



**HAL**  
open science

# Topographie et propriétés thermiques des versants martiens à écoulements saisonniers

Cédric Millot

► **To cite this version:**

Cédric Millot. Topographie et propriétés thermiques des versants martiens à écoulements saisonniers. Planétologie. Université de Lyon - Université Claude Bernard Lyon1, 2021. Français. NNT : 2021LYSE1169 . tel-04793203

**HAL Id: tel-04793203**

**<https://hal.science/tel-04793203v1>**

Submitted on 20 Nov 2024

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

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



Université Claude Bernard  Lyon 1

**THÈSE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LYON**

Opérée au sein de :

**l'Université Claude Bernard Lyon 1**

**Ecole Doctorale 52**  
Physique et Astrophysique

**Spécialité de doctorat : Sciences de la Terre**  
**Discipline : Planétologie**

Soutenue publiquement le 16/09/2021, par :

**Cédric Millot**

---

# **Topographie et propriétés thermiques des versants martiens à écoulements saisonniers**

---

Devant le jury composé de :

**Pascal ALLEMAND**

Professeur, LGL-TPE, Université de Lyon

**Jérémie LASUE**

Astronome, IRAP, Université de Toulouse

**Mathieu VINCENDON**

Maître de Conférences, IAS, Université Paris-Sud

**Alice LE GALL**

Maître de Conférences, LATMOS, Université de Versailles Saint-Quentin

**Aurélie GUILBERT-LEPOUTRE**

Chargée de Recherche CNRS, LGL-TPE, Université de Lyon

**Cathy QUANTIN-NATAF**

Professeure, LGL-TPE, Université de Lyon

**Cédric LEYRAT**

Astronome adjoint, LESIA, Université PSL

**Président**

**Rapporteur**

**Rapporteur**

**Examinatrice**

**Examinatrice**

**Directrice de thèse**

**Co-Directeur de thèse**



# **Université Claude Bernard – LYON 1**

Président de l'Université	M. Frédéric FLEURY
Président du Conseil Académique	M. Hamda BEN HADID
Vice-Président du Conseil d'Administration	M. Didier REVEL
Vice-Président du Conseil des Etudes et de la Vie Universitaire	M. Philippe CHEVALLIER
Vice-Président de la Commission de Recherche	M. Petru MIRONESCU
Directeur Général des Services	M. Pierre ROLLAND

## **COMPOSANTES SANTE**

Département de Formation et Centre de Recherche en Biologie Humaine	Directrice : Mme Anne-Marie SCHOTT
Faculté d'Odontologie	Doyenne : Mme Dominique SEUX
Faculté de Médecine et Maïeutique Lyon Sud - Charles Mérieux	Doyenne : Mme Carole BURILLON
Faculté de Médecine Lyon-Est	Doyen : M. Gilles RODE
Institut des Sciences et Techniques de la Réadaptation (ISTR)	Directeur : M. Xavier PERROT
Institut des Sciences Pharmaceutiques et Biologiques (ISBP)	Directrice : Mme Christine VINCIGUERRA

## **COMPOSANTES & DEPARTEMENTS DE SCIENCES & TECHNOLOGIE**

Département Génie Electrique et des Procédés (GEP)	Directrice : Mme Rosaria FERRIGNO
Département Informatique	Directeur : M. Behzad SHARIAT
Département Mécanique	Directeur M. Marc BUFFAT
Ecole Supérieure de Chimie, Physique, Electronique (CPE Lyon)	Directeur : Gérard PIGNAULT
Institut de Science Financière et d'Assurances (ISFA)	Directeur : M. Nicolas LEBOISNE
Institut National du Professorat et de l'Education	Administrateur Provisoire : M. Pierre CHAREYRON
Institut Universitaire de Technologie de Lyon 1	Directeur : M. Christophe VITON
Observatoire de Lyon	Directrice : Mme Isabelle DANIEL
Polytechnique Lyon	Directeur : Emmanuel PERRIN
UFR Biosciences	Administratrice provisoire : Mme Kathrin GIESELER
UFR des Sciences et Techniques des Activités Physiques et Sportives (STAPS)	Directeur : M. Yannick VANPOULLE
UFR Faculté des Sciences	Directeur : M. Bruno ANDRIOLETTI



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Mars : climats présent et passé</b>	<b>11</b>
1.1	Mars ancien et indices d'eau liquide . . . . .	12
1.1.1	Géomorphologies : réseaux de vallées . . . . .	13
1.1.2	Minéraux hydratés : l'exemple des phyllosilicates . . . . .	15
1.1.3	Conclusions . . . . .	17
1.2	Mars actuel : atmosphère, glaces et poussières . . . . .	17
1.2.1	La perte de l'atmosphère martienne . . . . .	17
1.2.2	Atmosphère : généralités . . . . .	18
1.2.3	Cryosphère . . . . .	21
1.3	Processus de surface actifs ou récents . . . . .	25
1.3.1	Dunes . . . . .	27
1.3.2	<i>Dust Devils</i> . . . . .	29
1.3.3	<i>Slope streaks</i> . . . . .	30
1.3.4	<i>Gullies</i> . . . . .	31
1.3.5	Quelques conclusions, et la place des <i>Recurring Slope Lineae</i> . . . . .	32
<b>I</b>	<b>Étude thermique des écoulements de pente saisonniers mar-</b>	
	<b>tiens</b>	<b>34</b>
<b>2</b>	<b><i>Recurring Slope Lineae</i> : une décennie de débats</b>	<b>35</b>
2.1	<i>Recurring Slope Lineae</i> (RSL) : définition et propriétés générales . . . . .	35
2.1.1	Découverte et définitions . . . . .	35
2.1.2	Géomorphologie, activité et autres propriétés . . . . .	37
2.2	RSL : hypothèses sur leurs origines . . . . .	54
2.2.1	2011-2015 : les RSL, de potentiels écoulements d'eau liquide ? . . . . .	54
2.2.2	2015 : le point de bascule . . . . .	56
2.2.3	2016-2021 : les RSL, des processus plutôt secs ? . . . . .	58

2.3	Conclusions et questions clefs . . . . .	67
<b>3</b>	<b>Les données orbitales pour l'étude des RSL</b>	<b>70</b>
3.1	Les données d'imagerie . . . . .	71
3.1.1	Comparaisons de différentes données d'imagerie . . . . .	71
3.1.2	La caméra HiRISE . . . . .	75
3.2	Modèles Numériques de Terrain (MNT) . . . . .	77
3.2.1	Généralités . . . . .	77
3.2.2	Méthodes de stéréophotogrammétrie . . . . .	78
3.3	Données d'imagerie et Système d'Informations Géographiques (SIG) . . .	81
3.4	Quelques conclusions . . . . .	82
<b>4</b>	<b>Modèle thermique appliqué aux RSL</b>	<b>86</b>
4.1	Le Soleil : principale source d'énergie . . . . .	86
4.1.1	Corps noir et flux thermique . . . . .	86
4.1.2	Effet de l'albedo . . . . .	89
4.1.3	Définition de la température d'équilibre . . . . .	91
4.1.4	Influence de la géométrie de surface . . . . .	93
4.1.5	Paramètres orbitaux . . . . .	96
4.1.6	Modèle d'ensoleillement . . . . .	99
4.2	Applications du modèle d'ensoleillement . . . . .	101
4.2.1	Application aux terrains aranéiformes . . . . .	101
4.2.2	Application aux RSL . . . . .	101
4.3	Contribution atmosphérique . . . . .	103
4.4	Conduction en profondeur . . . . .	105
4.4.1	Loi de conduction et propriétés physiques générales . . . . .	105
4.4.2	Application au cas martien . . . . .	110
4.5	Balance d'énergie . . . . .	113
4.5.1	Expression . . . . .	113
4.5.2	Résolution numérique . . . . .	113
4.6	Paramètres du modèle thermique . . . . .	114
4.7	Conclusions . . . . .	118
<b>5</b>	<b>Étude thermique de différents sites à RSL</b>	<b>120</b>
5.1	Sites d'études . . . . .	120
5.2	Etude géomorphologique . . . . .	121
5.3	Etude thermique . . . . .	126
5.3.1	Modèle sec . . . . .	126
5.3.2	Modèle humide . . . . .	128

5.3.3	Bilan général	129
5.3.4	Exemples de cartes de températures	130
5.4	Interprétation & Discussions	132
5.4.1	Activité des RSL et températures	132
5.4.2	Discussion sur l'origine des RSL	135
5.5	Conclusions	140

## **II Erreurs verticales et incertitudes de pente sur les données de topographie** **141**

<b>6</b>	<b>Décrire la topographie par des méthodes numériques</b>	<b>143</b>
6.1	Mise en contexte	144
6.2	Etat de l'art du calcul de pentes par l'outil numérique	147
6.2.1	Calculs de pente 1D	147
6.2.2	Problèmes du passage en 2D et de la discrétisation des données	148
6.2.3	Calcul de pentes en 2D	151
6.3	Calculs de l'exposition par l'outil numérique	156
6.4	Conclusions	159
<b>7</b>	<b>Erreurs sur les MNT</b>	<b>160</b>
7.1	Modélisation des erreurs	160
7.1.1	Introduction aux erreurs	161
7.1.2	Erreurs spatialement indépendantes	165
7.1.3	Erreurs spatialement autocorrélées	166
7.2	Création de MNT synthétiques	174
7.2.1	Structures géologiques synthétiques et morphométrie	176
7.2.2	Protocole	182
7.3	Estimation des différences entre deux cartes	184
7.4	Résultats	186
7.4.1	Carte de pentes calculées à partir des MNT synthétiques avec erreurs aléatoires indépendantes	186
7.4.2	Carte de pentes calculées à partir des MNT synthétiques avec erreurs autocorrélées	192
7.4.3	Estimations de la précision du calcul de la pente à partir de MNT martien	195
7.5	Discussion	200
7.6	Conclusion	205



<b>8</b>	<b>Perspectives et projets futurs</b>	<b>206</b>
8.1	Inversion de données thermiques . . . . .	207
8.2	Interactions locales entre vents de pentes et RSL . . . . .	208
8.3	Analyse texturale des cartes de pentes . . . . .	211
8.4	Conclusions . . . . .	212
<b>A</b>	<b>Observations des RSL</b>	<b>216</b>
<b>B</b>	<b>Liste des images</b>	<b>230</b>
<b>C</b>	<b>Méthode analytique de propagation des erreurs</b>	<b>232</b>
C.1	Développement général . . . . .	232
C.2	Application au calcul de pentes . . . . .	233
<b>D</b>	<b>Articles</b>	<b>238</b>
D.1	Partie 1 - Etude thermique sur quatre sites à RSL . . . . .	238
	D.1.1 Article principal . . . . .	238
	D.1.2 Données supplémentaires . . . . .	238
D.2	Partie 2 - Estimation des erreurs de pentes par méthodes numériques . . . . .	250

# Avant-propos

Le contenu de ce document rassemble, d'une façon que j'espère la plus exhaustive et cohérente possible, l'ensemble de mon travail de thèse. Débutée en septembre 2018 et terminée en septembre 2021, le présent manuscrit traite de sujets actuels de planétologie martienne, comme la présence d'eau liquide à la surface de la planète Mars, de l'utilisation de données orbitales et de l'estimation de leur précision, de la modélisation numérique des températures de surface et de subsurface à partir de l'ensoleillement et de la topographie de la planète Mars. J'espère que la qualité de ce document scientifique reflète fidèlement tout l'intérêt que j'ai porté pour l'ensemble de ces questions passionnantes. Toutefois, je souhaite avertir les quelques lecteurs qui auront la patience de parcourir l'ensemble, une partie ou à défaut quelques pages de ce travail. En effet, les lecteurs défenseurs de la langue française trouveront probablement à redire sur les quelques anglicismes qui jalonnent ce manuscrit. Néanmoins, j'assume entièrement le fait de ne pas avoir traduit ces termes, dans la mesure où ils sont employés couramment lors d'échanges scientifiques en langue française. Par exemple, nous parlerons exclusivement de *rovers* martiens, comme *Curiosity* ou *Opportunity*, au lieu de parler d'astromobiles ; je n'ai entendu aucun francophone parler d'astromobile au cours d'échanges scientifiques. C'est également le cas pour des termes techniques récurrents dans ce manuscrit comme *Recurring Slope Lineae* ou RSL. Les anglicismes seront toujours écrits en *italique*, de manière à ce qu'ils soient bien distincts du reste des écrits. Une traduction sera systématiquement proposée à la première occurrence de l'anglicisme. De nombreuses abréviations sont également utilisées et sont expliquées dès qu'elles apparaissent (noms d'instrument par exemple). Enfin, pour profiter au mieux des renvois automatiques aux différentes figures et sections, je suggère d'utiliser la version numérique. Les liens en bleu sont les renvois à la bibliographie, ceux en rouge les liens hypertexte vers des sources en ligne, lorsqu'un article scientifique n'est pas disponible. Je vous souhaite une bonne lecture,

Cédric Millot



# Chapitre 1

## Mars : climats présent et passé

À l'exclusion de la Terre et de son satellite naturel, la Lune, Mars est la planète la mieux connue de l'ensemble des huit planètes du système solaire. Depuis le milieu des années 60, avec l'arrivée des missions américaines Mariner 4, 6, 7 et 9, notre connaissance du système martien s'est considérablement étendue à mesure que la précision des données récoltées grandissait. Cette amélioration s'est accompagnée d'une augmentation de la couverture spatiale de la surface planétaire par les données d'imagerie orbitale. En particulier, la décennie 2001-2010 a vu l'arrivée de deux sondes très importantes dans l'étude contemporaine de Mars : l'orbiteur européen *Mars Express* (Chicarro et al., 2004) et l'américain *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO, Zurek and Smrekar, 2007). Chacune des sondes a contribué au déploiement de caméras et de spectromètres ayant grandement contribué à la compréhension de la surface martienne ; pour *Mars Express*, la caméra *High Resolution Stereo Camera* (HRSC, Neukum and Jaumann, 2004), dont les images et les Modèles Numériques de Terrain (MNT), avec une résolution spatiale allant en deçà de 50 m/pixel (e.g. Jaumann et al., 2007), a permis l'étude de la topographie martienne à une précision inégalée jusqu'alors – au regard de la grande couverture spatiale fournie par l'instrument – et l'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA, Bibring et al., 2004), dont quelques résultats marquants ont été, entre autres, de déterminer la composition des calottes polaires martiennes pérennes (Bibring et al., 2004) et la détection d'argiles (e.g. Loizeau et al., 2007, 2010). D'autre part, MRO dispose du spectro-imageur *Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars* (CRISM, Murchie et al., 2007), dont la résolution spectrale a participé à la détection de séquences d'altération avec des minéraux hydratés (argiles également) (Carter et al., 2013, 2015; Loizeau et al., 2018) et de la caméra *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE, McEwen et al., 2007) dont la résolution spatiale est la plus élevée parmi toutes les caméras qui scrutent la sur-

face de Mars : 25 cm/pixel (McEwen et al., 2007). La précision spatiale inégalée de cette caméra permet le suivi d'un ensemble de processus de surface caractéristiques de la planète rouge. Ce premier chapitre est consacré à la problématique de l'évolution du climat de Mars, d'un passé ancien humide à un présent vraisemblablement beaucoup plus sec. Entre autres, la thématique de l'eau sur Mars sera développée. Cette introduction permettra de dresser un contexte général sur l'environnement martien et de présenter des connaissances de base sur l'évolution du système Mars, avant de pouvoir se concentrer sur les processus de surface qui nous intéresseront dans la première partie de cette thèse : les *Recurring Slope Lineae* (McEwen et al., 2011). Nous attirons l'attention sur le fait que cette introduction n'a pas pour but d'être exhaustive sur le sujet du climat ancien et présent de Mars : la bibliographie associée à ses thématiques, par les nombreux articles et ouvrages qui y sont consacrés, excède de loin la possibilité d'être tout à fait complet sur le sujet dans un manuscrit de thèse. Nous nous intéresserons plutôt à quelques indices clefs qui convergent vers la présence d'eau liquide dans le passé ancien de Mars ainsi qu'aux processus de surface actuels, à la lumière d'un bref état de l'art des conditions climatiques actuelles.

## 1.1 Mars ancien et indices d'eau liquide

L'arrivée des missions *Mariner*, au cours des années 60, aura vu le développement des connaissances sur la planète Mars de façon très importante. Cet événement a contribué à un changement de paradigme sur Mars. En effet, c'est à partir de ces missions que des hypothèses controversées comme la présence de canaux martiens (e.g. Campbell, 1896), pourtant contestée depuis plus de 50 ans (Kuiper, 1955) ont définitivement été abandonnées. Il est d'ailleurs assez amusant de constater qu'au sein du même volume d'un journal, il était dit tout et son contraire sur ces problématiques de canaux martiens (Webb, 1955 et Kuiper, 1955). Les films et œuvres de fiction partageant des visions fantasmées de civilisations martiennes comme l'adaptation de *The War of the Worlds* de H.G. Wells au cinéma (*The War of the Worlds*, Byron Haskin, 1953) sont également bien moins nombreux dans les décennies des années 60 à 80. Une des raisons à cette baisse d'intérêt autour de Mars dans les œuvres de fictions trouve probablement son origine autour des premières données détaillées de la surface. En effet, les premières images de *Mariner 4* (22 au total) sont répertoriées dans l'étude de Leighton et al., 1965. Les auteurs mettent en avant le nombre important de cratères présents à la surface avec plus de 70 cratères entre 4 et 120 km de diamètre, suggérant que l'atmosphère martienne est restée très ténue et que l'érosion de ces structures a été faible depuis leur formation. De façon similaire à la surface de la Lune, la surface de Mars paraît âgée et ne montre pas de trace de canaux. La perspec-

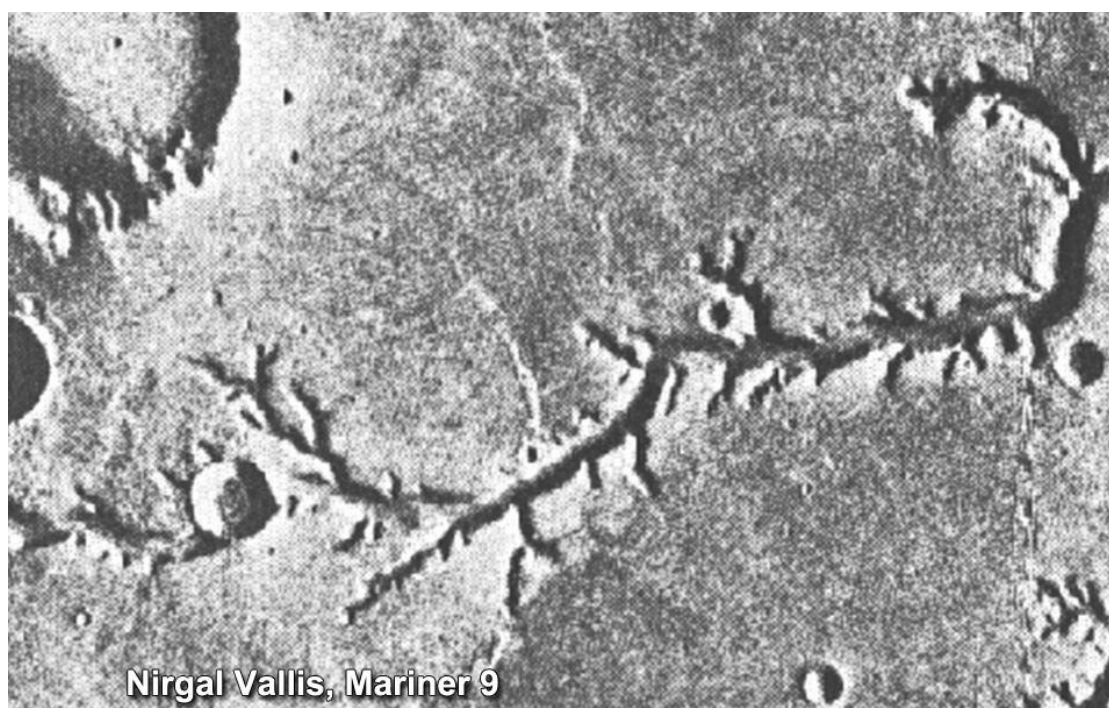


FIGURE 1.1 – Une portion de *Nirgal Vallis*, prise par *Mariner 9*. La largeur de l'image est d'environ 150 km - Crédits image : [NASA/ JPL-Caltech](#).

tive de trouver une civilisation intelligente et une planète-sœur à la Terre – des auteurs soutenaient la présence de végétation sur Mars, e.g. [Sinton, 1959](#) – s'efface durablement. C'est à partir de l'entrée en orbite de *Mariner 9*, en 1971, que des réseaux de vallées (figure 1.1) sont découverts, notamment à la frontière entre les terrains anciens de l'hémisphère sud martien et l'hémisphère nord, plus jeunes. C'est aussi à partir de ces missions que les premières cartes géologiques détaillées de la surface de Mars sont réalisées ([Carr et al., 1973](#)). La première partie de ce chapitre est consacrée à la description des géomorphologies de surface, marqueurs du climat ancien de Mars, avec notamment le cas des vallées martiennes mais aussi de quelques découvertes importantes issues des *rovers* martiens ou des minéraux hydratés détectés depuis l'espace.

### 1.1.1 Géomorphologies : réseaux de vallées

Les réseaux de chenaux constituent l'une des morphologies les plus impressionnantes de la surface martienne. Ils ont été observés à partir de la mission *Mariner 9* (figure 1.1),

FIGURE 1.2 – Comparaison globale des vallées identifiées par Carr, 1995 (a) en utilisant les données *Viking* et celles par Hynek et al., 2010 en utilisant les données THEMIS (Christensen et al., 2001) (b) superposée à la carte globale de MOLA (*Mars Orbiter Laser Altimeter*, Smith et al., 2001). (c) Densité de drainage calculée à partir de 1.2b. Figure reprise de Hynek et al., 2010.

FIGURE 1.3 – a) Le réseau de vallées de *Warrego Valles* (42°S, 267°E), à partir d’une mosaïque de données issues de la caméra THEMIS (Christensen et al., 2001). b) *Nanedi Vallis* (3°N, 311°E), dont la morphologie fait penser à une vallée de sapement, issue également d’une mosaïque THEMIS. Figure reprise de Harrison and Grimm, 2005.

dont les résultats principaux sur la géomorphologie martienne sont résumés dans l’étude de Masursky, 1973. Rapidement, ces structures de larges échelles sont interprétées comme étant la marque d’écoulements catastrophiques violents et intermittents, notamment par analogie avec les géomorphologies repérées dans l’Etat de Washington (*scablands*, Baker and Milton, 1974). Ces écoulements catastrophiques sont aussi associés à des morphologies de fleuves (Baker and Milton, 1974). La confirmation des observations par les missions suivantes et l’apport de données de meilleures résolutions permettent de faire des cartographies plus précises des vallées (e.g. Gulick, 2001; Hynek et al., 2010), allant jusqu’à quasiment 60 000 lignes de courant cartographiées pour les cartes les plus récentes (Galofre et al., 2020). On observe que les réseaux de vallées se situent dans leur grande majorité au niveau de la dichotomie martienne, c’est-à-dire à la frontière entre les terrains âgés de l’hémisphère sud, et ceux, plus jeunes (moins cratérisés) de l’hémisphère nord. La figure 1.2 présente la distribution spatiale des vallées selon Carr, 1995 (1.2a) et Hynek et al., 2010 (1.2b), ainsi que la densité de drainage calculée à partir des nouvelles données en 1.2c. On observe notamment la répartition le long de la fameuse dichotomie martienne entre le Nord et le Sud. Les morphologies décrites dans les études sont diverses, avec des vallées de sapement (e.g. Harrison and Grimm, 2005 et la figure 1.3 reprise de leur étude), des vallées de drainage (figure 1.3 également) ou des réseaux fluviaux (e.g. Hynek et al., 2010). Une telle diversité soulève des questions quant à l’origine des structures observées. En effet, la source des écoulements est fortement débattue, notamment dans les années 2000, entre une origine plutôt atmosphérique avec du ruissellement de surface, souterraine ou glaciaire. Le consensus qui semble se dégager ces dernières années semble être celui des origines multiples (Galofre et al., 2020); toutefois les contributions respectives de chacun des phénomènes restent à déterminer en détails. La datation des structures indique que la majorité d’entre elles (> 90% Hynek et al., 2010; Carr, 1995)

datent de l'ère du Noachien, c'est-à-dire avec un âge supérieur à 3.7 Ga, selon l'échelle des temps géologiques martienne définie par (Hartmann and Neukum, 2001). Ainsi, une forte activité hydrologique est liée à cette période ancienne de la planète Mars, ce qui suggère que le climat martien de l'époque était beaucoup plus humide que celui d'aujourd'hui, vraisemblablement bien plus sec. Toutefois, les modèles climatiques récents échouent encore à recréer la répartition des zones de vallées, les zones de précipitation et de chutes de neige ne correspondant pas à la répartition spatiale des vallées (Palumbo and Head, 2018). D'autres exemples de modèles 3D échouent à recréer des conditions de températures annuelles supérieures au points de fusion de l'eau en supposant une dense atmosphère de CO<sub>2</sub> et d'eau (Wordsworth et al., 2013) ou un fort chauffage par le Soleil (Wordsworth et al., 2015). Des modèles climatiques plus froids, avec accumulation de chutes de neige, présentent une meilleure corrélation spatiale entre précipitations et présence de réseaux de vallées, bien qu'ils restent imparfaits dans de nombreuses régions de l'hémisphère sud (Wordsworth et al., 2015).

### 1.1.2 Minéraux hydratés : l'exemple des phyllosilicates

Les contributions respectives des instruments comme OMEGA (Bibring et al., 2004) et CRISM (Murchie et al., 2007) sont très importantes dans la cartographie de la minéralogie de surface à différentes échelles spatiales. Les premières études utilisant ces instruments se concentrent notamment sur les minéraux hydratés de la surface dès 2005, avec les premiers résultats de OMEGA dans l'article de Bibring et al., 2005. Les minéraux hydratés appelés phyllosilicates sont détectés (Poulet et al., 2005; Loizeau et al., 2007; Carter et al., 2013) sur plusieurs sites de Mars, avec notamment des argiles ferromagnésiennes dans des sites comme *Nili Fossae* (Poulet et al., 2005; Ehlmann et al., 2009). Des détections de sulfates sont également réalisées sur des affleurements avec une morphologie en dépôts stratifiés, dans *Valles Marineris* et d'autres terrains équatoriaux (Gendrin et al., 2005), sulfates également détectés sur les sites d'atterrissage des rovers martiens, comme *Curiosity* (Nachon et al., 2014). Les détections de l'instrument OMEGA sont confirmées et affinées quelques années plus tard (Mustard et al., 2008) avec l'aide de l'instrument CRISM (Murchie et al., 2007), embarqué sur la sonde américaine MRO. Ces deux types de détection sont de première importance, puisque chacune témoigne de la présence d'eau liquide lors de la formation de ces minéraux. L'environnement de formation diffère toutefois, puisque les argiles ferromagnésiennes de type smectite et nontronite sont interprétées comme les produits d'érosion de roches mafiques, comme les basaltes et gabbros typiques de la croûte martienne (e.g. Zuber, 2001) et nécessitent une altération par l'eau sur des temps longs, tandis que les sulfates sont plutôt caractéristiques d'un milieu d'évaporation, plutôt acide, ou issus de processus d'altérations provoqués par une activité hydrothermale rat-



FIGURE 1.4 – a) Carte globale d’argiles ferromagnésiennes (demi-cercles rouges) et alumineuses (demi-cercles bleus), détectées selon les données CRISM. Les cercles complets indiquent la présence conjointe des deux types d’argiles. b) Localisations de 120 séquences d’altérations. Les boîtes en pointillés indiquent les régions principales, dans lesquelles des estimations d’âge absolues selon des méthodes de comptage de cratères ont été effectuées. Figure reprise de [Carter et al., 2015](#).

tachée aux écoulements de saumures, par exemple dans *Valles Marineris* ([Gendrin et al., 2005](#)). Il est d’ailleurs observé que ces deux types de minéraux ne se retrouvent que rarement ensemble ([Poulet et al., 2005](#)), ce qui suppose que leur environnement de dépôt diffère. Les phyllosilicates sont de première importance, puisqu’ils sont restreints aux terrains anciens du Noachien : c’est un indice supplémentaire quant au climat martien de l’époque. La carte présentée figure 1.4 est issue du travail de [Carter et al., 2015](#) et montre les localisations de différentes argiles (ferromagnésiennes et alumineuses, 1.4a) sur l’ensemble de la surface martienne. La partie 1.4b montre les emplacements des séquences d’altération, formées par la superposition d’argiles alumineuses sur des argiles ferromagnésiennes. Les argiles alumineuses, au sommet de la séquence, sont interprétées comme issues de la formation par l’altération chimique via hydrolyse des argiles de surface par les eaux météoritiques : les cations  $\text{Al}^{3+}$  sont insolubles, à l’inverse des cations  $\text{Mg}^{2+}$  ([Gaudin et al., 2011](#)). Ces derniers disparaissent préférentiellement par rapport à l’aluminium, ce qui conduit à la formation d’argiles alumineuses, type kaolinite ou montmorillonite. Pour les argiles contenant beaucoup de fer, ce sont les ions silicates  $\text{Si}^{4+}$ , qui se trouvent en plus grandes proportions que pour les argiles alumineuses ([Gaudin et al., 2011](#)), qui vont conduire à une altération préférentielle des argiles. Les séquences d’altération avec une structure similaire sont observées dans de nombreux sites, comme *Nili Fossae* ([Ehlmann et al., 2009](#); [Gaudin et al., 2011](#)), les vallées de *Coprates Chasma* ([Loizeau et al., 2018](#)) ou le site de *Mawrth Vallis* (e.g. [Poulet et al., 2020](#)). L’ensemble des localisations des séquences d’altération est résumé dans [Carter et al., 2015](#) (leur figure 1 est reprise dans notre figure 1.4), ainsi que les âges absolues estimés selon les méthodes de comptage de cratères développés par [Hartmann and Neukum, 2001](#) et [Neukum et al., 2001](#). Les âges des séquences d’altération sont tous estimés au-delà de 3.65 Ga, ce qui correspond à l’ère du Noachien, ce qui n’est pas étonnant puisque les sites répertoriés sont restreints aux terrains cratérisés du sud de la dichotomie martienne, c’est-à-dire les terrains les plus anciens.

### 1.1.3 Conclusions

Ainsi, la présence conjointe de minéraux hydratés avec des traces d'anciens écoulements et lacs d'eau liquides de larges échelles (e.g. [Carter et al., 2013](#), leur figure 17) constitue un faisceau d'indices convergeant vers l'idée d'un climat martien beaucoup plus humide que celui que Mars connaît actuellement. Gardons toutefois à l'esprit que les âges estimés des minéraux hydratés diffèrent des âges des vallées observées, ces dernières étant plus jeunes que les premiers ([Carter et al., 2013](#)), ce qui suppose que la formation du réseau de vallées n'a pas engendré le dépôt des phyllosilicates. Néanmoins, l'ensemble de ces observations, rassemblant des données d'orbiteurs et de *rovers* sur la minéralogie et la géomorphologie, constitue un socle solide pour estimer que le passé ancien de Mars était beaucoup plus humide et probablement plus chaud que celui que nous connaissons aujourd'hui.

## 1.2 Mars actuel : atmosphère, glaces et poussières

### 1.2.1 La perte de l'atmosphère martienne

Les mesures de la magnétisation de la croûte martienne, réalisées par le satellite *Mars Global Surveyor* (MGS, [Albee et al., 2001](#)) ont permis de déterminer que Mars avait eu un champ magnétique dans son passé ([Acuña et al., 1999, 2001](#); [Connerney et al., 1999, 2001](#)). La disparition de ce champ magnétique s'est faite relativement tôt dans l'histoire de Mars. Les contraintes sont apportées notamment par les bassins d'impact géants (Hellas, Argyre, Isidis) dont les âges sont estimés autour de 4.0 Ga (e.g. [Ehlmann et al., 2011](#)), et qui ne présentent pas de magnétisme rémanent de la croûte ([Acuña et al., 1999](#)). Cette observation suggère que le champ magnétique avait déjà disparu au moment de la formation des bassins d'impact, puisque les températures à l'impact ont largement dépassé la température de Curie. Les propriétés ferromagnétiques de la croûte auraient dû conduire à un alignement des cristaux le long des lignes de champ, avant le refroidissement de la croûte jusqu'au passage sous la température de Curie. Or ce n'est pas le cas. [Acuña et al., 1999](#) concluent donc que le champ magnétique est apparu très tôt dans l'histoire de Mars et est resté en place pendant quelques millions à quelques centaines de millions d'années. Une des propriétés bien connue du champ magnétique est sa capacité à dévier les vents solaires, des gaz ionisés, qui arrivent à la surface d'une planète. En l'absence de ce champ magnétique, les vents solaires interagissent avec l'atmosphère et contribuent à l'échappement de matière vers l'espace (voir e.g. [Chassefière and Leblanc, 2004](#)). Cette disparition n'est pas la seule cause de la disparition progressive de l'atmosphère martienne : l'échappement des particules les plus légères vers l'espace (confirmé par des

TABLE 1.1 – Composition de l’atmosphère martienne par l’instrument *Sample Analysis at Mars* (SAM) du rover *Curiosity*. Données reprises de [Mahaffy et al., 2013](#).

Gaz	Ratio en volume
CO <sub>2</sub>	0.960 (±0.007)
Ar	0.0193 (±0.0003)
N <sub>2</sub>	0.0189 (±0.0003)
O <sub>2</sub>	1.45 (±0.09)×10 <sup>-3</sup>
CO	<1.0×10 <sup>-3</sup>

mesures de rapports isotopiques, e.g. rapport D/H ou fractionnement des isotopes du xénon, voir [Chassefière and Leblanc, 2004](#)) à cause de la faible gravité de Mars ( $\sim 3.7 \text{ m.s}^{-2}$ ) ou l’effet des larges impacts (e.g. [Jakosky and Phillips, 2001](#)) sont d’autres contributions avérées en faveur du phénomène de la perte progressive de l’atmosphère. Nous ne pourrions malheureusement pas nous attarder plus longuement sur ces processus (qui pourraient largement occuper un chapitre de ce manuscrit), mais des synthèses complètes de ces problématiques d’échappement peuvent être consultées pour plus de détails (e.g. [Jakosky and Phillips, 2001](#); [Jakosky et al., 2017](#) ou [Haberle et al., 2017](#), chapitres 15 et 17). L’essentiel est de retenir que l’atmosphère de Mars au début de son histoire, supposément aussi dense que l’atmosphère terrestre et riche en CO<sub>2</sub> ( $P_{\text{CO}_2} \sim 1 \text{ bar}$ , [Jakosky et al., 2017](#)), s’est progressivement réduite, probablement par l’action conjointe de l’ensemble des processus d’échappement que nous avons décrits.

### 1.2.2 Atmosphère : généralités

La composition de l’atmosphère martienne a été déterminée pour la première fois avec précision lors des missions *Viking*, notamment dans l’article de [Owen et al., 1977](#), même si les principaux composants de l’atmosphère, CO<sub>2</sub> en tête, étaient déjà connus par des méthodes spectrales (e.g. [Kaplan et al., 1964](#)). La composition de l’atmosphère est résumée dans le tableau 1.1, selon les résultats de [Mahaffy et al., 2013](#) à partir des données du rover *Curiosity*. Le tableau 1.1 montre que l’atmosphère martienne est composée à 96% de CO<sub>2</sub>, environ 2% d’Ar et 2% de N<sub>2</sub>. Les relevés effectués par les sondes *Viking* montrent également la présence d’autres composants avec une faible concentration, comme H<sub>2</sub>O (avec un relevé variable à environ 300 ppm), Ne, Kr et O<sub>3</sub> (quelques ppm à quelques ppb) ([Owen et al., 1977](#)). La quantité d’eau contenue dans l’atmosphère a également été suivie par les instruments de *Curiosity*, avec des valeurs entre 15 et 60 ppm environ ([Martín-Torres et al., 2015](#)). L’atmosphère martienne étant beaucoup plus ténue que l’atmosphère terrestre (voir notamment la partie sur la perte de l’atmosphère de Mars), la pression qu’elle exerce à la surface de la planète est de l’ordre de 100 à 150 fois plus faible que sur Terre. Les valeurs de la pression martienne mesurées par l’atterrisseur (*lander*) *InSight*

FIGURE 1.5 – Variations de la pression en fonction de la période de l’année par les deux atterrisseurs *Viking* VL-1 et VL-2. Figure reprise de [Hess et al., 1980](#).

tournent autour de 720 Pa ( $\sim 7$  mbar), avec des variations de  $\pm 30$  Pa en fonction des heures de la journée ([Banfield et al., 2020](#)), et entre 7 et 10 mbar pour les données des deux atterrisseurs des missions *Viking* ([Hess et al., 1980](#)). Chaque année, la pression à la surface varie substantiellement (environ 30%, [Hess et al., 1979, 1980](#); [Hourdin et al., 1993](#)). La figure 1.5 montre les variations (lissées) de la pression à la surface mesurée par les deux atterrisseurs *Viking*, avec les incertitudes pour chacun (partie supérieure et inférieure, respectivement pour *Viking Lander-2* et *Viking Lander-1*). On observe que les plus basses pressions se trouvent autour de  $L_S = 135^\circ$ , lors de l’hiver dans l’hémisphère sud, et les plus hautes autour de  $L_S = 270^\circ$ , lors de l’été sud –  $L_S$  étant la longitude solaire qui détermine la position de Mars sur son orbite, et donc la saison (un résumé sur les saisons martiennes est présenté dans le chapitre 4). L’atmosphère étant composée à plus de 95% de  $\text{CO}_2$ , c’est le cycle de condensation et de sublimation du  $\text{CO}_2$  des calottes polaires transitoires qui module la pression à la surface. Des variations de pression spatiales peuvent également être imputées aux différences d’altitude significatives entre l’hémisphère nord et sud ([Hourdin et al., 1993](#)) et aux effets de la topographie ([Forget et al., 2007](#); [Spiga et al., 2007](#)). Nous parlerons de l’effet de la cryosphère dans la sous-partie suivante, car les calottes polaires sont essentielles dans la compréhension de la machine climatique martienne actuelle. L’atmosphère est également chargée en particules de poussières. Elle est plus ou moins opaque, en fonction de la quantité de poussières contenue dans l’atmosphère, notamment lors des saisons de tempêtes (e.g. [Wang and Richardson, 2015](#)). La figure 1.6 présente l’effet de l’augmentation de l’opacité de l’atmosphère  $\tau$ , du point de vue du rover *Opportunity*. En une trentaine de jours, la quantité de lumière parvenant à la surface s’est considérablement réduite sous l’effet de la poussière en suspension. La charge en poussières dans l’atmosphère implique des variations dans le profil thermique de l’atmosphère et dans le chauffage de la surface (voir le chapitre 4, partie 4.3 et la figure 4.13). L’interaction des rayons solaires avec les particules favorise l’apparition de processus de diffusion de Mie, qui donne la teinte orange-brune au ciel lors des tempêtes de poussières (que nous connaissons également sur Terre) et diminue l’ensoleillement de surface (voir figure 1.6). Les tempêtes favorisent le dépôt superficiel de poussières, ce qui provoque un éclaircissement ou un assombrissement de la surface en fonction des régions (e.g. [Cantor, 2007](#)). Ces dépôts, soumis aux régimes des tempêtes, ont été observés très tôt dans l’histoire de l’exploration martienne ([Rea, 1964](#)) et encore aujourd’hui, après la tempête globale de 2018 ([Chojnacki, 2018](#)).

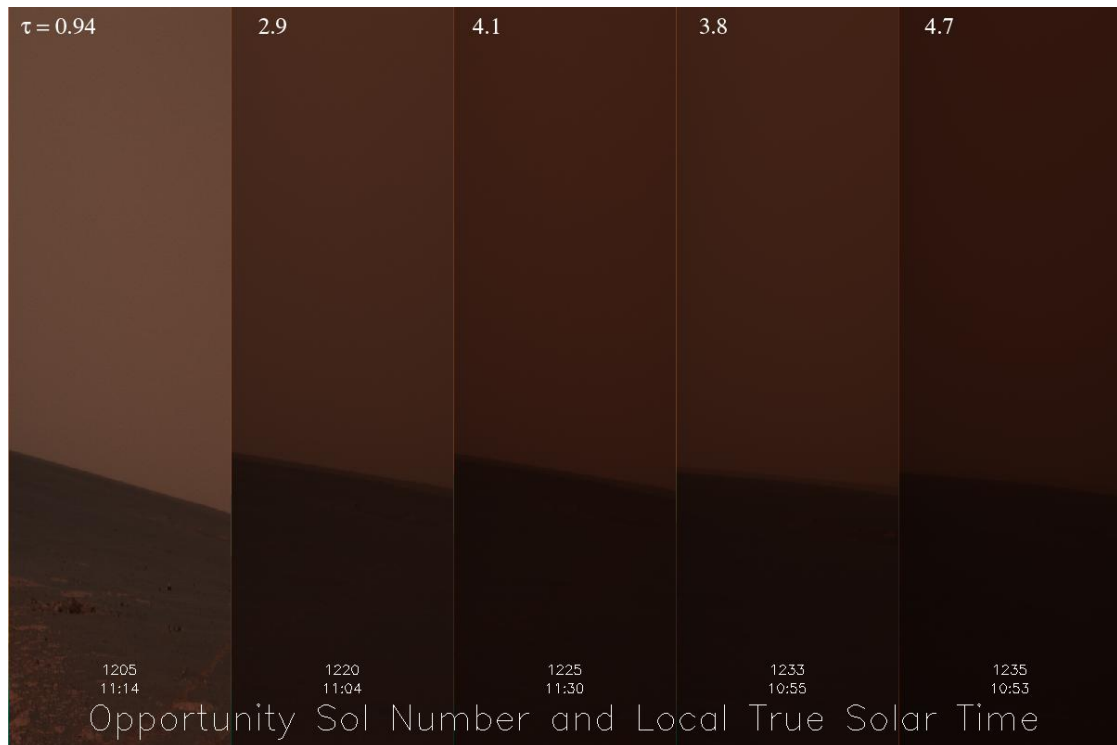


FIGURE 1.6 – Succession d’images prises par le rover *Opportunity* (e.g. [Squyres et al., 2004](#)) depuis la surface de Mars.  $\tau$  est le paramètre d’opacité de l’atmosphère : plus il est haut, plus l’atmosphère est opaque. En 30 sols, la luminosité à la surface s’est fortement réduite sous l’effet de la tempête de poussière. C’est d’ailleurs le phénomène de la tempête de poussières globale de l’année 2018 (e.g. [Cantor and Malin, 2018](#)) qui aura raison du petit rover ! Crédits images : [NASA/JPL- Caltech/Cornell](#).

FIGURE 1.7 – Cartes globales des glaces de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O au pôle sud de Mars. A gauche, les zones en bleu sont celles où la bande d'absorption de la glace de CO<sub>2</sub> est la plus forte (glace de CO<sub>2</sub> présente), en marron la plus faible (glace absente). A droite, la même échelle de couleur est reprise pour la glace de H<sub>2</sub>O. Figure reprise de [Bibring et al., 2004](#).

### 1.2.3 Cryosphère

**Calottes polaires** Les calottes polaires martiennes constituent le principal réservoir d'eau visible depuis l'espace. Les calottes polaires sont constituées d'une partie permanente (avec une durée de vie de plusieurs centaines d'années, e.g. [Byrne, 2009](#)) et d'une partie superficielle non-permanente, qui se sublime chaque année lors des étés martiens. L'instrument OMEGA a substantiellement contribué à la connaissance des calottes martiennes, par la découverte de la composition des calottes pérennes ou résiduelles ([Bibring et al., 2004](#)). Grâce aux données de spectrométrie fournies par l'instrument, [Bibring et al., 2004](#) et [Langevin et al., 2007](#) trouvent que la calotte polaire pérenne au sud est constituée de la superposition d'une couche de glace d'eau (elle-même stratifiée sous forme de terrains lités, appelés *South Polar Layered Deposits* ou SPLD) avec une fine couche de CO<sub>2</sub>. On constate que l'essentiel des glaces cartographiées par OMEGA est de la glace de CO<sub>2</sub> (partie gauche de la figure 1.7) et qu'une partie des SPLD affleure autour des détections de CO<sub>2</sub> et est visible par le spectromètre sur la partie droite de la figure 1.7. La calotte polaire nord est quant à elle constituée d'une épaisse couche de glace d'eau, sous forme de dépôts lités plus ou moins chargés en particules de poussières (*North Polar Layered Deposits* ou NPLD) de plusieurs km de haut (1-3 km environ, e.g. [Smith et al., 2001](#)), sur lesquelles une couche de glace résiduelle et permanente est présente (e.g. [Byrne et al., 2008](#)). Une remarquable représentation de ces structures stratifiées est visible figure 1.8, grâce aux données radar de SHARAD (*Shallow Radar*, [Seu et al., 2007](#)), instrument embarqué sur la sonde MRO. La couche de glace permanente, au sommet des NPLD et SPLD, est constituée de glace d'eau pure au nord, d'une épaisseur comprise entre 10 et 20 m ([Byrne, 2009](#)), et de glace de CO<sub>2</sub> pure au sud, épaisse d'une dizaine de mètres ([Byrne et al., 2008](#)), cette dernière présentant une morphologie "en gruyère" (*swiss cheese morphology*, décrite par [Thomas et al., 2000](#)). Enfin, chaque année, on observe la progression de couches de glaces saisonnières lors des hivers, qui peuvent s'étendre jusqu'à des latitudes de 50-55° ([Appéré et al., 2011](#)). L'évolution des calottes saisonnières nord et sud a été décrite respectivement par [Langevin et al., 2005](#); [Appéré et al., 2011](#) et [Langevin et al., 2007](#). Ces calottes saisonnières, d'une épaisseur de quelques dizaines de cm à 1 m, se subliment vers l'atmosphère en été, lorsque les températures remontent et deviennent trop élevées pour la glace de CO<sub>2</sub>. Des morphologies appelées *dark spots* se créent lors de la su-

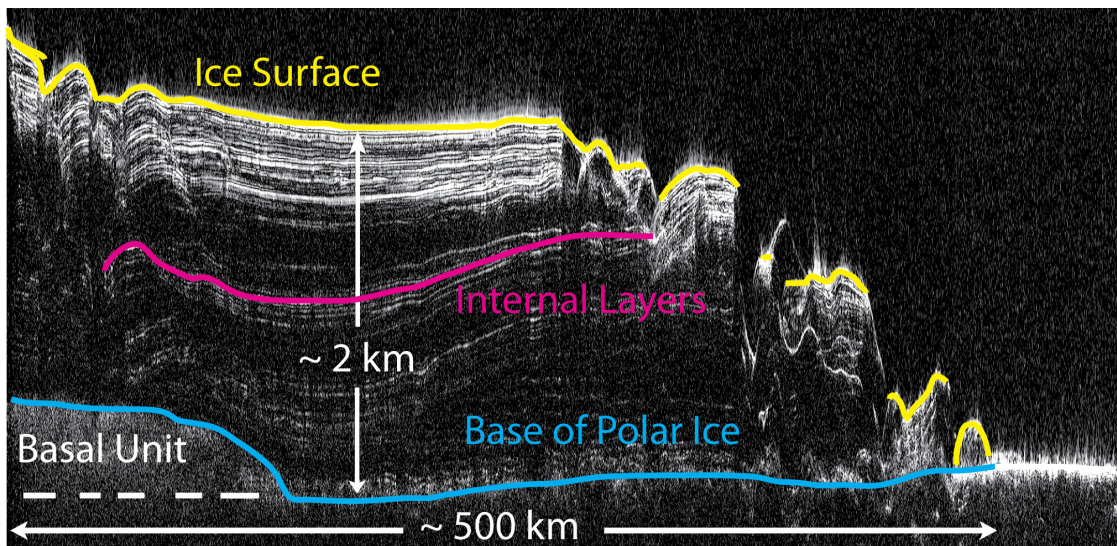


FIGURE 1.8 – Radargramme légendé de la calotte glaciaire pérenne de l'hémisphère nord selon les données du radar SHARAD. On observe une superposition de couches de glaces à l'intérieur des dépôts, sur une épaisseur d'environ 2 km. Crédits image : [NASA/JPL-Caltech/ASI/UT](#).

blimation, notamment dans le cas de la calotte saisonnière sud. Ces structures, comprises pour la première fois dans l'étude de [Kieffer et al., 2006](#) (mais déjà décrites auparavant, par exemple dans le papier de [Bridges et al., 2001](#)), sont formées par l'action du chauffage par les rayons du Soleil des particules de poussières piégées sous la couche saisonnière de CO<sub>2</sub> (transparente aux rayons solaires). Ainsi, la base de la couche de CO<sub>2</sub> se sublime et le gaz résultant, à haute pression, s'échappe par érosion des fractures, ce qui forme des jets de matière sombre visibles depuis l'espace, appelés *dark spots*. Les études de [Kieffer, 2007](#); [Pilorget et al., 2011](#) ont confirmé la validité de ce mécanisme pour expliquer l'apparition des *dark spots*, notamment dans le cadre d'une très faible teneur en poussières des glaces de CO<sub>2</sub> ([Pilorget et al., 2011](#)). L'expression de ce processus dans des gradients topographiques forts est également étudiée : les structures se présentent alors sous la forme de coulées sombres, généralement appelées *dark flows* (e.g. [Gardin et al., 2010](#)). La figure 1.9 résume le cycle simplifié entre les calottes saisonnières et l'atmosphère, en fonction des saisons. La sublimation de la calotte saisonnière de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère s'effectue lors des étés pour chaque hémisphère sous l'action du chauffage solaire. Cette sublimation s'accompagne du phénomène des *dark spots* dans l'hémisphère sud. Le CO<sub>2</sub> se condense au pôle opposé à mesure que les températures de la région diminuent et forme une nouvelle couche saisonnière de CO<sub>2</sub>, qui vient draper les couches résiduelles et les *Polar Layered Deposits* (PLD). Le cycle se répète ensuite d'année en année.

**Glaces de subsurface** Une quantité importante de glace d'eau est également présente en sous-surface de la planète Mars (e.g. [Feldman et al., 2004](#)). Cette glace résulte d'un équilibre entre la densité de vapeur d'eau atmosphérique avec la densité de vapeur saturante dans le sous-sol, telles que définies par [Mellon and Jakosky, 1993](#). Les basses températures du sous-sol martien permettent la formation de glaces par diffusion de la vapeur d'eau atmosphérique depuis la surface. Les modélisations thermiques permettent de rendre compte de la distribution spatiale des glaces : les études de [Mellon and Jakosky, 1993](#), [Schorghofer and Aharonson, 2005](#) et [Aharonson and Schorghofer, 2006](#), les deux premières études utilisant les cartes globales de données thermiques de *Viking* ([Paluconi and Kieffer, 1981](#)) et celle de *Thermal Emission Spectrometer* (TES, [Christensen et al., 1992](#)). L'étude de [Aharonson and Schorghofer, 2006](#) utilise les données de topographie fournies par *Mars Orbiter Laser Altimeter* (MOLA, [Zuber et al., 1992](#)), dans le but d'étudier l'effet des paramètres topographiques (pente et orientation) dans la formation de la glace de sous-surface. Des cartes globales de répartition de la glace sont dérivées et comparées aux données de spectromètres à neutrons de [Feldman et al., 2004](#), comme le présente la figure 1.10, dérivée de [Schorghofer and Aharonson, 2005](#). Les modélisations montrent une bonne corrélation avec les données de [Feldman et al., 2004](#) dans les hautes latitudes : le modèle de [Schorghofer and Aharonson, 2005](#) prévoit une présence des glaces



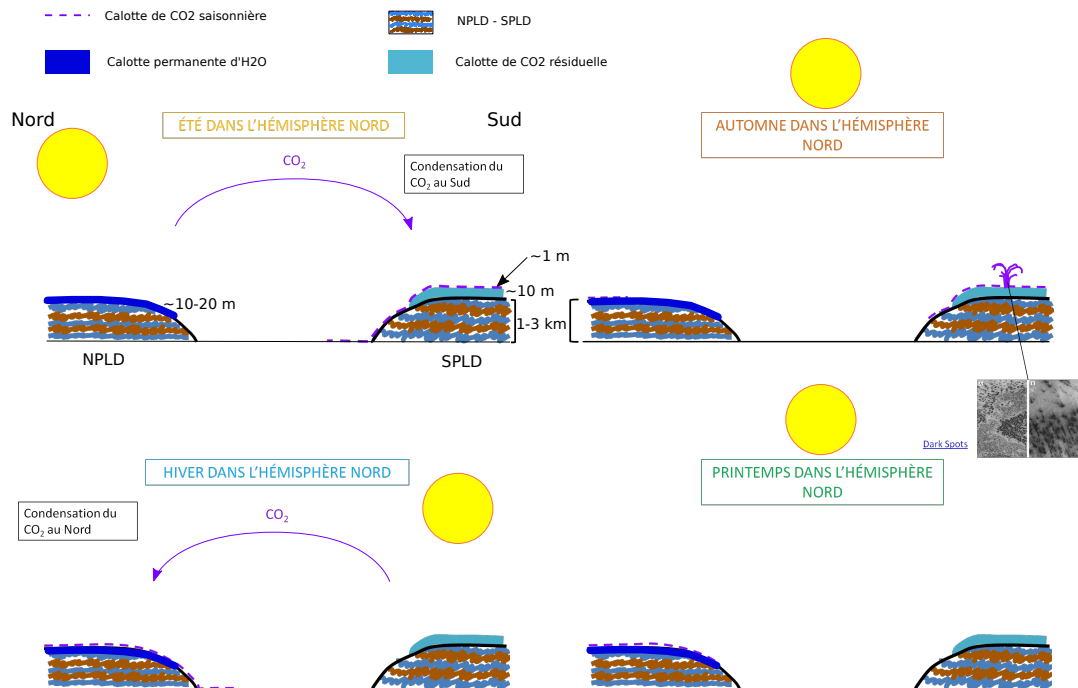


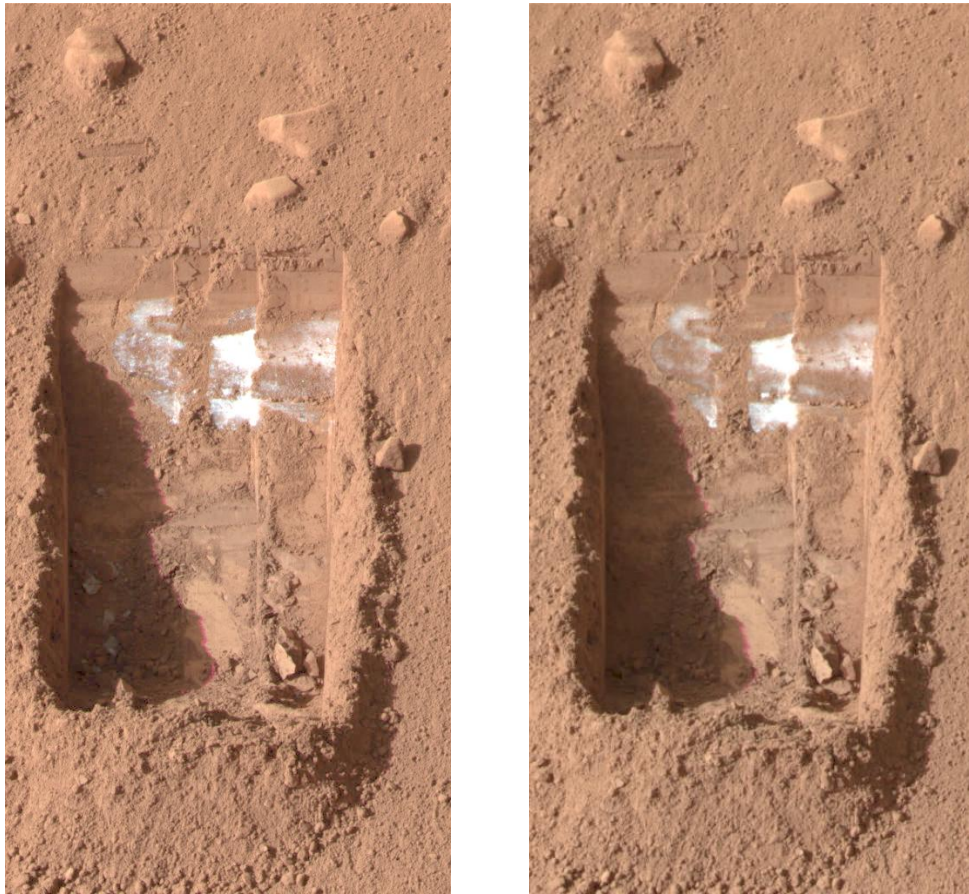
FIGURE 1.9 – Description simplifiée du cycle des calottes polaires martiennes, en fonction des saisons dans l'hémisphère nord. La légende de chacune des composantes des calottes est indiquée dans le coin supérieur gauche. Le zoom sur les *dark spots* est une figure issue de Kieffer et al., 2006 (leur figure 1).

FIGURE 1.10 – L'échelle de couleur indique la profondeur de la couche de glace en équilibre avec la vapeur d'eau atmosphérique, en admettant une fraction de glace en volume de 40%. Les zones blanches sont les régions où la glace n'est pas stable en sous-surface. Les lignes pleines indiquent les résultats des mesures de Feldman et al., 2004 en %. Les lignes pointillées sont les contours de l'inertie thermique à  $200 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$ . Figure reprise de Schorghofer and Aharonson, 2005.

jusqu'à des latitudes jusqu'à  $\sim 50^\circ$ , modulée notamment par les paramètres physiques du sol. Toutefois, quelques différences subsistent avec les données de spectromètre à neutrons, notamment dans les zones équatoriales à faible inertie thermique. Ces différences peuvent s'expliquer par les effets de la topographie (de la glace peut se former plus facilement pour des orientations de pente dirigées vers les pôles) ou de la fraction de glace (paramétrée à 40% dans la carte de [Schorghofer and Aharonson, 2005](#)). Les résultats de [Aharonson and Schorghofer, 2006](#) montrent l'effet de la topographie sur la distribution des glaces de subsurface, notamment sur des pentes de  $30^\circ$  orientés selon cinq directions (nord, nord-est, est, sud-est, sud) : la distribution des zones de stabilité des glaces est modifiée par les orientations des pentes. Les glaces de sous-surface remontent jusqu'à des latitudes moyennes autour de  $25^\circ$ , pour les orientations nord et sud. Enfin, la glace de subsurface a pu être observée et analysée *in situ* par l'atterrisseur *Phoenix* (e.g. [Smith et al., 2009](#)), en 2008. *Phoenix* a notamment détecté la présence de perchlorates ([Hecht et al., 2009](#)), des composés en  $\text{ClO}_4$  qui présentent une forte affinité pour avec l'eau liquide. La figure 1.11 montre l'évolution de la glace découverte par *Phoenix* sous quelques centimètres de profondeur ([Mellon et al., 2009](#)), qui se sublime au soleil en quelques jours martiens (= sol, d'une durée d'environ 24h40) La glace de subsurface peut être également détectée grâce à sa mise à l'affleurement par des impacts récents ([Byrne et al., 2009](#)) ou par la présence de glace de  $\text{CO}_2$  pérenne, expliquée seulement par la présence de glace d'eau de subsurface ([Vincendon et al., 2010b](#)). Aussi, mentionnons la cartographie de la glace d'eau (en surface cette fois-ci) réalisée par [Vincendon et al., 2010a](#), qui utilisent les données de spectrométrie des instruments OMEGA et CRISM. La glace d'eau se dépose jusqu'à des latitudes de  $13^\circ\text{S}$  dans l'hémisphère sud et  $32^\circ\text{N}$ , pour les pentes orientées vers les pôles, et est contrôlée par la météorologie, notamment la quantité de vapeur atmosphérique ([Vincendon et al., 2010a](#)).

### 1.3 Processus de surface actifs ou récents

Le système climatique contemporain est contrôlé par l'interaction entre l'atmosphère et les calottes polaires, notamment par l'effet d'un cycle saisonnier. Toutefois, la planète Mars est également sujette à un ensemble de processus de surface, dont les origines sont diverses : tourbillons de poussières, érosion de matériel superficiel par les vents, écoulements secs ou liquides... Chacun de ces processus témoigne de l'activité actuelle de la planète Mars. Cette partie se concentrera sur certains d'entre eux : nous commencerons par la description succincte de morphologies et processus associés à des origines sèches (champs de dunes et *dust devils*), puis nous nous concentrerons sur des processus d'écoulements (*slope streaks*, *gullies* et *Recurring Slope Lineae*). Les morphologies, les périodes



(a) Sol 20.

(b) Sol 24.

FIGURE 1.11 – Images issues de la caméra *Surface Stereo Imager* (SSI) de l'atterrisseur *Phoenix*. Crédits images : [NASA/JPL-Caltech/University of Arizona/Texas A&M University](#).

d'activité ou la distribution spatiale de ces écoulements permettent d'envisager l'hypothèse d'une origine liée à l'eau liquide. Nous concluons ce chapitre par une description des *slope streaks* et des *gullies*, puis nous nous concentrerons sur les *Recurring Slope Lineae*, objets de la première partie de ce manuscrit, dans le chapitre 2.

### 1.3.1 Dunes

La vision actuelle de Mars comme une planète froide, sèche et désertique, se traduit peut-être de la meilleure des façons dans la description des champs de dunes martiens. Les premières observations de champs de dunes remontent à la mission Mariner 9 (Sagan et al., 1972; Cutts and Smith, 1973). A mesure que la résolution spatiale des images augmente au cours du temps, la cartographie des champs de dunes devient de plus en plus précise et complète. De nouveaux champs de dunes sont découverts à des latitudes polaires dans les années 80-90 (Thomas and Weitz, 1989; Thomas and Gierasch, 1995). Une base de données répertorie les localisations de champs de dunes depuis 2007 (*Mars Global Digital Dune Database* ou MGD<sup>3</sup>, Hayward et al., 2007), et évolue au fur et à mesure de l'accumulation de données d'imagerie à haute résolution (Hayward et al., 2014; Fenton, 2020). Les dunes appelées barkhanes constituent un traceur intéressant du régime des vents régionaux, puisque leur forme et l'évolution de leur morphologie sont directement reliées aux directions des vents (e.g. Fenton et al., 2005). La figure 1.12 présente un champ de dunes de type barkhane, en forme de croissants tout à fait caractéristique, au niveau des latitudes polaires (75.7°N) de l'hémisphère nord (partie a). On aperçoit également des morphologies de *dark spots* sur la quasi-totalité des dunes, dont les jets sont parfois dispersés par l'action du vent à la surface (traces sombres sous forme d'éventail au contact de certaines dunes centrales par exemple). La partie b. est une représentation schématique vue de côté de l'interaction entre les vents locaux et la structure d'une dune; les barkhanes présentent une face avec une faible pente qui est érodée par l'action du vent, puis une face de forte pente qui correspond à l'angle d'avalanche. Cet angle est estimé entre 30 et 35° sur Mars, soit une valeur similaire à celle de la Terre, ce qui suppose l'indépendance de ce paramètre par rapport à la valeur de la gravité (Atwood-Stone and McEwen, 2013). Les directions des dunes sont donc utilisées pour déterminer les directions de circulation des vents régionaux, et peuvent être comparées à des modèles climatiques globaux (*Global Climate Model* ou GCM, e.g. Forget et al., 1999), comme c'est le cas dans les articles de Fenton et al., 2005 ou Gardin et al., 2012. Cette dernière étude montre d'ailleurs une assez bonne corrélation entre direction des vents et orientation des barkhanes, en soulignant toutefois que les différences entre le modèle et les observations peuvent s'expliquer par le caractère instable de certaines orientations par rapport aux vents dominants. Compte-tenu de la faible évolution des dunes martiennes au cours du

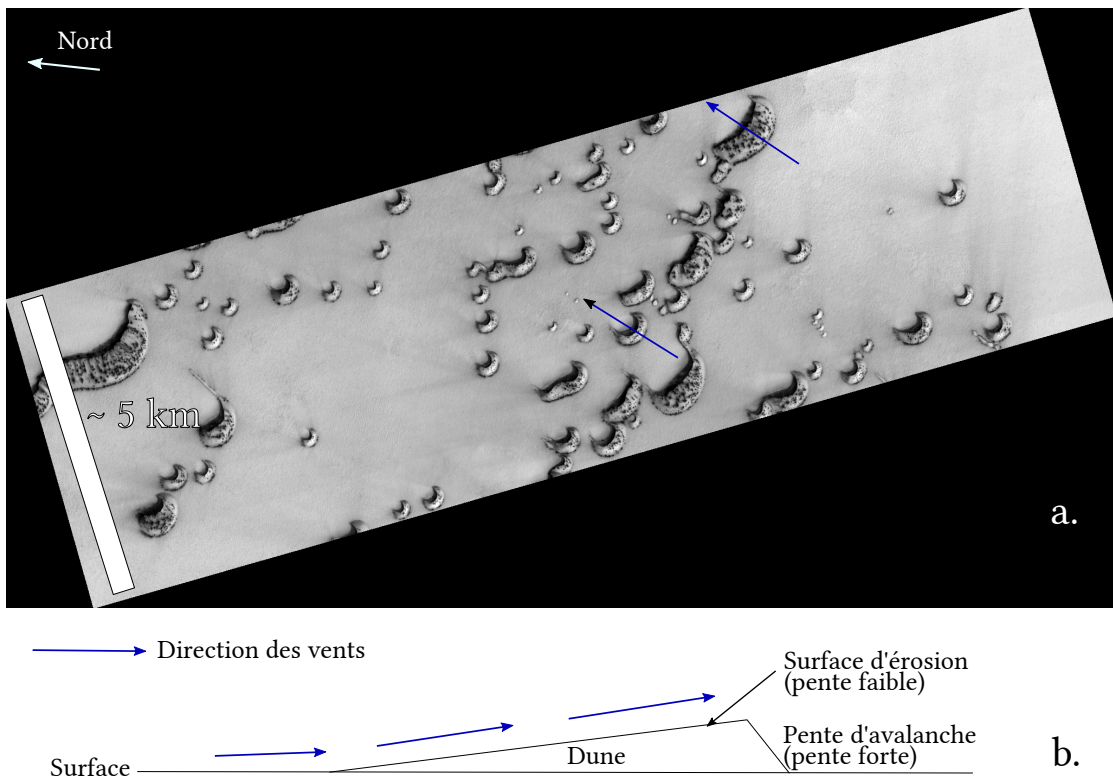


FIGURE 1.12 – a. Image HiRISE ESP\_034006\_2560 (résolution de 50 cm/pixel) d'un champ de barkhanes au milieu d'une plaine de l'hémisphère nord (75.7°N, 94.1°E). Notez la présence de *dark spots* sur les différentes dunes, synonymes de sublimation de la glace de CO<sub>2</sub> de la calotte saisonnière, au milieu du printemps. b. Schéma de côté d'une dune de type barkhane et interaction avec les vents locaux (flèches bleues). L'orientation de la face d'avalanche indique la direction préférentielle du vent.

FIGURE 1.13 – Description d'un *dust devil* vue par la caméra CTX (image G21\_036394\_2155). Figure reprise de [Fenton and Lorenz, 2015](#).

temps (elles bougent de quelques cm par milliers d'années), les auteurs concluent que les dunes avec une orientation atypique peuvent être fossiles et dérivées de paléoclimats ([Gardin et al., 2012](#)).

### 1.3.2 *Dust Devils*

Un autre phénomène indissociable de la surface de Mars est celui des tourbillons de poussières, ou *dust devils*. Phénomène également connu sur Terre, les *dust devils* sont caractéristiques des environnements désertiques, pour lesquels de fortes disparités de températures sont communes (e.g. [Sinclair, 1969](#)). Les *dust devils* martiens ont été observés pour la première fois sur Mars par le satellite *Viking* ([Thomas and Gierasch, 1985](#)), même si leur présence avait déjà été suspectée auparavant (e.g. [Neubauer, 1966](#)) et leurs effets mesurés ([Ryan and Lucich, 1983](#)). Les arrivées des missions *Pathfinder* et *Mars Exploration Rover* ont également contribué à la description de ces phénomènes depuis la surface, puisque les *rovers* ont fait des observations de ces phénomènes (e.g. [Greeley et al., 2006](#) dans le cas du *rover Spirit*). La figure 1.13 présente la structure d'un *dust devil* vue depuis l'orbite, avec le vortex, la plume et les ombres correspondantes projetées sur la surface, qui permettent d'estimer la hauteur et la largeur du tourbillon. On remarque également la trace claire laissée par le passage du vortex, dans le coin supérieur gauche de l'image. Des champs de traces laissées par les *dust devils* sont parfois visibles (e.g. [Balme et al., 2003](#)), trahissant la présence d'une forte activité de ce type dans une région donnée. Parfois, ces régions de fortes activités sont corrélées avec les sites de processus de surface, suggérant une possible influence entre les deux phénomènes (e.g. [Vincendon et al., 2019](#)). Il a également été observé que les passages de *dust devils* sont capables de déclencher des écoulements de type *slope streaks* ([Schorghofer et al., 2007](#); [Heyer et al., 2020](#)). De plus, les phénomènes de *dust devils* sont d'importance car ils conduisent au déplacement de particules de poussière hors des périodes de tempêtes, dans des proportions non négligeables : [Thomas and Gierasch, 1985](#) estiment un poids total de  $3 \times 10^3$  kg de poussières pour un *dust devil* de 2 km de haut et 200 m de large d'après les données du satellite *Viking*, et [Metzger et al., 1999](#) de l'ordre de la centaine de kg pour des *dust devils* de plusieurs dizaines de m de large jusqu'à une centaine de m de haut, selon les données de *Mars Pathfinder* (MPF, [Golombek et al., 1997](#)).

FIGURE 1.14 – Observations MOC d'une région présentant des *slope streaks* claires et sombres. Figure reprise de [Schorghofer et al., 2007](#).

### 1.3.3 *Slope streaks*

Les processus de pente sont multiples sur la planète rouge. Les propriétés de chacun des processus seront décrites en détails, de façon à éviter les confusions. Le premier processus que nous allons décrire est celui des *slope streaks* (e.g. [Schorghofer et al., 2007](#)), littéralement "traînées de pente". La terminologie peut prêter à confusion, notamment celle présentée dans les premières études (chronologiquement), puisque des noms comme *dark streaks* ([Morris, 1982](#); [Ferguson and Lucchitta, 1984](#)) ou *dark slope streaks* (e.g. [Ferris et al., 2002](#)) sont utilisés. Le suivi des structures de *slope streaks* s'est véritablement développé avec la caméra *Mars Orbiter Camera* (MOC, [Malin and Edgett, 2001](#)), dans des études comme celles de [Edgett et al., 2000](#) ou [Sullivan et al., 2001](#). Les observations indiquent que les *slope streaks* sont des structures de pente allongées, à bords bien définis, présentant un contraste d'albedo avec les terrains environnants (figure 1.14). Les premières *slope streaks* découvertes se présentaient exclusivement sous forme de traces sombres (d'où l'appellation *dark slope streaks*, e.g. [Ferguson and Lucchitta, 1984](#)); toutefois, il apparaît que les *slope streaks* peuvent être alternativement plus sombres, ou plus claires que les terrains environnants (e.g. [Sullivan et al., 2001](#) et la figure 1.14, issue de l'article de [Schorghofer et al., 2007](#)). Ces variations dans le contraste sont interprétées comme liées à l'âge des *slope streaks* : les traces les plus récentes sont les plus sombres, elles évoluent et deviennent plus claires au cours du temps, avant de disparaître (e.g. [Schorghofer et al., 2007](#)). Les *slope streaks* présentent souvent une forme qui s'élargit au fur et à mesure de la pente (les largeurs peuvent atteindre la centaine de m), sur des longueurs totales qui peuvent être kilométriques (e.g. [Schorghofer, 2014](#) et figure 1.14). La distribution spatiale des *slope streaks* est restreinte aux régions avec une forte couverture en poussières et donc de très faible inertie thermique (la très petite taille des particules de poussières a tendance à favoriser une forte réponse thermique), comme le soulignent par exemple [Bhardwaj et al., 2019](#) (leur figure 8). Les études ont également souligné que la disparition des *slope streaks* au cours du temps compensait le taux de formation estimé ([Aharonson et al., 2003](#)) des *slope streaks*, sur quatre décennies environ ([Bergonio et al., 2013](#)). Il y aurait donc un renouvellement de la population des *slope streaks* sur environ quarante ans. Plusieurs hypothèses sont en concurrence pour expliquer le phénomène. Deux grandes catégories s'affrontent : celle des mécanismes humides (e.g. [Kreslavsky and Head, 2009](#) et celle des mécanismes secs (e.g. [Dundas, 2020b](#)). Bien que les deux hypothèses ne soient pas incompatibles ([Bhardwaj et al., 2019](#)), un écoulement sec pouvant

être déclenché par l'action de la fonte de saumures (Kreslavsky and Head, 2009), les indices géomorphologiques comme les interactions avec les topographies locales (Dundas, 2020b), le déclenchement des *slope streaks* par des chutes de rochers (Chuang et al., 2007) ou le passage de *dust devils* (Heyer et al., 2020) tendent à confirmer le caractère sec des *slope streaks*, d'après les résultats de ces dernières années. Toutefois, le consensus scientifique est loin d'être établi.

#### 1.3.4 *Gullies*

Un exemple classique d'activité de surface récente (< 10 Ma) est celui des *gullies* (Malin and Edgett, 2000; Costard et al., 2002), également appelés "ravines". La morphologie typique des *gullies* se présente sous la forme suivante : un sommet constitué d'une alcôve dans laquelle une structure plus linéaire (chenal) prend sa source. Les bords du chenal, plus ou moins marqués, peuvent présenter des dépôts de matériel appelés "levées". Enfin, la structure se termine par un cône de déjections ou de débris, avec une forme caractéristique (figure 1.15). Le caractère incisé des structures est de première importance et est le critère morphologique principal qui définit les *gullies*, par rapport à tout autre écoulement de pente de moyenne latitude. Des modifications peuvent intervenir dans cette structure-type, avec notamment le développement de zones de terrasses, d'effets d'érosion et d'incision des chenaux au cours du temps (e.g. Dundas et al., 2019). Une description détaillée des morphologies des *gullies* a été effectuée par Johnsson et al., 2014 ou Dundas et al., 2019. Notons que ces structures ont leurs analogues sur Terre, notamment dans les zones froides, où les morphologies sont dominées par les glaces (e.g. Groënland, Islande, e.g. Hartmann et al., 2003). La longueur de ces processus de surface est généralement de l'ordre du km (figure 1.15), et la largeur des chenaux n'excède pas quelques mètres à quelques dizaines de mètres pour les plus larges structures, notamment pour celles présentes dans les dunes. Les *gullies* sont des structures de pente : les mesures des pentes locales, effectuées en utilisant l'imagerie fournie par la caméra HiRISE, montrent que les *gullies* sont restreintes à des valeurs de pente > 25° (Conway et al., 2018), avec des différences entre les parties supérieures (alcôves en haut de la pente) et inférieures (cônes de débris notamment), où les pentes sont respectivement plus raides (> 25°, Conway et al., 2018) et plus douces (entre 6 et 31°, toujours selon Conway et al., 2018). Enfin, la répartition spatiale des *gullies* est contenue dans les régions de moyennes latitudes, que ce soit dans l'hémisphère nord ou l'hémisphère sud, comme le montre la cartographie réalisée par Harrison et al., 2015, représentée figure 1.16. Le code couleur représente l'orientation préférentielle des *gullies* pour chaque site : on observe que l'orientation vers les pôles est privilégiée, notamment dans l'hémisphère sud. Le mécanisme à l'origine des *gullies* est encore mal connu, mais deux volatils se dégagent comme source pour expliquer ces struc-



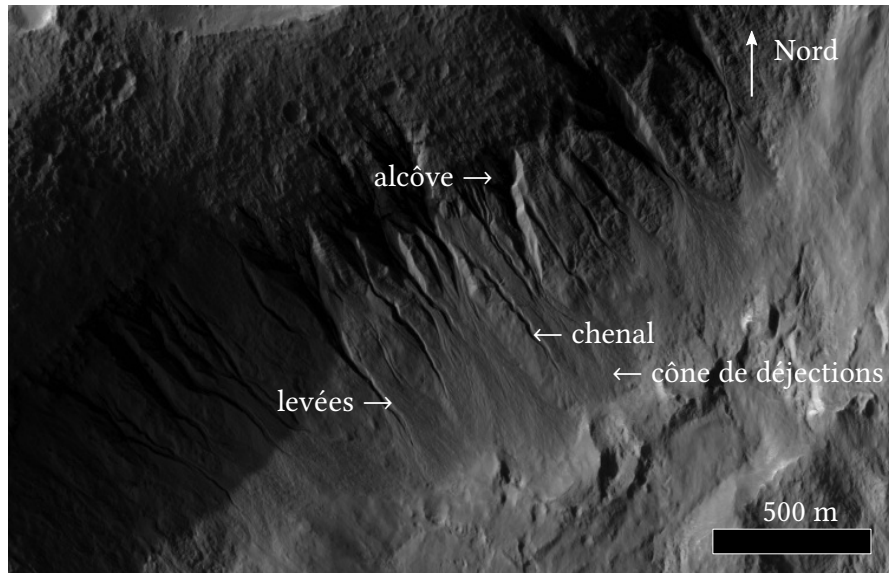


FIGURE 1.15 – Observations de *gullies* à partir de données d’imagerie provenant de la caméra HiRISE. L’image présente le flanc nord, exposé au sud-est, d’un cratère situé à 35.7°S, 129.4°E. Les légendes (en blanc) indiquent les caractéristiques géomorphologiques des *gullies*.

FIGURE 1.16 – Cartographie de la répartition spatiale des *gullies*, principalement au niveau des moyennes latitudes, à partir des données provenant des caméras *ConTeXt Camera* (CTX, [Malin et al., 2007](#)), sur la mosaïque globale de la caméra MOC, ([Kirk et al., 2003](#)) et les données d’altimétrie MOLA. Le code couleur indique l’orientation préférentielle des *gullies*, avec en bleu, les orientations vers les pôles, en rouge, vers l’équateur, en jaune, est-ouest, en violet, pas de préférence. Figure reprise de [Harrison et al., 2015](#).

tures : l'eau et le CO<sub>2</sub>. Différents mécanismes ont été proposés, comme des écoulements d'eau provenant d'aquifères superficiels (e.g. [Gaidos, 2001](#)), de glaces de subsurface ou de l'accumulation de givre atmosphérique. Les détections d'aquifères par l'instrument SHARAD ne semblent pas correspondre avec les positions des sites à *gullies* (e.g. [Nunes et al., 2008](#)). Aussi, les modèles thermiques (e.g. [Aharonson and Schorghofer, 2006](#)) montrent que la présence théorique de glaces en subsurface ne correspond pas avec la répartition spatiale des *gullies*. La fonte de glaces d'eau est également difficile à expliquer, dans la mesure où les *gullies* se présentent préférentiellement (mais pas exclusivement) pour des orientations vers les pôles; or, le chauffage est plus important sur les versants orientés vers l'équateur pour des latitudes moyennes (e.g. [Aharonson and Schorghofer, 2006](#), leur figure 5). Le consensus actuel tourne plutôt autour d'une hypothèse attachée à un mécanisme lié au CO<sub>2</sub> (e.g. [Pilorget and Forget, 2016](#)), hypothèse supportée à la fois par des correspondances spatiales entre présence probable de CO<sub>2</sub> et activité des *gullies* ([Vincendon, 2015](#)) ou le fait que les changements géomorphologiques actuels des *gullies* se font dans des environnements trop froids pour un cycle de l'eau, mais cohérent avec un cycle de sublimation-condensation du CO<sub>2</sub> ([Pilorget and Forget, 2016](#)). Toutefois, les propositions de mécanismes liés au CO<sub>2</sub> restent multiples, et une association de plusieurs de ces hypothèses est probable pour expliquer l'activité de surface observée (e.g. [Conway et al., 2018](#)).

### 1.3.5 Quelques conclusions, et la place des *Recurring Slope Lineae*

Nous avons vu au cours de ce chapitre d'introduction, que Mars a eu un passé ancien relativement plus humide, et probablement plus chaud qu'actuellement. Les réseaux de fleuves identifiés ainsi que la présence de minéraux hydratés (argiles et séquences d'altération) sont les témoins principaux de cette période, datée à plus de 3.7 Ga. La planète s'est ensuite refroidie et a vu son atmosphère progressivement disparaître : le climat actuel est dominé par les interactions entre l'atmosphère ténue et riche en CO<sub>2</sub> et la cryosphère, calottes polaires et glaces de subsurface en tête, ainsi que la surface sèche et poussiéreuse de Mars. L'activité discernée à la surface par l'imagerie spatiale est notamment concentrée autour de processus de surfaces : dunes, tourbillons de poussières, écoulements de pente... Les *Recurring Slope Lineae* (RSL) pourraient être, à première vue, des processus de surface parmi tant d'autres, comme le montre la distribution globale des processus de pente actifs issue du travail de [Diniega et al., 2021](#) et reprise dans la figure 1.17. Toutefois, leur originalité, et leur intérêt majeur, provient de l'activité saisonnière qui les définit. Découvertes en 2011 par les travaux de A. McEwen et L. Ojha (e.g. [McEwen et al., 2011](#)), les RSL sont des structures fines qui présentent une activité de croissance puis de disparition saisonnière, avec une récurrence année après année. Cette activité particulière a été

FIGURE 1.17 – RSL et autres processus actifs de surfaces (avalanches polaires, en bleu ; écoulements équatoriaux, en violet ; *gullies* et *gullies* de dune, en jaune et orange et *gullies* de dune actifs en vert). Figure reprise de [Diniega et al., 2021](#).

observée par la caméra HiRISE ([McEwen et al., 2007](#)) et a posé rapidement la question de la présence d'eau liquide actuellement à la surface de Mars. Si cette présence d'eau était avérée, elle aurait de grandes implications sur notre vision de l'habitabilité martienne et la possibilité de la présence d'une vie extra-terrestre. Le chapitre suivant sera consacré à un état de l'art que nous espérons le plus exhaustif possible de nos connaissances sur ces processus de surface fascinants. Les questions-clés auxquelles cette thèse tentera de répondre seront également posées à la fin de ce second chapitre introductif.

## **Première partie**

# **Étude thermique des écoulements de pente saisonniers martiens**



## Chapitre 2

# *Recurring Slope Lineae* : une décennie de débats

L'arrivée de la sonde MRO en orbite martienne héliosynchrone au cours de l'année 2006, sur laquelle est embarquée la caméra HiRISE (McEwen et al., 2007), a contribué à une petite révolution grâce à l'identification de processus de surface inconnus jusqu'alors. En effet, la résolution spatiale inégalée de cette caméra (rappelons-le, jusqu'à 25 cm/pixel) est à l'origine de la découverte d'écoulements saisonniers qui s'estompent puis reviennent d'année en année notamment lors des saisons les plus chaudes, appelés *Recurring Slope Lineae* (RSL, McEwen et al., 2011). Cette activité saisonnière est à l'origine d'un des débats brûlants de la planétologie martienne : est-elle synonyme d'écoulements saisonniers d'eau liquide ? Et si oui, s'agit-il d'un milieu propice à la vie ? Ce second chapitre est dédié à la description des RSL, en partant de leur définition et de leurs propriétés, pour continuer sur un état de l'art des hypothèses à l'origine de ces phénomènes géologiques, pour enfin conclure sur une description la plus exhaustive possible de leur répartition à la surface de Mars. Les problématiques à résoudre au cours de cette thèse seront présentées dans une dernière partie sous la forme de questions-clefs.

### 2.1 *Recurring Slope Lineae* (RSL) : définition et propriétés générales

#### 2.1.1 Découverte et définitions

À l'échelle de l'ensemble de l'histoire de l'exploration spatiale, la découverte des RSL est relativement récente, puisque datant de 2011. Les premières observations des RSL

FIGURE 2.1 – A) Localisation des RSL dans le cratère Palikir (41.6°S, 202.3°E). L'évolution des RSL est visible sur 3 années martiennes (*Martian Year* ou MY, selon [Clancy et al., 2000](#)) de B) à E). Les images HiRISE utilisées sont respectivement PSP\_005943\_1380, ESP\_011428\_1380, ESP\_021911\_1380 et ESP\_022267\_1380. Figure reprise de [McEwen et al., 2011](#).

datent des articles de conférence d'Alfred McEwen et Lujendra Ojha en 2011 ([McEwen et al., 2011](#); [Ojha et al., 2011](#)). Elles ont présentées lors de la 42<sup>e</sup> édition de la *Lunar and Planetary Science Conference* (LPSC), une des conférences de référence dans l'étude des surfaces planétaires. Les deux papiers décrivent l'apparition de structures géologiques dont l'albedo contraste avec les terrains environnants, prenant souvent leurs origines à la base de zones plus rocheuses, et présentant une activité saisonnière récurrente de croissance le long de la pente puis de disparition progressive au fil des mois. [Ojha et al., 2011](#) présentent des observations faites par la caméra HiRISE dans le cratère Asimov (47°S, 4-6°E) et dans le cratère Palikir (qui ne porte pas encore ce nom, 41.6°S, 202.3°E). [McEwen et al., 2011](#) montrent des observations dans le cratère Horowitz (32°S, 140.8°E) et s'attardent plus sur les possibles interprétations géologiques d'un tel phénomène, et évoquent notamment des écoulements d'eau liquide ou de saumâtres. A ce moment, ces possibles écoulements saisonniers sont appelés *Transient Slope Lineae* ou TSL, ce qui, traduit littéralement, donne "lignes de pente transitoire", *lineae* étant le mot latin pour "lignes". Ces TSL sont décrites comme étant différentes des *slope streaks* ("traînées" ou "traces de pente") de par leur caractère saisonnier, leur répartition spatiale, non corrélée avec l'indice de poussière (*dust index*) martien (alors que c'est le cas pour les *slope streaks*), ou encore leur orientation préférentielle vers l'équateur ([McEwen et al., 2011](#)). Aussi, l'ensemble des sites à TSL répertoriés dans ces études se situent dans l'hémisphère Sud, entre 32 et 48°S.

Le nom de *Recurring Slope Lineae*, ou RSL, est énoncé pour la première fois dans un article paru dans le journal *Science* par [McEwen et al., 2011](#). L'article fait sensation au sein de la "communauté martienne", par rapport aux deux abstracts du LPSC. En effet, les propriétés des RSL semblent indiquer qu'elles sont directement liées à la présence d'eau liquide coulant selon une période corrélée aux saisons sur les pentes les plus ensoleillées de la surface de Mars. C'est d'ailleurs l'interprétation qui est réalisée dans l'article. L'étude répertorie des observations de la caméra HiRISE sur le rempart est du cratère Palikir (figure 2.1) ainsi que sur le pic central du cratère Horowitz. [McEwen et al., 2011](#) décrivent les RSL comme des structures étroites, dont la largeur ne dépasse pas quelques mètres, restreintes à des pentes raides comprises entre 25 et 40°. Il est également admis que les RSL croissent en taille lors des périodes les plus chaudes de l'année, lors de la fin

du printemps dans l'hémisphère sud et tout au long de l'été.

La définition que nous allons retenir pour parler des RSL est la suivante : il s'agit de traces linéaires de faible albedo par rapport aux terrains environnants, présentes dans des zones de fortes pentes ( $>25^\circ$ ), qui montrent une activité saisonnière selon trois propriétés majeures (pour la première fois définies explicitement dans [Stillman et al., 2016](#)) :

1. les RSL ont une période de croissance pendant l'année,
2. les RSL disparaissent partiellement ou totalement pendant l'année,
3. les RSL montrent une activité récurrente année après année.

Pour le reste de ce manuscrit, je me restreindrai à cette définition concernant l'activité des RSL. Pour être tout à fait complet, une seconde définition est utilisée pour qualifier si des traces ressemblant à des RSL en sont bel et bien. La définition du statut de RSL est exprimée pour la première fois chez [Ojha et al., 2014](#) selon les critères suivants :

- "*Confirmed*"/Confirmé : les RSL montrent une croissance incrémentale et sont récurrentes d'année en année ;
- "*Partially Confirmed*"/Partiellement confirmé : les RSL présentent une croissance incrémentale ou sont récurrentes d'année en année, mais les deux critères n'ont pas été observés conjointement pour le site ;
- "*Candidate*"/Candidat : les structures s'apparentent à des *lineae*, mais ni la croissance ni la récurrence n'ont été observés.

Cette définition passe sous silence le critère de disparition progressive des RSL ; c'est la raison pour laquelle on préférera dans la suite les critères énoncés selon [Stillman et al., 2016](#).

Dans la suite de cette partie, je parlerai de l'ensemble des propriétés des RSL sur leur géomorphologie, leur distribution géographique en passant par la topographie ou les propriétés physiques du sol ou encore leur relation avec les températures de surface.

## 2.1.2 Géomorphologie, activité et autres propriétés

### Géomorphologie

Les RSL se présentent généralement sous la forme d'une succession de lignes (*lineae*) relativement sombres par rapport aux terrains environnants. Ces lignes s'allongent dans la direction de la pente pendant des périodes variables de l'année martienne. Les structures sont relativement étroites, entre 0.5 - 5 m de large pour chaque *linea* ([McEwen et al., 2011](#)). Il n'est pas rare que les plus longues lignes atteignent plusieurs centaines de mètres de long. Un exemple d'une géomorphologie typique de RSL est présenté dans la figure 2.2, dans le site de Coprates Chasma, dans Valles Marineris ([Chojnacki et al., 2016](#); [Milot et al., 2021](#), 12.9°S, 295.5°E). Les RSL peuvent être relativement rectilignes sur toute leur



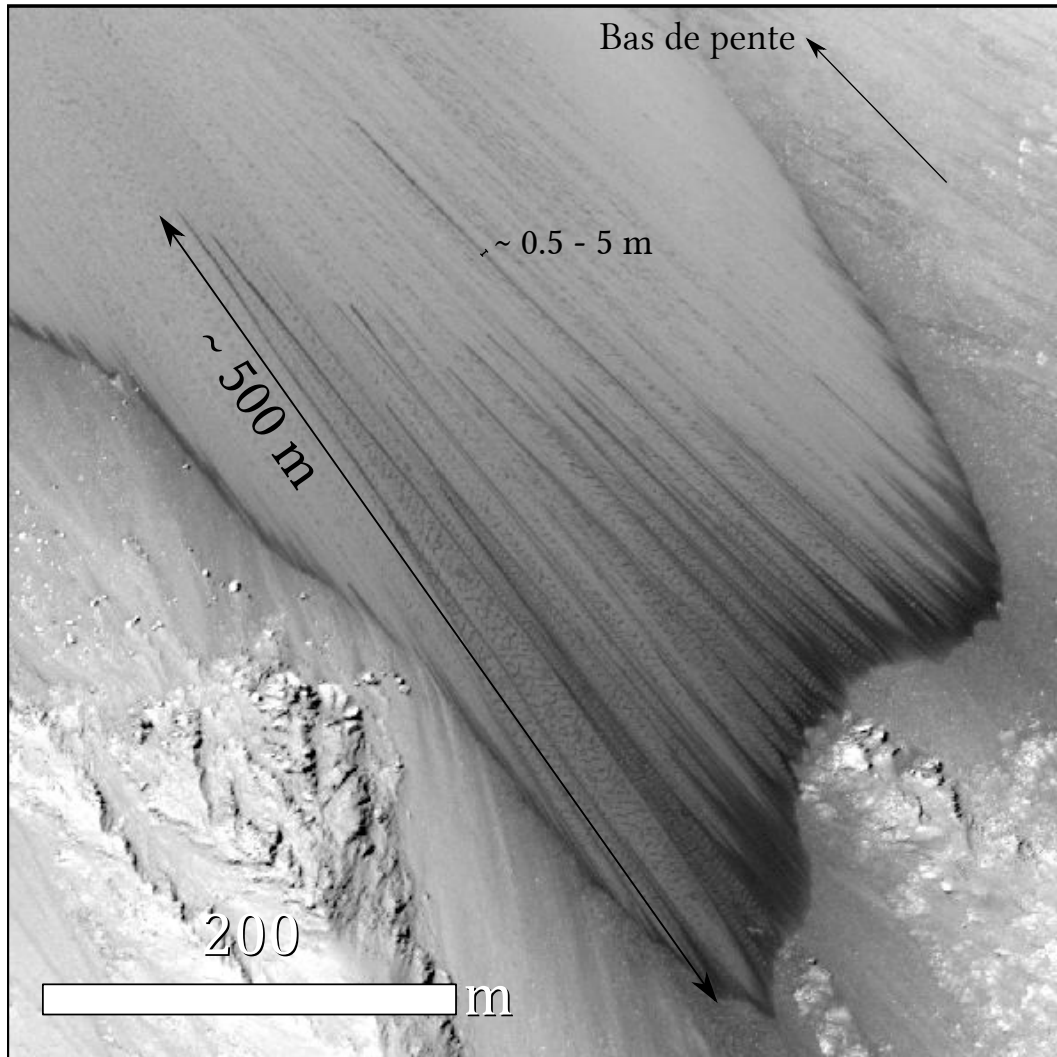
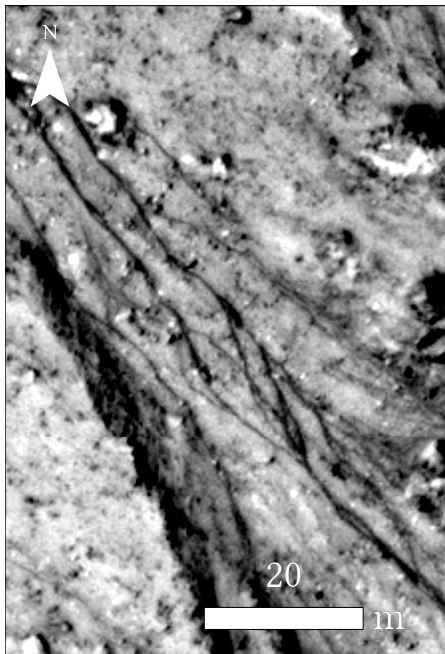


FIGURE 2.2 – RSL dans la région de Coprates Chasma (12.9°S, 295.5°E), dans Valles Marineris. Le bas de la pente est au nord-ouest. L'image utilisée est une image HiRISE (ESP\_034830\_1630).

longueur, comme le montre la figure 2.2, ou se présenter avec une structure beaucoup plus complexe. Schaefer et al., 2019 décrivent par exemple des structures entrecroisées, dont la croissance atypique est interprétée comme le résultat d'un forçage par des topographies à petite échelle impossibles à détecter sur les images HiRISE. Il n'est pas rare également de voir des RSL intermittentes : des *lineae* apparaissent dans le milieu de la pente, séparées des RSL de haut de pente. La figure 2.3 répertorie quelques exemples de morphologie et de configuration que l'on peut retrouver sur des observation HiRISE. L'image de la figure 2.3a montre une structure anastomosée, résultant possiblement de l'effet de la topographie locale. D'autres structures complexes se retrouvent dans le cratère Horowitz (figures 2.3c et 2.3d), notamment d'impressionnantes structures en forme de plumes (partie centrale de la figure 2.3c) qui rappelle les structures de réseaux hydrographiques très denses. Le site d'Horowitz est également riche de RSL intermittentes, comme le montre l'exemple de la figure 2.3b.

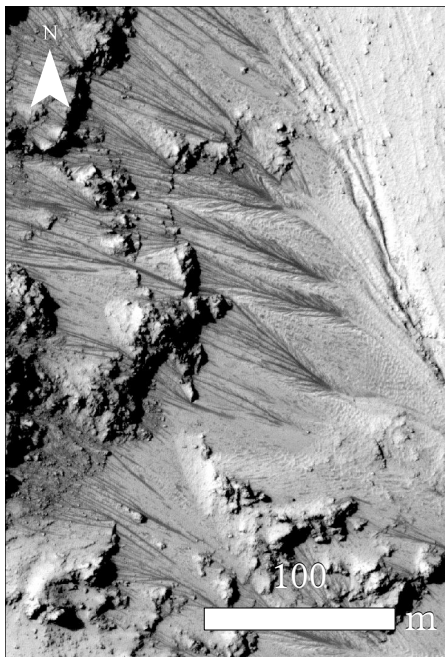
**Pentes** Les RSL sont des structures restreintes aux pentes relativement fortes de la surface de Mars. McEwen et al., 2011 rapportent que les RSL apparaissent pour des pentes comprises entre 25 et 40°. Les études ultérieures apporteront des contraintes supplémentaires sur ces valeurs préliminaires ; la plupart des études soulignent que les RSL s'initient sur des pentes relativement fortes, dépassant un angle de 33° (Ojha et al., 2014; Stillman et al., 2014), voire 35° (Chojnacki et al., 2016; Dundas et al., 2017b; Schaefer et al., 2019; Tebolt et al., 2020). Les zones de terminaison des RSL ont des pentes plus faibles : entre 23 et 30° selon McEwen et al., 2014, 27° selon Ojha et al., 2014 (sans plus de précision sur l'incertitude de calcul) et entre 28 et 35° pour les études de Dundas et al., 2017b; Schmidt et al., 2017 et Tebolt et al., 2020. L'ensemble de ces mesures a été réalisé sur des sites à RSL différents, incluant les cratères Palikir, Horowitz (32°S, 140.8°E), Rauna (35.2°N, 327.9°E), Tivat (45.9°S, 9.5°E) et Garni (11.5°S, 290.3°E) ou les murs de Valles Marineris (latitudes entre ~ 4 et 15°S), en incluant les sites très impressionnants de Coprates Chasma (figure 2.2). Il est important de noter que les méthodes de calcul de pente ne sont pas les mêmes d'une étude à l'autre, de même que les traitements effectués sur les données d'altitude. Sur ce dernier point, les méthodes utilisées partent d'une absence totale de traitement sur les données spatiales (Milot et al., 2021), à un lissage des valeurs d'altitudes utilisées dans les calculs de pente par changement du paramètre de ligne de base (*baseline*, e.g. Stillman et al., 2020; Tebolt et al., 2020) via ajout de filtre médian (e.g. Schmidt et al., 2017), lissage par convolution bicubique (Schaefer et al., 2019; Tebolt et al., 2020) et filtre passe-bas (Schaefer et al., 2019; Munaretto et al., 2020). Les méthodes de calcul de pente varient également ; citons entre autres Schmidt et al., 2017 qui utilisent une méthode de calcul de pente sur 3 points (voir les données supplémentaires de Schmidt et al., 2017) selon P. O'Neill and Mark, 1987, tandis que la majorité des études sur le sujet (e.g. Schaefer



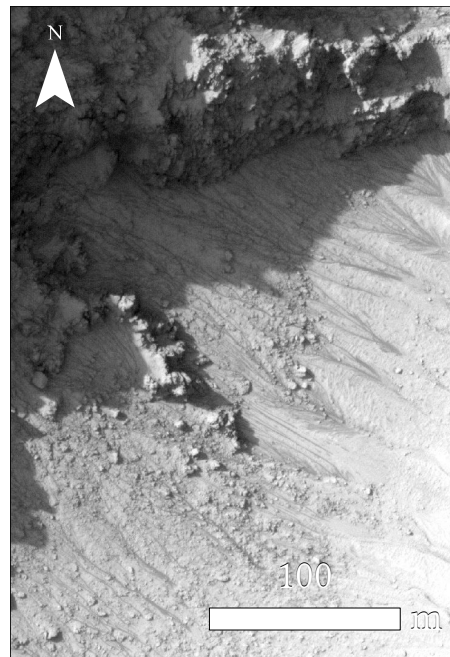
(a) RSL entrecroisées ou anastomosées.



(b) RSL rectilignes et intermittentes.



(c) RSL à formes complexes et quelques intermittentes en bas de l'image.



(d) RSL à formes complexes apparaissant à la base de rochers massifs.

FIGURE 2.3 – Exemples de morphologies pour les RSL. a) Cratère Tivat et b) c) d) cratère Horowitz.

Azimut	Orientation
0 - 22.5°	Nord
22.5 - 67.5°	Nord-est
67.5 - 112.5°	Est
112.5 - 157.5°	Sud-est
157.5 - 202.5°	Sud
202.5 - 247.5°	Sud-ouest
247.5 - 292.5°	Ouest
292.5 - 337.5°	Nord-ouest
337.5 - 360°	Nord

TABLE 2.1 – Par colonne, de gauche à droite : azimut (en degrés) et classes d’orientation associées aux valeurs de l’azimut.

et al., 2019; Munaretto et al., 2020; Millot et al., 2021) utilisent un calcul de pentes sur 8 points issu du logiciel ArcGIS, selon la définition de Horn, 1981. Or, des études détaillées sur le sujet ont montré que l’algorithme de calcul des pentes utilisées a un impact significatif sur les paramètres statistiques de la distribution des pentes pour un même jeu de données spatiales (e.g. Tang et al., 2013). Nous développerons cette problématique dans la section 6.2.3 du chapitre 6, mais gardons à l’esprit que le calcul des paramètres topographiques comme les pentes n’est pas trivial, et différents traitements ou méthodes de calcul sur les données d’altitude produisent des résultats variables.

**Orientations** Le second paramètre topographique important pour décrire l’activité des RSL est l’orientation ou l’exposition (*aspect*). L’orientation traduit la direction de la ligne de plus grande pente. Elle est calculée à partir de l’azimut, c’est-à-dire l’angle entre le Nord géographique et la ligne de plus grande pente : sa valeur est donc directement reliée à la détermination de la ligne de plus grande pente, qui dépend elle-même du calcul des gradients de la topographie et des données locales d’altitude. Nous fournirons plus de précisions sur son calcul dans le chapitre 6. Pour plus de lisibilité, les valeurs du paramètre d’orientation sont très souvent divisées en huit classes, représentant huit directions discrètes (table 2.1). Les premières études publiées sur les RSL avaient rapporté que les RSL étaient préférentiellement orientées face à l’équateur, soit au nord pour les RSL situés dans l’hémisphère sud. Avec les études successives sur le sujet, notamment celles de David E. Stillman (Stillman et al., 2014, 2016, 2017; Stillman and Grimm, 2018; Stillman et al., 2020), le catalogue des sites à RSL s’est considérablement agrandi, passant de 7 sites confirmés en 2011 (McEwen et al., 2011) à 98 en 2018 (Stillman, 2018), ou encore de 39 sites candidats (McEwen et al., 2011) à 748 (Stillman, 2018), dont 261 dans le canyon Valles Marineris (figure 2.4). L’augmentation du nombre de sites détectés a permis de montrer que les RSL couvraient toutes les orientations, avec une préférence pour les

FIGURE 2.4 – Histogrammes des orientations des RSL sur sept régions de Mars. Figure reprise de [Stillman, 2018](#).

pententes orientées à l'ouest par rapport à celles orientées à l'est (figure 2.4). Cette tendance est assez remarquable pour les RSL de Valles Marineris, comme le montrent les figures 2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9 et 2.10. Chacune présente une carte altimétrique de la zone de Valles Marineris, sur laquelle sont représentés les sites à RSL confirmés ou présentant au moins le critère de croissance, selon les données de [Stillman et al., 2017](#). Les cercles colorés indiquent les sites pour lesquels des RSL ont respectivement au moins une orientation nord (2.5), nord-est (2.6), sud (2.7), sud-ouest (2.8), ouest (2.9) et nord-ouest (2.10). La taille des cercles représentent le nombre d'orientations total relevé sur chacun des sites (jusqu'à 6). Parmi les 46 sites répertoriés (selon les critères définis en 2.1.1), 27 (58.7%) présentent au moins une orientation nord-ouest, 22 (47.8%) une orientation ouest, 22 (47.8%) une orientation nord, 14 (30.4%) une orientation sud-ouest, 9 (19.6%) une orientation sud et enfin 7 (15.2%) une orientation nord-est.

Cette asymétrie dans la répartition des orientations des RSL est largement documentée (figure 2.4, provenant de [Stillman, 2018](#)) sur l'ensemble des régions riches en RSL. Plusieurs raisons peuvent expliquer une telle disparité :

- on peut supposer qu'elle est causée par un biais observationnel. Les observations des RSL ont été faites quasi exclusivement avec des images et données d'altitude issues de la caméra HiRISE ([McEwen et al., 2007](#)) et l'orbiteur sur lequel est embarquée la caméra (MRO) est sur une orbite héliosynchrone (littéralement "en même temps que le Soleil"). Les images HiRISE sont ainsi toujours prises à une heure locale relativement constante, entre 1h00 et 3h30 de l'après-midi en heure solaire locale (*Local Solar Time* ou LST). Ainsi, l'angle d'insolation est similaire d'une image à l'autre. Dans ces heures-là, ce sont les pentes orientées à l'ouest qui sont ensoleillées, alors que celles à l'est sont dans l'ombre. Les RSL seraient donc plus faciles à voir sur les pentes ensoleillées que sur les autres. Récemment, la caméra *Colour and Stereo Surface Imaging System* (CaSSIS, [Thomas et al., 2017](#)) de la sonde européenne *Trace Gas Orbiter* (TGO) a été utilisée pour comparer les observations avec la caméra HiRISE ([Munaretto et al., 2020](#)). De plus faible résolution spatiale que HiRISE (environ 5 m/pixel), CaSSIS a pu imager les RSL au sein du cratère Horowitz à des heures solaires locales différentes de celles couvertes par HiRISE. [Munaretto et al., 2020](#) ne trouvent pas de différence majeure dans l'apparence des RSL (notamment l'albedo, nous y reviendrons) entre le matin et l'après-midi. L'échantillon de [Munaretto et al., 2020](#) étant encore restreint (11 RSL), l'étude des RSL par la caméra CaSSIS devrait se poursuivre au cours des prochaines années d'observation,

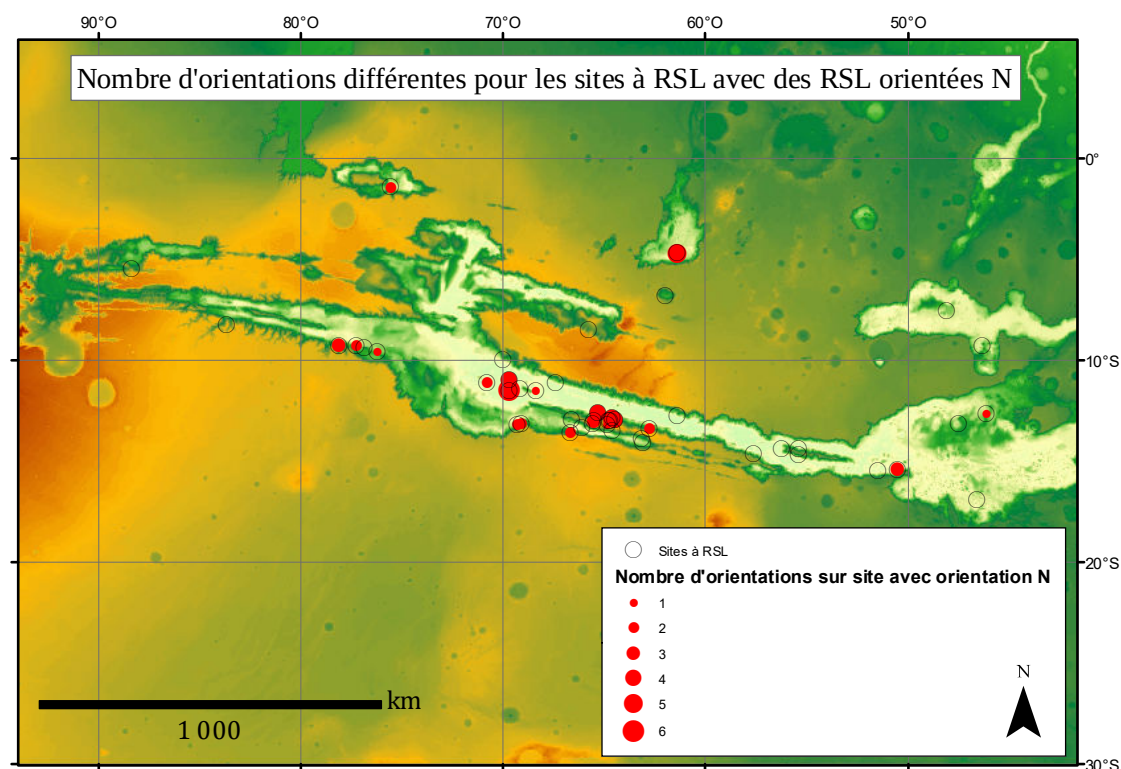


FIGURE 2.5 – Carte des sites à RSL dans Valles Marineris, d’après les données supplémentaires de [Stillman et al., 2017](#). Les cercles vides avec les contours noirs sont les sites à RSL répertoriés par [Stillman et al., 2017](#), les cercles rouges pleins sont les sites pour lesquels on a au moins une zone à RSL exposée au nord. La taille des cercles pleins pour chaque site varient en fonction du nombre total d’orientations différentes relevées sur chaque site (jusqu’à 6 pour les sites dans Valles Marineris).

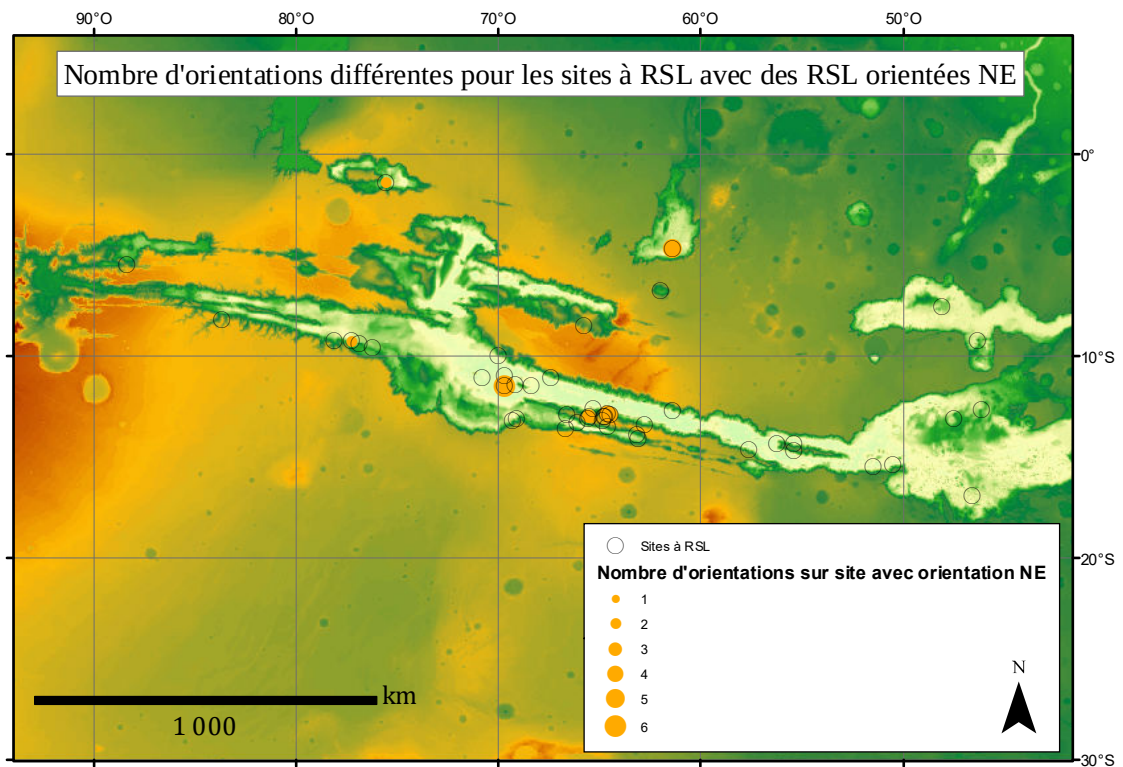


FIGURE 2.6 – Même légende que 2.5. Les cercles oranges sont les orientations nord-est.

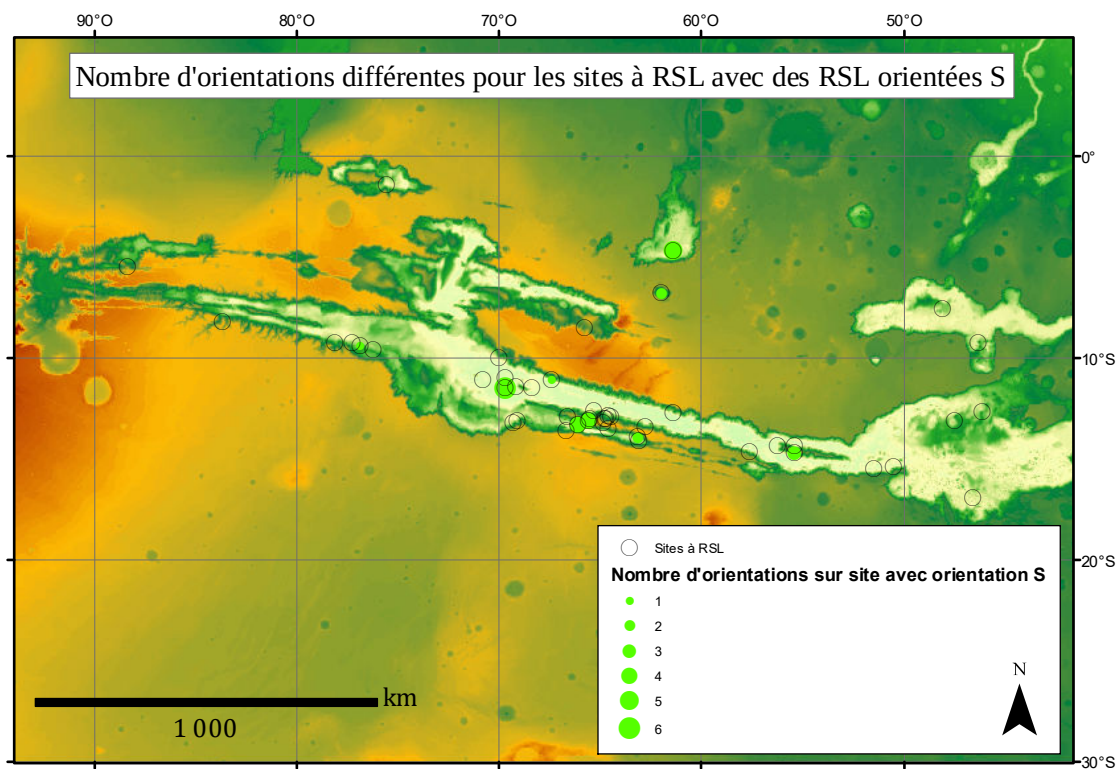


FIGURE 2.7 – Même légende que 2.5. Les cercles verts sont les orientations sud.



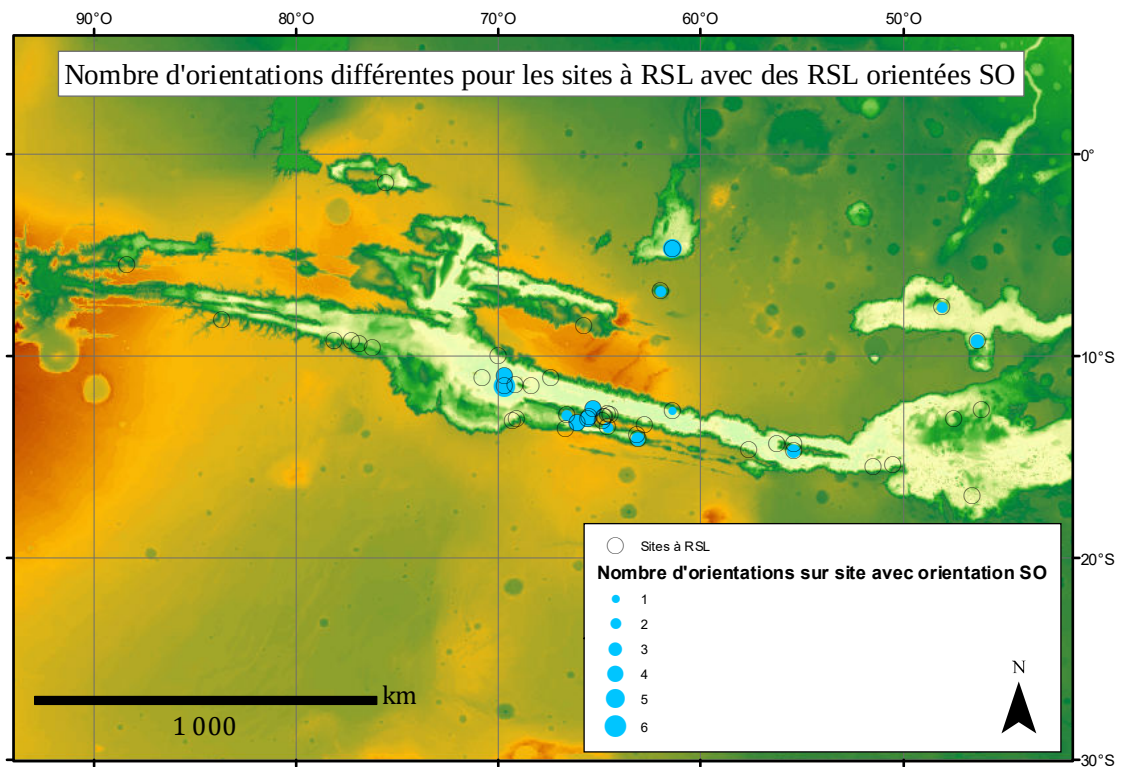


FIGURE 2.8 – Même légende que 2.5. Les cercles bleu clair sont les orientations sud-ouest.

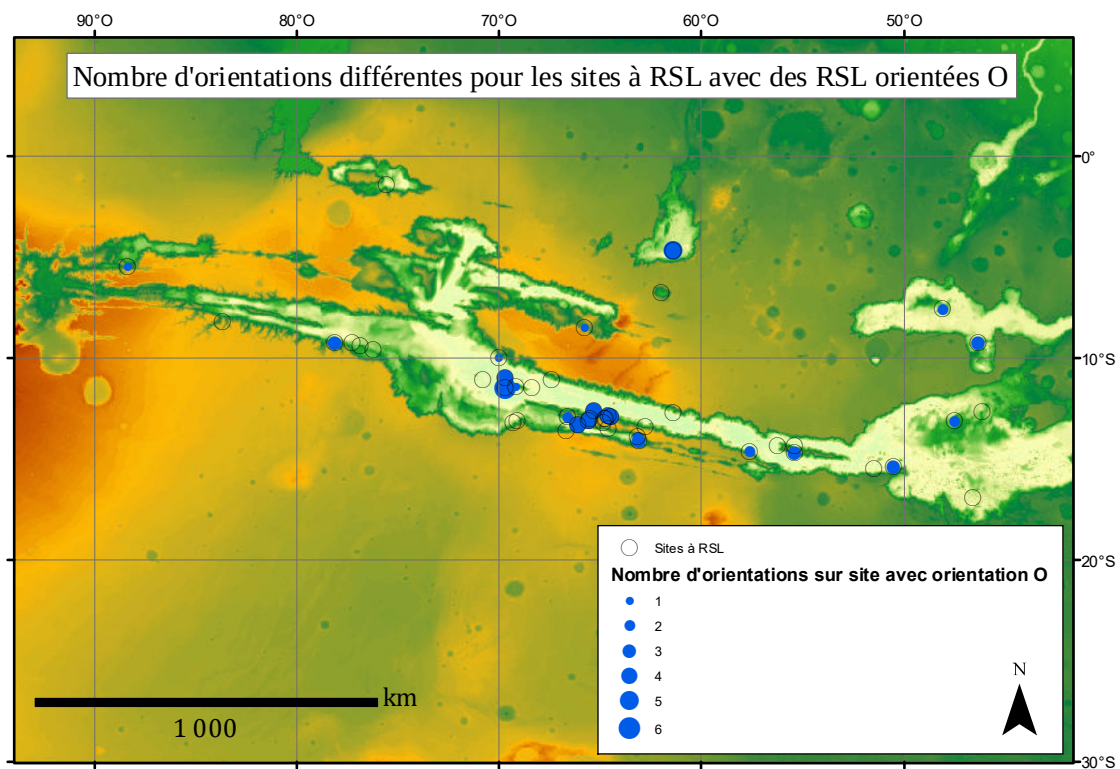


FIGURE 2.9 – Même légende que 2.5. Les cercles bleus sont les orientations ouest.

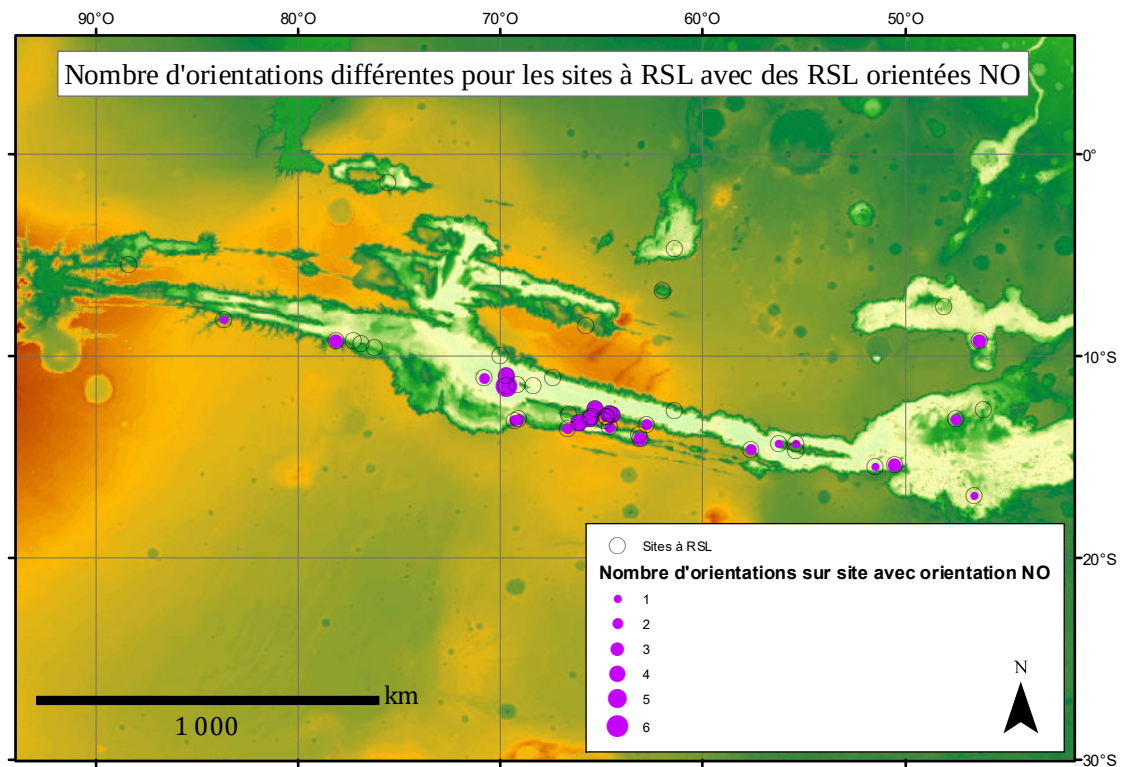


FIGURE 2.10 – Même légende que 2.5. Les cercles violets sont les orientations nord-ouest.

FIGURE 2.11 – Répartition géographique des sites à RSL en 2018 selon les différents critères exposés en 2.1.1 avec les fonds de carte A) MOLA (Zuber et al., 1992) B) et TES (Christensen et al., 1992). Les sites rouges sont les sites confirmés, les verts ceux remplissant deux critères sur les trois, les bleus un seul, et les blancs ceux dont la morphologie s'apparente aux RSL, sans remplir les critères les définissant. Figure reprise de Stillman, 2018.

- pour confirmer ou infirmer ces premiers résultats ;
- si un quelconque biais observationnel est exclu, cela implique que nos observations reflètent la réalité et que les RSL se trouvent préférentiellement dans les pentes orientées à l'ouest. Il y a donc un paramètre qui favorise l'apparition de RSL pour les orientations ouest. Un forçage radiatif lié à un ensoleillement plus important a été une piste relativement étudiée ; toutefois, les modélisations numériques du flux solaire arrivant à la surface ont montré qu'il n'y avait pas de différence significative entre des pentes orientées à l'est et à l'ouest (McEwen et al., 2014; Stillman et al., 2020; Millot et al., 2021). L'origine de cette répartition n'est vraisemblablement pas liée à l'ensoleillement local. Cette question reste pour le moment encore ouverte.

### Répartition géographique

La cartographie la plus récente de sites à RSL, qu'ils soient simplement candidats ou confirmés, est celle présentée par Stillman, 2018. La figure 2.11 montre la répartition de ces sites sur la surface de la planète, en superposant les données ponctuelles de deux cartes globales. En A, les sites à RSL sont superposés avec la carte issue de l'altimètre laser *Mars Orbiter Laser Altimeter* (MOLA, Zuber et al., 1992) ; en B, les sites sont comparés avec la carte du spectromètre infrarouge TES (Christensen et al., 1992). Les observations montrent que la distribution spatiale des sites est assez hétérogène. On retrouve la plupart des sites dans l'hémisphère sud, notamment au sein d'une région appelée les *Southern Mid-Latitudes* (SML, 217 sites). C'est d'ailleurs dans cette région que les premiers sites à RSL ont été découverts (Ojha et al., 2011; McEwen et al., 2011; McEwen et al., 2011; Ojha et al., 2013). Des régions plus équatoriales sont aussi relativement riches en RSL, telles que Valles Marineris (VM, 261 sites, voir McEwen et al., 2014), les *Low-Albedo Tropical Highlands* (LATH, 69 sites) ou Margaritifer and Arabia Terrae (MAT, 127 sites). Les RSL se retrouvent beaucoup moins dans les régions boréales de Mars, à l'exception près des plaines de Chryse et Acidalia Planitia (CAP, 35 sites, voir Stillman et al., 2016), de Cerberus (35 sites) et de Kasei (3 sites).

La répartition des sites peut être corrélée avec plusieurs paramètres. Deux paramètres

FIGURE 2.12 – A) Carte de l'indice de couverture de poussière (*Dust Cover Index* ou DCI). Les zones bleues sont les régions moins poussiéreuses, les rouges sont les plus poussiéreuses. B) Carte de l'albedo bolométrique. Les zones de faibles albedo (en bleu) apparaissent plus sombres et sont anticorrélées avec les régions poussiéreuses. Figure reprise de [Szwast et al., 2006](#).

de la surface de Mars sont essentiels à retenir, car ils concentrent une part significative des recherches effectuées sur les RSL. Le premier est l'indice de couverture de la poussière (*Dust Cover Index*, ou DCI). Le DCI a été défini dans [Ruff and Christensen, 2002](#) comme étant l'émissivité moyenne de la surface comprise entre les nombres d'ondes  $\omega_1 = 1350 \text{ cm}^{-1}$  et  $\omega_2 = 1400 \text{ cm}^{-1}$ . Il est utilisé pour caractériser la couverture en poussière de la surface martienne, en partant de l'hypothèse que les zones claires de la surface de Mars sont recouvertes de poussières de silicates ([Ruff and Christensen, 2002](#)). Les régions sombres sont celles qui ont une couverture poussiéreuse moins importante ou inexistante. Le DCI a été calculé pour l'ensemble de la surface de Mars en partant des données TES par [Szwast et al., 2006](#) (figure 2.12). Les régions en bleu provenant de la figure 2.12 sont celles pour lesquelles le DCI est le plus fort (l'émissivité de la surface est la plus grande), ce qui signifie que la poussière est peu présente dans ces régions. La répartition spatiale des sites à RSL (figure 2.11A) est bien corrélée avec la carte du DCI (figure 2.12A) pour les zones les plus sombres, avec peu de poussières. Le second paramètre a été sous-entendu jusqu'ici : il est celui qui définit le caractère "sombre" ou "clair" des régions martiennes. Il s'agit de l'albedo. L'albedo peut être défini de plusieurs façons ; on parle par exemple d'albedo bolométrique, géométrique voire géométrique visible, selon les définitions. Nous nous restreindrons ici à la définition de l'albedo de Bond. Ce paramètre décrit la quantité d'énergie réfléchiée par la surface planétaire vers l'espace, selon toutes les directions (on parle d'angles de phase) et à toutes les longueurs d'onde. Il est égal à 1 lorsque l'ensemble de l'énergie entrante est réfléchiée par la surface et à 0 lorsque toute la lumière est absorbée. A titre d'exemple, l'albedo de Bond moyen pour la surface de Mars est 0.22 (e.g. [Kieffer et al., 1977](#)), mais cette valeur n'est pas représentative de certaines régions de la surface de Mars qui comprennent des variabilités spatiale et temporelle importantes de ce paramètre. Les changements spatiaux de l'albedo de Bond ont été cartographiés par TES dans l'étude de [Szwast et al., 2006](#) (figure 2.12B). On voit que les zones de faible albedo recoupent particulièrement bien les régions avec un DCI fort, soit une faible couverture en poussière. La superposition des sites à RSL avec les zones sombres est relativement équivoque : les RSL sont restreintes aux zones sombres de Mars, avec un albedo  $< 0.15$  (figure 2.11). Cette double corrélation est importante car l'activité des RSL elle-même est corrélée avec le cycle de la poussière martienne. [McEwen et al.,](#)

2019 ont observé que les RSL avaient une activité beaucoup plus forte après la tempête de poussières globale de 2018. Les *lineae* apparaissent dans des pentes jusqu'alors vierges de ces structures, ont une plus forte croissance par rapport aux années précédentes ou montrent une activité totalement différente des années précédentes. C'est le cas pour des sites comme ceux de Coprates Chasma, dans Valles Marineris (McEwen et al., 2019) ou le cratère Garni (Stillman et al., 2020).

### Saisonnalité

Le comportement inhabituel des RSL a suscité un grand intérêt de la part de la communauté martienne. Il a nécessité un suivi temporel tout à fait particulier de la part de la caméra HiRISE, puisqu'aucune autre caméra ne pouvait observer les RSL jusqu'à l'arrivée de CaSSIS, en 2017 (Thomas et al., 2017; Munaretto et al., 2020). Ainsi, l'étude des RSL s'est réalisée par l'accumulation de données HiRISE (images et données altimétriques) sur les sites d'intérêt. De cette manière, des études ont pu fournir une temporalité à l'activité des RSL, temporalité de plus en plus contrainte à mesure que le nombre d'images par site augmentait. Citons entre autres les études de Ojha et al., 2014; Stillman et al., 2014; Stillman and Grimm, 2018 pour les sites dans la région des SML, Stillman et al., 2016 pour les sites de l'hémisphère Nord, McEwen et al., 2014; Stillman et al., 2017 pour les sites équatoriaux de Valles Marineris. Un bilan assez récent de l'activité des RSL en fonction des sites étudiés est issu de Stillman, 2018 et représenté dans la figure 2.13. On peut remarquer l'influence de la localisation des sites, mais également de l'orientation des pentes sur lesquelles les RSL interviennent. Les périodes d'activité des sites de latitudes moyennes (CAP et SML, figure 2.13) sont plutôt bien corrélées avec les étés martiens. Notons que l'équinoxe de printemps dans l'hémisphère nord est défini pour une longitude solaire (*solar longitude*)  $L_S = 0^\circ$ . On définit la position de Mars sur son orbite par rapport à la valeur de ce paramètre, qui est l'angle entre la position de Mars à l'équinoxe de printemps nord et la position actuelle. L'été nord débute ainsi à  $L_S = 90^\circ$  ( $L_S = 270^\circ$  pour l'hémisphère sud), l'automne à  $180^\circ$  ( $0^\circ$  pour l'hémisphère sud) et l'hiver à  $270^\circ$  ( $90^\circ$  pour l'hémisphère sud). Nous reviendrons en détails sur les saisons martiennes et la définition de la longitude solaire dans le chapitre 4. Ainsi, le site CAP présente une période d'activité débutant à la fin de l'hiver, autour de  $L_S = 330^\circ$  et se terminant  $L_S = 160^\circ$ , à la fin de l'été nord. La période d'activité est quasiment inversée pour les sites de la région des SML, avec un début et une fin d'activité corrélés avec respectivement les équinoxes de printemps et d'automne sud ( $L_S = 180^\circ$  et  $L_S = 360^\circ$ ). L'étude de Stillman and Grimm, 2018 a montré que l'activité était répartie selon deux pics principaux, autour de  $L_S = 200^\circ$  et  $L_S = 290-300^\circ$ . Enfin, les sites équatoriaux VM, MAT et LATH montrent une activité plus complexe. Les sites de VM ont une activité directement corrélée avec l'orientation des

FIGURE 2.13 – Saisonnalité des sites à RSL. Les périodes de début de croissance des *lineae* sont représentées en vert, de croissance en gris et d'arrêt de croissance en rouge. Figure reprise et modifiée de [Stillman, 2018](#).

pentés : les pentés avec une composante sud montrent une période d'activité similaire à celle des SML. Ces périodes s'étendent à mesure que la composante ouest devient plus forte, passant d'une période s'étendant de  $L_S = 160$  à  $355^\circ$  pour des pentés de VM orientés plein sud à une période de  $L_S = 100$  à  $10^\circ$  pour des pentés orientés ouest. Lorsque les RSL ont une direction de pente avec une composante nord dans VM, la saisonnalité est plutôt comparable à celle recensée pour les sites de CAP (quoique plus étendue sur l'année), où l'activité des RSL est corrélée aux étés de l'hémisphère nord. Cette observation a été largement répétée dans différents travaux ([McEwen et al., 2014](#); [Stillman et al., 2017](#); [Stillman, 2018](#); [Millot et al., 2021](#)). Les sites de MAT et LATH ont des RSL orientés ouest et sud-ouest qui suivent une période d'activité bimodale, centrée autour de  $L_S = 180^\circ$  et  $L_S = 315^\circ$ , mais dont l'étendue est similaire aux orientations ouest et sud-ouest dans VM.

### Corrélation avec les températures

La question que nous sommes en droit de nous poser au regard de la corrélation apparente de l'activité des RSL avec les étés martiens est celle des températures des RSL. Plusieurs études se sont penchées sur ce sujet ([Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#); [Edwards and Piqueux, 2016](#); [McEwen et al., 2014](#); [Millot et al., 2021](#); [Ojha et al., 2014](#); [Stillman et al., 2014, 2017](#)). Les premières études de [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#); [McEwen et al., 2014](#); [Ojha et al., 2014](#) estiment que les périodes d'activité sont en adéquation avec des températures de surface supérieures au point de fusion de l'eau ( $273\text{ K}$ , [McEwen et al., 2014](#); [Stillman et al., 2014](#)), ou a minima supérieures à des températures eutectiques de saumures ([Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#); [Stillman et al., 2016, 2017](#)). Ces premiers résultats ont fortement contribué à l'essor de l'hypothèse de l'eau liquide, pure ou contenant des sels, comme source de l'activité des RSL. Toutefois, l'étude que nous avons menée durant cette thèse ([Millot et al., 2021](#)) sur trois sites de latitudes et d'orientations différentes montrent que les gammes de températures de surface couvertes au moment de l'activité des RSL sont assez variables, notamment entre l'hémisphère nord et sud. Les résultats de [Millot et al., 2021](#) concordent néanmoins avec les données thermiques utilisées sur les sites des SML ([McEwen et al., 2014](#); [Ojha et al., 2014](#)). Une solution à cette incompatibilité apparente implique que les RSL sont formés par de l'eau liquide avec des compositions différentes (plus ou moins riche en sels) pour correspondre avec les gammes de températures modélisées. Une autre hypothèse est celle considérant que

FIGURE 2.14 – A gauche : Image HiRISE dans Coprates Chasma (PSP\_008616\_1685, MY 29) montrant l'absence de RSL et la présence de chenaux de petite échelle. Au milieu : image HiRISE (ESP\_031204\_1685) du même site pour MY 31 prise au début de l'été, montrant l'absence de RSL. A droite : Image HiRISE (ESP\_057419\_1685) prise après le PEDE 2018, au début de l'été de MY 34. On constate l'apparition de structures s'apparentant à des RSL. Figure reprise de [McEwen et al., 2021](#).

la température est une variable secondaire corrélée à l'activité des RSL ; toutefois, ce n'est pas ce paramètre qui contrôle la croissance et la disparition des RSL. Nous reviendrons en détails sur ces hypothèses dans les chapitres suivants de ce manuscrit (chapitre 5).

### Variabilité saisonnière : l'influence des tempêtes de poussières

Les tempêtes de poussière sur Mars sont connues et observées depuis longtemps (e.g. [Kuiper, 1957](#)), même si leurs effets sur la surface ont été pendant longtemps interprétés comme le changement de la couverture en végétation de la surface (e.g. [Sinton, 1959](#)), ou même comme le témoignage d'un volcanisme actif ([McLaughlin, 1954](#)) ; toutefois, l'influence des tempêtes sur les structures saisonnières de surface comme les RSL n'a été observée que très récemment ([McEwen et al., 2011](#); [Stillman et al., 2014](#); [McEwen et al., 2019](#); [McEwen et al., 2021](#)), notamment lors de la dernière tempête de poussières globale (*Planet-Encircling Dust Event* ou PEDE) en 2018, pour MY 34. Jusqu'alors, l'influence des tempêtes de poussière sur l'activité n'avaient été que soupçonnée : les premières images HiRISE de RSL sont postérieures à la tempête globale de MY 28. Toutefois, les observations de [McEwen et al., 2011](#) et [Stillman et al., 2014](#) montrent l'affaiblissement de l'activité des RSL pour les années MY 30-31 par rapport à MY 28. Des résultats similaires ont été décrits dans l'étude de [Schaefer et al., 2019](#), où la longueur des RSL du site du cratère Tivat est plus importante pour MY 29-30 par rapport à MY 31-32. Les données de [McEwen et al., 2021](#) décrivent un exemple d'activité renforcée suite à la tempête de MY 34. La figure 2.14 présente trois observations pour MY 29 à  $L_S = 78^\circ$  (fin de l'automne, image de gauche), MY 31 à  $L_S = 288^\circ$  (début de l'été, image au centre) et MY 34 à  $L_S = 276^\circ$ , (également au début de l'été, image de droite). L'image de MY 34 montre l'apparition de traînées sombres, absentes lors de MY 31 et pour la même période de l'année (début de l'été), qui semble suivre les topographies visibles dans l'image de gauche. Le site est répertorié comme "candidat" dans la classification des potentiels sites à RSL énoncée dans la sous-section 2.1.1, puisque les critères de récurrence et d'allongement n'ont pas été confirmés.



## 2.2 RSL : hypothèses sur leurs origines

Depuis 10 ans, de nombreuses hypothèses se sont succédées pour expliquer l'activité unique des RSL. Je vais tenter d'en dresser un bilan le plus exhaustif possible, par ordre chronologique, afin de mieux cerner les débats et discussions résultants des hypothèses proposées.

### 2.2.1 2011-2015 : les RSL, de potentiels écoulements d'eau liquide ?

Les changements de taille saisonniers des RSL sont à l'origine de l'engouement de la communauté scientifique martienne autour d'elles. Dès 2011 et l'article de [McEwen et al., 2011](#), les RSL interrogent quant à leur possible lien avec l'eau liquide. Il est notamment observé que l'activité de croissance des RSL correspond aux saisons les plus chaudes de l'année. Ainsi, les premières années après la découverte des RSL seront celles de l'eau liquide. La majorité des études parues après [McEwen et al., 2011](#) concluent une implication de l'eau liquide pure ou d'eau saumâtre, contenant différents sels qui modifieraient le point de fusion de l'eau. [Levy, 2012](#) concluent aussi à la possibilité d'écoulements d'eau liquide comme source des RSL par comparaison de mesures de leur vitesse de progression avec celle obtenue par un modèle hydrologique simple.

Les premières modélisations thermiques de surface et de subsurface arrivent aussi courant 2012. Ainsi, [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#) partent de l'hypothèse d'un écoulement de fluide et tentent de déterminer les compositions possibles des RSL en partant des températures eutectiques de diverses saumures et d'une modélisation thermique couplée à un modèle d'évaporation. En d'autres termes, [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#) fournissent des contraintes quant à la saisonnalité possible d'un cycle de solidification/fusion/évaporation pour différents composés à une localisation donnée, en surface et à des profondeurs de 10 et 20 cm. Les saumures sont répertoriées dans la table 2.2 avec leurs températures eutectiques respectives. [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#) concluent que le composé le plus à même de reproduire la saisonnalité observée est le chlorure de calcium  $\text{CaCl}_2$ , susceptible de geler pendant une partie de l'hiver, en corrélation avec la période d'inactivité et de disparition progressive des RSL rapportée par [McEwen et al., 2011](#), puis de fondre lors de l'été, que ce soit en surface ou pour des profondeurs de 10 et 20 cm. Puisque des candidats potentiels pour expliquer les RSL ont été trouvés suite aux modélisations de [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#), la suite logique du travail de recherche consiste à déterminer la composition des RSL par analyse spectrale. Les premières investigations ont été menées dans l'étude de [Ojha et al., 2013](#), utilisant les données issues de CRISM. L'étude ne peut pas conclure sur le caractère humide des RSL au regard de l'absence de signature spectrale telle qu'attendue pour de l'eau liquide. Les ré-

Composés	Températures eutectiques
H <sub>2</sub> O	273.16 K
MgSO <sub>4</sub>	268.6 K
NaCl	252.2 K
MgCl <sub>2</sub>	239.5 K
CaCl <sub>2</sub>	223.2 K
Mg(ClO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	206 K

TABLE 2.2 – De gauche à droite : composés utilisés dans les modélisations de [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#) et températures eutectiques.

sultats sont similaires pour tous les sites étudiés tels que ceux des cratères Palikir, Raga (48.1°S, 242.5°E) ou Tivat. Quelques bandes d'absorptions, autour des longueurs d'onde  $\lambda_1 = 530$  nm et  $\lambda_2 = 920$  nm se retrouvent de site en site. La bande d'absorption à  $\lambda_1$  est interprétée par [Ojha et al., 2013](#) comme la signature spectrale d'oxyde ferrique tels que de l'hématite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et la bande d'absorption à  $\lambda_2$  comme la présence de pyroxène. Ces résultats ne sont pas étonnants, chacun des composants étant très commun à la surface de Mars (e.g. [Christensen et al., 2000](#) pour l'hématite ; [Mustard et al., 2005](#) pour le pyroxène). Il est important de noter que la résolution spatiale des données de CRISM est de 18 m/pixel au mieux : c'est bien au-dessus de la largeur typique des *lineae*. Il n'est donc pas impossible que la difficulté à retrouver des signatures spectrales liées à l'eau soit due aux signaux conjugués des RSL, supposément humides, et aux terrains environnants, supposément secs.

Le catalogue du nombre de sites à RSL continue de s'étoffer fin 2013 - début 2014, passant d'un nombre de sites confirmés de 7 ([McEwen et al., 2011](#)) à 13 ([McEwen et al., 2014](#); [Ojha et al., 2014](#); [Stillman et al., 2014](#)). [McEwen et al., 2014](#) répertorient des sites à RSL dans des latitudes beaucoup plus équatoriales que les études antérieures. Pour cause, les premiers sites à RSL de Valles Marineris sont décrits, avec des latitudes entre 10 et 15°S ([McEwen et al., 2014](#), leur table 1). A cette période, les observations sont menées conjointement avec des recherches sur les valeurs de températures à la surface, en utilisant des données thermiques ([Ojha et al., 2014](#); [McEwen et al., 2014](#); [Stillman et al., 2014](#)) telles que celles de l'instrument *Thermal Emission Imaging System* (THEMIS, [Christensen et al., 2004](#)). Les principaux résultats des études de [Ojha et al., 2014](#) et [McEwen et al., 2014](#) sont synthétisés dans la figure 2.15 pour deux sites : le cratère Palikir et Melas Chasma. Chacune des études conclut que l'activité saisonnière des RSL est compatible avec un processus d'écoulement d'eau liquide d'une composition indéterminée. Les deux études s'accordent à dire que la source de cette eau liquide n'est pas encore identifiée. L'étude de [Stillman et al., 2014](#), assez similaire à celle de [Ojha et al., 2014](#) dans les méthodes de travail, se concentre surtout sur les sites à RSL de la région des SML (figure 2.11). La

FIGURE 2.15 – a) Etude du site du cratère Palikir avec des données THEMIS, selon [Ojha et al., 2014](#). Les températures de brillance sont indiquées par l'échelle de couleur. b) Modélisation thermique et activité des RSL en fonction de l'orientation et de  $L_S$  dans Melas Chasma (11.5°S, 290.3°E), selon [McEwen et al., 2014](#). Figures reprises et modifiées d'après [Ojha et al., 2014](#) et [McEwen et al., 2014](#).

sensibilité des RSL par rapport aux températures de surface, déterminées également par des données THEMIS mais aussi par TES et *Mars Climate Sounder* (MCS, [McCleese et al., 2007](#)), mène les chercheurs sur l'hypothèse de l'eau liquide très pure (i.e. pauvre en sels) pour expliquer le phénomène. Cette hypothèse est avancée devant la corrélation de l'activité des RSL des SML avec une température de surface supérieure à  $\sim 273$  K. Toutefois, comme pour les autres études, la source de l'eau reste inconnue ([Stillman et al., 2014](#)). [Grimm et al., 2014](#) donnent une estimation du volume d'eau nécessaire à l'activité des RSL, comprise entre 2 et 10 m<sup>3</sup> par m depuis la source pour un écoulement d'une épaisseur de 50 mm avec une porosité de 40%. Ils s'interrogent également sur la source possible de cette eau, estimant que ces volumes dépassent la quantité d'eau fournie par la fusion de la glace de sous-surface. Ils concluent sur la possibilité d'un aquifère de subsurface ou sur le fait que les RSL ne sont pas complètement saturées en eau.

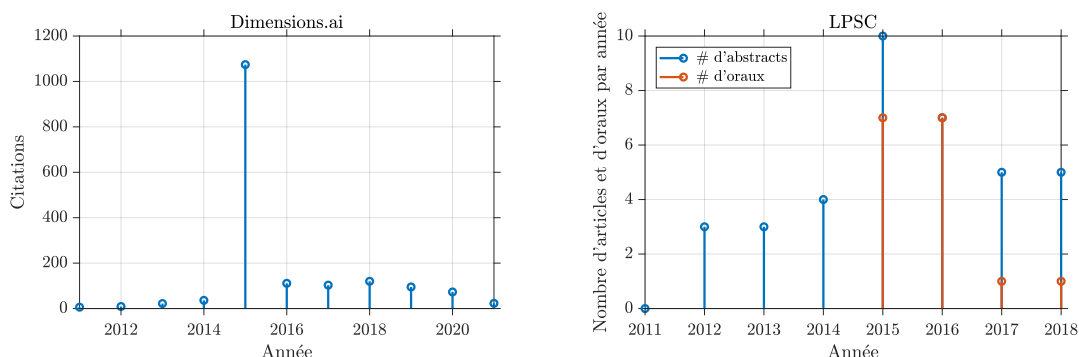
## 2.2.2 2015 : le point de bascule

La petite révolution concernant les RSL a eu lieu en 2015, avec l'étude de [Ojha et al., 2015](#). L'article, publié dans *Nature Geosciences*, se recentre sur quatre sites bien connus : le cratère Palikir, le cratère Horowitz, le cratère Hale (35.7°S, 323.5°E) et Coprates Chasma. [Ojha et al., 2015](#) travaillent sur les données hyperspectrales de la caméra CRISM au niveau de chaque site, dans les zones où les RSL sont nombreuses. A la différence de [Ojha et al., 2013](#), les auteurs se concentrent sur chaque pixel de CRISM indépendamment, au lieu de faire des moyennes sur plusieurs pixels. Des bandes d'absorption autour de 1.9  $\mu\text{m}$  et 3  $\mu\text{m}$  sont trouvées sur tous les sites étudiées, tandis qu'un bande d'absorption autour de 1.4  $\mu\text{m}$  est détectée pour les sites de Palikir (figure 2.16) et Hale. Les spectres qui recréent le mieux ces bandes d'absorption proviennent d'un mélange entre le sol martien et des sels appelés perchlorates (cations  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  ou  $\text{NH}_4^+$  en association avec des anions perchlorates  $\text{ClO}_4^-$ ). [Ojha et al., 2015](#) concluent donc que des perchlorates sont présents au niveau des sites étudiés et qu'ils sont directement liés au mécanisme de formation des RSL. Les perchlorates ont une forte affinité pour l'eau et peuvent couler par absorption d'eau sous l'effet d'une humidité relative suffisante de l'atmosphère (*Relative Humidity* ou RH). Ce processus, appelé déliquescence, peut survenir à des températures en-dessous du point de

FIGURE 2.16 – a) Observation HiRISE (ESP\_024034\_1380) des RSL de Palikir Crater. b) Composition colorée ( $R = 2.53 \mu\text{m}$ ,  $V = 1.51 \mu\text{m}$ ,  $B = 1.08 \mu\text{m}$ ) à partir de l'image CRISM FRT0002038F. Les pixels colorés sont ceux représentés en a). c) Spectres issus des régions colorées en a) et b). Les données lissées sont en noir. d) Spectres de laboratoire de différents sels et d'eau liquide (T1 et T4 : 1-4h de déshydratation). Figure reprise de [Ojha et al., 2015](#).

fusion de l'eau (273 K). Ainsi, l'étude de [Gough et al., 2014](#) montre que des températures de 243 à 253 K sont suffisantes pour initier le processus de déliquescence à une humidité relative faible, jusqu'à 28% pour des perchlorates de magnésium ( $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ ) et chlorures de magnésium ( $\text{MgCl}_2$ ). La détection de tels composés chimiques par [Ojha et al., 2015](#) au niveau des RSL est un indice important quant à la possible hydratation de ces structures.

Je souhaite ouvrir une courte parenthèse dans cet état de l'art et attirer l'attention du lecteur concernant l'impact de l'article de [Ojha et al., 2015](#) sur la communauté scientifique martienne. Cela me semble nécessaire pour comprendre la recherche sur les RSL pour les années qui suivent 2015. En mars 2021, l'article a été cité 461 fois au 12 mars 2021 selon les statistiques de Google Scholar, soit plus que l'article fondateur de [McEwen et al., 2011](#), cité seulement 440 fois. D'autres données vont dans le sens d'un fort impact de cet article, ou du moins d'une forte corrélation entre un pic du nombre d'articles sur les RSL et l'année 2015. La figure 2.17 présente deux jeux de données concernant le nombre d'articles liés aux RSL. La figure 2.17a provient de la base de données [Dimensions.ai](#), en date du 10 mars 2021 et la figure 2.17b a été réalisée à partir du nombre de papiers de conférence contenant les mots "Recurring Slope Lineae" dans leur titre, pour les sessions entre 2011 et 2018. Les données de la figure 2.17a montrent un pic du nombre de citations (autour de 1100 citations) en 2015, de même que pour celles de la figure 2.17b, même si la fiabilité de ce dernier résultat statistique est bien moindre compte tenu de la petite taille de l'échantillon analysé. Il semble également qu'il y ait une augmentation du nombre de citations à partir de 2016 par rapport aux années antérieures à 2015 (de 2011 à 2014). Les données de [Dimensions.ai](#), plus restrictives dans le nombre de citations que Google Scholar (car restreintes aux journaux académiques tels qu'*Icarus*, *JGR*, *Nature Geosciences* etc.), ont un nombre de citations de 341 pour [Ojha et al., 2015](#). L'article de [McEwen et al., 2011](#) n'est pas visible dans les citations de 2011 car le titre ne comporte pas les mots "Recurring Slope Lineae", mais le compteur de citations est similaire à celui d'[Ojha et al., 2015](#), s'élevant à 346 citations. Une dernière information intéressante concerne le nombre relatif de *tweets* par des personnes en dehors des métiers scientifiques (ni chercheur, ni journaliste scientifique/blogueur/éditeur) : 78% des *tweets* pour [Ojha et al., 2015](#) contre 69% pour [McEwen et al., 2011](#). De ces estimations, nous pouvons conclure que l'article



(a) Nombres de citations d'articles contenant les termes "Recurring Slope Lineae" dans leur titre entre 2011 et 2021 sur la base de données Dimensions.ai. Consultée le 10 mars 2021.

(b) Estimations du nombre d'articles et d'oraux contenant "Recurring Slope Lineae" dans leur titre au LPSC, pour les sessions de 2011 jusqu'à 2018.

FIGURE 2.17 – Deux estimations de la popularité du sujet des RSL. Pour chaque estimation, on observe un pic pour l'année 2015.

d'Ojha et al., 2015 a eu un impact retentissant d'une part auprès de la communauté scientifique mais aussi auprès du grand public, notamment grâce à une **conférence de presse de la NASA**, encore disponible sur Youtube. Je n'ai pas évoqué les très nombreux articles de journaux découlant de l'annonce de la NASA, mais je me souviens bien avoir lu la nouvelle dans les journaux locaux alors que j'étais encore étudiant en première année de Master. L'ensemble des indicateurs présentés ici montre que l'étude a eu un écho au moins aussi important que la première étude de McEwen et al., 2011. Ainsi, à partir de cette publication et face aux perspectives enthousiasmantes d'une possible eau liquide à la surface de Mars, la recherche au sujet des RSL s'est largement intensifiée.

### 2.2.3 2016-2021 : les RSL, des processus plutôt secs ?

La deuxième moitié de la décennie aura vu un accroissement très important du nombre de sites à RSL répertoriés, notamment par les études de Stillman et al., 2016, 2017; Stillman and Grimm, 2018. Le nombre de sites candidats a en effet augmenté considérablement, passant de 200 (Stillman et al., 2016) à 650 (Stillman et al., 2020) en l'espace de quatre ans. Cette augmentation s'est accompagnée de l'étude des premiers sites à RSL de l'hémisphère nord, comme la région CAP (figure 2.11), étudiée par Stillman et al., 2016, qui

FIGURE 2.18 – a) Vue HiRISE en couleurs d'un fan avec des RSL (flèches blanches) sous le talus (flèches noires) dans Coprates Chasma. b) RSL situées dans des traces superficielles (1 - 4 m) en dessous des bancs de RSL de haut de pente où des rides actives tronquées sont situées. c) Rides de bas de pente d'une longueur d'onde similaire à celles tronquées de haut de pente. d) Modèle Numérique de Terrain HiRISE. Notez les structures rectilignes et étroites dans la portion centrale de l'image, éloignées des artefacts des données, soulignées par les flèches rouges. Figure reprise de [Chojnacki et al., 2016](#).

conclut que de l'eau saumâtre d'origine souterraine issue d'un aquifère est l'hypothèse la plus vraisemblable. Deux études se succéderont pour étudier l'activité des RSL dans Valles Marineris : celle de [Chojnacki et al., 2016](#) et celle de [Stillman et al., 2017](#). Les deux études sont assez complémentaires : la première réalise une étude géomorphologique complète, caractérisant les surfaces, les altitudes et les pentes, présentant notamment une corrélation entre RSL et signal dans la topographie locale (figure 2.18) ainsi qu'une estimation de la quantité d'eau impliquée dans le processus ; la seconde étude se concentre plutôt sur la temporalité de l'activité des RSL et utilise un modèle thermique pour contraindre leurs propriétés physiques. Les résultats ne permettent pas de trancher sur un mécanisme en particulier pour la formation des RSL dans Valles Marineris. [Chojnacki et al., 2016](#) émet l'hypothèse d'une source d'eau atmosphérique tandis que [Stillman et al., 2017](#) ne conclut pas sur la source d'eau, mais estime que l'eau doit être salée pour être en accord avec les résultats de leur modélisation.

Toutefois, la fin de la décennie aura également été le témoin du développement d'autres hypothèses pour expliquer l'origine des RSL. Jusqu'alors, l'ensemble des études traitant des RSL favorisait l'hypothèse de l'eau liquide, s'interrogeant plutôt sur l'incertitude de la source de cette eau. L'étude d'[Edwards and Piqueux, 2016](#) est la première à mettre l'accent sur le rôle possiblement limité de l'eau liquide dans les RSL. Les auteurs ont comparé deux terrains dans le cratère Garni en suivant les observations de la caméra HiRISE. L'un présentait des RSL en quantité variable, jusqu'à une couverture de la surface de 88% pour la "meilleure" image ; l'autre terrain ne présentait aucun RSL. Puis, les données THEMIS (d'une basse résolution de 300 m/pixel) ont été utilisées sur Garni afin de déterminer la température de surface. Elles ont également servies pour comparer les terrains précédemment discriminées par HiRISE. Partant de l'hypothèse que les RSL étaient composées d'eau liquide, les terrains contenant les RSL devaient montrer des propriétés physiques différentes des terrains sans RSL, supposément secs. Notamment, l'inertie thermique (qui est la réponse thermique d'un milieu en fonction du temps suite à un forçage thermique extérieur) doit augmenter significativement par rapport à la valeur de celle du régolithe martien dès lors qu'il y a quelques % d'eau en masse (figure 2.19). L'inertie thermique est

FIGURE 2.19 – Graphes de l'évolution de différentes inerties thermiques en fonction de la concentration massique en eau. Figure reprise de [Edwards and Piqueux, 2016](#).

également modifiée par l'épaisseur de la couche humide ([Edwards and Piqueux, 2016](#)). Au-delà des modifications induites par la présence d'eau, l'inertie thermique est aussi elle-même dépendante à des paramètres physiques des milieux solides secs, telles que la conductivité thermique, la porosité, la taille des grains ou la température ([Piqueux and Christensen, 2011](#)). Ainsi, [Edwards and Piqueux, 2016](#) ont déterminé que la réponse des deux zones étudiées ne variaient pas assez significativement pour qu'il y ait une quantité importante d'eau impliquée dans le processus. Les résultats du modèle thermique mis en jeu ([Kieffer, 2013](#)) indiquent que la quantité d'eau est comprise entre 0.5 et 3% en masse.

Deux études marquantes apporteront du crédit à ce résultat au cours de l'année 2017 : [Schmidt et al., 2017](#) et [Dundas et al., 2017b](#). L'étude de [Schmidt et al., 2017](#) se concentre également sur le cratère Garni. Elle décrit le processus physique de la pompe de Knudsen ([De Beule et al., 2014](#)) qui apparaît sur des surfaces planétaires avec une faible pression atmosphérique, comme sur Mars. La pompe de Knudsen induit un fluage des grains lié au gradient thermique dans les premiers cm de la surface. Le flux de grains est directement dépendant du profil de températures du sol. La figure 2.20 montre les profils de température aux niveaux des points bleus pour différentes configurations : la partie 1 montre un chauffage homogène de la surface, la partie 2 présente l'effet d'un ombrage soudain induit par l'interaction du rocher au sommet de la pente et des rayons du Soleil incidents. Enfin, la partie 3 décrit l'écoulement sec prenant son origine à la base du rocher et résultant de la configuration décrite en partie 2. Les premiers cm d'une surface chauffée par le Soleil peuvent se décomposer en deux couches (figure 2.20) : la couche supérieure (couche 1), de quelques mm, a une température constante  $T_{up}$  sur son épaisseur, tandis que la couche in-

FIGURE 2.20 – La partie supérieure (A) décrit le comportement du sol ensoleillé à la base du rocher de haut de pente, avec le processus de pompe de Knudsen régulière. La partie B décrit la réaction du sol après l'apparition d'une ombre en base de rocher afin de permettre la pompe de Knudsen renforcée. La partie C montre l'écoulement de grains secs provoqué par l'apparition brusque de l'ombre. Les profils thermiques des deux premières configurations sont montrés dans la partie gauche de la figure. Figure reprise de [Schmidt et al., 2017](#) et modifiée.

férieure (couche 2) voit sa température décroître avec la profondeur, selon un gradient de température  $dT_2$  (profil A de la figure 2.20). Cette différence de températures implique le déplacement des particules — d'autant plus grand que le gradient est important — connu sous le nom de pompe de Knudsen. Dans le cas exposé ici, la pompe de Knudsen est dite "régulière" : elle est effective dès lors qu'une surface est chauffée, provoquant une montée de température en surface à l'origine d'un gradient thermique. Les estimations de [Schmidt et al., 2017](#) pour ce gradient thermique sont de l'ordre de  $\sim 50$  K pour les RSL du cratère Garni. La pompe de Knudsen peut être renforcée lorsqu'une ombre apparaît sur une partie de la surface, par exemple lorsque les rayons du Soleil rencontrent des rochers massifs de haut de pente, ce qui est très commun dans les zones à RSL. C'est ce qui est décrit dans la géométrie exposée dans la partie B de la figure 2.20. Le profil thermique après ombrage se retrouve modifié. Lorsque la surface est mise à l'ombre, la température diminue rapidement (quelques secondes) en surface, tandis que le dessous reste chaud. Un gradient thermique inverse  $dT_1$ , de l'ordre de 1-2 K, apparaît dans la couche 1. Cette inversion du gradient thermique est responsable de l'intensification du processus physique de la pompe de Knudsen. Ainsi, [Schmidt et al., 2017](#) interprètent la formation des RSL dans Garni comme le résultat de ce phénomène. L'étude soutient donc que les RSL sont des écoulements secs. L'étude de [Dundas et al., 2017b](#) s'intéresse quant à elle aux profils topographiques des RSL et les pentes dans lesquelles ces structures prennent place. Elle souligne le caractère concave des profils : le point d'origine des *lineae* est associé à des valeurs de pente fortes (au-dessus de  $35^\circ$ ) tandis que la terminaison des *lineae* est associée aux valeurs de pente plus faibles, entre  $28$  et  $35^\circ$ . Les auteurs montrent également que la croissance des RSL s'arrête lorsque les pentes passent sous l'angle de repos dynamique, estimée à  $28^\circ$  environ. Cette observation correspond bien à ce qui est attendu pour des écoulements secs.

Une dernière hypothèse quasi contemporaine de l'hypothèse "sèche" a été avancée dans les études expérimentales de [Massé et al., 2016](#) et [Raack et al., 2017](#). Le mécanisme proposé est hybride : il associe une quantité limitée d'eau liquide avec un écoulement sec. Le principe est le suivant : lorsque les températures de surface atteignent des va-



FIGURE 2.21 – Coupes interprétatives détaillant le mécanisme de propagation de l'eau liquide à la pression de Mars. Les zones bleues correspondent au sable saturé en eau et les zones en jaune au sable sec.  $F_G$  représente le poids,  $F_D$  la force de traînée et  $h$  la hauteur de la ride de front. Figure reprise de [Massé et al., 2016](#).

leurs supérieures à la température de fusion de la glace d'eau (273 K) ou à la température eutectique pour des saumures, la glace de subsurface boue et percole au sein du milieu granulaire (figure 2.21, T1). L'ébullition est observée à la surface et provoque la saltation des grains de sables, principalement à la frontière entre le sable humide et le sable sec (figure 2.21, T2). Une ride de sable sec se forme à la frontière et s'écroule (figure 2.21, T3) lorsque l'angle de repos dynamique devient trop fort (autour de 30° sur Mars, [Atwood-Stone and McEwen, 2013](#)), ce qui provoque un écoulement sec. La percolation continue (figure 2.21, T4) et une autre ride se forme, ce qui conduit à la formation d'un autre écoulement sec. Le processus peut ainsi se répéter plusieurs fois.

On le voit, les hypothèses privilégiant un mécanisme sec ou avec un apport d'eau limité sont de plus en plus courantes. Les hypothèses favorisant le mécanisme sec permettent entre autres de s'affranchir du problème de la source d'eau, puisque la poussière est un réservoir infini, tandis que l'eau est très peu présente à la surface de Mars. Deux chapitres de livres de [Stillman, 2018](#) et [McEwen, 2018](#) résument assez bien l'état de l'art des RSL à cette période, se penchant tour à tour sur les arguments en faveur et en défaveur de chacune des hypothèses ([Stillman, 2018](#); [McEwen, 2018](#)) mais également sur l'habitabilité des RSL ainsi que leur statut pour les futures missions robotisées ([McEwen, 2018](#)).

### Remise en cause des détections de perchlorates

De nombreuses hypothèses ont émergé suite aux nombreux travaux réalisés dans les années ultérieures à l'étude d'[Ojha et al., 2015](#), telles celles des mécanismes secs (e.g. [Dundas et al., 2017b](#)) ou des processus hybrides (e.g. [Massé et al., 2016](#)). Dans cette effervescence scientifique, les résultats de [Ojha et al., 2015](#) ont été réexaminés dans une étude indépendante ([Vincendon et al., 2019](#)). L'étude de [Vincendon et al., 2019](#) se focalise sur les données CRISM utilisées par [Ojha et al., 2015](#), pour les quatre sites à RSL étudiés. Les auteurs démontrent que les quatre détections d'[Ojha et al., 2015](#) sont fausses et liées à des artefacts de mesure de l'instrument CRISM bien connus, ainsi qu'à du bruit de mesure. Les détections du cratère Horowitz et du site de Coprates Chasma proviennent de bandes d'absorption autour de 1.9  $\mu\text{m}$ . [Vincendon et al., 2019](#) relèvent que les bandes d'absorption sont présentes à la fois pour les pixels couvrant des RSL mais également pour les zones

FIGURE 2.22 – a) Image HiRISE (ESP\_031019\_1650) du site de Coprates Chasma contenant les trois pixels CRISM présentant des détections de sels. b) Image contexte dans le visible de l'observation CRISM # FRS00028E0A. Les pixels avec une bande d'hydratation (ratio  $1.91\mu\text{m} / 1.85\mu\text{m}$ )  $> 2.5\%$  sont colorés en noir, et les pixels bleu, rouge et vert correspondent aux détections de sels représentées en a). Les pixels appartiennent à la même colonne de l'image (# 415). Il s'agit d'un artefact caractéristique de CRISM. c) Exemple de spectres avec ratios montrant la bande d'absorption biaisée à 1.9-  $\mu\text{m}$  pour un pixel avec (rouge) et sans RSL (noir). Les pixels correspondants sont indiqués par les flèches de même couleur dans b) et par la flèche rouge dans a). Figure et légende reprises de [Vincendon et al., 2019](#).

n'ayant pas de RSL visible, qui plus est avec une profondeur d'absorption plus importante (figure 2.22). Le problème avait été soulevé dans l'étude de [Leask et al., 2018](#), dans laquelle les auteurs avaient souligné que les images de CRISM utilisées dans [Ojha et al., 2015](#) contenaient une quantité importante d'artefacts à 1.9- et 2.1- $\mu\text{m}$ , sans toutefois travailler sur tous les spectres issus de [Ojha et al., 2015](#). Les deux autres détections de [Ojha et al., 2015](#), réalisées dans les cratères Palikir et Hale, sont caractérisées par la faible profondeur des bandes d'absorption pour les possibles détections. Un spectre lissé est mis en avant par [Ojha et al., 2015](#) pour faire ressortir les bandes d'absorption. [Vincendon et al., 2019](#) reprennent les données CRISM brutes (sans lissage) et démontrent que les détections sont également biaisées par des points aberrants, points aberrants qui contribuent fortement aux bandes d'absorption à 1.9- $\mu\text{m}$  et 2.1- $\mu\text{m}$  mais disparaissent lors du lissage. Les simulations de spectre synthétiques par [Vincendon et al., 2019](#) confirme ce résultat : de tels points aberrants peuvent être dûs à une simple loi d'erreur gaussienne appliquée à des spectres lisses, dans des proportions similaires (2% des spectres) aux détections de [Ojha et al., 2015](#).

Je me permets de faire une courte digression sur le sujet que nous venons de traiter (je suis désolé, c'est la dernière). Il s'agit d'une réflexion que je souhaite partager, qui ne s'appuie pas sur des données ou études scientifiques. Je demande au lecteur avisé de considérer cette digression pour ce qu'elle est : elle n'a pas de grande valeur scientifique. L'exemple d'[Ojha et al., 2015](#) et des études de [Leask et al., 2018](#) et [Vincendon et al., 2019](#) est très intéressant pour la recherche scientifique, dans la mesure où il rappelle l'importance du processus de corrections par les pairs et l'absolue nécessité du caractère reproductible des résultats. Sans les travaux de [Leask et al., 2018](#) et [Vincendon et al., 2019](#), l'ensemble de la communauté scientifique travaillant sur les RSL auraient pu s'appuyer sur de fausses preuves pour mener leurs recherches scientifiques (ce qu'elle a probablement fait pendant 3 ans), avec les implications en temps et en moyens que l'on connaît. Il interroge également sur le processus de publication scientifique et l'attrait des publications "sensa-

tionnalistes". Je ne remets ici aucunement en cause la rigueur scientifique des auteurs de [Ojha et al., 2015](#) (au demeurant beaucoup plus expérimentés que je ne le suis) ; toutefois, on est en droit de se demander si l'impact potentiellement important de l'étude n'a pas poussé les auteurs à publier rapidement, en faisant fi d'analyses plus approfondies. On peut également se poser la question de ce qui justifie des écarts de temps de correction entre les articles de [Ojha et al., 2015](#) et [Vincendon et al., 2019](#) : quatre mois pour l'article de [Ojha et al., 2015](#) (reçu le 22 avril 2015, accepté le 21 août 2015, soit un temps de correction tout à fait correct) et publié dans un journal à fort impact (*Nature Geosciences*, avec un facteur d'impact de 14.480) lorsqu'on le compare aux dix-sept mois (c'est totalement inhabituel) du papier de [Vincendon et al., 2019](#), traitant pourtant des mêmes données et publié dans *Icarus* dont le facteur d'impact est inférieur (3.513). Par ailleurs, soyons clairs : le facteur d'impact, en tant qu'indicateur de la portée potentielle d'un journal scientifique, ne juge pas de la qualité intrinsèque d'un article scientifique. Toutefois, lorsqu'une étude est publiée dans une revue à fort impact, il me semble d'autant plus nécessaire de porter une attention toute particulière à la robustesse des méthodes et résultats présentés, dans la mesure où les études publiées sont susceptibles de toucher un public plus large. C'est on ne peut plus vrai pour l'article de [Ojha et al., 2015](#). La parenthèse est terminée, nous pouvons reprendre sur les études les plus récentes menées sur les RSL.

### Études récentes : processus sec ou eau liquide ?

Le nombre de publications sur les RSL ces deux dernières années est particulièrement important, de même que la pluralité des méthodes et hypothèses présentées. La plupart des articles concluent que les mécanismes secs comme source des RSL sont à privilégier ([Vincendon et al., 2019](#); [Schaefer et al., 2019](#); [Dundas, 2020a](#); [Munaretto et al., 2020](#); [Stillman et al., 2020](#); [Millot et al., 2021](#); [McEwen et al., 2021](#)), d'autres que des écoulements liquides correspondent mieux aux résultats d'observations atypiques ([Abotalib and Heggy, 2019](#); [Stillman et al., 2020](#); [Lark et al., 2021](#)) ou de modèles physiques ([Huber et al., 2020](#)). D'autres travaux estiment plutôt que les RSL sont les résultats de différents processus, liquide ou sec ([Tebolt et al., 2020](#)), ou de processus hybride ([Gough et al., 2020](#)). Approchons les différentes thématiques développées dans ces articles. Les études de [Vincendon et al., 2019](#) et [McEwen et al., 2021](#) traitent du rôle de la poussière dans l'activité des RSL. La première se concentre sur le lien entre les processus éoliens d'érosion de surface, et souligne la corrélation entre l'activité des RSL et les cycles de poussières martiens. Une hypothèse avancée par [Vincendon et al., 2019](#) est celle de l'érosion de la poussière de surface : le substrat sombre sous-jacent est responsable du faible albedo des structures de surface. Les RSL seraient l'expression de l'interaction entre l'atmosphère et la couverture de poussière de la surface à petite échelle et pour les fortes pentes. L'étude très récente de [McEwen](#)

[et al., 2021](#) se concentre plutôt sur le dernier événement de tempête globale de Mars, celui de l'été 2018 (MY 34) — qui aura par ailleurs "coûté la vie" au rover *Opportunity*. L'article recense les observations intéressantes de la caméra HiRISE réalisées après le PEDE de 2018, soulignant la forte activité des RSL après le passage de l'événement : les RSL sont globalement plus longues et plus contrastées que pour les années précédant les tempêtes de poussières. La forte activité est également corrélée à la présence de tourbillons de poussières en surface (appelés *dust devils*) au niveau des sites à RSL, dont les traces recourent les RSL sur un certain nombre d'images. Des mécanismes permettant l'apparition des *dust devils* peuvent être appliqués pour l'apparition des RSL dans le cadre d'un processus sec mettant en jeu le déplacement de la poussière de surface. Ainsi, [McEwen et al., 2021](#) propose que les RSL sont issus d'écoulements de grains secs. Enfin, l'étude de [Dundas, 2020a](#) propose deux mécanismes d'écoulement de sables liés à l'activité éolienne, fonctionnant possiblement de façon conjointe. Dans le premier scénario, le sable s'accumule au niveau d'un affleurement de haut de pente par l'action des vents qui remontent cette pente puis s'écoule de façon intermittente. Le second mécanisme met en jeu l'interaction du vent au niveau du haut topographique avec le sable des pentes : la résultante de cette interaction serait des écoulements de sables intermittents le long de la pente, possiblement disjoints entre eux, comme cela a été observé dans Juventae Chasma (4.7°S, 298.6°E) et les cratères Horowitz et Palikir ([Vincendon et al., 2019](#); [Tebolt et al., 2020](#); [Dundas, 2020a](#); [Lark et al., 2021](#)). Les deux scénarios peuvent s'exprimer de façon conjointe, l'activité éolienne étant suffisamment variable pour le permettre. De nombreuses études géomorphologiques ont été menées durant les deux dernières années, s'intéressant à des sites particuliers (cratère Tivat, [Schaefer et al., 2019](#); cratère Hale, [Munaretto et al., 2020](#); cratère Garni, [Stillman et al., 2020](#); cratère Palikir, [Schorghofer et al., 2019](#)) ou sur un ensemble de sites ([Tebolt et al., 2020](#); [Millot et al., 2021](#); [Lark et al., 2021](#)). Les méthodes privilégiées varient, partant de modèles thermiques ([Schorghofer et al., 2019](#); [Stillman et al., 2020](#); [Millot et al., 2021](#)), en passant par des calculs sur les paramètres topographiques ([Tebolt et al., 2020](#); [Stillman et al., 2020](#); [Lark et al., 2021](#)), l'analyse de l'albedo relatif ([Schaefer et al., 2019](#); [Munaretto et al., 2020](#)) ou l'ajout de nouvelles d'observations via HiRISE ([Schaefer et al., 2019](#); [Stillman et al., 2020](#); [McEwen et al., 2021](#)) ou, pour la première fois, CaSSIS (figure 2.23, [Munaretto et al., 2020](#)).

Nous ne rentrerons pas dans le détail de chacune de ces études, mais nous nous focaliserons sur plusieurs résultats qui s'en dégagent :

- les modèles thermiques du site du cratère Palikir ([Schorghofer et al., 2019](#); [Millot et al., 2021](#)) montrent que les températures sont trop hautes au niveau des RSL pour permettre à de la glace de CO<sub>2</sub> ou d'eau de se former et d'être à l'origine des écoulements ([Schorghofer et al., 2019](#)), même si les variations de températures de surface permettent de passer le point de fusion de l'eau de façon cohérente avec

FIGURE 2.23 – Les données présentées sont issues de l’image HiRISE ESP\_031203\_1440 orthorectifiée et ré-échantillonnée pour correspondre avec les pixels CaSSIS et d’une des deux orthoimages CaSSIS MY 34\_005640\_218\_X (X = 1 ou 2, l’article source ne dit pas quelle orthoimage est présentée). Première ligne : RSL changeant ; deuxième ligne : RSL statique. a) d) Observations HiRISE et contours (en bleu) des deux RSL, b) e) observations CaSSIS et contours (en orange) des RSL et c) f) comparaison des contours définis par les RSL. Figure reprise de [Munaretto et al., 2020](#).

l’activité relevée ([Millot et al., 2021](#));

- une variabilité annuelle de l’activité des RSL pour de nombreux sites a été observée, activité directement corrélée aux tempêtes de poussières. [Schaefer et al., 2019](#) montre que l’activité des RSL est moins importante dans le cratère Tivat pour les années MY 31-32 par rapport aux années qui ont suivi la tempête globale de MY 28, à savoir MY 29-30. L’étude souligne aussi la disparition synchrone des RSL avec les empreintes liées aux chutes de rochers (*rockfall markings*) en tant qu’autre argument en faveur du dépôt de poussières saisonnier. Les études de A. McEwen ([McEwen et al., 2019](#); [McEwen et al., 2021](#)) confirment l’activité renforcée des RSL pour MY 35 après la tempête de poussières globale de MY 34, ce qui avait déjà été supposé par [McEwen et al., 2011](#) et [Stillman et al., 2014](#) sans être confirmé par manque de données sur les sites HiRISE avant MY 28;
- il n’y a pas de variation d’albedo significative à des heures locales différentes pour les RSL présentés dans [Munaretto et al., 2020](#), ce qui correspond à ce qui est attendu pour des écoulements secs;
- une quantité non-négligeable de terminaisons de RSL sont en-dessous de l’angle de repos dynamique, à savoir 9% dans le cratère Garni selon [Stillman et al., 2020](#) et 24% sur les sites étudiés par [Tebolt et al., 2020](#), ce qui contredit l’hypothèse d’un écoulement sec.

La majorité des études que nous venons de citer s’accordent sur la difficulté d’expliquer toutes les observations à travers un seul processus à l’origine des RSL. Même si l’idée d’un processus sec semble plutôt favorisée ([Schaefer et al., 2019](#); [Vincendon et al., 2019](#); [Dundas, 2020a](#); [Munaretto et al., 2020](#); [Millot et al., 2021](#)), la difficulté d’expliquer la croissance par incrément des RSL (e.g. [Stillman et al., 2020](#)) ainsi que les pentes hors des valeurs des angles de repos ([Stillman et al., 2020](#); [Tebolt et al., 2020](#)) sont des arguments importants en défaveur de ces processus. Le modèle de [Dundas, 2020a](#) pourrait expliquer ces observations par un forçage éolien, toutefois son effet n’a pas encore été modélisé. L’hypothèse de l’aquifère de sous-surface est encore proposée, notamment pour expliquer les observations de RSL dont l’activité est atypique ([Abotalib and Heggy, 2019](#); [Stillman et al., 2020](#);

Lark et al., 2021). Cette hypothèse bénéficie également des résultats d'un modèle physique d'écoulement récent par Huber et al., 2020, favorisant une origine basée sur l'eau liquide. Une hypothèse hybride a aussi été proposée récemment par Gough et al., 2020, basée sur la variation saisonnière de la cohésion du sol. Celui-ci se charge en humidité en hiver et s'assèche en été lors des saisons chaudes, provoquant des écoulements secs. Toutefois, ces hypothèses sont en apparente contradiction avec notre incapacité à détecter de l'eau liquide localisée sur les sites à RSL de façon robuste, et ce, depuis dix ans. Pour l'instant, aucune hypothèse présentée jusqu'ici n'est pleinement satisfaisante, dans la mesure où elles échouent à expliquer l'ensemble des observations des RSL.

## 2.3 Conclusions et questions clefs

Nous avons vu au cours de ce chapitre les différentes propriétés des RSL, qui se présentent comme des processus de pente à activité saisonnière, avec des périodes d'allongement et de disparition. Les sites à RSL se retrouvent dans une large gamme de latitudes et dans les deux hémisphères de la planète : toutefois, leur répartition n'est pas aléatoire, car elle est corrélée aux zones avec une faible couverture en poussières, présentant des pentes importantes autour de 30-35°. Les sites sont aussi beaucoup plus nombreux dans l'hémisphère sud (région des *Southern Mid-Latitudes*) et particulièrement impressionnants et nombreux dans Valles Marineris. Depuis 10 ans, les études se sont succédées sur le sujet, concluant dans la première partie de la décennie sur la possibilité d'écoulements humides, impliquant de l'eau liquide pure ou avec des sels, la déliquescence de composés chimiques comme les perchlorates par absorption de la vapeur d'eau atmosphérique ou l'origine souterraine (aquifères). L'engouement de l'année 2015 autour de la thématique des RSL et des détections (erronées) de perchlorates sur différents sites a laissé sa place aux premières études défendant des hypothèses plutôt sèches dans la seconde moitié de la décennie. Les années 2020 et 2021 nuancent un peu plus ce bilan, puisque les conclusions des travaux alternent entre des hypothèses sèches et humides.

La thèse que nous présentons ici s'attarde sur la quête de réponses quant à la nature des processus de surface que sont les *Recurring Slope Lineae*. Mars est une planète très sèche (e.g. Owen et al., 1977), dont la quasi-totalité de l'eau est présente sous forme de glace ; toutefois, les processus de surface intermittents et saisonniers que sont les RSL ne sont-ils pas les expressions d'écoulements d'eau liquide, réminiscentes d'un passé plus ancien ? C'est dans la quête de la découverte des origines des RSL que nous tenterons de répondre à un ensemble de questions clefs pour tenter de contraindre la nature de ces structures si particulières, énoncées ci-dessous :

- Quelles sont les propriétés thermiques (températures de surface et de subsurface)

des zones à RSL ?

- Comment sont-elles modifiées sous l'effet de la latitude et des topographies locales ?
- Existe-t-il une température limite (e.g. une température eutectique) à partir de laquelle les RSL présentent une activité d'allongement ?
- Pouvons-nous quantifier les incertitudes sur la topographie de surface et les températures ?

A travers une étude thermique de la surface couplée à une approche quantitative dans l'estimation de l'activité des RSL, ce manuscrit de thèse tentera de répondre à ces quelques questions, ou à défaut, de fournir des éléments de réponses. Les deux chapitres suivants présenteront tour à tour les données utilisées dans cette étude, ainsi que le modèle thermique adapté pour une utilisation appliquée au cas des RSL.





## Chapitre 3

# Les données orbitales pour l'étude des RSL

La compréhension de processus de surface nécessite l'acquisition de données d'imagerie, notamment pour effectuer un suivi au cours du temps (*monitoring*). Les RSL, que nous avons décrites en détails dans le chapitre précédent, sont des exemples typiques de processus de surface nécessitant un suivi régulier. Leurs dimensions modestes (de l'ordre de quelques m à quelques dizaines de m en général) expliquent leur découverte tardive (2011, [McEwen et al., 2011](#)) dans l'histoire de l'exploration martienne, grâce aux données de la caméra HiRISE ([McEwen et al., 2007](#)). Quelles informations pouvons-nous tirer sur ces phénomènes de petite taille à partir des données d'imagerie de la caméra HiRISE ? Ce chapitre sera dédié à une courte synthèse des données d'imagerie récentes à notre disposition. Il ne s'agira pas de faire une description technique de chacune des caméras, qui se résumerait à un rapport condensé des études présentant chaque instrument. Nous avons fait le choix de nous concentrer plutôt sur les objectifs, atouts et apports de chaque mission dans une première partie introductive. Nous étudierons plus en détails les données d'imagerie provenant de la caméra HiRISE, à la fois les images et les Modèles Numériques de Terrain (MNT), car ce sont celles qui permettent la description la plus précise des phénomènes de surface que sont les RSL. Nous résumerons notamment le fonctionnement de la méthode de création des MNT par stéréophotogrammétrie. Enfin, nous verrons l'utilisation des données d'imagerie HiRISE dans le cadre de logiciels de Système d'Informations Géographiques (SIG) et détaillerons comment les outils fournis par ces logiciels permettent de décrire la géomorphologie de la planète Mars, en fonction des paramètres des images que nous utilisons.

## 3.1 Les données d'imagerie

### 3.1.1 Comparaisons de différentes données d'imagerie

La surface de Mars a été largement étudiée depuis plus de 50 ans. Des quantités importantes de données d'imagerie ont été récoltées au cours de ces décennies, données qui ont permis d'accroître de façon tout à fait conséquente nos connaissances sur la planète Mars, passant de la vision d'une planète susceptible de comporter des canaux martiens, de la végétation et une vie intelligente, à l'image actuelle d'une planète froide et sèche, avec un cycle climatique, des processus de surface multiples et une histoire géologique très riche. Nous l'avons dit, c'est depuis les missions *Mariner* (e.g. [Leighton et al., 1965](#)), et notamment la mission *Mariner 9* (e.g. [Sagan et al., 1972](#)) que notre vision de la planète rouge s'est considérablement précisée. Les missions *Viking* apporteront également des données d'imagerie, avec notamment une carte globale ([McEwen and Soderblom, 1993](#)), à une résolution de 1 km/pixel.

C'est à la fin des années 90 et au début des années 2000 qu'un ensemble de satellites va apporter une grande quantité de données d'imagerie, à travers les observations de plusieurs caméras (table 3.1) : *Mars Orbiter Camera* ([Malin et al., 1992](#); [Kirk et al., 2003](#)) pour l'orbiteur américain *Mars Global Surveyor* (MGS), *High Resolution Stereo Camera* ([Jaumann et al., 2007](#)) pour l'orbiteur européen *Mars Express*, *ConTeXt Camera* (CTX, [Malin et al., 2007](#)) et *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE, [McEwen et al., 2007](#)) pour l'orbiteur américain *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) et *Colour and Stereo Surface Imaging System* (CaSSIS, [Thomas et al., 2017](#)) pour l'orbiteur européen *Trace Gas Orbiter* (TGO). Nous avons répertorié les paramètres importants de chacune des caméras, notamment les résolutions spatiales des images annoncées, la largeur de la fauchée pour une image typique, le nombre de bandes ainsi que les gammes de longueurs d'ondes couvertes, le nom du satellite et l'année de début de la cartographie (table 3.1).

Caméra	Satellite	Résolution spatiale	Largeur	# Bandes et longueur d'onde	Année
MOC(-NA) <a href="#">Malin et al., 1992</a>	MGS	1.5 m/pixel	~3 km	1 500-900 nm	1999
HRSC <a href="#">Jaumann et al., 2007</a>	<i>Mars Express</i>	10 m/pixel	~52 km	1 PAN, 4 couleurs PAN : 675 ± 90 nm Blue : 440 ± 45 nm Green : 530 ± 45 nm Red : 750 ± 20 nm NIR : 970 ± 45 nm	2004
CTX <a href="#">Malin et al., 2007</a>	MRO	6 m/pixel	~30 km	1 500-700 nm	2006
HiRISE <a href="#">McEwen et al., 2007</a>	MRO	0.25 m/pixel	~6 km	3 RED : 570-830 nm BG : < 580 nm NIR : > 790 nm	2006
CaSSIS <a href="#">Thomas et al., 2017</a>	TGO	4.5 m/pixel	~9.5 km	4 BLU : 480.5 nm PAN : 676.5 nm RED : 838.5 nm NIR : > 900 nm	2018

TABLE 3.1 – Paramètres des données d'imagerie, comprenant le nom de la caméra, le satellite sur lequel elle est embarquée, la résolution spatiale maximale des données d'imagerie produites, la largeur de la fauchée, le nombre de canaux et les gammes de longueurs d'onde couvertes et l'année de début de collecte des données.

Passons maintenant à la description des différents buts scientifiques des caméras ainsi que des résultats importants issus de chacune d'entre elles. La caméra MOC (Malin et al., 1992), de la mission américaine MGS, a été conçue pour répondre aux problématiques de la surface martienne selon deux volets : l'un climatique, avec le suivi des brouillards, de la poussière ou des motifs éoliens ; l'autre géologique, avec une cartographie des morphologie de surfaces comme les réseaux de vallées et chenaux ou les dépôts stratifiés (Malin et al., 1992). Très peu d'images ont pu bénéficier de la résolution à 1.5 m/pixel (table 3.1, e.g. Thomas et al., 2017) : la résolution spatiale la plus répandue est de l'ordre de 3 m/pixel (Kirk et al., 2003). Cette résolution est néanmoins largement suffisante pour distinguer une grande quantité de détails qui n'étaient pas visibles auparavant. C'est avec la caméra *Narrow Angle* (MOC-NA) que cette résolution a pu être atteinte et elle est responsable de la grande majorité des données en termes de poids (Malin and Edgett, 2001), par rapport aux deux autres caméras *Wide Angle* (MOC-WA) pour lesquelles les résolutions étaient de 230-240 m/pixel (Malin et al., 1992). Le long article de Malin and Edgett, 2001 dresse un compte-rendu extrêmement détaillé de l'ensemble des observations et résultats provenant de la première phase de la mission MOC. La caméra MOC a permis de cartographier un ensemble de processus de surface, incluant les rides éoliennes, des champs de dunes de type barkhanes, les *slope streaks*, les rochers en tant que produits d'érosion, des avalanches de pente sur des dunes, des structures linéaires de surface créées par les vents (*wind streaks*), les *dark spots*, les *dust devils* et leurs traces, les terrains lités polaires, les structures en *swiss cheese* de la calotte de CO<sub>2</sub> sud et leur évolution dans le temps, les terrains aranéiformes, des structures de coulées incluant de l'eau liquide ou de la lave, des vallées, des *gullies*, des textures dites frettées, des glissements de terrain ou encore des cratères et la diversité de leurs éjecta. L'apport de MOC a donc été considérable dans l'étude de la géomorphologie de Mars, à des échelles spatiales encore non explorées à ce moment-là (à l'exception des quelques atterrisseurs qui s'étaient déjà posés sur Mars, mais la surface couverte est très négligeable).

La mission européenne *Mars Express* est arrivée en orbite en 2004, embarquant à son bord la caméra HRSC, dont le but affiché était de remplir le vide laissé dans la résolution spatiale entre MOC et HiRISE après l'échec de la mission *Mars Climate Orbiter*, avec une résolution maximale de 10 m/pixel (Jaumann et al., 2007). HRSC dispose de quatre canaux couleurs, de façon à fournir des compositions colorées de la surface selon différentes longueurs d'ondes, par rapport à MOC qui ne disposait que de deux canaux couleurs pour MOC-WA et un seul canal pour MOC-NA. Enfin, la capacité de réaliser des MNT en prenant directement plusieurs images d'un même endroit selon des angles différents et cela, en un seul passage, par rapport aux autres caméras qui nécessitent plusieurs passages. A la fin de la mission nominale, 48.5% de la surface de Mars avait été cartographiée avec une résolution meilleure que 50 m/pixel à la fin de la première phase de la mission (Jau-

[mann et al., 2007](#)). Quelques résultats un peu plus récents de HRSC sont répertoriés dans [Gwinner et al., 2016](#), où il est rapporté que plus de 70% de la surface de la planète est cartographiée à une résolution de 10-20 m/pixel, et 97% à une échelle de 100 m/pixel. Récemment, des mosaïques d'images HRSC ont été créées pour *Valles Marineris* ([Tao et al., 2021](#)) et pour le pôle sud ([Putri et al., 2019](#)) avec une résolution de 12.5 m/pixel, accompagnées de MNT à 50 m/pixel.

La caméra CTX ([Malin et al., 2007](#)) est embarquée sur l'orbiteur MRO, avec la caméra de haute résolution HiRISE. Le but scientifique de la caméra s'inscrit dans la continuité de ce qui avait été initié par MOC : étudier la géomorphologie de la surface de Mars, en incluant les processus éoliens, les processus de pente, les terrains polaires, les affleurements d'intérêt géologique, les réseaux de fleuves ainsi que les vallées de débâcles, sans oublier les cratères d'impact. La caméra fournit des images avec une résolution de 6 m/pixel, et a couvert la totalité de la surface de Mars : une mosaïque d'images CTX globale a été développée et présente un fort potentiel pour l'étude de la morphologie de surface. Elle est accessible à la communauté scientifique ([Dickson et al., 2018](#)).

Nous passons volontairement la caméra HiRISE, que nous détaillerons dans la section suivante, pour nous concentrer d'abord sur la caméra CaSSIS, développée dans le cadre de la mission européenne TGO, en orbite scientifique depuis 2018. La caméra CaSSIS est présentée comme complémentaire aux caméras CTX et HiRISE, dans la mesure où la résolution spatiale typique est d'environ 4 - 5 m/pixel, selon quatre canaux différents, permettant de faire des compositions colorées, par exemple pour distinguer les différentes minéralogies. Les canaux de la caméra CaSSIS sont sensibles à des longueurs d'onde comparables aux canaux de la caméra HiRISE, dans le but de pouvoir comparer aisément les produits couleurs de chacune des caméras. Le choix de "découper" la gamme de longueur d'onde couverte par la bande NIR de la caméra HiRISE en deux a été fait dans le but de mieux distinguer les signatures spectrales de phase contenant du fer (olivine, pyroxène ou hématite, voir par exemple [Thomas et al., 2017](#)). L'atout majeur de la caméra CaSSIS et par extension, des instruments embarqués sur TGO, provient de l'orbite du satellite qui, au lieu d'être synchronisé avec le Soleil, a la possibilité de faire des observations à différentes heures de la journée (e.g. [Guerlet et al., 2019](#)). Ainsi, les variations de propriétés de surface, comme l'albedo ou l'inertie thermique, peuvent être estimées pour une journée complète, là où les satellites comme MRO sont restreints à deux heures fixes dans la journée. Quelques résultats de CaSSIS concernent les observations des RSL par [Munaretto et al., 2020](#) ou le suivi du dégivrage de la surface et des *dark spots* par [Conway et al., 2019](#). TGO étant une mission encore jeune, il est probable que la majeure partie des résultats arrivera dans les prochaines années.

### 3.1.2 La caméra HiRISE

L'instrument *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE, [McEwen et al., 2007](#)) est une caméra embarquée sur la sonde *Mars Reconnaissance Orbiter*. HiRISE délivre des images de haute résolution, entre 25 et 32 cm/pixel, depuis la mise en orbite de la sonde en 2007. Les données d'imagerie sont utilisées pour l'étude de la géomorphologie martienne à des échelles locales, puisque la haute résolution des images permet de résoudre des objets de taille métrique, selon [McEwen et al., 2007](#). Les images sont ainsi largement utilisées pour le choix des sites d'atterrissages des différents atterrisseurs (*lander*) et *rover* martiens. Le site d'atterrissage du *lander Phoenix* a été le premier site étudié en utilisant les données de HiRISE ([Kirk et al., 2008](#)). Les images HiRISE sont composées de trois canaux : le canal RED, dont la gamme de longueur d'onde est comprise entre 570 et 830 nm, la bande BG, pour les longueurs d'ondes inférieures à 580 nm et enfin la bande NIR, pour les longueurs d'onde supérieures à 790 nm dans le proche infrarouge. La bande RED est utilisée pour réaliser les images monochromatiques d'une largeur d'environ 6 km (les produits en "\*\_RED"). Une bande centrale, couvrant environ 20% de la surface des produits RED, est une composition colorée à partir des données des trois canaux, dont le but affiché est d'aider à l'identification de différentes minéralogies de surface, à des échelles très petites. Les trois canaux NIR, RED et BG sont respectivement les canaux rouge (R), vert (G) et bleu (B). La figure 3.1 présente une vue d'ensemble de la partie orientale du cratère Palikir (A), dont nous avons déjà évoqué le nom comme étant l'un des sites de découverte des RSL (chapitre 2), avec la partie monochromatique et la partie couleur, qui se présente comme une bande centrale à la partie monochromatique. La partie B est une vue rapprochée de la zone à l'intérieur du rectangle rouge dans A, qui montre les détails des chenaux de *gullies* et le changement de la coloration avec l'apport de la partie couleurs. On peut également remarquer une bande parallèle aux bords de la partie en couleurs, dont l'origine probable est celle d'un défaut d'alignement entre les images des différents canaux. Les principaux résultats de la caméra HiRISE concernent bien évidemment les RSL (e.g. [McEwen et al., 2011](#)), dont la riche bibliographie a été détaillée tout au long du chapitre 2. Les potentiels sites d'atterrissage de *lander* et *rover* ont également bénéficié des images HiRISE, couplées à des MNT, pour rendre compte de la dangerosité du terrain et la traficabilité du *rover*, par exemple par des analyses des pentes locales. Outre l'étude de [Kirk et al., 2008](#) qui mêle MNT HiRISE et MOC, citons entre autres les exemples des études de [Kirk et al., 2011](#) pour *Curiosity*, [Golombek et al., 2017](#) pour l'atterrisseur *InSight* ou encore [Quantin-Nataf et al., 2021](#) pour le *rover Rosalind Franklin*. L'intérêt pour des sites d'atterrissage ou pour des sites avec des processus de surface a conduit à l'accumulation de données HiRISE pour contraindre au mieux les propriétés de surface, ou effectuer un suivi temporel dans le cas des RSL. Plusieurs images peuvent se

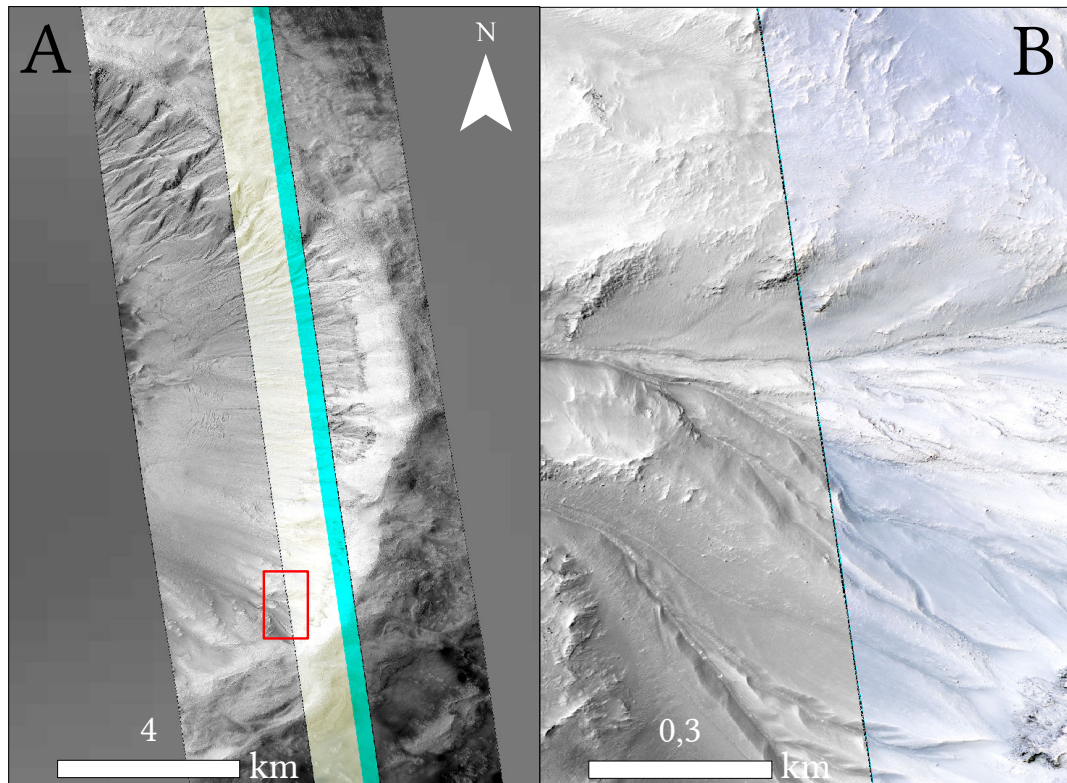


FIGURE 3.1 – A : Images HiRISE PSP\_005943\_1380\_RED et PSP\_005943\_1380\_COLOR, présentant le flanc est du cratère Palikir (41.6°S et 202.3°E). Remarquez la bande bleue à la droite de la HiRISE couleurs, probablement due à un problème d'alignement entre les trois images des différents canaux. B : une vue rapprochée (rectangle rouge) de la différence de couleur entre les parties monochromatiques et couleurs. Le sable grossier apparaît bleu dans la composition colorée.

superposer pour une même région : cette superposition des images est à la base d'une technique classique de production des MNT, produits nécessaires pour produire une description quantitative de la topographie de surface, appelée stéréophotogrammétrie. [Kirk et al., 2008](#) ont été les premiers à présenter des MNT HiRISE réalisés par stéréophotogrammétrie, en prenant comme objets d'étude les candidats au site d'atterrissage de la mission *Phoenix*. Dans le but d'avoir une vision relativement complète des produits issus de la caméra HiRISE, la section suivante détaille les données que sont les MNT ainsi que les protocoles suivis pour créer des MNT.

## 3.2 Modèles Numériques de Terrain (MNT)

### 3.2.1 Généralités

Les modèles numériques de terrain décrivent la topographie par la représentation numérique des données d'altitude, souvent au sein d'une grille régulière, dont la plus petite entité est le pixel. Les MNT peuvent prendre d'autres formes, avec par exemple celle d'un maillage irrégulier du type *Triangulated Irregular Network* (TIN), ou facettes triangulaires ([Quinn et al., 1991](#)). Toutefois, le format de MNT qui va nous intéresser pour le calcul de pente est le bien format en grille, c'est-à-dire le format où les valeurs d'altitudes sont réparties selon un maillage régulier dans l'espace ([Clarke, 1990](#)). Le MNT en grille est largement plus utilisé pour les planètes, tandis que les TIN sont plutôt utilisés pour l'étude des petits corps, comme les comètes (e.g. [Macher et al., 2019](#)). Le format en grille est celui qui sera utilisé dans notre travail sur la surface de Mars, puisque l'ensemble des MNT produits par les caméras que nous venons de décrire adopte ce format. La grille est régulière et présente un nombre de  $n \times m$  pixels carrés,  $n$  étant le nombre de lignes et  $m$  le nombre de colonnes de la grille. La largeur de l'image  $L$  est donc définie par  $L = m dx$  et la hauteur  $H$  comme  $H = n dy$ . Une valeur d'altitude est attribuée pour chaque pixel. Le format en grille présente aussi l'avantage d'être largement utilisable par de nombreuses méthodes de calculs de paramètres topographiques (pentes, orientations...), puisque la plupart utilise des méthodes de calculs par fenêtre mobile sur  $3 \times 3$  pixels. Une synthèse de quelques méthodes de calculs pour les pentes et orientations est réalisée tout au long du chapitre 6. Enfin, de nombreuses méthodes existent pour la création de MNT : par exemple, une solution complémentaire aux méthodes de stéréophotogrammétrie est celle utilisant une approximation de la solution analytique de l'équation de transfert radiatif, selon la définition de [Hapke, 1981](#). Cette méthode est celle de la photoclinométrie, ou *shape from shading* (e.g. [Kirk et al., 2003](#)), littéralement la "forme par ombrage". Bien que le sujet soit passionnant, nous ne pourrions pas traiter l'ensemble des méthodes d'élaboration des MNT et nous concentrerons sur l'une des plus



populaires : celle de la stéréophotogrammétrie.

### 3.2.2 Méthodes de stéréophotogrammétrie

#### Protocole simplifié

La méthode de stéréophotogrammétrie est peut-être la plus utilisée pour créer des MNT pour Mars. Cette partie sera l'occasion de présenter cette méthode selon la *stereopipeline Ames Stereo Pipeline* (AMES, [Beyer et al., 2018](#)), de façon très simplifiée. Elle consiste en trois étapes principales :

- l'alignement des images : les images sont alignées en utilisant une transformation épipolaire. La ligne épipolaire de chacune des images est définie comme l'intersection entre le plan épipolaire (défini lui-même par le plan entre l'objet fixé et les deux centres de projection, soient les deux points de vue de la caméra) et le plan de l'image. La transformation épipolaire appliquée aux images vise à rendre les lignes épipolaires horizontales. Ce processus facilite grandement l'étape de corrélation car elle minimise la composante verticale sur laquelle chercher les objets à corrélérer ;
- la création de cartes de disparité par corrélation d'objet entre les deux images : c'est l'étape la plus importante de la stéréophotogrammétrie ([Beyer et al., 2018](#)). Après l'alignement des deux images, le but est de trouver les objets communs entre les deux images et de fournir une estimation de leur distance selon la composante  $x$  et la composante  $y$ . Prenons un pixel donné sur l'image de gauche (en rouge sur la figure 3.2a), situé en  $(x_1, y_1)$  : le pixel correspondant à droite présente des décalages  $\Delta x$  et  $\Delta y$  selon les directions  $x$  et  $y$  par rapport au pixel correspondant à gauche (3.2b). Le résultat de ce processus, appelé carte de disparité, rassemble les valeurs de décalage des pixels de l'image de droite par rapport aux pixels correspondants de l'image de gauche. Un fort décalage apparent entre deux pixels correspondants à un même objet implique que l'objet est à une distance plus proche que le reste de l'image : il est donc situé à une altitude plus haute que son environnement ;
- enfin, l'étape de triangulation permet de remonter à une altitude : il s'agit de trouver l'intersection, ou à défaut le point le plus proche, entre les deux lignes qui sont définies entre l'objet et l'objectif de la caméra pour chacune des images. Pour cela, les paramètres intrinsèques (par exemple la distance focale ou la taille du pixel, [Beyer et al., 2018](#)) ainsi que les données extrinsèques (position et orientation de la caméra) sont connus. L'ensemble de ces paramètres permet de retrouver les lignes à tracer entre l'objet et la caméra pour les deux points de vue. Souvent, l'intersection des deux lignes dans un espace 3D n'est pas parfaite : on prend donc la distance minimale entre ces deux lignes pour remonter à la position de l'objet.

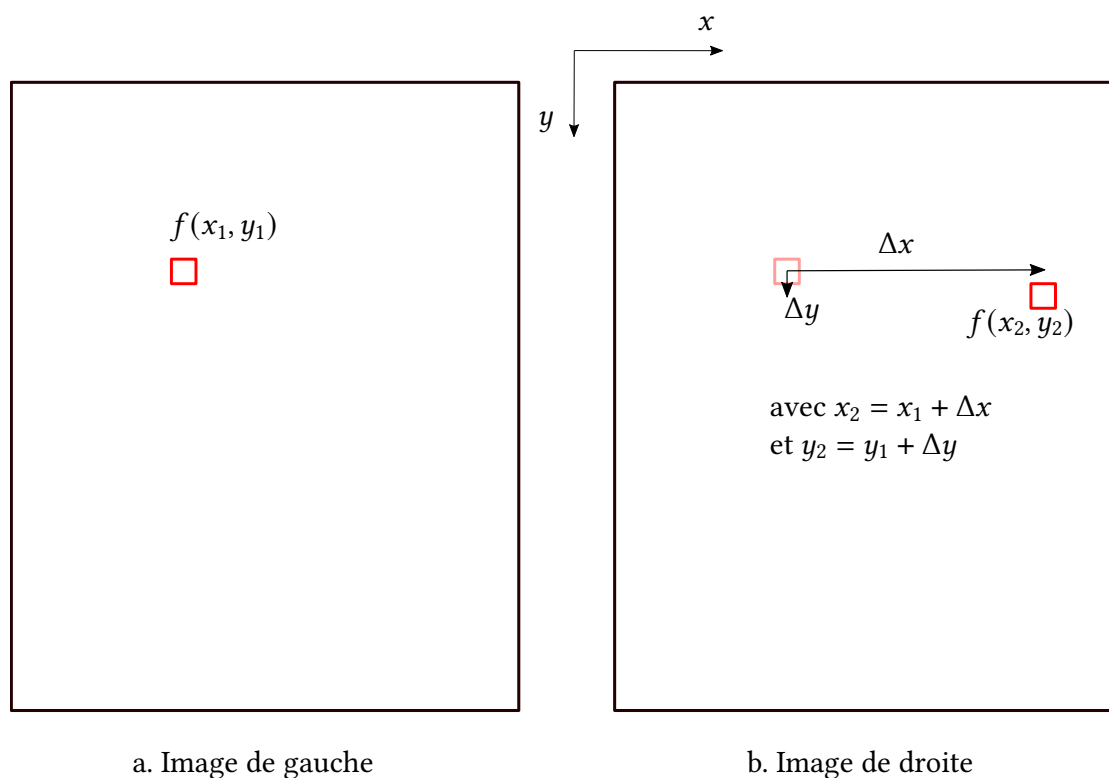


FIGURE 3.2 – Schéma présentant le principe de la corrélation d'objets entre deux images. L'objet dans le pixel rouge de l'image de gauche (a.) est retrouvé par l'algorithme de correspondance dans l'image de droite (b.). Des décalages selon les directions  $x$  et  $y$  peuvent être calculés pour créer une carte de disparité.

FIGURE 3.3 – Comparaison d'une image HiRISE (PSP\_005943\_1380), et des valeurs de pentes issues d'un MNT calculé avec la *stereopipeline* SOCET SET (milieu) et ASP (droite). Les fortes pentes sont en rouge, les faibles pentes en bleu. Les points blancs et noirs sont les extrémités des *lineae*, respectivement en haut et en bas de pente. Le nord est en direction du haut des images. Figure reprise de [Tebolt et al., 2020](#).

Ces étapes résument très brièvement le fonctionnement des algorithmes de *stereomatching* (correspondances de pixels par stéréo) : de multiples étapes d'optimisation ont été développées au fur et à mesure des versions des *stereopipelines*. L'une d'entre elles consiste à effectuer plusieurs étapes de correspondance de pixels, la première grossièrement, la seconde en tant que raffinement à l'échelle du pixel en utilisant en paramètre initial la première carte de disparité, afin de diminuer le temps de calcul sur les images les plus lourdes (HiRISE notamment). Je ne pourrai pas parler de l'ensemble de ces subtilités, n'ayant d'une part, pas les compétences requises pour délivrer une explication claire et pédagogique de toutes ces méthodes et d'autre part, dans la volonté de ne pas alourdir le présent chapitre, déjà suffisamment technique à mon sens. Pour une description très détaillée de la *stereopipeline* ASP, le lecteur peut se fier à la [documentation en ligne](#).

### Comparaison des résultats de deux *stereopipelines*

Une seconde *stereopipeline* assez largement utilisée dans les données martiennes est SOCET SET (© BAE Systems), notamment dans la création des MNT de MOC ([Kirk et al., 2003](#)) et HiRISE ([Kirk et al., 2008](#)). En partant des mêmes images HiRISE, les *stereopipelines* peuvent produire des MNT assez différents. L'étude de [Tebolt et al., 2020](#) se concentre sur les différences entre les pentes et orientations dérivées des produits de SOCET SET et ASP. La figure 3.3 est une reprise d'une des figures de leur article, montrant une image HiRISE avec les limites des *lineae* d'une région à RSL (points blancs et noirs, partie gauche de la figure), et deux cartes de pentes calculées à partir d'un MNT produit par SOCET SET (milieu) et ASP (à droite). On observe que les cartes de pente présentent globalement les mêmes structures de large échelle, reliées à la topographie. De fortes pentes sont calculées vers le centre des images, là où des roches relativement massives sont présentes et à partir desquelles les RSL prennent leur origine. Toutefois, les textures des pentes à petite échelle spatiale sont assez différentes : le MNT de SOCET SET montre des valeurs de pentes beaucoup moins lissées que celles du MNT ASP, avec une texture rapportée comme en "marches d'escaliers" par les auteurs, là où les transitions entre faibles et fortes valeurs de pente sont beaucoup plus graduelles pour les données du MNT ASP. Les histogrammes de pente présentés par les auteurs montrent que la variabilité des pentes provenant du

MNT SOCET SET est bien plus importante que celle du MNT ASP (voir la figure 13 de [Tebolt et al., 2020](#)). L'effet est donc bien réel.

### 3.3 Données d'imagerie et Système d'Informations Géographiques (SIG)

Durant l'ensemble de ce travail de thèse, la géomorphologie des RSL a été étudiée en utilisant les données d'imagerie fournies par la caméra HiRISE ainsi que les MNT HiRISE de l'équipe HiRISE ([Kirk et al., 2008](#)). Le traitement de ces données a principalement été réalisé en utilisant les outils disponibles dans le logiciel de SIG ArcGIS 10.2. Avant d'utiliser les outils de mesures d'un SIG, les données doivent être traitées selon le protocole suivant : les données d'imagerie sont référencées spatialement les unes par rapport aux autres sur une ellipsoïde de révolution, qui approxime la forme de la planète considérée (ici Mars) décrite par une surface équipotentielle appelée géoïde (parfois appelée aréoïde dans le cas de Mars) qui n'est pas mathématiquement modélisable. Les paramètres d'une ellipsoïde martienne typique sont décrits dans [Smith et al., 1999](#). Les données sont ensuite projetées (de nombreuses sortes de projections existent, mais nous n'aurons pas le temps de détailler ce point) sur un plan 2D de façon à permettre leur visualisation (entraînant quelques déformations liées à la projection) dans une représentation cartographique. Les outils des SIG sont ensuite appliqués aux données, correctement projetées et géoréférencées entre elles. La figure 3.4 est une proposition de protocole de traitement que nous avons suivi dans l'étude des RSL, qui met en avant les différents outils applicables en fonction du nombre d'images par site. Les deux premières questions préliminaires qui se posent concernent le caractère exploitable des données. Pour utiliser des données d'imagerie spatiale, il faut tout d'abord les visualiser pour vérifier si l'image peut être utilisée : est-ce que des nuages, du brouillard ou d'autres phénomènes atmosphériques comme les tempêtes de poussières empêchent le satellite d'observer la surface ? Y'a-t-il des phénomènes d'artefacts, ou du traitement *a posteriori* (zones d'interpolation par exemple) des données ? En fonction de la gravité des phénomènes, l'image peut être inexploitable dans certaines zones, voire dans sa globalité : logiquement, elle ne doit pas être utilisée. Une autre question qui se pose est celle de l'utilisation d'une résolution spatiale correcte par rapport à l'objet que l'on va observer. On considère qu'un objet est spatialement résolu lorsque sa taille  $l$  est au minimum égale à trois fois la taille d'un pixel (e.g. [McEwen et al., 2007](#)). En supposant un pixel carré de côté  $dx$ , on doit respecter  $l \geq 3 dx$ . La caméra HiRISE est la seule caméra qui permette de résoudre de fines structures comme les RSL, dans la mesure où la largeur d'une *linea* n'excède pas un ou deux m : toutefois, le critère peut ne pas être respecté, en connaissances de cause, dans le cas où la résolution spatiale

n'est pas suffisante pour résoudre, par exemple, la finesse des structures. L'information de plus petite échelle que la taille du pixel sera moyennée, "noyée" dans un seul pixel. En revanche, d'autres arguments peuvent justifier l'utilisation de données d'imagerie ne respectant pas ce critère des trois pixels, ou de moindre résolution ; un exemple que nous avons traité est celui de [Munaretto et al., 2020](#) (figure 2.23), où les RSL sont suivies pour plusieurs heures de la journée, dans le but d'observer une possible évolution dans la taille ou l'apparence des *lineae* liée au cycle diurne. Enfin, le nombre d'images disponibles dans le suivi d'une même structure a également une grande importance. Pour une seule image disponible d'une région donnée, les SIG permettent de fournir des outils classiques de cartographie, de traitement d'images et de mesures (longueurs, périmètres, surfaces...) ou une simple visualisation pour une description qualitative. Lorsque plusieurs images sont disponibles, un suivi de l'évolution des processus de surface devient possible. Parfois, des données de MNT sont disponibles et une nouvelle palette de méthodes permet de décrire quantitativement la surface, incluant les calculs de paramètres topographiques primaires comme les pentes locales et l'orientation de ces pentes, mais aussi des paramètres topographiques secondaires comme l'index topographique (e.g. [Raaflaub and Collins, 2006](#)) ou des calculs de volume (figure 3.4). La forte couverture en images HiRISE et en MNT HiRISE de plusieurs sites à RSL facilite une étude géomorphologique très complète grâce aux outils de SIG.

### 3.4 Quelques conclusions

La communauté scientifique dispose d'un ensemble de données d'imagerie très conséquent sur la planète Mars, fort de plus de cinquante années d'exploration spatiale. Les caractéristiques des caméras utilisées pour observer la surface de Mars (MOC, HRSC, CTX, HiRISE, CaSSIS...) sont complémentaires et permettent un suivi de la planète à différentes échelles spatiales et pour différentes longueurs d'ondes. Compte-tenu de la taille modeste de la plupart des RSL (quelques dizaines de mètres de long pour des *lineae* d'une largeur métrique), les caméras de haute résolution comme HiRISE sont les plus indiquées pour réaliser un travail de suivi et de description de ces structures. Grâce à la superposition d'images HiRISE sur des sites à RSL désormais bien connus, des MNT ont pu être produits par stéréophotogrammétrie. Ainsi, un nombre conséquent d'outils est à notre disposition pour caractériser l'activité et la morphologie des RSL (figure 3.4). Les données HiRISE seront utilisées selon deux volets dans la suite de ce travail : les images HiRISE permettront de réaliser une étude sur la morphologie des RSL sur quatre sites ainsi qu'un suivi temporel de leur activité saisonnière. Les images seront soutenues par des données de MNT HiRISE pour fournir une description plus quantitative du terrain (avec notamment

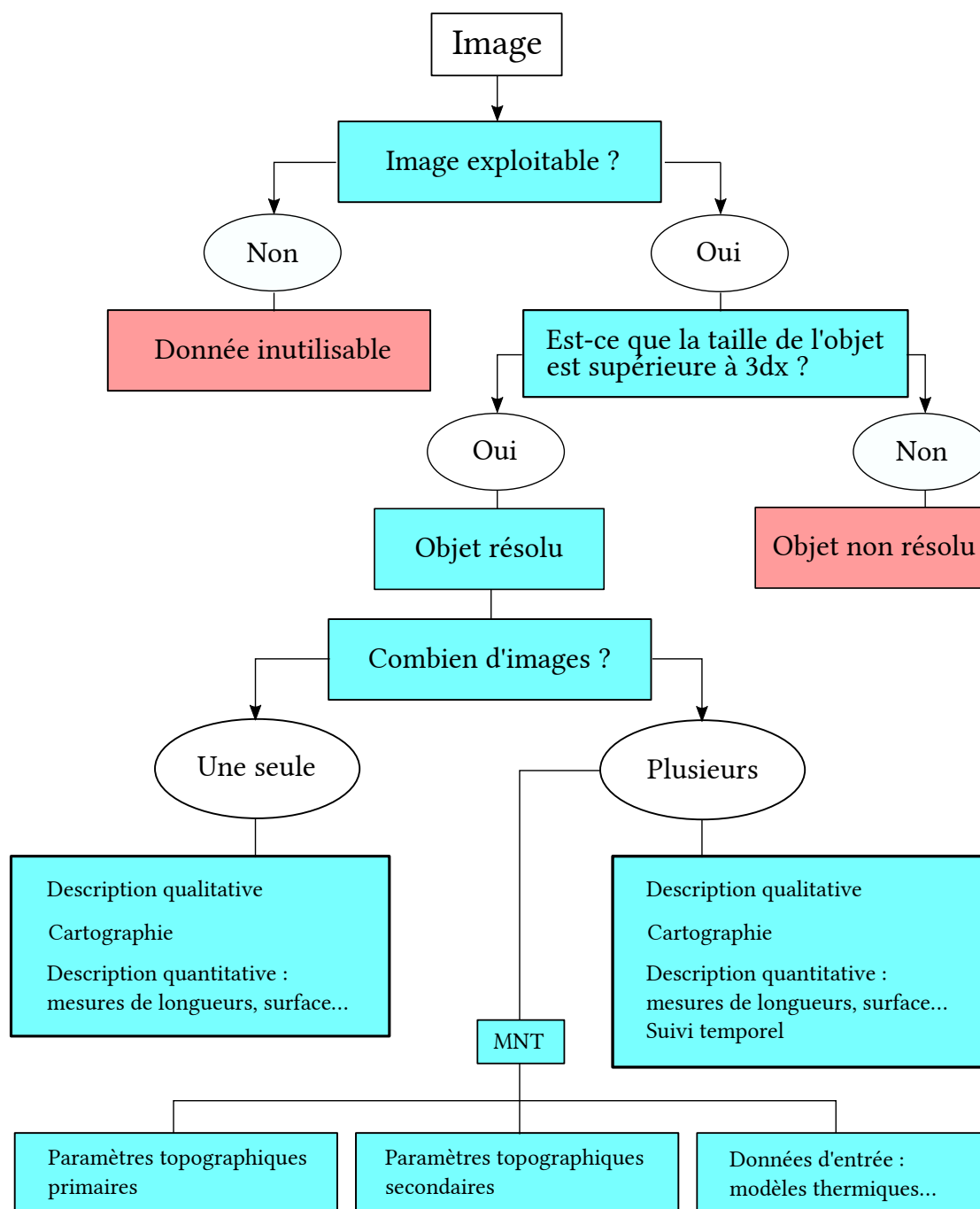


FIGURE 3.4 – Proposition de protocole de traitements de données d'imagerie avec l'outil SIG, dans le cadre de l'étude d'un objet spécifique (e.g. RSL). Les cadres rouges correspondent à des impasses dans le protocole, dans les cas où les images soient inexploitable (présences de nuages ou de poussières lors des tempêtes par exemple, présence de forts artefacts...) ou lorsque la résolution n'est pas suffisante pour faire une étude de l'objet. On considère que l'objet est résolu lorsque sa taille est de l'ordre de celle de trois pixels.

des calculs de pente). L'étude géomorphologique est décrite dans la première partie du chapitre 5. Les MNT serviront également de données d'entrée pour un modèle thermique qui sera appliqué aux zones à RSL, dans le but de contraindre les températures de surface et de subsurface des RSL au cours de l'année. Ces résultats permettront de déterminer si la saisonnalité observée est corrélée avec des températures de surface et si des mécanismes déclencheurs peuvent être cohérents avec les observations et les résultats du modèle thermique. Le modèle thermique sera décrit dans le chapitre 4.





# Chapitre 4

## Modèle thermique appliqué aux RSL

Ce chapitre est dédié à la description du modèle thermique utilisé dans une des études réalisées durant cette thèse : [Millot et al., 2021](#). On s'intéressera tour à tour à la contribution du Soleil en tant que source d'énergie principale, aux propriétés physiques de la surface de Mars et aux effets de l'atmosphère martienne. Chacune des contributions trouvera son expression dans l'équation de balance d'énergie, dont la résolution numérique permet de déterminer les températures de surface et de subsurface de la planète Mars.

### 4.1 Le Soleil : principale source d'énergie

L'étude des températures des surfaces planétaires passe par la caractérisation rigoureuse des flux d'énergie incidents qui contribuent au chauffage de la dite surface. Dans le cas de Mars, le flux d'origine solaire est de loin le plus important dans le bilan d'énergie. Il contribue significativement aux variations de températures de surface et de subsurface (jusqu'à quelques m) de la planète. La détermination précise de l'ensoleillement local est donc un facteur clef pour remonter aux températures locales de surface et les confronter à l'activité des RSL.

#### 4.1.1 Corps noir et flux thermique

Le Soleil est responsable du principal flux thermique qui vient chauffer la surface de Mars. Pour contraindre le flux solaire qui arrive à la surface, nous partirons de l'hypothèse que le Soleil est un corps noir, ce qui nous permettra d'avoir une définition simple du flux émis, directement dépendant de la température. Un corps noir implique que la capacité à absorber la lumière (absorptivité  $\alpha$ ) et à la ré-émettre (émissivité  $\varepsilon$ ) est parfaite dans

toutes les directions et pour toutes les longueurs d'onde (i.e.  $\alpha = \varepsilon = 1$ ), indépendamment de la fréquence de la lumière. Planck définit la brillance spectrale d'un corps noir dans le vide selon l'équation

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \left( \frac{1}{\exp(h\nu/k_B T) - 1} \right), \quad (4.1)$$

$B_\nu(T)$  étant la brillance spectrale (en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{Hz}^{-1}$ ),  $\nu$  est la fréquence (en Hz),  $h = 6.626 \times 10^{-34}$  J est la constante de Planck,  $k_B = 1.38 \times 10^{-23}$   $\text{m}^2.\text{kg.s}^{-2}.\text{K}^{-1}$  est la constante de Boltzmann,  $T$  est la température (en K) et  $c$  est la célérité de la lumière dans le vide (soit  $\sim 3 \times 10^8$   $\text{m.s}^{-1}$ ). La brillance  $B_\nu(T)$  est une puissance surfacique à une fréquence donnée et pour un angle solide donné. En intégrant  $B_\nu(T)$  pour toutes les fréquences et dans toutes les directions, on obtient l'équation de Stefan-Boltzmann

$$F = \int_0^{+\infty} \pi B_\nu(T) d\nu = \sigma T^4, \text{ avec } \sigma = \frac{2\pi^5 k_B^4}{15h^3 c^2}, \quad (4.2)$$

$\sigma$  étant la constante de Boltzmann, de valeur  $5.67 \times 10^{-8}$   $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ .  $F$  correspond au flux thermique émis par le corps noir à une température  $T$ . En considérant que l'émissivité  $\varepsilon_\odot$  du Soleil est celle d'un corps noir, soit égale à 1, le flux solaire par unité de surface s'exprime

$$F_\odot^S = \varepsilon_\odot \sigma T_\odot^4, \quad (4.3)$$

où  $F_\odot^S$  et  $T_\odot$  sont respectivement le flux solaire et la température de surface du Soleil. La puissance totale rayonnée dans toutes les directions par le Soleil (figure 4.1) équivaut au produit du flux solaire par la surface du Soleil, soit

$$P_\odot = F_\odot^S 4\pi R_\odot^2, \quad (4.4)$$

$R_\odot$  étant le rayon du Soleil. Ainsi, connaissant la température de surface du Soleil ainsi que sa taille, on peut déterminer la puissance émise par notre étoile. En prenant  $T_\odot = 5800$  K et  $R_\odot = 6.96 \times 10^6$  m, on trouve une puissance totale  $P_\odot \sim 4 \times 10^{26}$  W. Nous avons défini jusqu'à présent le flux solaire à la surface du Soleil par l'équation (4.3). Le flux solaire diminue de façon quadratique avec la distance. On définit la constante solaire  $E_\odot$  comme étant la valeur du flux solaire pour une distance d'une Unité Astronomique (UA, soit la distance Terre-Soleil moyenne, égale à  $149.6 \times 10^6$  km) selon l'expression suivante :

$$E_\odot = \sigma T_\odot^4 \left( \frac{R_\odot}{1\text{UA}} \right)^2, \quad (4.5)$$

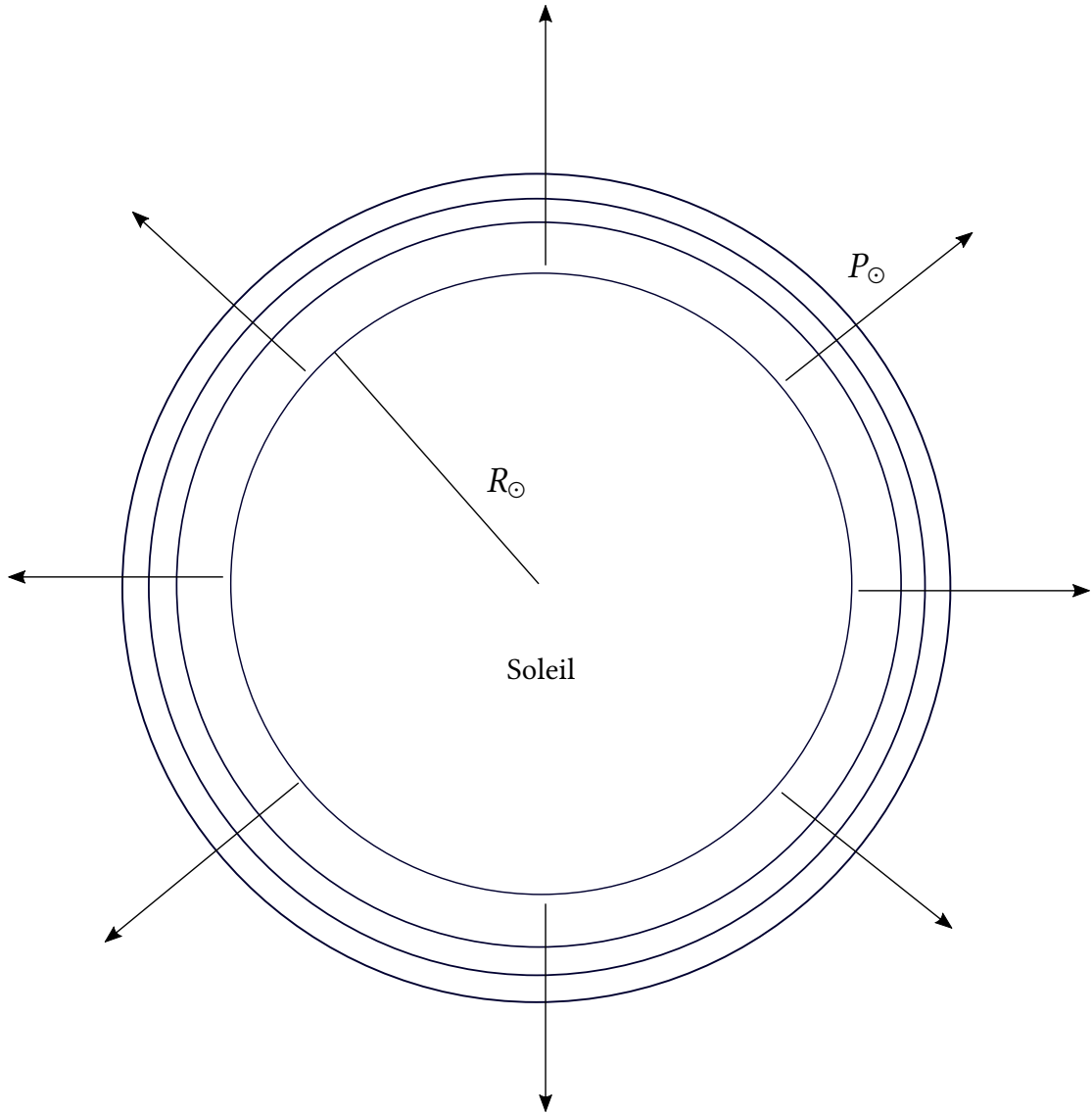


FIGURE 4.1 – Puissance totale  $P_{\odot}$  rayonnée par le Soleil de façon isotrope. Elle est directement dépendante de la température de surface du Soleil ainsi que de sa surface  $4\pi R_{\odot}^2$ .

avec  $E_{\odot} = 1368 \text{ W.m}^{-2}$ . Le flux solaire  $F_{\odot}$  varie selon

$$F_{\odot} = E_{\odot}/d_{\odot}^2, \quad (4.6)$$

$d_{\odot}$  s'exprimant en UA.

La figure 4.2 présente la configuration géométrique permettant l'interaction entre les rayons du Soleil et une planète située à une distance  $d_{\odot}$ . A grande distance, les rayons du Soleil qui atteignent une planète sont parallèles entre eux et atteignent la surface de la planète en traversant un disque de rayon  $R$ , de même rayon que celui de la planète. Le disque correspond à la section efficace de la planète, soit la projection de la forme de la planète sur le plan perpendiculaire à la direction des rayons incidents du Soleil. Connaissant le flux thermique du Soleil à une distance  $d_{\odot}$ , on peut déterminer le flux reçue par une planète  $F_{in}$ , égale au flux traversant le disque de surface  $\pi R^2$  :

$$F_{in} = \frac{E_{\odot}}{d_{\odot}^2} \pi R^2. \quad (4.7)$$

### 4.1.2 Effet de l'albedo

L'albedo est la capacité de la surface d'une planète à réfléchir la lumière reçue. Plusieurs définitions de l'albedo sont possibles : albedo, albedo géométrique ou encore albedo de Bond. Nous retiendrons la définition de l'albedo de Bond, qui est largement utilisée en sciences planétaires. Elle décrit le ratio entre les composantes de l'énergie réfléchie et réfractée et l'énergie incidente sur la section efficace d'une particule ou d'une planète (e.g. [Hanner et al., 1981](#)). En l'absence d'atmosphère, le flux incident est modulé par l'effet de l'albedo de Bond  $A_B$  tel que

$$F_{in} = (1 - A_B) \frac{E_{\odot}}{d_{\odot}^2} \pi R^2. \quad (4.8)$$

L'albedo de Bond est compris entre 0 (la surface est complètement noire) et 1 (la surface est complètement blanche). Ainsi,  $F_{in}$  est nulle si  $A_B$  vaut 1, lorsque l'ensemble de l'énergie reçue est réfléchié/réfractée dans l'espace ;  $F_{in}$  est maximale lorsque  $A_B = 0$ . Dans ce dernier cas, l'ensemble de l'énergie reçue est absorbée par la surface, aboutissant sur un processus de transfert de chaleur par conduction en profondeur et à des réémissions dans l'infra-rouge par la surface planétaire.

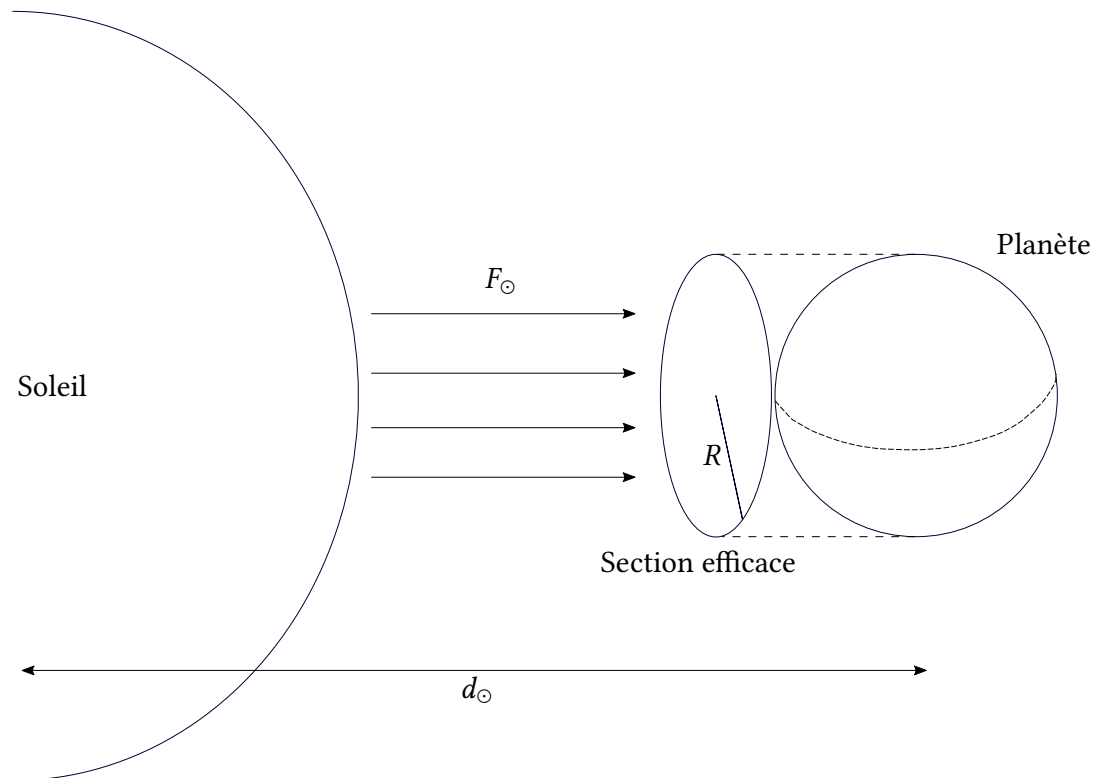


FIGURE 4.2 – Flux solaire incident  $F_{\odot}$  traversant la section efficace de rayon  $R$  de la planète, située à une distance héliocentrique  $d_{\odot}$ . La puissance surfacique reçue par la planète est directement dépendante de la surface de la section efficace.

### 4.1.3 Définition de la température d'équilibre

La température d'équilibre est définie lorsqu'un corps est en équilibre thermique, c'est-à-dire lorsque l'ensemble des flux entrants est égal à l'ensemble des flux sortants dans le bilan d'énergie. On définit les flux entrants et sortants à la surface d'une planète sans atmosphère avec un albedo de Bond  $A_B$ , comme étant  $F_{in}$  et  $F_{out}$ . La surface de la planète de rayon  $R$  est éclairée par le Soleil depuis une distance  $d_\odot$  (exprimée en UA). L'équilibre thermique implique que

$$\begin{aligned} F_{in} &= F_{out}, \\ \Leftrightarrow F_\odot &= A_B F_\odot + F_S, \\ \Leftrightarrow \frac{E_\odot}{d_\odot^2} \pi R^2 &= A_B \frac{E_\odot}{d_\odot^2} \pi R^2 + 4\pi R^2 \varepsilon \sigma T_S^4. \end{aligned}$$

Trois termes ressortent de cet équilibre radiatif (figure 4.3) :  $F_\odot$  est le flux solaire reçu par la planète,  $A_B F_\odot$  est la partie du flux  $F_\odot$  renvoyée vers l'espace par l'effet de l'albedo de Bond et  $F_S$  est la réémission thermique dans l'infrarouge de la surface planétaire, qui obéit à la loi de Stefan-Boltzmann (équation (4.2)) lorsqu'on la considère comme un corps noir. La réémission thermique dans l'infrarouge est appelée dans la littérature anglophone "OLR" pour *Outgoing Longwave Radiation* (e.g. [Pierrehumbert, 2010](#)), car la réémission thermique s'effectue dans l'infrarouge thermique, à des longueurs d'ondes plus grandes que le flux incident qui est dans le visible. La longueur d'onde  $\lambda_{max}$  pour laquelle la brillance spectrale d'un corps noir est la plus importante est déterminée conformément à la loi de Wien, qui est

$$\lambda_{max} \sim \frac{2.898 \times 10^{-3}}{T}, \quad (4.9)$$

où  $\lambda_{max}$  est en m. Ainsi, le Soleil émet principalement dans le visible (entre 450 et 750 nm) et les surfaces planétaires, plus froides, émettent plutôt dans l'infrarouge thermique (autour de 10  $\mu\text{m}$ ). L'expression de la réémission planétaire  $F_S$  selon la loi de Stefan-Boltzmann fait apparaître la température de surface de la planète,  $T_S$ . En supposant l'équilibre thermique, la température d'équilibre de la surface  $T_S^{eq}$  s'exprime donc

$$T_S^{eq} = \left[ \frac{(1 - A_B) E_\odot}{4\varepsilon\sigma d_\odot^2} \right]^{1/4}. \quad (4.10)$$

Quelques exemples de température d'équilibre peuvent être calculés facilement, en prenant en compte les distances moyennes au Soleil des planètes, leur albedo de Bond et leurs tailles. Le tableau 4.1 réunit quelques exemples de températures d'équilibre pour

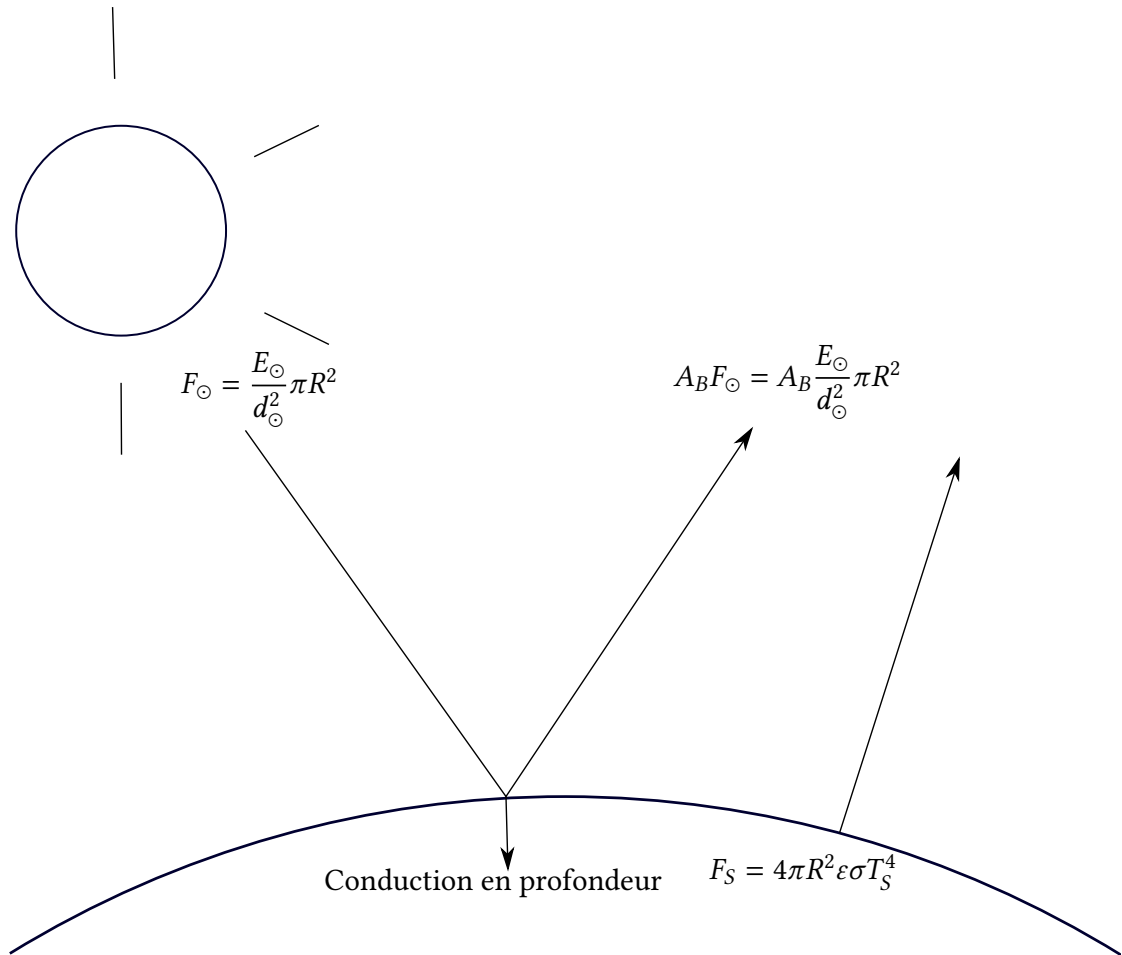


FIGURE 4.3 – Schéma des interactions entre les différents flux radiatifs pour une planète sans atmosphère.  $F_{\odot}$  est le flux solaire incident à la surface d'une planète de rayon  $R$  et d'albedo de Bond  $A_B$ , située à une distance héliocentrique  $d_{\odot}$ . L'ensemble du flux incident est réfléchi/réfracté ou réémis dans l'infrarouge après conduction en profondeur par la surface planétaire. La température de la surface de la planète est  $T_S$ .

Planète ou satellite	$A_B$	$T_S^{eq}$	$\bar{T}_S$
Venus	0.75	232 K	740 K
Terre	0.3	255 K	288 K
Mars	0.25	210 K	215 K
Titan	0.21	85 K	95 K

TABLE 4.1 – Quelques exemples de paramètres d'albedo, de températures d'équilibre et de températures de surface moyennes des planètes et satellites rocheux. Données de [Pierrehumbert, 2010](#) et [Haberle et al., 2017](#).

des corps rocheux du système solaire, avec leur paramètre d'albedo de Bond et la température moyenne de la surface  $\bar{T}_S$ , en prenant un compte les effets de l'atmosphère. On peut par exemple observer que Vénus, malgré sa plus grande proximité avec le Soleil que notre planète Terre, a une température d'équilibre plus faible que la Terre (respectivement 232 K et 255 K), à cause de son albedo de Bond plus grand. Toutefois, la température moyenne à la surface est bien plus importante du fait de l'effet de serre induit par les 90 bars de  $\text{CO}_2$  qui constituent l'atmosphère de Vénus, faisant grimper la température de surface autour de 740 K. Pour Mars, la température d'équilibre (210 K, table 4.1) et la température moyenne (215 K, table 4.1) diffèrent assez peu, du fait de l'impact plus faible de l'atmosphère sur les températures de surface.

#### 4.1.4 Influence de la géométrie de surface

La géométrie de la planète elle-même joue également sur la quantité d'énergie reçue à la surface. Elle a une influence à la fois à grande échelle, à cause de la forme sphérique de la planète (figure 4.4), mais également à petite échelle avec la topographie de surface (figure 4.5). La figure 4.4 montre l'impact de la sphéricité de la planète sur l'ensoleillement local. Les rayons à l'équateur impactent la planète selon une direction normale à la surface, tandis que les rayons aux pôles sont tangents à la surface. L'incidence, c'est-à-dire l'angle avec lequel les rayons arrivent par rapport à la normale à la surface, augmente avec la latitude  $\varphi$ , ici pour le cas d'une planète avec une obliquité nulle (figure 4.4). L'ensoleillement local varie donc selon l'expression

$$F_{\odot} = \frac{E_{\odot}}{d_{\odot}^2} \cos \varphi, \quad (4.11)$$

où l'ensoleillement est maximal pour  $\varphi = 0^\circ$  (à l'équateur) et nul pour  $\varphi = 90^\circ$  (aux pôles). A l'échelle locale, comme exposé dans la figure 4.5, on définit l'angle d'incidence  $i$ . L'angle est directement dépendant de la position du Soleil dans le ciel, la latitude  $\varphi$  et la topographie locale. De façon similaire à l'équation (4.11) exprimant la dépendance entre flux solaire et latitudes, l'ensoleillement est maximal pour  $i = 0^\circ$  et nul pour  $i = 90^\circ$ . L'équation



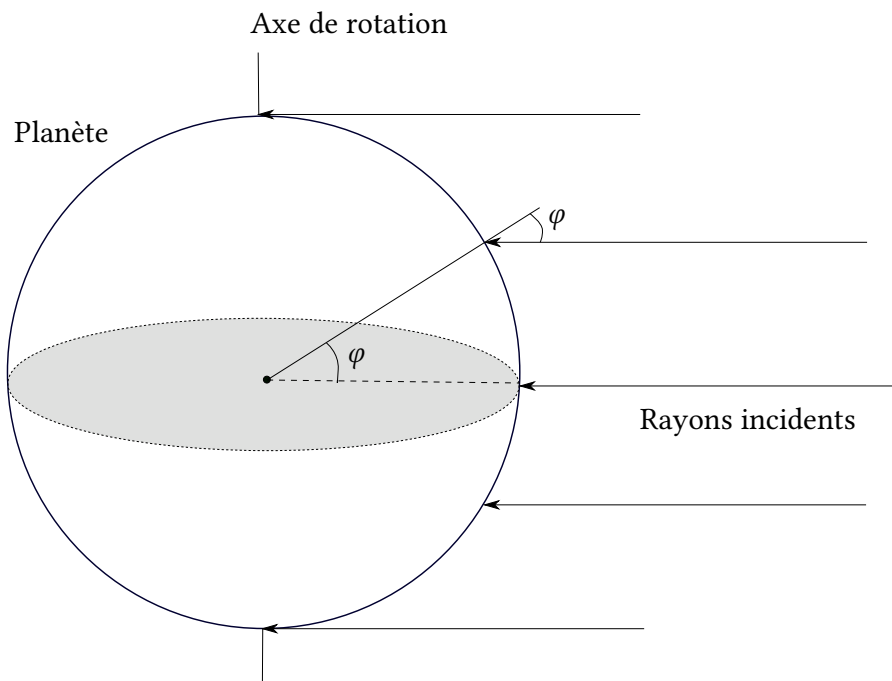


FIGURE 4.4 – Interactions entre les rayons solaires incidents et la planète. Les rayons sont plus ou moins tangents en fonction de la latitude. Le plan équatorial de la planète est en gris.

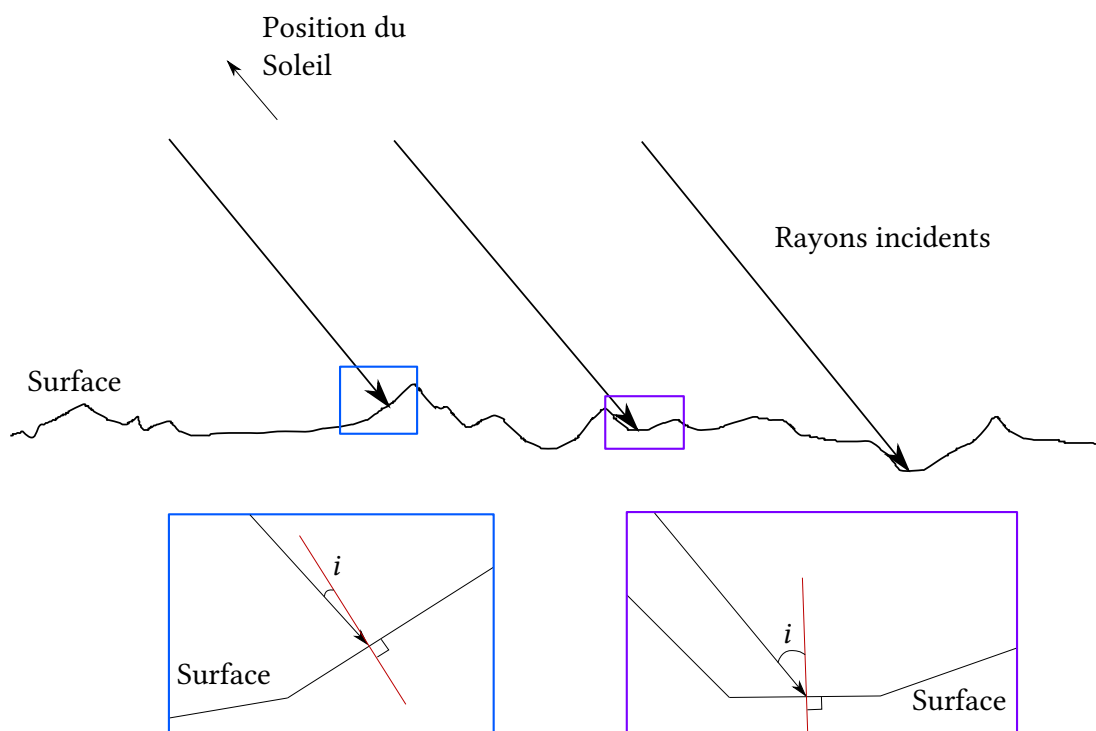


FIGURE 4.5 – Interactions entre les rayons solaires incidents et la topographie locale. Les rayons frappent le sol avec un angle d'incidence  $i$  par rapport à la normale à la surface locale (en rouge foncé). Des agrandissements (encadrés bleu et violet) montrent plus précisément les angles d'incidence définis par rapport à la surface locale.

du flux solaire prenant en compte l'incidence locale est

$$F_{\odot} = \frac{E_{\odot}}{d_{\odot}^2} \cos i. \quad (4.12)$$

L'équation (4.12) est implémentée dans le modèle d'insolation que nous avons utilisé durant cette thèse (Leyrat et al., 2016), que nous détaillerons dans la section 4.1.6. En prenant en compte l'effet de l'albedo de Bond pour les planètes, on obtient une puissance reçue par unité de surface qui vaut

$$F_{\odot} = (1 - A_B) \frac{E_{\odot}}{d_{\odot}^2} \cos i. \quad (4.13)$$

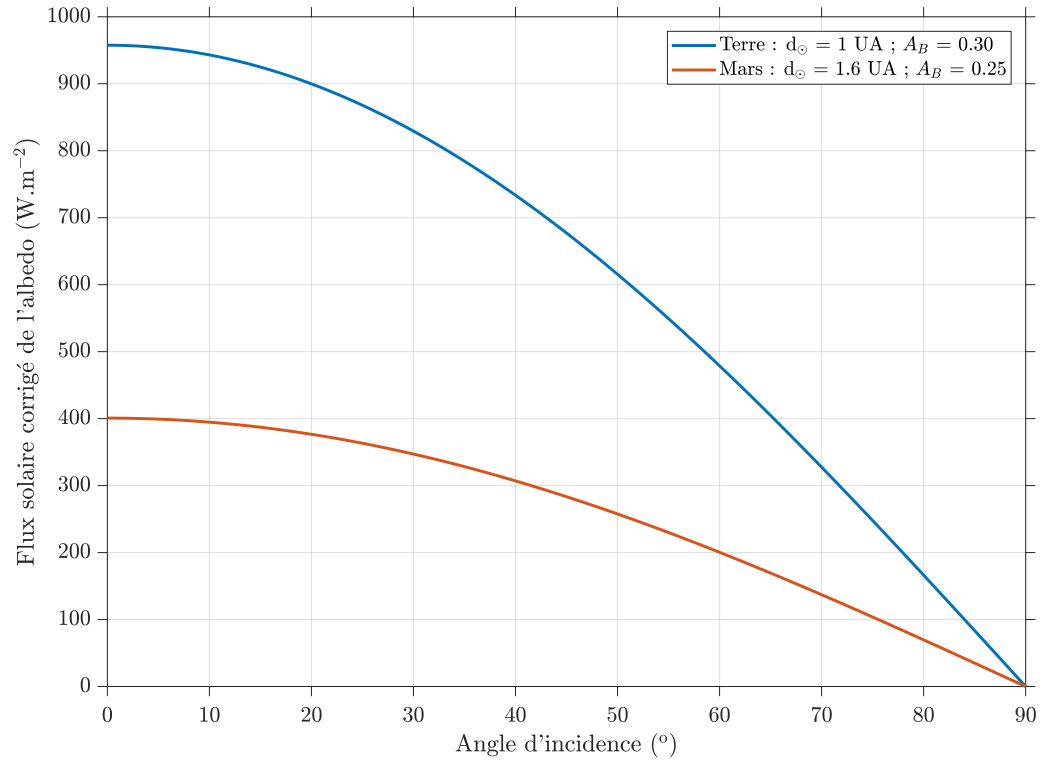


FIGURE 4.6 – Flux solaire corrigé de l'albedo de Bond (équation (4.13)) reçu à la surface de la Terre et de Mars, pour des distances au soleil moyennes respectives de 1 et 1.6 UA.

Lorsque l'on trace  $F_{\odot} = f(i)$  selon la définition de l'équation (4.13) pour la Terre et Mars, on obtient la figure 4.6.

#### 4.1.5 Paramètres orbitaux

Les paramètres orbitaux ont également un impact à la fois sur la distance au Soleil  $d_{\odot}$  mais également sur l'angle d'incidence  $i$ .  $d_{\odot}$  et  $i$  sont directement reliés au flux solaire  $F_{\odot}$  à la surface selon l'équation (4.13). Dans le cas de Mars, deux paramètres orbitaux sont essentiels à comprendre : l'excentricité de l'orbite et l'obliquité de la planète. L'excentricité  $e$  décrit la forme de l'orbite de la planète. Plus  $e$  est proche de 0, plus l'orbite s'approche d'un cercle. L'orbite devient de plus en plus elliptique à mesure que  $e$  s'éloigne de 0, jus-

Excentricité $e$	Forme de l'orbite
0	Circulaire
$0 < e < 1$	Elliptique
$e = 1$	Parabolique
$e > 1$	Hyperbolique

TABLE 4.2 – Valeurs de l'excentricité  $e$  et formes de l'orbite associées. Les orbites planétaires ont typiquement une valeur d'excentricité entre 0 et 0.10, sauf Mercure avec  $e(\text{☿}) \sim 0.20$ .

qu'à atteindre 1. Lorsque  $e$  égale ou dépasse 1, l'orbite est ouverte et nous ne sommes plus dans le cas d'une orbite périodique. Le tableau 4.2 répertorie les différentes formes d'orbite associées aux valeurs de l'excentricité. Dans le cas des planètes, les orbites sont des ellipses plus ou moins marquées. La plupart des planètes ont une excentricité inférieure à 0.10, sauf Mercure qui a une excentricité au-dessus de 0.20. Donnons deux autres valeurs d'excentricité d'orbites planétaires : celui de la Terre est  $e(\text{♁}) = 0.02$  et celui de Mars  $e(\text{♂}) = 0.09$ . A titre de comparaison, ces excentricités indiquent que la distance au Soleil de notre planète varie assez peu par rapport à celle de Mars. Ainsi, le flux solaire reçu par Mars change de façon plus significative par variation de  $d_{\odot}$  dans l'équation (4.6) que la Terre.

L'obliquité  $\delta$  est l'angle entre la normale au plan de l'écliptique et l'axe de rotation d'une planète. Plus simplement, c'est le paramètre qui définit l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète sur son orbite. Il s'agit également du paramètre qui contrôle la présence de saisons, car il est responsable de la variation d'incidence des rayons solaires au cours de l'année pour une région donnée. L'angle d'incidence est plus faible pour l'hémisphère sud dans la partie a. de la figure 4.7 : c'est l'été dans l'hémisphère sud ; l'angle d'incidence est plus important pour le cas b. de la figure 4.7. La surface chauffe moins : on est en hiver dans l'hémisphère sud, donc en été dans l'hémisphère nord. Il est également important de noter que la valeur de l'obliquité diffère entre les planètes. L'obliquité terrestre  $\delta(\text{♁})$  est par exemple de  $23.44^\circ$ , l'obliquité de Mars est à une valeur assez similaire de  $\delta(\text{♂}) = 25.19^\circ$  (valeurs issues de Haberle et al., 2017) mais l'obliquité d'Uranus est de  $\delta(\text{♅}) = 97.8^\circ$  ! L'obliquité martienne a possiblement beaucoup varié au cours du dernier milliard d'année, pouvait atteindre des valeurs supérieures à  $60^\circ$  (Laskar et al., 2004), influençant le climat martien (e.g. Head et al., 2009, sur les prédictions des modèles climatiques globaux).

La figure 4.8 résume les paramètres de l'orbite martienne qui vont nous intéresser dans la suite de notre étude. Le paramètre qui définit la position de Mars sur son orbite est la longitude solaire (*solar longitude*, dont l'abréviation est  $L_S$ ) qui est l'angle entre la position de Mars à l'équinoxe de printemps pour l'hémisphère nord et la position actuelle de Mars (voir figure 4.8).  $L_S = 0^\circ$  définit l'équinoxe de printemps dans l'hémisphère nord de Mars (soit l'équinoxe d'automne dans l'hémisphère sud). Les saisons sont ensuite définies

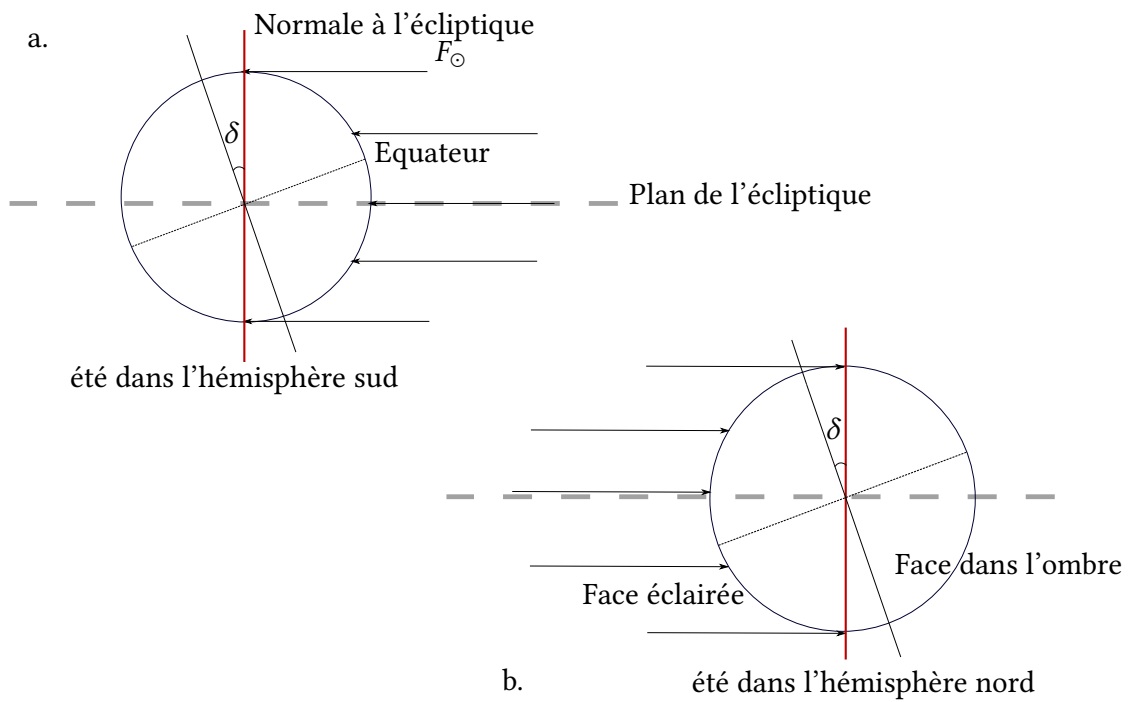


FIGURE 4.7 – Géométrie définissant le paramètre d'obliquité  $\delta$  pour deux saisons différentes : l'hiver (a.) et l'été (b.) dans l'hémisphère nord de la planète.

FIGURE 4.8 – Orbite de Mars et longitudes solaires associées aux équinoxes et solstices martiens.  $\omega_p$  est l'argument de périhélie, soit la distance angulaire entre l'équinoxe d'automne et le périhélie,  $\theta$  est la distance angulaire entre la position de la planète et le périhélie et  $r$  est la distance de Mars au Soleil. Modifié d'après [Clifford and Bartels, 1986](#).

à  $L_S = 90, 180$  et  $270^\circ$ , respectivement l'été, l'automne et l'hiver dans l'hémisphère nord (hiver, printemps et été dans l'hémisphère sud). Le périhélie, c'est-à-dire le point où la planète est la plus proche du Soleil, est à  $L_S = 251^\circ$ ; le point le plus éloigné, l'aphélie, est à  $L_S = 71^\circ$ . Le périhélie et le solstice d'été sud étant relativement proches, les saisons au sud sont assez marquées sur Mars, tandis que les saisons au nord sont moins marquées. L'ensemble de ces paramètres orbitaux est pris en compte dans le modèle d'ensoleillement utilisé dans ce travail de thèse et dans [Millot et al., 2021](#).

#### 4.1.6 Modèle d'ensoleillement

Le modèle que nous avons utilisé dans l'étude de l'ensoleillement local sur Mars est présenté dans [Leyrat et al., 2016](#) et a été développé pour l'étude du cas martien ([Millot et al., 2021](#)). Le modèle de [Leyrat et al., 2016](#) incorpore des données provenant des bibliothèques NAIF/SPICE (*Navigation Ancillary Information Facilities/Spacecraft Planet Instrument C-matrix Events*, [Acton, 1996](#)), ce que n'avait pas le sous-programme de calcul du flux solaire de MarsTHERM ([Clifford and Bartels, 1986](#)). Les données issues de cet ensemble d'outils permettent de connaître, par exemple, la position, l'orientation et la vitesse sur son orbite d'une planète comme Mars, en utilisant les *Planetary constant Kernels* (PcK), ou de convertir facilement les données de date entre différents formats. Les bibliothèques SPICE sont régulièrement améliorées, bénéficiant notamment de l'ajout de résultats récents (e.g. [Thomas et al., 2016](#), sur l'ajout des données de libration du satellite Encelade). Elles sont également impliquées dans un nombre conséquent de missions spatiales. Les données d'entrée du modèle d'ensoleillement comprennent une portion d'un MNT (figure 4.9), ainsi que les valeurs de pente et d'orientation issues de cette même portion de MNT. Le temps d'observation provenant des données d'imagerie est également implémenté en entrée. Le modèle effectue le géoréférencement du MNT sur l'ellipsoïde martien, avec changement du référentiel et calculs du vecteur normal central au MNT puis des vecteurs normaux locaux (pour chacun des pixels des données d'entrée). Les angles d'incidence sont ensuite calculés localement à partir des vecteurs normaux aux surfaces locales, à l'échelle spatiale du MNT. Enfin, le flux incident est déterminé selon l'équation (4.12). Les valeurs du flux solaire sont calculées pour 50 pas de temps par sol (jour martien). Un sol martien équivaut à environ 24h40, ce qui signifie qu'un pas de temps vaut  $\sim 30$

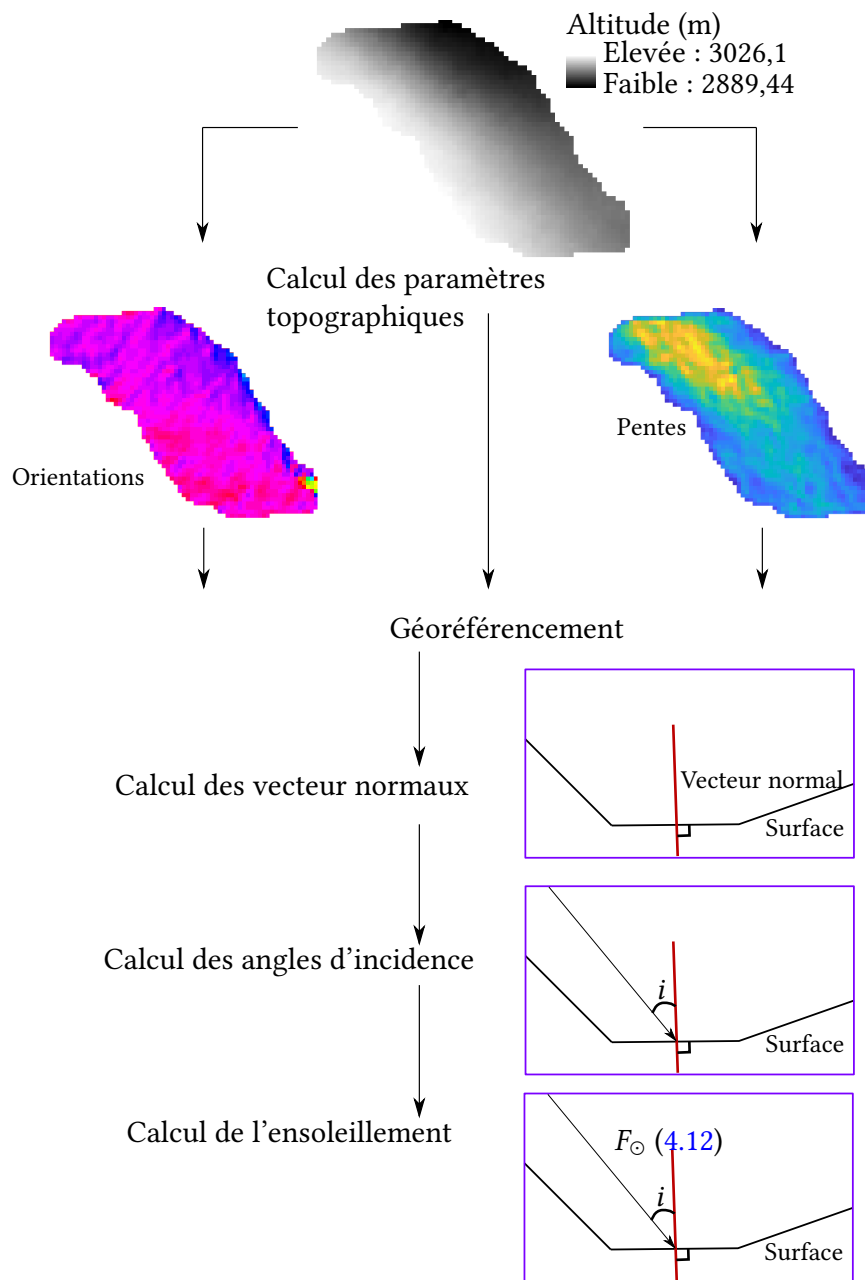


FIGURE 4.9 – Schéma du fonctionnement du modèle d'ensoleillement avec l'exemple d'une région polaire de l'étude de [Hao et al., 2020](#).

minutes. Ce nombre de pas de temps est un nombre minimal pour avoir un cycle journalier complet avec une résolution temporelle suffisamment importante pour observer les variations d'insolation, comme au moment du lever ou du coucher du Soleil. L'année martienne compte un peu moins de 669 sols (668.5921 sols, selon la définition de l'année tropicale moyenne par [Allison and McEwen, 2000](#), ce qui correspond à 686.9726 jours, soit un peu moins de deux années terrestres). Le calcul est donc effectué pour 669×50 pas de temps pour une année martienne et  $\sim 0.2$  jour, ce qui revient à un total de 33450 valeurs d'insolation, à multiplier par le nombre total de pixels considérés sur le MNT.

## 4.2 Applications du modèle d'enseillement

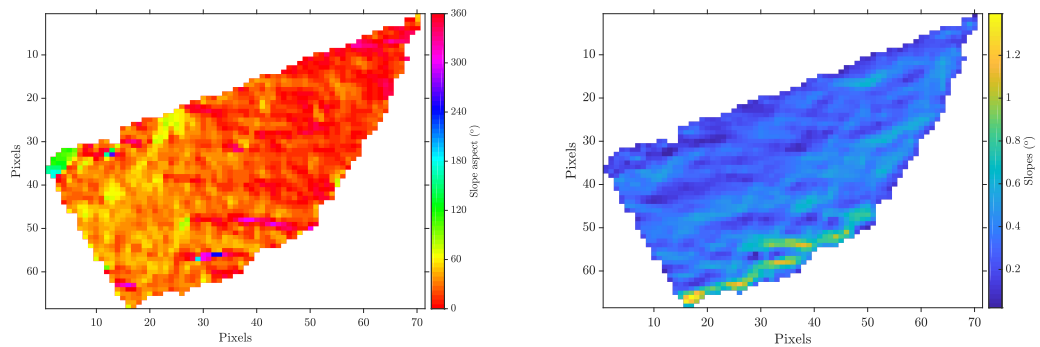
### 4.2.1 Application aux terrains aranéiformes

Le modèle d'enseillement décrit en 4.1.6 a été utilisé dans l'étude de [Hao et al., 2020](#) et appliqué aux terrains aranéiformes. Ces terrains aranéiformes sont interprétés comme issus de la sublimation basale de la calotte saisonnière de CO<sub>2</sub> par chauffage. Avec l'augmentation de la pression de sous-surface, la couche de CO<sub>2</sub> lévite au-dessus du substrat et la poussière contenue dans la glace de CO<sub>2</sub> migre vers le haut pour être éjectée en surface avec le gaz sous l'effet des rayons solaires (e.g. [Kieffer, 2000](#); [Kieffer, 2007](#)). Ce processus induit la présence de ces terrains aranéiformes, couramment appelés *spiders* dans les études sur le sujet. L'article de [Hao et al., 2020](#) fait une étude géomorphologique et thermique de six terrains aranéiformes, en utilisant les données d'altimétrie de MOLA, des images HiRISE pour la cartographie et le modèle d'enseillement développé dans [Leyrat et al., 2016](#) et modifié dans [Millot et al., 2021](#). Nous présentons ici un exemple d'étude thermique (figure 4.10) réalisée à partir des données topographiques (altitudes, pentes et orientations) à l'échelle de MOLA pour la région C identifiée dans [Hao et al., 2020](#). Les cartes d'orientation et de pentes ont été réalisées en utilisant les méthodes de calcul par défaut du logiciel ArcGIS 10. La carte d'orientation a été corrigée des erreurs de calcul dues à la projection polaire selon la méthodologie exposée dans [Moret and Huerta, 2007](#). [Hao et al., 2020](#) ne trouvent pas de corrélation significative entre les valeurs d'insolation calculées par notre modèle et la répartition spatiale non-aléatoire décrite dans l'étude pour les six régions étudiées.

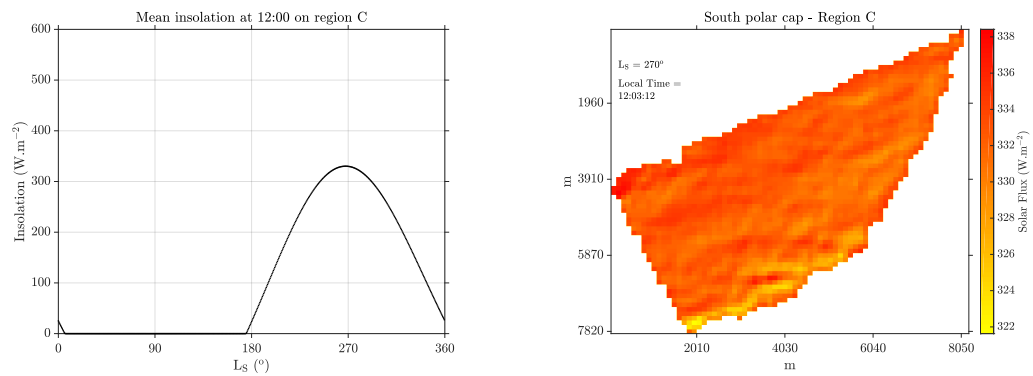
### 4.2.2 Application aux RSL

Une autre application du modèle d'enseillement a été réalisée pour l'étude de sites à RSL, avec celui du cratère Palikir à l'échelle d'un MNT HRSC (figure 4.11). La carte d'enseillement (4.11a) montre les disparités spatiales du flux solaire, en fonction de la topo-





(a) Carte des orientations locales de la région C (b) Carte des pentes locales de la région C étudiée dans Hao et al., 2020.



(c) Flux solaire moyen à 12h00 LST de la région (d) Carte de l'insolation locale à 12h00 LST de la région C étudiée dans Hao et al., 2020.

FIGURE 4.10 – Etude géomorphologique et thermique d'une région avec terrains aranéoformés au niveau du pôle sud (Hao et al., 2020) avec une carte des orientations (a), de pentes (b) et d'insolation (d) et un calcul de flux solaire moyen (c).

FIGURE 4.11 – a. Flux solaire dans le cratère Palikir à partir de données MNT HRSC, pour  $L_S = 283.1^\circ$ , en plein été sud. b. Fraction du jour avec ensoleillement pour quatre pentes orientées est, ouest, nord et sud pour une année. c. Insolation maximale par jour pour les quatre orientations différentes et pour une année. Figure reprise de [Millot et al., 2021](#).

graphie locale (pentes et orientations). On remarque le mur du cratère orienté ouest est celui qui montre les plus forts flux solaires. Pour chacun des points de couleur, un profil d'insolation maximale saisonnier (4.11c) et un profil de la durée d'ensoleillement par jour (4.11b) sont représentés. Les variations saisonnières d'ensoleillement sont relativement fortes dans l'hémisphère sud martien, à cause des effets conjugués de l'excentricité et de l'obliquité de la planète. On peut observer également que la durée d'ensoleillement journalier varie significativement à un instant donné en fonction de l'orientation des pentes de la surface. Les variations de durée d'ensoleillement les plus importantes sont celles des pentes exposées sud, s'échelonnant de 20% à 80% de la durée du jour entre l'hiver et l'été (4.11b). Les pentes est, ouest et nord ont des ensoleillements relativement similaires. Les flux reçus au cours de l'année sont les plus forts pour les pentes exposées au nord (4.11c); toutefois les variations annuelles sont similaires pour chacune des orientations, avec des minima autour de  $L_S = 90^\circ$  et des maxima un peu avant  $L_S = 270^\circ$ .

### 4.3 Contribution atmosphérique

L'influence de l'atmosphère martienne est un facteur important dans le calcul de la quantité d'énergie arrivant à la surface. Une grande partie des travaux sur Mars est consacrée à l'étude, notamment par la modélisation, de l'atmosphère planétaire. Notre étude n'a pas pour but de produire une modélisation précise de l'atmosphère et de sa dynamique à diverses échelles, car le nombre d'interactions à modéliser est incompatible avec un modèle thermique prenant en compte la topographie de surface à petite échelle, ne serait-ce que sur le temps de calcul. La figure 4.13 a été reproduite d'après la figure 1 du chapitre 6 de [Haberle et al., 2017](#), et montre la complexité des interactions à prendre en compte dans les calculs sur de transferts radiatifs. Dans notre étude, l'atmosphère est prise en compte de par son impact sur l'ensoleillement à la surface, conformément au modèle thermique MarsTHERM, et selon le formalisme de [Kieffer et al., 1977](#). Deux contributions majeures seront prises en compte : la réémission thermique à grande longueur d'onde par les gaz, poussières et nuages de l'atmosphère (figure 4.13) ainsi que le cycle de la sublimation et condensation du  $\text{CO}_2$ , constituant principal de l'atmosphère martienne. Une des premières descriptions détaillées de la composition de l'atmosphère a été

TABLE 1. Composition of the Lower Atmosphere

Gas	Proportion
Carbon dioxide (CO <sub>2</sub> )	95.32%
Nitrogen (N <sub>2</sub> )*	2.7%
Argon (Ar)*	1.6%
Oxygen (O <sub>2</sub> )	0.13%
Carbon monoxide (CO)	0.07%
Water vapor (H <sub>2</sub> O)	0.03%†
Neon (Ne)*	2.5 ppm
Krypton (Kr)*	0.3 ppm
Xenon (Xe)	0.08 ppm
Ozone (O <sub>3</sub> )	0.03 ppm†

FIGURE 4.12 – Composition de la basse atmosphère martienne. Données reprises de [Owen et al., 1977](#).

\* Discovered by Viking experiments.

† Variable.

réalisée à partir des données des *lander* des missions *Viking*, dans l'étude de [Owen et al., 1977](#) (figure 4.12). Le dioxyde de carbone constitue 95% de l'atmosphère martienne, et sa quantité totale est variable dans l'année. En effet, il joue un rôle majeur, notamment dans le cycle des calottes polaires saisonnières (voir chapitre 1). Le cycle du CO<sub>2</sub> est inclus dans MarsTHERM. Lorsque la température calculée dans le modèle thermique est au-dessus de 149 K, le CO<sub>2</sub> reste à l'état gazeux. Lorsque la température calculée passe en-dessous de 149 K, il se condense pour compenser le déficit dans la balance d'énergie. L'énergie issue de la condensation d'une masse de glace de CO<sub>2</sub> s'exprime

$$F_{\text{CO}_2} = L_{\text{CO}_2} \frac{dm_{\text{CO}_2}}{dt}, \quad (4.14)$$

où  $F_{\text{CO}_2}$  est le flux d'énergie dégagée par le changement d'état du dioxyde de carbone,  $L_{\text{CO}_2}$  est la chaleur latente de sublimation du CO<sub>2</sub> ( $L_{\text{CO}_2} = 5.9 \times 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$ , e.g. [Haberle et al., 1982](#)) et  $dm_{\text{CO}_2}/dt$  est la variation de la masse de CO<sub>2</sub> par unité de surface et dans le temps. L'atmosphère de Mars est également chargée en particules, notamment en poussières, la rendant plus ou moins opaque aux rayons du Soleil en fonction de la localisation et des périodes de l'année. D'après [Putzig and Mellon, 2007](#), l'opacité de l'atmosphère  $\tau_d$  a assez peu d'impact sur les valeurs de température de surface pour des valeurs saisonnières typiques (entre  $\tau_d = 0$  et 2, [Lemmon et al., 2015](#)), avec des variations de températures de surface autour de  $\pm 3 - 4\text{K}$ . L'influence de la quantité de poussière est toutefois significative lors des tempêtes de poussières, où  $\tau_d$  augmente fortement et le flux solaire arrivant à la surface diminue très fortement, tandis que la radiation dans l'infrarouge thermique émise par l'atmosphère augmente : les écarts de température de surface pour un cycle diurne diminuent. L'application du modèle thermique MarsTHERM à des don-

FIGURE 4.13 – Budget radiatif de la planète Mars. Les flux sont exprimés en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Figure reproduite de [Haberle et al., 2017](#).

nées de surface à l'échelle des MNT HiRISE (soit pour plusieurs centaines de milliers de pixels par pas de temps) ainsi que la résolution des cycles diurnes et saisonniers (33450 itérations/an) sont deux contraintes importantes sur le temps de calcul. Ainsi, nous avons dû supposer l'atmosphère comme étant homogène et prendre en compte son effet radiatif à la surface par l'ajout d'un facteur arbitraire (*fudge factor*) pour le modéliser. Le flux atmosphérique  $q_{\text{atm}}$  est inclus comme étant 2% de l'insolation totale  $F_{\odot}$ , selon la définition de [Kieffer et al., 1977](#). [Schorghofer et al., 2019](#) utilisent des valeurs de 4% de  $F_{\odot}$  à midi et 1% de la constante solaire, respectivement pour les effets de la radiation atmosphérique à grande et petite longueur d'onde. Une méthode de calcul d'ensoleillement prenant en compte les effets de diffusion atmosphérique a également été développée dans [Spiga and Forget, 2008](#), et la possibilité de l'inclure dans notre modèle modifié de MarsTHERM est à l'étude. Il convient de préciser que le caractère simplifié du flux radiatif de l'atmosphère tel que nous l'avons exposé ne convient pas pour travailler sur les propriétés thermiques de la surface lors des tempêtes de poussières, ce qui n'était pas le cas dans l'étude sur les RSL que nous avons menée ([Millot et al., 2021](#)), puisqu'une description précise de la géomorphologie a été réalisée conjointement aux calculs thermiques, description qui aurait été rendue impossible lors de tempêtes de poussières locales ou globales.

## 4.4 Conduction en profondeur

### 4.4.1 Loi de conduction et propriétés physiques générales

Le transfert de chaleur par conduction est le principal mode de transfert de chaleur qui est à l'œuvre pour les surfaces planétaires. La conduction de la chaleur est particulièrement importante pour les solides. Elle consiste aux transferts à l'échelle microscopique et de proche en proche de l'énergie interne issue des collisions entre les atomes et du mouvement des électrons. Supposons la conduction thermique à partir d'une source de chaleur de température  $T_1$  le long d'une fine barre d'un matériau de conductivité thermique  $k$ , de longueur  $L$  et à la température homogène  $T_0 < T_1$  au temps initial  $t_0$ . On a les conditions aux limites  $T(x=0) = T_0$  et  $T(x=L) = T_1$ . Lorsque  $t \rightarrow +\infty$ , on se trouve dans un état stationnaire ( $dT/dt = 0$ ), le profil de température le long de la barre dans la direction  $x$  est le suivant :

$$T(x) = \frac{T_1 - T_0}{L}x + T_0. \quad (4.15)$$

Le flux de chaleur  $\mathbf{q}$  est directement proportionnel à la différence de température  $T_1 - T_0$ . En une dimension  $x$ , dans un système de coordonnées cartésien, le flux de chaleur est :

$$q_x = -k \frac{dT}{dx} = -k \frac{T_1 - T_0}{L}, \quad (4.16)$$

où  $k$  est la conductivité thermique  $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  et  $q_x$  le flux de chaleur en  $\text{W.m}^{-2}$ . Les flux selon  $y$  et  $z$  sont respectivement  $q_y = -k dT/dy$  et  $q_z = -k dT/dz$ . La loi peut être étendue en 3D pour devenir la loi de Fourier :

$$\mathbf{q} = -k \nabla T, \quad (4.17)$$

où  $\nabla T$  est le gradient de température (en  $\text{K.m}^{-1}$ ). La conductivité  $k$  ici est constante pour un milieu isotrope. Elle peut prendre la forme d'un tenseur dans un milieu anisotrope, et la loi de Fourier devient

$$\mathbf{q} = -\mathbf{k} \nabla T \quad (4.18)$$

avec  $\mathbf{k}$  un tenseur symétrique (e.g. Larroque, 2016). La conductivité a également une dépendance avec la température  $T$  et la taille des grains  $d_g$  (Piqueux and Christensen, 2011). Dans le reste de notre étude sur les RSL, nous partirons sur l'hypothèse d'une conductivité  $k$  constante pour un milieu d'une composition fixe (par exemple une croûte totalement basaltique avec une porosité  $\phi$  fixe). C'est d'ailleurs très souvent l'hypothèse privilégiée dans les études thermiques des surfaces planétaires où l'inertie thermique  $I$  est laissée constante (e.g. Schorghofer et al., 2019), les variations de  $k$  liées à l'anisotropie du milieu ou aux changements de température étant restreintes aux études se concentrant sur la conduction thermique (e.g. Presley and Christensen, 1997a,b; Piqueux and Christensen, 2009a,b, 2011; Larroque, 2016). La variation du flux thermique  $\mathbf{q}$  est directement dépendante de la variation de température dans le temps, de la masse volumique  $\rho$  ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) et de la capacité calorifique  $c$  ( $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) :

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{q}, \quad (4.19)$$

où  $\nabla \cdot \mathbf{q} = \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right)$  est l'opérateur mathématique de la divergence. Le développement de l'équation (4.19) est explicité dans l'encadré 1, en se basant sur la géométrie du problème exposé dans le paragraphe §1.6 de Carslaw and Jaeger, 1959. La combinaison des équations (4.19) et (4.17) dans les dimensions  $x$ ,  $y$  et  $z$  donne l'équation de diffusion :

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T, \quad (4.23)$$

**Développement de l'équation (4.19)** La variation du flux  $\Delta q$  entre les deux faces dans le plan  $(yOz)$  d'un parallélépipède rectangle de côté  $2dx$ ,  $2dy$ ,  $2dz$ , avec  $P(x, y, z)$  le point au centre du parallélépipède est :

$$\begin{aligned}\Delta q_x &= - [q(x + dx) - q(x - dx)] S_{yz}, \\ &= - \left( \left[ q(x) + dx \frac{\partial q(x)}{\partial x} \right] - \left[ q(x) - dx \frac{\partial q(x)}{\partial x} \right] \right) S_{yz}, \\ &= -8 \frac{\partial q(x)}{\partial x} dx dy dz.\end{aligned}$$

De la même façon,

$$\begin{cases} \Delta q_y = -8 \frac{\partial q(y)}{\partial y} dx dy dz, \\ \Delta q_z = -8 \frac{\partial q(z)}{\partial z} dx dy dz. \end{cases}$$

La différence de flux totale  $\Delta q$  est la somme de toutes les différences de flux selon les directions  $x, y, z$ , soit :

$$\begin{aligned}\Delta q &= \Delta q_x + \Delta q_y + \Delta q_z \\ &= -8 \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) dx dy dz.\end{aligned}\quad (4.20)$$

L'expression du flux s'exprime également en fonction de la masse volumique  $\rho$ , de la capacité calorifique  $c$  et du volume  $V = 2dx S_{yz} = 2dy S_{xz} = 2dz S_{xy}$ , selon [Carslaw and Jaeger, 1959](#) :

$$\Delta q = \rho c V \frac{\partial T}{\partial t}.\quad (4.21)$$

En combinant (4.20) et (4.21), on obtient

$$- \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = \rho c \frac{\partial T}{\partial t},$$

$$\boxed{-\nabla \cdot \mathbf{q} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t}}.\quad (4.22)$$

ENCADRE 1 – Développement de l'équation du flux selon la géométrie exposée dans [Carslaw and Jaeger, 1959](#).

où  $\nabla^2$  est le laprangié de la température  $T$ . L'équation prend la forme de l'équation de Laplace lorsque l'on est dans un état stationnaire  $dT/dt = 0$ , selon l'expression

$$\kappa \nabla^2 T = 0, \quad (4.24)$$

où  $\kappa = k/\rho c$ , la diffusivité du milieu considéré (en  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

### Inertie thermique

Le paramètre d'inertie thermique est défini de la façon suivante (e.g. [Putzig, 2006](#)) :

$$I \equiv \sqrt{k\rho c}, \quad (4.25)$$

où  $k$  est la conductivité thermique,  $\rho$  est la masse volumique et  $c$  est la capacité calorifique. L'inertie thermique  $I$  décrit la réponse thermique et dans le temps d'un milieu face à un forçage thermique externe.  $I$  s'exprime en  $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1/2}$ , que [Putzig, 2006](#) a abrégé en "tiu", pour *thermal inertia units*. C'est cette appellation que nous reprendrons dans la suite pour plus de lisibilité. Lorsque l'inertie thermique est importante, la réponse thermique est plus longue et moins intense ; lorsque l'inertie thermique est plus faible, la réponse thermique est rapide et de forte intensité. Prenons le temps d'une digression sur un exemple concret : celui d'une journée à la plage en été. Considérons une plage de sable, entourée de rochers beaucoup plus massifs (imaginons une plage bretonne de la côte de granit rose). Le vacancier perspicace (ou pieds nus) aura vite observé (ou senti) que le sable en pleine journée d'une chaude journée ensoleillée d'été est brûlant. C'est lié à la faible inertie thermique de ce matériau. En revanche, il pourra trouver son salut sur les rochers beaucoup plus massifs, dont l'inertie thermique est beaucoup plus importante, et qui sont restés globalement à une température plus faible que le sable en journée (les exemples des modèles "R" et "S" de la figure 4.14a, autour de 12 h, soulignent parfaitement ce point). En revanche, le soir venu, lorsque le Soleil est couché, ce même vacancier peut avoir froid sur le sable dont la température a significativement baissé (notamment en Bretagne !). Il trouvera une fois de plus refuge sur les rochers, restés plus chauds que le sable (profils "R" et "S" de la figure 4.14a, lorsque l'on passe les 20 h). Je ne peux que trop vous conseiller de prendre les meilleures places sur les rochers, sauf si vous êtes friands de châteaux de sables. Gardons toutefois à l'esprit que cette comparaison est valable pour des orientations et des valeurs d'albedo similaires, car ces paramètres modifient également l'insolation reçue par la surface et donc le profil de température de surface (exemple des profils de températures bleu et rouge par rapport aux violet et jaune de la figure 4.14b). Le tableau 4.3 récapitule des valeurs d'inertie thermique pour différents matériaux martiens modélisés par [Putzig, 2006](#). Quelques exemples de l'influence de l'inertie thermique sur les profils de température de surface journaliers sont représentés dans la figure 4.14.

Matériel	Inertie thermique (tiu)	Albedo
Poussière	56	0.26
Sable	223	0.16
<i>Duricrust</i>	889	0.23
Roche	2506	0.16

TABLE 4.3 – Exemple de modèles de matériel de surface, avec valeurs d’inertie thermique et albedo de Bond. Le terme *duricrust* peut être traduit en "croûte indurée", milieu où les grains présentent une forte liaison entre eux. Table et données reprises de [Putzig, 2006](#).

(a) Température diurne pour les modèles de surface de (S) sable avec  $I = 223$  tiu, (R) roche avec  $I = 2506$  tiu, (N) un milieu intermédiaire avec  $I = 629$  tiu et (M) un mélange horizontal de roche et de sable aux proportions 50-50. La localisation est  $30^\circ\text{S}$ ,  $L_S = 178^\circ$  et l’opacité de l’atmosphère est nulle.

(b) Température diurne pour les modèles de surface avec différents albedos de Bond et inerties thermiques. En bleu :  $A_B = 0.10$ ,  $I = 400$  tiu ; en orange :  $A_B = 0.10$ ,  $I = 250$  tiu ; en jaune :  $A_B = 0.25$ ,  $I = 400$  tiu ; en violet :  $A_B = 0.25$ ,  $I = 250$  tiu. La localisation est  $40^\circ\text{S}$  et  $L_S \sim 251.3^\circ$  (au périhélie).

FIGURE 4.14 – Influence de l’inertie thermique et de l’albedo de Bond sur les modèles de températures pour un cycle diurne. (a) Figure reprise de [Putzig, 2006](#) ; (b) figure reprise de [Milot et al., 2021](#).

On remarque que les profils de températures calculés à partir d’une inertie thermique plus élevée présentent une variabilité plus importante des températures, avec des pentes (i.e.  $\partial T/\partial t$ ) plus importantes.

### Profondeur de peau thermique

Le dernier paramètre que nous définirons dans cette étude de la conduction est celui de la profondeur de peau thermique. La profondeur de peau thermique  $\delta_{th}$  définit la distance d’atténuation de l’onde thermique d’un facteur  $e = 2.718$ . Elle permet d’estimer la profondeur d’influence thermique des cycles de période  $P$ . La profondeur de peau thermique s’exprime de la façon suivante :

$$\delta_{th} = \frac{I}{\rho c} \sqrt{\frac{P}{\pi}}. \quad (4.26)$$

avec  $\delta_{th}$  la profondeur de peau thermique (en m),  $I$  l’inertie thermique,  $\rho c$  le produit de la capacité thermique et de la masse volumique et  $P$  la période du cycle considéré. Les cycles diurnes et annuels/saisonniers nous intéressent particulièrement pour l’étude des



surfaces planétaires. Sur Terre, le cycle diurne du Soleil dure 24h et le cycle annuel 365.25 jours ; sur Mars, le cycle diurne vaut environ 24h40 et le cycle annuel 687 jours terrestres (ou 669 jours martiens). La profondeur de peau thermique est importante à calculer ici, car elle nous permet de connaître à partir de quelle profondeur le cycle saisonnier n'a plus d'influence sur les températures de subsurface. on peut supposer que la température est proche de  $T_{eq}$  (équation (4.10)) en-dessous de cette profondeur et en l'absence de chauffage interne au milieu.

#### 4.4.2 Application au cas martien

##### Equation de la conduction

La conduction thermique depuis la surface est prise en compte dans notre modèle. Elle est exprimée en 1D selon la dimension  $z$ , selon l'équation (4.16). Le terme conductif  $q_{\text{cond}}$  est donc

$$q_{\text{cond}} = -k \frac{\partial T}{\partial z} .$$

On considère ici une conduction en 1D, car la profondeur de peau thermique  $\delta_{th}$  pour une journée martienne est largement inférieure à la dimension d'un pixel d'un MNT HiRISE, en l'occurrence 1 m. Le tableau 4.4 montre les valeurs de la profondeur de peau thermique en fonction de l'inertie thermique du milieu considéré, suivant les données du tableau 4.3 reprises de Putzig, 2006. Les valeurs de profondeur de peau thermique sont toutes largement inférieures à la taille d'un pixel de MNT HiRISE, notamment pour les faibles inerties thermiques ( $I < 1000$  tiu). Le profil conductif de température en un point est donc principalement modifié par le forçage externe lié aux variations d'ensoleillement plutôt que par la conduction horizontale.

Le terme  $\partial T / \partial z$  est exprimé selon la méthode numérique des différences finies. Les différences finies permettent de faire une approximation des termes de dérivées temporelles ou spatiales (encadré 2) en suivant l'équation de Taylor (Taylor, 1715) pour les inclure dans des schémas numériques de résolutions d'équations physiques, incluant par exemple les équations de diffusion. On utilise une méthode de différences finies dites à droite pour exprimer la dérivée de la température selon  $z$ . L'expression des températures  $T_i$  avec  $i = 1, 2, \dots, n$ , à des profondeurs  $z = (i - 1)\Delta z$  pour un maillage régulier suit la formule du développement en série de Taylor jusqu'à l'ordre 3. Exprimons  $T_1$ , la température

**Quelques notions sur les différences finies** A partir de l'équation de développement en séries de Taylor (Taylor, 1715)

$$f(x) = f(a) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{f^n(a)}{n!} (x - a)^n, \quad (4.27)$$

il est possible de fournir une approximation des dérivées spatiales ou temporelles d'une équation aux dérivées partielles. Définissons 3 points successifs situés en  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$  et séparés d'une distance  $\Delta x$ . La fonction  $f$  peut s'exprimer en chacun des points en utilisant l'équation (4.27). Exprimons  $f(x_1)$  et  $f(x_3)$  au second ordre ( $n \rightarrow 2$ ) :

$$\begin{cases} f(x_1) = f(x_2) - f'(x_2)\Delta x + f''(x_2)\frac{\Delta x^2}{2!} + \mathcal{O}(\Delta x^3), \\ f(x_3) = f(x_2) + f'(x_2)\Delta x + f''(x_2)\frac{\Delta x^2}{2!} + \mathcal{O}(\Delta x^3). \end{cases}$$

On en déduit la dérivée spatiale de la fonction  $f$  en  $x_2$  qui s'exprime comme suit :

$$f'(x_2) = \frac{f(x_3) - f(x_1)}{2\Delta x} + \mathcal{O}(\Delta x^2). \quad (4.28)$$

Cette méthode permet le calcul de la dérivée par des différences finies dites "centrées" car elle effectue le calcul de la dérivée spatiale sur le point central (en  $x_2$ ) par rapport aux deux points contigus en  $x_1$  et  $x_3$ . Des calculs en différences finies à droite et à gauche sont aussi possibles. Le terme  $\mathcal{O}(\Delta x^n)$  est le reste tel que  $\mathcal{O}(\Delta x^{n+1}) = f(x) - P_n(x)$ . Il exprime l'erreur commise lorsque l'on fait l'approximation de la fonction  $f$  par le polynôme de Taylor  $P_n(x) = \sum_{i=0}^n \frac{f^i(a)}{i!} (x - a)^i$  à l'ordre  $n$  (second terme de l'équation (4.27) avec un  $n$  fini).

ENCADRE 2 – Méthode de calcul de dérivée par les différences finies.

Matériel	Inertie thermique (tiu)	$\delta_{th}$ pour 1 sol
Poussière	56	$\sim 9.4$ mm
Sable	223	$\sim 3.7$ cm
Duricrust	889	$\sim 14.9$ cm
Roche	2506	$\sim 41.9$ cm

TABLE 4.4 – Exemple de modèles de matériel de surface, avec valeurs d’inertie thermique et profondeur de peau thermique associées. A l’exception du cas des très fortes inerties thermiques, la profondeur de peau thermique est largement inférieure à 1 m. Les calculs de  $\delta_{th}$  sont réalisés avec  $\rho c = 1004640 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$  ( $\rho = 1200 \text{ kg.m}^{-3}$  et  $c = 837.2 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Données d’inertie thermique reprises de [Putzig, 2006](#).

en surface ( $z = 0$ ) par rapport à  $T_2$  (à  $z = \Delta z$ ) et  $T_3$  ( $z = 2\Delta z$ ) :

$$\begin{cases} T_2 = T_1 + \partial_z T_1 \Delta z + \frac{\Delta z^2}{2} \partial_z^2 T_1 + \mathcal{O}(\Delta z^3), \\ T_3 = T_1 + \partial_z T_1 2\Delta z + \frac{(2\Delta z)^2}{2} \partial_z^2 T_1 + \mathcal{O}(\Delta z^3), \end{cases} \quad (4.29)$$

puis sortons la dérivée spatiale en  $T_1$  en éliminant les dérivées secondes :

$$\begin{aligned} T_3 - 4T_2 &= T_1 + 2\partial_z T_1 \Delta z - 4T_1 - 4\partial_z T_1 \Delta z + \mathcal{O}(\Delta z^3), \\ \Leftrightarrow \partial_z T_1 &= \frac{-T_3 + 4T_2 - 3T_1}{2\Delta z} + \mathcal{O}(\Delta z^2). \end{aligned} \quad (4.30)$$

L’équation (4.30) exprime la dérivée spatiale en température à la surface incluse dans le terme conductif  $q_{\text{cond}}$ . En-dessous des 3 premières couches à  $i = 1, 2$  et 3, l’épaisseur des couches est directement dépendante de celle de la couche du dessus, selon la relation  $\Delta z_i = 1.13\Delta z_{i-1}$ . La taille des couches augmentent avec la profondeur : le maillage devient donc irrégulier. La discrétisation selon la formule de Taylor (4.27) (encadré 2) des dérivées temporelles pour un maillage irrégulier a été théorisée dans [Sundqvist and Veronis, 1970](#). L’expression de la dérivée seconde dans l’espace est

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} &= \frac{\frac{\partial T}{\partial z}(t+1/2) - \frac{\partial T}{\partial z}(t-1/2)}{0.5 (dz_i + dz_{i-1})}, \\ \text{avec } \begin{cases} \frac{\partial T}{\partial z}(t+1/2) &= \frac{T_{i+1} - T_i}{dz_i}, \\ \frac{\partial T}{\partial z}(t-1/2) &= \frac{T_i - T_{i-1}}{dz_{i-1}}. \end{cases} \end{aligned} \quad (4.31)$$

La propagation de l'onde thermique à partir de la surface se fait selon l'équation de diffusion (4.23), ici en 1D selon  $z$  :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (4.32)$$

En exprimant  $\partial T / \partial t$  à partir de l'équation (4.27) à l'ordre 2 et en réinjectant (4.31) dans (4.32), on obtient l'expression de la température des couches  $T$  à  $t + \Delta t$  :

$$T(t + \Delta t) = T(t) + 2\kappa\Delta t \frac{\frac{\partial T}{\partial t} \big|_{t+1/2} - \frac{\partial T}{\partial t} \big|_{t-1/2}}{dz_i + dz_{i-1}}. \quad (4.33)$$

## 4.5 Balance d'énergie

L'ensemble des paramètres pris en compte a été décrit. Nous pouvons maintenant définir l'équation de la conservation de l'énergie à la surface, qui stipule que l'ensemble des flux reçus est égal à l'ensemble des flux renvoyés par la surface planétaire.

### 4.5.1 Expression

A la surface de Mars et pour chaque pas de temps, l'équation de la balance d'énergie est résolue, prenant en compte l'ensemble des effets que nous avons décrits jusqu'ici. L'équation résolue par MarsTHERM est la suivante :

$$\frac{E_{\odot}}{d^2} (1 - A_B) \cos(i) + q_{atm} + L_{CO_2} \frac{dm_{CO_2}}{dt} = -k \frac{\partial T}{\partial z} + \varepsilon \sigma T_S^4, \quad (4.34)$$

où, de gauche à droite, nous retrouvons les termes d'insolation corrigée de l'albedo, la contribution atmosphérique  $q_{atm}$ , l'effet du cycle sublimation-condensation du  $CO_2$ , la conduction selon et la réémission dans l'infrarouge thermique de la surface. L'ensemble de ces contributions est résumé dans la figure 4.15.

### 4.5.2 Résolution numérique

Pour des fonctions  $f(x)$  faiblement non-linéaires, on peut trouver les valeurs de  $x$  pour lesquelles  $f(x) = 0$  en utilisant la méthode de Newton (e.g. Ypma, 1995). La figure 4.16 présente le fonctionnement de cette méthode de convergence. Pour un point  $x_1$  relativement proche du point  $x$  vérifiant  $f(x) = 0$ , on peut déterminer la tangente  $Y_1 = f'(x_1)(x - x_1) + f(x_1)$ .  $Y_1$  recoupe l'axe des abscisses pour  $f'(x_1)(x - x_1) + f(x_1) = 0$

FIGURE 4.15 – Schéma résumant les différents flux entrants et sortants pris en compte dans le modèle thermique de [Milot et al., 2021](#). Une partie du flux solaire est réfléchi par l'effet de l'albedo, tandis que la chaleur est conduite en profondeur dans le sol. Les calculs sont effectués sur des couches numériques de différentes épaisseurs pour optimiser le temps de calcul. Les couches les plus profondes ont une épaisseur plus importante selon une loi pour une couche  $n$  de  $dz_n = 1.13 dz_{n-1}$ , les trois premières couches de calcul ayant une épaisseur  $dz$ . Figure reprise de [Milot et al., 2021](#).

soit pour une valeur  $x = x_1 - \frac{f(x_1)}{f'(x_1)} = x_2$ . De façon itérative, on peut déterminer la tangente à  $f(x)$  en  $x_2$  et retrouver  $x_3 = x_2 - \frac{f(x_2)}{f'(x_2)}$ . L'équation générale de la méthode de Newton est ainsi  $x_{n+1} = x_n - \frac{f(x_n)}{f'(x_n)}$ . On détermine ensuite la valeur de  $x$  pour laquelle  $f(x) = 0$  dès lors que  $\frac{x_{n+1} - x_n}{x_{n+1}} \leq \psi$ ,  $\psi$  étant un seuil  $\ll 1$ , par exemple  $10^{-4}$ . La figure 4.16 montre que  $x = x_4$  est graphiquement proche de la solution cherchée. La méthode de Newton est la méthode de convergence utilisée dans MarsTHERM pour s'assurer de la conservation de l'énergie lors du calcul de la température pour une couche donnée. L'équation à résoudre dans notre cas est  $Y = F_{in} - F_{out} = 0$ , avec  $F_{in}$  les contributions du Soleil et de l'atmosphère, et  $F_{out}$  la conduction thermique et la réémission planétaire. La température  $T$  pour un temps  $t$  suit l'équation

$$T_{n+1} = T_n - \frac{Y(T_n)}{Y'(T_n)}, \quad (4.35)$$

et  $T_{n+1} = T_i^j$ , la température à un temps  $t = j\Delta t$  pour une profondeur  $z = i\Delta z$ . La température  $T_{n+1}$  est calculée lorsque le critère suivant est respecté, à savoir

$$\frac{T_i^j - T_i^{j-1}}{T_i^j} \leq \psi = 10^{-4}. \quad (4.36)$$

## 4.6 Paramètres du modèle thermique

L'ajout d'eau liquide dans un milieu poreux conduit à une modification substantielle de ses paramètres physiques, comme l'inertie thermique (voir chapitre 2, figure 2.19, [Edwards and Piqueux, 2016](#)). Nous avons voulu intégrer les changements de propriétés physiques du milieu dans le temps pour l'appliquer au cas d'étude des RSL, en supposant que l'humidification du milieu pouvait être responsable de l'abaissement de l'albedo. Deux modèles ont ainsi été développés pour caractériser les environnements des RSL. Les paragraphes suivants détaillent chacun des modèles.

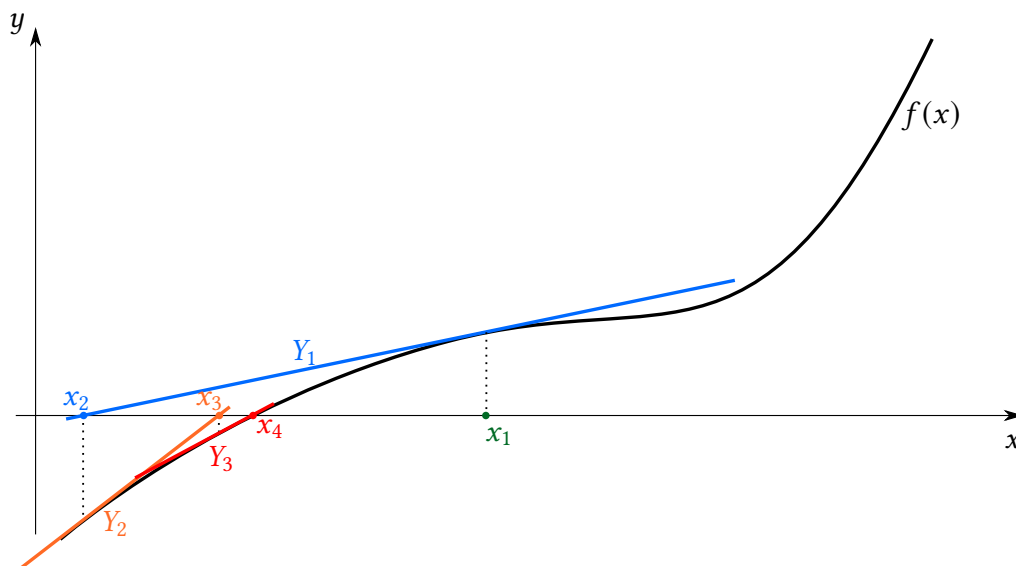


FIGURE 4.16 – Illustration de la méthode de convergence de Newton, pour une fonction  $f(x)$  en trois itérations. La solution recherchée est proche de  $x = x_4$ .

**Modèle sec** Le premier modèle définit les valeurs des propriétés physiques d'inertie thermique et du produit de la capacité calorifique et de la masse volumique comme constantes. Les valeurs utilisées sont résumées dans la table 4.5. Elles caractérisent un environnement sec, pour lequel les RSL ne modifient pas les valeurs de paramètres physiques pendant leur croissance et disparition progressive. Ce premier modèle est désigné comme modèle "sec". Les valeurs des paramètres physiques utilisées dans le calcul thermique sont répertoriés dans la table 4.5 (Millot et al., 2021). Ces valeurs ont pour but de modéliser une croûte basaltique avec une porosité de 50% et complètement sèche. La valeur de la masse volumique du basalte est  $\rho = 1200 \text{ kg.m}^{-3}$  et la capacité thermique  $c = 837.2 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ . La valeur de l'inertie thermique  $I$  est fixée à 400 tiu, conformément aux résultats de Ojha et al., 2014.

**Modèle humide** Le second modèle voit les valeurs de  $I$  et  $\rho c$  varier en fonction des observations de l'activité des RSL dans le but de recréer l'impact de l'eau liquide sur l'environnement thermique ; en d'autres termes, pour une partie de l'année au moins, le sol est un mélange d'eau et de basalte poreux. La surface est humidifiée lors des périodes de croissance des RSL et s'assèche lors des périodes de disparition progressive. Ce second modèle est qualifiée "d'humide". Il est relativement aisé de retrouver la capacité calori-

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité
Albedo de Bond	$A_B$	0.10	$\emptyset$
Inertie thermique	$I$	400	$\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}.\text{K}^{-1}$ ou $\text{tiu}$ (Putzig, 2006)
Température d'équilibre	$T_{eq}$	$\sim 216.5$	K
Emissivité	$\varepsilon$	1	$\emptyset$
Constante de Boltzmann	$\sigma$	$5.67 \times 10^{-8}$	$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
Chaleur latente de condensation du $\text{CO}_2$	$L_{\text{CO}_2}$	$5.9 \times 10^5$	$\text{J.kg}^{-1}$
Produit de la masse volumique et de la capacité thermique	$\rho c$	1004640	$\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$

TABLE 4.5 – Résumé des valeurs de paramètre définis dans le modèle thermique "sec" inclus dans MarsTHERM, avec de gauche à droite, le nom, le symbole, la valeur typique utilisée et l'unité dans les calculs présentés dans le chapitre 5.

fique et la masse volumique d'un mélange de deux composés en utilisant l'équation de la conservation de la masse. Pour deux composés inclus dans un mélange, comme l'eau infiltrée dans les pores d'un basalte par exemple, on a :

$$m_{tot} = m_1 + m_2 = \rho_1 V_1 + \rho_2 V_2. \quad (4.37)$$

En considérant que l'on a un mélange linéaire, on retrouve les expressions pour la masse volumique et la capacité calorifique moyennes du milieu, respectivement  $\rho_{bulk}$  et  $C_{bulk}$ , telles que :

$$\left\{ \begin{array}{l} \rho_{bulk} = \frac{V_1}{V_1 + V_2} \rho_1 + \frac{V_2}{V_1 + V_2} \rho_2, \\ C_{bulk} = \frac{\rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} C_1 + \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} C_2. \end{array} \right. \quad (4.38)$$

Dans Millot et al., 2021, nous avons tour à tour étudié le cas d'une surface sèche et le cas d'une surface légèrement humide dans le cas de l'étude des RSL. Conformément au travail de Massé et al., 2014, le faible albedo inhérent à la présence de RSL peut être dû à une quantité limitée d'eau liquide, et les observations de Dundas et al., 2017b montrent que le profil topographique de nombreux RSL est similaire à un écoulement sec. Nous limiterons ainsi la présence d'eau à 5% en masse, soit au-dessus des valeurs maximales rapportées

par [Edwards and Piqueux, 2016](#) (0.5-3%). Le calcul des valeurs de  $\rho$  et  $c$  selon l'équation (4.38) donne les valeurs répertoriées dans le tableau 4.6, pour les environnements sec (sans eau) et humide (à 5% d'eau). L'inertie thermique est paramétrée en respectant les contraintes sur les variations de la conductivité apportées par [Piqueux and Christensen, 2009b](#). La transition entre deux environnements est linéaire. Enfin, la saisonnalité

Paramètres	Sec	Sec → humide	Humide	Humide → sec
Inertie thermique (tiu)	400	400 → 1000	1000	1000 → 400
$\rho c$ (J.m <sup>-3</sup> .K <sup>-1</sup> )	1004640	1004640 → 1455807	1455807	1455807 → 1004640

TABLE 4.6 – Valeurs des paramètres physiques d'inertie thermique et du produit de masse volumique et de la capacité thermique pour deux environnements différents (sec ou humide). Des environnements de transition sec → humide et humide → sec ont également été modélisés.

des variations des paramètres thermiques  $I$  et  $\rho c$  est directement dépendante de l'évolution des *lineae*, décrite par les observations orbitales. La saisonnalité est modélisée par des variations linéaires entre les valeurs extrêmes de  $I$  et  $\rho c$ . Les variations sont initiées en fonction de chaque période d'activité repérée et des observations géomorphologiques réalisées depuis l'orbite pour chaque image (voir annexes A). Les  $L_S$  initiales pour chaque changement dans les propriétés thermiques sont calculées comme étant celles de la position "moyenne" de Mars entre les  $L_S$  des deux images HiRISE qui encadrent le début d'une nouvelle période d'activité. La  $L_S$  correspond à une moyenne des deux  $L_S$  telle que

$$L_S = \frac{L_S(1) + L_S(2)}{2} \pmod{360}, \quad (4.39)$$

où  $L_S(1)$  et  $L_S(2)$  sont les longitudes solaires des images HiRISE avant et après une nouvelle phase d'activité. La longitude solaire  $L_S$  est comprise entre 0 et 360°. Lorsque le changement de phase d'activité est incertain, par exemple lorsque des activités de disparition et d'apparition de *lineae* sont contemporaines (observables sur une même image), la  $L_S$  de l'image HiRISE qui présente cette incertitude est utilisée pour marquer le début d'une transition entre deux environnements (sec/humide ou humide/sec). La saisonnalité pour chacun des sites à RSL est décrite dans le tableau 4.7. Les transitions dans les propriétés physiques du milieu ont été modélisées dans l'écriture d'un programme auxiliaire écrit en FORTRAN 77, dont les données de sortie, contenant les valeurs des paramètres physiques en fonction du temps, sont intégrées dans MarsTHERM.



Site	Sec	Sec → humide	Humide	Humide → sec
Cratère Rauna	129.9-209.8°	209.8-244.4°	244.4-334.2°	334.2-129.9°
Coprates Chasma (NW)	293.8-327.1°	327.1-140.0°	140.0-211.9°	211.9-293.8°
Coprates Chasma (SW)	104.1-118.2°	118.2-200.2°	200.2-50.0°	50.0-104.1°
Cratère Palikir	34.7-170.9°	170.9-340.5°	340.5-5.6°	5.6-34.7°

TABLE 4.7 – Saisonnalité pour chacun des sites à RSL, selon les environnements modélisés répertoriés dans la table 4.6.

## 4.7 Conclusions

Au cours de ce chapitre, nous avons présenté en profondeur le fonctionnement du modèle thermique MarsTHERM appliqué au cadre de l'étude des RSL. Les interactions entre les rayons du Soleil incidents et la planète Mars ont été décrites, d'un point de vue global avec l'effet de la latitude, mais aussi local avec l'effet de la géométrie de surface. Les paramètres géométriques sont pris en compte avec précision grâce à l'utilisation des bibliothèques SPICE ([Acton, 1996](#)). La balance d'énergie est résolue à la surface, en prenant en compte les contributions de l'atmosphère, la conduction thermique en profondeur et la réémission de la surface planétaire dans l'infrarouge. Le modèle a été développé pour s'adapter aux contraintes des RSL : il utilise des MNT HiRISE en données d'entrée, capables de retranscrire la topographie et les gradients topographiques à une échelle très fine, de façon à contraindre précisément les températures de l'environnement des RSL. Les résultats de ce modèle thermique, couplés aux observations par l'imagerie spatiale, sont décrits dans le chapitre suivant, qui reprend en partie notre étude publiée sur le sujet ([Millot et al., 2021](#)).



## Chapitre 5

# Étude thermique de différents sites à RSL

AU cours du chapitre précédent, nous avons décrit en détails le fonctionnement du modèle thermique que nous avons utilisé au cours de ce travail de thèse pour contraindre les températures de surface et de subsurface sur différents sites à RSL. Les résultats obtenus sont résumés et discutés au cours de ce chapitre. Ils ont également donné lieu à une publication dans le journal scientifique *Icarus* (Milot et al., 2021), qui est accessible dans les annexes de ce manuscrit de thèse. Les sections suivantes présenteront le travail de mesures et de description de la géomorphologie des RSL sur trois sites différents : les cratères Palikir et Rauna, et Coprates Chasma. On présentera au cours de ce chapitre l'étude géomorphologique réalisée sur un ensemble de régions avec des RSL en utilisant des successions d'images HiRISE ; on dressera également un comparatif de l'activité des RSL avec les températures mesurées, de façon à les mettre en relation avec les possibles mécanismes à l'origine des RSL.

### 5.1 Sites d'études

Le choix des sites à RSL s'est effectué sur la base de trois critères principaux : la présence confirmée de zones à RSL selon les critères définis en 2.1.1 ; la disponibilité d'un MNT HiRISE qui couvre les zones d'intérêt ; enfin, l'étendue de la couverture spatiale des sites, notamment en termes de latitude. Les deux derniers critères sont motivés par le besoin d'une étude thermique rigoureuse sur les RSL, qui explore, d'une part, les possibilités d'un modèle thermique de surface avec l'implication de données de topographie pour une étude à petite échelle ; d'autre part, la réponse thermique de la surface face à la

FIGURE 5.1 – Localisation des trois sites à RSL. RC = *Rauna Crater*, VM = *Valles Marineris* et PC = *Palikir Crater*. Figure reprise de [Millot et al., 2021](#).

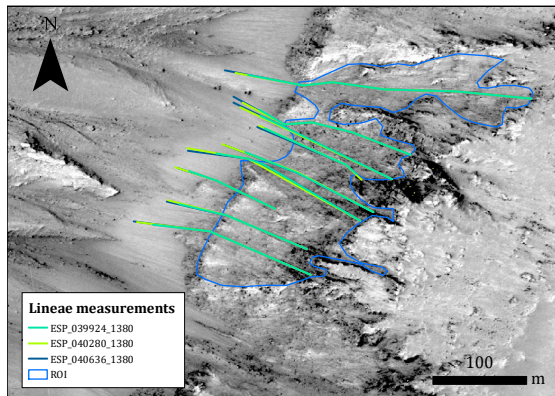
FIGURE 5.2 – RSL étudiés dans A) le cratère Rauna, B) et C) Coprates Chasma et D) le cratère Palikir. Les images HiRISE utilisées sont (de gauche à droite) ESP\_027840\_2155, ESP\_032206\_1675, ESP\_045617\_1670 et ESP\_039924\_1380. Figure reprise de [Millot et al., 2021](#).

variation latitudinale d'ensoleillement des sites.

Nos choix se sont portés sur le cratère Palikir (*Palikir Crater* ou PC), un site des *Southern Mid-Latitudes* (SML, figure 2.11) dans l'hémisphère sud, le cratère Rauna (*Rauna Crater* ou RC), un site de *Chryse and Acidalia Planitia* (CAP, figure 2.11) dans l'hémisphère nord et un site de Valles Marineris, Coprates Chasma (CC, figure 2.11) dans les régions équatoriales. La carte représentée dans la figure 5.1 montre les positions des sites. Nous garderons les abréviations PC, CC et RC respectivement pour désigner les sites de Palikir, Coprates Chasma et Rauna par souci de concision, comme c'est le cas sur la figure 5.1. Sur chacun des sites, une description géomorphologique a été réalisée et comparée aux autres études (e.g. [McEwen et al., 2011](#); [Stillman et al., 2014, 2016, 2017](#)). L'étude géomorphologique et thermique se concentre sur des zones ou régions d'intérêt (*Region of Interest* ou ROI), qui sont définies selon les contours de RSL présents sur les images HiRISE ayant servi à construire les MNT des sites. La figure 5.2 présente les quatre zones à RSL retenues pour construire les ROI : une pour les sites PC et RC, et deux pour le site de CC pour prendre en compte l'effet d'orientations différentes. Les deux ROI étudiées dans CC sont d'orientations nord-ouest et sud-ouest : elles seront désignées respectivement CC (NW) et CC (SW).

## 5.2 Etude géomorphologique

Les observations concernant l'évolution des RSL sont répertoriées dans les tableaux A.1, en annexes de ce manuscrit par souci de lisibilité (l'ensemble des observations est contenu dans une dizaine de pages). Ces tableaux contiennent les données, dans l'ordre, des sites du cratère Palikir, de Coprates Chasma et du cratère Rauna. L'ensemble des paramètres inhérents aux différents sites est indiqué dans les tables, chaque ligne contenant le nom de l'image, la date d'acquisition, l'heure solaire locale (*Local Solar Time* ou LST), la longitude solaire, la saison associée, l'année martienne (selon le calendrier défini par [Clancy et al., 2000](#)) et une courte description de la ROI qui prend en compte l'évo-



(a) ROI du cratère Palikir (en bleu foncé). Les lignes colorées sont les mesures image par image de différentes *lineae*.

(b) Estimateur  $F_i$  de la variabilité des longueurs des jeux de mesures effectuées sur les ROI des différents sites (échelle de couleur) en fonction de la longitude solaire des images HiRISE utilisées.

FIGURE 5.3 – Etude quantitative de la taille d’un échantillon de *lineae* sur la ROI de Palikir avec une estimation de la variabilité des longueurs par échantillon, en fonction des ROI et de l’image HiRISE. Figures reprises de [Millot et al., 2021](#).

lution des dimensions et de l’albedo relative des structures observées. Nos observations sont accompagnées par des mesures effectuées sur une sélection de *lineae*. L’échantillon contient entre 9 et 10 *lineae* par ROI. Les mesures sont réalisées sur chacune des images HiRISE indiquées dans la table [A.1](#). Un exemple de trois jeux de mesures est représenté dans la figure [5.3b](#). Les longueurs des *lineae* sont extraites des mesures (lignes colorées) et moyennées pour retrouver une seule et unique valeur de longueur par image HiRISE. La progression des structures mesurées est visible sur trois images HiRISE successives. Les longueurs sont corrigées de la pente locale  $\alpha$ , dont les valeurs typiques pour les RSL se situent autour de  $30^\circ$  (voir chapitre [2](#)), selon  $L = L_m / \cos \alpha$ ,  $L_m$  étant la longueur mesurée sans correction et  $L$  la longueur corrigée. Nous avons fait le choix de garder une seule et unique valeur de longueur par image, alors qu’entre 9 et 10 mesures sont faites pour chacune, car la variabilité des longueurs mesurées est assez faible par rapport à la moyenne des mesures. L’estimateur  $F_i = \sigma_i / \bar{L}_i$  (figure [5.3b](#)), où  $\sigma_i$  est l’écart-type de l’échantillon  $i$  et  $\bar{L}_i$  sa longueur moyenne corrigée de la pente, permet de calculer la variabilité des longueurs pour une image donnée. La figure [5.3b](#) montre les valeurs calculées pour l’ensemble de nos mesures. La majorité des valeurs mesurées ( $\sim 90\%$ ) est inférieure à 1, ce qui justifie ce choix. Les barres d’erreurs sont calculées selon une loi classique de propagation d’erreurs avec le produit de la fonction par la somme des erreurs relatives (e.g. [Presley](#)

and Christensen, 1997b), dont l'expression est la suivante :

$$dF_i = F_i \left( \frac{d\sigma_i}{\sigma_i} + \frac{d\bar{L}_i}{\bar{L}_i} \right), \quad (5.1)$$

où les deux termes dans la parenthèse désignent respectivement les incertitudes liées à l'écart-type et aux mesures. L'erreur est calculée en assumant une erreur de 2 m sur les mesures, soit 1 m — la taille d'un pixel de MNT HiRISE — pour chaque extrémité de la mesure. Les paramètres des quatre ROI prises en compte parmi les trois sites étudiés sont résumés dans le tableau 5.1. Des profils saisonniers de longueur moyenne ont été tracés et

Site (orientation)	Localisations	Pentes moyennes (°)	# de mesures	# d'images
PC (NW)	41.6°S, 202.3°E	37.3	9	27
CC (NW)	13.0°S, 295.5°E	28.6	10	12
CC (SW)	12.6°S, 294.7°E	34.0	10	14
RC (W)	35.2°N, 327.9°E	30.6	9	23

TABLE 5.1 – Résumé des paramètres des sites à RSL étudiés, avec les coordonnées géographiques, les pentes moyennes des régions d'intérêt, le nombre de mesures et le nombre d'images. Données reprises de Millot et al., 2021.

confrontés aux descriptions géomorphologiques réalisées (figure 5.4). Les profils varient avec la latitude, les profils saisonniers de PC et RC étant très différents voire inversés. PC montre l'essentiel de l'activité d'allongement des RSL à partir de  $L_S = 250^\circ$  et jusqu'à  $L_S = 290^\circ$ , avec une activité partielle au début du printemps sud, à  $L_S = 180^\circ$ ; RC présente une croissance des structures significative pour le printemps et l'été de l'hémisphère nord jusqu'à  $L_S \sim 220^\circ$ , avec un début d'activité pendant l'automne, vers  $330^\circ$ . On remarque également que la variabilité annuelle de l'activité est relativement forte pour le site RC, tandis que l'activité est plutôt stable au fur et à mesure des années pour PC. Les profils de CC pour les ROI d'orientation nord-ouest (NW, figure 5.4A) et sud-ouest (SW, figure 5.4B) sont situés dans la même région, proche de l'équateur martien : l'ensoleillement reçu ne varie pas significativement pour une même latitude (voir l'équation (4.11)). Toutefois, les ROI étant orientées différemment, les angles d'incidence locaux varient pour une heure donnée (équation (4.12)); dans ce cas-là, le flux thermique reçu varie. Nous y reviendrons. Les profils de longueur de CC montrent une activité relativement inversée entre les deux orientations. L'essentiel de l'allongement des structures pour CC (NW) est contenu dans la gamme de longitudes solaires  $L_S = 300^\circ$  jusqu'à  $L_S = 140^\circ$ . Pour l'orientation SW, la principale période d'activité s'étend de  $L_S = 100-110^\circ$  jusqu'à  $L_S = 200^\circ$ , comme le montrent

notamment les relevés effectués pour MY 32 (en jaune, figure 5.4B). Les barres d'erreur sont égales à 2 m, prenant en compte notre incertitude de mesures par rapport aux résolutions des données HiRISE (25 - 50 cm/pixel pour les images, 1 m/pixel pour les MNT) ainsi que les variations d'illumination de la surface, même si cet effet est plutôt faible car les données HiRISE sont prises à des LST comparables.

FIGURE 5.4 – Profils saisonniers de longueur moyenne des RSL pour les ROI de CC (NW) et CC (SW) (A et B), PC (C) et RC (D). L'activité saisonnière est décrite selon les termes suivants : *lengthening*/allongement : les RSL s'allongent sans augmentation apparente du contraste d'albedo ; *darkening*/assombrissement : les RSL s'assombrissent par rapport aux terrains environnants ; *stable*/stable : pas de changement significatif pour l'image HiRISE actuelle par rapport à la précédente ; *fading*/disparition : baisse du contraste d'albedo par rapport aux terrains environnants ; *faded*/disparus : les RSL ont disparus par rapport à la dernière observation ; *unknown*/inconnu : longue période sans donnée sur l'activité des RSL. Figure reprise de Millot et al., 2021.

Laissons-les ROI de côté pour le moment afin de se pencher sur une caractéristique assez peu décrite dans l'étude des RSL. Nous faisons l'étude géomorphologique précise d'une zone où les RSL sont particulièrement impressionnants au sein du site de CC. La figure 5.5 montre la configuration spatiale de la zone avec des RSL de grande taille (5.5A) sur lesquelles un profil topographique a été extrait (5.5B) et une carte d'orientation calculée (5.5C). L'information intéressante dégagée de ces données est la corrélation entre les *lineae* et le signal dans la topographie de surface, avec la présence de ravinements/chenaux visibles à la fois dans le profil topographique (5.5B, soulignés par les flèches noires), mais également par la succession des orientations nord-ouest et nord-est (couleurs rouge et bleu). Aussi, la précision verticale attendue (*Expected Precision* ou EP, e.g. Sutton et al., 2015) des MNT HiRISE est contrainte en-dessous de 0.5 m (Kirk et al., 2008; Sutton et al., 2015). La profondeur des chenaux peut donc être estimée autour de quelques dizaines de cm de profondeur voire 1 m car à la limite du bruit perçu dans le profil topographique. Des cartes d'enseillement (figure 5.6) sont ensuite dérivées des données de topographie de la zone, selon la méthodologie décrite dans le chapitre 4, figure 4.9, dans le but de déterminer l'effet possible de la topographie locale sur les valeurs de l'insolation reçue par la surface. Nous avons calculé les cartes d'enseillement à  $L_S = 84.4^\circ$  pour trois différentes heures solaires locales, à 13h, 14h et 15h environ, soit la gamme typique des LST des données HiRISE. On remarque l'apparition de structures linéaires dans les valeurs d'insolation locale, corrélées à la position des chenaux précédemment repérés, au fur et à mesure des heures de la journée (de 5.6A à C). Les valeurs d'enseillement deviennent également de plus en plus hétérogènes, comme le souligne

FIGURE 5.5 – A) RSL de grande taille dans CC (orientation NW). Les *lineae* font plusieurs centaines de mètres de long, et sont visibles la totalité de l'année, avec différentes phases de raccourcissement ou d'allongement. Le bas de pente est au nord-ouest. La ligne blanche est la trace du profil topographique représenté en B. B) Profil topographique de la zone à RSL, perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. Quelques chenaux sont présents et leurs profondeurs n'excèdent probablement pas quelques cm à quelques dizaines de cm, car ils sont assez peu distinguables du bruit lié à la précision verticale du MNT HiRISE. Les chenaux les plus profonds sont indiqués par les flèches noires. C) Carte d'orientation. Les chenaux linéaires sont présents le long de la direction de plus grande pente, soulignés par les variations d'orientations successives, notamment dans la partie inférieure gauche des RSL, lorsque les *lineae* sont les plus larges. Figure reprise de [Milot et al., 2021](#).

FIGURE 5.6 – Cartes de l'ensoleillement pour  $\sim 13$ h (A), 14h (B) et 15h (C) LST pour le RSL étudié figure 5.5. Le flux moyen reçu  $F_{\odot}$  et l'écart-type  $\sigma_F$  sont indiqués sur la droite de chacune des cartes d'ensoleillement. Figure reprise de [Milot et al., 2021](#).

l'augmentation de la valeur de l'écart-type  $\sigma_F$ . Les profils linéaires marquants sont indiqués par les flèches blanches. Des profils d'insolation ont été extraits selon les lignes blanches pointillées présentées dans la figure 5.5C pour  $L_S = 0, 90, 180$  et  $270^\circ$ . Nous nous concentrerons ici sur les profils à  $L_S = 270^\circ$ , lors du solstice d'été sud. Les profils A) B) et D) E) de la figure 5.7 sont situés dans les chenaux et sur les zones que nous appellerons "inter-chenaux" (soit entre deux chenaux successifs) pour le début de la journée (A et D) et la fin de la journée (B et E). Les parties C) et F) de la figure sont les différences de flux reçus par profil entre A) et B), et D) et E), soit les différences d'insolation entre les chenaux et les zones d'inter-chenaux. On peut observer que les plus fortes différences de flux entre ces deux zones sont atteintes pour le début de la journée (avec  $\sim 65 \text{ W.m}^{-2}$  entre 8h et 9h LST, 5.8A, B et C) et surtout au crépuscule, vers 17h (courbe bleue foncée de la partie F, figure 5.8), où les différences de flux atteignent  $\sim 171 \text{ W.m}^{-2}$ . Des tendances similaires sont observées pour les autres profils étudiés à  $L_S = 0, 90$  et  $180^\circ$ , avec des différences d'insolation à l'aube s'élevant respectivement à  $\sim 102, 115$  et  $120 \text{ W.m}^{-2}$  et au crépuscule à  $\sim 117, 64$  et  $132 \text{ W.m}^{-2}$  (voir les données supplémentaires dans D.1.2). Notons toutefois que la variabilité associée à ces profils d'ensoleillement est du même ordre de grandeur que les différences d'insolation. Il convient donc de modérer ces différences par le fait que dans les trois derniers cas énoncés, elles ne sont pas significativement au-dessus de l'écart-type. Les résultats décrits sont résumés dans la figure 5.8. On remarque que les



FIGURE 5.7 – A) Insolation le long du profil linéaire sur un chenal et B) entre deux chenaux sur les RSL de CC, comme représentées figure 5.5C, le matin du solstice d’été ( $L_S = 270^\circ$ ). Les profils sont issus de cartes d’insolation similaires à celles de la figure 5.6. C) Différences entre les profils d’insolation sur un chenal et une zone "inter-chenaux". Les descripteurs statistiques sont mentionnés dans le coin inférieur gauche. L’échelle de couleurs correspond aux LST. D) et E) sont les mêmes profils que A) et B) pour l’après-midi du solstice d’été. F) est identique à C, également pour l’après-midi. Les plus grandes différences d’insolation entre les chenaux et les "inter-chenaux" apparaissent avant le coucher du soleil, autour de 5h LST. Figure reprise de [Millot et al., 2021](#).

différences fluctuent sensiblement dans l’année pour les profils relevés au crépuscule par rapport à ceux du matin. La différence d’insolation maximale  $\Delta F_\odot$  pour le matin (5.8A) est possiblement corrélée avec l’activité rapportée pour la ROI de CC (NW) (5.4A), avec une augmentation de l’activité synchrone avec les fortes valeurs de  $\Delta F_\odot$ . Des recherches supplémentaires pourraient être menées pour déterminer un possible lien de causalité entre les deux phénomènes. Toutefois, chacun de ces résultats présente des incertitudes importantes : caractère éparse des données HiRISE au cours du temps et en fonction des années martiennes et incertitudes de mesures pour le profil de longueur saisonnier d’une part ; forte variabilité des valeurs d’insolation, hypothèses sur le modèle thermique et précision limitée selon la direction verticale des MNT HiRISE pour les profils d’insolation.

## 5.3 Etude thermique

Bien que des calculs d’ensoleillement aient été réalisés et présentés dans la partie précédente, nous n’avons pas encore montré des résultats qui apportent des contraintes sur les températures de surface et de subsurface pour les RSL. Dans cette partie, nous nous attarderons donc sur les résultats du modèle thermique présenté tout au long du chapitre 4, selon deux jeux de paramètres physiques différents : le premier (modèle sec, sous-section 5.3.1) simule un sol sec (table 4.5), le second (modèle humide, sous-section 5.3.2) varie en fonction de l’activité des RSL au sein des ROI en incluant de l’eau jusqu’à 5% en masse, selon les indications de la table 4.6.

### 5.3.1 Modèle sec

La figure 5.9 présente les profils saisonniers des températures de surface calculées aux LST et  $L_S$  des images HiRISE (points bleus), ainsi que les extrema (lignes continues et

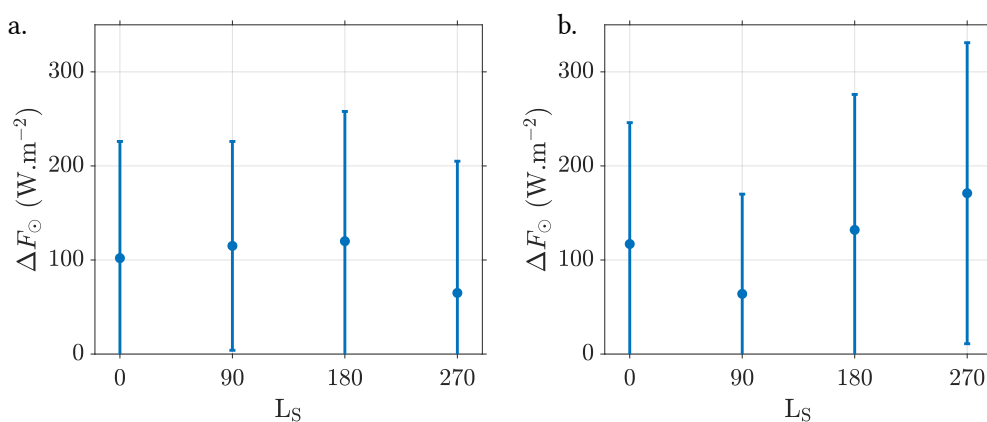


FIGURE 5.8 – a. Différence d’insolation maximale au matin entre un chenal et une zone inter-chenal. b. Différence d’insolation maximale au crépuscule entre un chenal et une zone inter-chenal. Les barres d’erreurs sont les écarts-types par profil associés à la figure 5.7.

noires) et la moyenne de la température de surface (ligne continue bleue) pour un pixel d’orientation et de pente comparables aux valeurs moyennes des ROI. Ces résultats sont confrontés à l’activité des RSL précédemment rapportée (figure 5.4). Les ROI étudiées sont celles des sites CC (A et B, la première est l’orientation NW et la seconde SW), PC (C) et RC (D). Enfin, un profil saisonnier de la variance spatiale des températures de surface est aussi tracé (points rouges), qui traduit l’hétérogénéité en températures au sein des ROI. La température est de plus en plus homogène spatialement à mesure que la variance décroît, et inversement. Les variations saisonnières de profils de températures au sein de

FIGURE 5.9 – Températures moyennes de surface (points bleus) pour les pentes orientées NW et SW de CC (respectivement A et B), PC (C) et RC (D) et variances spatiales associées (en rouge). L’albedo de Bond est  $A_B = 0.10$  et l’inertie thermique  $I = 400$  tiu. Chaque point correspond à la température de surface moyenne pour une longitude solaire  $L_S$  correspondant à la LST de chaque image HiRISE, avec une erreur en temps d’environ 15 minutes. Les lignes noires sont les minimum et maximum de températures de surface et la ligne bleue est la température moyenne pour un pixel représentatif de l’ensemble de la zone (pente et orientation similaires aux moyennes spatiales des ROI). La description des RSL a été reprise de la figure 5.4. Figure reprise de Millot et al., 2021.

CC (5.9A et B) et PC (5.9C) sont assez similaires, avec les températures les plus faibles autour de  $L_S = 90^\circ$  et les plus élevées autour du périhélie à  $L_S = 251^\circ$ . Les températures du

profil 5.9A varie entre 259 et 287 K avec un maximum par jour jusqu'à 295 K (à  $L_S = 220-230^\circ$ ), maximum qui diminue à 260 K à la fin de l'automne ou au début de l'hiver, à  $L_S = 80-90^\circ$ . Les profils B et C sont ceux de CC avec une orientation SW et PC ; ils partagent des saisonnalités similaires à la fois au niveau des variations saisonnières et en termes de températures absolues, avec des latitudes moyennes pourtant assez différentes ( $12.6^\circ\text{S}$  pour CC et  $41.6^\circ\text{S}$  pour PC). Les températures de surface calculées varient respectivement entre 218 et 295 K (5.9B) et entre 230 et 295 K (5.9C). Les maxima journaliers sont de 210 (5.9B) et 215 K (5.9C) autour du solstice d'hiver, et augmentent jusqu'à  $\sim 305$  K au périhélie (à  $L_S = 251^\circ$ ) pour les deux sites. Il apparaît que l'orientation des pentes sur lesquelles sont réalisés les calculs thermiques est cruciale, car la saisonnalité des profils de températures de surface varie avec elle (5.9A et B). Ce phénomène avait déjà été relevé dans des études thermiques sur les sites à RSL équatoriaux (McEwen et al., 2014) : nos résultats sont en concordance avec ceux de l'étude citée. Enfin, le site de RC présente des variations saisonnières différentes des trois autres sites, avec des températures calculées qui atteignent leur maximum autour de 280 K à  $L_S = 165-170^\circ$  (soit la fin de l'été nord) et diminuent jusqu'à la fin de l'automne ( $L_S \sim 260^\circ$ ), descendant autour de 253-255 K. Les maxima journaliers varient entre 255 (vers  $L_S = 270^\circ$ ) et 282 K ( $L_S = 165-170^\circ$ ) et diffèrent significativement des températures moyennes de la ROI au cours de l'hiver nord (au-delà de  $L_S = 270^\circ$ ), excédant ces dernières d'une dizaine de K environ.

### 5.3.2 Modèle humide

La prise en compte du caractère potentiellement humide des RSL passe nécessairement par sa modélisation au sein de nos paramètres thermiques. Pour les trois sites étudiés (table 5.1), nous avons effectué les calculs en prenant en compte les changements de masse volumique  $\rho$ , de capacité thermique  $c$  (selon les équations (4.38) décrites en 4.6) et d'inertie thermique  $I$  selon les contraintes de concentration en eau de Edwards and Piqueux, 2016 ainsi que celles sur la conductivité  $k$  de Piqueux and Christensen, 2009b. Les résultats de ces modélisations thermiques sont résumés dans la figure 5.10. Globalement, les échelles de variations des températures calculées au sein des ROI sont préservées à la fois pour le site CC d'orientation NW (5.10A) et SW (5.10B), où les températures varient entre 250 et 280 K pour la première orientation, et entre 215 et 280 K pour la deuxième. La température maximale calculée dépasse 300 K à  $L_S = 210^\circ$ , température que n'atteignent jamais les modélisations pour un milieu sec (figure 5.9). Le site PC (5.10C) présente de plus faibles températures, de 235 K vers  $L_S \sim 100^\circ$  à 285 K au périhélie ; cependant, le profil de température maximale reste comparable avec celui de 5.9C. Les changements les plus importants sont ceux de RC (5.10D), où les températures de surface de la ROI restent plutôt stables à l'exception des longitudes solaires autour de  $220^\circ$ , où quelques variations

FIGURE 5.10 – Températures moyennes de surface (points bleus) pour les pentes orientées NW et SW de CC (respectivement A et B), PC (C) et RC (D) et variances spatiales associées (en rouge). L'albedo de Bond est  $A_B = 0.10$  et l'inertie thermique est variable selon l'activité et la concentration en eau supposée, selon la table 4.5. Chaque point correspond à la température de surface moyenne pour une longitude solaire  $L_S$  correspondant à la LST de chaque image HiRISE, avec une erreur en temps d'environ 15 minutes. Les lignes noires sont les minimum et maximum de températures de surface et la ligne bleue est la température moyenne pour un pixel représentatif de l'ensemble de la zone (pente et orientation similaires aux moyennes spatiales des ROI). La description des RSL a été reprise de la figure 5.4. Figure reprise de Millot et al., 2021.

abruptes des propriétés thermiques sont modélisées — toujours conformément à l'activité des RSL (voir table 4.6) — : les températures de surface ainsi que les maxima journaliers varient autour de 250-260 K. Aucune saisonnalité bien définie ne peut être extraite de chacun des profils de 5.10D. Mentionnons que les brusques changements de température maximale, notamment pour le site RC, sont liés aux variations des paramètres physiques du milieu (table 4.6).

### 5.3.3 Bilan général

Nos résultats montrent également la corrélation limitée entre les températures de surface et l'activité apparente des RSL. La croissance des RSL est faiblement corrélée avec les plus fortes températures de surface de l'année pour tous les sites à RSL étudiés et pour chacun des modèles, excepté pour PC où les températures de surface aux LST des images HiRISE dépassent 290 K pour le modèle sec (5.9C) et 280 K pour le modèle humide (5.10C) lors de la phase de croissance. Il est également difficile de mettre en relation l'activité des RSL avec les variations de températures modélisées. Par exemple, pour le modèle sec, les périodes d'allongement des *lineae* sont associées tour à tour avec des diminutions et des augmentations successives de températures pour CC (NW), figure 5.9A), des températures en augmentations pour CC (SW) (5.9B), des températures stables ou en diminution pour PC (5.9C) et des températures croissantes pour RC (5.9D). Stillman et al. (2020) ont récemment observé que l'activité des RSL pouvait être corrélée avec des températures en augmentation, ce que nous avons effectivement confirmé pour trois des quatre ROI étudiées, l'exception étant PC, où les températures restent stables. Il apparaît également que les phases de croissance surviennent pendant des phases de baisse de température pour CC (NW) (5.9A), mais le phénomène de croissance se poursuit aussi lorsque les températures augmentent. Pour le modèle humide, les périodes de croissance des RSL sont

FIGURE 5.11 – Gammes de longitudes solaires pour les modèles sec et humide au sein desquelles la température maximale journalière à la surface est supérieure aux températures eutectiques de différents composés selon [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#). Les composés étudiés sont :  $\text{H}_2\text{O}$  ( $T_E = 273$  K, barres bleu foncé),  $\text{MgSO}_4$  ( $T_E = 268.6$  K, barres vertes) et  $\text{NaCl}$  ( $T_E = 252.2$  K, barres bleu clair). Figure reprise de [Millot et al., 2021](#).

corrélées de façon similaire aux variations de températures des ROI comparé au modèle sec, à l'exception notable du site RC, pour lequel l'activité des RSL est associée avec des températures décroissantes pendant l'été nord. Les résultats des modèles thermiques sont résumés dans la figure 5.11. Les modèles thermiques pour le milieu sec et le milieu humide sont indiqués, ainsi que les observations de l'activité des RSL sur les ROI considérées. Les barres pleines sont des périodes théoriques de croissance des *lineae*, quand la température de surface maximale par jour dépasse la température eutectique (selon les données de [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#)) des différentes saumures considérées. Nous avons ici utilisé les températures eutectiques des trois composés suivants :  $\text{H}_2\text{O}$  ( $T_E = 273$  K),  $\text{MgSO}_4$  ( $T_E = 268.6$  K) et  $\text{NaCl}$  ( $T_E = 252.2$  K). La mise en relation de ces paramètres nous indique que l'activité des RSL est faiblement corrélée avec les périodes estimées selon les transitions des phases théoriques, indépendamment du modèle considéré, sec ou humide. Le modèle sec est toutefois en bonne concordance avec les activités des RSL dans PC et CC (SW), respectivement pour l'eau pure et NaCl : les périodes de croissance attendues sont respectivement comprises entre  $L_S \sim 180^\circ$  jusqu'à  $L_S \sim 350^\circ$  et  $L_S \sim 150^\circ$  jusqu'à  $20^\circ$ . Les résultats provenant des modèles humides montrent une plus faible corrélation avec l'activité observée. Pour CC (NW) et RC, les périodes théoriques d'allongement ne correspondent pas avec les activités pour le modèle sec. Le modèle humide implique des périodes théoriques de croissance assez différentes et notamment réduites par rapport aux résultats du modèle sec, pour chacun des composés indiqués. On ne s'attend pas à une croissance des RSL dans l'année si la source implique de l'eau ou du  $\text{MgSO}_4$  pour RC, et à des périodes réduites par rapport au modèle sec pour CC (NW) avec ces mêmes composés.

### 5.3.4 Exemples de cartes de températures

Voci quelques exemples de cartes de températures que nous avons produites en parallèle des profils de température. Ces représentations permettent de se rendre compte des hétérogénéités spatiales de température et de leurs liens avec la variance calculée dans les profils précédents, ou des différences d'ensoleillement reçu en fonction des périodes de l'année. La carte présentée figure 5.12 montre les images HiRISE (A et A'), les tempé-

FIGURE 5.12 – A et A') Zone à RSL dans le site RC pour les images HiRISE ESP\_030530\_2155 et ESP\_035567\_2155. La ligne rouge définit la ROI utilisée pour les calculs thermiques. B et B') Cartes des températures de surface à la même heure locale et  $L_S$  que les images HiRISE correspondantes. Notez les différences dans les variations spatiales de températures. Les paramètres physiques utilisés sont ceux du modèle sec, décrits dans la table 4.5. C et C') Histogrammes présentant les distributions de température pour chacune des cartes. La moyenne et l'écart-type sont indiqués dans le coin supérieur gauche de la figure. Figure reprise de [Milot et al., 2021](#).

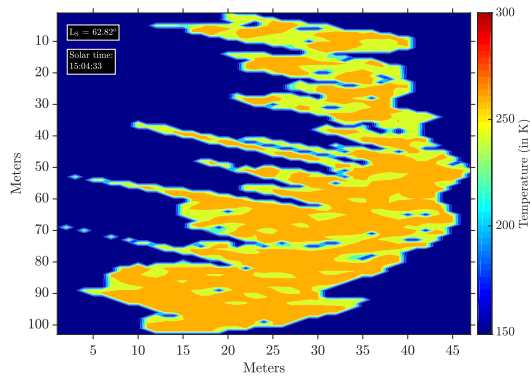
ratures de surface (B et B') et leurs distributions (C et C') pour la ROI de RC selon deux périodes de l'année différentes : l'hiver (A) et l'été (A') nord pour respectivement  $L_S = 254.9^\circ$  et  $95.2^\circ$ . Les cartes de températures de surface (B et B') soulignent les disparités dans les hétérogénéités spatiales des températures de surface : la carte B est beaucoup plus hétérogène que la carte B', où la température est assez constante au sein du ROI. Les variations spatiales de températures sont estimées à partir des écart-types  $\sigma$  associés avec les histogrammes de températures (5.12C et C'). Les RSL sont présents dans RC en été alors que  $\sigma$  est à sa valeur la plus basse, soit  $\sigma = 2.7$  K; le carte des températures est très homogène, avec une moyenne de 271 K. Lors de l'hiver, les températures sont plus hétérogènes et plus froides, avec une moyenne à 254 K et un  $\sigma$  à 18 K. De façon générale, lorsque la température est plus basse, la variabilité spatiale au sein du ROI augmente (c'est le cas dans les profils précédemment exposés, voir figures 5.9 et 5.10). Les cartes ayant été calculées pour des LST proches de 15h00 et avec les mêmes paramètres physiques (modèle sec, table 4.5), la variation d'ensoleillement et donc de température locale est exclusivement liée aux saisons. En hiver, les rayons du Soleil atteignent la surface avec un angle d'incidence (voir chapitre 4, sous-section 4.1.4, équation (4.12) et figure 4.5) plus grand que pendant l'été, ce qui conduit à un ensoleillement moins important et une variabilité spatiale accrue. L'influence de la variation des paramètres physiques tels que l'albedo de Bond ou l'inertie thermique a également été décrite. Trois exemples de cartes de températures de surfaces ainsi que leurs distributions sont représentés au sein de la figure 5.13. La colonne de gauche (5.13a, 5.13c et 5.13e) représente les températures de surface au sein de la ROI de CC (NW), à  $L_S = 62.8^\circ$  (soit l'automne sud) et vers 15h00 LST pour trois jeux de paramètres :  $I = 400$  tiu,  $A_B = 0.10$  et  $\rho c = 1004640$  J.m<sup>-3</sup>.K<sup>-1</sup> pour 5.13a,  $I = 400$  tiu,  $A_B = 0.25$  et  $\rho c = 1004640$  J.m<sup>-3</sup>.K<sup>-1</sup> pour 5.13c et  $A_B = 0.10$ ,  $I$  et  $\rho c$  variables pour 5.13e; la colonne de droite (5.13b, 5.13d et 5.13f) rassemble les distributions de températures de surface sous la forme d'histogrammes, desquels sont dérivés les descripteurs statistiques tels que la moyenne et l'écart-type. En fonction des modèles utilisés, et donc des paramètres du milieu physique impliqué dans le calcul ther-

mique, les températures de surfaces varient. Les températures calculées les plus fortes sont celles issues d'un modèle sec avec un faible albedo de Bond de 0.10 (5.13a et 5.13b), où la moyenne des températures s'élève à  $\sim 261.2$  K. Lorsque l'albedo augmente et que la fraction d'énergie solaire réfléchie passe à 25% ( $A_B = 0.25$ , 5.13c et 5.13d), la température de surface moyenne diminue pour atteindre 246.8 K. Enfin, les paramètres d'inertie thermique  $I$  et de capacité thermique volumique  $\rho c$  augmentent avec l'apport d'eau (5.13e et 5.13f). Selon notre loi de mélange linéaire exposée chapitre 4 dans l'équation (4.38),  $I = 732$  tiu et  $\rho c = 1\,254\,360$  J.m<sup>-3</sup>.K<sup>-1</sup> pour cette valeur de  $L_S$  pour une concentration en eau maximale de 5% en masse. La hausse importante, notamment de l'inertie thermique, induit la baisse notable des températures de surface avec une moyenne de 251.4 K par rapport au modèle sec de 5.13a et 5.13b. Remarquons également que les écart-types calculés sont tous identiques, avec une valeur de  $\sigma = 6.6$  K environ, puisque l'ensoleillement est identique pour chaque carte calculée. Les propriétés physiques du milieu sont les seules qui modifient le champ de température.

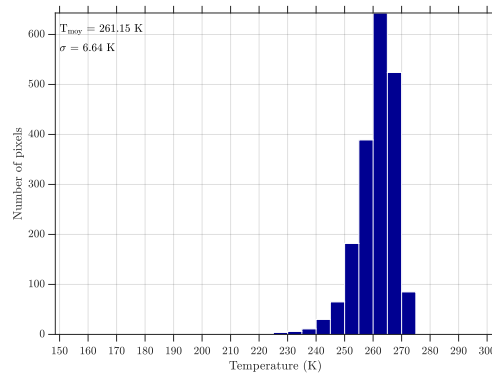
## 5.4 Interprétation & Discussions

### 5.4.1 Activité des RSL et températures

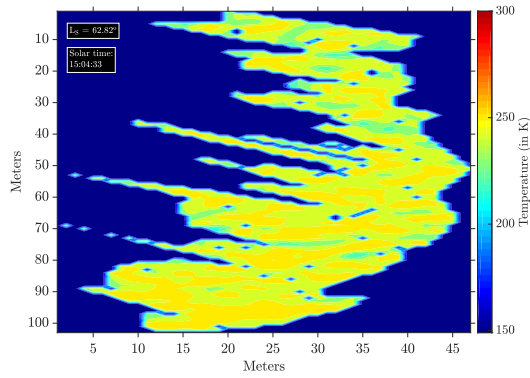
Nos calculs montrent que les variations des températures au sein des ROI ont des amplitudes plus importantes pour les orientations SW que NW pour le site équatorial étudié (CC), aussi bien pour le modèle sec que humide. Cette observation est liée à l'asymétrie des saisons martiennes entre les hémisphères nord et sud. Les saisons sont plus marquées au sud, avec un été plus chaud et un hiver plus froid qu'au nord, ce qui est provoqué par le fait que le périhélie est quasiment en phase avec le solstice d'été dans l'hémisphère sud (respectivement  $L_S = 251^\circ$  et  $270^\circ$ ) et l'aphélie avec le solstice d'hiver sud ( $L_S = 71^\circ$  et  $90^\circ$ ). Les pentes d'orientation NW dans CC présentent une saisonnalité similaire à celle retrouvée pour le sud, avec des températures minimales autour de  $L_S = 80^\circ$ ; toutefois, les valeurs de température restent relativement modérées, comme l'ont également observé [Stillman et al., 2020](#), tandis que la saisonnalité du sud est très marquée, avec de fortes variations de températures de surface. Pour le modèle sec, la saisonnalité du ROI de CC (NW) est plutôt hybride, présentant les faibles variations en températures typiques de l'hémisphère nord mais des extrema de températures en phase avec ceux du sud. Ce résultat est cohérent avec les études qui se sont concentrées sur des latitudes équatoriales, telles que [McEwen et al., 2014](#) (voir leur figure 4) et [Stillman et al., 2020](#) (voir leur figure 6 pour l'ensoleillement local), qui sont deux études se concentrant sur le site du cratère Garni, à  $11.5^\circ$ S. Le modèle humide est assez similaire pour ce même ROI par rapport au modèle sec, avec des températures calculées relativement constantes, entre 250 (à la fin de l'hiver nord, vers



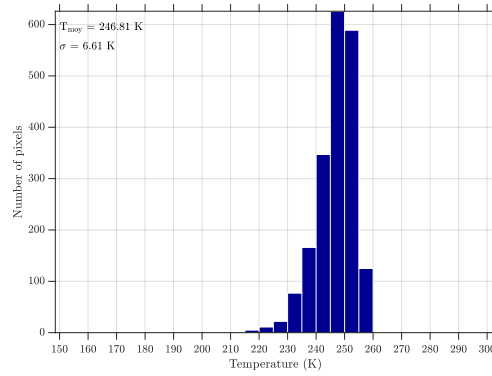
(a) Carte des températures de surface pour le premier modèle sec ( $A_B = 0.10$ ,  $I = 400$  tiu et  $\rho c = 1004640 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ).



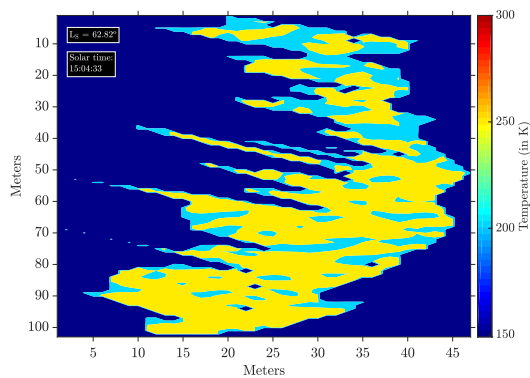
(b) Histogramme des températures de surface pour le premier modèle sec, avec moyenne et écart-type associés.



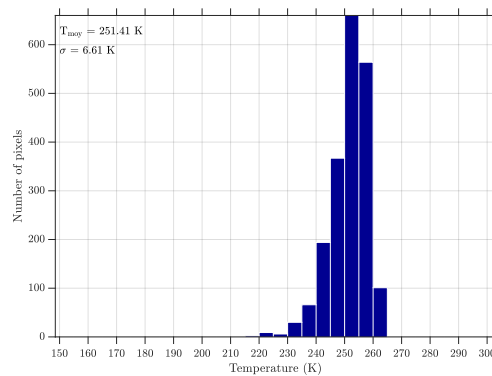
(c) Carte des températures de surface pour le second modèle sec ( $A_B = 0.25$ ,  $I = 400$  tiu et  $\rho c = 1004640 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ).



(d) Histogramme des températures de surface pour le second modèle sec, avec moyenne et écart-type associés.



(e) Carte des températures de surface pour le second modèle humide ( $A_B = 0.10$ ,  $I$  et  $\rho c$  variables).



(f) Carte des températures de surface pour le second modèle humide, avec moyenne et écart-type associés.

FIGURE 5.13 – Cartes des températures (colonne de gauche) à  $L_s = 62.8^\circ$  et distributions (colonne de droite) pour la ROI de CC (NW), selon trois jeux de paramètres différents : modèle sec avec  $A_B = 0.10$  et  $I = 400$  tiu ; modèle sec avec  $A_B = 0.25$  et  $I = 400$  tiu ; modèle humide avec  $A_B = 0.10$  et  $I$ , et  $\rho c$  variables.



$L_S = 340^\circ$ ) et 280 K tout au long de l'année. Les gammes de températures sont cependant assez différentes pour chacun des sites étudiés, indépendamment du modèle utilisé. Dans le site PC, les RSL croissent quand la température de surface de la ROI dépasse 290 K pour le modèle sec et 285 K pour le modèle humide alors que dans le site de CC (SW), les RSL s'allongent alors que les températures ne dépassent pas 235 K pour le modèle sec ou 240 K pour le modèle humide. Ces fortes disparités sont aussi observées lors des périodes de baisse d'activité des RSL, par exemple au moment des disparitions progressives. Les RSL de CC (NW) disparaissent alors que les températures restent importantes ( $\sim 280$ - $285$  K) tandis qu'elles sont inférieures à 220 K lors de la disparition des RSL de CC (SW). Au regard de ces confrontations, il apparaît compliqué d'expliquer l'activité des RSL comme étant liée à un seul mécanisme se déclenchant à une température critique. La modélisation d'un milieu humide, incluant la présence ou l'absence d'eau en fonction des observations de l'activité des RSL avec les données HiRISE, ne suffit pas pour expliquer les hétérogénéités de températures relevées pour une même activité géomorphologique (croissance, stabilité ou disparition des *lineae*). En d'autres termes, on peut supposer que l'activité des RSL implique des mécanismes avec des températures critiques qui diffèrent (fonte de glace d'eau plus ou moins chargée en sels par exemple), mais cela ne semble pas le mécanisme le plus simple. La seconde hypothèse revient à suggérer que le processus à l'origine des RSL est indépendant ou partiellement lié à la température; dans ce dernier cas, la température agirait comme étant une variable secondaire du problème, mais la cause/variable principale reste encore à déterminer. Il est essentiel de préciser que l'influence des tempêtes de poussières martiennes n'a pas été prise en compte dans nos calculs : l'effet atmosphérique sur l'insolation est simplifié. Les tempêtes provoquent une augmentation de l'opacité atmosphérique, réduisant la quantité d'énergie reçue par la surface, homogénéisant et augmentant les températures de l'atmosphère et réduisant les températures de surface. D'après les données TES présentées par [Szwast et al., 2006](#) (voir leur figure 1), l'augmentation de l'opacité de l'atmosphère lors de la tempête globale de 2001 a réduit les températures de la surface d'environ 10-15 K et augmenté celles de l'atmosphère d'une quinzaine de K également. L'effet sur les variations de températures est plus fort dans l'hémisphère sud, ce qui affecterait préférentiellement le site du cratère Palikir dans notre étude. Toutefois, les profils de température de PC ne devraient pas être modifiés fortement par des variations de température de l'ordre de grandeur rapporté par [Szwast et al., 2006](#) : les tendances devraient rester les mêmes. Enfin, d'importantes observations ont été réalisées suite à la tempête globale de 2018 sur l'activité des RSL, fortement renforcée ( $> \times 5$ , [Diniega et al., 2021](#)) à la suite de cet événement ([McEwen et al., 2019](#); [McEwen et al., 2021](#)). La cause d'un tel regain d'activité reste à déterminer, mais l'effet de l'augmentation de la couverture en poussières est une piste à explorer.

### 5.4.2 Discussion sur l'origine des RSL

Revenons d'abord sur l'hypothèse selon laquelle les RSL sont produites par un processus mettant en jeu de l'eau liquide, contenant des sels ou non (e.g. [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#)). Une telle hypothèse n'explique pas pourquoi une période de croissance des RSL est observée dans PC alors que les températures de surface sont supérieures à 290 K, ce qui est bien au-delà du point de fusion de l'eau pure. Toutefois, pour le modèle sec ou avec un très faible volume d'eau qui n'affecte pas significativement les propriétés thermiques de la surface, l'eau liquide et la saumure de NaCl sont compatibles avec l'activité des RSL rapportée pour PC et CC (SW) (figure 5.11). Dans cette hypothèse, l'assombrissement de la surface est ainsi interprétée comme le résultat du suintement de saumures par la surface ([McEwen et al., 2014](#)), provenant d'un réservoir d'eau liquide très proche de la surface. Il est cependant difficile de concilier les différents champs de températures dérivés de nos modèles pour chacun des sites à RSL étudiés. Trouver une seule température de fusion, et ainsi une seule saumure susceptible de créer les RSL, semble difficile. De plus, la présence d'eau liquide n'a pas été détectée sur les sites (e.g. [Ojha et al., 2013](#)). De la même manière, les tentatives de détection de composés avec une forte affinité pour l'eau, à savoir les perchlorates ([Ojha et al., 2015](#)) sur les sites à RSL, ont été rejetées par plusieurs études ([Leask et al., 2018](#); [Vincendon et al., 2019](#)). Ainsi, nos observations tendent à suggérer de rejeter des hypothèses dépendantes de températures eutectiques de fusion, comme celles de la fonte de glace d'eau (e.g. [McEwen et al., 2011](#)) ou de l'écoulement de saumures (e.g. [Chevrier and Rivera-Valentin, 2012](#)).

Une autre hypothèse a été présentée par [Abotalib and Heggy, 2019](#), suggérant la possibilité d'écoulement d'eau liquide à partir de fractures dans le sol pour le site de PC. Les auteurs effectuent une cartographie des fractures radiales et concentriques par rapport au cratère, et montre la possible corrélation de la position des RSL avec elles. Les eaux (contenant possiblement des sels) sont transportées le long des fractures grâce à leur forte conductivité hydraulique depuis un réservoir d'eau liquide relativement proche de la surface (< 1 km). Quand les températures de surface diminuent, les eaux (appelées eaux artésiennes de par leur origine) sont gelées dans les fissures jusqu'à la remontée des températures au-dessus du point de fusion. Comme pour les hypothèses de saumures précédemment citées, le cycle de gel-dégel est incompatible avec les périodes de croissance des RSL. En effet, les fortes températures ne sont pas corrélées avec les périodes de croissance relevées pour CC selon le modèle sec (figure 5.9A et B), mais également pour RC et CC (NW) selon le modèle humide (figure 5.10A et D). De plus, l'article n'explique pas les conditions de pression et température au niveau de l'aquifère et le long des fractures, et se concentre principalement sur les températures des écoulements en sortie des fractures. Toutefois, des aquifères d'une profondeur supérieure à plusieurs dizaines

de centimètres ne sont pas détectables par les spectromètres à neutrons (Feldman et al., 2004), ni ceux dont les tailles sont inférieures à la résolution spatiale de ces mêmes spectromètres (environ 5°, soit environ 300 km à l'équateur). La présence d'aquifère profond n'est donc pas à exclure. Enfin, ce mécanisme n'explique pas la distribution hétérogène des RSL, globalement plutôt présentes dans les pentes orientées à l'ouest par rapport à celles de l'est (e.g. Stillman et al., 2017, voir leur figure 12).

Le processus de déliquescence des sels particuliers comme les perchlorates a aussi été avancé par des études tels que Gough et al. (2014, 2016). Ce processus se produit lorsque l'humidité relative de l'air (RH, voir chapitre 2, section 2.2) est au-dessus de la RH nécessaire à la déliquescence (*Deliquescence Relative Humidity*, DRH). La structure du composé, en adsorbant l'humidité de l'air, s'effondre sur elle-même et la substance se liquéfie, ce qui provoque un écoulement liquide. A l'inverse, le composé repasse d'un état liquide à solide lorsque la RH repasse en-dessous de l'*Efflorescence Relative Humidity*, ou ERH. Selon un effet d'hystérésis, l'ERH est inférieure à la DRH, ce qui signifie que la substance coule pour des RH inférieures aux valeurs nécessaires pour provoquer l'écoulement initial. C'est le cas pour des composés comme les chlorures de calcium (Gough et al., 2016) ou de sodium hydratés ainsi que pour les perchlorates de magnésium (Gough et al., 2014). La DRH diminue avec la hausse des températures pour le chlorure de calcium (Gough et al., 2016), ce qui facilite la déliquescence de ces composés à l'été. Ainsi, on peut expliquer au premier ordre la relative corrélation de l'activité des RSL avec les hautes températures par ce processus. Toutefois, des données supplémentaires sont nécessaires pour déterminer les valeurs de RH aux positions des RSL. La RH a été mesurée à des latitudes équatoriales avec le rover *Curiosity* (Martín-Torres et al., 2015), par l'instrument REMS dans le cratère Gale (4.6°S, 137.4°E). Le profil saisonnier de l'humidité relative dans le cratère a été déterminé : les plus fortes RH sont présentes pendant l'hiver sud et les plus faibles lors de l'été sud. Néanmoins, ces mesures sont difficiles à confronter avec les évolutions géomorphologiques des RSL pour les sites avec des latitudes similaires (CC, 5.1). En effet, ces évolutions sont directement dépendantes de l'orientation des pentes dans lesquelles les RSL se situent (5.4). Compte-tenu de l'origine atmosphérique de l'humidité, il apparaît assez singulier que des sites d'orientations différentes évoluent selon des motifs qui leur sont propres alors que le réservoir-source de l'eau est commun. En d'autres termes, on s'attend à ce que des sites de latitudes similaires évoluent de façon conjointe, avec des périodes de croissance et de disparition communes. Ce n'est pas ce que nous observons ici pour le site de CC. On peut toutefois modérer cet argument par le fait que la RH est modulée par les températures, qui dépendent de l'ensoleillement local et donc de l'exposition des pentes. Aussi, rappelons que les RSL sont situées sur des sites de faible albedo (voir chapitre 2 et des références comme Stillman, 2018), avec une faible couverture en poussières. Même si les zones de faible albedo facilitent les plus fortes températures (car

la fraction réfléchie du flux solaire est moins importante), des températures similaires à celles utilisées dans les études de [Gough et al., 2011, 2014, 2016](#) peuvent être retrouvées dans des zones de plus fort albedo, d'après les modélisations disponibles dans les documents supplémentaires de [Millot et al., 2021](#) (en annexes D.1.2). L'albedo n'est donc pas un facteur limitant pour la déliquescence de ces composés et des valeurs de DRH suffisantes sont atteignables. [Gough et al., 2016](#) retrouvent typiquement des valeurs de quelques dizaines de % pour des chlorures hydratés, ce qui est dans l'ordre de grandeur des mesures de RH effectuées par REMS ([Martín-Torres et al., 2015](#)).

L'étude de [Edwards and Piqueux, 2016](#) a souligné la concentration limitée d'eau liquide au sein des RSL (0.5 - 3% en masse) en utilisant des données thermiques de la caméra THEMIS ([Christensen et al., 2001](#)). Face à ce résultat, des hypothèses alternatives ont émergé pour expliquer l'activité des RSL, comme les modèles secs et hybrides. Les modèles hybrides, soutenus par [Massé et al., 2016](#); [Raack et al., 2017](#), mettent encore en jeu la présence d'eau liquide, mais en quantité réduite (~ 11% d'eau, selon [Raack et al., 2017](#)). Cette eau liquide bout sous des fortes températures (> 273 K), et provoque l'éjection de matériel sec qui s'écoule. Le principal problème de ces processus hybrides est d'atteindre des températures relativement importantes pour chacun des sites, les expériences étant menées à 278 et 297 K ([Raack et al., 2017](#)) et 293 K ([Massé et al., 2016](#)). Ces valeurs sont incompatibles avec les températures calculées pour au moins trois des quatre ROI (l'exception étant PC) et cela pour les deux modèles que nous avons étudiés (figures 5.9, 5.10 et 5.11).

Un processus totalement sec a été avancé par [Schmidt et al., 2017](#), selon le processus de la pompe de Knudsen ([De Beule et al., 2014](#)). Rappelons qu'un déplacement de matériel sec peut être induit par un forçage thermique dans des conditions de faible pression atmosphérique comme sur la planète Mars (pompe de Knudsen dite régulière). Les molécules sont plus libres de se déplacer grâce à la pression réduite, notamment dans des milieux poreux. Ce phénomène peut être renforcé par une inversion du gradient thermique vertical, par exemple lors d'un ombrage soudain de la surface. Un flux de particules plus important en résulte (pompe de Knudsen "renforcée"), susceptible de provoquer un écoulement le long des pentes et de former des structures comme les RSL. Ce phénomène nécessite que le gradient thermique régulier s'inverse pour que la pompe renforcée soit mise en place. Dans notre étude, il nous a été impossible de déterminer si cette inversion pouvait avoir lieu à cause de la faible résolution verticale de notre modèle, car l'inversion du gradient intervient dans les premiers mm de la surface ([Schmidt et al., 2017](#)). Toutefois, chaque site étudié présente de fortes variations de températures entre la surface et la subsurface (voir les figures dans les données supplémentaires de [Millot et al., 2021](#), annexes D.1.2), ce qui est également le cas pour le site étudié par [Schmidt et al., 2017](#) (le cratère Garni). Les résultats de [Schmidt et al., 2017](#) sont en accord avec la saisonnalité des RSL

dans Garni, au moins pour les orientations nord et est des pentes (Stillman, 2018). Des études supplémentaires restent néanmoins nécessaires pour savoir si ce processus peut expliquer le comportement des RSL pour d'autres sites. Cette hypothèse reste attractive car elle n'implique pas d'eau liquide ; en revanche, elle demande une inversion du gradient thermique, produit par la morphologie massive des rochers au sommet des pentes à RSL, selon les auteurs. Des traces sombres, qui partagent certaines caractéristiques des RSL comme la croissance et la saisonnalité, ont été observées sur des dunes qui ne présentent pas de rochers massifs par Dundas et al., 2017a : il n'y a pas d'ombre, donc pas de pompe de Knudsen renforcée. Ce phénomène n'est donc pas nécessaire pour produire les structures observées par Dundas et al., 2017a. Aussi, Stillman, 2018 a montré que les dernières observations dans le cratère Garni étaient incompatibles avec les résultats de Schmidt et al., 2017.

Comme relevé par les études cartographiant les RSL (e.g. Stillman, 2018), les sites sont situés sur des zones de faible albedo, avec une préférence pour les régions externes de ces zones, là où la couverture en poussières est faible et variable au cours de l'année (e.g. Szwast et al., 2006). Ces paramètres d'albedo et de couverture en poussières sont donc de première importance pour comprendre l'origine des RSL. Un faible albedo implique un chauffage plus important de la surface, puisque la fraction réfléchie de l'énergie solaire reçue est plus importante que pour des terrains avec un plus fort albedo. Il a également été démontré que les surfaces de faible albedo était synonyme d'une faible couverture en poussières (Szwast et al., 2006) : ces surfaces sont typiques des zones de transitions entre régions sombres (i.e. sans poussière) et claires (i.e. avec une forte couverture en poussières, Vincendon et al., 2019). La faible épaisseur de poussières peut facilement s'éroder sous l'action des vents, pour révéler le substrat sous-jacent, plus sombre (e.g. Szwast et al., 2006). Notons que ces variations d'albedo ont été observées très tôt dans l'exploration martienne, interprétées parfois comme l'expression d'une biologie active (e.g. Sinton, 1959), mais rapidement comprises comme le résultat de l'interaction des vents et des particules, comme du sable ou de la poussière (Rea, 1964; Pollack and Sagan, 1967). Les études plus récentes ont montré que l'éclaircissement de certaines régions de Mars était dû au dépôt de poussières consécutif aux tempêtes (Szwast et al., 2006), tempêtes qui sont corrélées avec le renforcement important de l'activité des RSL (McEwen et al., 2019; McEwen et al., 2021). On peut donc se demander si les *lineae* ne sont pas issues d'un mécanisme lié au dépôt ou à l'érosion de la poussière de surface. Selon Vincendon et al., 2019, les RSL sont formées par l'érosion de la poussière de surface par les vents locaux ou régionaux. Ce mécanisme a l'avantage de se débarrasser de la dépendance en température ainsi que d'une source d'eau. Quelques interrogations subsistent néanmoins, notamment celles concernant la morphologie des RSL, rappelant beaucoup plus des écoulements par leurs formes longilignes et leur répartition dans des zones de fortes pentes

plutôt qu'une érosion de la poussière de surface. Il est également étrange d'observer une croissance progressive des *lineae*, souvent à partir de rochers de haut de pente. Une étude des interactions entre vents locaux et rochers massifs est envisageable pour comprendre plus précisément ce qu'il se passe pour ce genre de structures. A de plus larges échelles spatiales, la distribution des RSL est en bonne concordance avec les traces créées par les vents (*wind streaks*), comme témoignent les observations de [Stillman, 2018](#) et [Thomas et al., 1981](#). Les RSL sont situées sur les régions cartographiées comme présentant des traces sombres d'érosion (*dark erosional streaks*, [Thomas et al., 1981](#)) de la poussière superficielle. Les RSL seraient les expressions à petite échelle de la circulation des vents régionaux et globaux, localisées sur les pentes fortes où les vents peuvent atteindre de grandes vitesses ([Savijärvi and Siili, 1993](#); [Spiga et al., 2011](#)). Elles disparaîtraient lors du dépôt de poussières et s'écouleraient ensuite quand les vents locaux sont suffisamment importants pour provoquer l'érosion des particules superficielles. Ainsi, des études supplémentaires sont nécessaires pour comprendre la circulation des vents à l'échelle des RSL et déterminer s'ils sont responsables de l'activité observée.

Enfin, comme observé par [Chojnacki et al. 2016](#) et confirmé par notre étude ([Millot et al., 2021](#)), une succession de chenaux de petite échelle est présente dans les zones à RSL. Ces structures sont notamment visibles au niveau des traînées les plus longues dans Coprates Chasma. Ces topographies pourraient interagir avec les vents locaux en les conduisant au sein des chenaux et ainsi augmenter leur vitesse par effet Venturi ([Vincendon et al., 2019](#); [Chrust et al., 2013](#)), ce qui accentuerait l'érosion de la poussière superficielle. L'interaction de ces structures avec les rayons du Soleil implique un ensoleillement variable localement, à l'échelle des chenaux, de par la présence d'ombres portées plus ou moins importantes en fonction de la position du Soleil dans le ciel, qui contribue à l'apparition de vents locaux (e.g. [Gierasch and Sagan 1971](#); [Savijärvi and Siili 1993](#)). Les résultats de nos calculs suggèrent que les différences d'ensoleillement sont plus importantes avec de forts angles d'incidence, typiquement à l'aube ou au crépuscule. Toutefois, aucune corrélation claire n'a été établie entre l'activité saisonnière accrue des RSL et des différences d'ensoleillement significativement plus importantes, suggérant que les vents résultant de ce phénomène ne sont pas suffisamment puissants pour produire le processus d'érosion de la poussière du régolithe martien. Il apparaît nécessaire de mieux contraindre la circulation des vents à l'échelle locale et régionale dans Coprates Chasma ou d'autres régions riches en RSL pour déterminer si ces derniers ont pu être formés selon ce processus d'érosion de la poussière superficielle.

## 5.5 Conclusions

La première étude que nous avons menée dans le cadre de cette thèse s'est attachée à la caractérisation des propriétés thermiques des RSL au cours de l'année selon différentes propriétés physiques du sol, ainsi qu'à la mise en relation de l'activité saisonnière rapportée avec le profil de températures de surface. Les principaux résultats que nous avons trouvés sont résumés ici :

- les plus hautes températures de l'année ne sont pas corrélées avec l'activité des RSL que nous avons relevée pour au moins deux sites de notre étude (*Coprates Chasma* et *Rauna Crater*), et ce, pour chacun des modèles physiques que nous avons définis ;
- les variations de températures annuelles ne sont pas cohérentes avec des hypothèses mettant en jeu des températures eutectiques fixes, comme les cycles de gel/dégel de saumures ou d'eau liquide pure ;
- les RSL sont localisés dans des chenaux de faible profondeur (probablement quelques dizaines de cm). Ces reliefs de petite échelle ont une influence non négligeable sur le flux radiatif local provenant du Soleil ;
- les "hypothèses sèches" (e.g. Schmidt et al., 2017; Dundas et al., 2017b; Dundas, 2020a; Vincendon et al., 2019) sont préférables pour expliquer le comportement des RSL, si l'on considère qu'un seul et unique mécanisme est à l'origine de ces structures. Les récentes observations du renforcement de l'activité des RSL à la suite de la PEDE 2018 (McEwen et al., 2019; McEwen et al., 2021) suggèrent également une forte influence des tempêtes.

D'après nos résultats et les récentes avancées dans le domaine de l'étude des processus actifs de surface que sont les RSL, il semble que les meilleures perspectives pour comprendre ces phénomènes résident dans l'étude des vents locaux avec la couverture de poussière. Nous suggérons que les vents et le transport de poussières sont liés aux RSL, d'une part grâce aux observations de McEwen et al., 2019; McEwen et al., 2021, d'autre part face à l'apparente corrélation entre la distribution des RSL et des cartographies de structures éoliennes (Stillman, 2018 et Thomas et al., 1981). La nature des *lineae* est toujours inconnue, et nous ne pouvons pas déterminer pour le moment si les RSL sont les résultats d'érosion de surface (Vincendon et al., 2019) ou des écoulements de matériel sec (Schmidt et al., 2017; Dundas, 2020a). Il est nécessaire de mieux comprendre la circulation des vents à l'échelle locale et régionale ainsi que de déterminer quelles sont les interactions entre vents locaux et surface dans le cadre de l'étude des RSL.

## **Deuxième partie**

### **Erreurs verticales et incertitudes de pente sur les données de topographie**





## Chapitre 6

# Décrire la topographie par des méthodes numériques

**L**ES Modèles Numériques de Terrain sont des outils essentiels dans la compréhension de la géomorphologie d'une planète, car ils constituent des données importantes dans la quantification d'un ensemble de processus de surface, comme les écoulements de pente. Les estimations des paramètres topographiques, dérivés des MNT, comme la pente locale ou l'orientation sont également de première importance, puisqu'ils permettent de contraindre la nature d'écoulements en répondant à des problématiques telles que : quel est l'angle de repos de cet écoulement ? Est-il compatible avec une origine totalement sèche ? Pour cela, les MNT doivent être aussi précis que possible, pour que les informations tirées de ces données soient fiables. Ainsi, la question posée et traitée dans cette seconde partie est à la fois simple à comprendre et relativement complexe à traiter : comment se propagent des erreurs sur des données telles que celles d'un MNT, lorsqu'un calcul de pentes est appliqué sur ce même MNT ? Cette question en soulève beaucoup d'autres et implique de connaître comment sont construits les MNT, les erreurs en chacun des pixels du MNT (ou à défaut supposer la loi de distribution des erreurs), les méthodes de calcul des pentes à partir d'un MNT et d'estimation des erreurs de pente en sortie. Cette partie a pour but de fournir des estimations de l'incertitude de calcul sur des paramètres issus de données de topographie, pour les méthodes généralement utilisées en sciences planétaires. Ce chapitre proposera un état de l'art des méthodes de calcul des pentes locales et de l'orientation, tandis que le chapitre suivant sera consacré aux erreurs, à leur estimation en amont à leur propagation sur les valeurs de pentes.

## 6.1 Mise en contexte

L'étude de la topographie à petite échelle de la surface de Mars, avec notamment l'utilisation des images et MNT provenant de la caméra HiRISE, est de première importance pour un ensemble d'applications sur la planète rouge. Une caractérisation rigoureuse des incertitudes sur les données acquises est essentielle pour porter des conclusions sur des processus actifs de surface, comme les RSL, auxquelles nous avons consacré la première partie de cette thèse. Les MNT constituent les données de base dans l'étude de la topographie de surface. Ils permettent de calculer deux paramètres de première importance, que nous appellerons paramètres topographiques : il s'agit de la pente (*slope* en anglais) et de l'orientation (on l'appelle également exposition ou *aspect* en anglais). Les paramètres topographiques sont systématiquement calculés lorsqu'une description quantitative de la topographie d'une surface planétaire doit être réalisée. La pente et l'exposition sont des paramètres topographiques dits "primaires" (e.g. [Raaflaub and Collins, 2006](#)), car directement issus des données d'altitude. Ils sont tous les deux déterminés à partir de l'estimation des gradients topographiques, c'est-à-dire de la variation d'altitude selon une direction donnée. Ces paramètres ont été largement étudiés depuis la fin des années 60, à la suite des changements apportés par la Révolution Quantitative en Géographie des années 40-50, qui avait vu le développement de l'analyse quantitative dans des méthodes jusqu'alors très descriptives (voir par exemple [Burton, 1963](#)), révolution qui s'est largement propagée aux études géomorphologiques dans les décennies suivantes. L'arrivée des MNT et des logiciels de SIG a également contribué significativement à l'étude quantitative des surfaces planétaires, notamment celle de la Terre. Ainsi, une bibliographie riche s'est développée depuis les années 80, fournissant des analyses sur la précision des MNT ainsi que des études sur les paramètres topographiques précédemment énoncés ([Sharpnack, 1969](#); [Travis, 1975](#); [Fleming and Hoffer, 1979](#); [Horn, 1981](#); [Unwin, 1981](#); [P. O'Neill and Mark, 1987](#); [Skidmore, 1989](#); [Chang and Tsai, 1991](#); [Eyton, 1991](#); [Guth, 1995](#); [Hodgson, 1995](#); [Wood, 1996](#); [Hunter and Goodchild, 1997](#); [Jones, 1998](#)). Plus récemment, des études dressent des comparatifs entre les différentes méthodes de calcul des paramètres topographiques primaires ([Skidmore, 1989](#); [Raaflaub and Collins, 2006](#); [Tang et al., 2013](#)). L'ensemble de ces études est restreint au cas purement terrestre, mais beaucoup d'entre elles peuvent s'appliquer à des données de l'étude du cas martien, puisque les méthodes de calcul ne varient pas entre deux MNT différents; toutefois, peu d'études se sont penchées sur les incertitudes de calculs des paramètres topographiques primaires sur Mars, à partir desquelles découlent de nombreuses applications et résultats sur des processus de surface de la planète Mars. Les travaux sur la précision des MNT martiens reprennent principalement le formalisme de [Kreslavsky and Head, 1999](#) et [Orosei et al., 2003](#) et calculent les pentes selon des lignes de base (*baseline*) variables, c'est-à-dire des distances

point à point selon des directions données pour fournir une estimation de la rugosité de la surface (Kreslavsky and Head, 1999; Aharonson et al., 2001) ou de l'erreur sur les pentes (Kirk et al., 2003, 2008). Cette technique a ainsi été reprise dans des cas d'étude de la topographie générale des planètes et satellites (Kreslavsky and Head, 1999; Aharonson et al., 2001; Rosenburg et al., 2011; Pommerol et al., 2012), incluant Mars (Kreslavsky and Head, 1999; Aharonson et al., 2001; Pommerol et al., 2012), la Lune (Rosenburg et al., 2011; Pommerol et al., 2012) ou Mercure (Pommerol et al., 2012). Elle a aussi été utilisée dans le cas de l'étude de la précision des MNT de Mars, notamment pour MOC, Kirk et al., 2003), HRSC (Heipke et al., 2007) et HiRISE (Kirk et al., 2008). Toutefois, et comme relevé par Rosenburg et al., 2011, les pentes sont calculées selon une seule dimension, le long du profil défini par la direction de la ligne de base : elles sous-estiment la pente aux endroits où la direction du profil est différente de celle de la ligne de plus grande pente. Aussi, il est d'usage de calculer les pentes selon des méthodes 2D pour les études de processus de surface, comme pour les RSL. Là où le calcul de la pente en 1D le long d'un profil est direct, celui d'une pente à partir d'une surface peut être effectuée selon plusieurs méthodes, que nous décrirons dans les prochaines parties de ce chapitre. Ces méthodes de calcul sont utilisées notamment dans la détermination des angles de repos statique et dynamique de processus de pente. Toutefois, la détermination des erreurs de pente selon ces méthodes reste assez incomplète, tandis qu'elles sont largement utilisées. Dans l'exemple présenté figure 6.1, deux sites, *Oxia Planum* (Quantin-Nataf et al., 2021, 6.1A) et le cratère Palikir (6.1B), sont étudiés par les caméras CaSSIS et HiRISE (C et D). De nombreuses variations de pente sont visibles spatialement (E et F), mais semblent décorréées des observations faites par HiRISE et CaSSIS. Ces variations s'expriment en motifs (*patterns*) particuliers en fonction de la pente moyenne considérée, avec des motifs plutôt aléatoires dans le cas d'une surface quasi-plane (6.1E) ou perpendiculaires à la direction de pente lorsque la pente est plus raide (6.1F). On peut supposer qu'au moins une partie de ces variations de pente est causée par une erreur aléatoire sur les valeurs d'altitude du MNT. Quelle est alors la part de variabilité induite par la topographie et celle dérivée des erreurs verticales ?

Au cours du présent chapitre 6 et du chapitre 7, nous nous focaliserons donc sur la description des méthodes des paramètres topographiques primaires en 2D pour comprendre leur influence sur les résultats, avant de développer une méthode numérique pour comprendre la propagation des erreurs du MNT aux pentes, afin de fournir des estimations complémentaires aux études dérivées de Orosei et al., 2003. Les contraintes sur les incertitudes des valeurs de pente en fonction des imprécisions d'un MNT trouvent leur application dans l'étude de processus de surface, comme les RSL, où la connaissance des pentes locales est importante dans la compréhension du phénomène.

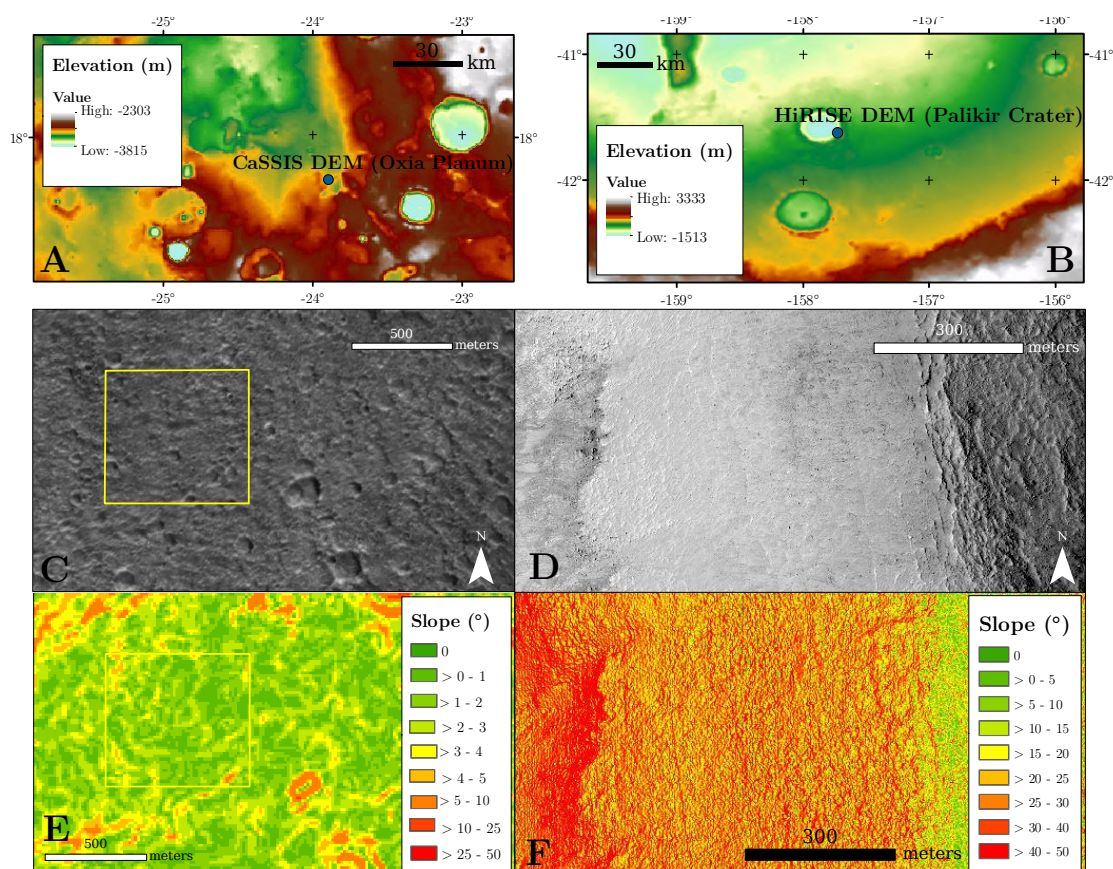
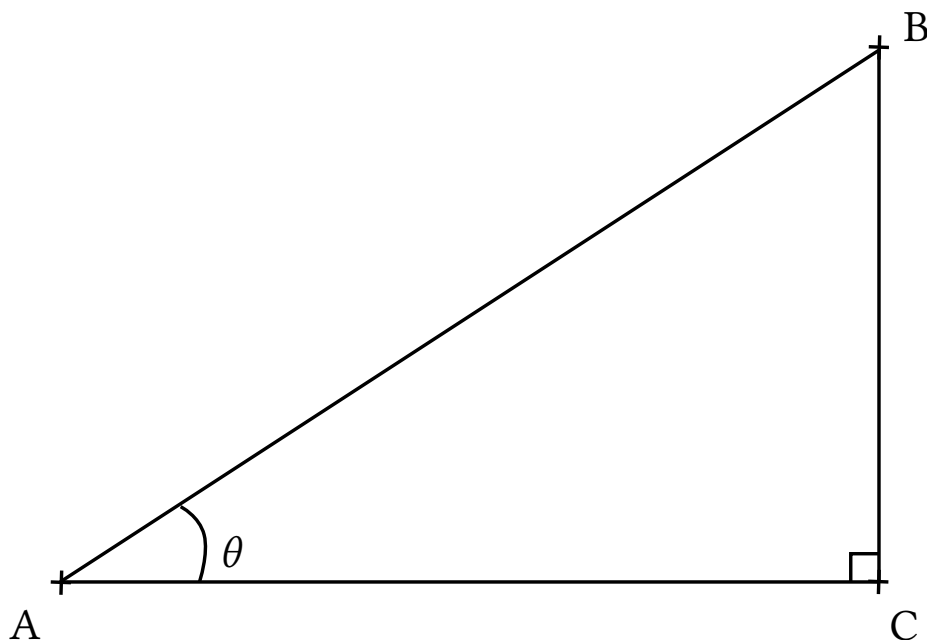


FIGURE 6.1 – A) et B) Positions d'un MNT CaSSIS (Simioni et al., 2017) et d'un MNT HiRISE (Kirk et al., 2008) et des orthoimages associées, superposés à la carte globale MOLA (Smith et al., 1999). C) Stereo-image CaSSIS MY34\_005664\_163\_1 utilisée pour créer le MNT CaSSIS DTM-MY34\_05664\_163\_1. Le carré jaune sert de référence spatiale par rapport à E). Le MNT CaSSIS est situé dans *Oxia Planum*, le site d'atterrissage du rover de la mission ExoMars, qui devrait toucher le sol martien en 2023. D) Ortho-image HiRISE ESP\_039291\_1380 du site du cratère Palikir, utilisée pour construire le MNT HiRISE DTEEC\_005943\_1380\_011428\_1380, montrant le rempart est du cratère. La ligne de plus grande pente est orientée à l'ouest. E) et F) Carte de pentes pour les zones représentées en C et D à partir des MNT précédemment nommés. Du bruit est visible dans les cartes de pentes au sein du carré jaune (E) et a l'air faiblement corrélé avec la morphologie du terrain en C. Du bruit de pente est aussi présent en F, notamment au centre par rapport à la surface relativement homogène en D. Figure reprise de Millot et al., in prep.

FIGURE 6.2 – Pente  $\theta$  calculée entre les points A et B, en 1D.

## 6.2 Etat de l'art du calcul de pentes par l'outil numérique

### 6.2.1 Calculs de pente 1D

Là où le calcul d'une pente en 1D est relativement simple et fait appel à une vieille formule connue depuis les classes du secondaire, la méthode de calcul des pentes locales à partir d'un MNT n'est pas unique (e.g. [Tang et al., 2013](#)). En tout premier lieu, il convient de rappeler la définition de la pente : il s'agit de l'angle formé entre le plan horizontal, défini selon le géoïde sur Terre, et la surface topographique. Considérons le segment AC de la figure 6.2 comme suivant parfaitement la surface du géoïde, c'est-à-dire comme étant parfaitement horizontal. En 1D, la pente  $\theta$  entre les points A et B, situés à la surface et d'altitudes respectives  $z_A$  et  $z_B$ , avec  $z_B > z_A$ , est calculée comme suit :

$$\theta = \arctan(BC/AC) \quad (6.1)$$

C étant le point d'altitude  $z_C = z_A$  situé à la verticale de B (figure 6.2).

### 6.2.2 Problèmes du passage en 2D et de la discrétisation des données

En planétologie, les données dont nous disposons pour calculer les pentes locales sont des MNT, des tableaux contenant les valeurs d'altitude qui décrivent la surface du terrain avec une résolution spatiale donnée. Le problème du calcul des pentes passe donc d'une dimension horizontale à deux dimensions horizontales. Ainsi, deux problèmes viennent s'ajouter en 2D et ils sont intrinsèquement liés. Le premier est un problème bien connu du géologue de terrain : il s'agit de trouver la direction de plus grande pente. Pour le géologue bien terrestre, un simple filet d'eau ou une bille roulant le long du plan indique cette direction à partir d'un point grâce au mouvement créé par la force de pesanteur qui s'exerce sur eux. La mesure du pendage du plan ou de la pente du terrain en utilisant le clinomètre d'une boussole est ensuite aisée. Le travail de terrain n'est toutefois pas possible sur d'autres planètes, du moins pas actuellement. Au mieux, nous disposons de MNT pour décrire la topographie.

Supposons maintenant que les MNT soient aussi parfaits que possible : ils sont parfaitement géoréférencés et n'ont aucune erreur verticale par rapport à la réalité. Chaque pixel correspond à une moyenne de l'altitude réelle du terrain (continue) sur la surface du pixel. Il y a discrétisation de l'espace : on passe d'une variable continue "vraie" à une variable discrète. La valeur d'altitude au sein de chaque pixel dépend donc du terrain, i.e. de la variable continue qui est l'altitude réelle, mais aussi de la résolution du-dit pixel. Cette discrétisation implique que la solution pour trouver la ligne de plus grande pente n'est plus unique, car nous ne disposons plus d'information spatiale en-dessous d'une certaine limite : la taille du pixel. Cette taille du pixel va grandement influencer le profil topographique et le calcul de la ligne de plus grande pente, à partir des gradients topographiques. La figure 6.3 montre l'effet de la résolution d'un MNT sur la création d'un profil topographique (a.). Les parties b. et c. montrent les constructions de profils à partir de mesures parfaites (sans erreurs verticale et horizontale). La seule différence réside dans la résolution spatiale, le profil vert en b. étant réalisé à partir de pixels d'une taille  $dx$  et le profil rouge en c. avec une résolution quatre fois inférieure, donc à partir de pixels de  $4dx$  de large. On constate que les topographies de faible longueur d'onde, sur la partie droite du profil, ne sont pas résolues par le profil rouge. Ainsi, de fortes différences entre les profils apparaissent et sont soulignées dans la partie d. de la figure 6.3. Le sous-échantillonnage de la surface locale conduit à un lissage du profil topographique au niveau des ruptures de pentes les plus importantes, comme le montre le profil rouge par rapport au vert. Il apparaît donc que des topographies avec une longueur d'onde similaire à la taille d'un pixel ne sera pas correctement résolue par le MNT.

Le second problème provient directement de cette discrétisation de l'espace lors de

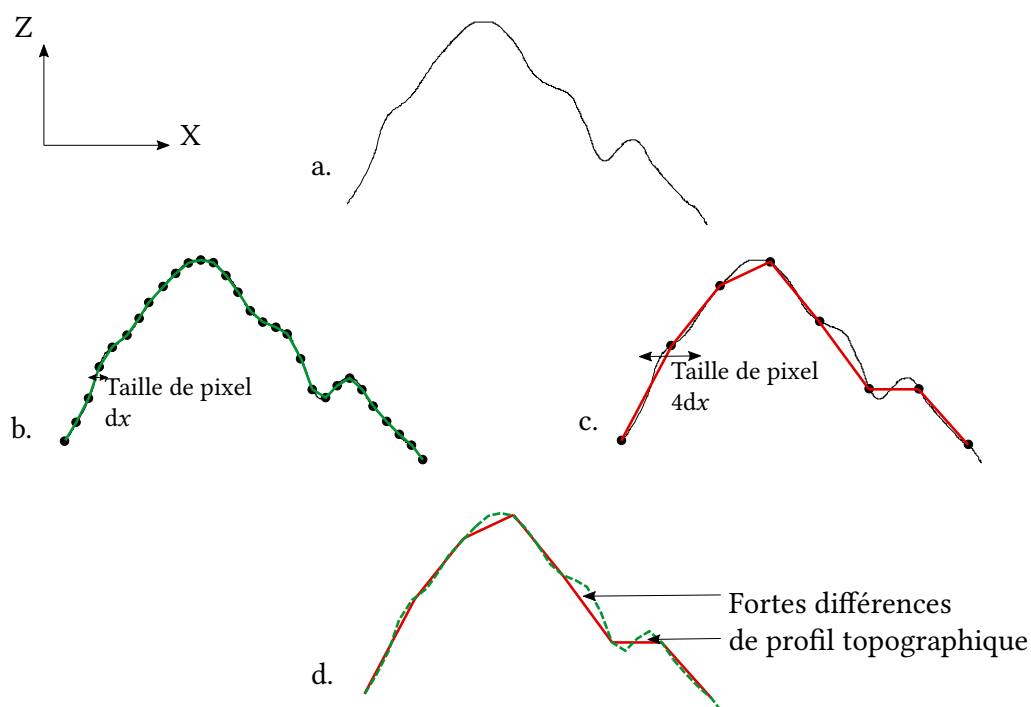


FIGURE 6.3 – a. Exemple de profil topographique. b. Comparaison entre le profil topographique "vrai" et le profil topographique créé à partir d'un modèle numérique de terrain avec des pixels de taille  $dx$ . c. Même comparaison, mais avec un profil topographique créé à partir de pixels de taille  $4dx$ . d. Comparaisons entre les deux profils créés à partir des MNT.



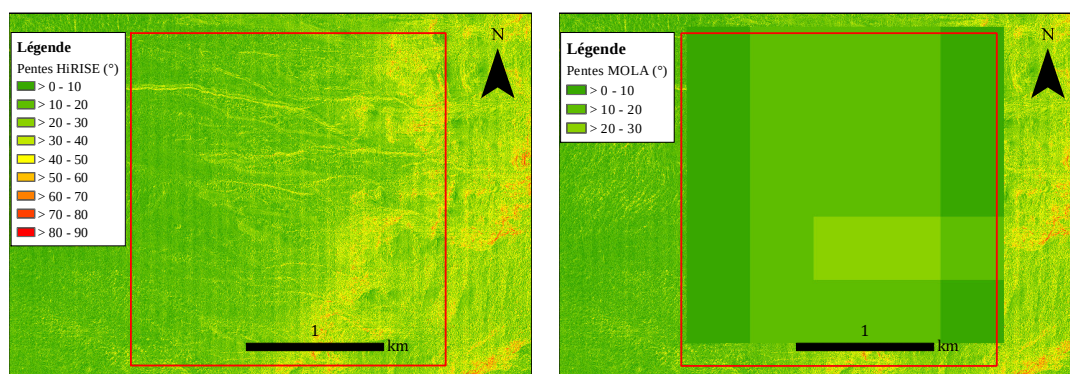


FIGURE 6.4 – Pentés dans le cratère Palikir sur Mars ( $41.6^{\circ}\text{S}$ ,  $202.3^{\circ}\text{E}$ ) calculées selon la méthode planaire utilisée par défaut dans le logiciel ArcGIS (version 10.2). Les pentés sont calculées pour différentes résolutions spatiales avec à gauche, un MNT de la caméra HiRISE (1 m/pixel) et à droite, le MNT global issu des mesures de l’altimètre laser MOLA ( $\sim 460$  m/pixel). Les valeurs de pente sont en moyenne plus faibles pour le MNT MOLA que pour le MNT HiRISE.

la création d’un MNT. C’est la résolution spatiale du MNT qui est le second paramètre contrôlant les valeurs de pente. Pour une même méthode de calcul de pente, une résolution spatiale plus faible, c’est-à-dire avec des tailles de pixels plus grandes, aura tendance à diminuer les valeurs de pente en moyenne (e.g. [Tang et al., 2013](#), leur table 1 est particulièrement significative). Cette assertion est assez facilement vérifiable lorsque l’on calcule des pentés pour une région donnée avec des MNT de résolutions différentes. Ainsi, la figure 6.4 montre les résultats du calcul des pentés dans le cratère Palikir. La méthode de calcul utilisée est celle de la méthode planaire (qui sera décrite plus loin dans ce chapitre), choisie par défaut dans des logiciels de SIG répandus comme QGIS ou ArcGIS. L’échelle de couleur qui représente les pentés sur la figure 6.4 est la même pour chaque caméra : on voit que les pentés calculées pour un MNT à plus faible résolution comme celui issu de l’altimètre laser MOLA (de résolution spatiale  $\sim 460$  m/pixel) sont en moyenne plus faibles que celles calculées par le MNT issu de la caméra HiRISE (avec une résolution spatiale d’environ 1 m/pixel). Les moyennes des pentés calculées sont respectivement de  $21.5^{\circ}$  pour le MNT HiRISE et  $12.8^{\circ}$  pour le MNT MOLA. Certaines études utilisent d’ailleurs ce résultat comme hypothèse de travail (e.g. [Chang and Tsai, 1991](#)). Les paramètres statistiques tels que l’écart-type de la distribution des valeurs de pente varient également avec la résolution : ceux d’un MNT HiRISE sont globalement supérieurs à ceux du MNT MOLA pour une zone donnée. Nous aurons l’occasion de reparler du pourquoi dans le chapitre 7, qui traite des erreurs de MNT et de pentés.

### 6.2.3 Calcul de pentes en 2D

Le calcul général des pentes en 2D pose problème, nous l'avons vu, dans la détermination de la ligne de plus grande pente qui elle-même est nécessaire pour fournir un angle : celui de la pente. Deux types de méthodes se distinguent pour estimer cette ligne : celles du "gradient maximal" et celles du "gradient moyenné". On appelle ici "gradient" la variation de la valeur d'altitude entre deux points, ou gradient de topographie. Ainsi, un exemple de méthode utilisant les gradients consiste à déterminer le gradient maximal entre deux pixels contigus selon les directions est-ouest et nord-sud (P. O'Neill and Mark, 1987) - nous nommerons respectivement ces directions  $X$  et  $Y$  pour plus de commodité - tandis que d'autres études préfèrent une estimation des gradients selon  $X$  et  $Y$  en comparant un nombre variable de pixels voisins du pixel central dans une fenêtre de  $3 \times 3$  pixels (figure 6.5). Ces deux méthodes présentent différents avantages et inconvénients : d'après Dunn and Hickey, 1998, les méthodes de calcul par gradient maximal (e.g. Travis, 1975) conservent la variabilité des données (les gradients sont calculés à partir des valeurs de deux pixels, donc à une résolution maximale) mais ont une fâcheuse tendance à induire une surestimation des valeurs de pente. La méthode présentée par Travis, 1975 en fait partie. A l'inverse, les méthodes de pente moyennes, telles que celle exposée dans Horn, 1981 (que nous développerons un peu plus loin) ont tendance à fournir des valeurs de pente en moyenne plus justes, mais l'effet de lissage induit une perte de variabilité dans les données (Dunn and Hickey, 1998; Tang et al., 2013). Nous détaillerons quelques exemples de ces deux approches de calcul de pente dans les paragraphes suivants, après un rapide aperçu de la méthode de calcul du vecteur normal pour déterminer la ligne de plus grande pente.

**Calcul par définition du vecteur normal** La méthode la plus communément utilisée pour déterminer la ligne de plus grande pente est celle consistant à calculer les gradients topographiques selon les deux directions horizontales  $X$  et  $Y$ . Les gradients topographiques selon  $X$  et  $Y$  sont respectivement  $\partial Z/\partial X$  et  $\partial Z/\partial Y$  (figure 6.6). Intuitivement, la norme du gradient topographique  $\alpha$  peut être calculée dans le plan (YOX) (figure 6.6) comme la moyenne géométrique des deux gradients topographiques telle que

$$\alpha = \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial Y}\right)^2}. \quad (6.2)$$

Cette équation est relativement générale dans le calcul des pentes et son utilisation est largement admise dans les études sur le sujet (e.g. Hodgson, 1995). Les différences portent essentiellement sur la façon de calculer les gradients topographiques. Les gradients  $\partial Z/\partial X$

FIGURE 6.5 – Représentation de la fenêtre glissante de 3×3 pixels pour le calcul de la pente du pixel central (encadré en rouge ici). Elle est utilisée classiquement dans la plupart des calculs des valeurs de pentes sur un MNT. La définition de [Horn, 1981](#) reprise dans notre cas d'étude impose des coefficients de poids plus importants pour les pixels plus proches du pixel central, selon une loi en  $2/d^2$  pour un pixel de largeur unitaire,  $d$  étant la distance au pixel central.

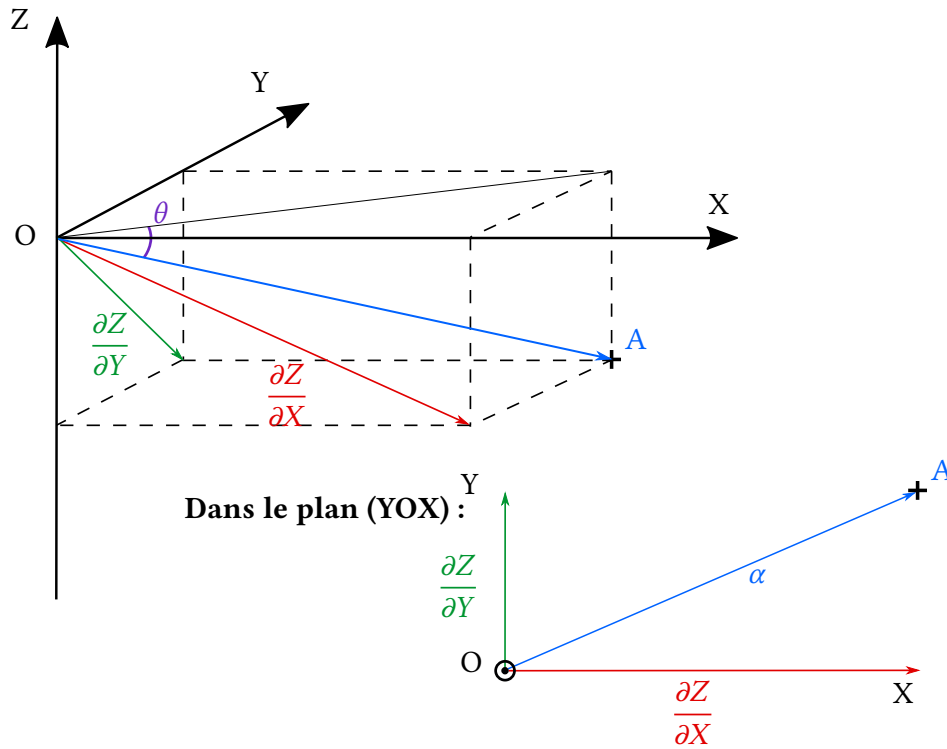
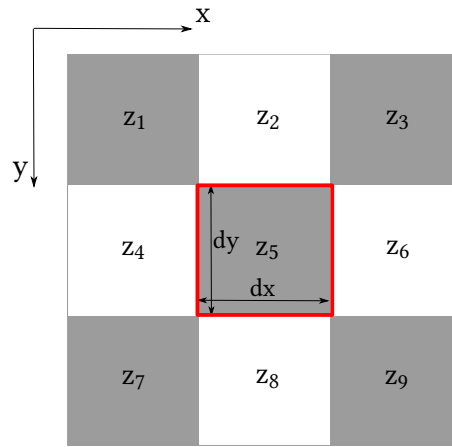


FIGURE 6.6 – Schéma représentant la méthode de calcul de la pente  $\theta$  à partir de la norme du gradient topographique  $\alpha$  selon la ligne de plus grande pente, lui-même basé sur les gradients topographiques  $\partial Z/\partial X$  et  $\partial Z/\partial Y$ , respectivement selon les directions  $X$  et  $Y$ , entre les points  $O$  et  $A$ .

et  $\partial Z/\partial Y$ , en tant que dérivées de premier ordre de la topographie, représentent la variation des valeurs d'altitude par rapport à une distance infinitésimale selon les deux directions. Les gradients, qui sont des dérivées spatiales, peuvent être estimés numériquement selon des méthodes de différences finies (voir chapitre 2, encadré 2). La pente  $\theta$  s'exprime ensuite à partir de  $\alpha$  comme suit :

$$\theta = \arctan(\alpha). \quad (6.3)$$

On retrouve la forme de l'équation (6.1), à la différence que le ratio différence d'altitude sur distance horizontale est remplacé par la moyenne géométrique  $\alpha$  des gradients topographiques selon  $X$  et  $Y$ . Classiquement, les gradients topographiques – et par extension les pentes – sont calculés sur des fenêtres glissantes de  $3 \times 3$  pixels. En suivant la nomenclature définie sur la figure 6.5, le calcul des gradients  $\partial Z/\partial X$  et  $\partial Z/\partial Y$  par les différences finies centrées selon  $X$  et  $Y$  en  $Z_5$  donnent

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{Z_6 - Z_4}{2dx}, \\ \frac{\partial Z}{\partial Y} = \frac{Z_8 - Z_2}{2dy}. \end{array} \right. \quad (6.4)$$

Cette méthode de calcul des gradients topographiques est présentée dans des travaux des années 80-90 tels que [Fleming and Hoffer, 1979](#), [Eyton, 1991](#) ou [Hodgson, 1995](#). Il est cependant possible d'utiliser les différences finies centrées différemment, en prenant en compte l'ensemble des pixels voisins du pixel central et en leur assignant ou non une pondération. La méthode sans pondération a été introduite par [Sharpnack, 1969](#) et exprime les gradients topographiques de la façon suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{Z_3 + Z_6 + Z_9 - Z_1 - Z_4 - Z_7}{6dx}, \\ \frac{\partial Z}{\partial Y} = \frac{Z_7 + Z_8 + Z_9 - Z_1 - Z_2 - Z_3}{6dy}. \end{array} \right. \quad (6.5)$$

Une pondération peut être appliquée pour renforcer l'influence des pixels les plus proches sur le calcul de la pente dans le pixel central. Un exemple possible est la définition de [Unwin, 1981](#) qui exprime les gradients avec une pondération suivant une loi en inverse de la distance au centre  $d$ , soit en  $1/d$  :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{Z_3 + \sqrt{2}Z_6 + Z_9 - Z_1 - \sqrt{2}Z_4 - Z_7}{8dx}, \\ \frac{\partial Z}{\partial Y} = \frac{Z_7 + \sqrt{2}Z_8 + Z_9 - Z_1 - \sqrt{2}Z_2 - Z_3}{8dy}. \end{array} \right. \quad (6.6)$$

Toutefois, la méthode retenue dans les logiciels de SIG et utilisée par défaut (tels que ArcGIS ou QGIS) est bien celle avec une pondération suivant une loi en inverse de la distance au carré, développée par [Horn, 1981](#). Les gradients topographiques s'expriment comme suit :

$$\begin{cases} \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{Z_3 + 2Z_6 + Z_9 - Z_1 - 2Z_4 - Z_7}{8dx}, \\ \frac{\partial Z}{\partial Y} = \frac{Z_7 + 2Z_8 + Z_9 - Z_1 - 2Z_2 - Z_3}{8dy}. \end{cases} \quad (6.7)$$

Remarquons que les pixels les plus proches, situés à une distance centre à centre  $d = 1$  pour  $dx = dy = 1$ , ont un coefficient de pondération plus fort par rapport aux autres, suivant une loi en  $1/d^2$ .

D'autres travaux définissent des surfaces quadratiques pour définir un système de coordonnées dont l'origine est le centre du pixel central ([Wood, 1996](#)). Les équations des surfaces quadratiques étant connues, les dérivées premières (les gradients, nécessaires pour calculer les pentes) et les dérivées secondes (qui définissent la courbure de la surface) peuvent être retrouvées analytiquement. Concluons qu'il existe un grand nombre de méthodes de calculs des pentes basées sur des fenêtres glissantes de  $3 \times 3$  pixels, mettant en jeu dans le calcul un nombre variable de pixels voisins au pixel central de cette fenêtre, comme le résumant des travaux tels que [Skidmore, 1989](#), [Jones, 1998](#), [Raaflaub and Collins, 2006](#) ou [Tang et al., 2013](#).

**Impacts des méthodes de calcul sur la distribution des pentes** L'utilisation de différentes méthodes de calcul de pente implique des résultats qui varient pour une même donnée d'entrée. Quelques études se sont attachées à produire des analyses quantitatives des divergences de résultats induites par les différentes méthodes de calcul de pente ([Skidmore, 1989](#); [Hodgson, 1995](#); [Dunn and Hickey, 1998](#); [Jones, 1998](#); [Raaflaub and Collins, 2006](#); [Tang et al., 2013](#)). Quelques propriétés peuvent être décrites à partir de ces travaux :

- la variabilité des pentes calculées diminuent avec un nombre croissant de pixels voisins inclus dans le calcul ([Skidmore, 1989](#); [Dunn and Hickey, 1998](#); [Raaflaub and Collins, 2006](#); [Tang et al., 2013](#));
- les méthodes aux différences finies ainsi que les méthodes quadratiques présentent de meilleurs résultats que les méthodes de gradient maximal, ces dernières ayant une tendance à la surestimation des pentes ainsi qu'à une forte variabilité à petite échelle spatiale ([Dunn and Hickey, 1998](#); [Raaflaub and Collins, 2006](#); [Tang et al., 2013](#));
- les méthodes de calculs de pente sont sensibles aux résolutions spatiales des données d'entrée, comme nous l'avons vu dans la section précédente. L'augmentation

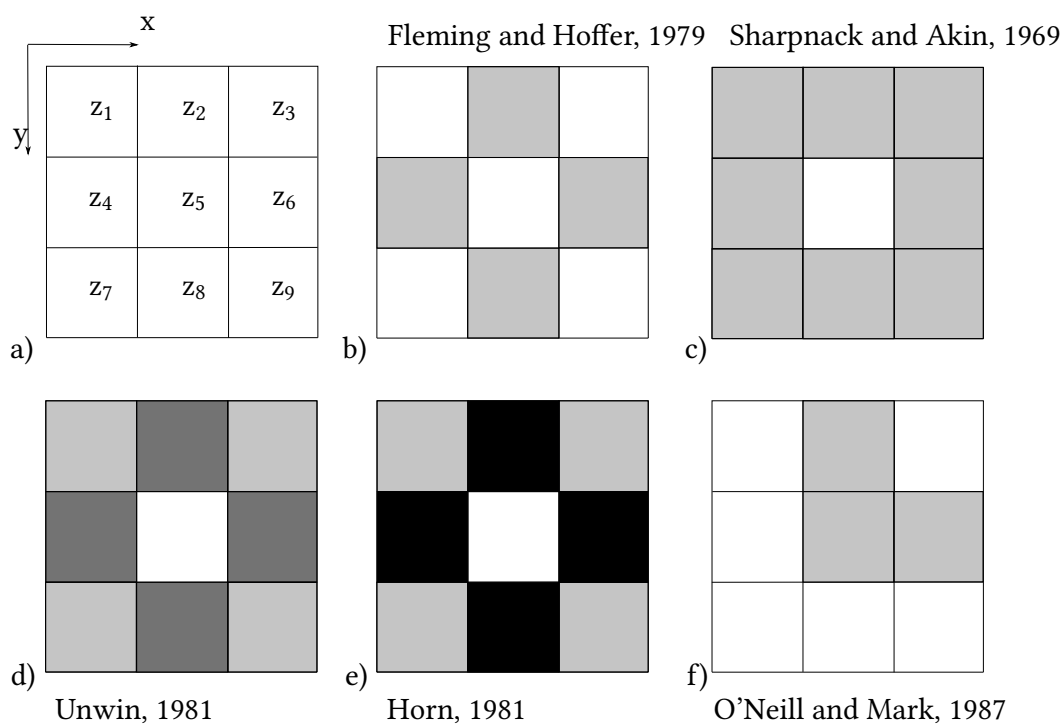


FIGURE 6.7 – a) Fenêtre de  $3 \times 3$  pixels avec les altitudes  $z_i$ . b-f) Méthodes de calcul des pentes locales. La pente est calculée en fonction des pixels grisés. Les pixels gris clair ont un coefficient de pondération de 1, les pixels gris foncé de  $\sqrt{2}$  et les pixels noirs de 2, conformément aux expressions des gradients selon  $X$  et  $Y$ . Chacune des méthodes suit le calcul exposé dans l'équation (6.2) pour exprimer la pente  $\theta$ .

de la taille des pixels (c'est-à-dire la diminution de la résolution spatiale des données) tend à faire diminuer les valeurs de pente obtenues en sortie (Tang et al., 2013);

- les méthodes de fenêtre glissante en  $3 \times 3$ , notamment celles qui mettent en jeu un nombre important de pixels voisins (jusqu'à 8), ont un effet de lissage (Tang et al., 2013) que l'on qualifierait comme "implicite". Les valeurs de pente sont bien calculées pour le pixel central de la fenêtre, à la même résolution spatiale que le MNT en entrée; toutefois, il a été montré empiriquement qu'en fonction de la méthode de calcul utilisée, les pentes en sortie atteignent une valeur d'erreur moyenne minimale pour ce même MNT avec une résolution dégradée, c'est-à-dire une taille de pixel plus grande entre 1.6 et 2 fois la résolution initiale (Hodgson, 1995).

En résumé, l'emploi d'une méthode de calcul des pentes par rapport à une autre a un impact significatif sur les résultats. Le choix de l'utilisation d'une méthode plutôt qu'une autre doit être réfléchi en connaissance des limites de celle-ci, notamment sur la précision de la valeur de pente moyenne. Guth, 1995 fournit une estimation de la variation de la pente moyenne de 25% entre les différents algorithmes testés, tandis que Tang et al., 2013 trouvent des différences de pente moyenne d'environ  $8^\circ$  pour les plus hautes résolutions entre les méthodes de gradient maximal et de surface quadratique. On peut supposer que ses différences peuvent être encore plus grandes à l'échelle du pixel. La variabilité des pentes moyennes obtenues entre les différentes méthodes est plus importante quand la résolution spatiale du MNT est haute (Tang et al., 2013) : il est d'autant plus préférable de connaître les propriétés de chacun des algorithmes de calcul des pentes lorsque l'on travaille sur des données de haute résolution.

### 6.3 Calculs de l'exposition par l'outil numérique

L'exposition (ou orientation) d'une pente, est calculée selon le même principe que celui de la pente. Selon la méthode classique de la définition du vecteur normal, introduite dans la section précédente, les gradients topographiques doivent être calculés selon les différentes expressions que nous avons exposées jusqu'ici (équations (6.4) à (6.7)). Là où la pente, définie par la valeur de l'angle entre l'horizontale et la ligne de plus grande pente, nécessite la définition de la ligne de plus grande pente selon l'expression (6.3), l'orientation  $\Phi$ , exprimée en degrés, s'exprime comme suit :

$$\Phi = \frac{180}{\pi} \arctan2 \left( \frac{\partial Z}{\partial Y}, -\frac{\partial Z}{\partial X} \right), \quad (6.8)$$

sachant que l'expression de  $\arctan2(\partial Z/\partial Y, \partial Z/\partial X)$  est

$$\arctan2(\partial Z/\partial Y, -\partial Z/\partial X) = \operatorname{sgn}(-\partial Z/\partial X)^2 \arctan\left(\frac{\partial Z/\partial Y}{-\partial Z/\partial X}\right) + \frac{1 - \operatorname{sgn}(-\partial Z/\partial X)}{2} (1 + \operatorname{sgn}(\partial Z/\partial Y) - \operatorname{sgn}(\partial Z/\partial Y)^2)\pi.$$

La conversion de  $\Phi$  en valeurs d'exposition selon l'azimut respecte les conditions suivantes :

$$\begin{cases} \Phi_{\text{px}} = 90 - \Phi, & \text{si } \Phi < 0^\circ \\ \Phi_{\text{px}} = 360 - \Phi + 90, & \text{si } \Phi > 90^\circ \\ \Phi_{\text{px}} = 90 - \Phi, & \text{sinon.} \end{cases} \quad (6.9)$$

La figure 6.8 présente la relation entre les angles  $\Phi$  (en bleu) et  $\Phi_{\text{px}}$  (en vert). La conversion vers  $\Phi_{\text{px}}$  permet d'exprimer les angles entre 0 et 360°, là où l'équation (6.8) produisait des valeurs négatives jusqu'à -180°. Le nombre d'études se consacrant à la quantification des erreurs des valeurs d'exposition est moindre que celle se focalisant sur les pentes. Mentionnons néanmoins les travaux de [Skidmore, 1989](#), [Hunter and Goodchild, 1997](#) et [Raaflaub and Collins, 2006](#) qui estiment les erreurs selon les écart-types des différences entre les résultats et une carte de référence, ou selon une valeur d'erreur quadratique moyenne (*Root Mean Square Error* ou RMSE). Concentrons-nous sur les résultats de [Skidmore, 1989](#) pour l'orientation, présentés figure 6.9. Les méthodes 1 et 2 sont des méthodes de gradient maximal (e.g. [Travis, 1975](#)), la méthode 3 est celle de [Fleming and Hoffer, 1979](#), où les gradients sont exprimés selon des méthodes de différences finies centrées selon les valeurs d'altitude de quatre pixels. Il résulte de cette étude que les erreurs d'orientation les moins fortes sont issues de la méthode classique de [Horn, 1981](#) (méthode 4) et de méthodes basées sur la définition de surfaces planes (méthode 5) ou quadratiques (méthode 6, e.g. [Neter et al., 1974](#)). Les valeurs indiquées dans les coins supérieurs gauches des graphiques sont l'écart-type et la moyenne des différences entre la carte d'orientation de référence et la carte d'orientation calculée avec chacune des méthodes énoncées. De façon comparable avec les résultats sur les pentes (e.g. [Tang et al., 2013](#)), les méthodes avec les erreurs d'exposition les plus importantes sont celles de gradient maximal ou celles mettant en jeu un faible nombre de pixels dans leur calcul. [Skidmore, 1989](#) indique que la méthode de [Horn, 1981](#) est un bon compromis pour minimiser à la fois les erreurs sur les pentes et les orientations, là où les méthodes de gradient maximal présentaient des erreurs plus élevées pour chacun des paramètres topographiques primaires étudiés. Les méthodes qui définissent les surfaces (les méthodes 5 et 6 de la figure 6.9) sont plus précises sur les orientations que celle de [Horn, 1981](#), mais moins efficaces sur les pentes (voir [Skidmore, 1989](#), leur figure 4, et [Tang et al., 2013](#), leurs figures 4 et 5). Toutefois, rappelons



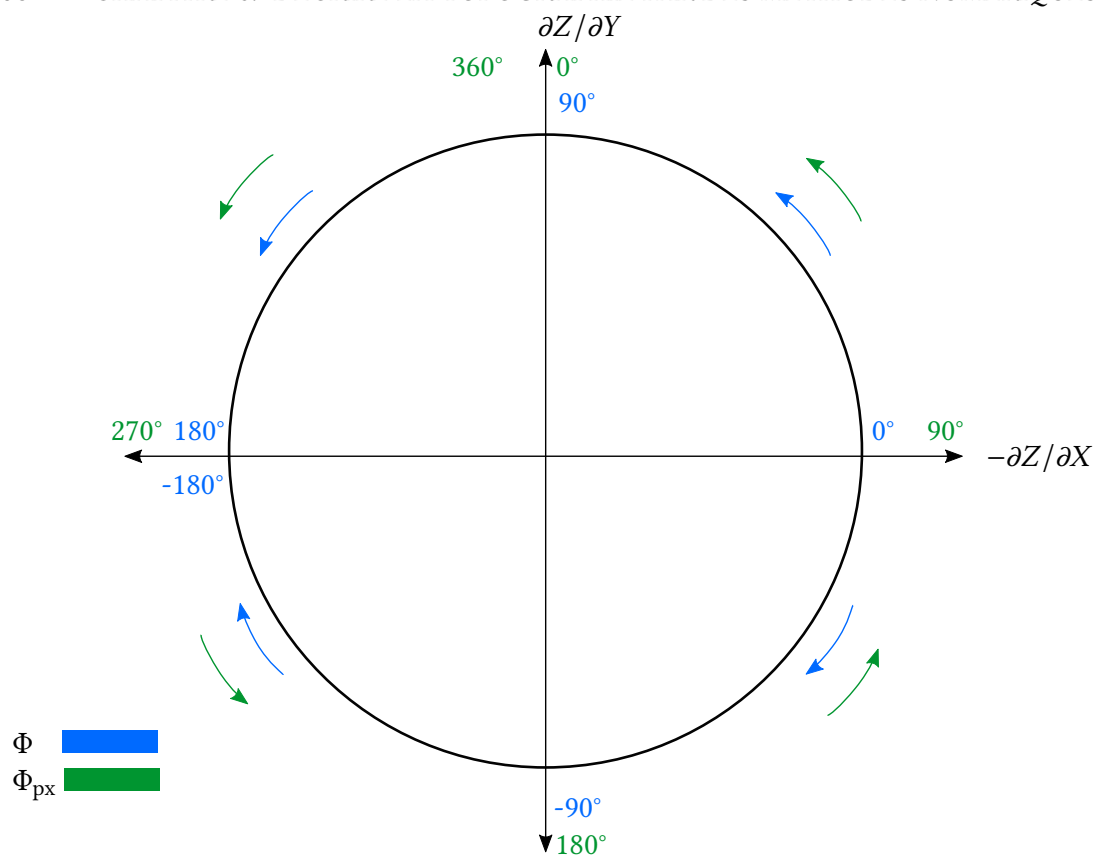


FIGURE 6.8 – Schéma présentant les valeurs des angles  $\Phi$  et  $\Phi_{px}$ .  $\Phi$  prend des valeurs entre  $-180$  et  $180^\circ$ , tandis que l'angle  $\Phi_{px}$  s'étend de  $0$  à  $360^\circ$ , de valeur croissante dans le sens trigonométrique et dont l'origine est alignée avec le nord géographique.

FIGURE 6.9 – Différences entre les orientations de référence et les orientations calculées, sous forme d'histogrammes. Figure reprise de Skidmore, 1989 et retravaillée pour plus de lisibilité.

que les MNT utilisés dans ces travaux ont été construits selon des méthodologies différentes : [Skidmore, 1989](#) a extrapolé les contours d'une carte topographique du sud-est de l'Australie à l'échelle 1:25000, [Raaflaub and Collins, 2006](#) font une interpolation d'images aériennes à 25, 50 et 100 m en utilisant le programme de [Ackermann, 1992](#), tandis que [Tang et al., 2013](#) ont utilisé des données LiDAR. La distribution des erreurs verticales sur chacun de ces MNT varie forcément. Même si des tendances générales peuvent être extraites des résultats sur les paramètres topographiques, il convient de se rappeler que les MNT sont tous différents de par les méthodes utilisées pour leur construction.

## 6.4 Conclusions

Résumons brièvement les principaux points à retenir de ce chapitre introductif sur la question des paramètres topographiques calculés à partir de MNT :

- les MNT sont des données essentielles de l'étude des surfaces planétaires, mais demeurent des représentations imparfaites de la complexité naturelle de la topographie d'une surface planétaire, de par le caractère discret des données (et donc l'imposition d'une résolution spatiale) face à une réalité continue ;
- les méthodes d'estimation des paramètres topographiques primaires sont multiples : il n'y a pas de bonne ou de mauvaise méthode, mais le choix d'une méthode particulière doit être effectué en connaissance de ces spécificités.

Le but de ce chapitre a été de démontrer que le choix par défaut dans un logiciel de SIG d'une méthode de calcul de paramètres dérivés de la topographie n'est pas anodin. Comprendre l'impact et les limites d'une méthode permet de fournir plus aisément des interprétations à propos de phénomènes observés et de pouvoir discriminer ce que l'on peut déduire d'une observation de ce que l'on ne peut pas. Nous verrons dans le prochain chapitre comment se propagent les erreurs verticales d'un MNT sur des valeurs de pente, en suivant la méthode de calcul de [Horn, 1981](#) et selon une méthode numérique simple qui a été développée dans la seconde partie de cette thèse. Le but final est d'estimer l'incertitude du calcul de pentes, de façon à pouvoir appliquer ces contraintes à un large champ d'études géomorphologiques de la surface de Mars.

# Chapitre 7

## Erreurs sur les MNT

LE chapitre précédent a présenté différentes méthodes de calcul de la pente locale à partir de MNT, tout en prenant soin de détailler les propriétés de ces méthodes : description de la distribution des pentes en sortie, lissage spatial ou encore réponse aux variations de résolution spatiale des données d'entrée. Les études ayant traité ces sujets, bien que peu nombreuses, sont très complètes et fournissent des éléments de réponse sur l'utilisation et l'interprétation des résultats de calculs de pente. Toutefois, une partie du sujet n'a été que peu étudiée : celle de la propagation des erreurs des données d'entrée (le MNT) sur celles de sortie (les pentes). Ainsi, ce chapitre présente des résultats complémentaires des études citées dans le chapitre 6. On verra comment générer des erreurs dans la direction verticale sur les MNT, en émettant l'hypothèse que ces erreurs sont spatialement indépendantes puis spatialement corrélées. Les erreurs du MNT seront ensuite propagées numériquement lors du calcul des pentes locales en utilisant la définition communément utilisée de [Horn, 1981](#), présentée dans le chapitre 6. L'exposé se concentre aussi sur l'utilisation de statistiques descriptives pour quantifier chaque composante de l'erreur commise sur les valeurs de pente à partir des erreurs des MNT. Le but de ce chapitre et de l'étude menée est de fournir des lois d'incertitudes sur les pentes calculées, de façon à apporter des contraintes supplémentaires sur les interprétations d'études géomorphologiques se concentrant notamment sur des processus gravitaires (*slope streaks*, RSL et autres écoulements de surface).

### 7.1 Modélisation des erreurs

Cette première partie est consacrée à la modélisation des erreurs sur des MNT synthétiques, selon des hypothèses différentes sur leur distribution spatiale et leur amplitude.

### 7.1.1 Introduction aux erreurs

**Terminologie et composantes de l'erreur** Il est communément admis, au travers des différents ouvrages traitant des questions d'incertitudes et d'erreurs (e.g. [Taylor, 1997](#)), que les erreurs de mesure peuvent être décomposées selon deux termes : les erreurs systématiques (*systematic errors*) et les erreurs aléatoires (*random errors*). Faisons dès à présent un peu de terminologie afin d'éclaircir tout le vocabulaire lié à cette problématique. On appelle "erreur" la différence entre la valeur mesurée et la valeur "vraie" attendue pour la grandeur mesurée (appelée mesurande). L'erreur est différente de l'incertitude, dans le sens où l'incertitude se définit comme une estimation de la dispersion des valeurs de la grandeur mesurée, là où l'erreur est différente pour chacune des mesures. Définissons chacune des composantes de l'erreur :

- les erreurs systématiques correspondent à la déviation constante ou prévisible par rapport à la valeur de la mesure attendue pour un nombre infini de mesures ;
- les erreurs aléatoires correspondent à la variabilité de la valeur lors de mesures répétées à l'infini (dans la réalité, on approche cette valeur avec un nombre suffisamment élevé de mesures).

On définit les erreurs totales  $\varepsilon_i$  sur  $n$  mesures comme le vecteur  $\varepsilon$ , de dimension  $1 \times n$ . Les erreurs totales s'expriment comme

$$\varepsilon_i = \Delta e_i + e_i^{\text{rand}}, \quad (7.1)$$

où,  $\Delta e_i$  est l'erreur systématique et  $e_i^{\text{rand}}$  est l'erreur aléatoire pour la  $i$ -ème mesure. L'erreur systématique est donc

$$\Delta e_i = \varepsilon_i - e_i^{\text{rand}},$$

soit l'erreur totale moins la composante de l'erreur aléatoire ([Taylor and Kuyatt, 1994](#)). De la même manière, l'erreur aléatoire est l'erreur totale dont est retranchée l'erreur systématique, telle que

$$e_i^{\text{rand}} = \varepsilon_i - \Delta e_i.$$

On peut représenter facilement la différence entre erreur systématique et erreur aléatoire dans les schémas présentés au sein de la figure 7.1 (inspirée de la représentation de [Taylor, 1997](#), voir le chapitre 4). Dans la partie supérieure de la figure, la valeur "vraie" du mesurande est connue : elle est illustrée par le centre des cercles concentriques représentés, qui eux-mêmes illustrent l'écart à la valeur "vraie" (souvent inconnue). Plus la distance au centre est importante, plus l'erreur sur la mesure est importante. La fiabilité de différents jeux de mesures est visible dans les parties a1 à a4 de la figure 7.1. La partie

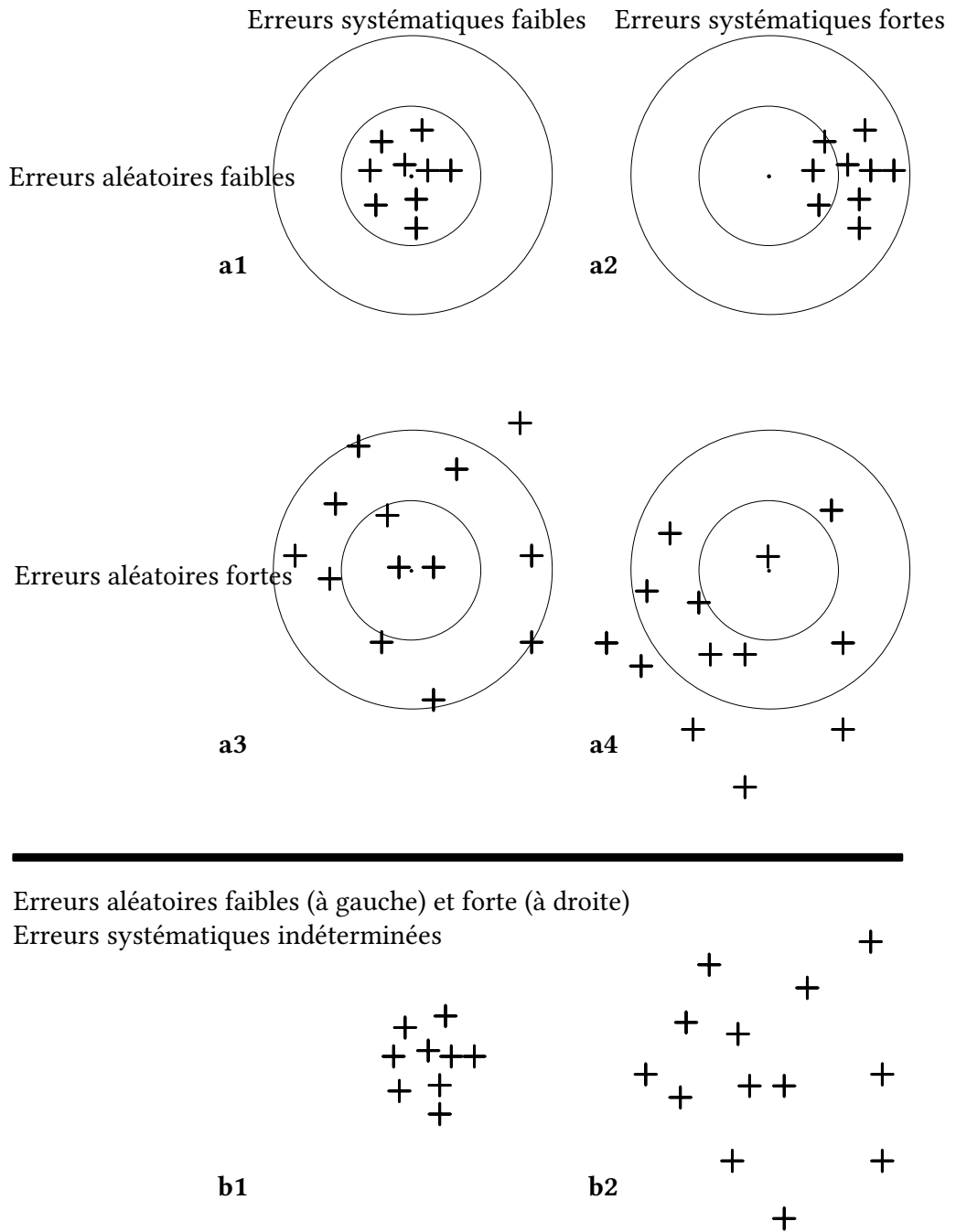


FIGURE 7.1 – Influence des erreurs systématiques et aléatoires sur un jeu de mesures par rapport à une référence (= valeur vraie) connue (cas a1 à a4) et inconnue (cas b1 et b2). Figure inspirée de Taylor, 1997.

a1 présente un jeu de mesures avec de faibles erreurs, pour la composante systématique comme pour la composante aléatoire. Les points sont proches de la valeur vraie du mesurande (faible erreur systématique) et relativement peu dispersés par rapport à cette valeur (faible erreur aléatoire). La mesure est juste et précise. Dans le cas a2, la mesure est toujours précise (faible erreur aléatoire) mais inexacte (forte erreur systématique). Le cas a3 présente une mesure imprécise mais juste, car centrée sur la valeur correcte mais avec de fortes disparités dans les valeurs mesurées. Enfin le cas a4 est celui qui rassemble à la fois une forte erreur systématique (le nuage de points n'est pas centré) et une forte erreur aléatoire (la disparité est importante). Ces quatre premiers cas sont présentés en supposant que la valeur vraie du mesurande est connue, ce qui est rarement le cas dans la recherche scientifique ! En effet, lorsque l'on mesure une vitesse, une température, une altitude ou toute autre grandeur physique, la valeur est recherchée : nous n'avons pas accès à la valeur vraie, exempte de toute source d'erreur. Dans ce cas-là, il est possible d'avoir une estimation de l'erreur aléatoire par mesures répétées, mais nous n'avons aucun indice sur l'erreur systématique. C'est ce que présentent les cas b1 et b2 de la figure 7.1. Le cas b1 montre que la dispersion des mesures est relativement faible par rapport à celle du cas b2 : l'erreur aléatoire du premier est inférieure à celle du second. Toutefois, n'ayant aucun indice sur la valeur "vraie" du mesurande, nous ne pouvons pas estimer l'erreur systématique.

**Application à notre cas d'étude** Comme présenté dans le chapitre 6, nous souhaitons étudier l'influence des erreurs verticales sur les cartes de pentes des MNT martiens selon plusieurs jeux de paramètres inhérents aux différentes caméras scrutant la surface de Mars. Pour cela, nous souhaitons modéliser les erreurs verticales sur des MNT synthétiques, que nous aurons créés et dont nous connaissons l'altitude exacte pour chacun des pixels (la valeur "vraie" du mesurande). La question est maintenant de déterminer la façon dont les erreurs verticales seront modélisées. Entre autres, il faut déterminer quel type d'erreur nous allons ajouter aux MNT synthétiques : systématique, aléatoire ou les deux. Les études sur la précision des MNT de Mars fournissent des éléments de réponse à cette problématique. La surface de référence utilisée est dérivée des données de l'altimètre laser MOLA (Smith et al., 1999, 2001) : elle est définie en tant que surface équipotentielle à partir du niveau 0 de MOLA. Les MNT des autres caméras (HiRISE, CaSSIS, MOC ou HRSC) sont directement géoréférencés sur la surface équipotentielle extraite de MOLA, le but de l'opération étant de réduire un maximum la différence des moyennes d'altitude entre les deux (e.g. Sutton et al., 2015).

Ainsi, la principale cause d'erreur systématique relevée par Sutton et al., 2015 provient de l'ensemble des tremblements et distorsions provoqués par le satellite lui-même, appelé *jitter* ("gigue" en est peut-être une traduction imparfaite). Cet effet est largement

minimisé par des algorithmes de correction ; toutefois, il peut en subsister quelques résidus, notamment pour des MNT (Sutton et al., 2015). Nous choisirons d'ignorer cet effet dans la modélisation des erreurs, dans la mesure où sa grande longueur d'onde comparé à sa faible amplitude ne sont pas à même de modifier significativement nos valeurs de pentes. Prenons le cas HiRISE étudié par Sutton et al., 2015 : les ondulations dans la différence d'altitude créées par l'effet de *jitter* sont d'une amplitude d'environ 4 à 6 m sur des distances d'une dizaine de km. A supposer que la surface "vraie" (sans erreurs dues à l'effet de *jitter*) soit plate, la pente artificielle dans la direction de l'onde causée par l'effet serait en moyenne égale à  $0.03^\circ$ . L'effet sur les pentes est donc très faible.

Aussi, des problèmes dans les algorithmes de correspondances d'éléments de surface (*stereomatching algorithms*), nécessaires dans l'élaboration des MNT par stéréophotogrammétrie, peuvent survenir dans des zones avec des surfaces visuellement homogènes. C'est notamment le cas dans des zones poussiéreuses avec peu de rochers visibles ou au niveau de zones d'ombres, le contraste n'étant pas assez fort pour distinguer des éléments notables de la surface. Dans le cas de HiRISE, des corrections sont appliquées *a posteriori*, avec des zones présentant des facettes triangulaires relativement visibles. D'autres artefacts peuvent se présenter (voir le [site de l'équipe HiRISE](#) et Kirk et al., 2008, leur figure 13) et sont visibles plutôt facilement lorsque des cartes de paramètres topographiques comme la pente sont calculées. Nous considérerons que nos MNT synthétiques seront libres de toute source d'erreur liée aux problèmes de correspondances dans le processus de stéréophotogrammétrie, dans la mesure où ces zones sont assez restreintes dans l'espace et discernables, bien que difficiles à corriger. Les contraintes sur les pentes que nous présenterons à la fin de ce chapitre seront donc applicables uniquement pour les zones n'ayant pas ce genre d'artefacts visibles.

En résumé, le *jitter*, qui est la source d'erreur systématique principale, est de faible amplitude et ne devrait pas affecter significativement nos valeurs de pente. Les problèmes d'artefacts, eux, restent marginaux et discernables pour les utilisateurs habitués aux MNT (et attentifs aux sources d'erreur et aux problématiques de précision des données!). C'est pourquoi nous émettrons l'hypothèse que les erreurs principales pour les MNT sont les erreurs aléatoires. C'est ce que Sutton et al., 2015 appellent le bruit du MNT (*image noise*), et qui peut être causé par un ensemble de phénomènes plus ou moins contraints, comme le bruit lié à l'électronique du système ou la quantité de particules dans l'atmosphère. Ce bruit est également de très courte longueur d'onde par rapport au *jitter*, ce qui implique que son impact sur les valeurs de pentes locales sera plus important pour une même amplitude. Nous modéliserons donc uniquement cette source d'erreur pour nos MNT synthétiques.

La modélisation des erreurs aléatoires passe par la connaissance de la variabilité des mesures effectuées pour construire les MNT. La plupart des estimations de la variabilité

est réalisée par le calcul de la *Root Mean Square Error* (RMSE) par rapport à un MNT de plus haute résolution, ce dernier étant désigné comme le "terrain vrai" (*ground truth*, e.g. Kirk et al., 2003). Le "terrain vrai" peut être issu de caméras avec une meilleure résolution (HiRISE pour CaSSIS par exemple, Re et al., 2019), des données des rovers déjà sur place (MER pour Kirk et al., 2008) ou à défaut des modèles numériques de terrain créés selon d'autres méthodes (e.g. Kirk et al., 2003). La RMSE est égale à l'écart-type spatial, dans la mesure où elle est calculée pour comparer deux MNT dont la différence d'altitude moyenne doit être proche de 0. La RMSE de l'altitude  $z$  que nous appellerons  $z_{\text{RMS}}$  est reliée à la variance  $\sigma_z^2$  et la moyenne  $\bar{z}$  par l'équation

$$z_{\text{RMS}}^2 = \bar{z}^2 + \sigma_z^2. \quad (7.2)$$

En remplaçant les altitudes  $z$  par les différences d'altitude  $\Delta z = z - z_{\text{ref}}$  entre le MNT et celui de référence, et en supposant que  $\overline{\Delta z} = 0$ , on obtient bien

$$\Delta z_{\text{RMS}}^2 = \sigma_{\Delta z}^2,$$

soit  $\Delta z_{\text{RMS}} = \sigma_{\Delta z}$ . On peut donc définir l'incertitude reliée à l'erreur aléatoire comme étant l'écart-type de la distribution des valeurs de  $\Delta z$ . Pour compléter la terminologie, cette définition de l'incertitude est appelée incertitude-type. On prendra l'incertitude-type  $\sigma_{\Delta z}$  de chaque MNT comme étant  $2 \times \sigma_\epsilon$ . Les valeurs de ce paramètre ainsi que les caméras étudiées sont répertoriées dans le tableau 7.1, provenant de la première version de l'article consacré à ce sujet (annexes D.2). Le choix d'introduire un écart-type des erreurs synthétiques  $\sigma_\epsilon$  prendra tout son sens dans la partie suivante, qui traite de leur modélisation sur un MNT synthétique.

### 7.1.2 Erreurs spatialement indépendantes

Par souci de simplicité, supposons directement que nous avons un MNT synthétique totalement plat, avec une altitude de 0 m partout. Nous souhaitons y ajouter des erreurs verticales, du bruit de mesure, comme nous l'avons précédemment évoqué. Quelle est la distribution spatiale de ces erreurs? Dans le cas où notre étude s'attarde sur des zones libres de tout artefact connu sur les MNT réels, la distribution est assez libre. La composante de l'erreur systématique est supposée nulle : nous devons donc nous assurer que la moyenne des erreurs modélisées est nulle. Pour cela, nous allons modéliser les erreurs sur un grand nombre de pixels, soit une grille de  $100 \times 100 = 10\,000$  pixels, pour nous assurer de la stabilité des valeurs des différents paramètres statistiques, en incluant la moyenne et l'écart-type. La distribution limitante (e.g. Taylor, 1997), c'est-à-dire la courbe approchée pour un grand nombre de mesures, est typiquement en forme de cloche. La distribution



Caméra	$\Delta z_{\text{RMS}}$	Taille du pixel	$\widetilde{\Delta z}_{\text{RMS}}$	$\sigma_\varepsilon$
MOLA	0.375 m	463 m	$\sim 0.001$	0.1875 m
HRSC	10 m	50 m	0.2	5 m
MOC	$\sim 0.22$ px	$\sim 10$ m	$\sim 0.22$	1.1 m
HiRISE	$< 0.5$ m	1 m	$< 0.5$	0.25 m
CaSSIS	5 m	20 m	0.25	2.5 m

TABLE 7.1 – Tableau résumant les incertitudes sur les erreurs verticales  $\Delta z_{\text{RMS}}$ , la taille du pixel, l’incertitude verticale adimensionnée  $\widetilde{\Delta z}_{\text{RMS}}$  et l’écart-type utilisé pour générer les erreurs synthétiques  $\sigma_\varepsilon$ . Chaque valeur a été issue des contraintes produites par les études sur le sujet et pour chacune des caméras (MOLA avec Zuber et al., 1992; Smith et al., 1999, 2001; HRSC avec Neukum and Jaumann, 2004; Jaumann et al., 2007; Gwinner et al., 2009; MOC avec Kirk et al., 2003; HiRISE avec McEwen et al., 2007; Kirk et al., 2008; Sutton et al., 2015 et CaSSIS avec Thomas et al., 2017; Re et al., 2019).  $\sigma_\varepsilon$  est l’écart-type utilisé dans la modélisation des erreurs synthétiques, paramétré comme la moitié de  $\Delta z_{\text{RMS}}$ . Figure reprise et traduite de Millot et al., 2021, in prep.

la plus simple pour modéliser ce comportement est celle d’une loi normale. Les erreurs verticales suivront donc une loi de distribution gaussienne centrée en 0 (donc avec une moyenne égale à 0) et d’écart-type  $\sigma_\varepsilon$ , selon les valeurs répertoriées dans le tableau 7.1. Ainsi, on a

$$\varepsilon \sim \mathcal{N}(0, \sigma_\varepsilon^2), \quad (7.3)$$

pour chacun des pixels du MNT synthétique. Les valeurs des erreurs verticales modélisées sont indépendantes des valeurs des erreurs des pixels voisins : on émet ainsi l’hypothèse d’indépendance spatiale. C’est le cas le plus simple. La figure 7.2 présente la distribution des erreurs verticales adimensionnées  $\tilde{\varepsilon}_{i,j} = \varepsilon_{i,j}/(n \, dx)$   $n$  étant le nombre de pixels selon  $x$  et  $dx$  la largeur du pixel, pour un  $\tilde{\sigma}_\varepsilon = 2.5 \times 10^{-4}$  (selon la même normalisation que pour  $\tilde{\varepsilon}_{i,j}$ ). On observe le bruit aléatoire typique, sans corrélation spatiale, dont la longueur d’onde ne dépasse pas celle de la largeur du pixel. Cette première modélisation de la distribution des erreurs spatiales sera utilisée dans le premier cas d’étude de la partie résultats, en section 7.4.

### 7.1.3 Erreurs spatialement autocorrélées

**Corrélation spatiale - origine** La première loi de la géographie spatiale est énoncée par Tobler, 1970 selon les termes suivants :

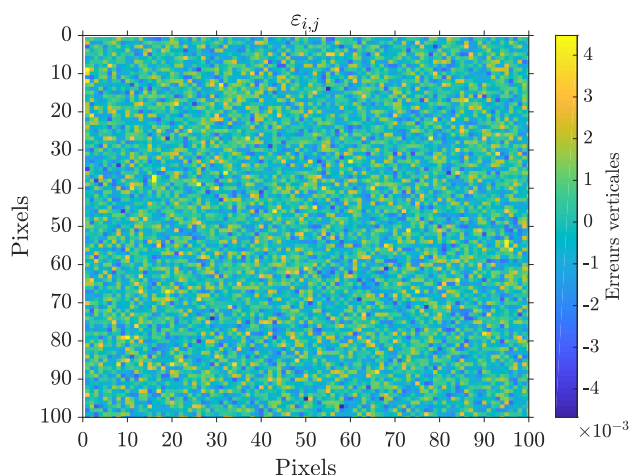


FIGURE 7.2 – Exemple de distribution spatiale d’erreurs aléatoires adimensionnées  $\tilde{\varepsilon}_{i,j}$  par la largeur de la grille, selon une loi normale avec écart-type adimensionné de  $\tilde{\sigma}_\varepsilon = 2.5 \times 10^{-4}$  et moyenne nulle.

“I invoke the first law of geography : everything is related to everything else, but near things are more related than distant things”.

L’article et la première loi de la géographie de [Tobler, 1970](#) aura une influence considérable sur l’évolution du domaine, rassemblant plusieurs milliers de citations à ce jour. Pour un même attribut, [Tobler, 1970](#) énonce que la proximité spatiale entre deux entités a une influence d’autant plus importante que la distance entre elles est faible : l’hypothèse d’indépendance spatiale n’est plus présumée. [Tobler, 1970](#) prend l’exemple de l’évolution entre les années 1930 et 1940 de populations autour de la ville de Ann Arbor, et précise que la croissance de la population de cette ville entre 1930 et 1940 est directement dépendante de la population de Ann Arbor de 1930, mais aussi des populations en 1930 de toutes les autres villes du monde. Dans la partie précédente, nous avons supposé que les erreurs verticales sur chacun des pixels d’un MNT suivaient une loi de distribution gaussienne, dont les valeurs des paramètres de la distribution étaient définies selon les contraintes fournies par les articles traitant de la précision des MNT. Les erreurs verticales attribuées à chacun des pixels ne s’influençaient pas entre elles : elles étaient spatialement indépendantes. Puisque nous ne disposons pas de contraintes sur la distribution des erreurs verticales, ces dernières peuvent obéir à l’hypothèse d’indépendance spatiale ; toutefois, il est communément admis que l’hypothèse de dépendance spatiale est plus vraisemblable. Dans cette partie, les erreurs verticales seront modélisées avec une autocorrélation spatiale. L’autocorrélation spatiale est une mesure de la similarité entre les attributs de régions voisines avec celle de référence. Dans le cas d’une variable continue comme l’erreur sur l’altitude, l’autocorrélation spatiale est :

- positive lorsque la variable présente des valeurs similaires regroupées dans une seule région ;

- négative lorsque des valeurs très différentes sont regroupées ;
- nulle lorsque les variations sont dues à un processus aléatoire (Le Gallo, 2000).

Une estimation de l'autocorrélation spatiale peut être effectuée en utilisant l'indice de Moran  $I$  (Moran, 1948), que nous expliciterons ultérieurement, après introduction des matrices de poids utilisées dans les modèles d'erreurs autocorrélées.

**Modèle d'erreurs autocorrélées** Dans notre cas, nous ne pourrions pas détailler tous les modèles théoriques décrivant un processus d'autocorrélation spatiale, le domaine étant assez vaste. Pour une revue plus exhaustive du sujet de la géographie statistique et des modèles autorégressifs, le lecteur peut se référer, par exemple, à l'ouvrage de Cressie, 2015. Nous avons fait le choix d'utiliser une méthode classique (e.g. Hunter and Goodchild, 1997) pour simuler des erreurs spatialement corrélées. Il s'agit du processus autorégressif suivant, qui introduit un paramètre d'autocorrélation  $\rho$  et une matrice de poids  $\mathbf{W}$ , ici exprimée en notation indicielle :

$$\varepsilon_i^{t+1} = \rho W_{ij} \varepsilon_i^t + e_i, \quad (7.4)$$

où  $\varepsilon$  est la distribution d'erreurs sous forme vectorielle, de dimension  $1 \times N$  avec  $N = n \times m$ ,  $n$  étant le nombre de pixels par ligne et  $m$  par colonne de la grille initiale,  $e$  est une distribution d'erreurs suivant une loi normale centrée réduite  $\sim \mathcal{N}(0, 1)$  de dimensions  $1 \times N$ .  $\mathbf{W}$  est une matrice carrée de dimensions  $N \times N$ , et le paramètre d'autocorrélation  $\rho$  est défini entre 0 et 1,  $\rho = 0$  indiquant une absence de corrélation spatiale. Le comportement de l'autocorrélation spatiale est directement relié à la définition de la matrice de poids  $\mathbf{W}$ , comme le décrit la section suivante.

**Matrices de poids** La matrice de poids  $\mathbf{W}$  peut être définie de façons multiples. L'étude que nous avons menée s'attardera sur deux définitions classiques de la matrice de poids : la matrice de contiguïté et la matrice de distance exponentielle inverse (e.g. McMillen, 1992; Hunter and Goodchild, 1997; Le Gallo, 2000). D'autres définitions existent, notamment concernant les matrices de distance, mais dresser une analyse exhaustive traitant l'ensemble des définitions de matrices de poids aurait été impossible. Les éléments de la matrice de contiguïté sont définis comme nuls pour des pixels non contigus et valent 1 pour des pixels voisins. En d'autres termes,

$$\begin{cases} W_{ij} = 1 & \text{pour les pixels contigus,} \\ W_{ij} = 0 & \text{sinon.} \end{cases} \quad (7.5)$$

Une représentation des poids de la matrice de contiguïté est réalisée dans la figure 7.3, partie gauche. Les poids de 1 sont placés sur les pixels partageant un côté commun avec

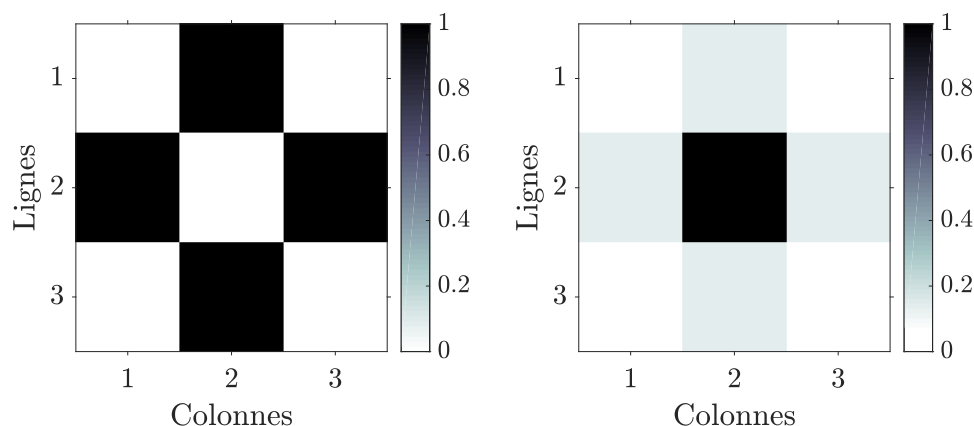
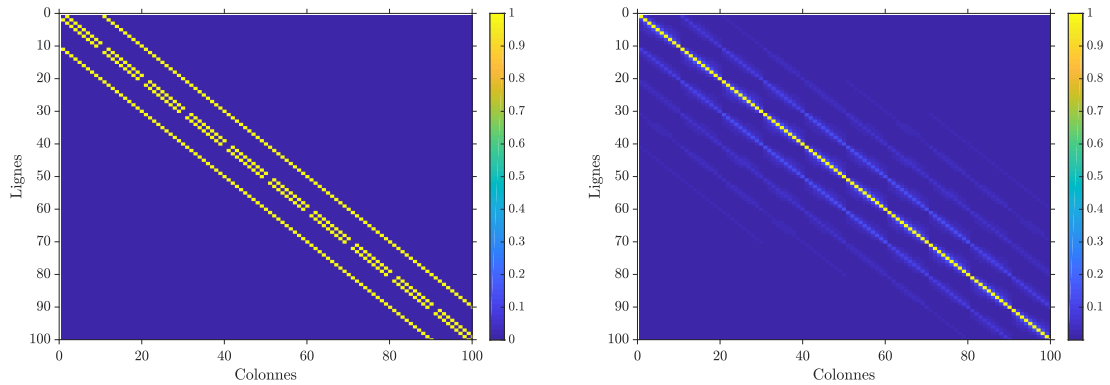


FIGURE 7.3 – Gauche : pondération issue d’une matrice de contiguïté pour le pixel central ; droite : pondération provenant d’une matrice de poids en loi exponentielle inverse, avec  $k = 2$ , également appliquée par rapport au pixel central. Les matrices sont définies pour un pixel de côté  $dx = 1$  (adimensionné).

le pixel central. Les autres pixels ne comptent pas dans la pondération. La seconde catégorie de matrice de poids incluse dans les modèles autorégressifs est celle de la matrice de distance. Nous nous focaliserons sur celui de la matrice de distance exponentielle inverse, simple à modéliser et largement utilisée dans le domaine. Les matrices de distance appliquent un poids décroissant avec une distance croissante. En ce sens, elles sont conformes à la première loi de la géographie de [Tobler, 1970](#) (“near things are more related than distant things”). La matrice de poids qui suit une loi en exponentielle inverse de la distance est exprimée comme suit :

$$W_{ij} = \exp(-k d_{ij}), \quad (7.6)$$

où  $k$  est un paramètre positif déterminé *a priori*,  $d_{ij}$  est la distance euclidienne entre deux pixels  $i$  et  $j$  telle que :  $d_{ij} = \sqrt{(y_i - y_j)^2 + (x_i - x_j)^2}$ . Une représentation de la pondération définie par un tel type de matrice est présentée figure 7.3, partie droite, pour un paramètre  $k = 2$  et une distance entre les pixels contigus de  $dx = dy = 1$  (adimensionnée par la largeur du pixel). Les plus forts poids sont attribués aux pixels les plus proches que sont les pixels contigus, à une distance de  $d = 1$ , puis aux pixels en diagonale à une distance de  $d = \sqrt{2}$ . Notons que plus la valeur du paramètre  $k$  est grande, plus la matrice de poids  $\mathbf{W}$  tend vers la matrice identité  $\delta$  telle que  $\lim_{k \rightarrow +\infty} W_{ij} = \delta_{ij}$ . Deux exemples de matrices de poids sont représentés dans la figure 7.4, où la partie 7.4a est la matrice de contiguïté définie pour une grille initiale de  $10 \times 10$  pixels, et la partie 7.4b est la matrice de distance exponentielle



(a) Matrice de contiguïté pour un MNT d'entrée de dimensions  $10 \times 10$  pixels. Les coefficients de pondérations prennent les valeurs 0 (en bleu) et 1 (en jaune).

(b) Matrice de la loi en exponentielle inverse pour un MNT de dimensions  $10 \times 10$  pixels. Le paramètre  $k$  est fixé à  $k = 4$ . Les coefficients de pondération sont entre 0 et 1.

FIGURE 7.4 – Exemples de matrices de poids utilisées dans le cadre de la génération d'erreurs autocorrélées.

inverse définie pour un paramètre  $k = 4$  et une largeur de pixel unitaire, pour une grille de dimensions  $10 \times 10$ . Remarquons que l'influence des pixels voisins est visible par la succession des diagonales parallèles à celle définie par  $W_{ij}$  dans la figure 7.4b.

Enfin, pour respecter la définition du paramètre d'autocorrélation  $\rho$  dont la valeur est comprise entre 0 et 1, les éléments des matrices de poids sont normalisés par la somme des valeurs des pixels avec des poids non nuls pour chaque ligne, selon l'expression

$$\tilde{W}_{ij} = \frac{W_{ij}}{\sum_j W_{ij}}. \quad (7.7)$$

**Génération des erreurs autocorrélées** Le modèle présenté dans l'équation (7.4) est récurrent : la distribution des erreurs à  $t + 1$ , soit le terme  $\varepsilon^{t+1}$ , est directement dépendant de la distribution des erreurs au temps  $t$ , soit  $\varepsilon^t$ . A  $t = 0$ , la distribution des erreurs est modélisée selon la loi normale avec hypothèse d'indépendance spatiale, présentée dans l'équation (7.3) et illustrée dans la figure 7.2. Des tests de stabilité sur les résultats et sur le nombre d'itérations nécessaires sur  $t$  ont été effectués pour chaque matrice de poids présentée. Les figures 7.5 et 7.6 montrent une estimation des erreurs, en utilisant respectivement les matrices de contiguïté et de distance exponentielle inverse, via des valeurs de RMS, à l'échelle du pixel ( $\text{RMS}_{\text{px}}$ ) et à l'échelle globale ( $\text{RMS}_{\text{Q}}$ ), en fonction du

nombre d'itérations  $n_t$  exécuté pour le modèle (7.4). Pour ne pas troubler la structure de ce chapitre, nous détaillerons dans une partie suivante la signification de ces termes. Il est simplement nécessaire de comprendre que  $\text{RMS}_{\text{px}}$  fournit une estimation des erreurs à l'échelle spatiale du pixel, et  $\text{RMS}_{\text{Q}}$  à l'échelle de l'ensemble de la grille. Ces deux descripteurs statistiques sont tracés en fonction de nombre d'itérations  $n_t$ , selon une échelle logarithmique (figures 7.5 et 7.6). Les calculs sont effectués pour un MNT synthétique avec une pente constante de  $30^\circ$ . Rappelons enfin que les erreurs en chacun des pixels sont quantifiées comme étant la différence entre la valeur calculée et la valeur réelle du MNT ( $30^\circ$  partout), conformément à notre définition explicitée dans la partie 7.1.1. En premier lieu, ces graphiques montrent la variabilité des valeurs de RMS pour un même nombre d'itérations  $n_t$ , en incluant les résultats de 100 modélisations différentes pour une matrice de poids donnée. La variabilité est contrainte à  $\pm 0.2^\circ$  pour  $\text{RMS}_{\text{px}}$  pour chacun des résultats, et à  $\pm 0.1^\circ$  pour  $\text{RMS}_{\text{Q}}$ . En second lieu, les valeurs moyennes des RMS évoluent également avec  $n_t$ . La figure 7.5 montre qu'avec un nombre croissant d'itérations jusqu'à  $n_t \sim 30$ ,  $\text{RMS}_{\text{px}}$  augmente, passant d'environ  $3.75 \pm 0.1^\circ$  à  $4.15 \pm 0.2^\circ$ , de même que  $\text{RMS}_{\text{Q}}$  dont la valeur augmente légèrement de  $0.15 \pm 0.1^\circ$  à  $0.2 \pm 0.1^\circ$ . Le cas de la figure 7.6, avec la matrice de distance en exponentielle inverse, est moins significatif que celui de la matrice de contiguïté : la valeur de  $\text{RMS}_{\text{Q}}$  reste stable, autour de  $0.25 \pm 0.1^\circ$ , tandis que  $\text{RMS}_{\text{px}}$  augmente légèrement, de  $4.4 \pm 0.1^\circ$  à  $4.5 \pm 0.1^\circ$ , autour de  $n_t = 5$ . Par conséquent, pour s'assurer de la convergence des valeurs de RMS et par extension des erreurs synthétiques, les modélisations des erreurs verticales des MNT synthétiques sont réalisées pour des  $n_t$  suffisamment grands pour assurer la convergence des résultats. Le nombre d'itérations minimal est donc fixé à  $n_t = 10$  pour la matrice de distance en exponentielle inverse et  $n_t = 50$  pour la matrice de contiguïté. L'effet du modèle (7.4) sur les valeurs des descripteurs statistiques tels que la moyenne ou l'écart-type a également été pris en compte. Le lecteur attentif aura remarqué que les figures 7.5 et 7.6 sont issues de modélisations avec respectivement  $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.375$  m et  $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.447$  m. Ces valeurs initiales ont été définies pour correspondre avec une valeur d'écart-type en sortie de  $\sigma_\varepsilon^{t=n_t} = 0.5$  m, dans le cas d'une étude des erreurs sur un MNT synthétique HiRISE (table 7.1). Il s'agit d'un effet bien connu des modèles autorégressifs : celui de l'hétéroscédasticité, c'est à dire la variation de la variance des termes d'erreurs. Pour correspondre avec les paramètres que nous avons définis à partir des études précédentes (table 7.1), les paramètres de variance ou d'écart-type initiaux ont été fixés à des valeurs plus faibles. Les valeurs choisies pour les variances initiales permettent de retrouver les valeurs estimées en sortie par les travaux sur les caméras grâce à l'effet de l'hétéroscédasticité.

Les distributions spatiales des erreurs modélisées sont présentées dans la figure 7.7, avec un paramètre  $\sigma_\varepsilon = 0.5$  m, pour une taille de pixel de 1 m. Les erreurs sont adimensionnées par la largeur de la grille  $L = n \text{ dx}$ . Le modèle d'erreur a. est créé en respectant

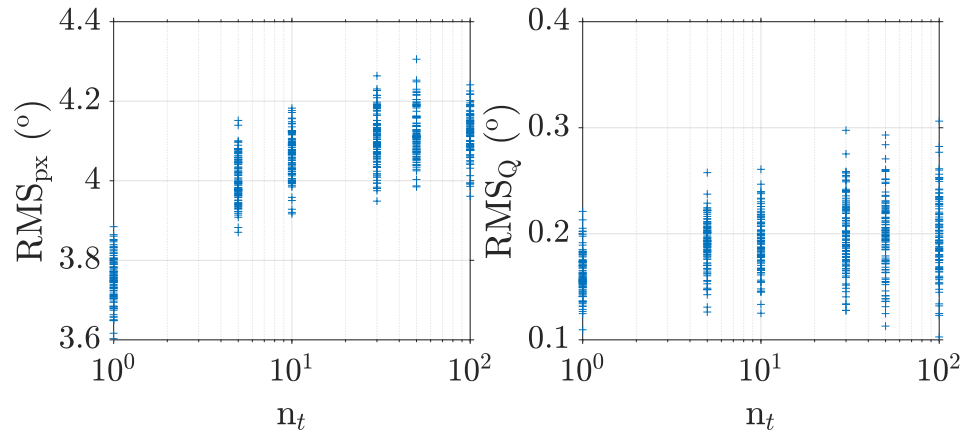


FIGURE 7.5 – Moindres carrés moyens en fonction du nombre d’itérations du code, pour chaque composante de l’information, pour une pente  $\theta = 30^\circ$  et un  $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.375$  m et suivant une loi de contiguïté pour la matrice de poids.

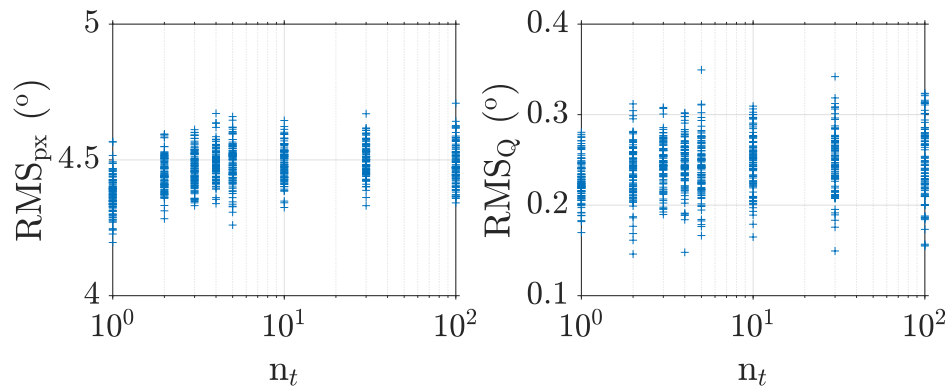


FIGURE 7.6 – Moindres carrés moyens en fonction du nombre d’itérations du code, pour chaque composante de l’information, pour une pente  $\theta = 30^\circ$  et un  $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.447$  m et suivant une loi en exponentielle inverse pour la matrice de poids.

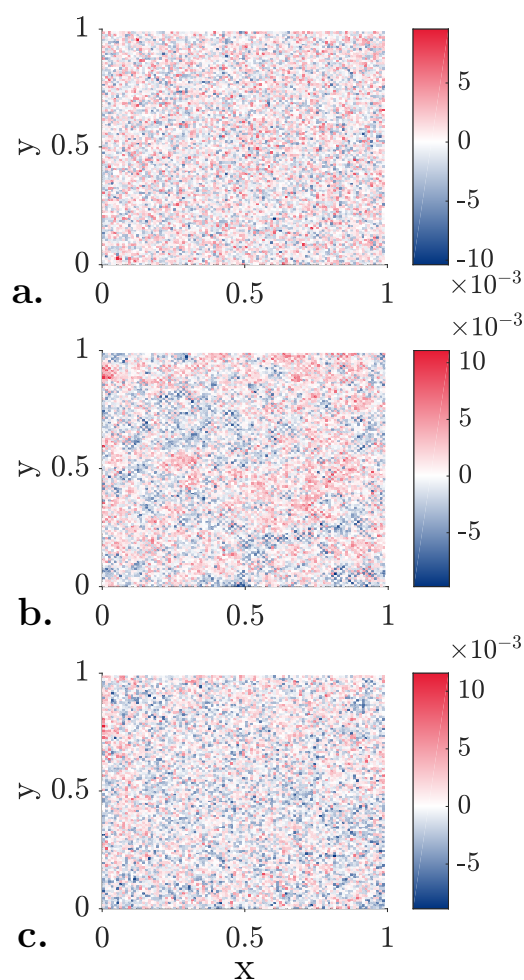


FIGURE 7.7 – a. Distribution des erreurs verticales  $\varepsilon$  avec  $\sigma_\varepsilon = 0.5$  m, pour une taille de pixel de 1 m, en admettant l'hypothèse d'indépendance spatiale. b. Distribution des erreurs verticales autocorrélées en utilisant une matrice de contiguïté (équation (7.5)). c. Distribution des erreurs verticales autocorrélées en utilisant une matrice de distance exponentielle inverse (équation (7.6)), avec  $k = 4$ . Pour chacun des résultats présentés, les erreurs sont adimensionnées par la largeur de la grille de départ, soit  $L = n dx$ .

l'hypothèse d'indépendance spatiale des erreurs, les modèles b. et c. sont pour les erreurs autocorrélées. Le modèle b. utilise une matrice de contiguïté et le modèle c. la matrice de distance en inverse exponentielle. Par rapport au bruit gaussien en a., les champs d'erreur b. et c. présentent des zones dans lesquelles les erreurs positives (en rouge) ou négatives (en bleu) sont rassemblées. Les textures de b. et c. diffèrent toutefois, le modèle b. présentant des motifs (*patterns*) de plus grande longueur d'onde que ceux du modèle c. On peut également remarquer que les motifs en b. ont parfois une apparence "en damier", ce qui est assez représentatif d'erreurs autocorrélées avec matrice de contiguïté.



**Estimation de l'autocorrélation** L'autocorrélation spatiale peut être estimée par l'indice de Moran (Moran, 1948), qui s'exprime, pour une variable  $x$  :

$$I_M = \frac{\sum_i \sum_j W_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_i \sum_j W_{ij}} \bigg/ \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^2}{N}, \quad (7.8)$$

où  $I_M$  est l'indice de Moran,  $\bar{x}$  est la moyenne arithmétique de la variable  $x$  et  $N$  est le nombre total de pixel, soit  $N = n \times n$  pour une grille carrée de côté  $n$ . Appliqué à notre distribution d'erreurs, la moyenne des erreurs  $\bar{\varepsilon}$  étant nulle car l'erreur systématique est supposée nulle, l'indice de Moran devient :

$$I_M = \frac{\sum_i \sum_j W_{ij} \varepsilon_i \varepsilon_j}{\sum_i \sum_j W_{ij}} \bigg/ \frac{\sum_i \varepsilon_i^2}{N}. \quad (7.9)$$

L'indice de Moran  $I_M$  a été calculé sur des fenêtres glissantes de  $5 \times 5$  pixels sur l'ensemble de la grille du MNT, dans la figure 7.8, pour une distribution d'erreurs selon la loi normale avec indépendance spatiale (a) et selon le modèle autocorrélé avec matrice de contiguïté (b). L'indice de Moran est calculé figure 7.8c et d. Les régions où la corrélation est positive, conformément aux définitions énoncées en 7.1.3, sont représentées en jaune ; à l'inverse, les régions bleues indiquent les corrélations négatives. Les zones vertes ne montrent ni corrélation ni anticorrélation. Assez logiquement, les zones de corrélation positive et négative sont beaucoup plus présentes pour la distribution d'erreurs autocorrélées (d) que pour les erreurs spatialement indépendantes. Les régions de corrélation négative, en bleu, correspondent aux motifs en damier, qui sont des successions de pixels à fortes valeurs positives puis à fortes valeurs négatives. Ce motif en damier est caractéristique des distributions d'erreurs autocorrélées avec matrice de contiguïté. Les régions de corrélation sont aussi beaucoup plus larges que celles trouvées pour la distribution d'erreur indépendantes (c), ce qui souligne bien l'effet du modèle autorégressif sur la corrélation spatiale.

## 7.2 Création de MNT synthétiques

La modélisation de la distribution des erreurs a été expliquée en détails. Il nous faut maintenant un MNT synthétique sur lequel les appliquer. Les MNT seront créés à l'aide d'un programme écrit sous MATLAB, capable de générer différentes géomorphologies typiques de la surface martienne. Le programme fait notamment appel aux bibliothèques SPICE

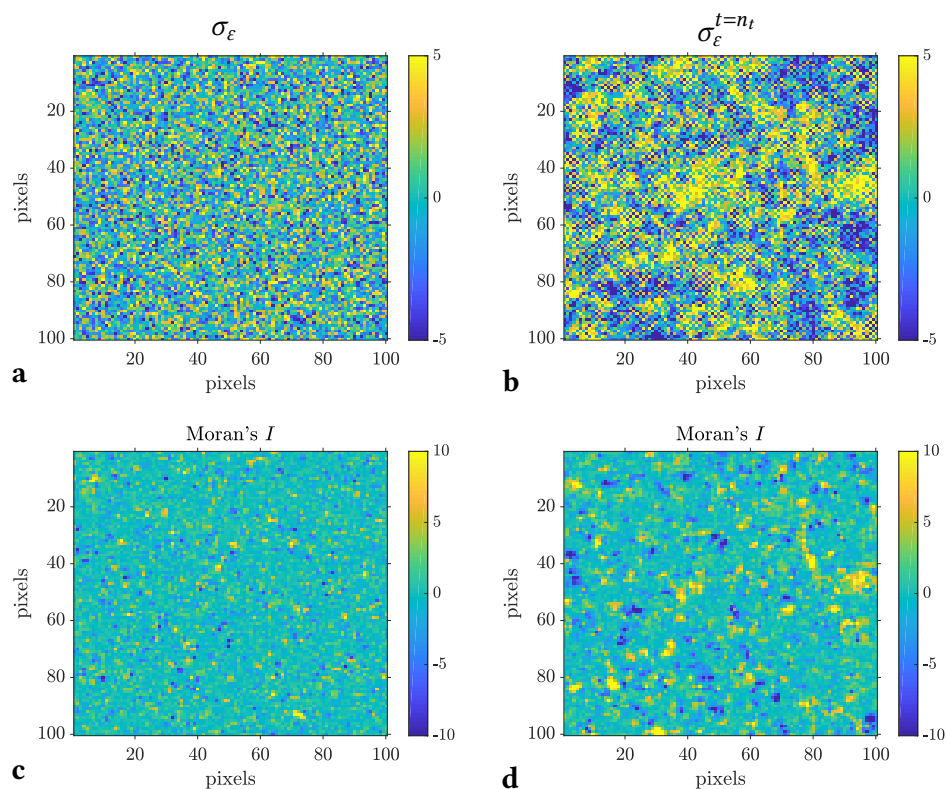


FIGURE 7.8 – a) et b) sont respectivement les distributions d'erreurs issues de la loi normale avec indépendance spatiale et de la loi d'erreurs autocorrélées avec matrice de contiguïté. c) et d) Indices de Moran calculés pour des fenêtres glissantes de  $5 \times 5$ . Les zones jaunes sont les corrélations positives et les zones bleues sont les corrélations négatives.

(Acton, 1996) et est capable de modéliser des cratères simples et complexes, des surfaces planes ou avec une pente constante, ainsi que des zones de chenaux, à partir d'un petit nombre de paramètres. Les formes modélisées sont directement basées sur les résultats des études de morphométrie, réalisées sur le cas de Mars. Nous détaillons comment les géomorphologies sont modélisées dans les sections suivantes.

### 7.2.1 Structures géologiques synthétiques et morphométrie

**Pentes** La structure la plus simple à modéliser est la surface avec une pente constante ou totalement plane. L'incrément en altitude  $\delta z$  pour une pente constante  $\theta$  est défini selon l'équation suivante :

$$\delta z = \tan \theta \delta x, \quad (7.10)$$

où  $z = 0$  m au niveau du point le plus bas.  $\theta$  peut prendre n'importe quelle valeur entre 0 et 90° (90° exclu), de façon à simuler une surface plane jusqu'à une surface quasi-verticale. Une rotation peut être appliquée au MNT synthétique de façon à ce que l'orientation de la pente soit modifiée. Ici, une rotation de  $\varphi = 270^\circ$  est utilisée de façon à obtenir une pente orientée à l'ouest.

**Cratères d'impact** La forme des cratères d'impact peut être créée à partir de polynômes de Legendre (Lherm et al., 2020). Par rapport à l'approche classique de la morphométrie, les polynômes ont l'avantage de pouvoir décrire n'importe quelle forme de cratère, simple ou complexe avec un même jeu de paramètres. Ils peuvent aussi s'utiliser pour construire des modèles d'évolution de forme de cratère, là où les équations provenant des études morphométriques décrivent une forme fixe dans le temps. Ainsi, conformément à la géométrie de la forme d'un cratère représentée dans la figure 7.9, le profil du cratère d'impact peut-être défini comme :

$$z(\alpha) = R \cos \alpha, \quad (7.11)$$

où  $\alpha$  est l'angle entre la verticale au centre du cratère et le rayon  $R$ . Le rayon  $R$  s'exprime

$$R = \sum_{n=0}^N a_n \tilde{P}_n(\cos \alpha). \quad (7.12)$$

Les termes  $\tilde{P}_n$  sont les polynômes de Legendre *shiftés* (décalés). Plus adaptés à la description de forme axisymétrique (comme un cratère d'impact) que les polynômes de Legendre classiques, les polynômes de Legendre *shiftés*  $\tilde{P}_n$  sont liés aux polynômes de Legendre  $P_n$

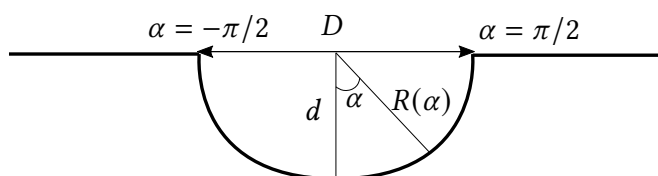


FIGURE 7.9 – Schéma de la forme du cratère d'impact modélisé par polynômes de Legendre avec les différents paramètres morphométriques associés.  $D$  correspond au diamètre,  $R(\alpha)$  est le rayon en fonction de l'angle  $\alpha$  et  $d$  est la profondeur maximale.

par l'expression  $\tilde{P}_n(x) = P_n(2x + 1)$ .  $\tilde{P}_n$  sont de degré  $n$  et  $N$  est le degré du polynôme de Legendre le plus haut. Chaque forme du cratère, simple et complexe, est modélisée par une décomposition en polynômes de Legendre *shiftés* jusqu'à l'ordre  $N = 2$ . Les cratères simples et complexes sont définis suivant le profil

$$z(\alpha) = [a_0\tilde{P}_0(\cos \alpha) + a_1\tilde{P}_1(\cos \alpha) + a_2\tilde{P}_2(\cos \alpha)] \cos \alpha. \quad (7.13)$$

Les coefficients  $a_n$  sont directement reliés aux équations provenant des études sur la morphométrie des cratères d'impact, dans le but d'obtenir une forme générale respectant les proportions. Pour un cratère simple, la loi d'échelle résultant du travail de [Watters et al., 2015](#) est la suivante :

$$d = 0.205 \pm 0.012D^{1.012}, \quad (7.14)$$

où  $d$  est la profondeur maximale du cratère en km et  $D$  le diamètre, également en km. L'étude des cratères simples de [Watters et al., 2015](#) a été réalisée en utilisant des données de MNT HiRISE, puisque les cratères simples sont restreints à de faibles diamètres : la couverture spatiale d'une image HiRISE est souvent suffisante pour les cratères simples, et les MNT ont une meilleure résolution spatiale. En effet, la transition entre cratère simple et cratère complexe est estimée autour de 6-7 km ([Melosh, 1989](#)) : les lois d'échelle pour les cratères simples s'appliquent donc pour des cratères avec un diamètre  $D < 6$  km. Des études à plus large échelle ont également été menées (e.g. [Garvin et al., 2003](#)), concluant sur des lois d'échelles avec des coefficients légèrement différents. Pour les cratères complexes, plus larges, la meilleure source de données reste MOLA. Ses données sont utilisées dans l'étude de [Robbins and Hynek, 2012](#) pour établir la loi de morphométrie des cratères

complexes suivante :

$$d = 0.286D^{0.582} . \quad (7.15)$$

Les représentations des cratères synthétiques que nous montrerons au cours de ce chapitre présenteront toutes des variables adimensionnées, avec une profondeur adimensionnée  $\tilde{d} = d/L$  et un diamètre adimensionné  $\tilde{D} = D/L$ , avec  $L = n \text{ dx}$ . Les équations (7.14) et (7.15) permettent de contraindre les expressions des coefficients des polynômes de Legendre  $a_n$ , dans notre cas jusqu'à  $N = 2$ . En effet, les expressions des polynômes de Legendre *shiftés* jusqu'à l'ordre 2 et dans l'intervalle  $x \in [0, 1]$  sont

$$\begin{cases} \tilde{P}_0(x) = 1, \\ \tilde{P}_1(x) = 2x - 1, \\ \tilde{P}_2(x) = 6x^2 - 6x + 1. \end{cases}$$

Le changement de variable  $x = \cos \alpha$  avec  $\alpha$  l'angle entre la verticale et le rayon  $R(\alpha)$  (voir figure 7.9) implique que la profondeur maximale du cratère  $d$  s'exprime

$$d = R(\alpha = 0) = a_0 + a_1 + a_2 ,$$

et que le rayon en surface  $W = 1/2D$  vaut

$$W = R(\alpha = \frac{\pi}{2}) = a_0 - a_1 + a_2 .$$

En combinant ces deux dernières équations, on obtient

$$\begin{cases} a_0 = \frac{1}{2}(d + W) + a_2, \\ a_1 = \frac{1}{2}(d - W) . \end{cases} \quad (7.16)$$

Sachant que  $D = 2W$ , on exprime les équations (7.16) en fonction des lois morphométriques de [Watters et al., 2015](#) (équation (7.14)) et de [Robbins and Hynke, 2012](#) (équation (7.15)). Les équations intégrées dans la fonction MATLAB sont de la forme suivante pour les cratères simples :

$$\begin{cases} a_0 = \frac{1}{2} \left[ d - \left( \frac{d}{2^{1.012} 0.205} \right)^{1/1.012} \right] + a_2, \\ a_1 = \frac{1}{2} \left[ d + \left( \frac{d}{2^{1.012} 0.205} \right)^{1/1.012} \right] . \end{cases} \quad (7.17)$$

Pour les cratères complexes, la même opération aboutit à :

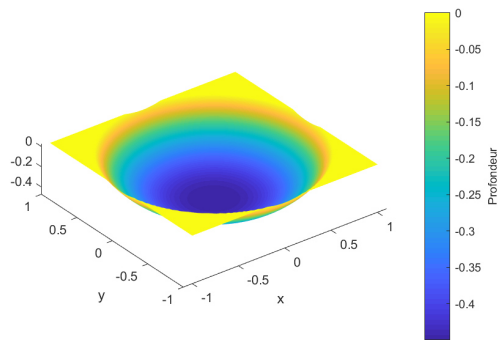
$$\begin{cases} a_0 = \frac{1}{2} \left[ d - \left( \frac{d}{2^{0.582} 0.286} \right)^{1/0.586} \right] + a_2, \\ a_1 = \frac{1}{2} \left[ d + \left( \frac{d}{2^{0.582} 0.286} \right)^{1/0.586} \right]. \end{cases} \quad (7.18)$$

Les équations des coefficients  $a_0$  et  $a_1$  des polynômes de Legendre sont simplement dépendantes de la profondeur maximale  $d$  ainsi que de  $a_2$ . En fixant  $d$  à une profondeur donnée (par exemple  $\tilde{d} = 0.4$ ), la forme du cratère final est simplement modifiée par la valeur de  $a_2$ . Quelques mesures de la hauteur du pic central pour des cratères complexes sur Mars (mesures personnelles et issues de la littérature, e.g. Craddock et al., 1997, le profil du cratère complexe "frais" de la figure 2) et du diamètre du cratère complexe permettent de fournir un rapport  $h_{cp}/D$ ,  $h_{cp}$  étant la hauteur du pic central, dans la même unité que le diamètre  $D$ . La valeur typique retrouvée pour les cratères complexes avec une forme caractéristique tourne autour de  $h_{cp}/D = 0.015-0.020$ . La hauteur du pic modélisé dans notre cratère synthétique est sensible à la valeur de  $a_2$ ; ainsi, le coefficient  $a_2$  est déterminé en respectant ce rapport typique de  $h_{cp}/D = 0.015-0.020$ . La valeur retenue pour  $a_2$  dans le cas d'un cratère complexe est  $a_2 = -0.0150$ . Dans le cas d'un cratère simple, la forme de bol typique de ce genre de cratère est privilégiée. La valeur de  $a_2 = 0.0250$  fournit d'assez bon résultats visuels (voir figure 7.10b). On peut dorénavant déterminer les coefficients  $a_0$  et  $a_1$  dans chacun des cas. Les coefficients  $A = [a_0 \ a_1 \ a_2]$  que nous avons déterminés pour un cratère simple ( $A_s$ ) et un cratère complexe ( $A_c$ ) sont

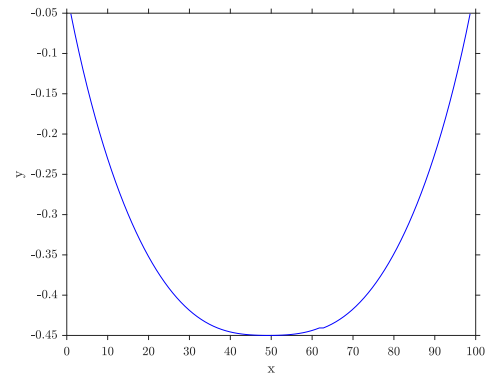
$$A_s = \begin{pmatrix} 0.7090 \\ -0.2840 \\ 0.0250 \end{pmatrix}, \quad A_c = \begin{pmatrix} 0.6299 \\ -0.2449 \\ -0.0150 \end{pmatrix},$$

pour une profondeur de cratère  $\tilde{d} = 0.4$ . La figure 7.10 rassemble quelques représentations des formes de cratère réalisées. Les parties 7.10a et 7.10b sont respectivement le MNT synthétique en 3D et le profil passant par le centre du cratère pour une forme simple, avec une profondeur maximale de  $\tilde{d} = 0.4$ . Les parties 7.10c et 7.10d sont identiques, pour la forme complexe. Les profils soulignent notamment les différences de topographie locale, notamment au niveau du pic central, absent pour la forme de cratère simple.

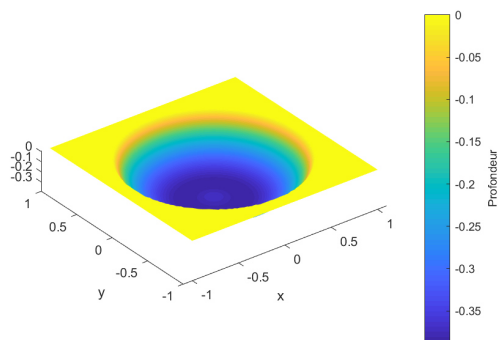
**Chenaux** L'approche morphométrique pour des structures de vallées ou de chenaux se concentre principalement sur des topographies de large échelle dans le cas martien,



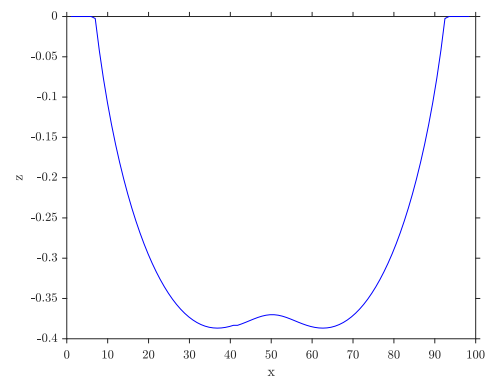
(a) Cratère simple.



(b) Profil du cratère simple.

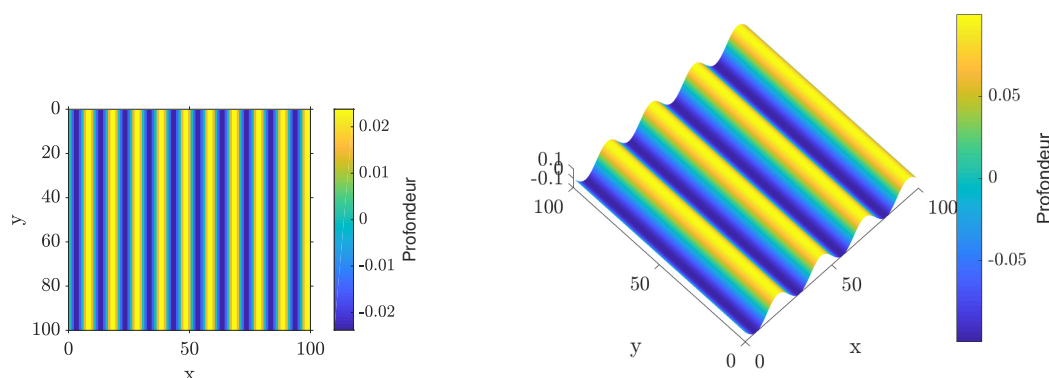


(c) Cratère complexe.



(d) Profil du cratère complexe.

FIGURE 7.10 – a) et b) MNT synthétique d'un cratère simple et profil topographique du cratère. Le cratère est modélisé pour une profondeur adimensionnée  $\tilde{d} = 0.4$ . c) et d) MNT synthétique et profil pour un cratère complexe de profondeur adimensionnée  $\tilde{d} = 0.4$ . Pour les profils, l'axe des abscisses  $x$  est en pixels.



(a) Formes de chenaux en vue du dessus avec un nombre d'onde  $k = 10$  et une profondeur adimensionnée  $\tilde{d} = 0.05$ .

(b) Formes de chenaux en vue 3D avec un nombre d'onde  $k = 4$  et une profondeur adimensionnée  $\tilde{d} = 0.2$ .

FIGURE 7.11 – Représentations 2D (7.11a) et 3D (7.11b) de diverses formes de chenaux, avec des paramètres d'entrée variables.

comme les réseaux de vallées de sapement et d'écoulements catastrophiques (e.g. Baker and Kochel, 1978; Williams and Phillips, 2001; Ansan and Mangold, 2013). Les topographies décrites par ces équations morphométriques sont de large échelle : les gradients topographiques restent, en moyenne, relativement faibles. Nous avons fait le choix d'étudier des gradients topographiques plus importants à échelle locale, associés à des structures de moindre taille comme les *gullies* (Malin and Edgett, 2000) et les topographies associées aux RSL (Chojnacki et al., 2016; Millot et al., 2021). Le signal de ces topographies a été étudié dans le chapitre 5, avec notamment la profondeur et la longueur d'onde de ces structures. Ainsi, les chenaux sont modélisés selon l'équation suivante :

$$z(x) = -\frac{1}{2}\tilde{d}_c \sin kx, \quad (7.19)$$

où  $k$  est le nombre de chenaux dans le MNT synthétique (nombre d'onde) et  $\tilde{d}_c = d_c/L$  est la profondeur moyenne adimensionnée des chenaux.  $L$  est la largeur du MNT. Le nombre de chenaux  $k$  et la profondeur moyenne  $d_c$  sont les deux paramètres qui peuvent être modifiés, pour créer des structures de plus ou moins grande taille. La figure 7.11 présente différentes vues des structures qui sont créées à partir de l'équation (7.19). La partie 7.11a présente une vue du dessus en 2D de chenaux de faibles largeur et profondeur (relativement à la taille du MNT), tandis que la partie droite 7.11b de la figure présente des chenaux de plus grande taille, dont la visualisation en 3D permet de voir les reliefs.



### 7.2.2 Protocole

La modélisation de la distribution des erreurs verticales ainsi que la création des MNT synthétiques selon différentes géomorphologies ont été décrites au cours des deux sections précédentes. Dans le but de déterminer l'effet des erreurs verticales d'un MNT sur des cartes de pentes, et plus précisément de quantifier les erreurs de pentes dérivées de la propagation des erreurs verticales sur ces même cartes, nous avons développé une méthode numérique mettant en jeu l'ensemble des outils précédemment décrits (MNT synthétique, distribution d'erreur indépendantes ou corrélées, calcul de pentes) pour effectuer cette analyse. Le lecteur (courageux !) ayant parcouru ce manuscrit depuis le début du chapitre 6 est maintenant suffisamment "équipé" pour que le protocole suivi dans l'analyse des erreurs de pente lui soit dévoilé. Ainsi, la figure 7.12 montre le déroulé de la méthode d'analyse numérique en cinq étapes :

1. la première étape (1.) est la création du MNT synthétique, selon les méthodes décrites dans la section 7.2.1. L'ensemble des valeurs d'altitude est connue pour chacun des pixels, avec une précision théoriquement parfaite — en réalité, il y a une imprécision numérique de très faible amplitude qui est négligeable. Une thèse est même consacrée à ce sujet (Pirus, 1997) ! Dans les sections suivantes, nous nous attarderons principalement sur des MNT synthétiques de pente constante pour la quantification d'erreurs ;
2. l'étape 2. consiste en l'ajout de la distribution d'erreurs, selon la méthodologie décrite en section 7.1.3, sur le MNT synthétique ;
3. l'étape 3. est une simple étape de visualisation du MNT synthétique "bruité" par l'ajout des erreurs de mesures et de vérification de l'autocorrélation si besoin ;
4. l'étape 4. est celle du calcul des pentes, selon les méthodes de calcul expliquées tout au long du chapitre 6, sous-section 6.2.3. Nous avons fait le choix d'utiliser la méthode de Horn, 1981, au regard de la présence par défaut de cette méthode dans des logiciels de SIG très utilisés par la communauté de chercheurs en sciences planétaires ;
5. l'étape 5. n'a pas encore été décrite. Elle consiste en l'estimation des différences de pente entre la carte issue du MNT synthétique "parfait" et celle provenant du MNT synthétique avec erreurs. Des estimateurs statistiques classiques seront utilisés pour retrouver les approches des études antérieures (e.g. Kirk et al., 2003) selon une méthodologie renouvelée pour prendre en compte les expressions des erreurs à différentes échelles spatiales, selon l'étude de Pontius et al., 2008.

La partie suivante sera ainsi consacrée à la description de la méthodologie de Pontius et al., 2008 et à son application sur nos MNT synthétiques.

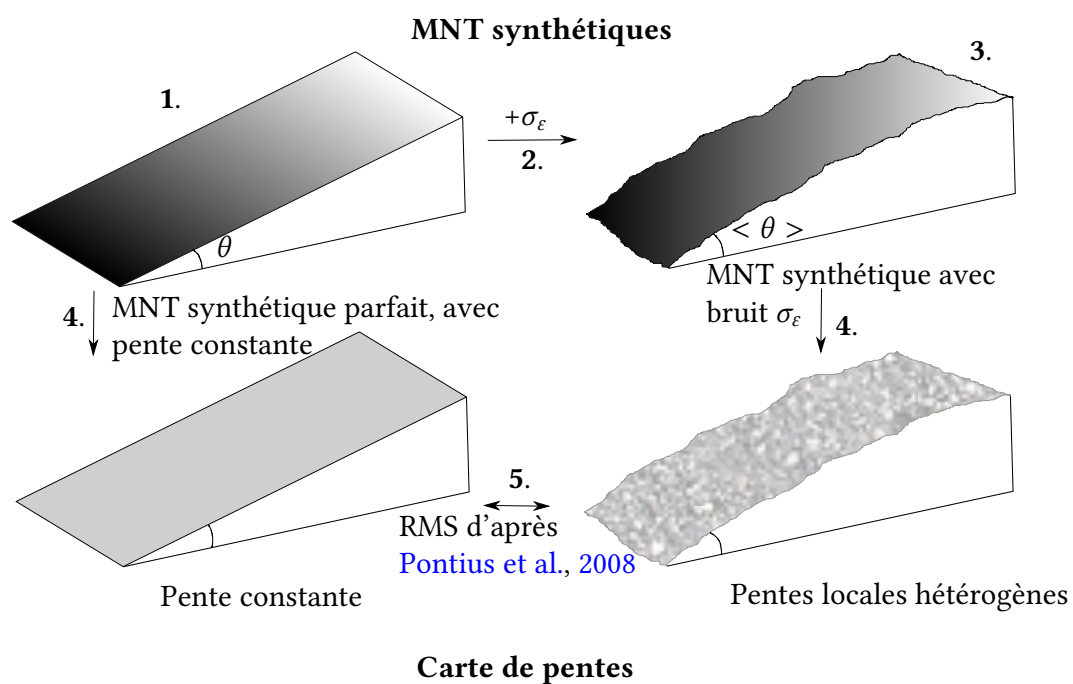


FIGURE 7.12 – Schéma du protocole de notre méthode numérique pour la quantification des erreurs de pente sur un MNT synthétique.

### 7.3 Estimation des différences entre deux cartes

Une méthode simple et rapide pour comparer deux cartes représentant une variable continue est présentée dans le travail de [Pontius et al., 2008](#). Elle a l'avantage de s'appliquer à une variable continue réelle, comme c'est le cas de la topographie ou des paramètres topographiques primaires, là où des techniques d'estimation de la précision d'une carte telle que le Kappa ([Cohen, 1960](#)) ou les matrices d'erreur (*error matrices*, e.g. [Congalton, 1991](#)) sont restreintes aux cartes avec des classes. [Pontius et al., 2008](#) séparent les différentes composantes de l'erreur en calculant les *Root Mean Square Errors* (RMSE) ou les *Mean Absolute Errors* (MAE) à des échelles différentes. Ces deux estimateurs permettent de calculer les différences d'une carte par rapport à une autre, cette dernière étant utilisée comme référence. En l'occurrence, la carte de référence ici sera la carte de pente provenant du MNT synthétique "parfait", sans bruit vertical, et la carte analysée celle issue du MNT avec erreurs verticales. On utilisera l'estimateur RMSE, pour comparer plus facilement avec les RMS des articles de [Kirk et al., 2003, 2008](#) par exemple. Les RMSE pour différentes échelles sont calculées selon les expressions suivantes, pour une grille de  $n \times m$  :

$$\text{RMS}_Q = \sqrt{\left[ \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (\theta_{ij} - \theta_{ij}^s)^2}{n \times m} \right]}, \quad (7.20)$$

où  $\text{RMS}_Q$  permet de quantifier les erreurs à l'échelle globale de la carte (erreur sur la quantité, selon [Pontius et al., 2008](#)).  $\theta_{ij}^s$  est la valeur de la pente calculée pour la carte de pente de référence pour le pixel de la  $i$ ème ligne et  $j$ ème colonne.  $\theta_{ij}$  est la valeur de la pente pour les mêmes indices  $i$  et  $j$  pour la carte issue du MNT avec erreurs verticales. De façon similaire,

$$\text{RMS}_{\text{px}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (\theta_{ij} - \theta_{ij}^s)^2}{n \times m}} - \text{RMS}_Q, \quad (7.21)$$

où  $\text{RMS}_{\text{px}}$  fournit une estimation de l'erreur sur la localisation ([Pontius et al., 2008](#)), soit l'erreur à l'échelle du pixel. La somme des deux composantes, dans le cas où aucune strate n'est définie (voir l'article de [Pontius et al., 2008](#) ainsi que notre démonstration selon la notation de l'article dans l'encadré 3), donne une estimation de l'erreur totale, soit

$$\text{RMS}_{\text{tot}} = \text{RMS}_{\text{px}} + \text{RMS}_Q. \quad (7.22)$$

Cette estimation de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  sera utilisée en tant qu'incertitude sur les calculs de pentes dérivés des MNT synthétiques avec erreur. La partie résultats présentera également les résultats pour les différentes composantes  $\text{RMS}_{\text{px}}$  et  $\text{RMS}_Q$ , dans le but de les lier avec les textures de cartes de pentes.

**Démonstration :** SASr = 0 si une seule strate est définie par carte.

Selon Pontius et al., 2008 :

$$SAPr = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (\bar{Y}_e - X_{ij})^2}{n \times m}} - SDPr - SDS - SDQ \quad (7.23)$$

et

$$SASr = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (\hat{Y} - X_{ij})^2}{n \times m}} - SAPr - SDPr - SDS - SDQ. \quad (7.24)$$

D'autre part,  $\bar{Y}_e = \hat{Y}$  si une seule strate est définie par couche, car la moyenne spatiale de la strate est égale à la moyenne de l'ensemble de la carte. On obtient donc

$$SAPr = SASr + SAPr$$

$$\iff SASr = 0.$$

ENCADRE 3 – Démonstration que la composante de l'erreur associée à la définition de plusieurs strates est nulle pour une seule strate.

## 7.4 Résultats

Cette partie présente les résultats issus de l'ensemble de nos calculs sur les MNT synthétiques. Elle reprend la structure de Millot et al., 2021, in prep., premier jet de l'article présenté en annexes D.2. Au cours de ce travail, nous nous sommes concentrés sur les caméras qui ont permis de construire des MNT par des méthodes de stéréophotogrammétrie. Les paramètres d'incertitudes-type verticales importants, pour chacun des instruments, ont été rassemblés dans la table 7.1. Dans un premier temps, le jeu de paramètre pour la caméra HiRISE sera utilisé (résolution spatiale de 1 m/pixel,  $\sigma_\varepsilon = 0.25$  m), en supposant une erreur verticale qui suit une loi normale comme exposée dans la sous-section 7.1.2, puis selon des lois autocorrélées comme expliquées dans la partie 7.1.3. Enfin, les résultats selon différentes caméras (MOC, CaSSIS, HRSC, HiRISE) seront confrontés pour déterminer la précision du calcul de pentes compte-tenu de la résolution spatiale typique des MNT produits par chacun des instruments.

### 7.4.1 Carte de pentes calculées à partir des MNT synthétiques avec erreurs aléatoires indépendantes

Les cartes de pentes ont été calculées pour les différentes géomorphologies décrites dans la sous-section 7.2.1, en considérant que les erreurs verticales suivent une loi normale avec erreurs spatialement indépendantes. Nous présentons ici les résultats pour des surfaces planes ou avec une pente constante, pour les deux formes de cratères (simple et complexe) ainsi que pour les morphologies de chenaux. La figure 7.13 présente un MNT synthétique (7.13A) avec une pente constante de  $\theta = 30^\circ$  (7.13B). La partie C présente le MNT synthétique avec ajout des erreurs verticales spatialement indépendantes, selon la méthodologie expliquée en 7.1.2 et la partie D est la carte de pentes issue de C. Enfin, les parties E et F sont respectivement les différences entre les cartes A et C, et B et D. On constate que lorsque du bruit gaussien (E) est ajouté sur le MNT synthétique (C), la carte de pente qui en résultent est significativement affectée (D et F). Des variations assez significatives de la pente apparaissent, avec des différences allant jusqu'à  $\pm 10 - 15^\circ$  lorsque les plus fortes erreurs verticales atteignent environ 75 cm (pour une résolution spatiale de 1 m, rappelons-le). Les plus fortes erreurs verticales, assez intuitivement, impliquent les plus fortes variations des valeurs de pentes. Les parties 7.13D et F soulignent également que des motifs de pente (*slope patterns*) apparaissent, représentés par des régions avec des valeurs supérieures (en rouge dans F) ou inférieures aux valeurs réelles (en bleu dans F). Ils sont étirés selon une orientation préférentielle, qui est perpendiculaire à celle de la ligne de plus grande pente, l'orientation de la pente étant ouest dans notre cas (soit vers la gauche de la figure). Les différences de pente entre les deux cartes, résumées dans la

partie F, atteignent 10-15° localement. Une seconde analyse des différences apportées par l'ajout de cette distribution aléatoire d'erreurs verticales est représentée dans la figure 7.14, dans le cas d'un MNT synthétique totalement plat (donc avec une pente  $\theta = 0^\circ$ ). Ce cas d'étude est particulièrement intéressant, notamment dans le cadre de l'analyse des pentes locales pour les sites d'atterrissage des *rovers*, puisque l'un des critères recherchés est celui de la sécurité et de la trafficabilité du rover. On recherche donc des terrains très plats (e.g. Quantin-Nataf et al., 2021). Comme prévu, les surfaces plates (7.14A) produisent des pentes locales nulles (7.14B). En revanche, lorsque les erreurs verticales (E) sont ajoutées au MNT synthétique (C), les pentes locales augmentent sensiblement (D) et de façon hétérogène. On observe l'apparition de motifs de pentes aléatoires, qui ne présente aucune orientation préférentielle, contrairement aux motifs de la figure 7.13F. Ce résultat implique qu'une pente moyenne plus importante est nécessaire pour observer l'apparition des motifs étirés selon la normale à la ligne de plus grande pente. Les plus fortes pentes sont autour de 15° et peuvent dépasser les 20° localement.

Des analyses ont également été menées sur les formes de cratère simples et complexes, comme précédemment décrites dans la sous-section 7.2.1. Les figures 7.15 et 7.16 soulignent comment les motifs de pentes s'alignent en fonction de la direction centripète de la ligne de plus grande pente, et confirment ce que nous avons déjà observé pour les MNT à pente constante. Les plus fortes variations de pente par rapport aux valeurs réelles attendues (7.15D et 7.16D) sont visibles dans les parties 7.15F et 7.16F. Elles montrent également que les plus fortes variations de pente par rapport aux valeurs réelles attendues se trouvent toujours sous la forme de successions de patches de fortes valeurs positives puis négatives. Les plus fortes disparités semblent contraintes aux valeurs de pente autour de 30-40°, comme le souligne la répartition des motifs qui recoupent les valeurs intermédiaires des parties 7.15B et 7.16B., représentées dans des teintes bleues et vertes. Le pic central de notre forme synthétique de cratère complexe, bien que tout à fait visible dans la carte de pentes à partir des données synthétiques sans erreur (7.16B), se retrouve noyé dans le signal à cause des erreurs verticales dans la carte de pente issue des données bruitées (7.16D). Cette observation met l'accent sur le fait que les topographies de petite échelle, comme le pic central du cratère complexe, sont plus sensibles que les topographies de grande longueur d'onde et de grande amplitude, comme le cratère en lui-même.

Enfin, les formes synthétiques de successions de chenaux ont aussi été étudiées. L'analyse de ces structures est résumée dans la figure 7.17, qui présente une succession de trois chenaux, d'une profondeur adimensionnée de  $\tilde{d}_c = 0.5$ . Les valeurs de pente calculées à partir du MNT synthétique sans erreur (7.17A) peuvent largement dépasser les 50° dans les pentes, alors que des valeurs plus faibles sont assez logiquement calculées au sein des vallées ou en haut des crêtes, lorsque la surface s'aplatit (7.17B). Les principales diffé-

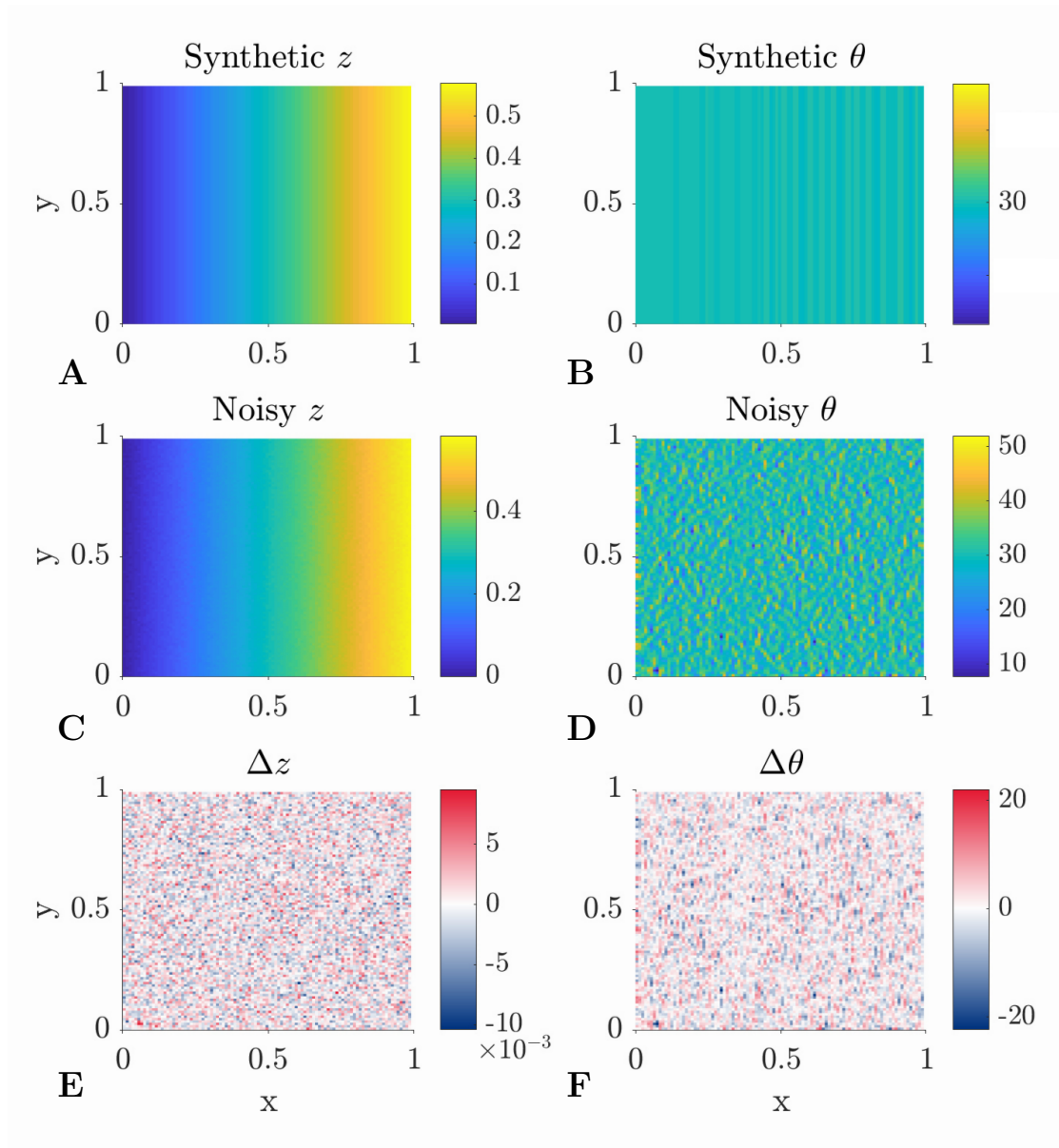


FIGURE 7.13 – Analyse de l’effet d’une erreur verticale aléatoire et spatialement indépendante sur un MNT synthétique avec une pente constante  $\theta = 30^\circ$ , reprenant les paramètres de résolution spatiale et d’estimation de l’incertitude verticale de la caméra HiRISE (McEwen et al., 2007). A) MNT synthétique sur une grille de  $100 \times 100$  pixels et B) carte de pentes issue de A). C) MNT synthétique avec bruit vertical gaussien et D) carte de pentes issue de C). E et F sont les différences pixel à pixel entre A et C, et B et D). Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

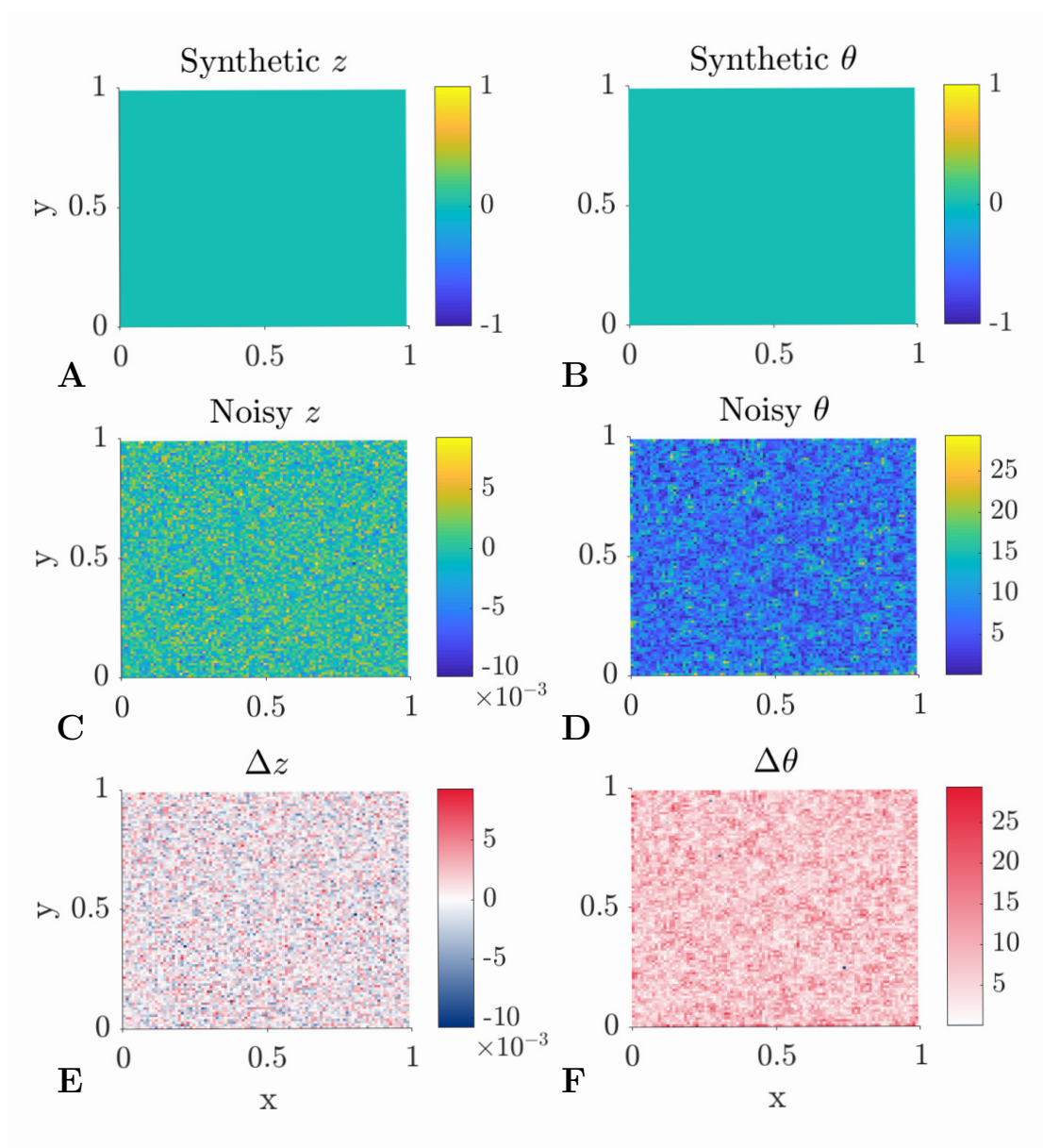


FIGURE 7.14 – Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec surface plane. La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.



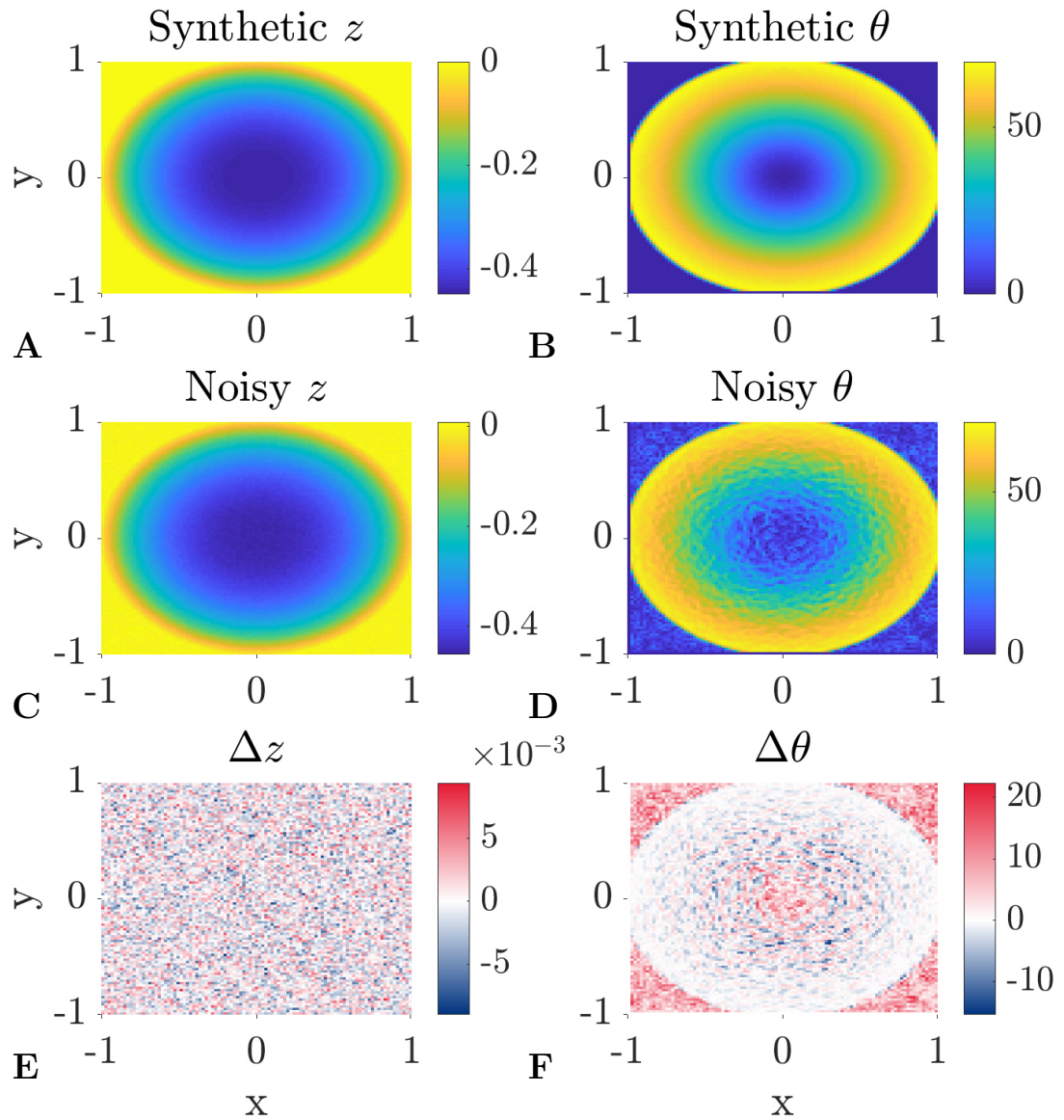


FIGURE 7.15 – Analyse de l’effet d’une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec un cratère simple, de profondeur maximale adimensionnée  $\tilde{d} = 0.4$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

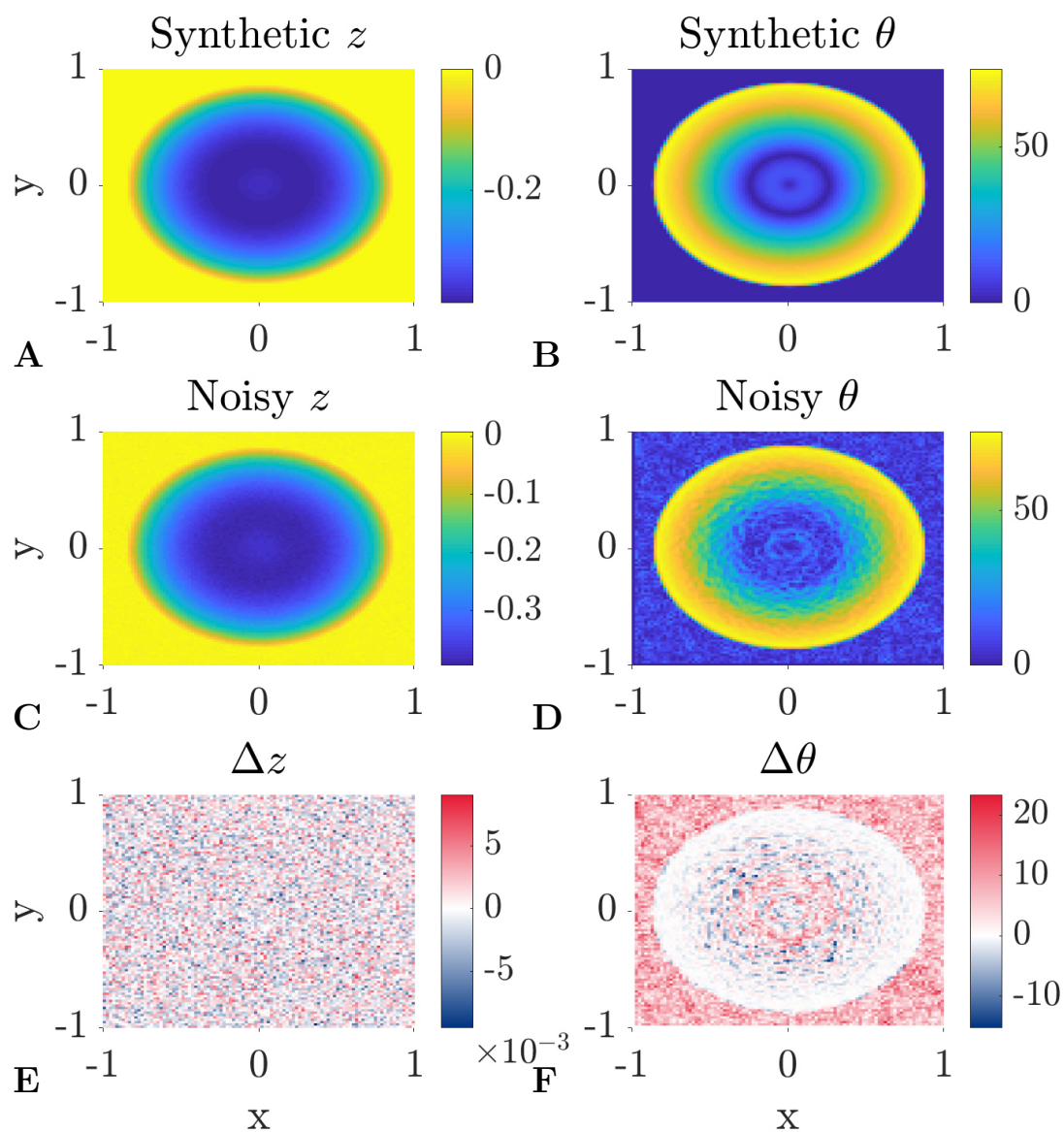


FIGURE 7.16 – Analyse de l’effet d’une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec un cratère complexe, de profondeur maximale adimensionnée  $\tilde{d} = 0.4$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

rences de pente entre les valeurs provenant du MNT synthétique sans erreur et celui avec erreur sont cantonnées aux valeurs sous les  $40^\circ$ . Ce résultat est cohérent avec les observations réalisées pour les autres géomorphologies présentées par les MNT synthétiques.

#### 7.4.2 Carte de pentes calculées à partir des MNT synthétiques avec erreurs autocorrélées

La partie suivante sera consacrée à l'évaluation de l'impact de l'autocorrélation des erreurs verticales (voir la partie 7.1.3) sur les valeurs de pente calculées. Les figures 7.18 et 7.19 présentent des cartes de pente réalisées à partir de la définition des erreurs verticales selon un modèle autorégressif exprimé dans l'équation (7.4). Ce modèle, qui introduit une corrélation spatiale des erreurs verticales, est étudié selon deux définitions de la matrice de poids  $W$  : la matrice de contiguïté et la matrice de distance en exponentielle inverse. Les calculs sont exécutés sur un MNT synthétique avec une pente constante de  $30^\circ$  orientée à l'ouest (la gauche de la figure), sur une grille de  $100 \times 100$ , de sorte que les variations spatiales de pente puissent être comparées avec les résultats présentés en 7.13 pour des erreurs spatialement indépendantes. Enfin, le paramètre d'autocorrélation  $\rho$  est fixé à une valeur de 0.99 pour permettre une convergence rapide du résultat. Ainsi la figure 7.18 présente les résultats du calcul de pente pour une matrice de contiguïté, avec la représentation du MNT synthétique avec erreurs autocorrélées en 7.18A et C, respectivement pour une surface plane et avec une pente  $\theta = 30^\circ$ , et les cartes de pentes en B et D, issues respectivement de A et C. La distribution des erreurs (partie A) de la figure 7.18 est sensiblement différente des distributions d'erreur spatialement indépendantes (parties E des quatre figures précédentes). Des régions d'erreurs positives ou négatives sont maintenant présentes, créées par le caractère autocorrélé des erreurs verticales. Ces zones sont souvent associées aux motifs en damier que nous avons définis dans la partie 7.1.3, qui sont des zones d'anticorrélation. Une de ces zones est visible par exemple au sein de la partie C de la figure 7.18, autour de  $x = 0.5$  et  $y = 0$  jusqu'à 0.25. L'autocorrélation ne semble pas induire de changements significatifs dans la structure des motifs de pente : ils présentent toujours un comportement aléatoire dans la figure 7.18B ainsi qu'un alignement selon la normale à la direction de plus grande pente pour la partie 7.18D. La longueur d'onde typique de ces structures ne varie pas sensiblement par rapport à ce qui a été observé sur la figure 7.13, leur taille n'excédant pas trois pixels dans la direction de la pente. La figure 7.19 est similaire à la figure 7.18, à la différence près que l'autocorrélation utilise une matrice de distance exponentielle inverse, décrite dans la partie 7.1.3. L'analyse visuelle de la distribution spatiale des erreurs modélisées indique que l'autocorrélation est moins importante que pour les erreurs générées avec une matrice de contiguïté (figure

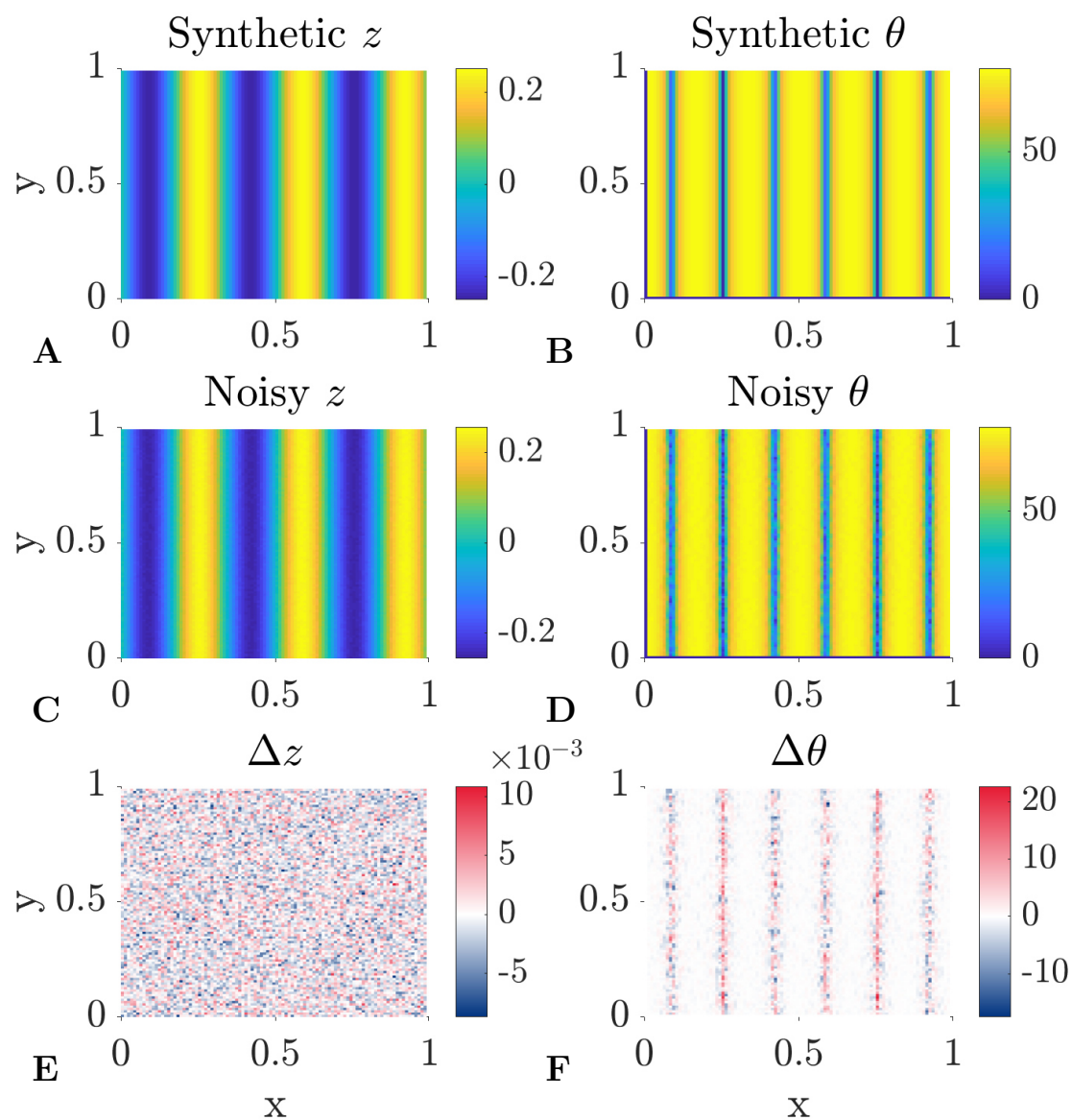


FIGURE 7.17 – Analyse de l’effet d’une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec succession de chenaux, avec une profondeur adimensionnée  $\tilde{d}_c = 0.5$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

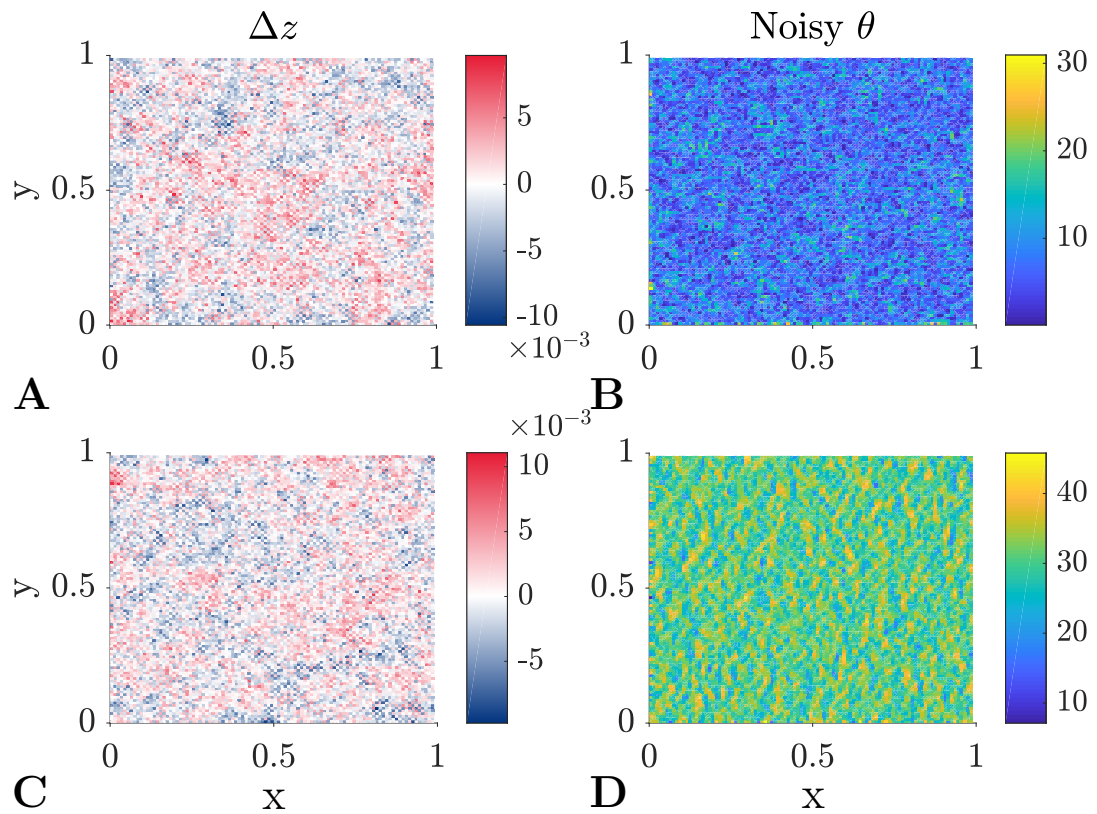


FIGURE 7.18 – A et C) Distributions de l’erreur verticale générées à partir d’une loi d’autocorrélation utilisant une matrice de contiguïté et B et D) carte de pentes dérivées respectivement d’un MNT plat bruité avec A et d’un MNT avec une pente  $\theta = 30^\circ$  bruité avec C). Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

7.18). Les zones d'erreurs positives ou négatives sont ici moins condensées. Toutefois, on observe de larges régions dans lesquelles les erreurs présentent préférentiellement des valeurs positives ou négatives, traduites par des agrégats de pixels rouges ou bleus. De plus, le motif en damiers précédemment relevé disparaît ici. De façon comparable aux résultats de la figure 7.18, les valeurs de pente calculées pour une surface plane (partie 7.19B) et avec une pente constante (partie 7.19D) ne présentent pas de divergence notable des résultats obtenus pour une modélisation supposant l'indépendance spatiale des erreurs (figure 7.13). Les structures caractéristiques des pentes ont toujours une répartition spatiale aléatoire dans le cas d'une surface plane et alignée dans la direction perpendiculaire à la pente dans le cas d'une surface avec une pente constante.

### 7.4.3 Estimations de la précision du calcul de la pente à partir de MNT martien

Cette partie sera consacrée à la production d'une estimation de l'incertitude du calcul des pentes, selon la méthode de Horn, 1981. Cette estimation est réalisée dans le but d'apporter des contraintes sur les erreurs de pente pour les études qui utilisent des données de topographie, et dont la partie interprétative repose sur la connaissance des pentes locales (par exemple, des processus gravitaires martiens, *slopes streaks*, avalanches ou RSL). La figure 7.20 montre les différentes composantes de l'incertitude, à l'échelle globale ( $RMS_Q$ ) et à l'échelle du pixel ( $RMS_{px}$ ). Elle est réalisée à partir du jeu de paramètres HiRISE, comme présenté dans le tableau 7.1, avec  $\sigma_\varepsilon = 0.25$  m et une résolution spatiale de 1 m/pixel, sur des MNT synthétiques avec une pente constante  $\theta^s$ . La loi d'erreur suivie pour aboutir au MNT avec erreurs est la loi normale  $\mathcal{N} \sim (0, \sigma_\varepsilon^2)$ , en admettant l'indépendance spatiale des erreurs verticales. Chaque barre verticale est créée à partir des calculs des RMS (partie 7.3) pour chaque composante de l'incertitude (équations (7.20) et (7.21)). Leur addition fournit une incertitude totale  $RMS_{tot}$ , qui permet l'estimation des erreurs de pente. La valeur de  $RMS_{tot}$  est calculée pour des MNT avec des pentes constantes en entrée  $\theta^s$  qui varient de 0 à 80°, selon des pas adaptatifs de 2° entre 0 et 10°, de 5° entre 10 et 50° et de 10° entre 50 et 80°. Ainsi, 17 cartes de pente sont calculées à partir de 17 MNT synthétiques bruités pour effectuer l'analyse de leurs composantes RMS. La figure 7.20 est un histogramme cumulé, où les barres oranges sont les valeurs de  $RMS_Q$  (équation (7.20)), et les barres bleues sont celles de  $RMS_{px}$  (équation (7.21)). Des illustrations du lien entre les valeurs des composantes RMS et de la texture des cartes de pente, sont présentées pour les valeurs de pente initiale de  $\theta = 0^\circ$  et  $30^\circ$ . Pour les faibles valeurs de pente, on constate que la composante principale de l'incertitude est  $RMS_Q$ , avec une forte contribution sur l'incertitude totale s'élevant à  $\sim 90\%$  de la valeur de  $RMS_{tot}$  pour une pente initiale de  $0^\circ$ . La représentation de la carte de pentes dans le coin supérieur gauche de

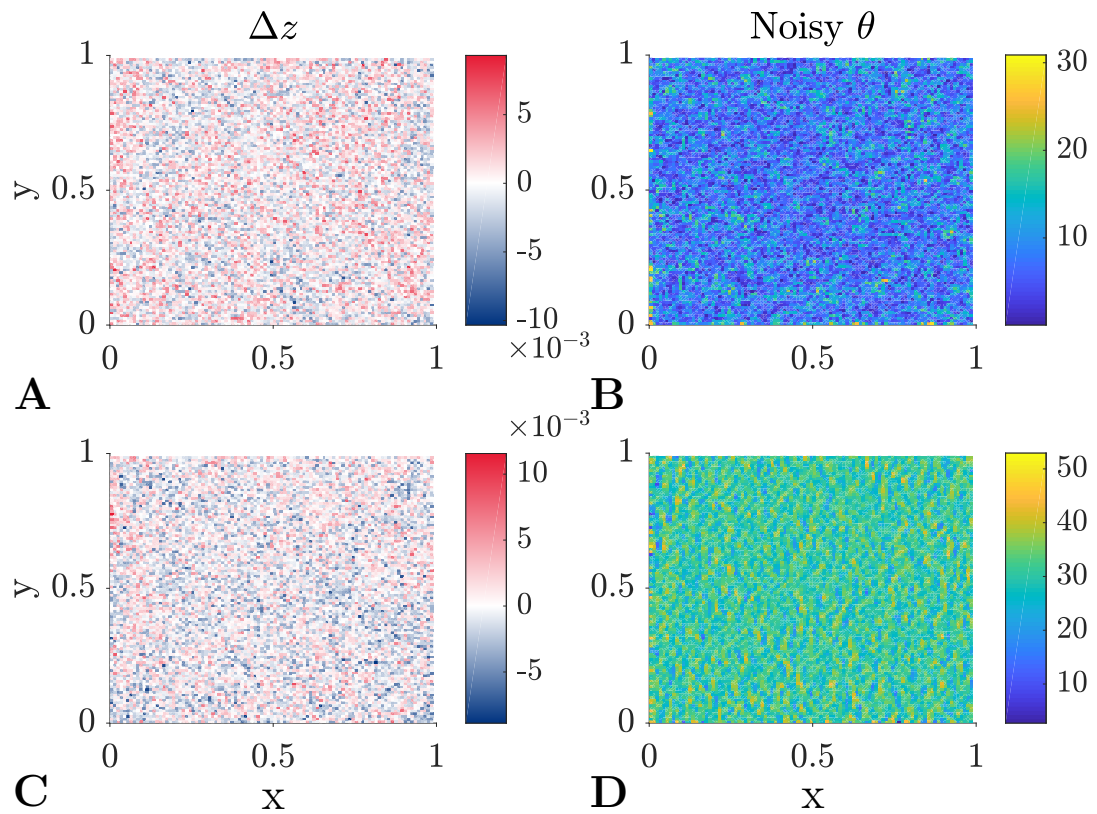


FIGURE 7.19 – A et C) Distributions de l’erreur verticale générées à partir d’une loi d’autocorrélation utilisant une matrice de distance exponentielle inverse et B et D) carte de pentes dérivées respectivement d’un MNT plat bruité avec A et d’un MNT avec une pente  $\theta = 30^\circ$  bruité avec C) Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

la figure 7.20 souligne que la valeur moyenne des pentes en sortie (i.e. les pentes sur le MNT avec les erreurs verticales) par rapport aux pentes en entrée (i.e. la pente constante sur le MNT synthétique sans erreur verticale, soit  $0^\circ$  dans ce cas-ci) est significativement plus élevée d'environ  $7.3^\circ$  pour ce jeu de paramètres. Alors que les valeurs des pentes en entrée  $\theta^s$  augmentent, la contribution de la composante  $\text{RMS}_Q$  diminue : sa contribution chute autour de 5% de l'incertitude totale pour une pente en entrée de  $\theta^s = 30^\circ$ . La valeur de  $\text{RMS}_Q$  devient négligeable lorsque  $\theta^s$  dépasse les  $40^\circ$ . Ainsi,  $\text{RMS}_Q$  fournit une information sur la différence de la valeur moyenne entre deux cartes ; dans notre cas, cette valeur nous renseigne sur la différence entre les valeurs de pente "réelles" (sans erreur verticale) et celles calculées. Sur la partie droite de la figure 7.20, la carte de pentes calculées pour une pente initiale  $\theta^s = 30^\circ$  est représentée. Nos calculs montrent que la différence moyenne de des pentes calculées par rapport aux pentes réelles est inférieure à  $0.2^\circ$ , d'où la valeur faible de  $\text{RMS}_Q$ . La principale composante de l'erreur provient de la valeur de  $\text{RMS}_{\text{px}}$ , c'est-à-dire la variation de la pente pixel à pixel.  $\text{RMS}_{\text{px}}$  se traduit donc dans la succession de motifs de pente rouges vers bleus ou bleus vers rouges, toujours le long de la direction de plus grande pente (la pente est orientée ouest, vers la gauche de la figure, comme précédemment). Pour les pentes supérieures à  $60^\circ$ , chacune des composantes,  $\text{RMS}_Q$  et  $\text{RMS}_{\text{px}}$ , voit sa valeur significativement diminuer pour devenir négligeable lorsque le MNT synthétique devient une surface quasiment verticale. Cet effet théorique ne rend probablement pas compte de ce qu'il se passe dans la réalité, car les erreurs sur les MNT, notamment dans les algorithmes de méthodes de stéréophotogrammétrie, sont importantes dans les zones de très fortes pentes. Nous en discuterons dans la dernière partie de ce chapitre.

Les différents jeux de paramètres présentés dans le tableau 7.1 pour les caméras HiRISE, HRSC, CaSSIS et MOC sont maintenant comparés en utilisant les valeurs de  $\text{RMS}_Q$  et  $\text{RMS}_{\text{px}}$  précédemment décrites. Les résultats sont rassemblés dans la figure 7.21, sous la forme d'histogrammes cumulatifs similaires à celui de la figure 7.20. Chaque histogramme représente le résultat moyen obtenu sur 1000 calculs (1000 histogrammes identiques à de la figure 7.20), avec une barre d'erreur de  $3\sigma$  ( $\sigma$  étant l'écart-type des valeurs de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  obtenues sur les 1000 calculs) présentant la variabilité des résultats — il s'agit donc d'une incertitude-type d'une incertitude ! Au sein de cette figure 7.21, chaque ligne représente les résultats pour un jeu de paramètres pour une caméra en particulier : de haut en bas, HiRISE (A, B et C), CaSSIS (D, E et F), MOC (G, H et I) et HRSC (J, K et L). Chaque colonne représente une loi d'erreurs, la colonne de gauche admettant l'indépendance spatiale des erreurs modélisées selon une loi normale (A, D, G et J), celle du milieu étant la loi autorégressive avec matrice de contiguïté (B, E, H et K) et celle de droite la loi autorégressive avec matrice exponentielle (C, F, I et L).

La caméra HiRISE est celle qui montre les plus fortes estimations d'incertitudes par



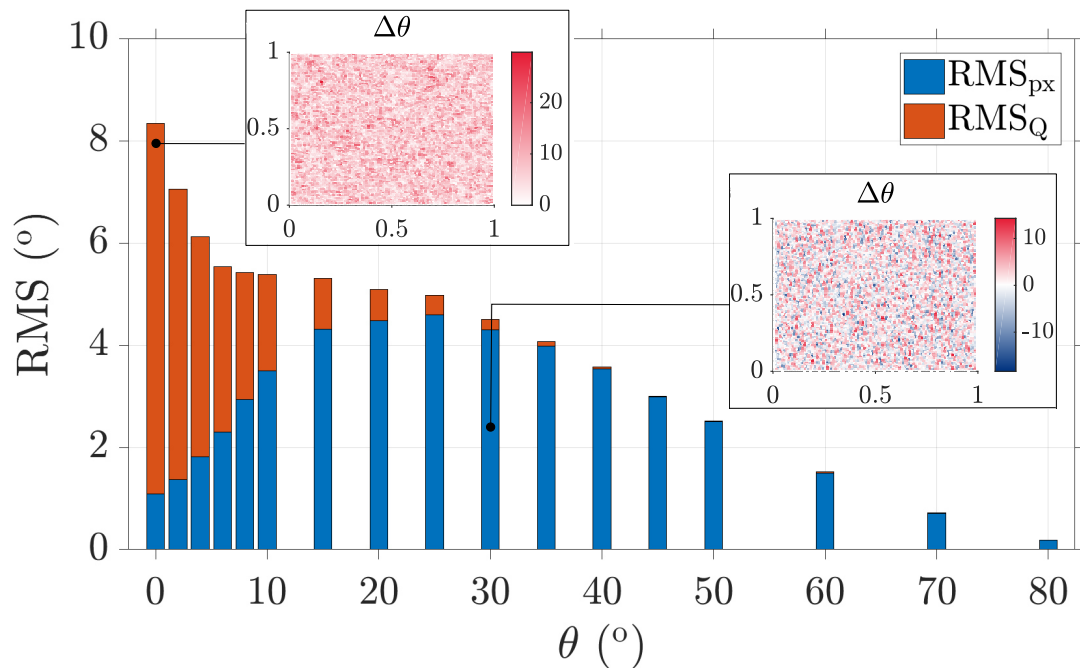


FIGURE 7.20 – Histogramme cumulé incluant les deux composantes de l'incertitude  $\text{RMS}_Q$  (en orange) et  $\text{RMS}_{\text{px}}$  (en bleu), en fonction de la pente  $\theta$  d'un MNT avec une pente constante. Le jeu de paramètre utilisé dans le calcul est celui de la caméra HiRISE (table 7.1). L'accent est mis sur les motifs de pente avec un MNT synthétique avec une pente de  $\theta = 0^\circ$  et  $30^\circ$ . Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

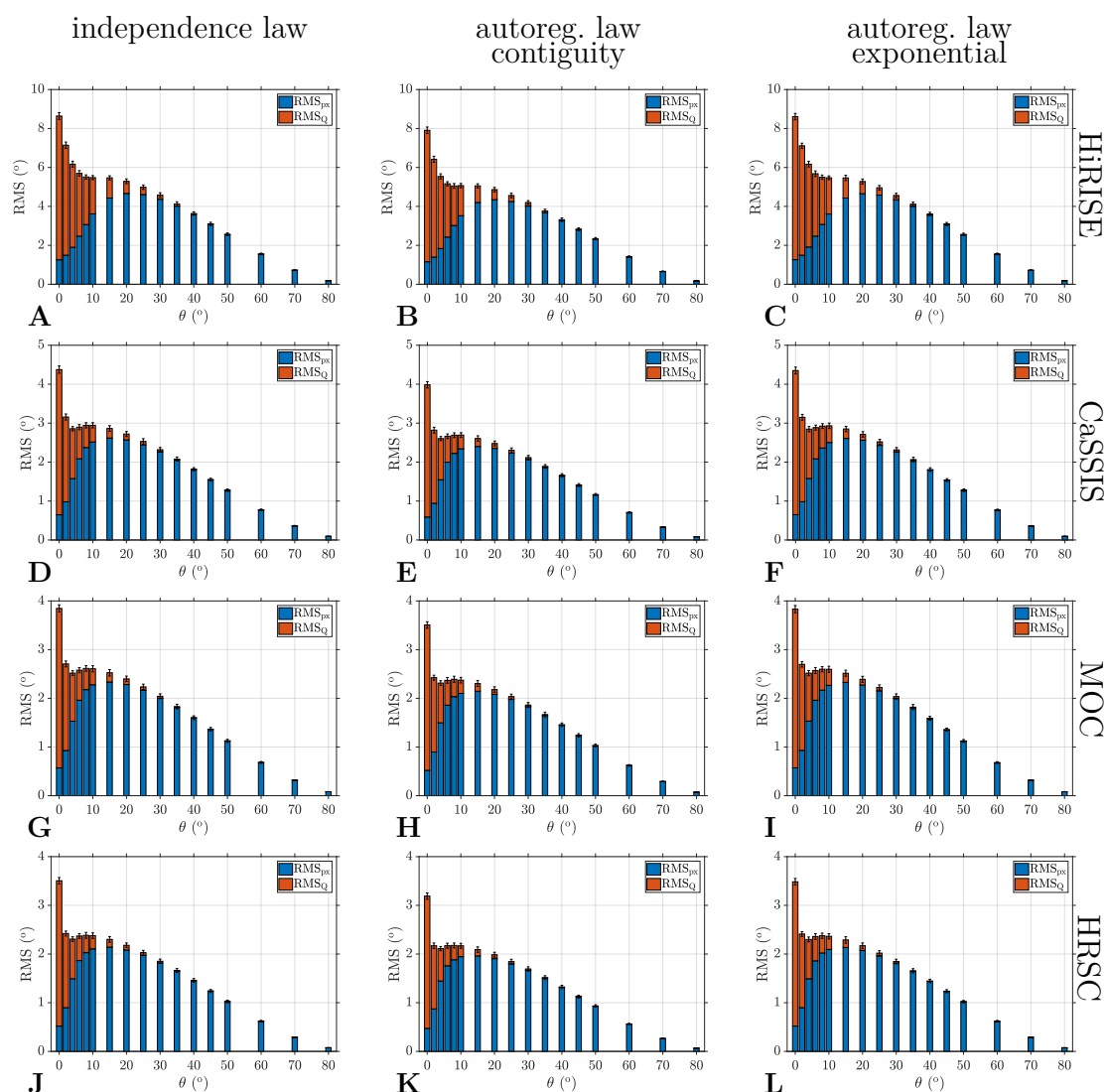


FIGURE 7.21 – Valeurs des composantes  $RMS_Q$  et  $RMS_{px}$  pour chacun des jeux de paramètres pour modéliser les incertitudes liées aux caméras martiennes. Les couleurs des histogrammes cumulatifs sont identiques avec celles de la figure 7.20. Les colonnes A) B) et C) sont respectivement les résultats moyens sur 1000 calculs avec le jeu de paramètres HiRISE à partir d’une hypothèse d’indépendance spatiale (A), d’une hypothèse de corrélation spatiale avec une loi d’autocorrélation utilisant une matrice de contiguïté (B), et d’une même autocorrélation spatiale mais avec une matrice de distance exponentielle inverse (C). D) E) et F) utilisent le jeu de paramètres CaSSIS, G) H) et I) celui de MOC et J) K) L) celui de HRSC. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

rapport aux autres caméras, avec des valeurs pour  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  atteignant les  $8^\circ$  pour un MNT avec une pente réelle sans erreurs verticales de  $0^\circ$ , que ce soit avec de l'autocorrélation spatiale des erreurs (7.21B et C) ou non (7.21A). Ce résultat est plutôt logique puisque HiRISE a la plus forte erreur adimensionnée  $\widetilde{\Delta z}_{\text{RMS}}$  (le ratio de l'erreur sur un pixel divisée par la largeur du pixel  $\Delta z/dx$ ), et sur laquelle les calculs d'incertitudes sont basés. Les valeurs d'incertitudes totales  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  maximales sont  $\sim 4\text{-}4.3^\circ$  pour CaSSIS (7.21D, E, F),  $\sim 3.5\text{-}3.9^\circ$  pour MOC (7.21G, H, I) et  $\sim 3.2\text{-}3.5^\circ$  pour HRSC (7.21J, K et L), à chaque fois pour les valeurs de pentes initiales à  $0^\circ$ . La forme globale des valeurs de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  ne varie pas sensiblement pour toutes les caméras : la valeur maximale est associée au MNT synthétique totalement plat, avec  $\theta^s = 0^\circ$ , puis  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  décroît avec l'augmentation de la pente jusqu'à un aplatissement de la courbe pour des pentes faibles (entre  $4$  et  $20^\circ$  environ), dont la position dépend de la caméra (HiRISE présente cet aplatissement légèrement avant les autres caméras). La composante pixel à pixel de l'incertitude,  $\text{RMS}_{\text{px}}$ , diffère également, principalement entre la caméra HiRISE et les autres caméras, puisque le pic pour cette composante  $\text{RMS}_{\text{px}}$  est situé autour de  $20^\circ$  pour HiRISE au lieu de  $\sim 15^\circ$  pour les autres. Ces divergences impliquent quelques variations relativement limitées dans le ratio des composantes de RMS, avec une part de l'incertitude dérivée de  $\text{RMS}_{\text{Q}}$  plus importante pour HiRISE. De façon assez surprenante, la définition de la loi pour modéliser les erreurs et des hypothèses de dépendance spatiale n'affecte pas significativement l'incertitude totale  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  pour une caméra donnée. On peut cependant relever que les erreurs autocorrélées selon une loi utilisant la matrice de contiguïté induisent une incertitude légèrement plus faible que pour les autres lois, d'environ 5 à 10%. Cet effet est plus visible dans la représentation des lois d'incertitudes proposée par la figure 7.22, qui rassemble les valeurs de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  en fonction des différentes caméras et pour les trois définitions du modèle d'erreur étudiées. La partie 7.22A résume les résultats sur HiRISE, la B ceux de la caméra CaSSIS, la C MOC et la D HRSC. La ligne continue présente les résultats de la loi d'erreur avec indépendance spatiale, la ligne en tireté est celle de la loi d'erreurs avec matrice de contiguïté et celle en pointillés celle de la loi d'erreurs avec matrice en distance exponentielle inverse (confondue avec la première). Les barres d'erreurs en  $3\sigma$  sont aussi représentées, et restent de faible amplitude par rapport aux valeurs de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$ .

## 7.5 Discussion

Les modèles d'erreurs que nous avons présentés ont été capables de retrouver les motifs de pente observés sur les données réelles (figure 6.1). Ainsi, nous interprétons les erreurs verticales comme étant une source probable des motifs de pente sur les MNT

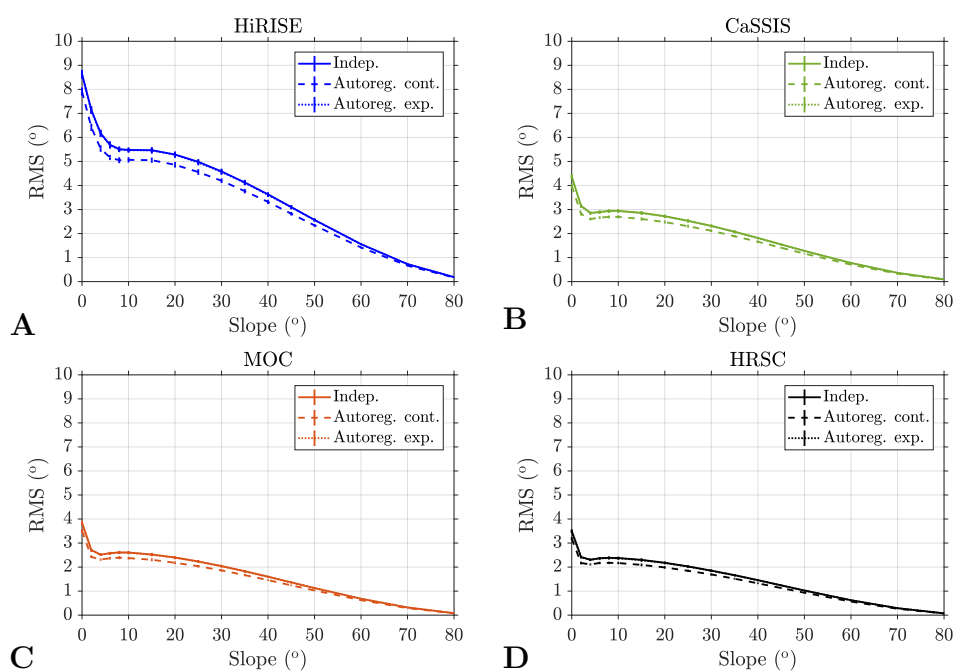


FIGURE 7.22 – Valeurs de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$  en fonction de  $\theta^s$  la pente synthétique réelle utilisée en entrée de nos calcul, pour des MNT synthétiques à pente constante. Ces lois d'incertitudes sur les pentes sont établies pour HiRISE (A), CaSSIS (B), MOC (C) et HRSC (D). Trois lois d'erreurs sont représentées, conformément à la figure 7.21. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep.

réels, notamment ceux alignés perpendiculairement à la direction de la pente. Cette interprétation est plutôt robuste puisque ces motifs sont présents dans les cartes de pente calculées selon l'ensemble des lois de distribution d'erreurs verticales que nous avons définies au cours de ce chapitre. L'étude de la texture des cartes de pente issues de différentes géomorphologies synthétiques a souligné comment les motifs de pente s'alignent en fonction de la ligne de plus grande pente, avec notamment une distribution qui suit la direction centripète de la pente au sein d'un cratère, ce qui correspond aux observations sur les MNT réels (figure 6.1). Les motifs de pente issus de nos MNT synthétiques sont toutefois moins convaincants pour les surfaces planes par rapport aux motifs de pente des données réelles pour les données provenant de CaSSIS (figure 6.1). Les différences dans la texture de ces motifs peuvent être expliquées par un mélange entre des erreurs verticales aléatoires et des topographies de petite échelle (du même ordre de grandeur que la résolution du MNT CaSSIS), car ces dernières induisent plus de variabilité dans les altitudes du MNT. Le bruit aléatoire dans la direction verticale a été précédemment avancé comme source d'une variabilité sur les MNT à l'origine de motifs aléatoires, notamment sur les MNT HiRISE (Kirk et al., 2008).

L'utilisation de MNT synthétiques nous a permis d'obtenir une distribution spatiale des erreurs de pente, et d'en sortir des lois d'incertitudes sur les pentes. La question est maintenant de confronter nos résultats avec ceux d'études antérieures, ayant utilisé d'autres méthodes pour effectuer de telles estimations. Les incertitudes sur les pentes pour les données issues de la caméra MOC ont été estimées dans Kirk et al., 2003 à partir d'estimations de RMS selon différentes *baseline* (lignes de base). Ces techniques se basent sur l'estimation des transformées de Fourier rapide (*fast fourier transform* ou FFT) pour contraindre la variabilité des pentes ( $\text{RMS}_\theta$ ) et l'inclure dans un estimateur statistique de l'incertitude sur les pentes. L'incertitude calculée est comprise entre  $\sim 1\text{-}3^\circ$ , valeurs cohérentes avec ce que nous retrouvons dans nos lois d'incertitudes pour la caméra MOC (7.22C). Les études de Heipke et al., 2007 et Kirk et al., 2008 utilisent les mêmes méthodes pour trouver  $\text{RMS}_\theta$ , et fournissent une estimation à  $\sim 5^\circ$  pour HRSC (avec une ligne de base de 50 m, comparable à la résolution que nous avons choisie dans notre étude d'après Gwinner et al., 2009) et à  $\sim 2^\circ$  pour HiRISE (à 1 m/pixel, Kirk et al., 2008). Nos estimations de l'incertitude de pente,  $\text{RMS}_{\text{tot}}$ , sont inférieures pour HRSC (autour de  $1\text{-}2^\circ$ ) et supérieures pour HiRISE (vers  $4\text{-}5^\circ$ ). Ces différences peuvent s'expliquer de multiples façons : l'erreur verticale, définie par l'écart-type des lois d'erreurs  $\sigma_\varepsilon$  (table 7.1), varie en fonction des données de MNT ; de plus, de légères variations de  $\sigma_\varepsilon$  peuvent provoquer des variations significatives dans les valeurs de pente et par extension dans le calcul de  $\text{RMS}_{\text{tot}}$ . Les sources potentielles d'erreurs sont multiples (e.g. Fisher and Tate, 2006). Nous prendrons l'exemple d'un MNT construit par méthode de stéréophotogrammétrie pour la suite. Par exemple, la stéréocorrélation entre deux images, de même que les méthodes d'interpola-

tion ou les étapes de triangulation sont toutes affectées par les *stereopipeline* (les successions de programmes/d'algorithmes permettant la création automatisée de MNT par stéréophotogrammétrie). *Ames Stereo Pipeline* (ASP, [Beyer et al., 2018](#)), SOCET SET (©BAE Systems, utilisé dans la construction de MNT HiRISE [Kirk et al., 2008](#)) ou 3DPD (pour les MNT CaSSIS, [Re et al., 2019](#)) sont trois exemples de *stereopipeline* utilisés pour des MNT de Mars. Les cas de ASP et SOCET SET ont été d'ailleurs étudiés par [Tebolt et al., 2020](#) pour la construction de MNT HiRISE (chapitre 3). Les auteurs de cette étude ont montré que les pentes calculées à partir de MNT produits via les *stereopipeline* ASP et SOCET SET diffèrent spatialement pour une même méthode de calcul, et pour les mêmes images HiRISE utilisées dans la construction du MNT, même si les pentes partagent une pente modale similaire. L'écart-type de la distribution des pentes locales varie significativement entre les deux méthodes ([Tebolt et al., 2020](#), voir leur figure 13). Ainsi, même si la structure globale des *stereopipeline* est comparable, les algorithmes pour traiter des problèmes de *jittering* ou les filtres de lissage employés peuvent différer et conduire à des résultats sensiblement différents. Aussi, les paramètres techniques des caméras sont variables, de même que les méthodes de création des MNT (stéréophotogrammétrie, photoclino-métrie et LiDAR sont trois exemples classiques). De telles différences conduisent à une complexification du problème dans l'estimation des erreurs verticales d'un MNT. C'est pourquoi, dans un premier temps, la génération d'erreurs verticales aléatoires et spatialement indépendantes sur nos MNT synthétiques semble le choix le plus acceptable (ou le moins inacceptable !) au regard de méthodes de production aussi variées.

Les erreurs verticales ont été définies comme étant normalement distribuées et indépendantes, en admettant que toutes les corrections ont été appliquées pour supprimer ou minimiser les erreurs spatialement corrélées. Cette décision est défendable théoriquement, puisque l'erreur globale sur une mesure est la combinaison d'une erreur systématique et d'une erreur aléatoire ; en supposant que les erreurs systématiques sont corrigées, il ne reste que la composante "erreur aléatoire", dont on peut supposer l'indépendance spatiale. Toutefois, cette dernière hypothèse est possiblement simpliste compte-tenu de la diversité des sources d'erreurs possibles (e.g. [Fisher and Tate, 2006](#)) qui conduisent à une variabilité spatiale des pentes. C'est la raison pour laquelle nous avons établi différents modèles de distributions d'erreurs, avec l'ajout de modèles présentant une corrélation spatiale, dans le but de déterminer l'effet d'erreurs similaires sur des pixels voisins. On peut se demander quelles sont les sources d'une telle corrélation spatiale des erreurs verticales, et si une telle corrélation existe, en analysant les méthodes de production des MNT par stéréophotogrammétrie. Par exemple, une étape de stéréocorrélation entre deux orthoimages est nécessaire dans les étapes de création d'un MNT par stéréophotogrammétrie. Cela implique de créer ce que l'on appelle des cartes de disparité, qui rassemblent les décalages entre deux pixels correspondants à la même zone pour les deux ortho-

mages. Toutefois, la qualité de ces cartes de disparité n'est pas forcément constante, à cause de conditions d'ensoleillement variables pour certaines régions, mais également dans les zones de faible contraste, comme les zones d'ombre ou avec des terrains homogènes comme du sable, dans lesquelles deux pixels correspondants sont difficiles à distinguer, ce qui peut conduire à des erreurs. Ce genre d'erreur, lié à un problème de correspondance spatiale entre deux pixels, est particulièrement présent dans des terrains avec de fortes pentes (par exemple des zones de falaises ou de vallées encaissées) à cause du manque de contraste induit par les ombres. C'est la raison pour laquelle on retrouve des zones d'interpolation dans les MNT produits par l'équipe HiRISE (Kirk et al., 2008) ou des zones de plus faible qualité dans la stéréocorrélation dans les MNT CaSSIS (Re et al., 2019). Ainsi, il apparaît que la corrélation spatiale des erreurs survient à partir de ces problèmes de stéréocorrélation.

L'utilisation des MNT synthétiques pour estimer des erreurs de pente peut également être discutée. L'une des principales différences, et qui nous semble justifier la pertinence de la méthode présentée ici, est notre connaissance (quasi-)absolue de la surface "vraie" ("quasi" car il y a une erreur numérique négligeable). L'altitude est donc connue en chaque point grâce à une approche analytique, traduite dans les expressions des équations (7.10), (7.13) et (7.19). L'ajout d'erreurs verticales est également parfaitement contrôlé et les erreurs sont connues pour chacun des pixels du MNT synthétique : ainsi, contraindre la propagation des erreurs du MNT sur celles de pente est assez simple, par rapport à des données réelles, où le signal des erreurs est "noyé" dans celui de la topographie, et difficile à extraire à l'échelle globale, et possiblement impossible à l'échelle du pixel.

Enfin, les méthodes de calculs de pente sont multiples : la quasi-totalité du chapitre 6 est consacrée à leur description ainsi qu'à leurs différences sur les pentes locales calculées. Rappelons quelques faits importants pour que cette discussion soit tout à fait complète. Nous avons fait le choix de nous concentrer sur la méthode de Horn, 1981, qui semble être une méthode largement utilisée dans les sciences planétaires. D'autres méthodes de calculs, qui utilisent des fenêtres mobiles de  $3 \times 3$  pixels, peuvent produire des résultats localement différents par rapport à la méthode de Horn, 1981 (voir les études de Skidmore, 1989; Hodgson, 1995; Jones, 1998; Raaflaub and Collins, 2006; Tang et al., 2013). Les différences entre toutes ces méthodes sont notamment fonctions du nombre de pixels inclus dans le calcul des dérivées spatiales locales de l'altitude ( $\partial z / \partial x$  et  $\partial z / \partial y$ , équation (6.7)). Lorsqu'un nombre plus faible de pixels est utilisé dans le calcul de la pente (par exemple 4 pixels, soit 2 selon deux directions données), la valeur moyenne de la pente en sortie sera plus grande, notamment dans les zones de pentes raides (e.g. Tang et al., 2013) ainsi que l'écart-type de la distribution des pentes (e.g. Raaflaub and Collins, 2006). Pour donner un ordre de grandeur, les variations de la pente moyenne peuvent atteindre  $\sim 8^\circ$  pour des MNT de haute résolution (Tang et al., 2013) entre deux algorithmes différents. Ainsi,

le choix d'une méthode peut provoquer des disparités qui sont au moins comparables aux erreurs de pente provoquées par l'ajout d'un bruit vertical sur un MNT HiRISE par exemple. Le choix d'une méthode de calcul doit donc s'effectuer en toute connaissance des divergences qu'implique un autre choix. Les lois d'incertitudes que nous avons proposées dans ce chapitre sont applicables uniquement dans le cadre d'un calcul des pentes par la méthode de [Horn, 1981](#).

## 7.6 Conclusion

Nous avons fourni des estimations des erreurs de pentes selon une nouvelle méthode numérique à travers l'élaboration de lois d'incertitudes. Des formes synthétiques de cratères, de chenaux et de pente ont été construites, et des erreurs verticales ont été ajoutées sur ces MNT synthétiques, selon les contraintes fournies par les études antérieures sur le sujet. Le calcul des pentes locales à partir des données synthétiques a conduit à la quantification des erreurs de pente, tant à l'échelle globale qu'à l'échelle du pixel. Les textures des cartes de pente provenant de MNT réels ont été reproduites avec succès dans nos calculs issus de données synthétiques. L'alignement des motifs de pente selon une direction normale à la ligne de plus grande pente a ainsi pu être observé et comparé aux données réelles. Ainsi, nous concluons que de tels motifs de pente sont induits par la présence d'erreurs verticales sur les MNT, erreurs qui peuvent être spatialement indépendantes ou présenter une autocorrélation. Les incertitudes de pente ont été estimées par le calcul des composantes du  $RMS_{tot}$ , selon la définition proposée par [Pontius et al., 2008](#), dans le but de les relier avec les textures de cartes de pente obtenues. Quatre jeux de paramètres, modélisant quatre caméras martiennes (HiRISE, CaSSIS, MOC et HRSC), ont été utilisés dans l'estimation des incertitudes. Nous avons trouvé que les incertitudes totales (i.e. les valeurs de  $RMS_{tot}$ ) les plus fortes sont restreintes aux pentes les plus faibles, tandis que les incertitudes pixel à pixel (i.e. les valeurs de  $RMS_{px}$ ) les plus fortes sont liées aux pentes moyennes, entre 10 et 40° environ. Nous recommandons l'utilisation de ces lois sur les pentes locales comme des premières estimations de l'incertitude de la pente dans les études sur la topographie. Des axes de continuité possibles autour de cette problématique incluraient l'étude de différentes méthodes de calculs des pentes (par exemple parmi celles présentées dans le chapitre 6), pour permettre une quantification de la propagation des erreurs et d'estimer les différences entre les algorithmes. On peut également proposer des MNT synthétiques avec d'autres morphologies, notamment en ajoutant des topographies de plus petite échelle spatiale, pour modéliser l'impact de rochers, de rides ou de dunes typiques des paysages martiens.



# Chapitre 8

## Perspectives et projets futurs

Les travaux réalisés au cours de cette thèse ont porté sur la relation entre les propriétés thermiques de la surface et la subsurface de Mars et l'activité des RSL sur différents sites, ainsi que sur la propagation des erreurs d'un MNT synthétique sur des cartes de pentes. Les grandes questions auxquelles nous avons tenté d'apporter des éléments de réponse sont les suivantes :

- les RSL sont-elles corrélées avec les plus hautes températures de l'année ? Est-ce que les variations de températures de surface et de subsurface sont cohérentes avec les mécanismes humides précédemment proposés ? Quelles sont les variations spatiales de température à l'échelle d'un MNT HiRISE ?
- quelle est l'incertitude de calcul sur les pentes locales, compte-tenu des estimations des erreurs verticales d'un MNT ? Comment la valeur de l'incertitude varie-t-elle avec différents paramètres de résolution spatiale et d'erreurs verticales ? Quelle est l'influence d'une corrélation spatiale des erreurs verticales sur les erreurs de pente ?

Les conclusions issues de chacune de ces études sont les suivantes :

- l'activité relevée sur les quatre sites à RSL étudiés ne correspond pas avec les périodes d'accroissement théoriques de la taille des structures lorsque l'on considère des mécanismes de fontes de glace d'eau ou l'écoulement de saumures. Seul le site du cratère Palikir présente des conditions thermiques globalement en accord avec les températures de fusion de l'eau liquide. A la lumière des résultats thermiques et des contraintes géomorphologiques (mesures de longueurs des *lineae* et descriptions par analyse d'images HiRISE), nos conclusions vont plutôt dans le sens d'une origine sèche plutôt que mettant en jeu de l'eau liquide. Nous avons également montré que certaines zones à RSL sont corrélées avec des topographies d'échelle métrique qui induisent une variation de l'ensoleillement local ;

- l'incertitude sur les calculs de pentes est de l'ordre de quelques degrés à l'échelle du pixel pour les caméras avec les meilleures résolutions (HiRISE, CaSSIS) et d'1 à 3° pour les caméras de résolutions spatiales inférieures (MOC, HRSC), avec une dépendance selon la valeur moyenne de la pente réelle. L'autocorrélation spatiale des erreurs verticales n'influence pas significativement la valeur de l'incertitude pour les lois et jeux de paramètres étudiés. Nous avons également montré que le choix de la méthode de calcul des pentes locales a une influence au moins aussi significative que les erreurs verticales d'un MNT sur les valeurs de pente calculées. Enfin, nous avons réussi à recréer des motifs de pentes observés dans les données, avec une orientation perpendiculaire à celle de la ligne de plus grande pente. Ces motifs proviennent des erreurs verticales du MNT et participent donc à l'incertitude du calcul des valeurs de pentes.

Ces résultats ne sont que quelques éléments de réponses à des questions plus globales appliquées à la compréhension des processus de pente comme les RSL ou à l'estimation des propriétés thermiques ou topographiques d'une surface planétaire. Dans ce court chapitre seront présentées quelques perspectives et axes de continuité possibles des différentes problématiques déjà abordées. Certains projets ont connu quelques investigations préliminaires, au cours de recherches lors de ce travail de thèse, mais la majorité de ces idées reste à concrétiser. Gardons donc à l'esprit que les prochaines pages se parcourent en connaissance de cause.

## 8.1 Inversion de données thermiques

Les données thermiques de la surface de Mars, et notamment les cartes d'inertie thermique, sont d'une grande importance dans l'analyse d'un ensemble de processus de surface. Les spectromètres TES ([Christensen et al., 1992](#)) et THEMIS ([Christensen et al., 2004](#)) ont permis d'établir des cartes d'inertie thermique globales ([Putzig and Mellon, 2007](#)) assez largement utilisées dans les modélisations thermiques. Toutefois, un problème majeur réside dans le fait que les cartes sont établies à heure fixe, à 2h00 et 14h00 heures locales ([Putzig and Mellon, 2007](#)). Les incertitudes sur la variabilité de l'inertie thermique selon l'heure de la journée sont donc grandes. La problématique que ce projet souhaite traiter est la suivante : comment évolue l'inertie thermique spatialement et en fonction de l'heure de la journée ? Contraindre les variations de l'inertie thermique en fonction de ces paramètres représente une évolution substantielle de notre connaissance des propriétés thermiques de surface. L'objectif de ce projet est celui d'avoir une cartographie de l'inertie thermique de la surface de Mars complémentaire aux cartes d'inertie thermique précédemment réalisées et de basse résolution (e.g. [Christensen et al., 1992](#)) à partir de données

d'une mission européenne, comme cela a été fait pour l'instrument OMEGA (Audouard et al., 2014). L'approche utilisée sera celle de l'inversion de données thermiques selon la méthodologie de Audouard et al., 2014 à partir des données issues de la mission d'atmosphère européenne TGO (*Trace Gas Orbiter*) dont l'un des objectifs est de retrouver les propriétés thermiques de la surface et réaliser des cartes d'inertie thermique pour un cycle diurne complet. Les données du spectromètre infrarouge TIRVIM (Korablev et al., 2018), de l'instrument ACS, seront utilisées dans cette étude. L'avantage de l'instrument provient du fait que l'orbite du satellite TGO est capable de couvrir un cycle journalier complet en deux mois (e.g. Guerlet et al., 2019), ce qui permet de disposer de données thermiques pour toute heure de la journée. La méthode d'inversion sera développée et appliquée à un modèle thermique classique (Clifford and Bartels, 1986) qui a été récemment modifié selon Millot et al., 2021 pour une utilisation sur des données spatiales. La figure 8.1 présente le protocole des méthodes inverses utilisé pour ce cas d'étude. Les données observées sont celles de radiance dans l'infrarouge de la surface planétaire  $F_{IR}$ , à partir desquelles pourront être calculées les températures de surface  $T$ , directement fonction de la radiance selon l'hypothèse des corps noirs (chapitre 4). L'inversion thermique est traduite par le passage de ces données de radiance à des données d'inertie thermique en utilisant un modèle thermique, pour aboutir à un jeu de paramètres qui définit le modèle calculé. Des tests synthétiques seront parallèlement effectués sur des données connues pour tester la robustesse du modèle calculé par rapport au modèle "vrai". Ce processus d'inversion thermique aboutira à un modèle de la distribution spatiale d'inertie thermique. Les cartes d'inertie thermique seront implémentées dans le projet MarsSI, développée par l'équipe e-Planets (e.g. Volat et al., in prep.; Quantin-Nataf et al., 2021), et rendues accessibles à de nombreux chercheurs internationaux en sciences planétaires. Les résultats apporteront des contraintes supplémentaires dans les modèles climatiques et thermiques, qui pourront être appliqués à la description des sites d'atterrissage de rovers martiens, à l'interprétation des morphologies et activités observées sur les processus de surface récents ou actuels (*gullies*, *dust devils*, *Recurring Slope Lineae*) qui peuvent être reliés à des mécanismes humides ou non, ou encore à l'amélioration des modèles climatiques globaux martiens (e.g. Forget et al., 1999).

## 8.2 Interactions locales entre vents de pentes et RSL

Un autre projet concerne l'étude des vents locaux et de leur interaction avec les RSL. Les études récentes de Vincendon et al., 2019 et Dundas et al., 2017b; Dundas, 2020a ont souligné la corrélation de l'expression de l'activité éolienne avec la distribution spatiale des sites à RSL (Vincendon et al., 2019) ainsi que la présence d'analogues terrestres (Dun-

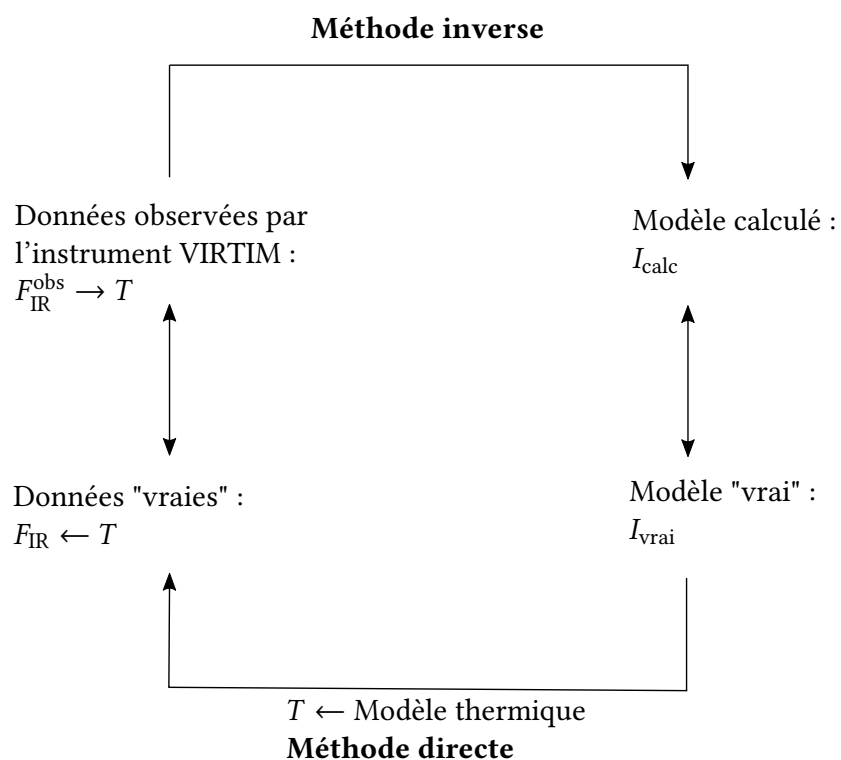


FIGURE 8.1 – Schéma présentant le protocole de méthode inverse entre des données de radiance  $F_{\text{IR}}$ , de température de surface  $T$  et d'inertie thermique  $I$ .

das, 2020a). Le consensus scientifique autour de la nature des RSL n'est pas encore établi, même si l'hypothèse sèche semble privilégiée ces dernières années au regard de la quantité croissante de publications concluant sur le caractère sec des RSL, notre étude incluse. Toutefois, l'interaction entre l'atmosphère et la surface des sites à RSL s'est limitée à une analyse descriptive à partir de données d'imagerie (e.g. Vincendon et al., 2019) et n'a pas encore été étudiée selon des méthodes plus quantitatives (analytiques, expérimentales ou numériques). Depuis les études des années 60 comme Pollack and Sagan, 1967, il est connu que des vents de pente (e.g. Spiga et al., 2011) peuvent atteindre des vitesses importantes. Comprendre l'interaction de ces vents locaux avec la surface permettrait de savoir si des structures comme les RSL peuvent être formées à partir de l'abrasion de la poussière superficielle, le déclenchement d'un écoulement de sable ou d'un autre mécanisme inconnu. Quelles sont donc les interactions entre les vents locaux et le substrat martien au niveau des RSL? La circulation atmosphérique locale peut-elle interagir avec le sol martien de façon à créer de telles structures? Nous proposons d'utiliser une approche numérique pour traiter le sujet de l'interaction entre vents locaux et surface locale, mettant en jeu les MNT synthétiques que nous avons réalisées dans Millot et al., in prep. et décrits dans le chapitre 7. Le protocole, encore très général, serait le suivant :

- utiliser les contraintes sur la topographie liée au RSL pour les appliquer à l'élaboration d'un MNT synthétique et modéliser une surface parfaitement connue, analogue aux RSL ;
- utiliser un modèle de circulation des vents à l'échelle locale, à partir de contraintes régionales (GCM régionaux, e.g. Rafkin et al., 2001) pour mesurer la contrainte déviatorique  $u_*$  à la surface, et savoir si elle dépasse une contrainte seuil  $u_{*t}$  (notations de Diniega et al., 2021) ;
- observer les variations de la topographie apportées par les mouvements des grains et les comparer avec les *lineae*.

Les modèles d'écoulement devraient dépendre directement des paramètres utilisés dans la définition des propriétés physiques de la surface et de la subsurface (taille de grains, masse volumique, pente locale, induration, porosité) ainsi que de la contrainte déviatorique appliquée en surface par la circulation des vents. La compréhension du mécanisme d'apparition des RSL est essentielle : réussir à modéliser le comportement si particulier des RSL à travers une simulation numérique utilisant les propriétés du substrat martien au niveau des sites à RSL (et ne mettant en jeu aucune source d'eau liquide) permettrait :

- d'une part, de conclure sur la question du mécanisme déclencheur des RSL et d'autre part, de reconsidérer la question de l'habitabilité martienne en l'absence d'écoulements humides à sa surface ;
- d'autre part, les RSL sont traitées en tant que "régions spéciales incertaines" (*uncertain special regions*, McEwen, 2018). Prouver le caractère sec des processus im-

pliquerait de reconsidérer ce statut, ainsi que la disponibilité de l'eau liquide à la surface de Mars.

### 8.3 Analyse texturale des cartes de pentes

Le dernier projet est l'un de ceux ayant connu le plus de développements, notamment durant le projet de l'estimation de l'incertitude sur les valeurs de pentes. Quelques investigations analytiques ont été menées sur la problématique de la propagation des erreurs verticales : elles sont décrites en détails dans la partie annexes C. Paradoxalement, ce projet est celui où le protocole est encore assez incertain. Il s'inscrit dans la prolongation du projet sur les pentes, mais s'attarde plutôt sur la partie de l'analyse des données réelles de MNT, comme c'est le cas pour les études menées sur les MNT martiens (Kirk et al., 2003, 2008; Gwinner et al., 2009; Re et al., 2019). Les MNT présentent des motifs de pente que nous avons réussi à recréer dans l'étude que nous avons conduite au cours du chapitre 7. La distribution des erreurs est toutefois difficile à caractériser pour des données réelles, puisque les erreurs sont indissociables du signal de la topographie. La problématique associée à ces thématiques serait la suivante : comment se caractérise la distribution des erreurs verticales sur des données de MNT réels ? Pour tenter de répondre à cette question, des analyses statistiques seront appliquées sur les MNT de différentes caméras, incluant le calcul d'estimateurs statistiques (écart-type, RMSE) par rapport à un MNT de plus haute résolution approchant la réalité du terrain (*ground truth*, Kirk et al., 2003), d'indice d'autocorrélation (indice de Moran local) selon plusieurs tailles de fenêtres glissantes et transformées de Fourier rapide (FFT) pour l'étude du domaine spectral. On s'intéressera également à l'effet de l'ajout de filtres spatiaux gaussien ou médian sur les erreurs verticales. Quelques figures ont pu être dérivées, en marge de notre étude précédente sur les MNT synthétiques :

- la figure 8.2 présente un morceau de MNT HiRISE (à gauche) ainsi que sa carte de pentes calculée selon la méthode de Horn, 1981. Les structures caractéristiques dans les valeurs de pente que nous avons relevées dans le chapitre 7 sont présentes, avec une orientation préférentielle normale à la direction de la plus grande pente, direction ouest ;
- la figure 8.3 présente quelques fonctions de densité de probabilité pour les valeurs de pentes, les erreurs verticales et sur les pentes pour un MNT synthétique et la comparaison avec la densité de probabilité pour les pentes du MNT de la figure 8.2.

Ces quelques figures préliminaires permettent de se faire une première idée des différences entre MNT synthétique selon la méthodologie décrite en chapitre 7. Une analyse

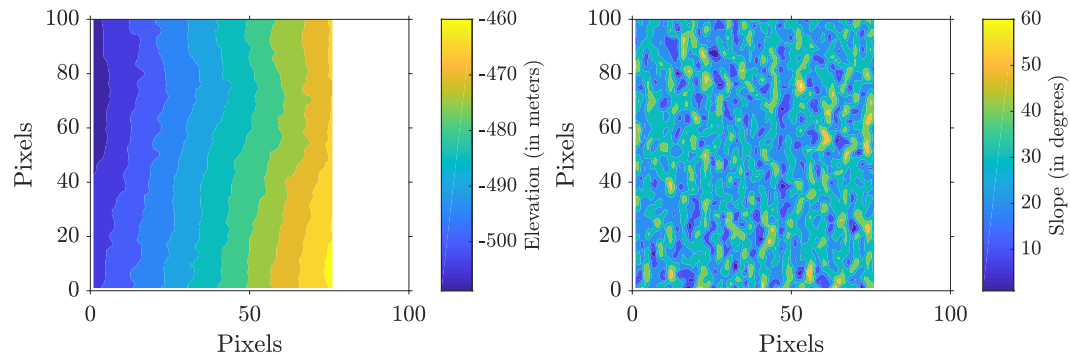


FIGURE 8.2 – Gauche : Partie d'un MNT HiRISE, décrivant une portion du rempart est du cratère Palikir du site à RSL du même nom. La pente est orientée ouest. Droite : carte de pentes calculées selon la méthode de [Horn, 1981](#). La taille de l'échantillon du MNT est de  $76 \times 100$  pixels.

spectrale des cartes de pentes par FFT sera un outil de première importance pour déterminer les longueurs d'ondes typiques des erreurs verticales sur les MNT. Une des clefs de l'étude des textures de données de MNT serait de comparer les textures des MNT réels avec les résultats pour les données synthétiques de Millot et al., in prep., dans le but de quantifier plus précisément les longueurs d'ondes et amplitudes typiques des erreurs verticales. L'estimation de ces paramètres ainsi que de l'autocorrélation du MNT permettra de préciser la distribution des erreurs verticales du MNT, dans le but de réconcilier les calculs sur les MNT synthétiques avec les estimations d'erreurs classiquement réalisées sur les MNT réels.

## 8.4 Conclusions

Les quelques projets qui ont été présentés ne sont encore que des ébauches, mais ils essaient de répondre à des grandes problématiques de l'exploration de Mars, définies par le *Mars Exploration Program Analysis Group* (MEPAG). L'étude des processus saisonniers comme les RSL, qui rappellent dans leur comportement des écoulements contenant de l'eau liquide, s'inscrit dans les objectifs scientifiques de la recherche des preuves de vie ou d'environnement propices à la vie (*MEPAG Science Goals Document, 2020*), ou celles de l'exploration humaine, dans l'identification de niches répondant à la définition des "régions spéciales". Infirmer ou confirmer la présence d'eau liquide au niveau des RSL est une des grandes questions, parmi beaucoup d'autres, rendant compte de la place de Mars

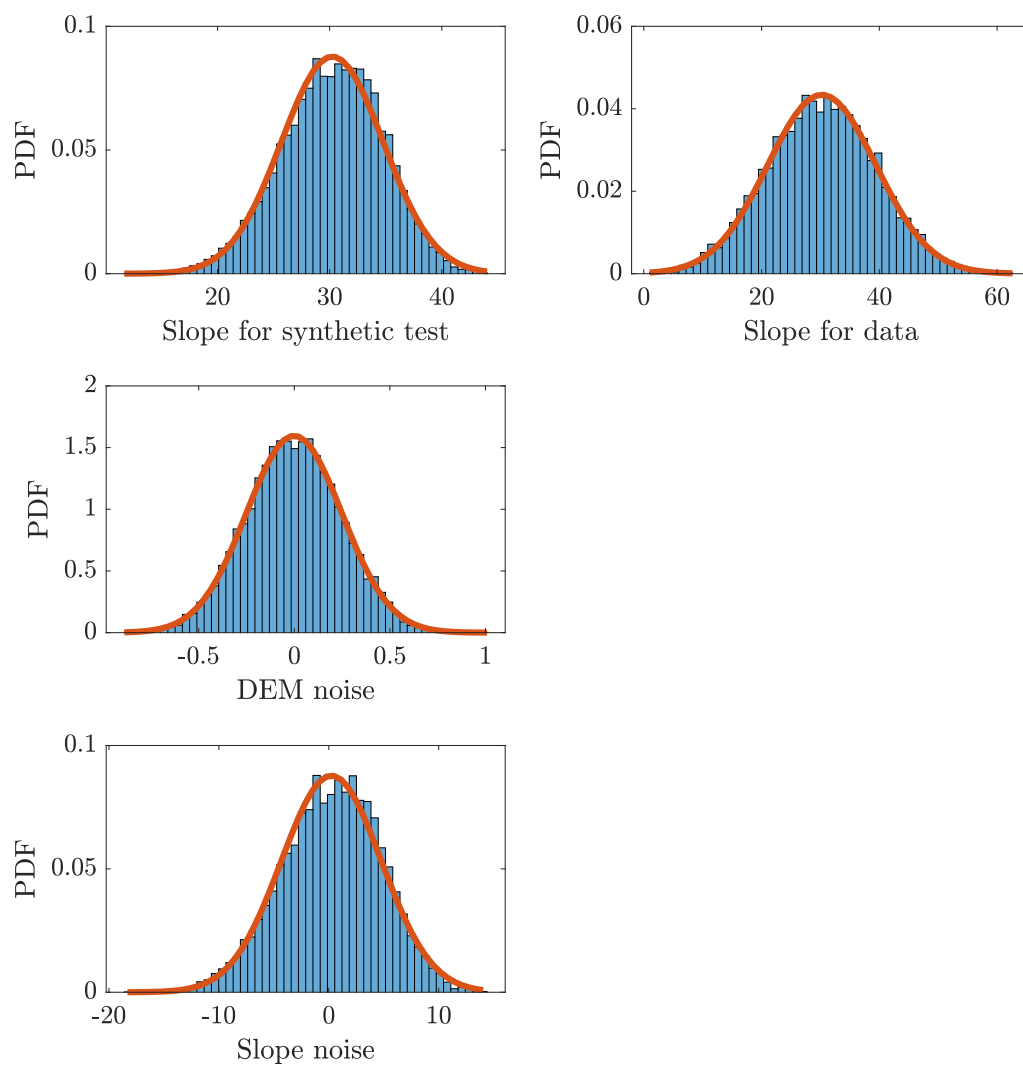


FIGURE 8.3 – Colonne de gauche : résultats d'un MNT synthétique avec erreurs aléatoires spatialement indépendantes, avec une pente moyenne de  $30^\circ$  et de haut en bas : les pentes, les erreurs sur l'altitude et les erreurs sur les pentes. Colonne de droite : les pentes dans les données.



dans le Système Solaire et pourquoi pas, dans l'Univers, sur les questions des environnements permettant l'apparition, la présence et/ou la préservation de la vie. Par extension, ces questions nous renseignent aussi sur la place de la Terre et de ses habitants dans l'Univers.



# Annexe A

## Observations des RSL

Les tableaux suivants rassemblent toutes les observations effectuées sur les trois sites différents, pour les quatre orientations de RSL. Les tableaux contiennent le nom de l'image HiRISE, la date d'acquisition, l'heure solaire locale, la longitude solaire, la saison, l'année martienne selon [Clancy et al., 2000](#) et une courte description de l'activité des RSL par rapport à l'observation précédente dans le temps.

**RSL in Palikir Crater - 41.6°S, 202.3°E**

Name	Date	LST	Ls (°)	Season	MY	Description of the RSL
PSP_005943_1380	02/11/07	14:22	340.87	Summer	28	Presence. Numerous dark streaks in rockiest terrains of the area.
ESP_011428_1380	01/02/09	16:04	184.67	Spring	29	Absence. All the RSL are completely faded. Maybe one streak in southern part.
ESP_021911_1380	30/03/11	15:01	264.59	Spring	30	Occurrence of several streaks.
ESP_022267_1380	27/04/11	14:40	281.96	Summer	30	Intense lengthening, streaks have reached the sandiest part of the area. RSL are then highly visible due to the high contrast between the lineae and the surrounding fine-material terrains.
ESP_022689_1380	30/05/11	14:26	301.96	Summer	30	Lengthening. Fans have occurred at the ends of some lineae.
ESP_022834_1380	10/06/11	14:18	308.64	Summer	30	Some lengthening and lower contrast between terrains and lineae. Some streaks start to fade while others grow.
ESP_023045_1380	27/06/11	14:17	318.14	Summer	30	Minor fading for the entire area. No more lengthening.
ESP_023467_1380	30/07/11	14:19	336.38	Summer	30	Stable lengths and fading.

<b>ESP_027146_1380</b>	11/05/12	15:28	109.05	Winter	31	Completely faded. Notice that this HiRISE image is degraded in resolution (~1.3m/pixel after measurements with ArcGIS).
<b>ESP_028412_1380</b>	18/08/12	15:39	157	Winter	31	Absence.
<b>ESP_030614_1380</b>	05/02/13	14:59	259.01	Spring	31	RSL occurrence in rockiest upper parts of the area.
<b>ESP_030825_1380</b>	22/02/13	14:51	269.4	Spring	31	Lengthening in sandiest part, especially in southern part.
<b>ESP_030891_1380</b>	27/02/13	14:56	272.63	Summer	31	Lengthening and some fans occurred at RSL terminations.
<b>ESP_031102_1380</b>	15/03/13	14:49	282.87	Summer	31	Major lengthening; previous streaks darken and lengthen intensively.
<b>ESP_031959_1380</b>	21/05/13	14:17	322.45	Summer	31	Lengthening and fading for all the area we consider. As we have a gap of 40° in Ls between this picture and the previous one, we have covered a period of lengthening then a fading time. The number of RSL for MY31 is lower than for MY30.
<b>ESP_032170_1380</b>	07/06/13	14:16	331.58	Summer	31	Globally fading, but minor streaks seem to have occurred in northern part of the area.
<b>ESP_032381_1380</b>	23/06/13	14:22	340.45	Summer	31	Globally fading, therefore the minor streaks are still growing!

<b>ESP_033449_1380</b>	14/09/13	14:43	21.87	Fall	32	General fading.
<b>ESP_033805_1380</b>	12/10/13	14:51	34.66	Fall	32	Most of the streaks have disappeared. Some remains are still visible in northern part of the area.
<b>ESP_036561_1380</b>	15/05/14	15:42	130.88	Winter	32	Absence.
<b>ESP_039291_1380</b>	14/12/14	15:23	252.12	Spring	32	One RSL streak is visible in the area centered part.
<b>ESP_039924_1380</b>	01/02/15	14:52	283.15	Summer	32	Global and major lengthening, streaks are high-contrasted and numerous.
<b>ESP_040069_1380</b>	12/02/15	14:42	290.09	Summer	32	Major lengthening.
<b>ESP_040280_1380</b>	01/03/15	14:37	300.03	Summer	32	Major lengthening and noticeable darkening occurred for various streaks, as well as fans formations.
<b>ESP_040636_1380</b>	28/03/15	14:23	316.29	Summer	32	Minor lengthening and global fading.
<b>ESP_040847_1380</b>	14/04/15	14:25	325.59	Summer	32	Very minor lengthening for all the area. Difficult to confirm due to the degraded quality of HiRISE picture (a bit noisy).

---

<b>ESP_041414_1380</b>	28/05/15	14:27	349.31	Summer	32	Global fading.
------------------------	----------	-------	--------	--------	----	----------------

---

**RSL in Coprates Chasma, 12.6°S, 294.7°E**

<b>Name</b>	<b>Date</b>	<b>LST</b>	<b>Ls (°)</b>	<b>Season</b>	<b>MY</b>	<b>Description of the RSL</b>
ESP_018189_1675	13/06/10	15:25	104.08	Winter	30	Few streaks are visible, but most of the area does not display RSL.
ESP_030927_1675	02/03/13	14:44	274.39	Summer	31	Global lengthening, low-albedo streaks are now present on all the different areas.
ESP_031784_1675	08/05/13	14:07	314.69	Summer	31	Degraded picture, RSL seem to be absent.
ESP_031850_1675	13/05/13	14:14	317.64	Summer	31	Lengthening and some fans are occurring in northern areas.
ESP_032061_1675	29/05/13	14:12	326.9	Summer	31	Global and major lengthening.
ESP_032206_1675	10/06/13	14:06	333.12	Summer	31	Still lengthening.
ESP_032272_1670	15/06/13	14:15	335.91	Summer	31	Stable.
ESP_033406_1670	11/09/13	14:45	20.3	Fall	32	Stable, some streaks start to fade in northern part.



<b>ESP_035397_1670</b>	13/02/14	15:20	89.35	Fall	32	Most of the streaks have faded completely, some remains are visible.
<b>ESP_036597_1670</b>	18/05/14	15:33	132.24	Winter	32	Remains are still visible. Stable.
<b>ESP_038219_1670</b>	21/09/14	15:49	200.23	Spring	32	Global lengthening and darkening.
<b>ESP_040026_1670</b>	09/02/15	14:46	288.05	Summer	32	Lengthening.
<b>ESP_041094_1670</b>	03/05/15	14:17	336.15	Summer	32	Degraded picture, RSL seem to be still present, maybe fading.
<b>ESP_043929_1670</b>	10/12/15	15:09	79.61	Fall	33	Previous RSL have faded, some short streaks are visible on top of the sandiest terrains of the areas.

### RSL in Coprates Chasma, 13.0°S, 295.4°E

Name	Date	LST	Ls (°)	Season	MY	Description of the RSL
ESP_022303_1670	30/04/2011	14:30	283.7	Summer	30	RSL are present.
ESP_034408_1670	28/11/2013	14:57	55.61	Fall	32	Streaks occurrence and minor lengthening.
ESP_034619_1670	15/12/2013	15:06	62.82	Fall	32	Darkening.
ESP_034830_1670	31/12/2013	15:14	70	Fall	32	Minor lengthening and darkening at the base of the rocky terrains.
ESP_035252_1670	02/02/2014	15:26	84.38	Fall	32	Lengthening.
ESP_036742_1670	29/05/2014	14:34	137.76	Winter	32	Stable.
ESP_044285_1670	07/01/2016	15:08	91.8	Winter	33	Huge gap between this image and the previous one. RSL are darker and shorter.
ESP_045617_1670	19/04/2016	15:18	140	Winter	33	Major lengthening and numerous streaks

---

<b>ESP_049177_1670</b>	22/01/2017	14:07	303.77	Summer	33	Huge gap between this image and the previous one. RSL are darker and shorter.
------------------------	------------	-------	--------	--------	----	---

---

<b>ESP_049388_1670</b>	07/02/2017	14:04	313.4	Summer	33	Degraded image, RSL seem stable.
------------------------	------------	-------	-------	--------	----	----------------------------------

---

<b>ESP_050021_1670</b>	29/03/2017	14:03	340.77	Summer	33	Numerous RSL, high-contrasted with surrounding terrains.
------------------------	------------	-------	--------	--------	----	--

---

<b>ESP_053713_1670</b>	10/01/2018	15:16	113.27	Winter	34	RSL growing, becoming darker.
------------------------	------------	-------	--------	--------	----	-------------------------------

---

**RSL in Chryse and Acidalia Planitiae, 35.3°N, 327.9°E**

Name	Date	LST	Ls (°)	Season	MY	Description of the RSL
ESP_027840_2155	04/07/12	15:20	134.5	Fall	31	Numerous long streaks with high albedo contrast with surroundings.
ESP_028684_2155	08/09/12	15:31	168.3	Fall	31	Completely stable.
ESP_028829_2155	19/09/12	15:27	174.5	Fall	31	Completely stable (possibly fading?)
ESP_029607_2155	19/11/12	15:29	209.8	Winter	31	The HiRISE picture is degraded (noisy). Stable lengths, possibly fading.
ESP_030319_2155	13/01/13	15:03	244.44	Winter	31	Nearly completely faded, some remains in northern part of Rauna Crater.
ESP_030530_2155	30/01/13	14:56	254.9	Winter	31	Same description, maybe a little morphology change in northern part, but probably due to different illumination angles.
ESP_032020_2155	26/05/13	14:03	325.1	Spring	31	Fading again, with decreasing lengths of some significant streaks in northern area. RSL have here completely disappeared. Huge gap between this picture and the previous one.
ESP_033088_2155	17/08/13	14:14	8.5	Summer	32	New lengthening, with major streaks northward, and some minor streaks southward.

ESP_033510_2155	19/09/13	14:33	24.1	Summer	32	Globally minor lengthening, some streaks become darker.
ESP_033655_2155	30/09/13	14:32	29.3	Summer	32	Stable
ESP_033866_2155	17/10/13	14:40	36.8	Summer	32	Globally minor lengthening.
ESP_034077_2155	02/11/13	14:47	44.2	Summer	32	Globally minor lengthening.
ESP_034288_2155	19/11/13	14:53	51.5	Summer	32	Globally minor lengthening.
ESP_034499_2155	05/12/13	15:02	58.7	Summer	32	Globally minor lengthening, more stable in the southern part of the area.
ESP_034934_2155	08/01/14	14:58	73.5	Summer	32	Minor lengthening in northern part, stable in west-facing slopes, in southern part of the RSL.
ESP_035356_2155	10/02/14	15:10	87.9	Summer	32	Minor lengthening, with branching on few longest streaks.
ESP_035567_2155	26/02/14	15:14	95.2	Fall	32	Minor lengthening.

ESP_035923_2155	26/03/14	15:13	107.7	Fall	32	Minor lengthening for most of the streaks, some remain stable.
ESP_036411_2155	02/05/14	15:25	125.3	Fall	32	Global lengthening.
ESP_036767_2155	31/05/14	15:30	138.7	Fall	32	Minor lengthening.
ESP_037123_2155	28/06/14	15:34	152.7	Fall	32	Stable.
ESP_037690_2155	11/08/14	15:36	176.5	Fall	32	Starting to fade.
ESP_041264_2155	16/05/15	14:09	343.2	Spring	32	Most of the streaks have faded, some major streaks are visible. Possible occurrence. Huge gap between previous HiRISE and this one.

TABLE A.1 – Tableaux répertoriant l'ensemble des images HIRISE utilisées dans l'étude des sites à RSL, avec date et heure solaire locale, longitude solaire, saison, année martienne ([Clancy et al., 2000](#)) et description des zones à RSL.

---





# Annexe B

## Liste des images

TABLE B.1 – Tableau contenant la liste des images utilisées, avec la caméra et les figures dans lesquelles elles apparaissent.

Caméra	Image	Figure
CaSSIS	MY34_005640_218_1;	<a href="#">2.23</a>
	MY34_005640_218_2	
CaSSIS	MY34_005664_163_1	<a href="#">6.1</a>
CaSSIS DTM	DTM-MY34_05664_163_1	<a href="#">6.1</a>
CRISM	FRT0002038F	<a href="#">2.16</a>
CRISM	FRS00028E0A	<a href="#">2.22</a>
CTX	G21_036394_2155	<a href="#">1.13</a>
HiRISE	PSP_005787_1475	<a href="#">2.3</a>
HiRISE	PSP_005943_1380	<a href="#">2.1, 2.15, 3.1</a>

HiRISE	ESP_011391_1440	1.15
HiRISE	ESP_011428_1380	2.1
HiRISE	ESP_021911_1380	2.1
HiRISE	ESP_022267_1380	2.1
HiRISE	ESP_022762_1335	2.3
HiRISE	ESP_022303_1670	2.18
HiRISE	ESP_024034_1380	2.16
HiRISE	ESP_031019_1650	2.22
HiRISE	ESP_031203_1440	2.23
HiRISE	ESP_034006_2560	1.12
HiRISE	ESP_034830_1670	2.2, 5.5
HiRISE	ESP_039291_1380	6.1
HiRISE	ESP_040636_1380	5.3a
<hr/>		
HiRISE DTM	DTEEC_034619_1670_034830_1670_A01	2.18
HiRISE DTM	DTEEC_005943_1380_011428_1380	3.3, 6.1
<hr/>		
MOC	M2000701	1.14
<hr/>		
MOLA	Carte Globale MOLA (Smith et al., 1999)	2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9, 2.10, 6.1
<hr/>		
THEMIS	Carte Globale THEMIS (Fergason et al., 2006)	2.11
THEMIS	I05459002, I01714004, I02800002, I01689003, I05409002, I08590012, I01150003, I01849010	1.3
THEMIS	I34263004	2.15
<hr/>		

## Annexe C

# Méthode analytique de propagation des erreurs

Nous avons présenté en chapitre 7 une méthode numérique pour étudier la propagation des erreurs verticales d'un MNT lors du calcul des pentes locales selon la méthode de [Horn, 1981](#). Ici, nous allons présenter une méthode d'estimation de la propagation des erreurs selon une méthode purement analytique, selon le formalisme développé entre autres par [Parratt, 1961](#). Les résultats de ce projet sont assez théoriques : la possibilité d'applications des équations développées semble assez restreinte, puisque l'utilisation des équations présentées nécessitent la connaissance exacte des erreurs verticales à l'échelle du pixel. Toutefois, nous souhaitons mettre à disposition ces résultats dans le cas où une application soit trouvée.

### C.1 Développement général

Ici, on considère une fonction  $F$  qui dépend de différentes variables indépendantes entre elles, que l'on appellera  $x_i$  avec  $i = 1, 2, \dots, n$ . On peut écrire que

$$F(x_i + dx_i) = F(x_i) + dF .$$

Pour  $dx_i \rightarrow 0$ , on peut associer l'équation précédente avec l'expression de la dérivée de la fonction  $\frac{\partial F}{\partial x_i}$  selon

$$F(x_i + dx_i) - F(x_i) = \frac{\partial F}{\partial x_i} dx_i , \tag{C.1}$$

ce qui conduit à

$$dF = \frac{\partial F}{\partial x_i} dx_i. \quad (\text{C.2})$$

L'équation (C.2) est l'équation générale de la propagation des erreurs pour une fonction de plusieurs variables indépendantes (Parratt, 1961). Les erreurs sur  $F$  doivent également être indépendantes entre elles.

## C.2 Application au calcul de pentes

Le calcul de pentes est couramment effectué sous des logiciels de SIG selon la méthode de Horn, 1981 (voir chapitre 6). Comme exposé dans le chapitre 6, cette méthode est l'une des plus populaires et a été largement étudiée dans des études sur les méthodes de calcul des pentes (e.g. Tang et al., 2013). Rappelons que le calcul de pentes selon Horn, 1981 s'effectue selon les équations suivantes :

$$\theta = \arctan \left[ \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial Y}\right)^2} \right]. \quad (\text{C.3})$$

Les gradients topographiques  $\partial Z/\partial X$  et  $\partial Z/\partial Y$  s'expriment

$$\begin{cases} \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{\Delta z}{8dx}, \\ \frac{\partial Z}{\partial Y} = \frac{\Delta z'}{8dy}, \end{cases} \quad (\text{C.4})$$

avec

$$\begin{cases} \Delta z = z_3 + 2z_6 + z_9 - (z_1 + 2z_4 + z_7), \\ \Delta z' = z_7 + 2z_8 + z_9 - (z_1 + 2z_2 + z_3). \end{cases}$$

$\theta$  exprime la pente locale,  $z_i$  avec  $i = 1, 2, \dots, n$  (avec  $n = 8$ ) sont les altitudes locales pour chaque pixel autour du pixel central dans une fenêtre de  $3 \times 3$ .  $dx$  et  $dy$  sont les largeurs et hauteurs des pixels. La plupart du temps,  $dx = dy$ . L'expression analytique des dérivées est possible : la pente, en tant que variable contrainte (Zandbergen, 2011), est définie par des variables dans le voisinage spatial proche. Les calculs de dérivées spatiales sont donc possibles. La pente  $\theta$  dépend directement des altitudes dans les 8 pixels voisins. Ainsi, on a

$$\theta = f(z_i) \forall i \in [1, 4] \cup [6, 9].$$

Les erreurs sur la pente dépendent donc directement des erreurs verticales sur les altitudes des pixels alentours. En remplaçant la fonction  $F$  dans l'équation (C.2), on obtient :

$$d\theta = \sum_{i=1}^n \frac{\partial\theta}{\partial z_i} dz_i. \quad (\text{C.5})$$

Les expressions des dérivées de la pente en fonction des altitudes voisines  $\frac{\partial\theta}{\partial z_i}$  sont les suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial\theta}{\partial z_1} = \left( \frac{z_1 - \Delta z_1}{32dx^2} + \frac{z_1 - \Delta z'_1}{32dy^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{-z_1 + \Delta z_1}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{-z_1 + \Delta z'_1}{8dy}\right)^2}} \frac{1}{1 + \left(\frac{-z_1 + \Delta z_1}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{-z_1 + \Delta z'_1}{8dy}\right)^2}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_2} = \left( \frac{2z_2 - \Delta z_2}{16dy^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{-2z_2 + \Delta z_2}{8dy}\right)^2 + \left(\frac{\Delta z'_2}{8dx}\right)^2}} \frac{1}{1 + \frac{-2z_2 + \Delta z_2}{8dy} + \frac{\Delta z'_2}{8dx}}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_3} = \left( \frac{z_3 + \Delta z_3}{32dx^2} + \frac{z_3 - \Delta z'_3}{32dy^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{z_3 + \Delta z_3}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{-z_3 + \Delta z'_3}{8dy}\right)^2}} \frac{1}{1 + \left(\frac{z_3 + \Delta z_3}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{-z_3 + \Delta z'_3}{8dy}\right)^2}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_4} = \left( \frac{2z_4 - \Delta z_4}{16dx^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{-2z_4 + \Delta z_4}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{\Delta z'_4}{8dy}\right)^2}} \frac{1}{1 + \frac{-2z_4 + \Delta z_4}{8dx} + \frac{\Delta z'_4}{8dy}}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_6} = \left( \frac{2z_6 + \Delta z_6}{16dx^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{2z_6 + \Delta z_6}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{\Delta z'_6}{8dy}\right)^2}} \frac{1}{1 + \frac{2z_6 + \Delta z_6}{8dx} + \frac{\Delta z'_6}{8dy}}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_7} = \left( \frac{z_7 + \Delta z_7}{32dy^2} + \frac{z_7 - \Delta z'_7}{32dx^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{z_7 + \Delta z_7}{8dy}\right)^2 + \left(\frac{-z_7 + \Delta z'_7}{8dx}\right)^2}} \frac{1}{1 + \left(\frac{z_7 + \Delta z_7}{8dy}\right)^2 + \left(\frac{-z_7 + \Delta z'_7}{8dx}\right)^2}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_8} = \left( \frac{2z_8 + \Delta z_8}{16dy^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{2z_8 + \Delta z_8}{8dy}\right)^2 + \left(\frac{\Delta z'_8}{8dx}\right)^2}} \frac{1}{1 + \frac{2z_8 + \Delta z_8}{8dy} + \frac{\Delta z'_8}{8dx}}, \\ \frac{\partial\theta}{\partial z_9} = \left( \frac{z_9 + \Delta z_9}{32dx^2} + \frac{z_9 + \Delta z'_9}{32dy^2} \right) \frac{1}{2\sqrt{\left(\frac{z_9 + \Delta z_9}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{z_9 + \Delta z'_9}{8dy}\right)^2}} \frac{1}{1 + \left(\frac{z_9 + \Delta z_9}{8dx}\right)^2 + \left(\frac{z_9 + \Delta z'_9}{8dy}\right)^2}, \end{array} \right.$$

où

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta z_1 = z_3 + 2z_6 + z_9 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z'_1 = z_7 + 2z_8 + z_9 - 2z_2 - z_3, \\ \Delta z_2 = z_7 + 2z_8 + z_9 - z_1 - z_3, \\ \Delta z'_2 = z_3 + 2z_6 + z_9 - z_1 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z_3 = 2z_6 + z_9 - z_1 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z'_3 = z_7 + 2z_8 + z_9 - z_1 - 2z_2, \\ \Delta z_4 = z_3 + 2z_6 + z_9 - z_1 - z_7, \\ \Delta z'_4 = z_7 + 2z_8 + z_9 - z_1 - 2z_2 - z_3, \\ \Delta z_6 = z_3 + z_9 - z_1 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z'_6 = z_7 + 2z_8 + z_9 - z_1 - 2z_2 - z_3, \\ \Delta z_7 = 2z_8 + z_9 - z_1 - 2z_2 - z_3, \\ \Delta z'_7 = z_3 + 2z_6 + z_9 - z_1 - 2z_4, \\ \Delta z_8 = z_7 + z_9 - z_1 - 2z_2 - z_3, \\ \Delta z'_8 = z_3 + 2z_6 + z_9 - z_1 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z_9 = z_3 + 2z_6 - z_1 - 2z_4 - z_7, \\ \Delta z'_9 = z_7 + 2z_8 - z_1 - 2z_2 - z_3. \end{array} \right.$$

Ces équations ont toutes été vérifiées sous Mathematica © pour s'assurer de leur exactitude. Les erreurs analytiques sont représentées dans les figures C.1 et C.2, et confrontées aux erreurs numériques. Les erreurs verticales des MNT synthétiques sont définies selon une loi normale de moyenne nulle et d'écart-type  $\sigma_\varepsilon = 0.25$  m, pour une taille de pixel  $dx = dy = 1$  m. On remarque que les différences entre erreurs analytiques et erreurs numériques sont plutôt faibles et centrées sur 0. Quelques points de différences plus importantes (de l'ordre d'une dizaine de degrés) sont visibles, mais restent marginaux. Les textures spatiales des erreurs numériques et analytiques sont, dans l'ensemble, très similaires. Les quelques différences entre les erreurs analytiques et numériques peuvent venir du fait que l'équation de propagation des erreurs C.5 est un développement au degré 1 de l'équation de Taylor (encadré 2) pour  $dx$  suffisamment petit. Pour améliorer la précision du calcul d'erreurs, on peut augmenter l'ordre du développement de l'équation de Taylor à l'ordre 2 (e.g. [Heuvelink et al., 1989](#)) :

$$d\theta = \theta(z + dz) - \theta(z) = \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial \theta}{\partial z_i} dz_i + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z_i^2} dz_i^2 \right). \quad (\text{C.6})$$

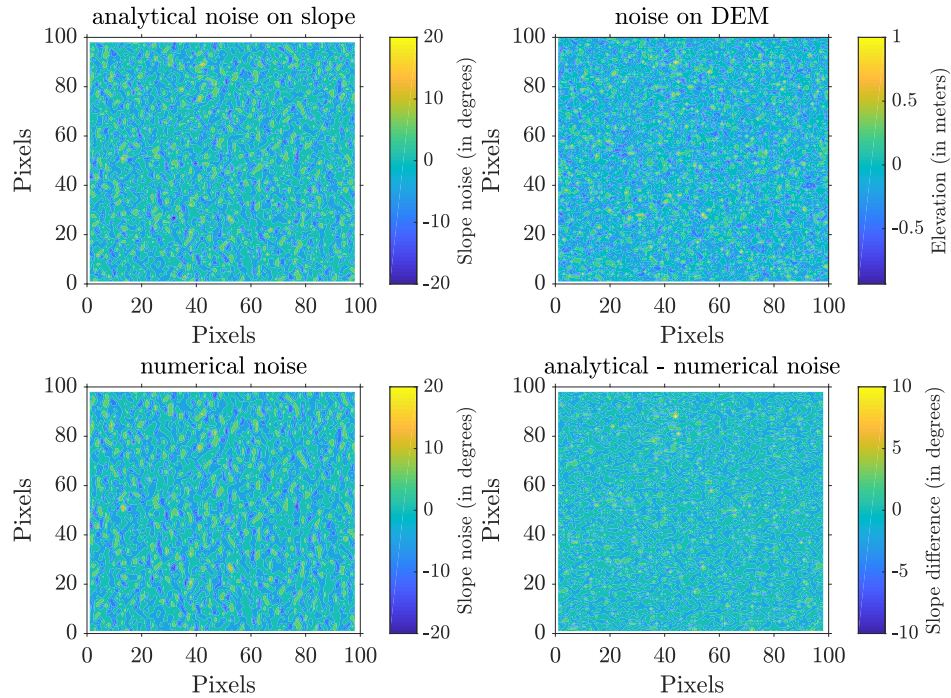
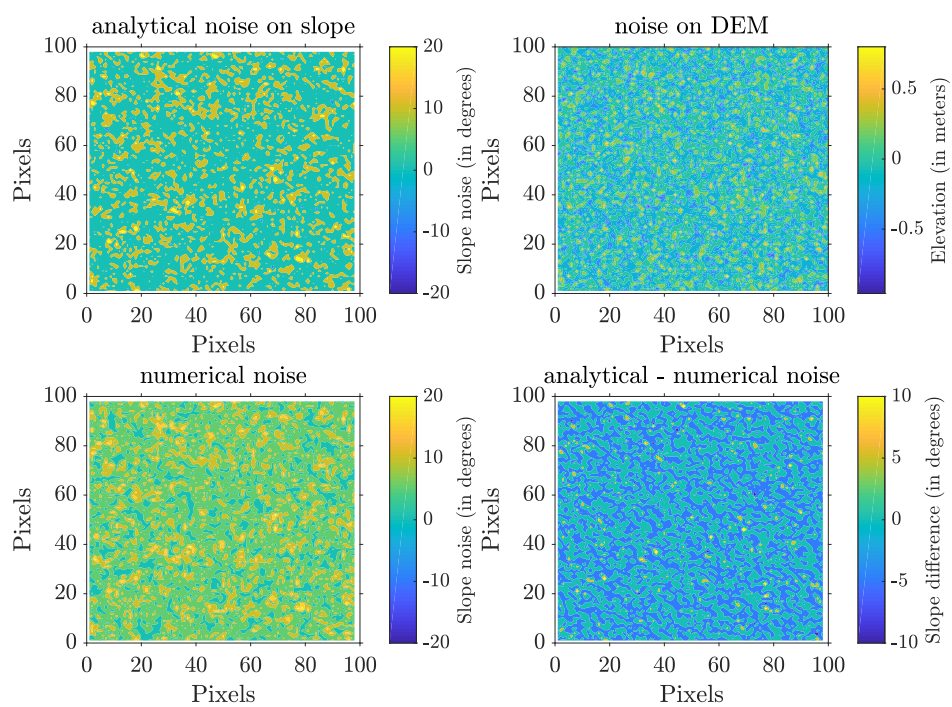


FIGURE C.1 – Comparaison des résultats analytiques et numériques de propagation des erreurs sur les pentes, pour un MNT synthétique bruité avec une pente initiale  $\theta^s = 30^\circ$ . En haut à gauche : erreurs analytiques calculées selon l'équation (C.5). Et haut à droite : erreur verticale aléatoire et spatialement indépendante, avec une moyenne nulle et un écart-type  $\sigma_\varepsilon = 0.25$  m, pour une taille de pixel  $dx = dy = 1$  m. En bas à gauche : erreurs numériques calculées selon le protocole énoncé dans le chapitre 7. En bas à droite : différences pixel à pixel entre erreurs analytiques et numériques.

FIGURE C.2 – Même configuration que la figure C.1, pour un MNT avec  $\theta^s = 0^\circ$ .



# Annexe D

## Articles

### D.1 Partie 1 - Etude thermique sur quatre sites à RSL

#### D.1.1 Article principal

L'article [Millot et al., 2021](#) présenté ici a été publié dans le journal *Icarus* en ligne en octobre 2020 et paru en format papier dans l'édition de janvier 2021. Il rassemble une partie du travail de thèse présenté dans ce manuscrit et est issu d'environ deux ans de travail de thèse. Les chapitres du manuscrit s'y rapportant sont les chapitres 2, 4 et 5, ce dernier étant une relecture et traduction des parties de résultats et de discussion de cette étude.

#### D.1.2 Données supplémentaires

Ce document contient les données supplémentaires de l'article [Millot et al., 2021](#), à l'exception de la partie de description de l'activité des RSL, déjà exposée dans les premières pages d'annexes, partie A. Pour éviter la redondance, nous avons préféré couper cette partie du document. Les données supplémentaires contiennent :

- les profils de surface saisonniers pour un albedo de Bond de  $A_B = 0.25$  et une inertie thermique  $I = 400$  tiu, pour chacun des sites à RSL ;
- les différences saisonnières de température entre la surface et une profondeur donnée, de 0.1 à 5.0 m de profondeur, pour chacun des sites également ;
- les profils d'insolation pour les chenaux et les interchenaux pour les RSL de grande taille dans le site de CC, pour  $L_S = 0, 90$  et  $180^\circ$ .

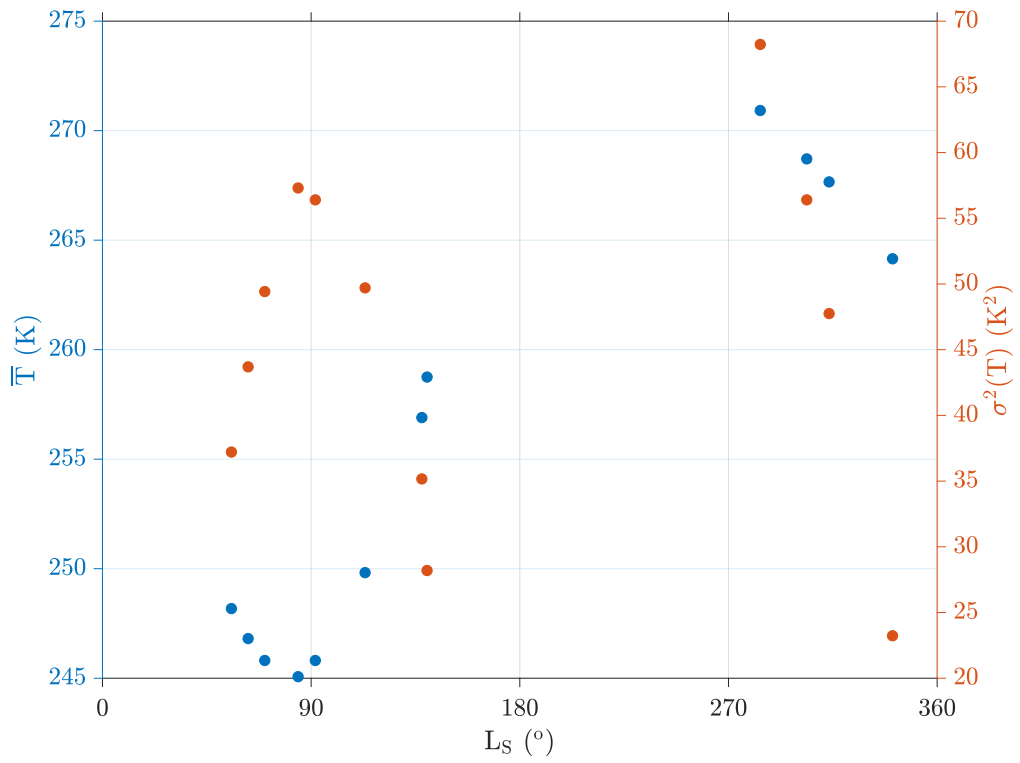


Figure 1: Average surface temperature for NW-facing CC site over the years (in blue) and surface temperature variance (in red). Bolometric albedo is set to  $A_B = 0.25$  and  $I = 400$  tiu. Each point corresponds to the mean surface temperature computed for a solar longitude  $L_S$  at HiRISE LST, with an error in time  $\sim 15$  minutes.

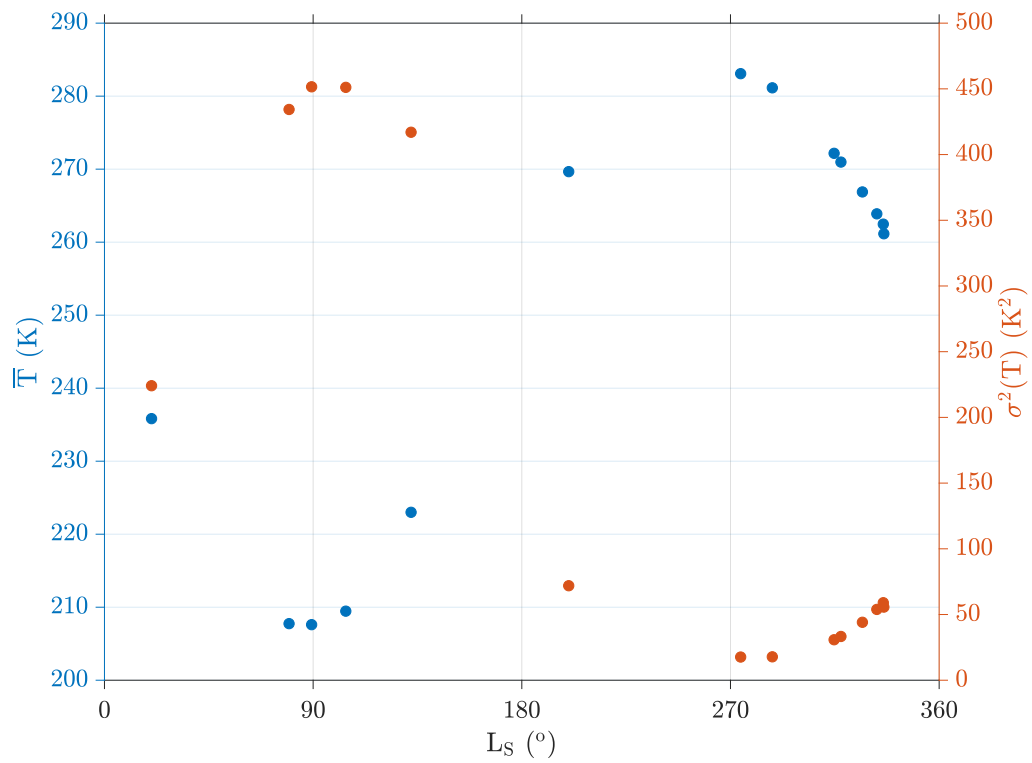


Figure 2: Average surface temperature for SW-facing CC site over the years (in blue) and surface temperature variance (in red). Bolometric albedo is set to  $A_B = 0.25$  and  $I = 400$  tiu. Each point corresponds to the mean surface temperature computed for a solar longitude  $L_S$  at HiRISE LST, with an error in time  $\sim 15$  minutes.

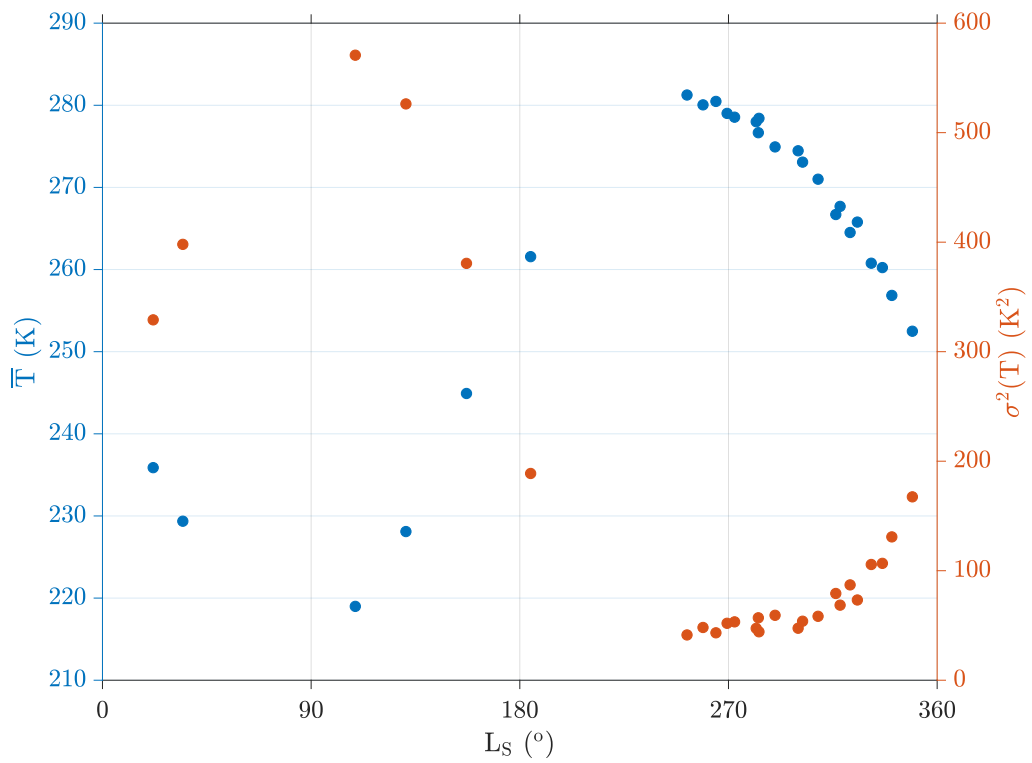


Figure 3: Average surface temperature for PC site over the years (in blue) and surface temperature variance (in red). Bolometric albedo is set to  $A_B = 0.25$  and  $I = 400$  tiu. Each point corresponds to the mean surface temperature computed for a solar longitude  $L_S$  at HiRISE LST, with an error in time  $\sim 15$  minutes.

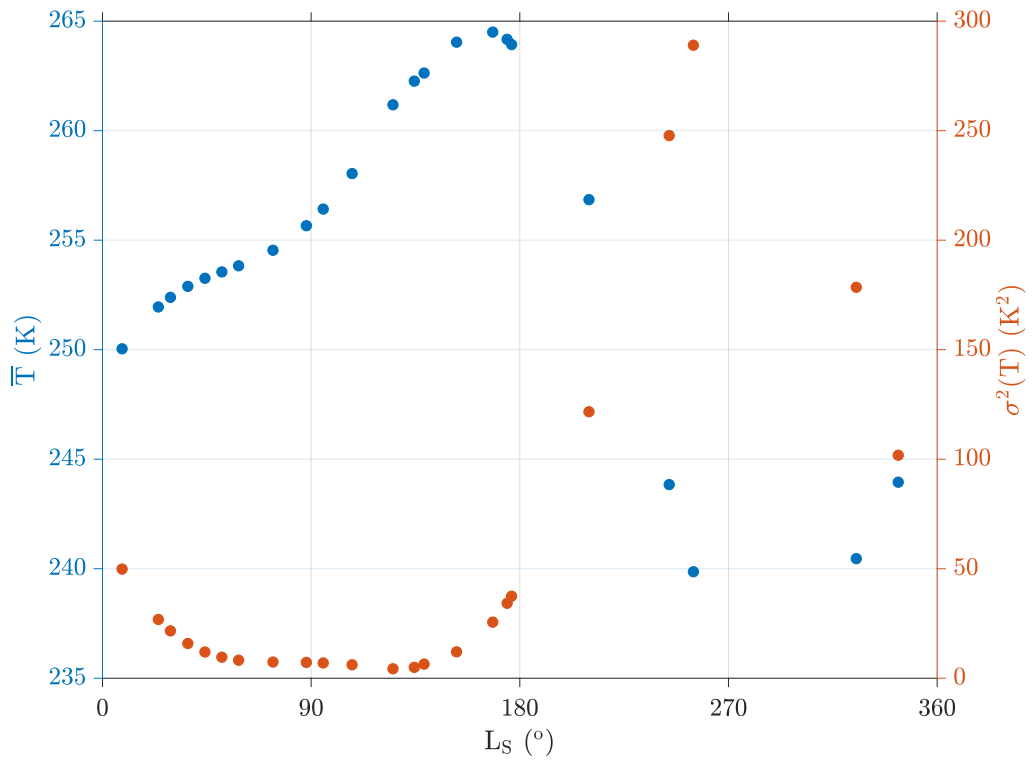


Figure 4: Average surface temperature for CAP site over the years (in blue) and surface temperature variance (in red). Bolometric albedo is set to  $A_B = 0.25$  and  $I = 400$  tiu. Each point corresponds to the mean surface temperature computed for a solar longitude  $L_S$  at HiRISE LST, with an error in time  $\sim 15$  minutes.

NW-facing Coprates Chasma - Orientation: 294°, Slope: 33°

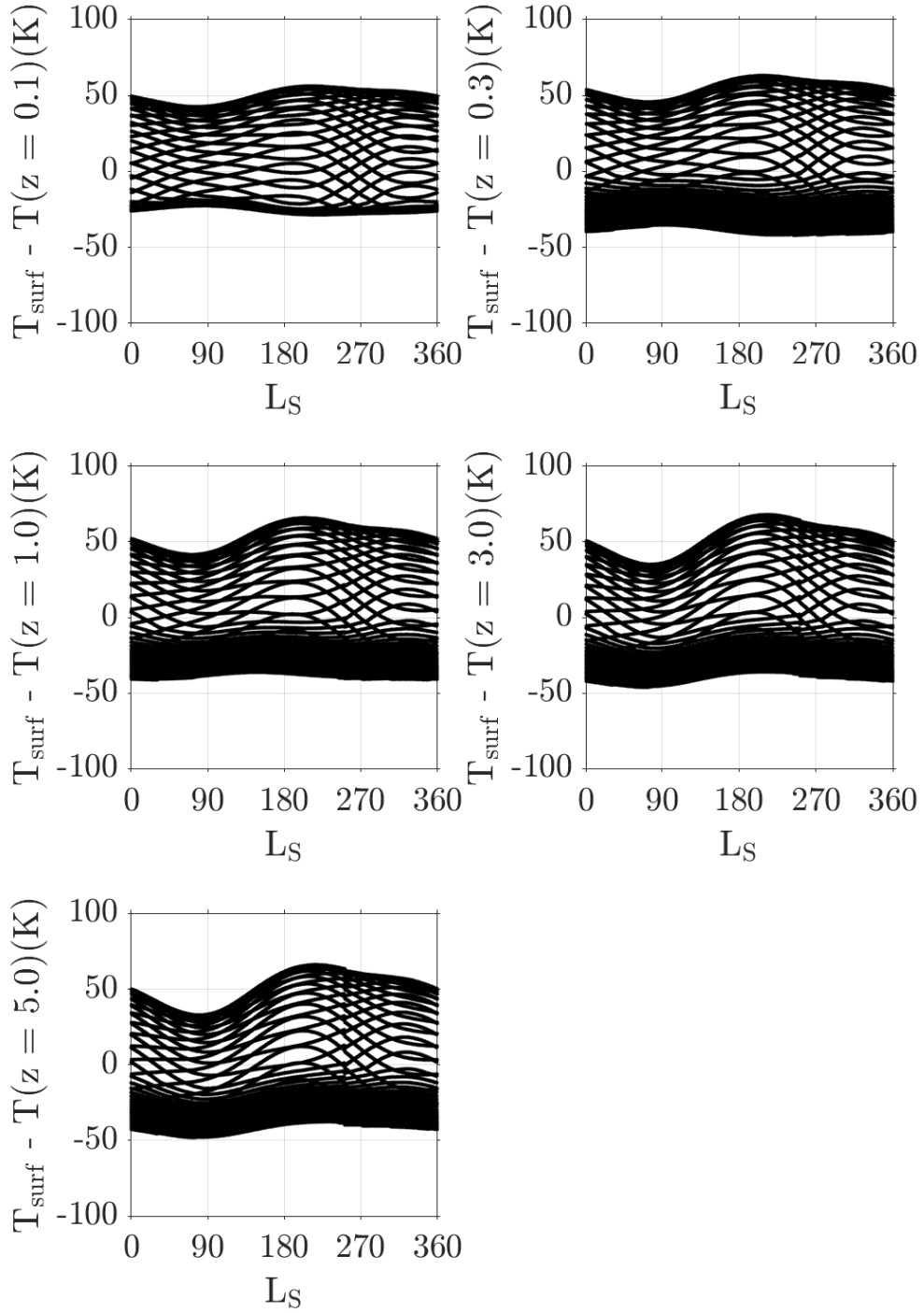


Figure 5: Temperature differences between the surface and depths  $z$ , ranging from 0.1 m to 5.0 m, for a complete season considering a single point. RSL site, local orientation and slope are presented on top of the figure.

SW-facing Coprates Chasma - Orientation:  $232^\circ$ , Slope:  $39^\circ$

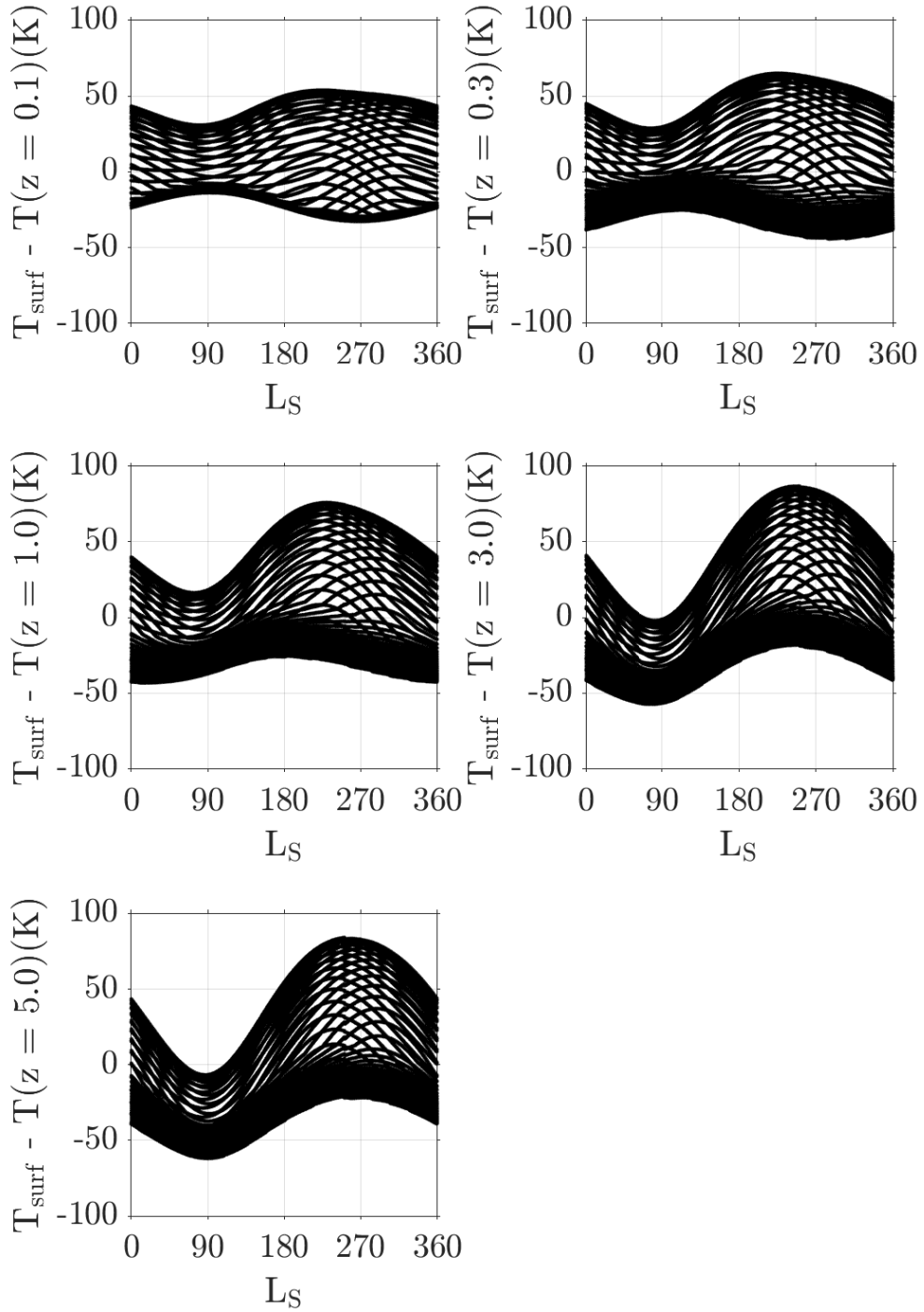


Figure 6: Same than figure 5 with SW-facing CC site.

Palikir Crater - Orientation: 305°, Slope: 32°

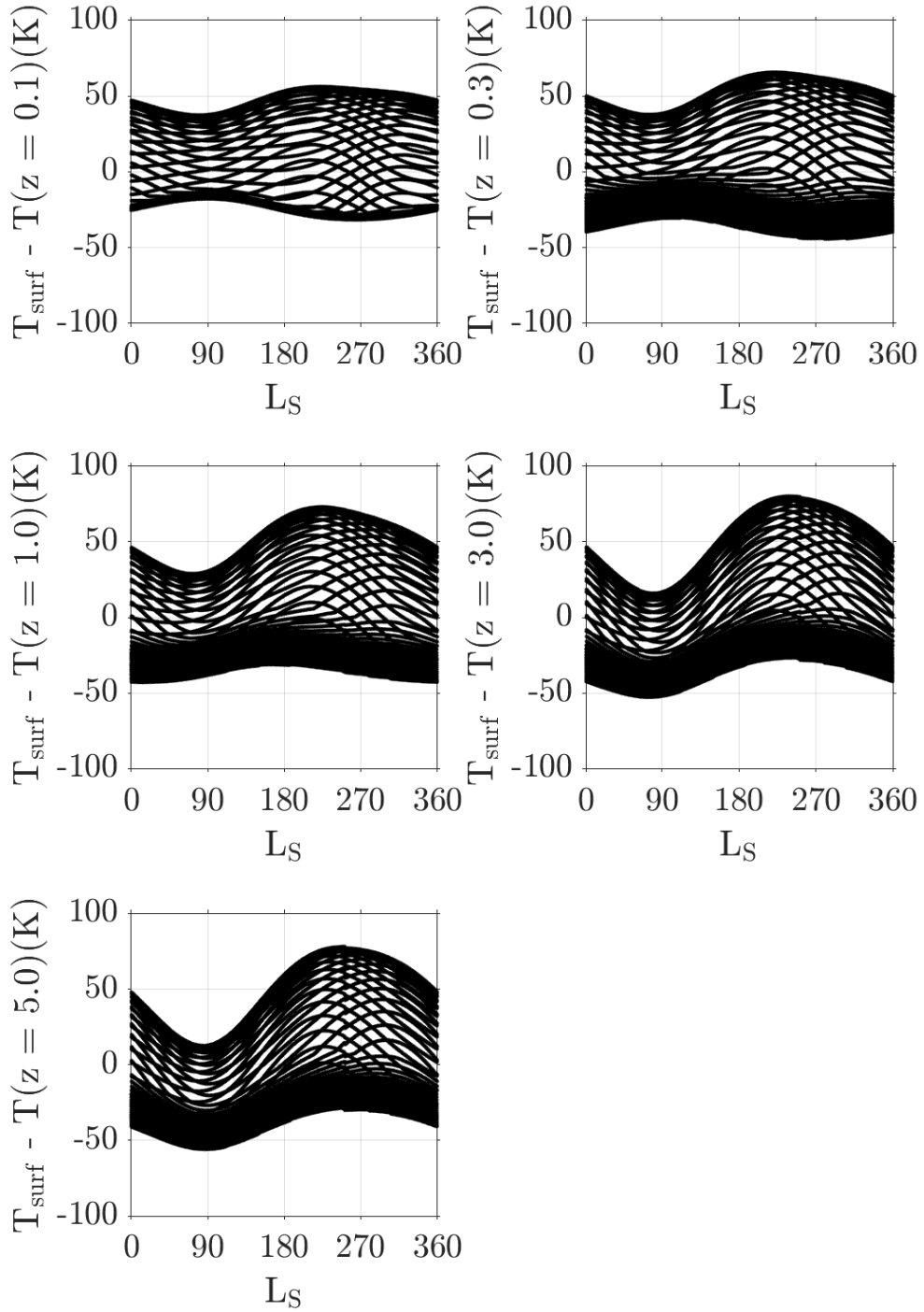


Figure 7: Same than figure 5 with PC site.



Chryse and Acidalia Planitiae - Orientation: 270°, Slope: 31°

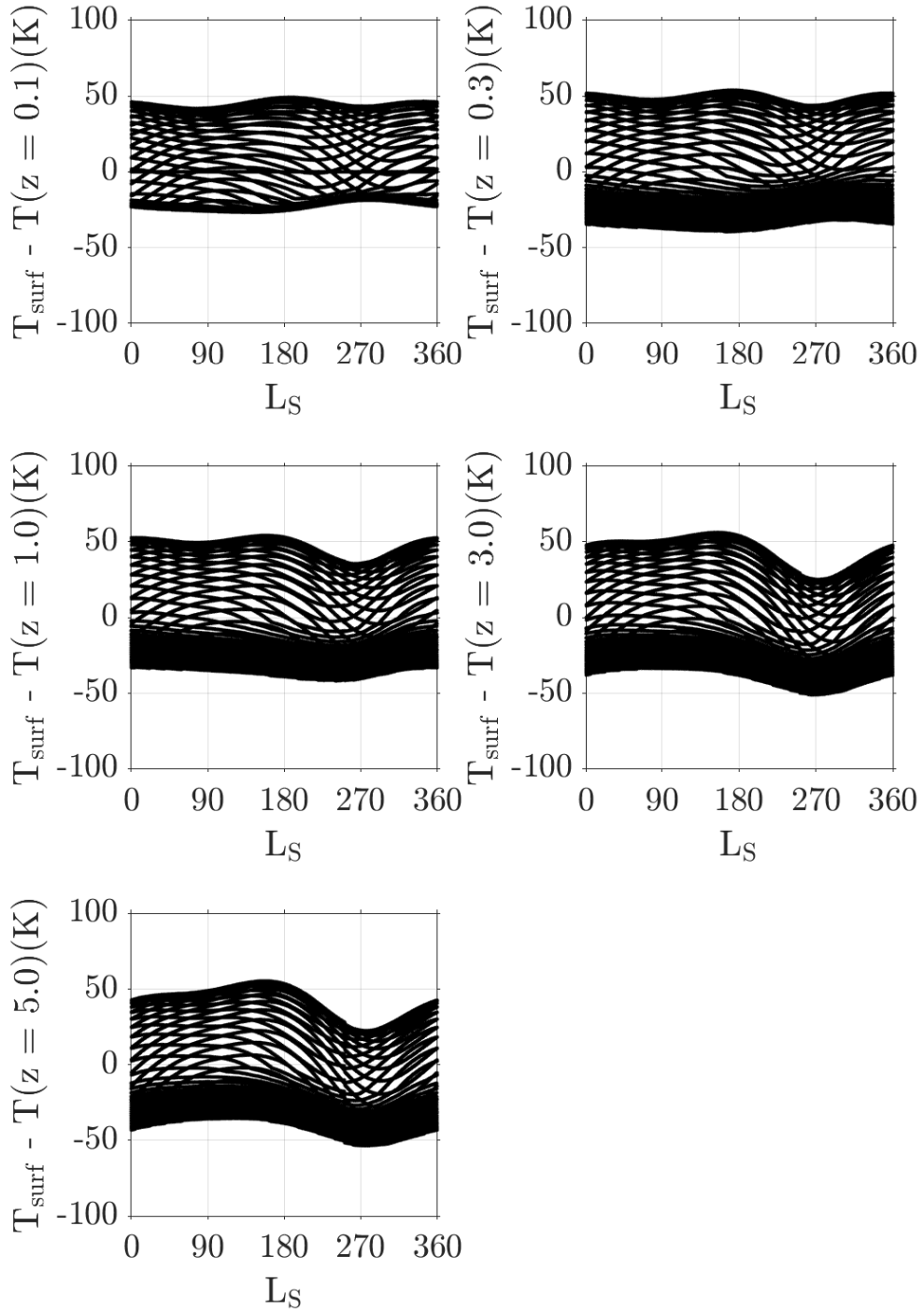


Figure 8: Same than figure 5 with CAP site.

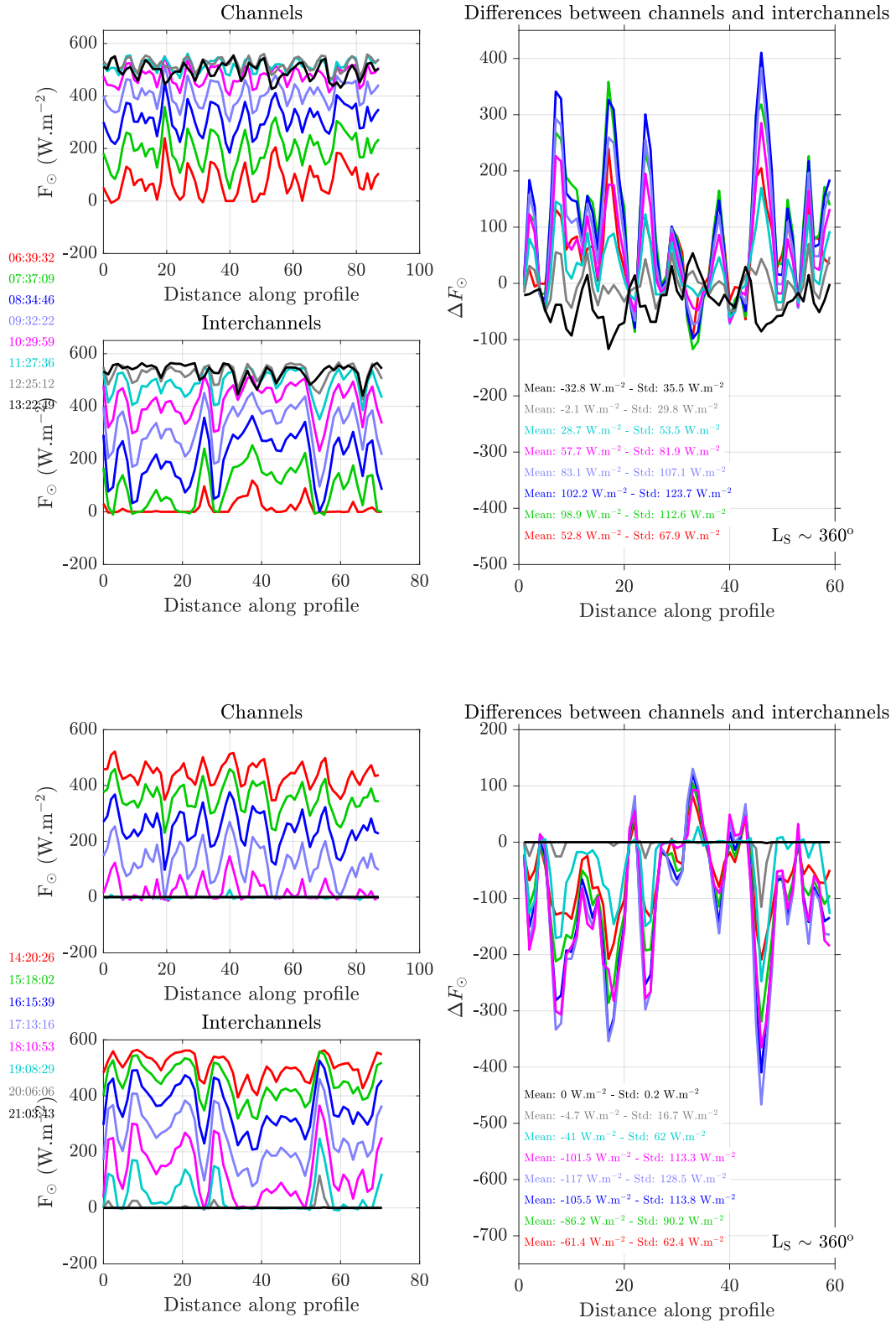


Figure 9: Same than article's figure 9 at  $L_S = 0^\circ$ .

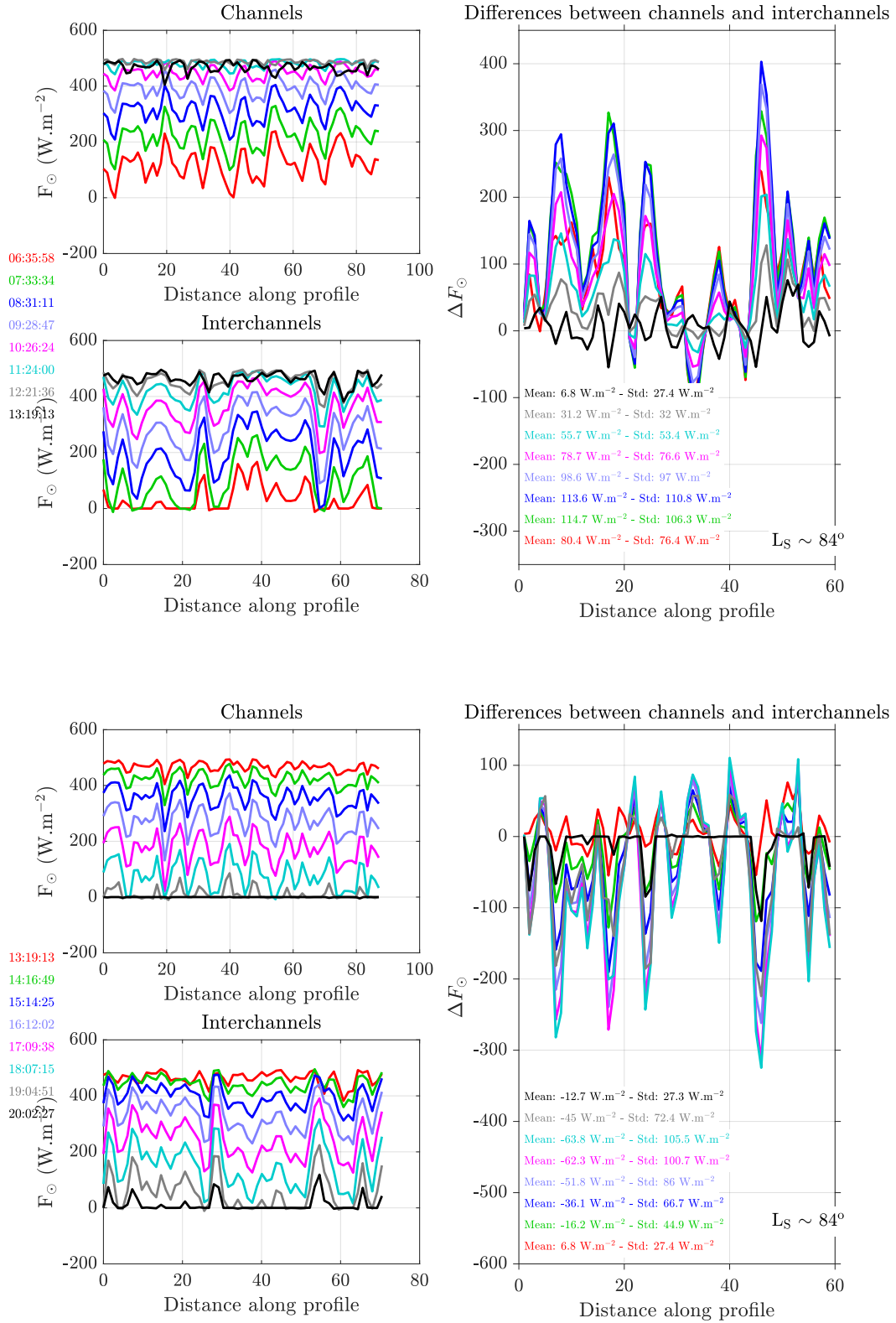


Figure 10: Same than article's figure 9 at  $L_S = 90^\circ$ .

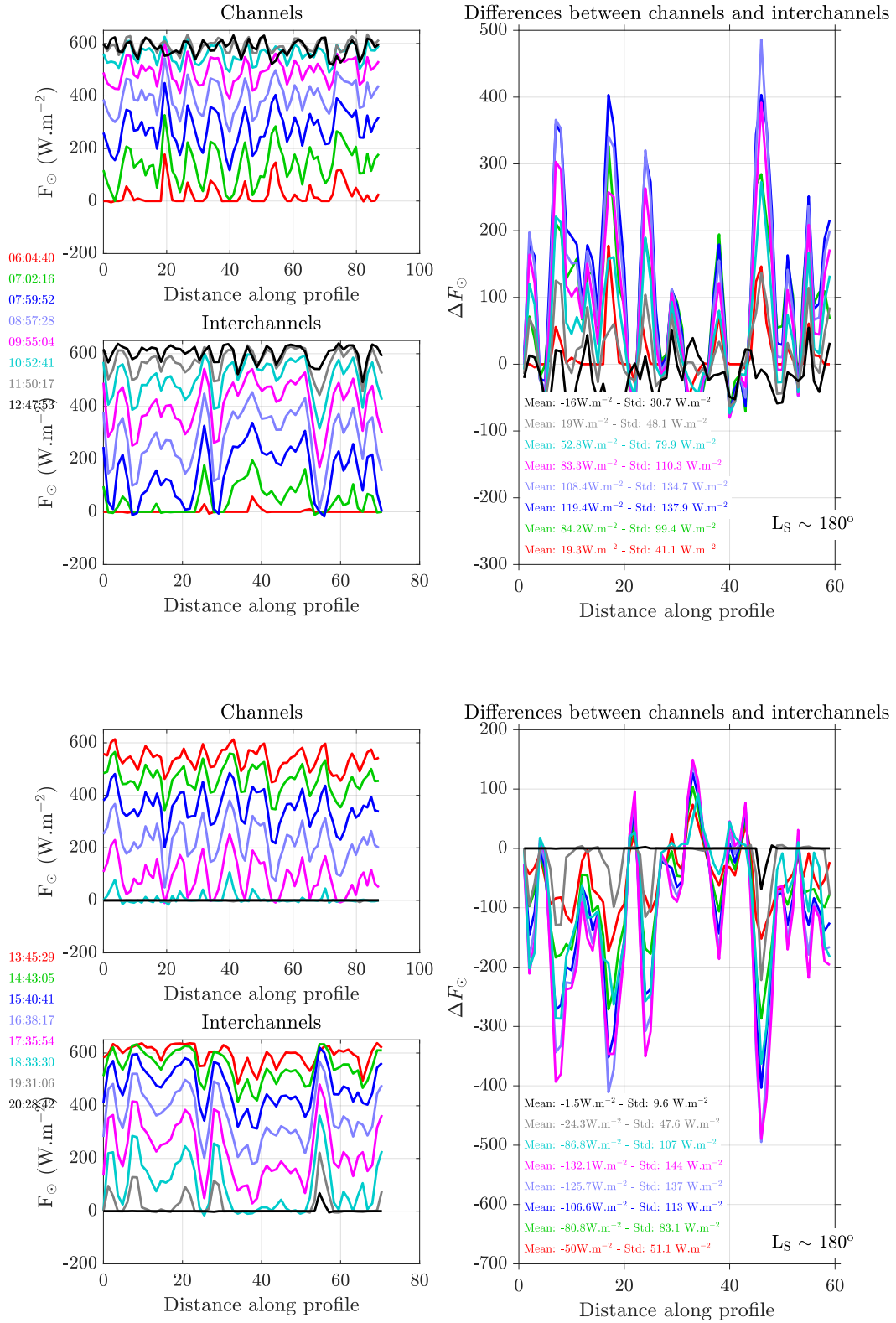


Figure 11: Same than article's figure 9 at  $L_S = 180^\circ$ .

## **D.2 Partie 2 - Estimation des erreurs de pentes par méthodes numériques**

Le document présenté ici est une première version de l'article qui sera consacré à l'estimation des incertitudes de pente, à partir d'une méthode de propagation numérique des erreurs verticales sur des modèles synthétiques. Les chapitres qui couvrent ce travail sont principalement les chapitres 6 et 7. La partie "Résultats" du chapitre 7 est reprise de ce brouillon d'article.

# Bibliographie

Abotalib, A. Z. and E. Heggy

2019. A deep groundwater origin for recurring slope lineae on mars. *Nature Geoscience*, 12(4) :235.

Ackermann, F.

1992. High-quality digital terrain models-the scop program and derived products. *EAR-SeL Advances in Remote Sensing*, 1(3) :122–128.

Acton, C. H.

1996. Ancillary data services of nasa's navigation and ancillary information facility. *Planetary and Space Science*, 44(1) :65–70.

Acuña, M., J. Connerney, R. Lin, D. Mitchell, C. Carlson, J. McFadden, K. Anderson, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, et al.

1999. Global distribution of crustal magnetization discovered by the mars global surveyor mag/er experiment. *Science*, 284(5415) :790–793.

Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, R. P. Lin, D. Mitchell, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, S. J. Bauer, P. Cloutier, and N. F. Ness

2001. Magnetic field of mars : Summary of results from the aerobraking and mapping orbits. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23403–23417.

Aharonson, O. and N. Schorghofer

2006. Subsurface ice on mars with rough topography. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111(E11).

Aharonson, O., N. Schorghofer, and M. F. Gerstell

2003. Slope streak formation and dust deposition rates on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E12).

- Aharonson, O., M. T. Zuber, and D. H. Rothman  
2001. Statistics of mars' topography from the mars orbiter laser altimeter : Slopes, correlations, and physical models. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23723–23735.
- Albee, A. L., R. E. Arvidson, F. Palluconi, and T. Thorpe  
2001. Overview of the mars global surveyor mission. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23291–23316.
- Allison, M. and M. McEwen  
2000. A post-pathfinder evaluation of areocentric solar coordinates with improved timing recipes for mars seasonal/diurnal climate studies. *Planetary and Space Science*, 48(2-3) :215–235.
- Ansan, V. and N. Mangold  
2013. 3d morphometry of valley networks on mars from hrsc/mex dems : Implications for climatic evolution through time. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118(9) :1873–1894.
- Appéré, T., B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet, and J.-P. Bibring  
2011. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on mars from omega on mars express. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 116(E5).
- Atwood-Stone, C. and A. S. McEwen  
2013. Avalanche slope angles in low-gravity environments from active martian sand dunes. *Geophysical Research Letters*, 40(12) :2929–2934.
- Audouard, J., F. Poulet, M. Vincendon, J.-P. Bibring, F. Forget, Y. Langevin, and B. Gondet  
2014. Mars surface thermal inertia and heterogeneities from omega/mex. *Icarus*, 233 :194–213.
- Baker, V. R. and R. C. Kochel  
1978. Morphometry of streamlined forms in terrestrial and martian channels. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, volume 9, Pp. 3193–3203.
- Baker, V. R. and D. J. Milton  
1974. Erosion by catastrophic floods on mars and earth. *Icarus*, 23(1) :27–41.
- Balme, M. R., P. L. Whelley, and R. Greeley  
2003. Mars : Dust devil track survey in argyre planitia and hellas basin. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E8).

- Banfield, D., A. Spiga, C. Newman, F. Forget, M. Lemmon, R. Lorenz, N. Murdoch, D. Viudez-Moreiras, J. Pla-Garcia, R. F. Garcia, et al.  
2020. The atmosphere of mars as observed by insight. *Nature Geoscience*, 13(3) :190–198.
- Bergonio, J. R., K. M. Rottas, and N. Schorghofer  
2013. Properties of martian slope streak populations. *Icarus*, 225(1) :194–199.
- Beyer, R. A., O. Alexandrov, and S. McMichael  
2018. The ames stereo pipeline : Nasa’s open source software for deriving and processing terrain data. *Earth and Space Science*, 5(9) :537–548.
- Bhardwaj, A., L. Sam, F. J. Martín-Torres, and M.-P. Zorzano  
2019. Are slope streaks indicative of global-scale aqueous processes on contemporary mars? *Reviews of Geophysics*, 57(1) :48–77.
- Bibring, J.-P., Y. Langevin, A. Gendrin, B. Gondet, F. Poulet, M. Berthé, A. Soufflot, R. Arvidson, N. Mangold, J. Mustard, P. Drossart, and the OMEGA team  
2005. Mars surface diversity as revealed by the omega/mars express observations. *Science*, 307(5715) :1576–1581.
- Bibring, J.-P., Y. Langevin, F. Poulet, A. Gendrin, B. Gondet, M. Berthé, A. Soufflot, P. Drossart, M. Combes, G. Bellucci, et al.  
2004. Perennial water ice identified in the south polar cap of mars. *Nature*, 428(6983) :627–630.
- Bibring, J. P., A. Soufflot, M. Berthé, Y. Langevin, B. Gondet, P. Drossart, M. Bouyé, M. Combes, P. Puget, A. Semery, G. Bellucci, V. Formisano, V. Moroz, V. Kottsov, G. Bonello, S. Erard, O. Forni, A. Gendrin, N. Manaud, F. Poulet, G. Poulleau, T. Encrenaz, T. Fouchet, R. Melchiori, F. Altieri, N. Ignatiev, D. Titov, L. Zasova, A. Coradini, F. Capacionni, P. Cerroni, S. Fonti, N. Mangold, P. Pinet, B. Schmitt, C. Sotin, E. Hauber, H. Hoffmann, R. Jaumann, U. Keller, R. Arvidson, J. Mustard, and F. Forget  
2004. OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité. In *Mars Express : the Scientific Payload*, A. Wilson and A. Chicarro, eds., volume 1240 of *ESA Special Publication*, Pp. 37–49.
- Bridges, N. T., K. E. Herkenhoff, T. N. Titus, and H. H. Kieffer  
2001. Ephemeral Dark Spots Associated with Martian Gullies. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Lunar and Planetary Science Conference, P. 2126.



Burton, I.

1963. The quantitative revolution and theoretical geography 1. *The Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, 7(4) :151–162.

Byrne, S.

2009. The polar deposits of mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37.

Byrne, S., C. M. Dundas, M. R. Kennedy, M. T. Mellon, A. S. McEwen, S. C. Cull, I. J. Daubar, D. E. Shean, K. D. Seelos, S. L. Murchie, B. A. Cantor, R. E. Arvidson, K. S. Edgett, A. Reufer, N. Thomas, T. N. Harrison, L. V. Posiolova, and F. P. Seelos

2009. Distribution of mid-latitude ground ice on mars from new impact craters. *Science*, 325(5948) :1674–1676.

Byrne, S., M. Zuber, and G. Neumann

2008. Interannual and seasonal behavior of martian residual ice-cap albedo. *Planetary and Space Science*, 56(2) :194–211. Mars Polar Processes : Atmosphere-Surface Interactions.

Campbell, W. W.

1896. Mars, by percival lowell. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 8(51) :207–220.

Cantor, B. A.

2007. Moc observations of the 2001 mars planet-encircling dust storm. *Icarus*, 186(1) :60–96.

Cantor, B. A. and M. C. Malin

2018. Mro marci observations of the evolution of the 2018 planet-encircling dust event. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2018, Pp. P34A–01.

Carr, M. H.

1995. The martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 100(E4) :7479–7507.

Carr, M. H., H. Masursky, and R. S. Saunders

1973. A generalized geologic map of mars. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 78(20) :4031–4036.

Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger

1959. *Conduction of heat in solids*, number BOOK. Clarendon press.

- Carter, J., D. Loizeau, N. Mangold, F. Poulet, and J.-P. Bibring  
2015. Widespread surface weathering on early mars : A case for a warmer and wetter climate. *Icarus*, 248 :373–382.
- Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring, N. Mangold, and S. Murchie  
2013. Hydrous minerals on mars as seen by the crism and omega imaging spectrometers : Updated global view. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118(4) :831–858.
- Chang, K.-t. and B.-w. Tsai  
1991. The effect of dem resolution on slope and aspect mapping. *Cartography and Geographic Information Systems*, 18(1) :69–77.
- Chassefière, E. and F. Leblanc  
2004. Mars atmospheric escape and evolution ; interaction with the solar wind. *Planetary and Space Science*, 52(11) :1039–1058. Planet Mars. Sponsors : Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) ; Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) ; Observatoire de Paris.
- Chevrier, V. F. and E. G. Rivera-Valentin  
2012. Formation of recurring slope lineae by liquid brines on present-day mars. *Geophysical Research Letters*, 39(21).
- Chicarro, A., P. Martin, and R. Trautner  
2004. The Mars Express mission : an overview. In *Mars Express : the Scientific Payload*, A. Wilson and A. Chicarro, eds., volume 1240 of *ESA Special Publication*, Pp. 3–13.
- Chojnacki, M.  
2018. Aeolian surface transport in response to the 2018 planet-encircling dust storm. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2018, Pp. P43J–3861.
- Chojnacki, M., A. McEwen, C. Dundas, L. Ojha, A. Urso, and S. Sutton  
2016. Geologic context of recurring slope lineae in melas and coprates chasmata, mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 121(7) :1204–1231.
- Christensen, P. R., D. L. Anderson, S. C. Chase, R. N. Clark, H. H. Kieffer, M. C. Malin, J. C. Pearl, J. Carpenter, N. Bandiera, F. G. Brown, et al.  
1992. Thermal emission spectrometer experiment : Mars observer mission. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 97(E5) :7719–7734.
- Christensen, P. R., J. L. Bandfield, R. N. Clark, K. S. Edgett, V. E. Hamilton, T. Hoefen, H. H. Kieffer, R. O. Kuzmin, M. D. Lane, M. C. Malin, R. V. Morris, J. C. Pearl, R. Pearson, T. L.

- Roush, S. W. Ruff, and M. D. Smith  
2000. Detection of crystalline hematite mineralization on mars by the thermal emission spectrometer : Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 105(E4) :9623–9642.
- Christensen, P. R., J. L. Bandfield, V. E. Hamilton, S. W. Ruff, H. H. Kieffer, T. N. Titus, M. C. Malin, R. V. Morris, M. D. Lane, R. Clark, et al.  
2001. Mars global surveyor thermal emission spectrometer experiment : investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23823–23871.
- Christensen, P. R., B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. C. Malin, H. Y. McSween, K. Nealson, G. L. Mehall, S. H. Silverman, S. Ferry, M. Caplinger, et al.  
2004. The thermal emission imaging system (themis) for the mars 2001 odyssey mission. *Space Science Reviews*, 110(1-2) :85–130.
- Chrust, M. F., C. D. Whiteman, and S. W. Hoch  
2013. Observations of thermally driven wind jets at the exit of weber canyon, utah. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(5) :1187–1200.
- Chuang, F. C., R. A. Beyer, A. S. McEwen, and B. J. Thomson  
2007. Hirise observations of slope streaks on mars. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Clancy, R., B. Sandor, M. Wolff, P. Christensen, M. Smith, J. Pearl, B. Conrath, and R. Wilson  
2000. An intercomparison of ground-based millimeter, mgs tes, and viking atmospheric temperature measurements : Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global mars atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 105(E4) :9553–9571.
- Clifford, S. and C. Bartels  
1986. The mars thermal model (marstherm) : A fortran 77 finite-difference program designed for general distribution. In *Lunar and Planetary Science Conference*, volume 17, Pp. 142–143.
- Cohen, J.  
1960. A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20(1) :37–46.
- Congalton, R. G.  
1991. A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 37(1) :35–46.

- Connerney, J. E. P., M. H. Acuña, P. J. Wasilewski, G. Kletetschka, N. F. Ness, H. Rème, R. P. Lin, and D. L. Mitchell  
2001. The global magnetic field of mars and implications for crustal evolution. *Geophysical Research Letters*, 28(21) :4015–4018.
- Connerney, J. E. P., M. H. Acuña, P. J. Wasilewski, N. F. Ness, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, R. P. Lin, D. L. Mitchell, and P. A. Cloutier  
1999. Magnetic lineations in the ancient crust of mars. *Science*, 284(5415) :794–798.
- Conway, S., A. Pommerol, N. Thomas, J. Raack, M. Philippe, and G. Cremonese  
2019. Seasonal ices and gullies on mars studied with cassis.
- Conway, S. J., T. N. Harrison, and S. R. Lewis  
2018. Chapter 3 - martian gullies and their connection with the martian climate. In *Dynamic Mars*, R. J. Soare, S. J. Conway, and S. M. Clifford, eds., Pp. 87–119. Elsevier.
- Costard, F., F. Forget, N. Mangold, and J. P. Peulvast  
2002. Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science*, 295(5552) :110–113.
- Craddock, R. A., T. A. Maxwell, and A. D. Howard  
1997. Crater morphometry and modification in the sinus sabaeus and margaritifer sinus regions of mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 102(E6) :13321–13340.
- Cressie, N.  
2015. *Statistics for spatial data*. John Wiley & Sons.
- Cutts, J. A. and R. S. U. Smith  
1973. Eolian deposits and dunes on mars. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 78(20) :4139–4154.
- De Beule, C., G. Wurm, T. Kelling, M. Küpper, T. Jankowski, and J. Teiser  
2014. The martian soil as a planetary gas pump. *Nature Physics*, 10(1) :17–20.
- Dickson, J., L. Kerber, C. Fassett, and B. Ehlmann  
2018. A global, blended ctx mosaic of mars with vectorized seam mapping : A new mosaicking pipeline using principles of non-destructive image editing. In *Lunar and planetary science conference*, volume 49, Pp. 1–2.

- Diniega, S., A. M. Bramson, B. Buratti, P. Buhler, D. M. Burr, M. Chojnacki, S. J. Conway, C. M. Dundas, C. J. Hansen, A. S. McEwen, M. G. Lapôtre, J. Levy, L. Mc Keown, S. Piqueux, G. Portyankina, C. Swann, T. N. Titus, and J. M. Widmer  
2021. Modern mars' geomorphological activity, driven by wind, frost, and gravity. *Geomorphology*, 380 :107627.
- Dundas, C., A. McEwen, M. Chojnacki, M. Milazzo, and S. Byrne  
2017a. A granular flow model for recurring slope lineae on mars. In *Lunar and Planetary Science Conference*, volume 48.
- Dundas, C. M.  
2020a. An aeolian grainflow model for martian recurring slope lineae. *Icarus*, 343 :113681.
- Dundas, C. M.  
2020b. Geomorphological evidence for a dry dust avalanche origin of slope streaks on mars. *Nature Geoscience*, 13(7) :473–476.
- Dundas, C. M., A. S. McEwen, M. Chojnacki, M. P. Milazzo, S. Byrne, J. N. McElwaine, and A. Urso  
2017b. Granular flows at recurring slope lineae on mars indicate a limited role for liquid water. *Nature geoscience*, 10(12) :903.
- Dundas, C. M., A. S. McEwen, S. Diniega, C. J. Hansen, S. Byrne, and J. N. McElwaine  
2019. The formation of gullies on mars today. *Geological Society, London, Special Publications*, 467(1) :67–94.
- Dunn, M. and R. Hickey  
1998. The effect of slope algorithms on slope estimates within a gis. *Cartography*, 27(1) :9–15.
- Edgett, K., M. Malin, R. Sullivan, P. Thomas, and J. Veverka  
2000. Dynamic mars : New dark slope streaks observed on annual and decadal time scales. In *Lunar and Planetary Science Conference*, P. 1058.
- Edwards, C. S. and S. Piqueux  
2016. The water content of recurring slope lineae on mars. *Geophysical Research Letters*, 43(17) :8912–8919.

- Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, S. L. Murchie, J.-P. Bibring, A. Meunier, A. A. Fraeman, and Y. Langevin  
2011. Subsurface water and clay mineral formation during the early history of mars. *Nature*, 479(7371) :53–60.
- Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, G. A. Swayze, R. N. Clark, J. L. Bishop, F. Poulet, D. J. Des Marais, L. H. Roach, R. E. Milliken, J. J. Wray, O. Barnouin-Jha, and S. L. Murchie  
2009. Identification of hydrated silicate minerals on mars using mro-crisp : Geologic context near nili fossae and implications for aqueous alteration. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(E2).
- Eyton, R. J.  
1991. Rate-of-change maps. *Cartography and Geographic Information Systems*, 18(2) :87–103.
- Feldman, W. C., T. H. Prettyman, S. Maurice, J. J. Plaut, D. L. Bish, D. T. Vaniman, M. T. Mellon, A. E. Metzger, S. W. Squyres, S. Karunatillake, W. V. Boynton, R. C. Elphic, H. O. Funsten, D. J. Lawrence, and R. L. Tokar  
2004. Global distribution of near-surface hydrogen on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 109(E9).
- Fenton, L. K.  
2020. Updating the global inventory of dune fields on mars and identification of many small dune fields. *Icarus*, 352 :114018.
- Fenton, L. K. and R. Lorenz  
2015. Dust devil height and spacing with relation to the martian planetary boundary layer thickness. *Icarus*, 260 :246–262.
- Fenton, L. K., A. D. Toigo, and M. I. Richardson  
2005. Aeolian processes in proctor crater on mars : Mesoscale modeling of dune-forming winds. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 110(E6).
- Fergason, R. L., P. R. Christensen, and H. H. Kieffer  
2006. High-resolution thermal inertia derived from the thermal emission imaging system (themis) : Thermal model and applications. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111(E12).
- Ferguson, H. and B. Lucchitta  
1984. Dark streaks on talus slopes, mars. *NASA Tech. Memo., NASA TM-86246*, Pp. 188–190.

- Ferris, J. C., J. M. Dohm, V. R. Baker, and T. Maddock III  
2002. Dark slope streaks on mars : Are aqueous processes involved? *Geophysical Research Letters*, 29(10) :128-1-128-4.
- Fisher, P. F. and N. J. Tate  
2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 30(4) :467-489.
- Fleming, M. D. and R. M. Hoffer  
1979. Machine processing of landsat mss data and dma topographic data for forest cover type mapping. In *LARS Symposia*, P. 302.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J.-P. Huot  
1999. Improved general circulation models of the martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 104(E10) :24155-24175.
- Forget, F., A. Spiga, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet  
2007. Remote sensing of surface pressure on mars with the mars express/omega spectrometer : 1. retrieval method. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E8).
- Gaidos, E. J.  
2001. Cryovolcanism and the recent flow of liquid water on mars. *Icarus*, 153(1) :218-223.
- Galofre, A. G., A. M. Jellinek, and G. R. Osinski  
2020. Valley formation on early mars by subglacial and fluvial erosion. *Nature Geoscience*, 13(10) :663-668.
- Gardin, E., P. Allemand, C. Quantin, S. Silvestro, and C. Delacourt  
2012. Dune fields on mars : Records of a climate change ? *Planetary and Space Science*, 60(1) :314-321. Titan Through Time : A Workshop on Titan's Formation, Evolution and Fate.
- Gardin, E., P. Allemand, C. Quantin, and P. Thollot  
2010. Defrosting, dark flow features, and dune activity on mars : Example in russell crater. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115(E6).
- Garvin, J., S. Sakimoto, and J. Frawley  
2003. Craters on mars : Global geometric properties from gridded mola topography.

- Gaudin, A., E. Dehouck, and N. Mangold  
2011. Evidence for weathering on early mars from a comparison with terrestrial weathering profiles. *Icarus*, 216(1) :257–268.
- Gendrin, A., N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonello, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, and S. LeMouélic  
2005. Sulfates in martian layered terrains : The omega/mars express view. *Science*, 307(5715) :1587–1591.
- Gierasch, P. and C. Sagan  
1971. A preliminary assessment of martian wind regimes. *Icarus*, 14(3) :312–318.
- Golombek, M., R. Cook, T. Economou, W. Folkner, A. Haldemann, P. Kallemeyn, J. M. Knudsen, R. Manning, H. Moore, T. Parker, et al.  
1997. Overview of the mars pathfinder mission and assessment of landing site predictions. *Science*, 278(5344) :1743–1748.
- Golombek, M., D. Kipp, N. Warner, I. J. Daubar, R. Fergason, R. L. Kirk, R. Beyer, A. Huer-tas, S. Piqueux, N. Putzig, et al.  
2017. Selection of the insight landing site. *Space Science Reviews*, 211(1) :5–95.
- Gough, R., V. Chevrier, K. Baustian, M. Wise, and M. Tolbert  
2011. Laboratory studies of perchlorate phase transitions : Support for metastable aqueous perchlorate solutions on mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(3) :371–377.
- Gough, R., V. Chevrier, and M. Tolbert  
2014. Formation of aqueous solutions on mars via deliquescence of chloride–perchlorate binary mixtures. *Earth and Planetary Science Letters*, 393 :73–82.
- Gough, R., V. Chevrier, and M. Tolbert  
2016. Formation of liquid water at low temperatures via the deliquescence of calcium chloride : Implications for antarctica and mars. *Planetary and Space Science*, 131 :79–87.
- Gough, R. V., D. L. Nuding, P. D. Archer Jr, M. S. Fernanders, S. D. Guzewich, M. A. Tolbert, and A. D. Toigo  
2020. Changes in soil cohesion due to water vapor exchange : A proposed dry-flow trigger mechanism for recurring slope lineae on mars. *Geophysical Research Letters*, 47(11) :e2020GL087618.



- Greeley, R., P. L. Whelley, R. E. Arvidson, N. A. Cabrol, D. J. Foley, B. J. Franklin, P. G. Geissler, M. P. Golombek, R. O. Kuzmin, G. A. Landis, M. T. Lemmon, L. D. V. Neakrase, S. W. Squyres, and S. D. Thompson  
2006. Active dust devils in gusev crater, mars : Observations from the mars exploration rover spirit. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111(E12).
- Grimm, R. E., K. P. Harrison, and D. E. Stillman  
2014. Water budgets of martian recurring slope lineae. *Icarus*, 233 :316–327.
- Guerlet, S., N. Ignatiev, F. Forget, T. Fouchet, A. Shakun, E. Millour, L. Montabone, R. Young, A. Grigoriev, A. Trokhimovskiy, et al.  
2019. Thermal structure and aerosol content in the martian atmosphere from acs-tirvim on board exomars/tgo. In *EGU General Assembly 2019*.
- Gulick, V. C.  
2001. Origin of the valley networks on mars : a hydrological perspective. *Geomorphology*, 37(3) :241–268.
- Guth, P.  
1995. Slope and aspects calculations on gridded digital elevation models : examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, (101) :31–52.
- Gwinner, K., R. Jaumann, E. Hauber, H. Hoffmann, C. Heipke, J. Oberst, G. Neukum, V. Ansan, J. Bostelmann, A. Dumke, S. Elgner, G. Erkeling, F. Fueten, H. Hiesinger, N. Hoekzema, E. Kersten, D. Loizeau, K.-D. Matz, P. McGuire, V. Mertens, G. Michael, A. Pasewaldt, P. Pinet, F. Preusker, D. Reiss, T. Roatsch, R. Schmidt, F. Scholten, M. Spiegel, R. Stesky, D. Tirsch, S. van Gasselt, S. Walter, M. Wählisch, and K. Willner  
2016. The high resolution stereo camera (hrsc) of mars express and its approach to science analysis and mapping for mars and its satellites. *Planetary and Space Science*, 126 :93–138.
- Gwinner, K., F. Scholten, M. Spiegel, R. Schmidt, B. Giese, J. Oberst, C. Heipke, R. Jaumann, and G. Neukum  
2009. Derivation and validation of high-resolution digital terrain models from mars express hrsc data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 75(9) :1127–1142.
- Haberle, R. M., R. T. Clancy, F. Forget, M. D. Smith, and R. W. Zurek  
2017. *The atmosphere and climate of Mars*. Cambridge University Press.

- Haberle, R. M., C. B. Leovy, and J. B. Pollack  
1982. Some effects of global dust storms on the atmospheric circulation of mars. *Icarus*, 50(2) :322–367.
- Hanner, M., R. Giese, K. Weiss, and R. Zerull  
1981. On the definition of albedo and application to irregular particles. *Astronomy and Astrophysics*, 104 :42–46.
- Hao, J., G. Michael, S. Adeli, R. Jaumann, G. Portyankina, E. Hauber, C. Millot, and W. Zschneid  
2020. Variability of spider spatial configuration at the martian south pole. *Planetary and Space Science*, 185 :104848.
- Hapke, B.  
1981. Bidirectional reflectance spectroscopy : 1. theory. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B4) :3039–3054.
- Harrison, K. P. and R. E. Grimm  
2005. Groundwater-controlled valley networks and the decline of surface runoff on early mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 110(E12).
- Harrison, T. N., G. R. Osinski, L. L. Tornabene, and E. Jones  
2015. Global documentation of gullies with the mars reconnaissance orbiter context camera and implications for their formation. *Icarus*, 252 :236–254.
- Hartmann, W. K. and G. Neukum  
2001. Cratering chronology and the evolution of mars. In *Chronology and Evolution of Mars*, R. Kallenbach, J. Geiss, and W. K. Hartmann, eds., Pp. 165–194, Dordrecht. Springer Netherlands.
- Hartmann, W. K., T. Thorsteinsson, and F. Sigurdsson  
2003. Martian hillside gullies and icelandic analogs. *Icarus*, 162(2) :259–277.
- Hayward, R., L. Fenton, and T. Titus  
2014. Mars global digital dune database (mgd3) : Global dune distribution and wind pattern observations. *Icarus*, 230 :38–46. Third Planetary Dunes Systems.
- Hayward, R. K., K. F. Mullins, L. K. Fenton, T. M. Hare, T. N. Titus, M. C. Bourke, A. Colaprete, and P. R. Christensen  
2007. Mars global digital dune database and initial science results. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E11).

- Head, J. W., D. R. Marchant, F. Forget, J. Laskar, J. B. Madeleine, and J. L. Fastook  
2009. Deciphering the Late Amazonian Climate History of Mars : Assessing Obliquity Predictions with Geological Observations and Atmospheric General Circulation Models. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Lunar and Planetary Science Conference, P. 1349.
- Hecht, M., S. Kounaves, R. Quinn, S. West, S. Young, D. Ming, D. Catling, B. Clark, W. Boynton, J. Hoffman, et al.  
2009. Detection of perchlorate and the soluble chemistry of martian soil at the phoenix lander site. *Science*, 325(5936) :64–67.
- Heipke, C., J. Oberst, J. Alibert, M. Attwenger, P. Dorninger, E. Dorrer, M. Ewe, S. Gehrke, K. Gwinner, H. Hirschmüller, J. Kim, R. Kirk, H. Mayer, J.-P. Muller, R. Rengarajan, M. Rentsch, R. Schmidt, F. Scholten, J. Shan, M. Spiegel, M. Wählisch, and G. Neukum  
2007. Evaluating planetary digital terrain models—the hrsc dtm test. *Planetary and Space Science*, 55(14) :2173–2191.
- Hess, S., J. Ryan, J. Tillman, R. Henry, and C. Leovy  
1980. The annual cycle of pressure on mars measured by viking landers 1 and 2. *Geophysical Research Letters*, 7(3) :197–200.
- Hess, S. L., R. M. Henry, and J. E. Tillman  
1979. The seasonal variation of atmospheric pressure on mars as affected by the south polar cap. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B6) :2923–2927.
- Heuvelink, G. B. M., P. A. Burrough, and A. Stein  
1989. Propagation of errors in spatial modelling with gis. *International Journal of Geographical Information Systems*, 3(4) :303–322.
- Heyer, T., J. Raack, H. Hiesinger, and R. Jaumann  
2020. Dust devil triggering of slope streaks on mars. *Icarus*, 351 :113951.
- Hodgson, M. E.  
1995. What cell size does the computed slope/aspect angle represent? *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 6(5) :513–517.
- Horn, B. K. P.  
1981. Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE*, 69(1) :14–47.
- Hourdin, F., P. L. Van, F. Forget, and O. Talagrand  
1993. Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on mars. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50(21) :3625 – 3640.

- Huber, C., L. Ojha, L. Lark, and J. W. Head  
2020. Physical models and predictions for recurring slope lineae formed by wet and dry processes. *Icarus*, 335 :113385.
- Hunter, G. J. and M. F. Goodchild  
1997. Modeling the uncertainty of slope and aspect estimates derived from spatial databases. *Geographical Analysis*, 29(1) :35–49.
- Hynek, B. M., M. Beach, and M. R. T. Hoke  
2010. Updated global map of martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115(E9).
- Jakosky, B. M. and R. J. Phillips  
2001. Mars' volatile and climate history. *nature*, 412(6843) :237–244.
- Jakosky, B. M., M. Slipski, M. Benna, P. Mahaffy, M. Elrod, R. Yelle, S. Stone, and N. Alsaeed  
2017. Mars' atmospheric history derived from upper-atmosphere measurements of 38ar/36ar. *Science*, 355(6332) :1408–1410.
- Jaumann, R., G. Neukum, T. Behnke, T. Duxbury, K. Eichentopf, J. Flohrer, S. Gasselt, B. Giese, K. Gwinner, E. Hauber, H. Hoffmann, A. Hoffmeister, U. Köhler, K.-D. Matz, T. McCord, V. Mertens, J. Oberst, R. Pischel, D. Reiss, E. Ress, T. Roatsch, P. Saiger, F. Scholten, G. Schwarz, K. Stephan, and M. Wählisch  
2007. The high-resolution stereo camera (hrsc) experiment on mars express : Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. *Planetary and Space Science*, 55(7) :928–952.
- Johnsson, A., D. Reiss, E. Hauber, H. Hiesinger, and M. Zanetti  
2014. Evidence for very recent melt-water and debris flow activity in gullies in a young mid-latitude crater on mars. *Icarus*, 235 :37–54.
- Jones, K. H.  
1998. A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the dem. *Computers & Geosciences*, 24(4) :315 – 323.
- Kaplan, L. D., G. Münch, and H. Spinrad  
1964. An analysis of the spectrum of mars. *Astrophysical Journal*, 139(1) :1–15.
- Kieffer, H. H.  
2000. Annual Punctuated CO<sub>2</sub> Slab-Ice and Jets on Mars. In *Second International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, P. 93.

Kieffer, H. H.

2007. Cold jets in the martian polar caps. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E8).

Kieffer, H. H.

2013. Thermal model for analysis of mars infrared mapping. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118(3) :451–470.

Kieffer, H. H., P. R. Christensen, and T. N. Titus

2006. Co<sub>2</sub> jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in mars' seasonal south polar ice cap. *Nature*, 442(7104) :793–796.

Kieffer, H. H., T. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner, and F. D. Palluconi  
1977. Thermal and albedo mapping of mars during the viking primary mission. *Journal of Geophysical Research*, 82(28) :4249–4291.

Kirk, R., E. Howington-Kraus, D. Galuszka, B. Redding, J. Antonsen, K. Coker, E. Foster, M. Hopkins, A. Licht, A. Fennema, et al.

2011. Near-complete 1-m topographic models of the msl candidate landing sites : Site safety and quality evaluation. In *European Planetary Science Conference*, volume 6. Citeseer.

Kirk, R., E. Howington-Kraus, M. Rosiek, J. Anderson, B. Archinal, K. Becker, D. Cook, D. Galuszka, P. Geissler, T. Hare, et al.

2008. Ultrahigh resolution topographic mapping of mars with mro hirise stereo images : Meter-scale slopes of candidate phoenix landing sites. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113(E3).

Kirk, R. L., E. Howington-Kraus, B. Redding, D. Galuszka, T. M. Hare, B. A. Archinal, L. A. Soderblom, and J. M. Barrett

2003. High-resolution topomapping of candidate mer landing sites with mars orbiter camera narrow-angle images. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E12).

Korablev, O., F. Montmessin, A. Trokhimovskiy, A. A. Fedorova, A. Shakun, A. Grigoriev, B. Moshkin, N. Ignatiev, F. Forget, F. Lefèvre, et al.

2018. The atmospheric chemistry suite (acs) of three spectrometers for the exomars 2016 trace gas orbiter. *Space Science Reviews*, 214(1) :1–62.

Kreslavsky, M. A. and J. W. Head

1999. Kilometer-scale slopes on mars and their correlation with geologic units : Initial

- results from mars orbiter laser altimeter (mola) data. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 104(E9) :21911–21924.
- Kreslavsky, M. A. and J. W. Head  
2009. Slope streaks on mars : A new “wet” mechanism. *Icarus*, 201(2) :517–527.
- Kuiper, G. P.  
1955. On the martian surface features. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 67(398) :271–282.
- Kuiper, G. P.  
1957. Visual observations of mars, 1956. *The Astrophysical Journal*, 125 :307.
- Langevin, Y., J.-P. Bibring, F. Montmessin, F. Forget, M. Vincendon, S. Douté, F. Poulet, and B. Gondet  
2007. Observations of the south seasonal cap of mars during recession in 2004–2006 by the omega visible/near-infrared imaging spectrometer on board mars express. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E8).
- Langevin, Y., F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Schmitt, S. Douté, and B. Gondet  
2005. Summer evolution of the north polar cap of mars as observed by omega/mars express. *Science*, 307(5715) :1581–1584.
- Lark, L., C. Huber, and J. Head  
2021. Anomalous recurring slope lineae on mars : Implications for formation mechanisms. *Icarus*, 357 :114129.
- Larroque, J.  
2016. *Étude théorique de l’anisotropie du transport thermique dans des nanostructures à base de silicium et de germanium*. PhD thesis, Université Paris-Saclay.
- 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(2) :343–364.
- Le Gallo, J.  
2000. Économétrie spatiale (1, Autocorrélation spatiale). Research report, Laboratoire d’analyse et de techniques économiques(LATEC).
- Leask, E. K., B. L. Ehlmann, M. M. Dundar, S. L. Murchie, and F. P. Seelos  
2018. Challenges in the search for perchlorate and other hydrated minerals with 2.1- $\mu\text{m}$  absorptions on mars. *Geophysical Research Letters*, 45(22) :12,180–12,189.

- Leighton, R. B., B. C. Murray, R. P. Sharp, J. D. Allen, and R. K. Sloan  
1965. Mariner iv photography of mars : Initial results. *Science*, 149(3684) :627–630.
- Lemmon, M. T., M. J. Wolff, J. F. Bell III, M. D. Smith, B. A. Cantor, and P. H. Smith  
2015. Dust aerosol, clouds, and the atmospheric optical depth record over 5 mars years of the mars exploration rover mission. *Icarus*, 251 :96–111.
- Levy, J.  
2012. Hydrological characteristics of recurrent slope lineae on mars : Evidence for liquid flow through regolith and comparisons with antarctic terrestrial analogs. *Icarus*, 219(1) :1–4.
- Leyrat, C., R. D. Lorenz, and A. Le Gall  
2016. Probing pluto’s underworld : Ice temperatures from microwave radiometry decoupled from surface conditions. *Icarus*, 268 :50–55.
- Lherm, V., R. Deguen, T. Alboussière, and M. Landeau  
2020. Rayleigh-taylor instability during impact cratering experiments.
- Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, V. Ansan, E. Hauber, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum  
2010. Stratigraphy in the mawrth vallis region through omega, hrsc color imagery and dtm. *Icarus*, 205(2) :396–418.
- Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum  
2007. Phyllosilicates in the mawrth vallis region of mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E8).
- Loizeau, D., C. Quantin-Nataf, J. Carter, J. Flahaut, P. Thollot, L. Lozac’h, and C. Millot  
2018. Quantifying widespread aqueous surface weathering on mars : The plateaus south of coprates chasma. *Icarus*, 302 :451–469.
- Macher, W., N. Kömle, Y. Skorov, L. Rezac, G. Kargl, and P. Tiefenbacher  
2019. 3d thermal modeling of two selected regions on comet 67p and comparison with rosetta/miro measurements. *A&A*, 630 :A12.
- Mahaffy, P. R., C. R. Webster, S. K. Atreya, H. Franz, M. Wong, P. G. Conrad, D. Harpold, J. J. Jones, L. A. Leshin, H. Manning, et al.  
2013. Abundance and isotopic composition of gases in the martian atmosphere from the curiosity rover. *Science*, 341(6143) :263–266.

- Malin, M. C., J. F. Bell, B. A. Cantor, M. A. Caplinger, W. M. Calvin, R. T. Clancy, K. S. Edgett, L. Edwards, R. M. Haberle, P. B. James, et al.  
2007. Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).
- Malin, M. C., G. Danielson, A. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. Ravine, and T. Soulanille  
1992. Mars observer camera. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 97(E5) :7699–7718.
- Malin, M. C. and K. S. Edgett  
2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on mars. *Science*, 288(5475) :2330–2335.
- Malin, M. C. and K. S. Edgett  
2001. Mars global surveyor mars orbiter camera : interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23429–23570.
- Martín-Torres, F. J., M.-P. Zorzano, P. Valentín-Serrano, A.-M. Harri, M. Genzer, O. Kempinen, E. G. Rivera-Valentin, I. Jun, J. Wray, M. B. Madsen, et al.  
2015. Transient liquid water and water activity at gale crater on mars. *Nature Geoscience*, 8(5) :357.
- Massé, M., P. Beck, B. Schmitt, A. Pommerol, A. McEwen, V. Chevrier, O. Brissaud, and A. Séjourné  
2014. Spectroscopy and detectability of liquid brines on mars. *Planetary and space science*, 92 :136–149.
- Massé, M., S. J. Conway, J. Gargani, M. R. Patel, K. Pasquon, A. McEwen, S. Carpy, V. Chevrier, M. R. Balme, L. Ojha, et al.  
2016. Transport processes induced by metastable boiling water under martian surface conditions. *Nature Geoscience*, 9(6) :425.
- Masursky, H.  
1973. An overview of geological results from mariner 9. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 78(20) :4009–4030.
- McCleese, D. J., J. T. Schofield, F. W. Taylor, S. B. Calcutt, M. C. Foote, D. M. Kass, C. B. Leovy, D. A. Paige, P. L. Read, and R. W. Zurek  
2007. Mars climate sounder : An investigation of thermal and water vapor structure,



- dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).
- McEwen, A., L. Ojha, C. Dundas, S. Mattson, S. Byrne, J. Wray, S. Cull, and S. Murchie  
2011. Transient Slope Lineae : Evidence for Summertime Briny Flows on Mars ? In *Lunar and Planetary Science Conference*, Lunar and Planetary Science Conference, P. 2314.
- McEwen, A. S.  
2018. Chapter 10 - are recurring slope lineae habitable ? In *From Habitability to Life on Mars*, N. A. Cabrol and E. A. Grin, eds., Pp. 249–274. Elsevier.
- McEwen, A. S., C. M. Dundas, S. S. Mattson, A. D. Toigo, L. Ojha, J. J. Wray, M. Chojnacki, S. Byrne, S. L. Murchie, and N. Thomas  
2014. Recurring slope lineae in equatorial regions of mars. *Nature geoscience*, 7(1) :53–58.
- McEwen, A. S., E. M. Eliason, J. W. Bergstrom, N. T. Bridges, C. J. Hansen, W. A. Delamere, J. A. Grant, V. C. Gulick, K. E. Herkenhoff, L. Keszthelyi, et al.  
2007. Mars reconnaissance orbiter’s high resolution imaging science experiment (hi-rise). *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).
- McEwen, A. S., L. Ojha, C. M. Dundas, S. S. Mattson, S. Byrne, J. J. Wray, S. C. Cull, S. L. Murchie, N. Thomas, and V. C. Gulick  
2011. Seasonal flows on warm martian slopes. *Science*, 333(6043) :740–743.
- McEwen, A. S., E. Schaefer, S. Sutton, and M. Chojnacki  
2019. Remarkably Widespread RSL Activity Following the Great Martian Dust Storm of 2018. In *EPSC-DPS Joint Meeting 2019*, volume 2019, Pp. EPSC–DPS2019–557.
- McEwen, A. S., E. I. Schaefer, C. M. Dundas, S. S. Sutton, L. K. Tamppari, and M. Chojnacki  
2021. Mars : Abundant recurring slope lineae (rsl) following the planet-encircling dust event (pede) of 2018. *Journal of Geophysical Research : Planets*, n/a(n/a) :e2020JE006575.
- McEwen, A. S. and L. A. Soderblom  
1993. Global and regional/seasonal color mosaics of mars. In *Lunar and Planetary Science Conference*, volume 24.
- McLaughlin, D. B.  
1954. Volcanism and Aeolian Deposition on Mars. *GSA Bulletin*, 65(7) :715–718.
- McMillen, D. P.  
1992. Probit with spatial autocorrelation. *Journal of Regional Science*, 32(3) :335–348.

- Mellon, M. T., R. E. Arvidson, H. G. Sizemore, M. L. Searls, D. L. Blaney, S. Cull, M. H. Hecht, T. L. Heet, H. U. Keller, M. T. Lemmon, W. J. Markiewicz, D. W. Ming, R. V. Morris, W. T. Pike, and A. P. Zent  
2009. Ground ice at the phoenix landing site : Stability state and origin. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(E1).
- Mellon, M. T. and B. M. Jakosky  
1993. Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 98(E2) :3345–3364.
- Melosh, H. J.  
1989. Impact cratering : A geologic process. *icgp*.
- Metzger, S. M., J. R. Carr, J. R. Johnson, T. J. Parker, and M. T. Lemmon  
1999. Dust devil vortices seen by the mars pathfinder camera. *Geophysical Research Letters*, 26(18) :2781–2784.
- Millot, C., C. Quantin-Nataf, C. Leyrat, and M. Enjolras  
2021. Local topography effects on the surface temperatures on mars – application to the case of recurring slope lineae (rsl). *Icarus*, 355 :114136.
- Moran, P. A. P.  
1948. The interpretation of statistical maps. *Journal of the Royal Statistical Society : Series B (Methodological)*, 10(2) :243–251.
- Moret, G. J. and A. D. Huerta  
2007. Correcting gis-based slope aspect calculations for the polar regions. *Antarctic Science*, 19(1) :129–130.
- Morris, E. C.  
1982. Aureole deposits of the martian volcano olympus mons. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B2) :1164–1178.
- Munaretto, G., M. Pajola, G. Cremonese, C. Re, A. Lucchetti, E. Simioni, A. McEwen, A. Pommerol, P. Becerra, S. Conway, N. Thomas, and M. Massironi  
2020. Implications for the origin and evolution of martian recurring slope lineae at hale crater from cassis observations. *Planetary and Space Science*, 187 :104947.
- Murchie, S., R. Arvidson, P. Bedini, K. Beisser, J.-P. Bibring, J. Bishop, J. Boldt, P. Cavers, T. Choo, R. Clancy, et al.  
2007. Compact reconnaissance imaging spectrometer for mars (crism) on mars reconnaissance orbiter (mro). *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).

- Mustard, J. F., S. L. Murchie, S. Pelkey, B. Ehlmann, R. Milliken, J. A. Grant, J.-P. Bibring, F. Poulet, J. Bishop, E. N. Dobra, et al.  
2008. Hydrated silicate minerals on mars observed by the mars reconnaissance orbiter crism instrument. *Nature*, 454(7202) :305–309.
- Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri  
2005. Olivine and pyroxene diversity in the crust of mars. *Science*, 307(5715) :1594–1597.
- Nachon, M., S. M. Clegg, N. Mangold, S. Schröder, L. C. Kah, G. Dromart, A. Ollila, J. R. Johnson, D. Z. Oehler, J. C. Bridges, S. Le Mouélic, O. Forni, R. Wiens, R. B. Anderson, D. L. Blaney, J. Bell III, B. Clark, A. Cousin, M. D. Dyar, B. Ehlmann, C. Fabre, O. Gasnault, J. Grotzinger, J. Lasue, E. Lewin, R. Lèveillé, S. McLennan, S. Maurice, P.-Y. Meslin, W. Rapin, M. Rice, S. W. Squyres, K. Stack, D. Y. Sumner, D. Vaniman, and D. Wellington  
2014. Calcium sulfate veins characterized by chemcam/curiosity at gale crater, mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 119(9) :1991–2016.
- Neter, J., W. Wasserman, and M. H. Kutner  
1974. Applied linear statistical models. richard d. irwin. *Inc., Homewood, IL*, 842.
- Neubauer, F. M.  
1966. Thermal convection in the martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 71(10) :2419–2426.
- Neukum, G., B. A. Ivanov, and W. K. Hartmann  
2001. Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. In *Chronology and Evolution of Mars*, R. Kallenbach, J. Geiss, and W. K. Hartmann, eds., Pp. 55–86, Dordrecht. Springer Netherlands.
- Neukum, G. and R. Jaumann  
2004. Hrsc : The high resolution stereo camera of mars express. In *Mars Express : The Scientific Payload*, volume 1240, Pp. 17–35.
- Nunes, D. C., S. E. Smrekar, A. Safaeinili, R. J. Phillips, and R. Seu  
2008. Using SHARAD radar soundings to evaluate the origin of martian gullies and pingos. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2008, Pp. P41B–1373.
- Ojha, L., A. McEwen, C. Dundas, S. Byrne, S. Mattson, J. Wray, M. Masse, and E. Schaefer  
2014. Hirise observations of recurring slope lineae (rsl) during southern summer on mars. *Icarus*, 231 :365–376.

- Ojha, L., A. McEwen, C. Dundas, S. Mattson, S. Byrne, and J. Wray  
2011. Transient Slope Lineae on Mars : Observations by HiRISE. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Lunar and Planetary Science Conference, P. 2101.
- Ojha, L., M. B. Wilhelm, S. L. Murchie, A. S. McEwen, J. J. Wray, J. Hanley, M. Massé, and M. Chojnacki  
2015. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on mars. *Nature Geoscience*, 8(11) :829–832.
- Ojha, L., J. J. Wray, S. L. Murchie, A. S. McEwen, M. J. Wolff, and S. Karunatillake  
2013. Spectral constraints on the formation mechanism of recurring slope lineae. *Geophysical Research Letters*, 40(21) :5621–5626.
- Orosei, R., R. Bianchi, A. Coradini, S. Espinasse, C. Federico, A. Ferriccioni, and A. I. Gavrishin  
2003. Self-affine behavior of martian topography at kilometer scale from mars orbiter laser altimeter data. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E4).
- Owen, T., K. Biemann, D. R. Rushneck, J. E. Biller, D. W. Howarth, and A. L. Lafleur  
1977. The composition of the atmosphere at the surface of mars. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(28) :4635–4639.
- P. O'Neill, M. and D. M. Mark  
1987. On the frequency distribution of land slope. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(2) :127–136.
- Palluconi, F. D. and H. H. Kieffer  
1981. Thermal inertia mapping of mars from 60°s to 60°n. *Icarus*, 45(2) :415–426.
- Palumbo, A. M. and J. W. Head  
2018. Early mars climate history : Characterizing a “warm and wet” martian climate with a 3-d global climate model and testing geological predictions. *Geophysical Research Letters*, 45(19) :10,249–10,258.
- Parratt, L. G.  
1961. *Probability and experimental errors in science; an elementary survey*. Wiley.
- Pierrehumbert, R. T.  
2010. *Principles of Planetary Climate*. Cambridge University Press.

Pilorget, C. and F. Forget

2016. Formation of gullies on mars by debris flows triggered by co<sub>2</sub> sublimation. *Nature Geoscience*, 9(1) :65–69.

Pilorget, C., F. Forget, E. Millour, M. Vincendon, and J. Madeleine

2011. Dark spots and cold jets in the polar regions of mars : New clues from a thermal model of surface co<sub>2</sub> ice. *Icarus*, 213(1) :131–149.

Piqueux, S. and P. R. Christensen

2009a. A model of thermal conductivity for planetary soils : 1. theory for unconsolidated soils. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(E9).

Piqueux, S. and P. R. Christensen

2009b. A model of thermal conductivity for planetary soils : 2. theory for cemented soils. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(E9).

Piqueux, S. and P. R. Christensen

2011. Temperature-dependent thermal inertia of homogeneous martian regolith. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 116(E7).

Pirus, D.

1997. *Imprécisions numériques : méthode d'estimation et de contrôle de la précision en C.A.O.* Theses, Université Paul Verlaine - Metz.

Pollack, J. B. and C. Sagan

1967. Secular changes and dark-area regeneration on mars. *Icarus*, 6(1-3) :434–439.

Pommerol, A., S. Chakraborty, and N. Thomas

2012. Comparative study of the surface roughness of the moon, mars and mercury. *Planetary and Space Science*, 73(1) :287–293. Solar System science before and after Gaia.

Pontius, R. G., O. Thontteh, and H. Chen

2008. Components of information for multiple resolution comparison between maps that share a real variable. *Environmental and Ecological Statistics*, 15(2) :112–142.

Poulet, F., J.-P. Bibring, J. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez

2005. Phyllosilicates on mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438(7068) :623–627.

- Poulet, F., C. Gross, B. Horgan, D. Loizeau, J. L. Bishop, J. Carter, and C. Orgel  
2020. Mawrth vallis, mars : A fascinating place for future in situ exploration. *Astrobiology*, 20(2) :199–234.
- Presley, M. A. and P. R. Christensen  
1997a. Thermal conductivity measurements of particulate materials 1. a review. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 102(E3) :6535–6549.
- Presley, M. A. and P. R. Christensen  
1997b. Thermal conductivity measurements of particulate materials 2. results. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 102(E3) :6551–6566.
- Putri, A. R. D., P. Sidiropoulos, J.-P. Muller, S. H. Walter, and G. G. Michael  
2019. A new south polar digital terrain model of mars from the high-resolution stereo camera (hrsc) onboard the esa mars express. *Planetary and Space Science*, 174 :43–55.
- Putzig, N. E.  
2006. *Thermal inertia and surface heterogeneity on Mars*. University of Colorado at Boulder.
- Putzig, N. E. and M. T. Mellon  
2007. Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of mars. *Icarus*, 191(1) :68–94.
- Quantin-Nataf, C., J. Carter, L. Mandon, P. Thollot, M. Balme, M. Volat, L. Pan, D. Loizeau, C. Millot, S. Breton, E. Dehouck, P. Fawdon, S. Gupta, J. Davis, P. M. Grindrod, A. Pacifici, B. Bultel, P. Allemand, A. Ody, L. Lozach, and J. Broyer  
2021. Oxia planum : The landing site for the exomars “rosalind franklin” rover mission : Geological context and prelanding interpretation. *Astrobiology*, 21(3) :345–366.
- Quinn, P., K. Beven, P. Chevallier, and O. Planchon  
1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5(1) :59–79.
- Raack, J., S. J. Conway, C. Herny, M. R. Balme, S. Carpy, and M. R. Patel  
2017. Water induced sediment levitation enhances downslope transport on mars. *Nature communications*, 8(1) :1151.
- Raaflaub, L. D. and M. J. Collins  
2006. The effect of error in gridded digital elevation models on the estimation of topographic parameters. *Environmental Modelling & Software*, 21(5) :710 – 732.

- Rafkin, S. C., R. M. Haberle, and T. I. Michaels  
2001. The mars regional atmospheric modeling system : Model description and selected simulations. *Icarus*, 151(2) :228–256.
- Re, C., S. Tulyakov, E. Simioni, T. Mudric, G. Cremonese, and N. Thomas  
2019. Performance evaluation of 3dpd, the photogrammetric pipeline for the cassis stereo images. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42 :1443–1449.
- Rea, D.  
1964. The darkening wave on mars. *Nature*, 201(4923) :1014.
- Robbins, S. J. and B. M. Hynek  
2012. A new global database of mars impact craters > 1 km : 2. global crater properties and regional variations of the simple-to-complex transition diameter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 117(E6).
- Rosenburg, M. A., O. Aharonson, J. W. Head, M. A. Kreslavsky, E. Mazarico, G. A. Neumann, D. E. Smith, M. H. Torrence, and M. T. Zuber  
2011. Global surface slopes and roughness of the moon from the lunar orbiter laser altimeter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 116(E2).
- Ruff, S. W. and P. R. Christensen  
2002. Bright and dark regions on mars : Particle size and mineralogical characteristics based on thermal emission spectrometer data. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107(E12) :2–1–2–22.
- Ryan, J. A. and R. D. Lucich  
1983. Possible dust devils, vortices on mars. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C15) :11005–11011.
- Sagan, C., J. Veverka, P. Fox, R. Dubisch, J. Lederberg, E. Levinthal, L. Quam, R. Tucker, J. B. Pollack, and B. A. Smith  
1972. Variable features on mars : Preliminary mariner 9 television results. *Icarus*, 17(2) :346–372.
- Savijärvi, H. and T. Siili  
1993. The martian slope winds and the nocturnal pbl jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(1) :77–88.

- Schaefer, E., A. S. McEwen, and S. Sutton  
2019. A case study of recurring slope lineae (rsl) at tivat crater : Implications for rsl origins. *Icarus*, 317 :621–648.
- Schmidt, F., F. Andrieu, F. Costard, M. Kocifaj, and A. G. Meresescu  
2017. Formation of recurring slope lineae on mars by rarefied gas-triggered granular flows. *Nature Geoscience*, 10(4) :270–273.
- Schorghofer, N.  
2014. *Slope Streak (Mars)*, Pp. 1–8.
- Schorghofer, N. and O. Aharonson  
2005. Stability and exchange of subsurface ice on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 110(E5).
- Schorghofer, N., O. Aharonson, M. Gerstell, and L. Tatsumi  
2007. Three decades of slope streak activity on mars. *Icarus*, 191(1) :132–140.
- Schorghofer, N., J. Levy, and T. Goudge  
2019. High-resolution thermal environment of recurring slope lineae in palikir crater, mars, and its implications for volatiles. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124(11) :2852–2862.
- Seu, R., R. J. Phillips, D. Biccari, R. Orosei, A. Masdea, G. Picardi, A. Safaeinili, B. A. Campbell, J. J. Plaut, L. Marinangeli, et al.  
2007. Sharad sounding radar on the mars reconnaissance orbiter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).
- Sharpnack, D. A.  
1969. An algorithm for computing slope and aspect from elevations. *Photogrammetric Engineering*, 35(3) :247–248.
- Simioni, E., C. Re, T. Mudric, A. Pommerol, N. Thomas, and G. Cremonese  
2017. A photogrammetric pipeline for the 3d reconstruction of cassis images on board exomars tgo. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-3/W1 :133–139.
- Sinclair, P. C.  
1969. General characteristics of dust devils. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 8(1) :32 – 45.



Sinton, W. M.

1959. Further evidence of vegetation on mars. *Science*, 130(3384) :1234–1237.

Skidmore, A. K.

1989. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. *International Journal of Geographical Information Systems*, 3(4) :323–334.

Smith, D. E., M. T. Zuber, H. V. Frey, J. B. Garvin, J. W. Head, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, R. J. Phillips, S. C. Solomon, H. J. Zwally, W. B. Banerdt, T. C. Duxbury, M. P. Golombek, F. G. Lemoine, G. A. Neumann, D. D. Rowlands, O. Aharonson, P. G. Ford, A. B. Ivanov, C. L. Johnson, P. J. McGovern, J. B. Abshire, R. S. Afzal, and X. Sun  
2001. Mars orbiter laser altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23689–23722.

Smith, D. E., M. T. Zuber, S. C. Solomon, R. J. Phillips, J. W. Head, J. B. Garvin, W. B. Banerdt, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, G. A. Neumann, et al.  
1999. The global topography of mars and implications for surface evolution. *science*, 284(5419) :1495–1503.

Smith, P. H., L. Tamppari, R. Arvidson, D. Bass, D. Blaney, W. V. Boynton, A. Carswell, D. Catling, B. Clark, T. Duck, et al.  
2009. H<sub>2</sub>O at the phoenix landing site. *Science*, 325(5936) :58–61.

Spiga, A. and F. Forget

2008. Fast and accurate estimation of solar irradiance on martian slopes. *Geophysical Research Letters*, 35(15).

Spiga, A., F. Forget, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet  
2007. Remote sensing of surface pressure on mars with the mars express/omega spectrometer : 2. meteorological maps. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E8).

Spiga, A., F. Forget, J.-B. Madeleine, L. Montabone, S. R. Lewis, and E. Millour  
2011. The impact of martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia. *Icarus*, 212(2) :504–519.

Squyres, S. W., R. E. Arvidson, J. F. Bell, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. D. Marais, C. d’Uston, T. Economou, J. Farmer, W. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. Johnson, G. Klingelhöfer, A. H.

- Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice, L. Richter, R. Rieder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, H. Wänke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen  
2004. The opportunity rover's athena science investigation at meridiani planum, mars. *Science*, 306(5702) :1698–1703.
- Stillman, D. E.  
2018. Unraveling the mysteries of recurring slope lineae. In *Dynamic Mars*, Pp. 51–85. Elsevier.
- Stillman, D. E., B. D. Bue, K. L. Wagstaff, K. M. Primm, T. I. Michaels, and R. E. Grimm  
2020. Evaluation of wet and dry recurring slope lineae (rsl) formation mechanisms based on quantitative mapping of rsl in garni crater, valles marineris, mars. *Icarus*, 335 :113420.
- Stillman, D. E. and R. E. Grimm  
2018. Two pulses of seasonal activity in martian southern mid-latitude recurring slope lineae (rsl). *Icarus*, 302 :126–133.
- Stillman, D. E., T. I. Michaels, and R. E. Grimm  
2017. Characteristics of the numerous and widespread recurring slope lineae (rsl) in valles marineris, mars. *Icarus*, 285 :195–210.
- Stillman, D. E., T. I. Michaels, R. E. Grimm, and J. Hanley  
2016. Observations and modeling of northern mid-latitude recurring slope lineae (rsl) suggest recharge by a present-day martian briny aquifer. *Icarus*, 265 :125–138.
- Stillman, D. E., T. I. Michaels, R. E. Grimm, and K. P. Harrison  
2014. New observations of martian southern mid-latitude recurring slope lineae (rsl) imply formation by freshwater subsurface flows. *Icarus*, 233 :328–341.
- Sullivan, R., P. Thomas, J. Veverka, M. Malin, and K. S. Edgett  
2001. Mass movement slope streaks imaged by the mars orbiter camera. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23607–23633.
- Sundqvist, H. and G. Veronis  
1970. A simple finite-difference grid with non-constant intervals. *Tellus*, 22(1) :26–31.
- Sutton, S., M. Chojnacki, A. Kilgallon, and H. Team  
2015. Precision and accuracy of simultaneously collected hirise digital terrain models.

- In *46th Lunar and Planetary Science Conference*, P. Abstract #3010, Houston. Lunar and Planetary Institute.
- Szwast, M. A., M. I. Richardson, and A. R. Vasavada  
2006. Surface dust redistribution on mars as observed by the mars global surveyor and viking orbiters. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111(E11).
- Tang, J., P. Pilesjö, and A. Persson  
2013. Estimating slope from raster data—a test of eight algorithms at different resolutions in flat and steep terrain. *Geodesy and Cartography*, 39(2) :41–52.
- Tao, Y., G. Michael, J.-P. Muller, S. J. Conway, and A. R. D. Putri  
2021. Seamless 3d image mapping and mosaicing of valles marineris on mars using orbital hrsc stereo and panchromatic images. *Remote Sensing*, 13(7).
- Taylor, B.  
1715. *Methodus Incrementorum Directa et Inversa [Direct and Reverse Methods of Incrementation] (in Latin)*.
- Taylor, B. N. and C. E. Kuyatt  
1994. Guidelines for evaluating and expressing the uncertainty of nist measurement results.
- Taylor, J.  
1997. *Introduction to error analysis, the study of uncertainties in physical measurements*.
- Tebolt, M., J. Levy, T. Goudge, and N. Schorghofer  
2020. Slope, elevation, and thermal inertia trends of martian recurring slope lineae initiation and termination points : Multiple possible processes occurring on coarse, sandy slopes. *Icarus*, 338 :113536.
- Thomas, N., G. Cremonese, R. Ziethe, M. Gerber, M. Brändli, G. Bruno, M. Erismann, L. Gambicorti, T. Gerber, K. Ghose, et al.  
2017. The colour and stereo surface imaging system (cassis) for the exomars trace gas orbiter. *Space science reviews*, 212(3) :1897–1944.
- Thomas, P. and P. J. Gierasch  
1985. Dust devils on mars. *Science*, 230(4722) :175–177.
- Thomas, P., M. Malin, K. Edgett, M. Carr, W. Hartmann, A. Ingersoll, P. James, L. Soderblom, J. Veverka, and R. Sullivan  
2000. North–south geological differences between the residual polar caps on mars. *Nature*, 404(6774) :161–164.

- Thomas, P., R. Tajeddine, M. Tiscareno, J. Burns, J. Joseph, T. Lored, P. Helfenstein, and C. Porco  
2016. Enceladus's measured physical libration requires a global subsurface ocean. *Icarus*, 264 :37–47.
- Thomas, P., J. Veverka, S. Lee, and A. Bloom  
1981. Classification of wind streaks on mars. *Icarus*, 45(1) :124–153.
- Thomas, P. and C. Weitz  
1989. Sand dune materials and polar layered deposits on mars. *Icarus*, 81(1) :185–215.
- Thomas, P. C. and P. J. Gierasch  
1995. Polar margin dunes and winds on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 100(E3) :5397–5406.
- Tobler, W. R.  
1970. A computer movie simulating urban growth in the detroit region. *Economic Geography*, 46(sup1) :234–240.
- Travis, M. R.  
1975. *VIEWIT : computation of seen areas, slope, and aspect for land-use planning*, volume 11. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and ....
- Unwin, D. J.  
1981. *Introductory spatial analysis*, volume 748. Taylor & Francis.
- Vincendon, M.  
2015. Identification of mars gully activity types associated with ice composition. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 120(11) :1859–1879.
- Vincendon, M., F. Forget, and J. Mustard  
2010a. Water ice at low to midlatitudes on mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115(E10).
- Vincendon, M., J. Mustard, F. Forget, M. Kreslavsky, A. Spiga, S. Murchie, and J.-P. Bibring  
2010b. Near-tropical subsurface ice on mars. *Geophysical Research Letters*, 37(1).
- Vincendon, M., C. Pilorget, J. Carter, and A. Stcherbinine  
2019. Observational evidence for a dry dust-wind origin of mars seasonal dark flows. *Icarus*.

- Wang, H. and M. I. Richardson  
2015. The origin, evolution, and trajectory of large dust storms on mars during mars years 24–30 (1999–2011). *Icarus*, 251 :112–127. Dynamic Mars.
- Watters, W. A., L. M. Geiger, M. Fendrock, and R. Gibson  
2015. Morphometry of small recent impact craters on mars : Size and terrain dependence, short-term modification. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 120(2) :226–254.
- Webb, W. A.  
1955. Analysis of the martian canal network. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 67(398) :283–292.
- Williams, R. M. E. and R. J. Phillips  
2001. Morphometric measurements of martian valley networks from mars orbiter laser altimeter (mola) data. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23737–23751.
- Wood, J.  
1996. *The geomorphological characterisation of digital elevation models*. PhD thesis, University of Leicester.
- Wordsworth, R., F. Forget, E. Millour, J. Head, J.-B. Madeleine, and B. Charnay  
2013. Global modelling of the early martian climate under a denser co2 atmosphere : Water cycle and ice evolution. *Icarus*, 222(1) :1–19.
- Wordsworth, R. D., L. Kerber, R. T. Pierrehumbert, F. Forget, and J. W. Head  
2015. Comparison of “warm and wet” and “cold and icy” scenarios for early mars in a 3-d climate model. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 120(6) :1201–1219.
- Ypma, T. J.  
1995. Historical development of the newton–raphson method. *SIAM review*, 37(4) :531–551.
- Zandbergen, P. A.  
2011. Error propagation modeling for terrain analysis using dynamic simulation tools in arcgis modelbuilder. *Geomorphometry*, Pp. 57–60.
- Zuber, M. T.  
2001. The crust and mantle of mars. *Nature*, 412(6843) :220–227.

Zuber, M. T., D. Smith, S. Solomon, D. Muhleman, J. Head, J. Garvin, J. Abshire, and J. Buf-  
ton

1992. The mars observer laser altimeter investigation. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 97(E5) :7781–7797.

Zurek, R. W. and S. E. Smrekar

2007. An overview of the mars reconnaissance orbiter (mro) science mission. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112(E5).

# Table des figures

1.1	Une portion de <i>Nirgal Vallis</i> , prise par <i>Mariner 9</i> . La largeur de l'image est d'environ 150 km - Crédits image : <a href="#">NASA/ JPL-Caltech</a> . . . . .	13
1.2	Comparaison globale des vallées identifiées par Carr, 1995 (a) en utilisant les données <i>Viking</i> et celles par Hynek et al., 2010 en utilisant les données THEMIS (Christensen et al., 2001) (b) superposée à la carte globale de MOLA ( <i>Mars Orbiter Laser Altimeter</i> , Smith et al., 2001). (c) Densité de drainage calculée à partir de 1.2b. Figure reprise de Hynek et al., 2010. . . . .	14
1.3	a) Le réseau de vallées de <i>Warrego Valles</i> (42°S, 267°E), à partir d'une mosaïque de données issues de la caméra THEMIS (Christensen et al., 2001). b) <i>Nanedi Vallis</i> (3°N, 311°E), dont la morphologie fait penser à une vallée de sapement, issue également d'une mosaïque THEMIS. Figure reprise de Harrison and Grimm, 2005. . . . .	14
1.4	a) Carte globale d'argiles ferromagnésiennes (demi-cercles rouges) et alumineuses (demi-cercles bleus), détectées selon les données CRISM. Les cercles complets indiquent la présence conjointe des deux types d'argiles. b) Localisations de 120 séquences d'altérations. Les boîtes en pointillés indiquent les régions principales, dans lesquelles des estimations d'âge absolues selon des méthodes de comptage de cratères ont été effectuées. Figure reprise de Carter et al., 2015. . . . .	16
1.5	Variations de la pression en fonction de la période de l'année par les deux atterrisseurs <i>Viking</i> VL-1 et VL-2. Figure reprise de Hess et al., 1980. . . . .	19
1.6	Succession d'images prises par le rover <i>Opportunity</i> (e.g. Squyres et al., 2004) depuis la surface de Mars. $\tau$ est le paramètre d'opacité de l'atmosphère : plus il est haut, plus l'atmosphère est opaque. En 30 sols, la luminosité à la surface s'est fortement réduite sous l'effet de la tempête de poussière. C'est d'ailleurs le phénomène de la tempête de poussières globale de l'année 2018 (e.g. Cantor and Malin, 2018) qui aura raison du petit rover ! Crédits images : <a href="#">NASA/JPL- Caltech/Cornell</a> . . . . .	20

1.7	Cartes globales des glaces de CO <sub>2</sub> et H <sub>2</sub> O au pôle sud de Mars. A gauche, les zones en bleu sont celles où la bande d'absorption de la glace de CO <sub>2</sub> est la plus forte (glace de CO <sub>2</sub> présente), en marron la plus faible (glace absente). A droite, la même échelle de couleur est reprise pour la glace de H <sub>2</sub> O. Figure reprise de Bibring et al., 2004. . . . .	21
1.8	Radargramme légendé de la calotte glaciaire pérenne de l'hémisphère nord selon les données du radar SHARAD. On observe une superposition de couches de glaces à l'intérieur des dépôts, sur une épaisseur d'environ 2 km. Crédits image : NASA/JPL-Caltech/ASI/UT. . . . .	22
1.9	Description simplifiée du cycle des calottes polaires martiennes, en fonction des saisons dans l'hémisphère nord. La légende de chacune des composantes des calottes est indiquée dans le coin supérieur gauche. Le zoom sur les <i>dark spots</i> est une figure issue de Kieffer et al., 2006 (leur figure 1). . . . .	24
1.10	L'échelle de couleur indique la profondeur de la couche de glace en équilibre avec la vapeur d'eau atmosphérique, en admettant une fraction de glace en volume de 40%. Les zones blanches sont les régions où la glace n'est pas stable en sous-surface. Les lignes pleines indiquent les résultats des mesures de Feldman et al., 2004 en %. Les lignes pointillés sont les contours de l'inertie thermique à 200 J.m <sup>-2</sup> .K <sup>-1</sup> .s <sup>-1/2</sup> . Figure reprise de Schorghofer and Aharonson, 2005. . . . .	24
1.11	Images issues de la caméra <i>Surface Stereo Imager</i> (SSI) de l'atterrisseur <i>Phoenix</i> . Crédits images : NASA/JPL-Caltech/University of Arizona/Texas A&M University. . . . .	26
1.12	a. Image HiRISE ESP_034006_2560 (résolution de 50 cm/pixel) d'un champ de barkhanes au milieu d'une plaine de l'hémisphère nord (75.7°N, 94.1°E). Notez la présence de <i>dark spots</i> sur les différentes dunes, synonymes de sublimation de la glace de CO <sub>2</sub> de la calotte saisonnière, au milieu du printemps. b. Schéma de côté d'une dune de type barkhane et interaction avec les vents locaux (flèches bleues). L'orientation de la face d'avalanche indique la direction préférentielle du vent. . . . .	28
1.13	Description d'un <i>dust devil</i> vue par la caméra CTX (image G21_036394_2155). Figure reprise de Fenton and Lorenz, 2015. . . . .	29
1.14	Observations MOC d'une région présentant des <i>slope streaks</i> claires et sombres. Figure reprise de Schorghofer et al., 2007. . . . .	30
1.15	Observations de <i>gullies</i> à partir de données d'imagerie provenant de la caméra HiRISE. L'image présente le flanc nord, exposé au sud-est, d'un cratère situé à 35.7°S, 129.4°E. Les légendes (en blanc) indiquent les caractéristiques géomorphologiques des <i>gullies</i> . . . . .	32



1.16	Cartographie de la répartition spatiale des <i>gullies</i> , principalement au niveau des moyennes latitudes, à partir des données provenant des caméras <i>ConTeXt Camera</i> (CTX, Malin et al., 2007), sur la mosaïque globale de la caméra MOC, (Kirk et al., 2003) et les données d'altimétrie MOLA. Le code couleur indique l'orientation préférentielle des <i>gullies</i> , avec en bleu, les orientations vers les pôles, en rouge, vers l'équateur, en jaune, est-ouest, en violet, pas de préférence. Figure reprise de Harrison et al., 2015. . . . .	32
1.17	RSL et autres processus actifs de surfaces (avalanches polaires, en bleu; écoulements équatoriaux, en violet; <i>gullies</i> et <i>gullies</i> de dune, en jaune et orange et <i>gullies</i> de dune actifs en vert). Figure reprise de Diniega et al., 2021. . . . .	33
2.1	A) Localisation des RSL dans le cratère Palikir (41.6°S, 202.3°E). L'évolution des RSL est visible sur 3 années martiennes ( <i>Martian Year</i> ou MY, selon Clancy et al., 2000) de B) à E). Les images HiRISE utilisées sont respectivement PSP_005943_1380, ESP_011428_1380, ESP_021911_1380 et ESP_022267_1380. Figure reprise de McEwen et al., 2011. . . . .	36
2.2	RSL dans la région de Coprates Chasma (12.9°S, 295.5°E), dans Valles Marineris. Le bas de la pente est au nord-ouest. L'image utilisée est une image HiRISE (ESP_034830_1630). . . . .	38
2.3	Exemples de morphologies pour les RSL. a) Cratère Tivat et b) c) d) cratère Horowitz. . . . .	40
2.4	Histogrammes des orientations des RSL sur sept régions de Mars. Figure reprise de Stillman, 2018. . . . .	42
2.5	Carte des sites à RSL dans Valles Marineris, d'après les données supplémentaires de Stillman et al., 2017. Les cercles vides avec les contours noirs sont les sites à RSL répertoriés par Stillman et al., 2017, les cercles rouges pleins sont les sites pour lesquels on a au moins une zone à RSL exposée au nord. La taille des cercles pleins pour chaque site varient en fonction du nombre total d'orientations différentes relevées sur chaque site (jusqu'à 6 pour les sites dans Valles Marineris). . . . .	43
2.6	Même légende que 2.5. Les cercles oranges sont les orientations nord-est. . . . .	44
2.7	Même légende que 2.5. Les cercles verts sont les orientations sud. . . . .	45
2.8	Même légende que 2.5. Les cercles bleu clair sont les orientations sud-ouest. . . . .	46
2.9	Même légende que 2.5. Les cercles bleus sont les orientations ouest. . . . .	47
2.10	Même légende que 2.5. Les cercles violets sont les orientations nord-ouest. . . . .	48

2.11	Répartition géographique des sites à RSL en 2018 selon les différents critères exposés en 2.1.1 avec les fonds de carte A) MOLA (Zuber et al., 1992) B) et TES (Christensen et al., 1992). Les sites rouges sont les sites confirmés, les verts ceux remplissant deux critères sur les trois, les bleus un seul, et les blancs ceux dont la morphologie s'apparente aux RSL, sans remplir les critères les définissant. Figure reprise de Stillman, 2018. . . . .	49
2.12	A) Carte de l'indice de couverture de poussière ( <i>Dust Cover Index</i> ou DCI). Les zones bleues sont les régions moins poussiéreuses, les rouges sont les plus poussiéreuses. B) Carte de l'albedo bolométrique. Les zones de faibles albedo (en bleu) apparaissent plus sombres et sont anticorrélées avec les régions poussiéreuses. Figure reprise de Szwest et al., 2006. . . . .	50
2.13	Saisonnalité des sites à RSL. Les périodes de début de croissance des <i>lineae</i> sont représentées en vert, de croissance en gris et d'arrêt de croissance en rouge. Figure reprise et modifiée de Stillman, 2018. . . . .	52
2.14	A gauche : Image HiRISE dans Coprates Chasma (PSP_008616_1685, MY 29) montrant l'absence de RSL et la présence de chenaux de petite échelle. Au milieu : image HiRISE (ESP_031204_1685) du même site pour MY 31 prise au début de l'été, montrant l'absence de RSL. A droite : Image HiRISE (ESP_057419_1685) prise après le PEDE 2018, au début de l'été de MY 34 On constate l'apparition de structures s'apparentant à des RSL. Figure reprise de McEwen et al., 2021. . . . .	53
2.15	a) Etude du site du cratère Palikir avec des données THEMIS, selon Ojha et al., 2014. Les températures de brillance sont indiquées par l'échelle de couleur. b) Modélisation thermique et activité des RSL en fonction de l'orientation et de $L_S$ dans Melas Chasma (11.5°S, 290.3°E), selon McEwen et al., 2014. Figures reprises et modifiées d'après Ojha et al., 2014 et McEwen et al., 2014. . . . .	56
2.16	a) Observation HiRISE (ESP_024034_1380) des RSL de Palikir Crater. b) Composition colorée ( $R = 2.53 \mu\text{m}$ , $V = 1.51 \mu\text{m}$ , $B = 1.08 \mu\text{m}$ ) à partir de l'image CRISM FRT0002038F. Les pixels colorés sont ceux représentés en a). c) Spectres issus des régions colorées en a) et b). Les données lissées sont en noir. d) Spectres de laboratoire de différents sels et d'eau liquide (T1 et T4 : 1-4h de déshydratation). Figure reprise de Ojha et al., 2015. . . . .	57
2.17	Deux estimations de la popularité du sujet des RSL. Pour chaque estimation, on observe un pic pour l'année 2015. . . . .	58

- 2.18 a) Vue HiRISE en couleurs d'un fan avec des RSL (flèches blanches) sous le talus (flèches noires) dans Coprates Chasma. b) RSL situées dans des traces superficielles (1 - 4 m) en dessous des bancs de RSL de haut de pente où des rides actives tronquées sont situées. c) Rides de bas de pente d'une longueur d'onde similaire à celles tronquées de haut de pente. d) Modèle Numérique de Terrain HiRISE. Notez les structures rectilignes et étroites dans la portion centrale de l'image, éloignées des artefacts des données, soulignés par les flèches rouges. Figure reprise de Chojnacki et al., 2016. 59
- 2.19 Graphes de l'évolution de différentes inerties thermiques en fonction de la concentration massique en eau. Figure reprise de Edwards and Piqueux, 2016. . . . . 60
- 2.20 La partie supérieure (A) décrit le comportement du sol ensoleillé à la base du rocher de haut de pente, avec le processus de pompe de Knudsen régulière. La partie B décrit la réaction du sol après l'apparition d'une ombre en base de rocher afin de permettre la pompe de Knudsen renforcée. La partie C montre l'écoulement de grains secs provoqué par l'apparition brusque de l'ombre. Les profils thermiques des deux premières configurations sont montrés dans la partie gauche de la figure. Figure reprise de Schmidt et al., 2017 et modifiée. . . . . 61
- 2.21 Coupes interprétatives détaillant le mécanisme de propagation de l'eau liquide à la pression de Mars. Les zones bleues correspondent au sable saturé en eau et les zones en jaune au sable sec.  $F_G$  représente le poids,  $F_D$  la force de traînée et  $h$  la hauteur de la ride de front. Figure reprise de Massé et al., 2016. . . . . 62
- 2.22 a) Image HiRISE (ESP\_031019\_1650) du site de Coprates Chasma contenant les trois pixels CRISM présentant des détections de sels. b) Image contexte dans le visible de l'observation CRISM # FRS00028E0A. Les pixels avec une bande d'hydratation (ratio  $1.91\mu\text{m} / 1.85\mu\text{m}$ )  $> 2.5\%$  sont colorés en noir, et les pixels bleu, rouge et vert correspondent aux détections de sels représentées en a). Les pixels appartiennent à la même colonne de l'image (# 415). Il s'agit d'un artefact caractéristique de CRISM. c) Exemple de spectres avec ratios montrant la bande d'absorption biaisée à  $1.9\text{-}\mu\text{m}$  pour un pixel avec (rouge) et sans RSL (noir). Les pixels correspondants sont indiqués par les flèches de même couleur dans b) et par la flèche rouge dans a). Figure et légende reprises de Vincendon et al., 2019. 63

2.23	Les données présentées sont issues de l'image HiRISE ESP_031203_1440 orthorectifiée et ré-échantillonnée pour correspondre avec les pixels CaSSIS et d'une des deux orthoimages CaSSIS MY 34_005640_218_X (X = 1 ou 2, l'article source ne dit pas quelle orthoimage est présentée). Première ligne : RSL changeant; deuxième ligne : RSL statique. a) d) Observations HiRISE et contours (en bleu) des deux RSL, b) e) observations CaSSIS et contours (en orange) des RSL et c) f) comparaison des contours définis par les RSL. Figure reprise de Munaretto et al., 2020. . . . .	66
3.1	A : Images HiRISE PSP_005943_1380_RED et PSP_005943_1380_COLOR, présentant le flanc est du cratère Palikir (41.6°S et 202.3°E). Remarquez la bande bleue à la droite de la HiRISE couleurs, probablement due à un problème d'alignement entre les trois images des différents canaux. B : une vue rapprochée (rectangle rouge) de la différence de couleur entre les parties monochromatiques et couleurs. Le sable grossier apparaît bleu dans la composition colorée. . . . .	76
3.2	Schéma présentant le principe de la corrélation d'objets entre deux images. L'objet dans le pixel rouge de l'image de gauche (a.) est retrouvé par l'algorithme de correspondance dans l'image de droite (b.). Des décalages selon les directions $x$ et $y$ peuvent être calculés pour créer une carte de disparité. . . . .	79
3.3	Comparaison d'une image HiRISE (PSP_005943_1380), et des valeurs de pentes issues d'un MNT calculé avec la <i>stereopipeline</i> SOCET SET (milieu) et ASP (droite). Les fortes pentes sont en rouge, les faibles pentes en bleu. Les points blancs et noirs sont les extrémités des <i>lineae</i> , respectivement en haut et en bas de pente. Le nord est en direction du haut des images. Figure reprise de Tebolt et al., 2020. . . . .	80
3.4	Proposition de protocole de traitements de données d'imagerie avec l'outil SIG, dans le cadre de l'étude d'un objet spécifique (e.g. RSL). Les cadres rouges correspondent à des impasses dans le protocole, dans les cas où les images soient inexploitable (présences de nuages ou de poussières lors des tempêtes par exemple, présence de forts artefacts...) ou lorsque la résolution n'est pas suffisante pour faire une étude de l'objet. On considère que l'objet est résolu lorsque sa taille est de l'ordre de celle de trois pixels. . . . .	83
4.1	Puissance totale $P_{\odot}$ rayonnée par le Soleil de façon isotrope. Elle est directement dépendante de la température de surface du Soleil ainsi que de sa surface $4\pi R_{\odot}^2$ . . . . .	88

4.2	Flux solaire incident $F_{\odot}$ traversant la section efficace de rayon $R$ de la planète, située à une distance héliocentrique $d_{\odot}$ . La puissance surfacique reçue par la planète est directement dépendante de la surface de la section efficace. . . . .	90
4.3	Schéma des interactions entre les différents flux radiatifs pour une planète sans atmosphère. $F_{\odot}$ est le flux solaire incident à la surface d'une planète de rayon $R$ et d'albedo de Bond $A_B$ , située à une distance héliocentrique $d_{\odot}$ . L'ensemble du flux incident est réfléchi/réfracté ou réémis dans l'infrarouge après conduction en profondeur par la surface planétaire. La température de la surface de la planète est $T_S$ . . . . .	92
4.4	Interactions entre les rayons solaires incidents et la planète. Les rayons sont plus ou moins tangents en fonction de la latitude. Le plan équatorial de la planète est en gris. . . . .	94
4.5	Interactions entre les rayons solaires incidents et la topographie locale. Les rayons frappent le sol avec un angle d'incidence $i$ par rapport à la normale à la surface locale (en rouge foncé). Des agrandissements (encadrés bleu et violet) montrent plus précisément les angles d'incidence définis par rapport à la surface locale. . . . .	95
4.6	Flux solaire corrigé de l'albedo de Bond (équation (4.13)) reçu à la surface de la Terre et de Mars, pour des distances au soleil moyennes respectives de 1 et 1.6 UA. . . . .	96
4.7	Géométrie définissant le paramètre d'obliquité $\delta$ pour deux saisons différentes : l'hiver (a.) et l'été (b.) dans l'hémisphère nord de la planète. . . . .	98
4.8	Orbite de Mars et longitudes solaires associées aux équinoxes et solstices martiens. $\omega_p$ est l'argument de périhélie, soit la distance angulaire entre l'équinoxe d'automne et le périhélie, $\theta$ est la distance angulaire entre la position de la planète et le périhélie et $r$ est la distance de Mars au Soleil. Modifié d'après Clifford and Bartels, 1986. . . . .	99
4.9	Schéma du fonctionnement du modèle d'ensoleillement avec l'exemple d'une région polaire de l'étude de Hao et al., 2020. . . . .	100
4.10	Etude géomorphologique et thermique d'une région avec terrains aranéiformes au niveau du pôle sud (Hao et al., 2020) avec une carte des orientations (a), de pentes (b) et d'insolation (d) et un calcul de flux solaire moyen (c). . . . .	102

4.11	a. Flux solaire dans le cratère Palikir à partir de données MNT HRSC, pour $L_S = 283.1^\circ$ , en plein été sud. b. Fraction du jour avec ensoleillement pour quatre pentes orientées est, ouest, nord et sud pour une année. c. Insolation maximale par jour pour les quatre orientations différentes et pour une année. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . .	103
4.12	Composition de la basse atmosphère martienne. Données reprises de Owen et al., 1977. . . . .	104
4.13	Budget radiatif de la planète Mars. Les flux sont exprimés en $W.m^{-2}$ . Figure reproduite de Haberle et al., 2017. . . . .	105
4.14	Influence de l'inertie thermique et de l'albedo de Bond sur les modèles de températures pour un cycle diurne. (a) Figure reprise de Putzig, 2006; (b) figure reprise de Millot et al., 2021. . . . .	109
4.15	Schéma résumant les différents flux entrants et sortants pris en compte dans le modèle thermique de Millot et al., 2021. Une partie du flux solaire est réfléchi par l'effet de l'albedo, tandis que la chaleur est conduite en profondeur dans le sol. Les calculs sont effectués sur des couches numériques de différentes épaisseurs pour optimiser le temps de calcul. Les couches les plus profondes ont une épaisseur plus importante selon une loi pour une couche $n$ de $dz_n = 1.13 dz_{n-1}$ , les trois premières couches de calcul ayant une épaisseur $dz$ . Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . .	114
4.16	Illustration de la méthode de convergence de Newton, pour une fonction $f(x)$ en trois itérations. La solution recherchée est proche de $x = x_4$ . . . . .	115
5.1	Localisation des trois sites à RSL. RC = <i>Rauna Crater</i> , VM = <i>Valles Marineris</i> et PC = <i>Palikir Crater</i> . Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . .	121
5.2	RSL étudiés dans A) le cratère Rauna, B) et C) Coprates Chasma et D) le cratère Palikir. Les images HiRISE utilisées sont (de gauche à droite) ESP_027840_2155, ESP_032206_1675, ESP_045617_1670 et ESP_039924_1380. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . .	121
5.3	Etude quantitative de la taille d'un échantillon de <i>lineae</i> sur la ROI de Palikir avec une estimation de la variabilité des longueurs par échantillon, en fonction des ROI et de l'image HIRISE. Figures reprises de Millot et al., 2021. . . . .	122

- 5.4 Profils saisonniers de longueur moyenne des RSL pour les ROI de CC (NW) et CC (SW) (A et B), PC (C) et RC (D). L'activité saisonnière est décrite selon les termes suivants : *lengthening*/allongement : les RSL s'allongent sans augmentation apparente du contraste d'albedo ; *darkening*/assombrissement : les RSL s'assombrissent par rapport aux terrains environnants ; *stable*/stable : pas de changement significatif pour l'image HiRISE actuelle par rapport à la précédente ; *fading*/disparition : baisse du contraste d'albedo par rapport aux terrains environnants ; *faded*/disparus : les RSL ont disparus par rapport à la dernière observation ; *unknown*/inconnu : longue période sans donnée sur l'activité des RSL. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 124
- 5.5 A) RSL de grande taille dans CC (orientation NW). Les *lineae* font plusieurs centaines de mètres de long, et sont visibles la totalité de l'année, avec différentes phases de raccourcissement ou d'allongement. Le bas de pente est au nord-ouest. La ligne blanche est la trace du profil topographique représenté en B. B) Profil topographique de la zone à RSL, perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. Quelques chenaux sont présents et leurs profondeurs n'excèdent probablement pas quelques cm à quelques dizaines de cm, car ils sont assez peu distinguables du bruit lié à la précision verticale du MNT HiRISE. Les chenaux les plus profonds sont indiqués par les flèches noires. C) Carte d'orientation. Les chenaux linéaires sont présents le long de la direction de plus grande pente, soulignés par les variations d'orientations successives, notamment dans la partie inférieure gauche des RSL, lorsque les *lineae* sont les plus larges. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 125
- 5.6 Cartes de l'ensoleillement pour ~ 13h (A), 14h (B) et 15h (C) LST pour le RSL étudié figure 5.5. Le flux moyen reçu  $F_{\odot}$  et l'écart-type  $\sigma_F$  sont indiqués sur la droite de chacune des cartes d'ensoleillement. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 125

- 5.7 A) Insolation le long du profil linéaire sur un chenal et B) entre deux chenaux sur les RSL de CC, comme représentées figure 5.5C, le matin du solstice d'été ( $L_S = 270^\circ$ ). Les profils sont issus de cartes d'insolation similaires à celles de la figure 5.6. C) Différences entre les profils d'insolation sur un chenal et une zone "inter-chenaux". Les descripteurs statistiques sont mentionnés dans le coin inférieur gauche. L'échelle de couleurs correspond aux LST. D) et E) sont les mêmes profils que A) et B) pour l'après-midi du solstice d'été. F) est identique à C, également pour l'après-midi. Les plus grandes différences d'insolation entre les chenaux et les "inter-chenaux" apparaissent avant le coucher du soleil, autour de 5h LST. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 126
- 5.8 a. Différence d'insolation maximale au matin entre un chenal et une zone inter-chenal. b. Différence d'insolation maximale au crépuscule entre un chenal et une zone inter-chenal. Les barres d'erreurs sont les écarts-types par profil associés à la figure 5.7. . . . . 127
- 5.9 Températures moyennes de surface (points bleus) pour les pentes orientées NW et SW de CC (respectivement A et B), PC (C) et RC (D) et variances spatiales associées (en rouge). L'albedo de Bond est  $A_B = 0.10$  et l'inertie thermique  $I = 400$  tiu. Chaque point correspond à la température de surface moyenne pour une longitude solaire  $L_S$  correspondant à la LST de chaque image HiRISE, avec une erreur en temps d'environ 15 minutes. Les lignes noires sont les minimum et maximum de températures de surface et la ligne bleue est la température moyenne pour un pixel représentatif de l'ensemble de la zone (pente et orientation similaires aux moyennes spatiales des ROI). La description des RSL a été reprise de la figure 5.4. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 127
- 5.10 Températures moyennes de surface (points bleus) pour les pentes orientées NW et SW de CC (respectivement A et B), PC (C) et RC (D) et variances spatiales associées (en rouge). L'albedo de Bond est  $A_B = 0.10$  et l'inertie thermique est variable selon l'activité et la concentration en eau supposée, selon la table 4.5. Chaque point correspond à la température de surface moyenne pour une longitude solaire  $L_S$  correspondant à la LST de chaque image HiRISE, avec une erreur en temps d'environ 15 minutes. Les lignes noires sont les minimum et maximum de températures de surface et la ligne bleue est la température moyenne pour un pixel représentatif de l'ensemble de la zone (pente et orientation similaires aux moyennes spatiales des ROI). La description des RSL a été reprise de la figure 5.4. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 129



- 5.11 Gammes de longitudes solaires pour les modèles sec et humide au sein desquelles la température maximale journalière à la surface est supérieure aux températures eutectiques de différents composés selon Chevrier and Rivera-Valentin, 2012. Les composés étudiés sont :  $\text{H}_2\text{O}$  ( $T_E = 273$  K, barres bleu foncé),  $\text{MgSO}_4$  ( $T_E = 268.6$  K, barres vertes) et  $\text{NaCl}$  ( $T_E = 252.2$  K, barres bleu clair). Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 130
- 5.12 A et A') Zone à RSL dans le site RC pour les images HiRISE ESP\_030530\_2155 et ESP\_035567\_2155. La ligne rouge définit la ROI utilisée pour les calculs thermiques. B et B') Cartes des températures de surface à la même heure locale et  $L_S$  que les images HiRISE correspondantes. Notez les différences dans les variations spatiales de températures. Les paramètres physiques utilisés sont ceux du modèle sec, décrits dans la table 4.5. C et C') Histogrammes présentant les distributions de température pour chacune des cartes. La moyenne et l'écart-type sont indiqués dans le coin supérieur gauche de la figure. Figure reprise de Millot et al., 2021. . . . . 131
- 5.13 Cartes des températures (colonne de gauche) à  $L_S = 62.8^\circ$  et distributions (colonne de droite) pour la ROI de CC (NW), selon trois jeux de paramètres différents : modèle sec avec  $A_B = 0.10$  et  $I = 400$  tiu; modèle sec avec  $A_B = 0.25$  et  $I = 400$  tiu; modèle humide avec  $A_B = 0.10$  et  $I$ , et  $\rho c$  variables. . . . . 133
- 6.1 A) et B) Positions d'un MNT CaSSIS (Simioni et al., 2017) et d'un MNT HiRISE (Kirk et al., 2008) et des orthoimages associées, superposés à la carte globale MOLA (Smith et al., 1999). C) Stereo-image CaSSIS MY34\_005664\_163\_1 utilisée pour créer le MNT CaSSIS DTM-MY34\_05664\_163\_1. Le carré jaune sert de référence spatiale par rapport à E). Le MNT CaSSIS est situé dans *Oxia Planum*, le site d'atterrissage du rover de la mission ExoMars, qui devrait toucher le sol martien en 2023. D) Ortho-image HiRISE ESP\_039291\_1380 du site du cratère Palikir, utilisée pour construire le MNT HiRISE DTEEC\_005943\_1380\_011428\_1380, montrant le rempart est du cratère. La ligne de plus grande pente est orientée à l'ouest. E) et F) Carte de pentes pour les zones représentées en C et D à partir des MNT précédemment nommés. Du bruit est visible dans les cartes de pentes au sein du carré jaune (E) et a l'air faiblement corrélé avec la morphologie du terrain en C. Du bruit de pente est aussi présent en F, notamment au centre par rapport à la surface relativement homogène en D. Figure reprise de Millot et al., in prep. . . . . 146
- 6.2 Pente  $\theta$  calculée entre les points A et B, en 1D. . . . . 147

6.3	a. Exemple de profil topographique. b. Comparaison entre le profil topographique "vrai" et le profil topographique créé à partir d'un modèle numérique de terrain avec des pixels de taille $dx$ . c. Même comparaison, mais avec un profil topographique créé à partir de pixels de taille $4dx$ . d. Comparaisons entre les deux profils créés à partir des MNT. . . . .	149
6.4	Pentes dans le cratère Palikir sur Mars ( $41.6^{\circ}\text{S}$ , $202.3^{\circ}\text{E}$ ) calculées selon la méthode planaire utilisée par défaut dans le logiciel ArcGIS (version 10.2). Les pentes sont calculées pour différentes résolutions spatiales avec à gauche, un MNT de la caméra HiRISE (1 m/pixel) et à droite, le MNT global issu des mesures de l'altimètre laser MOLA ( $\sim 460$ m/pixel). Les valeurs de pente sont en moyenne plus faibles pour le MNT MOLA que pour le MNT HiRISE. . . . .	150
6.5	Représentation de la fenêtre glissante de $3 \times 3$ pixels pour le calcul de la pente du pixel central (encadré en rouge ici). Elle est utilisée classiquement dans la plupart des calculs des valeurs de pentes sur un MNT. La définition de Horn, 1981 reprise dans notre cas d'étude impose des coefficients de poids plus importants pour les pixels plus proches du pixel central, selon une loi en $2/d^2$ pour un pixel de largeur unitaire, $d$ étant la distance au pixel central. . . . .	152
6.6	Schéma représentant la méthode de calcul de la pente $\theta$ à partir de la norme du gradient topographique $\alpha$ selon la ligne de plus grande pente, lui-même basé sur les gradients topographiques $\partial Z/\partial X$ et $\partial Z/\partial Y$ , respectivement selon les directions X et Y, entre les points O et A. . . . .	152
6.7	a) Fenêtre de $3 \times 3$ pixels avec les altitudes $z_i$ . b-f) Méthodes de calcul des pentes locales. La pente est calculée en fonction des pixels grisés. Les pixels gris clair ont un coefficient de pondération de 1, les pixels gris foncé de $\sqrt{2}$ et les pixels noirs de 2, conformément aux expressions des gradients selon X et Y. Chacune des méthodes suit le calcul exposé dans l'équation (6.2) pour exprimer la pente $\theta$ . . . . .	155
6.8	Schéma présentant les valeurs des angles $\Phi$ et $\Phi_{\text{px}}$ . $\Phi$ prend des valeurs entre $-180$ et $180^{\circ}$ , tandis que l'angle $\Phi_{\text{px}}$ s'étend de $0$ à $360^{\circ}$ , de valeur croissante dans le sens trigonométrique et dont l'origine est alignée avec le nord géographique. . . . .	158
6.9	Différences entre les orientations de référence et les orientations calculées, sous forme d'histogrammes. Figure reprise de Skidmore, 1989 et retravaillée pour plus de lisibilité. . . . .	158

7.1	Influence des erreurs systématiques et aléatoires sur un jeu de mesures par rapport à une référence (= valeur vraie) connue (cas a1 à a4) et inconnue (cas b1 et b2). Figure inspirée de Taylor, 1997. . . . .	162
7.2	Exemple de distribution spatiale d'erreurs aléatoires adimensionnées $\tilde{\varepsilon}_{i,j}$ par la largeur de la grille, selon une loi normale avec écart-type adimensionné de $\tilde{\sigma}_\varepsilon = 2.5 \times 10^{-4}$ et moyenne nulle. . . . .	167
7.3	Gauche : pondération issue d'une matrice de contiguïté pour le pixel central; droite : pondération provenant d'une matrice de poids en loi exponentielle inverse, avec $k = 2$ , également appliquée par rapport au pixel central. Les matrices sont définies pour un pixel de côté $dx = 1$ (adimensionné). . . . .	169
7.4	Exemples de matrices de poids utilisées dans le cadre de la génération d'erreurs autocorrélées. . . . .	170
7.5	Moindres carrés moyens en fonction du nombre d'itérations du code, pour chaque composante de l'information, pour une pente $\theta = 30^\circ$ et un $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.375$ m et suivant une loi de contiguïté pour la matrice de poids. . . . .	172
7.6	Moindres carrés moyens en fonction du nombre d'itérations du code, pour chaque composante de l'information, pour une pente $\theta = 30^\circ$ et un $\sigma_\varepsilon^{t=0} = 0.447$ m et suivant une loi en exponentielle inverse pour la matrice de poids. . . . .	172
7.7	a. Distribution des erreurs verticales $\varepsilon$ avec $\sigma_\varepsilon = 0.5$ m, pour une taille de pixel de 1 m, en admettant l'hypothèse d'indépendance spatiale. b. Distribution des erreurs verticales autocorrélées en utilisant une matrice de contiguïté (équation (7.5)). c. Distribution des erreurs verticales autocorrélées en utilisant une matrice de distance exponentielle inverse (équation (7.6)), avec $k = 4$ . Pour chacun des résultats présentés, les erreurs sont adimensionnées par la largeur de la grille de départ, soit $L = n dx$ . . . . .	173
7.8	a) et b) sont respectivement les distributions d'erreurs issues de la loi normale avec indépendance spatiale et de la loi d'erreurs autocorrélées avec matrice de contiguïté. c) et d) Indices de Moran calculés pour des fenêtres glissantes de $5 \times 5$ . Les zones jaunes sont les corrélations positives et les zones bleues sont les corrélations négatives. . . . .	175
7.9	Schéma de la forme du cratère d'impact modélisé par polynômes de Legendre avec les différents paramètres morphométriques associés. $D$ correspond au diamètre, $R(\alpha)$ est le rayon en fonction de l'angle $\alpha$ et $d$ est la profondeur maximale. . . . .	177

7.10	a) et b) MNT synthétique d'un cratère simple et profil topographique du cratère. Le cratère est modélisé pour une profondeur adimensionnée $\tilde{d} = 0.4$ . c) et d) MNT synthétique et profil pour un cratère complexe de profondeur adimensionnée $\tilde{d} = 0.4$ . Pour les profils, l'axe des abscisses $x$ est en pixels. . . . .	180
7.11	Représentations 2D (7.11a) et 3D (7.11b) de diverses formes de chenaux, avec des paramètres d'entrée variables. . . . .	181
7.12	Schéma du protocole de notre méthode numérique pour la quantification des erreurs de pente sur un MNT synthétique. . . . .	183
7.13	Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire et spatialement indépendante sur un MNT synthétique avec une pente constante $\theta = 30^\circ$ , reprenant les paramètres de résolution spatiale et d'estimation de l'incertitude verticale de la caméra HiRISE (McEwen et al., 2007). A) MNT synthétique sur une grille de $100 \times 100$ pixels et B) carte de pentes issue de A). C) MNT synthétique avec bruit vertical gaussien et D) carte de pentes issue de C. E et F sont les différences pixel à pixel entre A et C, et B et D. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	188
7.14	Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec surface plane. La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	189
7.15	Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec un cratère simple, de profondeur maximale adimensionnée $\tilde{d} = 0.4$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	190
7.16	Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec un cratère complexe, de profondeur maximale adimensionnée $\tilde{d} = 0.4$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	191
7.17	Analyse de l'effet d'une erreur verticale aléatoire sur un MNT synthétique avec succession de chenaux, avec une profondeur adimensionnée $\tilde{d}_c = 0.5$ . La structure de cette figure est identique à celle de 7.13. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	193
7.18	A et C) Distributions de l'erreur verticale générées à partir d'une loi d'autocorrélation utilisant une matrice de contiguïté et B et D) carte de pentes dérivées respectivement d'un MNT plat bruité avec A et d'un MNT avec une pente $\theta = 30^\circ$ bruité avec C). Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	194

7.19	A et C) Distributions de l'erreur verticale générées à partir d'une loi d'autocorrélation utilisant une matrice de distance exponentielle inverse et B et D) carte de pentes dérivées respectivement d'un MNT plat bruité avec A et d'un MNT avec une pente $\theta = 30^\circ$ bruité avec C) Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	196
7.20	Histogramme cumulatif incluant les deux composantes de l'incertitude $RMS_Q$ (en orange) et $RMS_{px}$ (en bleu), en fonction de la pente $\theta$ d'un MNT avec une pente constante. Le jeu de paramètre utilisé dans le calcul est celui de la caméra HiRISE (table 7.1). L'accent est mis sur les motifs de pente avec un MNT synthétique avec une pente de $\theta = 0^\circ$ et $30^\circ$ . Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	198
7.21	Valeurs des composantes $RMS_Q$ et $RMS_{px}$ pour chacun des jeux de paramètres pour modéliser les incertitudes liées aux caméras martiennes. Les couleurs des histogrammes cumulatifs sont identiques avec celles de la figure 7.20. Les colonnes A) B) et C) sont respectivement les résultats moyens sur 1000 calculs avec le jeu de paramètres HiRISE à partir d'une hypothèse d'indépendance spatiale (A), d'une hypothèse de corrélation spatiale avec une loi d'autocorrélation utilisant une matrice de contiguïté (B), et d'une même autocorrélation spatiale mais avec une matrice de distance exponentielle inverse (C). D) E) et F) utilisent le jeu de paramètres CaSSIS, G) H) et I) celui de MOC et J) K) L) celui de HRSC. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	199
7.22	Valeurs de $RMS_{tot}$ en fonction de $\theta^s$ la pente synthétique réelle utilisée en entrée de nos calcul, pour des MNT synthétiques à pente constante. Ces lois d'incertitudes sur les pentes sont établies pour HiRISE (A), CaSSIS (B), MOC (C) et HRSC (D). Trois lois d'erreurs sont représentées, conformément à la figure 7.21. Figure reprise de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	201
8.1	Schéma présentant le protocole de méthode inverse entre des données de radiance $F_{IR}$ , de température de surface $T$ et d'inertie thermique $I$ . . . . .	209
8.2	Gauche : Partie d'un MNT HiRISE, décrivant une portion du rempart est du cratère Palikir du site à RSL du même nom. La pente est orientée ouest. Droite : carte de pentes calculées selon la méthode de Horn, 1981. La taille de l'échantillon du MNT est de $76 \times 100$ pixels. . . . .	212
8.3	Colonne de gauche : résultats d'un MNT synthétique avec erreurs aléatoires spatialement indépendantes, avec une pente moyenne de $30^\circ$ et de haut en bas : les pentes, les erreurs sur l'altitude et les erreurs sur les pentes. Colonne de droite : les pentes dans les données. . . . .	213

- C.1 Comparaison des résultats analytiques et numériques de propagation des erreurs sur les pentes, pour un MNT synthétique bruité avec une pente initiale  $\theta^s = 30^\circ$ . En haut à gauche : erreurs analytiques calculées selon l'équation (C.5). Et haut à droite : erreur verticale aléatoire et spatialement indépendante, avec une moyenne nulle et un écart-type  $\sigma_\epsilon = 0.25$  m, pour une taille de pixel  $dx = dy = 1$  m. En bas à gauche : erreurs numériques calculées selon le protocole énoncé dans le chapitre 7. En bas à droite : différences pixel à pixel entre erreurs analytiques et numériques. . . . . 236
- C.2 Même configuration que la figure C.1, pour un MNT avec  $\theta^s = 0^\circ$ . . . . . 237

# Liste des tableaux

1.1	Composition de l'atmosphère martienne par l'instrument <i>Sample Analysis at Mars</i> (SAM) du rover <i>Curiosity</i> . Données reprises de Mahaffy et al., 2013. . . . .	18
2.1	Par colonne, de gauche à droite : azimut (en degrés) et classes d'orientation associées aux valeurs de l'azimut. . . . .	41
2.2	De gauche à droite : composés utilisés dans les modélisations de Chevrier and Rivera-Valentin, 2012 et températures eutectiques. . . . .	55
3.1	Paramètres des données d'imagerie, comprenant le nom de la caméra, le satellite sur lequel elle est embarquée, la résolution spatiale maximale des données d'imagerie produites, la largeur de la fauchée, le nombre de canaux et les gammes de longueurs d'onde couvertes et l'année de début de collecte des données. . . . .	72
4.1	Quelques exemples de paramètres d'albedo, de températures d'équilibre et de températures de surface moyennes des planètes et satellites rocheux. Données de Pierrehumbert, 2010 et Haberle et al., 2017. . . . .	93
4.2	Valeurs de l'excentricité $e$ et formes de l'orbite associées. Les orbites planétaires ont typiquement une valeur d'excentricité entre 0 et 0.10, sauf Mercure avec $e(\text{☿}) \sim 0.20$ . . . . .	97
4.3	Exemple de modèles de matériel de surface, avec valeurs d'inertie thermique et albedo de Bond. Le terme <i>duricrust</i> peut être traduit en "croûte indurée", milieu où les grains présentent une forte liaison entre eux. Table et données reprises de Putzig, 2006. . . . .	109

4.4	Exemple de modèles de matériel de surface, avec valeurs d'inertie thermique et profondeur de peau thermique associées. A l'exception du cas des très fortes inerties thermiques, la profondeur de peau thermique est largement inférieure à 1 m. Les calculs de $\delta_{th}$ sont réalisés avec $\rho c = 1004640 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ( $\rho = 1200 \text{ kg.m}^{-3}$ et $c = 837.2 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Données d'inertie thermique reprises de Putzig, 2006. . . . .	112
4.5	Résumé des valeurs de paramètre définis dans le modèle thermique "sec" inclus dans MarsTHERM, avec de gauche à droite, le nom, le symbole, la valeur typique utilisée et l'unité dans les calculs présentés dans le chapitre 5.	116
4.6	Valeurs des paramètres physiques d'inertie thermique et du produit de masse volumique et de la capacité thermique pour deux environnements différents (sec ou humide). Des environnements de transition sec $\rightarrow$ humide et humide $\rightarrow$ sec ont également été modélisés. . . . .	117
4.7	Saisonnalité pour chacun des sites à RSL, selon les environnements modélisés répertoriés dans la table 4.6. . . . .	118
5.1	Résumé des paramètres des sites à RSL étudiés, avec les coordonnées géographiques, les pentes moyennes des régions d'intérêt, le nombre de mesures et le nombre d'images. Données reprises de Millot et al., 2021. . . .	123
7.1	Tableau résumant les incertitudes sur les erreurs verticales $\Delta z_{\text{RMS}}$ , la taille du pixel, l'incertitude verticale adimensionnée $\widetilde{\Delta z}_{\text{RMS}}$ et l'écart-type utilisé pour générer les erreurs synthétiques $\sigma_\epsilon$ . Chaque valeur a été issue des contraintes produites par les études sur le sujet et pour chacune des caméras (MOLA avec Zuber et al., 1992; Smith et al., 1999, 2001; HRSC avec Neukum and Jaumann, 2004; Jaumann et al., 2007; Gwinner et al., 2009; MOC avec Kirk et al., 2003; HiRISE avec McEwen et al., 2007; Kirk et al., 2008; Sutton et al., 2015 et CaSSIS avec Thomas et al., 2017; Re et al., 2019). $\sigma_\epsilon$ est l'écart-type utilisé dans la modélisation des erreurs synthétiques, paramétré comme la moitié de $\Delta z_{\text{RMS}}$ . Figure reprise et traduite de Millot et al., 2021, in prep. . . . .	166
A.1	Tableaux répertoriant l'ensemble des images HIRISE utilisées dans l'étude des sites à RSL, avec date et heure solaire locale, longitude solaire, saison, année martienne (Clancy et al., 2000) et description des zones à RSL. . . .	228
B.1	Tableau contenant la liste des images utilisées, avec la caméra et les figures dans lesquelles elles apparaissent. . . . .	230



# Index

- dust devils*, 29
- gullies*, 31
- slope streaks*, 30
  
- albedo, 89
  - albedo de Bond, 89
  - albedo géométrique, 89
- argiles, 11
  - argiles alumineuses, 16
  - argiles ferromagnésiennes, 15
  - kaolinite, 16
  - montmorillonite, 16
  - smectite, 15
- autocorrélation, 167
  
- balance d'énergie, 113
  
- canaux martiens, 12
- CaSSIS, 71, 74, 163
- climat actuel, 32
- climat ancien, 17
- conduction, 89
  - conduction thermique, 105, 106
  - profondeur de peau thermique, 109
- CRISM, 11, 15, 54–56, 62
- CTX, 71, 74
  
- déliquescence, 56
- différences finies, 110, 111, 153
- dunes, 27
  
- erreur, 160
  - erreur aléatoire, 161, 165
  - erreur systématique, 161, 165, 174
  
- gradient topographique, 151, 152
  - gradient maximal, 151
  
- HiRISE, 11, 28, 32, 33, 75, 163, 164
- HRSC, 11, 72, 73, 163
  
- incertitudes, 161
  - incertitude-type, 165
- incidence, 93
  - angle d'incidence, 93, 95
  
- Mariner, 12, 71
  - Mariner 9*, 71
- matrice de poids, 168
  - contiguité, 168
  - distance exponentielle inverse, 168, 169
- MNT, 143
  - MNT synthétique, 160, 165
  - Modèles Numériques de Terrain, 143
- MOC, 30, 32, 73, 163, 166
- MOLA, 14, 23
  
- Noachien, 15
  
- OMEGA, 11, 15, 21

orientation, 156

penne, 144, 147

perchlorates, 56

phyllosilicates, 15

pompe de Knudsen, 60

première loi de la géographie, 166

RMSE, 165, 184

RSL, 32, 35, 36, 120

séquences d'altération, 11, 16

SIG, 70, 81

stéréophotogrammétrie, 70, 77

température, 86, 120

température d'équilibre, 91

température de surface, 91

TSL, 36

vallées, 13, 14

réseaux de vallées, 15

vallée de sapement, 14