Université de Montpellier

Master STPE , Parcours Géodynamique et Géomatériaux

Année universitaire 2025-2026

Modélisation conjointe de la lithosphère martienne : apport des déformations tectoniques globales pour lever la non-unicité de l'inversion gravimétrique et topographique

---

Romain VIDAL

Sous la direction de Frédéric GUEYDAN (Université de Montpellier)

Co-encadré par Adrien BROQUET (DLR, Berlin)

Soutenu le **26/06/2026** devant le jury composé de :

Frédéric Gueydan	(directeur de stage)
Adrien Broquet	(Co-directeur de stage)
Clarisse Kecret	(rapportrice)
Benoît Gilbert	(rapporteur)

Stage effectué au **DLR** (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Berlin), du **26/01/2026** au **30/07/2026**

Résumé

Comprendre comment s'est formée et différenciée la croûte d'une planète tellurique passe en premier lieu par la caractérisation de son épaisseur crustale (**Zuber2000** ; **HauckPhillips2002**). Sur Mars, cet exercice se complique considérablement du fait de l'absence d'un réseau sismique à l'échelle planétaire : seules les données de la mission InSight, géographiquement limitées à un unique point d'ancrage, fournissent des informations sismologiques directes (**KnapmeyerEndrun2021**). Pour le reste de la planète, on doit se rabattre sur l'inversion conjointe du champ de gravité G et de la topographie H (**Wieczorek2004** ; **Banerdt1986**) ; une approche robuste, malgré son défaut structurel bien connu : le problème est intrinsèquement mal posé. Pour un même couple de données (G, H), il existe une infinité de modèles internes compatibles, depuis une croûte à densité variable mais d'épaisseur uniforme, jusqu'à une croûte à densité constante mais d'épaisseur variable (**Wieczorek2004** ; **Wieczorek2007**). A priori, ni l'une ni l'autre de ces bornes extrêmes ne semble véritablement satisfaisante : la réalité se situe quelque part entre les deux.

Ce travail propose une voie pour sortir de cette impasse, en exploitant une source d'information observationnelle supplémentaire : le registre des déformations tectoniques gravées en surface. Mars est une planète à plaque unique (**Breuer2003** ; **Nimmo2000**) dont la lithosphère froide et rigide a accumulé, sans jamais les effacer, les cicatrices de milliards d'années d'activité géodynamique. L'idée directrice est de transformer le catalogue de failles de **Knapmeyer2006** en une troisième observable géophysique indépendante : un champ de déplacement vertical observé W_{obs}.

L'ajout de cette troisième contrainte permet de formuler un système déterminé degré par degré, $\mathbf{A}_\ell \cdot [\Delta c_{\ell m}, \Delta\rho_{\ell m}]^\top = [G_{\ell m}, H_{\ell m}, W_{\mathrm{obs},\ell m}]^\top$, résolu au sens des moindres carrés. Ce champ est construit en convertissant la géométrie des failles en une carte continue de déformation horizontale ε_h, puis en appliquant une fonction de transfert spectrale $R(\ell)$ (admittance), calibrée sur le modèle de coque mince élastique (**Banerdt1986**), pour obtenir W_{obs}. Les amplitudes de déformation obtenues, de l'ordre de 10^{-3}, sont physiquement plausibles : elles correspondent à des contraintes voisines de 400 MPa, compatibles avec le critère de Byerlee (**Byerlee1978**), et impliquent des profondeurs sismogènes comprises entre 19 et 40 km, tout à fait cohérentes avec les enregistrements d'InSight (**Giardini2020**).

Le modèle hybride (G, H, W_{obs}) produit une gamme d'épaisseur crustale de 15–95 km, intermédiaire entre les deux end-members classiques et compatible avec les contraintes sismologiques d'InSight (**KnapmeyerEndrun2021** ; **Wieczorek2022**). Appliqué à la question de la dichotomie martienne, structure fondamentale dont l'importance géodynamique est comparable à celle de la tectonique des plaques sur Terre, le modèle révèle une asymétrie d'épaisseur crustale très faible entre les deux hémisphères, sans contraste de densité hémisphérique significatif dans le manteau. Ces résultats témoignent d'un contrôle majoritairement compositionnel, hérité de la différenciation primitive du manteau, et orientent l'interprétation vers un mécanisme de formation endogène par convection mantellique asymétrique (**Zhong2001**).

Mots-clés : Mars, épaisseur crustale, dichotomie martienne, problème inverse, harmoniques sphériques, coque mince élastique, déformations tectoniques.

Table des matières

Résumé **1**

1 Introduction **5**
1.1 Contexte géodynamique de Mars : une planète à plaque unique 5
1.2 Pourquoi caractériser l'épaisseur crustale ? 5
1.3 La non-unicité intrinsèque du problème inverse 5
1.4 Problématique et originalité de la démarche 6
1.5 Questions directrices et organisation du travail 7

2 Méthodes **7**
2.1 Données et paramètres d'entrée 7
2.1.1 Harmoniques sphériques : rappel du formalisme 7
2.1.2 Sources et mesure des données 7
2.2 Sensibilité du modèle aux paramètres d'entrée 8
2.3 Le modèle de coque mince élastique (*ThinShell*) 9
2.3.1 Physique du modèle 9
2.4 Conversion du catalogue de failles en champ de déformation continu 9
2.4.1 Étape 1 : Calcul des métriques par structure 9
2.4.2 Étape 2 : Filtrage hiérarchique 9
2.4.3 Étape 3 : Le rapport déplacement/longueur D/L et la déformation associée 11
2.4.4 Étape 4 : Calcul de la déformation par fenêtre glissante 11
2.4.5 La contraction radiale globale et biais extensif 11
2.5 Construction du déplacement observationnel W_{obs} 12
2.5.1 Obtention de W_{obs} et vérifications 12
2.6 Patchwork pour la province de Tharsis 12
2.7 Comparaison entre déformation modélisée et observée : analyse de recoupement . 13

3 Résultats **13**
3.1 Carte de déformation horizontale observée 13
3.2 Correction de la contraction radiale globale 14
3.3 Déplacement vertical observationnel W_{obs} 15
3.4 Inversion conjointe (G, H, W_{obs}) 16
3.5 Résultats du modèle patchwork 17

4 Discussion **19**
4.1 Ce que l'approche apporte : une troisième observable indépendante 19
4.2 Cohérence mécanique : confrontation avec la loi de Byerlee 19
4.3 Comparaison entre déformation modélisée et observée 19
4.3.1 Région C1 — ∼15–36°S, 140–165°W 20
4.3.2 Région C2 — ∼28–42°S, 93–113°W 21
4.3.3 Région C3 — ∼25–31°S, 75–81°W 21
4.3.4 Région C4 — ∼34–39°N, 99–106°W 21
4.3.5 Synthèse des analyses de recoupement 22
4.4 Comparaison de la structure crustale 22
4.5 Hypothèses de formation de la dichotomie martienne 24
4.5.1 Mécanismes exogènes 24
4.5.2 Mécanismes endogènes 24
4.6 Interprétation et hypothèse privilégiée 24
4.7 Limites et perspectives méthodologiques 25

5 Conclusion **25**

6 Calendrier des activités **26**

Remerciements **27**

Références bibliographiques **28**

A Architecture de la chaîne de traitement numérique **29**

Table des figures

1 Les deux solutions end-member de l'inversion classique (G, H) comprenant $\Delta c = 0$, $\Delta\rho = 0$. 6

2 Illustration des critères de filtrage hiérarchique. Une petite zone de rupture (trait fin) est éliminée si (a) une fraction $f_{\mathrm{ov}} > 0{,}30$ de ses points tombe dans le tampon, dont la largeur est une fonction linéaire de la longueur de la faille, **et** (b) la différence d'azimut $\Delta\alpha < 20°$ garantit qu'il s'agit bien d'un doublon et non d'un épisode tectonique distinct. 10

3 Masque de fusion patchwork $w(\lambda, \phi)$ (équation 6). Bleu : régime TSP ($\Delta c = 0$, $w \approx 0$) ; rouge : régime hybride (G, H, W_{obs}, $w \approx 1$). La bande de transition gaussienne ($\sigma = 12{,}5°$) est centrée sur le contour du polygone shapefile de Tharsis (ligne noire pointillée). 13

4 Carte globale de déformation signée $\varepsilon_h^{\mathrm{obs}} = \varepsilon_{\mathrm{comp}} + \varepsilon_{\mathrm{ext}}$ issue du catalogue de failles martiennes (**Knapmeyer2006**) après filtrage hiérarchique (rayon de fenêtre $r = 150$ km). Rouge : dominance compressive ; bleu : dominance extensive. Échelle : $[-4 \times 10^{-3} ; +4 \times 10^{-3}]$. Les failles du catalogue sont superposées en rouge (compression) et bleu (extension). 14

5 Carte globale de déformation signée $\varepsilon_h^{\mathrm{obs}}$ après correction de la contraction radiale globale ($\Delta R = 4$ km, **Knapmeyer2006**). Un terme compressif uniforme de l'ordre de $1{,}2 \times 10^{-3}$ est ajouté partout, décalant le niveau de base de la carte brute. C'est cette carte corrigée qui est injectée dans le calcul de l'admittance $R(\ell)$. . . 15

6 Comparaison de la carte de déformation observée $\varepsilon_h^{\mathrm{obs}}$ (droite) et de la déformation verticale W_{obs} (gauche). 15

7 Somme des déformations principales horizontales ($\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}$, $\times 10^{-3}$) issues du modèle patchwork final. Paramètres : $c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$. Rouge : compression ; bleu : extension. Échelle : $[-3 ; +3] \times 10^{-3}$. Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis. 16

8 Champs de sortie du modèle TSP ($c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$). (a) Déplacement vertical modélisé W_{mod} (km). (b) Variation de racine crustale Δc (km). (c) Anomalie de densité crustale $\Delta\rho$ (kg m^{-3}). (d) Épaisseur crustale totale (km). Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis. . . 17

9 Somme des déformations principales horizontales ($\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}$, $\times 10^{-3}$) issues du modèle patchwork final. Paramètres : $c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$. Rouge : compression ; bleu : extension. Échelle : $[-3 ; +3] \times 10^{-3}$. Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis. 18

10 Champs de sortie du modèle patchwork final ($c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$). (a) Déplacement vertical modélisé W_{mod} (km). (b) Variation de racine crustale Δc (km). (c) Anomalie de densité crustale $\Delta\rho$ (kg m^{-3}). (d) Épaisseur crustale totale (km). Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis. 18

11 Vue globale de la déformation modélisée TSP (gauche) et de la déformation observée $\varepsilon_h^{\mathrm{obs}}$ (droite). Les contours en pointillés délimitent la province de Tharsis. C'est cette comparaison qui guide l'analyse régionale présentée ci-après. 20

12 Région C1. Des grabens extensifs recoupent des rides compressives plus anciennes. L'extension étant l'épisode le plus récent, la gravité et la topographie actuelles en portent principalement l'empreinte. Le signal extensif dominant est bien restitué par TSP, ce qui constitue un accord attendu et cohérent. Le signal compressif antérieur n'est pas capté, conformément aux limitations du modèle. Ici, $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ permet donc de bien identifier le dernier événement. 20
13 Région C2. Une phase compressive postérieure recoupe des grabens extensifs antérieurs. La compression étant le dernier épisode, la gravité et la topographie actuelles reflètent principalement cet état. $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ devrait donc restituer un signal compressif ; or elle produit un signal extensif, en désaccord avec TSP. 21
14 Région C3. Les recoupements suggèrent une compression antérieure à l'extension. Même si les signaux sont de faible amplitude, les grabens recoupent clairement les rides en plusieurs endroits. La déformation $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ capture donc le dernier événement tectonique, à l'inverse de TSP qui ne restitue pas correctement la déformation extensive de la zone. 21
15 Région C4, en bordure de la dichotomie crustale. $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ est extensive tandis que TSP est compressive. L'extension étant le dernier épisode enregistré, TSP devrait en principe restituer ce signal ; le désaccord observé suggère que l'hypothèse d'une épaisseur élastique T_e uniforme (100 km) n'est pas adaptée à cette région de transition abrupte d'épaisseur crustale, où une valeur plus faible de T_e (de l'ordre de 50–80 km) serait probablement plus appropriée. 21
16 Comparaison des trois modèles d'épaisseur crustale. (a) End-member A ($\Delta c = 0$), gamme 35–105 km. (b) Modèle patchwork final, gamme 15–95 km, avec le contour shapefile de Tharsis en pointillés. (c) End-member B ($\Delta\rho = 0$), gamme 5–90 km. La réinjection de W_{obs} sélectionne une combinaison $(\Delta c, \Delta\rho)$ physiquement cohérente sans imposer aucun des end-members. 23

1 Introduction

1.1 Contexte géodynamique de Mars : une planète à plaque unique

Il y a quelque chose de saisissant dans la surface de Mars : elle a été préservée pendant 4,5 milliards d'années. Sur Terre, la tectonique des plaques récrit en permanence les traces du passé , les dorsales créent de la croûte, les zones de subduction la détruisent, et la mémoire géologique s'en trouve constamment effacée. Mars appartient à une autre catégorie : celle des planètes à plaque unique (*single-plate planets*), où la lithosphère forme un couvercle rigide et immobile posé sur le manteau (**Zuber2000** ; **Breuer2003** ; **HauckPhillips2002**). Ce régime de *stagnant lid* s'est vraisemblablement mis en place dès les premiers stades de la formation de la planète.

Depuis lors, rien n'a été effacé. La quasi-totalité de la surface martienne fonctionne comme une archive passive et exhaustive de l'ensemble des déformations planétaires. Les grands grabens radiaux de Tharsis, les rides de plissement compressives des plaines boréales, les bassins d'impact géants d'Hellas, d'Argyre et d'Isidis — tout cela est là, lisible depuis l'orbite (**Zuber2000** ; **Anderson2001**). Ces structures portent en elles l'empreinte des champs de contraintes qui ont façonné l'intérieur de la planète au fil des milliards d'années (**Phillips2001** ; **AndrewsHanna2008**). C'est précisément ce registre tectonique que ce travail cherche à exploiter.

1.2 Pourquoi caractériser l'épaisseur crustale ?

La croûte est, en un sens, le premier chapitre de l'histoire d'une planète tellurique (**Wieczorek2022**). C'est la couche qui s'est formée en premier, par différenciation du manteau primitif, et dont l'épaisseur actuelle reflète directement le volume de magma extrait au cours du temps. Mieux connaître la géométrie du Moho martien permet d'accéder à plusieurs grandeurs géodynamiques fondamentales.

— **La différenciation géochimique :** une croûte épaisse signifie qu'une grande quantité de matériel mantellique a été fondue et remontée en surface au cours de l'histoire de la planète (**Zuber2000** ; **Wieczorek2022** ; **HauckPhillips2002**). Le volume crustal constitue ainsi une mesure indirecte de l'intensité de l'activité magmatique globale.

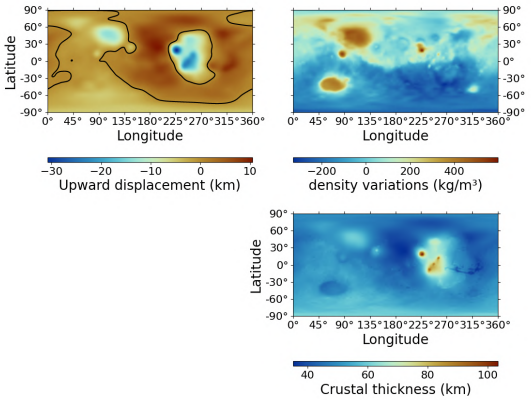
— **Le régime thermique :** la croûte présente une faible conductivité thermique et joue donc un rôle d'isolant. De surcroît, la croûte martienne est fortement enrichie en éléments radioactifs (**Broquet2025**). Plus elle est épaisse, plus elle ralentit l'évacuation de la chaleur interne, ce qui prolonge la durée de l'activité volcanique et retarde le refroidissement du noyau (**Wieczorek2022** ; **Plesa2018** ; **Grott2011**). Il s'agit d'un paramètre clé des modèles d'évolution thermique planétaire : connaître les variations d'épaisseur de la croûte est indispensable à la caractérisation de l'activité géodynamique au cours du temps.

1.3 La non-unicité intrinsèque du problème inverse

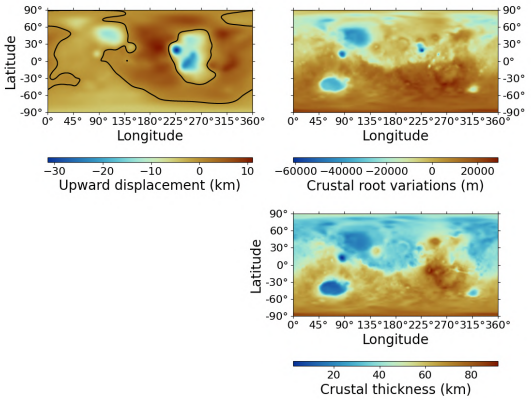
En pratique, l'accès à la structure interne de Mars s'effectue depuis l'orbite, par l'intermédiaire de deux jeux de données globaux : le champ de gravité, décrit par le modèle GMM3 (**Genova2016**), et la topographie mesurée par l'altimètre MOLA (**Smith2001**). La logique est simple en apparence : les anomalies gravimétriques constituent la signature des contrastes de densité et de géométrie en profondeur, et leur inversion peut permettre de contraindre la structure interne (**Parker1972** ; **Wieczorek1998**).

Mais ce système est fondamentalement sous-déterminé (**Wieczorek2004**). Pour une paire d'observables (G, H) donnée, il n'existe pas une solution unique, mais une famille continue de solutions toutes équivalentes du point de vue des données. Les deux bornes extrêmes de cet espace de solutions ont une interprétation physique claire (**Wieczorek2004**) :

1. **La borne géométrique ($\Delta\rho = 0$) :** si l'on suppose que la croûte présente une densité latéralement uniforme, toute anomalie de gravité doit être compensée par une variation de la profondeur du Moho.
2. **La borne pétrologique ($\Delta c = 0$) :** à l'inverse, si le Moho est une surface parfaitement sphérique, c'est la densité crustale qui varie latéralement pour expliquer le signal gravimétrique — ce qui peut traduire des différences de composition minéralogique ou de porosité.



(a) Borne géométrique ($\Delta\rho = 0$) : densité crustale uniforme, variations de Moho libres.



(b) Borne pétrologique ($\Delta c = 0$) : Moho sphérique, variations de densité crustale libres.

Figure 1 – Les deux solutions end-member de l'inversion classique (G, H) comprenant $\Delta c = 0$, $\Delta\rho = 0$.

Entre ces deux extrêmes, toutes les combinaisons sont physiquement plausibles. L'isostasie d'Airy, l'isostasie de Pratt, la flexure élastique : tous ces modèles peuvent reproduire le champ de gravité et la topographie de la planète (**Wieczorek2004** ; **Forsyth1985**). Pour briser cette dégénérescence, il faut apporter une contrainte observationnelle supplémentaire et indépendante. Il existe aujourd'hui un point d'ancrage précis de la profondeur du Moho, fourni par le sismomètre embarqué à bord de la mission InSight (**KnapmeyerEndrun2021**). Néanmoins, pour caractériser la structure crustale à l'échelle globale, des analyses de la topographie et du champ de gravité extrapolées à partir de ce point unique restent indispensables.

1.4 Problématique et originalité de la démarche

La question centrale de ce travail est la suivante : *Est-il possible d'utiliser d'autres observations pour lever la dégénérescence de l'inversion géophysique du couple* $(\Delta c, \Delta\rho)$ *?*

Ce stage propose une approche fondée sur l'exploitation des déformations de surface, estimées à partir de l'analyse des structures tectoniques, afin d'apporter une contrainte supplémentaire à l'inversion et de proposer ainsi des modèles plus robustes de la structure crustale martienne.

Dans ce cadre, W_{obs} désigne le déplacement vertical de la surface de la lithosphère (soulèvement ou subsidence) induit par les charges internes et les contraintes tectoniques. Ce déplacement reflète l'état d'équilibre élastique de la lithosphère : une région en extension tend à se soulever, tandis qu'une région en compression tend à s'affaisser. Comme la déformation de surface dépend à la fois des variations d'épaisseur crustale (δc) et des contrastes de densité crustale ($\delta\rho$) (**Banerdt1986**), une estimation indépendante de cette déformation fournit une contrainte supplémentaire permettant de mieux discriminer ces deux paramètres lors de l'inversion.

Dans les études classiques de ce type (**Broquet2021** ; **Broquet2024**), on procède de haut en bas : on part de G et H, on fixe arbitrairement l'une des deux bornes ($\Delta c = 0$ ou $\Delta\rho = 0$), et on estime le déplacement vertical W_{mod} associé.

Ici, j'ai suivi le chemin inverse : partir des failles de surface, les convertir en un champ de déformation mécanique ε_h indépendamment de toute hypothèse sur la structure interne, puis en déduire un déplacement vertical observationnel W_{obs} à injecter dans l'inversion conjointe de (G, H, W_{obs}). Cette inversion cherche à résoudre simultanément les deux inconnues $\Delta c_{\ell m}$ et $\Delta\rho_{\ell m}$.

1.5 Questions directrices et organisation du travail

Cinq questions structurent la démarche :

1. Comment passer d'un catalogue discret de structures tectoniques (**Knapmeyer2006**) à une carte continue de déformation horizontale $\varepsilon_{h,\text{obs}}$? Une carte continue est nécessaire car l'inversion du champ de gravité et des déformations est globale et repose sur les harmoniques sphériques : il n'est donc pas possible d'utiliser directement les tracés de polylignes du catalogue.
2. Les amplitudes de contraintes obtenues sont-elles compatibles avec la mécanique des roches (loi de Byerlee) et les profondeurs sismogènes déduites d'InSight ?
3. Les déformations principales $(\varepsilon_{\min}, \varepsilon_{\max})$ extraites présentent-elles une cohérence spatiale avec la géologie des grandes provinces martiennes ?
4. Comment convertir les déformations horizontales en déformations verticales ?
5. L'inversion conjointe incluant W_{obs} produit-elle des solutions de Moho et de densité physiquement réalistes ?

2 Méthodes

2.1 Données et paramètres d'entrée

2.1.1 Harmoniques sphériques : rappel du formalisme

L'analyse et l'inversion de données géophysiques à la surface des planètes s'effectuent classiquement à l'aide des harmoniques sphériques. Les harmoniques sphériques $Y_{\ell m}(\theta, \phi)$ constituent la base orthonormée naturelle pour décomposer tout champ scalaire défini sur une sphère, où ℓ correspond au degré et m à l'ordre. Les grandes longueurs d'onde (ℓ faible) encodent les structures planétaires à grande échelle (dichotomie nord-sud, Tharsis) tandis que les courtes longueurs d'onde (ℓ élevé) renseignent sur les structures locales. Ce formalisme est particulièrement adapté aux problèmes géophysiques sur Mars, car il permet de traiter l'inversion degré par degré, en découplant chaque échelle spatiale.

2.1.2 Sources et mesure des données

Deux jeux de données globaux servent de point de départ. Pour le champ de gravité, j'utilise le modèle **GMM3** (Mars Gravity Model 3) en harmoniques sphériques (**Genova2016**). Ce modèle a été obtenu par analyse dynamique des perturbations orbitales des sondes Mars Reconnaissance Orbiter et Mars Odyssey, dont les trajectoires sont déviées par les variations du champ gravitationnel martien. Le modèle est résolu jusqu'au degré $\ell = 120$, mais tronqué ici à $\ell_{\max} = 90$ afin d'éviter les artefacts liés au bruit orbital aux courtes longueurs d'onde ($\ell_{\max} = 90$ correspond à une longueur d'onde de $\sim$120 km). Pour la topographie, les données proviennent du modèle **MOLA_shape** (**Smith2001**), obtenu par altimétrie laser depuis la sonde Mars Global Surveyor : un faisceau laser est émis vers la surface et le temps de retour de l'impulsion réfléchie

permet de mesurer l'altitude avec une précision de l'ordre du mètre, pour une résolution latérale de quelques centaines de mètres. Ce modèle reste la référence pour Mars à cette résolution.

Avant toute inversion, un prétraitement soigneux est nécessaire. Le coefficient harmonique de degré $\ell = 2$, ordre $m = 0$ encode l'aplatissement rotationnel de la planète : il reflète sa forme aplatie due à la rotation et n'est pas lié à la structure interne. Ce terme est donc annulé dans la topographie et dans le géoïde (**Wieczorek2004**), de façon à ne travailler qu'avec les anomalies liées aux hétérogénéités crustales. Le rayon de référence est fixé à $R = C_{00}^{\text{topo}} \approx 3\,389$ km, et la gravité de surface vaut $g_0 = GM/R^2$. Les paramètres élastiques et structuraux du modèle sont résumés dans le Tableau 1 ; ils restent identiques dans toutes les étapes de l'inversion.

Table 1 – Paramètres physiques et élastiques de la coque martienne utilisés dans l'inversion.

Symbole	Valeur	Unité	Description
c	65	km	Épaisseur crustale de référence (**Wieczorek2022** ; **KnapmeyerEndrun2021**)
T_e	100	km	Épaisseur élastique de la lithosphère (**Wieczorek2004** ; **McGovern2004** ; **Belleguic2005**)
ρ_c	2 900	kg m^{-3}	Densité crustale moyenne de référence (**Wieczorek2022**)
ρ_m	3 500	kg m^{-3}	Densité mantellique de référence (**Wieczorek2004** ; **Khan2021**)
E	100	GPa	Module de Young macroscopique
ν	0.25		Coefficient de Poisson
$\ell_{\max}$	90		Degré maximal de la décomposition spectrale (**Genova2016**)

2.2 Sensibilité du modèle aux paramètres d'entrée

Trois paramètres fixés a priori conditionnent fortement la solution de l'inversion TSP : l'épaisseur élastique T_e, la densité crustale de référence ρ_c, et l'épaisseur crustale de référence c. Les paramètres c et ρ_c sont fixés en cohérence avec les valeurs obtenues à la station InSight (**KnapmeyerEndrun2021**). Aucun de ces paramètres n'est connu avec précision sur Mars ; leur incertitude se propage donc directement dans les champs Δc et $\Delta\rho$ obtenus.

T_e (tableau 1) contrôle le mode de compensation de la charge (locale ou régionale) et intervient directement dans le calcul de l'admittance spectrale $R(\ell)$ (équation 5) : une valeur trop faible concentre artificiellement W_{obs} sur les courtes longueurs d'onde et peut amplifier les contrastes de Moho dans les régions où la rigidité réelle est plus grande, comme c'est le cas en région C4 (Section 4.3).

ρ_c (tableau 1) fixe le niveau de base du champ $\Delta\rho$: une erreur sur ρ_c translate l'ensemble du contraste $\rho_m - \rho_c$ et, par conséquent, l'épaisseur crustale absolue, sans modifier la structure spatiale relative des solutions.

Enfin, c (tableau 1) définit le niveau moyen autour duquel les anomalies Δc sont exprimées : il fixe l'épaisseur crustale absolue de référence, mais n'affecte pas la répartition relative entre Δc et $\Delta\rho$, qui reste gouvernée par la contrainte indépendante W_{obs}.

Ces trois paramètres affectent donc principalement l'amplitude absolue des résultats, plus que

leur cohérence spatiale relative, ce qui limite leur impact sur les conclusions qualitatives de ce travail.

2.3 Le modèle de coque mince élastique (*ThinShell*)

2.3.1 Physique du modèle

J'utilise un modèle d'inversion géophysique (ci-après désigné TSP) dans lequel le champ de gravité, la topographie, la structure interne et les déformations sont interconnectés au sein d'un système de cinq équations à huit inconnues (**Banerdt1986**). Pour résoudre ce problème, il est nécessaire d'introduire trois contraintes. Dans les études antérieures, on imposait généralement que les champs de gravité et de topographie modélisés reproduisent les observables, et que l'une des deux conditions suivantes soit satisfaite : soit 1) la croûte ne présente pas de variations de racine crustale ($\Delta c_{lm} = 0$), soit 2) la planète ne présente pas de variations latérales de densité interne ($\Delta \rho_{lm} = 0$).

2.4 Conversion du catalogue de failles en champ de déformation continu

Le catalogue de **Knapmeyer2006** recense environ 8 500 structures tectoniques martiennes (grabens et rides plissées) sous forme de polylignes discrètes, cartographiées sur l'ensemble de la planète à partir des données MOLA et d'images orbitales. Pour intégrer cette information dans notre formalisme en harmoniques sphériques, il faut transformer ces structures ponctuelles en une carte continue de déformation $\varepsilon_h(\lambda, \phi)$. La procédure se déroule en quatre étapes : (1) calcul des métriques géodésiques par structure, (2) filtrage hiérarchique pour éliminer les doublons cartographiques, (3) étude du rapport déplacement/longueur et (4) calcul de la déformation par fenêtre glissante.

2.4.1 Étape 1 : Calcul des métriques par structure

Pour chaque structure du catalogue (**Knapmeyer2006**), trois paramètres géodésiques sont calculés. La longueur de zone de rupture L_f est obtenue par intégration segment par segment des latitudes et longitudes extraites du catalogue :

$$d(P_1, P_2) = 2R \arctan\left(\frac{\sqrt{a}}{\sqrt{1-a}}\right), \qquad a = \sin^2\frac{\Delta\phi}{2} + \cos\phi_1 \cos\phi_2 \, \sin^2\frac{\Delta\lambda}{2}, \tag{1}$$

avec $R = 3\,389{,}5$ km (rayon moyen de Mars). Le centroïde $(\bar{\lambda}_f, \bar{\phi}_f)$, calculé comme la moyenne arithmétique des coordonnées de la polyligne, sert de point d'ancrage géographique pour le filtrage. L'azimut $\alpha_f \in [-90°, 90°]$ caractérise l'orientation générale de la structure.

2.4.2 Étape 2 : Filtrage hiérarchique

Estimer la déformation crustale à partir d'un catalogue de structures tectoniques nécessite un prétraitement afin d'isoler les failles primaires des failles secondaires. Dans ce catalogue, l'ensemble des zones de rupture en surface a été délimité par des polylignes, associant ainsi une multiplicité de failles secondaires à chaque faille primaire. Avant d'appliquer le formalisme classique de conversion d'un tracé de faille en déformation horizontale (**Watters1998**), un filtrage fondé sur des critères géométriques est donc nécessaire (**Broquet2026**).

La stratégie adoptée est **hiérarchique** : les structures sont classées par longueur décroissante les grandes zones de rupture étant prioritaires car elles correspondent aux failles primaires, a priori les plus profondes, et une structure plus courte est éliminée si et seulement si elle satisfait simultanément deux conditions. La figure suivante illustre ces deux critères.

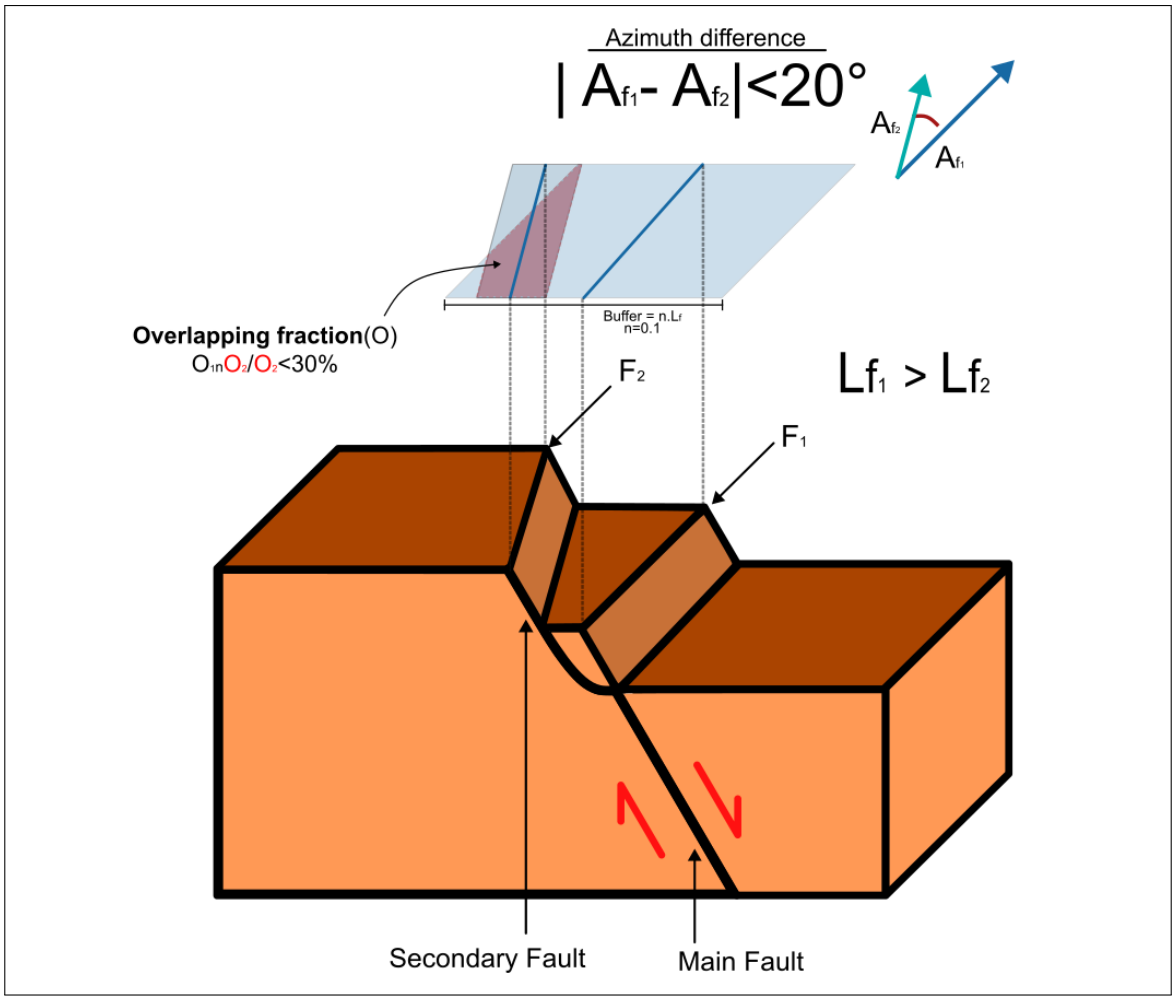


Figure 2 – Illustration des critères de filtrage hiérarchique. Une petite zone de rupture (trait fin) est éliminée si (a) une fraction $f_{\text{ov}} > 0{,}30$ de ses points tombe dans le tampon, dont la largeur est une fonction linéaire de la longueur de la faille, **et** (b) la différence d'azimut $\Delta\alpha < 20°$ garantit qu'il s'agit bien d'un doublon et non d'un épisode tectonique distinct.

Un tampon spatial est appliqué à l'ensemble des failles afin d'éliminer les redondances géométriques et de ne conserver que les structures les plus représentatives. Une faille est retenue si elle remplit les trois critères suivants :

1. La faille est la plus grande de sa zone : elle constitue la structure primaire de référence.
2. La faille est plus petite qu'une faille voisine, mais son tampon ne chevauche pas celui d'une faille plus grande à plus de 30 % de sa surface. Ce critère permet d'écarter les failles et tracés secondaires dont l'emprise spatiale recouvre en grande partie celle de la structure primaire.
3. La faille est plus petite et son tampon chevauche celui d'une faille plus grande, mais son azimut diffère de plus de 20° par rapport à cette dernière. Ce critère permet de conserver les petites failles chevauchantes issues d'un épisode de déformation distinct, caractérisé par une orientation structurale différente.

2.4.3 Étape 3 : Le rapport déplacement/longueur D/L et la déformation associée

Dynamique de rupture et zones de rupture en surface. Une relation empirique relie le déplacement de la surface à la longueur d'une zone de rupture :

$$D_{\max} = \gamma \cdot L_f, \tag{2}$$

où γ est le rapport D/L propre à chaque régime tectonique (**Watters2021** ; **Neumann2015**). Cette relation est robuste, vérifiée sur plusieurs ordres de grandeur aussi bien sur Terre que sur Mars. Pour projeter le déplacement le long de la faille en surface, il faut connaître l'angle de pendage θ et multiplier D par $\cos(\theta)$.

Valeurs de γ, θ_e et θ_c sur Mars. Sur Mars, les paramètres ont été contraints séparément pour les deux régimes. Pour les failles normales extensives (grabens, *fossae*), **Polit2009** ont déterminé un angle de pendage moyen $\theta_e = 60°$ et un ratio $\gamma_e = 3{,}0 \times 10^{-3}$ à partir de populations de zones de rupture sur l'Alba Patera et dans les plaines septentrionales. Pour les chevauchements compressifs (*wrinkle ridges*), **Watters2021** convergent vers $\theta_c = 30°$ et $\gamma_c = 7{,}2 \times 10^{-3}$.

2.4.4 Étape 4 : Calcul de la déformation par fenêtre glissante

La carte de déformation $\varepsilon^{\text{obs}}_{h,\text{obs}}$ est construite par une fenêtre circulaire sphérique de rayon $r = 150$ km balayant la planète nœud par nœud, espacés de $r/2 = 75$ km.

Le calcul de la déformation scalaire pour la fenêtre centrée au nœud i dépend du régime tectonique (**Watters2021**). Pour les zones de rupture extensives, le déplacement vertical est obtenu par la relation $D_{\max} = \gamma_e \cdot L_f$ et la déformation intégrée sur l'aire $A_r = \pi r^2$ s'écrit :

$$\varepsilon_i = \frac{\cos\theta_e \cdot \gamma_e}{A_r} \sum_k L_{f,k}^2, \tag{3}$$

où la somme porte sur toutes les zones de rupture k dont le centroïde tombe dans la fenêtre, et $L_{f,k}$ est la longueur de la k-ième zone de rupture. Pour les zones de rupture compressives, **AndrewsHanna2020** a estimé la différence de hauteur h_k et le déplacement est estimé selon :

$$\varepsilon_i = \frac{\cos\theta_c}{A_r} \sum_{k \in \mathcal{C}} \frac{h_k}{\sin\theta_c} L_{f,k}, \tag{4}$$

Pour chaque fenêtre, les contributions de l'ensemble des zones de rupture incluses sont sommées. La valeur résultante est assignée au nœud central sur une grille de sortie de résolution angulaire 0,6° (**Watters2021**). Lorsque plusieurs fenêtres se chevauchent sur un même pixel (du fait du pas de $r/2$), on effectue la moyenne des contributions, ce qui homogénéise la résolution spatiale.

2.4.5 La contraction radiale globale et biais extensif

Le formalisme TSP filtre le terme de degré 0 des harmoniques sphériques, imposant par construction :

$$W_{\text{obs},00} = 0 \quad \Longleftrightarrow \quad \oint_S W_{\text{obs}}\, \mathrm{d}S = 0$$

Le déplacement vertical moyen sur la sphère est donc forcé à zéro, indépendamment de la réalité physique.

Or **Knapmeyer2006** estiment une contraction radiale globale de Mars de l'ordre de 0,4–4 km, soit $\Delta R/R \leq 10^{-3}$. Nous avons adopté une valeur de contraction radiale globale de 4 km. Dans les zones où aucune déformation tectonique n'est observée en surface, l'absence de raccourcissement

apparent ne signifie pas l'absence de contraintes : cela indique au contraire que des contraintes extensives préexistantes dans la croûte ont compensé la compression induite par le refroidissement global. Afin de rendre compte de cet équilibre, nous appliquons une extension radiale globale de 4 km, qui permet de rétablir l'état de contrainte initial avant contraction.

2.5 Construction du déplacement observationnel W_{obs}

2.5.1 Obtention de W_{obs} et vérifications

La conversion de $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ en déplacement vertical W_{obs} suit le formalisme décrit dans **Broquet2026**, qui repose sur une admittance spectrale $R(\ell)$ reliant degré par degré le champ de déformation horizontale au déplacement vertical prédit par le modèle de coque mince élastique (**Banerdt1986**). La déformation observée $\varepsilon_{h,\text{obs}}^{\text{obs}}$ est développée en harmoniques sphériques sur une grille à $\ell_{\max} = 90$, puis le déplacement observationnel est obtenu terme à terme :

$$W_{\text{obs},\ell m}\ [\text{m}] = R(\ell)\ [\text{m}] \cdot \varepsilon_{h,\ell m}^{\text{obs}} \quad \ell \geq 2, \tag{5}$$

avec $W_{\text{obs},\ell m} = 0$ pour $\ell \in \{0, 1\}$. Le terme $\ell = 0$ est nul par construction (centrage), et le terme $\ell = 1$ correspond à un déplacement du centre de masse, sans signification physique ici. Deux vérifications de cohérence sont effectuées avant injection dans l'inversion : l'amplitude $\sigma(W_{\text{obs}})$ doit appartenir à la gamme physiquement admissible [0,001 ; 100] km, et le champ W_{obs} est visualisé en carte (Figure 6) avant toute inversion afin de vérifier sa cohérence spatiale avec la géologie martienne connue.

2.6 Patchwork pour la province de Tharsis

Les grandes coulées de lave basaltiques de Tharsis ont recouvert les failles anciennes de la lithosphère, rendant le catalogue de **Knapmeyer2006** localement incomplet. Ainsi, la province de Tharsis — qui abrite les plus grands volcans du système solaire — ne dispose que de très peu de failles apparentes, alors qu'il s'agit a priori de la zone ayant subi les déformations lithosphériques les plus intenses au cours du temps. Contraindre l'inversion hybride (G, H, W_{obs}) dans ce contexte peut potentiellement forcer la solution vers des valeurs aberrantes de Δc ou $\Delta\rho$. On adopte donc une stratégie de *patchwork* : deux inversions globales indépendantes sont menées en parallèle — l'inversion hybride (G, H, W_{obs}), valide hors Tharsis, et l'inversion TSP classique $(\Delta c = 0)$, valide à l'intérieur — puis leurs champs de sortie sont fusionnés spatialement. De plus, dans le modèle hybride, on contraint une zone de compensation des variations de densité dans le manteau, partant de l'épaisseur de croûte jusqu'à 500 km.

Le masque de fusion $w(\lambda, \phi) \in [0, 1]$ est construit à partir d'un polygone shapefile de Tharsis. La transition entre les deux régimes est lissée par une gaussienne de largeur $\sigma = 12{,}5°$. Tout champ scalaire de sortie X est ensuite obtenu par :

$$X_{\text{patch}} = w\ X_{\text{hyb}} + (1 - w)\ X_{\text{TSP}}, \tag{6}$$

La Figure 3 illustre le masque w résultant et la zone de transition au bord de Tharsis.

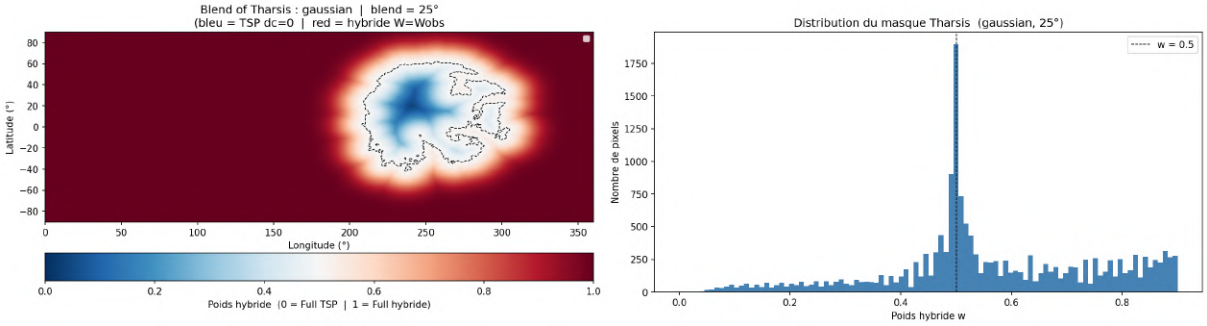


Figure 3 – Masque de fusion patchwork $w(\lambda, \phi)$ (équation 6). Bleu : régime TSP ($\Delta c = 0$, $w \approx 0$) ; rouge : régime hybride (G, H, W_{obs}, $w \approx 1$). La bande de transition gaussienne ($\sigma = 12{,}5°$) est centrée sur le contour du polygone shapefile de Tharsis (ligne noire pointillée).

2.7 Comparaison entre déformation modélisée et observée : analyse de recoupement

Afin d'évaluer la cohérence interne du modèle, la déformation modélisée par TSP est confrontée à la déformation horizontale signée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ ayant servi à construire W_{obs}. Cette comparaison constitue un test de cohérence : puisque W_{obs} dérive directement de $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ via l'admittance spectrale $R(\ell)$, on s'attend à ce que TSP, une fois l'inversion réalisée, restitue un signal cohérent avec celui qui l'a contraint.

Pour évaluer cette cohérence de façon ciblée, nous nous appuyons sur une analyse de recoupement (*crosscut analysis*). Plusieurs régions sont sélectionnées où des structures de régimes tectoniques différents (extensif et compressif) se recoupent en surface ; le principe de recoupement géologique permet alors d'établir une chronologie relative des épisodes de déformation. Le modèle TSP, fondé sur la gravité et la topographie actuelles, ne peut en effet restituer que le dernier épisode tectonique enregistré : lorsque deux phases se superposent dans une même région, l'état gravimétrique et topographique du premier épisode reste inaccessible. Pour chaque zone de recoupement identifiée, le signe et l'amplitude de $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ sont donc comparés à ceux prédits par TSP, ce qui permet de juger si le modèle restitue correctement le dernier épisode tectonique, ou si des limites méthodologiques (hétérogénéité de T_e, biais du catalogue, effet de bord) viennent perturber cet accord.

3 Résultats

3.1 Carte de déformation horizontale observée

La Figure 4 présente la carte globale de déformation horizontale observée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$, construite à partir du catalogue de failles **Knapmeyer2006** après filtrage hiérarchique et fenêtre glissante (Section 2.4). Les valeurs positives (rouge) désignent la compression, les valeurs négatives (bleu) l'extension.

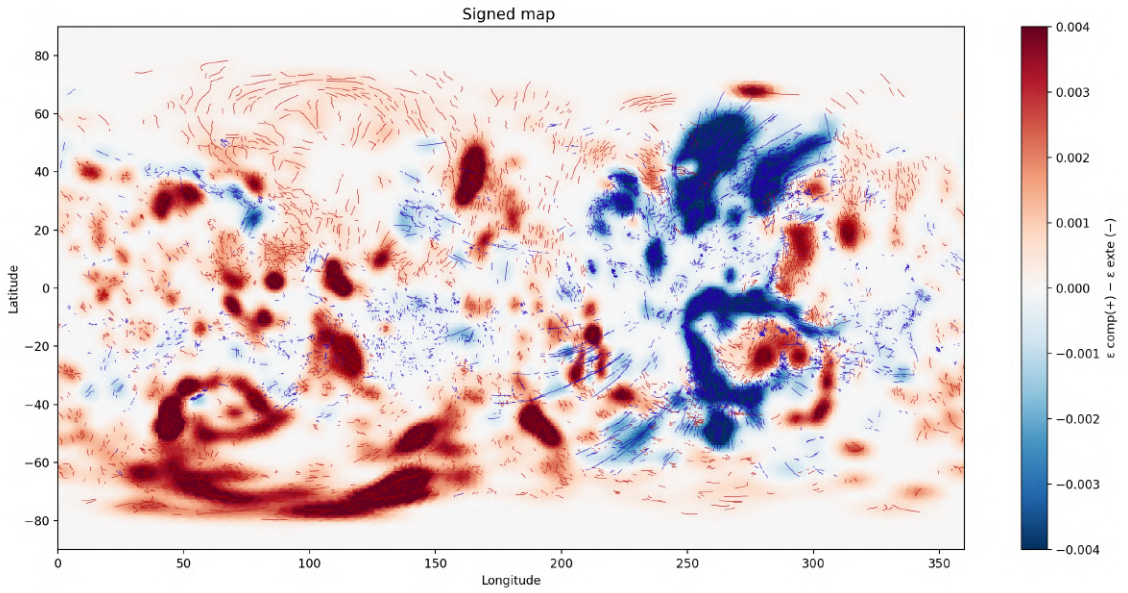


Figure 4 – Carte globale de déformation signée $\varepsilon_h^{\text{obs}} = \varepsilon_{\text{comp}} + \varepsilon_{\text{ext}}$ issue du catalogue de failles martiennes (**Knapmeyer2006**) après filtrage hiérarchique (rayon de fenêtre $r = 150$ km). Rouge : dominance compressive ; bleu : dominance extensive. Échelle : $[-4 \times 10^{-3}\,;\, +4 \times 10^{-3}]$. Les failles du catalogue sont superposées en rouge (compression) et bleu (extension).

La carte révèle une organisation spatiale cohérente avec les grandes provinces géologiques martiennes. L'hémisphère sud-est (0°–180°) est dominé par des zones de compression atteignant 3–4 $\times 10^{-3}$, associées aux terrains cratoniques d'Arabia Terra, Noachis Terra et Promethei Terra. L'hémisphère ouest (220°–300°) présente au contraire une forte dominante extensive, qui traduit le système de grabens rayonnants associés au bombement thermique du panache de Tharsis (**Phillips2001** ; **Anderson2001**). Les régions dépourvues de failles dans le catalogue (pôles, 80°–90° N et S) affichent des valeurs proches de zéro, ce qui est attendu par construction de la méthode.

3.2 Correction de la contraction radiale globale

La Figure 5 présente la même carte après ajout du terme de contraction radiale globale ($\Delta R =$ 4 km, Section 2.4.5).

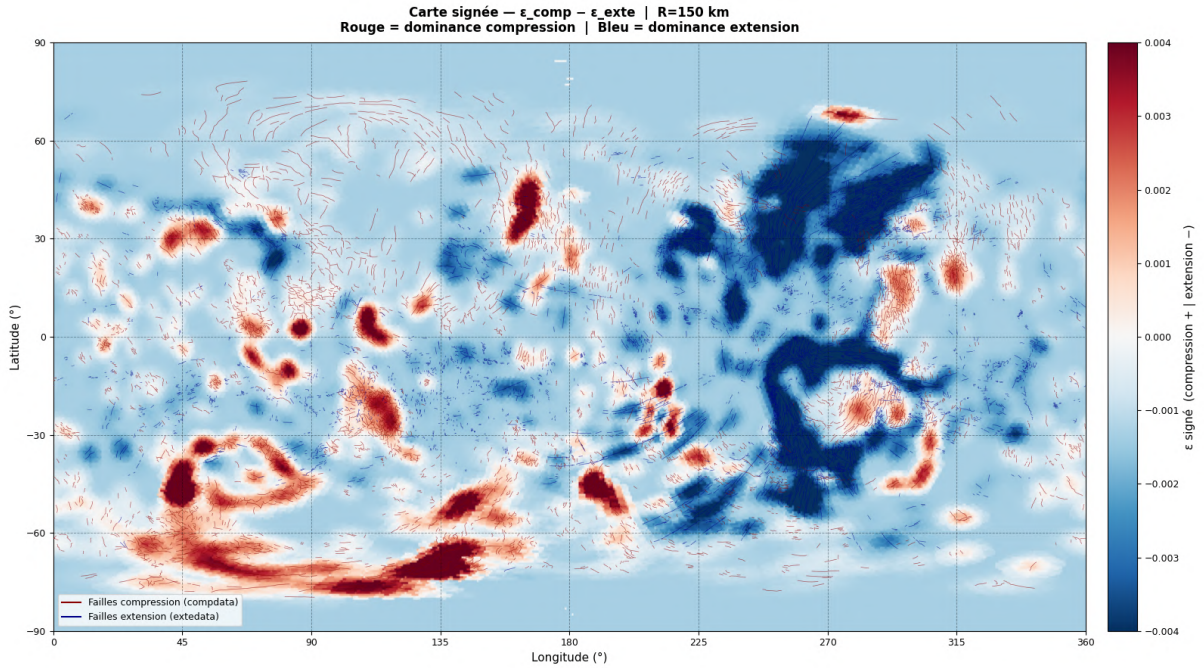


Figure 5 – Carte globale de déformation signée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ après correction de la contraction radiale globale ($\Delta R = 4$ km, **Knapmeyer2006**). Un terme compressif uniforme de l'ordre de $1{,}2 \times 10^{-3}$ est ajouté partout, décalant le niveau de base de la carte brute. C'est cette carte corrigée qui est injectée dans le calcul de l'admittance $R(\ell)$.

L'ajout de la contraction radiale décale l'ensemble du champ vers des valeurs légèrement compressives : les régions sans failles acquièrent une valeur de fond de l'ordre de $-1{,}2 \times 10^{-3}$, cohérente avec une contraction isotrope uniforme de la planète. Les grandes structures tectoniques restent inchangées en signe et en amplitude relative ; seul le niveau de base absolu est modifié. La conséquence directe est une surreprésentation relative de la zone extensive de Tharsis, dont le signal extensif se détache davantage du fond compressif global.

3.3 Déplacement vertical observationnel W_{obs}

La carte de W_{obs} obtenue par application de l'admittance spectrale $R(\ell)$ à $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ (équation 5) est présentée en Figure 6.

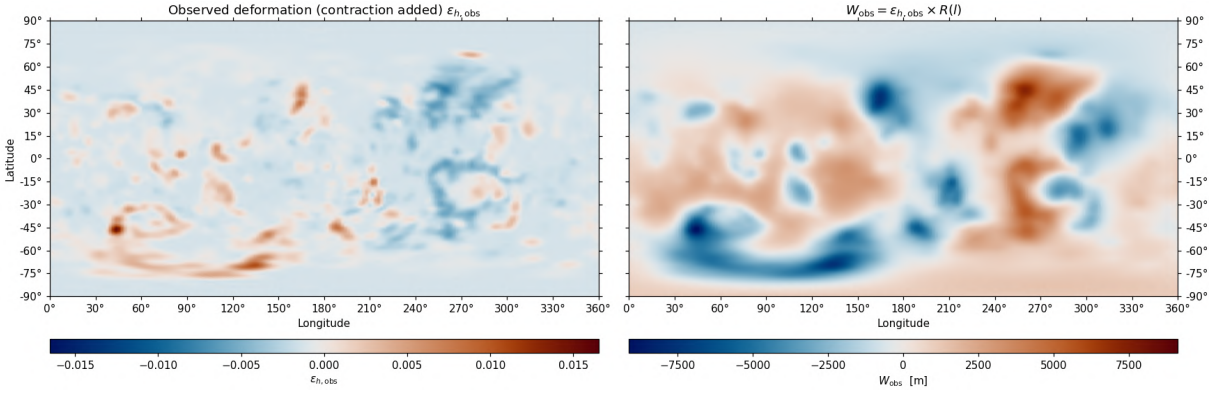


Figure 6 – Comparaison de la carte de déformation observée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ (droite) et de la déformation verticale W_{obs} (gauche).

On constate que les zones de déformation compressive (rouge dans $\varepsilon_h^{\text{obs}}$) correspondent à une subsidence (bleu dans W_{obs}), tandis que les zones extensives (bleu dans $\varepsilon_h^{\text{obs}}$) correspondent à un soulèvement (rouge dans W_{obs}), conformément au signe dominant négatif de la fonction de transfert $R(\ell)$. Les amplitudes de déformation verticale, comprises entre $-7\,500$ et $+7\,500$ m, restent cohérentes avec les différenciations topographiques observées.

3.4 Inversion conjointe (G, H, W_{obs})

La carte de déformation principale sans patchwork issue du modèle d'inversion TSP est présentée en Figure 7, et les champs associés en Figure 8.

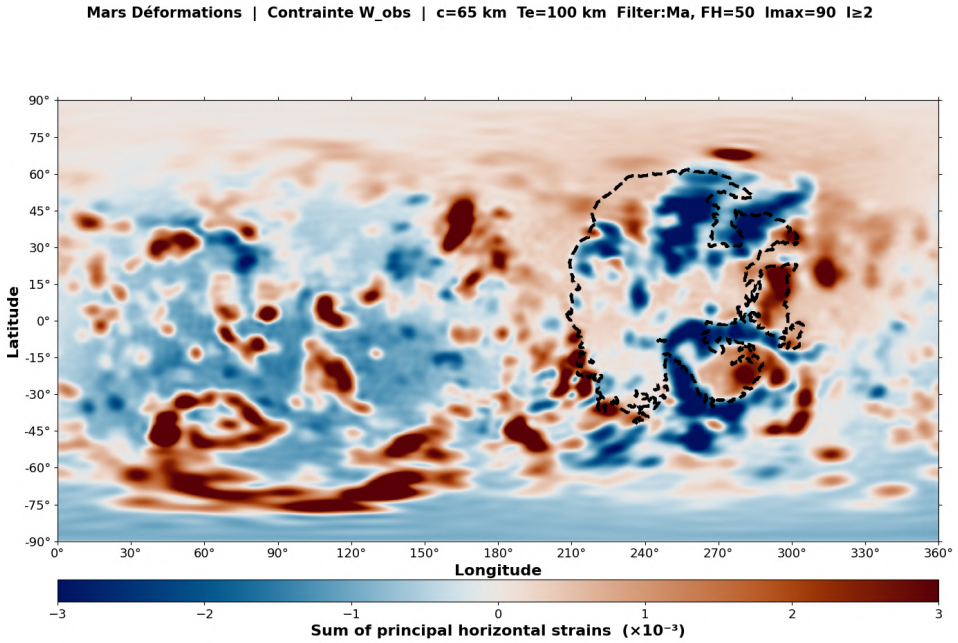


Figure 7 – Somme des déformations principales horizontales ($\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}$, $\times 10^{-3}$) issues du modèle patchwork final. Paramètres : $c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$. Rouge : compression ; bleu : extension. Échelle : $[-3\,;+3] \times 10^{-3}$. Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis.

La carte de déformation modélisée confirme la cohérence interne du modèle. La province de Tharsis ressort comme le domaine extensif le plus intense ($\varepsilon_h \approx -2$ à -3×10^{-3}), en accord avec les grabens rayonnants associés au panache mantellique (**Phillips2001** ; **AndrewsHanna2008**). L'hémisphère nord-ouest est majoritairement compressif ($+1$ à $+3 \times 10^{-3}$), en accord avec les terrains de cette région. La transition entre les deux régimes s'opère aux environs de 180° de longitude, coïncidant avec la frontière est de Tharsis.

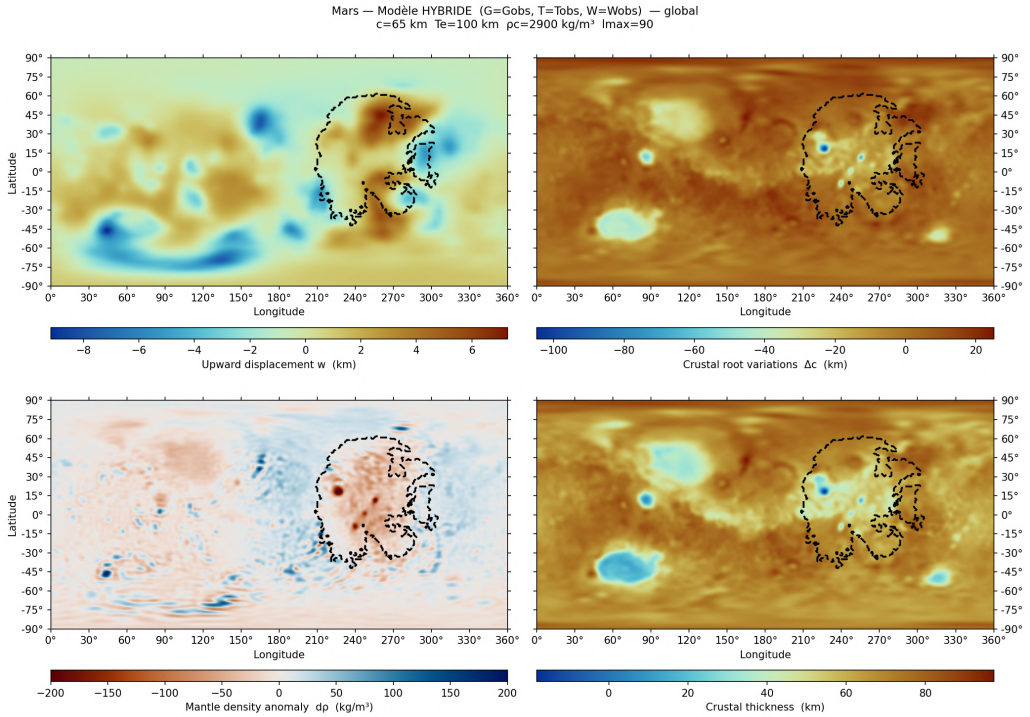


Figure 8 – Champs de sortie du modèle TSP ($c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$). (a) Déplacement vertical modélisé W_{mod} (km). (b) Variation de racine crustale Δc (km). (c) Anomalie de densité crustale $\Delta\rho$ (kg m^{-3}). (d) Épaisseur crustale totale (km). Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis.

Le modèle hybride (G, H, W_{obs}) produit une gamme d'épaisseur crustale de 15–95 km, intermédiaire entre les deux end-members et compatible avec les contraintes d'InSight (**KnapmeyerEndrun2021** ; **Wieczorek2022**). On distingue une faible dichotomie nord-sud : plaines boréales à 30–50 km, hautes terres du sud à 70–90 km. Les bassins d'impact (Hellas, Argyre, Isidis) apparaissent comme des amincissements prononcés (~ 20 km), cohérents avec un rebond isostatique partiel. À l'intérieur de Tharsis, le modèle TSP produit une épaisseur minimale de croûte d'environ -10 km, ce qui n'est pas réaliste. Cette province s'étant construite par volcanisme sur près de 3 milliards d'années, on s'attendrait à ce qu'elle présente la croûte la plus épaisse de la planète, or c'est l'inverse qui est observé, ce qui renvoie directement au problème de la sous-estimation de la déformation dans la région de Tharsis (discuté en section 2.6).

3.5 Résultats du modèle patchwork

La carte de déformation principale issue du modèle d'inversion TSP est présentée en Figure 9, et les champs associés en Figure 10.

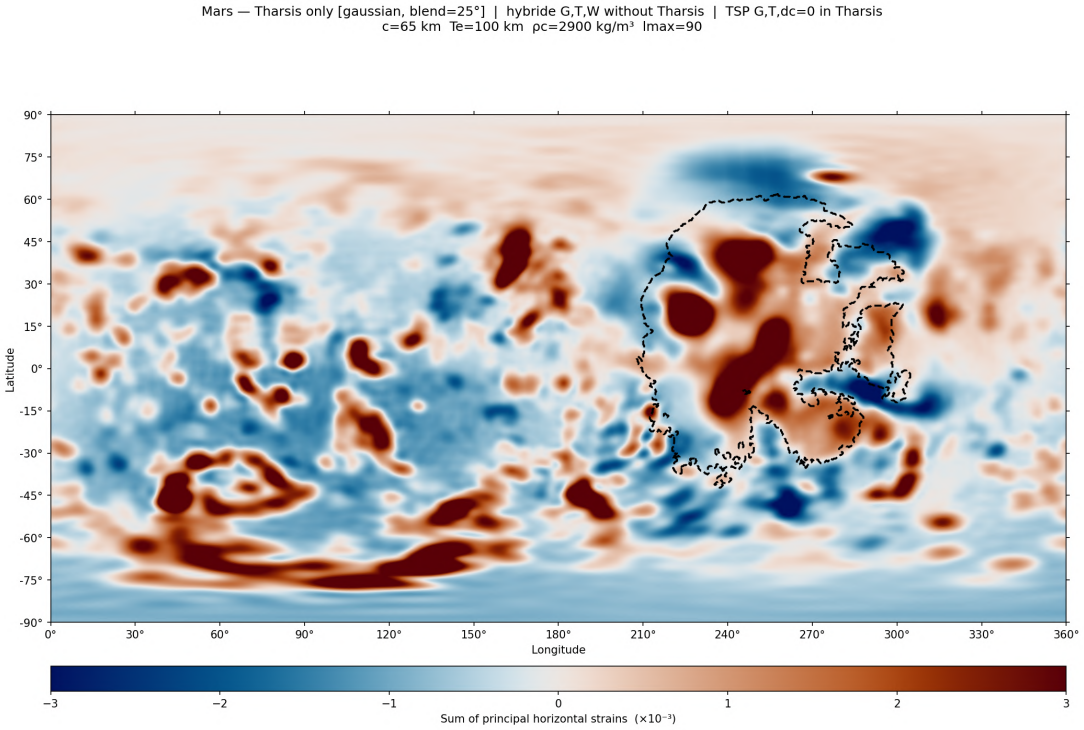


Figure 9 – Somme des déformations principales horizontales ($\varepsilon_{\min} + \varepsilon_{\max}$, $\times 10^{-3}$) issues du modèle patchwork final. Paramètres : $c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$. Rouge : compression ; bleu : extension. Échelle : $[-3\,;+3] \times 10^{-3}$. Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis.

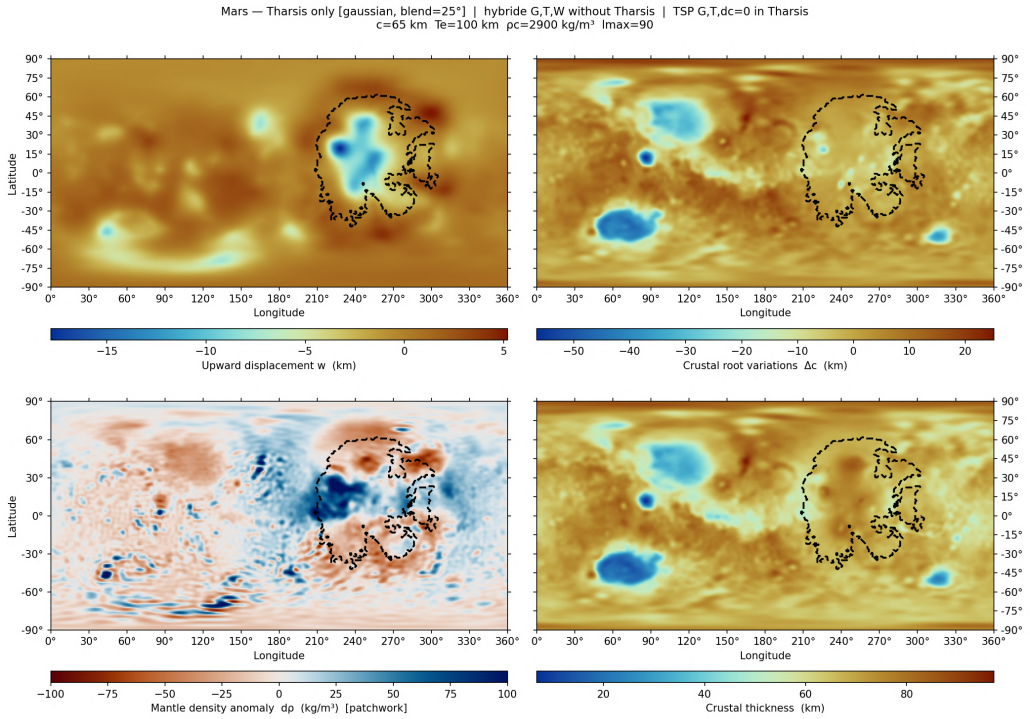


Figure 10 – Champs de sortie du modèle patchwork final ($c = 65$ km, $T_e = 100$ km, $\rho_c = 2\,900$ kg m^{-3}, $\ell_{\max} = 90$). (a) Déplacement vertical modélisé W_{mod} (km). (b) Variation de racine crustale Δc (km). (c) Anomalie de densité crustale $\Delta\rho$ (kg m^{-3}). (d) Épaisseur crustale totale (km). Le contour en pointillés délimite la province de Tharsis.

La carte de déformation modélisée (Figure 9) confirme la cohérence interne du modèle patchwork : la province de Tharsis ressort désormais comme un domaine compressif intense, en accord avec la géologie attendue.

Les champs de sortie (Figure 10) révèlent deux résultats principaux. Le panneau (c) montre des variations de densité dans le manteau, entre la base de la croûte (65 km) et 500 km de profondeur, comprises entre -50 et $+150$ kg m^{-3}, sans asymétrie hémisphérique nord-sud décelable. Ces amplitudes excèdent ce qu'une origine purement thermique pourrait expliquer : à raison de 10 kg m^{-3} par 100 K, elles impliqueraient des contrastes de température de l'ordre de 1 000 K, incompatibles avec les modèles d'évolution thermique de Mars (**Plesa2018**). Ces variations sont donc majoritairement d'origine compositionnelle, héritées de la différenciation primitive du manteau, avec une contribution thermique secondaire. Le panneau (d) indique une épaisseur crustale comprise entre 10 et 100 km, avec une dichotomie nord-sud nettement moins marquée que dans les modèles de la littérature (**Sori2025**), bien que la structure reste présente.

4 Discussion

4.1 Ce que l'approche apporte : une troisième observable indépendante

L'idée directrice de ce travail était de renverser la logique habituelle : au lieu de partir du modèle pour prédire les déformations, partir des déformations observées pour contraindre le modèle. Cette inversion offre un avantage formel décisif par rapport aux approches classiques (**Broquet2021** ; **Wieczorek2022**) : elle apporte une troisième observable indépendante qui, en théorie, suffit à rendre le système linéaire $\mathbf{A}_\ell$ déterminé degré par degré, levant ainsi la non-unicité structurelle du problème (**Wieczorek2004**).

4.2 Cohérence mécanique : confrontation avec la loi de Byerlee

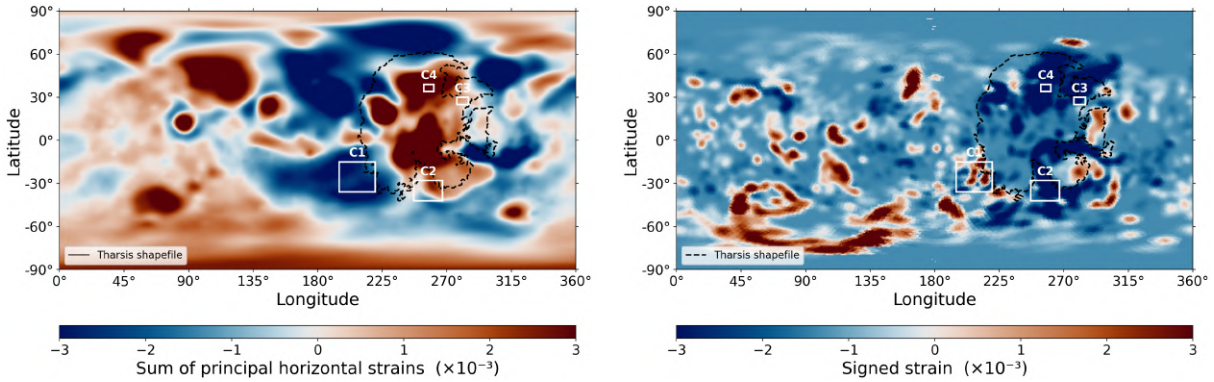
Un test de cohérence important consiste à vérifier que les amplitudes de déformation obtenues ($\approx 4 \times 10^{-3}$) sont mécaniquement plausibles. En appliquant la loi de comportement élastique macroscopique $\sigma = \dfrac{E}{1-\nu^2}\,\varepsilon$ (**Goetze1979**) avec $E = 100$ GPa et $\nu = 0{,}25$, les contraintes déviatoriques atteignent environ 427 MPa (contre 400 MPa pour une estimation uniaxiale simple $\sigma = E\varepsilon$). Confrontées au critère de rupture fragile de Byerlee (**Byerlee1978** ; **Scholz1990**) :

$$\tau = \begin{cases} 0.85\,\sigma_n & \text{si } \sigma_n < 200\,\text{MPa}, \\ 50 + 0.6\,\sigma_n & \text{si } \sigma_n \geq 200\,\text{MPa}, \end{cases} \tag{7}$$

et à un gradient de pression lithostatique martien standard ($\rho g \approx 12{,}5$ MPa km^{-1}), ces contraintes impliquent des profondeurs sismogènes comprises entre 19 et 40 km. C'est précisément la gamme documentée par les enregistrements d'InSight (**Giardini2020** ; **KnapmeyerEndrun2021**), ce qui valide l'ordre de grandeur des amplitudes du modèle de façon indépendante.

4.3 Comparaison entre déformation modélisée et observée

La Figure 11 présente une vue globale de ces deux champs de déformation sur l'ensemble de la surface martienne. C'est à partir de cette comparaison globale que les cinq régions de recoupement ont été sélectionnées, en ciblant les zones où les deux signaux présentent des similitudes ou des divergences significatives.



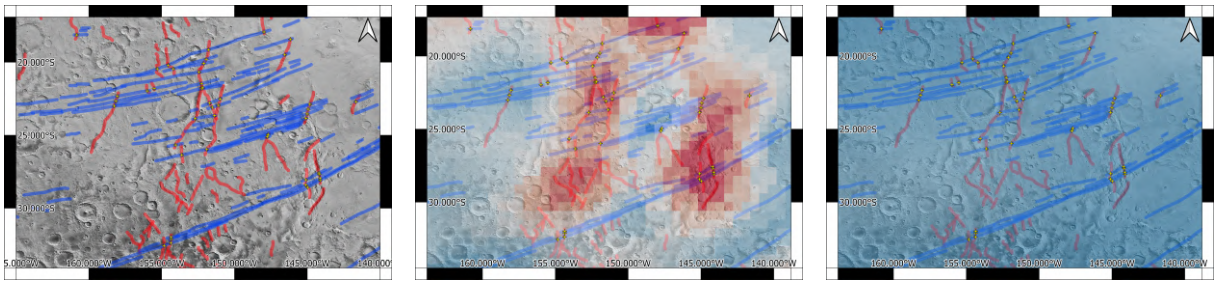
(a) Déformation modélisée TSP. **(b)** Déformation observée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$.

Figure 11 – Vue globale de la déformation modélisée TSP (gauche) et de la déformation observée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ (droite). Les contours en pointillés délimitent la province de Tharsis. C'est cette comparaison qui guide l'analyse régionale présentée ci-après.

Il est important de noter que le modèle prédit la déformation à partir de la gravité et de la topographie *actuelles*. Ces champs reflètent l'état final de la lithosphère, intégrant l'ensemble de son histoire tectonique. Par conséquent, le modèle ne restitue que le **dernier épisode de déformation** : lorsque deux phases tectoniques se superposent dans une même région, la gravité et la topographie au moment du premier épisode nous sont inconnues, et il est donc impossible de modéliser la déformation associée à cette phase antérieure. L'analyse des recoupements doit donc être interprétée avec cette réserve : un accord entre $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ et TSP n'est attendu que dans les régions où le dernier épisode tectonique domine le signal gravimétrique et topographique actuel.

Afin d'évaluer la cohérence des deux modèles l'un par rapport à l'autre, des recoupements (*crosscuts*) entre structures de régimes différents ont été analysés. Pour chaque région, on compare la déformation observée $\varepsilon_h^{\text{obs}}$, directement issue du catalogue, et la déformation modélisée par TSP. Les recoupements observés permettent ainsi de définir une chronologie relative des événements selon le principe de recoupement géologique. Toutes les cartes sont normalisées à $[-4 \times 10^{-3}\,; +4 \times 10^{-3}]$.

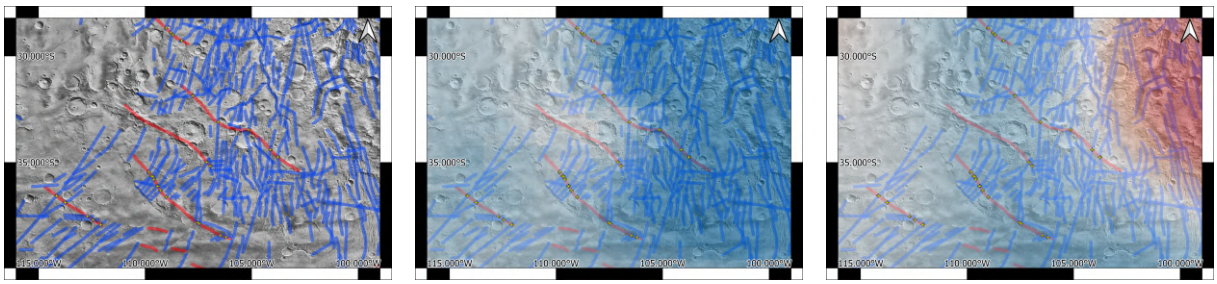
4.3.1 Région C1 — ∼15–36°S, 140–165°W



(a) Topographie + failles. **(b)** $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ observée. **(c)** TSP modélisée.

Figure 12 – Région C1. Des grabens extensifs recoupent des rides compressives plus anciennes. L'extension étant l'épisode le plus récent, la gravité et la topographie actuelles en portent principalement l'empreinte. Le signal extensif dominant est bien restitué par TSP, ce qui constitue un accord attendu et cohérent. Le signal compressif antérieur n'est pas capté, conformément aux limitations du modèle. Ici, $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ permet donc de bien identifier le dernier événement.

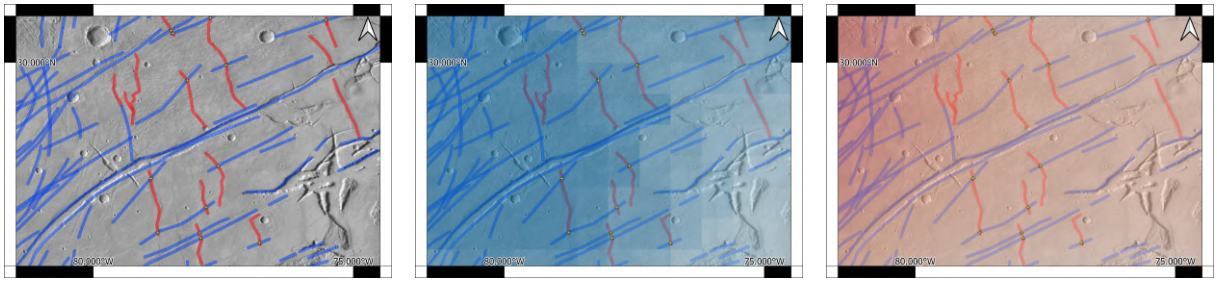
4.3.2 Région C2 — ∼28–42°S, 93–113°W



(a) Topographie + failles. **(b)** $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ observée. **(c)** TSP modélisée.

Figure 13 – Région C2. Une phase compressive postérieure recoupe des grabens extensifs antérieurs. La compression étant le dernier épisode, la gravité et la topographie actuelles reflètent principalement cet état. $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ devrait donc restituer un signal compressif ; or elle produit un signal extensif, en désaccord avec TSP.

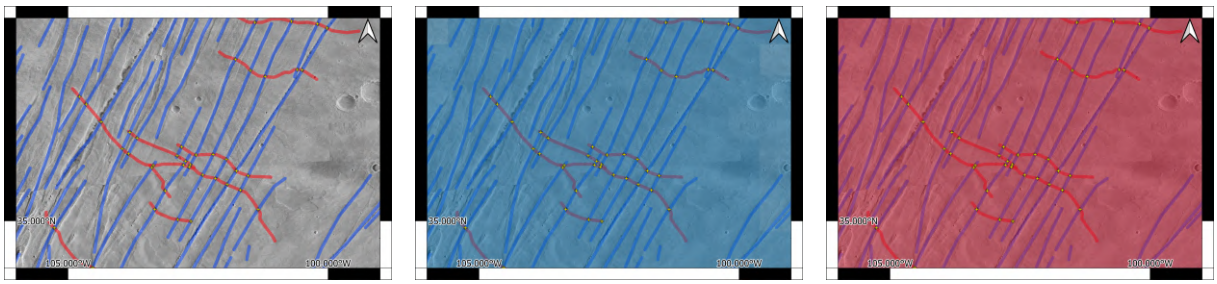
4.3.3 Région C3 — ∼25–31°S, 75–81°W



(a) Topographie + failles. **(b)** $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ observée. **(c)** TSP modélisée.

Figure 14 – Région C3. Les recoupements suggèrent une compression antérieure à l'extension. Même si les signaux sont de faible amplitude, les grabens recoupent clairement les rides en plusieurs endroits. La déformation $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ capture donc le dernier événement tectonique, à l'inverse de TSP qui ne restitue pas correctement la déformation extensive de la zone.

4.3.4 Région C4 — ∼34–39°N, 99–106°W



(a) Topographie + failles. **(b)** $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ observée. **(c)** TSP modélisée.

Figure 15 – Région C4, en bordure de la dichotomie crustale. $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ est extensive tandis que TSP est compressive. L'extension étant le dernier épisode enregistré, TSP devrait en principe restituer ce signal ; le désaccord observé suggère que l'hypothèse d'une épaisseur élastique T_e uniforme (100 km) n'est pas adaptée à cette région de transition abrupte d'épaisseur crustale, où une valeur plus faible de T_e (de l'ordre de 50–80 km) serait probablement plus appropriée.

4.3.5 Synthèse des analyses de recoupement

Table 2 – Récapitulatif des quatre zones de recoupement. $\varepsilon_h^{\text{obs}}$: déformation observée ; TSP : déformation modélisée. Ext. : extension ; Comp. : compression. Le modèle ne pouvant restituer que le dernier épisode tectonique, l'accord est attendu uniquement lorsque ce dernier épisode domine le signal gravimétrique et topographique actuel.

Zone	Dernier épisode	$\varepsilon_h^{\text{obs}}$	TSP	Interprétation
C1	Extension (grabens sur rides)		*	Accord attendu ; dernier épisode extensif bien restitué
C2	Compression postérieure		*	Désaccord ; empreinte extensive antérieure dominant le signal actuel
C3	Signal ambigu	*		Signal trop faible pour conclure
C4	Extension tardive sur rides	*		Désaccord ; effet de bord rhéologique (T_e variable)

Exprimer la temporalité d'un événement par rapport à un autre sur une carte topographique en vue aérienne reste un exercice délicat. Il ressort néanmoins de cette analyse que la méthode fondée sur $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ présente des limites locales non négligeables, notamment sur l'ensemble de la province de Tharsis qui, par comparaison, présente des signes totalement opposés entre la déformation de surface visible et la déformation modélisée.

4.4 Comparaison de la structure crustale

L'inversion TSP produit trois solutions distinctes selon les contraintes imposées, dont la comparaison est présentée en Figure 16 :

- **End-member A** ($\Delta c = 0$) : Moho plat, variations de densité libres.
- **End-member B** ($\Delta \rho = 0$) : densité crustale constante, variations de Moho libres.
- **Modèle hybride** (G, H, W_{obs}) : les deux paramètres Δc et $\Delta \rho$ sont simultanément libres, contraints par la troisième observable.

Le cas limite A ($\Delta c = 0$, panneau a) produit une croûte lisse avec une gamme d'épaisseur restreinte (35–105 km) : toute la compensation gravimétrique est imputée aux variations de densité, ce qui atténue les contrastes du Moho. Le cas limite B ($\Delta \rho = 0$, panneau c) produit au contraire les contrastes les plus prononcés, avec des épaisseurs descendant sous 10 km sous les grands bassins et dépassant 80 km dans les hautes terres du sud. La dichotomie nord-sud y est très marquée car toute la charge est compensée par la profondeur du Moho. Cette gamme apparaît toutefois physiquement excessive au regard des contraintes sismologiques d'InSight, qui placent le Moho entre 39 et 72 km sous le site d'atterrissage (**KnapmeyerEndrun2021** ; **Stahler2021** ; **Wieczorek2022**).

Le modèle hybride se situe entre ces deux extrêmes. Les bassins d'impact apparaissent comme des amincissements locaux ($\sim$ 20 km), cohérents avec un rebond isostatique partiel. C'est la contrainte apportée par W_{obs} qui permet de répartir le signal entre Δc et $\Delta \rho$ sans fixer arbitrairement l'une des deux bornes.

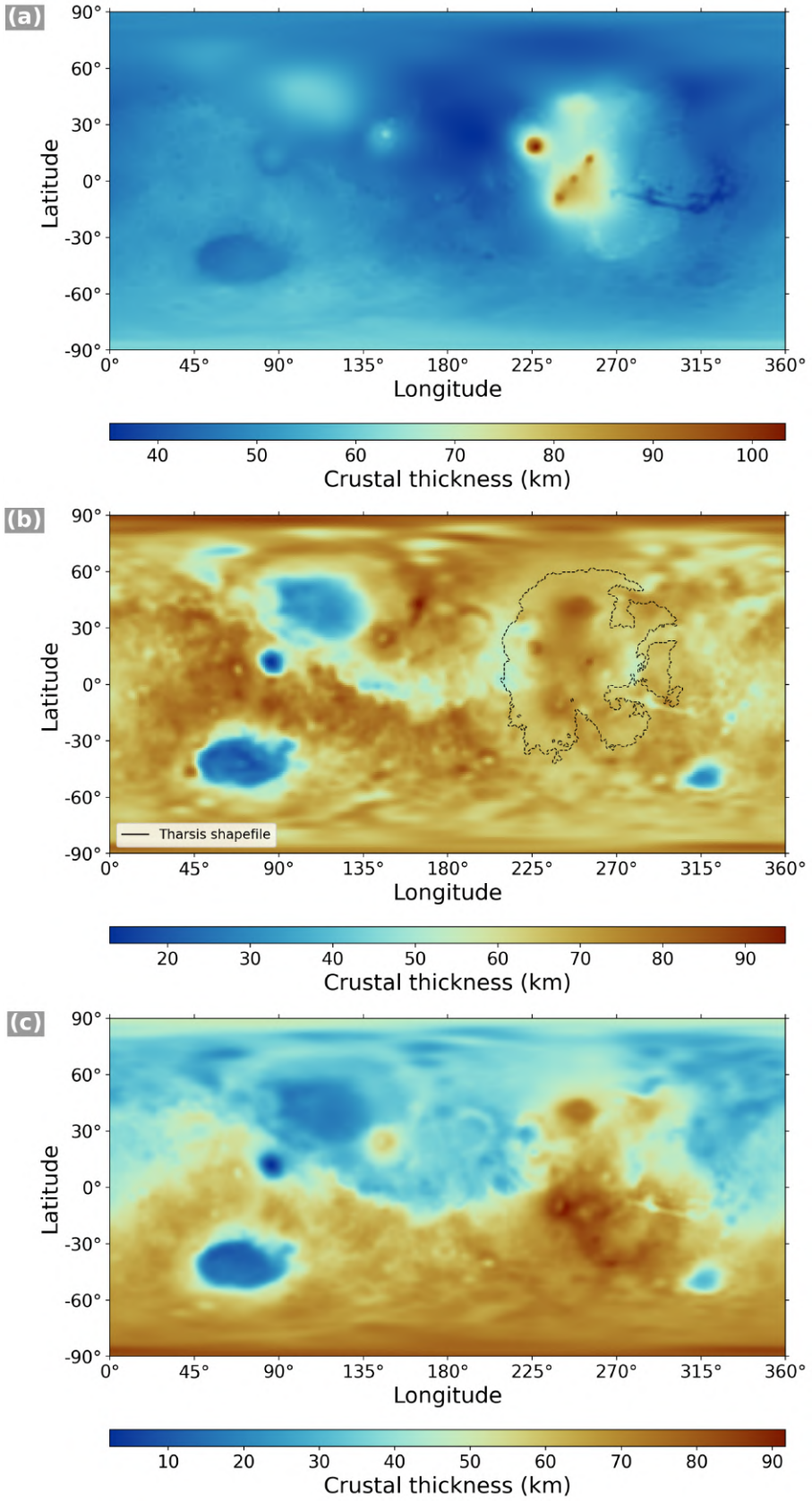


Figure 16 – Comparaison des trois modèles d'épaisseur crustale. (a) End-member A ($\Delta c = 0$), gamme 35–105 km. (b) Modèle patchwork final, gamme 15–95 km, avec le contour shapefile de Tharsis en pointillés. (c) End-member B ($\Delta\rho = 0$), gamme 5–90 km. La réinjection de W_{obs} sélectionne une combinaison $(\Delta c, \Delta\rho)$ physiquement cohérente sans imposer aucun des end-members.

4.5 Hypothèses de formation de la dichotomie martienne

La dichotomie globale martienne, qui constitue la plus grande structure de la planète, se manifeste principalement par une asymétrie topographique et géologique entre les deux hémisphères : les basses terres du nord sont situées environ 5 km plus bas que les hautes terres du sud (**Sori2025** ; **AndrewsHanna2008**). Comprendre son origine revêt une importance géodynamique comparable à celle de la compréhension de l'initiation de la tectonique des plaques sur Terre : les deux phénomènes ont conditionné de façon fondamentale l'histoire thermique, magmatique et structurale de leur planète respective. Son origine, qui remonte au Pré-Noachien il y a plus de 4 milliards d'années, reste encore débattue et repose sur deux grandes familles de mécanismes.

4.5.1 Mécanismes exogènes

Les hypothèses exogènes invoquent un ou plusieurs impacts géants dans l'hémisphère nord, qui auraient créé un immense bassin à l'origine des basses terres septentrionales. Un tel scénario prédit des asymétries à la fois en épaisseur et en densité crustales : la croûte nord serait amincie par l'impact et sa densité différerait de celle du sud, car elle se serait reformée à partir d'un manteau appauvri en éléments incompatibles (**AndrewsHanna2008** ; **Nimmo2008**).

4.5.2 Mécanismes endogènes

Les hypothèses endogènes font appel à des asymétries dans la convection mantellique primitive ou dans un océan magmatique. On distingue notamment :

- Une **convection mantellique asymétrique** avec un unique courant ascendant et descendant, qui agirait physiquement sur la croûte inférieure et produirait une asymétrie d'épaisseur crustale — par amincissement au nord ou épaississement au sud — sans nécessairement générer de différence de densité (**Zhong2001**).
- Une **serpentinisation asymétrique** de la croûte en profondeur dans l'hémisphère sud, qui induirait une densité crustale plus faible dans les hautes terres méridionales (**Quesnel2016**).
- Un **mécanisme de rétroaction thermique**, dans lequel une perturbation thermique initiale concentre les éléments producteurs de chaleur dans la croûte primitive, entraînant davantage de fusion et une production crustale plus importante au sud (**Bonnet2022**).

Ces scénarios se distinguent notamment par leurs prédictions sur la structure profonde de la croûte : certains impliquent une variation de densité, d'autres une variation d'épaisseur, d'autres les deux simultanément. Les données gravimétriques actuelles, insuffisantes en résolution, ne permettent pas encore de trancher entre ces modèles (**Wieczorek2022**).

4.6 Interprétation et hypothèse privilégiée

L'absence de contraste de densité mantellique hémisphérique, combinée à la présence d'une légère structure de dichotomie d'épaisseur crustale, oriente notre interprétation vers le mécanisme endogène de convection mantellique asymétrique. Un tel régime convectif, caractérisé par un unique courant ascendant et descendant, ne produirait pas , ou très peu, de variations de densité dichotomiques significatives, mais induirait bien une variation de l'épaisseur crustale (**Zhong2001**). Le fait que cette dichotomie d'épaisseur reste très légère dans notre modèle suggère que ce mécanisme, s'il est effectivement à l'origine de l'asymétrie observée, n'aurait que modérément différencié les deux hémisphères en termes de structure crustale profonde.

Les variations de densité locales observées (± 100 kg m^{-3}), en revanche, reflètent vraisemblablement des hétérogénéités compositionnelles du manteau supérieur, héritées de la différenciation magmatique précoce, plutôt qu'un contraste thermique hémisphérique. La contribution thermique, bien que présente, reste secondaire : à 10 kg m^{-3} par 100 K, des anomalies de 100 kg m^{-3}

impliqueraient des contrastes de température de l'ordre de 1 000 K, incompatibles avec les modèles d'évolution thermique de Mars (**Plesa2018**).

Sans pour autant écarter le scénario d'impact géant (qui prédirait un contraste de densité marqué entre les deux hémisphères) ni la serpentinisation asymétrique (qui induirait une densité crustale plus faible dans le sud), nos résultats s'inscrivent davantage dans la continuité des modèles de convection endogène asymétrique (**Zhong2001**).

4.7 Limites et perspectives méthodologiques

Non-unicité résiduelle. L'ajout de W_{obs} permet de réduire significativement la non-unicité du problème inverse, mais ne l'élimine pas entièrement. Une incertitude résiduelle subsiste en particulier sur la profondeur à laquelle placer les anomalies de densité : même lorsque leur amplitude et leur distribution latérale sont bien résolues, il reste nécessaire de faire l'hypothèse a priori qu'elles se situent dans la croûte ou dans le manteau. Cette ambiguïté devient particulièrement problématique dans des cas complexes comme Tharsis, où se superposent plusieurs édifices volcaniques d'âges différents ; dans ces régions, nous sommes contraints de nous appuyer sur des solutions antérieures pour construire un modèle plus adapté.

Biais du catalogue. Le catalogue de **Knapmeyer2006** ne recense que les structures visibles en imagerie orbitale (CTX, HRSC, MOLA). Les failles enfouies sous des coulées volcaniques récentes ou des dépôts éoliens sont absentes, ce qui introduit un biais géographique systématique dans $\varepsilon_h^{\text{obs}}$ (**Tanaka2014** ; **Anderson2001**). Dans ce travail, la caractérisation de la dichotomie martienne repose sur un modèle construit à partir de W_{obs} ; or, la dichotomie constitue l'une des empreintes géologiques les plus anciennes de la planète, ce qui rend fortement probable que cette caractérisation soit elle-même affectée par des structures tectoniques enfouies non recensées dans le catalogue. À ce titre, la Lune offre une perspective instructive : la très haute résolution désormais atteinte par son champ de gravité permet de cartographier des structures tectoniques enfouies (**Broquet2024**). Si Mars bénéficiait un jour d'une résolution comparable, le même exercice pourrait être mené afin d'améliorer l'inversion réalisée ici. Par ailleurs, il est tout à fait possible qu'en plusieurs endroits des failles aient été sectionnées par des cratères d'impact postérieurs, divisant une grande faille en plusieurs structures de taille moyenne.

Hétérogénéité de T_e et voie vers une inversion hybride. La limite la plus fondamentale est sans doute l'hypothèse de rigidité élastique uniforme ($T_e = 100$ km). La lithosphère martienne est en réalité très hétérogène : sous Tharsis, le flux de chaleur élevé associé au panache mantellique amincit considérablement la coque élastique, avec des valeurs de T_e inférieures à 20 km (**McGovern2004** ; **Belleguic2005**) ; dans les vieux terrains du sud, T_e dépasse parfois 200 km (**Wieczorek2004** ; **Plesa2018**).

5 Conclusion

Ce travail de cinq mois a consisté à construire et tester une chaîne de traitement qui part des informations tectoniques visibles à la surface de Mars pour remonter jusqu'à la structure interne de la planète. L'idée directrice : utiliser les failles, et donc la déformation verticale qu'elles induisent, comme troisième observable géophysique pour contraindre l'épaisseur crustale de Mars.

Les résultats montrent que la démarche fonctionne, du moins dans les contextes où ses hypothèses sont satisfaites. La conversion du catalogue de failles en un champ de déformation continu, puis en un déplacement vertical W_{obs} via l'admittance spectrale, fournit une observable cohérente avec la physique de la coque mince. Son injection dans l'inversion TSP lève effectivement la non-unicité du couple gravité-topographie (**Wieczorek2004**), produisant des solutions de Moho

et de densité crustale en accord avec les estimations indépendantes d'InSight (**Wieczorek2022** ; **KnapmeyerEndrun2021**) et avec la mécanique des roches (**Byerlee1978**). À proximité des zones volcaniques comme Tharsis, une étude plus contrainte reste néanmoins nécessaire pour sonder la structure sous le tapis de lave, là où le recours à la méthode TSP (**Broquet2024**) demeure indispensable.

À l'issue du modèle TSP(G, H, W_{obs}), la dichotomie martienne n'apparaît que faiblement dans l'épaisseur crustale et non dans les variations de densité du manteau, ce qui nous oriente vers le mécanisme endogène de convection mantellique asymétrique de **Zhong2001** pour expliquer la formation de la croûte martienne.

Quatre axes de développement semblent se dessiner pour la suite :

1. Implémenter une inversion hybride à T_e variable, en couplant le formalisme TSP à des cartes d'épaisseur élastique issues des modèles d'évolution thermique (**Plesa2018**).
2. Affiner l'approche patchwork en analysant systématiquement chaque zone de volcanisme récent, afin de définir des masques régionaux spécifiques plutôt qu'un unique masque global centré sur Tharsis.
3. Améliorer le filtrage du catalogue de failles pour traiter le cas des structures tronquées par des cratères d'impact postérieurs : une faille recoupée par un cratère est artificiellement raccourcie, ce qui sous-estime le déplacement $D_{\max}$ via la relation D/L et introduit un biais systématique dans $\varepsilon_h^{\text{obs}}$.
4. Étendre la méthode aux degrés harmoniques $\ell > 90$ en exploitant la contrainte de parité des observables : pour les degrés élevés où la gravité devient bruitée, substituer $H = T$ (topographie seule comme proxy isostatique) et $W = W_{\text{obs}}$ tout en fixant $\Delta c/\Delta\rho = 0$, ce qui permettrait d'accéder à la gravité avec une résolution plus fine qu'aujourd'hui.

6 Calendrier des activités

Table 3 – Répartition des activités durant le stage (5/6 mois).

Période	Semaines	Activités principales
Mois 1	S1–S2	Prise en main des données Mars (GMM3, MOLA), étude bibliographique
	S3–S4	Développement du module de lecture du catalogue et calcul des métriques géodésiques
Mois 2	S5–S6	Algorithmes de segmentation et filtrage hiérarchique
	S7–S8	Développement de la méthode de calcul de déformation $\varepsilon_{h,\text{obs}}^{\text{obs}}$
Mois 3	S9–S10	Analyse de différents paramètres de départ
	S11–S12	Calcul des invariants de déformation $\varepsilon_{h,\text{obs}}^{\text{obs}}$, construction de $R(\ell)$
Mois 4	S13–S14	Génération des cartes globales de Moho et de déformations avec l'inversion hybride
	S15–S16	Comparaison avec les modèles de Broquet et Wieczorek, analyse des crosscuts, développement du système de patchwork, analyse mécanique (Byerlee)
Mois 5	S17–S18	Développement du modèle de patchwork
	S19–S20	Rédaction du rapport, préparation de la soutenance

Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement Adrien Broquet, qui m'a accueilli au DLR de Berlin et encadré tout au long de ces six mois avec une disponibilité et une rigueur dont j'ai beaucoup appris. Sa façon de poser les bonnes questions — sans jamais donner les réponses avant que je les aie cherchées moi-même — est ce qui restera le plus de cette expérience. Je remercie également Frédéric Gueydan, sans qui ce stage n'aurait pu avoir lieu. Enfin, je remercie les membres de l'équipe du DLR pour l'ambiance de travail et les échanges enrichissants.

Références bibliographiques

Anderson, Robert C. et al. (2001). « Primary centers and secondary concentrations of tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E9, p. 20563-20585. doi : 10.1029/2000JE001278.

Andrews-Hanna, Jeffrey C. et al. (2020). « Wrinkle ridge topography and crustal shortening on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Andrews-Hanna, Jeffrey C., Maria T. Zuber et W. Bruce Banerdt (2008). « The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy ». In : *Nature* 453, p. 1212-1215. doi : 10.1038/nature07011.

Banerdt, W. Bruce et al. (1986). « Thin shell tectonics : The flexure of primitive planets ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 91.B8, p. 8145-8160. doi : 10.1029/JB091iB08p08145.

Belleguic, Véronique, Philippe Lognonné et Mark Wieczorek (2005). « Constraints on the Martian lithosphere from gravity and topography data ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E11, E11005. doi : 10.1029/2005JE002437.

Bonnet, A. et al. (2022). « Thermal feedback and early crustal production on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Breuer, Doris et Tilman Spohn (2003). « Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars : Evidence from magnetic field history and crust evolution ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E7, p. 5072. doi : 10.1029/2002JE001999.

Broquet, Adrien et al. (2025). « On the crustal architecture of the terrestrial planets ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. À compléter avec les métadonnées exactes de la publication.

— (2026). « Tectonic constraints on the lithospheric deformation of Mars ». In : *Manuscript in preparation*. Référence interne à compléter.

Broquet, Adrien et Jeffrey C. Andrews-Hanna (2023). « Geophysical evidence for an active mantle plume underneath Elysium Planitia on Mars ». In : *Nature Astronomy* 7, p. 160-169. doi : 10.1038/s41550-022-01836-9.

Broquet, Adrien et Mark A. Wieczorek (2021). « The gravitational signature of martian volcanoes ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 126.8, e2021JE006838. doi : 10.1029/2021JE006838.

Byerlee, James (1978). « Friction of rocks ». In : *Pure and Applied Geophysics* 116, p. 615-626. doi : 10.1007/BF00876528.

Forsyth, Donald W. (1985). « Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 90.B14, p. 12623-12632. doi : 10.1029/JB090iB14p12623.

Genova, Antonio et al. (2016). « Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science ». In : *Icarus* 272, p. 228-245. doi : 10.1016/j.icarus.2016.02.050.

Giardini, Domenico et al. (2020). « The seismicity of Mars ». In : *Nature Geoscience* 13, p. 205-212. doi : 10.1038/s41561-020-0539-8.

Goetze, Christopher (1979). « The mechanisms of creep in olivine ». In : *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A* 288.1350, p. 99-119. doi : 10.1098/rsta.1978.0010.

Grott, Matthias et al. (2011). « Volcanic evolution of Mars and its relation to the heat flow evolution ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 308.3–4, p. 377-387. doi : 10.1016/j.epsl.2011.06.001.

Hauck II, Steven A. et Roger J. Phillips (2002). « Thermal and crustal evolution of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E7, p. 5052. doi : 10.1029/2001JE001801.

Khan, Amir et al. (2021). « Geophysical and cosmochemical constraints on the bulk composition of Mars ». In : *Nature* 593, p. 199-202. DOI : 10.1038/s41586-021-03494-1.

Knapmeyer, Martin et al. (2006). « Working models for planetary tectonics : The global distribution of thrust faults and extensional faults on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 111.E11, E11011. DOI : 10.1029/2006JE002717.

Knapmeyer-Endrun, Brigitte et al. (2021). « Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data ». In : *Science* 373.6553, p. 438-443. DOI : 10.1126/science.abf8966.

McGovern, Patrick J. et al. (2004). « Correction to "Gravity field and topography of Mars : Implications for global regeneration and polar wander" ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E7, E07007. DOI : 10.1029/2004JE002263.

Neumann, Gregory A. et al. (2015). « Fault displacement and tectonic strain on Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Nimmo, Francis, Stephen D. Hart et al. (2008). « Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy ». In : *Nature* 453, p. 1220-1223. DOI : 10.1038/nature07025.

Nimmo, Francis et David J. Stevenson (2000). « Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 105.E5, p. 11969-11979. DOI : 10.1029/1999JE001226.

Parker, Robert L. (1972). « The rapid calculation of potential anomalies ». In : *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 31.4, p. 447-455. DOI : 10.1111/j.1365-246X.1972.tb06513.x.

Phillips, Roger J. et al. (2001). « Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars ». In : *Science* 291.5513, p. 2587-2591. DOI : 10.1126/science.1058701.

Plesa, Ana-Catalina et al. (2018). « Present-day heat flow model of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.10, p. 2551-2571. DOI : 10.1029/2018JE005665.

Polit, Andrew T., Peter H. Schultz et Thomas R. Watters (2009). « Characteristics of normal faults associated with lunar and martian graben ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E1, E01003. DOI : 10.1029/2008JE003160.

Quesnel, Yoann et al. (2016). « Serpentinization and the southern highlands of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Scholz, Christopher H. (1990). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press.

Smith, David E. et al. (2001). « Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E10, p. 23689-23722. DOI : 10.1029/2000JE001364.

Sori, Michael M. et al. (2025). « Crustal thickness and dichotomy of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Stähler, Simon C. et al. (2021). « Seismic detection of the martian core ». In : *Science* 373.6553, p. 441-445. DOI : 10.1126/science.abi7730.

Tanaka, Kenneth L. et al. (2014). « Geologic map of Mars ». In : *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map* 3292. DOI : 10.3133/sim3292.

Watters, Thomas R. (1998). « Wrinkle ridge assemblages on the terrestrial planets ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 103.E6, p. 12995-13012. DOI : 10.1029/98JE00551.

Watters, Thomas R. et al. (2021). « Tectonics of Mars ». In : *Planetary and Space Science*. Référence à compléter avec les métadonnées exactes.

Wieczorek, Mark A. (2007). « Gravity and topography of the terrestrial planets ». In : *Treatise on Geophysics* 10, p. 165-206. DOI : 10.1016/B978-044452748-6/00156-5.

Wieczorek, Mark A. et al. (2018). « SHTOOLS : Tools for working with spherical harmonics ». In : *Zenodo*. DOI : 10.5281/zenodo.592762.

Wieczorek, Mark A., Adrien Broquet et al. (2022). « InSight constraints on the global character of the Martian crust ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.5, e2022JE007298. doi : 10.1029/2022JE007298.

Wieczorek, Mark A. et Roger J. Phillips (1998). « Potential anomalies on a sphere : Applications to the thickness of the lunar crust ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 103.E1, p. 1715-1724. doi : 10.1029/97JE03136.

Wieczorek, Mark A. et Maria T. Zuber (2004). « Thickness of the martian crust : Improved constraints from geoid-to-topography ratios ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E1, E01009. doi : 10.1029/2003JE002153.

Zhong, Shijie et Maria T. Zuber (2001). « Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 189.1–2, p. 75-84. doi : 10.1016/S0012-821X(01)00345-4.

Zuber, Maria T. et al. (2000). « Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity ». In : *Science* 287.5459, p. 1788-1793. doi : 10.1126/science.287.5459.1788.

A Architecture de la chaîne de traitement numérique

La chaîne de traitement est structurée autour de six modules Python interconnectés, s'appuyant sur la bibliothèque SHTOOLS (**Wieczorek2018**) pour les calculs en harmoniques sphériques :

- Module de lecture et de métriques : ingestion du catalogue, calcul des longueurs par formule de Haversine, élagage des doublons par arbre KD.
- Module de segmentation : discrétisation et redécoupage des polylignes sur les arcs de grand cercle.
- Module de triplification : extension du domaine en longitude et recentrage de la grille pour minimiser les effets de bord spectraux.
- Module d'intégration : calcul du champ de déformation par fenêtre glissante sphérique parallélisée.
- Module d'admittance : calcul du spectre croisé $S_{\varepsilon_h w}(\ell)$ et synthèse du déplacement $W_{\mathrm{obs},\ell m}$.
- Module d'inversion TSP : résolution du système linéaire conjoint, cartographie du Moho, des variations de densité et rétropropagation des déformations principales.
- Module d'inversion TSP Patchwork : résolution du système linéaire conjoint, avec incrustation de la zone de tharsis resolut par le systeme TSP originel