



HAL
open science

Étude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000 par modélisation numérique tridimensionnelle : effets rhéologiques et géométriques

Loïc Dubois

► To cite this version:

Loïc Dubois. Étude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000 par modélisation numérique tridimensionnelle : effets rhéologiques et géométriques. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. NNT : . tel-00268203

HAL Id: tel-00268203

<https://theses.hal.science/tel-00268203>

Submitted on 31 Mar 2008

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 TOULOUSE III - PAUL SABATIER
U.F.R. Sciences et Vie de la Terre

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III
Discipline : Sismo-tectonique
présentée et soutenue
par

Loïc DUBOIS

le 24 novembre 2006

**Étude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000
par modélisation numérique tridimensionnelle :
effets rhéologiques et géométriques.**

sous la co-direction de :
Kurt FEIGL (OMP/UPS, Toulouse)
Dimitri KOMATITSCH (UPPA, Pau)

devant le jury composé de :

M ^{me} Pora ÁRNADÓTTIR	Professeur, Faculty of Science, University of Iceland	Examinatrice
M. Éric CALAIS	Professeur, Purdue University USA	Rapporteur
M. Jean CHÉRY	Directeur de Recherche C.N.R.S., Université de Montpellier II	Rapporteur
M. Kurt L. FEIGL	Directeur de Recherche C.N.R.S., Laboratoire D.T.P. à Toulouse	Directeur de thèse
M. Dimitri KOMATITSCH	Professeur, Université de Pau et du Pays de l'Adour	Directeur de thèse
M. Michel RABINOWICZ	Professeur, Université de Toulouse III	Président du jury
M. Robert SIMPSON	Senior Scientist, U.S.G.S. USA	Rapporteur

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562,
Observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER
U.F.R. Sciences et Vie de la Terre

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III
Discipline : Sismo-tectonique
présentée et soutenue
par

Loïc DUBOIS

le 24 novembre 2006

**Étude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000
par modélisation numérique tridimensionnelle :
effets rhéologiques et géométriques.**

sous la co-direction de :
Kurt FEIGL (OMP/UPS, Toulouse)
Dimitri KOMATITSCH (UPPA, Pau)

devant le jury composé de :

M ^{me} Pora ÁRNADÓTTIR	Professeur, Faculty of Science, University of Iceland	Examinatrice
M. Éric CALAIS	Professeur, Purdue University USA	Rapporteur
M. Jean CHÉRY	Directeur de Recherche C.N.R.S., Université de Montpellier II	Rapporteur
M. Kurt L. FEIGL	Directeur de Recherche C.N.R.S., Laboratoire D.T.P. à Toulouse	Directeur de thèse
M. Dimitri KOMATITSCH	Professeur, Université de Pau et du Pays de l'Adour	Directeur de thèse
M. Michel RABINOWICZ	Professeur, Université de Toulouse III	Président du jury
M. Robert SIMPSON	Senior Scientist, U.S.G.S. USA	Rapporteur

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562,
Observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE

*Les dieux n'existent que pour les petites gens pusillanimes,
dont la peur des responsabilités est telle
qu'ils cherchent à s'en décharger par tous les moyens.*

— *Le Cycle du Champion Éternel* —
Michaël MOORCOCK

Jake Chambers :
« *Go then. There are other worlds than these.* »

— *The Dark Tower I : The Gunslinger* —
Stephen KING

Blaine the Mono :
« *I need more time ! You must give it to me !* »

— *The Dark Tower IV : Wizard and Glass* —
Stephen KING

Table des matières

Remerciements	9
Résumé	11
Introduction	13
I Contexte géologique et géophysique	15
1 L'Islande	17
1.1 Une île complexe et déchirée	21
1.2 Une île volcanique	21
1.3 Une île récente	22
1.4 Où l'on essaie de dévoiler l'intimité de l'Islande	28
1.4.1 Une croûte océanique plus épaisse	28
1.4.2 Considérations rhéologiques	31
1.4.3 La nature du point chaud islandais	32
1.5 La naissance d'une merveille	32
1.6 Une île toujours active	37
2 La zone sismique sud islandaise et la crise majeure de juin 2000	39
2.1 La zone sismique sud islandaise	39
2.1.1 Contexte géologique et tectonique	39
2.1.2 Structure crustale	43
2.1.3 Activité historique	45
2.2 La crise sismique de juin 2000	47
2.2.1 Description de la crise	47
2.2.2 Étude de la crise en milieu homogène	51
2.2.3 Étude de la crise en milieu hétérogène	54
2.3 Objectifs de la présente étude	55
2.3.1 Influence d'une géométrie complexe dans un milieu hétérogène	55
2.3.2 Inversion co-sismique des données InSAR et GPS en milieu hétérogène	55
2.3.3 Étude rhéologique de la phase post-sismique	56
2.3.4 Aléa sismique dans un milieu complexe	56
II Modélisation physique et numérique	57
3 Méthode numérique des éléments finis appliquée à la géophysique	59
3.1 Les mécanismes mécaniques en géophysique	60
3.1.1 Rappels sur la rhéologie de la lithosphère	60
3.1.2 Le cycle sismique	67
3.2 La méthode des éléments finis en géophysique	72

3.2.1	Rappels sur la méthode	73
3.2.2	Modélisation des dislocations : les nœuds de discontinuité	76
3.2.3	Application aux séismes de type décrochant avec TECTON	78
3.3	Étude de sensibilité	92
3.3.1	Méthodologie	93
3.3.2	Résultats	95
3.3.3	Interprétations	95
3.4	Conclusions	100

III Application de la méthode des éléments finis à la crise de juin 2000 101

4	Analyse des déformations cosismiques dans un milieu hétérogène tridimensionnel complexe	103
4.1	Observations	104
4.1.1	Données interférométriques	104
4.1.2	Données GPS	104
4.2	Hypothèses	105
4.2.1	Paramètres concernant les dislocations	105
4.2.2	Description des modèles	105
4.3	Méthodes d'inversion conjointe	110
4.4	Résultats	116
4.5	Interprétations	123
4.5.1	Influence de l'hétérogénéité du milieu sur les glissements	123
4.5.2	Influence sur le changement cosismique des contraintes de Coulomb	134
4.5.3	Corrélation avec les ruptures en surface	134
4.6	Conclusions	137
5	Estimation de l'aléa sismique dans la zone sismique sud islandaise	139
5.1	Analyse des déformations post-sismiques à court terme	140
5.1.1	Observations	140
5.1.2	Calculs directs	140
5.1.3	Méthode inverse	143
5.1.4	Résultats	143
5.1.5	Interprétations	149
5.1.6	Conclusions	150
5.2	Analyse des déformations post-sismiques à long terme	150
5.2.1	Le caractère simultané des processus post-sismiques	152
5.2.2	Influence des hétérogénéités sur les déformations visco-élastiques	153
5.3	Étude de la sismicité	156
5.3.1	Relation entre sismicité et variation des contraintes de Coulomb	156
5.3.2	Influence de la sismicité sur l'estimation de l'aléa sismique	158
5.4	Déclenchement des séismes dans le sud de l'Islande	161
5.4.1	Observations historiques	161
5.4.2	Influence des hétérogénéités sur la phase inter-sismique	162
5.5	Conclusions	164
5.5.1	Influence des hétérogénéités sur la phase post-sismique	164
5.5.2	Conséquences des répliques	164
5.5.3	Répartition et déclenchement des séismes	165

IV Fin ?	167
6 Conclusions et perspectives	169
6.1 Considérations sur les méthodes physiques et numériques utilisées et développées . . .	169
6.1.1 L'inversion conjointe cosismique	169
6.1.2 Changements de la contrainte de Coulomb et exploitation des répliques	172
6.1.3 Apports de la méthode numérique des éléments finis	172
6.2 Estimation de l'aléa sismique dans le sud-ouest de l'Islande	173
6.2.1 Quelle influence ont les hétérogénéités lithosphériques sur la phase cosismique ?	173
6.2.2 Qu'en est-il de la phase post-sismique ?	175
6.2.3 La sismicité : révélateur ou déclencheur ?	175
6.2.4 Quel est le rôle de la phase inter-sismique dans la migration de la sismicité ?	175
6.2.5 Quels processus ont favorisé le déclenchement du séisme du 21 juin 2000 ? .	176
V Annexes	179
A Résultats de l'inversion cosismique de la crise islandaise de juin 2000	181
Références	198
Liste des figures	212
Liste des tableaux	216

Remerciements

Avant toutes choses, je tiens à remercier MM. Éric CALAIS, Jean CHÉRY et Robert SIMPSON pour avoir acceptés la charge de rapporteur et pour leurs remarques constructives. Je remercie également M. Wayne THATCHER pour le temps qu'il m'a accordé dans un contexte difficile, ainsi que M. Michel RABINOWICZ qui m'a fait l'honneur de présider le jury lors de ma soutenance.

Merci à Kurt et à Dimitri pour m'avoir permis de travailler sur cette problématique islandaise et numérique et surtout d'avoir toujours été présent dans les moments difficiles. Ce fut un plaisir de découvrir le monde de la recherche avec vous.

Merci également aux projets PREPARED et RETINA qui m'ont apporté le soutien financier nécessaire pour travailler sur l'Islande.

En parlant de problématique islandaise, il me serait difficile d'oublier tous ceux qui m'ont apporté un soutien, une aide, des conseils, des avis et des critiques lors de mes travaux et de mes séjours sur cette île merveilleuse. Donc merci à Freysteinn SIGMUNDSSON, Thóra ÁRNADÓTTIR (pour avoir également été présente lors de ma soutenance), Rikke PEDERSEN (pour son accueil chaleureux, ce qui est remarquable en Islande), Erik STURKELL, Halldór GEIRSSON, Halldór ÓLAFSSON, Carolina PAGLI, Ragnar STEFÁNSSON, Amy CLIFTON, Páll EINARSSON, Agust GUDMUNDSSON, Peter SUHADOLC, Sigurjón JÓNSSON, Sandra RICHWALSKI, Eleonora RIVALTA, Frank ROTH, Maurizio BONAFEDE, Maria Elina BELARDINELLI et toutes les personnes impliquées dans les projets PREPARED et RETINA.

Mes travaux n'ont pas nécessité que des connaissances et des techniques liées à l'Islande et je remercie donc Charles WILLIAMS, Tim MASTERLARK, Fred POLLITZ, Herbert WANG, Francisco Lorenzo MARTÍN et Frank ROTH pour leur aide.

Pendant toutes ces années, je ne me suis pas retrouvé tout seul dans mon laboratoire d'accueil et les occasions de partager des moments studieux, et d'autres qui l'ont été largement moins, ont été nombreuses et enrichissantes. Je tiens donc à remercier dans le désordre : la petite Marie (pour sa citroen saxo bic et bien d'autres choses), mes co-bureaux (Noalwenn pour un début studieux et enrichissant, Dorin pour un moment bien fun, Abdel pour un passage éclair et Samurai for a turkish end), Audrey (pour une bonne pizza et pour un bar typique de Tournefeuilles), June (pour sa jovialité et une pièce de théâtre originale), Marie la nipponne (pour les bonnes soirées vidéos), Guillaume (pour les débats enthousiastes), David (pour son attitude modératrice), Stavros (pour les prises de bec sur l'Europe), Julien, Céline, Michel le bûcheron (pour entre autre une bonne soirée d'été), Rabi et Marc (pour un tandem endiablé et les discussions de café), Loïc (pour sa bonne humeur et des coups de main non négligeables et toujours de bon coeur), Nathalie, Muriel, Cécile, Anne-Marie, Alexis, Annie, Sébastien, Anne B. (pour une fête de l'OMP inoubliable), Salvatore (pour des pâtes carbo originales), Raymond (pour une fraternité dans la thèse et de bonnes pièces de théâtre), Stéphane (pour son syndicalisme acharné... contre le syndicalisme), Yves (pour le partage musical et le concours de mauvaise foi), Christine (pour son combat engagé), Fred (pour l'élevage de cochons), Harold, tous les consommateurs du frigo, Sylvie et toute la clique d'astro, Sébastien et les filles du docteur Séb, Noémie et Arnaud le tandem de choc (surtout au volley), Madjid, Cristina, la famille Jessel, Jean-François (pour ses remarques linuxiennes), Pierre (pour le nom des machines et tout le travail qu'il y a derrière), raph (pour un bon trip musical), Anne O. (pour les dessins animés Disney), Marie-Claude (pour un travail formidable concernant tous les thésards), Etienne (pour le plat de pâtes le plus cher d'Europe et surtout pour sa contribution dans ma plus belle découverte), Patrick, Georges, le gars qui laisse la fenêtre du premier étage d'astro ouverte, le terrain de tennis, le distributeur d'aérogologie, toutes les douches de l'observatoire, les organisateurs du grand tournoi de volley et tout le personnel de l'observatoire.

Et pour tous les autres moments de pur bonheur qui m'ont aidé à tenir le coup, voici en vrac un grand merci à : One Piece, la bande des Crevards, les bons côtés de la kollok, M^{me} VIROS, Ma-

rie et sa palette à la diable, les tapisseries du 4 rue du Pont St Pierre, la salle musique de la ME, ADEMA, H-FATE (pour la braquemard attitude et pour le spécial « *Minky* » tous en slip), ESPRIEM (pour m'avoir rapproché de mon rêve de musicos), Azaroth, Matt, Guems, Djé, Binbin (pour son bon rétablissement), METALLICA, Viking et Magali, le « *fighting pocket* », Toki et Cécile, Léo, Soué, Nico et Isa, les soirées jeux, Ti Greg, Diesel, les S6X, Kriss (pour le soutien et ARCHIVE), THE GATHERING, SOAD, QOTSA, ma bonne étoile (pour m'avoir permis d'en réchapper et pour bien d'autres coups de pouce), Sony (pour un VAIO au châssis impressionnant), Dell (pour le XPS), LES BÉRURIERS NOIRS, QUIPROQUO (Co & Gui et la petite Manon, Magalaïl, Fransou, Nico, Loudie, Rémi...), Arbizon, la Web team d'A²D² (Nico et Ludo), le cabaret de l'UPS, Ben et EVERGREEN, la Corse (pour les guerres de sangliers et pour un jour de l'an mouvementé), LIVE, Cranium, le Mont Bouquet, Azureus, Full Metal Alchemist, ARCHIVE, Harry BOSH, Roland DESCHAINS, PROHOM, Friends, l'appart de Lourmel, Nico et Débo, Lily et Jack, Willow, Valie et Olive, Vador, Thérèse et Sam le psychocat, Gilles, Vinch et ses polonaises, le chauffeur du bus vers *Chicago*, RATM, le videur du festival nordique, Linda, LUDWIG VON 88, Hunter X Hunter, le petit chaton au milieu d'une rue de *Reykjavík*, Wanted, Le Petit Voisin, Buffy, La Soule, Bleach, Antoine et Audrey, Michel et Fanny, Pierre, (hed) p.e., le Go, Le Seigneur Des Anneaux, TOOL, Joul et DOCTOR EGGS, Laurence, ToMa-HaWk, Dominique, la famille DAUDET, Jean-Marie, le canal du Midi, les trois jeunettes paumées, la Ludi, VOICE OF DISGORGER, TENACIOUS D, PreSonus (pour le FirePod), Mesa Boogie (pour le Triaxis), Violaine, PRS, Olivier (et ses courts passages à Toulouse), Arveguil (tu resteras toujours un frère pour moi, au moins de jeu) et Finladus (qu'il ne repose pas en paix et qu'il soit prêt à d'autres aventures et d'autres rêves).

Pour être plus concis avant de conclure, un grand merci à tous ceux qui ont participé de près ou de loin à mes travaux et qui m'ont aidé tout au long de ces années de dur labeur.

Et pour finir, un grand merci à la version étendue de ma famille pour leur soutien, spécialement à mon père, à ma mère et à ma petite sœur qui m'ont apporté bien plus que ce qu'ils peuvent penser, et également à ma petite farfadine qui a été le fruit le plus inattendu et le plus agréable de mes recherches en Islande !

Résumé

L'Islande est une île issue de l'interaction entre un point chaud et la dorsale médio-Atlantique. Une partie de cette dernière se retrouve ainsi en surface et forme un système complexe de rifts. Au niveau d'une zone transformante atypique se situant au sud-ouest de l'île (la zone sismique sud islandaise), une série de séismes majeurs ($M_W = 6,5$) s'est produite en juin 2000. Cette crise est constituée de deux événements distants d'environ 17 km et séparés dans le temps d'environ 3,5 jours. De nombreuses données InSAR, GPS et de pression dans des puits géothermiques couvrent les différentes phases d'un cycle sismique. L'utilisation d'un code de calcul numérique fondé sur une méthode d'éléments finis m'a permis d'explorer dans chaque phase du cycle les influences sur les déplacements en surface des différentes hétérogénéités présentes au niveau de la zone sismique sud islandaise. Les résultats remettent en question l'utilisation très répandue des espaces homogènes semi-infinis pour l'étude de la phase cosismique et des modèles en couches horizontales pour ce qui concerne les autres phases.

Tout d'abord, une inversion conjointe de données cosismiques InSAR et GPS aboutit à une distribution de glissement sur les deux failles et cela pour différents modèles. Le processus d'inversion a été amélioré afin d'obtenir une précision sur les glissements obtenus et une estimation de l'impact des différentes hypothèses sur les résultats. Il apparaît alors que la rigidification de la lithosphère avec la profondeur est l'hypothèse principale à retenir pour ce type d'étude, ce qui est déjà suggéré par une étude de sensibilité préalable. Cette prédominance est telle qu'il n'est pas nécessaire de fixer avec précision les paramètres géométriques liés à la modélisation des plans de faille (azimut, pendage, position...). L'hypothèse de rigidification conduit également à des différences dans la répartition des contraintes par rapport aux modèles homogènes. En effet, les zones où le déclenchement de futurs séismes serait possible se trouvent réduites. On montre également qu'il est nécessaire d'inclure une zone d'endommagement autour des failles et d'effectuer une étude plus précise au niveau de la couche sédimentaire de faible épaisseur. En revanche, la géométrie des couches rhéologiques au niveau de la zone d'étude n'est pas assez complexe pour avoir une influence sur les déplacements en surface et sur la répartition des contraintes. De même, l'effet poro-élastique contenu dans les données InSAR n'a pas de conséquences majeures sur les résultats.

Ensuite, dans le cadre d'une relaxation visqueuse, l'utilisation des données GPS obtenues lors de la phase post-sismique couplées avec le code de calcul numérique fondé sur une méthode d'éléments finis aboutit à la démonstration que la géométrie des couches rhéologiques est dans ce cas une hypothèse aussi importante que la rigidification de la lithosphère. La viscosité de la croûte inférieure et du manteau supérieur est alors d'environ 10^{19} Pa.s. Le modèle ne permet pas d'aller plus loin et une amélioration du code est nécessaire pour traiter simultanément les autres processus post-sismiques comme le phénomène d'afterslip et la relaxation poro-élastique. Cette dernière est d'ailleurs abordée à l'aide d'une approximation élastique communément utilisée. On montre alors les limites de cette méthode dans le cas de la zone sismique sud islandaise, ce qui aboutit à la conclusion que la variable temps ne doit pas être systématiquement exclue dans ce type d'étude.

Finalement, l'étude de la phase inter-sismique avec prise en compte de la géométrie des couches rhéologiques apporte une explication plausible de la migration d'est en ouest des séries sismiques historiques et également des répliques. De plus, un outil utilisant ces dernières et qui permettrait de

valider un modèle est présenté. Ces répliques pourraient d'ailleurs avoir un rôle actif par l'intermédiaire d'un processus de réaction en chaîne.

Mon travail aboutit à la conclusion qu'une étude du cycle sismique complet passera par la prise en compte des différentes hétérogénéités principales présentes dans la lithosphère. La résolution de ce problème nécessitera des codes de calcul numérique fondés sur une méthode d'éléments finis (ou similaire) et par l'utilisation d'outils de calcul haute performance, domaine en pleine expansion de nos jours.

Introduction



Photo personnelle prise lors de la campagne GPS de septembre 2003

*The man in black fled across the desert,
and the gunslinger followed.*

— *The Dark Tower I : The Gunslinger* —
Stephen KING

À chaque instant, notre planète nous rappelle par diverses manifestations son caractère agité, dont les séismes sont une petite part. Les tremblements de terre majeurs font cependant partie des phénomènes naturels les plus dévastateurs. C'est un fait qui est bien connu des islandais qui vivent depuis plus d'un millénaire sur une île très active et souvent agitée par de forts séismes. Par exemple, la crise sismique comportant deux événements de magnitude supérieure à six ont mis en branle en juin 2000 un grand nombre de scientifiques de part le monde en plus des plaines situées au sud-ouest de l'île. L'enjeu, comme pour tous les séismes importants se produisant chaque année à l'échelle de la terre globale, est de comprendre la dynamique interne de notre planète en étudiant les conséquences de ce type d'événements. Bien entendu, le but ultime est d'apporter une meilleure maîtrise de leurs effets destructeurs. Pour cela, le géophysicien structure son étude en deux phases principales : l'observation puis la modélisation.

Dans ces deux domaines, l'évolution des théories et des techniques au cours du dernier siècle a apporté des outils majeurs de haute performance à la communauté scientifique. Ceci est vrai surtout pour ces vingt dernières années qui ont vu du côté des observations l'installation de réseaux sismiques de grande précision et l'utilisation croissante des techniques InSAR (*Interferometric analysis of Synthetic Aperture Radar images*) et GPS (*Global Positioning System*). Du point de vue de la modélisation, des progrès considérables ont également été effectués par l'intermédiaire de l'évolution exponentielle des capacités de calcul en informatique et le développement d'outils de calcul numérique puissants comme la méthode des éléments finis. Celle-ci permet de nos jours d'effectuer des études tridimensionnelles avec des modèles ayant une complexité géométrique et rhéologique croissante. Avec ce manuscrit, je vais tenter d'apporter une contribution à l'analyse de la crise islandaise de juin 2000 en utilisant certaines de ces techniques et méthodes. Les objectifs principaux qui ont motivé cette étude sont d'une part l'analyse des effets rhéologiques et géométriques d'une telle crise sur le cycle sismique en utilisant un milieu complexe et d'autre part la compréhension des mécanismes mis en jeu en terme de transfert de contraintes dans la zone impliquée. Tout au long de mes travaux, j'ai également eu l'occasion de tester la pertinence de l'utilisation dans ce contexte de codes de calcul

numérique coûteux tel que ceux fondés sur une méthode d'éléments finis.

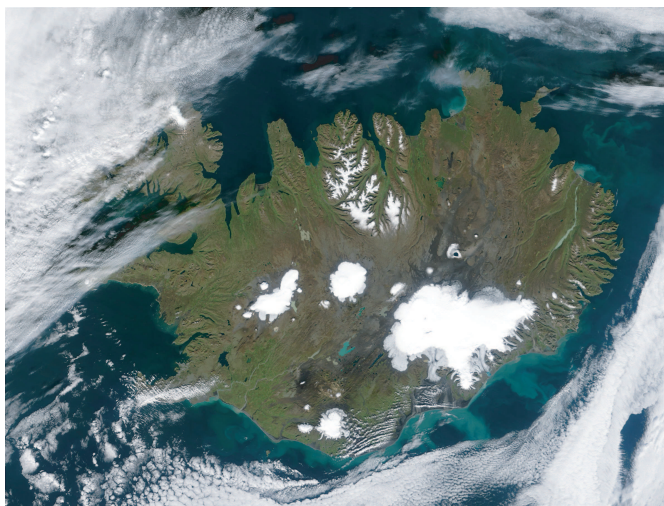
Le présent manuscrit se compose de quatre parties. La première partie décrit le contexte de mon étude avec un premier chapitre concernant les caractéristiques géologique, tectonique et structurale de l'Islande, le deuxième chapitre se concentrant principalement sur la zone sismique sud islandaise qui a été le cadre de la crise sismique majeure de juin 2000. La fin de ce dernier chapitre explique plus précisément les objectifs de mes travaux qui sont traités dans le reste de ce manuscrit. La seconde partie, qui est constitué uniquement du chapitre 3, effectue un rappel concernant les bases de toute étude mécanique en géophysique et l'état de l'art de la méthode des éléments finis dans ce domaine. Il se termine par la validation des codes de calcul utilisés et par une étude préliminaire nécessaire aux analyses effectuées dans la troisième partie. Cette dernière présente ensuite dans le chapitre 4 une inversion conjointe de données cosismiques InSAR et GPS concernant la crise de juin 2000 et en utilisant le code TECTON fondé sur une méthode d'éléments finis afin de calculer la réponse des modèles considérés. Cette troisième partie du manuscrit se termine par le chapitre 5 qui traite de la phase post-sismique de la crise et de l'estimation de l'aléa sismique dans la zone sismique sud islandaise et ses alentours. Enfin, la dernière partie conclue sur l'ensemble de mes travaux et présente leurs perspectives. On trouvera en annexe l'ensemble des résultats de l'étude présentée dans le chapitre 4.

Première partie

Contexte géologique et géophysique

Chapitre 1

L'Islande



http://visibleearth.nasa.gov/view_set.php?categoryid=2166&p=

*In the beginning Eru, the One,
who in the Elvish tongue is named Ilúvatar,
made the Ainur of his thought,
and they made a great Music before him.
In this Music the World was begun ;
for Ilúvatar made visible the song of the Ainur,
and they beheld it as a light in the darkness.*

— The Silmarillion —
J. R. R. TOLKIEN

Au delà du 63° parallèle, au large de l'Atlantique Nord, une contrée mystérieuse s'élève contre toute attente au delà du niveau de la mer (Figure 1.1). Région faite de glaces et de laves, pays où règnent la sagesse des elfes et la sauvagerie des trolls, cette île représente, depuis l'installation d'une partie du fier peuple nordique vers l'an 874 AD jusqu'à nos jours, une véritable passerelle vers l'imaginaire, source de stimulation pour les esprits les plus effervescents. Ses sautes d'humeur dévastatrices ont souvent été interprétées par les Vikings comme l'expression de leurs anciens dieux. Au Moyen Âge, le *Hekla*, volcan situé au sud de l'Islande, était décrit comme la porte des Enfers et, quelques siècles plus tard, JULES VERNES immortalisa un autre de ses volcans, le *Snaefellsjökull*, qui fut le point de départ d'un dangereux périple, un *Voyage au centre de la Terre*.

Mais, en restant plus terre à terre, l'Islande est également un véritable pont entre deux géants continentaux. D'un point de vue politique, économique et social, son peuple a toujours su tirer partie des influences européenne dans un premier temps et américaine par la suite. En fait, leurs fiers ancêtres, sous le commandement de LEIFUR ERIKSSON, furent très probablement les premiers à relier l'Europe au « Nouveau Continent » vers la fin du X^e siècle. Et il est surprenant de savoir que ce lien va bien au delà. Si l'on se ramène à une échelle de temps géologique, l'Islande est, depuis sa naissance, une île « déchirée » entre deux plaques continentales, les plaques nord-américaine et eurasiennne. En effet, située sur un plateau océanique, l'Islande constitue la partie émergée de la dorsale médio-Atlantique (*Mid-Atlantic Ridge*, MAR). Ceci constitue une situation géologique très singulière, que l'on ne retrouve sur Terre qu'en Afrique de l'Est, dans la région des Afars. Au niveau de l'Islande, cette particularité est due à la présence d'un point chaud (*hot spot*), responsable de l'activité sismique et volcanique intense qui a façonné le paysage impressionnant de cette île, au grand bonheur

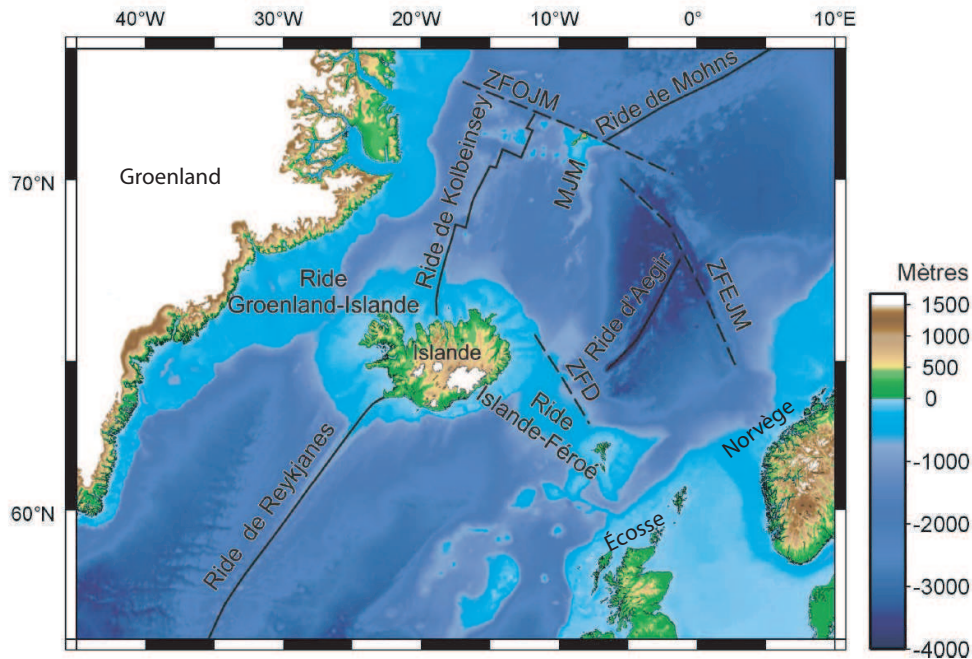


FIG. 1.1 L'Islande est un haut topographique de l'océan Atlantique Nord, au large des côtes du Groenland et du nord de l'Europe. Elle se situe entre $63,5^\circ$ et $66,5^\circ$ de latitude nord et entre $13,5^\circ$ et 24° de longitude ouest. Figure d'après Garcia (2003).

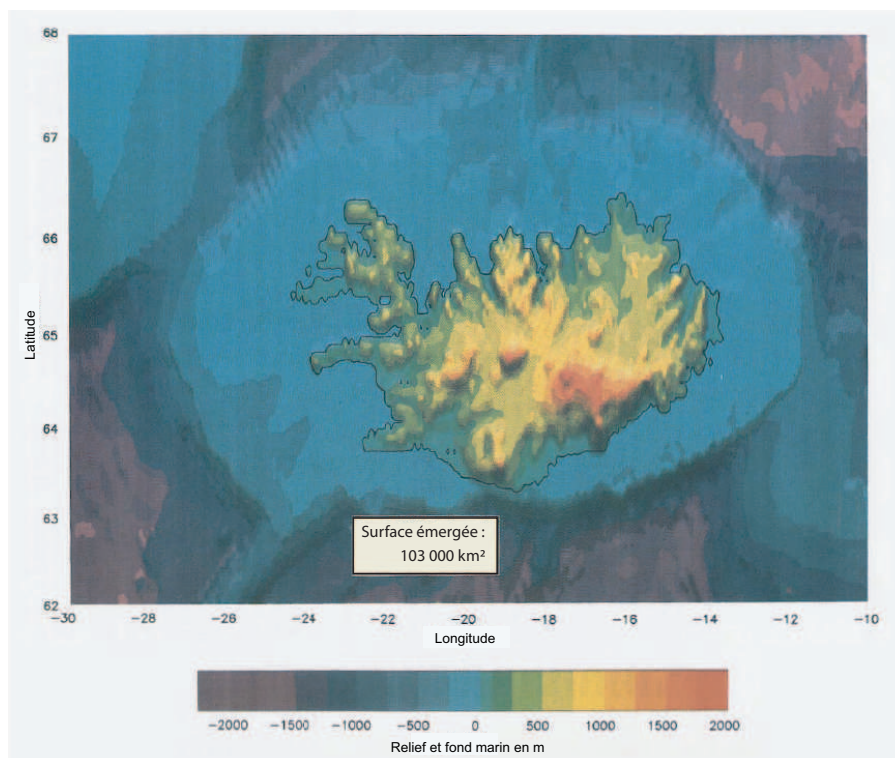


FIG. 1.2 Le relief islandais culmine à 2 119 m dans le glacier Vatnajökull, en rouge sur la carte. Les tons bleus correspondent aux parties situées en dessous du niveau de la mer. L'Islande repose sur un plateau océanique de plus de 500 km de diamètre qui constitue une anomalie d'environ 2,5 km dans les hauts-fonds de l'océan Atlantique Nord. Les parties émergées s'étendent sur 102 800 km². Figure d'après Bjarnason et al. (1993b).

des touristes, mais aux dépens des Islandais et de leurs ancêtres vikings - bien que cette situation leur apporte également quelques avantages que nous verrons par la suite.

Colonisée par un peuple exilé du royaume de Norvège vers 874 AD, l’Islande a donc été une terre d’accueil bien cruelle pour ses habitants. Depuis cette époque, ils ont dû apprendre à vivre avec les coulées de lave dévastatrices, les séismes destructeurs, les glissements de terrain et les inondations torrentielles provenant des glaciers, appelées *jökulhlaups* par les islandais (Figure 1.3). Ils ont ainsi développé une telle volonté de comprendre et de dompter ces phénomènes naturels que l’Islande est devenue de nos jours une source de recherche scientifique indéniable pour le monde entier dans la compréhension des phénomènes géodynamiques et de leur influence sur l’activité humaine.

Au début du XX^e siècle, ce sont donc d’autres personnes, avec une curiosité bien différente et une motivation en apparence moins poétique, qui ont commencé à s’intéresser grandement à cette île mystérieuse. Au cours des dernières décennies, de nombreux chercheurs ont multiplié les efforts pour essayer de résoudre les énigmes islandaises. Des projets ambitieux ont alors vu le jour de part le monde et tout particulièrement au niveau européen. Il faut dire que l’intérêt de ces recherches ne se limite pas à l’Islande, et maints sujets peuvent trouver leur application dans d’autres parties du monde. Comme aiment à le rappeler certains chercheurs, l’Islande est un véritable laboratoire de recherche européen.

Dans ce chapitre, nous verrons plus en détail la situation tectonique, géologique et structurale de l’Islande, puis nous nous intéresserons à ses origines, pour finir sur les relations mouvementées qu’entretiennent cette île et son peuple. Les sections suivantes sont la synthèse d’extraits de nombreux ouvrages concernant l’Islande, en particulier [Einarsson \(1991\)](#), [Gasperi \(1999\)](#), [Garcia \(2003\)](#), [Pedersen \(2004\)](#) et [Sigmundsson \(2006\)](#).

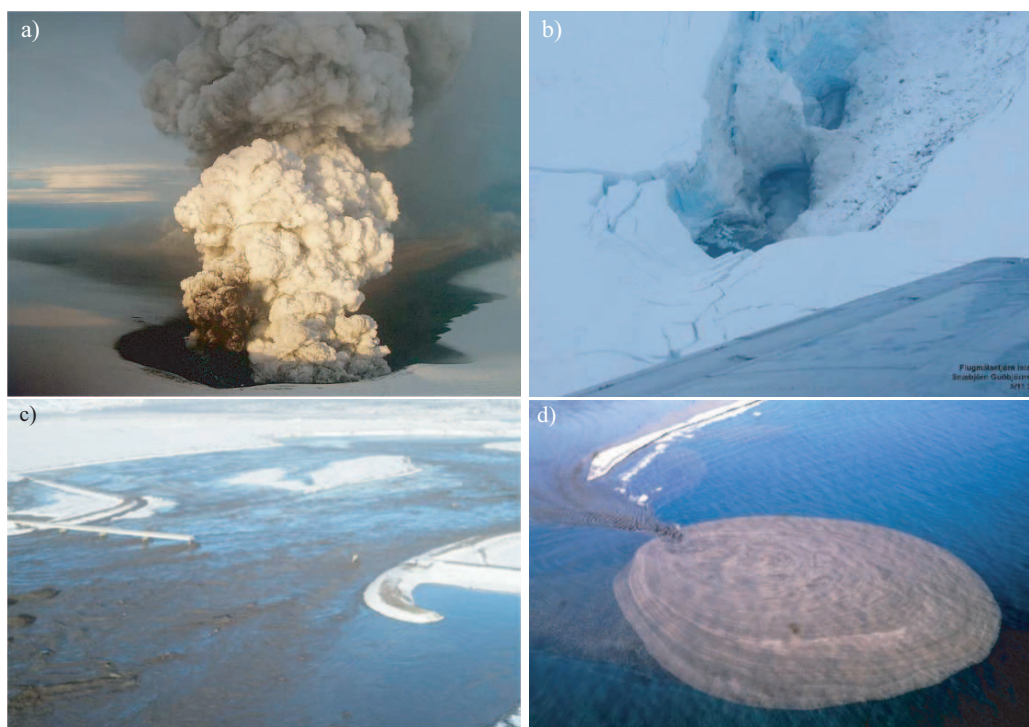


FIG. 1.3 Inondation torrentielle (*jökulhlaup* en islandais) provenant du glacier Vatnajökull en réponse à l’éruption du Grímsvötn en novembre 1996 (a). La déglaciation brutale aux alentours du volcan a libéré $0,5 \text{ km}^3$ d’eau (b) qui ont inondé les plaines du sud de l’Islande (c) et qui se sont déversées dans la mer, chargées de tous les matériaux drainés par ce torrent diluvien (d).

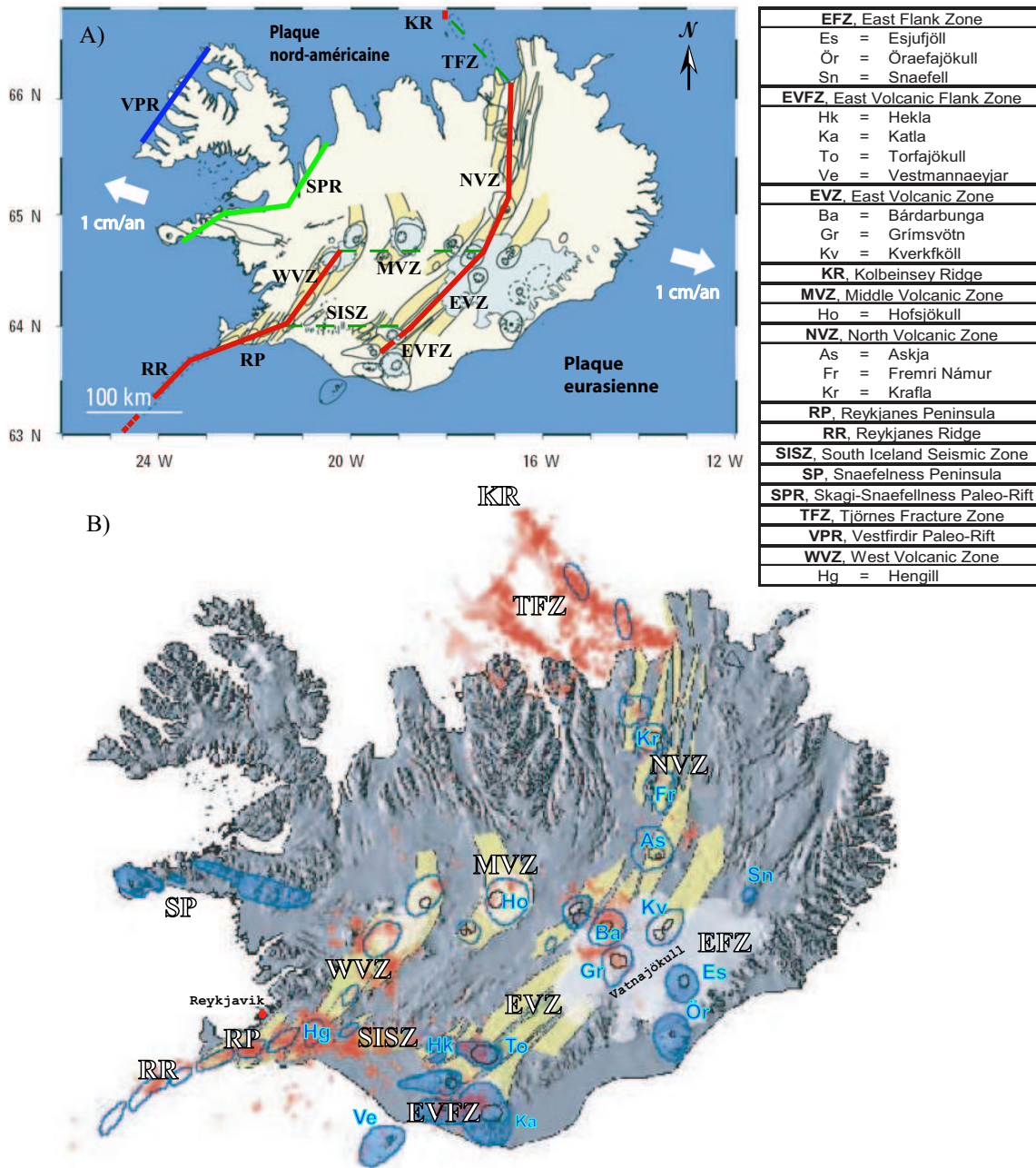


FIG. 1.4 Tectonique de l'Islande. (A) La plaque eurasiennne s'éloigne de la plaque nord américaine à environ 2 cm/an (flèches blanches). La frontière se caractérise par des essaims de fissures et de failles (lignes noires), dont l'orientation souligne le lieu de l'extension crustale (traits rouges). Dans ce réseau de déchirures, le sol s'affaisse (fossés d'effondrement en jaune) et l'activité volcanique est intense (volcans et caldeiras cernés de noir, en pointillés sous la glace). Les anciennes zones d'extension sont éteintes depuis environ 6 Ma (trait vert) et 15 Ma (trait bleu). Les zones transformantes (trait vert en pointillés) font le lien entre les divers segments d'extension. Les principales failles en surface sont représentées par des segments noirs. Les glaciers (en bleu) recouvrent surtout le sud-est de l'île. Figure d'après Dubois et al. (2004). (B) Les systèmes volcaniques sont représentés de la même manière que précédemment, à l'exception de traits bleus pour les volcans centraux. Le volcanisme non associé aux zones d'extension définit les zones de flanc, dont la représentation des volcans est remplie de bleu. La sismicité entre 1994 et 2000 se focalise surtout dans la TFZ, la SISZ, la RP, et de manière plus diffuse dans la WVZ, la EVFZ, la MVZ, la EVZ et la NVZ. Figure d'après Tronnes (2002).

1.1 Une île complexe et déchirée

De par sa situation géographique sur la ride médio-Atlantique (MAR), l’Islande est une île d’une grande complexité. Elle constitue un haut topologique et bathymétrique révélant une partie aérienne de la dorsale médio-océanique (Figures 1.1 et 1.2). Elle est en conséquence une zone d’accrétion qui sépare la plaque nord-américaine de la plaque eurasienne. D’après le modèle NUVEL-1A (DeMets et al. 1990, 1994), cette séparation se fait à une vitesse de $18,9 \pm 0,5$ mm/an selon une direction $N102,7 \pm 1,1^\circ E$. La frontière de plaque est assez complexe puisqu’elle est constituée de six structures distinctes : la péninsule de Reykjanes (*Reykjanes Peninsula*, RP), les zones volcaniques du nord (*North Volcanic Zone*, NVZ), de l’est (*East Volcanic Zone*, EVZ) et de l’ouest (*West Volcanic Zone*, WVZ) constituent les zones d’extension, alors que la zone de fracture de Tjörnes (*Tjörnes Fracture Zone*, TFZ), la zone volcanique centrale (*Middle Volcanic Zone*, MVZ) et la zone sismique sud islandaise (*South Icelandic Seismic Zone*, SISZ) sont plutôt associées à des zones transformantes (Figure 1.4).

Au niveau de la péninsule de Reykjanes, la MAR s’infléchit dans la direction $N76^\circ E$. Cette partie de la ride est à la fois une zone d’extension, révélée par l’existence de failles normales, et une zone de cisaillement, avec la présence de failles décrochantes. Elle est marquée par un taux de subsidence d’environ 1 cm/an dû aux exploitations géothermiques et à un manque d’alimentation en magma (Hreinsdóttir et al. 2001; Pagli et al. 2003). Le point triple de Hengill fait la jonction de la péninsule avec la WVZ et la SISZ autour de $21,5^\circ$ de longitude ouest. La WVZ est en concurrence avec la EVZ, qui est responsable, à ce niveau, de la plupart de l’extension de l’île (Sigmundsson et al. 1995; LaFemina et al. 2005). Le cisaillement résultant est accommodé par la SISZ qui est une région d’une complexité plus grande que celle associée à une simple zone transformante (la description de cette zone sera approfondie dans le chapitre 2). La MVZ est généralement considérée comme faisant partie de la WVZ, cependant Oskarsson et al. (1985) la décrivent comme une zone transformante défailante qui n’accomode qu’une très petite partie, voire rien du tout, du mouvement extensif provenant, à ce niveau, de la EVZ. Dans le nord de l’île, la structure de la ride se résume à la Zone Volcanique du Nord. Le lien entre cette dernière et la partie nord de la MAR, la ride de Kolbeinsey (KR), est constitué de deux zones sismiques de failles décrochantes N-W, qui se situent dans la TFZ.

1.2 Une île volcanique

Les zones néovolcaniques sont composées de plusieurs systèmes volcaniques disposés en échelon (Figure 1.4). Chaque système est formé d’un essaim de fissures parallèles à la zone de rift intégrant des failles normales, et d’un volcan central avec le développement d’une caldeira pour certains. La partie centrale est associée dans la plupart des cas à des roches volcaniques acides. L’activité volcanique se situe en grande partie dans la structure centrale, mais des éruptions dans des fissures en extension se produisent également au sein du réseau (Figure 1.5). De part la nature du rift au niveau de la péninsule de Reykjanes, cette zone est également marquée par une activité sismique de type décrochant. Ces zones en extension produisent une forte quantité de laves basaltiques d’affinité tholéitique issues de la fusion partielle du manteau supérieur (Figure 1.6). Ce type de volcanisme est associé aux rides océaniques et à certains points chauds.

L'autre type de volcanisme est constitué de laves basaltiques alcalines (Figure 1.6), issus de processus de fusion partielle du manteau mais à des profondeurs plus grandes. Ce type de lave caractérise les volcans intraplaques, dont la faible production magmatique ne permet pas la constitution d'une ride. Ces volcans se situent au sud de la zone volcanique de l'est (*East Volcanic Flank Zone*, EVFZ ; zone en progression comme nous le verrons dans le chapitre 2), sur la bordure est de cette même zone (*East Flank Zone*, EFZ) et dans la zone volcanique de *Snaefellsnes* (*Snaefellsnes Peninsula*, SP), qui est connue pour être un ancien rift. Ce type de volcanisme est caractéristique d'un contexte de point chaud (Jakobsson 1979).

Parmi l'ensemble des laves émises, environ 10% sont de type acide. Elles ont tout d'abord été interprété comme le résultat d'une cristallisation fractionnée très poussée de basaltes, mais une étude isotopique de Oskarsson et al. (1985) explique sa présence en milieu océanique par la contamination du magma par fusion partielle de croûte basaltique hydratée.

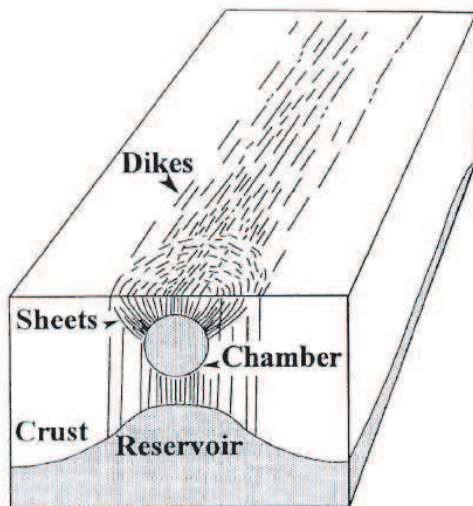


FIG. 1.5 Illustration du volcanisme présent au niveau des zones de rift islandaises. Au niveau régional, les réseaux de fissures parallèles à la zone de rift sont alimentés par des dykes reliés à des réservoirs magmatiques situés sous la croûte. À un niveau plus local, le volcan central est connecté par des filons inclinés (sheets) à une chambre magmatique située dans la croûte. La caldeira que certains volcans développent n'est pas représentée dans ce schéma. Figure d'après Gudmundsson (1998).

1.3 Une île récente

L'Islande est une structure géologique jeune, constituée essentiellement de basaltes. Elle se découpe en quatre séries : tertiaire, plio-pléistocène (pliocène supérieur et pléistocène inférieur), pléistocène supérieur et post-glaciaire (voir Figure 1.6).

Les plus anciennes roches en surface ont un âge compris entre 12 et 15 Ma et sont donc d'époque tertiaire (15 à 3,3 Ma). Cette série forme des plateaux basaltiques (Figure 1.7) qui recouvrent près de la moitié du territoire islandais (Nord-Ouest et Est). Les roches les plus âgées sont aussi les plus éloignées par rapport aux zones de rift anciennes et actuelles. La présence de structures anticlinales atteste par ailleurs d'une relocalisation des centres actifs d'accrétion (voir section 1.5 page 32 et Figure 1.6). Cette série a été fortement érodée par les glaciations qui ont suivi, allant jusqu'à révéler parfois la partie supérieure d'anciennes chambres magmatiques (Gudmundsson 1998).

Les roches volcaniques de la période plio-pléistocène (3,3 à 0,8 Ma) recouvrent près du quart du territoire. Le début de cette époque se définit par les premières ères glaciaires. Les éruptions sub-glaciaires ont produit des reliefs constitués de formations hyaloclastites et de laves en coussins (Figure 1.8) et les déglaciations successives des grands glaciers islandais ont conduit à la formation de plaines sédimentaires. À la fin de cette époque, la branche constituant la zone volcanique de l'est (EVZ) s'est mise en place et des anomalies dans la répartition de la série plio-pléistocène

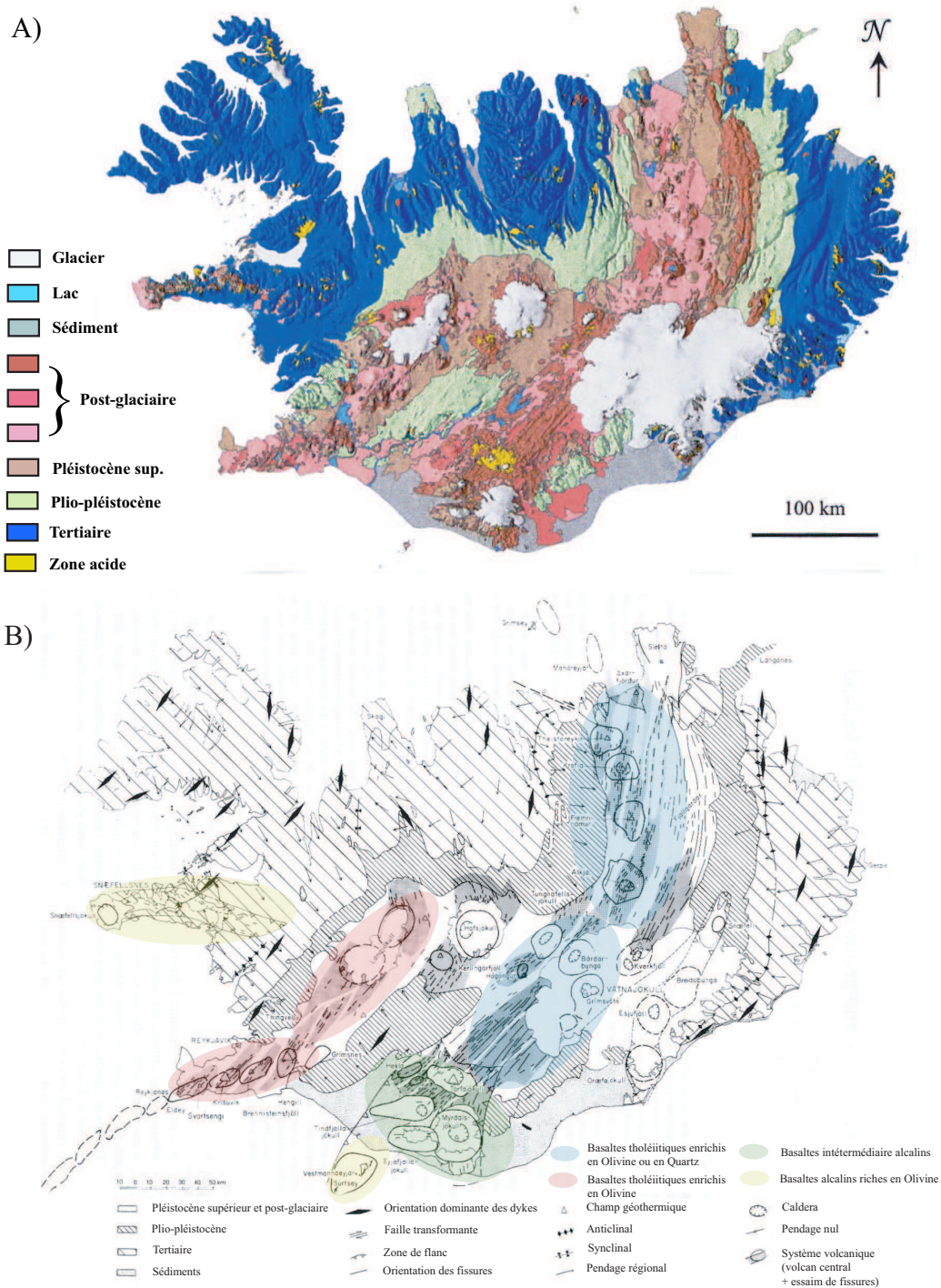


FIG. 1.6 Cartes géologiques de l’Islande. (A) Âge des différentes formations de l’Islande. Les laves les plus anciennes sont les plus éloignées des zones d’accrétion (figure d’après Jóhannesson & Saemundsson (1998)). (B) Les dykes sont orientés NE-SO dans le sud et l’ouest de l’île pour prendre une orientation N-S vers le nord. Le pendage régional des coulées a tendance, en raison de l’alourdissement relié à l’ajout de nouveaux matériaux, à converger vers les zones d’accrétion. La présence d’anticlinaux et d’anomalies dans la répartition surfacique de l’âge des structures géologiques atteste de l’existence d’anciennes zones d’extension à l’ouest. La composition des laves basaltiques est différente selon la provenance : tholéitique dans les zones volcaniques en extension et alcaline dans les zones de flanc. Figure d’après Flóvenz & Saedmundsson (1993) et Jakobsson (1972).



FIG. 1.7 Fjords au nord-ouest de l'île avec des plateaux basaltiques qui datent du tertiaire. Le pendage est-sud-est des empilements de lave sur l'image de droite illustre le modèle de [Pálmason \(1980\)](#) où ce pendage est expliqué par le chargement des anciennes formations par de nouveaux matériaux issus des zones d'accrétion (photos de Rikke PEDERSEN).

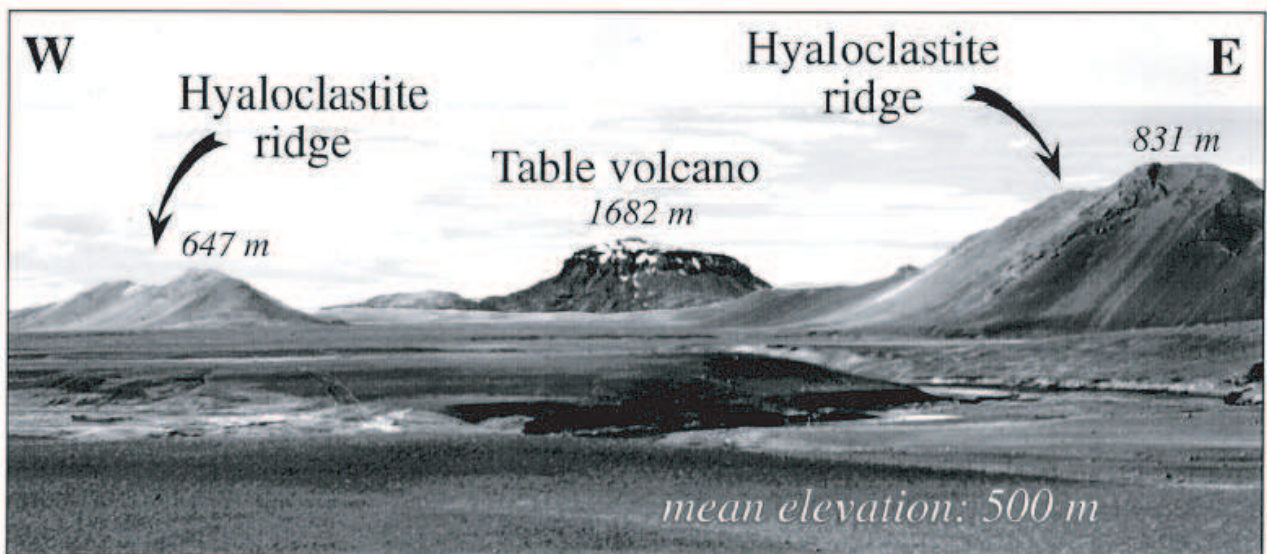


FIG. 1.8 Sur les côtés, deux rides hyaloclastites formées par des éruptions subglaciaires fissurales. Au milieu, le Herdubreid, un plateau volcanique issu du même type d'activité, qui a atteint la surface. Il est constitué par des coulées hyaloclastites et en coussins. Sur le plateau, des éruptions aériennes ont formé un bouclier volcanique ([Bourgeois et al. 1998](#)).



FIG. 1.9 Le Trölladingja, bouclier volcanique situé sur le flanc ouest de la NVZ qui illustre le caractère fluide des coulées aériennes (photo de Rikke PEDERSEN).



FIG. 1.10 Photo de la partie est de la plaine sédimentaire constituant la zone sismique sud islandaise (SISZ). La rivière Markarfljót qui la parcourt résulte de la déglaciation saisonnière du Mýrdalsjökull. Dans le lointain, l'île Heimaey se dessine au sud-sud-ouest de l'Islande (photo personnelle prise lors de la campagne GPS de septembre 2003).

dans la péninsule de *Skagi*, au nord, et à *Snaefellsnes*, à l'ouest, sont la signature d'anciennes zones d'extension (Figure 1.4).

L'époque du pléistocène supérieur (âge des roches compris entre 800 et 11,5 ka) est marquée par plus de périodes glaciaires, recouvrant pratiquement la totalité de l'île, d'où une grande production de formations subglaciaires (formations palagonites ou *Móberg* en islandais), réparties en ride hyaloclastite pour les fissures éruptives et en table volcanique pour les volcans centraux (Figure 1.8). [Bourgeois et al. \(1998\)](#) estiment que la position de ces formations volcaniques laisserait penser que les zones d'accrétion étaient plus larges qu'à l'heure actuelle. Les éruptions subglaciaires ont eu tendance à produire des reliefs de haute altitude, alors que le produit des éruptions aériennes a aplani les environs en constituant de larges boucliers volcaniques, caractérisés par une faible altitude (Figure 1.9). Ces deux types de formations composent un peu plus du quart des terres.

Enfin, l'époque post-glaciaire est caractérisée par des coulées de lave aériennes (Figure 1.11) et de vastes plaines de sédiments non consolidés (Figure 1.10). Ces plaines se situent principalement dans le sud de l'Islande et sont la conséquence des inondations dévastatrices (*jökulhlaups*) associées aux éruptions subglaciaires (Figure 1.3). Les coulées de lave, situées dans la zone néovolcanique, représentent environ 10% du territoire. L'activité volcanique fut plus intense dans les premières périodes de la déglaciation. Ce volcanisme est lié d'après [MacLennan et al. \(2002\)](#) à une production de magma plus élevée résultant du déchargement de la structure crustale. Avant ce rebond post-glaciaire, une grande partie de l'île s'est retrouvée sous le niveau de la mer, jusqu'à une distance de 50 km vers l'intérieur des terres actuelles. Ceci a entraîné la mise en place de sédiments marins que l'on retrouve dans les basses terres après le rebond post-glaciaire. Les islandais ont coutume de distinguer deux périodes dans le volcanisme post-glaciaire : pré-historique et historique selon que les éruptions ont eu lieu avant ou après l'installation du peuple Viking en Islande vers 874 AD. De nos jours, on dénombre pas moins de 24 systèmes volcaniques actifs, dont la plupart sont associés à une activité géothermique (Figure 1.12).



FIG. 1.11 Photo d'une ferme d'élevage islandaise spécialisée dans le mouton. Elle est bâtie au pied d'un champ de lave issu d'une éruption aérienne de l'Hekla, volcan que l'on voit au loin sous la neige et les nuages (photo personnelle prise lors de la campagne GPS de septembre 2003).

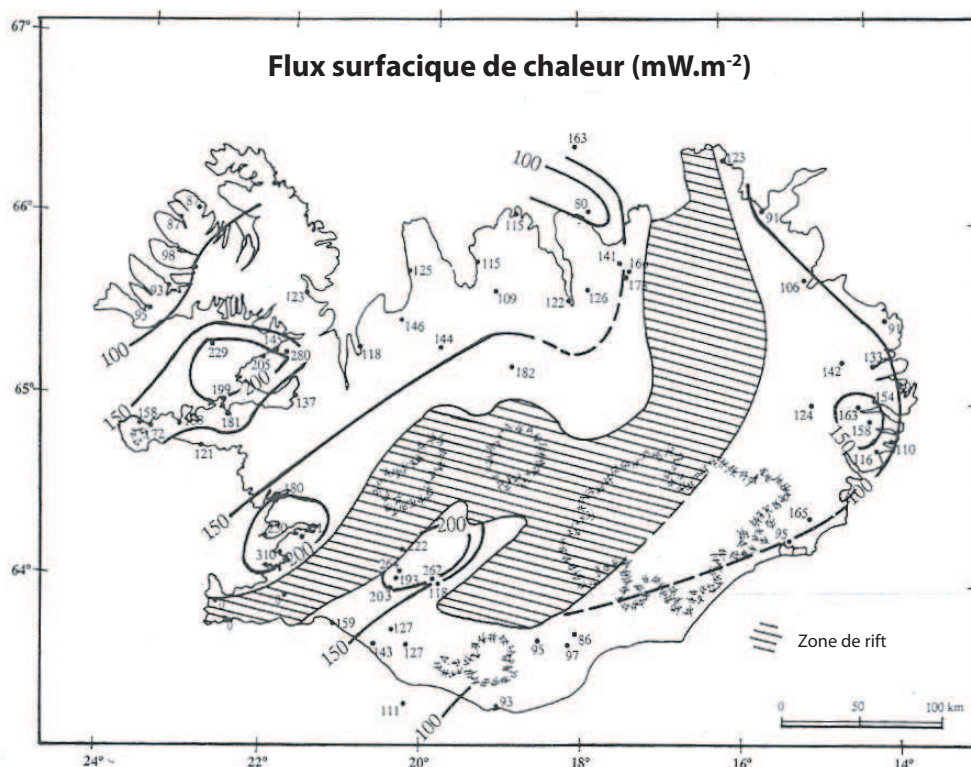


FIG. 1.12 Photos d’exploitations géothermiques. La figure, d’après [Flóvenz & Saedmundsson \(1993\)](#), montre la répartition des flux surfaciques de chaleur et leur importance avec des valeurs variant entre 90 à 300 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$. Les fluides extraits peuvent atteindre des températures supérieures à 100 °C. L’ensemble des exploitations produit le cinquième de l’électricité utilisée sur l’île et alimente les habitations islandaises en eau chaude. Cette eau est utilisée pour le chauffage et les besoins d’hygiène, pour peu que l’on supporte l’odeur de soufre caractéristique. En 2003, la consommation d’énergie par la géothermie s’élevait à environ $6\cdot 10^{13}$ kJ ([Ragnarsson 2004](#)). Photos d’Étienne BERTHIER et de Rikke PEDERSEN.

1.4 Où l'on essaie de dévoiler l'intimité de l'Islande

La principale énigme que la Terre ait posé aux scientifiques se penchant sur ses sautes d'humeur est celle de sa constitution interne. De nombreuses études ont permis d'avoir une idée générale, plus ou moins précise, sur la structure interne des plaques océaniques et continentales. Cependant, l'Islande étant un lieu particulier où un point chaud rencontre une dorsale océanique, sa structure interne est différente.

1.4.1 Une croûte océanique plus épaisse

La structure interne de l'Islande a fait l'objet de plusieurs études. La première des hypothèses pour les sismologues fut d'aborder le problème en considérant la pétrologie de la croûte islandaise comme analogue à celle de la croûte océanique (Figure 1.13). Ainsi, Pálmason (1971), Gebrande et al. (1980), Flóvenz & Gunnarsson (1991), Bjarnason et al. (1993b), Menke et al. (1996), Staples et al. (1997), Darbyshire et al. (1998), Menke et al. (1998), Du & Foulger (2001), Weir et al. (2001), Allen et al. (2002b) et Foulger et al. (2003) s'accordent à définir la structure interne de l'Islande (Figure 1.14) comme la superposition d'une fine croûte supérieure, avec des vitesses d'ondes P comprises entre 3 km/s et 6,5 km/s, et d'une croûte inférieure plus épaisse caractérisée par des vitesses comprises entre 6,5 km/s et 7,0 km/s, le tout reposant sur une couche de vitesse typiquement de l'ordre de 7,0 à 7,4 km/s. La croûte supérieure est composée, dans sa partie haute, de coulées récentes de lave poreuse et de sédiments non consolidés, puis d'un mélange très inhomogène de basaltes plus ou moins hydrothermalisés et de hyaloclastites parcourus par de nombreux dykes en profondeur. Le fort gradient de vitesse observé (allant de $0,57 \text{ s}^{-1}$ à $0,2 \text{ s}^{-1}$) s'explique par une densification et une consolidation des basaltes, croissant avec la profondeur. Une augmentation des vitesses est observée dans les zones d'activité géothermique, augmentation attribuée à une réduction de la porosité par des minéralisations secondaires dues aux flux géothermiques (Flóvenz & Gunnarsson 1991). La croûte inférieure possède un gradient de vitesse beaucoup moins élevé (de l'ordre de $0,02 \text{ s}^{-1}$) et on suppose

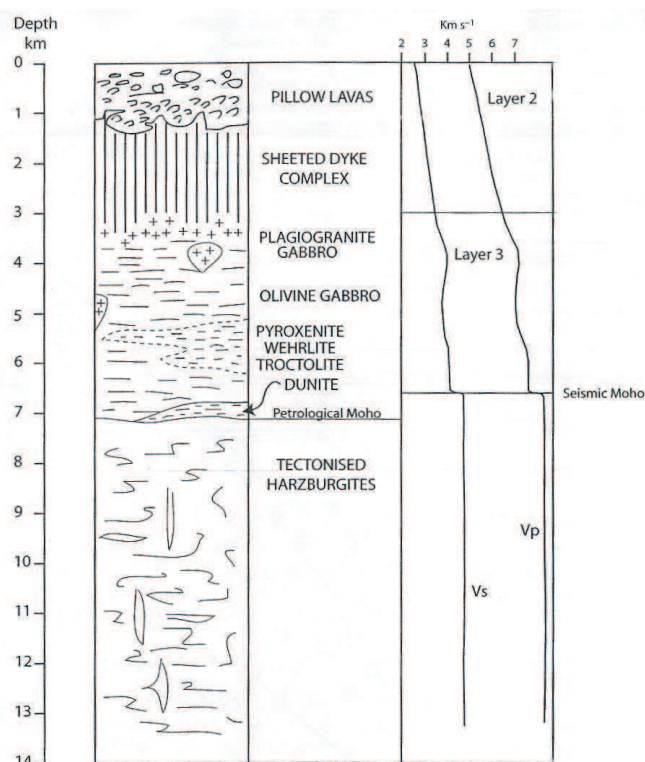


FIG. 1.13 Structure de la lithosphère océanique déduite de l'étude d'ophiolite en Oman. La croûte supérieure, épaisse de 3 km environ, est composée de laves en coussin et de réseaux de dykes, dont la consolidation progressive avec la profondeur entraîne une augmentation de la vitesse des ondes sismiques. La croûte inférieure, constituée principalement de gabbros, s'étend jusqu'à 7 km de profondeur et la vitesse des ondes sismiques est plutôt stable. À ce niveau, le Moho, souligné par des dunites, sépare la croûte du manteau composé d'harzburgite. Figure d'après Christensen & Smewing (1981).

qu'elle est constituée de gabbros enrichis en épidote.

La dernière couche est considérée par les partisans de l'hypothèse de « fine croûte chaude » comme un manteau supérieur anormalement chaud (Pálmason 1971; Gebrande et al. 1980). La présence de matériaux partiellement fondus (1 à 4% de liquide) est compatible avec les résultats de laboratoire utilisant des matériaux de type péridotite mantellique (Flóvenz 1992). Cette hypothèse est soutenue par l'observation d'une haute conductivité électrique par Eysteinnsson & Hermance (1985) et Schmelting (1985), et par l'existence de forts flux de chaleur (Flóvenz & Saedmundsson 1993). Cependant, la détection de réflexions à la base de cette couche, interprétés comme des réflexions sur le Moho, ont conduit à la considérer comme faisant partie de la croûte inférieure (Bjarnason et al. 1993b; Menke & Levin 1994; Menke et al. 1996; Darbyshire et al. 1998; Du & Foulger 2001; Allen et al. 2002b). Cette hypothèse « d'épaisse croûte froide » explique ainsi la présence de séismes profonds (Stefáns-son et al. 1993), qui ne pourraient avoir lieu dans un manteau partiellement fondu. D'ailleurs, Pollitz & Sacks (1996) montrent l'impossibilité d'une très faible viscosité de cette couche qui aurait caractérisé un manteau anormalement chaud. De plus, Menke & Sparks (1995) ont établi un modèle avec une « croûte froide » qui permet de concilier dans le même temps les forts flux géothermiques observés. Kaban et al. (2002) et Foulger et al. (2003) ont tenté de réconcilier les deux hypothèses en interprétant la dernière couche comme une transition entre la croûte inférieure et le manteau supérieur, constituée d'un mélange des matériaux des deux types de couche. Dans cette étude, afin d'être en accord avec la littérature actuelle, c'est cette dernière hypothèse qui sera retenue en considérant cette couche de transition comme faisant partie de la croûte inférieure. Le manteau supérieur situé en-dessous serait caractérisé par des vitesses d'onde P de l'ordre de 8 km/s. Constitué de péridotites,

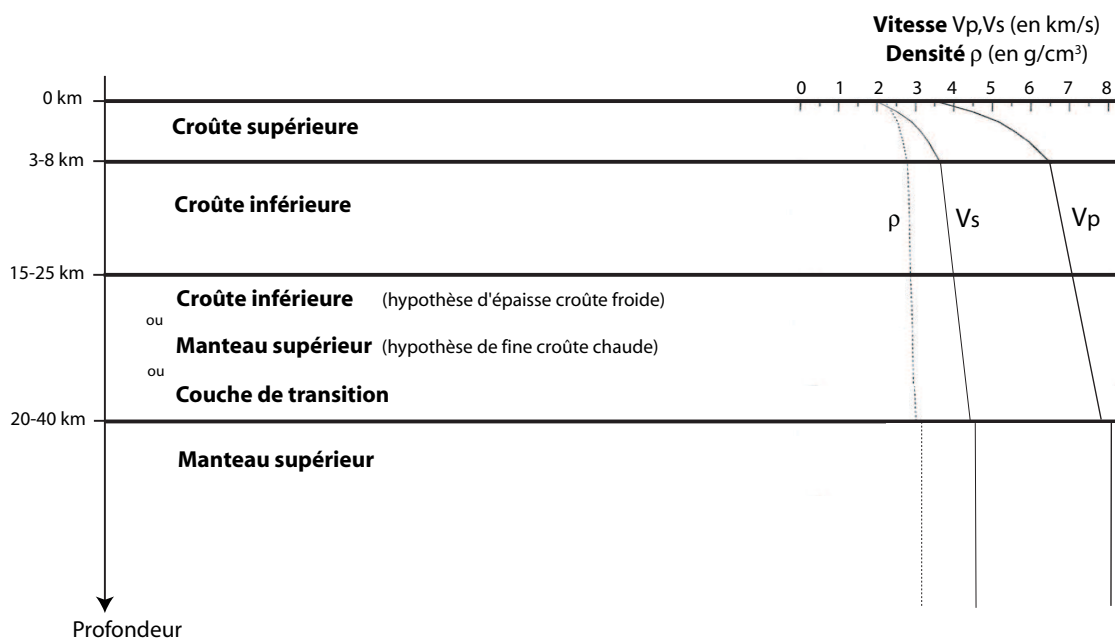


FIG. 1.14 Structure typique de l'Islande en fonction de la profondeur, déduite de la bibliographie (Pálmason 1971; Gebrande et al. 1980; Flóvenz & Gunnarsson 1991; Bjarnason et al. 1993b; Menke et al. 1996; Staples et al. 1997; Darbyshire et al. 1998; Menke et al. 1998; Du & Foulger 2001; Weir et al. 2001; Allen et al. 2002b; Foulger et al. 2003). La couche ayant une vitesse d'ondes P entre 7 et 8 km/s est la source de débats. Les courbes pleines correspondent aux vitesses d'ondes P et S, les pointillés à la densité. Les valeurs de densité ne tiennent pas compte de l'étude de Gudmundsson (2003) qui considère que la croûte islandaise est plus dense que la croûte océanique avec une différence d'environ 200 kg.m^{-3} pour la croûte inférieure. Figure d'après Árnadóttir & Olsen (2000).

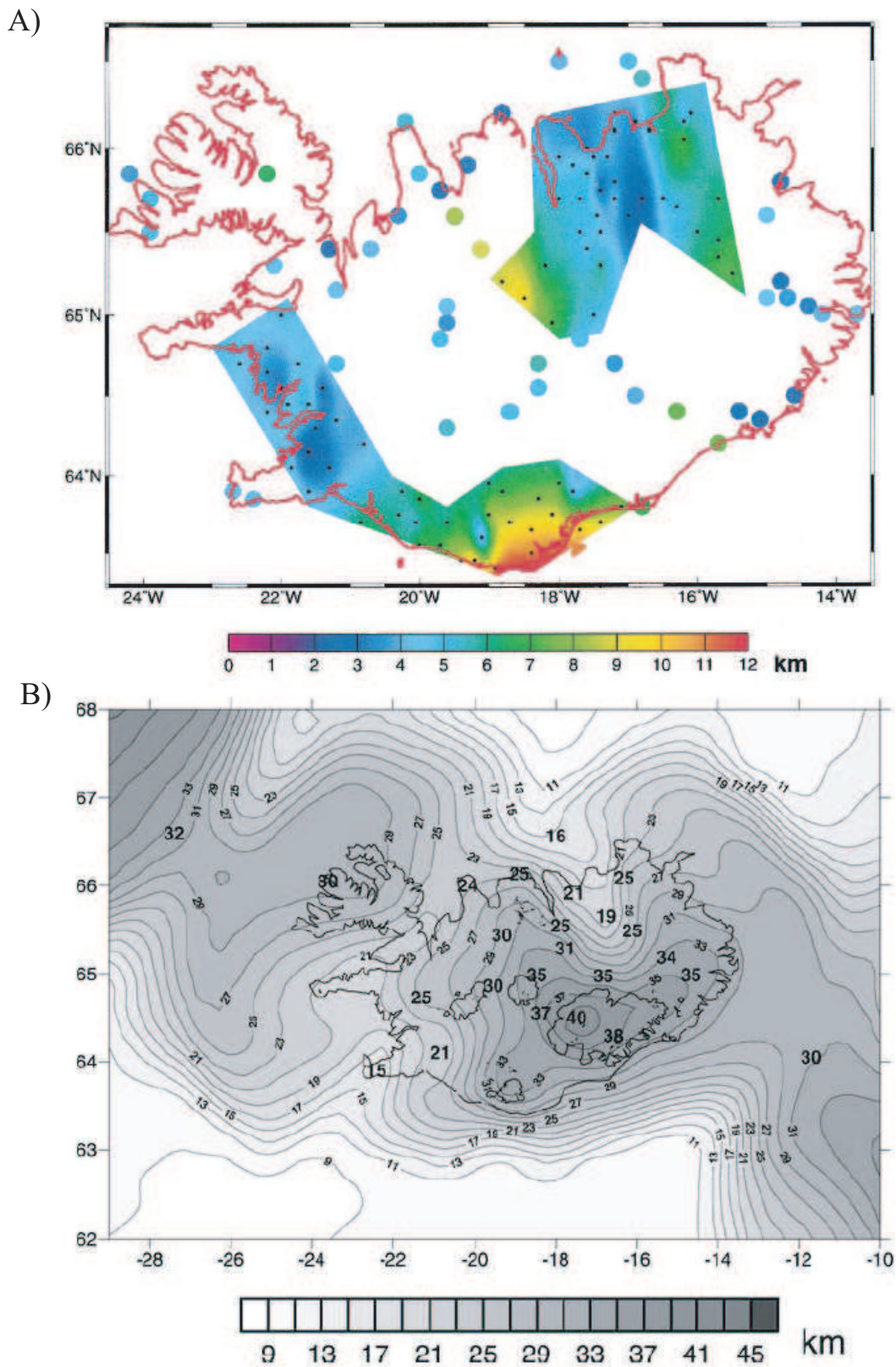


FIG. 1.15 Épaisseur de la croûte islandaise. (A) Épaisseur de la croûte supérieure. Figure d'après [Darbyshire et al. \(2000\)](#). (B) Épaisseur de la croûte inférieure et supérieure confondues. Figure d'après [Kaban et al. \(2002\)](#).

il serait partiellement fondu à un taux maximum de 1%.

En plus des travaux portant sur des données sismiques, d’autres études ont ajouté des considérations gravimétriques (Staples et al. 1997; Darbyshire et al. 2000; Weir et al. 2001; Kaban et al. 2002) et d’isostasie (Allen et al. 2002b; Menke 1999). Les relations vitesse-densité qui ont permis de mener à bien ces études sont fondées sur celles déduites des milieux océaniques (Carlson & Herrick 1990; Darbyshire et al. 2000) et d’une analyse d’échantillons dans l’est de l’Islande (Christensen & Wilkens 1982). Tous ces travaux ont permis d’avoir une idée plus précise de l’épaisseur de la croûte islandaise. Alors que l’épaisseur de la croûte océanique est de l’ordre de 7 km, les tenants des deux hypothèses s’accordent sur le fait que la croûte islandaise est bien plus épaisse et attribuent cette anomalie à la présence du point chaud. Cette épaisseur (Figure 4.1) varie entre environ 20 km sur la majeure partie des côtes et 40 km sous le *Vatnajökull*, au sud-est du centre de l’Islande. La croûte supérieure est plus fine, avec une épaisseur allant de 7-8 km à 3-4 km sous les zones actives de l’île (Figure 4.1). Concernant la densité des différentes couches, une augmentation avec la profondeur est observée à partir des données sismiques et des relations vitesse-densité existantes (Figure 1.14). De plus, Darbyshire et al. (2000) considèrent qu’une variation latérale significative de la densité sous les zones de rift est nécessaire pour concilier les données gravimétriques et sismiques. Gudmundsson (2003) estime finalement que la croûte islandaise est plus dense que la croûte océanique avec une différence allant jusqu’à environ 200 kg.m^{-3} pour la partie inférieure.

1.4.2 Considérations rhéologiques

Les résultats obtenus par analyse des ondes sismiques conduisent à des rapports de vitesse d’onde P et d’onde S tels que la croûte islandaise (surtout dans sa partie inférieure) semble avoir un coefficient de Poisson de l’ordre de 0,26-0,28 (Staples et al. 1997; Darbyshire et al. 1998; Tryggvason et al. 2002). Cependant, Allen et al. (2002b) estiment que le coefficient de Poisson doit augmenter avec la profondeur, avec des valeurs allant de 0,27 en surface jusqu’à 0,31 à la base de la croûte.

En considérant des échelles de temps géologiques (supérieures à 100 ka), l’épaisseur élastique apparente de la lithosphère est déduite d’études fondées sur la flexion de la lithosphère sous la charge imposée par le relief. Au niveau de l’Islande, Kaban et al. (2002) aboutissent à une valeur ne pouvant pas dépasser 6 km. Ainsi, l’épaisseur élastique apparente pourrait être assimilable à l’épaisseur de la croûte supérieure, ce qui est le cas pour une lithosphère océanique récente (Burov & Diament 1995). Cependant, des études sur le rebond post-glaciaire conduisent à des valeurs bien supérieures, typiquement 10 à 20 km (Sigmundsson 1991; Sigmundsson & Einarsson 1992; Thoma & Wolf 2001).

La sismicité, quant à elle, définit une épaisseur élastique différente, dite épaisseur sismogénique, qui se situe plus sur une échelle de temps historique (Burov & Watts 2006). Stefánsson et al. (1993) observent dans ce cas une couche cassante pouvant aller de 7 à 14 km, mais ils conçoivent que certains séismes profonds se produisent dans la zone ductile par sa fragilisation après de fortes accumulations de contrainte, par exemple après un séisme de forte amplitude. Ces valeurs sont confirmées par Hackman et al. (1990) avec 10 à 14 km, et par des études sur les déformations post-rifting (Pollitz & Sacks 1996) avec 12 km, ainsi que par les observations de Tryggvason et al. (2002).

Les études du rebond post-glaciaire ont également donné une estimation de la viscosité de la partie ductile de la lithosphère avec des valeurs allant de 10^{18} à 5.10^{19} Pa.s pour un fluide newtonien (Sigmundsson & Einarsson 1992) et de 7.10^{16} à 3.10^{18} Pa.s pour un modèle de Terre sphérique avec viscosité de Maxwell (Thoma & Wolf 2001). Dans l’étude des déformations post-rifting dans le nord de l’Islande, Pollitz & Sacks (1996) aboutissent à des viscosités de Maxwell de 3.10^{19} Pa.s pour la croûte inférieure et de 3.10^{18} Pa.s pour le manteau supérieur. Ito et al. (1999), par modélisation tridimensionnelle de la convection du manteau au niveau de l’Islande, estiment à 6.10^{19} Pa.s la viscosité du manteau supérieur. Ces faibles viscosités, comparées à l’ordre de grandeur de 2 à 3.10^{20} Pa.s pour le manteau environnant (Ranalli 1995), sont expliquées par la présence du point chaud islandais.

1.4.3 La nature du point chaud islandais

La forte épaisseur de la croûte islandaise est une des principales preuves de l'existence d'une anomalie sous l'Islande. Des études géochimiques fondées sur le rapport isotopique d'éléments rares (Kurz et al. 1985; Breddam et al. 2000; Kokfelt et al. 2003) sont venues appuyer l'hypothèse d'un point chaud sous l'île, soulignant par la même occasion la possible origine profonde de cette anomalie. Avec l'apport de nombreuses études sismologiques (Wolfe et al. 1997; Shen et al. 1998; Bijwaard & Spakman 1999; Braun & Marquart 2001; Allen et al. 2002a; Hung et al. 2004) et l'ensemble des observations faites par Morgan (1971) et Courillot et al. (2003) concernant les points chauds, cette anomalie serait d'origine thermique et pourrait être qualifiée de panache (remontée de courant chaud provenant de la base du manteau inférieur et dont la principale caractéristique géométrique est sa fixité par rapport au référentiel terrestre). Toutes ces études s'accordent alors pour situer le panache au niveau du *Vatnajökull*, dans le sud-est de l'île, avec des dimensions de l'ordre de 100 à 300 km pour le diamètre, une anomalie en température de l'ordre de 150 à 300 °C et une base située au niveau du manteau inférieur (Figure 1.16), voire plus bas (Shen et al. 1998), jusqu'à la frontière manteau-noyau pour certains auteurs (Bijwaard & Spakman 1999). Montelli et al. (2006) confirment l'origine profonde de l'anomalie islandaise mais en la considérant comme pulsatoire. De plus, Shen et al. (2002) fournissent des observations aboutissant à l'hypothèse d'un panache incliné.

Allen et al. (2002b), Li & Detrick (2003) et Hung et al. (2004) observent une corrélation de la tête du panache avec la localisation des zones d'extension en surface. De plus, Wolfe et al. (1997) considèrent que cette corrélation pourrait expliquer l'incompatibilité apparente déduite des modélisations de Ribe et al. (1995) et Ito et al. (1996) qui conduisent à un panache plus étendu (plus de 300 km de diamètre) et moins chaud (anomalie inférieure à 70 °C). Kaban et al. (2002) et Allen et al. (2002a) supposent que la matière mantellique qui remonte ne passerait pas entièrement dans la croûte mais que seulement un tiers environ s'y retrouverait. Cette matière s'étendrait latéralement, formant une couche de basse viscosité et permettant ainsi l'alimentation des zones de flancs en matériau mantellique appauvri (Hardarson et al. 1997). Ito et al. (1999) précisent qu'il faut alors tenir compte d'un phénomène de déshydratation au dessus de 100 km lors de la fusion partielle du manteau, sinon l'épaisseur de la croûte obtenue dans leur modélisation tridimensionnelle du panache serait trop importante (de l'ordre de 100 km au niveau du centre du panache).

Depuis peu, une autre hypothèse est en concurrence avec celle du panache islandais. Ritsema et al. (1999) n'observent pas de racine profonde pour le point chaud islandais et Foulger et al. (2001) s'appuient sur leurs propres observations et la remise en question de l'origine profonde des différences isotopiques (Anderson 1998a,b; Foulger & Pearson 2001) pour suggérer une anomalie de composition, et non thermique (Foulger & Anderson 2005), cantonnée au manteau supérieur et se déplaçant avec la dorsale nord atlantique. Tout mouvement relatif entre la lithosphère et le point chaud islandais (Lawver & Müller 1994; Kaban et al. 2002), comme on peut le voir sur la Figure 1.17, serait alors très peu probable. Mais ce débat est loin d'être clos.

1.5 La naissance d'une merveille

Comme on a pu le voir lors de la description géologique de l'île, l'Islande s'est formée récemment. Les premières terres émergées sont apparues il y a environ 25 ± 5 Ma (Saemundsson 1986), lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord qui débuta quelque 160 Ma auparavant (Figure 1.18). Le fait qu'en surface l'âge des roches n'est pas plus élevé que 15 Ma est expliqué par un recouvrement des roches plus anciennes par des coulées plus jeunes issues d'une ou deux zones volcaniques existant à cette époque (Kristjánsson 1979; Bott 1985).

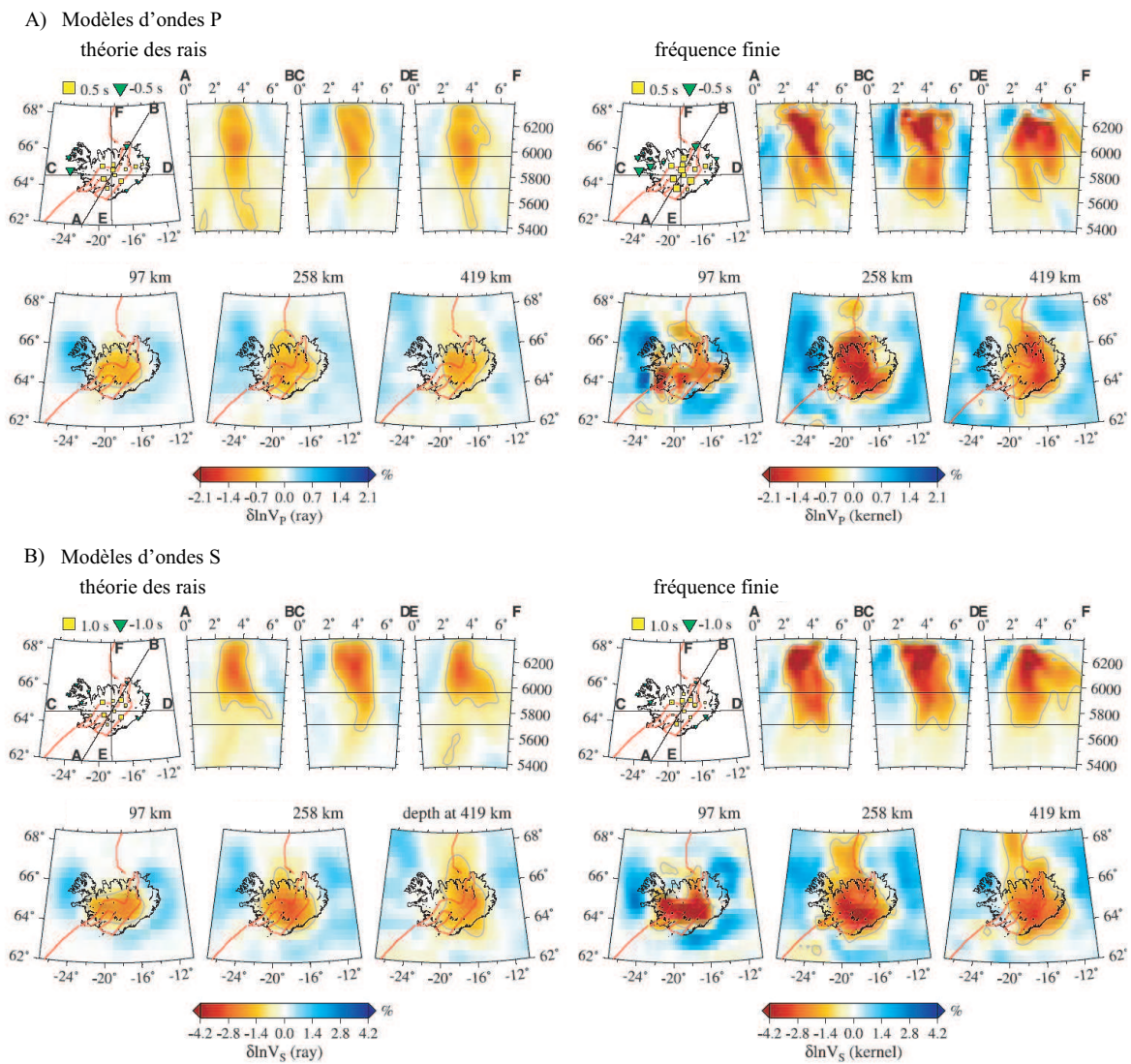


FIG. 1.16 Anomalies de vitesse des ondes P (A) et des ondes S (B) calculées par la théorie des rais (gauche) et la théorie des noyaux de sensibilité, appelée *sensitivity kernels* en anglais (droite), à diverses profondeurs et selon différents plans de coupe. Les deux théories révèlent un point chaud sous l’Islande, avec une plus grande anomalie pour la théorie des noyaux de sensibilité. La géométrie des anomalies concorde avec celle des zones d’accrétion pour les faibles profondeurs et s’étend jusqu’à la surface du manteau inférieur. Cette profondeur correspond également aux limites des méthodes employées, ce qui laisse ouvert le débat sur l’existence du panache islandais. Figure d’après [Hung et al. \(2004\)](#).

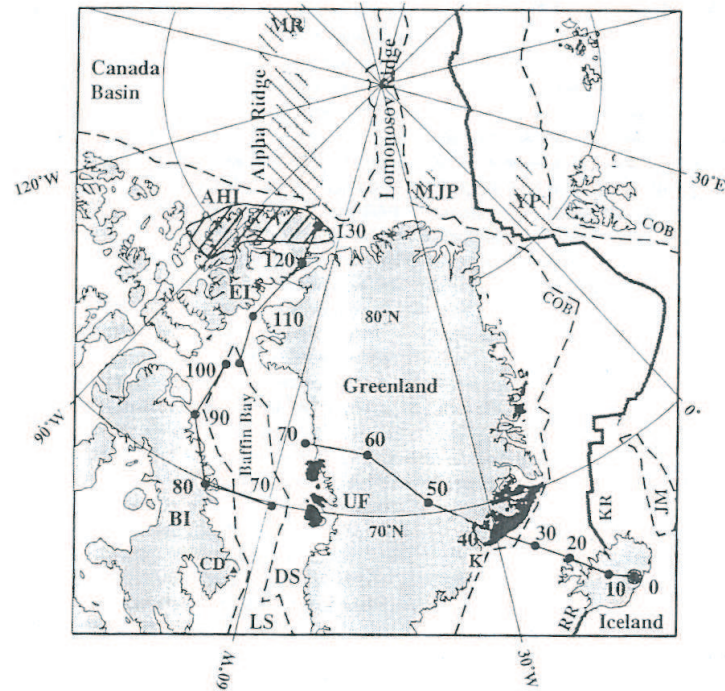


FIG. 1.17 Trajectoire du point chaud islandais en considérant le Groenland comme fixe. Les âges (en Ma) sont indiqués par des points noirs. Le décalage entre les deux points d'âge 70 Ma correspond à l'ouverture de la baie de Baffin après le passage du point chaud. D'après [Lawver & Müller \(1994\)](#), cette trajectoire est en accord avec l'âge des principales structures basaltiques traversées. D'après [Foulger \(1988\)](#), la vitesse du point chaud par rapport aux plaques est d'environ 1,6 cm/an vers l'est. Figure d'après [Lawver & Müller \(1994\)](#).

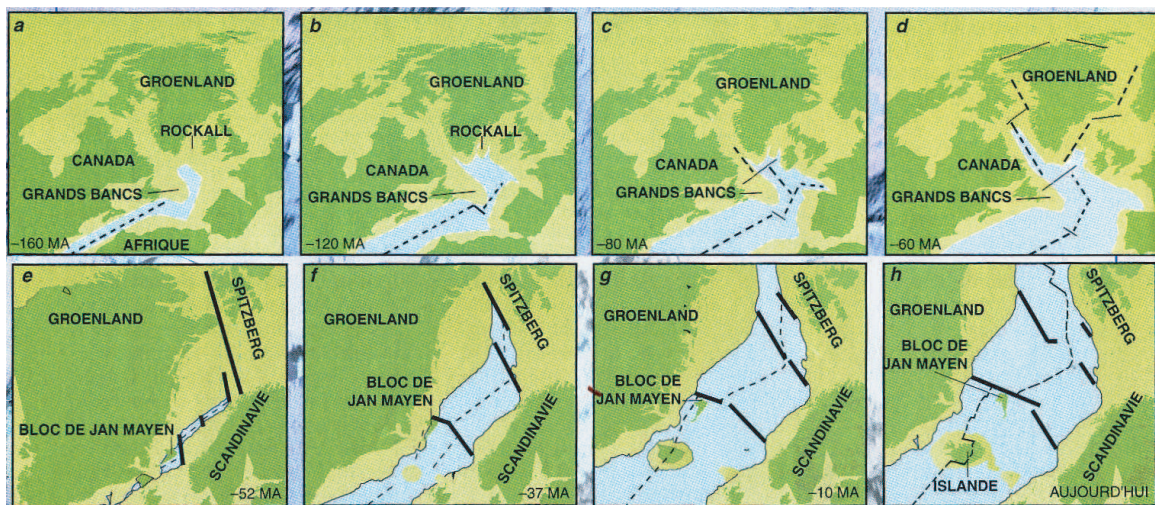


FIG. 1.18 Ouverture de l'Atlantique Nord avec les dorsales en traits pointillés et les zones de fracture en traits pleins. (a-d) Évolution de la dorsale médio-atlantique avec une séparation en deux branches au niveau du Groenland. (e-h) La branche à l'est continue à se développer alors que l'autre devient inactive. Figure d'après [Braun & Marquart \(2001\)](#).

D’après [Foulger & Anderson \(2005\)](#), la formation de l’île est due à un point chaud créé par la décomposition de matériau lithosphérique, prisonnier dans le manteau supérieur depuis la subduction d’une partie de la croûte calédonienne, il y a environ 400 Ma. Cette hypothèse va dans le sens de [White & McKenzie \(1989\)](#) et [Saunders et al. \(1997\)](#) qui proposent l’idée d’un unique point chaud de 2000 km de diamètre. Il serait situé au niveau de l’Atlantique Nord depuis son existence et aurait décliné par la suite. Cependant, l’origine de l’île est, pour la plupart des auteurs, liée à la rencontre d’une partie de la dorsale océanique et d’un point chaud actif depuis au moins 130 Ma ([Figure 1.17](#)) et qui serait responsable de la formation du Groenland, des rides volcaniques Groenland-Islande et Islande-Féroé ([Lawver & Müller 1994](#)). Quel que soit le modèle envisagé, la présence de cette anomalie au niveau de l’Atlantique Nord a grandement influencé son évolution, favorisant certaines parties de dorsale au détriment d’autres ([Figure 1.18](#)). L’Islande a ainsi évolué avec une relocalisation successive de ses centres d’accrétion ([Figure 1.4](#)).

Depuis sa formation jusqu’à il y a 15 Ma environ, le centre actif était situé au large de ce qui sera le nord-ouest de l’île, puis les rides de *Snaefellsnes* et de *Skagi* ont pris le relais pour cesser progressivement leur activité par la suite. La ride de *Snaefellsnes* laissa la place à la péninsule de *Reykjanes* (RP) et la zone volcanique de l’ouest (WVZ) autour de 7 Ma, alors que la ride de *Skagi* cessa d’être un centre d’accrétion en faveur de l’actuelle zone volcanique (NVZ) autour de 6 Ma. Depuis 2 Ma, une nouvelle branche du rift se met en place dans la progression de la zone volcanique de l’est (EVZ), provoquant un abandon progressif de l’activité dans la WVZ. D’après [Oskarsson et al. \(1985\)](#) et [Hardarson et al. \(1997\)](#), cette relocalisation du rift islandais est la conséquence de la minimisation de la distance entre le centre du point chaud et la surface, alors que [Allen et al. \(2002b\)](#) et [Jones et al. \(2002\)](#) estiment que c’est le caractère pulsatoire de l’anomalie qui provoque ces changements, ainsi que des formations géologiques particulières présentées dans la [figure 1.19](#). En revanche, dans le cadre d’une origine non profonde du point chaud islandais, [Foulger & Anderson \(2005\)](#) considèrent comme possible l’existence de la NVZ comme centre d’accrétion contemporain aux premiers centres actifs de l’île à l’extrême nord-ouest, avec une extinction progressive de ces derniers et l’apparition de nouvelles branches au sud (WVZ, EVZ) pour faire le lien entre la NVZ et la ride de *Reykjanes* ([Figure 1.20](#)). Quelle que soit l’hypothèse envisagée, l’Islande reste un centre très actif en continuelle évolution.

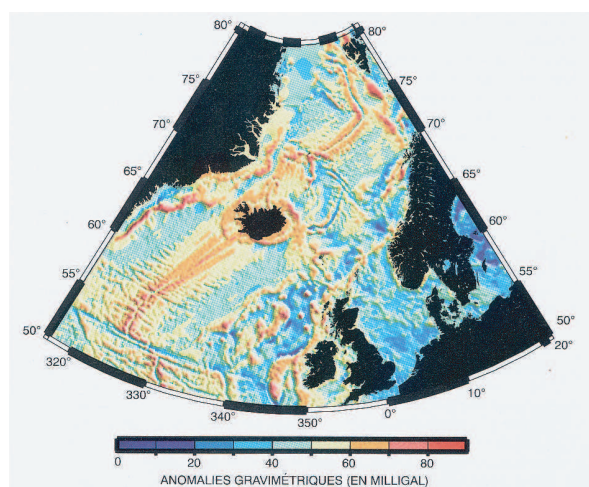


FIG. 1.19 Anomalie gravimétrique à l’air libre de l’Atlantique Nord. [Jones et al. \(2002\)](#) pensent que les traces en forme de V au sud-ouest de l’Islande sont une preuve du caractère pulsatoire du point chaud islandais, alors que [Briais & Rabinowicz \(2003\)](#) avancent une explication plausible, dans une hypothèse de flux constant, avec l’intervention de cellules de convection dont la taille serait influencée par le « souffle » du point chaud. Figure d’après [Braun & Marquart \(2001\)](#).

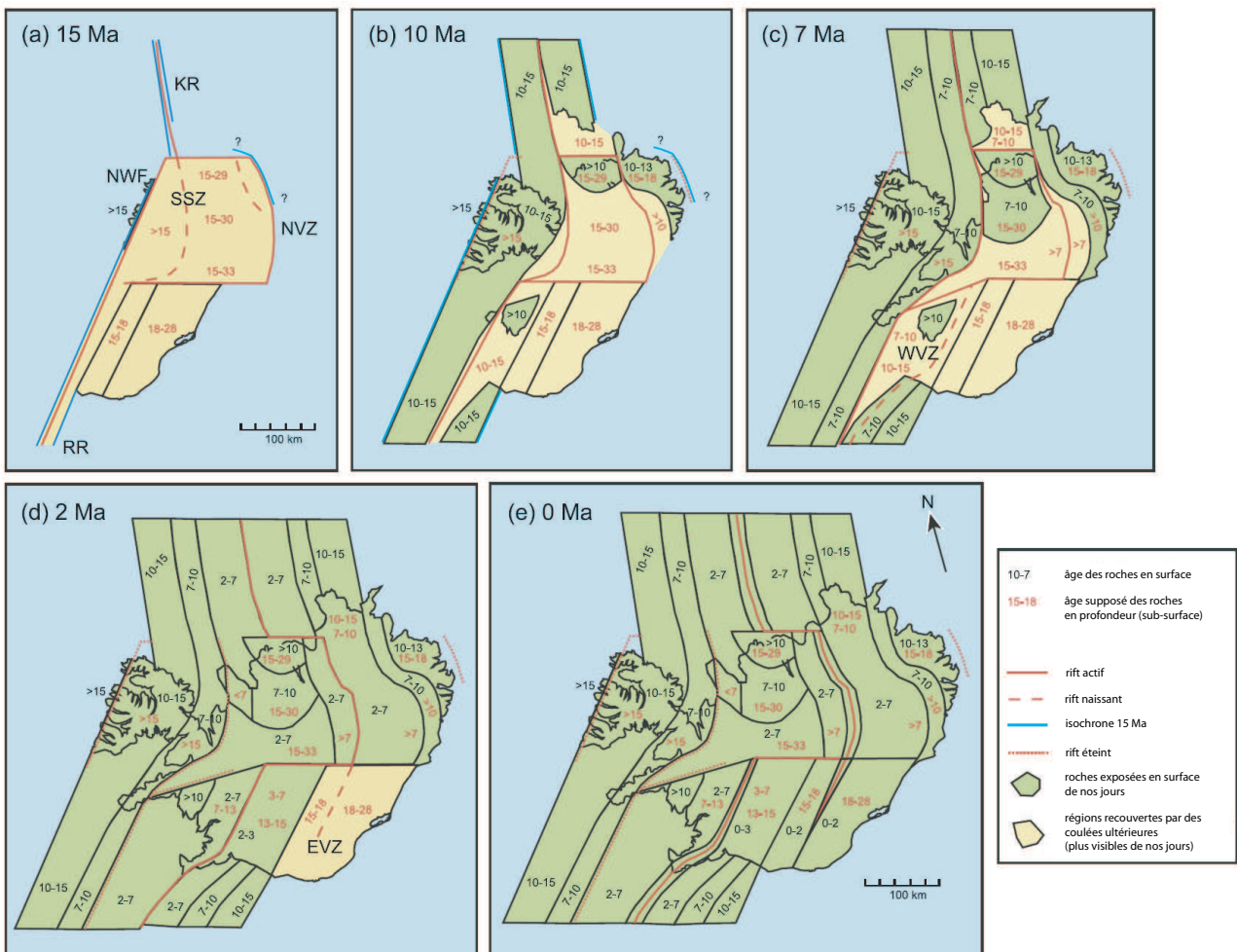


FIG. 1.20 Formation de l'Islande et évolution nord-ouest/sud-est des centres actifs d'accrétion d'après [Foulger & Anderson \(2005\)](#). (a) Apparition des premières terres encore présentes de nos jours. Les zones de rift se situent dans l'actuel nord-ouest de l'île et, de manière plus hypothétique, dans le nord-est. Naissance de la ride de Skagi et de la zone volcanique du nord (NVZ). (b) Les zones de rift d'origine n'agissent plus. Elles ont complètement laissé place aux deux zones naissantes (Skagi et NVZ). Mise en place de la ride de Snaefellsnes. (c) Extinction des rides de Skagi et de Snaefellsnes et création de l'actuelle zone volcanique de l'ouest (WVZ). (d) Mise en place de la zone volcanique de l'est (EVZ). (e) Configuration actuelle du système de rift islandais. Pour [Foulger & Anderson \(2005\)](#), la différence majeure avec d'autres auteurs se situe au niveau de l'existence simultanée, dès la formation de l'Islande, de la ride de Skagi et de la NVZ. [Saedmundsson \(1979\)](#), par exemple, estime que la NVZ est apparue dans la même période que l'extinction de la ride de Skagi, il y a environ 7 Ma.

1.6 Une île toujours active

L’évolution permanente de l’Islande s’est fait sentir tout au long de son occupation par son peuple d’adoption. De nombreuses manifestations de l’activité sismique et volcanique ont été notées à partir du moment où des archives ont commencé à être tenues. Les éruptions volcaniques majeures sont en général l’expression d’une phase d’extension des zones de rift, alors que les séismes majeurs (de magnitude typiquement supérieure à 6), situés exclusivement dans les zones transformantes (SISZ et TFZ), en sont une conséquence à plus ou moins long terme, dont la fonction est de libérer les contraintes accumulées lors de ces phases d’extension. [Sigmundsson & Einarsson \(2001\)](#) avancent l’hypothèse que c’est le caractère pulsatoire du point chaud qui provoque une récurrence dans les activités majeures de l’île, récurrence estimée grâce au volcanisme entre 130 et 140 ans par [Larsen et al. \(1998\)](#). De nombreux événements, majeurs comme mineurs, peuvent être reliés les uns aux autres et l’Islande est devenue une source d’étude importante concernant les interactions séisme/volcanisme et séisme/séisme.

Malgré les désagréments entraînés par ces catastrophes, les islandais ont su tirer parti de ce contexte géologique particulier et, de nos jours, ce pays est le seul à fonctionner en grande partie grâce à une énergie propre et naturelle. En effet, les flux géothermiques sont importants dans toute l’île (Figure 1.12), surtout près des centres volcaniques ([Flóvenz & Saedmundsson 1993](#)), permettant ainsi, par leur utilisation, une grande économie sur les énergies fossiles nécessaires au chauffage et à la production d’électricité ([Ragnarsson 2004](#)).

Même si les islandais ont su exploiter cette ressource et avoir une meilleure compréhension des humeurs de leur île, les dangers inhérents à la situation géologique de l’Islande restent inquiétants pour la population, et cela malgré sa faible densité. Tout d’abord, les grands centres géothermiques sont généralement placés près des volcans les plus actifs de l’île et sont donc les premiers à être exposés en cas d’éruption. Ensuite, plus des trois quarts des islandais vivent dans la capitale *Reykjavík*, située à moins de 100 km d’une des zones les plus actives, la zone sismique sud-islandaise (SISZ). Enfin, une grande partie de l’agriculture se situe dans cette même zone. Tous ces points font de l’évaluation de l’aléa naturel une discipline dans laquelle les islandais veulent exceller. Ainsi, un grand effort dans cette voie a été soutenu par l’Union Européenne et la présente étude, qui s’efforcera d’approfondir l’évaluation de l’aléa sismique au niveau de la SISZ, en est une illustration — travaux rattachés aux projets PREPARED ([Stefansson 2006](#)) et RETINA ([Feigl et al. 2005](#)).

C’est par ces financements extérieurs, ainsi que par leurs fonds propres, que les scientifiques islandais et internationaux ont pu mettre en place des outils essentiels dans la surveillance et la compréhension des mécanismes mis en jeu dans l’évolution mouvementée de l’Islande. À partir du XX^e siècle, les moyens d’observation à leur disposition se résument à des mesures d’élévation, à des capteurs volumétriques de déformation et à quelques sismomètres. Depuis 1990, le réseau *SIL (South Iceland Lowland)* améliore grandement l’étude de l’activité sismique de l’île ([Bödvarsson et al. 1999](#)). En effet, ce réseau sismique permanent composé de vingt stations numériques et piloté par l’*IMO (Icelandic Meteorological Office)* met à disposition des scientifiques une base de donnée conséquente. L’étude des déformations crustales est de nos jours assurée par des campagnes GPS (*Global Positioning System*) de plus en plus fréquentes et l’existence depuis 2001 de dix-huit stations GPS permanentes (4 stations uniquement en 1999). De plus, le récent développement de la technique InSAR (*Interferometric analysis of Synthetic Aperture Radar images*) apporte un soutien important. Enfin, l’existence de l’activité géothermique est également utile aux scientifiques, mettant à leur disposition des mesures de pression à faible profondeur qui contiennent des informations non négligeables dans un contexte de croûte saturée de fluides. Nous allons voir, dans le chapitre suivant, comment tous ces moyens d’observation peuvent être utilisés dans une problématique d’étude et d’évaluation de l’aléa sismique.

Chapitre 2

La zone sismique sud islandaise et la crise majeure de juin 2000



Photo reproduite avec la permission d'Amy Clifton

*Pour quelque raison que ce soit,
il est dans la coutume d'adresser une prière
avant de déplacer toute pierre,
afin d'inviter l'elfe qui y réside
à trouver un autre logis.*

— Tradition islandaise —

Ayant parcouru l'Islande sous différents angles dans le chapitre précédent, nous allons maintenant nous concentrer sur les basses terres du sud qui correspondent à une zone transformante sénestre un peu particulière, la Zone Sismique Sud Islandaise (SISZ). Après une description de cette région, nous nous attarderons sur la récente crise sismique qui l'a secouée en juin 2000, pour finir avec les problématiques que ces événements ont permis de formuler.

2.1 La zone sismique sud islandaise

2.1.1 Contexte géologique et tectonique

Les plaines habitées du sud de l'Islande sont connues comme étant une zone à forte activité sismique (Figure 1.4). Bordée par le complexe volcanique de *Hengill* au niveau de la zone volcanique de l'ouest et par le volcan *Hekla* à l'est, la SISZ s'étend sur une longueur de 70 à 80 km (Figure 2.1). Elle est constituée de sédiments et de coulées de lave issues de la période post-glaciaire et du pléistocène (Figure 2.2), le tout fracturé par un réseau dense de fissures (1 à 6 km de distance) d'orientation comprise entre N0° et N70°, visible en surface sur une bande d'une largeur de 10 à 20 km (Bergerat & Angelier 2000). Certains auteurs pensent que les failles sous-jacentes sont plus longues, mais que l'activité volcanique et l'érosion ont pu estomper certaines traces en surface (Bergerat et al. 1998;

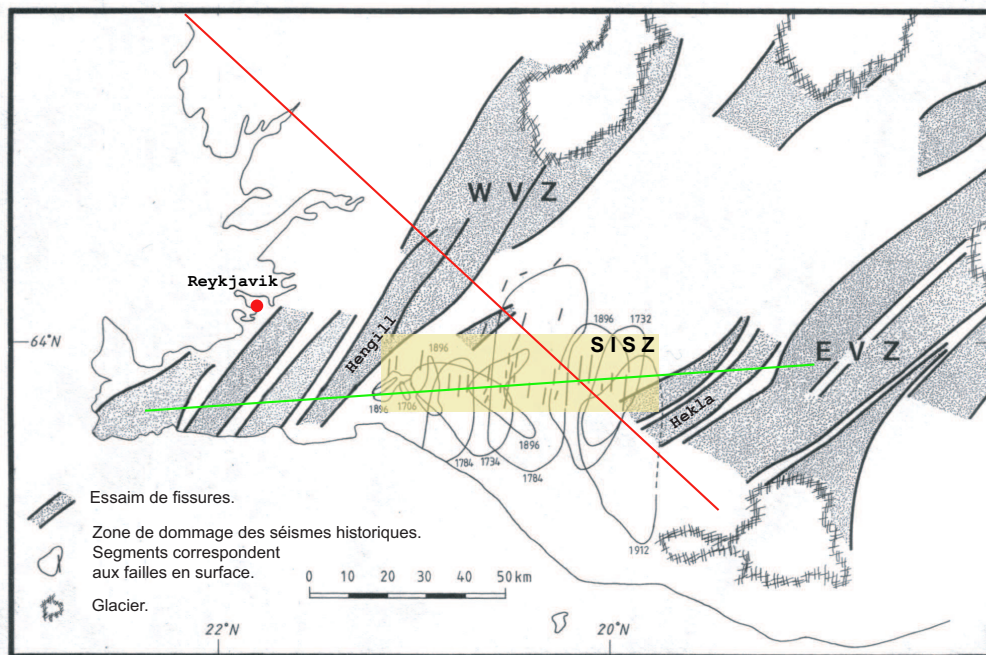


FIG. 2.1 La zone sismique sud islandaise (SISZ) est située entre la zone volcanique de l'ouest (WVZ) et celle de l'est (EVZ). Elle est longue de 70 à 80 km et large de 10 à 20 km (rectangle jaune). Les segments noirs indiquent les fissures majeures cartographiées en surface. Les zones de dommage des principaux séismes historiques d'intensité supérieure à VIII (échelle de Mercalli) sont représentées par des lignes noires avec leur date respective. Dans ces zones, plus de 50% des habitations ont été détruites. Les lignes rouge et verte indiquent la position des profils tomographiques des figures 2.5 et 2.6 respectivement. Figure d'après Einarsson et al. (1981) et Foulger et al. (1993).

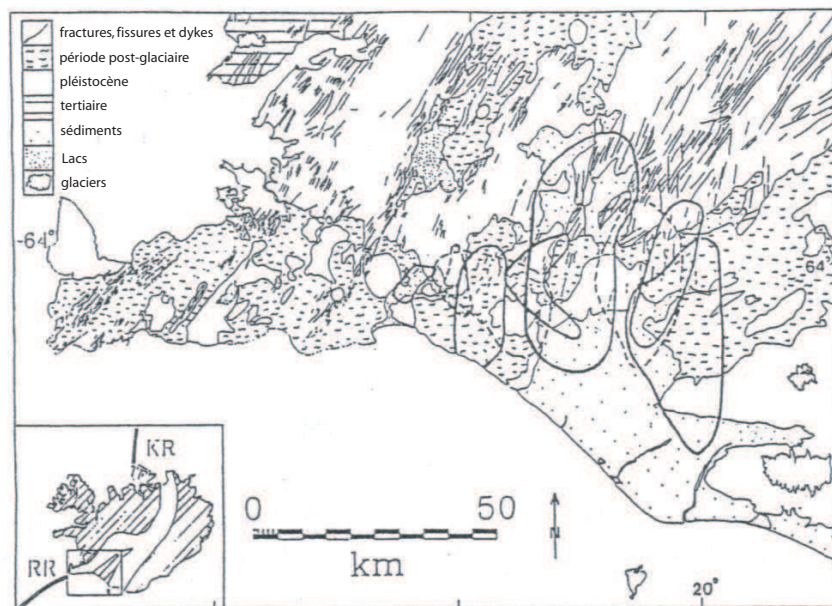


FIG. 2.2 Carte géologique de la zone sismique sud islandaise et de ses environs. Les zones de dommage des principaux séismes historiques sont représentées par des lignes noires pleines et des pointillés noirs. KR : Kolbeinsey Ridge, TFZ : Tjörnes Fracture Zone et RR : Reykjanes Ridge. Figure d'après Einarsson et al. (1981) et Gudmundsson & Brynjolfsson (1993).

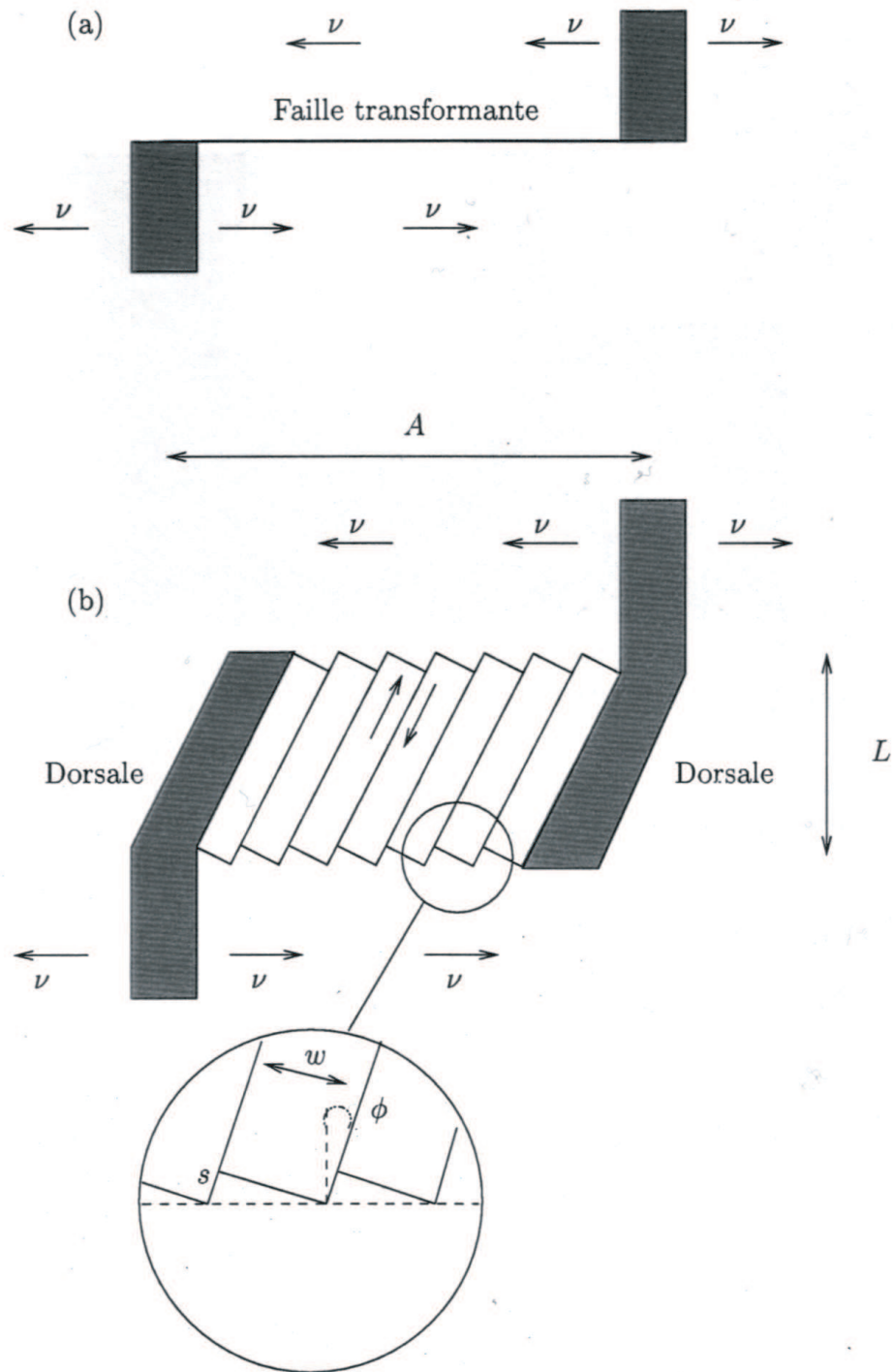


FIG. 2.3 (a) Schéma d'une simple faille transformante sénestre, de longueur A et de largeur D (en profondeur), avec une vitesse ouest-est entre les plaques de 2ν . Le taux de moment géométrique est alors $\dot{M}_0 = 2\nu AD$. (b) Schéma d'une zone transformante sénestre accommodée par rotation de bloc (bookshelf). La zone est de longueur A . Les failles orientées N-S sont de longueur L et de largeur D . Elles sont séparées par une distance w . Si l'intégralité du mouvement des plaques est encaissée par rotation de bloc, la vitesse de rotation des blocs est $\dot{\phi} = \frac{2\nu}{L}$ et le taux de décrochement est $\dot{s} = w \tan \phi \sim w \frac{2\nu}{L}$. En conséquence, le taux de moment géométrique de ce type de zone est $\dot{M}_0 = LD \sum s_i = 2\nu DNw$, avec N le nombre de failles. Dans le cas d'un grand nombre de failles, $N \sim \frac{A}{w}$. Ce type de zone possède donc le même taux de moment géométrique qu'une simple faille transformante équivalente, c'est-à-dire $\dot{M}_0 \sim 2\nu AD$. Figure modifiée d'après [Sigmundsson et al. \(1995\)](#) et [Gasperi \(1999\)](#).

Bergerat & Angelier 2000; Pedersen et al. 2003; Bellou et al. 2005). Il est à noter que cette question reste très importante pour l'estimation de la magnitude maximale des événements pouvant se produire dans la SISZ. Les observations GPS attestent clairement du caractère cisailant E-O de cette zone, sur une bande de 20 à 30 km de large (Sigmundsson et al. 1995). Cependant l'activité sismique est principalement marquée par des décrochements dextres sur des failles orientées essentiellement N-S, que ce soit pour des événements majeurs (Einarsson et al. 1981; Einarsson & Eiríksson 1982) ou pour la microsismicité (Rögnvaldsson & Slunga 1994).

La particularité de cette zone provient de sa formation récente, estimée à environ quelques dizaines de milliers d'années (Einarsson et al. 1981). En effet, au cours de la période du plio-pléistocène, il y a environ 1,5 à 3 Ma, la zone volcanique de l'est a commencé à se former, initiant ainsi un nouveau saut de rift (Bergerat & Angelier 2000). Le système de contrainte de la SISZ a alors évolué d'un régime de type zone en extension à un autre de type zone transformante sénestre. Ainsi, la SISZ se retrouve maintenant prisonnière entre deux zones en extension qui se chevauchent progressivement et, de ce fait, elle est soumise à des contraintes cisailantes de nature complexe. Le régime principal actuel des contraintes se caractérise par un axe de compression maximale orienté NE-SO (Stefánsson et al. 1993; Bergerat et al. 1998).

Pour attester de l'évolution dans la répartition de la déformation au niveau de la SISZ, les mesures GPS de Sigmundsson et al. (1995) ont montré que la zone volcanique de l'ouest n'était responsable que de $15 \pm 15\%$ des déformations subies par les basses terres du sud, contre $85 \pm 15\%$ pour la zone

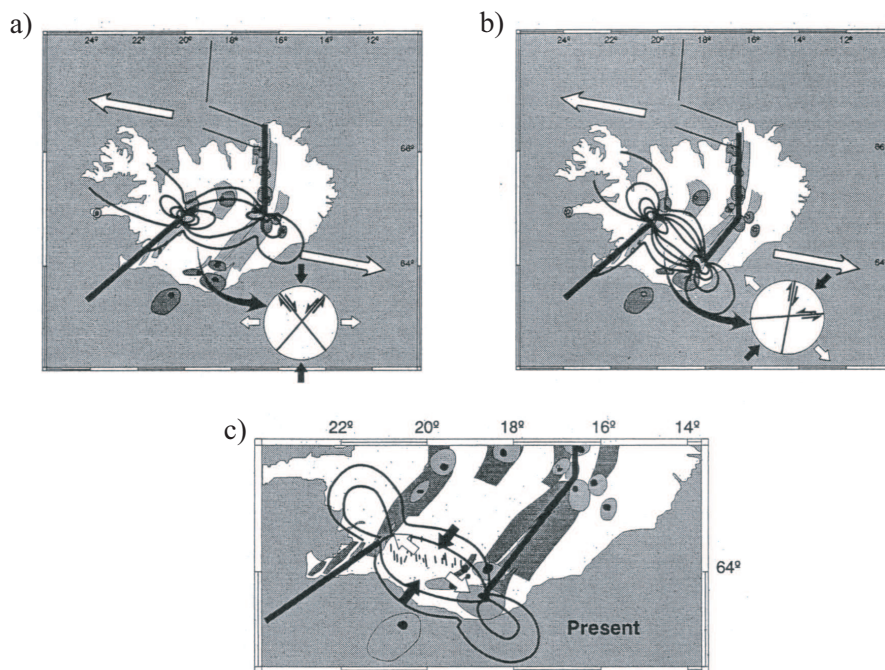


FIG. 2.4 Chevauchement de la zone volcanique de l'ouest par celle de l'est. Les zones volcaniques sont en gris clair et les principaux centres volcaniques en gris foncé. Les segments noirs et épais représentent la partie active des centres d'extension et les grandes flèches blanches indiquent le mouvement d'extension. Les directions principales des contraintes minimales sont indiquées par des lignes noires, d'après les modèles de Gudmundsson (1995). Les projections hémisphériques de Schmidt donnent la direction moyenne des contraintes principales (flèches noires pour le maximum et flèches blanches pour le minimum) et les failles conjuguées vraisemblablement actives lors de chaque phase (informations issues de données de terrain). (a) Situation tectonique de l'Islande 1,5 à 3 Ma auparavant. (b) Naissance et progression de la zone volcanique de l'est avec une nouvelle répartition des contraintes. (c) Situation tectonique actuelle avec une extinction de la zone volcanique de l'ouest. Figure d'après Luxey et al. (1997).

volcanique de l'est. Cependant, au lieu d'observer un réseau de failles transformantes comparable à celles se trouvant au nord dans la zone de fracture de *Tjörnes*, c'est une série de failles majoritairement verticales d'orientation N-S qui est observée dans la région. Elles sont interprétées par [Bourgeois et al. \(1998\)](#) et [Bergerat & Angelier \(2000\)](#) comme d'anciennes failles normales issues de l'activité des zones d'extension, prolongées sur une cinquantaine de kilomètres par le chargement crustal glaciaire du pléistocène.

D'après les modélisations de [Hackman et al. \(1990\)](#), un réseau de failles décrochantes dextre N-S de 20 à 30 km de long et espacées de 5 km peut jouer dans sa globalité comme une faille transformante sénestre E-O dans un processus de rotation de bloc, processus proposé par [Einarsson \(1991\)](#), [Sigmundsson et al. \(1995\)](#) et [Gasperi \(1999\)](#) pour la partie sud de l'Islande (Figure 2.3). Dans le cas de la SISZ, les failles observées peuvent correspondre à ce modèle et accommoderaient 85% de la déformation, les 15% restants se produisant de manière asismique ([Hackman et al. 1990](#)). Cependant, [Bergerat & Angelier \(2003\)](#) considèrent que les mouvements observés sur les réseaux de failles conjuguées (sénestres, orientées ENE) ne sont pas négligeables et sont à prendre en considération dans la modélisation de la SISZ. Mais les résultats de [Clifton & Einarsson \(2005\)](#) viennent confirmer le rôle secondaire de ces failles et prennent appui sur les conclusions d'expériences analogiques pour attester du rôle prépondérant des réseaux de failles dextres N-S dans un contexte tectonique islandais à vitesse de déformation lente.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, [Gudmundsson & Brynjolfsson \(1993\)](#), [Gudmundsson \(1995\)](#) et [Luxey et al. \(1997\)](#) avancent que le caractère transformant de cette zone n'est que provisoire (Figure 2.4) et qu'elle continuera son évolution avec la propagation de la zone volcanique de l'est vers le sud, à la vitesse de 3,5 à 5 cm/an d'après [Einarsson & Eiríksson \(1982\)](#), de 5 à 10 cm/an d'après [Foulger \(1988\)](#), ce qui augmentera la longueur de la EVZ d'environ 50 km dans un million d'années. La SISZ pourra ainsi devenir une zone transformante mature ou bien cesser son activité pour laisser la place à une simple faille transformante plus au sud. Dans ce dernier cas, elle suivrait alors la même évolution que la zone de *Dalvík* au nord de la NVZ, dont l'activité a cessé après la formation de la TFZ. Enfin, [Stefánsson & Halldórsson \(1988\)](#) estiment que la présence du point chaud contribue également à la mise sous contrainte de la SISZ par un effet de friction de la matière mantellique sur la partie crustale de la zone.

2.1.2 Structure crustale

Dans la section 1.4 (voir page 28), nous nous sommes intéressés à la composition crustale de l'Islande dans sa totalité. Les études tomographiques de [Bjarnason et al. \(1993b\)](#) et [Tryggvason et al. \(2002\)](#), plus spécifiques à la zone sismique sud islandaise et ses environs, corroborent avec plus de précision les études plus larges (Figure 2.5 et 2.6). Concernant la croûte supérieure, un fort gradient de vitesses sismiques est observé et son épaisseur varie entre 3 et 4 km à l'ouest de la zone pour atteindre 7 à 8 km dans sa partie orientale. Le gradient de vitesse se stabilise dans la croûte inférieure et l'épaisseur totale de la croûte évolue de 20 à 30 km d'ouest en est (Figure 4.1). D'après les études de [Flóvenz & Saedmundsson \(1993\)](#), la croûte supérieure est supposée saturée en fluides.

En ce qui concerne l'épaisseur de la partie élastique de la croûte, [Hackman et al. \(1990\)](#) montrent par comparaison entre le moment accumulé par la tectonique des plaques et le moment relâché par l'activité historique que la transition fragile-ductile de la croûte se situe à environ 14 km de profondeur. La sismicité dans la SISZ (Figure 2.7) aboutit à une structure de croûte sismogénique plus complexe avec une augmentation de sa profondeur de 5-6 km à 10-15 km dans le sens O-E ([Stefánsson et al. 1993](#); [Rögnvaldsson 1994](#)). En se basant sur ces valeurs, [Tryggvason et al. \(2002\)](#) déduisent de leur étude tomographique une température de transition de l'ordre de 665 ± 82 °C. Finalement, une étude par GPS récente de [Árnadóttir et al. \(2006\)](#) sur la déformation à la frontière des plaques au niveau de la SISZ aboutit à une profondeur de 8 à 10 km pour la transition fragile-ductile.

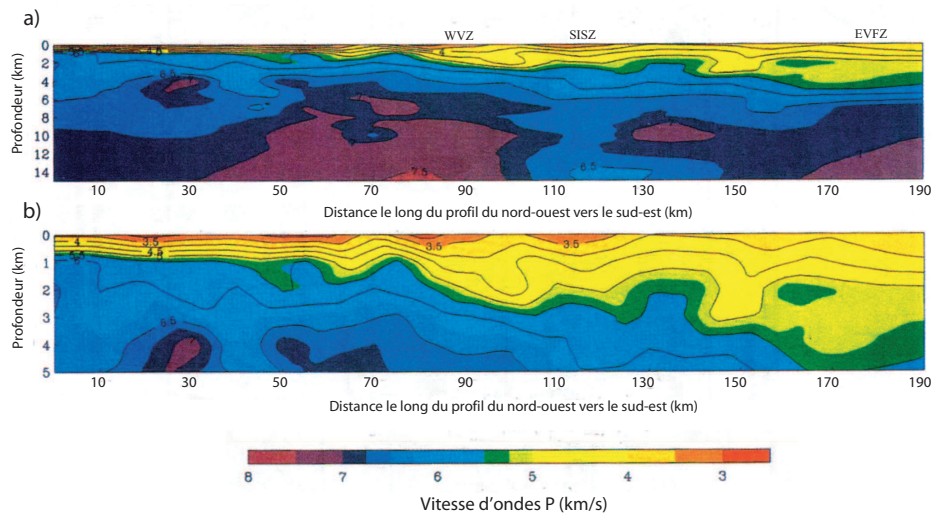


FIG. 2.5 Tomographie de la zone sismique sud islandaise et de ses environs selon le profil rouge présenté sur la figure 2.1. (a) Vitesse des ondes P dans les quinze premiers kilomètres de la croûte. (b) Zoom des cinq premiers kilomètres de la croûte. EVFZ : East Volcanic Flank Zone ; SISZ : South Iceland Seismic Zone ; WVZ : West Volcanic Zone. Figure d'après Bjarnason et al. (1993b).

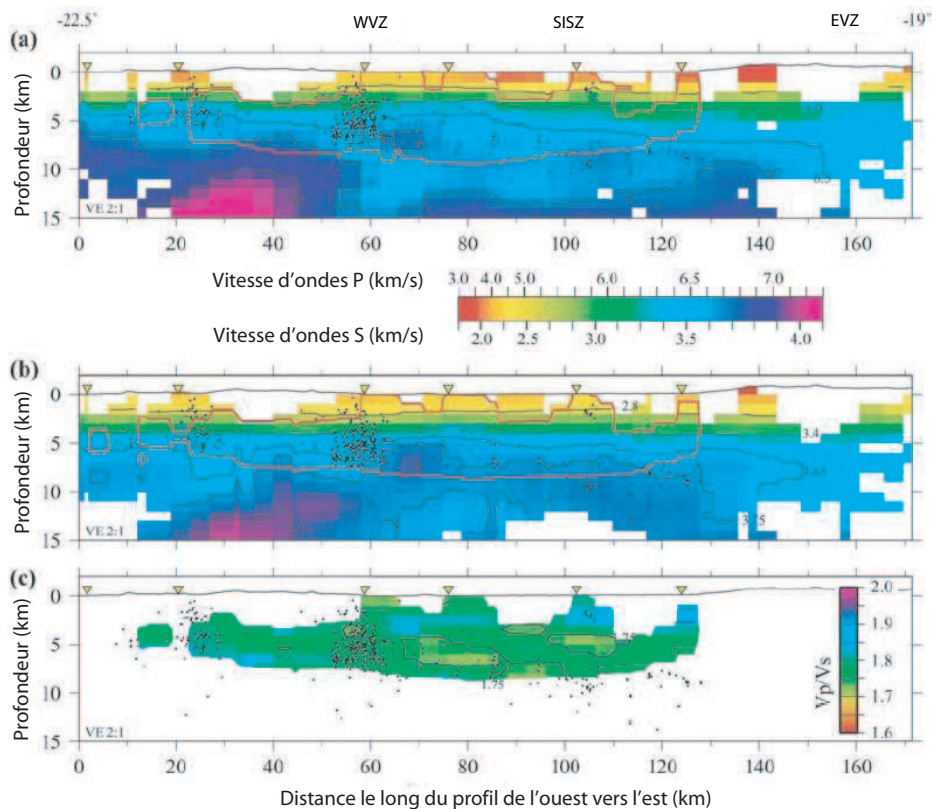


FIG. 2.6 Tomographie de la zone sismique sud islandaise et de ses environs selon le profil vert présenté sur la figure 2.1 : (a) vitesse d'ondes P, (b) vitesse d'ondes S et (c) rapport V_p/V_s . La sismicité proche du profil (2 km) entre 1993 et 1996 est représentée par des points. Les triangles montrent la projection des stations du réseau SIL sur le profil et les lignes rouges indiquent les régions qui sont considérées comme bien résolues. EVZ : East Volcanic Zone ; SISZ : South Iceland Seismic Zone ; WVZ : West Volcanic Zone. Figure d'après Tryggvason et al. (2002).

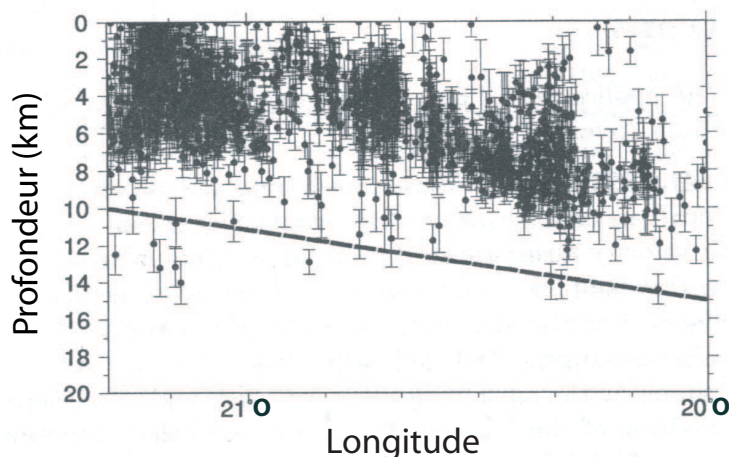


FIG. 2.7 Distribution de la sismicité dans la zone sismique sud islandaise selon la profondeur, déterminée par le réseau SIL entre juillet 1991 et décembre 1993. Tous les événements représentés ont une incertitude horizontale sur leur localisation de moins de 2 km. Ils sont localisés dans un rectangle ayant pour limites les points (21,3°O;63,9°N) et (20,0°O;64,05°N). La barre d'erreur sur la profondeur correspond à un niveau de 68% de confiance. Les pointillés indiquent la profondeur de l'isotherme 1200 °C estimée par Flóvenz & Saedmundsson (1993) dans un contexte de fine croûte chaude. Il est préférable de considérer cette isotherme à environ 700 °C dans le contexte d'une épaisse croûte froide, hypothèse la plus probable selon les connaissances actuelles. Figure d'après Rögnvaldsson (1994).

2.1.3 Activité historique

La connaissance des islandais sur l'activité sismique dans les basses terres du sud remonte à la découverte de l'île par le peuple Viking. À partir du XII^e siècle, des retranscriptions écrites sont effectuées régulièrement, à l'exception du XV^e siècle. Ces archives sont considérées comme fiables à partir d'environ 1700. Einarsson et al. (1981) et Stefánsson et al. (1993) ont déduit de cette documentation historique, ainsi que des premiers événements enregistrés par les réseaux d'observation islandais, que l'activité de la SISZ se compose principalement de séquences sismiques et d'événements isolés sur ses bords (Table 2.1). Avec une récurrence de 45 à 112 ans (Einarsson et al. 1981), ces séquences sont constituées d'une série de séismes majeurs (magnitude M_S comprise entre 6 et 7) en décrochement dextre avec des orientations N-S. Étalés le plus souvent sur plusieurs jours, mais parfois sur plusieurs années, ces séquences débutent plutôt vers l'est de la zone pour progresser vers l'ouest (Figure 2.8). Pour Stefánsson & Gudmundsson (2005), vu l'importance du magmatisme au niveau de l'Islande et la sursaturation en fluides de la croûte islandaise (Flóvenz & Saedmundsson 1993; Tryggvason et al. 2002; Jónsson et al. 2003), le déclencheur de ces crises serait un processus impliquant une remontée de fluides à la racine des failles majeures présentes dans cette zone. Stefánsson et al. (1993) observent également des événements majeurs isolés en bordure de la SISZ. Le dernier séisme de ce type est un événement de magnitude $M_S = 7$ en 1912 au niveau du *Hekla* (Einarsson et al. 1981; Bjarnason et al. 1993a). La dernière séquence a eu lieu en juin 2000 avec deux séismes de magnitude $M_S = 6,6$ que nous allons décrire plus en détail dans la prochaine section.

Date	Magnitude	Lat.°N	Long.°O
1706	≈ 6,0	64,0	21,2
1732	≈ 6,7	64,0	20,1
1734	≈ 6,8	63,9	20,8
14/08/1784	≈ 7,1	64,0	20,5
16/08/1784	≈ 6,7	63,9	20,9
26/08/1896	≈ 6,9	64,0	20,2
27/08/1896	≈ 6,7	64,0	20,1
05/09/1896	≈ 6,0	63,9	21,0
05/09/1896	≈ 6,5	64,0	20,6
06/09/1896	≈ 6,0	63,9	21,2
06/05/1912	7,0	63,9	20,0
17/06/2000	6,5	64,0	20,4
21/06/2000	6,4	64,0	20,7

TAB. 2.1 Historique des séismes majeurs survenus dans la zone sismique sud islandaise. Les événements antérieurs au XX^e siècle sont déduits des archives islandaises et leur magnitude estimée est approximative. Bien que remontant jusqu'au temps des premiers islandais, ces archives sont considérées comme fiables seulement à partir d'environ 1700. Table d'après [Stefánsson et al. \(1993\)](#).

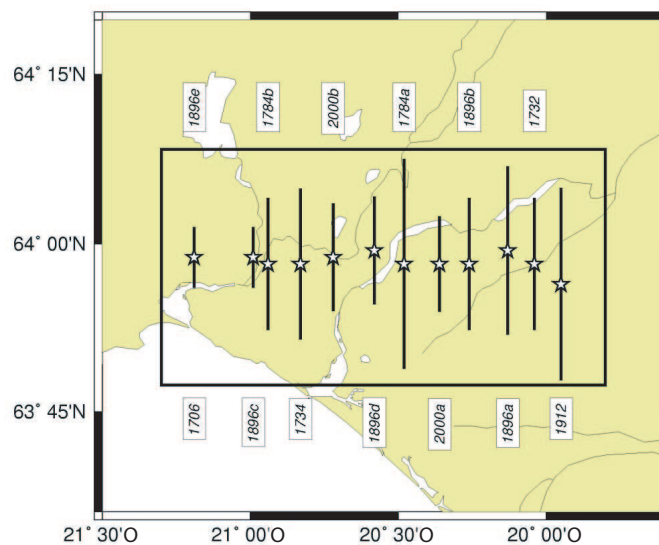


FIG. 2.8 Localisation des séismes historiques dans la zone sismique sud islandaise. La progression des séquences de l'est vers l'ouest est illustrée par les événements de 1784, 1896 et 2000. Figure d'après [Richwalski & Roth \(2005\)](#).

2.2 La crise sismique de juin 2000

Dès 1985, les scientifiques islandais suggèrent qu'au vu des récentes études, il y avait environ plus de 80% de chance qu'un séisme majeur de magnitude (M_S) 6,3 à 7,2 ait lieu dans les 25 années à venir au niveau de la SISZ (Stefánsson & Gudmundsson 2005). Cet événement serait alors suivi peu de temps après, vers l'ouest, d'une série d'autres séismes. Une localisation possible du premier événement a été proposée par l'étude de la microsismicité (Stefánsson et al. 1993) et de l'énergie relâchée dans les précédents séismes majeurs (Figure 2.9). Elle correspondait à la zone située entre 20,3 et 20,4°O. Ces hypothèses ont permis la mise en place de moyens d'observation adaptés à la crise qui a eu lieu ensuite en juin 2000.

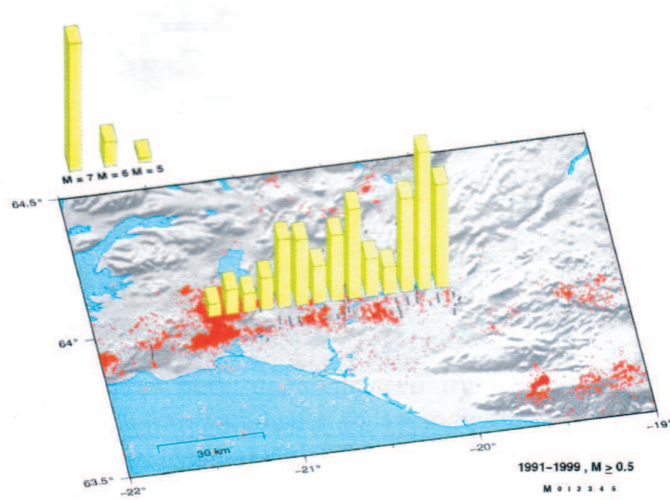


FIG. 2.9 Énergie relâchée dans la zone sismique sud islandaise par les séismes historiques de 1700 à 1999 (barres jaunes). La microsismicité de 1991 à 1999 (magnitude M_S comprise entre 0,5 et 5) est représentée par des points rouges. Les segments noirs désignent les failles historiques connues. Les séismes historiques ont tendance à avoir une magnitude plus élevée vers l'est de la zone, ce qui peut s'expliquer par une croûte sismogénique plus épaisse. Figure d'après Stefánsson & Gudmundsson (2005).

2.2.1 Description de la crise

En juin 2000, la zone sismique sud islandaise fut secouée, comme l'attendaient les scientifiques islandais, par une crise constituée de deux séismes majeurs ressentis par la population dans un rayon d'environ 200 km (Figure 2.10). Aucune victime humaine ne fut à déplorer, mais de nombreux dégâts matériels furent recensés. Le 17 juin, un séisme de magnitude $M_W = 6,5$ se produisit à 15:40:41 UTC, environ dans l'endroit prévu par les études précédemment citées, avec un hypocentre situé à 63,975°N ; 20,370°O et profond d'environ 6,3 km (Árnadóttir et al. 2001). Le mécanisme au foyer estimé par l'USGS (United States Geological Survey) a un azimut de N5°E, un pendage de 83°E et une direction de glissement de 175°. Ce premier choc serait responsable du déclenchement dynamique d'une série de trois séismes de magnitude $M_W = 5$ environ, 100 km plus à l'ouest, dans la péninsule de Reykjanes (Pagli et al. 2003; Árnadóttir et al. 2004; Antonioli et al. 2006). Un deuxième choc de même magnitude secoua la région 17 km plus à l'ouest le 21 juin à 00:51:47 UTC avec un hypocentre situé à 63,977°N ; 20,713°O et profond d'environ 5,1 km (Árnadóttir et al. 2001). En se basant sur l'activité des microséismes, un communiqué concernant ce dernier fut mis à la disposition des autorités civiles 26 heures auparavant (Stefánsson & Gudmundsson 2005). En revanche, la localisation probable pour le choc du 17 juin fut envisagée bien avant (de l'ordre de l'année), grâce à l'augmentation du taux de sismicité qui indiquait une accumulation des contraintes plus marquée. L'absence sur le long terme d'un signal similaire dans les environs de l'épicentre du second choc laisse supposer que ce dernier a été déclenché par le choc du 17 juin (Stefánsson & Gudmundsson 2005). Dans ce cas, cela revient à essayer d'identifier un processus de transfert des contraintes avec une vitesse de migration de l'ordre de 5 km/jour, ce qui est compatible avec les séquences historiques.

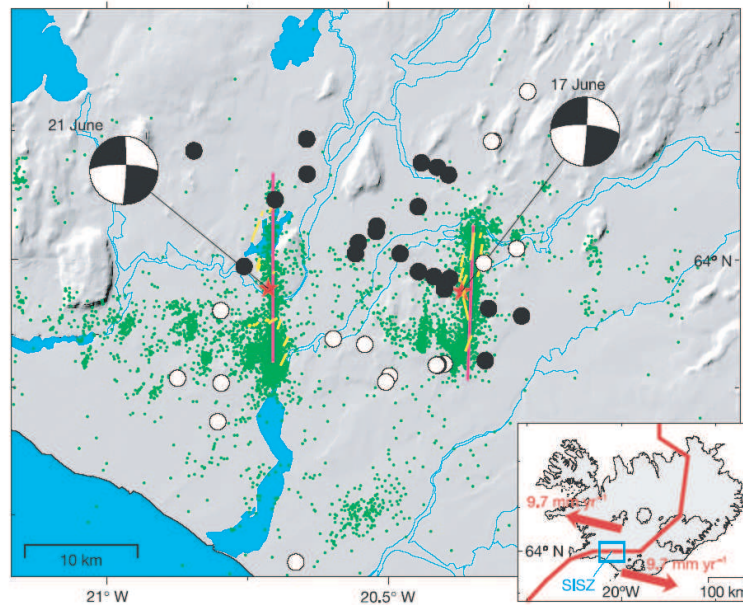


FIG. 2.10 Agrandissement de la zone sismique islandaise qui correspond au rectangle bleu dans la petite carte résumant la tectonique de l'Islande (en bas à droite). La crise de juin 2000 est représentée par les mécanismes au foyer des deux séismes principaux qui ont eu lieu le 17 juin et le 21 juin, ainsi que par leurs épicesentres respectifs (étoiles rouges) et par la sismicité ayant suivi jusqu'en décembre 2000 (points verts). Les ruptures en surface sont indiquées par des segments jaunes, alors que les failles obtenues par inversion des données InSAR et GPS (Pedersen et al. 2003) sont en violet. Le changement (rond noir pour une augmentation, blanc pour une diminution) co-sismique des niveaux dans les puits géothermiques dû au séisme du 17 juin (Björnsson et al. 2001) correspond respectivement aux zones de surrection et de subsidence. Figure d'après Jónsson et al. (2003).

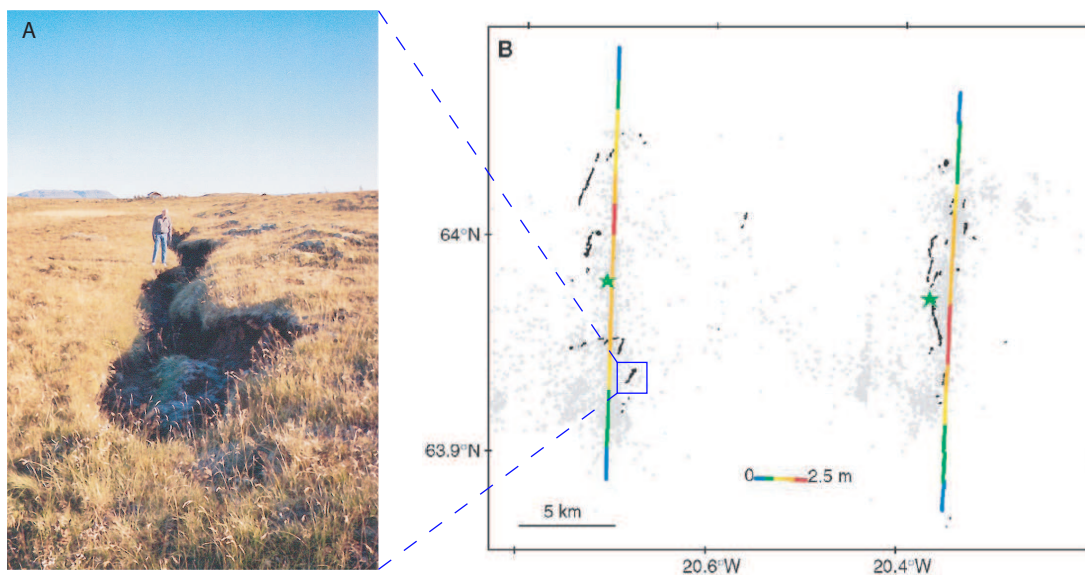


FIG. 2.11 (A) Fracture de la série de Daelarétt au sud de la faille du 21 juin (photo personnelle prise lors de la campagne GPS de septembre 2003). (B) Fractures de surface associées à la crise de juin 2000 (en noir). L'épicentre de chaque séisme est repéré par une étoile verte. Les points gris indiquent la localisation des répliques du 17 juin au 22 novembre 2000. Les segments de couleur représentent une projection en surface des maxima de glissement déterminés sur les failles du 17 et du 21 juin par Pedersen et al. (2003). L'échelle de couleur correspond à des incréments de 0,5 m de glissement. Figure d'après Clifton & Einarsson (2005).

Cette crise a été l'occasion pour les islandais de mettre à profit tous les efforts consacrés à l'amélioration de leurs moyens d'observation. Le réseau SIL a permis de « cartographier » les failles mises en jeu et de déterminer leur mécanisme de rupture (Hjaltadóttir et al. 2005). Il a été déduit que les deux séismes furent des décrochements dextres ayant mis en jeu des failles en grande partie pré-existantes (Pedersen et al. 2000; Clifton & Einarsson 2005). Pour le séisme du 17 juin, la faille, longue de 16 km, aurait un pendage de 86° vers l'est jusqu'à 10 km de profondeur et une orientation $N9^\circ E$ (Table 2.2). La faille du 21 juin serait quant à elle verticale, profonde de 8 km, d'une longueur de 18 km et d'orientation $N2^\circ O$ (Stefánsson et al. 2000). Une récente relocalisation aboutirait à une longueur de 11,5 km, un azimuth de $N7^\circ E$ et un léger pendage vers l'ouest pour la faille du 17 juin et une longueur de 16,5 km, un azimuth de $N1^\circ O$ et un pendage de $88^\circ O$ pour la faille du 21 juin (Clifton & Einarsson 2005).

Les études de terrain ont permis d'identifier les fractures de surface associées à cette crise (Bergerat & Angelier 2003; Clifton & Einarsson 2005). Elles ont été observées sur une distance de 15 à 20 km le long des failles, avec des fractures ouvertes de différentes tailles, organisées en échelon et ponctuées de zones surélevées dues à la compression (*pushups*). Les fractures associées au séisme du 17 juin sont orientées NNE avec un pas à gauche et des déplacements dextres. Elles définissent une zone de 3 km de large en corrélation avec les failles dessinées par les répliques. Les fractures du 21 juin sont plus complexes avec deux zones, au nord et au sud, identiques à celle du 17 juin et séparées au centre par une série d'environ 2,5 km de long constituée de fractures orientées ENE avec un pas à droite et un déplacement sénestre (Figure 2.11).

En plus des capteurs de déformation volumétrique, du réseau de capteurs sismiques et des stations GPS continues, une campagne GPS a été effectuée pendant la crise (Figure 2.12A) et depuis lors ce type de campagne se succède au rythme d'une par an (Árnadóttir et al. 2001, 2005a). De plus, des images SAR (Figure 2.12B) ont été acquises avant et après la crise, mais également entre les deux séismes (Pedersen et al. 2001). Enfin, un autre type de données a été enregistré pour cette crise : les mesures de pression dans les puits géothermiques (Figures 2.10 et 2.15).

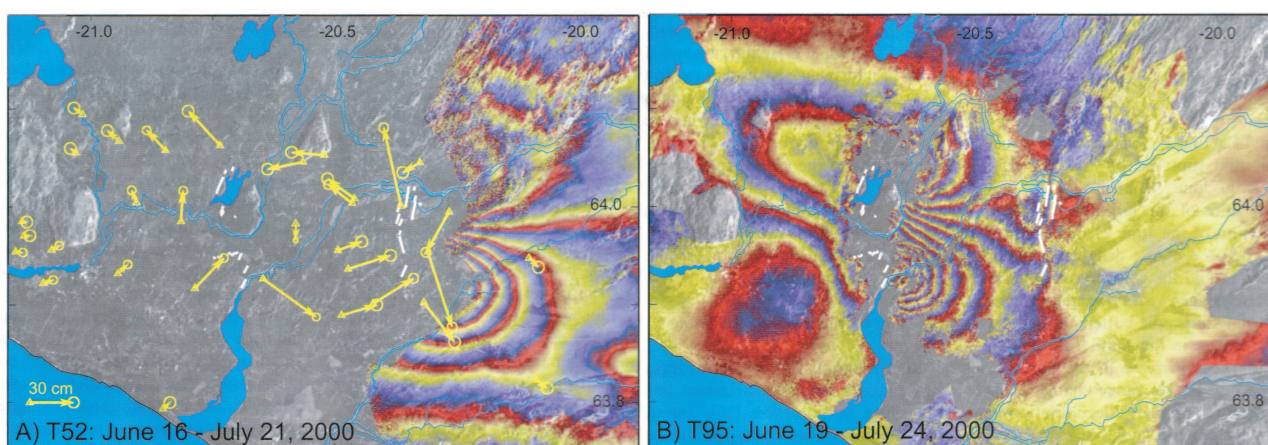


FIG. 2.12 Interférogrammes (franges de couleur, une frange correspondant à 2,83 cm de changement de la distance sol-satellite) et déplacements horizontaux mesurés par GPS (flèches jaunes). Les images ont été corrigées pour tenir compte des erreurs orbitales. Les segments blancs indiquent les fissures de surface. (A) L'interférogramme T52 couvre la période allant du 16 juin au 21 juillet 2000, il contient donc les déformations dues aux deux séismes majeurs ainsi que les déformations post-sismiques rapides qui en découlent. (B) L'interférogramme T95 couvre la période allant du 19 juin au 24 juillet 2000, il contient donc les déformations co-sismiques de l'événement du 21 juin et les conséquences post-sismiques rapides de la crise entière. Figure d'après Pedersen et al. (2003).

	Longueur	Largeur	Profondeur	Pendage	Azimuth	Longitude	Latitude	Glissement azimuthale	Glissement selon pendage	Angle de glissement	Moment	Magnitude
	(km)	(km)	(km)	(°E)	(N°E)	(°)	(°)	(m)	(m)	(°)	(x10 ¹⁸ Nm)	(M _w)
17 juin 2000												
Stefánsson et al. (2000)	20,0*	9,0*	0,0*	90*	0,0*	xxx	xxx	0,9	0,0*	180*	6,0	6,5
Árnadóttir et al. (2001)	9,5	9,8	0,1	90*	3,0	-20,351	63,970	2,0	0,2	174	5,6	6,5
Pedersen et al. (2001)	16,0*	10,0*	0,0*	86*	5,0*	-20,342	63,979	0,3 à 2,4	0,0 à 0,2	175	5,4	6,5
Pedersen et al. (2003), glissement uniforme	10,6	7,9	0,0*	87*	1,0	-20,347	63,973	1,7	0,0	180	4,4	6,4
Pedersen et al. (2003), glissement distribué	~15	~10	0,0	87*	2,0*	-20,347	63,973	0,0 à 2,6	0,0*	180*	4,5	6,4
21 juin 2000												
Stefánsson et al. (2000)	20,0*	7,0*	0,0*	90*	0,0*	xxx	xxx	1,1	0,0*	180*	5,2	6,4
Árnadóttir et al. (2001)	12,3	8,0	0,0*	90*	0,5	-20,691	63,984	1,5	0,0	180	4,5	6,4
Pedersen et al. (2001)	15,0	9,0*	0,0*	90*	0,0*	-20,703	63,982	0,5 à 2,2	0,0	180	5,1	6,4
Pedersen et al. (2003), glissement uniforme	11,9	8,2	0,0*	90*	0,0	-20,705	63,987	1,8	0,0	180	5,3	6,4
Pedersen et al. (2003), glissement distribué	~15	~10	0,0	90*	0,0*	-20,705	63,987	0,0 à 2,9	0,0*	180*	5,0	6,4

TAB. 2.2 Récapitulatif des résultats concernant les deux séismes majeurs de la crise de juin 2000. La longueur et la largeur correspondent aux dimensions de la faille considérée comme rectangulaire. L'azimut est donné par la direction obtenue le long de la faille. La profondeur désigne la distance entre le haut de la faille et la surface. La longitude et la latitude localisent le centre de l'intersection entre le prolongement de la faille et la surface. Pour le calcul du moment, un module de cisaillement (voir section 3.1.1 page 60 pour plus de détails) de 30 GPa est utilisé pour la croûte. L'astérisque indique les paramètres fixés dans la modélisation effectuée. Table d'après Pedersen et al. (2003).

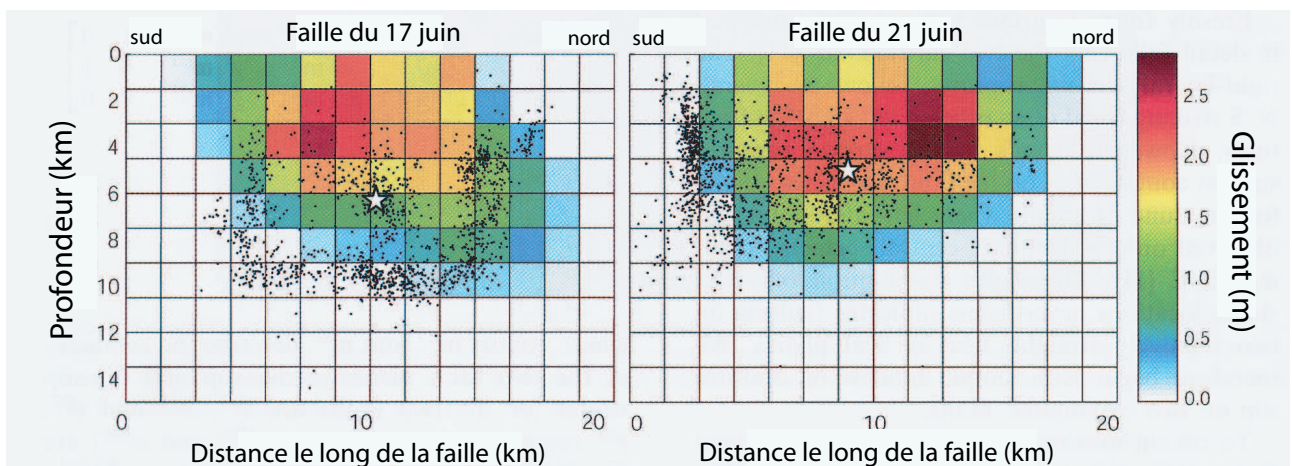


FIG. 2.13 Distribution de glissement dextre dans la direction azimutale des failles du 17 juin et du 21 juin issue de l'inversion conjointe des données InSAR et GPS rappelées sur la figure 2.12. Les hypocentres sont localisés par des étoiles blanches et les points noirs indiquent les répliques proches des failles modélisées. Ces répliques se concentrent surtout à la périphérie des zones de distribution de glissement. Figure d'après Pedersen et al. (2003).

2.2.2 Étude de la crise en milieu homogène

Dans un premier temps, les données GPS concernant les déplacements co-sismiques ont été inversées par [Árnadóttir et al. \(2001\)](#) avec une hypothèse d'espace homogène semi-infini en considérant des failles rectangulaires et un glissement homogène. Les résultats, répertoriés dans la Table 2.2, ont abouti à des failles de dimensions plus courtes que celles observées précédemment (fissure de surface et microsismicité). [Pedersen et al. \(2001\)](#), par l'utilisation de données InSAR, aboutissent en revanche à des failles de plus grande dimension, avec une nécessité d'hétérogénéité du glissement (Table 2.2). Ceci conduit [Pedersen et al. \(2003\)](#) à effectuer une inversion conjointe des données InSAR et GPS pour profiter de la précision, sur les déplacements verticaux et horizontaux, fournie respectivement par l'interférométrie et les mesures GPS. Dans le cadre d'une hypothèse de distribution hétérogène, les glissements alors obtenus sont concentrés majoritairement dans les six premiers kilomètres de profondeur (Figure 2.13). Ces derniers résultats ont été comparés avec les fractures en surface par [Clifton & Einarsson \(2005\)](#) qui observent une bonne corrélation entre ces dernières et les maxima de déplacements superficiels (Figure 2.11).

[Árnadóttir et al. \(2003\)](#) se sont plutôt concentrés sur les modifications co-sismiques dans les contraintes de Coulomb dues à cette crise. En utilisant les distributions de glissement citées précédemment, ils ont observé une augmentation des contraintes au niveau de la faille du 21 juin compatible avec un déclenchement par le séisme du 17 juin (Figure 3.1.2a). Cependant, ils précisent que des modèles tenant compte des flux de fluides dans la croûte supérieure sont nécessaires pour expliquer le délai d'environ trois jours et demi dans le déclenchement.

Sachant que l'énergie sismique relâchée par cette crise est bien inférieure à celle supposée s'être accumulée par la tectonique des plaques depuis le dernier événement majeur de 1912, [Pedersen et al. \(2003\)](#) estiment qu'un nouveau séisme important est à prévoir dans les années voire les décennies à venir, et les calculs de [Árnadóttir et al. \(2003\)](#) font des environs de *Selfoss* une localisation probable (Figure 3.1.2b).

Ces études font également apparaître, au niveau de la faille du 17 juin, un signal interférométrique de faible amplitude en forme de quadrant inversé par rapport au mouvement dû au choc principal (Figure 2.14). Ce signal post-sismique fut tout d'abord interprété comme du *back-slip* induit par le séisme du 21 juin ([Pedersen et al. 2001](#)), mais un calcul au niveau des contraintes et les modélisations de [Jónsson et al. \(2003\)](#) rendent cette hypothèse peu probable. [Pedersen et al. \(2003\)](#) le ré-interprètent alors comme le résultat d'un effet poro-élastique d'une durée d'environ 2 mois, ce qui est compatible avec l'étude de [Jónsson et al. \(2003\)](#). Cette hypothèse est renforcée par la réaction des puits d'exploitations géothermiques ([Björnsson et al. 2001](#)). En effet, lors de la phase co-sismique, la pression dans les puits géothermiques a augmenté brutalement dans les zones de compression imposées par les séismes, pour ensuite diminué progressivement au cours des semaines suivantes. Dans les zones en extension, l'inverse a bien entendu été observé (Figure 2.15). Les changements de pression étaient de l'ordre de 10 kPa à 100 kPa, allant jusqu'à 1 MPa (environ 100 m concernant le changement du niveau d'eau) dans certains endroits, asséchant ainsi certains puits et en rendant d'autres artésiens (écoulement hors du puit). Tout ceci s'accorde avec un rééquilibrage des pressions dans la zone d'influence des séismes par un effet poro-élastique et indique que la SISZ possède une haute perméabilité.

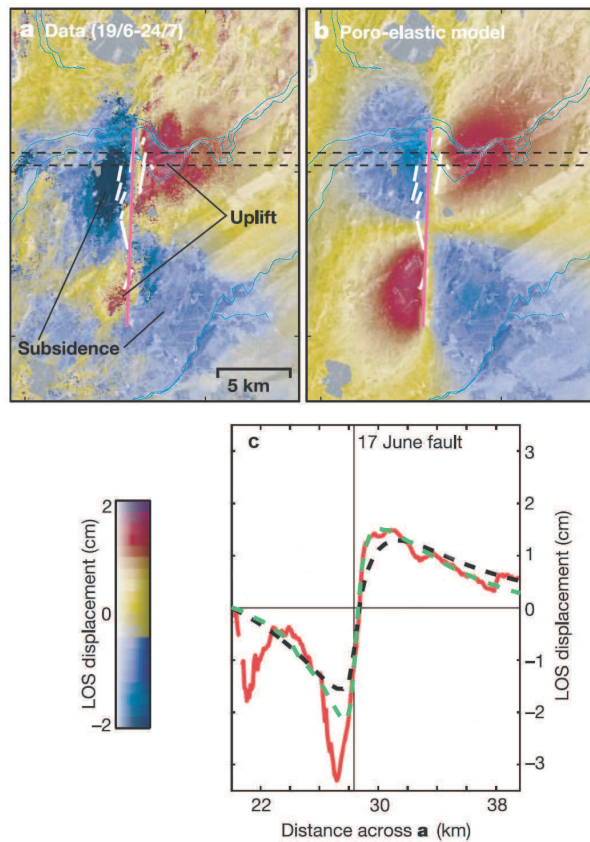


FIG. 2.14 Déformation poro-élastique au niveau de la faille du 17 juin (segment violet). Les segments blancs indiquent les fissures de surface. (a) L'interférogramme (InSAR), corrigé des mouvements co-sismiques du 21 juin modélisés d'après [Pedersen et al. \(2003\)](#), montre des déplacements quasi-verticaux (dans la ligne de vue du satellite, LOS pour Line Of Sight) en opposition avec les déformations engendrées par le séisme du 17 juin. (b) La modélisation poro-élastique en milieu homogène de [Jónsson et al. \(2003\)](#) reproduit en grande partie les quadrants d'ascendance et de subsidence observés. (c) Coupe des déplacements selon les pointillés dans (a) et (b). La courbe rouge représente l'interférogramme et la courbe en pointillés noirs la modélisation homogène. La courbe en pointillés verts provient d'une modélisation poro-élastique avec une partie de la croûte (1,5 km) bien plus perméable que le reste. Cette dernière modélisation explique une partie mais pas toute l'hétérogénéité du signal. Figure d'après [Jónsson et al. \(2003\)](#).

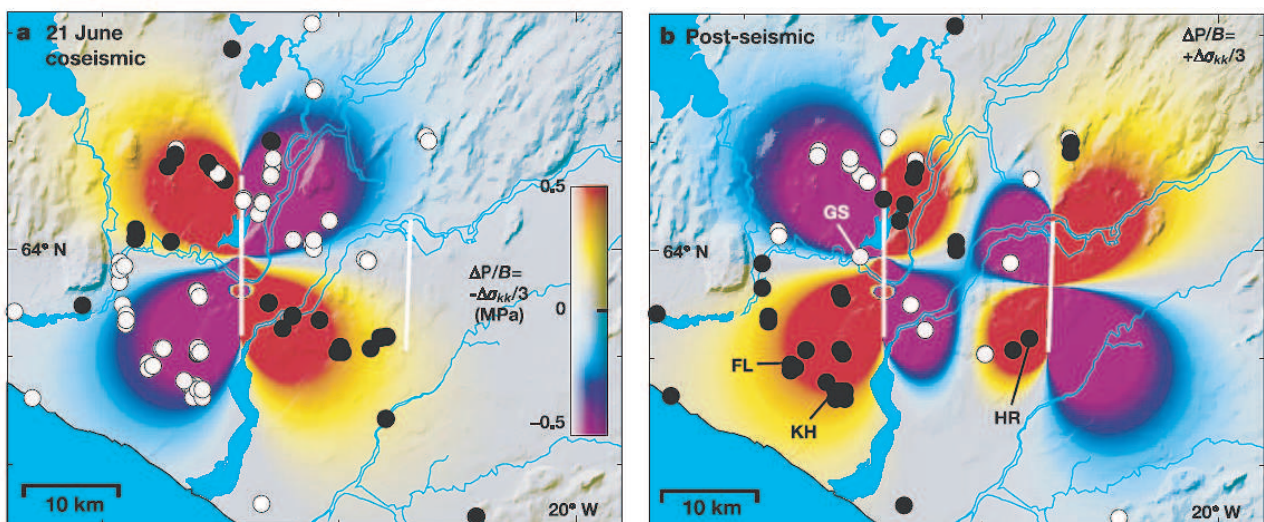


FIG. 2.15 Changements co-sismiques et post-sismiques du niveau d'eau dans des puits géothermiques (ronds noirs pour une augmentation, blancs pour une diminution). Le changement de pression des pores (en couleur) est calculé avec l'équation $\frac{\Delta P}{B} = -\frac{\Delta\sigma_{kk}}{3}$, où B est le coefficient de Skempton et $\Delta\sigma_{kk}$ le changement dans la contrainte moyenne ([Rice & Cleary 1976](#)). (a) Concordance entre les puits et les changements de pression des pores induits par le séisme du 21 juin à 500 m de profondeur. (b) Concordance entre les puits et les changements de pression des pores induits par la relaxation poro-élastique en milieu homogène après le 21 juin. Figure d'après [Jónsson et al. \(2003\)](#).

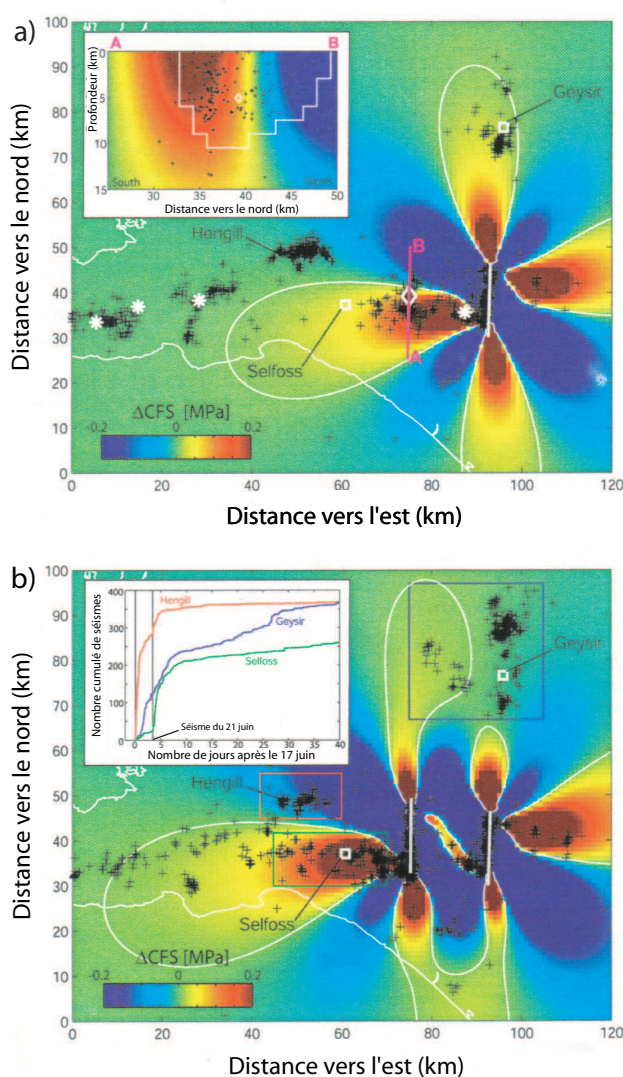


FIG. 2.16 Résultats du calcul des changements de contrainte de Coulomb (ΔCFS) en milieu homogène pour la crise de juin 2000 à 5 km de profondeur pour un mouvement décrochant dextre sur des failles verticales N-S. Les failles du 17 juin et du 21 juin sont modélisées selon les résultats de Pedersen et al. (2003) (Table 2.2 et figure 2.13). Les répliques ayant une magnitude $M_W \geq 1$ sont indiquées par des croix noires. Elles ont une erreur de localisation horizontale de 2,5 km et verticale de 5 km. Les contours englobent les régions où les changements sont supérieurs à 10 kPa (0,1 bar). Les failles majeures prises en compte pour le calcul sont indiquées par des segments blancs. Les carrés blancs désignent le village de Selfoss et l'aire géothermale de Geysir. Les côtes islandaises sont représentées par des lignes blanches. (a) ΔCFS dû au séisme du 17 juin, avec une augmentation supérieure à 10 kPa (0,1 bar) au niveau de l'hypocentre du séisme du 21 juin (losange blanc). Les répliques représentées se sont produites entre le 17 juin et le 21 juin. Quatre répliques majeures sont localisées par des étoiles blanches (une dans la SISZ et trois dans la péninsule de Reykjanes). L'onglet en haut à gauche montre une coupe effectuée selon le profil A-B. Les limites de la distribution de glissement sur la faille du 21 juin sont indiquées par un contour blanc. Les croix noires sont les répliques qui se trouvent à moins de 2,5 km du plan de coupe. (b) ΔCFS dû aux séismes du 17 et du 21 juin. Les répliques représentées se sont produites entre le 21 juin et le 31 décembre 2000. La petite figure en haut à gauche présente le nombre cumulé de séismes en fonction du temps, après le tremblement de terre du 17 juin, dans trois régions indiquées par des rectangles de couleur dans le graphique principal (la couleur des courbes correspond à celle des rectangles). Figure d'après Árnadóttir et al. (2003).

2.2.3 Étude de la crise en milieu hétérogène

Les études précédentes sont surtout axées sur la phase co-sismique de la crise et elles ont en commun l'hypothèse d'espace semi-infini homogène pour modéliser la croûte islandaise. La considération des phénomènes post-sismiques a abouti à prendre un peu plus en compte son caractère hétérogène.

Dans un premier temps, [Jónsson et al. \(2003\)](#) découpent la croûte en deux parties : une partie supérieure très perméable d'épaisseur 1,5 km et un espace semi-infini homogène peu perméable pour le reste. Ils expliquent ainsi la contradiction apparente entre la courte durée, d'environ deux mois, du signal observé dans les puits dû au rééquilibrage des pressions à une profondeur très superficielle ([Björnsson et al. 2001](#)), et l'évolution plus lente prévue sur environ 3,5 ans à de plus grandes profondeurs des répliques dues aux effets post-sismiques. Concernant cet aspect post-sismique à plus long terme, ils n'arrivent pas à conclure sur le mécanisme dominant et laissent envisageable un processus d'*after-slip*, un effet poro-élastique plus profond en milieu peu perméable ou bien une diffusion visco-élastique des contraintes (voir la section 3.1.2 page 67 pour un récapitulatif des processus post-sismiques).

Enfin, l'étude de [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#) concernant les déformations post-sismiques de la crise de juin 2000 considère un modèle un peu plus complexe. La structure hétérogène de l'Islande est représentée par trois couches superposées (Figure 2.17). En partant du haut, la première couche élastique correspond à la croûte supérieure, la seconde, visco-élastique avec une rhéologie de Maxwell, représente la croûte inférieure et finalement le manteau, modélisé par des éléments de Burgers, constitue la troisième couche (voir la section 3.1.1 page 60 concernant les modèles rhéologiques). En contraignant leurs calculs à l'aide des résultats des campagnes GPS de 2000 à 2004, ils parviennent à expliquer la déformation observée soit par un processus d'*after-slip*, soit par une relaxation visqueuse avec des valeurs de viscosité de 10^{19} Pa.s pour la croûte inférieure et de 3.10^{18} Pa.s pour le manteau. Dans ce dernier cas, le caractère transitoire du corps de Burgers ne peut être contraint par les données GPS, car ces dernières ont été récoltées avec des intervalles de l'ordre de l'année ([Árnadóttir et al. 2005b](#)).

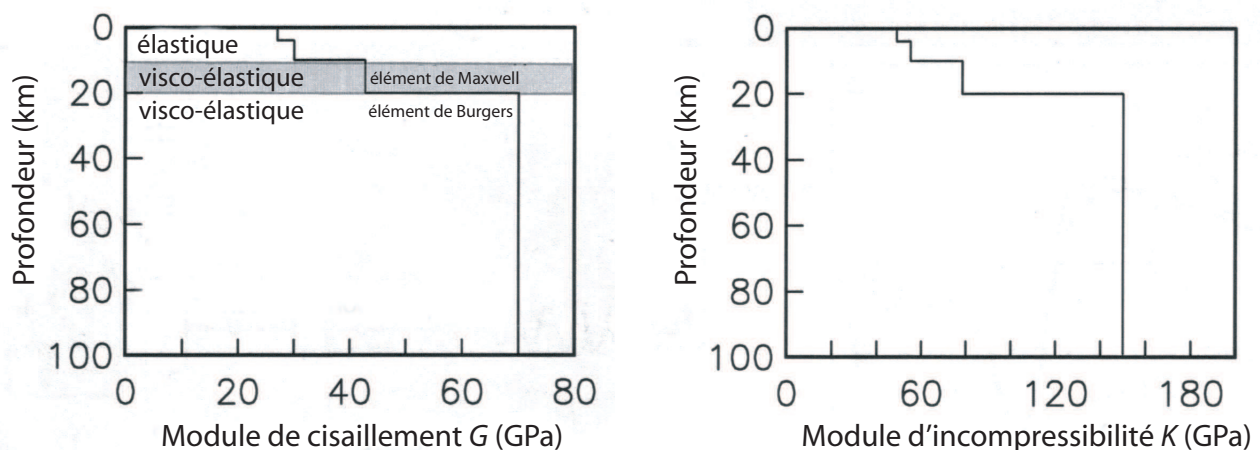


FIG. 2.17 Modèle en couches horizontales de la zone sismique sud islandaise. La croûte supérieure est supposée élastique jusqu'à 10 km de profondeur et est constituée de deux couches ayant un module de cisaillement différent. En dessous, la croûte inférieure considérée comme visco-élastique avec une rhéologie de Maxwell s'étend jusqu'à 20 km. Enfin le manteau est modélisé par une couche visco-élastique avec une rhéologie de Burgers (voir section 3.1.1 page 60 pour plus de détails). Figure d'après [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#).

2.3 Objectifs de la présente étude

Dans la plupart des études précédentes, l'hypothèse d'espace homogène semi-infini est utilisée. Quant aux études qui utilisent des modèles hétérogènes, leur simplicité — d'un point de vue géométrique — demeure assez éloignée de la complexité de la croûte islandaise. D'ailleurs, au vu de leurs résultats, [Árnadóttir et al. \(2003\)](#) et [Pedersen et al. \(2003\)](#) s'accordent sur la nécessité de disposer de modèles plus complexes afin de tenir compte de l'accroissement de la rigidité crustale avec la profondeur ainsi que du caractère temporel de la déformation poro-élastique.

[Masterlark \(2003\)](#) a démontré, dans le cas d'une zone de subduction, que l'influence de la rhéologie ainsi que celle de la géométrie peuvent atteindre des proportions non négligeables. Certes, le contexte structural en Islande n'est pas aussi complexe que celui d'une zone de subduction. Cependant, quand on observe le fait que la succession des crises sismiques dans la SISZ a une forte tendance à suivre l'amincissement de la croûte (de l'est vers l'ouest), la tentation d'estimer l'influence des hétérogénéités lithosphériques égale en magnitude les plus forts séismes secouant l'Islande.

Sachant qu'il est déconseillé d'aller à l'encontre de la nature (surtout celle façonnée par de puissants dieux vikings), je vais donc me garder de résister à cette tentation. Je me propose donc d'utiliser une méthode de résolution numérique tridimensionnelle par éléments finis, méthode qui permet la prise en compte de rhéologies différentes et de géométries complexes, pour tenter de répondre à quatre problématiques dont le détail est présenté dans les sections suivantes.

2.3.1 Influence d'une géométrie complexe dans un milieu hétérogène

Dans l'ensemble de mon étude, mon but sera de reproduire les déformations générées par la crise de juin 2000, et également observées par la géodésie, en jouant sur les divers paramètres décrivant mes modèles. Avant d'essayer de trouver le meilleur jeu de paramètres pour y parvenir, il me faudra caractériser chacun de ces paramètres et trouver ceux qui influencent le plus les déformations en surface. Les paramètres en question seront d'ordre géométrique (caractéristiques des plans de faille, géométrie des interfaces crustales...) et rhéologique (coefficients élastiques, valeur de la viscosité, forme de la loi de viscosité...). Par la même occasion, cette étude permettra de tester la pertinence de la méthode des éléments finis tridimensionnelle comme outil de calcul dans le contexte de la crise sismique de juin 2000. Bien entendu, la toute première phase consistera en la validation des codes de calcul que j'ai utilisés tout au long de mes travaux. Tous ces points constituent la fin du chapitre 3.

2.3.2 Inversion co-sismique des données InSAR et GPS en milieu hétérogène

[Pedersen et al. \(2003\)](#) précisent que la plupart des glissements trouvés par inversion conjointe des mesures InSAR-GPS se concentrent dans les six premiers kilomètres de la croûte. Ils reconnaissent par ailleurs que l'hypothèse d'homogénéité peut grandement jouer sur ce résultat ([Cattin et al. 1999](#); [Hearn & Bürgmann 2005](#)) et qu'une répartition différente des glissements pourrait fortement influencer sur les conclusions concernant la dynamique de la SISZ. En effet, nous pouvons imaginer par exemple que la répartition des contraintes s'en verra modifiée et que les mécanismes post-sismiques déformeront différemment les environs ([Masterlark et al. 2001](#)). Il sera donc intéressant d'inverser conjointement les données InSAR et GPS pour obtenir les distributions de glissement associées à un milieu hétérogène. L'ensemble de l'étude qui se rapporte à cette problématique est présenté dans le chapitre 4.

2.3.3 Étude rhéologique de la phase post-sismique

Comme nous l'avons vu dans la section 2.2.3, Jónsson et al. (2003) et Árnadóttir et al. (2005a) ont étudié la phase post-sismique suivant la crise de juin 2000 avec des hypothèses plus complexes, mais en s'appuyant sur l'inversion cosismique en milieu homogène de Pedersen et al. (2003). Il sera donc intéressant de revenir sur ces études avec le résultat des inversions qui sont présentées dans le chapitre 4. De plus, dans le cas du signal post-sismique présenté dans la figure 2.14, la complexité des déplacements n'est pas expliqué par le modèle poro-élastique proposé par Jónsson et al. (2003) et il serait bon de vérifier si les hétérogénéités de la croûte ne pourraient pas en être responsables. Enfin, Árnadóttir et al. (2005a) proposent deux processus possibles pour expliquer les vitesses mesurées par GPS après la crise de juin 2000 et étudient chacun d'entre eux de manière distincte. Freed et al. (2006) ont évoqué l'influence que pourrait avoir la prise en compte simultanée des mécanismes responsables des déformations post-sismiques. La crise islandaise peut également être un moyen d'estimer cette influence. Toutes ces considérations seront abordées au début du chapitre 5.

2.3.4 Aléa sismique dans un milieu complexe

Après avoir longtemps négligé les effets des répliques dans l'étude du cycle sismique, des études récentes (par exemple, Helmstetter et al. 2005) ont montré que la microsismicité pourrait avoir un impact important sur l'évolution de l'état des contraintes. La crise de juin 2000 pourra nous éclairer sur l'influence des répliques : sont-elles passives et révélatrices d'autres processus physiques à l'oeuvre dans la phase post-sismique ou bien ont-elles un rôle actif dans le transfert de contrainte ? Cette étude, ainsi que l'influence des hétérogénéités sur la phase inter-sismique du cycle sismique, pourrait permettre d'en savoir plus sur les processus de déclenchement des séismes dans la zone sismique sud islandaise. Ces questions seront traitées à la fin du chapitre 5 et resteront ouvertes pour des travaux futurs dans le chapitre de conclusion.

Deuxième partie

Modélisation physique et numérique

Chapitre 3

Méthode numérique des éléments finis appliquée à la géophysique



Photo reproduite avec la permission d'Etienne Berthier

I never know when the random timer activates the detector. I never know when the same random timing element opens the lead shielding to the tiny isotope [...] Technically, according to the ancient enigma of quantum physics, I am now either dead nor alive. I am in the suspended state of overlapping probability waves once reserved for the cat in Schrödinger's thought experiment.

— Endymion —
Dan SIMMONS

La problématique principale que l'on retrouve en géophysique est de déterminer les processus physiques responsables des déformations que l'on observe à la surface de la Terre. Au niveau de la lithosphère, l'origine de ces déformations est en grande partie mécanique. Bien que la matière soit par nature discontinue, elle réagit dans son ensemble de manière homogène et la mécanique des milieux continus nous fournit les outils utiles à l'étude des phénomènes mis en jeu. Dans un premier temps, un rappel sur les différentes lois de comportement s'appliquant à la lithosphère sera effectué. Puis, les différentes rhéologies présentées seront abordées dans le contexte d'un cycle sismique. Ensuite, afin de pouvoir aller au-delà de l'hypothèse de milieu homogène semi-infini pour la représentation de la lithosphère, un rappel sera effectué sur la méthode des éléments finis utilisée, ainsi qu'une présentation des tests de validation concernant le code utilisé. Enfin, une étude de sensibilité permettra de quantifier l'importance de la prise en compte des hétérogénéités de la lithosphère.

3.1 Les mécanismes mécaniques en géophysique

Par l'action de la tectonique des plaques et de l'activité mantellique, la lithosphère est soumise à différentes contraintes et sujette à diverses déformations. Pour les calculer, un domaine d'étude est tout d'abord défini, puis les diverses forces volumiques qui agissent sur celui-ci sont référencées, ainsi que les conditions aux limites en contrainte et en vitesse, et enfin des hypothèses sur la rhéologie du milieu sont faites. Pour déterminer l'évolution du système ainsi défini, il ne reste plus qu'à résoudre, de manière exacte ou approximative, les équations obtenues par application des principes généraux de la physique et de la thermodynamique. Dans le cas de la mécanique des milieux continus avec une hypothèse de petites déformations, on obtient les équations suivantes :

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i = \rho \dot{v}_i \text{ (équation d'équilibre ou de la quantité de mouvement)} \quad (3.1)$$

$$\dot{\sigma}_{ij} = \text{fonction}(\sigma_{kl}, \varepsilon_{kl}, \dot{\varepsilon}_{kl}, \dots, t) \text{ (loi de comportement)} \quad (3.2)$$

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \text{ (déformation)} \text{ ou bien } \dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \text{ (taux de déformation)} \quad (3.3)$$

$$\mathcal{L}_u(\mathbf{u}) = \bar{\mathbf{u}} \text{ ou } \mathcal{L}_v(\mathbf{v}) = \bar{\mathbf{v}} \text{ ou } \mathcal{L}_f(\sigma_{ij}) = \mathbf{f}_s \text{ (conditions aux limites spatiales)} \quad (3.4)$$

$$\mathbf{u}(t_0) = \mathbf{u}_0 \text{ ou } \mathbf{v}(t_0) = \mathbf{v}_0 \text{ (conditions initiales)} \quad (3.5)$$

avec \mathbf{u} le vecteur déplacement et u_i ses composantes, \mathbf{v} le vecteur vitesse et v_i ses composantes, ε_{ij} les composantes du tenseur (symétrique) des déformations, σ_{ij} les composantes du tenseur (symétrique) des contraintes, f_i les composantes des forces volumiques, ρ la densité, \mathbf{f}_s le vecteur des forces surfaciques et \mathcal{L} un opérateur différentiel.

Les lois de comportement que l'on peut trouver en géophysique sont abordées en premier lieu, pour passer ensuite en revue leur mise en application dans le cadre d'un cycle sismique.

3.1.1 Rappels sur la rhéologie de la lithosphère

Selon la composition de la roche et les conditions de pression-température, le comportement du milieu peut être élastique, visqueux, plastique ou bien un mélange des trois. La figure 3.1 donne une représentation de la loi contrainte-déformation associée. La roche sera dite fragile si une rupture se produit après un comportement élastique, ou bien ductile si la rupture est précédée par une déformation permanente de type plastique. La figure 3.2 représente les structures envisagées pour la lithosphère. Pour plus de détails sur la mécanique des milieux continus, on peut se référer à [Malvern \(1969\)](#), [Jaeger & Cook \(1979\)](#), [Scholz \(1990\)](#) et [Ranalli \(1995\)](#).

Rhéologie élastique

En général, pour des conditions standard de pression-température, la rhéologie des matériaux est élastique. La relation entre la déformation et la contrainte est instantanée et réversible et se traduit,

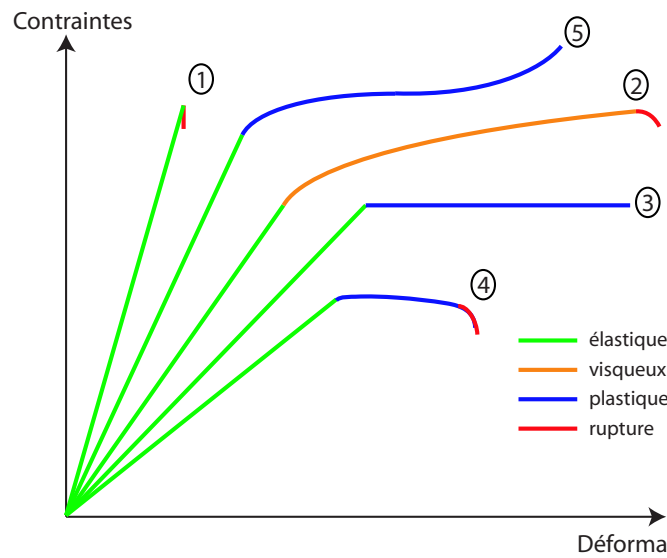


FIG. 3.1 Évolution des contraintes en fonction de la déformation pour différents types de rhéologie. La courbe 1 s'applique à un matériau fragile, alors que les autres caractérisent des matériaux ductiles. La partie linéaire en vert correspond au comportement élastique. Les corps visqueux auront des courbes du type de celle en orange et la courbe 2 caractérise un matériau visco-élastique. Les comportements plastiques sont représentés par les courbes en bleu. La courbe 3 caractérise un comportement élasto-plastique idéal, alors que la courbe 4 montre un comportement plastique suivi d'une rupture et la courbe 5 traduit un écoulement du matériau (augmentation de la contrainte avec la déformation).

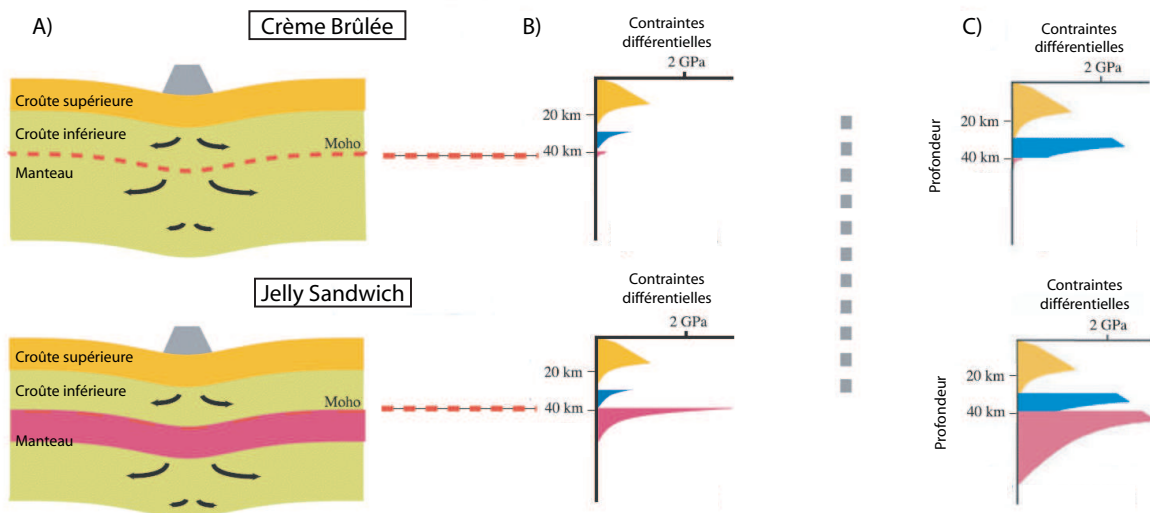


FIG. 3.2 Représentation des deux types de structure pour la lithosphère. Dans la structure « crème brûlée », la croûte supérieure est fragile alors que la croûte inférieure et le manteau sont ductiles. Pour la structure « jelly sandwich », une partie du manteau est également résistante et la croûte inférieure est comme de la confiture prise entre les deux parties solides. (A) Schéma des deux structures. Les flèches indiquent le flux de matière sous l'action d'une charge se situant en surface de la lithosphère. (B) Rhéologie d'une lithosphère âgée d'environ 150 Ma, ce qui correspond à une lithosphère océanique. Bien que le manteau soit un peu plus résistant dans la structure « jelly sandwich », la partie fragile est constituée de la croûte supérieure dans les deux cas. (C) Pour une lithosphère plus vieille (environ 500 Ma) correspondant à une partie continentale, la première structure n'est résistante qu'au niveau de la croûte, alors que dans la deuxième une partie du manteau l'est également. Figure d'après [Burov & Watts \(2006\)](#).

d'un point de vue atomique, par un déplacement réversible des atomes pour accommoder la déformation macroscopique.

La figure 3.1 donne un exemple de comportement élastique linéaire. Dans ce cas, la loi de comportement s'écrit :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \varepsilon_{kl} \text{ ou bien } \{\sigma\} = \mathbf{C} \cdot \{\varepsilon\} \quad (3.6)$$

avec $\{\sigma\}$ et $\{\varepsilon\}$ les tenseurs des contraintes et déformations sous forme de vecteur colonne et \mathbf{C} la matrice de rigidité composée des éléments C_{ijkl} . Ces derniers sont exprimés en fonction des coefficients caractéristiques du matériau qui sont au nombre de 81, dont 21 sont indépendants pour des raisons énergétiques engendrant des propriétés de symétrie. Si l'on suppose le milieu homogène et isotrope, on obtient la loi dite de Hooke qui nécessite uniquement la connaissance de deux coefficients élastiques caractéristiques :

$$\{\sigma\} = \begin{pmatrix} \lambda + 2G & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2G & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2G & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2G & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2G & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2G \end{pmatrix} \{\varepsilon\} \quad (3.7)$$

ou

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2G \varepsilon_{ij}$$

avec λ et G (également symbolisé par μ dans la littérature) les coefficients de Lamé. Le terme δ_{ij} représente le symbole de Kronecker et ε_{kk} est la notation d'Einstein (somme implicite sur un indice répété) pour la trace du tenseur des déformations. La table 3.1 donne les relations entre les cinq coefficients caractéristiques qui sont définis dans le cas homogène isotrope. La relation (3.7) peut alors s'écrire de la manière suivante :

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1 + \nu}{E} \cdot \sigma_{ij} - \frac{\nu}{E} \cdot \sigma_{kk} \cdot \delta_{ij} \quad (3.8)$$

avec E le module de Young et ν le coefficient de Poisson, qui correspondent dans un essai de traction, respectivement, au rapport entre la contrainte et la déformation longitudinale et au rapport entre la déformation transversale et la déformation longitudinale. Le terme σ_{kk} est la notation d'Einstein pour la trace du tenseur des contraintes.

Dans mes travaux, j'ai surtout utilisé le module de cisaillement G et le coefficient de Poisson ν pour caractériser les milieux étudiés. Leurs valeurs peuvent être calculées par l'étude de la propagation des ondes P et S grâce aux relations suivantes :

$$V_p = \sqrt{\frac{2G(1 - \nu)}{\rho(1 - 2\nu)}} \quad (3.9)$$

$$V_s = \sqrt{G/\rho} \quad (3.10)$$

avec V_p et V_s la vitesse de propagation des ondes de pression (P) et de cisaillement (S) respectivement. Le coefficient de Poisson peut être calculé par une relation issue de (3.9) et (3.10) :

G	K	λ	E	ν
$\frac{3(K-\lambda)}{2}$	$\lambda + \frac{2G}{3}$	$K - \frac{2G}{3}$	$\frac{9KG}{3K+G}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+G)}$
$\lambda \left(\frac{1-2\nu}{2\nu} \right)$	$G \left[\frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)} \right]$	$\frac{2G\nu}{1-2\nu}$	$2G(1+\nu)$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$
$\frac{3K}{2} \left(\frac{1-2\nu}{1+\nu} \right)$	$\lambda \left(\frac{1+\nu}{3\nu} \right)$	$3K \left(\frac{\nu}{1+\nu} \right)$	$G \left(\frac{3\lambda+2G}{\lambda+G} \right)$	$\frac{3K-2G}{2(3K+G)}$
$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$3K(1-2\nu)$	$\frac{3K-E}{6K}$

TAB. 3.1 Relations entre les différents paramètres qui permettent de décrire un milieu élastique avec G le module de cisaillement, également appelé module de glissement, K le module de compressibilité, λ un des deux coefficients de Lamé (l'autre étant G), E le module de Young et ν le coefficient de Poisson. Dans un milieu homogène et isotrope et pour une pression et une température données, il suffit d'en fixer deux pour déduire tous les autres par ces différentes relations (Gourinat 2001).

$$\nu = \frac{1}{2} \left(1 - \left[\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1 \right]^{-1} \right) \quad (3.11)$$

Pour la lithosphère et une densité moyenne typique de 3000 kg.m^{-3} , ν est alors compris entre environ 0,25 et 0,3. L'ordre de grandeur du module de cisaillement dans la lithosphère est alors d'environ 30 GPa. En général, les roches de la lithosphère sont plus ou moins poreuses et, dans les premiers kilomètres, elles peuvent être saturées en fluide, ce qui a un impact sur la vitesse des ondes sismiques (Watanabe 1993). Dans ce cas, ν sera donc également appelé le coefficient de Poisson « saturé » (voir la section 3.1.2 page 69 sur la relaxation poro-élastique pour plus de détails).

Pour finir sur le comportement élastique des roches dans un milieu élastique, à l'équilibre et avec un comportement suivant la loi de Hooke, l'équation (3.1) devient :

$$G \nabla^2 u_i + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} = -\rho f_i \quad (3.12)$$

Rhéologie plastique

Comme nous l'avons vu en début de section avec la figure 3.1, une roche avec une rhéologie élastique jusqu'à la rupture est dite fragile. À la différence, une roche ductile subit, à partir d'un seuil de contrainte, des déformations irréversibles avant rupture (s'il doit y en avoir une). Ces déformations, permanentes même après le relâchement des contraintes, sont dues d'un point de vue atomique à la création de dislocations dans le réseau cristallin. Pour les matériaux avec un comportement élasto-plastique, on définit un seuil en dessous duquel le matériau est élastique. Au dessus de ce seuil, une partie de la déformation devient irréversible et l'écoulement plastique se produit en fonction de la partie déviatorique des contraintes et selon un critère de plasticité. Il existe plusieurs de ces critères comme ceux de Tresca, de Von Mises ou bien de Drucker-Prager. Pour plus de détails concernant le comportement plastique, le lecteur pourra se référer à la littérature associée (Malvern 1969; Jaeger & Cook 1979; Ranalli 1995).

Rhéologie visqueuse

Un matériau visqueux est tel que ses atomes fluent dans le réseau cristallin, soit par diffusion, soit par dislocation, dès qu'on lui applique une contrainte. Un corps parfaitement visqueux, comme un fluide par exemple, ne pourra pas emmagasiner de l'énergie comme le fait un corps élastique. Toute l'énergie est dissipée dans un comportement visqueux.

Le cas le plus simple de ce type de rhéologie est le cas newtonien. Pour les corps suivant cette rhéologie, la loi de comportement est linéaire :

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + C'_{ijkl}\dot{\epsilon}_{kl} \quad (3.13)$$

où C'_{ijkl} sont des paramètres indépendants des contraintes, du taux de déformation ainsi que du temps. p est la pression thermodynamique qui est égale, dans le cas d'un corps incompressible, à la pression moyenne :

$$p = -1/3\sigma_{kk} \quad (3.14)$$

Quand un corps est isotrope, homogène et incompressible, la relation (3.13) devient :

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + 2\eta\epsilon_{ij} \quad (3.15)$$

où η est la viscosité dynamique newtonienne, qui a pour ordre de grandeur pour le manteau 10^{20} à 10^{22} Pa.s. Avec les hypothèses précédentes et cette dernière relation, l'équation (3.1) aboutit aux équations de Navier-Stokes.

Si la loi de comportement est non linéaire, comme par exemple une loi en puissance du type $\dot{\epsilon} = A \cdot \sigma^n$ avec A fonction de la pression, de la température et des paramètres caractéristiques du matériau, alors on ne peut plus définir une viscosité indépendante de la contrainte. Par exemple dans le cas d'un cisaillement simple, la viscosité se définit à un état de contrainte donné par :

$$\eta = \frac{\sigma_s}{2\dot{\epsilon}_s} \quad (3.16)$$

Une valeur typique pour les roches constituant la croûte inférieure et le manteau est $n \simeq 3$ (Cohen 1999).

Rhéologie visco-élastique

Entre le comportement élastique (figure 3.3a) et le comportement visqueux (figure 3.3b), les matériaux peuvent, selon leur état de pression-température et leur composition cristalline, emmagasiner une partie de l'énergie de déformation sous forme élastique et puis dissiper le reste par écoulement visqueux. Le comportement est qualifié de visco-élastique et peut être schématisé par l'association (en série et/ou en parallèle) des deux premiers comportements élémentaires (figure 3.3).

Dans le cas des comportements linéaires, on retrouve le modèle de Maxwell (figure 3.3c), le modèle de Kelvin (figure 3.3d) et le modèle de Burgers (figure 3.3e). Le premier modèle est le plus simple pour tenir compte du double aspect des matériaux dans la répartition de l'énergie de déformation. Le modèle de Kelvin permet de tenir compte de la réponse transitoire dans l'établissement de la déformation élastique, ce qui est observé pour beaucoup de matériaux. Le dernier modèle est une combinaison des deux autres et permet, en général, de modéliser une déformation transitoire plus rapide que la déformation due à l'élément de Maxwell. On peut également envisager d'autres combinaisons de ces éléments afin de modéliser des comportements plus complexes, comme par exemple

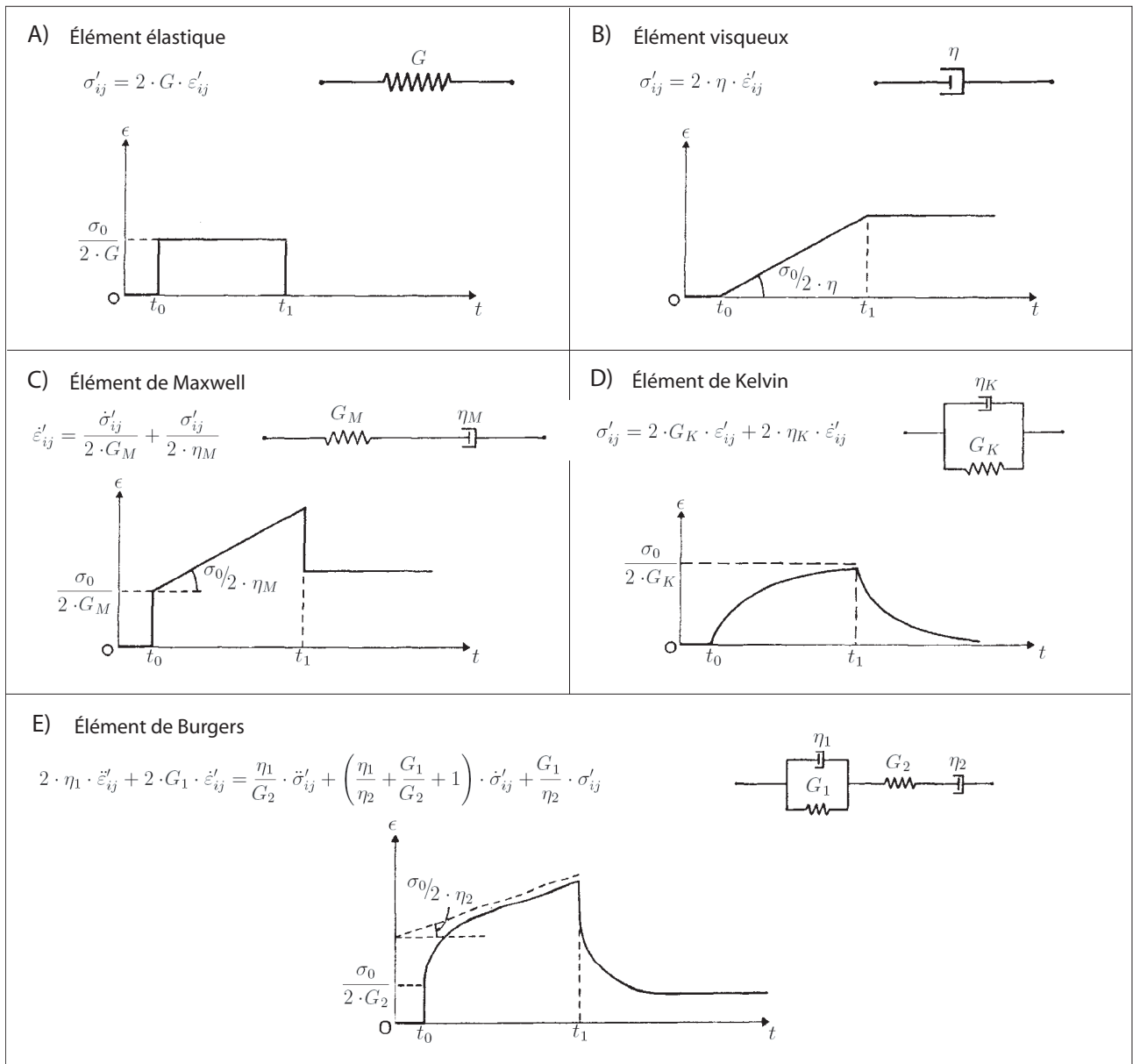


FIG. 3.3 Modèle rhéologique linéaire et diagramme de la déformation en fonction du temps sous un chargement constant pour un corps élastique (A), visqueux (B), de Maxwell (C), de Kelvin (D) et de Burgers (E). La contrainte σ_0 est appliquée au temps t_0 et se termine au temps t_1 . La loi de comportement est spécifiée pour chaque élément. Figure d'après [Ranalli \(1995\)](#).

le comportement tri-visqueux de [Hetland & Hager \(2006\)](#). Pour un comportement non linéaire, le principe est le même mais en considérant l'écoulement visqueux associé à une loi non linéaire. Enfin, on peut également construire des lois de comportement visco-élastique avec un fonctionnement en seuil, tel que le modèle de Bingham où le comportement du matériau est élastique pour un état de contrainte en dessous d'un certain seuil et visqueux pour des contraintes déviatoriques supérieures. Ce type de loi est dite visco-plastique.

La nature rhéologique d'un matériau à plusieurs échelles de temps

La première chose à définir dans une étude de processus géophysique est l'échelle de temps considérée. Par exemple, l'étude de la propagation des ondes sismiques dans la Terre dues à un séisme se situera sur une échelle de temps de l'ordre de l'heure, alors que le rebond post-glaciaire nécessitera de considérer des périodes de temps de l'ordre du millénaire (figure 3.4).

Pour un matériau dans un état de pression-température donné, son comportement face à la déformation sera fonction de l'échelle de temps considérée. En effet, la propagation des ondes sismiques verra le manteau réagir selon un comportement élastique, alors qu'il aura un comportement visqueux concernant le rebond post-glaciaire. Si on se place à des temps intermédiaires, la rhéologie du manteau peut être plus variée. En général, on lui attribue un comportement visco-élastique de type Maxwell, mais des études récentes ont montré que le caractère transitoire (élément de Burgers, figure 3.3e) des matériaux mantelliques peut avoir une influence, comme par exemple dans les travaux de [Pollitz \(2003\)](#) sur la déformation post-sismique après un séisme (voir la section 3.1.2 pour plus de détails sur le cycle sismique).

Un autre exemple concernant l'importance de l'échelle de temps sur la rhéologie est donné par le débat concernant la nature de la lithosphère continentale (figure 3.2). Quand [Jackson \(2002\)](#) remet en question le modèle conventionnel « *Jelly Sandwich* », il utilise une considération sismologique pour conclure que la partie rigide de la lithosphère se situe dans la croûte supérieure. Cependant, [Burov & Watts \(2006\)](#) rappellent que la structure de la lithosphère est mieux contrainte par l'estimation de l'épaisseur élastique apparente, dont l'étude se situe sur une échelle de temps plus longue que celle concernant une étude sismologique, et ils aboutissent ainsi à des valeurs plus élevées incluant le manteau.

Pour résumer, cette notion d'échelle de temps est d'une grande importance en géophysique et il sera nécessaire de toujours en tenir compte avant d'établir des comparaisons entre des paramètres physiques déterminés par des études différentes.

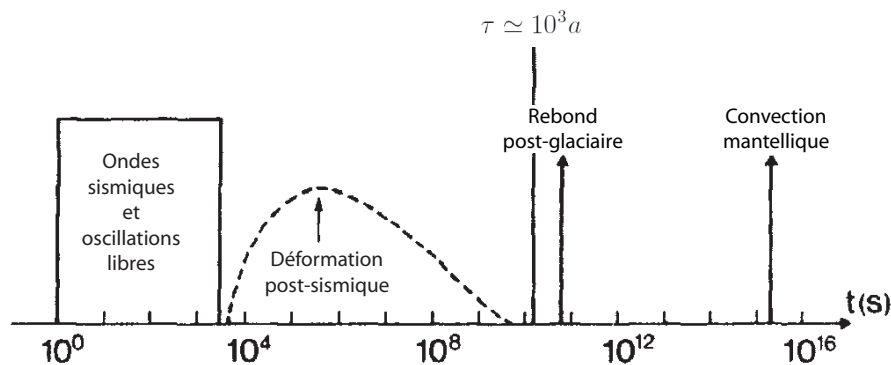


FIG. 3.4 Temps caractéristiques pour quelques processus de déformation dans le manteau. Figure d'après [Ranalli \(1995\)](#).

3.1.2 Le cycle sismique

Après avoir effectué ces rappels concernant la mécanique des milieux continus, nous allons voir comment l'appliquer au cas des séismes. Premièrement, un tremblement de terre est le résultat d'un déplacement le long d'une faille. C'est un processus discontinu et les sections 3.1.2 et 3.2.2 expliqueront comment il est pris en compte.

La deuxième caractéristique des zones dans lesquelles se produisent des séismes est leur caractère récurrent. Dans la théorie de la tectonique des plaques, les zones sismiques sont mises sous contraintes par le rapprochement ou l'éloignement de deux ou bien de plusieurs plaques. Ces zones se situent souvent en frontière de plaques et les séismes permettent ainsi d'accommoder les déformations et les contraintes qui en résultent. Comme les plaques sont continuellement en mouvement, des tremblements de terre vont donc se produire de manière récurrente dans ces zones. On parle alors de cycle sismique.

La figure 3.5 présente les différentes phases qui composent ce cycle. Après une accumulation des contraintes, une phase cosismique, constituée d'un ou plusieurs séismes, permet de les relâcher. La phase transitoire qui suit est appelée post-sismique et se poursuit par une mise sous contrainte de manière régulière due à la tectonique des plaques. Cette dernière phase est dénommée inter-sismique et précède un nouveau séisme. Dans une même zone sismique, la durée entre deux séismes donne le temps de récurrence du cycle.

De nombreux auteurs ont étudié le cycle sismique avec des rhéologies plus ou moins complexes mais avec une géométrie qui est toujours restée très simple afin de pouvoir résoudre plus facilement les problèmes posés et les calculs qui en résultent. On peut citer par exemple [Savage & Prescott \(1978\)](#), [Li & Rice \(1987\)](#), [Thatcher \(1983\)](#), [Savage \(1990\)](#), [Lyzenga et al. \(1991\)](#), [Williams & Richardson \(1991\)](#), [Chéry et al. \(2001a\)](#) ou bien [Duan & Oglesby \(2005\)](#).

Nous allons maintenant nous intéresser succinctement à chaque phase du cycle. Pour une étude détaillée des méthodes de résolution numérique de chaque phase et du cycle entier, le lecteur pourra se reporter à [Cohen \(1999\)](#). La caractérisation géodésique des différentes phases du cycle peut être trouvée dans l'article de [Feigl & Thatcher \(2006\)](#).

Modélisation des séismes par des dislocations

Comme nous l'avons évoqué précédemment, un séisme consiste en un glissement relatif entre deux blocs au niveau d'une faille ou de segments de faille. Pour pouvoir résoudre ce problème discontinu, les auteurs comme [Chinnery \(1961\)](#) et [Sato & Matsu'ura \(1974\)](#) ont utilisé la théorie des dislocations et les fonctions de Green ([Challis & Sheard 2003](#)), ce qui leur a permis de donner des solutions analytiques pour calculer les déplacements en surface. C'est avec les travaux d'[Okada \(1985, 1992\)](#) que les solutions analytiques obtenues par cette méthode furent démontrées et validées dans un milieu homogène semi-infini. Il existe de nos jours plusieurs codes qui calculent numériquement ces solutions. Dans mes travaux, j'ai utilisé le code RNGCHN de [Feigl & Dupré \(1999\)](#). Les paramètres à spécifier pour définir une dislocation sont récapitulés dans la figure 3.6.

Par l'utilisation de la méthode de Thomson-Haskell ([Cohen 1999](#)), les conséquences d'un séisme ont pu être étudiées dans un milieu constitué de couches élastiques horizontales. Ce travail a débouché par exemple sur l'écriture du code EDGRN/EDCMP ([Wang et al. 2003](#)), fondé sur les travaux de [Roth \(1990\)](#), avec en plus la prise en compte des effets de la gravité. Enfin, quand on ne tient pas compte du caractère sphérique de la Terre, les travaux de [Pollitz \(1992, 1996\)](#) ont montré par l'utilisation d'harmoniques sphériques qu'une erreur inférieure à 2% est commise sur des déplacements en surface se produisant à 100 km de la faille. Pour des séismes de magnitude supérieure à 7, cette erreur devient non négligeable à partir de 1 000 km, comme par exemple pour le séisme d'Indonésie de 2004 ([Geist et al. 2005](#)).

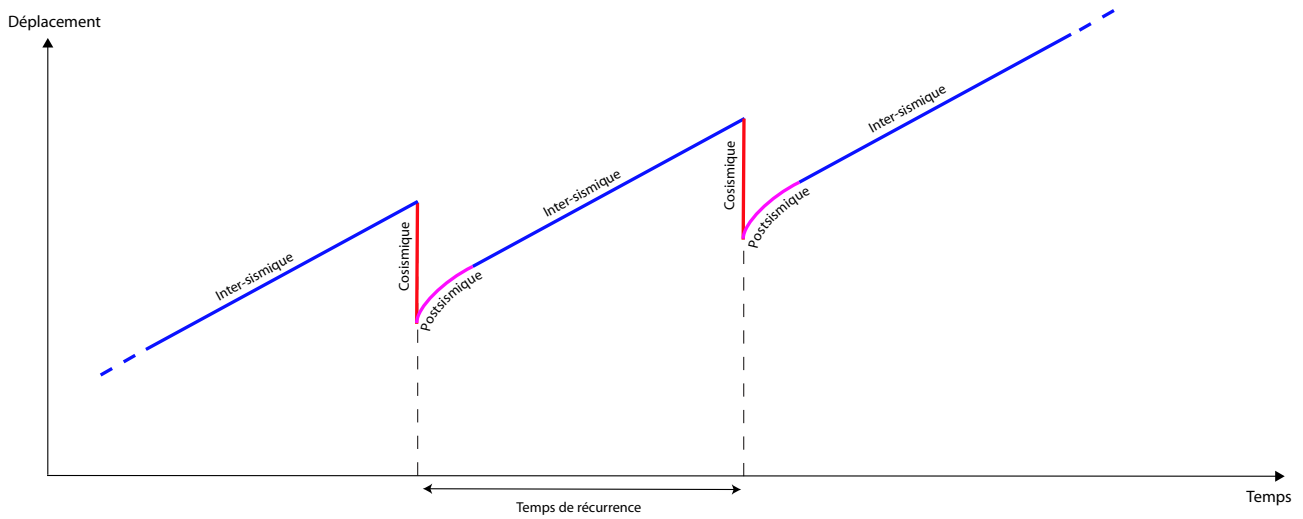


FIG. 3.5 Évolution de la déformation en un point d'une zone sismique en fonction du temps. Le cycle sismique se compose d'une phase inter-sismique, d'une phase cosismique quand un séisme a lieu et d'une phase de relaxation post-sismique. Le temps de récurrence de la zone est défini entre deux séismes.

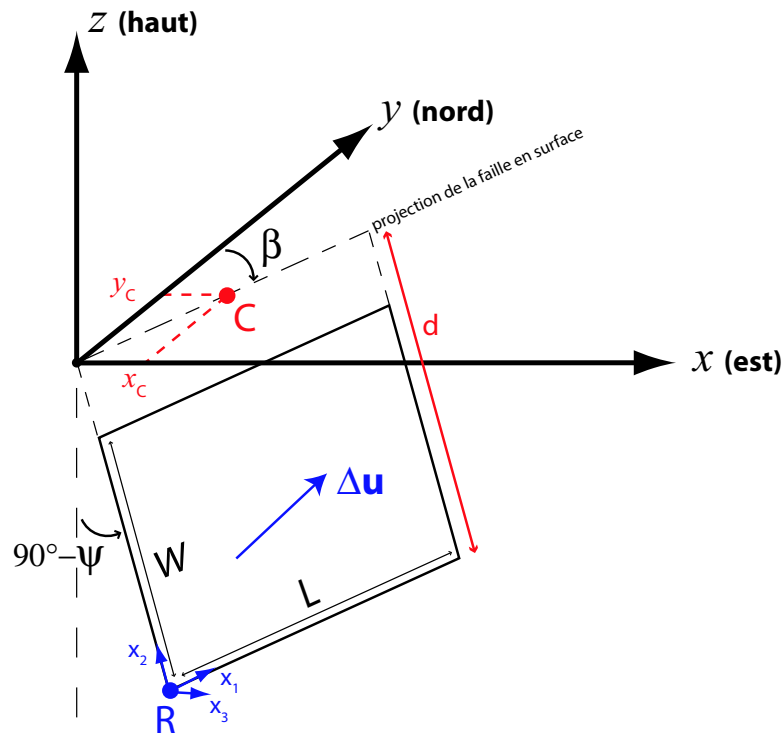


FIG. 3.6 Schéma d'une faille modélisée par une dislocation dont les dix paramètres sont : l'azimut β , le pendage ψ , la longueur L et la largeur W de cette dernière, les trois composantes du vecteur glissement $\Delta \mathbf{u}$ (valeur de la discontinuité) dans le repère (x_1, x_2, x_3) associé au plan de faille, et soit les trois coordonnées dans le repère (x, y, z) du point de référence R (bleu) situé en bas à l'extrémité sud de la dislocation (convention d'Okada), soit la distance d selon le pendage ψ entre la surface et le fond de la dislocation et les deux coordonnées en surface (x_C, y_C) du point de référence C (rouge) situé au centre de la projection en surface de la dislocation (trait noir en pointillés mixtes) selon le pendage (trait noir en pointillés) donné par ψ (convention que j'ai adoptée dans le reste de mes travaux). Par exemple, pour une faille dextre, verticale, orientée N-S, de longueur 10 km et de largeur 8 km, affleurant en surface, centrée sur l'origine du repère et subissant un glissement homogène de 2 m, on aura alors : $(x_C, y_C) = (0, 0)$ km ; $d = 8$ km ; $\beta = 0^\circ$; $\psi = 90^\circ$; $L = 10$ km ; $W = 8$ km ; $\Delta \mathbf{u} = (-2, 0, 0)$ m.

Le phénomène d'afterslip

La phase cosismique est toujours suivie d'une autre, dite post-sismique. C'est une phase de relaxation où les contraintes engendrées par la crise sismique sont à leur tour relâchées. Cette phase se traduit soit par des processus sismiques, tels que les répliques, soit par la diffusion de contraintes de manière asismique (*creep* ou fluage), ou bien les deux, ce qui est le cas du phénomène d'afterslip.

Ce processus a une durée de l'ordre du mois et il a pour conséquence un déplacement en surface similaire à la phase cosismique. Cependant la magnitude équivalente est environ de 10% celle du choc principal. La majorité du phénomène est asismique et se situe sur la faille en dessous de la partie ayant joué. On observe également une série de répliques au niveau supérieur de la faille qui ont pour conséquence un déplacement en surface de l'ordre du dixième de millimètre pour un choc principal de magnitude 6 à 7. Ces répliques sont soit la conséquence de l'afterslip asismique en profondeur, soit font partie du processus de relaxation que l'on pourra alors qualifier d'afterslip sismique.

Concernant la partie asismique du phénomène, ces glissements supplémentaires sont dus à l'accommodation, à un niveau intermédiaire, des glissements cosismiques à de plus faibles profondeurs et de la déformation plastique, continue au niveau de la racine de la faille, lors de la phase inter-sismique. [Perfettini & Avouac \(2004\)](#) ont proposé une modélisation de ce phénomène qui corrobore le taux de répliques observé à Taiwan après le tremblement de terre de Chi-Chi en 1999.

La relaxation poro-élastique

Dans le cas d'une croûte supérieure saturée en fluide (par exemple une zone géothermique), les changements de pression induits par la crise sismique conduisent à un rééquilibrage des pressions qui contribue aux déformations post-sismique. Ce processus est qualifié de relaxation poro-élastique (voir les figures 2.14 et 2.15 page 52 pour un exemple de ce processus).

L'explication de ce phénomène est la suivante : les roches constituant la croûte supérieure sont composées d'une partie solide, qu'on appelle la matrice, dans laquelle se trouvent des cavités pouvant être saturées en fluide. La proportion de ces pores par rapport à la matrice définit la porosité ϕ . En général, elle est de quelques pourcents, mais cela suffit à provoquer un effet sur la phase post-sismique. En effet, lors du séisme, les fluides sont prisonniers des pores et les glissements cosismiques entraînent, par compression-dilatation de la matrice solide, des changements de volume qui se traduisent par une augmentation-diminution de la pression des fluides. Par la suite, les fluides sont à nouveau libres de circuler et un rééquilibrage s'effectue avec une migration des zones de haute pression vers les zones de basse pression. Le mouvement induit en surface sera alors l'inverse du déplacement cosismique, et de l'ordre du centimètre dans un rayon de l'ordre des dimensions de la faille.

Du point de vue de la résolution physique de ce phénomène, il faut considérer dans l'équation (3.12) ν comme le coefficient de Poisson « saturé ». C'est le coefficient qui est obtenu par la relation (3.11) et qui tient compte de la participation des fluides prisonniers des pores dans la résistance aux contraintes appliquées. À l'inverse, le coefficient de Poisson « non saturé » ν_d (le d étant pour *drained*) caractérise la résistance aux contraintes de la matrice solide uniquement. D'après [Wang \(2000\)](#), il peut se déduire de ν de la manière suivante :

$$\nu_d = \frac{3\nu - \alpha B (1 + \nu)}{3 - 2\alpha B (1 + \nu)} \quad (3.17)$$

avec α le paramètre de Biot-Willis et B le coefficient de Skempton. Pour le cas de matériaux non saturés avec un comportement élastique linéaire, on a ainsi un paramètre élastique. Les autres sont obtenus en faisant l'hypothèse que le module de cisaillement reste identique, $G = G_d$ ([Wang 2000](#); [Cocco & Rice 2002, 2003](#)). Par exemple, pour un granit *Westerly*, le coefficient de Poisson est égal à environ 0,34 pour le « saturé » et approximativement à 0,25 pour le « non saturé » ([Wang 2000](#)).

Après la phase cosismique, les fluides étant libres de circuler, le milieu élastique est considéré avec ces paramètres « non saturés ». D'après Wang (2000), le système d'équations à résoudre pour un matériau poro-élastique est alors :

$$\begin{cases} G\nabla^2 u_i + \frac{G}{1-2\nu_d} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_i \partial x_k} = \alpha \frac{\partial P}{\partial x_i} - f_i \\ \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + S_\varepsilon \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{k}{\mu_f} \nabla^2 P + Q \end{cases} \quad (3.18)$$

avec P l'excédent de pression dans les pores, $\varepsilon = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$ la déformation volumique (trace du tenseur des déformations), S_ε le coefficient de stockage sous contrainte, k la perméabilité, μ_f la viscosité du fluide contenu dans les pores et Q le terme de source fluide. Pour connaître la solution à long terme du processus poro-élastique en évitant de résoudre ce système, il existe une astuce développée par Rice & Cleary (1976) : on considère qu'à la fin du processus d'une durée de l'ordre du mois, les excédents de pression introduits par la phase cosismique ont disparu et que l'état de contrainte-déformation du milieu est le même que si les fluides avaient pu circuler librement lors du séisme. Il suffit alors de résoudre le problème d'une dislocation dans un milieu élastique deux fois, une fois avec les paramètres « non saturés », puis avec les paramètres « saturés », et enfin de faire la différence entre les deux solutions. Pour calculer les déplacements poro-élastiques \mathbf{u}_{poro} , on aura donc :

$$\mathbf{u}_{poro}(x, y, z) = \mathbf{u}(x, y, z, \nu_d) - \mathbf{u}(x, y, z, \nu) \quad (3.19)$$

Le comportement visco-élastique

Le dernier processus qui joue après un séisme est la diffusion des contraintes cosismiques par les couches ductiles et visqueuses en profondeur. C'est le phénomène dominant de la phase post-sismique et celui qui s'étale sur la plus longue période de temps. En effet, les déplacements induits en surface vont dans le même sens que les effets cosismiques et sont de l'ordre du centimètre dans un rayon d'environ 10 km autour de la faille. Le temps caractéristique de cette diffusion est de l'ordre de l'année.

Afin de résoudre cette phase, les modèles étudiés sont en général visco-élastiques avec des éléments de Maxwell. Le principe de correspondance, qui remplace les fonctions et paramètres élastiques dépendants du temps par leur transformée de Laplace, permet de se ramener à des équations similaires à celles du cas élastique. Après leur résolution, une transformation inverse donne la solution dans le domaine temporel. Les limites de cette méthode sont la simplicité dans la géométrie des structures pouvant être étudiées et le fait que leur rhéologie doit être de type Maxwell. Les solutions trouvées ont une évolution exponentielle avec un temps caractéristique $\tau_M = \eta/\mu$ et atteignent la solution d'équilibre après une période d'environ $50\tau_M$.

Le principe de correspondance et les travaux concernant la transformée inverse de Laplace ont permis de passer de modèles visco-élastiques dans un demi-espace infini (Matsu'ura & Tanimoto 1980; Singh & Rosenman 1974) à des structures en couches horizontales (Rundle 1982; Fukahata & Matsu'ura 2006). Le code développé par Rundle (1982) et Fernandez et al. (2005) a permis la prise en compte de l'effet de gravité. Fernández et al. (1996) ont montré que son influence est minime au début mais non négligeable sur le long terme avec un effet d'amortissement prononcé sur les déplacements verticaux. Wang et al. (2006) ont développé le code PSGRN/PSCMP qui est l'aboutissement de toute cette évolution. D'autres travaux ont cherché à prendre en compte des rhéologies ou des structures plus complexes, je les présenterai rapidement dans la section 3.2 qui traite de l'utilisation de la méthode des éléments finis.

L'estimation de l'aléa sismique

L'étude des séismes et de leur conséquences mécaniques a pour enjeu principal une meilleure estimation de l'aléa sismique dans les zones à risque. Il ne faut pas confondre cet enjeu avec la gestion des risques naturels qui porte sur l'étude de la vulnérabilité d'une zone (dégâts matériels potentiels, pertes humaines, plan d'évacuation...). L'estimation de l'aléa sismique porte sur la localisation des zones de futurs séismes, la détermination de leur magnitude possible et l'estimation d'une probabilité de déclenchement sur une période donnée. Bien entendu, les deux disciplines sont étroitement liées. Les travaux de [Stein \(1999\)](#) sur le critère de Coulomb permettent de bien appréhender l'estimation de l'aléa sismique par une approche fondée sur la mécanique des milieux continus. Le principe en est le suivant : un séisme se produit sous l'action d'une accumulation de contrainte afin d'en relâcher une partie. La chute de contrainte se produit au niveau de la faille, cependant les glissements cosismiques ont également pour conséquence d'imposer des contraintes supplémentaires sur d'autres zones plus éloignées. Sur une autre faille donnée, la diminution ou l'augmentation de contrainte va alors retarder ou bien avancer l'activation d'une future rupture. Cette théorie s'appuie sur la corrélation que certains auteurs ont pu trouver entre les changements de contrainte et les modifications du taux de sismicité dans une zone juste après un séisme ([King et al. 1994](#); [Stein et al. 1997](#); [Stein 1999](#)).

Afin de quantifier l'influence des contraintes au niveau d'une faille et pour un mécanisme de rupture donné, ces auteurs calculent une valeur appelée la contrainte de Coulomb *CFS* (*Coulomb Failure Stress*). Pour un changement de cette valeur supérieur à un seuil d'environ 10 kPa (0,1 bar), les séismes semblent être favorisés ([Stein 1999](#)). Si l'on considère un champ de pression, ce seuil correspond également à un changement de 1 m dans le niveau d'eau d'un puit. En milieu poreux, les changements de *CFS* induite par un séisme sont calculés avec la relation suivante :

$$\Delta CFS = \Delta\tau + \mu (\Delta\sigma_n + \Delta P) \quad (3.20)$$

avec

$$\sigma_n = (\Sigma \mathbf{n}) \cdot \mathbf{n} \quad (3.21)$$

$$\tau = (\Sigma \mathbf{n}) \cdot \mathbf{t} \quad (3.22)$$

où Σ est le tenseur des contraintes, \mathbf{n} est le vecteur unitaire normal au plan de faille, \mathbf{t} est le vecteur unitaire de glissement sur la faille imposé par le mécanisme de rupture considéré, μ est le coefficient de frottement au niveau de la faille, τ est la contrainte de cisaillement, σ_n est la contrainte normale (positive en extension) et P est la pression dans les pores.

En général, le changement de pression ΔP est calculé à partir des contraintes générées par le séisme ([Rice & Cleary 1976](#)) :

$$\Delta P = -B \frac{\sigma_{kk}}{3} \quad (3.23)$$

Dans ce cas, la relation (3.20) devient :

$$\Delta CFS = \Delta\tau + \mu \left(\Delta\sigma_n - \frac{B}{3} \Delta\sigma_{kk} \right) \quad (3.24)$$

Cependant, si le milieu est fortement fracturé, comme par exemple au niveau de la zone endommagée d'une faille ([Rice & Cleary 1976](#); [Cocco & Rice 2002, 2003](#)), on a :

$$\Delta P = -B\sigma_n \quad (3.25)$$

et dans ce cas, avec le coefficient de frottement effectif (*effective friction coefficient*) $\mu' = \mu(1 - B)$, la relation (3.20) devient :

$$\Delta CFS = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma_n \quad (3.26)$$

Dans les relations (3.23) et (3.25), B désigne le coefficient de Skempton. En général, sa valeur est comprise entre environ 0,47 et 1. Le coefficient de frottement μ peut prendre des valeurs entre 0 et 1, cependant il est estimé entre environ 0,6 et 0,8 pour la plupart des roches (Harris 1998). Le fait d'utiliser la relation (3.24) ou bien (3.26) peut avoir des conséquences significatives sur le résultat (Cocco & Rice 2002, 2003).

Dans la pratique, il existe deux méthodes pour calculer les contraintes de Coulomb générées par un séisme (ou tout autre phénomène physique entraînant une modification de l'état de contrainte). En supposant que le milieu est fortement fracturé et qu'il existe des failles potentielles dans chaque direction, King et al. (1994) calculent le plan de faille et le mécanisme de rupture qui maximise les contraintes de Coulomb. Pour cela, il faut tenir compte du régime de contrainte régional. Après avoir déterminé une orientation optimisée des hypothétiques failles, le calcul des contraintes de Coulomb est effectué en ne considérant plus que le phénomène local étudié (sans les contraintes régionales). Cette méthode convient surtout pour l'étude des répliques.

L'autre manière de calculer ΔCFS consiste à utiliser le mécanisme au foyer observé. (Hardebeck et al. 1998; Seeber & Armbruster 2000). Quand ils sont connus, on peut utiliser les plans nodaux observés, sinon il est possible d'estimer les mécanismes dominants d'une région. Par exemple, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, les gros séismes qui se produisent dans la zone sismique sud islandaise font en général jouer des failles verticales orientées N-S en décrochement dextre. Le calcul des contraintes sur ce type de mécanisme est donc un bon estimateur pour l'étude de l'aléa sismique dans cette région (Árnadóttir et al. 2003). Nous reviendrons sur ces considérations dans le chapitre 5 (section 5.3.1 page 156).

3.2 La méthode des éléments finis en géophysique

L'étude des processus mécaniques en géophysique a été pendant longtemps limitée au cas d'une lithosphère modélisée par un espace homogène semi-infini. Comme nous l'avons vu précédemment, l'évolution des techniques analytiques et semi-analytiques au cours de ces quarante dernières années a permis de prendre en compte des modèles multi-couches avec une géométrie horizontale et des rhéologies élastique et visco-élastique. L'étape suivante a pu être franchie grâce au développement de la méthode des éléments finis et surtout par l'impressionnante amélioration des performances informatiques au cours de ces vingt dernières années. Alors que cette méthode s'est vite répandue dans l'industrie depuis les années 70 (Zienkiewicz 1977), son utilisation en géophysique a eu des débuts hésitants dus aux limitations d'ordre informatique rencontrées pour résoudre des cas complexes (Lysmer & Drake 1972; Melosh & Raefsky 1980; Mullen & Belytschko 1982; Marfurt 1984). Les modèles ont par la suite pu évoluer avec les progrès dans le traitement numérique de grands systèmes algébriques et les structures étudiées de nos jours sont très souvent tridimensionnelles avec des géométries complexes et comportant des lois rhéologiques plus variées.

Dans les études sismologiques, des progrès considérables sur la propagation des ondes sismiques ont été effectués par l'utilisation de la méthode des éléments spectraux (méthode dérivée des éléments

finis). Le lecteur intéressé pourra trouver de plus amples renseignements sur ce sujet dans les travaux de Komatitsch (1997), Komatitsch & Vilotte (1998) et Komatitsch & Tromp (1999).

La méthode des éléments finis a également aidé Burov & Diament (1992, 1995) dans leurs études sur la structure de la lithosphère par des considérations de plaques minces et de gravimétrie. Ils ont pu ainsi inclure des rhéologies élasto-plastiques non linéaires pour étudier la flexion de la lithosphère.

Par l'introduction des nœuds de discontinuité (*split nodes*), Melosh & Raefsky (1981) ont ouvert la voie à l'étude des séismes par la méthode des éléments finis. Les modèles associés aux cycles sismiques ont vu leur géométrie s'enrichir, permettant ainsi d'étudier des zones en subduction (Melosh & Fleitout 1982; Wang et al. 2001). Des rhéologies non linéaires ont pu être étudiées par Lyzenga et al. (1991), Reches et al. (1994) et Williams & Richardson (1991), avec l'inclusion de l'effet de gravité pour ces derniers. Huc et al. (1998) et Chéry et al. (2001b) ont également tiré partie de la méthode des éléments finis respectivement pour l'étude de la nucléation de faille en milieu visco-élastique et pour une étude plus fine du cycle sismique sur la faille de San Andreas (Californie, États-Unis d'Amérique) avec l'inclusion d'une zone de faille et d'une géométrie variable au niveau de l'interface fragile/ductile. D'autres auteurs se sont plus centrés sur la relaxation post-sismique et ont su profiter des mêmes possibilités pour l'étude de zones de subduction (Melosh & Raefsky 1980; Melosh 1983; Melosh & Raefsky 1983; Cohen 1984, 1992; Hu et al. 2004; Freed et al. 2006; Hergert & Heidbach 2006), de zones de cisaillement (Cohen 1982; Masterlark & Wang 2002; Cianetti et al. 2005) et de l'interaction entre les séismes (Masterlark 2003). Enfin, cette méthode commence à mettre l'accent sur les limites de l'hypothèse d'espace semi-infini homogène et sur la nécessité de prendre en compte des structures plus complexes dans l'étude de la phase cosismique (Williams & Wadge 2000; Masterlark et al. 2001; Masterlark 2003; Zhao et al. 2004; Cianetti et al. 2005), ainsi que pour la période inter-sismique (Williams & McCaffrey 2001).

Mes travaux s'inscrivent dans la continuité de cette dernière problématique. Mon objectif est d'apporter une contribution dans la remise en question de l'hypothèse d'espace semi-infini homogène et surtout de quantifier la sensibilité de la déformation par rapport aux divers paramètres accessibles (voir section 3.3 page 92). Dans les chapitres suivants, j'étendrai cet objectif à la détermination des glissements cosismiques, à l'étude des autres phases du cycle sismique, ainsi que les conséquences sur l'estimation de l'aléa sismique. Avant d'en arriver à ces divers points, je vais tout d'abord effectuer un petit rappel sur la méthode, puis je préciserai la notion de nœud de discontinuité et je finirai par présenter la validation du code que j'ai utilisé et le type de maillage que j'ai construit.

3.2.1 Rappels sur la méthode

Le principe de la méthode (Figure 3.7) est de linéariser les équations décrivant le problème étudié pour se ramener à un système algébrique discret. Pour cela, le milieu est découpé en petits éléments en construisant un maillage du milieu étudié. Dans un élément, la valeur d'une variable est connue en tout point à partir de quelques points de référence, appelés des nœuds. Ceci est possible grâce aux fonctions d'interpolation. L'intérêt de cette méthode est que l'erreur, effectuée lors de la linéarisation, converge vers zéro lorsque la taille des éléments diminue. Par conséquent, plus le maillage est dense, plus le résultat sera précis. Cependant, le prix à payer est la taille du système algébrique à résoudre. Pour des problèmes tridimensionnels complexes, cette taille peut devenir très grande (de l'ordre de 10^5 - 10^6 éléments), c'est pourquoi la mise au point de super-calculateurs multi-processeurs et l'augmentation considérable de la puissance des réseaux reliant ces ordinateurs ont été décisifs dans l'utilisation croissante de cette méthode. Il existe d'autres méthodes de linéarisation, comme les méthodes de différences finies, d'éléments de frontière ou bien de volumes finis, cependant la formulation de la méthode des éléments finis et sa flexibilité géométrique sont plus adaptées au cas de la mécanique des milieux continus, surtout dans un contexte de forte hétérogénéité.

Dans le cas des éléments finis, les fonctions d'interpolation (N_1, \dots, N_n) permettent de définir

dans un élément e la valeur d'une variable, par exemple le vecteur déplacement \mathbf{u} , en un point de position $\mathbf{x}^e = (x^e, y^e, z^e)$ par rapport aux valeurs aux n nœuds :

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}^e) = \mathbf{N}(\mathbf{x}^e) \{u_{m,n}^e\} \quad (3.27)$$

avec \mathbf{N} la matrice d'interpolation composée des n fonctions d'interpolation, m la dimension du problème ($m = 3$ pour un problème tridimensionnel) et $\{u_{m,n}^e\} = (u_{1,1}^e, \dots, u_{m,n}^e)^T$ le vecteur colonne des m valeurs aux n points de référence. L'exposant e n'est pas une puissance, mais désigne l'élément considéré, ce qui sera le cas pour tout exposant dans la suite de cette section. La géométrie d'un élément est également décrite par des fonctions de transformation géométrique $\tilde{\mathbf{N}}(\mathbf{x})$ qui peuvent être différentes. Un élément est dit isoparamétrique quand $\mathbf{N} = \tilde{\mathbf{N}}$. Les déformations étant fonction des dérivées des déplacements, il est possible de les relier aux valeurs exprimées aux nœuds :

$$\{\varepsilon\}(\mathbf{x}^e) = \mathbf{B}(\mathbf{x}^e) \{u_{m,n}^e\} \quad (3.28)$$

avec $\{\varepsilon\}$ le tenseur des déformations écrit sous forme de vecteur colonne et \mathbf{B} une matrice composée d'une combinaison des n dérivées des fonctions d'interpolation.

Le maillage est en principe construit de manière à respecter les discontinuités de propriétés rhéologiques (interfaces, failles...) dues aux caractéristiques des différents matériaux rencontrés. On peut alors écrire la loi de comportement pour chaque élément :

$$\{\sigma\}^e = \mathbf{C}^e \{\varepsilon\}^e \quad (3.29)$$

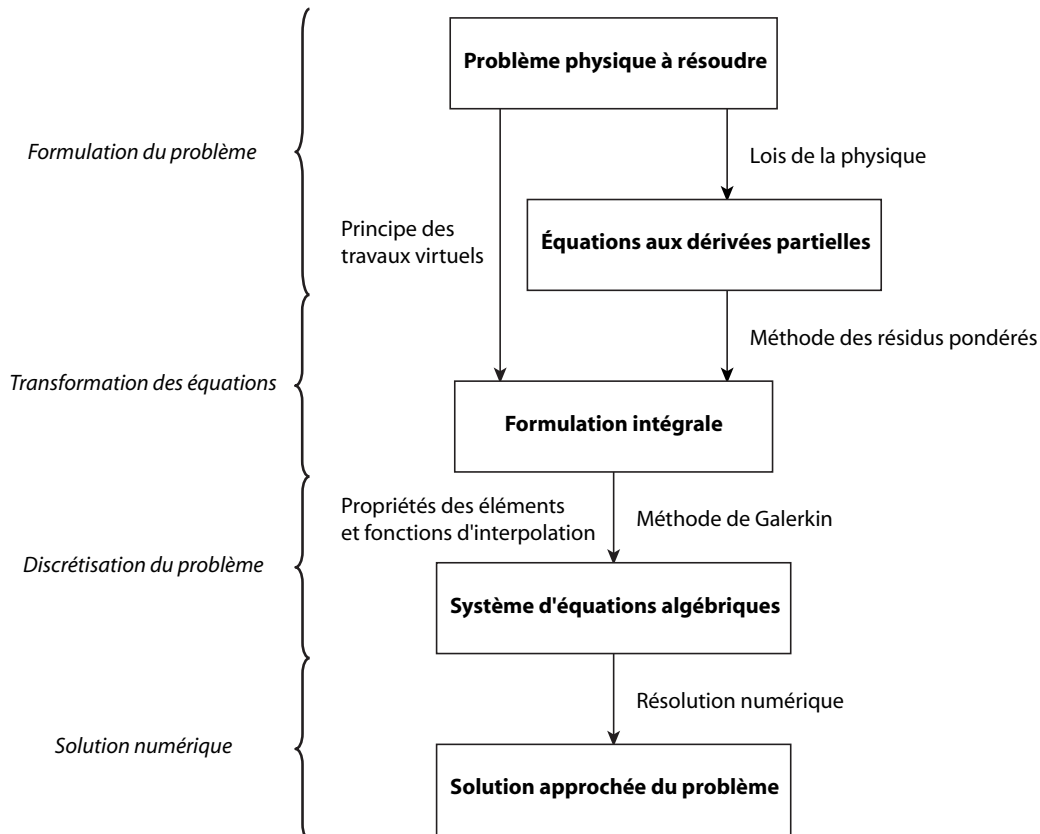


FIG. 3.7 Schéma illustrant le principe de la méthode des éléments finis. Figure d'après Dhatt & Touzot (1984).

avec $\{\sigma\}$ le tenseur des contraintes écrit sous forme de vecteur colonne et \mathbf{C} la matrice associée à la loi de comportement. e désigne l'élément considéré.

En général, la méthode des éléments finis s'appuie, par l'intermédiaire d'une méthode de résidus pondérés, sur une formulation intégrale (dite « variationnelle » ou « faible ») des équations aux dérivées partielles décrivant le problème. Après une intégration par partie permettant de tenir compte des conditions aux limites, on obtient alors la formulation faible finale utilisée. Les fonctions de pondération issues de la méthode des résidus pondérés sont choisies dans l'ensemble des fonctions approximant (voir la relation (3.27) page 74) la solution des équations du problème pour aboutir à une forme intégrale discrète, dite de Galerkin (Dhatt & Touzot 1984). Dans les problèmes de mécanique, une autre approche fondée sur un point de vue plus physique du problème permet d'aboutir à la même formulation finale. Elle consiste à utiliser le principe des travaux virtuels pour trouver la forme intégrale à discrétiser. Ce principe exprime, pour un système de volume V à l'équilibre, l'égalité entre les travaux des forces internes et ceux des forces externes pour des champs de déformation cinématiquement admissibles et solutions des équations du problème :

$$\int_V \{\delta\varepsilon\}^T(\mathbf{x}) \{\sigma\}(\mathbf{x}) dV = \int_V \delta\mathbf{u}^T(\mathbf{x}) \rho \mathbf{f}_v(\mathbf{x}) dV + \int_S \delta\mathbf{u}^T(\mathbf{x}) \mathbf{f}(\mathbf{x}) dS \quad (3.30)$$

où $\delta\mathbf{u}$ et $\{\delta\varepsilon\}$ sont les déplacements et les déformations admissibles écrit sous forme de vecteur colonne et \mathbf{f}_v est le vecteur colonne des forces de volume. En tenant compte du maillage, c'est-à-dire en effectuant un assemblage des contributions de chaque élément, et de la relation (3.29), on peut alors écrire :

$$\begin{aligned} \mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \{\delta\varepsilon\}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{C}^e \{\varepsilon\}(\mathbf{x}^e) dV^e \right\} &= \mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \delta\mathbf{u}^T(\mathbf{x}^e) \rho^e \mathbf{f}_v(\mathbf{x}^e) dV^e \right\} \\ &+ \mathcal{A}_e \left\{ \int_{S^e} \delta\mathbf{u}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{f}_s(\mathbf{x}^e) dS^e \right\} \end{aligned} \quad (3.31)$$

où $\mathcal{A}_e \{\}$ est l'opérateur d'assemblage défini entre autre par Hughes (1987) qui effectue une sommation uniquement au niveau des nœuds de chaque élément e . Pour terminer de discrétiser le problème, on approxime la solution par l'intermédiaire des relations (3.27) et (3.28) :

$$\begin{aligned} \delta\mathbf{U}^T \left[\mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \mathbf{B}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{C}^e \cdot \mathbf{B}(\mathbf{x}^e) dV^e \right\} \right] \cdot \mathbf{U} &= \\ \delta\mathbf{U}^T \left[\mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \mathbf{N}^T(\mathbf{x}^e) \rho^e \cdot \mathbf{f}_v(\mathbf{x}^e) dV^e \right\} \right] &+ \\ + \delta\mathbf{U}^T \left[\mathcal{A}_e \left\{ \int_{S^e} \mathbf{N}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{f}_s(\mathbf{x}^e) dS^e \right\} \right] & \end{aligned} \quad (3.32)$$

où \mathbf{U} est le vecteur des déplacements pour l'ensemble des nœuds du maillage. Comme cette équation est valable pour toutes les solutions $\delta\mathbf{U}$ cinématiquement admissibles, on obtient le système algébrique suivant :

$$\mathbf{K}\mathbf{U} = \mathbf{F} \quad (3.33)$$

avec

$$\mathbf{K} = \mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \mathbf{B}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{C}^e \mathbf{B}(\mathbf{x}^e) dV^e \right\} \quad (3.34)$$

$$\mathbf{F} = \mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^e} \mathbf{N}^T(\mathbf{x}^e) \rho^e \mathbf{f}_v(\mathbf{x}^e) dV^e + \sum_e \int_{S^e} \mathbf{N}^T(\mathbf{x}^e) \mathbf{f}_s(\mathbf{x}^e) dS^e \right\} \quad (3.35)$$

Le raisonnement précédent est valable pour la résolution d'un système en équilibre statique pour de petites déformations. Dans le cas d'un problème dynamique, on aboutit à une équation algébrique de type :

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{U}} + \mathbf{D}\dot{\mathbf{U}} + \mathbf{K}\mathbf{U} = \mathbf{F} \quad (3.36)$$

avec \mathbf{M} la matrice de masse et \mathbf{D} la matrice d'amortissement. La résolution d'un tel système nécessite également une discrétisation temporelle. On pourra par exemple avoir recours à une méthode de différences finies (Bathe & Wilson 1976; Dhatt & Touzot 1984). Dans le cas de problèmes non linéaires ou bien dans le cas de grandes déformations, la résolution par la méthode des éléments finis reste possible avec, par exemple, l'utilisation de la méthode itérative de Newton-Raphson (Dhatt & Touzot 1984). Pour plus de détails concernant la méthode des éléments finis et la résolution numérique de grands systèmes algébriques, le lecteur pourra se référer par exemple à Bathe & Wilson (1976), Zienkiewicz (1977), Dhatt & Touzot (1984), Hughes (1987) et Lucquin & Pironneau (1996). La section 3.2.3 donnera également des précisions sur la création du maillage et la définition d'un élément.

3.2.2 Modélisation des dislocations : les nœuds de discontinuité

La résolution de problème par la méthode des éléments finis n'est possible que si le maillage possède certaines propriétés. L'une d'elles est que les nœuds d'un élément doivent être communs aux éléments voisins : le maillage doit être géométriquement conforme. Le problème se pose alors de pouvoir modéliser une dislocation par cette méthode. Les premières solutions furent proposées par Goodman et al. (1968) et par Smith (1974) mais elles nécessitaient des modifications de la matrice de rigidité \mathbf{K} , ce qui rendait les calculs très coûteux. Jungels & Frazier (1977) introduisirent la méthode des nœuds de discontinuité (*split node*) qui, après les corrections apportées par Melosh & Raefsky (1981), est devenue un moyen simple et efficace pour résoudre des problèmes de discontinuité avec les éléments finis.

Cette méthode permet de modéliser les discontinuités dans le système algébrique (3.36) par un vecteur force équivalente \mathbf{F}_{equiv} , ce qui permet de ne pas modifier la structure du système et ainsi de pouvoir utiliser les méthodes classiques de résolution algébrique :

$$\mathbf{K}\mathbf{U} = \mathbf{F} + \mathbf{F}_{equiv} \quad (3.37)$$

où \mathbf{F}_{equiv} , le vecteur force équivalente s'exprime en fonction des discontinuités $\Delta\mathbf{U}$ que l'on veut introduire dans le modèle. Pour mieux comprendre le fonctionnement de la méthode, prenons l'exemple illustré par la figure 3.8.

Soit deux éléments d'un maillage plus grand. L'élément 1 est associé aux nœuds 1 et 2, alors que l'élément 2 est associé aux nœuds 2 et 3. Ils sont soumis, au niveau des nœuds, aux forces F_1 , F_2 et F_3 . Les seuls déplacements autorisés sont verticaux. On introduit une discontinuité entre les deux éléments. Le nœud 2 sera un nœud de discontinuité auquel on veut imposer un déplacement ΔU_2^1 pour la partie associée à l'élément 1 et un déplacement ΔU_2^2 pour la partie associée à l'autre élément. La discontinuité imposée au nœud 2 sera donc égale à $\Delta U_2 = \Delta U_2^1 + \Delta U_2^2$ et on aura :

$$\Delta\mathbf{U} = \begin{pmatrix} 0 \\ \Delta U_2 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.38)$$

Pour chaque élément e , on a :

$$\begin{bmatrix} K_{11}^e & K_{12}^e \\ K_{21}^e & K_{22}^e \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1^e \\ U_2^e \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1^e \\ F_2^e \end{bmatrix} \quad (3.39)$$

avec $K_{12}^e = K_{21}^e$, $U_1^1 = U_1$, $U_2^1 = U_2^2 = U_2$, $U_2^2 = U_3$, $F_1^1 = F_1$, $F_2^1 + F_1^2 = F_2$, $F_2^2 = F_3$. Sans la discontinuité, le système algébrique permettant de résoudre le problème s'écrit :

$$\begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 & 0 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 + K_{11}^2 & K_{12}^2 \\ 0 & K_{21}^2 & K_{22}^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1 \\ F_2 \\ F_3 \end{bmatrix} \quad (3.40)$$

Au niveau de l'élément 1, la discontinuité introduite se traduit par un déplacement du nœud fictif A (voir dans la figure 3.8) :

$$\begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1^1 \\ U_2^1 + \frac{\Delta U_2}{2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1^1 \\ F_2^1 \end{bmatrix} \quad (3.41)$$

qui conduit à l'équation suivante :

$$\begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1^1 \\ U_2^1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1^1 \\ F_2^1 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ \frac{\Delta U_2}{2} \end{bmatrix} \quad (3.42)$$

En effectuant de même pour l'élément 2, et après avoir assemblé le système, on obtient alors :

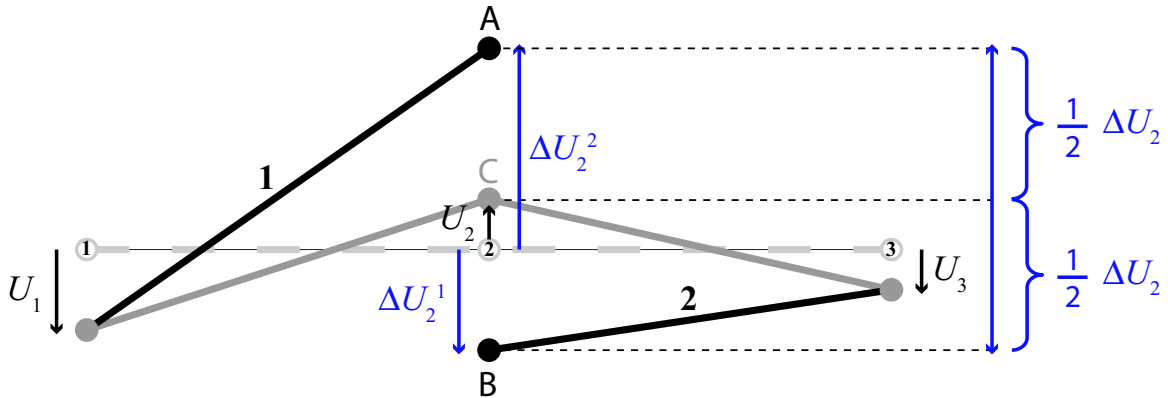


FIG. 3.8 Schéma explicatif sur le fonctionnement des nœuds de discontinuité. La position initiale des éléments 1 et 2 est représentée par les grands traits gris en pointillés. Les nœuds du maillage sont en cercle gris dans leur position initiale. Les disques gris indiquent la position des nœuds après résolution du système. Les flèches noires représentent la solution du système en terme de déplacement. Le nœud 2 est un nœud de discontinuité. Sa position moyenne due à la solution du système est indiquée par le disque C. Les disques A et B désignent les nœuds fictifs résultats de la discontinuité introduite par l'intermédiaire des forces équivalentes. Le disque noir A est le nœud 2 associé à l'élément 1 et le disque B le nœud 2 associé à l'élément 2. Les traits noirs représentent la position des éléments induite par l'action des forces équivalentes. Cette position fictive conduit à l'état de contrainte-déformation dû à l'introduction du nœud de discontinuité. ΔU_2^1 (flèche bleue) est la condition de discontinuité imposée au nœud 2 associé à l'élément 1. ΔU_2^2 (flèche bleue) est la condition de discontinuité imposée au nœud 2 associé à l'élément 2. $\Delta U = \Delta U_2^1 + \Delta U_2^2$ (double flèche bleue) est la discontinuité imposée au modèle et introduite dans le système algébrique sous la forme d'un vecteur force équivalente.

$$\begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 & 0 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 + K_{11}^2 & K_{12}^2 \\ 0 & K_{21}^2 & K_{22}^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1 \\ F_2 \\ F_3 \end{bmatrix} + \frac{\Delta U_2}{2} \begin{bmatrix} -K_{12}^1 \\ -(K_{22}^1 + K_{11}^2) \\ -K_{21}^2 \end{bmatrix} \quad (3.43)$$

On retrouve bien la matrice de rigidité du système (3.40). Dans l'ensemble du modèle, la solution tient alors compte de la discontinuité grâce à l'introduction de forces équivalentes, sauf au niveau du nœud de discontinuité. En effet, si l'on devait visualiser la solution, on aurait la représentation en traits gris dans la figure 3.8. Pour également tenir compte de la discontinuité au niveau du nœud 2, il faut réintroduire les nœuds fictifs A et B en les déplaçant de $\Delta U/2$ de part et d'autre de la position moyenne C.

3.2.3 Application aux séismes de type décrochant avec TECTON

L'application de la méthode des éléments finis en géophysique passe souvent par l'utilisation d'un logiciel professionnel tel que ANSYS, ABAQUS ou NASTRAN. Cette solution ayant un coût financier non négligeable, certains auteurs ont préféré développer leur propre code afin de fournir à la communauté scientifique des outils adaptés aux problèmes habituellement rencontrés. Melosh & Raefsky (1980) ont conçu en Fortran 77 le code TEKTON qui, après l'introduction des nœuds de discontinuité (voir section 3.2.2 page 76), a permis à de nombreux auteurs d'étudier les séismes dans des milieux complexes. Ce logiciel de calcul a évolué de différentes manières selon les utilisateurs. La version que j'ai utilisée pour mes travaux s'appelle TECTON (Williams & Richardson 1991). Depuis 2005, on peut également la trouver sous le nom de LithoMop, et bientôt PyLith après une ré-actualisation du code par le CIG (*Computational Infrastructure for Geodynamics*).

TECTON permet de modéliser des milieux avec des comportements élastiques, plastiques, visqueux ou visco-élastiques. On peut également prendre en compte ou non les effets dus à la gravité. Enfin, des dislocations peuvent être introduites de deux manières différentes. Les nœuds de discontinuité (seuls nœuds utilisés dans mes travaux) imposent un déplacement discontinu sur la faille qu'ils modélisent (voir section 3.2.2 page 76), alors que les nœuds de glissement (*slippery nodes*) réagissent selon le frottement défini au niveau de la dislocation et selon les forces et les conditions aux limites appliquées au système étudié. Le début de mes travaux a consisté à concevoir un code de post-traitement pour TECTON, ainsi qu'un mailleur qui m'a permis de créer des maillages adaptés aux études qui ont suivi. Après quelques précisions sur les maillages, les résultats de l'étude de convergence seront présentés, puis la validation des codes utilisés dans le cas de comportements élastiques et visco-élastiques linéaires conclura cette section. Bien que la conception des codes, la constitution de maillages adaptés et les études de validation associées occupent une petite part de mon manuscrit, il est à noter que ces tâches ont représenté une part importante de mon temps de travail.

Présentation des maillages

Comme nous l'avons évoqué dans les sections précédentes, un maillage est obtenu par le découpage du milieu étudié en plusieurs éléments. Ces derniers sont définis et connectés entre eux par des nœuds. Dans chaque élément, les propriétés mécaniques peuvent varier. La valeur d'une variable peut être déduite des valeurs aux nœuds par l'intermédiaire de fonctions d'interpolation. En général, ces fonctions sont des polynômes et leur degré définit l'ordre de l'élément. Par exemple, un élément d'ordre 3 sera associé à un polynôme de degré 3.

Pour résoudre un problème, le nombre d'éléments à utiliser sera plus important s'ils sont d'un ordre peu élevé, car la précision au sein de chaque élément est alors plus faible. Pour le comprendre, prenons un problème découpé par des éléments d'ordre 1. La solution sera continue par morceaux,

mais cela ne sera pas le cas pour ses dérivées, alors que pour des éléments d'ordre 2, la solution et sa dérivée première le seront. Si on prend le cas d'un déplacement, pour des éléments d'ordre 1, les déformations et les contraintes seront donc discontinues d'un élément à l'autre. On comprend alors que pour améliorer la précision, il faudra plus d'éléments d'ordre 1 que d'ordre 2. En revanche la taille du système algébrique global restera sensiblement inchangée car le nombre de points de référence (les nœuds) nécessaire pour décrire l'élément augmente avec son ordre.

Dans le code TECTON, la résolution tri-dimensionnelle de problème mécanique utilise des éléments hexaédriques d'ordre 1. Pour faciliter le calcul des intégrales, on se ramène à un élément de référence commun (Figure 3.9). La transformation géométrique g^e qui permet de passer de l'élément de référence à un élément réel est définie comme suit :

$$g^e : \begin{cases} (\xi, v, \gamma) \rightarrow x^e = x^e(\xi, v, \gamma, x_1^e, \dots, x_8^e) = \tilde{\mathbf{N}}_1(\xi, v, \gamma)(x_1^e, \dots, x_8^e)^T \\ (\xi, v, \gamma) \rightarrow y^e = y^e(\xi, v, \gamma, y_1^e, \dots, y_8^e) = \tilde{\mathbf{N}}_2(\xi, v, \gamma)(y_1^e, \dots, y_8^e)^T \\ (\xi, v, \gamma) \rightarrow z^e = z^e(\xi, v, \gamma, z_1^e, \dots, z_8^e) = \tilde{\mathbf{N}}_3(\xi, v, \gamma)(z_1^e, \dots, z_8^e)^T \end{cases} \quad (3.44)$$

avec (ξ, v, γ) les coordonnées dans l'élément de référence. La figure 3.9 donne également l'expression des huit fonctions de transformation géométrique utilisées dans TECTON. Il est à noter que l'indice numérique sur $\tilde{\mathbf{N}}$ désigne la dimension et qu'il n'est là que pour garder une cohérence avec la notation

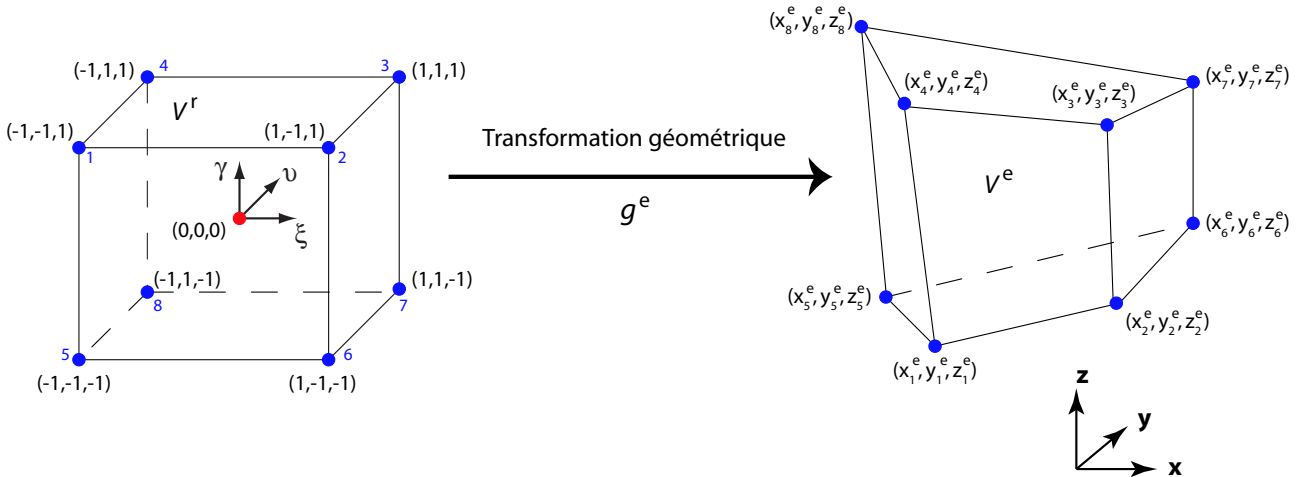


FIG. 3.9 Schéma illustrant la transformation g^e qui permet de passer de l'élément de référence de volume V^r à un élément e de quelconque de volume V^e . Dans TECTON, les éléments tridimensionnels sont des hexaèdres (à droite) et l'élément de référence est un cube (à gauche) défini dans le repère (ξ, v, γ) d'origine O par $n = 8$ nœuds. Après la transformation g^e , qui s'écrit à partir des fonctions de transformation géométrique $\tilde{\mathbf{N}}$, ces nœuds se retrouvent dans le repère d'étude (x, y, z) avec les coordonnées (x_n^e, y_n^e, z_n^e) . Les formules à droite donnent l'expression des polynômes de transformation géométrique utilisés dans TECTON qui composent la matrice $\tilde{\mathbf{N}}$.

$$\tilde{\mathbf{N}}_1^T = \tilde{\mathbf{N}}_2^T = \tilde{\mathbf{N}}_3^T = \frac{1}{8} \begin{bmatrix} (1-x)(1-y)(1+z) \\ (1+x)(1-y)(1+z) \\ (1+x)(1+y)(1+z) \\ (1-x)(1+y)(1+z) \\ (1-x)(1-y)(1-z) \\ (1+x)(1-y)(1-z) \\ (1+x)(1+y)(1-z) \\ (1-x)(1+y)(1-z) \end{bmatrix}$$

employée dans la section 3.2.1. $\tilde{\mathbf{N}}_1 = \tilde{\mathbf{N}}_2 = \tilde{\mathbf{N}}_3$ sont les sous-matrices non nulles de la matrice $\tilde{\mathbf{N}}$ présentée dans la section 3.2.1.

Le calcul de l'intégrale d'une fonction f dans un élément est relié à l'élément de référence de la manière suivante :

$$\int_{V^e} f(\mathbf{x}^e) dx dy dz = \int_{V^r} f(\mathbf{x}^e(\xi, v, \gamma)) \det(J^e) d\xi dv d\gamma \quad (3.45)$$

avec V^r le volume de l'élément de référence. La matrice jacobienne J s'écrit :

$$J^e = \begin{pmatrix} \frac{\partial x^e}{\partial \xi} & \frac{\partial y^e}{\partial \xi} & \frac{\partial z^e}{\partial \xi} \\ \frac{\partial x^e}{\partial v} & \frac{\partial y^e}{\partial v} & \frac{\partial z^e}{\partial v} \\ \frac{\partial x^e}{\partial \gamma} & \frac{\partial y^e}{\partial \gamma} & \frac{\partial z^e}{\partial \gamma} \end{pmatrix} \quad (3.46)$$

où x^e , y^e et z^e sont des fonctions de ξ , v et γ (voir la figure 3.9). Dans la pratique, comme les éléments considérés sont en majeure partie isoparamétriques ($\mathbf{N} = \tilde{\mathbf{N}}$), elle se calcule à partir de \mathbf{B} et des coordonnées nodales de l'élément. Son déterminant $\det(J)$ est appelé le jacobien. Par exemple, pour le calcul de la matrice de rigidité \mathbf{K} , la relation (3.34) devient :

$$\mathbf{K} = \mathcal{A}_e \left\{ \int_{V^r} \mathbf{B}^T(\xi, v, \gamma) \mathbf{C}^e \mathbf{B}(\xi, v, \gamma) \det(J^e) d\xi dv d\gamma \right\} \quad (3.47)$$

Comme plusieurs éléments ont des propriétés mécaniques identiques, le calcul de \mathbf{K} est alors simplifié car il n'est plus nécessaire d'effectuer une intégration par élément. D'un point de vue numérique, les intégrales restantes sont ensuite calculées par la méthode d'intégration numérique (encore appelée « règle de quadrature ») de Gauss (Dhatt & Touzot 1984).

Dans le mailleur que j'ai conçu, le découpage en éléments suit des règles simples. Premièrement, la géométrie d'un élément est telle que les discontinuités entre les zones homogènes sont respectées. Ces zones peuvent être constituées de couches horizontales, mais également de couches dont la géométrie sera contrainte par la tomographie (couches délimitées par la surface de transition croûte/manteau par exemple) et de zones parallélépipédiques centrées sur chaque faille étudiée (zone d'endommagement d'une faille). Deuxièmement, la géométrie d'un élément est également contrainte par la zone de faille modélisée et le maillage s'adapte en conséquence. Les différents paramètres d'une dislocation (Figure 3.6) sont accessibles, cependant il faut rester raisonnable en terme de variations locales de la taille des éléments pour garder une cohérence dans le maillage final. Par exemple, on évitera de modéliser une faille avec un trop faible pendage (inférieure à environ 20°), sinon les éléments risqueraient d'être trop déformés. Il est à noter que le mailleur peut modéliser jusqu'à deux failles. Enfin, le maillage est densifié aux alentours des failles par une modification de la taille des éléments dans la direction perpendiculaire au plan de faille et par un déraffinement des éléments dans les deux autres directions (Figures 3.10 et 3.11). Cette densification est justifiée par le fait que la quasi totalité des déplacements et des changements de contraintes ont lieu dans un rayon de l'ordre d'une dizaine de kilomètres autour de la dislocation. Par exemple, pour un séisme de magnitude 6, on peut considérer que le milieu est quasiment inchangé à partir d'environ 50 km de la faille. Les éléments les plus éloignés de la dislocation pourront donc être d'une taille beaucoup plus élevée sans dégrader la précision du calcul car les déplacements y seront presque nuls. Les figures 3.10, 3.11, 4.5 et 4.6 présentent les différents maillages utilisés dans mes travaux.

Étude de convergence

Pour un même problème, la précision d'un calcul avec la méthode des éléments finis dépend fortement du maillage considéré. S'il contient trop peu d'éléments, ce qui revient à dire que la discrétisation spatiale n'est pas assez fine, alors la solution estimée sera trop éloignée de la solution réelle. Dans le cas contraire, on dira que le calcul converge. Tout calcul avec cette méthode doit passer par une étude numérique de la convergence pour s'assurer que la solution obtenue est proche de la solution réelle. Pour cela, on effectue le calcul avec des maillages de plus en plus denses et on considère que le maillage est suffisamment précis et permet la convergence quand l'augmentation du nombre d'éléments n'apporte plus de changement significatif de la solution. La figure 3.12 donne le résultat d'une étude numérique de la convergence appliquée au modèle destiné à la validation du cas élastique (voir section suivante et la figure 3.10). On peut en conclure que la solution converge avec un maillage comportant au moins 70 000 éléments et que la précision obtenue est amplement suffisante à partir d'environ 100 000 éléments. La figure 3.13 nous montre qu'il n'est pas utile de prendre des maillages plus dense. En effet, le coût à payer en mémoire vive et en temps de calcul serait trop élevé comparé au gain obtenu sur la précision. Les caractéristiques du type de maillage retenu sont données dans la table 3.2. Il est à noter que les forts taux de croissance de la taille des éléments sont acceptables ici car les déplacements sont quasi-nulles en bordure de modèle.

Pour les problèmes dynamiques, il faut également vérifier un autre type de convergence. Elle concerne l'aspect temporel. En effet, par une méthode de différences finies, un calcul est effectué à chaque pas de temps et, si ce dernier n'est pas assez petit, la précision sur la solution obtenue s'en trouve dégradée. Une étude à partir du modèle visco-élastique présenté un peu plus loin dans cette section (page 86) m'a permis de vérifier que la convergence temporelle a lieu pour des pas de temps typiquement inférieurs au temps caractéristique de Maxwell (Figure 3.14). La partie du calcul responsable de cette limite concerne surtout les effets visco-élastiques juste après la crise sismique. En effet, c'est à ce moment que les gradients de déplacements sont les plus élevés. Si l'on veut calculer la solution à long terme du problème, il faut alors un temps de calcul prohibitif. Pour réduire ce temps, un pas temporel variable est appliqué (Figure 3.15) avec des valeurs plus grandes au niveau des plus faibles gradients de déplacement (Figure 3.14). Avec ce schéma temporel, le temps de calcul est plus raisonnable, l'ensemble du calcul prenant environ 15h.

Validation de la méthode numérique dans le cas élastique

À ma connaissance, dans la littérature concernant l'étude des séismes par la méthode des éléments finis, on ne trouve aucune validation rigoureuse sur un cas test simple avec une estimation de l'erreur commise comparée à la solution analytique. Dans cette section, je vais tenter d'effectuer une telle étude pour le cas d'un milieu élastique. La section suivante traitera le cas visco-élastique.

Le cas test considéré (Figure 3.10) est constitué d'une dislocation verticale, orientée N-S, en décrochement dextre, d'une longueur de 11 km et d'une largeur de 8 km. Le point de référence de la faille (Figure 3.6) est situé à la position (150;150) km dans un repère (x, y, z) défini dans la figure 3.10. Sa profondeur d est de 10,5 km et le glissement imposé est de 1,75 m. Le milieu est isotrope et homogène avec un coefficient de Poisson de 0,25 et un module de cisaillement de 30 GPa. Le séisme modélisé a donc une magnitude M_W de 6,4. La solution de référence \mathbf{u}_{okada} est calculée à l'aide de RNGCHN (Feigl & Dupré 1999) qui est un code fondé sur la solution d'Okada (1985). La solution approchée \mathbf{u}_{tecton} est calculée avec un maillage optimisé d'un point de vue de la convergence spatiale (Figure 3.10). Les bords latéraux et le fond du modèle sont fixés (déplacement nul) et le bord supérieur (surface) est libre. Les dimensions du maillage et de la zone d'étude sont données dans la figure 3.10. Les dimensions du maillage sont plus grandes afin de s'affranchir des effets de bords dans la zone d'étude.

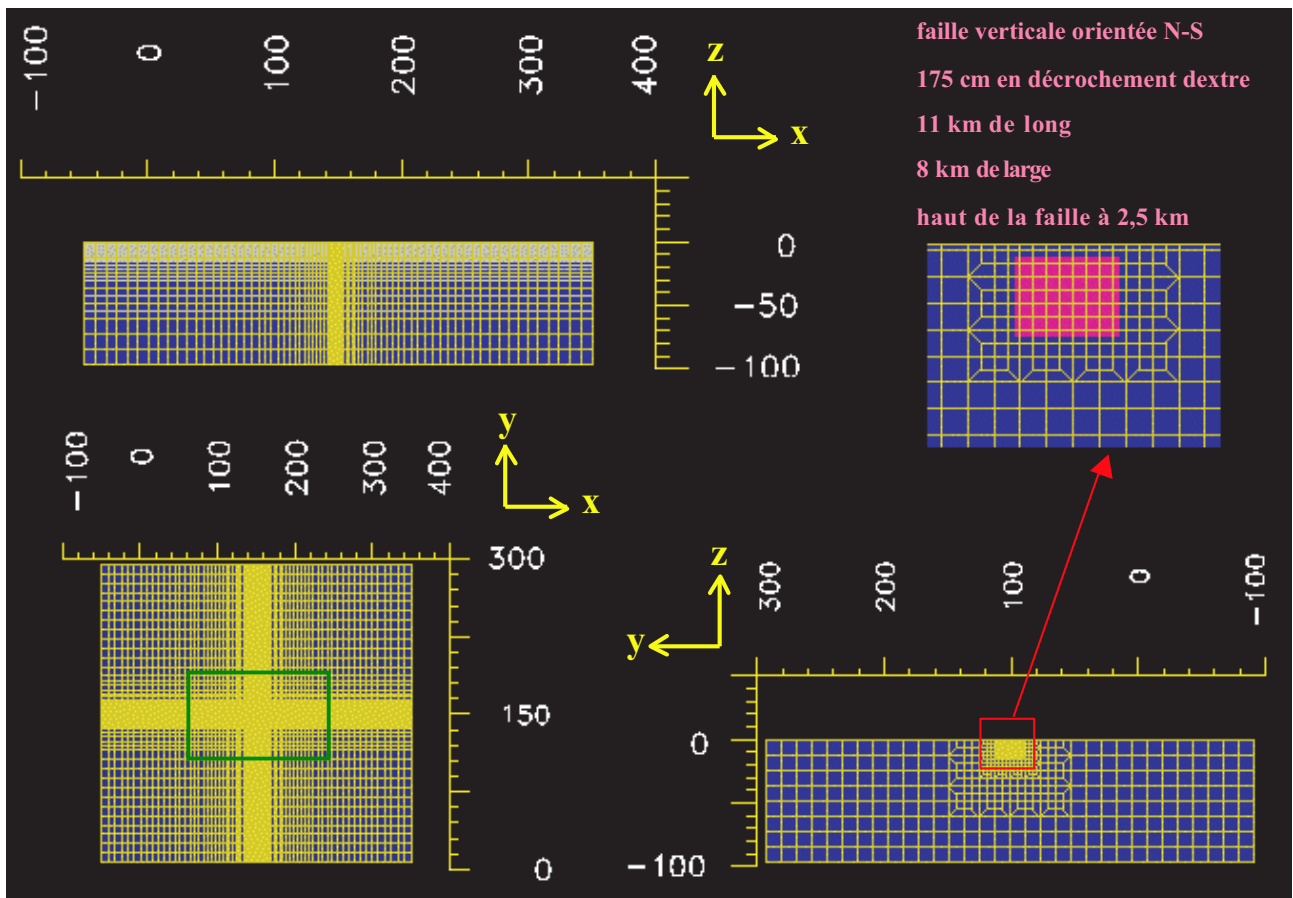


FIG. 3.10 Exemple de maillage utilisé pour les études de validation. Le milieu maillé est élastique, isotrope et homogène. Le cadre vert représente la zone d'étude en surface (180 km x 100 km). Les dimensions du modèle sont plus grandes afin de s'affranchir des effets de bord et de pouvoir, dans le même temps, imposer la fixité des parois autres que la surface. Le milieu contient une faille verticale orientée N-S, longue de 11 km et large de 8 km, à laquelle on va imposer un glissement homogène dextre de 1,75 m. Le point de référence de la dislocation (voir figure 3.6) est situé à la position (150;150) km avec $d = 10,5$ km. Le maillage utilisé est présenté vu de face (en haut à gauche), vu de dessus (en bas à gauche) et vu de côté (en bas à droite). On remarquera la densification du maillage autour de la faille par un rétrécissement des éléments suivant l'axe x et un déraffinage selon les deux autres directions. La coupe au niveau de la faille (en haut à droite) donne un aperçu du déraffinement mis en œuvre.

Nombre d'éléments du maillage : 111 000	Dimension du plus petit élément : 200 x 750 x 375 m
Faille : 120 nœuds	Dimension du plus gros élément : 5.6 x 24 x 12 km
Taux de déformation : 0,2 %	Temps de calcul sur
Mémoire vive requise : 600 Mo	un PC Pentium4 à 3 GHz : 3 min

TAB. 3.2 Caractéristiques du type de maillage convergent retenu pour les études suivantes.

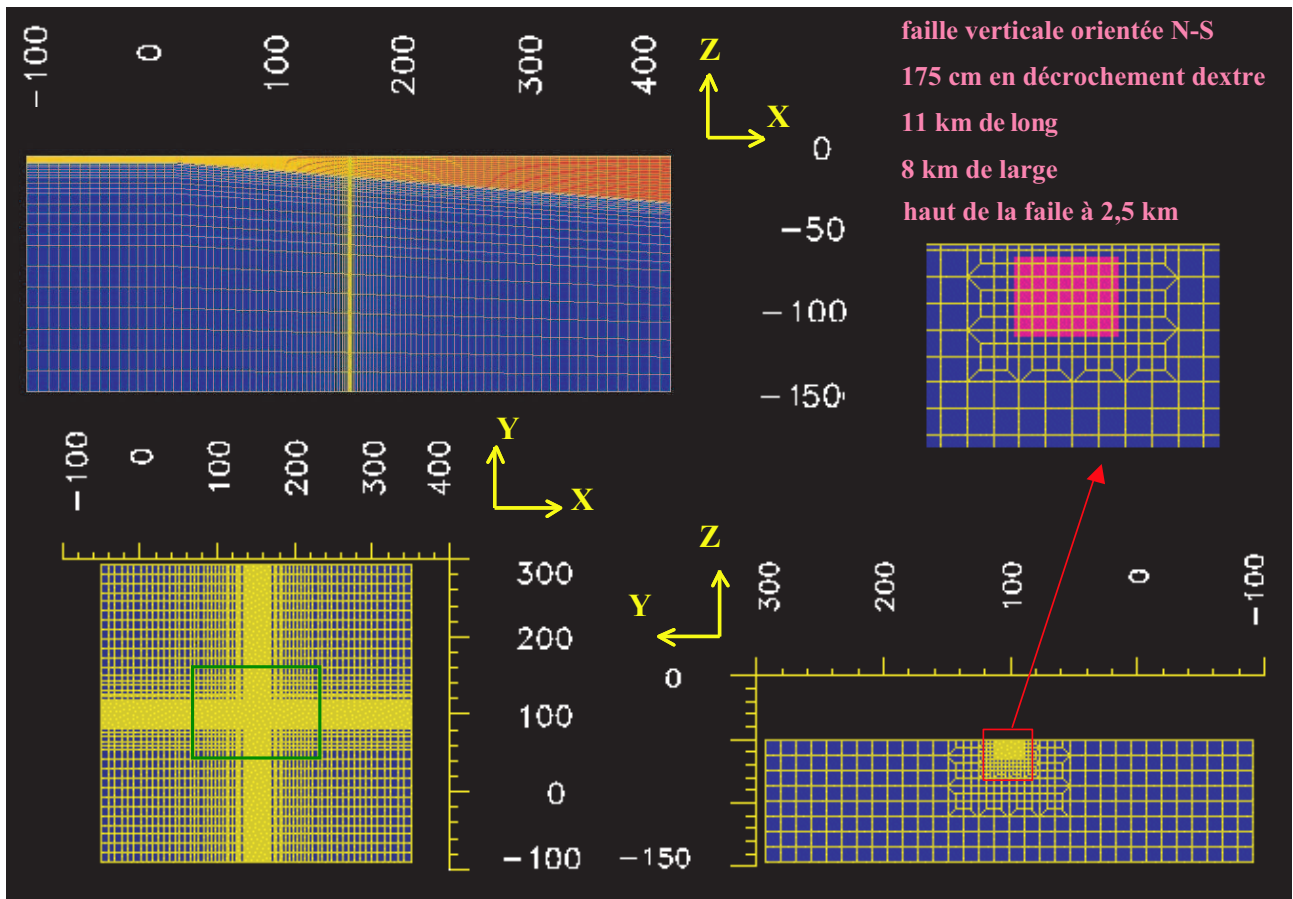


FIG. 3.11 Autre exemple de maillage utilisé pour les études de validation. Le milieu maillé en rouge est élastique, isotrope et homogène, alors que le milieu en bleu est visco-élastique. Le maillage est déformé afin qu'il puisse honorer la transition fragile-ductile. Le cadre vert représente la zone d'étude en surface (180 km x 100 km). Les dimensions du modèle sont plus grandes afin de s'affranchir des effets de bord et de pouvoir, dans le même temps, imposer la fixité des parois autres que la surface. Le milieu contient une faille verticale orientée N-S, longue de 11 km et large de 8 km, à laquelle on va imposer un glissement homogène dextre de 1,75 m. Le point de référence de la dislocation (voir figure 3.6) est situé à la position (150;150) km avec $d = 10,5$ km. Le maillage utilisé est présenté vu de face (en haut à gauche), vu de dessus (en bas à gauche) et vu de côté (en bas à droite). On remarquera la densification du maillage autour de la faille par un rétrécissement des éléments suivant l'axe x et un déraffinage selon les deux autres directions. La coupe au niveau de la faille (en haut à droite) donne un aperçu du déraffinement mis en œuvre.

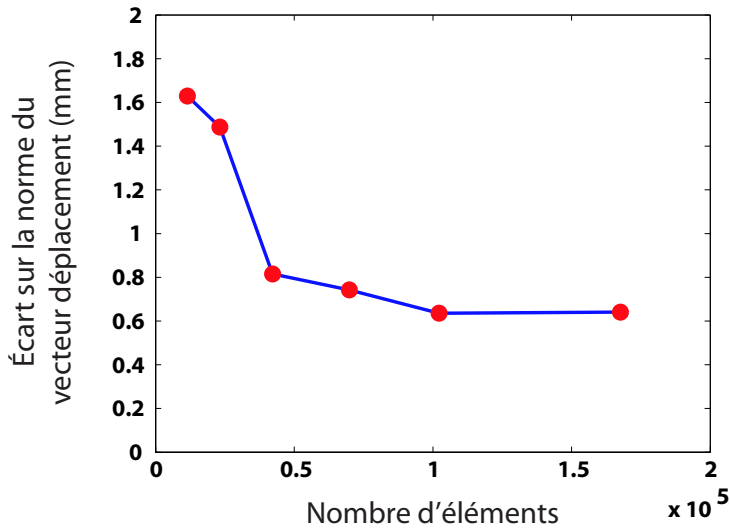


FIG. 3.12 Courbe de convergence mesurée numériquement pour l'étude d'une dislocation en milieu élastique. Plus le nombre d'éléments dans le maillage augmente, plus la précision sur le calcul est grande. La précision est estimée de manière globale en calculant l'écart moyen en déplacement entre la solution issue du code TECTON et celle fournie par les équations d'Okada (1985).

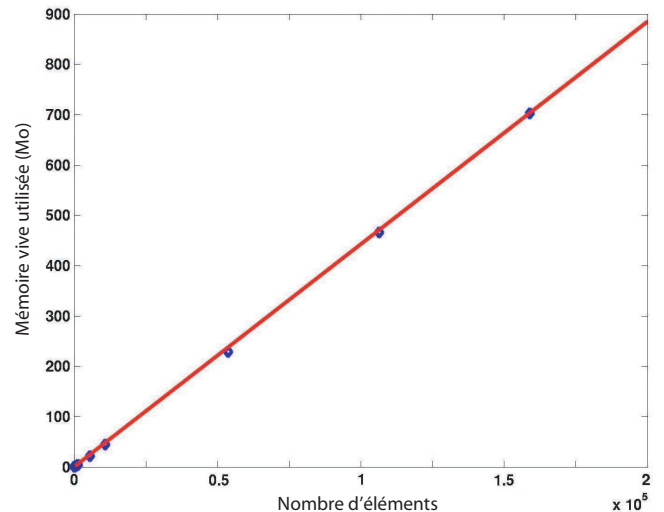
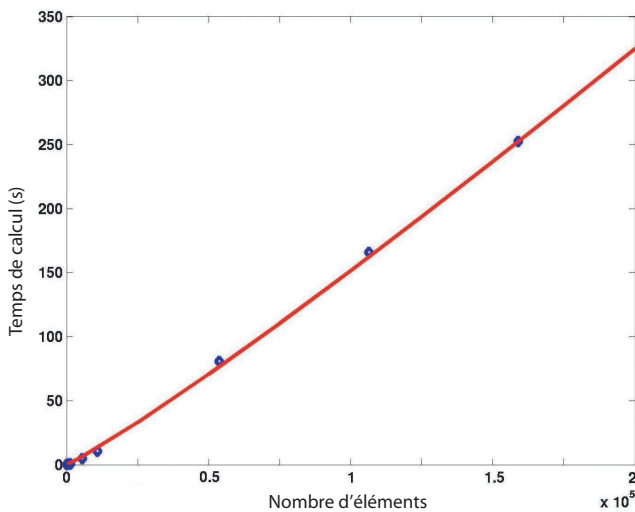


FIG. 3.13 Courbes représentant les ressources informatiques nécessaires pour le calcul en fonction du nombre d'éléments du maillage considéré. Le temps de calcul sur un PC Pentium4 ayant une fréquence d'horloge de 3 GHz se trouve à gauche, la mémoire vive à droite.

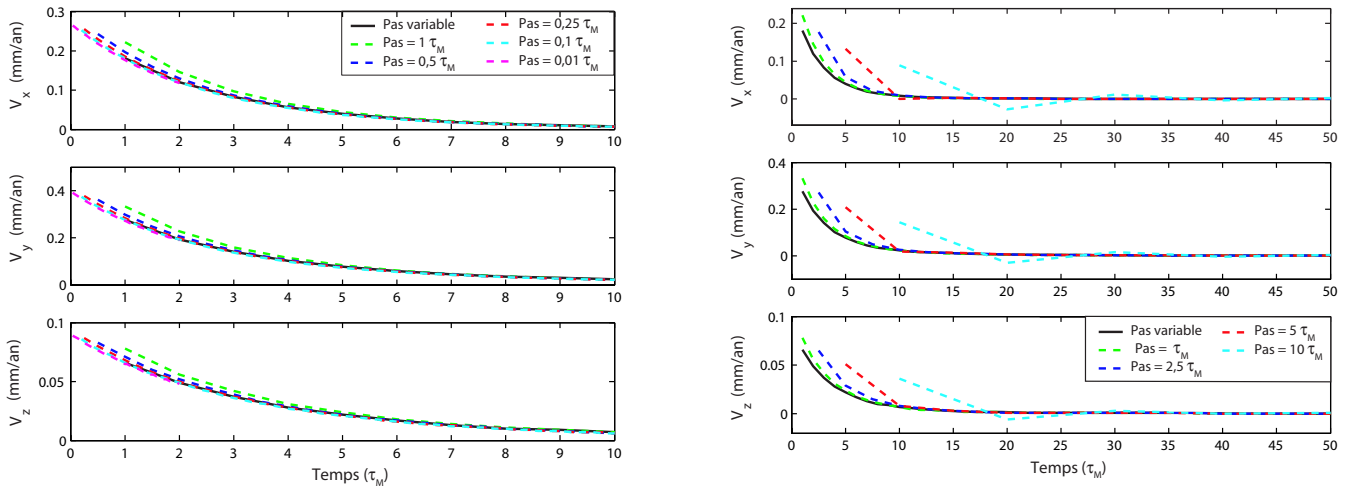


FIG. 3.14 Convergence temporelle des vitesses en surface. Chaque ligne en pointillés est la solution en vitesse, au niveau du maximum de déplacement (environ 4,5 km de la faille), pour un calcul avec un certain pas de temps avec le code TECTON. Les pas de temps sont exprimés en fonction du temps caractéristique de relaxation τ_M (les pas inférieurs à τ_M à gauche et les autres à droite). Plus le pas est petit, plus le calcul concernant l'évolution des vitesses est précis. La courbe en noir correspond au calcul avec un pas de temps variable (Figure 3.15). Ce calcul converge sur toute la durée du phénomène, et cela pour un nombre réduit d'itérations.

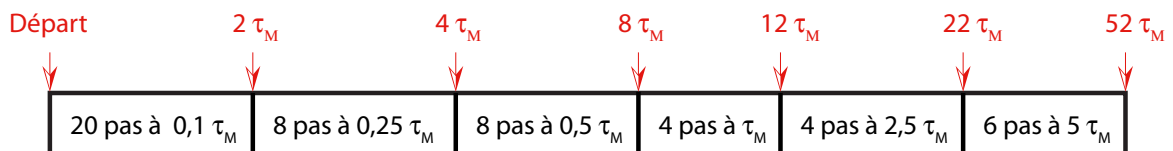


FIG. 3.15 Schéma à pas de temps variable appliqué au calcul visco-élastique afin d'assurer la convergence temporelle. Le pas est exprimé en fonction du temps caractéristique de relaxation τ_M . La solution à long terme est donnée pour une date de $52 \tau_M$, ce qui correspond à un demi-millénaire environ pour un module de cisaillement de 30 GPa et une viscosité de 10^{19} Pa.s (échelle chronologique représentée en rouge).

Les solutions numériques et les écarts comparés aux solutions de référence sont représentés dans les figures 3.16 et 3.17. La table 3.3 synthétise la précision obtenue par la méthode des éléments finis. L'erreur relative sur les maxima de déplacement est de l'ordre de 1%, le maximum d'erreur atteint est de moins de 10% du déplacement et l'écart moyen est inférieur au millimètre. Sachant que l'erreur instrumentale sur les données mesurées est de l'ordre du millimètre pour la technique InSAR et du centimètre pour le GPS, la méthode numérique est donc amplement validée.

Il est enfin à noter que le calcul par la méthode des éléments finis ne présente pas aux limites de la dislocation les mêmes singularités que les solutions d'Okada (1985, 1992). Ceci s'explique par les hypothèses de travail de la solution analytique : elle découpe une faille en plusieurs dislocations rectangulaires avec un glissement constant, alors que la méthode des éléments finis s'appuie sur des glissements continus par morceaux. La conséquence de cette différence sera importante pour des études de déformations très proches de la faille, comme par exemple l'étude de la relaxation poro-élastique dans la section 5.1 (page 143).

Validation de la méthode numérique dans le cas poro-élastique

La validation de la méthode des éléments finis concernant le calcul des effets poro-élastiques découle directement des résultats précédents. En effet, comme nous l'avons évoqué dans la section 3.1.2 (page 70), la relaxation poro-élastique sera considérée dans mes travaux dans sa totalité, c'est-à-dire après un temps infini. Les déformations associées seront donc calculées à l'aide de la relation (3.19) qui ne nécessite que des calculs en milieu élastique. La validation du cas élastique nous assure donc que la relaxation poro-élastique complète sera prise en compte avec précision. La figure 3.18 donne un exemple qui illustre cette conclusion.

Validation de la méthode numérique dans le cas visco-élastique

Après avoir effectué l'étude de validation du code TECTON pour le cas d'un milieu élastique, nous allons maintenant nous intéresser au cas visco-élastique. Le problème considéré est identique au cas test élastique à deux exceptions près. Tout d'abord, le haut de la faille n'est plus enterré à 2,5 km de profondeur. Elle affleure à la surface avec un point de référence (Figure 3.6) situé à la position (150 ; 150) km avec $d = 8$ km. Le milieu est constitué d'une couche horizontale élastique d'une épaisseur de 10 km qui repose sur une deuxième couche visco-élastique ayant un comportement de Maxwell. Les paramètres élastiques sont identiques à ceux utilisés dans le cas élastique (étudié précédemment à la page 81) et la viscosité est égale à 10^{19} Pa.s, ce qui nous donne un temps caractéristique de relaxation $\tau_M = 10,6$ ans. La solution de référence est calculée à l'aide du code PSGRN/PSCMP (Wang et al. 2006). Le maillage utilisé dans TECTON est similaire au cas élastique (Figure 3.10) et le schéma d'intégration temporelle est identique à celui décrit dans la section 3.2.3 (Figure 3.15). Les solutions numériques et les écarts comparés aux solutions de référence sont représentés dans

	Écart moyen (mm)	Erreur relative sur le maximum de déplacement (%)	Erreur relative sur le maximum d'erreur (%)
ux (est)	0,5	0,3	4,8
uy (nord)	0,9	0,1	9,7
uz (haut)	0,3	3,2	7,4
u	0,6		

TAB. 3.3 Tableau récapitulatif concernant la précision du calcul effectué par TECTON dans le cas d'une dislocation en milieu élastique.

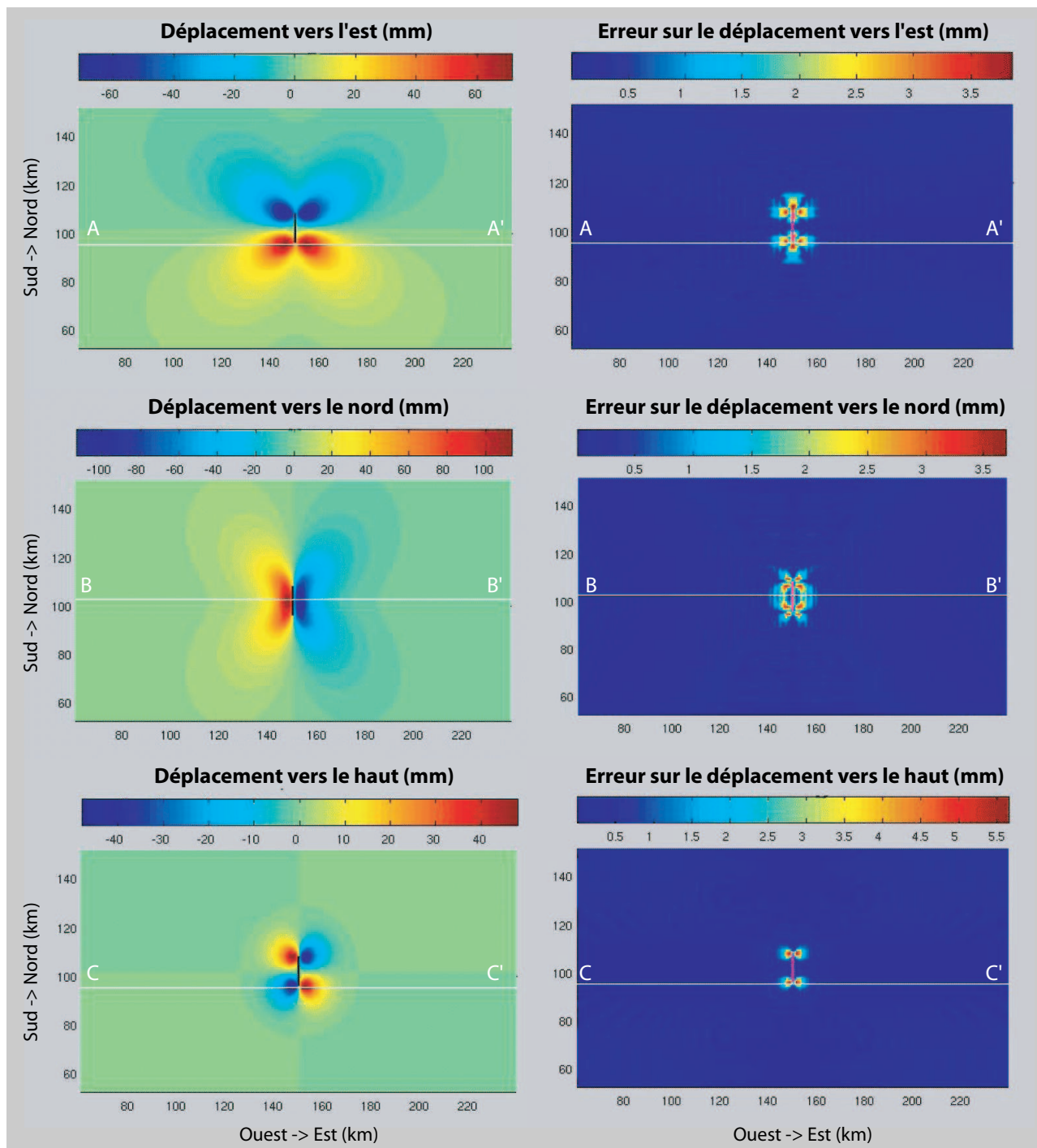


FIG. 3.16 Déplacement en surface (à gauche) suite à une dislocation en milieu élastique, et valeur absolue de l'erreur (à droite) entre la solution issue du code TECTON et celle calculée par les équations d'Okada (1985), selon les trois directions (vers l'est en haut, vers le nord au milieu et vers le haut en bas). Les lignes blanches indiquent la position des profils présentés dans la figure 3.17.

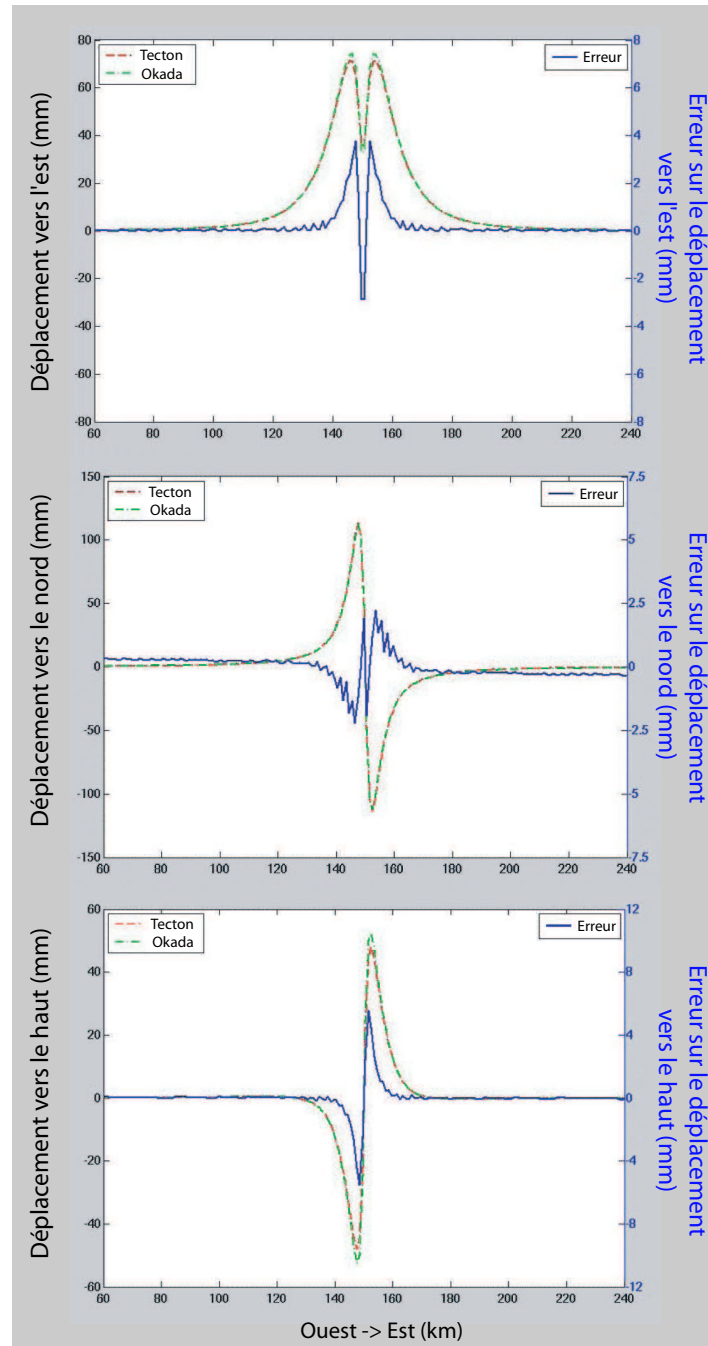


FIG. 3.17 Profils définis dans la figure 3.16 (profil A-A' en haut, profil B-B' au milieu et profil C-C' en bas). Les courbes rouge et verte en pointillés représentent respectivement la solution issue du code TECTON et celle calculée par le code RNGCHN (Feigl & Dupré 1999). L'erreur définie par la différence entre les deux est représentée en bleu (avec une échelle différente, donc avec une forte exagération

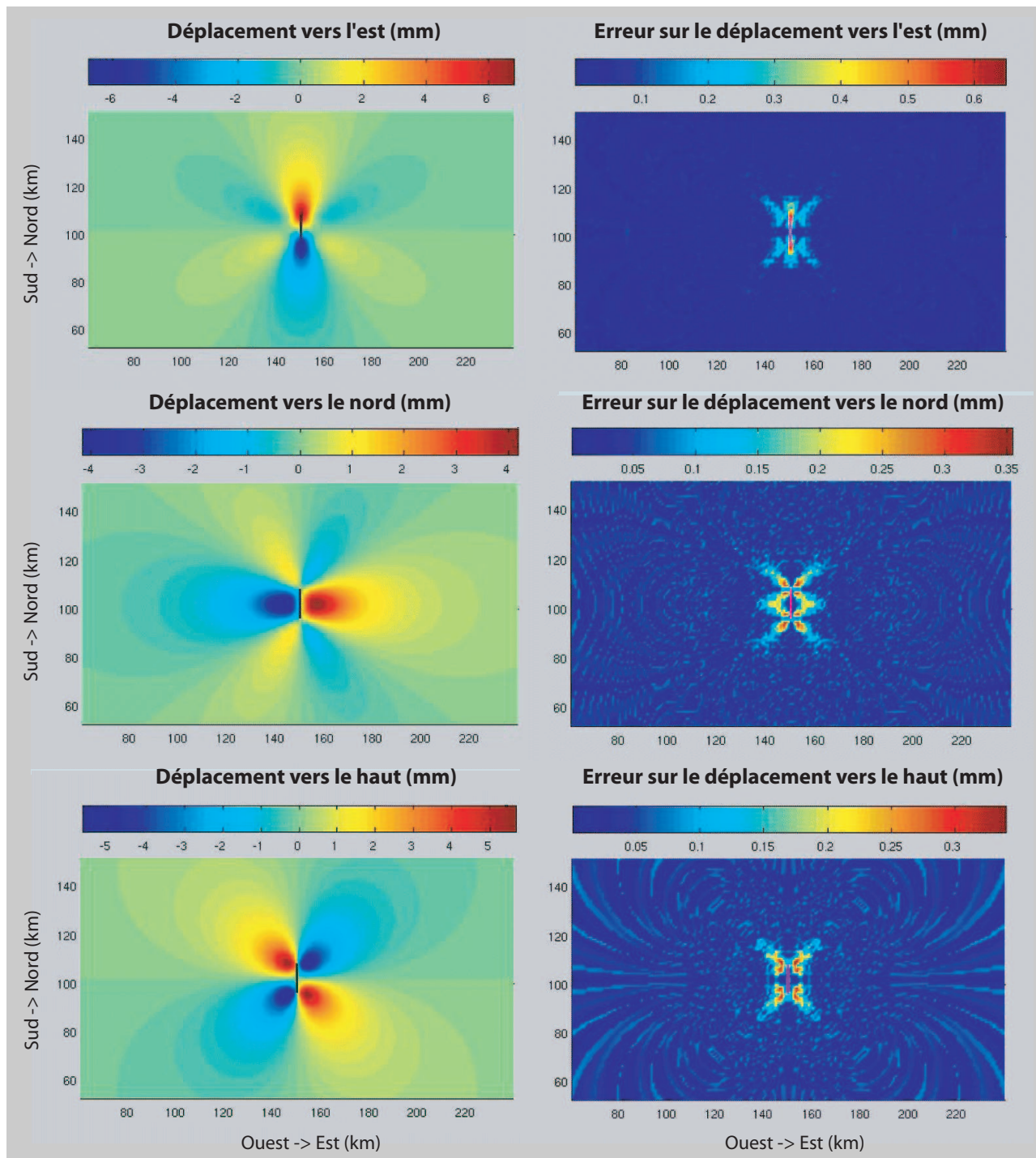


FIG. 3.18 Déplacement en surface (à gauche) suite à une dislocation en milieu poro-élastique, et valeur absolue de l'erreur (à droite) entre la solution issue du code TECTON et celle calculée par les équations d'Okada, selon les trois directions (vers l'est en haut, vers le nord au milieu et vers le haut en bas).

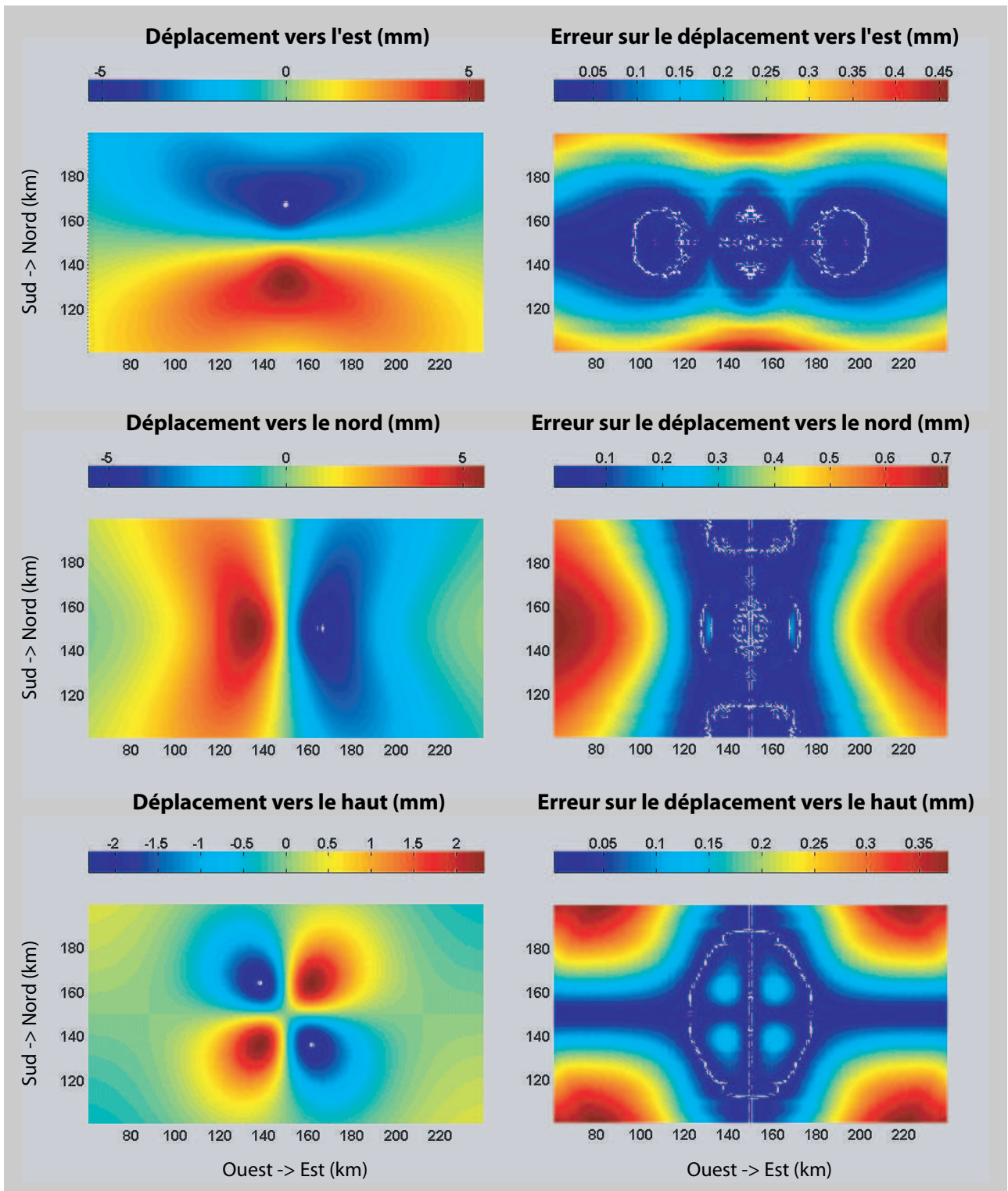


FIG. 3.19 Déplacement en surface (à gauche) suite à une dislocation en milieu visco-élastique, et valeur absolue de l'erreur (à droite) entre la solution issue du code TECTON et celle calculée par le code PSGRN/PSCMP (Wang et al. 2006), selon les trois directions (vers l'est en haut, vers le nord au milieu et vers le haut en bas). La solution est calculée au temps τ_M qui correspond à une dizaine d'années environ.

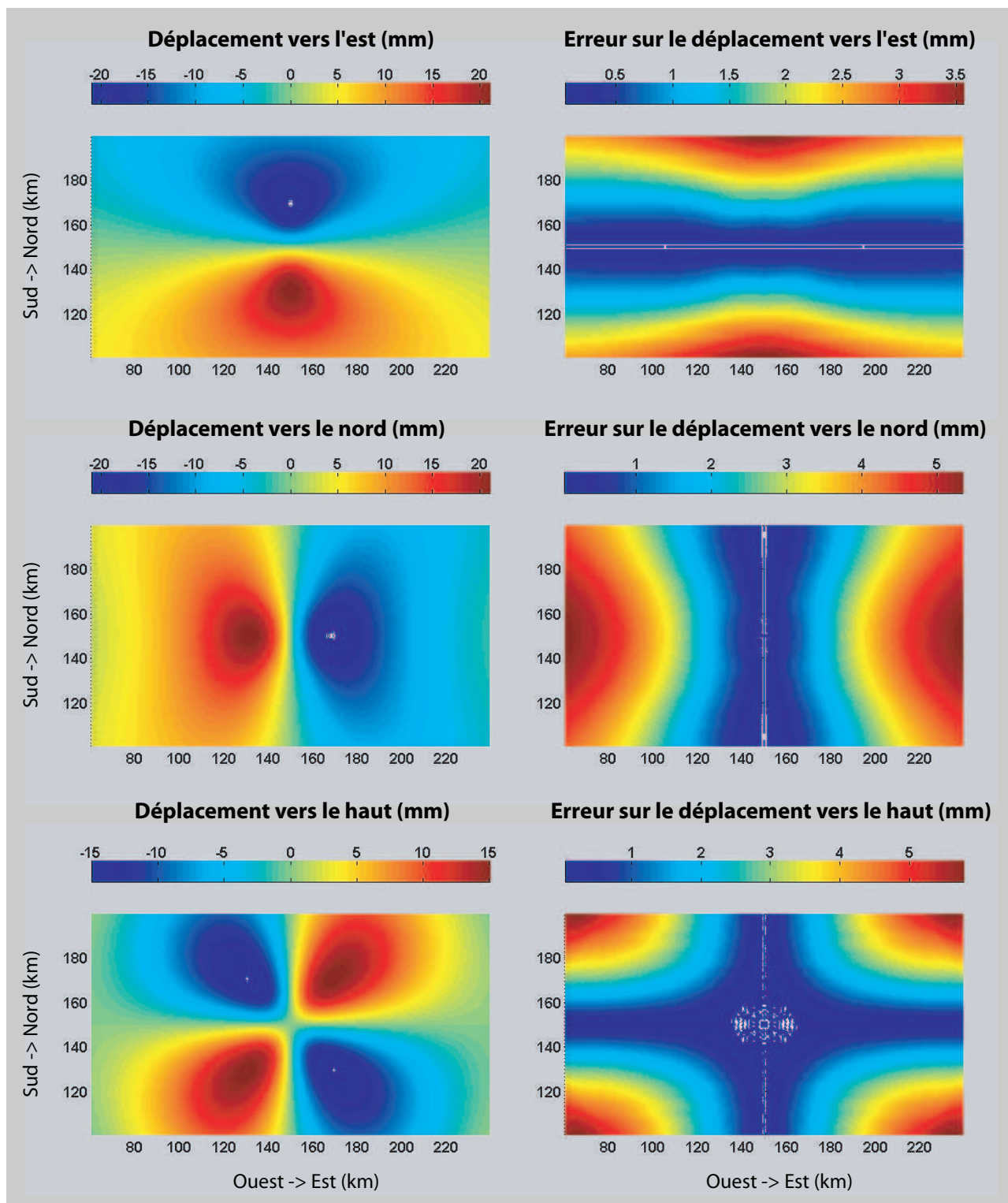


FIG. 3.20 Même légende que la figure 3.19 mis à part que le calcul a été effectué au temps $52 \tau_M$ (un demi-millénaire environ), ce qui correspond à la solution à long terme.

les figures 3.19 et 3.20. On remarque que les effets de bord ont une influence sur le calcul. Il serait nécessaire d'agrandir le modèle, cependant le temps de calcul deviendrait alors beaucoup trop long. Quand on regarde la table 3.4, qui synthétise la précision obtenue par la méthode des éléments finis, on s'aperçoit que le niveau d'erreur est de l'ordre du millimètre et que les maxima de déplacement sont bien retrouvés. On peut donc, malgré les effets de bord, conclure que la méthode est également adaptée au cas visco-élastique car l'erreur maximale commise en bordure de la zone d'étude est de l'ordre du millimètre, ce qui reste inférieur à la précision associée aux mesures GPS.

	Écart moyen (mm)		Erreur relative sur le maximum de déplacement (%)	
	$t = \tau_M$	$t = 52 \tau_M$	$t = \tau_M$	$t = 52 \tau_M$
ux (est)	0,2	1,8	0,3	6,6
uy (nord)	0,4	3,2	0,1	0,2
uz (haut)	0,2	2,6	5,4	9,0
u	0,3	2,6		

TAB. 3.4 Tableau récapitulatif concernant la précision du calcul effectué avec TECTON dans le cas d'une dislocation en milieu visco-élastique à deux dates différentes (après que le temps caractéristique de relaxation τ_M s'est écoulé et pour une relaxation complète à $52 \tau_M$).

3.3 Étude de sensibilité

Maintenant que la validité du code TECTON a été vérifiée pour les rhéologies envisagées, il faut s'assurer que son utilisation, coûteuse en temps de calcul, apportera des améliorations importantes pour une étude aussi conséquente que, par exemple, l'inversion cosismique conjointe des déplacements de surface mesurés par InSAR et GPS. Les divers paramètres accessibles dans les modèles visco-élastiques que je me propose d'étudier sont les suivants : les dix paramètres qui définissent les dislocations servant à modéliser la crise sismique (Figure 3.6), la topographie, la géométrie des couches géologiques, leurs paramètres rhéologiques (module de cisaillement G , coefficient de Poisson ν et viscosité η) et le coefficient de Poisson « non saturé » ν_d pour le caractère poro-élastique de la croûte supérieure. Des études précédentes ont déjà montré l'importance de certains de ces paramètres et également d'autres (anisotropie, état de contrainte initial, coefficient de frottement) qui ne sont pas encore pris en compte dans mes travaux. Masterlark et al. (2001) et Masterlark (2003) ont mis en évidence le caractère simpliste de l'hypothèse de demi-espace homogène et isotrope en considérant l'hétérogénéité mécanique de la lithosphère, ainsi que son anisotropie, le caractère poro-élastique de la croûte et la topographie. Ils ont conclu, de manière qualitative, que l'importance de ces paramètres est croissante dans l'ordre où je les ai cités. Zhao et al. (2004) ont également montré le caractère majeur de l'effet d'hétérogénéité de la lithosphère à l'aide d'une étude en couches rhéologiques horizontales. Cianetti et al. (2005) aboutissent à la même conclusion avec en plus la considération de l'état de contrainte initial et le coefficient de frottement associé aux failles étudiées. Comme Masterlark (2003), leurs études sont d'ordre qualitatif, en tout cas pour ce qui concerne l'importance des hypothèses d'hétérogénéité. Je vais dans cette section présenter les résultats d'une étude de sensibilité des déplacements en surface par rapport aux divers paramètres géométriques, élastiques, mais également visco-élastiques, pour quantifier leur importance et justifier la nécessité ou non de l'utilisation d'un code élément fini dans mes travaux.

3.3.1 Méthodologie

Le modèle étudié est décrit dans la figure 3.21. Il consiste en un milieu visco-élastique composé de trois couches : une croûte supérieure élastique, une croûte inférieure et un manteau supérieur, tous deux visco-élastiques. La rhéologie de ces deux dernières couches est de type Maxwell car [Árnadóttir et al. \(2005b\)](#) ont montré qu'il était superflu de considérer des rhéologies plus complexes, comme celle du type de Burgers, dans le cas de la crise de juin 2000. En effet, les mesures en surface sont trop éparpillées pour capturer un quelconque signal à court terme (de l'ordre du mois). Un pendage de l'interface croûte-manteau peut être introduit par l'intermédiaire du paramètre θ . Le maillage utilisé est du même type que ceux présentés dans les figures 3.10 et 3.11 excepté le fait qu'il contient deux plans de faille. L'étude de convergence de la section 3.2.3 nous assure que ce maillage est adapté au problème. Les dimensions du modèle sont suffisamment grandes pour s'affranchir des effets de bords dans la zone d'étude qui est constituée de la zone sismique sud islandaise et de ses alentours (180 km de long et 100 km de large, centrée sur le séisme du 21 juin 2000). Les deux séismes de juin 2000 sont modélisés par une série de dislocations. L'étude de sensibilité consiste à faire varier les

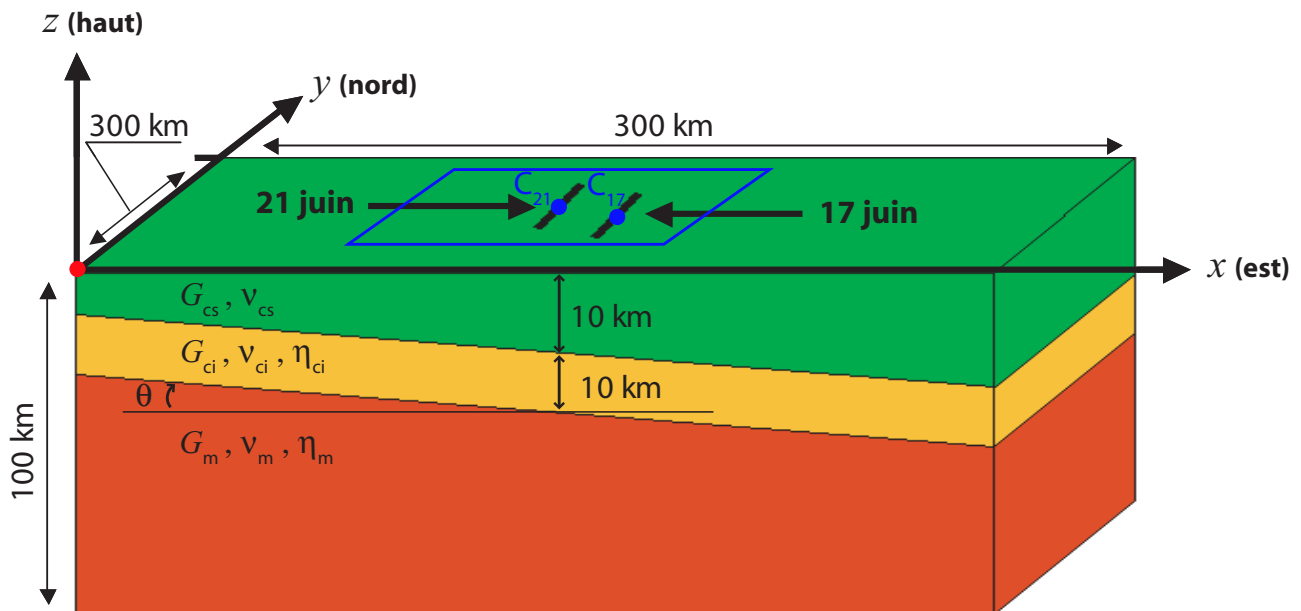


FIG. 3.21 Schéma représentant la géométrie et la rhéologie utilisées pour l'étude de sensibilité. La croûte supérieure (en vert) est élastique avec un module de cisaillement G_{cs} et un coefficient de Poisson ν_{cs} . La croûte inférieure (orange) et le manteau supérieur (rouge) ont un comportement visco-élastique de type Maxwell avec respectivement un module de cisaillement G_{ci} et G_m , un coefficient de Poisson ν_{ci} et ν_m et une viscosité η_{ci} et η_m . Les deux segments noirs indiquent la partie visible en surface des failles associées à la crise de juin 2000. Les glissements sont imposés selon la solution de l'inversion effectuée par [Pedersen et al. \(2003\)](#) (Figure 2.13 page 50) qui est similaire à la solution de l'inversion que j'ai effectuée au chapitre 4 avec le modèle HOM (page 121). L'influence des autres paramètres associés aux failles va être étudiée dans cette section. L'épaisseur de la croûte au niveau des failles est de 20 km (10 km pour chaque couche). L'interface entre la croûte et le manteau peut être inclinée d'un angle θ au niveau des failles. Les dimensions du modèle sont indiquées et le déplacement sur les faces, mis à part la surface qui est libre, est fixé à zéro. Les dimensions de la zone d'étude (en bleu) centrée sur la faille du 21 juin sont de 180 km x 100 km. Le point rouge désigne le centre du repère (x, y, z) . Les disques bleus désignent le centre des projections en surface des failles du 17 juin (C_{17}) et du 21 juin (C_{21}). Ils sont les points de référence des deux plans de dislocation associés aux failles selon la convention décrite dans la figure 3.6. Leurs coordonnées sont $(x_{C_{17}}, y_{C_{17}}) = (167,6; 148,5)$ km et $(x_{C_{21}}, y_{C_{21}}) = (150; 150)$ km. Les autres paramètres des dislocations associées sont les mêmes que ceux utilisés par [Pedersen et al. \(2003\)](#).

divers paramètres à partir d'une valeur de référence, à calculer l'écart des déformations en surface par rapport aux observations effectuées par InSAR et GPS et à quantifier l'influence de chaque paramètre en effectuant un F-test sur cet écart (voir les relations (3.49) et (3.50) qui se trouvent un peu plus loin).

Le modèle de référence correspond au cas homogène de Pedersen et al. (2003) en appliquant aux failles associées à la crise de juin 2000 leur distribution de glissement, solution de l'inversion cosismique. Le module de cisaillement G , pour les trois couches, est égal à 30 GPa et le coefficient de Poisson est de 0,28. L'azimut et le pendage du plan de faille associé au séisme du 17 juin sont respectivement de $1,68^\circ$ et de 87° . Ceux pour le plan de faille du 21 juin sont de $0,5^\circ$ et de 90° . Le centre de l'intersection entre le plan de faille et la surface est positionné à $(20,35^\circ\text{O}; 63,99^\circ\text{N})$ pour le 17 juin et à $(20,71^\circ\text{O}; 63,99^\circ\text{N})$ pour le 21 juin. Pour le cas visco-élastique, les viscosités de référence sont de 10^{19} Pa.s pour la croûte inférieure et le manteau.

Dans le cas cosismique, les déplacements sont calculés au niveau des stations GPS utilisées par Pedersen et al. (2003), ainsi que sur les points d'échantillonnage de leurs interférogrammes (voir la section 4.1 page 104 au chapitre 4 pour plus de détails). La partie visco-élastique de l'étude utilise les vitesses mesurées aux stations GPS utilisées par Árnadóttir et al. (2005a) dans leur étude des déformations post-sismiques (voir la section 5.2 page 150 au chapitre 5 pour plus de détails). Pour le calcul avec TECTON, le schéma d'intégration temporelle décrit dans la figure 3.15 est appliqué avec les modifications nécessaires pour contenir les dates des deux campagnes GPS utilisées dans cette étude (une en 2001 et l'autre en 2004) et tenir compte également de l'évolution de τ_M avec les paramètres de viscosité. Pour un jeu de paramètres, un écart pondéré par l'erreur de mesure est calculé de la manière suivante :

$$\chi^2 = \frac{1}{(N_{obs} - n_{lib})} \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\frac{\epsilon_i}{w_i} \right)^2 \quad (3.48)$$

avec N_{obs} le nombre d'observations considérées (693 pour l'intervalle cosismique, 3×36 pour l'intervalle post-sismique entre 2000 et 2001 et 3×52 pour l'intervalle 2001-2004 car il y a trois composantes pour ces deux derniers cas), n_{lib} le nombre de paramètres libres (égal à 1 dans cette étude puisque l'on étudie l'effet des paramètres l'un après l'autre), w_i l'erreur sur la $i^{\text{ème}}$ mesure et ϵ la différence entre les valeurs mesurées et calculées au $i^{\text{ème}}$ point d'observation.

Enfin, pour déterminer à partir de quelle valeur un paramètre commence à être influent, on effectue le F-test suivant (Larsen & Marx 1986; Menke 1989) :

Quand χ_{ref}^2 est minimal, l'hypothèse $H(\chi^2 \neq \chi_{ref}^2)$ est acceptée avec un intervalle de confiance C_f (en pourcentage) si :

$$F > F_{C_f}(N_{obs} - n_{lib}, N_{obs} - n_{lib}), \quad (3.49)$$

et si χ_{ref}^2 n'est pas minimal, l'hypothèse $H(\chi^2 \neq \chi_{ref}^2)$ est acceptée avec un intervalle de confiance C_f (en pourcentage) si :

$$F > F_{1-\frac{1-C_f}{2}}(N_{obs} - n_{lib}, N_{obs} - n_{lib}),$$

ou si

$$F < F_{\frac{1-C_f}{2}}(N_{obs} - n_{lib}, N_{obs} - n_{lib}). \quad (3.50)$$

avec $F = \frac{\chi^2}{\chi_{ref}^2}$ et F_{C_f} le $(100 \times C_f)^{\text{ème}}$ centile de la distribution F .

Quand l'hypothèse H est acceptée, cela équivaut à dire que l'écart entre les déformations calculées et observées, pour un jeu de paramètres, est différent de celui obtenu avec le modèle de référence.

3.3.2 Résultats

Concernant le cas élastique, les variations du χ^2 selon les divers paramètres rhéologiques et géométriques sont données dans la figure 3.22. Les limites à 95% de confiance pour estimer l'influence de chaque paramètre sont également indiquées dans la figure. Il est à noter que les modules de cisaillement de la croûte inférieure et du manteau sont considérés comme un seul paramètre. Il en est de même pour le coefficient de Poisson. Ceci est justifié car les déplacements cosismiques se concentrent surtout dans la partie superficielle des failles et on s'attend donc à ce que ce soient surtout les paramètres rhéologiques de la croûte qui soient les plus influents. Enfin, seul le paramètre θ n'est pas représenté car on n'observe aucune variation significative du χ^2 en fonction du pendage de l'interface croûte-manteau.

La figure 3.23 montre les résultats pour les deux périodes post-sismiques considérées. Les paramètres étudiés sont principalement les viscosités des deux couches visco-élastiques. Seul un calcul supplémentaire avec la rhéologie et la géométrie utilisées par [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#) est effectué (voir la figure 2.17 page 54 dans le chapitre 2 pour une description du modèle). Ce calcul permet d'avoir une idée de l'influence des autres paramètres rhéologiques, ce qui sera un peu plus détaillé dans la section 5.2.2 (page 153). Les paramètres géométriques, à l'exception de θ qui n'a aucune influence significative, ne sont pas abordés ici et leur étude reste à faire car le calcul nécessaire est très coûteux. En effet, la figure 3.23 est le résultat d'environ une semaine de calcul pour seulement deux paramètres.

L'estimation des viscosités n'est effectuée que sur la période 2001-2004 car les vitesses observées durant la première année après la crise de juin 2000 contiennent également les conséquences de la relaxation pro-élastique. Ceci explique les viscosités plus faibles que l'on pourrait obtenir avec la figure 3.23 au cours de la période 2000-2001 (voir la section 5.2.1 page 152 pour plus de détails). L'analyse des χ^2 avec la limite à 68% de confiance entraîne une estimation de la viscosité η_{ci} allant de 2.10^{18} à 3.10^{19} Pa.s pour $\eta_m = 10^{19}$ Pa.s. Quand on fixe η_{ci} à 10^{19} Pa.s, l'estimation de la viscosité η_m donne des valeurs allant de 5.10^{18} à 10^{20} Pa.s. Ces valeurs estimées sont un peu différentes de celles données par l'étude de [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#) car le modèle est ici homogène concernant les paramètres élastiques. La section 5.2 (page 150) donnera une estimation plus rigoureuse de ces viscosités.

3.3.3 Interprétations

La table 3.5 résume, dans le cas élastique, les intervalles au-delà desquels les paramètres commencent à être influents à 95% de confiance. Quand on les compare aux limites déduites de la physique ou d'études précédentes, on en déduit que le module de cisaillement moyen de la croûte supérieure est le paramètre prédominant, que les paramètres géométriques des failles ne sont pas très influents et que les paramètres concernant la croûte inférieure et le manteau n'ont aucune influence significative. Le cas du coefficient de Poisson pour la croûte supérieure vient corroborer un résultat de [Pedersen et al. \(2003\)](#) qui indiquait que la prise en compte ou non de l'état saturé des roches n'apporte pas significativement plus à l'étude cosismique. En utilisant l'astuce concernant le calcul poro-élastique (voir la section 3.1.2 page 69), on peut en déduire également que la conséquence de la relaxation poro-élastique comparée à l'effet cosismique devrait être négligeable sur les déplacements en surface.

Bien que les paramètres associés aux failles ne semblent pas avoir d'influence, ce résultat a une conséquence importante sur les résultats de [Pedersen et al. \(2003\)](#). En effet, leur distribution de glissement se situe sur des dislocations éloignées de l'ordre de la centaine de mètres par rapport aux plans de failles dessinés par les répliques. Cette très faible influence des paramètres géométriques permet donc de concilier les deux résultats.

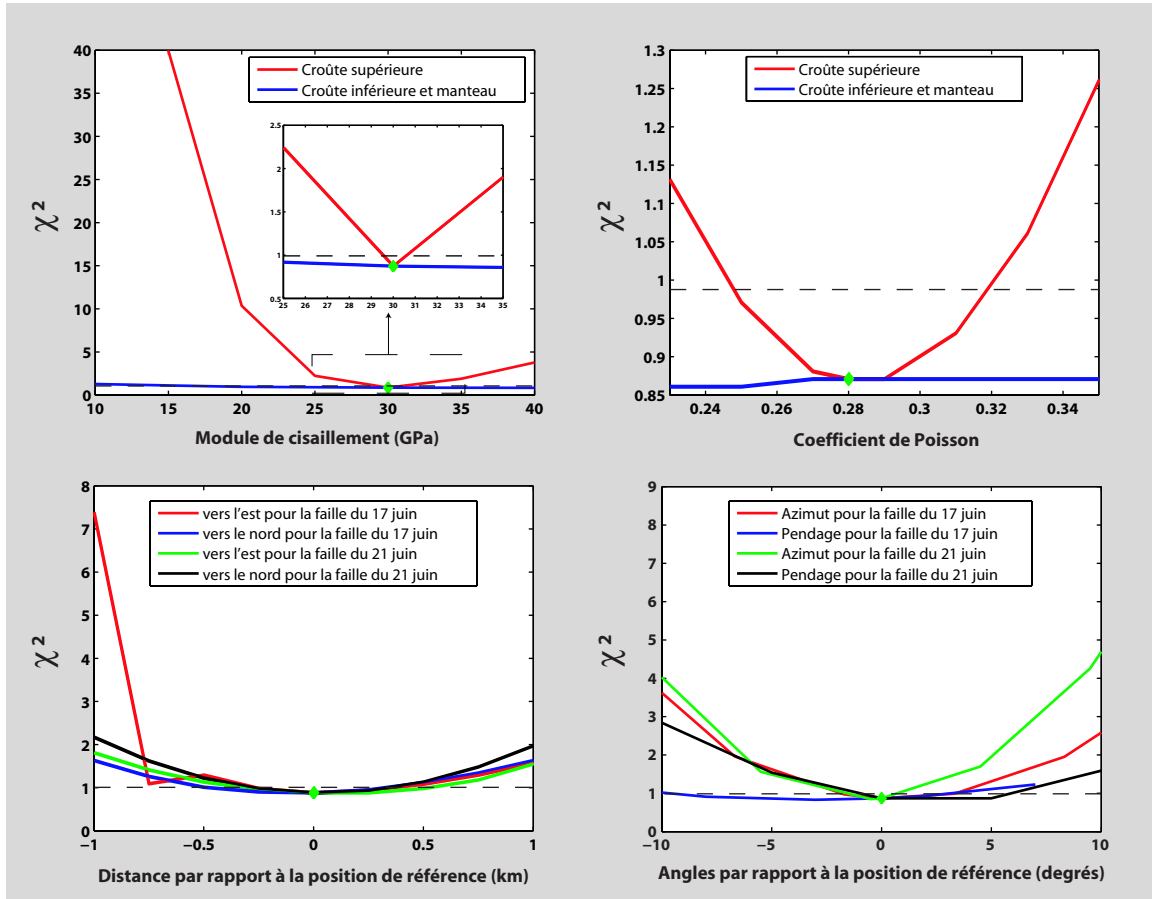


FIG. 3.22 Sensibilité des déplacements observés en surface par InSAR et GPS (exprimée sous la forme du χ^2) par rapport aux divers paramètres géométriques et rhéologiques. Sur chaque courbe un seul paramètre est considéré comme libre. Le losange vert indique le modèle homogène de référence. La courbe noire en pointillés indique la limite à 95% de confiance à partir de laquelle les valeurs de χ^2 sont si élevées que l'on peut considérer que les déplacements modélisés sont différents des déplacements de référence de manière significative. (En haut à gauche) Sensibilité en fonction des modules de cisaillement G_{cs} (croûte supérieure, en rouge) et $G_{ci} = G_m$ (croûte inférieure et manteau, en bleu). Un agrandissement au niveau des valeurs de référence est indiqué par un cadre en pointillés et une flèche. (En haut à droite) Sensibilité en fonction des coefficients de Poisson ν_{cs} (croûte supérieure, en rouge) et $\nu_{ci} = \nu_m$ (croûte inférieure et manteau, en bleu). (En bas à gauche) Sensibilité en fonction des écarts des points C_{17} et C_{21} par rapport à leur position de référence, vers l'est ($x_{C_{17}}$ en rouge et $x_{C_{21}}$ en vert), et vers le nord ($y_{C_{17}}$ en bleu et $y_{C_{21}}$ en noir). (En bas à droite) Sensibilité en fonction des écarts des angles associés aux failles (voir figure 3.6 pour la notation et les conventions de signe) par rapport à leur valeur de référence (β_{17} en rouge, β_{21} en vert, ψ_{17} en bleu et ψ_{21} en noir).

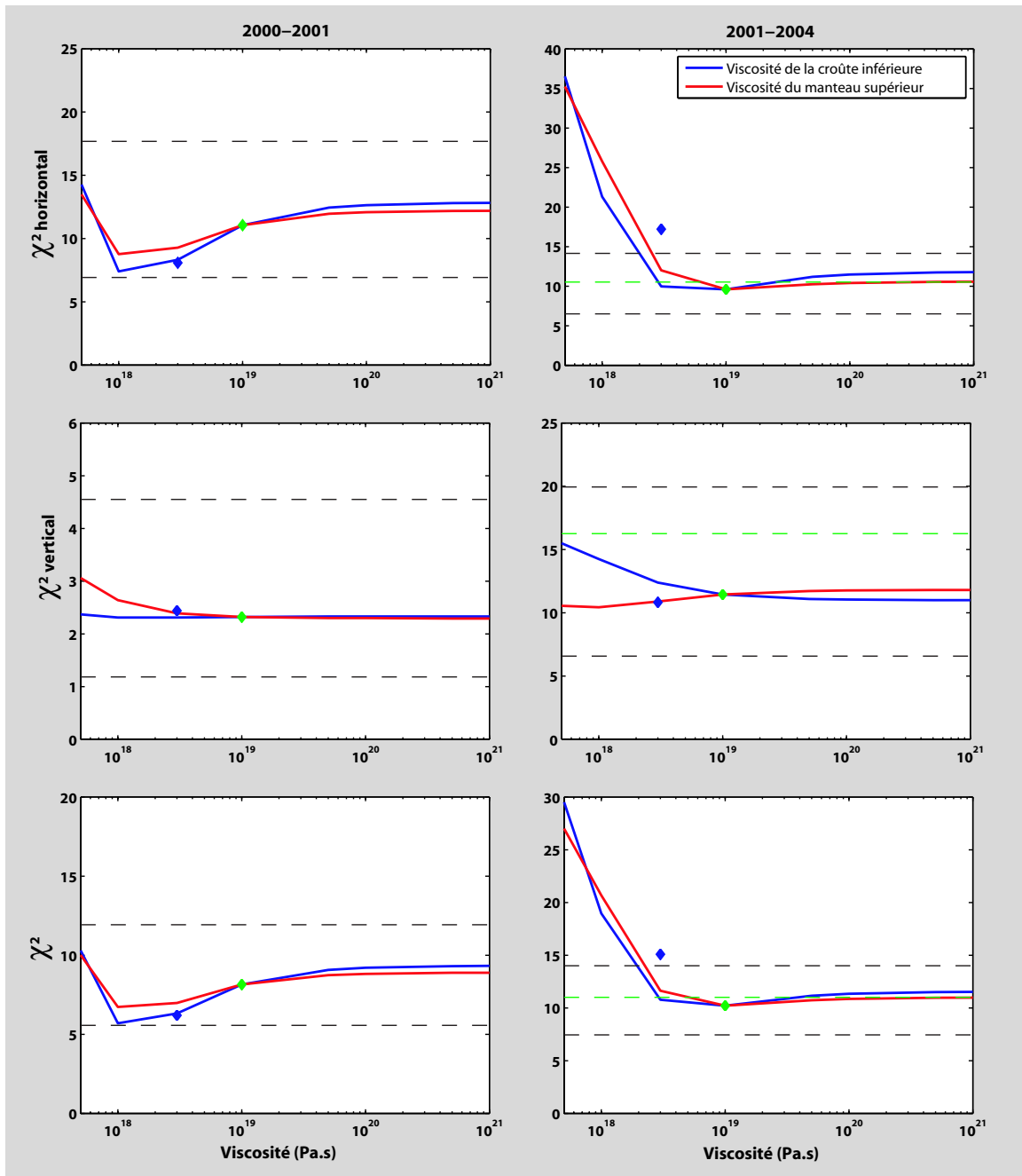


FIG. 3.23 Sensibilité des vitesses observées en surface par GPS par rapport à la viscosité crustale et mantellique. Sur chaque courbe un seul paramètre est considéré comme libre. Le losange vert indique le modèle homogène de référence. Les courbes noires en pointillés indiquent les limites à 95% de confiance à partir desquelles les valeurs de χ^2 sont soit si élevées soit si basses que l'on peut considérer que les vitesses modélisées sont différentes des vitesses de référence de manière significative. La courbe verte en pointillés est la limite supérieure à 68% de confiance utilisée pour l'estimation des viscosités. Le losange bleu indique la valeur de χ^2 pour le modèle de *Árnadóttir et al. (2005a)* (voir figure 2.17 du chapitre 2 page 54) avec $\eta_{ci} = 10^{19}$ Pa.s et $\eta_m = 3.10^{18}$ Pa.s, qui est leur solution optimisée. La sensibilité concernant les vitesses horizontales est représentée en haut, celle des vitesses verticales est au milieu et en bas se trouve la combinaison des deux. Les courbes de gauche concernent les vitesses mesurées entre 2000 et 2001, celles décrivant les vitesses entre 2001 et 2004 sont à droite. La courbe bleue représente la viscosité de la croûte inférieure qui est libre avec la viscosité η_m fixée à 10^{19} Pa.s. La courbe rouge représente le cas inverse.

	Intervalle d'influence à 95% de confiance	Intervalle physique du paramètre
Module de cisaillement de la croûte supérieure G_{cs}	[28 ; 32] GPa	[5 ; 40] GPa
Module de cisaillement de la croûte inférieure G_{ci} et du manteau G_m		[10 ; 100] GPa
Coefficient de Poisson de la croûte supérieure ν_{cs}	[0,25 ; 0,32]	[0,23 ; 0,33]
Coefficient de Poisson de la croûte inférieure ν_{ci} et du manteau ν_m		
Coordonnée x_{C17} associée à la faille du 17 juin	[166,8 ; 168,1] km	[166,6 ; 168,6] km
Coordonnée x_{C21} associée à la faille du 21 juin	[149,6 ; 150,6] km	[149 ; 151] km
Coordonnée y_{C17} associée à la faille du 17 juin	[147,9 ; 149,0] km	[147,5 ; 149,5] km
Coordonnée y_{C21} associée à la faille du 21 juin	[149,6 ; 150,5] km	[149 ; 151] km
Azimet β_{17} de la faille du 17 juin	[-0,1° ; 1,6°]	[-5° ; 5°]
Azimet β_{21} de la faille du 21 juin	[-2° ; 1°]	
Pendage ψ_{17} de la faille du 17 juin	[84° ; 97°]	[85° ; 95°]
Pendage ψ_{21} de la faille du 21 juin	[84° ; 91°]	
Pendage θ de l'interface croûte-manteau		[-40° ; 40°]

TAB. 3.5 Influence déduite de l'étude de sensibilité des paramètres sur le déplacement en surface. Les valeurs qui se trouvent en dehors de l'intervalle d'influence modifient significativement à 95% de confiance les déplacements modélisés en surface. Les cases grisées indiquent que les paramètres n'ont aucune influence significative (intervalle trop grand). La dernière colonne donne un aperçu des intervalles déduits de l'analyse des matériaux pour la rhéologie, de l'étude de Pedersen et al. (2003) pour la géométrie et des observations concernant l'épaisseur de la croûte pour le pendage θ .

Pour finir sur le cas élastique, le résultat sur l'influence du module de cisaillement au niveau de la croûte supérieure montre l'intérêt d'une étude en milieu hétérogène avec une description fine des paramètres élastiques dans les dix premiers kilomètres de la lithosphère, ainsi qu'au voisinage des failles où la zone d'endommagement peut avoir un module de cisaillement diminué de trois-quarts (Cocco & Rice 2002, 2003). En revanche, même si l'insensibilité du paramètre θ indique que des modèles avec des couches horizontales seraient suffisants, la forte dépendance des déplacements en surface par rapport aux paramètres rhéologiques de la croûte supérieure me laisse penser qu'il serait intéressant de tenir compte des pendages des premières couches géologiques. Tout ceci justifie l'utilisation de la méthode numérique des éléments finis, ce qui m'a amené à construire, pour une inversion cosismique en milieu hétérogène, les modèles qui sont présentés dans le chapitre 4 (section 4.2.2 page 105).

Je vais terminer par les résultats concernant la sensibilité des vitesses post-sismiques à la viscosité crustale et mantellique. Premièrement, la figure 3.23 montre que les vitesses verticales ne sont pas significativement sensibles et que la composante horizontale ne l'est qu'en dessous de $2 \cdot 10^{18}$ Pa.s quand on considère les limites à 95% de confiance. Il est donc impossible d'établir des conclusions franches concernant les viscosités estimées. Deuxièmement, les limites d'influence à 95% de confiance sont plus étroites pour la période de 2001-2004. On peut donc supposer que le caractère déterminant pour une estimation pertinente des viscosités est le nombre de stations GPS prises en compte. En effet, pour la première année, seulement 36 stations sont disponibles, alors que pour les trois années suivantes 52 stations sont à disposition pour le calcul. Troisièmement, les hétérogénéités verticales concernant la rhéologie élastique de la lithosphère (losange bleu dans la figure 3.23) n'ont pas d'influence pour la première période et semblent pouvoir en avoir une pour la deuxième période, mais il faudrait effectuer des calculs plus détaillés pour conclure (voir la section 5.2.2 page 153 pour une autre approche). Le dernier point concerne les viscosités optimisées obtenues en utilisant la limite à 68% de confiance (moins rigoureuse qu'avec une limite à 95% mais c'est ce qui est le plus souvent utilisé dans la littérature). La figure 3.23 montre que l'estimation de la viscosité crustale est plus précise que celle de la viscosité mantellique. Cela montre la difficulté dans ce genre d'étude d'obtenir des résultats précis quand on s'intéresse à des couches plus profondes. Les viscosités estimées ici vont de $3 \cdot 10^{18}$ à $2 \cdot 10^{19}$ Pa.s pour la croûte inférieure et de $5 \cdot 10^{18}$ à 10^{20} Pa.s pour le manteau supérieur.

Pour conclure sur cette étude post-sismique simplifiée, la très faible influence des viscosités est probablement due à un manque de données d'observation. Il faudrait donc augmenter leur nombre à l'avenir soit en installant plus de stations soit en améliorant la précision sur la composante verticale qui pour le moment n'est pas assez fine pour être utile dans ce genre d'étude. Tout ceci permettra d'estimer la viscosité de manière plus minutieuse, surtout pour le manteau qui est moins sensible que la croûte inférieure (Figure 3.23). De plus, il existe une influence des autres processus post-sismiques, ce que nous verrons plus en détails dans le chapitre 5 (section 5.2.1 page 152). Enfin, il faudrait plus de calculs pour affiner l'analyse de l'effet des hétérogénéités et pour étudier les autres paramètres. Il est à noter que l'épaisseur des couches n'a pas été incluse dans cette étude, ce qui pourrait changer ces conclusions. Dans le cas visco-élastique, l'intérêt de la méthode des éléments finis sera de vérifier s'il existe un effet significatif de géométrie avec des épaisseurs plus faibles, mais surtout, d'assurer la continuité logique de la méthode car les glissements qui seront utilisés proviendront du code TECTON (voir le chapitre 4).

3.4 Conclusions

L'ensemble des codes que j'ai développés, ainsi que la mise en oeuvre de TECTON dans les cas élastique, poro-élastique avec relaxation complète et visco-élastique de type Maxwell, ont été validés pour l'étude des conséquences mécaniques d'un séisme. Cette validation est passée par la construction de maillages tridimensionnels suffisamment fins pour permettre la convergence numérique du calcul et par la mise en place d'un schéma d'intégration temporelle également convergent numériquement pour l'étude de processus transitoires. Les rhéologies plastiques et non linéaires, bien que disponibles dans le code TECTON, ne seront pas abordées dans mes travaux car les calculs nécessiteraient beaucoup trop de temps (mais il serait intéressant de les inclure dans les études futures).

Une première application de ces outils concernant l'étude de sensibilité des déformations de surface par rapport aux divers paramètres géométriques, élastiques et visqueux nous permet de conclure qu'il est nécessaire de prendre en compte les hétérogénéités de rigidité, en particulier les gradients verticaux au niveau de la croûte supérieure. En revanche, les gradients horizontaux dus à la géométrie des couches géologiques semblent ne pas avoir d'influence significative en Islande. Cependant, il demeure un type d'hétérogénéités horizontales dont l'influence reste à vérifier plus en détail : il s'agit de la zone d'endommagement se trouvant aux alentours des failles majeures. De plus, l'influence de la géométrie des couches géologiques est certes faible concernant les déformations de surface, mais il reste à vérifier les conséquences sur l'estimation de l'aléa sismique. Les modèles numériques par éléments finis, couplés à l'estimation des changements dans la contrainte de Coulomb sont un outil adéquat pour ce type d'étude. Le chapitre 4 traite par ce moyen du cas cosismique, après avoir obtenu par inversion les glissements en milieu hétérogène, alors que le chapitre 5 se concentre sur les autres phases du cycle sismique.

Un autre point a pu être abordé concernant les études post-sismiques en milieu visco-élastique : la pertinence des évaluations de viscosités concernant les couches profondes (plus de 10 km) par le biais des déformations de surface dépend fortement du nombre d'observations disponibles et de l'erreur de mesure associée. Dans le cas de l'Islande, les composantes verticales des vitesses mesurées par GPS sont par exemple inutilisables dues aux grandes erreurs associées à ces mesures (en tout cas pour celles effectuées après la crise de juin 2000) et le nombre de stations est insuffisant pour estimer précisément la viscosité du manteau. Ce dernier résultat corrobore les conclusions de [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#). Enfin, les conséquences des processus post-sismiques sur une étude visco-élastique sont visibles et il serait également intéressant d'estimer plus précisément l'influence des autres paramètres élastiques. Le chapitre 5 approfondira ces questions, en considérant de plus les conséquences en terme d'aléa sismique.

Troisième partie

Application de la méthode des éléments finis à la crise de juin 2000

Chapitre 4

Analyse des déformations cosismiques dans un milieu hétérogène tridimensionnel complexe



Photo reproduite avec la permission d'Amy Clifton

*Mais tu dis (Mais tu dis)
Que le bonheur est irréductible
Et je dis (Et il dit)
Que ton espoir n'est pas si désespéré
A condition d'analyser
Que l'absolu ne doit pas être
Annihiler
Par l'illusoire précarité
De nos amours
Destitués
Et vice et versa.*

— Et Vice Et Versa —
Les INCONNUS

Dans le chapitre précédent nous avons vu l'importance que peut avoir la nature hétérogène du milieu sur l'expression en surface d'un séisme. Par l'utilisation des outils également présentés précédemment et l'abandon de l'hypothèse d'espace homogène semi-infini, nous allons dans ce chapitre étudier la phase cosismique de la crise de juin 2000 qui est décrite dans le chapitre 2 (section 2.2 page 47). Pour cela, une inversion numérique conjointe des données InSAR et GPS est effectuée en utilisant différentes hypothèses concernant la croûte islandaise. Différents types d'hétérogénéités sont abordés dans ce chapitre, allant de l'accroissement de la rigidité avec la profondeur à la prise en compte de la géométrie complexe des couches géologiques, pour finir avec l'intégration de la zone fragilisée se situant autour des failles. Les implications de ces hypothèses sont étudiées, au-delà des distributions de glissement, par une estimation de l'impact sur l'aléa sismique dans le sud-ouest de l'Islande.

Dans un premier temps un récapitulatif des données d'observation disponibles sera établi. Ensuite, les hypothèses et les méthodes utilisées seront détaillées. Enfin, les résultats seront présentés et interprétés avant de conclure.

4.1 Observations

Comme nous avons pu le voir dans le chapitre 2, les déplacements statiques en surface induits par la crise sismique de juin 2000 ont été mesurés par interférométrie, par un réseau de capteurs GPS ainsi que par une campagne GPS au cours du même mois. L'article de [Pedersen et al. \(2003\)](#) décrit précisément ces différents jeux de données, je vais donc ici me contenter de rappeler les points les plus importants pour cette étude. Le lecteur pourra trouver une figure représentant ces données au chapitre 2 (Figure 2.12 page 49).

4.1.1 Données interférométriques

Concernant les interférogrammes utilisés dans l'inversion conjointe, ils ont été obtenus par des passages descendants du satellite ERS-2 avec un angle d'incidence variant de 19° à 27° et par l'utilisation des logiciels PRISME/DIAPASON ([C.N.E.S. 1997](#)) pour traiter les données. Les franges de couleur donnent une mesure du déplacement en surface observé entre deux passages, une frange correspondant à un changement de 2,83 cm de la distance sol-satellite. Les deux interférogrammes retenus sont issus des traces 52 (T52) et 95 (T95) du satellite et couvrent une période de 35 jours (du 16 juin au 21 juillet 2000 pour T52 et du 19 juin au 24 juillet 2000 pour T95). En conséquence, l'interférogramme T52 contient en théorie les déplacements cosismiques des deux séismes ainsi que leur relaxation post-sismique à court terme. Cependant, en raison d'un problème de décorrélation lié soit au changement climatique soit à une modification dans la nature du terrain, cet interférogramme ne couvre que les déformations situées à l'est du séisme du 17 juin 2000 avec, de ce fait, une plus grande importance de celui-ci dans la mesure effectuée. L'interférogramme T95 contient quant à lui uniquement les déplacements cosismiques du séisme du 21 juin 2000, ainsi que les déformations post-sismiques à court terme des deux séismes, notamment celles concernant le séisme du 17 juin 2000. Afin d'utiliser conjointement ces deux interférogrammes avec les mesures GPS, ils ont été au préalable « déroulés » pour avoir des changements continus de la distance sol-satellite au lieu de franges d'interférence ([Zebker & Lu 1998](#); [Gudmundsson et al. 2002](#)) et les données ainsi obtenues ont été réduites par un algorithme de quantification bidimensionnelle ([Welstead 1999](#)), aboutissant à 179 points de mesure pour l'interférogramme T52 et 403 points pour le T95. L'erreur estimée sur les mesures résultant de ces analyses est de 13 mm et le poids de chaque interférogramme sur l'ensemble des données utilisées dans l'inversion conjointe est de 27% pour le T52 et de 61% pour le T95.

4.1.2 Données GPS

Les observations GPS sont issues de 37 stations dont cinq sont permanentes. Les mesures des autres stations proviennent de deux campagnes, l'une effectuée en 1995 et l'autre en 2000 juste après les deux séismes. Ces mesures ont été analysées à l'aide du logiciel Bernese V4.2 ([Hugentobler et al. 2001](#)). Pour ne contenir que les déformations cosismiques, le déplacement inter-sismique couvrant un intervalle de cinq ans a été soustrait aux données et les erreurs estimées pour l'ensemble des analyses effectuées vont de 6 à 60 mm pour les déplacements horizontaux et de 17 à 400 mm pour les déplacements verticaux. L'ensemble des données GPS est donc composé de 111 mesures qui représentent 12% en poids des données totales disponibles pour l'inversion et qui couvrent essentiellement une zone située à l'ouest du séisme du 17 juin, offrant ainsi une complémentarité avec l'interférogramme T52. De plus, les mesures GPS permettent de corriger les effets orbitaux contenus dans les interférogrammes.

4.2 Hypothèses

Dans ce chapitre, l'objectif essentiel est d'étudier l'influence d'un modèle hétérogène sur les distributions de glissement obtenues par inversion conjointe des données InSAR et GPS. Par conséquent, je vais tout d'abord faire quelques hypothèses contraignantes sur la modélisation des deux séismes avant de passer à la description des modèles rhéologiques envisagés.

4.2.1 Paramètres concernant les dislocations

Pedersen et al. (2003) ont utilisé une inversion non linéaire pour déterminer des paramètres géométriques optimisés dans le cadre d'une modélisation des deux séismes étudiés par des dislocations planes. Ils ont également montré la prédominance de la nature décrochante dextre des glissements associés. Comme mes travaux s'inscrivent dans la continuité des leurs, je vais reprendre ces paramètres. Les dislocations de cette étude sont donc décrochantes dextres et se prolongent jusqu'à la surface. L'azimut et le pendage du plan associé au séisme du 17 juin sont fixés respectivement à $1,68^\circ\text{E}$ et à 87° . Les angles associés au séisme du 21 juin sont quant à eux fixés respectivement à $0,5^\circ\text{E}$ et à 90° . Dans le cadre d'une inversion pour aboutir à des glissements distribués, les dimensions de ces plans sont plus grandes que dans le cas d'un glissement uniforme. Dans cette étude, les plans sont d'une longueur de 23 km et d'une largeur de 15 km et le centre de leur intersection avec la surface se situe à $63,99^\circ\text{N}; 20,71^\circ\text{O}$ pour la dislocation du 21 juin (point de référence dans le repère local décrit plus loin) et à $63,99^\circ\text{N}; 20,35^\circ\text{O}$ pour celle du 17 juin. Ces dimensions sont plus grandes que celles prises dans l'étude de Pedersen et al. (2003) afin de pouvoir traiter le cas où les glissements trouvés seraient plus profonds en raison du caractère hétérogène des modèles utilisés.

4.2.2 Description des modèles

Avant de passer à la définition des modèles envisagés, quelques précisions sur le repère utilisé sont nécessaires. Ce repère est orthonormé direct avec deux axes horizontaux, le premier pointant vers l'est, le second vers le nord, et le troisième axe est vertical et dirigé vers le ciel. L'origine est prise au point de coordonnées géographiques $63,99^\circ\text{N}; 20,71^\circ\text{O}$. Il correspond au centre de l'intersection avec la surface de la dislocation associée au séisme du 21 juin.

Pour ne laisser au final que les glissements comme paramètres libres, les derniers paramètres à fixer sont de nature rhéologique. Leurs valeurs selon les modèles sont récapitulées dans la figure 4.1. Le modèle HOM est similaire à celui utilisé dans l'étude de Pedersen et al. (2003). C'est un milieu homogène poro-élastique d'une densité ρ de 3000 kg/m^3 et d'une rigidité G de 30 GPa. Le coefficient de Poisson « saturé » ν (voir section 3.1.2 page 69) est fixé à 0,28.

Le modèle HET est un milieu hétérogène constitué de couches horizontales. La croûte supérieure est considérée comme poro-élastique en accord avec l'étude de Flóvenz & Saedmundsson (1993). Elle est constituée ici de cinq couches ayant une rigidité croissant avec la profondeur. La croûte inférieure est composée de deux couches élastiques et repose sur un manteau supposé homogène. Les valeurs des paramètres sont tirées de la littérature citée dans les chapitres 1 et 2. Notamment pour la croûte, les courbes de densité et de vitesse des ondes sismiques exposées dans la figure 1.14 (page 29) ont été utilisées par l'intermédiaire des relations (3.9) et (3.10) (page 62).

Les modèles HOF et HEF sont similaires respectivement aux modèles HOM et HET. La différence vient uniquement de la prise en compte de la faible rigidité de la zone de faille afin de modéliser l'endommagement subi par les roches qui la composent (Figure 4.3). En se basant sur les travaux de Cocco & Rice (2002, 2003), la rigidité G de cette zone pour le modèle HOF est fixée au quart de la valeur associée au reste de la croûte, alors que la densité ρ et le module de compressibilité K restent identiques. La zone de faille est considérée comme infinie parallèlement à la faille modélisée et

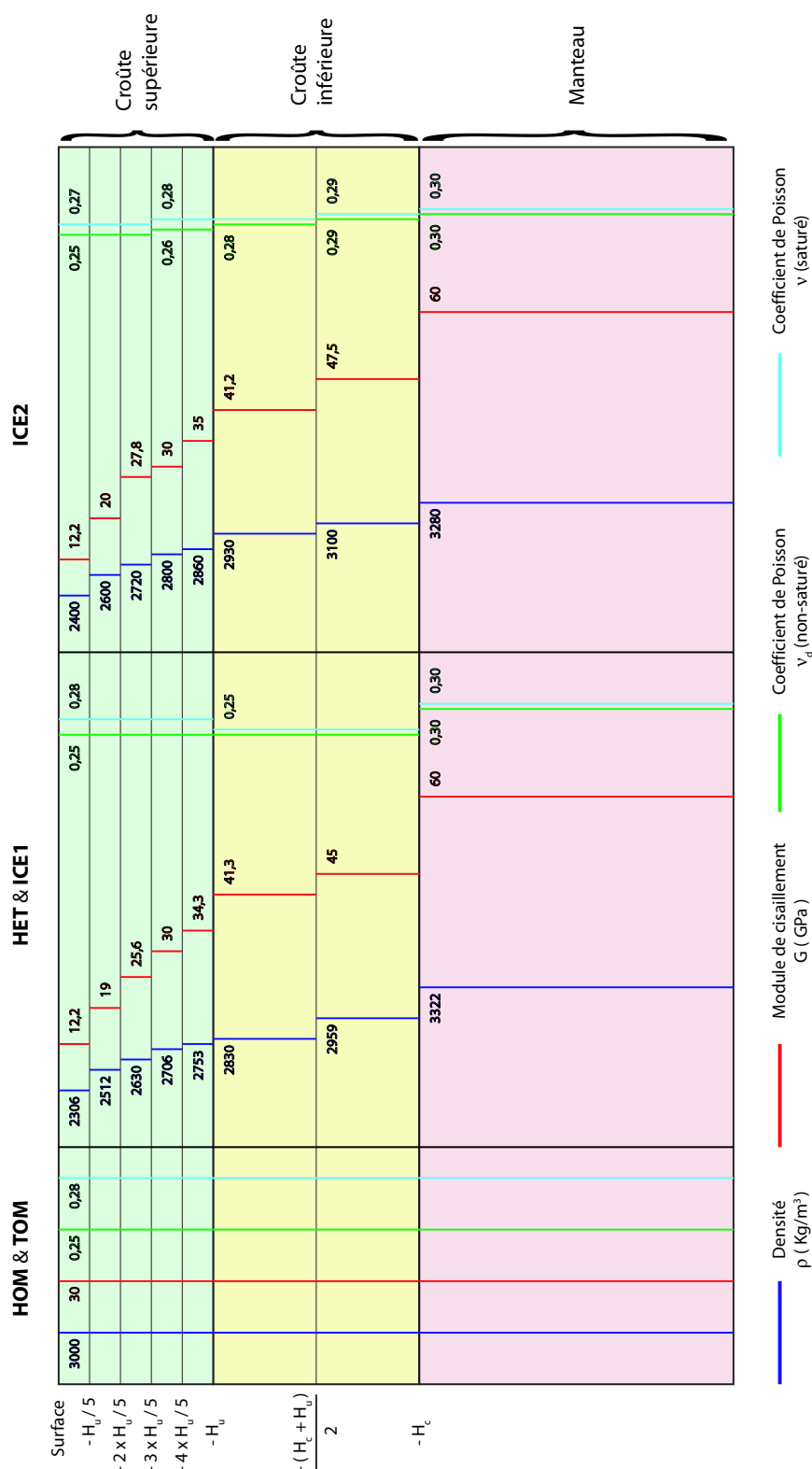


FIG. 4.1 Description des différents modèles utilisés pour l'inversion conjointe des déplacements observés en surface par les méthodes InSAR et GPS. La valeur des paramètres rhéologiques des différentes couches poro-élastiques est représentée pour chaque modèle par quatre courbes : la densité (bleu foncé), la rigidité (rouge) et le coefficient de Poisson « non saturé » (vert) et « saturé » (bleu clair). La profondeur des différentes couches est repérée par l'épaisseur de la croûte supérieure H_u et l'épaisseur de la croûte H_c (voir Table 4.1 et Figure 4.2 pour les valeurs). Les premiers modèles HOM et TOM correspondent à l'hypothèse de milieu homogène alors que les autres décrivent des milieux hétérogènes : HET pour le modèle composé de couches horizontales et ICE pour les modèles déduits de la bibliographie.

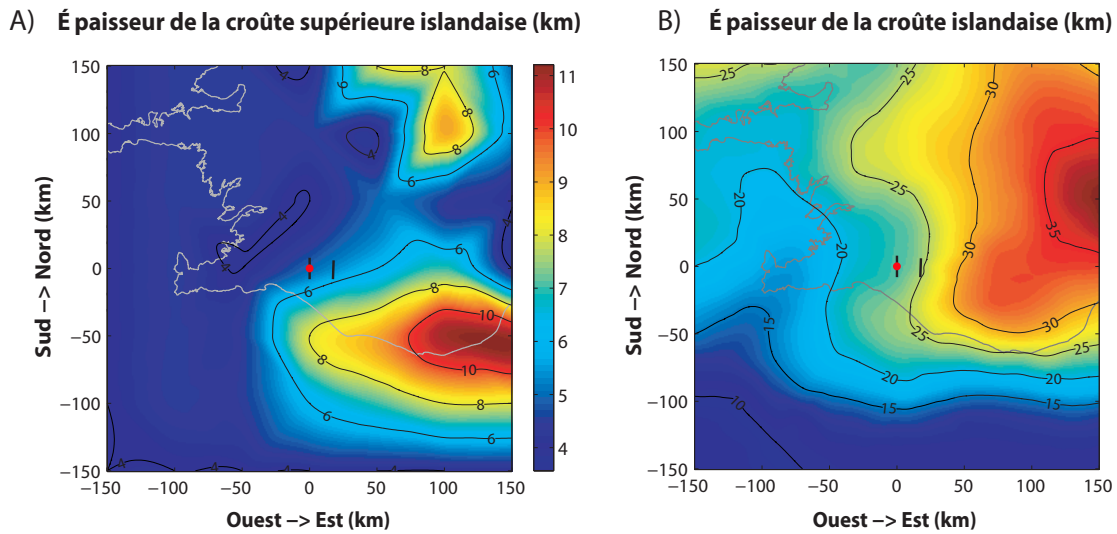


FIG. 4.2 Épaisseur de la croûte islandaise. Les segments noirs représentent la trace en surface des failles associées aux séismes du 17 juin (est) et du 21 juin 2000 (ouest). Les côtes islandaises sont dessinées en gris. Le point rouge correspond au centre de la projection en surface de la faille utilisée dans les modèles pour le séisme du 21 juin 2000. (A) Épaisseur de la croûte supérieure déduite de l'étude de Darbyshire et al. (2000). (B) Épaisseur de la croûte islandaise déduite de la synthèse effectuée par Kaban et al. (2002).

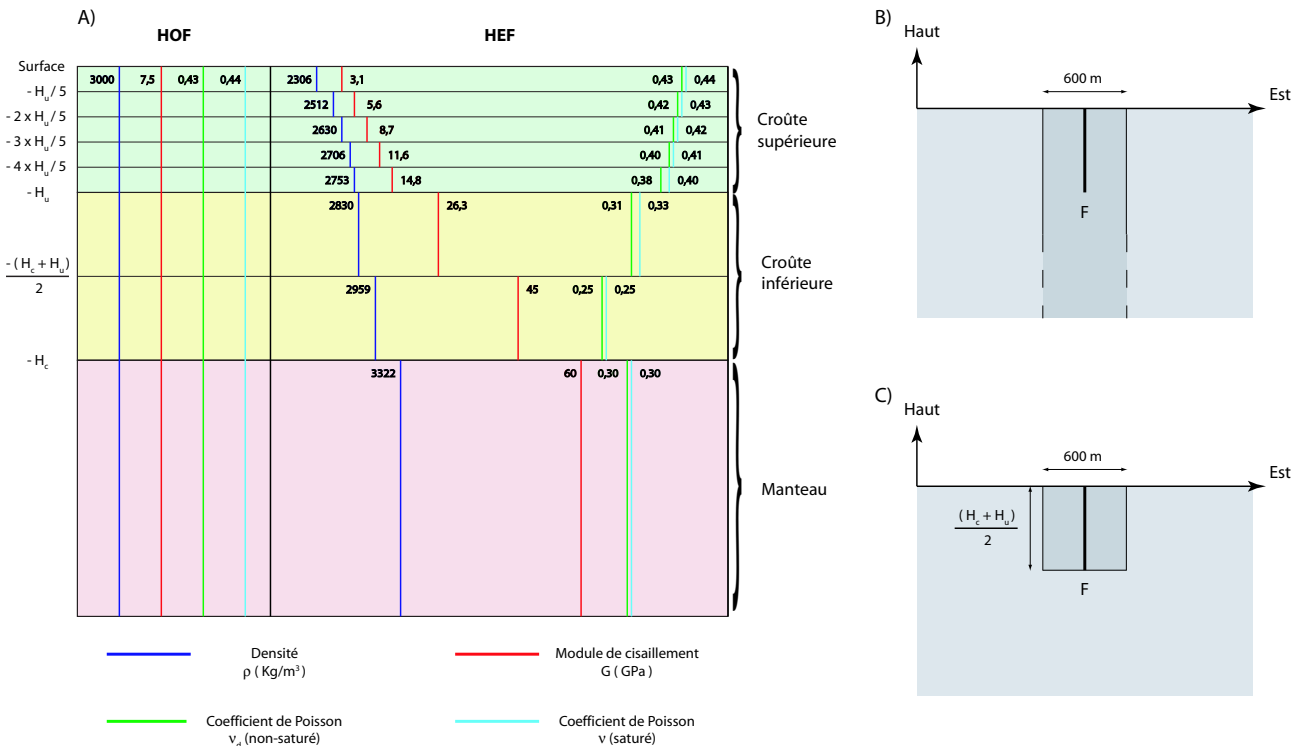


FIG. 4.3 (A) Description rhéologique de la zone de faille pour les modèles HOF et HEF (voir figure 4.1 pour plus de détails sur la légende). (B) Définition de la zone de faille pour le modèle HOF. Cette zone est dessinée en gris foncé. Elle se prolonge indéfiniment vers le sud, vers le nord et vers le bas. Ses caractéristiques rhéologiques sont récapitulées en (A) et le reste du modèle (gris clair) a les mêmes paramètres que le modèle HOM. Pour cet exemple, la faille F (segment noir) est verticale et orientée N-S. (C) Définition de la zone de faille pour le modèle HEF. Cette zone est dessinée en gris foncé. Elle se prolonge indéfiniment vers le sud et vers le nord. Ses caractéristiques rhéologiques sont récapitulées en (A) et le reste du modèle (gris clair) a les mêmes paramètres que le modèle HET. Pour cet exemple, la faille F (segment noir) est verticale et orientée N-S.

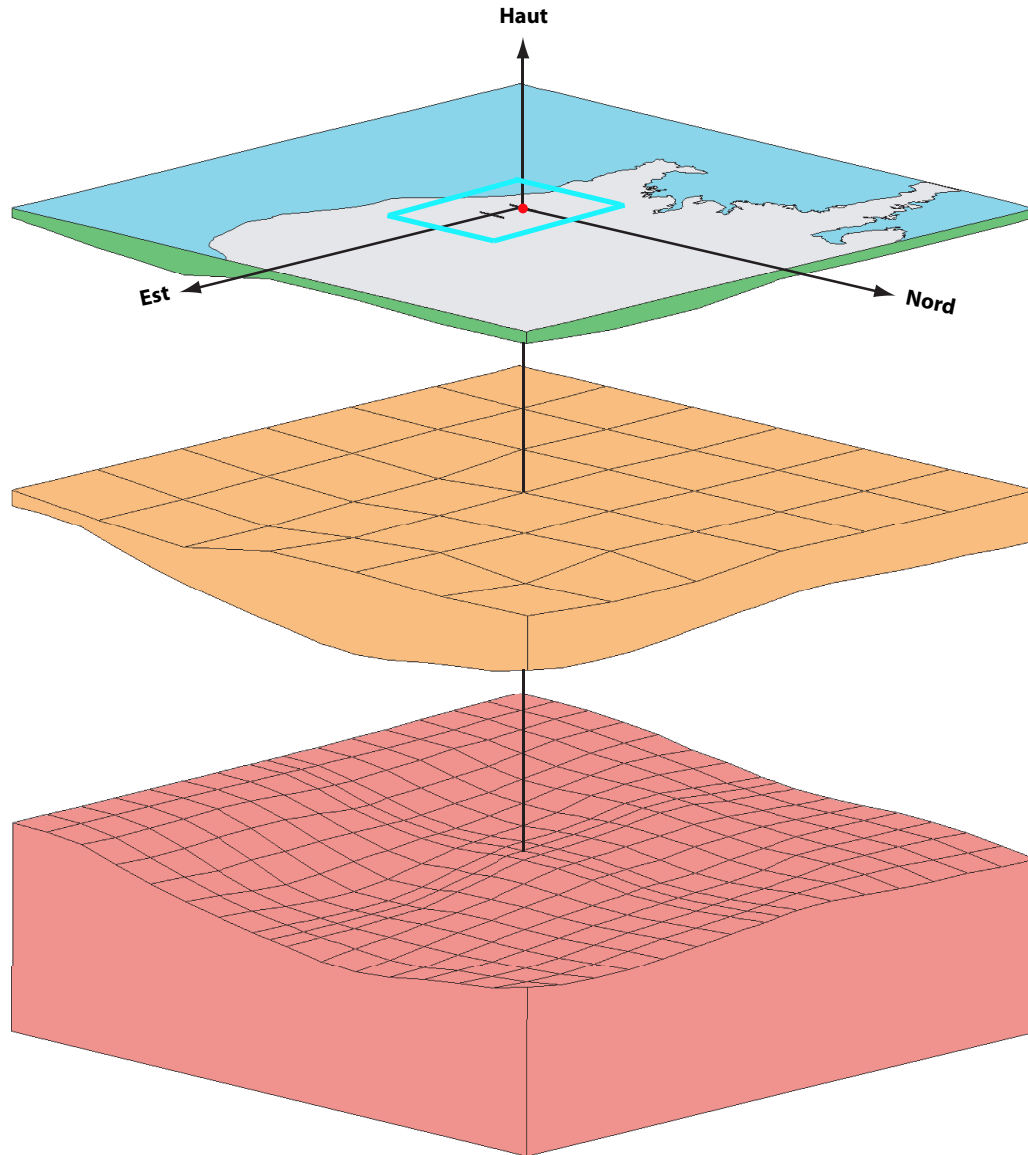


FIG. 4.4 Géométrie utilisée dans les modèles avec une hétérogénéité horizontale due à la variation de l'épaisseur de la croûte islandaise (TOM, ICE1 et ICE2) et définition du repère local utilisé dans l'ensemble de l'étude. Les segments noirs représentent la trace en surface des failles associées aux séismes du 17 juin (est) et du 21 juin 2000 (ouest). Les côtes islandaises sont dessinées en noir. Le système d'axe est direct (Est;Nord;Haut) et l'origine (point rouge) est située à $63,99^\circ$ de latitude nord et $20,71^\circ$ de longitude ouest. Ce dernier correspond au centre de la projection en surface de la faille utilisée dans les modèles pour le séisme du 21 juin 2000. La croûte supérieure est en vert, la croûte inférieure en marron et le manteau en rouge. Les grilles correspondent aux points d'échantillonnage pour la définition des différentes épaisseurs.

	HOM & HET	TOM, ICE1 & ICE2
Épaisseur de la croûte supérieure, H_u	5 km	Variable avec une valeur de 5 km à l'origine
Épaisseur de la croûte inférieure, H_c	23 km	Variable avec une valeur de 22,6 km à l'origine

TAB. 4.1 Épaisseur de la croûte supérieure et de la totalité de la croûte dans les différents modèles. Dans les modèles TOM, ICE1 et ICE2, les épaisseurs sont variables (voir Figure 4.4 pour les détails).

épaisse de 600 m. Dans le modèle HEF, la zone de faille est similaire d'un point de vue géométrique à l'exception de la profondeur qui correspond à celle de la faille modélisée (Figure 4.3). Cette représentation est ainsi plus réaliste que la première. Concernant la rhéologie au niveau de la zone de faille, seule la première couche voit sa rigidité G réduite au quart de sa valeur d'origine. La rigidité dans le reste de la zone de faille croît linéairement avec la profondeur jusqu'à atteindre la valeur attribuée à la couche située sous la zone endommagée. Je fais cette dernière hypothèse dans le but de prendre en compte une éventuelle réduction de l'endommagement due à une rigidité croissante de la croûte avec la profondeur. C'est une hypothèse très simpliste et selon l'importance des résultats de cette étude, il sera peut-être nécessaire de l'affiner. Dans les deux modèles, le coefficient de Poisson « saturé » ν est obtenu à partir des relations entre les paramètres élastiques en prenant comme valeur de G la nouvelle rigidité de la zone (voir relations récapitulées dans la table 3.1 page 63).

D'un point de vue rhéologique, les modèles TOM et ICE1 sont respectivement identiques à HOM et HET. En revanche, les couches ne sont plus horizontales et les épaisseurs de la croûte islandaise H_c et de la croûte supérieure H_u sont variables (Figure 4.4), en accord avec les études tomographiques et gravimétriques citées dans le chapitre 1 (pages 28 à 31). Un récapitulatif des épaisseurs H_u et H_c se trouve dans la table 4.1. Il est à noter que les épaisseurs du modèle HET sont fixées et correspondent à la géométrie moyenne des couches rhéologiques au niveau des deux séismes. Le modèle TOM étant identique d'un point de vue rhéologique au modèle HOM, il nous permet donc d'évaluer l'erreur introduite par la différence de maillage entre les modèles à couches horizontales et les autres. Le modèle ICE1 permettra de vérifier le résultat du section 3.3.3 concernant l'insensibilité des déplacements en surface à la géométrie de la croûte.

Enfin, le dernier modèle ICE2 est fondé sur ICE1 mais les paramètres rhéologiques sont calculés à nouveau à partir des vitesses de propagation des ondes sismiques en tenant compte des résultats de Gudmundsson (2003) sur la densité plus élevée de la croûte islandaise et la conclusion de Allen et al. (2002b) sur la croissance avec la profondeur du coefficient de Poisson « saturé ». Il est à noter que la référence à la densité dans mes modèles n'est utile que pour le calcul des paramètres rhéologiques à partir des vitesses de propagation des ondes sismiques (relations (3.9) et (3.10) page 62). En effet, l'effet de la gravité dans cette inversion est négligeable car les mécanismes des deux séismes considérés sont de type purement décrochant.

Une dernière remarque concerne la valeur du coefficient de Poisson « non saturé » ν_d dans les différents modèles. Il est calculé à partir de la relation (3.17) en supposant le coefficient de Skempton B égal à 0,5 et le paramètre de Biot-Willis α égal à 0,28 (voir la section 3.1.2 page 69 pour la définition de ces paramètres). Ces deux paramètres sont alors considérés comme constants dans les différents modèles, ce qui est une hypothèse forte et pouvant être facilement remise en cause. Cependant, sachant que l'influence d'une variation du coefficient de Poisson reste minime sur les déplacements cosismiques en surface (voir section 3.3.3 page 95), cette hypothèse est acceptable dans l'étude exposée dans ce chapitre qui vise surtout à quantifier l'influence d'un milieu hétérogène sur les glissements

cosismiques. Cette hypothèse conduit par exemple à une valeur du coefficient de Poisson « non saturé » égale à 0,25 pour le modèle HOM. Cette dernière valeur est compatible avec celle mesurée dans les basaltes (Wang 2000).

4.3 Méthodes d'inversion conjointe

Afin d'inverser les données InSAR et GPS une méthode de moindres carrés avec amortissement est utilisée. Elle est similaire à celle employée par Pedersen et al. (2003), à l'exception de la partie concernant la génération des fonctions de Green, et également d'une différence sur la prise en compte de l'hypothèse de milieu poro-élastique. De plus, une amélioration a été apportée par l'utilisation d'une méthode de *bootstrap* (Efron & Gong 1983; Efron & Tibshirani 1986) afin d'estimer la précision sur les résultats obtenus.

Quand on veut obtenir les déplacements en surface dus à une ou plusieurs dislocations, le problème peut être formulé sous la forme d'un système linéaire d'équations. La linéarité du système est garantie en fixant tous les paramètres associés aux dislocations à l'exception du vecteur de glissement. Dans ce cas, les déplacements en surface sont exprimés en fonction de l'ensemble des glissements et d'une matrice \mathbf{K}_g composée des fonctions de Green associées au modèle considéré :

$$\mathbf{d}_{\text{obs}} = \mathbf{K}_g \mathbf{m}_{\text{dis}} \quad (4.1)$$

avec \mathbf{d}_{obs} le vecteur contenant les différentes composantes des observations décrites dans la section 4.1, \mathbf{K}_g la matrice des fonctions de Green et \mathbf{m}_{dis} le vecteur composé des glissements de chaque dislocation élémentaire dont l'ensemble forme les deux failles modélisées.

Dans l'hypothèse d'un espace homogène semi-infini, les solutions analytiques développées par Okada (1985) sont utilisées pour calculer les déplacements en surface dus à un ensemble de dislocations planes constituant la faille modélisée (voir section 3.1.2 page 67 pour plus de détails). Ainsi la matrice \mathbf{K}_g des fonctions de Green se construit simplement. En effet, le terme $\mathbf{K}_{g_{ij}}$ correspond au déplacement au $i^{\text{ème}}$ point d'observation dû à un glissement unitaire sur la $j^{\text{ème}}$ dislocation élémentaire. Pour les modèles hétérogènes, un calcul fondé sur la méthode des éléments finis est effectué pour obtenir la matrice \mathbf{K}_g . Les maillages ont été développés afin d'épouser les limites principales des modèles : failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin, interface croûte/manteau, interface croûte supérieure/croûte inférieure et les frontières des modèles. Les bords du modèle sont considérés comme fixes à l'exception de la surface (partie supérieure) qui est libre. Ces conditions aux limites sont pertinentes car les dimensions des modèles sont de 300 km x 300 km x 100 km, ce qui permet de s'affranchir des effets de bord dans la zone d'étude centrée sur les séismes de juin 2000 et de dimensions 180 km x 100 km x 20 km (Figure 4.4). Les maillages sont du même type que ceux présentés à la section 3.2.3 (page 78). Ils sont composés de 140 000 nœuds environ avec une densification du maillage au niveau des failles (Figures 4.5 et 4.6) qui aboutit à une modélisation des deux dislocations principales par 690 nœuds de discontinuité (Figure 4.7). Afin de calculer la matrice \mathbf{K}_g avec ces modèles, la perturbation unitaire qui est attribuée successivement aux dislocations élémentaires dans les modèles fondés sur les solutions d'Okada (1985) est ici naturellement appliquée aux différents nœuds de discontinuité (voir section 3.2.2 page 76 pour plus de détails). Les éléments finis ont également l'avantage de permettre, par l'utilisation des fonctions d'interpolation, une description des glissements de manière continue, ce qui diffère des résultats continus par morceaux obtenus par l'utilisation des dislocations planes élémentaires. Cependant, pour pouvoir valider la méthode d'inversion, une comparaison sera effectuée avec les travaux de Pedersen et al. (2003). Ceci est possible car la décomposition en dislocation élémentaire peut également être effectuée dans les modèles élé-

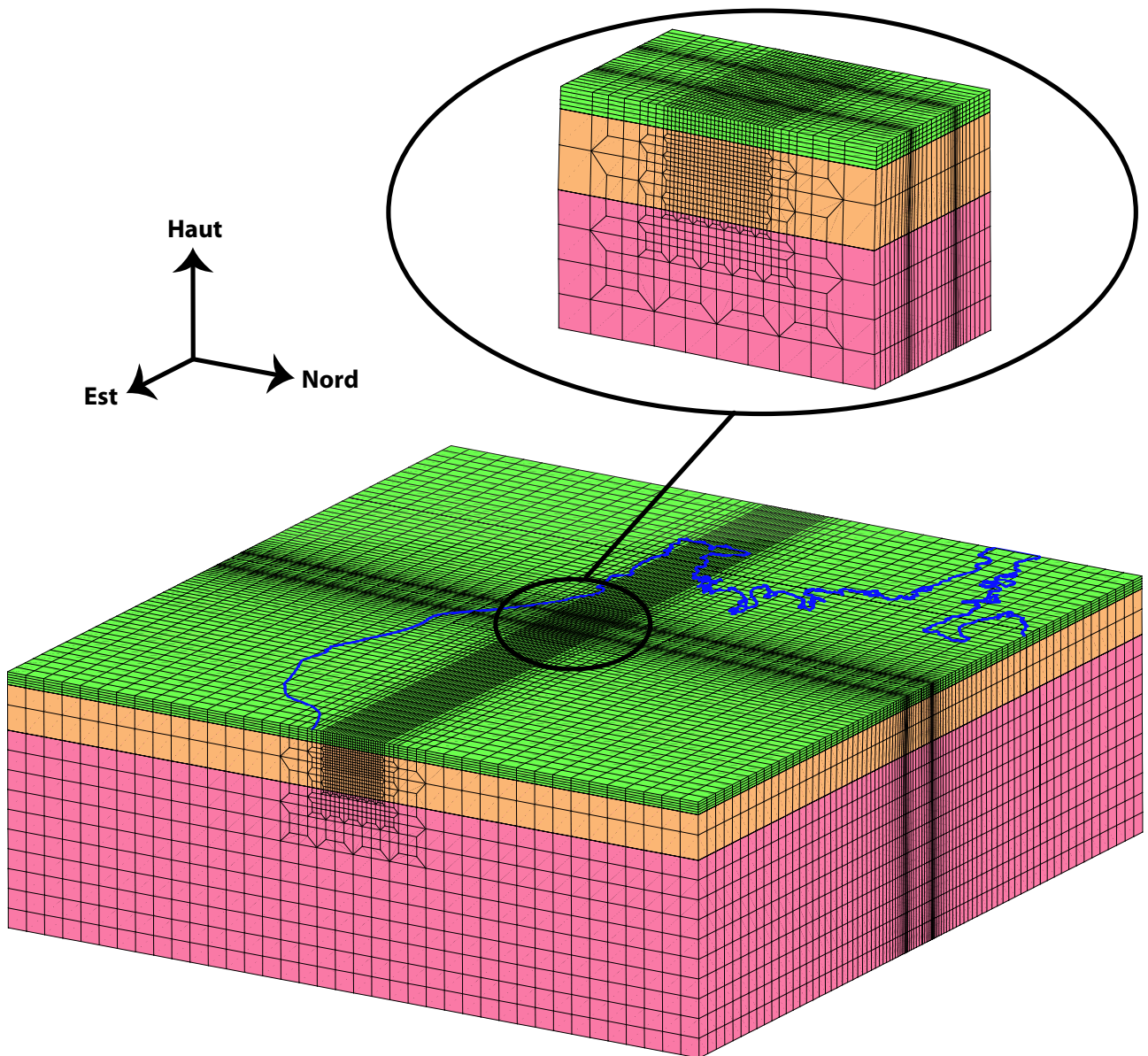


FIG. 4.5 Maillage pour les modèles incluant des couches rhéologiques horizontales (HOM, HET, HOF et HEF) avec un agrandissement aux alentours des failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000. On remarquera la densification du maillage autour des zones de faille par un rétrécissement des éléments suivant la direction est-ouest et un déraffinage selon les deux autres directions. La croûte supérieure est en vert, la croûte inférieure en marron et le manteau en rouge. Les côtes islandaises sont dessinées en bleu.

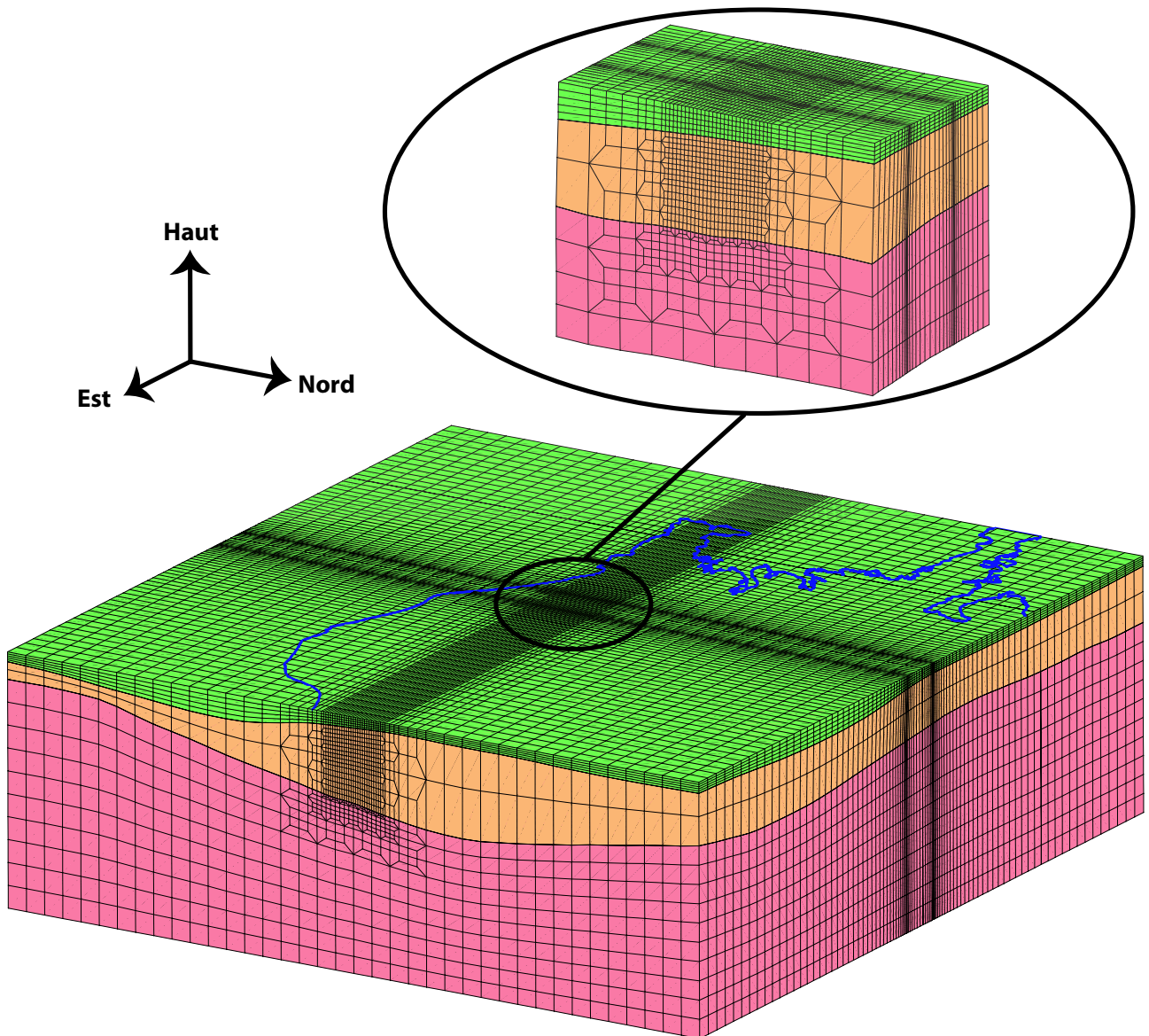


FIG. 4.6 Maillage pour les modèles incluant des couches rhéologiques avec une géométrie variable (TOM, ICE1 et ICE2) avec un agrandissement aux alentours des failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000. On remarquera la densification du maillage autour des zones de faille par un rétrécissement des éléments suivant la direction est-ouest et un déraffinage selon les deux autres directions. Le maillage est déformé afin qu'il puisse honorer les transitions entre les différentes couches rhéologiques (Figure 4.1). La croûte supérieure est en vert, la croûte inférieure en marron et le manteau en rouge. Les côtes islandaises sont dessinées en bleu.

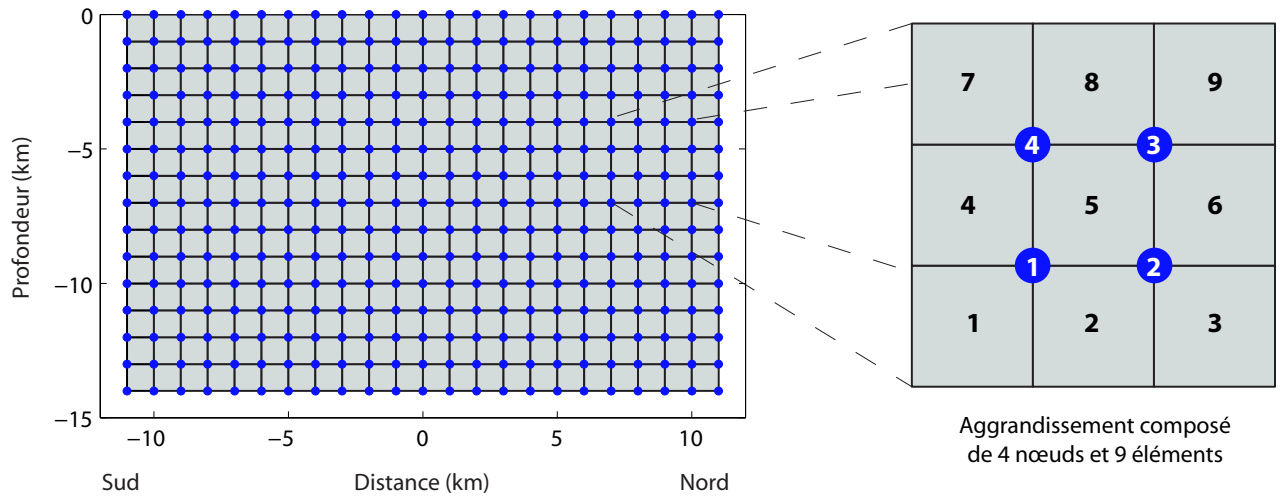


FIG. 4.7 Description du maillage au niveau de la faille associée au séisme du 21 juin 2000. Les nœuds de discontinuité sont représentés par des points bleus. Ils sont espacés horizontalement et verticalement de 1 km. Les traits noirs délimitent les frontières des éléments associés. Chaque élément est défini par 4 nœuds. Pour simuler une dislocation plane élémentaire, il suffit de définir le même glissement pour ces 4 nœuds. Par exemple, le nœud 1 associé à l'élément 5 aura la même valeur de glissement que les nœuds 2, 3 et 4 associés à l'élément 5, mais cette valeur pourra être différente de celle du nœud 1 associé à l'élément 1 (voir section 3.2.2 page 76 pour plus de détails).

ments finis en considérant comme des dislocations planes les éléments bidimensionnels définis par quatre nœuds de discontinuité (Figure 4.7).

L'équation (4.1) relie donc les déplacements en surface aux glissements associés aux failles modélisées par l'intermédiaire des fonctions de Green dont nous venons de détailler la construction. Comme il existe une incertitude sur les observations, une matrice de pondération est ajoutée au système pour en tenir compte, ce qui nous donne :

$$\mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{d}_{\text{obs}} = \mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{K}_g \mathbf{m}_{\text{dis}} \quad (4.2)$$

où \mathbf{C}_d est la matrice diagonale composée des écarts-types associés à chaque composante des données d'observation (Menke 1989; Tarantola 2005). Si ce système est inversé tel quel, les glissements obtenus minimisent l'écart en terme de moindres carrés entre les déplacements observés et ceux calculés par le système (4.1) mais ils n'ont pas de sens physiques car ils sont discontinus. Pour obtenir une solution plus acceptable d'un point de vue physique, il faut ajouter des équations qui assurent un lissage des glissements estimés.

Ce lissage est obtenu par une minimisation des écarts entre les différentes valeurs de glissement en utilisant un opérateur Laplacien \mathbf{L} (Wald & Heaton 1994). Si le cas d'une seule faille est considéré, cette contrainte peut s'écrire ainsi :

$$\mathbf{L} \mathbf{m}_{\text{dis}} = \nabla^2 \mathbf{s} = 0 \quad (4.3)$$

avec \mathbf{s} la matrice des glissements qui peut être obtenue en redistribuant les composantes du vecteur \mathbf{m}_{dis} de manière à respecter leur emplacement sur la faille. Le Laplacien de la matrice \mathbf{s} peut alors

être estimé par une approximation par exemple à l'aide d'un opérateur numérique de différences finies (Wang & Anderson 1982) et la matrice \mathbf{L} construite par identification des termes.

Afin d'obtenir le système final à inverser, il faut également ajouter quatre paramètres libres qui permettent de s'affranchir des ambiguïtés inhérentes à l'analyse des données interférométriques. Le système d'équation devient alors :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (4.4)$$

avec

$$\mathbf{d} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_{d_{T52}}^{-1/2} \mathbf{d}_{obs}^{T52} \\ \mathbf{C}_{d_{T95}}^{-1/2} \mathbf{d}_{obs}^{T95} \\ \mathbf{C}_{d_{gps}}^{-1/2} \mathbf{d}_{obs}^{gps} \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (4.5)$$

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_{d_{T52}}^{-1/2} \mathbf{K}_{g17}^{T52} & \mathbf{C}_{d_{T52}}^{-1/2} \mathbf{K}_{g21}^{T52} & \mathbf{1} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{C}_{d_{T95}}^{-1/2} \mathbf{K}_{g21}^{T95} & \mathbf{0} & \mathbf{1} & \mathbf{x}^{T95} & \mathbf{y}^{T95} \\ \mathbf{C}_{d_{gps}}^{-1/2} \mathbf{K}_{g17}^{gps} & \mathbf{C}_{d_{gps}}^{-1/2} \mathbf{K}_{g21}^{gps} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \kappa \mathbf{L}_{17} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \kappa \mathbf{L}_{21} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (4.6)$$

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{m}_{dis}^{17} \\ \mathbf{m}_{dis}^{21} \\ a^{T52} \\ a^{T95} \\ b^{T95} \\ c^{T95} \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

La matrice nulle (ou bien le vecteur nul selon sa position) est désignée par $\mathbf{0}$, et $\mathbf{1}$ indique le vecteur colonne unité. Les indices et exposants $T52$, $T95$ et gps permettent de différencier les éléments liés aux différentes données d'observation, alors que les indices et exposants 17 et 21 désignent respectivement les éléments rattachés aux séismes du 17 et du 21 juin. κ désigne le paramètre de lissage et \mathbf{x} et \mathbf{y} sont des vecteurs colonnes contenant respectivement les composantes est et nord dans le repère local du vecteur position des mesures effectuées en surface. Le paramètre a^{T52} permet de lever l'ambiguïté sur l'interférogramme T52. Comme le T95 couvre plus de surface, un paramètre scalaire ne suffit pas. C'est pour cela que les trois paramètres a^{T95} , b^{T95} et c^{T95} sont introduits pour définir un plan de correction. L'inversion du système d'équations (4.4) par une méthode de moindres carrés non négatifs (*non-negative least squares*, $\mathbf{m} > 0$ dans la procédure d'inversion afin d'obtenir uniquement des glissements dextres) permet ainsi de déterminer une distribution de glissement \mathbf{m}_{cal} pour les deux failles et d'estimer les ambiguïtés associées aux interférogrammes (Lawson & Hanson 1974). Afin d'estimer l'influence du lissage dans cette inversion, on définit le vecteur de rugosité,

$$\mathbf{R}_{mod} = \mathbf{L}\mathbf{m}_{cal} \quad (4.8)$$

et la rugosité,

$$R = \|\mathbf{R}_{mod}\|_1 \quad (4.9)$$

qui s'exprime en m.km^{-2} ou bien en 10^{-6} m^{-1} car, dans notre cas, les dimensions de la faille sont en kilomètres et le glissement est en mètre. La rugosité R permet de quantifier l'efficacité du lissage effectué. En effet, pour des valeurs élevées du paramètre de lissage κ , la rugosité va tendre vers zéro, alors que pour un κ tendant vers zéro, la rugosité tendra vers l'infini et la solution obtenue correspondra à une distribution de glissement physiquement très peu réaliste, comme cela a été évoqué plus haut.

La précision associée aux glissements calculés est estimée par une méthode de *bootstrap* (Efron & Gong 1983; Efron & Tibshirani 1986). Une série d'inversions est effectuée avec un tirage aléatoire dans les observations pour constituer le vecteur \mathbf{d}_{obs} de la relation (4.1), ce qui nous permet de constituer une population $\hat{\mathbf{m}}$ solution du problème inverse. La précision ϕ , associée à la distribution de glissement obtenue, est alors calculée par l'estimateur de variance décrit par la méthode de *bootstrap* :

$$\phi = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N_b} (\hat{\mathbf{m}}_n - E(\hat{\mathbf{m}}))^2}{N_b - 1}} \quad (4.10)$$

avec E l'espérance mathématique et N_b le nombre d'inversions effectuées afin de constituer la population $\hat{\mathbf{m}}$. Dans mon étude, j'ai pris N_b égal à 1 000.

Pour estimer l'efficacité de l'inversion, l'écart-type entre les déplacements observés \mathbf{d}_{obs} et ceux modélisés \mathbf{d}_{mod} est calculé, ainsi qu'un χ^2 et une réduction de variance. Le problème avec les inversions fondées sur la méthode des moindres carrés non négatifs est que la contrainte du type $\mathbf{m} > \mathbf{0}$ ne permet pas d'évaluer le nombre de paramètres libres (Menke 1989) et le calcul d'un χ^2 et l'estimation d'efficacité qui en découle est donc impossible. Pour s'affranchir de cela, nous effectuons une seconde inversion avec une méthode de moindres carrés classique avec comme solution « a priori » le résultat de la première inversion pondérée par la précision ϕ obtenue par la méthode de *bootstrap*. Le système à inverser est alors similaire au cas général décrit par Tarantola (2005) :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{d}_{obs} \\ \mathbf{C}_m^{-1/2} \mathbf{m}_{prior} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_d^{-1/2} \mathbf{K}_g \\ \mathbf{C}_m^{-1/2} \end{bmatrix} \mathbf{m} \quad (4.11)$$

Par souci de simplicité, la solution obtenue par cette deuxième inversion est toujours notée \mathbf{m}_{cal} dans la suite de cette section.

Afin d'obtenir l'écart-type *RMS*, le χ^2 et la réduction de variance *VR*, les déplacements modélisés sont définis par :

$$\begin{cases} \mathbf{d}_{mod}^{T52} = \mathbf{K}_g^{T52} \mathbf{m}_{cal} + a^{T52} \mathbf{C}_{dT52}^{-1/2} \\ \mathbf{d}_{mod}^{T95} = \mathbf{K}_g^{T95} \mathbf{m}_{cal} + (a^{T95} + b^{T95} \mathbf{x}^{T95} + c^{T95} \mathbf{y}^{T95}) \mathbf{C}_{dT95}^{-1/2} \\ \mathbf{d}_{mod}^{gps} = \mathbf{K}_g^{gps} \mathbf{m}_{cal} \end{cases} \quad (4.12)$$

Ainsi, en prenant $\epsilon = \mathbf{d}_{mod} - \mathbf{d}_{obs}$, on obtient :

$$RMS = \sqrt{\frac{\epsilon^T \epsilon}{N}} \quad (4.13)$$

$$\chi^2 = \frac{\epsilon^T \mathbf{C}_d^{-1} \epsilon + (\mathbf{m}_{cal} - \mathbf{m}_{prior})^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m}_{cal} - \mathbf{m}_{prior})}{N} \quad (4.14)$$

$$\chi_0^2 = \frac{\mathbf{d}_{obs}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{d}_{obs} + \mathbf{m}_{prior}^T \mathbf{C}_m^{-1} \mathbf{m}_{prior}}{N} \quad (4.15)$$

$$VR = 100 \times \left(1 - \frac{\chi^2}{\chi_0^2} \right) \quad (4.16)$$

où N est le nombre d'éléments dans le vecteur \mathbf{d}_{obs} de la relation (4.2). Il correspond aux degrés de liberté de notre problème (Tarantola 2005). Dans notre cas, N est égal à 693. Comme en pratique le terme apporté par la solution « a priori » est négligeable, le χ^2 calculé ici permet d'estimer l'accord entre les déplacements modélisés et ceux observés. Pour un χ^2 inférieur à un, la solution obtenue sera acceptable compte tenu des incertitudes liées aux observations. La réduction de variance permet de quantifier l'amélioration apportée par la distribution de glissement estimée par rapport au modèle nul ($\mathbf{m} = \mathbf{0}$).

Avant de passer à la présentations des résultats, il me reste une précision à donner sur le caractère poro-élastique des modèles considérés. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3 (page 69), lors d'un séisme les fluides contenus dans les pores sont prisonniers et contribuent à la résistance du milieu. Par la suite les fluides peuvent en revanche circuler librement, ce qui conduit à une période de relaxation poro-élastique. Dans ce cas, seule la matrice solide oppose une résistance. Nous avons également vu dans le même chapitre que pour estimer l'effet poro-élastique total sur les déplacements en surface, il suffit d'appliquer la dislocation avec deux coefficients de Poisson différents ν (saturé) et ν_d (non saturé) et d'effectuer la différence entre les deux solutions obtenues. De plus, nous avons vu dans la section 4.1 que les mesures GPS sont uniquement l'image des déformations cosismiques alors que les interférogrammes sont susceptibles de contenir également des effets post-sismiques. Les candidats potentiels pour ces derniers sont le phénomène d'*afterslip* et la relaxation poro-élastique (voir page 69 dans la sections 3.1.2 pour plus de détails). Le premier phénomène est ignoré dans cette inversion car il est difficilement quantifiable et il a, par ailleurs, de grandes chances d'être négligeable sur la courte période couverte par les interférogrammes. En revanche, les effets poro-élastiques sont très rapides en Islande. Björnsson et al. (2001) et Jónsson et al. (2003) laissent supposer que les déformations associées se déroulent typiquement dans le mois qui suit la crise. En conséquence, il suffit de fixer le coefficient de Poisson des couches poro-élastiques à ν pour les mesures GPS et à ν_d pour les interférogrammes pour essayer de faire en sorte que les distributions de glissement estimées ne contiennent pas des termes dus aux effets poro-élastiques :

$$\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{GPS}} = \mathbf{K}_g^{\text{GPS}}(G, \nu) \mathbf{m}_{\text{dis}} \quad (4.17)$$

$$\mathbf{d}_{\text{obs}}^{\text{int}} = \underbrace{\mathbf{K}_g^{\text{int}}(G, \nu) \mathbf{m}_{\text{dis}}}_{\text{déplacement cosismique}} + \underbrace{\left(\mathbf{K}_g^{\text{int}}(G, \nu_d) - \mathbf{K}_g^{\text{int}}(G, \nu) \right) \mathbf{m}_{\text{dis}}}_{\text{déplacement poro-élastique}} = \mathbf{K}_g^{\text{int}}(G, \nu_d) \mathbf{m}_{\text{dis}} \quad (4.18)$$

4.4 Résultats

En tout premier lieu, il faut s'assurer que la méthode décrite ci-dessus est cohérente avec celle décrite par Pedersen et al. (2003) et que les erreurs introduites par la méthode des éléments finis sont bien négligeables comme je l'ai affirmé dans les conclusions du chapitre 3. Pour cela, une inversion est effectuée en utilisant, pour la génération des fonctions de Green, le code RNGCHN (Feigl & Dupré 1999) fondé sur la solution d'Okada (1985) et une subdivision des failles en dislocations planes élémentaires. Le résultat est comparé à une inversion identique à l'exception de l'utilisation du code d'éléments finis TECTON pour le calcul de la matrice \mathbf{K}_g . Le paramètre optimisé de lissage utilisé est 0,4 et la méthode utilisée pour l'obtenir sera abordée un peu plus loin dans cette section. La figure 4.8 représente les différents glissements obtenus. La différence maximale est de 0,14 m pour

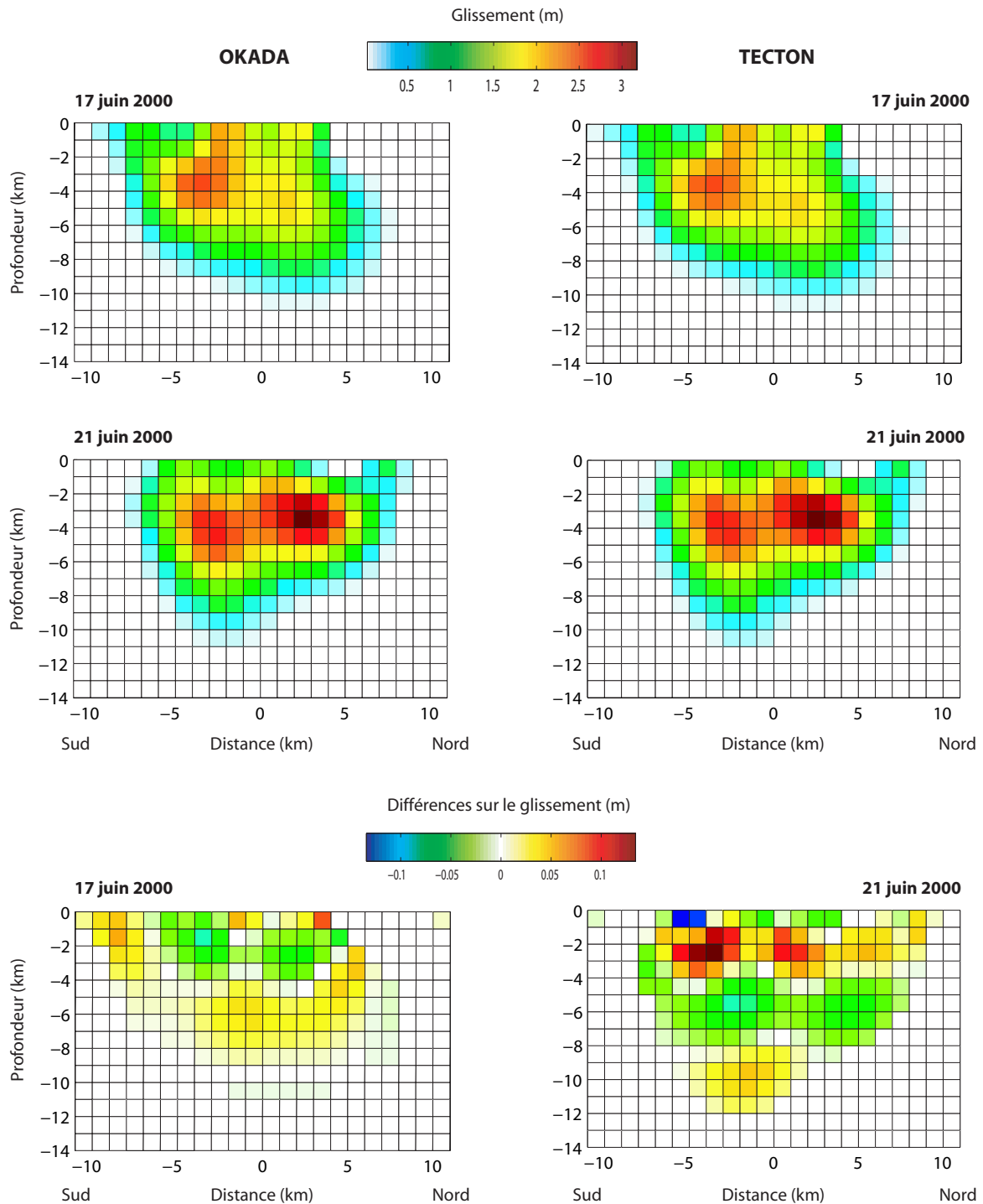


FIG. 4.8 Comparaison des distributions de glissement obtenues sur les failles associées aux séismes du 17 et 21 juin 2000 par l'inversion conjointe des déplacements cosismiques en utilisant deux méthodes différentes. Les deux figures en haut à gauche ont été obtenues avec la méthode décrite par Pedersen *et al.* (2003) en utilisant des carrés de 1 km de côté au lieu de 1,5 km pour la subdivision des failles et en prenant un paramètre de lissage κ plus adéquat (voir page 120) d'une valeur de 0,4 au lieu de 1,4. Les deux figures en haut à droite sont le résultat de la même méthode à l'exception de la génération des fonctions de Green qui est réalisée par l'utilisation du logiciel d'éléments finis TECTON au lieu du code RNGCHN (Feigl & Dupré 1999) qui est fondé sur la solution d'Okada (1985). Les deux figures du bas représentent la différence entre les distributions issues des deux méthodes.

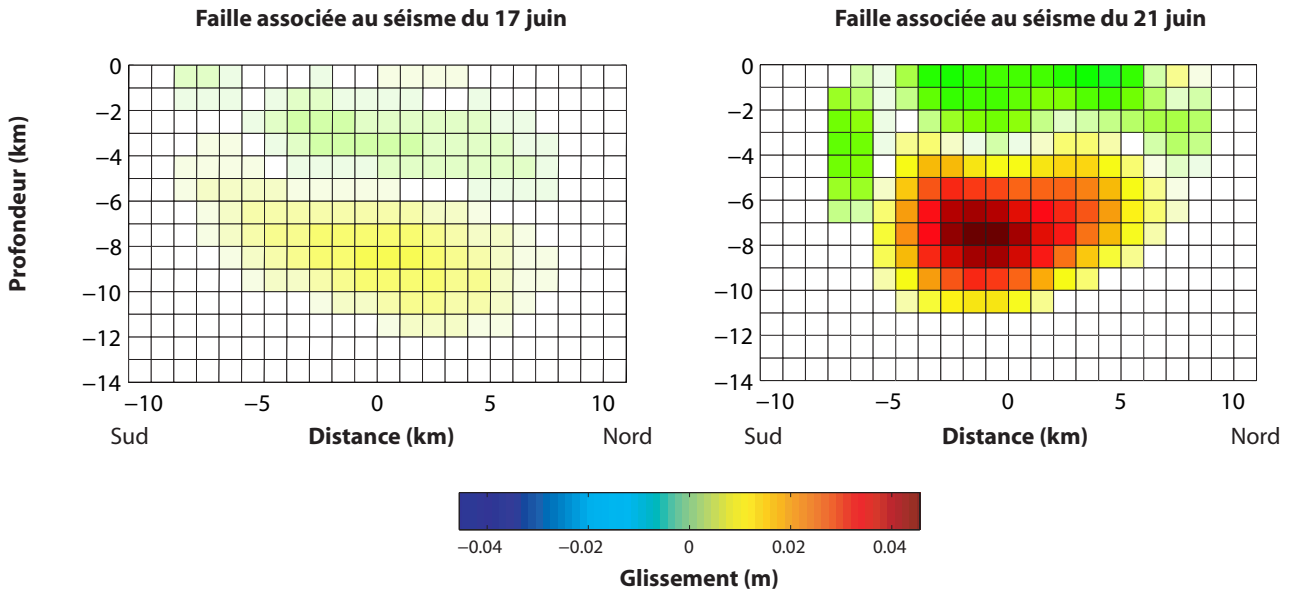


FIG. 4.9 Différence entre les distributions de glissement selon que le vecteur directeur unitaire utilisé pour l'obtention des interférogrammes est considéré comme constant ou variable (dû au déplacement du satellite le long de son orbite).

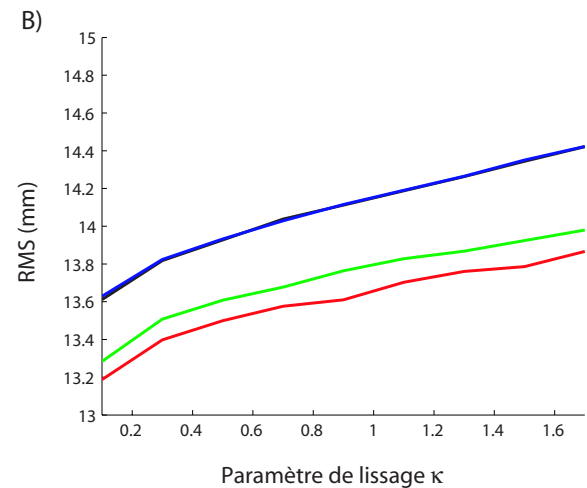
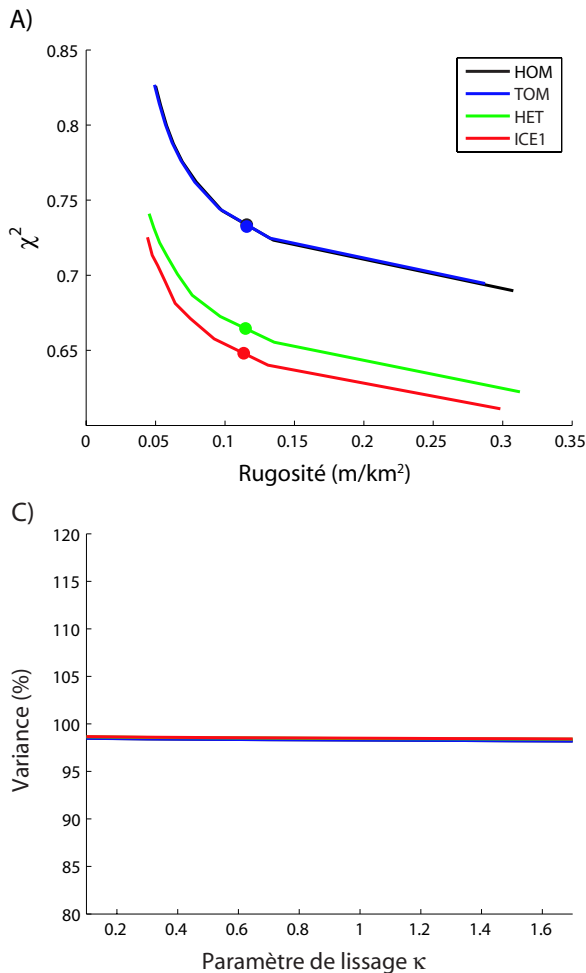


FIG. 4.10 Efficacité du lissage (A), écart moyen (B) et réduction de variance (C) en fonction du paramètre κ selon les différents modèles utilisés. Pour de faibles valeurs de κ , la solution est certes plus proche des observations mais les glissements obtenus sont fortement discontinus et se réduisent à quelques points sources, d'où les fortes valeurs de rugosité obtenues. Pour des valeurs élevées, la solution est plus continue le long de la faille, cependant une dégradation de l'écart moyen se produit et des phénomènes oscillatoires apparaissent. Le point marque une valeur optimisée de $\kappa = 0,4$ pour obtenir un bon compromis.

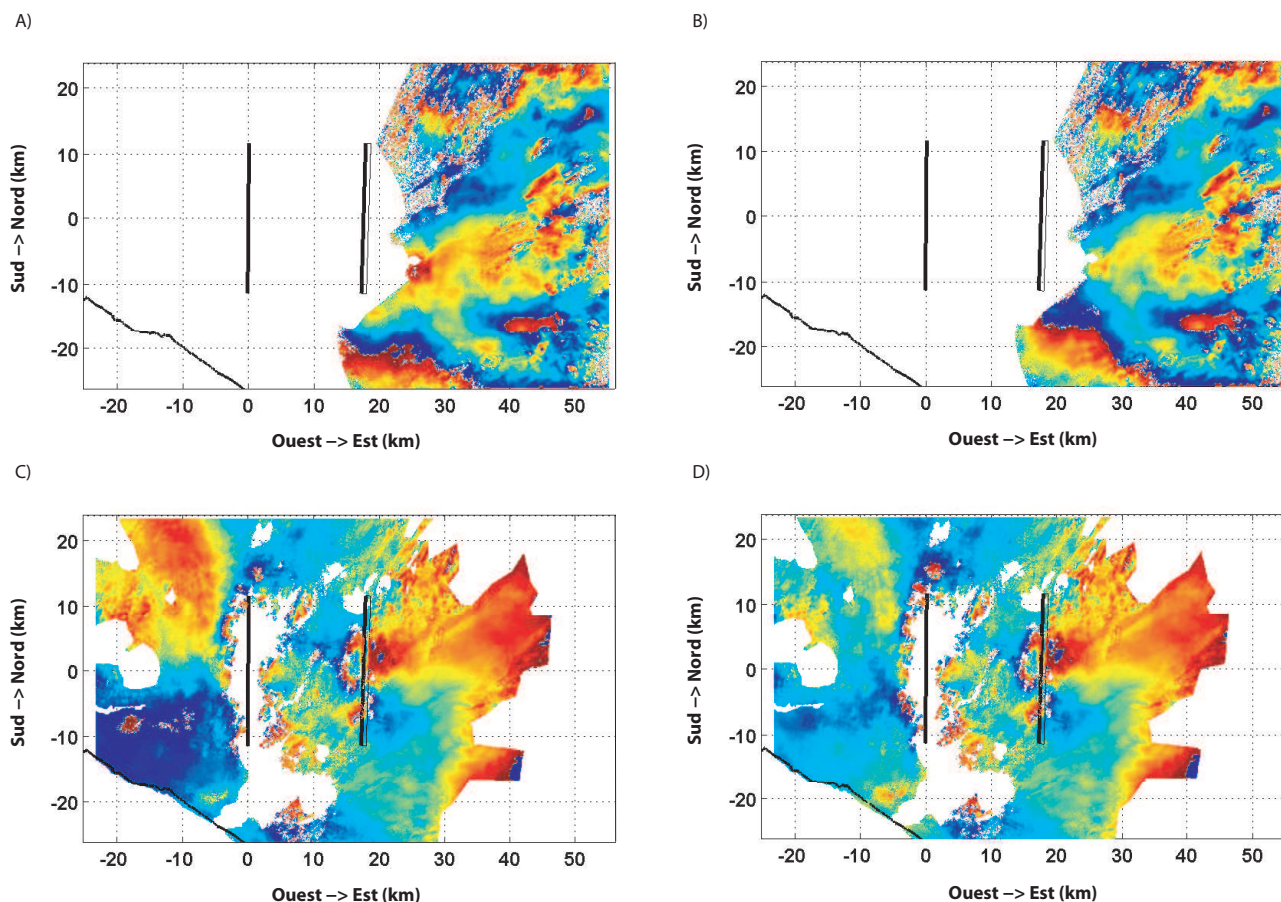


FIG. 4.11 Résidus entre les observations et les interférogrammes modélisés pour le T52 (16 juin au 21 juillet 2000) avec le modèle HOM (A) et le modèle ICE1 (B) et pour le T95 (19 juin au 24 juillet 2000) avec le modèle HOM (C) et le modèle ICE1 (D). Une frange de couleur correspond à un changement de 2,83 cm de la distance sol-satellite. La projection en surface des failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000 est dessinée en noir. La côte islandaise est représentée par une ligne noire dans le coin sud-ouest.

un glissement de 2,3 m. Il est à noter également que les différences maximales se situent plutôt au niveau de la surface. Ceci pourrait être expliqué par les singularités qui existent dans la solution d'Okada (1985) quand on considère une dislocation qui s'étend jusqu'à la surface, ce qui n'apparaît pas quand on utilise une méthode d'éléments finis (section 3.2.3 page 81). Ce test valide donc la méthode car les erreurs relatives associées aux glissements sont largement inférieures à 10%.

Un autre point doit également être évoqué. Il concerne les données interférométriques utilisées et le vecteur de visée du satellite. La figure 4.9 montre que, lors du calcul des changements dans la distance sol-satellite, la prise en compte de la variation du vecteur unitaire de visée en fonction de l'évolution du satellite n'a pas de conséquences significatives sur le reste de l'étude.

Nous avons vu par la relation (4.4) que le résultat de l'inversion dépend du paramètre de lissage κ . Pour les différents modèles, en revenant à une subdivision des failles en terme de nœuds de discontinuité, une série d'inversions a été effectuée avec des valeurs différentes de κ et la figure 4.10 donne un résumé, pour chaque modèle, des variations de la rugosité R , de l'écart-type RMS , ainsi que de la réduction de variance VR . Les résultats sur l'écart-type entre les déplacements modélisés et ceux observés ont tendance à favoriser le modèle ICE1 pour correctement reproduire les données d'observation, cependant la réduction de variance nous montre que cette amélioration n'est pas significative.

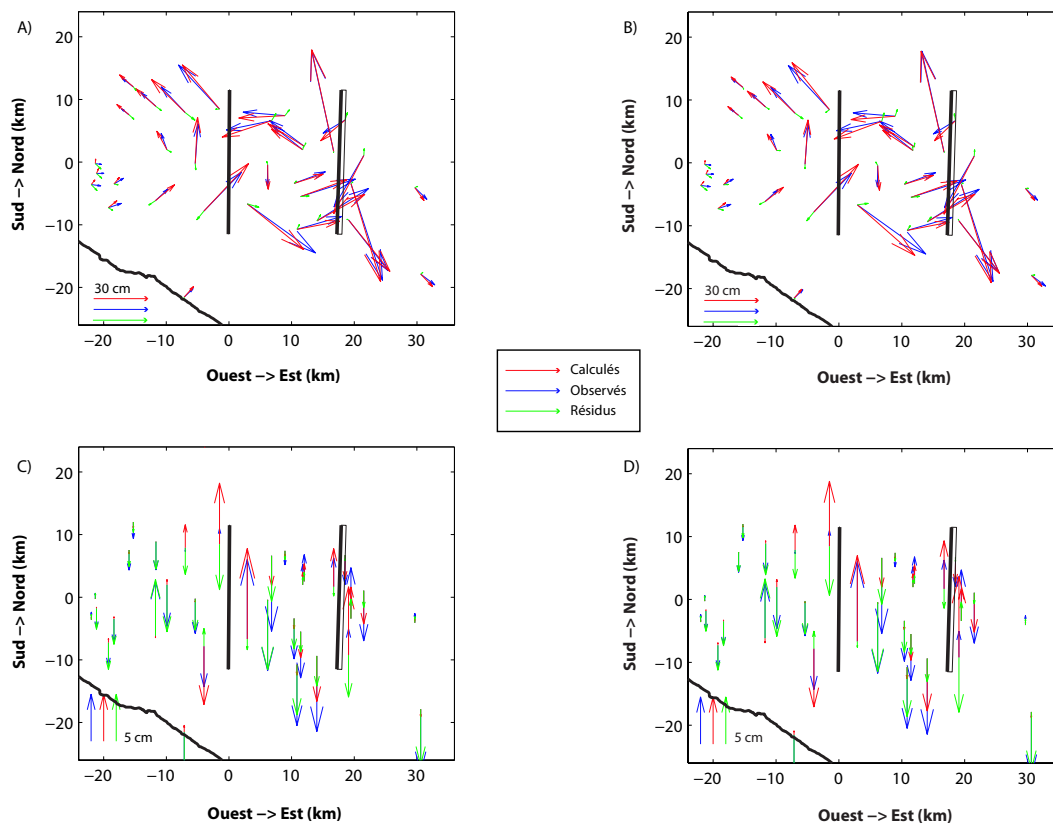


FIG. 4.12 Comparaison des déplacements observés par GPS (en bleu) avec les déplacements modélisés numériquement (en rouge). Les résidus sont représentés en vert. Le modèle HOM a été utilisé pour la représentation des déplacements horizontaux en (A) et verticaux en (C), alors que les déplacements en (B) et (D) sont issus du modèle ICE1. La projection en surface des failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000 est dessinée en noir. La côte islandaise est représentée par une ligne noire.

L'étude des résidus des déplacements en surface vient renforcer cette conclusion. Quels que soient le modèle considéré et la valeur de κ , la carte des résidus est sensiblement la même. Les figures 4.11 et 4.12 en donnent un aperçu pour les données InSAR et GPS respectivement, avec une comparaison entre les modèles donnant les résultats les plus différents. On notera sur l'interférogramme T95 la similitude du signal résiduel présent à moins de 5 km de la faille du 17 juin. Ce signal est quasiment identique pour tous les modèles considérés, ce qui corrobore l'hypothèse sur sa nature post-sismique. Ce signal a été interprété par Pedersen et al. (2001) comme du *backslip* et par Jónsson et al. (2003) comme un effet poro-élastique. J'approfondirai l'étude de ce signal dans le chapitre 5.

Les courbes de la figure 4.10 liant la rugosité et l'écart-type au paramètre de lissage illustrent le compromis qu'il faut faire dans le choix de κ . En effet, pour de faibles valeurs, l'écart-type est réduit au détriment de la rugosité, ce qui indique une solution peu réaliste. En revanche, de fortes valeurs ont un effet efficace sur le lissage mais dégradent l'accord entre les déplacements modélisés et ceux observés. Dans notre étude, d'après ce que nous avons vu ci-dessus, cette dégradation est minimale et de nombreuses valeurs de κ fournissent des résultats satisfaisants. Cependant, l'influence sur les distributions de glissement obtenues reste forte, c'est pourquoi tous les résultats qui vont suivre ont été calculés en prenant une valeur fixe pour le paramètre de lissage. Le choix de cette valeur est effectué en accord avec la méthode décrite par Freymueller et al. (1994) et correspond à une valeur optimisée pour trouver un compromis entre les effets opposés liés aux variations de κ . Comme le montre la

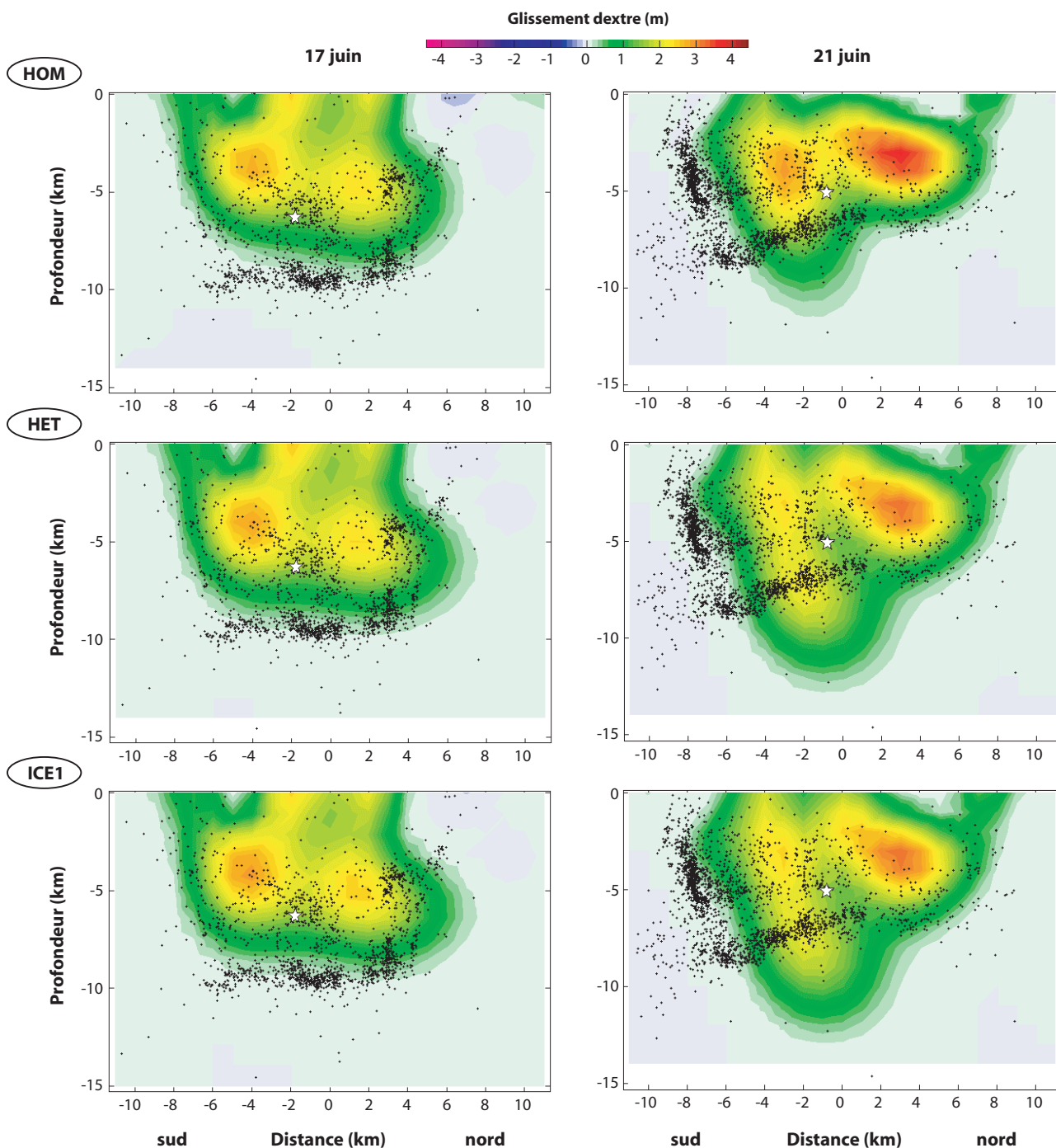


FIG. 4.13 Distributions de glissement calculées sur les failles associées aux séismes du 17 et 21 juin 2000 par l'inversion conjointe des données InSAR et GPS en utilisant différents modèles. L'étoile blanche indique la position de l'hypocentre associé au séisme. Les répliques de magnitude supérieure à zéro qui se sont produites aux environs des failles sur une période allant du 17 juin au 24 juillet 2000 et relocalisées par Hjaltadóttir et al. (2005) en utilisant la méthode développée par Slunga et al. (1995) sont représentées en noir. (En haut) Distributions calculées pour le modèle homogène HOM sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite). (Au milieu) Distributions calculées pour le modèle hétérogène HET sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite). (En bas) Distributions calculées pour le modèle hétérogène ICE1 sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite).

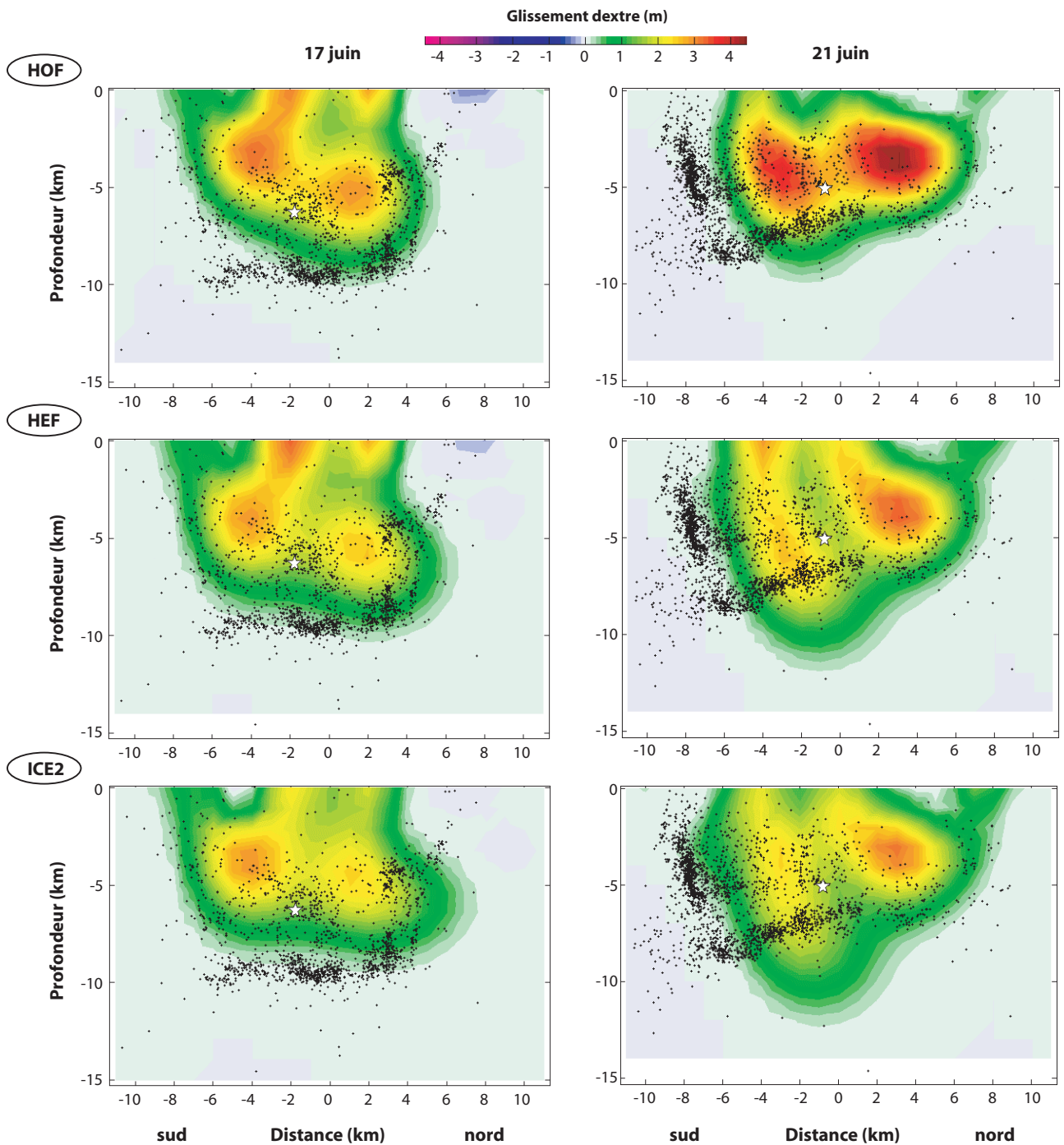


FIG. 4.14 Légende similaire à celle de la figure 4.13. (En haut) Distributions calculées pour le modèle homogène HOF sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite). (Au milieu) Distributions calculées pour le modèle hétérogène HEF sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite). (En bas) Distributions calculées pour le modèle hétérogène ICE2 sur les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite).

figure 4.10, cette valeur est identique pour tous les modèles et fixée à 0,4. Ainsi, les résultats des différents modèles sont comparables car ils sont obtenus de la même manière.

Les figures 4.13 et 4.14 répertorient l'ensemble des distributions de glissement obtenues avec les modèles HOM, HOF, HET, HEF, ICE1 et ICE2. Le résultat de l'inversion avec le modèle TOM n'est pas présenté car il est identique à celui du modèle HOM. Les résultats concernant des modèles avec des maillages différents peuvent par conséquent être comparés car ils reflètent bien l'influence des hypothèses ayant servi à définir ces modèles. Les figures 4.15, 4.16, 4.17 et 4.18 présentent les comparaisons faites respectivement entre les modèles HOM et HET, les modèles HET et ICE1, les modèles HOM et HOF et les modèles HET et HEF. On peut remarquer que le résultat concernant la faille associée au séisme du 17 juin est très peu influencé par les différentes hypothèses. Pour essayer d'expliquer ceci, une série d'inversions a été effectuée en considérant cette fois-ci les sources d'observation séparément. Les figures 4.19 et 4.20 présentent le résultat de ces inversions pour les modèles HOM et ICE1. Nous verrons dans la section suivante ce que l'on peut déduire de ces figures. Le lecteur pourra trouver en annexe A l'ensemble des résultats de cette étude.

Enfin, la figure 4.21 vient renforcer un des résultats de l'étude de sensibilité effectuée dans la section 3.3 (page 92) : la variation du coefficient de Poisson est négligeable dans une étude cosismique, et donc la prise en compte de l'effet poro-élastique dans les interférogrammes par l'astuce présentée dans la section 3.1.2 (page 70) n'apporte pas plus à l'inversion cosismique.

4.5 Interprétations

4.5.1 Influence de l'hétérogénéité du milieu sur les glissements

La prise en compte d'une évolution du module de cisaillement avec la profondeur a un effet indéniable sur la distribution de glissement associée au séisme du 21 juin. Tout d'abord, on observe des glissements un peu plus en profondeur dans le modèle hétérogène, avec une différence d'environ 3 km dans le cas du modèle homogène (Figure 4.13). De plus, les glissements obtenus ont une plus grande amplitude dans les cas hétérogènes au niveau de la surface ainsi que plus en profondeur. En contrepartie, on observe une légère diminution au niveau des maxima de glissement (Figure 4.15). Enfin, le barycentre associé à la distribution en milieu hétérogène est situé nettement plus en profondeur, environ 1 km plus bas, ce qui le rapproche de l'hypocentre observé pour cet événement. En revanche, la prise en compte d'une géométrie plus complexe dans le modèle ICE1 n'apporte que des modifications peu significatives qui se confondent avec l'erreur estimée sur les glissements (Figure 4.16). Il en est de même pour le modèle ICE2 qui tient compte des résultats plus récents sur les paramètres rhéologiques de la croûte islandaise (Allen et al. 2002b; Gudmundsson 2003). Enfin, la prise en compte d'une zone de faille endommagée aboutit à des glissements plus importants au niveau de la surface et des maxima, avec un léger approfondissement de la distribution d'environ 1 km pour la faille du 17 juin (Figure 4.17). Il est à noter que le modèle HEF aboutit à des différences moins marquées pour les deux failles mais qui restent encore significatives (Figure 4.18). En ce qui concerne la faille du 17 juin pour les modèles hors zone de faille endommagée, les effets sont similaires à ceux décrits pour la faille du 21 juin mais avec des amplitudes bien moins marquées.

La table 4.2 récapitule et quantifie l'influence des différentes hypothèses associées aux modèles en indiquant leur score d'influence l'un par rapport à l'autre. La méthode utilisée pour calculer ce score est fondée sur un F-test et est similaire à celle décrite dans la section 3.3 (page 94). Un premier χ_A^2 est calculé en utilisant le modèle A et la distribution de glissement qui lui est associée (χ_{ref}^2 dans la relation (3.50) page 94). Le second χ_B^2 est obtenu avec le modèle A en utilisant la distribution de glissement obtenue par l'inversion effectuée avec le modèle B. Le score d'influence avec un intervalle de confiance C_f est alors calculé de la manière suivante :

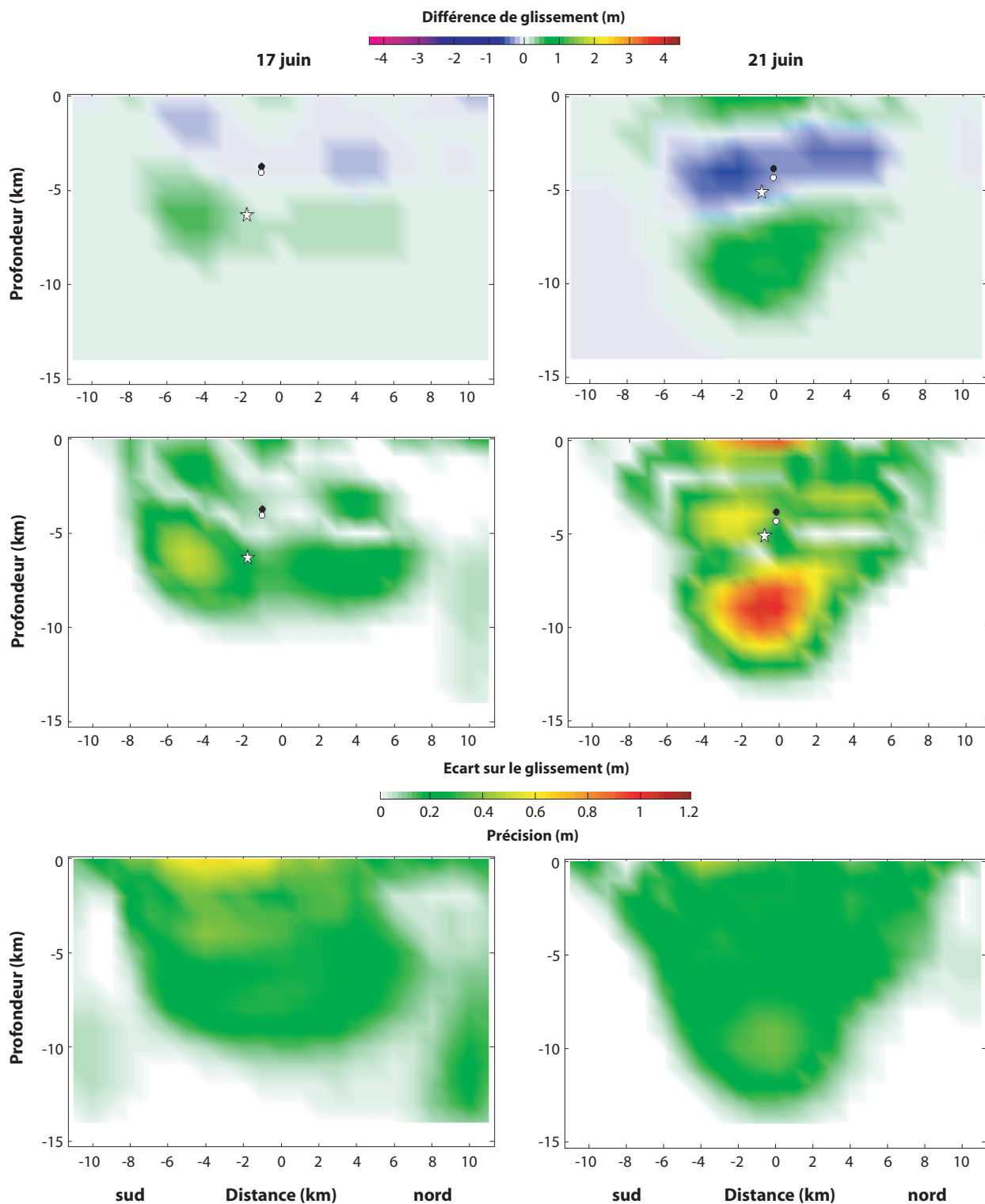


FIG. 4.15 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HET et HOM. (Haut) Une valeur positive de la différence indique que le glissement est plus important dans le cas du modèle hétérogène. L'étoile indique la position de l'hypocentre du séisme associé. Le barycentre de la distribution de chaque modèle est représenté par un rond (noir pour HOM et blanc pour HET). (Centre) L'écart correspond à la valeur absolue de la différence de glissement entre les deux distributions. Elle est ainsi directement comparable à la précision sur le glissement obtenu. (Bas) Estimation de l'erreur associée aux glissements obtenus dans le cas d'une inversion avec le modèle HET.

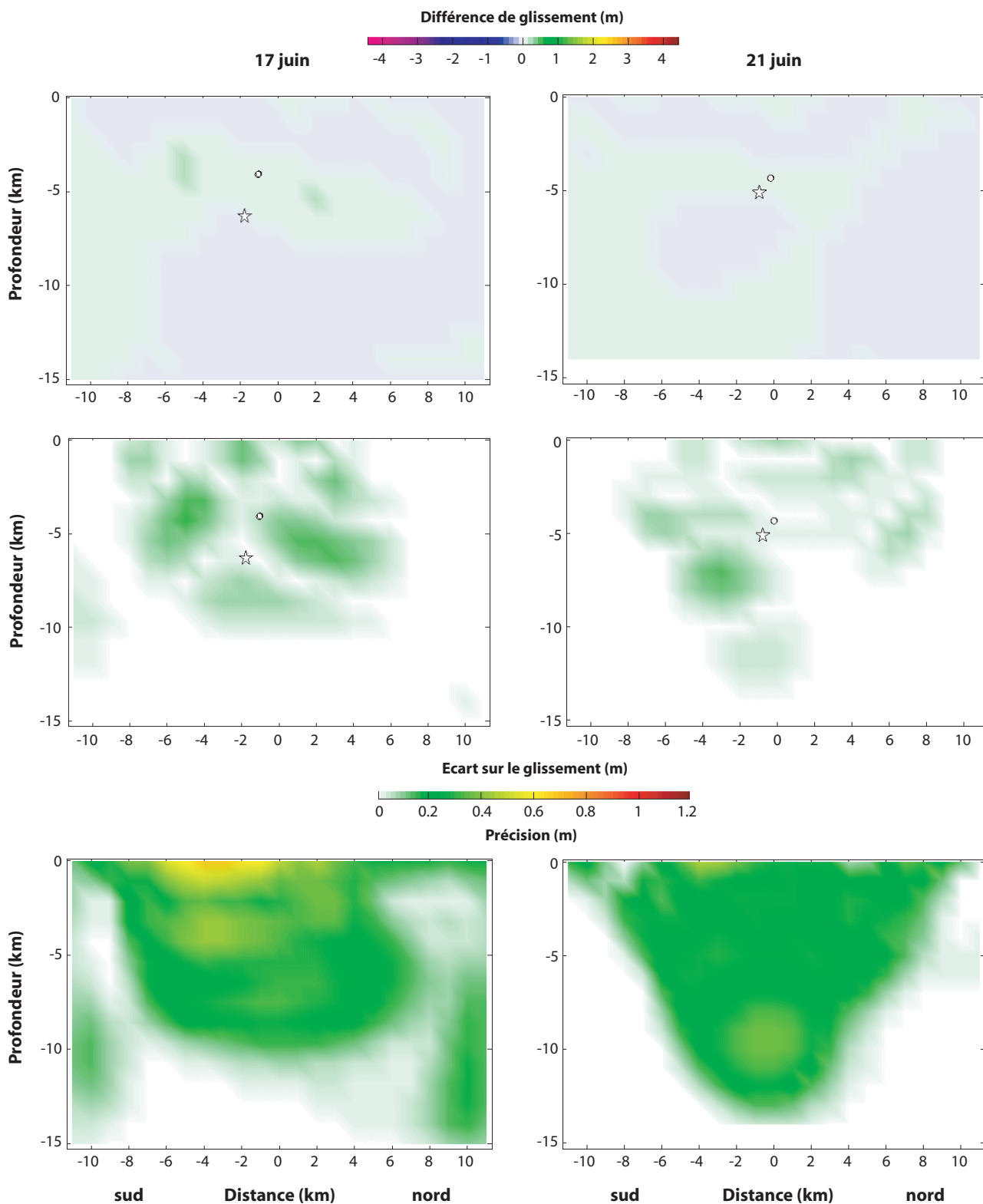


FIG. 4.16 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles ICE1 et HET. Les commentaires de la figure 4.15 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle ICE1 sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle ICE1.

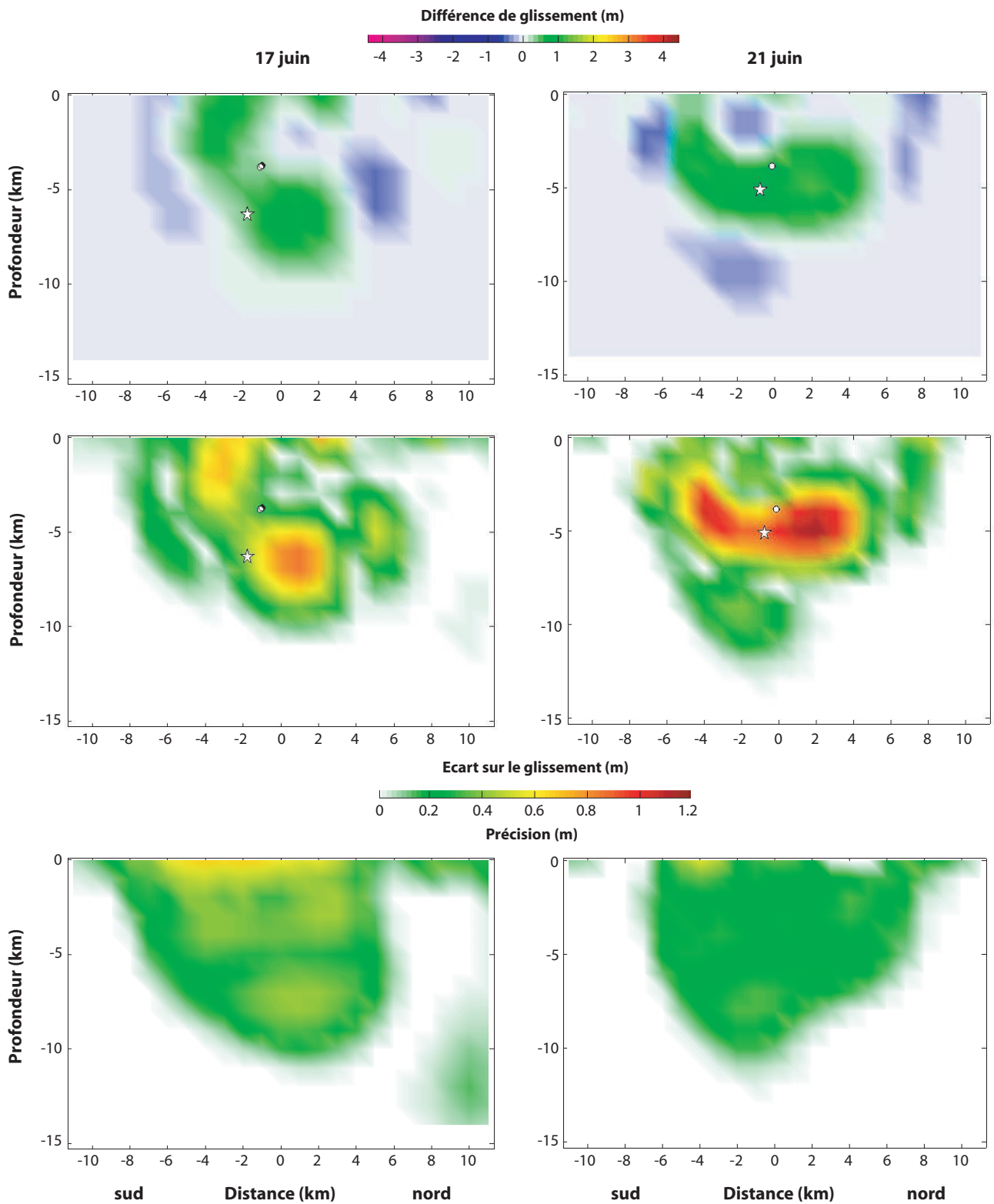


FIG. 4.17 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HOF et HOM. Les commentaires de la figure 4.15 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle HOF sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle HOF.

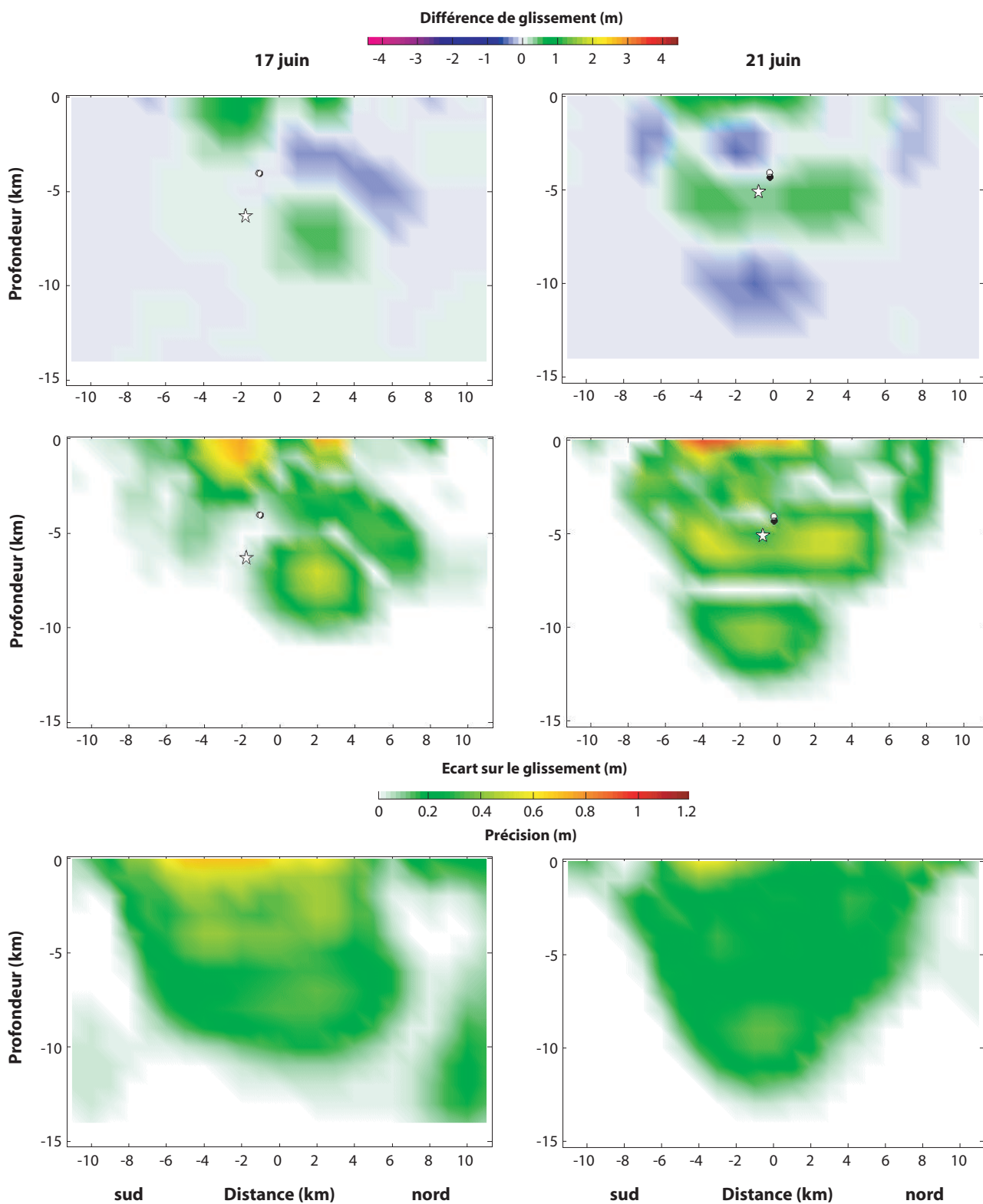


FIG. 4.18 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HEF et HET. Les commentaires de la figure 4.15 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle HEF sont plus élevés. De même, les points blancs désignent ici les barycentres associés au modèle HEF.

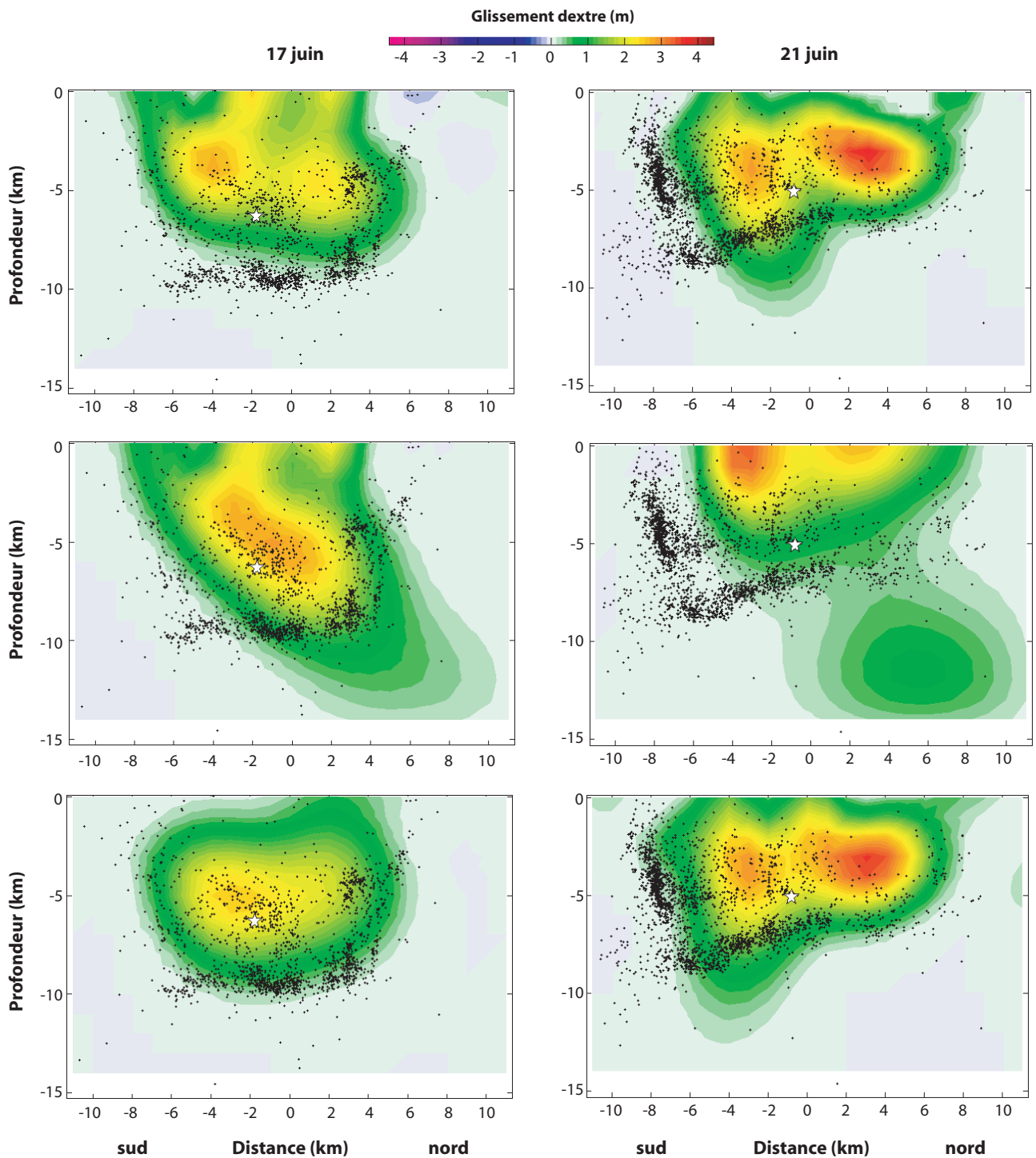


FIG. 4.19 Résultats pour le modèle HOM de l'inversion cosismique appliquée aux données GPS (centre), aux données InSAR (bas) et à l'ensemble de ces données (haut) pour les failles du 17 juin (à gauche) et du 21 juin (à droite). L'étoile blanche indique la position de l'hypocentre sur la faille associée au séisme. Les répliques de magnitude supérieure à zéro qui se sont produites aux environs des failles sur une période allant du 17 juin au 24 juillet 2000 et relocalisées par [Hjaltadóttir et al. \(2005\)](#) en utilisant la méthode développée par [Slunga et al. \(1995\)](#) sont représentées en noir.

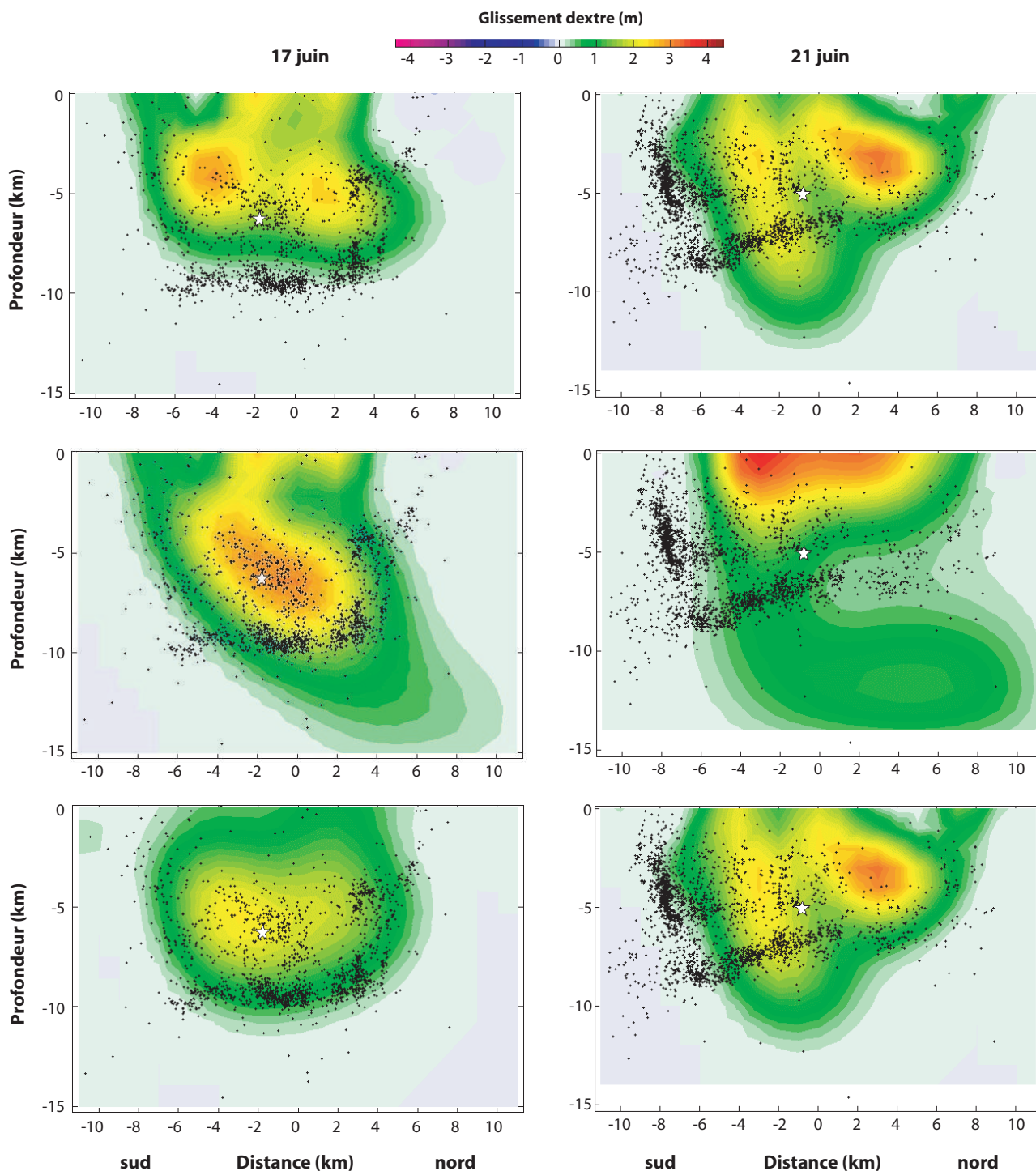


FIG. 4.20 Résultats pour le modèle ICE1 de l'inversion cosismique appliquée aux données GPS, aux données InSAR et à l'ensemble de ces données. Légende similaire à celle de la figure 4.19.

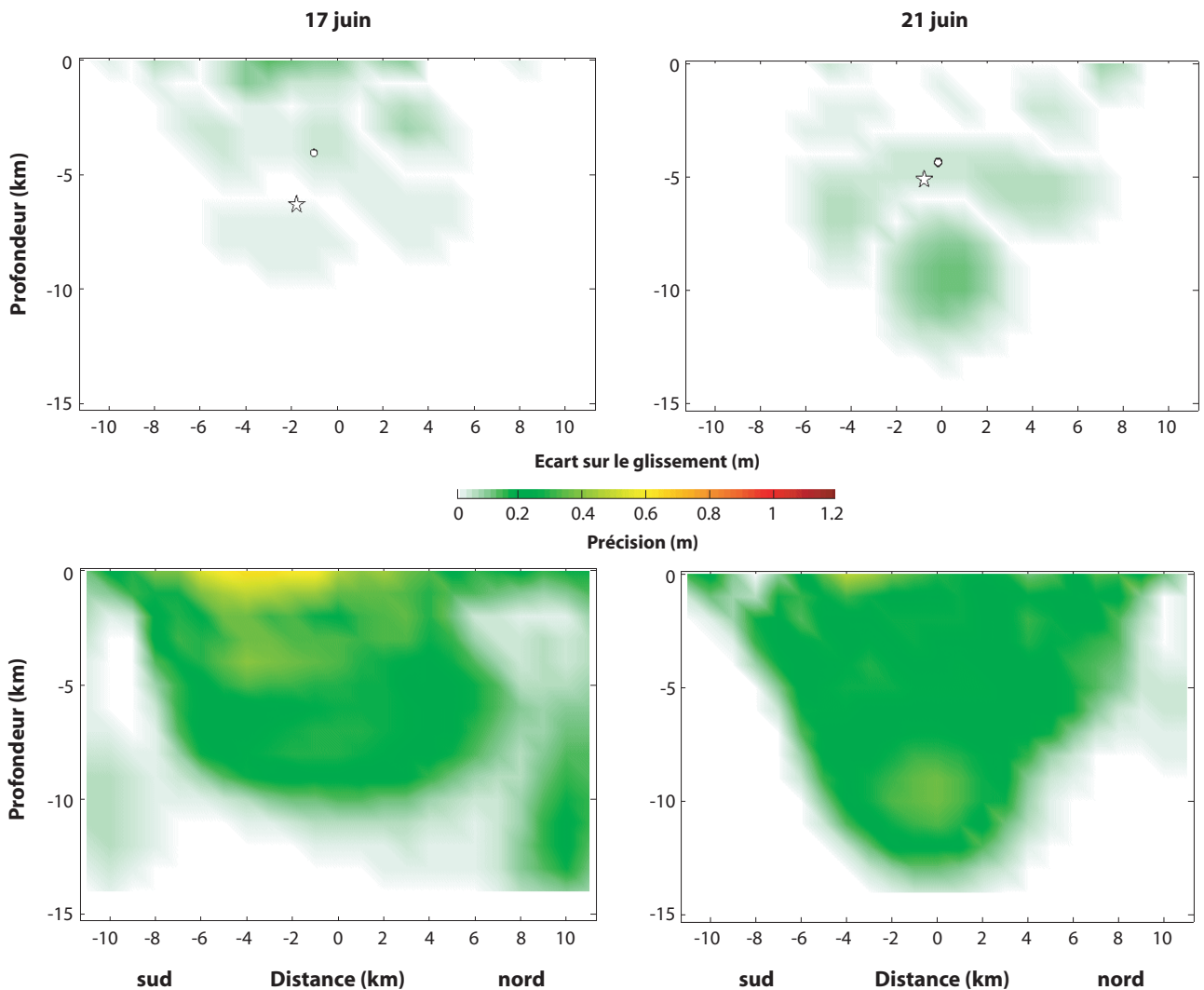


FIG. 4.21 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HET selon que l'on prend en compte l'effet poro-élastique dans les interférogrammes ou non. (Haut) L'écart correspond à la valeur absolue de la différence de glissement entre les deux hypothèses pour le modèle HET. L'étoile indique la position de l'hypocentre du séisme associé. Le barycentre de la distribution de chaque modèle est représenté par un rond (noir ou blanc suivant que la poro-élasticité est prise en compte ou non). (Bas) Estimation de l'erreur associée aux glissements obtenus dans le cas d'une inversion avec le modèle HET.

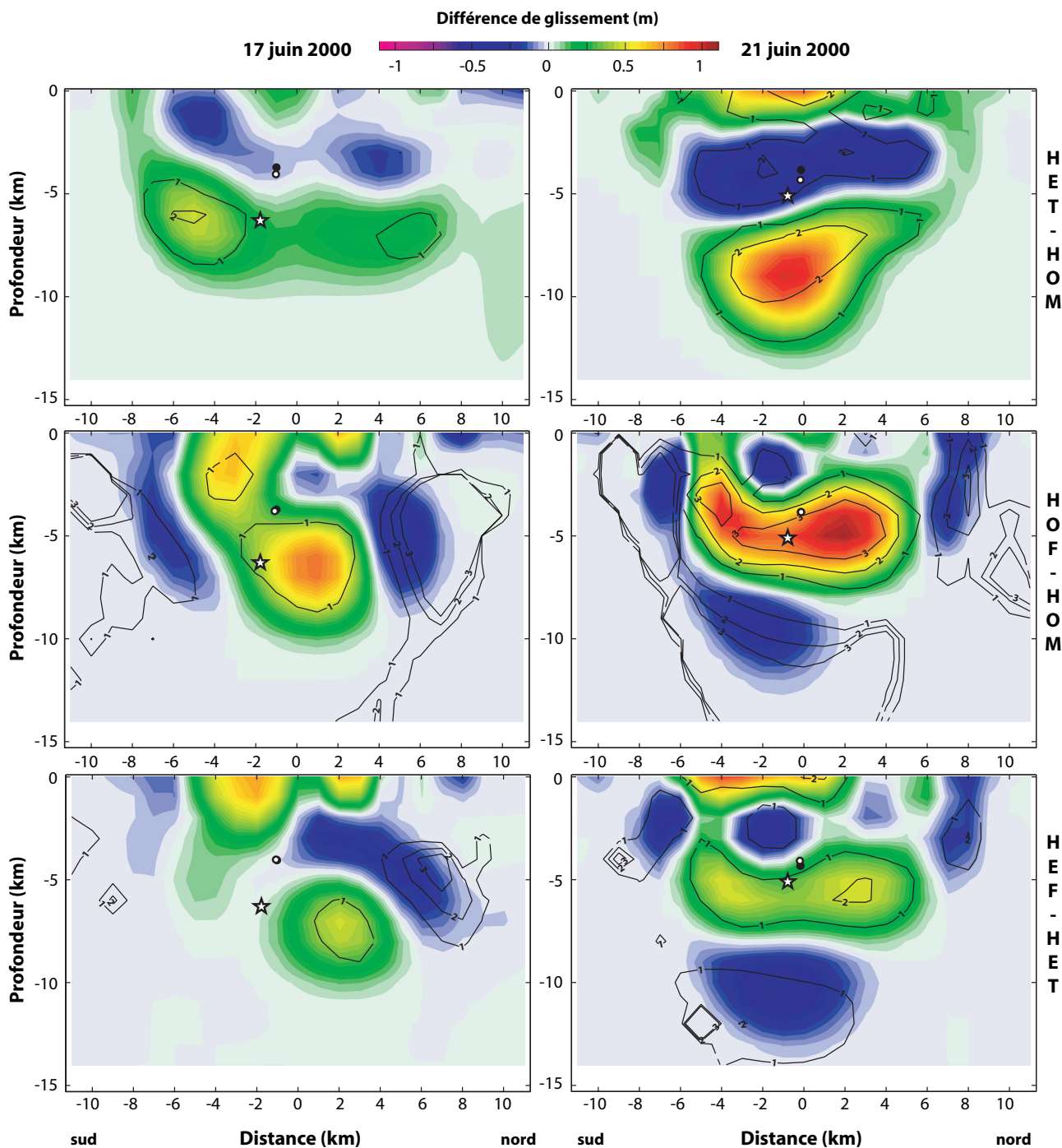


FIG. 4.22 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HOM, HET, HOF et HEF. L'étoile indique la position de l'hypocentre du séisme associé. Le barycentre de la distribution de chaque modèle est représenté par un rond (blanc pour le premier modèle et noir pour le deuxième). Par exemple, le rond blanc est associé au modèle HET dans la première rangée. Les contours noirs est le rapport entre la différence de glissement et la précision associée aux distributions obtenues. Un contour avec une valeur de 2 indique une zone où les différences sont significatives à 95% de confiance. (Haut) Comparaison entre les modèles HOM et HET. Une valeur positive de la différence indique que le glissement est plus important dans le cas du modèle HET. (Centre) Comparaison entre les modèles HOM et HOF. Une valeur positive de la différence indique que le glissement est plus important dans le cas du modèle HOF. (Bas) Comparaison entre les modèles HET et HEF. Une valeur positive de la différence indique que le glissement est plus important dans le cas du modèle HEF.

Modèles comparés		χ^2				Score d'influence à
A	B	A ($d_{\text{obs}}-K_{gA}m_A$)	B ($d_{\text{obs}}-K_{gB}m_B$)	$F_1 \times \chi_A^2$	$F_2 \times \chi_A^2$	95 % de confiance
HET	HOM	0,67	0,82	0,58	0,78	1,39
HOF	HOM	0,86	1,94	0,74	1,00	7,77
HEF	HET	0,71	0,99	0,61	0,82	2,43
ICE1	HET	0,65	0,68	0,56	0,76	0,27
ICE2	ICE1	0,64	0,66	0,56	0,75	0,17
HET avec relaxation poro-élastique	HET	0,67	0,67	0,58	0,78	0,00

TAB. 4.2 Score d'influence des hypothèses qui différencient les modèles. χ_A^2 mesure l'efficacité du modèle A pour reproduire les observations en surface. χ_B^2 mesure l'erreur commise si l'on utilisait pour calculer les déplacements en surface la distribution de glissement obtenue à partir du modèle B avec le modèle A. Le score d'influence qui découle d'un F-test mesure donc l'importance des hypothèses qui différencient les modèles A et B. Les autres termes sont expliqués dans le texte.

$$\frac{\chi_B^2 - \chi_A^2}{\chi_A^2 (F_2 - 1)} \quad \text{si } \chi_A^2 < \chi_B^2$$

$$\frac{\chi_A^2 - \chi_B^2}{\chi_A^2 (1 - F_1)} \quad \text{si } \chi_A^2 > \chi_B^2$$
(4.19)

avec $F_1 = F_{\frac{1-C_f}{2}}$ et $F_2 = F_{1-\frac{1-C_f}{2}}$ des centiles de la distribution F (Larsen & Marx 1986). Précisons que le degré de liberté utilisé pour calculer F_1 et F_2 est N le nombre de composantes du vecteur d_{obs} (Tarantola 2005). Si le score d'influence est supérieur à l'unité, les hypothèses qui différencient le modèle A de B sont non négligeables pour l'inversion avec une confiance de C_f . La table 4.2 renforce donc les remarques précédentes concernant un calcul cosismique : l'introduction d'une zone de faille est prépondérante (HOF et HEF), l'évolution du module de cisaillement avec la profondeur est une hypothèse importante (HET), la variation d'épaisseur des couches lithosphériques est négligeable (ICE1) et l'influence de la densité et de l'évolution du coefficient de Poisson avec la profondeur n'apporte rien de plus dans un modèle hétérogène (ICE2 comparé à ICE1). Toutes ces conclusions sont également illustrées par la figure 4.22. De plus, la table 4.2 vient confirmer le caractère négligeable de la prise en compte de l'effet poro-élastique dans les interférogrammes (en tout cas en ce qui concerne l'inversion cosismique).

Revenons aux cas des failles du 17 et du 21 juin et de l'influence sur celles-ci des hypothèses associées aux différents modèles étudiés. Pour expliquer cette différence de sensibilité, trois idées peuvent être avancées. Tout d'abord, cette insensibilité apparente de la distribution de glissement associée au séisme du 17 juin n'est peut-être que la confirmation du fait que cette faille n'a joué que dans la zone délimitée par les répliques (Figures 4.13 et 4.14) et que la limite élastique au niveau de cette faille se situe à environ 10 km de profondeur (résultat compatible avec la bibliographie citée dans les chapitres 1 et 2). Dans ce cas, le fait que le séisme du 21 juin ait pu jouer encore plus profondément que ce que le modèle HOM laisse supposer, résultat plutôt difficile à concilier avec l'amincissement de la croûte à l'ouest de la zone sismique sud islandaise (SISZ), ne peut s'expliquer que par l'argument déjà évoqué par Stefánsson et al. (1993) d'une fragilisation de la zone par l'effet du premier séisme. Cependant toutes ces considérations n'expliquent pas le fait que l'hypocentre pour le séisme du 17 juin déduit de la sismologie soit si profond par rapport aux barycentres estimés par la présente étude géodésique.

La deuxième hypothèse repose sur la différence dans les contraintes apportées par les données d'observations. En effet, comme nous l'avons vu, les mesures concernant les déplacements associés au séisme du 17 juin sont bien moins nombreuses que celles associées au séisme du 21 juin. En conséquence, il est possible que la couverture spatiale des déplacements en surface du séisme du 17 juin 2000 soit insuffisante pour contraindre les paramètres associés à cette faille.

Enfin, la dernière hypothèse rejoint un peu la précédente : il est possible que l'utilisation conjointe de ces différents jeux de données, qui ont des précisions parfois bien différentes, ne soit peut-être pas judicieuse. Pour le vérifier, les figures 4.19 et 4.20 récapitulent les différentes distributions obtenues selon que l'on considère les données conjointement ou bien séparément (le détail des distributions est également disponible en annexe A). L'influence prédominante de l'interférogramme T95 sur les résultats par rapport aux mesures GPS est indéniable pour la faille du 21 juin, ce qui illustre bien l'apport des mesures interférométriques du point de vue de la couverture spatiale des phénomènes observés en surface. Et lorsque l'on analyse le résultat de l'inversion des seules mesures GPS, on peut dire que cette prédominance est une bonne chose car ce résultat est difficile à interpréter d'un point de vue physique. De plus, même si l'on observe un approfondissement des glissements dans les résultats associés aux interférogrammes, il reste bien moindre que dans le cas de l'inversion conjointe, ce qui laisse penser qu'il est surtout dû à l'intégration des données GPS. Au niveau de la faille du 17 juin, l'interprétation est bien différente. Ici, toutes les distributions trouvées sont plausibles et la répartition des répliques épousent dans les deux cas (soit GPS, soit InSAR) la distribution de manière plus cohérente que dans l'inversion conjointe. De plus, du point de vue de la profondeur, les barycentres sont plus proches de l'hypocentre. En ce qui concerne l'influence d'un jeu de données par rapport à l'autre, il n'y a pas de dominance claire. Le résultat le plus étonnant est le fait que, dans chacun des cas, on observe un approfondissement des glissements quand on passe à une hypothèse d'hétérogénéité du milieu, alors que le résultat de l'inversion conjointe montre une certaine insensibilité à ce niveau. Tout ceci laisse supposer que l'inclusion des données GPS est plutôt perturbatrice pour les résultats de l'inversion.

Un fait reste commun à toutes les distributions présentées dans les figures 4.19 et 4.20 : l'apport des données GPS se fait clairement sentir au niveau des déplacements en surface. Et quand on compare les valeurs d'écart-type, de χ et de réduction de variance présentées en annexe A, il apparaît clairement que c'est la composante verticale des données GPS qui vient perturber l'inversion conjointe alors que les déplacements horizontaux viennent la renforcer de par leur sensibilité plus accrue que dans le cas des données InSAR aux mouvements décrochants des deux séismes. L'imprécision sur les déplacements verticaux mesurés par les capteurs GPS est bien illustrée dans la figure 4.12. Cependant, une inversion conjointe sans la composante verticale des observations GPS ne change quasiment rien aux résultats obtenus dans le cas d'une inversion complète. Ceci montre que la grande imprécision sur la composante verticale n'a pas une influence si gênante. La seule différence qui demeure entre les données InSAR et GPS se situe au niveau de leur analyse. Par exemple, les données GPS ont été corrigées par une modélisation des mouvements inter-sismiques et d'autres sources de déformation (volcanisme...). Il est probable que ces corrections n'ont pas la précision nécessaire pour quantifier de manière suffisamment fine l'influence qu'apporte la prise en compte des hétérogénéités du milieu.

Les magnitudes M_W calculées à partir des distributions de glissement restent similaires dans tous les modèles avec des valeurs d'environ 6,5, ce qui est compatible avec les différentes mesures de moment existantes pour ces deux séismes (Table 2.2 page 50). La seule exception concerne les modèles avec une zone de faille endommagée où, malgré des glissements plus importants, les magnitudes résultantes sont légèrement plus faibles, avec des valeurs comprises entre 6,1 et 6,3. Cette conclusion serait à vérifier avec une modélisation plus précise de la zone de faille.

4.5.2 Influence sur le changement cosismique des contraintes de Coulomb

Les résultats des inversions cosismiques sur les glissements le long des failles aboutissent à une légère redistribution quand on inclut une hétérogénéité verticale et à une insensibilité dans le cas d'une hétérogénéité horizontale. De plus, l'impact sur la cohérence entre les déplacements observés en surface et les déplacements modélisés reste très minime. Cependant, il reste à étudier un autre effet lié à la déformation du milieu pour bien se rendre compte de l'impact de ces différents modèles : la répartition des contraintes générées par ces distributions de glissement. Pour cela, j'ai effectué un calcul des changements de contrainte de Coulomb ΔCFS induits par les deux séismes en utilisant la relation (3.24). J'ai également effectué ce calcul avec la relation (3.26), mais les résultats ne sont pas présentés car les conclusions sont identiques à celles qui vont suivre. Pour ce calcul, le coefficient de frottement μ est fixé à 0,75 et le coefficient de Skempton B à 0,5 (voir le chapitre 3 page 69 et page 71 pour une définition de ces paramètres). Ces valeurs sont tirées de la littérature concernant l'Islande (Árnadóttir et al. 2003). La faille considérée est décrochante dextre, verticale et orientée N-S, ce qui correspond au mécanisme prédominant dans la zone d'étude. La figure 4.23 donne, pour trois modèles différents et pour diverses profondeurs, les contours de ΔCFS correspondant à une augmentation de 10 kPa (augmentation typique capable de déclencher un séisme comme nous l'avons vu dans la section 3.1.2 page 71).

Tout d'abord, on remarque que l'influence des différentes hypothèses est négligeable pour une profondeur comprise entre environ 5 et 15 km. Ensuite, les zones à risque sont considérablement réduites au dessus de 5 km quand on considère l'hétérogénéité verticale (modèle HET comparé à HOM). Notamment, dans les trois premiers kilomètres, des écarts de l'ordre de 20 km sont observés et des zones entières de contrainte disparaissent au nord et au sud des deux séismes. Enfin, une direction préférentielle vers l'ouest apparaît quand l'hypothèse d'hétérogénéité horizontale est introduite (modèle ICE1 comparé à HET). Elle reste cependant minime, avec des écarts en général inférieurs au kilomètre dans la croûte supérieure, ce qui est insuffisant pour expliquer la migration des séismes de l'est vers l'ouest observée en Islande (voir chapitre 5). En revanche, cette direction préférentielle est plus marquée au delà de 15 km de profondeur avec des écarts de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Cette dernière observation pourrait avoir des conséquences sur la relaxation post-sismique impliquant des phénomènes visco-plastiques.

Il est à noter que l'influence d'une zone de faille endommagée (modèles HOF et HEF) n'est pas représentée ici car ce calcul n'apporte aucun résultat significatif. On remarquera enfin que les conséquences décrites ci-dessus s'appliquent essentiellement dans les alentours de SISZ (cadre vert dans la figure 4.23).

4.5.3 Corrélation avec les ruptures en surface

La crise de juin 2000 n'a pas eu seulement comme conséquence en surface les déplacements enregistrés par des capteurs GPS et par interférométrie. Les deux séismes ont également induit de nombreuses fractures en surface qui ont été étudiées en détail par Clifton & Einarsson (2005). Ces derniers montrent que ces ruptures sont loin d'être simples et qu'elles ne délimitent pas clairement deux lignes de rupture que l'on pourrait rattacher aux failles. En revanche leur présence atteste bien le fait que ces failles ont joué jusqu'à la surface. Plus précisément, elles ont joué de telle manière qu'elles ont atteint la couche sédimentaire de faible épaisseur présente dans la SISZ. Cette couche s'est alors fracturée de manière complexe, produisant ainsi ces ruptures de surface ayant une géométrie complexe, surtout pour le séisme du 21 juin. Ceci implique que les glissements estimés par l'inversion conjointe dans le premier kilomètre ne s'accordent pas avec les observations de terrain. En fait, ils ne donnent qu'une modélisation simpliste des mouvements dans la couche sédimentaire. Cependant, la figure 4.24 montre que cette modélisation est assez représentative de ce qui se passe au

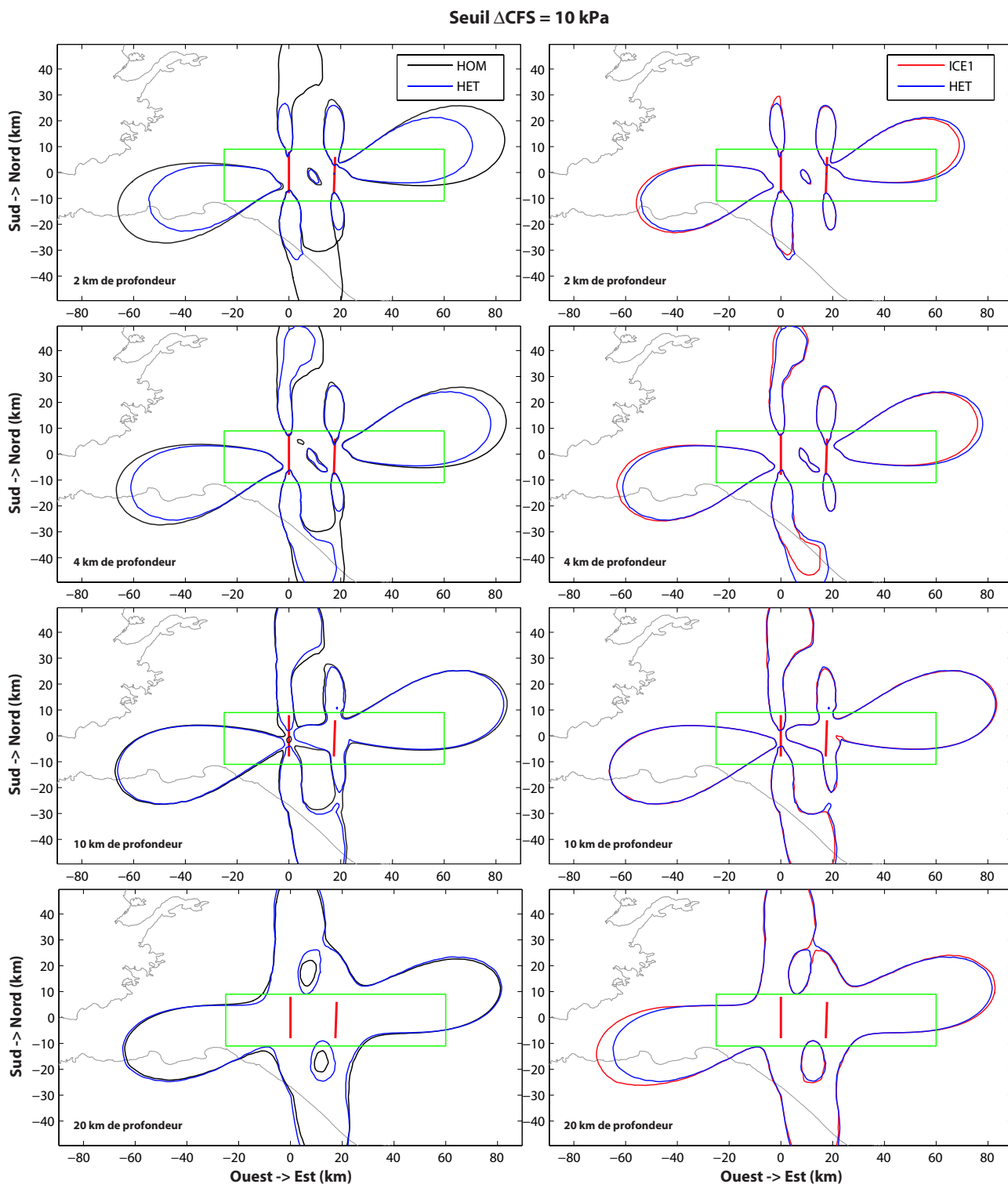


FIG. 4.23 Contours pour un changement positif de 10 kPa dans les contraintes de Coulomb à différentes profondeurs après les deux séismes de juin 2000. Le calcul est effectué pour des failles décrochantes dextres, verticales et orientées N-S (en noir, le résultat du calcul pour le modèle homogène HOM ; en bleu et en rouge pour les modèles hétérogènes HET et ICE1 respectivement). Les segments rouges indiquent la position des failles. La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse. Le cadre vert indique les limites approximatives de la SISZ.

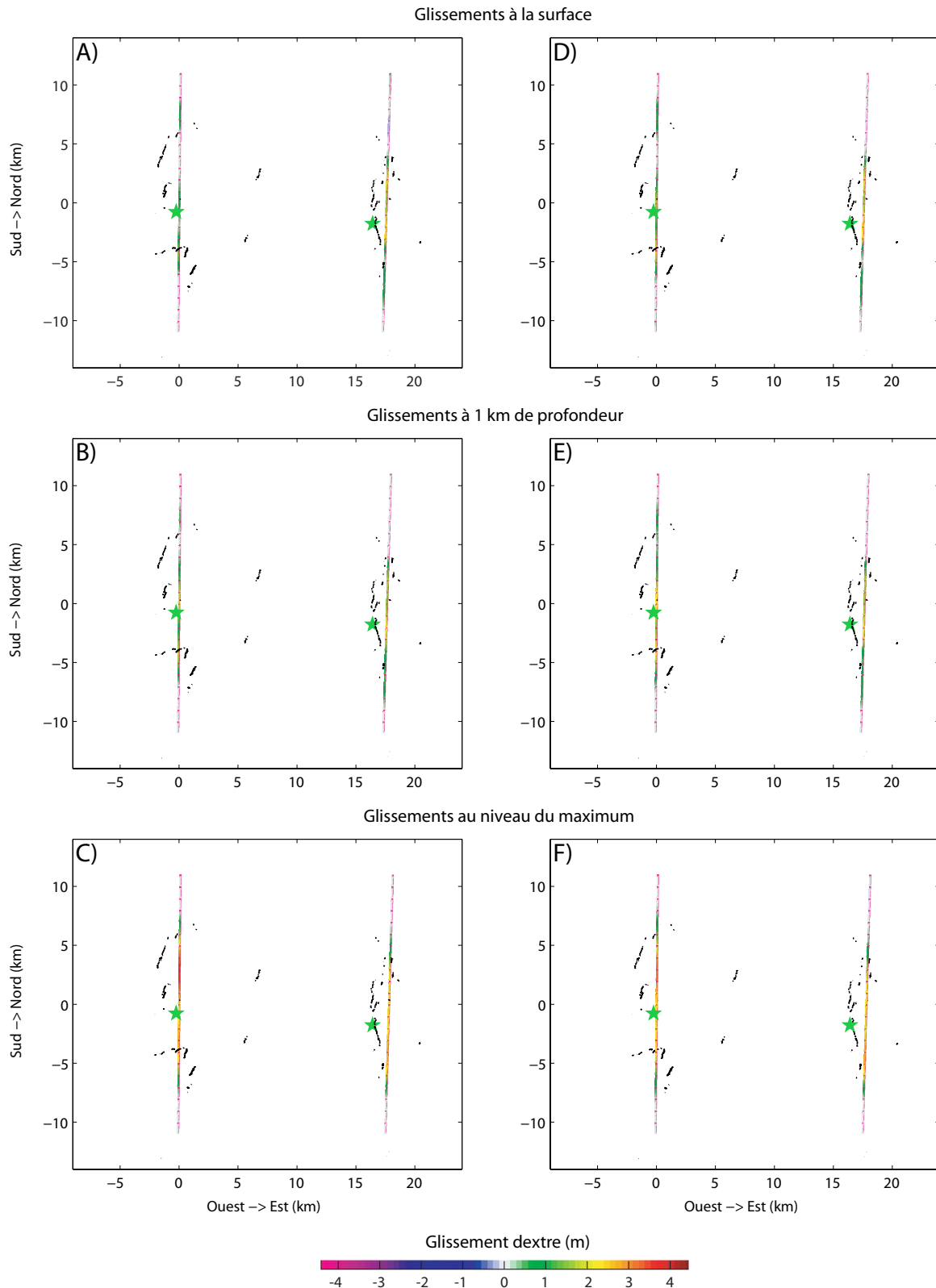


FIG. 4.24 Représentation en surface des glissements sur les failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000. La projection est faite à trois niveaux différents : à la surface (haut), à partir de 1 km de profondeur (milieu) et à partir du maximum de glissement (bas). Les résultats du modèle homogène HOM sont représentés à gauche (A, B et C) alors que ceux obtenus pour le modèle hétérogène HET sont représentés à droite (D, E et F). Les fissures observées en surface sont dessinées en noir (Clifton & Einarsson 2005).

niveau de la limite avec la couche sédimentaire qui est située à environ 1 km de profondeur dans la SISZ. Quel que soit le modèle considéré, quand les glissements sont projetés à la surface, on retrouve la concordance observée par Clifton & Einarsson (2005). Les seules différences consistent en une amplitude légèrement plus forte pour les modèles hétérogènes au niveau des glissements superficiels et inversement au niveau des maxima. En revanche, le fait de représenter cette projection selon la profondeur des glissements, à la différence d'une représentation intégrale comme dans Clifton & Einarsson (2005), donne un résultat intéressant : quand on considère les déplacements superficiels, les fractures ont tendance à se situer au niveau des maxima locaux, alors qu'elles sont plutôt localisées à la périphérie ou entre les maxima de glissement calculés plus en profondeur. Pour la partie nord de la faille associée au séisme du 21 juin, c'est l'inverse qui se produit. Ces résultats restent néanmoins liés à des hypothèses de modélisation très simplificatrices au niveau de la surface et il serait nécessaire, pour obtenir des conclusions plus pertinentes, d'effectuer une modélisation plus fine avec un raffinement du maillage et avec une étude des contraintes superficielles induites dans la couche sédimentaire par les glissements situés en dessous.

4.6 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons vu que l'inversion des déplacements cosismiques associés à la crise de juin 2000 dans des milieux hétérogènes est possible en utilisant une méthode d'éléments finis, ce qui permet d'obtenir, grâce aux fonctions d'interpolation, des distributions de glissement régulières. Cependant, pour une plus grande efficacité des inversions conjointes pour l'étude de ces milieux (hétérogénéité verticale, fragilisation de la zone de faille), il serait nécessaire d'améliorer la précision associée aux données GPS, notamment sur l'estimation des déformations provenant d'autres sources que la crise étudiée. Une étude conjointe similaire appliquée à d'autres événements serait d'une grande aide pour pouvoir tirer des conclusions sur l'efficacité de cette méthode et sur l'influence au final de la prise en compte des hétérogénéités de la croûte.

La méthode d'inversion a été modifiée afin de quantifier sa précision sur les paramètres estimés et également pour étudier l'influence des diverses hypothèses qui diffèrent entre plusieurs modèles. Les résultats de l'inversion montrent alors que l'effet des hétérogénéités verticales se caractérise par une augmentation de l'amplitude des glissements superficiels et ceux situés plus en profondeur, avec un déplacement de la position du barycentre vers le bas. Les hétérogénéités horizontales n'ont pas d'effet notable sur les distributions de glissement et donnent une direction préférentielle dans l'augmentation des contraintes associées aux séismes. Cependant, cette préférence reste insuffisante pour expliquer la migration d'est en ouest des séismes dans la zone sismique sud islandaise. En revanche, la prise en compte des hétérogénéités verticales a des conséquences significatives dans l'estimation de l'aléa sismique dans cette zone et ces alentours, surtout au niveau de la croûte supérieure. L'intégration de la fragilisation de la zone aux alentours des failles est d'un grand intérêt pour l'estimation des glissements et des moments sismiques, cependant une étude plus précise de cette zone à l'aide d'un maillage d'éléments finis plus fin et d'hypothèses physiques plus réalistes apparaît nécessaire pour aboutir à des conclusions définitives.

Enfin, bien qu'une corrélation puisse être faite entre les glissements et les ruptures en surface, des modélisations plus fines seraient nécessaires au niveau de la couche sédimentaire (qui est d'une très faible épaisseur en Islande) afin de pouvoir conclure sur les mécanismes mis en jeu.

Chapitre 5

Estimation de l'aléa sismique dans la zone sismique sud islandaise



Photo reproduite avec la permission d'Amy Clifton

De Chelonian Mobile [...] The Turtle Moves.

— *Small Gods* —
Terry PRATCHETT

Après avoir estimé dans le chapitre 4 l'influence des hétérogénéités verticales et horizontales sur la phase cosismique, nous allons prolonger cette étude aux autres phases du cycle sismique. Dans un premier temps, la phase post-sismique à court terme sera abordée avec des considérations poro-élastiques. Puis, les conséquences à long terme seront étudiées avec des modèles visco-élastiques. Ensuite, après avoir estimé l'influence et l'utilité de la sismicité pour l'étude des crises majeures et leurs conséquences, ce chapitre se terminera par une étude de la phase inter-sismique en milieu hétérogène. Je conclurai sur les conséquences de ces diverses études sur l'estimation de l'aléa sismique dans la zone sismique sud islandaise (SISZ).

5.1 Analyse des déformations post-sismiques à court terme

La phase post-sismique suivant une crise est souvent caractérisée par des déformations très rapides (temps caractéristique de l'ordre de la semaine) assimilées soit à de l'*afterslip*, soit à une relaxation poro-élastique. La crise de juin 2000 en est un bon exemple et le traitement des données satellites a permis de fournir un signal dont nous allons approfondir l'étude dans cette section.

5.1.1 Observations

Le signal en question a été observé dans l'interférogramme T95 (Figure 2.12 page 49) couvrant une période allant du 19 juin au 24 juillet 2000. Il se situe au niveau de la faille associée au séisme du 17 juin (Figure 2.14 page 52). Le séisme du 21 juin est le seul événement majeur qui se soit produit lors de cet intervalle de temps. Ce signal est donc un candidat potentiel pour une manifestation post-sismique due au premier séisme. Dans l'inversion cosismique présentée au chapitre 4, le fait que ce signal demeure identique, après prise en compte de la déformation cosismique et ce quel que soit le modèle utilisé, conforte son caractère post-sismique.

Les déplacements qui en résultent sont présentés dans la figure 5.1. Ils sont répartis selon les quadrants associés aux changements de pression dus au séisme du 17 juin avec une subsidence dans les parties N-W et S-E et une surrection dans les autres. Jónsson et al. (2003) ont montré que le processus le plus plausible pour expliquer ce signal est une relaxation poro-élastique. Ils ont pu ainsi reproduire les déformations observées dans la partie nord (ligne en pointillés dans la figure 5.1) en utilisant un modèle élastique homogène (équivalent du modèle HOM du chapitre 4) avec en plus une couche poro-élastique ayant un écart $\Delta\nu = \nu - \nu_d$ entre le coefficient de Poisson saturé et celui non saturé fixé à 0,08 jusqu'à une profondeur de 1,5 km (voir section 3.1.2 page 69 pour plus de détails). Malheureusement, ce modèle ne permet pas de reproduire la partie du signal située au sud (Figures 5.1 et 5.3).

Je vais vérifier dans cette section si ce signal peut être plus fidèlement reproduit avec le modèle HET (Figures 4.1 et 4.5 pages 106 et 111 et dans la table 4.1 page 109) enrichi d'hypothèses concernant des hétérogénéités verticales et horizontales sur la partie poro-élastique (croûte supérieure).

5.1.2 Calculs directs

Dans un premier temps, je vais présenter les résultats obtenus avec une méthode équivalente à celle utilisée par Jónsson et al. (2003). Les fondements de cette méthode s'appuient sur l'estimation de la relaxation poro-élastique totale présentée dans la section 3.1.2 (page 69) qui ne nécessite que des calculs avec des modèles élastiques et d'effectuer ensuite une différence entre les résultats obtenus. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les modèles hétérogènes les plus influents sur un calcul élastique sont HET et HEF. Ce dernier n'étant pas contraint de manière rigoureuse, je vais ici me concentrer sur l'influence du modèle HET (modèle hétérogène en couches horizontales).

En permettant de faire varier l'écart $\Delta\nu$ différemment pour les cinq couches composant la croûte supérieure, je me suis aperçu, après une série de calculs directs (glissement et écart $\Delta\nu$ imposés), que plusieurs configurations poro-élastiques différentes pouvaient expliquer le signal observé. En plus de la solution proposée par Jónsson et al. (2003), les deux autres configurations optimisées retenues sont présentées dans la figure 5.2 (configurations 3 et 4) avec les déformations qu'ils entraînent en surface représentées dans la figure 5.3. La configuration 4 semble indiquer la présence à 1 km de profondeur d'une couche ayant une forte concentration de fluides. Ceci n'est pas corroboré par les observations tomographiques de Tryggvason et al. (2002), mais la résolution de leurs mesures ne permet pas de trancher. Dans la configuration 3, l'écart $\Delta\nu$ décroît avec la profondeur, ce qui est cohérent avec la réduction de la porosité due à l'augmentation de la pression. En revanche, quel que

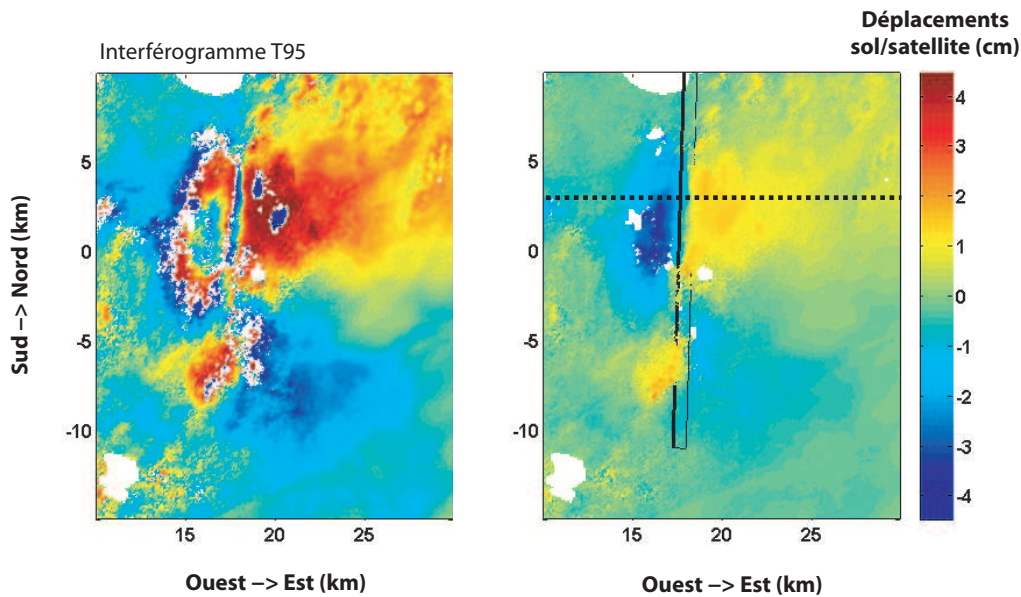


FIG. 5.1 Déformation post-sismique observé par InSAR après avoir tenu compte de la phase cosismique par soustraction (Figure 4.11 page 119). (Gauche) Interférogramme T95 «roulé» (*wrapped*) couvrant une période allant du 19 juin au 24 juillet 2000 aux alentours de la faille du 17 juin. Une frange de couleur correspond à un changement de 2,83 cm de la distance sol-satellite. (Droite) Interférogramme «déroulé» (*unwrapped*) avec la dislocation associée au séisme du 17 juin représentée en noir. La ligne noire en pointillés indique le profil utilisé par Jónsson *et al.* (2003), qui correspond également au profil A-A' de la figure 5.3.

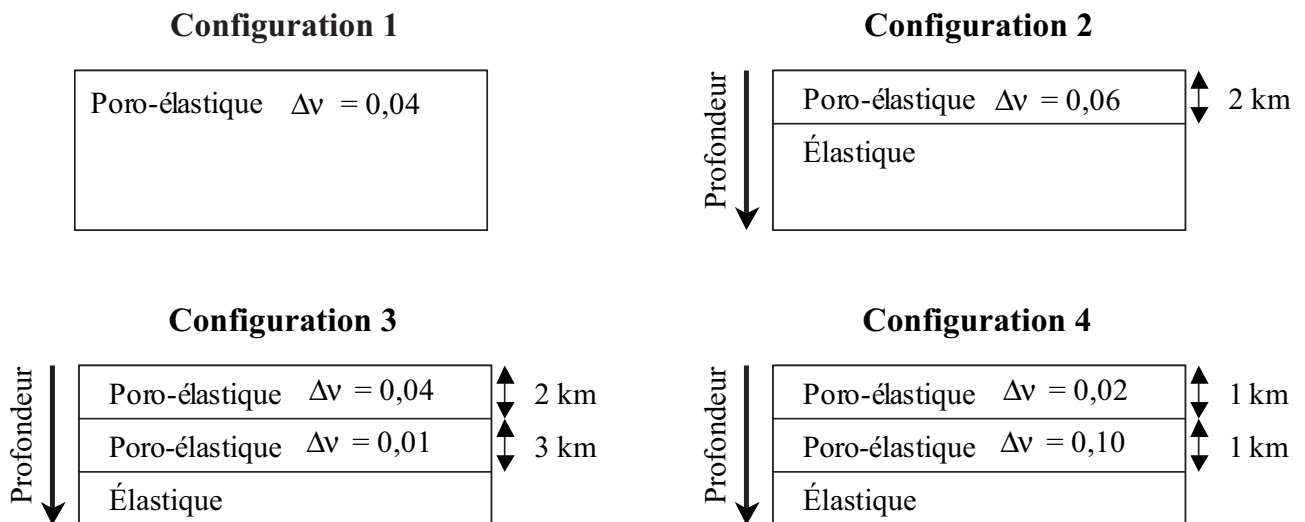


FIG. 5.2 Description des principales configurations poro-élastiques étudiées. La configuration 1 correspond à un milieu poro-élastique homogène (similaire au premier modèle décrit par Jónsson *et al.* (2003)). La seconde configuration, similaire au deuxième modèle utilisé par Jónsson *et al.* (2003), est constituée d'une couche poro-élastique reposant sur un milieu élastique. La troisième configuration représente deux couches poro-élastiques reposant sur un milieu élastique avec une décroissance de l'écart $\Delta\nu$ avec la profondeur. La quatrième configuration est similaire à la précédente mais avec des épaisseurs plus faibles et un très fort écart $\Delta\nu$ dans la deuxième couche (à partir du premier kilomètre). Toutes ces configurations s'appuient sur le modèle hétérogène en couches horizontales décrit dans le chapitre 4 (modèle HET dans les figures 4.1 et 4.5 pages 106 et 111 et dans la table 4.1 page 109).

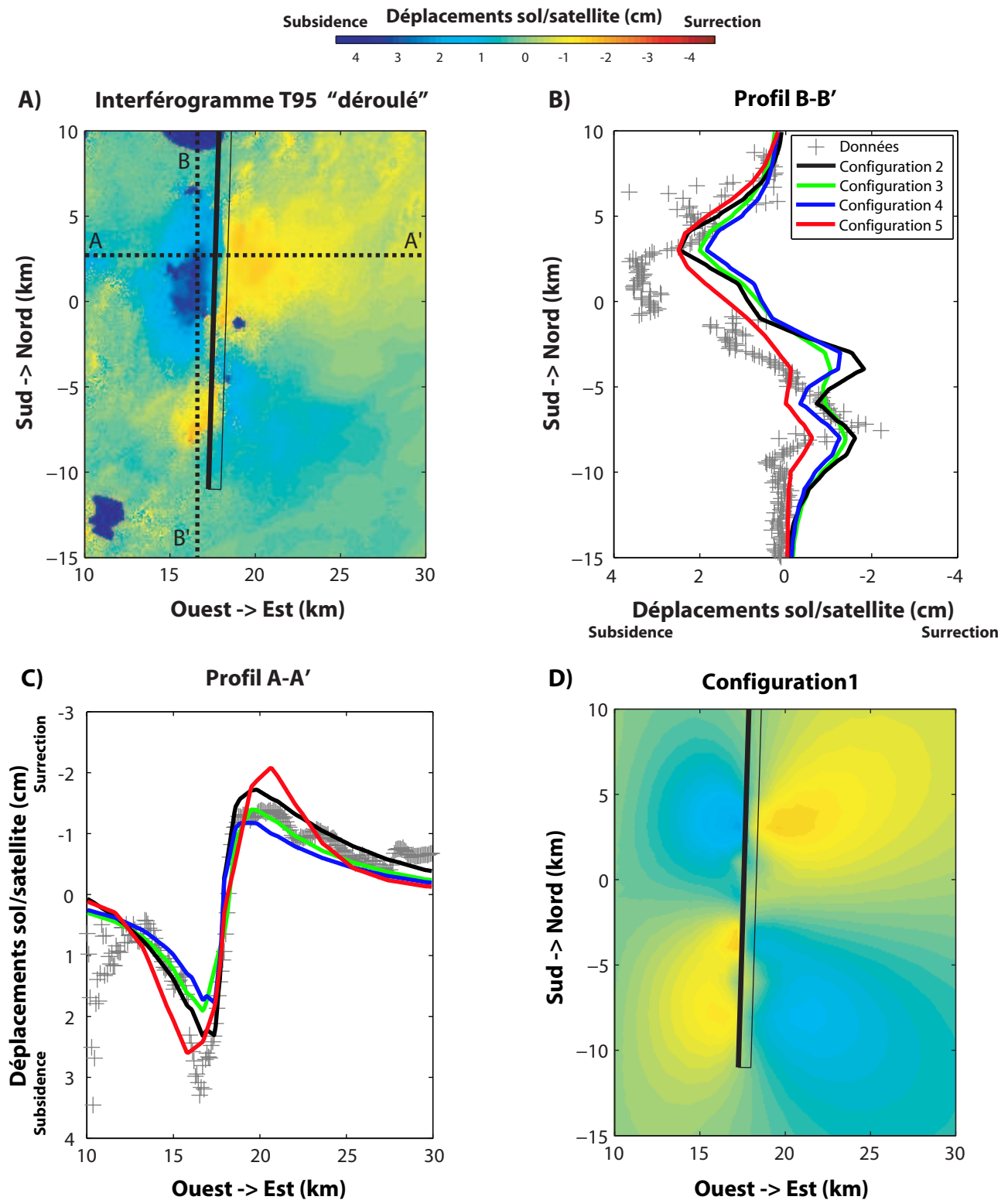


FIG. 5.3 Déplacements sol/satellite modélisés pour différentes configurations poro-élastiques récapitulées dans la figure 5.2 et dans le texte. Ils sont comparés le long de deux profils aux données interférométriques présentées dans la figure 5.1 et reproduites en (A). Les lignes noires en pointillés indiquent la localisation des profils. Les déplacements selon le profil A-A' (est-ouest) sont dessinés en (C) et ceux associés au profil B-B' (nord-sud) en (B). Les déplacements modélisés en milieu poro-élastique homogène (configuration 1) sont représentés en (D). La dislocation associée au séisme du 17 juin 2000 est représentée en noir. La configuration 5 correspond aux déplacements présentés dans la figure 5.8. Les valeurs négatives du déplacement sol/satellite correspondent à une surrection et les valeurs positives à une subsidence.

soit la configuration optimisée considérée, aucune ne permet d'expliquer la nature hétérogène du signal complet, en particulier dans le quadrant sud-ouest (Figure 5.3).

5.1.3 Méthode inverse

Pour essayer de tenir compte d'une hétérogénéité horizontale des paramètres associés au milieu poro-élastique, j'ai construit des modèles permettant soit une localisation de l'effet poro-élastique près de la faille, soit une répartition des paramètres en quadrants (similaire aux quadrants de compression/dilatation cosismiques), soit une répartition selon la profondeur, soit une combinaison de ces diverses hypothèses (Figure 5.4). Le modèle élastique retenu est toujours le modèle HET.

L'inconvénient de cette solution est le fait que l'approche directe devient très coûteuse car les combinaisons possibles pour les différents écarts $\Delta\nu$ deviennent très nombreuses. Pour cette raison, j'ai utilisé une méthode inverse pour obtenir les écarts à partir des déplacements observés en surface. Le système à inverser est du type :

$$\mathbf{d}_{\text{obs}} = \mathbf{K}_g \cdot \mathbf{m}_{\Delta\nu} \quad (5.1)$$

avec \mathbf{d}_{obs} le vecteur déplacement déduit de l'interférogramme présenté dans la figure 5.1 (63 726 points sont considérés), $\mathbf{m}_{\Delta\nu}$ le vecteur regroupant tous les écarts $\Delta\nu$ libres dans le modèle utilisé (le nombre dépend du degré d'indépendance des diverses zones présentées dans la figure 5.4) et \mathbf{K}_g la matrice obtenue en appliquant un écart élémentaire de 0,01 à chaque zone indépendante. Pour remonter aux écarts positifs $\Delta\nu$, une méthode de moindres carrés non négatifs (*non-negative least square method*, $\mathbf{m} > 0$ afin d'obtenir des écarts positifs dans la procédure d'inversion) est utilisée (Lawson & Hanson 1974).

Pour apprécier la pertinence de l'inversion, on calcule une réduction de variance entre le signal modélisé et observé (relation (4.16) page 116). Plus la réduction de variance se rapprochera de 100%, plus le résultat de l'inversion aura fourni un signal modélisé proche des déplacements observés.

5.1.4 Résultats

Les figures 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8 donnent, pour quatre configurations différentes, les résultats de l'inversion poro-élastique du signal observé sur l'interférogramme T95 au voisinage de la faille du 17 juin. Il est à noter qu'on retrouve également les écarts $\Delta\nu$ trouvés par la méthode directe quand on utilise les configurations décrites dans la figure 5.2.

La figure 5.5 présente la configuration la plus probable (très proche de la configuration 3) car elle présente une décroissance des écarts $\Delta\nu$ avec la profondeur. Cependant, la faible réduction de variance indique que ce modèle n'arrive toujours pas à reproduire les détails du signal observé. On remarquera cependant que la déformation modélisée est plus hétérogène que celle obtenue avec les modèles de Jónsson et al. (2003). Une inversion avec le modèle élastique HOM (similaire à l'étude de ces auteurs) donne le même résultat hétérogène en surface. On peut en déduire deux conclusions : premièrement, le calcul poro-élastique n'est pas influencé de manière significative par le modèle élastique considéré, et deuxièmement il est important de prendre en compte une rupture en surface. Jónsson et al. (2003) ont utilisé un calcul fondé sur les solutions d'Okada (1985, 1992) qui ne permettent pas de considérer une dislocation atteignant la surface. Pour éviter cette singularité dans le calcul quasi analytique (voir la section 3.2.3 page 81), ces auteurs ont sans doute « enterré » la distribution cosismique, aboutissant ainsi à une déformation plus homogène en surface. Avec le résultat présenté dans la figure 5.5, on remarque que cette hétérogénéité du signal modélisé s'accorde avec la répartition superficielle des glissements. Ceci vient renforcer l'importance d'une étude élastique fine

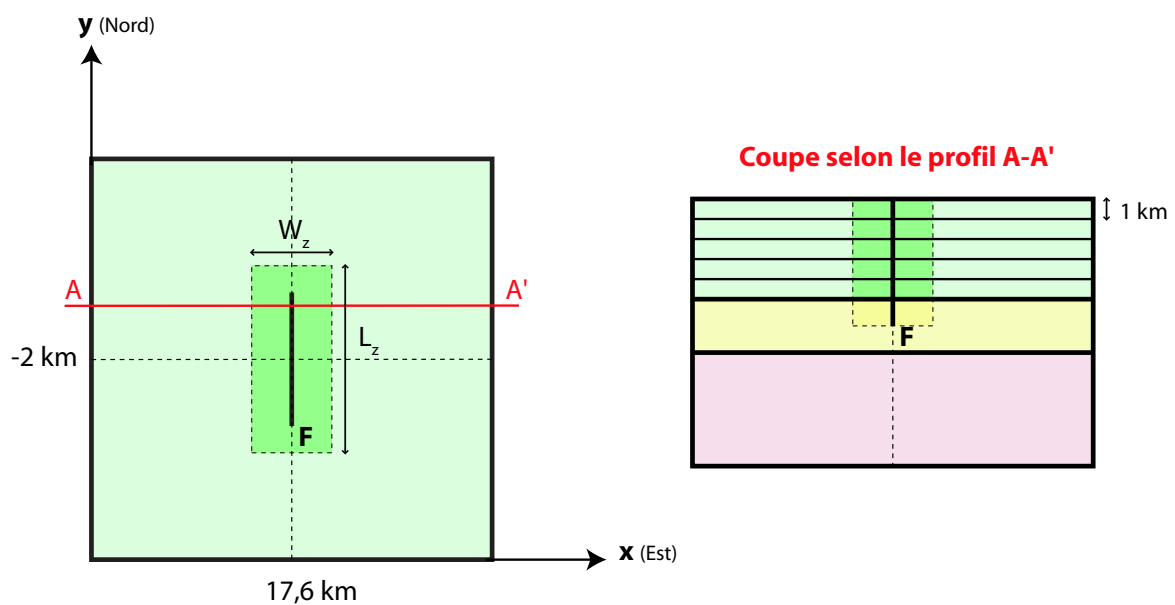


FIG. 5.4 Configurations envisagées pour l'inversion du signal poro-élastique. Le segment noir F représente la faille sur laquelle est appliquée la distribution de glissement issue de l'inversion cosismique (voir chapitre 4). Les traits noirs (pointillés et pleins) délimitent les portions où l'écart $\Delta\nu$ entre l'état saturé et non saturé peut être différent (jusqu'à 44 zones indépendantes). La relaxation poro-élastique peut être localisée dans un volume plus réduit centré sur la faille (cadre vert foncé centré sur la faille F). L_z et W_z sont respectivement la longueur et la largeur de ce cadre. (Gauche) Schéma de la configuration type vu de dessus. (Droite) Coupe schématique selon la ligne rouge $A-A'$ dessinée dans la vue de dessus. Les couleurs verte, jaune et rouge indiquent respectivement la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau supérieur. La géométrie du modèle type est identique à celle du modèle HET dans le chapitre 4 (Figures 4.1 et 4.5 pages 106 et 111 et dans la table 4.1 page 109).

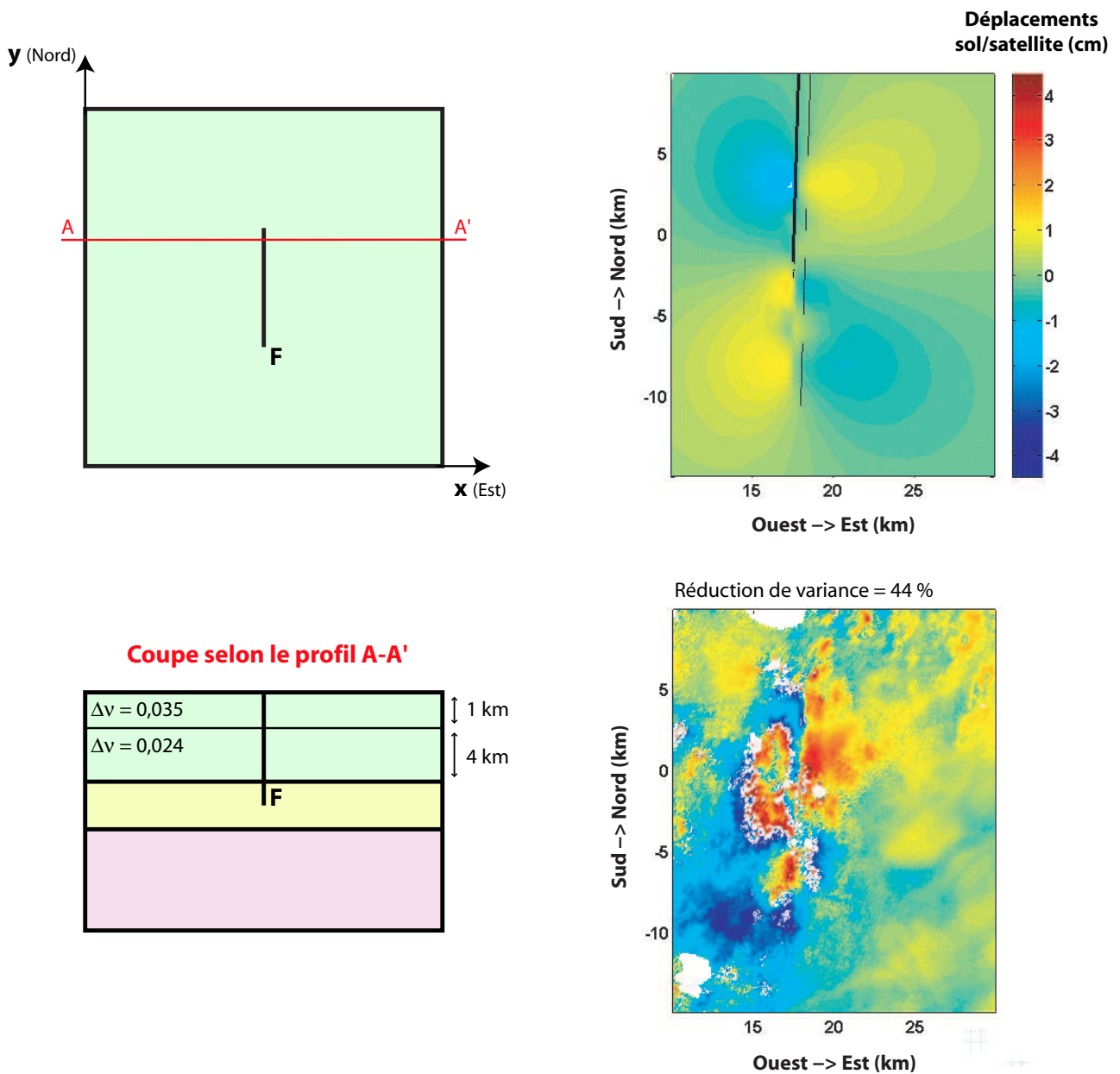


FIG. 5.5 Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à deux couches (deux paramètres libres), proche de la configuration 3 de la figure 5.2. (Gauche) Résultats de l'inversion et schéma de la configuration poro-élastique utilisée (voir la légende de la figure 5.4). (En haut à droite) Déplacements modélisés avec cette configuration. (En bas à droite) Interférogramme résiduel entre les déplacements observés et modélisés (voir la légende de la figure 5.1). La valeur de la réduction de variance indiquée en haut de l'interférogramme montre que seulement environ 44% du signal observé est reproduit par cette configuration.

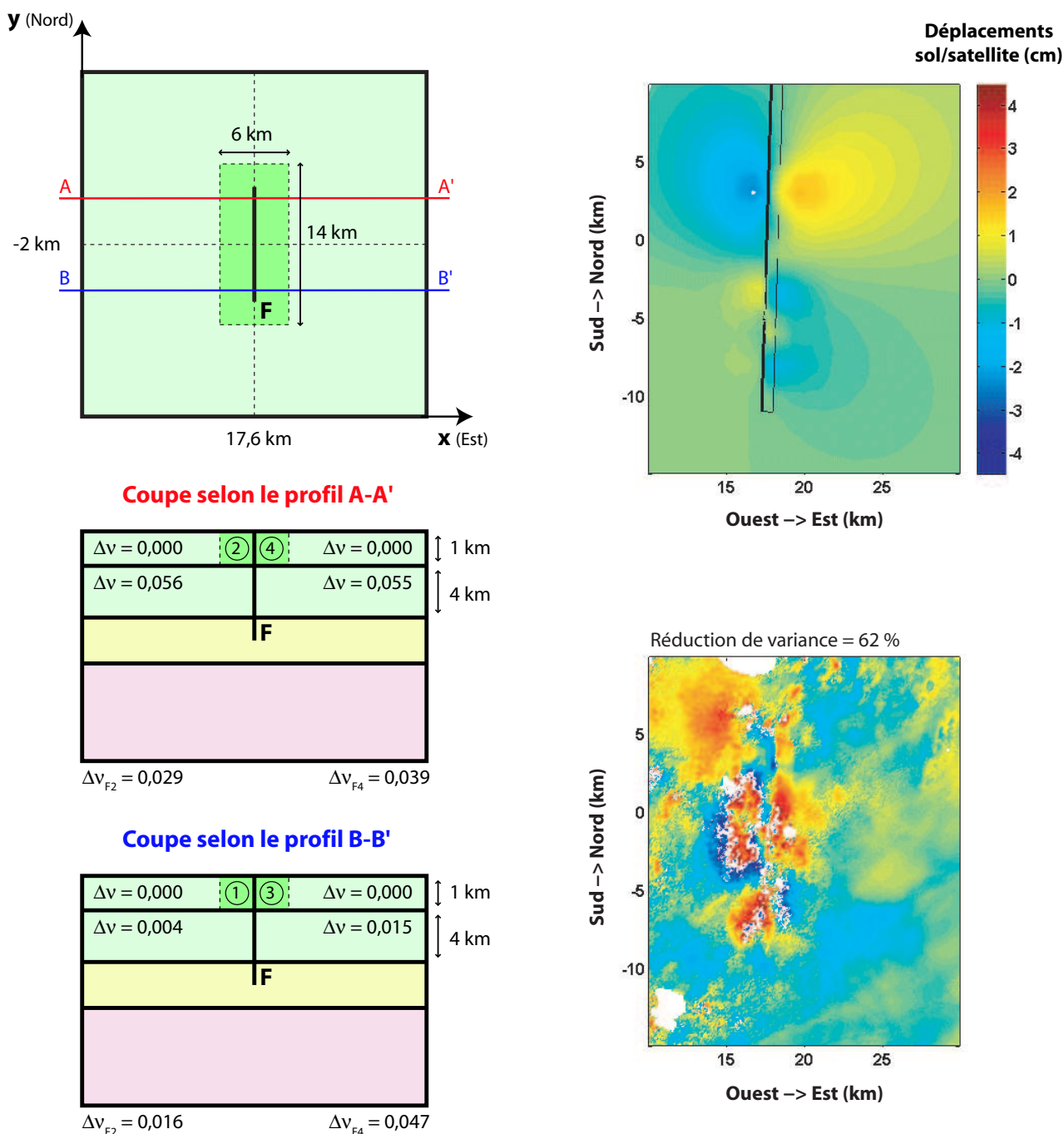


FIG. 5.6 Résultat de l'inversion avec un configuration poro-élastique à deux couches, quatre quadrants et avec une zone de faille superficielle (huit paramètres libres). (Gauche) Résultats de l'inversion et schéma de la configuration poro-élastique utilisée (voir la légende de la figure 5.4). (En haut à droite) Déplacements modélisés avec cette configuration. (En bas à droite) Interférogramme résiduel entre les déplacements observés et modélisés (voir la légende de la figure 5.1). La valeur de la réduction de variance indiquée en haut de l'interférogramme est légèrement plus élevée que celle de la figure 5.5, mais elle montre toujours qu'environ la moitié du signal observé n'est pas reproduite par cette configuration.

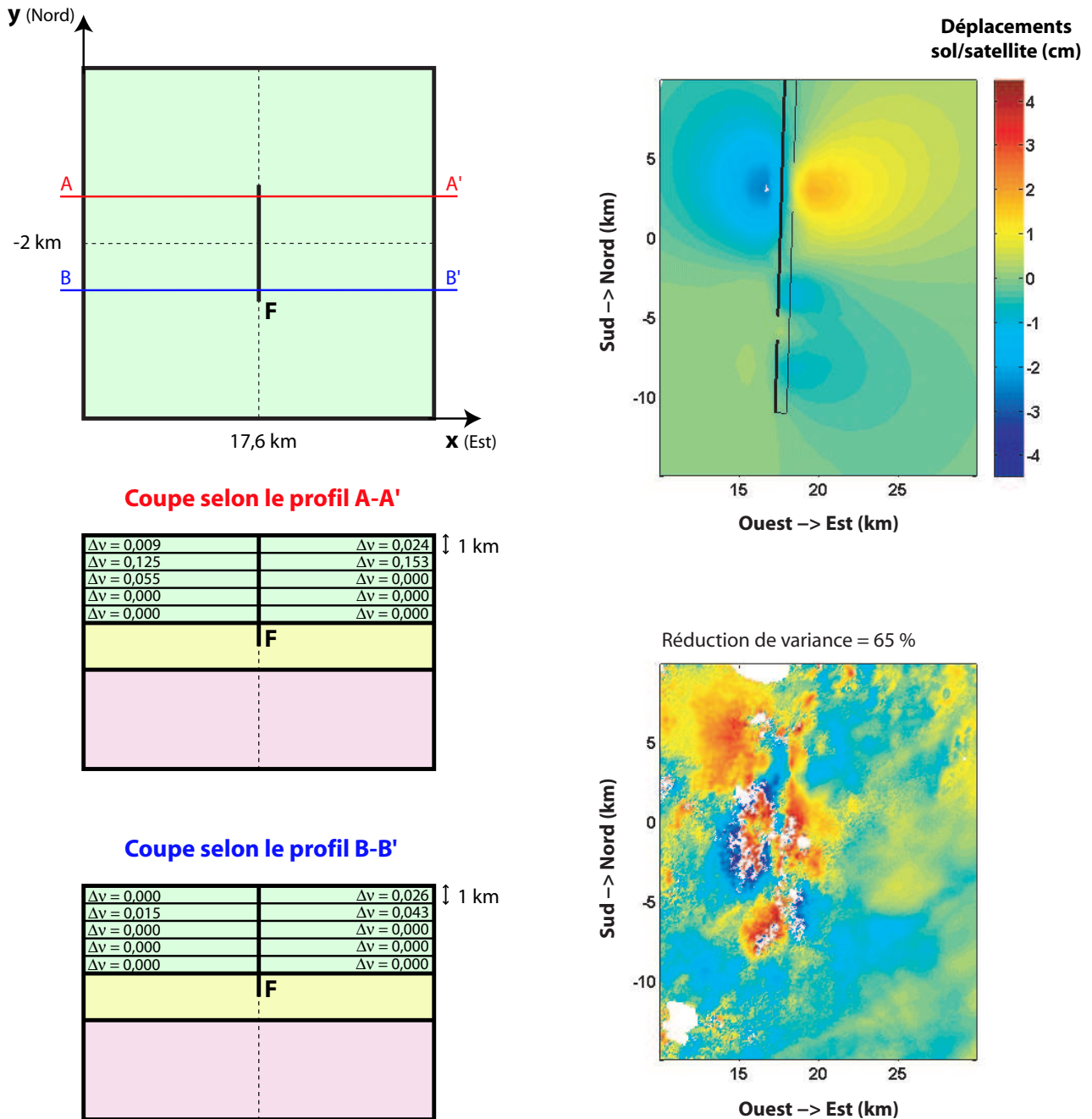


FIG. 5.7 Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à cinq couches et quatre quadrants (vingt paramètres libres). (Gauche) Résultats de l'inversion et schéma de la configuration poro-élastique utilisée (voir la légende de la figure 5.4). (En haut à droite) Déplacements modélisés avec cette configuration. (En bas à droite) Interférogramme résiduel entre les déplacements observés et modélisés (voir la légende de la figure 5.1). La valeur de la réduction de variance indiquée en haut de l'interférogramme est similaire à celle donnée dans la figure 5.6, alors que la configuration est plus complexe.

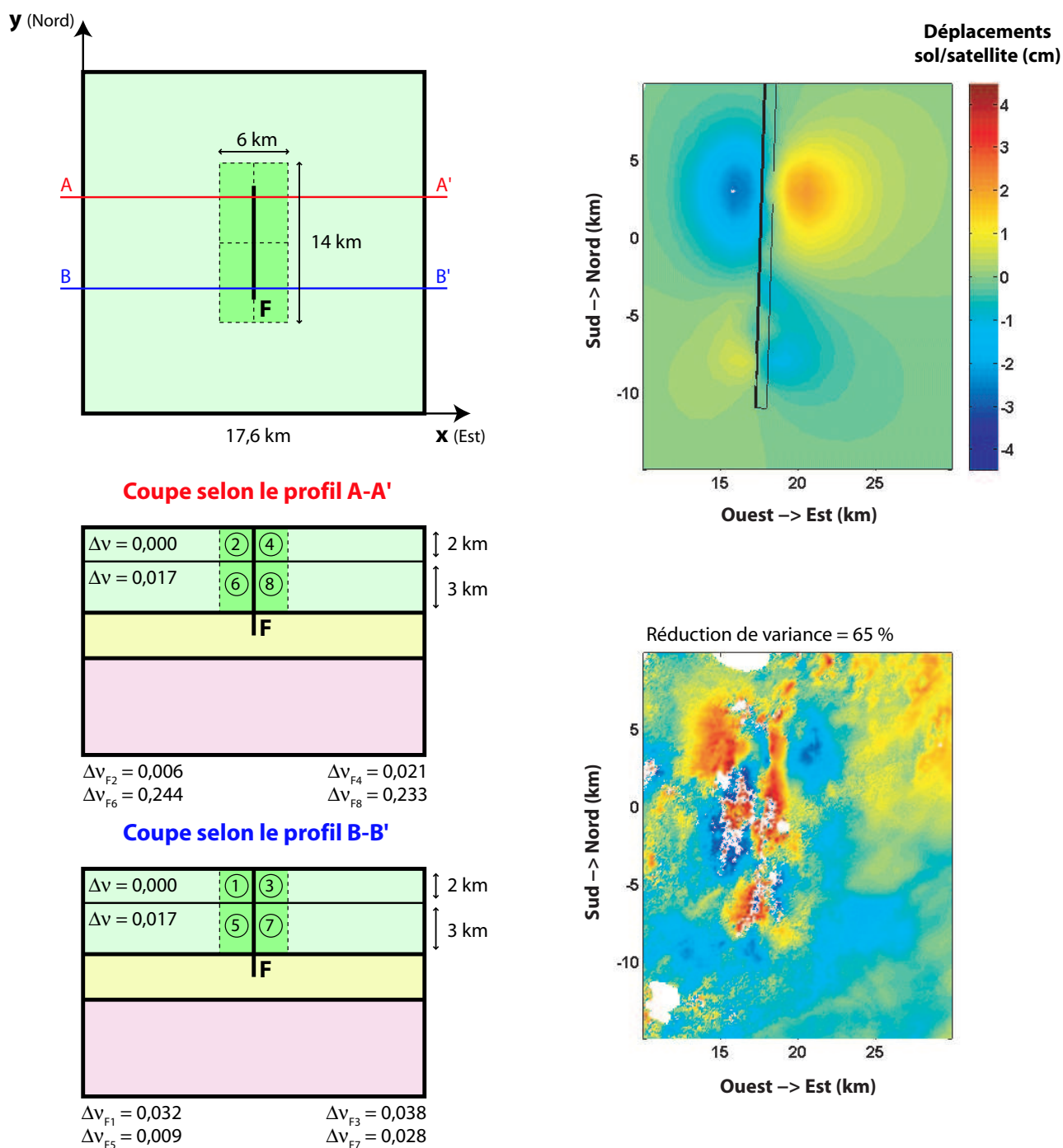


FIG. 5.8 Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à deux couches et avec une zone de faille en quatre quadrants (dix paramètres libres). (Gauche) Résultats de l'inversion et schéma de la configuration poro-élastique utilisée (voir la légende de la figure 5.4). (En haut à droite) Déplacements modélisés avec cette configuration. (En bas à droite) Interférogramme résiduel entre les déplacements observés et modélisés (voir la légende de la figure 5.1). La valeur de la réduction de variance indiquée en haut de l'interférogramme est la plus importante (Figures 5.5, 5.6 et 5.7), mais l'amélioration apportée est minime quand on la compare à la complexité de la configuration. Les déplacements modélisés sont également présentés dans la figure 5.3 (configuration 5).

dans le premier kilomètre de la croûte afin d'expliquer les ruptures observées en surface, ce qui aura une conséquence directe sur la modélisation poro-élastique.

Pour aboutir à des solutions permettant d'améliorer la réduction de variance, il est nécessaire de différencier les zones poro-élastiques selon les quadrants cosismiques de changement de pression. On aboutit alors à des écarts $\Delta\nu$ plus élevés dans les quadrants situés vers le nord. Cependant, ce type de configuration ne s'appuie pas sur des considérations géologiques et il est difficile de relier ces écarts à des paramètres physiques mesurables in-situ. Les figures 5.6, 5.7 et 5.8 montrent que, pour des configurations complexes, l'effet poro-élastique a tendance à se concentrer près de la faille dans la partie superficielle de la croûte, alors qu'en profondeur il a tendance à s'étendre sur une plus grande zone. En revanche, la zone de faille nécessaire pour améliorer la réduction de variance de quelques pourcents possède des dimensions difficilement acceptables pour la région (6 km au lieu d'environ 1 km). Des zones de faille de dimensions plus faibles n'ont pas de conséquences significatives sur la déformation en surface.

La figure 5.7 présente une configuration en cinq couches poro-élastiques pour la croûte supérieure. L'inversion aboutit alors à une deuxième couche ayant un fort écart $\Delta\nu$, ce qui pourrait être interprétée comme une couche fortement saturée en fluide. Cependant, ce type de résultat est similaire à celui obtenu avec la configuration 4 (Figure 5.2) et pourrait être dû au fait que le problème soit mal contraint (plusieurs solutions optimisées possibles).

5.1.5 Interprétations

Concernant la réduction de variance, la plus forte valeur reste inférieure à 70% (Figure 5.8 et configuration 5 dans la figure 5.3) alors que la configuration est construite afin de s'adapter aux hétérogénéités du signal observé. De plus, le résultat de l'inversion donne des écarts $\Delta\nu$ plutôt aberrants (valeurs de l'ordre de 0,2) comparés à ceux utilisés dans la littérature. Ceci nous montre soit les limites de la méthode d'inversion cosismique et d'estimation de l'effet poro-élastique (voir section 3.1.2 page 69), soit le caractère peu réaliste des hypothèses effectuées.

Tout d'abord, nous avons déjà évoqué le fait que la distribution des glissements près de la surface doit avoir une influence non négligeable sur les conditions hydrologiques, ce qui n'est pas calculé de

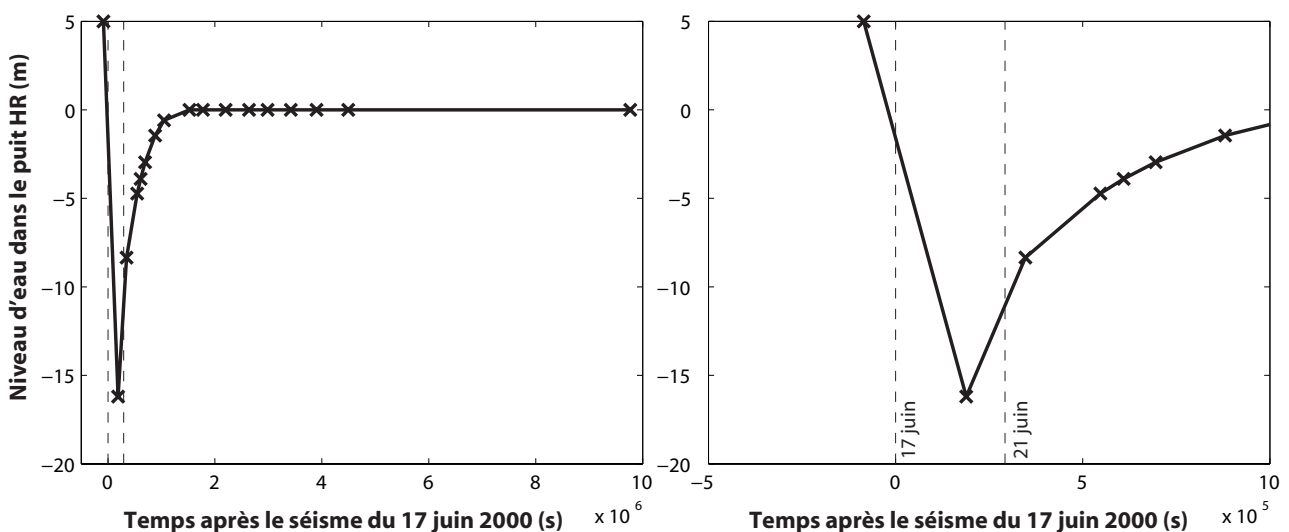


FIG. 5.9 Niveau d'eau en fonction du temps dans le puit de Hallstun (HR-19) qui se situe à moins de 6 km de l'épicentre du séisme du 17 juin 2000 (quadrant sud-ouest en extension). La courbe de droite est un agrandissement de celle de gauche. Figure d'après les données de Björnsson et al. (2001).

manière fine dans la procédure d'inversion du chapitre 4 (voir les conclusions de ce même chapitre).

Ensuite, rien ne prouve que l'estimation de la relaxation poro-élastique complète présentée dans la section 3.1.2 (page 69) soit valide avec des écarts $\Delta\nu$ hétérogènes. L'intervalle de temps considéré peut de plus être plus court que le temps nécessaire pour obtenir une relaxation complète, ce qui contredit une hypothèse forte de ce calcul.

Enfin, l'aspect temporel est complètement ignoré dans la méthode utilisée. En effet, les deux premiers jours de relaxation après le séisme du 17 juin ne sont pas pris en compte alors que les déformations dans les premières heures sont les plus importantes (Björnsson et al. 2001; Jónsson et al. 2003). La figure 5.9 illustre cet effet rapide au niveau d'un puit (HR-19) situé dans le quadrant extensif au sud-ouest de la faille du 17 juin. Quand ce puit est comparé aux autres exploitations géothermiques, dont les variations sont présentées par Björnsson et al. (2001), on s'aperçoit que la porosité semble être plus forte (relaxation plus rapide) dans son voisinage, ce qui est en contradiction avec le résultat de la figure 5.8. Ceci remet en question la méthode décrite dans la section 3.1.2 (page 69) et mes résultats renforcent donc les conclusions de Jónsson et al. (2003) concernant l'origine temporelle éventuelle de l'hétérogénéité du signal observé (Figure 5.1). Il serait donc plus judicieux à l'avenir d'envisager des méthodes de calcul permettant la résolution rigoureuse des équations de la poro-élasticité (relation (3.18) page 70).

5.1.6 Conclusions

Une étude plus poussée de la relaxation poro-élastique a permis de reproduire les résultats de Jónsson et al. (2003) et le caractère poro-élastique du signal observé sur l'interférogramme T95 est bien confirmé. Cependant, l'impossibilité de mieux expliquer les détails du signal avec des configurations raisonnables montre que cette approche possède de nombreuses limitations.

En ce qui concerne la méthode, on ne fait que modéliser de manière simpliste les glissements superficiels alors qu'il semble qu'ils soient prépondérants pour cette étude. Au niveau des hypothèses, le fait de ne pas tenir compte de l'aspect temporel peut fortement biaiser les résultats. En effet, on suppose ici implicitement que les différents rééquilibrages de pression se font simultanément, alors que la dissymétrie du signal serait déjà une preuve du contraire.

Il serait donc intéressant d'effectuer ce genre d'étude avec des modèles prenant en compte l'aspect temporel de la relaxation poro-élastique. C'est dans ce cas que l'utilisation de la méthode des éléments finis pourrait s'avérer déterminante (Masterlark 2003). De plus, comme nous l'avons évoqué dans la section 4.6 (page 137), cette méthode permettrait également une analyse plus fine des glissements superficiels, ce qui serait un plus indéniable pour l'étude des effets post-sismiques à court terme dans un milieu poreux.

5.2 Analyse des déformations post-sismiques à long terme

Après les déformations rapides des premières semaines entraînées par la relaxation poro-élastique, nous allons nous intéresser maintenant aux autres processus responsables des déplacements en surface à plus long terme. Le but principal est d'examiner les hypothèses pouvant avoir une influence sur une étude post-sismique. Pour cela, je vais utiliser les mesures GPS décrites par Árnadóttir et al. (2005a), qui sont constituées de 36 vecteurs vitesse post-sismiques enregistrés entre 2000 et 2001 et de 52 vecteurs vitesse entre 2001 et 2004 (Figure 5.10). Nous reviendrons dans un premier temps sur l'étude de Árnadóttir et al. (2005a) qui nous permettra d'illustrer une hypothèse cruciale pour l'analyse de toute déformation post-sismique. Puis nous conclurons sur l'influence que les hétérogénéités lithosphériques peuvent avoir sur l'étude d'un processus visco-élastique.

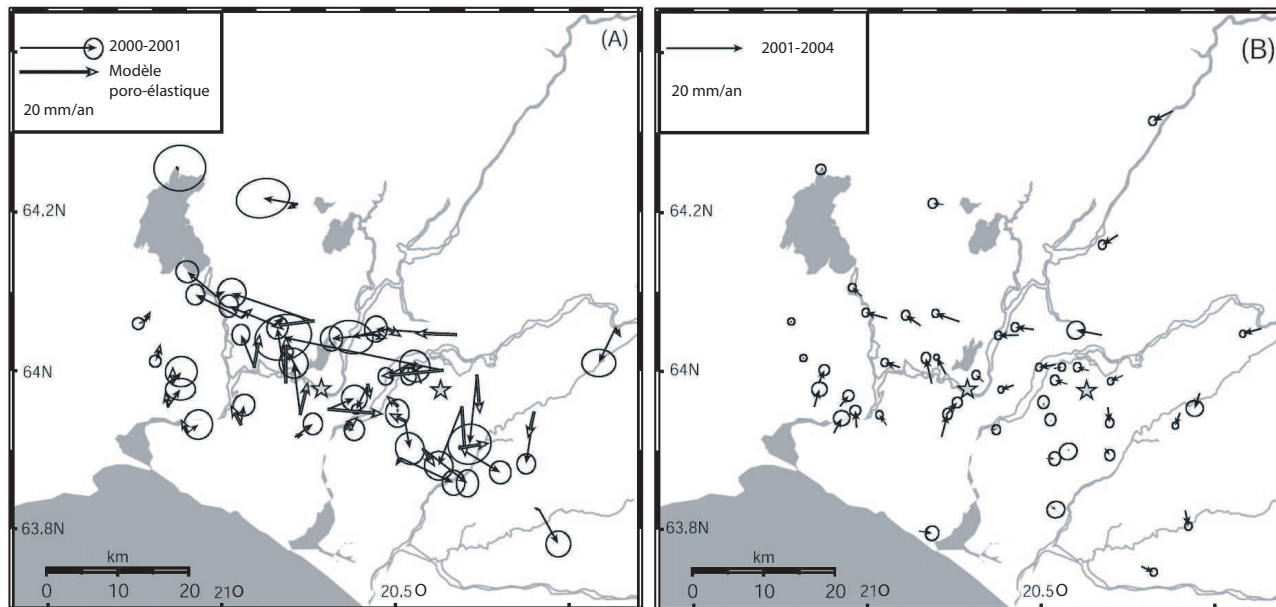


FIG. 5.10 Vitesses mesurées par GPS (flèches noires avec ellipse à 68% de confiance) pour la période 2000-2001 (A) et 2001-2004 (B). Les étoiles indiquent l'épicentre des séismes du 17 (vers l'est) et du 21 juin (vers l'ouest). Pour la période 2000-2001, les vitesses déduites du modèle poro-élastique de *Jónsson et al. (2003)* sont représentées par les flèches blanches. Figure d'après *Árnadóttir et al. (2005a)*

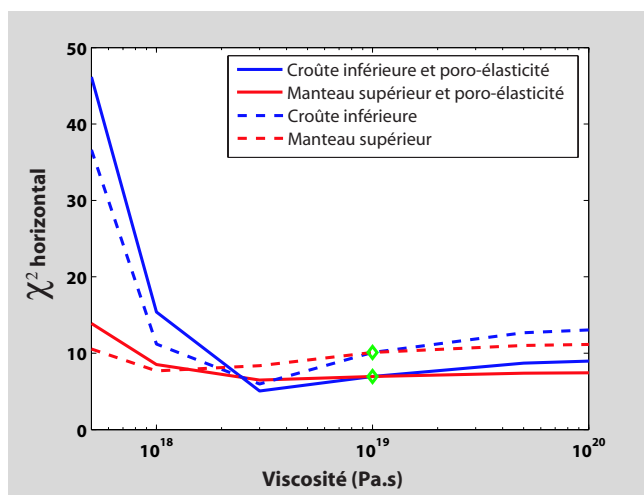


FIG. 5.11 Influence des hypothèses post-sismiques sur l'estimation de la viscosité crustale et mantellique par l'utilisation des vitesses horizontales mesurées par GPS entre 2000 et 2001. Pour les courbes rouges, c'est la viscosité du manteau supérieur qui est libre et $\eta_{ci} = 10^{19}$ Pa.s, alors que c'est l'inverse pour les courbes bleues. Les courbes en pointillés sont obtenues en prenant les mesures GPS sans correction de l'effet poro-élastique estimé par *Jónsson et al. (2003)*.

5.2.1 Le caractère simultané des processus post-sismiques

Problématique

Pendant très longtemps, l'étude des mouvements post-sismiques s'est effectuée en tenant compte d'un seul type de processus pour un temps caractéristique donné. Depuis peu, il est reconnu que ce type d'approche ne convient pas toujours pour pouvoir expliquer toute la complexité d'une déformation post-sismique. Freed et al. (2006) ont montré par exemple que, dans le cas du séisme de Denali (Alaska, États-Unis d'Amérique) de novembre 2002, les processus conjugués d'*afterslip*, de flux visqueux et de relaxation poro-élastique sont nécessaires pour reproduire au mieux les déformations observées. Cependant, ces auteurs considèrent les déformations post-sismiques à court terme simplement pour leur effet en surface, et ils les soustraient des mesures à long terme. Le risque de ce genre de procédé est d'introduire des erreurs supplémentaires, surtout quand la deuxième étude est effectuée avec un modèle différent de la première. De plus, les modifications de l'état de contrainte à court terme ne sont pas prises en compte, or celles-ci pourraient avoir une influence non négligeable. En effet, si les conditions initiales pour le processus à long terme ne sont pas valides, il sera difficile d'estimer précisément les paramètres des modèles étudiés.

Illustration

Les méthodes numériques à ma disposition ne me permettent pas, pour le moment, de traiter simultanément plusieurs processus post-sismiques (poro-élastique, *afterslip* et visco-élastique par exemple). Afin d'illustrer l'importance de la prise en compte de cet effet simultané, je vais donc simplement présenter une étude visco-élastique de type Maxwell de la déformation suivant la crise de juin 2000 en incluant ou non la relaxation poro-élastique en utilisant la méthode décrite dans la section 3.1.2 (page 69).

La figure 5.11 donne le résultat pour la période 2000-2001 d'une étude similaire à celle présentée dans la section 3.3 (page 92) en utilisant le modèle de Árnadóttir et al. (2005a) (Figure 2.17 page 54). La solution qui tient compte de la correction poro-élastique de Jónsson et al. (2003) sur les données est assez similaire aux résultats de Árnadóttir et al. (2005a) avec deux jeux de paramètres optimisés. Le premier utilise une viscosité d'environ $3 \cdot 10^{18}$ Pa.s pour la croûte supérieure et de 10^{19} Pa.s pour le manteau et c'est l'inverse pour le second. La solution sans les corrections poro-élastiques donne un premier jeu sensiblement identique avec une valeur un peu moindre pour la croûte supérieure, alors que le second jeu aboutit à une viscosité pouvant varier de $5 \cdot 10^{17}$ à 10^{18} Pa.s pour le manteau. On a donc une viscosité plus réduite. Certes, la différence reste cohérente avec les études précédentes concernant l'estimation de la viscosité mantellique (voir le chapitre 1 page 31), mais il faut prendre également en considération le fait que, d'après les conclusions de la section 5.1, la correction poro-élastique a toutes les chances de contenir des erreurs qui pourraient peser sur ce résultat. Pour ma part, j'estime qu'il est nécessaire de développer des modèles prenant en compte simultanément les divers processus étudiés afin de déterminer de manière rigoureuse les processus prédominants et ainsi de les inclure dans l'estimation des paramètres associés.

5.2.2 Influence des hétérogénéités sur les déformations visco-élastiques

Problématique

Nous avons pu estimer dans le chapitre 4 l'influence des hétérogénéités dans la répartition des paramètres élastiques et dans la géométrie du modèle. La question se pose également concernant l'influence qu'elles peuvent avoir sur les vitesses de déformation observées en surface dues à une relaxation visco-élastique suivant la crise. De plus, [Masterlark et al. \(2001\)](#) ont montré que le fait d'utiliser une distribution de glissement avec un modèle différent de celui utilisé pour l'obtenir pouvait avoir des conséquences non négligeables. Il est donc intéressant de refaire l'étude exposée par [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#) en appliquant cette fois-ci la distribution de glissement adaptée au modèle hétérogène considéré. La méthode utilisée ici est identique à celle décrite dans la section 3.3.

Résultats

Le premier résultat concerne les valeurs de χ^2 en fonction de la viscosité de la croûte inférieure et du manteau. La figure 5.12 montre les résultats obtenus avec les modèles HOM, HET et ISL1, selon la période et la partie de la lithosphère considérées. Il est à noter que les résultats pour les modèles HOF et HEF ne sont pas représentés car ils sont très similaires à ceux obtenus respectivement avec les modèles HOM et HET. Les différentes hypothèses ne semblent pas avoir d'influence significative sur l'estimation de la viscosité associée à la croûte inférieure. En revanche, en ce qui concerne le manteau, l'hypothèse qui prédomine dans l'estimation de sa viscosité est la variation de l'épaisseur des couches rhéologiques (modèle ISL1 comparé au modèle HOM). On obtient donc un résultat différent de celui présenté dans le chapitre 4, où cette hypothèse était négligeable. D'après la figure 5.12, les viscosités crustale et mantellique sont d'environ 10^{19} Pa.s, ce qui est différent des résultats de la section précédente. Mon hypothèse est que cette différence provient de l'adéquation entre les distributions de glissements et les modèles utilisés. En effet, dans les modèles HOM, HET, et ISL1, les distributions utilisées proviennent de l'inversion cosismique effectuée avec ces mêmes modèles, alors que le cas présenté dans la section 5.2.1 utilise la distribution issue du modèle HOM avec un modèle identique à celui de [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#). Bien entendu, pour supposer tout ce qui précède, je me fonde sur la période 2001-2004, car l'autre période (2000-2001) est trop perturbée par la relaxation poro-élastique dont on n'essaie pas de corriger les effets dans cette étude. De plus, l'effet simultané d'éventuels phénomènes d'*afterslip* n'est pas considéré puisque le but est d'effectuer une étude comparative seulement dans le domaine visco-élastique. On remarquera enfin que l'influence d'un modèle hétérogène est ici moindre que celle présentée dans la section 3.3 (losange bleu dans la figure 3.23 page 97). Cela illustre encore une fois l'importance du choix de la distribution de glissement. En effet, dans la section 3.3, le modèle est hétérogène alors que la distribution de glissement est issue d'un modèle homogène. Toutes ces considérations renforcent la conclusion de [Masterlark et al. \(2001\)](#) sur la cohérence nécessaire entre les glissements et les modèles utilisés.

Le deuxième résultat porte sur les conséquences en terme de répartition de contrainte. La figure 5.13 donne un aperçu des changements de contrainte de Coulomb selon le modèle considéré. Ce calcul a été effectué avec la relation (3.24) en fixant le coefficient de frottement $\mu = 0,75$ et le coefficient de Skempton $B = 0,5$ (page 71), mais les résultats sont similaires avec la formulation en contrainte normale du calcul des contraintes de Coulomb. Seul le seuil à 10 kPa (0,1 bar) est indiqué car les séismes sont favorisés à l'intérieur de cette ligne d'iso-contrainte ([Stein 1999](#)). La viscosité est la même pour tous les modèles afin de comparer les différents modèles. On remarque que le modèle ISL1 a des répercussions plus conséquentes que dans le cas cosismique (Figure 4.23 page 135), surtout entre 5 km et 10 km de profondeur. L'hypothèse de variation de la rigidité lithosphérique avec la profondeur (modèle HET) demeure également importante.

Conclusions

Tout d'abord, dans le cas d'une relaxation visco-élastique de type Maxwell, les hétérogénéités lithosphériques sont à prendre en considération pour l'étude des déformations en surface, ainsi que pour la répartition des contraintes. Le modèle HET en couches horizontales se démarque du modèle homogène comme c'était le cas dans la phase cosismique. La différence avec cette dernière consiste en une influence prépondérante du modèle ISL1, donc de la géométrie de la croûte islandaise, dans l'étude de la phase post-sismique.

Enfin, le fait qu'il est important d'utiliser une distribution de glissement adaptée au modèle considéré (Masterlark et al. 2001) est ici confirmé. La valeur optimisée des viscosités crustale et mantellique est alors d'environ 10^{19} Pa.s, ce qui est cohérent avec les études précédentes (voir le chapitre 1 page 31).

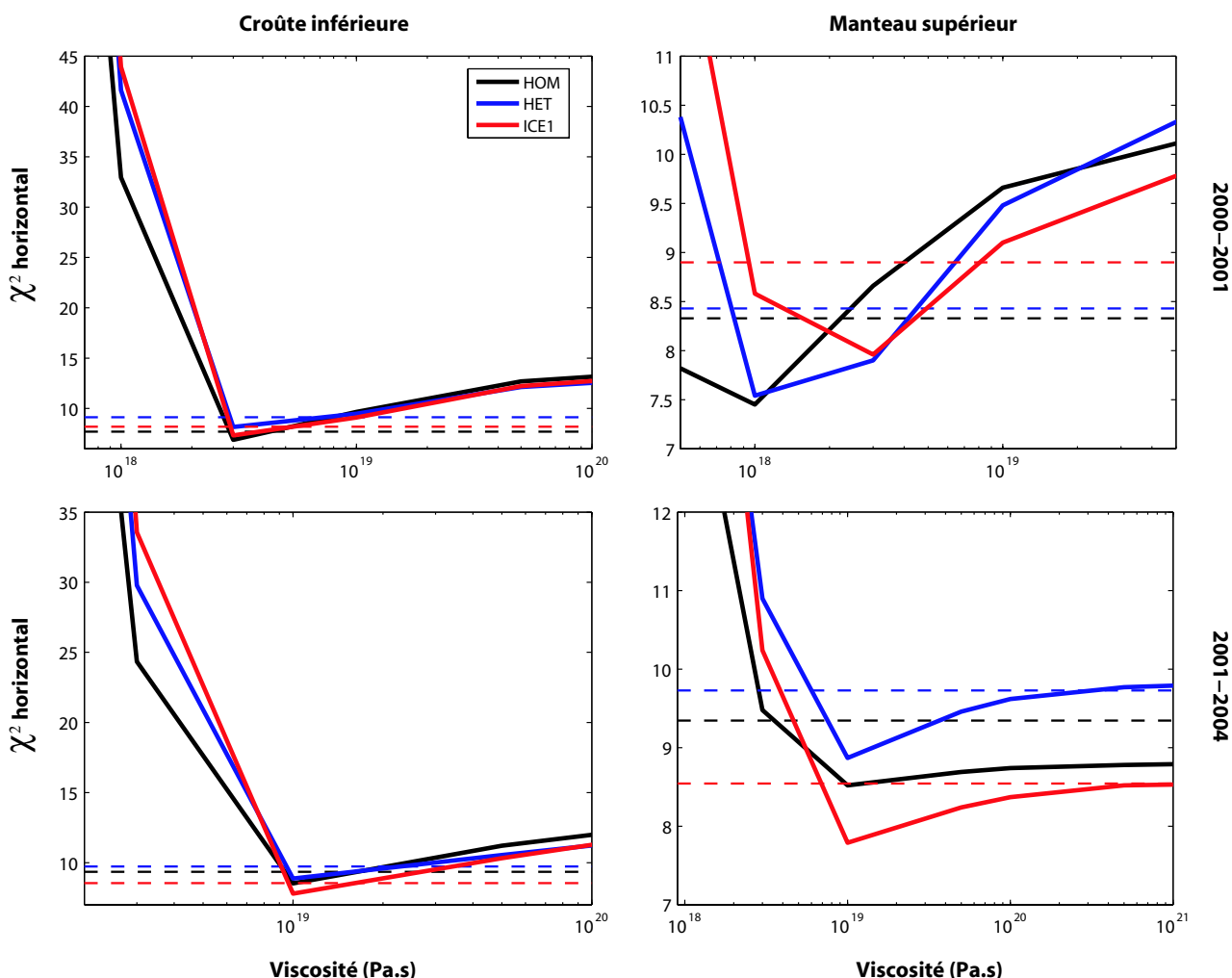


FIG. 5.12 Influence par rapport au modèle homogène (HOM en noir) de la rigidification de la lithosphère en fonction de la profondeur (HET en bleu) et des hétérogénéités horizontales (ISL1 en rouge) sur l'estimation de la viscosité crustale (à gauche) et mantellique (à droite) par l'utilisation des vitesses horizontales mesurées par GPS entre 2000 et 2001 (en haut) et entre 2001 et 2004 (en bas). Les lignes en pointillés indiquent les limites à 68% de confiance à partir desquelles les valeurs de χ^2 sont si élevées que l'on peut considérer que les vitesses modélisées sont différentes de manière significative des vitesses obtenues avec les viscosités donnant un χ^2 minimisé. Il est à noter que quand la viscosité mantellique varie la viscosité crustale est fixée à 10^{19} Pa.s, et inversement.

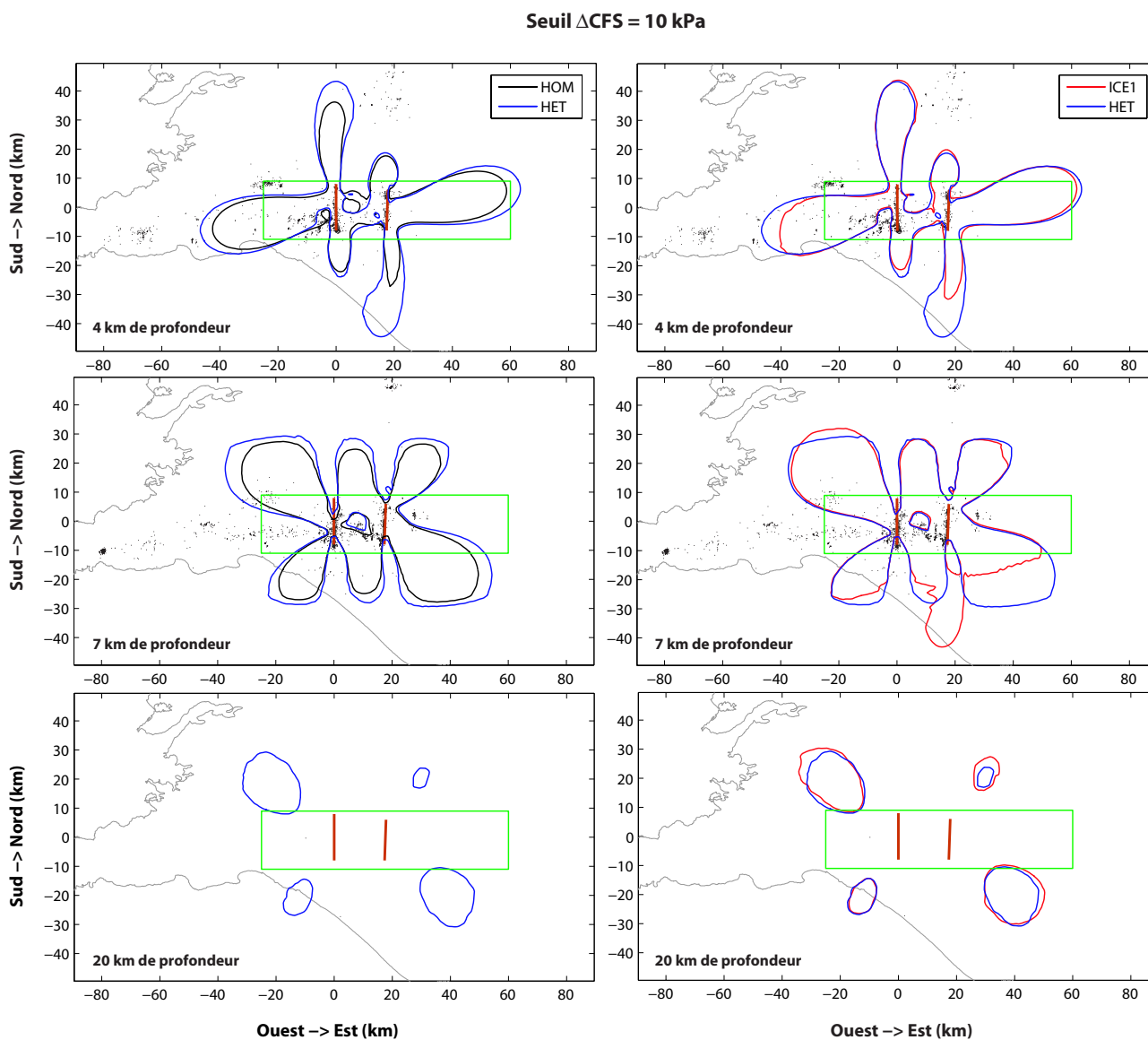


FIG. 5.13 Contours pour un changement positif de 10 kPa dans les contraintes de Coulomb à différentes profondeurs après quatre ans de relaxation visco-élastique à la suite de la crise de juin 2000. Le calcul est effectué pour des failles décrochantes dextres, verticales et orientées N-S (en noir, le résultat du calcul pour le modèle homogène HOM ; en bleu et en rouge pour les modèles hétérogènes HET et ISL1 respectivement). Dans tous les cas, la viscosité crustale et mantellique est fixée à 10^{19} Pa.s (valeurs proches de la solution optimisée). Les segments rouges indiquent la position des failles. La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse. Le cadre vert indique les limites approximatives de la zone sismique sud islandaise (SISZ). Les points représentent les répliques relocalisées par Hjaltadóttir et al. (2005) en utilisant la méthode développée par Slunga et al. (1995) s'étant produites entre le 17 juin et le 31 décembre 2000.

5.3 Étude de la sismicité

Ce qui a été présenté jusqu'à maintenant reflète bien la stratégie communément appliquée dans la majeure partie des études géophysiques : les événements sismiques majeurs en constituent le point central et le reste de la sismicité n'a qu'un rôle de révélateur (plan de faille ayant joué, régime de contrainte de la zone...). Dans cette section, nous allons vérifier s'il est valide ou non de supposer que l'influence de la sismicité est minime, ou bien si elle joue au contraire un rôle plus important dans l'étude d'une crise et de ses conséquences, comme le laissent penser les dernières études sur le sujet (Helmstetter et al. 2005). Nous verrons dans un premier temps que cette sismicité peut être plus qu'un révélateur des zones qui sont sous l'influence d'un processus physique, puis nous étudierons l'influence qu'elle peut avoir sur les études que nous avons déjà effectuées.

5.3.1 Relation entre sismicité et variation des contraintes de Coulomb

Dans la section 3.1.2, nous avons vu qu'une corrélation spatiale entre les changements de taux de sismicité et de contraintes de Coulomb (ΔCFS) a été observée par la majorité des auteurs (King et al. 1994; Stein et al. 1997). Je vais maintenant tenter d'aller un peu plus loin dans ce raisonnement et proposer d'utiliser la sismicité et le calcul des contraintes de Coulomb afin d'estimer la validité d'un modèle. Avant de continuer dans cette voie, nous allons tout d'abord comparer les différentes manières existantes permettant de calculer ΔCFS . Pour cela, j'ai exclusivement utilisé la formulation (3.24) en contrainte moyenne (page 71) car les études présentées dans les sections 4.5.2 (page 134) et 5.2.2 (page 153) ont montré qu'il n'y avait pas de différences notables quand on utilise la formulation (3.26) en contrainte normale (page 72). Précisons que les coefficients de frottement μ et de Skempton B sont fixés respectivement à 0,75 et à 0,5 comme dans les études précédentes.

Passons à présent à la description des différentes méthodes de calcul. La première consiste à calculer les changements de contrainte de Coulomb sur la faille ayant une orientation optimisée due à l'action supplémentaire des contraintes régionales. Le détail de la méthode est rappelé dans la section 3.1.2 (page 71) et les contraintes régionales pour la zone sismique sud islandaise (SISZ) sont déduites des études récapitulées dans la première partie du chapitre 2 (page 42). L'orientation de l'axe principal en compression est NE-SO et l'amplitude est fixée à 10 MPa (King et al. 1994). La deuxième méthode consiste à calculer ΔCFS selon le mécanisme historique prépondérant dans la région. C'est ce qui a été fait dans les sections 4.5.2 (page 134) et 5.2.2 (page 153) en effectuant le calcul sur des failles verticales orientées N-S et en décrochement dextre. La dernière méthode consiste à utiliser les informations fournies par le réseau de surveillance sismique islandais qui nous donne le mécanisme au foyer de chaque séisme, en plus de sa localisation. Le calcul peut donc être effectué directement sur ces mécanismes.

Pour estimer l'influence de ces différentes méthodes ainsi que des hétérogénéités traitées dans les sections et les chapitres précédents, les différents calculs de ΔCFS ont été appliqués aux séismes de magnitude M_W supérieure à zéro et s'étant produit entre les séismes du 17 juin et du 21 juin 2000. Cette sélection représente un total de 3 378 séismes, ce que nous avons réduit à un nombre de 2 706 séismes sur des critères de précision suffisante sur l'étude des sismogrammes (nombre de polarités supérieur à un et nombre d'amplitudes utilisées supérieur à deux). Il est à noter que le catalogue utilisé pour effectuer cette sélection contient uniquement les séismes non relocalisés car les mécanismes au foyer ne sont pas encore disponibles pour ceux qui ont été relocalisés par la méthode développée par Slunga et al. (1995). Il sera donc nécessaire de réitérer ces calculs quand le catalogue sera complet.

La figure 5.14 présente, selon la méthode et le modèle utilisé, le pourcentage de répliques qui ont pu être déclenchées par une augmentation statique des contraintes de Coulomb (c'est-à-dire, si le séisme se situe à l'intérieur du seuil de 10 kPa). La première conclusion est le fait que les hétérogé-

néités introduites par l'utilisation des modèles HET et ISL1 n'ont pas de conséquences majeures sur ce calcul. Cela semble aller à l'encontre du résultat de la section 4.5.2 (page 134), mais je dirais plutôt que, sur l'ensemble des séismes considérés, seule une petite partie doit se trouver dans la zone couverte par les modèles hétérogènes et non par le modèle homogène. La deuxième conclusion porte sur la validité du calcul par la méthode des failles ayant une orientation optimisée. En effet, le faible score comparativement aux autres méthodes suggère que les contraintes régionales utilisées sont erronées ou bien que l'utilisation d'une telle méthode n'est pas appropriée en raison du contexte mécanique de la SISZ. La première hypothèse ne semble pas pouvoir être retenue, en tout cas concernant l'orientation des contraintes régionales, car un autre calcul effectué avec une valeur différente (direction N60°E de l'axe principal de compression) aboutit au même résultat. L'amplitude de ces contraintes a au contraire une grande influence (Figure 5.14) et une estimation plus précise de sa valeur serait nécessaire pour l'application de cette méthode. La deuxième suggestion est en revanche très plausible car la méthode fait l'hypothèse qu'il existe une infinité d'orientations possibles pour les micro-failles régionales alors que la SISZ a tendance à contenir surtout des failles verticales orientées N-S (voir la première partie du chapitre 2 page 42). Cette remarque est renforcée par la troisième conclusion que l'on peut tirer de la figure 5.14 : que l'on utilise le mécanisme historique prédominant ou bien les mécanismes au foyer estimés, les résultats sont identiques. La deuxième méthode présentée (mécanisme historique prédominant), plus simple à mettre en oeuvre, serait donc suffisante pour ce type de calcul.

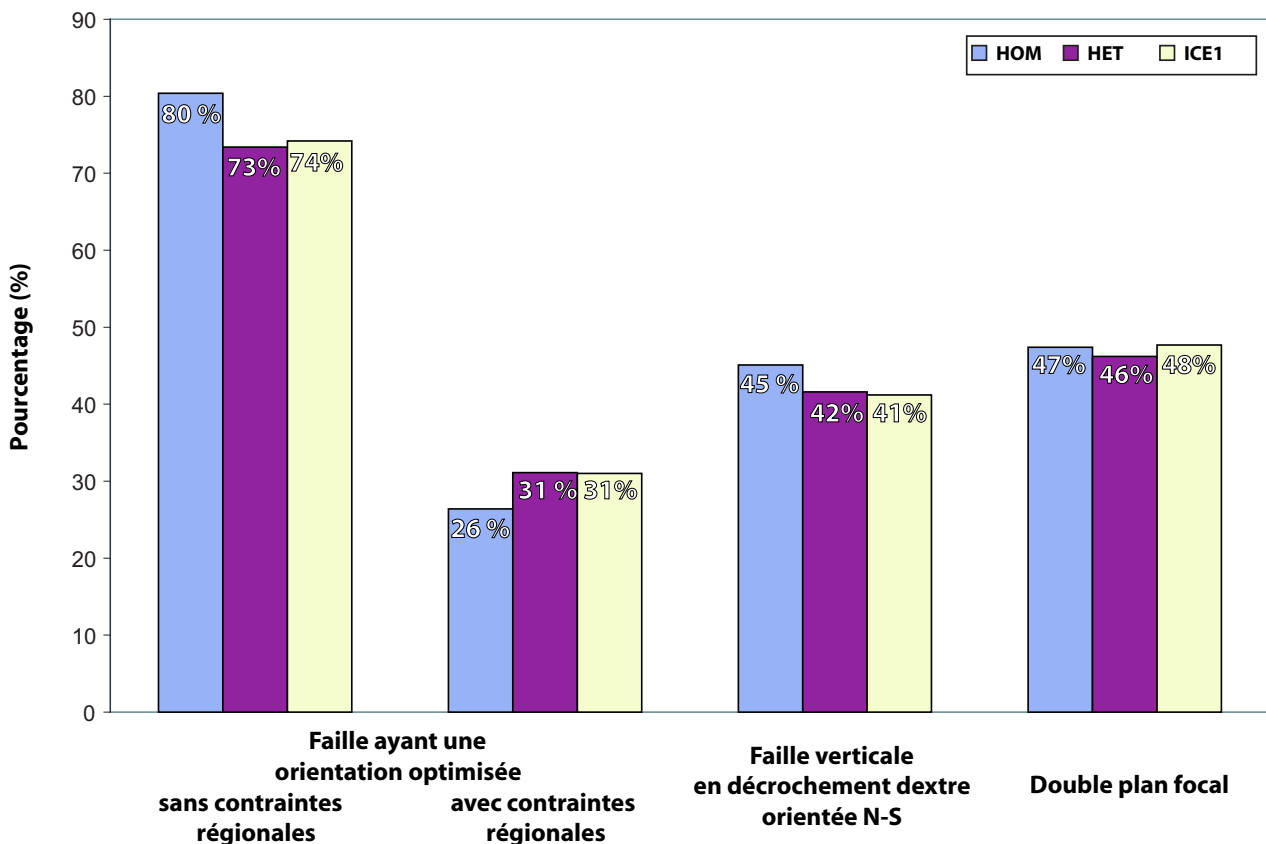


FIG. 5.14 Histogramme représentant le pourcentage de répliques se trouvant dans une zone d'accroissement de la contrainte de Coulomb d'une valeur de 10 kPa. Le calcul est effectué avec les modèles HOM, HET et ISL1. (Gauche) Calcul sur la faille ayant une orientation optimisée avec ou sans prise en compte d'une contrainte régionale de 10 MPa en compression selon un axe à 45°E. (Centre) Calcul sur une faille verticale en décrochement dextre orientée N-S. (Droite) Calcul selon les mécanismes au foyer déterminés par l'IMO (Icelandic Meteorological Office).

Il faut préciser que cela est vrai pour ce calcul statique mais que serait à vérifier pour des calculs qui prendraient en compte l'aspect dynamique.

Le cas présenté ci-dessus est limité et ne constitue qu'un exemple préliminaire de l'intérêt de ce type de calcul. En effet, le principal problème de cet exemple est le fait de négliger le déclenchement dynamique possible des séismes (par des ondes sismiques ou la relaxation post-sismique) alors que le calcul est effectué pour une période de 3,5 jours. Quand ces autres processus auront été inclus dans le calcul (ce qui n'a pas été effectué dans mes travaux par manque de temps), le score calculé avec la méthode des mécanisme au foyer estimés (ou bien l'utilisation du mécanisme historique prédominant puisqu'il semble être suffisant) permettra d'avoir une estimation sur la validité du modèle étudié. Plus le score sera élevé, meilleur sera l'accord entre les processus considérés et le déclenchement des séismes. Par exemple, les résultats de la figure 5.14 nous montrent qu'à peine 50% des répliques peuvent être expliquées par l'augmentation cosismique des contraintes dues au séisme du 17 juin. On peut donc conclure que d'autres processus dynamiques sont nécessaires. Le modèle statique n'est donc pas valide pour expliquer les répliques sur plus de trois jours, ce qui est un résultat rassurant car le contraire aurait été très étonnant.

5.3.2 Influence de la sismicité sur l'estimation de l'aléa sismique

Comme je l'ai évoqué précédemment, la majorité des études cosismiques et post-sismiques suite à une crise sont menées sans tenir compte de la sismicité hors événements majeurs ($M_W \geq 6$). Par exemple, dans l'inversion cosismique menée par Pedersen et al. (2003) (ainsi que dans le chapitre 4) et dans le calcul des contraintes de Coulomb, les répliques de la crise principale sont considérées comme négligeables. Cependant, des études récentes comme celle de Helmstetter et al. (2005) remettent en question les hypothèses de ce type. Nous allons voir ce qu'il en est pour la crise de juin 2000 survenue dans la zone sismique sud islandaise (SISZ).

En utilisant les informations sur la sismicité déduites du réseau de surveillance sismique islandais (localisation, mécanisme au foyer, magnitude...), j'ai calculé les déformations entraînées par chaque séisme de magnitude M_W supérieure à zéro sur une période de plus de 6 mois (du 17 juin au 31 décembre 2000). Pour cela, j'ai utilisé le code semi-analytique PSGRN/PSCMP (Wang et al. 2006) qui m'a permis, en utilisant le modèle HET, de traiter « rapidement » (en environ 1 mois de calcul avec un PC Pentium4 ayant une fréquence d'horloge de 3,0 GHz) les 14 388 événements considérés. Vu la répartition des séismes dans la SISZ et au delà, il aurait été plus réaliste d'utiliser le modèle ISL1, mais dans ce cas le gain en temps avec PSGRN/PSCMP aurait été nul par rapport à la solution TECTON et le calcul ne serait pas encore terminé au moment où j'écris ces lignes. Comme le but est d'avoir un résultat préliminaire pour évaluer l'intérêt de ce genre de calcul, la différence entre les deux modèles reste secondaire, surtout si l'on se rappelle qu'une des conclusions du chapitre 4 est le fait que, pour le cas cosismique, il y a une différence importante entre les résultats provenant des modèles HOM et HET mais pas de différence significative entre ceux issus de HET et ISL1. Il est à noter également que le catalogue de sismicité utilisé est encore une fois celui contenant uniquement les séismes non relocalisés (pour la même raison que celle évoquée dans la section précédente) et que cette étude sera éventuellement à refaire pour les parties qui n'aboutissent pas à des conclusions sans équivoque.

La figure 5.15 présente les déformations en surface résultant de ce calcul en considérant deux périodes différentes. On remarque que les déplacements engendrés par la sismicité pendant la période couverte par l'interférogramme T95 restent effectivement inférieurs à l'incertitude associée à la mesure dans la majeure partie de la zone étudiée. Il existe un maximum de plus de 3 cm mais il est situé au niveau de Hengill, donc en dehors de la zone d'étude. Cependant, ces déplacements peuvent atteindre jusqu'à 2,5 cm dans des zones étroites situées près de la faille du 21 juin. Ceci ne devrait pas avoir d'influence sur une inversion cosismique avec les données InSAR car la surface concernée est minime et aura peu de poids sur le reste des points de mesure. À la rigueur, les glissements su-

perficiels pourraient être affectés mais cela n'aura d'importance que dans le cas d'une étude fine de la zone de rupture en surface. En revanche, si une mesure GPS est effectuée dans une zone de forts déplacements, l'impact sera plus important car le nombre de mesures est moins élevé que dans le cas d'un interférogramme. Dans l'inversion conjointe du chapitre 4, cette erreur ne devrait pas poser de problème, mais cela pourrait expliquer les curieux résultats obtenus pour la faille du 21 juin avec l'inversion des seules données GPS. La deuxième période présentée dans la figure 5.15 s'étend jusqu'à la fin de l'année 2000. Les déplacements en surface dans ce cas vont jusqu'à un maximum de 4 cm, et les zones de forts déplacements sont plus nombreuses. Dans le cadre d'une étude post-sismique, il serait intéressant de s'assurer que les mesures GPS ne sont pas effectuées dans une zone de ce type ou bien que les modèles prennent en compte les répliques les plus importantes.

La figure 5.16 indique les modifications du champ de pression de la SISZ dues à la sismicité entre le 17 juin et le 24 juillet 2000 (période pendant laquelle se produit la relaxation poro-élastique). Quand on compare ces résultats aux changements de pression entraînés par les deux séismes principaux de la crise (Figure 5.17), on peut conclure qu'il n'y a pas d'influence significative de la sismicité sur la relaxation poro-élastique. En revanche, on ne peut pas en dire autant concernant les changements de contrainte de Coulomb. La figure 5.18 montre dans un premier temps que l'effet de la sismicité est non négligeable et que les zones où ΔCFS est supérieur à 10 kPa représentent en surface environ le quart des zones obtenues dans le calcul cosismique (Figure 4.23 page 135). Deuxièmement, on remarque que cette augmentation se produit essentiellement dans les premières minutes suivant le séisme du 17 juin 2000 (ce qui correspond aux plus grosses répliques de magnitude $M_W \geq 4$) et que par la suite la contribution de la sismicité devient minime. Troisièmement, on note l'existence d'une direction préférentielle de l'est vers l'ouest pour les contraintes générées par la sismicité. On peut donc parler d'une migration d'est en ouest du transfert des contraintes qui reste à expliquer. Enfin, le résultat le plus important concerne la période du 17 juin au 21 juin 2000 : ces zones d'augmentation englobent au moins la moitié de la faille présumée du séisme du 21 juin et cela jusqu'à une profondeur de plus de 10 km. Les répliques du 17 juin apparaissent donc comme un candidat plausible pour un

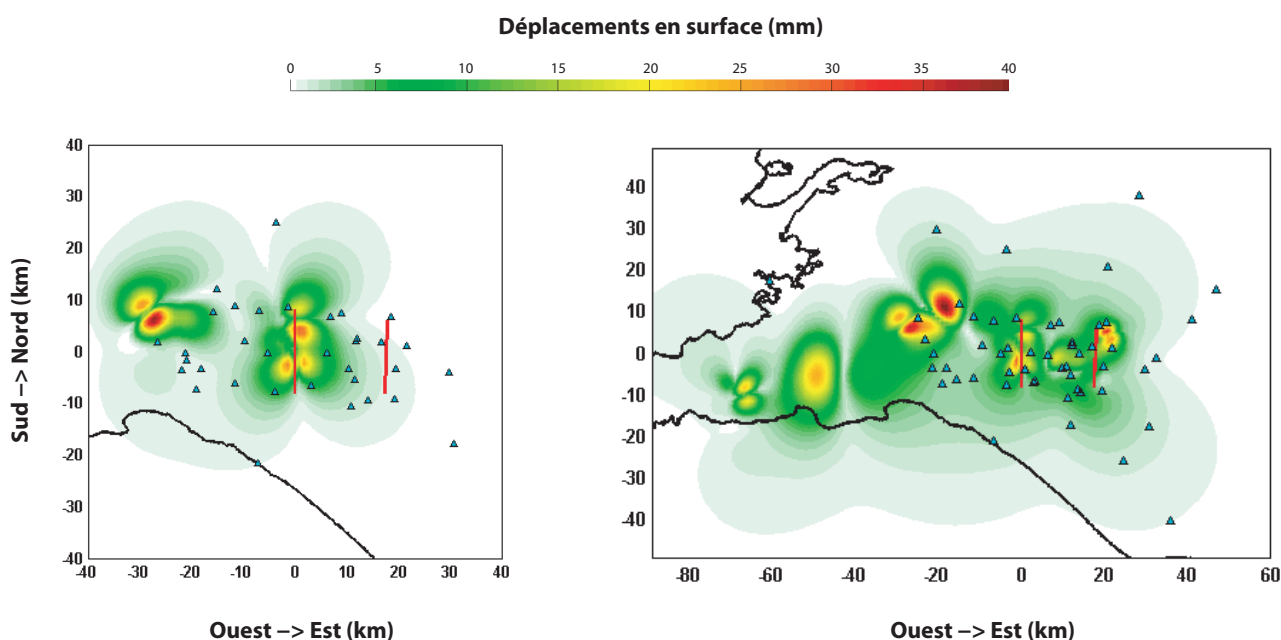


FIG. 5.15 Norme du vecteur déplacement en surface dû à la sismicité (hors événements majeurs) entre le 17 juin et le 24 juillet 2000 (à gauche) et entre le 17 juin et le 31 décembre 2000 (à droite). Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse. Les triangles bleus indiquent la position des stations GPS (Árnadóttir et al. 2006).

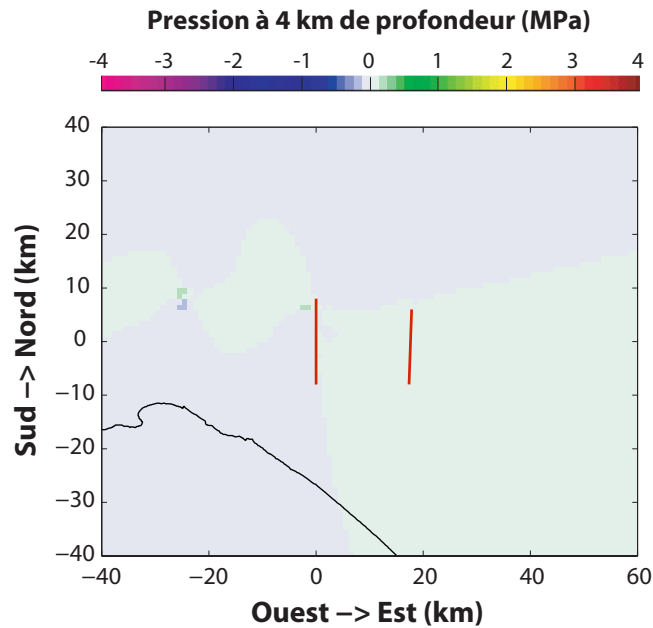


FIG. 5.16 Changements de pression à 4 km de profondeur entraînés par la sismicité (hors événements majeurs) entre le 17 juin et le 24 juillet 2000. Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse.

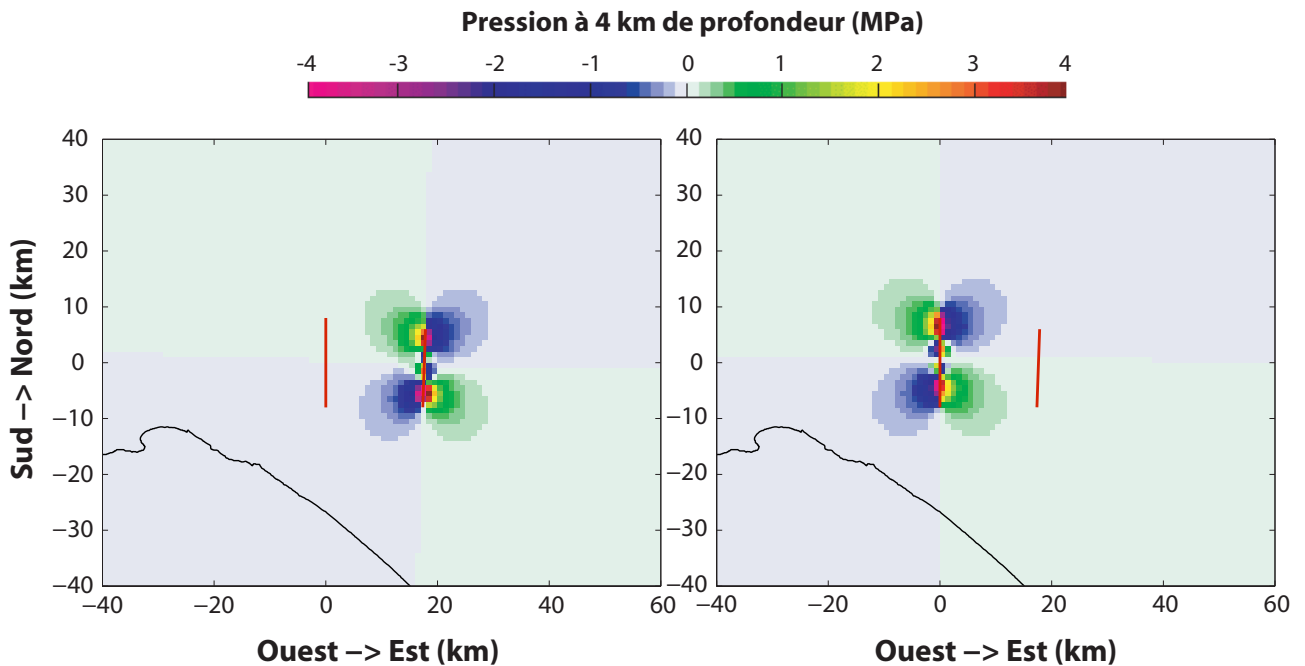


FIG. 5.17 Changements de pression à 4 km de profondeur entraînés par le séisme du 17 juin (à gauche) et celui du 21 juin 2000 (à droite) en utilisant la solution du modèle HET. Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse.

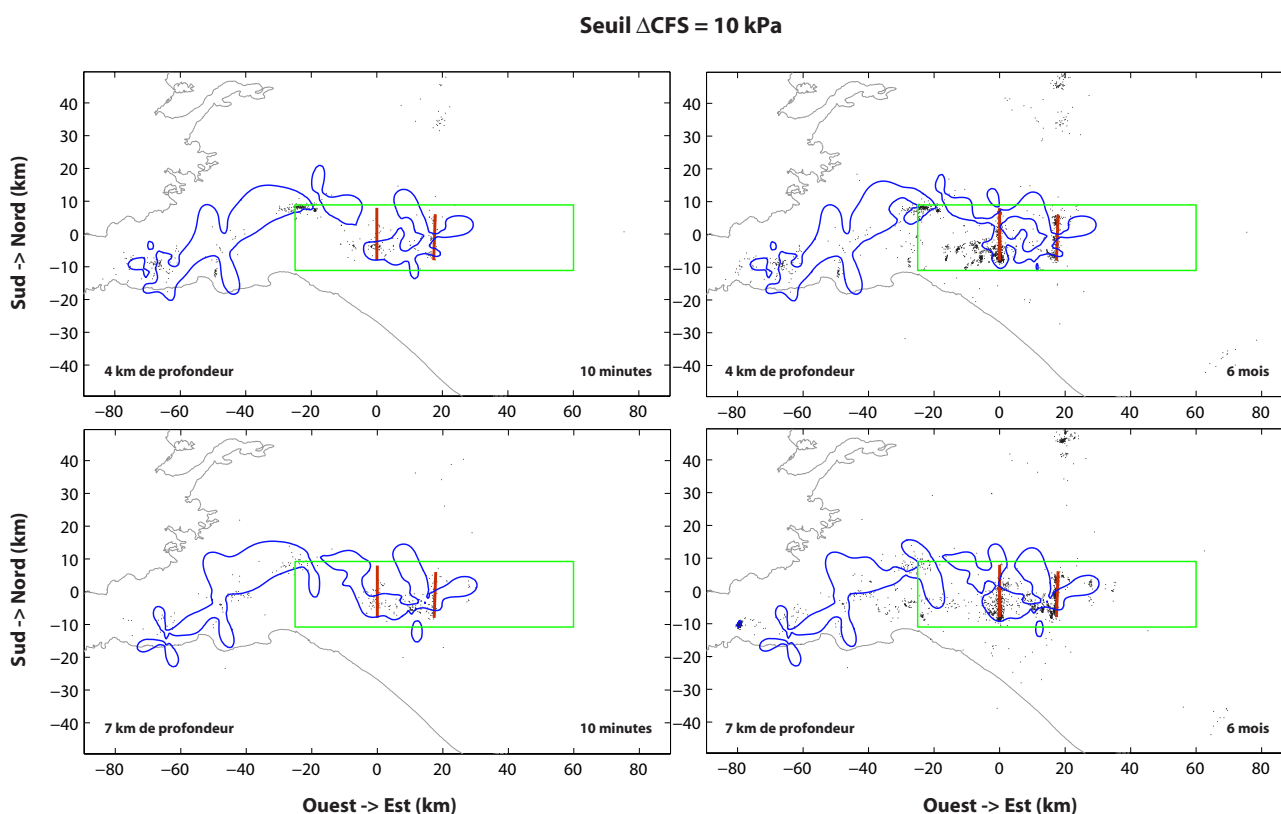


FIG. 5.18 Contours pour un changement positif de 10 kPa de la contrainte de Coulomb dû à la sismicité à différentes profondeurs. Le calcul est effectué pour des failles décrochantes dextres, verticales et orientées N-S, sur une durée de 10 minutes après le séisme du 17 juin 2000 (à gauche) et entre le 17 juin et le 31 décembre 2000 (à droite). Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse. Le cadre vert indique les limites approximatives de la SISZ. Les points représentent les répliques non relocalisées s'étant produites entre le 17 juin et le 21 juin 2000 (à gauche) et entre le 17 juin et le 31 décembre 2000 (à droite).

déclenchement du séisme du 21 juin et des calculs plus poussés seront donc nécessaires par la suite pour analyser plus finement cette hypothèse.

5.4 Déclenchement des séismes dans le sud de l'Islande

5.4.1 Observations historiques

La direction privilégiée pour la migration des transferts de contrainte n'est pas uniquement mise à jour par les séismes de petite taille ($M_W \leq 6$). Rappelons que les crises sismiques majeures de la zone sismique sud islandaise (SISZ) ont souvent été constituées de séries ayant la même direction de migration (Figures 5.19 et 2.8 page 46). Quel est donc le processus qui impose cette direction à la sismicité (toutes magnitudes confondues)? Les conclusions du chapitre 4 écartent la possibilité d'une action cosismique. Les temps caractéristiques des processus post-sismiques à long terme ne permettent pas non plus de les envisager. On peut également éliminer le phénomène d'*afterslip* car les conséquences en terme de contrainte seront similaires au cas cosismique (symétrie spatiale). Il ne reste plus donc que la relaxation poro-élastique, dont l'étude n'est pas possible dans ce contexte pour le moment (voir les conclusions de la section 5.1), et le chargement de zone durant la phase inter-sismique que nous allons analyser plus en détail.

5.4.2 Influence des hétérogénéités sur la phase inter-sismique

Par un calcul simple, on peut répondre à la question de savoir si la contrainte accumulée pendant la phase inter-sismique peut avoir ou non une influence sur le transfert de contrainte. Prenons une taille caractéristique de la SISZ de l'ordre de 10 km (largeur de la zone) : la tectonique des plaques lui impose une déformation annuelle de l'ordre de 1 cm et l'on peut donc estimer le taux de déformation pour cette zone à environ 10^{-6} an^{-1} . Si l'on suppose le module de cisaillement dans la lithosphère égal à environ 30 GPa, on obtient alors un taux de contrainte de l'ordre de 10 Pa/jour. Il est alors évident que le chargement tectonique n'a pas d'influence sur le transfert de contrainte quand on considère la phase post-sismique à court terme. En revanche, sur une période équivalente au temps de récurrence de la zone, c'est-à-dire environ 100 ans, l'augmentation de contrainte atteint une valeur de l'ordre de 300 kPa, ce qui est largement suffisant pour déclencher une séquence sismique. Considérons maintenant un élément non négligeable dans ce calcul : la géométrie de la lithosphère au niveau de la SISZ. L'amincissement de la croûte vers l'ouest conduit vraisemblablement, à une profondeur donnée, à l'accroissement de la rigidité dans la même direction et donc à une accumulation des contraintes qui ira dans le même sens. De plus, si l'on considère la croûte comme une plaque mince d'épaisseur variable que l'on charge, la zone de plus faible épaisseur aura tendance à accumuler plus de contrainte. Cette hétérogénéité au niveau de la lithosphère peut donc avoir pour conséquence de créer une dissymétrie dans la répartition des contraintes, ce qui favorisera la migration des séismes dans le sens d'un accroissement. Pour vérifier si cette dissymétrie entraîne effectivement un écart significatif dans la répartition des contraintes lors de la phase inter-sismique, nous allons procéder à un calcul préliminaire : prenons le modèle ICE1 décrit dans le chapitre 4 (Figures 4.1 page 106 et 4.4 page 108). Nous modifions le maillage afin de pouvoir appliquer un chargement en extension dans la direction 102°E en imposant une vitesse de 0,95 cm/an sur chaque côté (voir le chapitre 1 page 21). La surface est considérée comme libre alors que les bords latéraux plutôt orientés vers le nord et le sud et le fond du modèle sont en glissement libre selon un contact plan. Le calcul est effectué en considérant le milieu comme élastique. C'est cette dernière hypothèse qui en fait un calcul préliminaire et qui selon le résultat nécessitera ou non de tenir compte de l'aspect plastique et visqueux des parties inférieures de la lithosphère.

La figure 5.20 montre la répartition des contraintes de Coulomb pour une faille verticale orientée nord-sud en décrochement dextre au bout de 100 ans et à diverses profondeurs. L'écart entre les parties

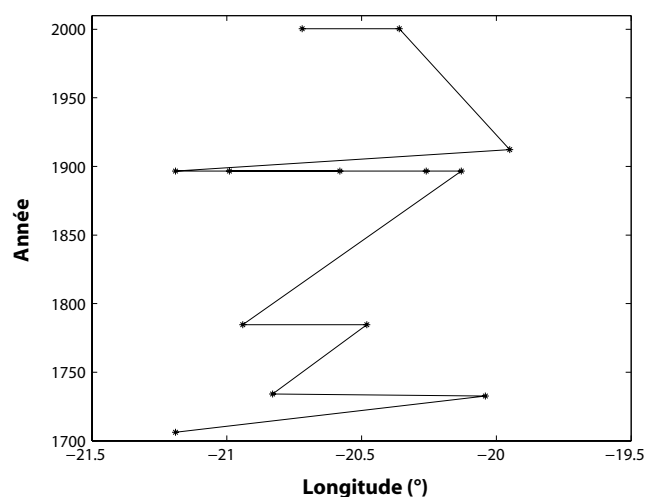


FIG. 5.19 Migration vers l'ouest des séismes de magnitude $M_S = 6$ ou plus ayant eu lieu dans la zone sismique sud islandaise (SISZ) au cours des 300 dernières années.

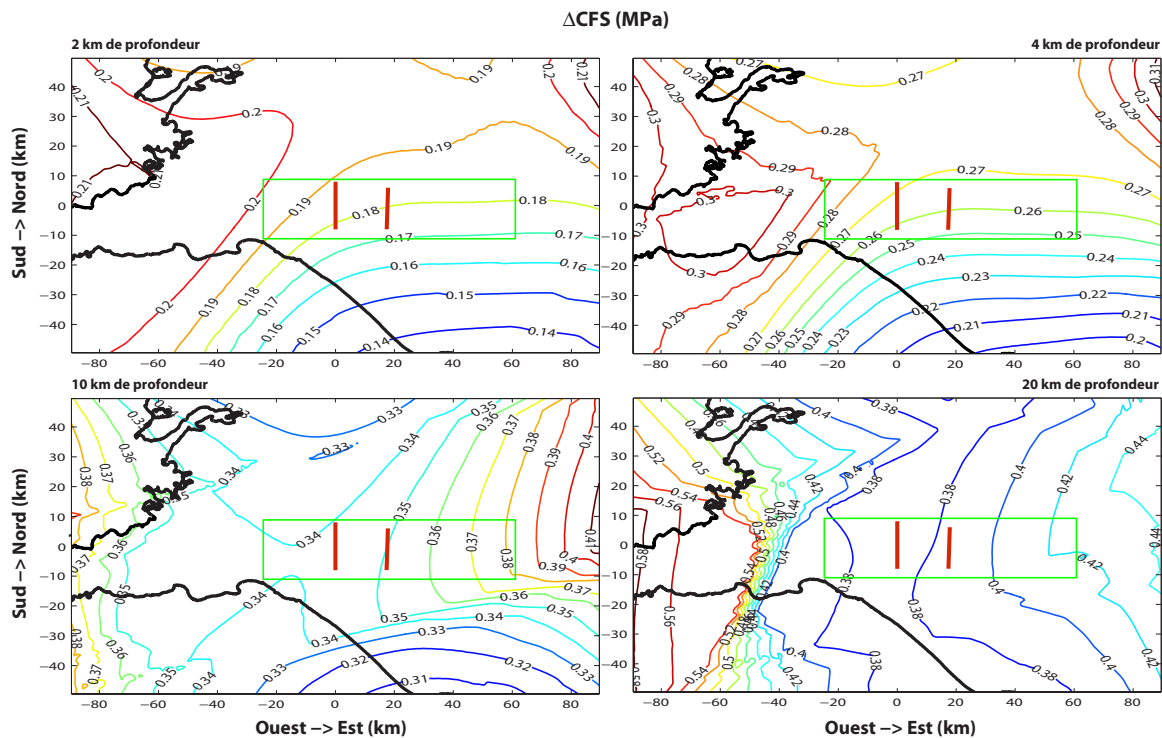


FIG. 5.20 Changements dans les contraintes de Coulomb pour une faille verticale orientée N-S en décrochement dextre déduits du calcul simplifié de la phase inter-sismique sur une période de 100 ans. Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne noire épaisse. Le cadre vert indique les limites approximatives de la SISZ. Le graphique en haut à gauche correspond à une profondeur de 2 km, celui en haut à droite à une profondeur de 4 km, celui en bas à gauche à une profondeur de 10 km et celui en bas à droite à une profondeur de 20 km.

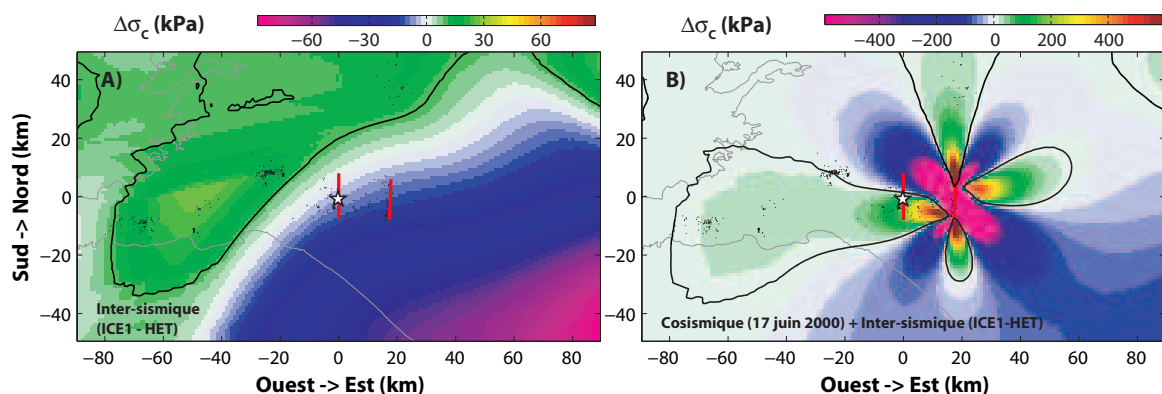


FIG. 5.21 Influence de la géométrie des couches rhéologiques sur la répartition des contraintes de Coulomb à 4 km de profondeur. Le calcul des contraintes est effectué en considérant un mécanisme de type décrochement dextre sur une faille verticale d'orientation N-S. Le contour noir indique un changement positif de 10 kPa de la contrainte de Coulomb. Les segments rouges indiquent la position des failles du 17 et du 21 juin 2000 (de droite à gauche). La côte islandaise est représentée par la ligne grise. Les points représentent les répliques relocalisées par Hjaltadóttir et al. (2005) en utilisant la méthode développée par Slunga et al. (1995) s'étant produites entre le 17 juin et le 21 juin 2000. L'étoile blanche indique la localisation de l'épicentre du séisme du 21 juin 2000. (A) Contribution de la géométrie en terme d'accumulation de contraintes de Coulomb sur 100 ans de déformation inter-sismique. Cette contribution est obtenue par soustraction du champ de contrainte obtenu avec le modèle HET au champ obtenu avec le modèle ICE1. (B) Combinaison de la contribution géométrique lors de la phase inter-sismique et des conséquences du séisme du 17 juin 2000. Les contraintes obtenues sont la somme de la contribution géométrique présentée en (A) et des contraintes entraînées par le séisme du 17 juin.

est et ouest de la zone d'étude atteint jusqu'à 30 kPa dans les premiers kilomètres de la croûte avec une accumulation vers l'ouest. Dans la croûte inférieure, la tendance s'inverse et l'accumulation se produit plutôt vers l'est avec une plus grande amplitude de l'ordre de 60 kPa. Enfin, la répartition semble se rééquilibrer à l'approche du manteau, en tout cas en ce qui concerne la SISZ. On peut en conclure que la géométrie de la croûte sous un chargement inter-sismique peut expliquer au moins en partie la tendance de la sismicité à migrer d'est en ouest (Figure 5.21). Des calculs plus rigoureux sont cependant nécessaires pour conclure plus précisément sur son rôle dans les transferts de contrainte.

5.5 Conclusions

Bien que les études présentées dans ce chapitre sont le plus souvent des ébauches pour des travaux plus conséquents qui devront être menées à bien dans le futur, plusieurs points sont à retenir et peuvent avoir une importance significative dans l'évaluation de l'aléa sismique dans la zone sismique sud islandaise, ainsi que dans d'autres endroits du globe où une étude similaire serait effectuée.

5.5.1 Influence des hétérogénéités sur la phase post-sismique

La phase du cycle dont l'étude est la plus complète concerne la relaxation post-sismique par un processus visco-élastique. Dans ce cas, contrairement à la phase cosismique, la prise en compte de la géométrie variable de la croûte a une influence non négligeable sur la répartition des contraintes de Coulomb et une effet qui pourrait être conséquent sur l'estimation de la viscosité crustale et mantellique.

Concernant ce dernier point, il existe d'autres problèmes plus conséquents à résoudre afin d'aboutir à une conclusion nette. En effet, il faudra à l'avenir considérer l'ensemble des processus post-sismiques de manière simultanée et avoir à disposition des modèles temporels pour chacun d'eux. Il ne sera ainsi plus nécessaire d'effectuer des corrections successives concernant les données afin d'étudier un processus en essayant de tenir compte des effets entraînés par les autres phénomènes post-sismiques. La précision sur les observations utilisées sera ainsi améliorée car, pour le moment, ce genre de corrections augmente grandement leur degré d'incertitude. La méthode des éléments finis pourra être d'une grande aide dans cette problématique.

Le processus d'*afterslip* étant similaire à la phase cosismique en ce qui concerne ses conséquences, seules les hétérogénéités verticales des paramètres rhéologiques (modèle HET) et l'inclusion des zones de faille (modèle HEF) auront une importance significative.

Concernant la relaxation poro-élastique, le calcul avec une méthode élastique permet d'expliquer à peine 50% des déformations observées. Les hétérogénéités élastiques ne semblent pas avoir d'influence significative lorsque l'on utilise cette méthode. C'est essentiellement ce processus qui nécessite une prise en compte de l'aspect temporel pour pouvoir inclure des hétérogénéités au niveau des paramètres poro-élastiques et étudier la relaxation selon la séquence temporelle réelle des événements. C'est à ces conditions qu'il sera éventuellement possible d'expliquer la nature hétérogène des signaux observés. De plus, une étude plus fine de la rupture des couches crustales superficielles serait nécessaire car les glissements associés ont un rôle important dans la relaxation poro-élastique.

5.5.2 Conséquences des répliques

Les répliques, dont les effets ont été jusqu'à présent ignorés dans la littérature, ont une influence non négligeable sur la répartition des contraintes. De plus, les déplacements engendrés peuvent perturber localement des points de mesure, ce qui peut entraîner, si ces points sont peu nombreux, une

dégradation des solutions qui se fondent sur les déformations en surface (inversion cosismique de données GPS par exemple). Enfin, les répliques n'ont pas de conséquences significatives sur le champ de pression.

5.5.3 Répartition et déclenchement des séismes

Le chargement inter-sismique avec une croûte à géométrie variable peut générer des écarts de contraintes significatifs entre les extrémités de la zone sismique. Ce processus est le seul candidat plausible, avec éventuellement la relaxation poro-élastique quand une étude temporelle aura été effectuée, à pouvoir expliquer la dissymétrie qui existe dans la répartition de la sismicité et sa migration apparente d'est en ouest.

Quatrième partie

Fin ?

Chapitre 6

Conclusions et perspectives



Photo reproduite avec la permission d'Etienne Berthier

*That is not dead
Which can eternal lie
Yet with strange eons
Even death may die.*

- *The Call of Cthulhu* -
H. P. LOVECRAFT

Il est maintenant temps de récapituler les divers points abordés au cours de cette étude et de présenter les nouvelles voies à suivre. Je vais commencer par une section traitant des méthodes physiques, ainsi que numériques, pour finir sur les problématiques liées à l'estimation de l'aléa sismique dans le sud-ouest de l'Islande.

6.1 Considérations sur les méthodes physiques et numériques utilisées et développées

6.1.1 L'inversion conjointe cosismique

Le processus d'inversion conjointe des données cosismiques InSAR et GPS développé par [Pedersen et al. \(2003\)](#) a été amélioré afin d'estimer la précision associée à la distribution de glissements calculée. Ceci nous a permis d'évaluer l'influence des hypothèses effectuées dans différents modèles concernant la zone sismique sud islandaise (SISZ) et ses alentours (voir la section 6.2 pour un récapitulatif des résultats). Il reste cependant des points de détails qui méritent d'être analysés pour obtenir une plus grande confiance concernant mes résultats.

Premièrement, une incohérence entre les données InSAR et GPS apparaît quand on les traite séparément par l'inversion présentée dans le chapitre 4 (Figures 4.19 et 4.20 pages 128 et 129). Cette divergence des résultats pose la question de la pertinence de l'utilisation conjointe de ces deux jeux de données car, par exemple, quand on considère un modèle avec une rigidité croissante avec la

profondeur, un approfondissement des glissements est observé sur la faille du 17 juin 2000 par les deux inversions distinctes alors qu'il n'apparaît pas dans le cas de l'inversion conjointe. Je pense que cette incohérence n'a pas de conséquences majeures sur les résultats, mais il serait bon de s'en assurer en essayant de rendre les mesures plus précises. Plusieurs pistes seraient possibles pour cela :

- amélioration du traitement des données InSAR aux alentours de la faille (travaux en cours par Kurt Feigl).
- meilleure estimation des conséquences des autres processus contenus dans les données GPS : phase inter-sismique (comme le suggèrent les résultats de la section 5.4 page 161), répliques de magnitude supérieure à trois (comme le montre la figure 5.15) page 159, crise volcanique dans la région de Hengill en 1995 à l'ouest de la zone d'étude (Feigl et al. 2000)...
- prise en compte de l'effet topographique dans la modélisation numérique car, bien que les plaines du sud ne soient quasiment pas escarpées, il existe quelques points de mesures GPS qui se situent sur des hauteurs et pourraient donc être affectés par un tel effet.

Deuxièmement, nous avons remarqué avec les modèles hétérogènes une augmentation des glissements superficiels, ce qui peut avoir une importance dans le cadre de la relaxation poro-élastique qui suit la crise (comme le suggère la section 5.1 page 150), sur les ruptures en surface et sur les mesures proches de la faille. De plus, l'étude des conséquences en surface montre un désaccord entre la modélisation par une dislocation plane et les fissures observées (Bellou et al. 2005; Clifton & Einarsson 2005). Il serait donc intéressant d'inclure une couche sédimentaire et d'étudier la génération des fissures par une dislocation plane située plus en profondeur, ceci afin de mieux contraindre cette partie du modèle.

Je terminerai ces considérations sur le processus d'inversion avec un dernier jeu de données que je n'ai pas eu l'occasion d'exploiter dans mes travaux : elle consiste en la mesure du niveau d'eau dans les puits géothermiques qui se situent dans la zone d'étude (Björnsson et al. 2001). En effet, ces mesures qui couvrent les phases cosismique et post-sismique peuvent nous renseigner sur les changements de pression qui se produisent dans la partie superficielle de la croûte (un changement de 1 m du niveau d'eau correspondant environ à un changement de pression de 10 kPa). Ces données peuvent être incorporées simplement dans le processus d'inversion afin d'augmenter la contrainte sur nos modèles. Bien entendu, il faut s'assurer que ces données soient cohérentes avec le reste des mesures utilisées, comme nous l'avons évoqué précédemment. Malheureusement, cette condition n'est pas encore remplie (Figure 6.1) car les mesures n'ont pas été effectuées de manière systématique et un traitement de ces données reste à faire pour les rendre exploitables. La figure 5.9 (page 149) nous montre par exemple que, dans le cas du puit HR-19 (*Hallstun*) situé près de la faille du 17 juin, la première mesure après la crise a été effectuée deux jours plus tard, ce qui masque une grande part du saut cosismique en raison de l'effet de relaxation poro-élastique. Il faut donc prolonger exponentiellement la courbe de la figure 5.9 pour avoir une bonne estimation du changement de pression cosismique, et ce type de correction est à faire pour quasiment tous les puits.

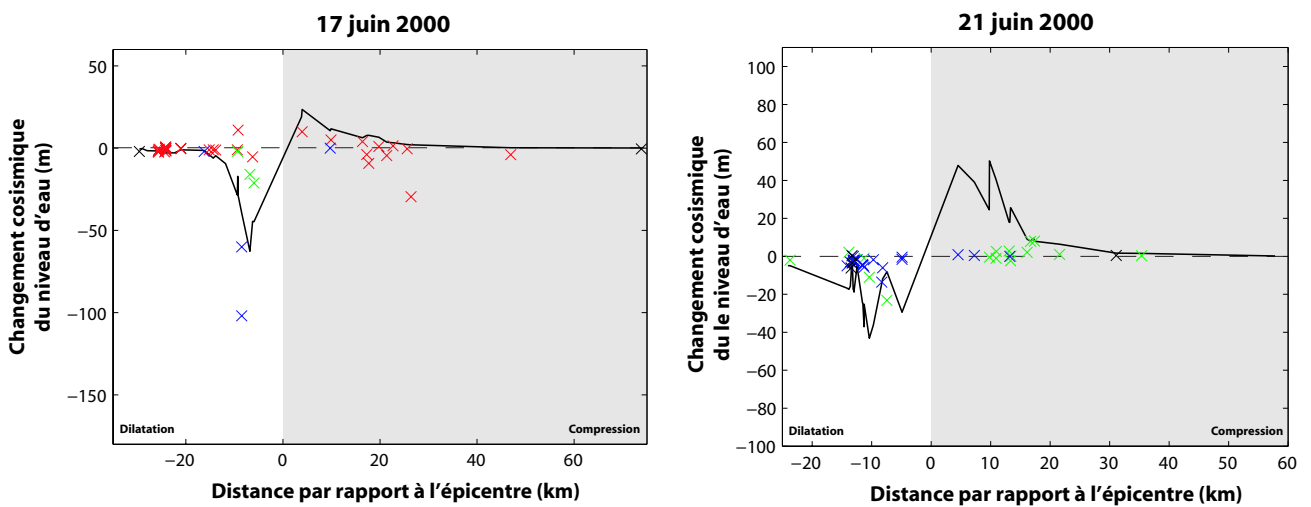


FIG. 6.1 Changements cosismiques du niveau d'eau pour les puits géothermiques se situant dans la SISZ et ses alentours en fonction de la distance les séparant de l'épicentre des séismes du 17 juin 2000 (gauche) et du 21 juin 2000 (droite). Une valeur positive (partie grise) sur l'axe des abscisses indique que le puits se situe dans un quadrant de compression, une valeur négative (partie blanche) correspondant à un quadrant de dilatation. La courbe noire correspond aux valeurs obtenues avec le modèle HET (couches horizontales et rigidification croissante avec la profondeur). Les croix désignent les valeurs mesurées dans les puits. Le code de couleur indique la fréquence des mesures effectuées dans ces puits. Par exemple, une croix rouge provient de la différence entre une mesure effectuée quelques heures après le séisme et une autre acquise un an ou plus auparavant.

- HET
- × Puits avec plus d'une mesure par heure
- × Puits avec plus d'une mesure par jour
- × Puits avec moins d'une mesure par jour
- × Puits avec moins d'une mesure par an

6.1.2 Changements de la contrainte de Coulomb et exploitation des répliques

Nous avons proposé dans la section 5.3.1 (page 156) un calcul sur les contraintes de Coulomb qui peut permettre d'utiliser les répliques observées comme un estimateur de validité d'un modèle proposé. En effet, plus le score de répliques expliquées (changement dans la contrainte de Coulomb supérieur à environ 10 kPa) par ce modèle est élevé, meilleure est la confiance en ce même modèle. Pour le cas cosismique uniquement, le score est d'environ 50%, ce qui nous montre qu'il faut nécessairement inclure les processus dynamiques (propagation d'ondes sismiques, relaxation post-sismique...).

Nous avons pu voir également que la manière de calculer ces contraintes de Coulomb peut avoir une influence non négligeable. Dans le cas de la SISZ, la meilleure approche semble être de calculer ces contraintes sur les plans nodaux obtenus par le traitement des mesures issues des sismogrammes, ou bien à la rigueur sur un plan vertical orienté N-S avec un glissement dextre, qui est le mécanisme dominant dans cette région. Il est à noter qu'il est également possible par ce procédé de déterminer entre les deux mécanismes équivalents fournis par l'étude des sismogrammes le plan favorisé par l'accroissement des contraintes de Coulomb.

Enfin, j'estime que cette approche est prometteuse bien qu'il reste des analyses supplémentaires à effectuer comme l'inclusion de l'aspect temporel (Antonioli et al. 2006) ou bien des conséquences de la sismicité au niveau des contraintes (dont on sait qu'elles sont non négligeables d'après les résultats de la section 5.3.2 page 158). Il faudra également vérifier mes résultats lorsque le catalogue des séismes relocalisés sera complet.

6.1.3 Apports de la méthode numérique des éléments finis

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, les codes fondés sur une méthode d'éléments finis sont très « gourmands » en mémoire vive (ce qui ne pose plus vraiment de problème de nos jours en raison de l'évolution des technologies informatiques) et plus encore en temps de calcul. Il est donc nécessaire de se poser la question de l'utilité de cette méthode dans l'application que l'on veut en faire. Par exemple, nous avons pu voir qu'en considérant un modèle élastique, elle n'est pas fondamentalement nécessaire, sauf dans le cas de modèles contenant une zone de faille ou bien quand la faille modélisée atteint la surface et que l'effet étudié nécessite sa prise en compte (voir la section 3.2.3 page 81 concernant la validation des codes). Le cas élastique peut donc généralement être traité par exemple avec le code semi-analytique EDGRN/EDCMP (Wang et al. 2003) qui est mieux adapté si l'on veut gagner du temps de calcul. C'est ce que j'ai été amené à faire dans la section 5.3.2 (page 158) pour traiter les 14 388 séismes à ma disposition. En revanche, la prise en compte d'une couche sédimentaire et la modélisation numérique des ruptures de surface passeront à coup sûr par une étude utilisant la méthode des éléments finis.

Si l'on considère le cas des phases inter-sismique et post-sismique, leur sensibilité à une variation de la géométrie crustale justifie l'utilisation de la méthode des éléments finis. De plus, cette technique permet la prise en compte de rhéologies non linéaires, ou encore plastiques, ce qui peut être utile dans l'étude du cycle sismique (Williams & Richardson 1991). Je n'ai pas eu le temps dans mes travaux de les aborder, mais je pense qu'il faudrait étendre mes études à ces processus afin de vérifier s'ils peuvent apporter ou non un plus dans l'analyse des mécanismes de déformation de la SISZ.

La conclusion principale de la section 5.1 (page 150) est la nécessité de résoudre les équations poro-élastiques dans le domaine temporel afin d'étudier de manière correcte la relaxation post-sismique à court terme. La méthode des éléments finis est encore une fois un choix judicieux car les données des puits et les interférogrammes montrent la nature fortement hétérogène du phénomène. Il est à noter que ce processus semble de plus sensible au fait qu'une faille atteint la surface ou non. Pour le moment, ce genre d'étude n'est possible qu'avec des codes d'éléments finis commerciaux (Masterlark 2003) et j'estime qu'il serait bon pour la communauté scientifique d'inclure une résolu-

tion poro-élastique dans le code TECTON ou bien à tout autre code libre fondé sur cette méthode et ayant largement fait ses preuves.

Pour finir, comme nous l'avons vu dans la section 5.2.1 (page 152), une étude précise de la phase post-sismique devra passer par une analyse simultanée des différents processus retenus afin d'en estimer précisément les paramètres. Certains auteurs ont commencé à utiliser cette approche et la méthode des éléments finis est d'une grande aide dans ce genre de problématique (Freed et al. 2006). Le seul processus qui n'est pas encore inclus de manière rigoureuse est le phénomène d'*afterslip*. En effet, il est toujours nécessaire de fixer les paramètres contrôlant tous les autres processus et de faire un calcul pour corriger les données afin d'inverser le résultat de manière statique pour aboutir aux glissements liés à l'*afterslip*. La méthode développée par Perfettini & Avouac (2004) serait un bon moyen de tenir compte de ce phénomène de manière dynamique, comme peuvent l'être les relaxations poro-élastiques et visco-élastiques (Masterlark et al. 2001; Masterlark 2003). De plus, cette méthode pourrait être incluse assez simplement dans un code fondé sur une méthode d'éléments finis. On pourrait alors envisager pour des études futures un modèle ayant une croûte supérieure poro-élastique (Wang 2000), une croûte inférieure visco-plastique (Berger 2004), un manteau visco-élastique non linéaire (Williams & Richardson 1991) et une faille modélisée par la méthode de Perfettini & Avouac (2004). La géométrie de ces différentes couches et leurs paramètres élastiques seraient alors hétérogènes car ceux-ci peuvent avoir une influence significative sur la phase post-sismique (voir la section 5.2.2 page 154).

6.2 Estimation de l'aléa sismique dans le sud-ouest de l'Islande

6.2.1 Quelle influence ont les hétérogénéités lithosphériques sur la phase co-sismique ?

Le chapitre 4 nous permet de conclure que la géométrie de la croûte n'est pas une caractéristique primordiale. Ses variations ne modifient pratiquement pas le résultat de l'inversion et le changement dans la contrainte de Coulomb ne fait apparaître qu'une légère dissymétrie vers l'ouest par rapport à une hypothèse d'hétérogénéités en couche avec une rigidité croissante avec la profondeur (environ 1 km maximum pour le contour de 10 kPa à une profondeur de 2 km). Cette dernière hypothèse a des conséquences plus significatives avec un approfondissement des glissements au niveau de la faille associée au séisme du 21 juin 2000 et une augmentation de l'amplitude de ces derniers pour les deux séismes majeurs de la crise de juin 2000 à la profondeur où se trouverait la couche sédimentaire dans la SISZ. Les conséquences sur les changements de la contrainte de Coulomb sont également importantes, avec une réduction du volume où la contrainte est supérieure à 10 kPa, surtout dans la croûte supérieure que l'on peut associer à la partie cassante de la lithosphère (Kaban et al. 2002). À une profondeur de 2 km, cette réduction du contour à 10 kPa peut atteindre 20 km. Enfin, l'hypothèse ayant les plus fortes conséquences sur les glissements est l'intégration d'une zone de faille d'environ 500 m de large avec une réduction de la rigidité en son sein. Les glissements sont alors accrus, mais du fait de la plus faible rigidité la magnitude (M_W) estimée est plus réduite et atteint une valeur comprise entre 6,1 et 6,3. Les conséquences sur le changement des contraintes de Coulomb sont quasiment inexistantes. La modélisation de la zone de faille utilisée dans mes travaux reste un cas extrême et il serait nécessaire de contraindre ces modèles de manière plus rigoureuse pour vérifier si ces conclusions sont bien valides.

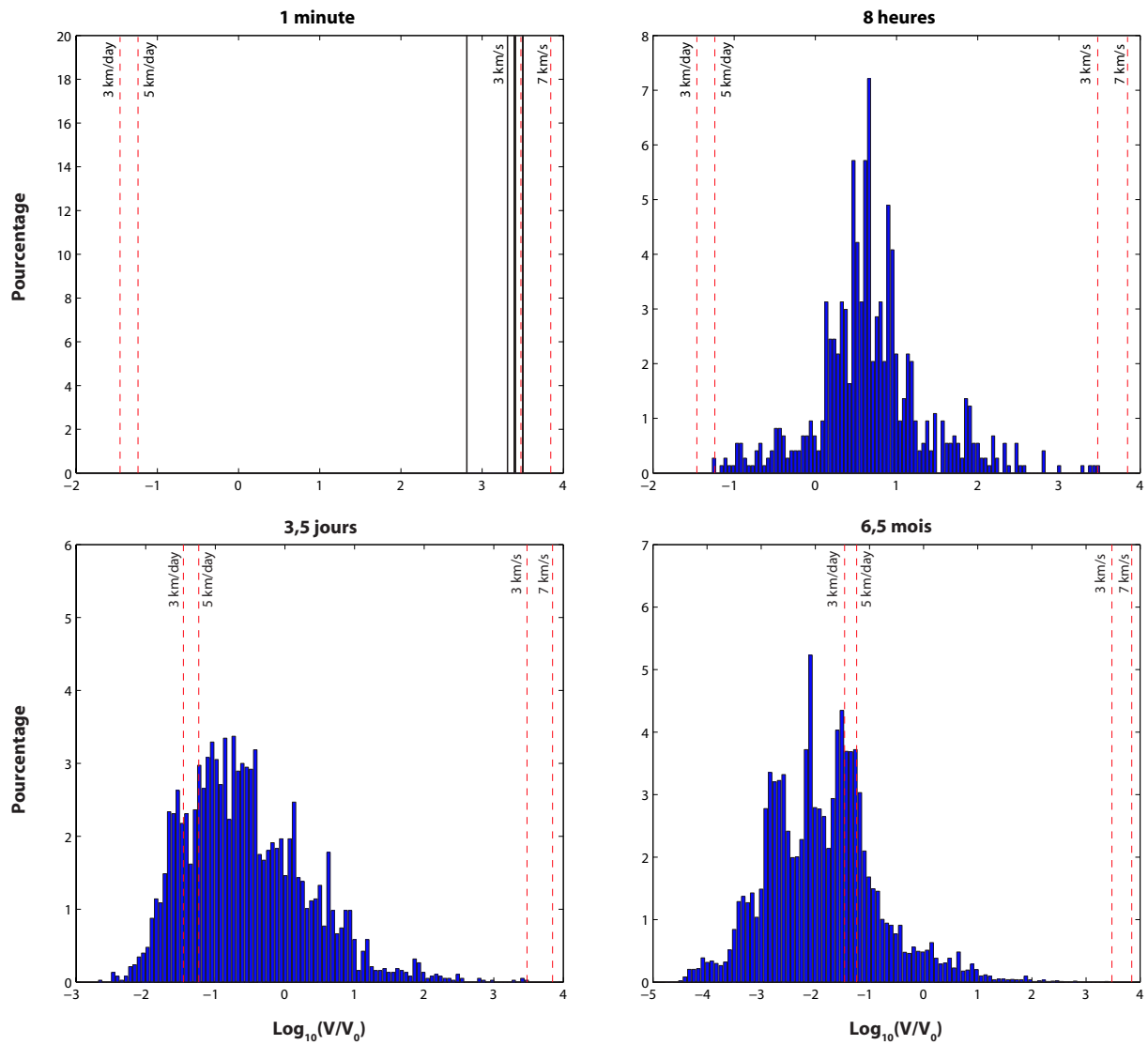


FIG. 6.2 Répartition de la sismicité en fonction de la vitesse apparente des répliques 10 min, 8 h, 3 jours et demi et 6 mois et demi après le séisme du 17 juin 2000. Cette vitesse est obtenue en divisant la distance séparant le séisme d'un événement de référence (ici le séisme du 17 juin) par la durée écoulée depuis ce dernier. Les lignes rouges en pointillés indiquent dans l'ordre, de gauche à droite, les vitesses de 3 km/jour, de 5 km/jour, de 3 km/h et de 7 km/h. La vitesse de référence V_0 est prise égale à 1 m/s.

6.2.2 Qu'en est-il de la phase post-sismique ?

Dans le cas d'une étude visco-élastique, l'inclusion d'une zone de faille n'est pas primordiale. L'influence de la rigidification de la lithosphère avec la profondeur se fait sentir au niveau de l'estimation des viscosités et également dans les changements de la contrainte de Coulomb, mais avec un effet inversé par rapport à la phase cosismique (augmentation par rapport au cas homogène du volume où les contraintes sont supérieures à 10 kPa). En revanche, contrairement au cas cosismique, la géométrie de la croûte est l'hypothèse ayant le plus d'influence sur l'estimation des viscosité. Il est à noter que le modèle hétérogène incluant cette hypothèse est celui qui reproduit le plus fidèlement les données GPS. De plus, les conséquences en terme de contrainte de Coulomb sont non négligeables aux alentours de la SISZ.

Un autre point important est abordé dans la section 5.2 (page 153). Une comparaison avec l'étude de [Árnadóttir et al. \(2005a\)](#) qui utilise la distribution de glissement de [Pedersen et al. \(2003\)](#) dans un milieu hétérogène montre que la cohérence entre la distribution de glissement et le modèle étudié est importante. Ceci corrobore une conclusion de [Masterlark et al. \(2001\)](#).

Enfin, l'étude concernant la première année de relaxation montre que le processus poro-élastique a une grande influence sur l'estimation de la viscosité. On peut s'attendre également à un effet important dû au phénomène d'*afterslip* et cette étude devra donc être reprise avec un modèle prenant en compte de manière rigoureuse et simultanément l'ensemble de ces phénomènes. Il est à noter que la relaxation poro-élastique ne semble pas avoir d'effet conséquent sur les changements de la contrainte de Coulomb, mais comme la validité de la méthode utilisée pour étudier ce processus a été remise en question dans la section 5.1 (page 150), des études supplémentaires seront nécessaires pour conclure de manière plus définitive.

6.2.3 La sismicité : révélateur ou déclencheur ?

Jusqu'à récemment, la sismicité hors séismes majeurs a souvent été utilisée uniquement comme révélateur d'autres processus. La section 5.3.2 (page 158) apporte une preuve supplémentaire de l'importance qu'elle pourrait avoir en terme d'évaluation de l'aléa sismique (surtout pour les séismes de magnitude comprise entre trois et six). Il est même envisageable que ces répliques jouent de plus un rôle moteur dans le transfert de contrainte et que le déclenchement de séismes majeurs soit possible par un processus de réaction en chaîne (Figures 6.2 et 6.3D). Cette dernière hypothèse reste cependant à confirmer par des études plus poussées.

6.2.4 Quel est le rôle de la phase inter-sismique dans la migration de la sismicité ?

Le chargement inter-sismique avec une croûte à géométrie variable peut générer des écarts de contraintes significatifs entre les extrémités de la SISZ. Ce processus est le seul candidat plausible, avec éventuellement la relaxation poro-élastique quand une étude temporelle aura été effectuée, à pouvoir expliquer la dissymétrie qui existe dans la répartition de la sismicité et sa migration apparente d'est en ouest. Cependant, pour arriver à des conclusions plus définitives, il faudrait refaire le calcul de la section 5.4 (page 161) en l'incluant dans un cycle sismique complet avec des rhéologies viscoplastiques car il est possible que le flux visqueux puisse avoir comme effet d'atténuer l'écart observé. De plus, il serait plus réaliste de rendre plus complexe le processus de chargement afin de tenir compte des zones de rift et des profondeurs de blocage (*locking depth*) permettant de modéliser les zones transformantes. Enfin, le calcul que j'ai effectué avec TECTON semble être sujet à des effets de bords importants et le maillage devra donc être agrandi pour y remédier. Toutes ces modifications seront très coûteuses en terme de temps de calcul, mais la prise en compte de l'effet du chargement inter-sismique

sur une croûte à géométrie variable paraît indispensable pour pouvoir interpréter la répartition de la sismicité.

6.2.5 Quels processus ont favorisé le déclenchement du séisme du 21 juin 2000 ?

Les divers calculs des changements de la contrainte de Coulomb permettent de conclure sur des mécanismes plausibles pour un déclenchement du séisme du 21 juin. La relaxation poro-élastique après le séisme du 17 juin (Figure 6.3B), l'effet direct du chargement par la tectonique des plaques et les flux visqueux (qui sont négligeables pour la période de temps considérée) ne permettent d'expliquer ni le délai dans le déclenchement ni même la localisation de l'hypocentre du 21 juin. On ne peut encore rien dire concernant le phénomène d'*afterslip* car aucune analyse temporelle n'a été effectuée. Le calcul cosismique (Figure 6.3A) favorise le déclenchement mais il n'explique pas non plus le délai de trois jours et demi (Scholz 2002). Un candidat possible pour donner un sens à l'ensemble serait un processus de réaction en chaîne provoqué par les répliques (Figures 6.3B et 6.3C). Enfin, nous avons vu dans ce manuscrit que la méthode utilisée pour modéliser l'effet poro-élastique ne semble pas parvenir à reproduire convenablement les observations et qu'il serait donc nécessaire de considérer ce processus avec une dépendance en temps (relation (3.18) page 70). Il serait alors encore envisageable qu'une relaxation poro-élastique initiée par l'événement du 17 juin 2000 puisse déclencher le séisme du 21 juin avec un délai de l'ordre de la journée (Cocco & Rice 2002, 2003; Masterlark 2003).

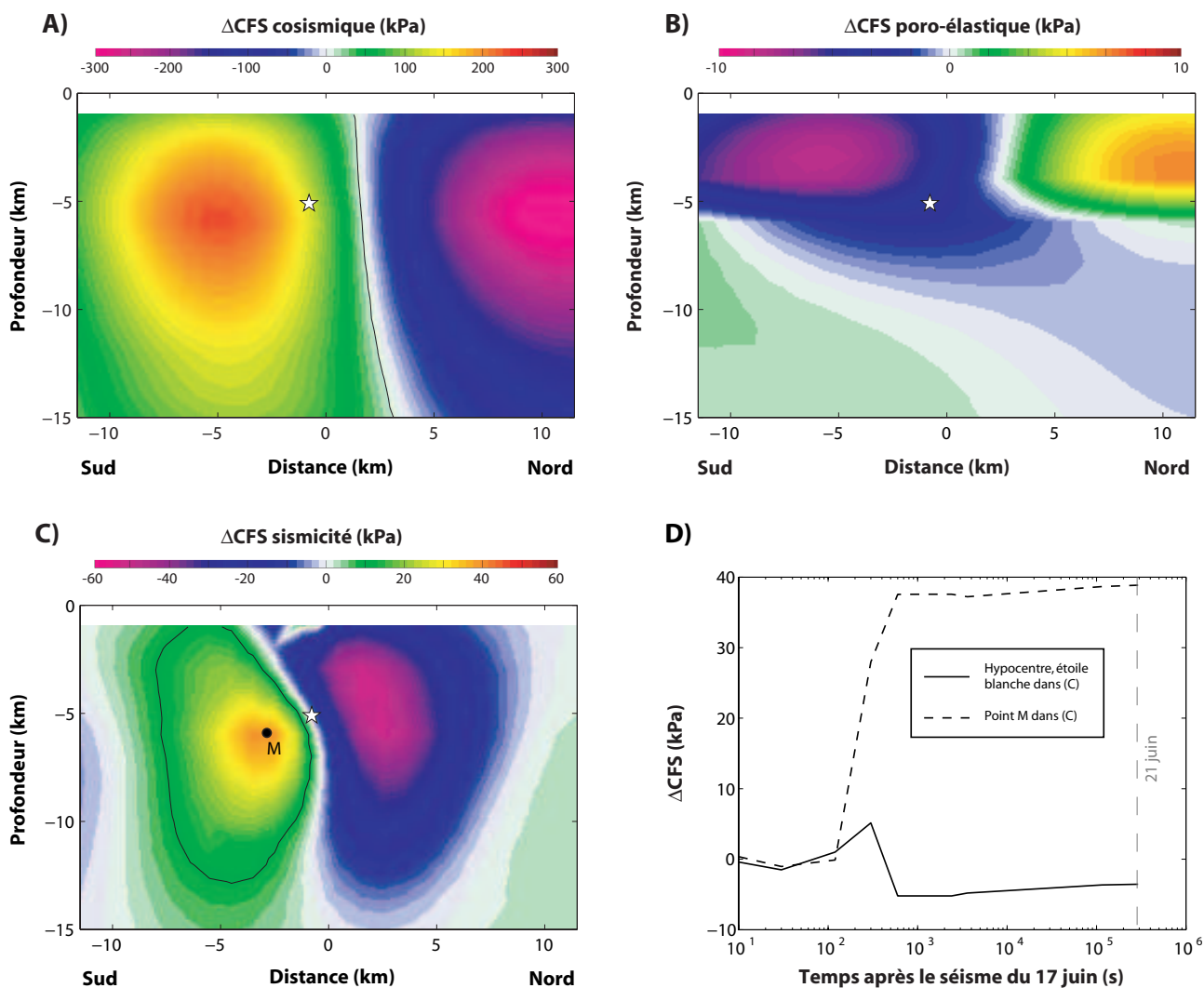


FIG. 6.3 Changements de la contrainte de Coulomb au niveau de la faille du 21 juin entraînés par le séisme du 17 juin (A), par la relaxation poro-élastique complète (B) et par la sismicité cumulée (hors événements majeurs) du 17 juin au 21 juin 2000 (C). L'étoile indique la position de l'hypocentre du séisme du 21 juin. Un accroissement correspondant à 10 kPa est indiqué par le contour noir. (D) Évolution en fonction du temps de la contrainte de Coulomb due aux répliques associées au séisme du 17 juin au niveau de l'hypocentre du séisme du 21 juin (noir) et du maximum d'accroissement de contrainte (en pointillés) correspondant au point M.

Cinquième partie

Annexes

Annexe A

Résultats de l'inversion cosismique de la crise islandaise de juin 2000

Présentation de l'ensemble des résultats de l'inversion cosismique effectuée dans le chapitre 4 avec les différents modèles et jeux de données à ma disposition. La table en page suivante récapitule l'écart-type, le χ^2 , la réduction de variance, le moment géométrique, le moment géodésique, la magnitude (M_W) et le barycentre des distributions obtenues pour chaque type de jeu de données (ligne) et pour chaque modèle utilisé (colonne).

Les figures qui suivent la table présentent les distributions de glissement obtenues pour chaque modèle ainsi que la précision associée.

Les acronymes désignant les modèles sont les suivants (se référer à la section 4.2.2 page 105 pour plus de détails) :

- HOM = modèle HOMogène.
- HOM_GPS = modèle HOMogène avec une inversion des données GPS uniquement.
- HOM_INS = modèle HOMogène avec une inversion des données InSAR uniquement.
- HOF = modèle HOMogène avec intégration d'une zone de Faille.
- HET = modèle HETérogène avec des couches rhéologiques horizontales.
- HEF = modèle HETérogène (couches horizontales) avec intégration d'une zone de Faille.
- ICE1 = modèle hétérogène avec une épaisseur de la croûte variable (ICEland1 en anglais).
- ICE2 = modèle hétérogène avec une croûte plus dense et d'épaisseur variable (ICEland2 en anglais).
- ICE1_GPS = modèle hétérogène ICE1 avec une inversion des données GPS uniquement.
- ICE1_INS = modèle hétérogène ICE1 avec une inversion des données InSAR uniquement.

		HOM	HOM_GPS	HOM_INS	HOF	HET	HEF	ICE1	ICE2	ICE1_GPS	ICE1_INS
RMS (cm)	T52	0,6	2,1	0,6	0,8	0,6	0,7	0,6	0,6	2,5	0,5
	T95	0,9	3,2	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	2,3	0,7
	GPS (est)	2,7	2,1	4,5	2,8	2,6	2,7	2,5	2,5	2,0	4,1
	GPS (nord)	2,5	2,0	8,2	2,9	2,4	2,6	2,4	2,4	1,9	6,4
	GPS (vertical)	3,5	3,6	3,5	3,5	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,5
	GPS	2,9	2,6	5,7	3,1	2,9	3,0	2,9	2,9	2,6	4,8
	Total	1,4	2,9	2,4	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	2,4	2,0
χ^2	T52	0,2	2,7	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	3,7	0,2
	T95	0,4	6,0	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	3,2	0,3
	GPS	2,6	1,5	16,1	3,1	2,4	2,6	2,3	2,3	1,3	11,0
	Total	0,7	4,4	2,8	0,9	0,7	0,7	0,7	0,7	3,0	2,0
Réduction de variance (%)	T52	99	87	99	98	99	99	99	99	82	99
	T95	99	86	99	99	99	99	99	99	93	99
	GPS	97	98	84	97	98	97	98	98	99	89
	Total	98	90	94	98	99	98	99	99	93	96
Corrections des interférogrammes	scalaire T52 (cm)	69,8 ± 5,0		49,9 ± 5,0	74,7 ± 5,1	63,2 ± 5,2	64,1 ± 5,1	67,9 ± 5,2	64,5 ± 5,2		54,7 ± 4,5
	planaire T95 a (cm)	75,9 ± 49,1		0,0 ± 0,1	89,6 ± 52,3	60,0 ± 45,4	56,1 ± 42,6	62,4 ± 46,8	60,1 ± 45,8		-7,3 ± 19,1
	planaire T95 b (cm/km)	0,3 ± 0,3		0,7 ± 0,2	0,5 ± 0,3	0,1 ± 0,2	0,1 ± 0,2	0,1 ± 0,2	0,0 ± 0,1		0,2 ± 0,1
	planaire T95 c (cm/km)	-0,2 ± 0,3		0,7 ± 0,2	-0,1 ± 0,3	-0,3 ± 0,3	-0,3 ± 0,3	-0,4 ± 0,3	-0,4 ± 0,3		0,1 ± 0,1
17 juin 2000	M ₀ /G (km ³)	0,15	0,20	0,14	0,17	0,17	0,18	0,17	0,16	0,22	0,15
	Moment M ₀ (N.m)	4,6.10 ¹⁸	5,9.10 ¹⁸	4,1.10 ¹⁸	1,3.10 ¹⁸	5,3.10 ¹⁸	2,7.10 ¹⁸	5,1.10 ¹⁸	5,0.10 ¹⁸	7,4.10 ¹⁸	5,0.10 ¹⁸
	Magnitude M _w	6,44	6,52	6,41	6,08	6,48	6,28	6,47	6,46	6,58	6,47
	Profondeur du barycentre (km)	3,7	-5,1	-4,8	3,8	4,0	4,0	3,8	3,7	-5,3	-4,6
21 juin 2000	M ₀ /G (km ³)	0,17	0,15	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,21	0,21
	Moment M ₀ (N.m)	5,1.10 ¹⁸	4,5.10 ¹⁸	5,7.10 ¹⁸	1,5.10 ¹⁸	6,1.10 ¹⁸	3,1.10 ¹⁸	6,1.10 ¹⁸	5,8.10 ¹⁸	6,6.10 ¹⁸	6,3.10 ¹⁸
	Magnitude M _w	6,47	6,43	6,50	6,11	6,52	6,33	6,52	6,51	6,54	6,53
	Profondeur du barycentre (km)	3,8	-4,1	-3,8	3,8	4,3	4,1	4,3	4,1	-5,0	-4,0

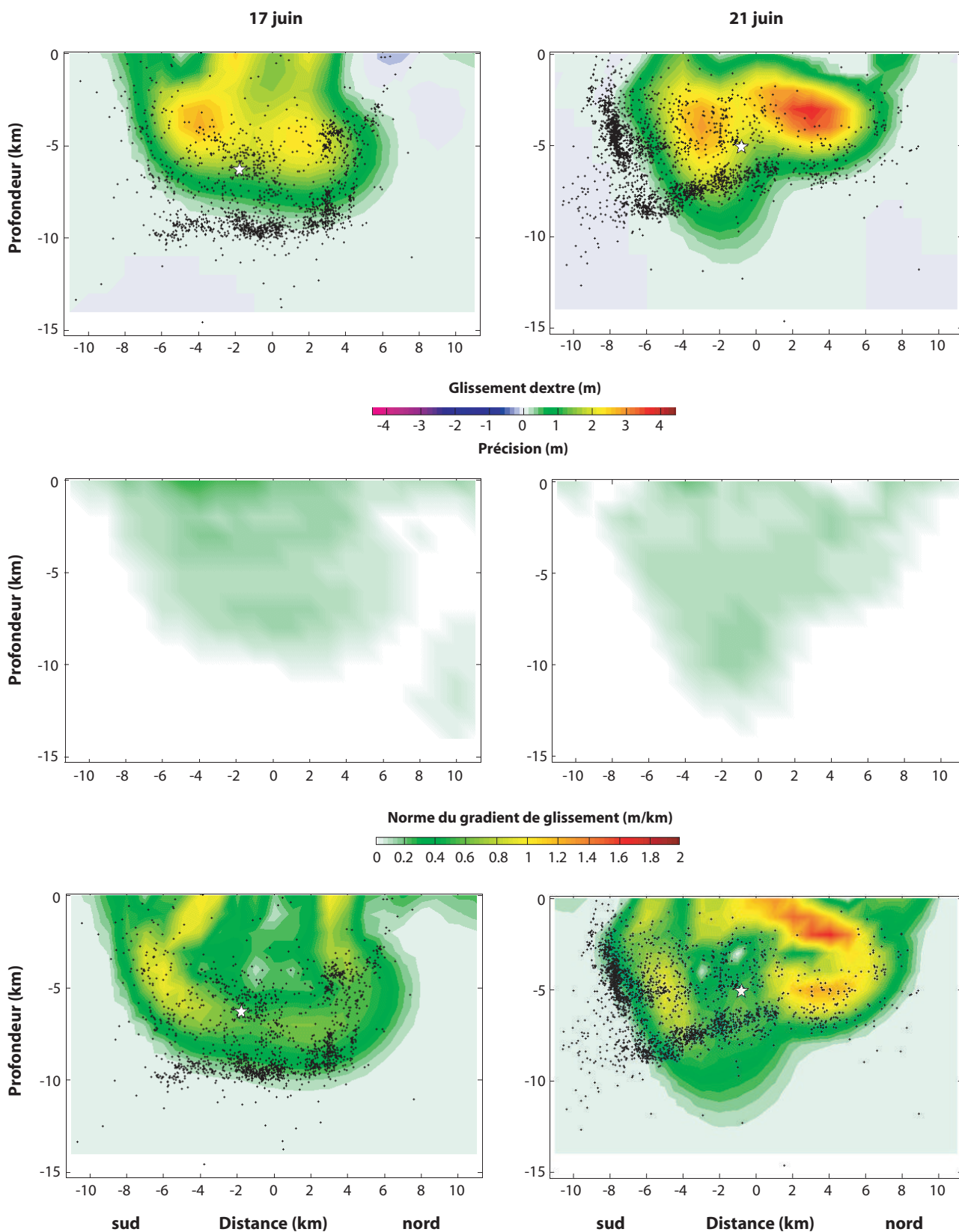


FIG. A.1 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HOM. L'étoile blanche indique la position de l'hypocentre associé au séisme. Les répliques de magnitude supérieure à zéro qui se sont produites aux environs des failles sur une période allant du 17 juin au 24 juillet 2000 et relocalisées par Hjaltadóttir et al. (2005) en utilisant la méthode développée par Slunga et al. (1995) sont représentées en noir. (En haut) Distributions de glissement calculées sur les failles associées aux séismes du 17 (à gauche) et 21 juin 2000 (à droite) par l'inversion conjointe des données InSAR et GPS. (Au milieu) Précisions sur le résultat de l'inversion. (En bas) Norme du gradient de glissement calculé dans la direction S-N.

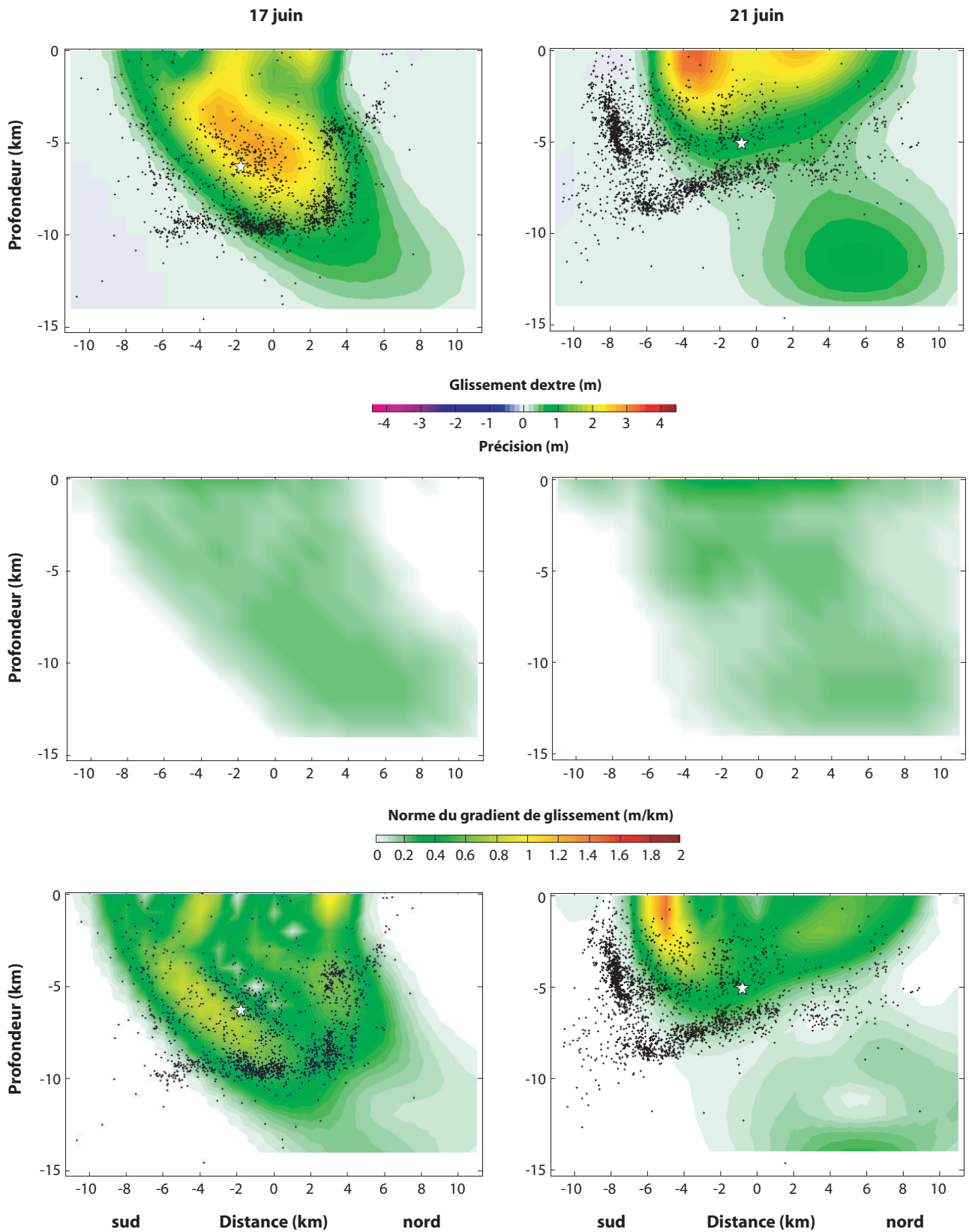


FIG. A.2 Résultats de l'inversion des données GPS dans le cas du modèle homogène HOM. Même légende que la figure A.1.

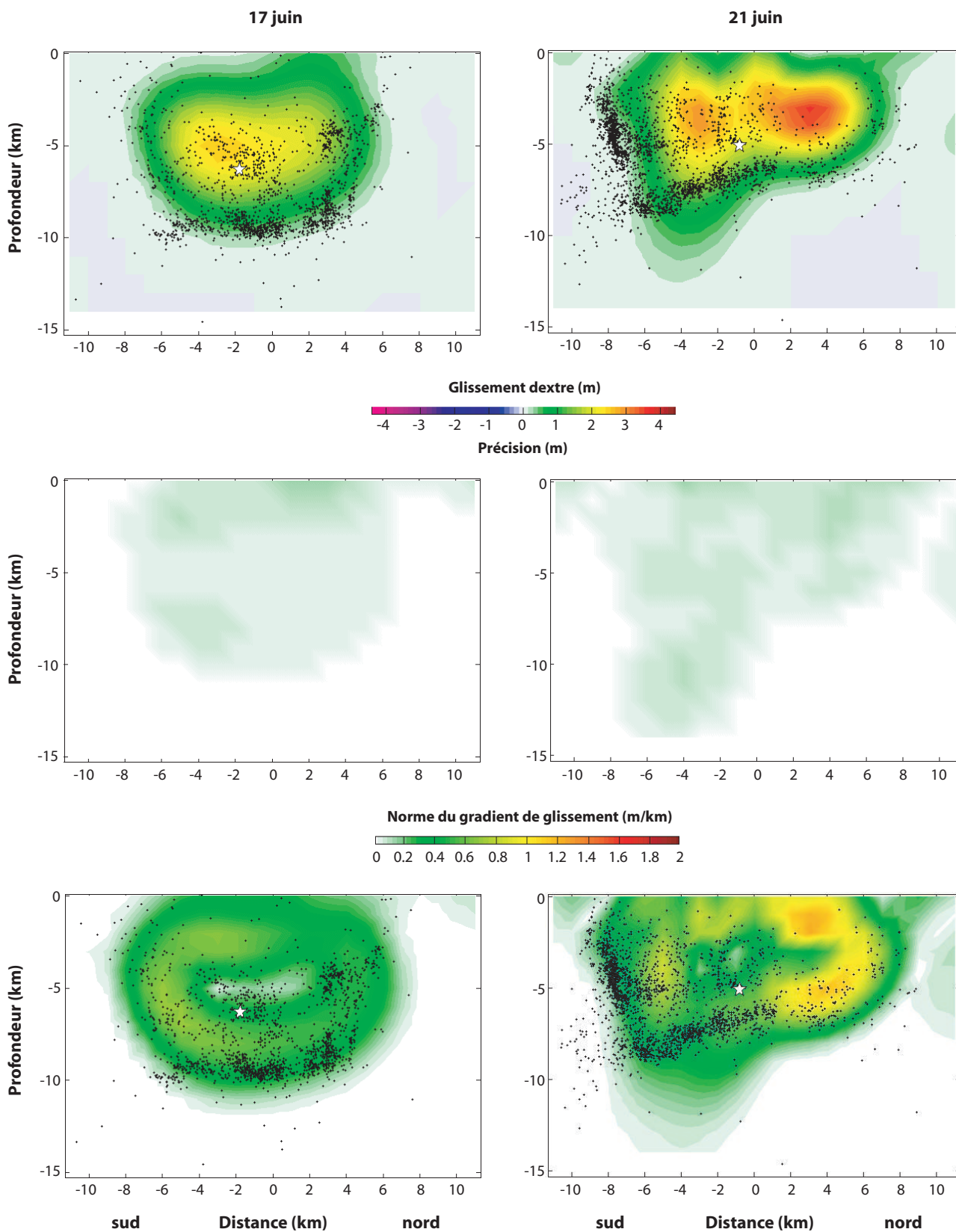


FIG. A.3 Résultats de l'inversion des données InSAR dans le cas du modèle homogène HOM. Même légende que la figure A.1.

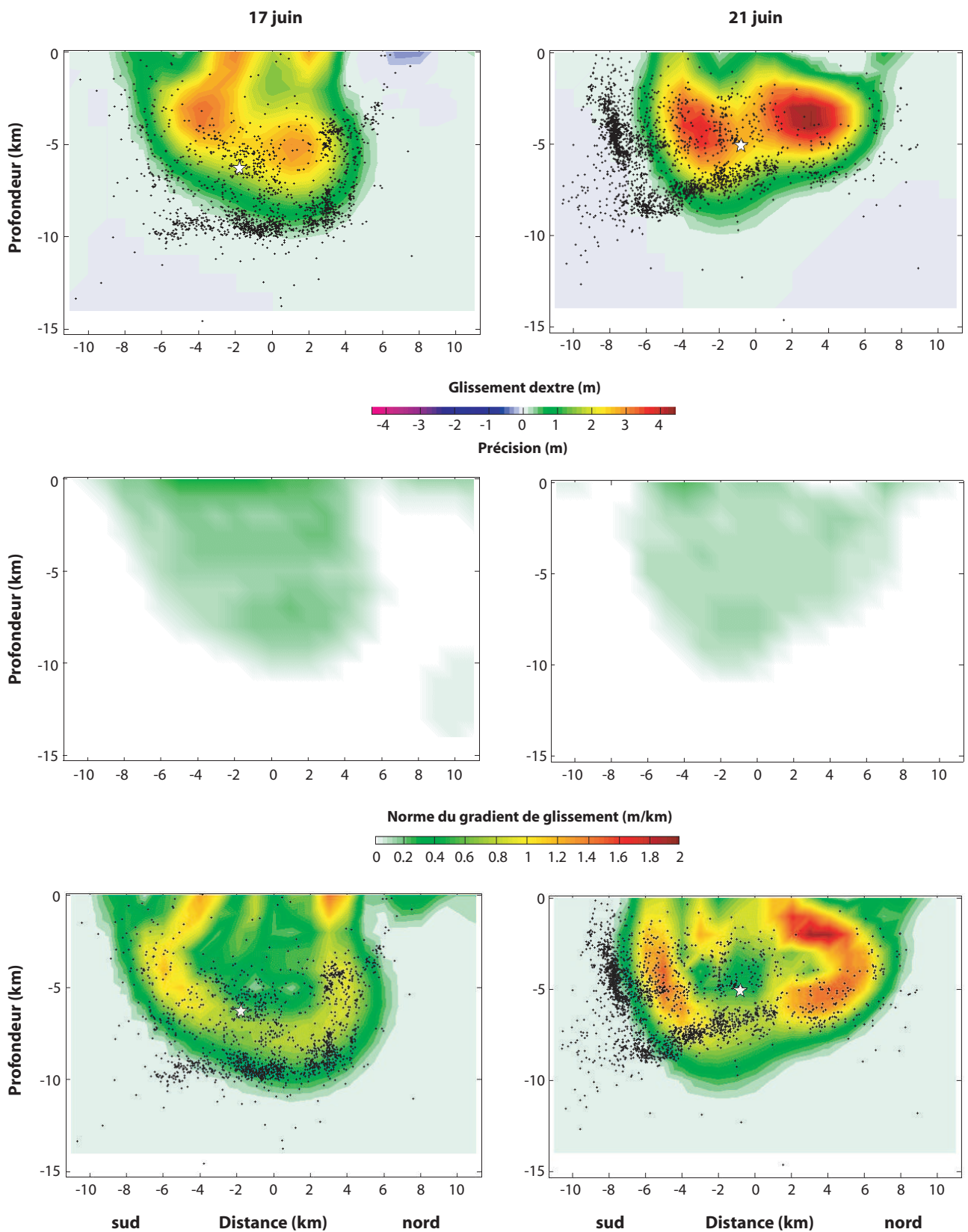


FIG. A.4 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HOF. Même légende que la figure A.1.

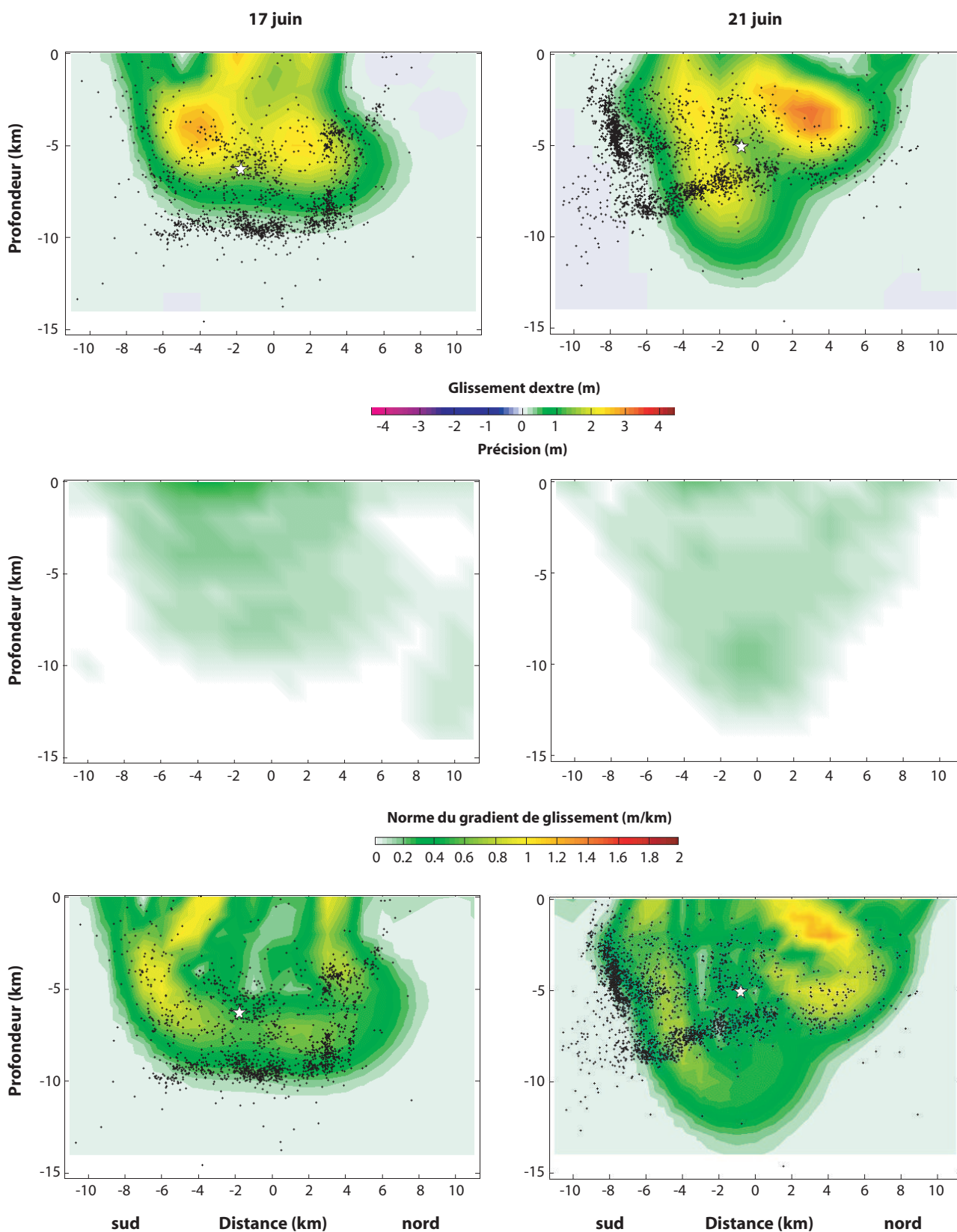


FIG. A.5 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle hétérogène HET. Même légende que la figure A.1.

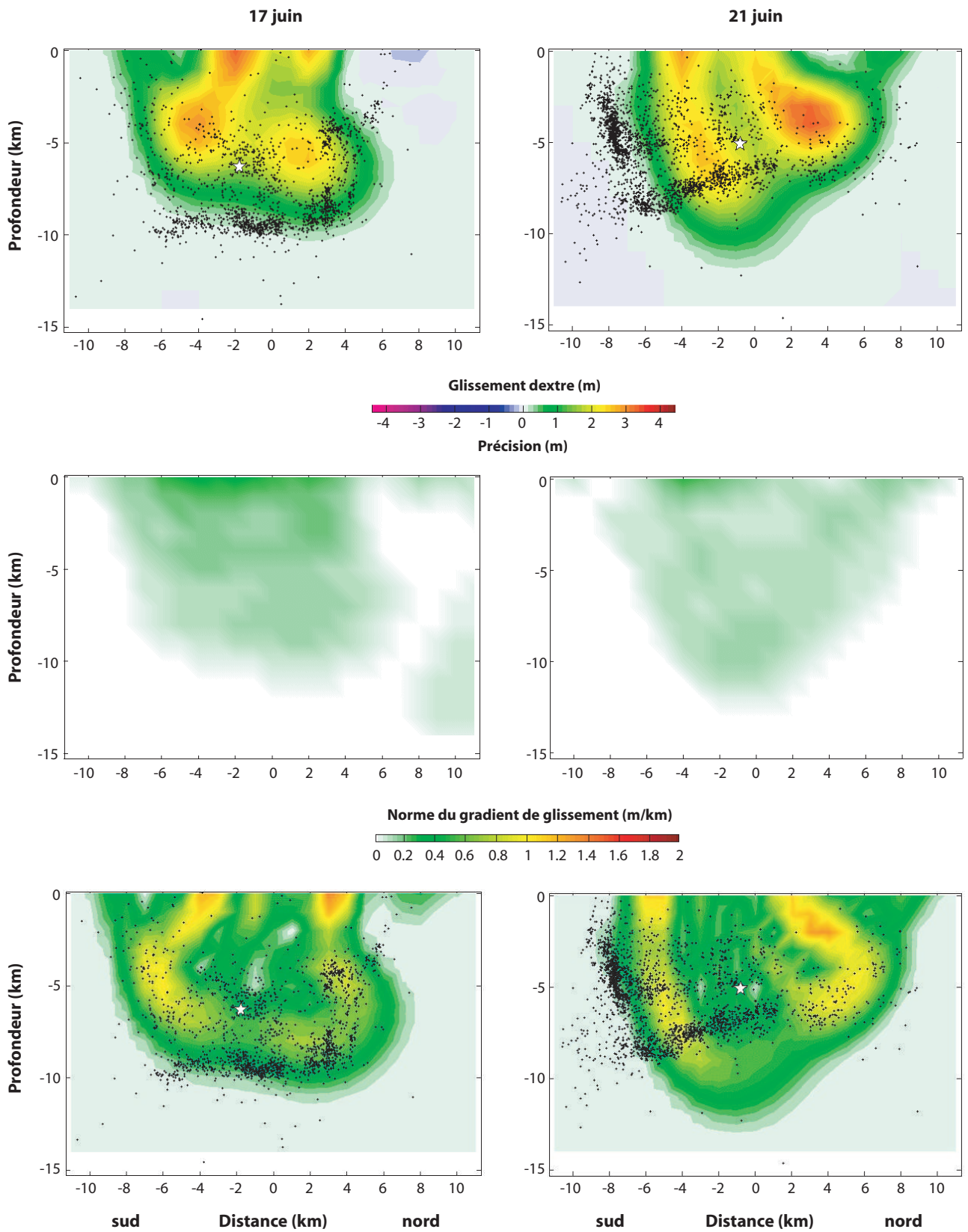


FIG. A.6 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle hétérogène HEF. Même légende que la figure A.1.

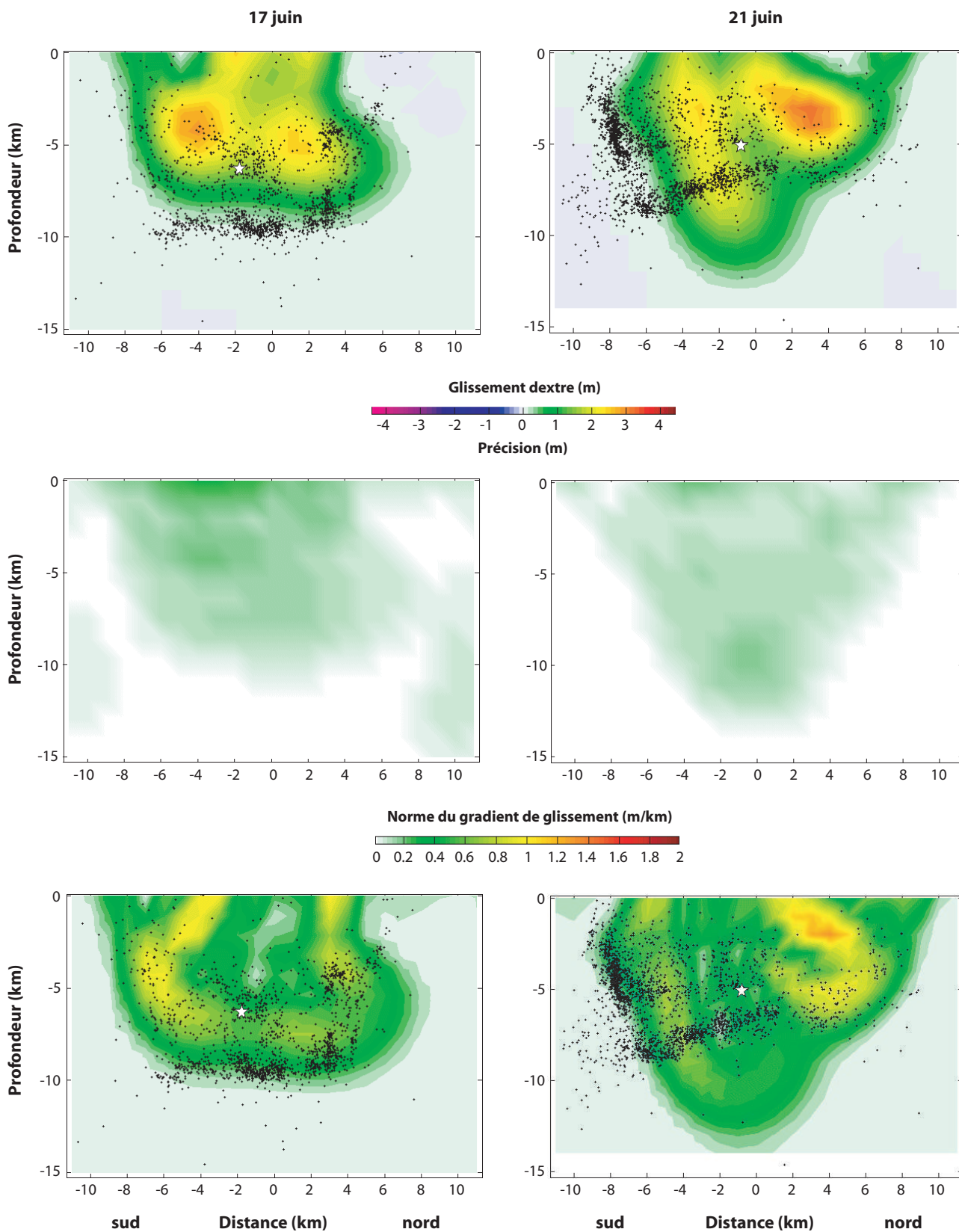


FIG. A.7 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle hétérogène ICE1. Même légende que la figure A.1.

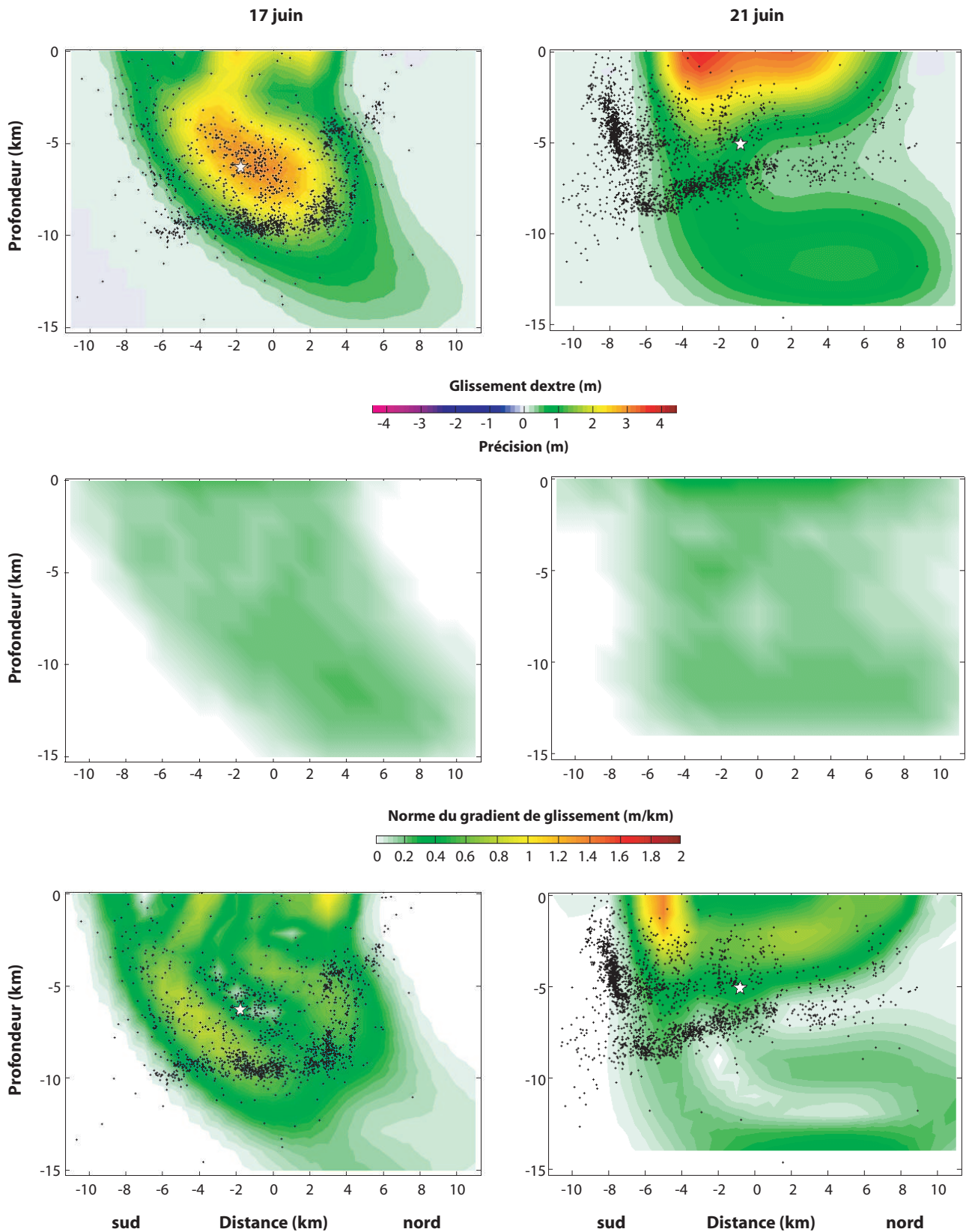


FIG. A.8 Résultats de l'inversion des données GPS dans le cas du modèle hétérogène ICE1. Même légende que la figure A.1.

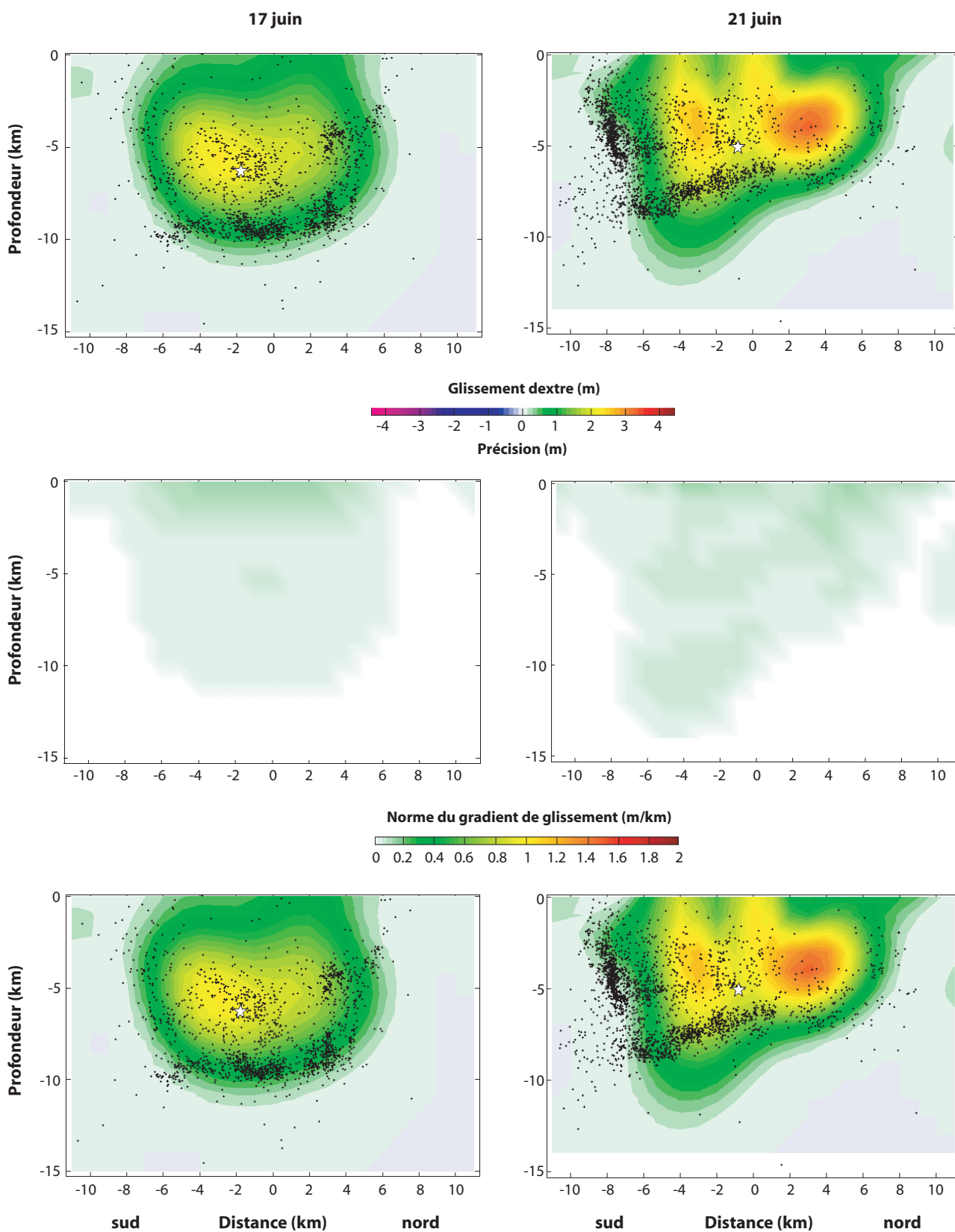


FIG. A.9 Résultats de l'inversion des données InSAR dans le cas du modèle hétérogène ICE1. Même légende que la figure A.1.

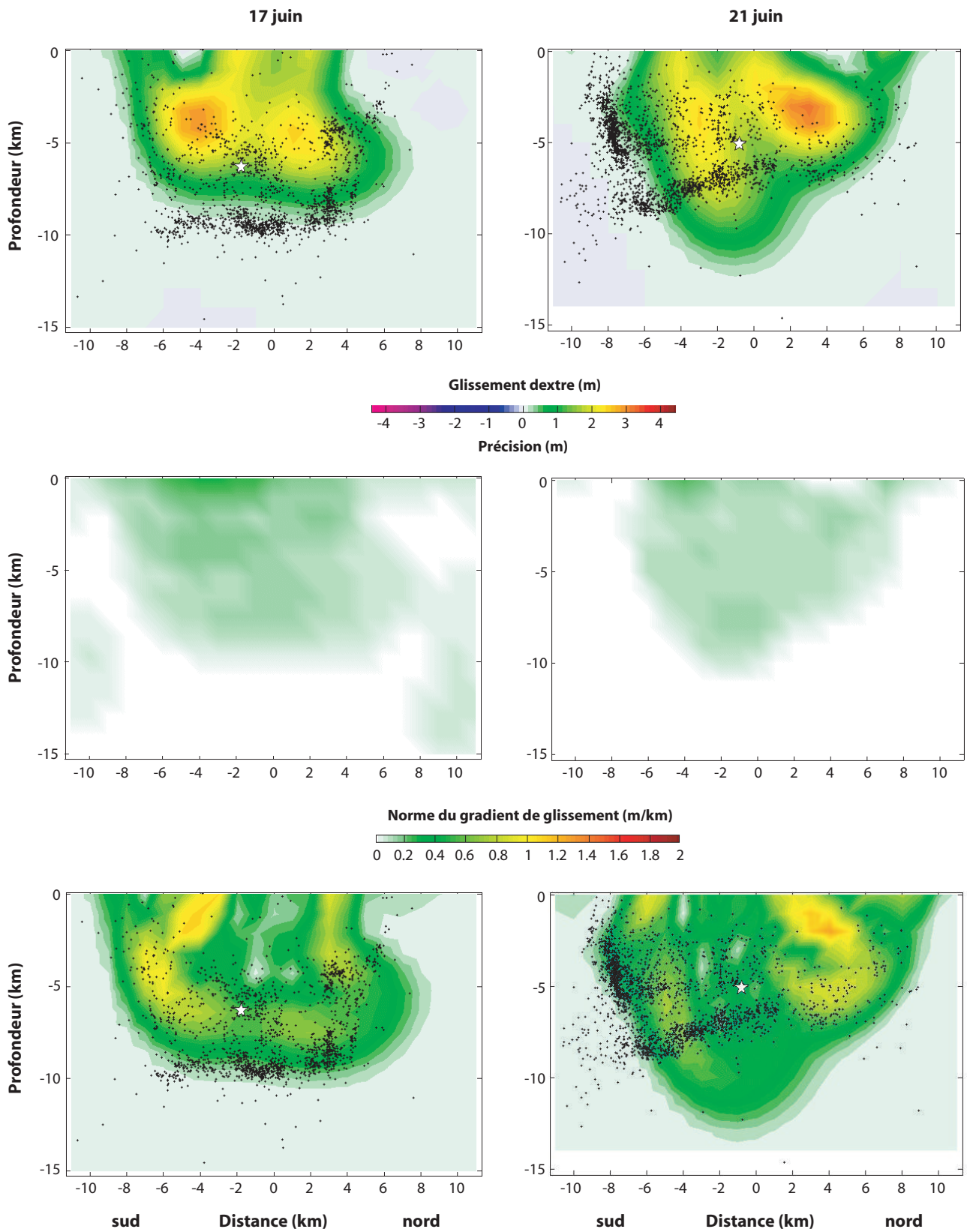


FIG. A.10 Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle hétérogène ICE2. Même légende que la figure A.1.

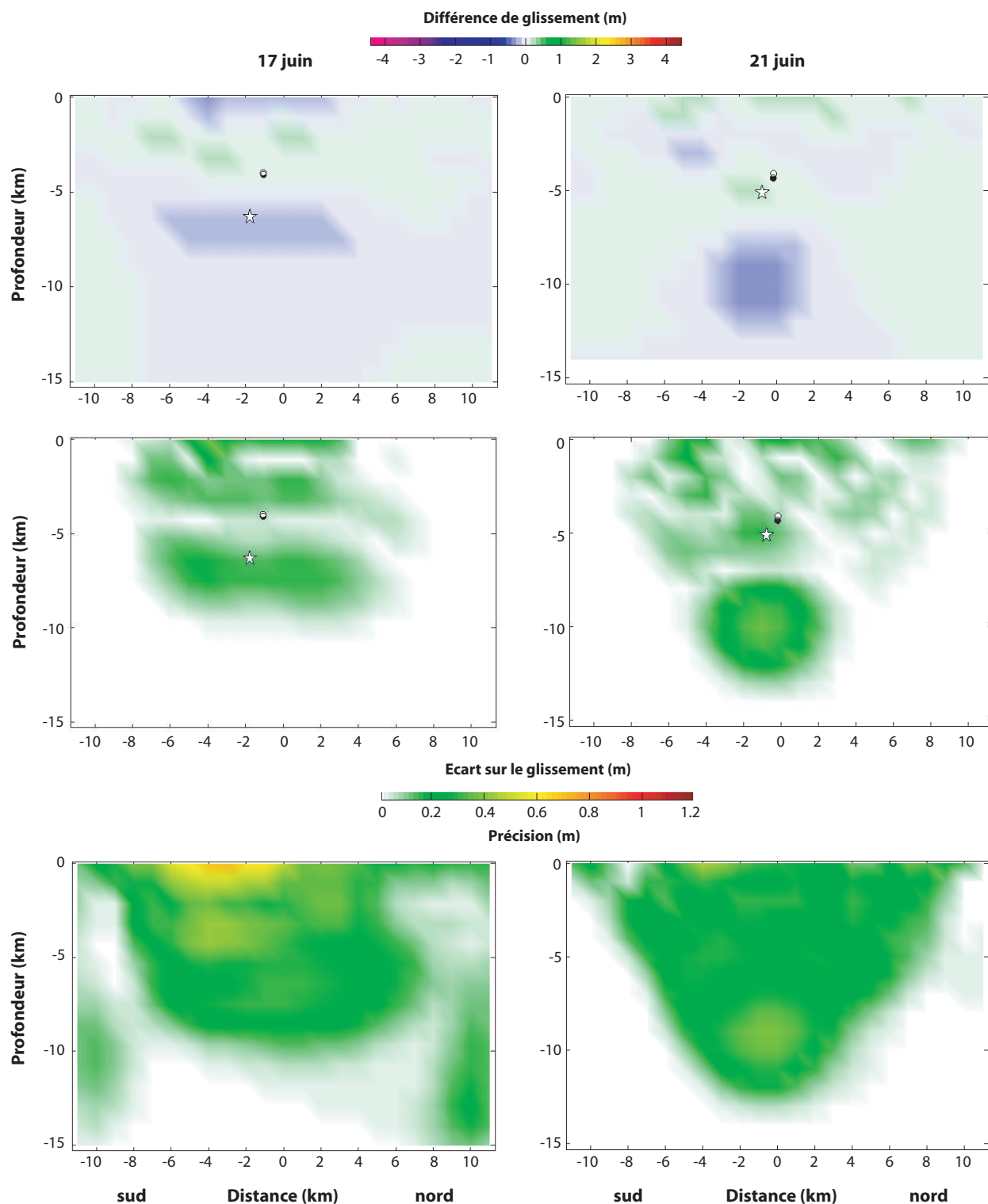


FIG. A.11 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles ICE1 et ICE2. (Haut) Une valeur positive de la différence indique que le glissement est plus important dans le cas du modèle hétérogène. L'étoile indique la position de l'hypocentre du séisme associé. Le barycentre de la distribution de chaque modèle est représenté par un rond (noir pour ICE1 et blanc pour ICE2). (Centre) L'écart correspond à la valeur absolue de la différence de glissement entre les deux distributions. Elle est ainsi directement comparable à la précision sur le glissement obtenu. (Bas) Estimation de l'erreur associée aux glissements obtenus dans le cas d'une inversion avec le modèle ICE2.

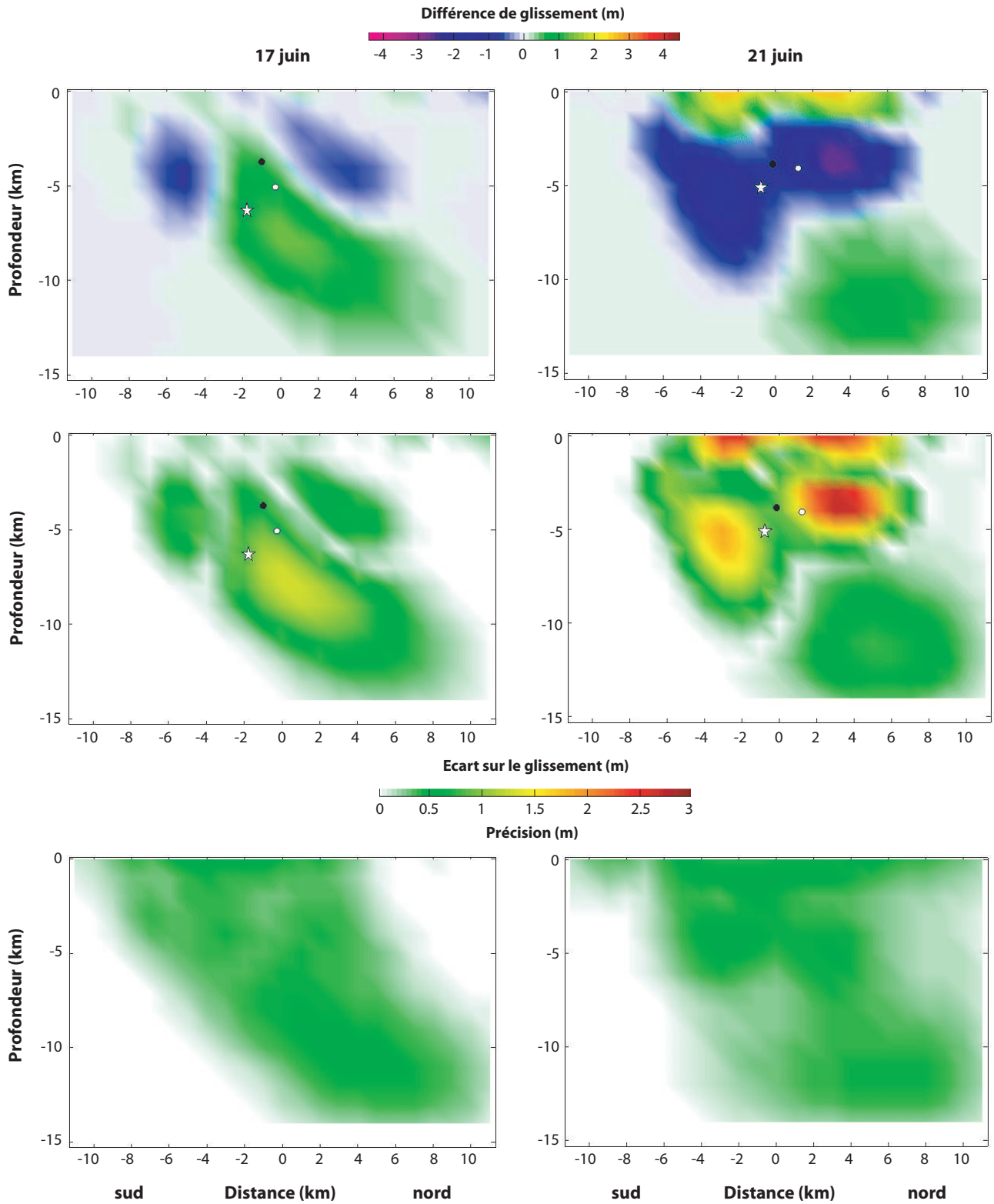


FIG. A.12 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HOM avec et sans les données InSAR. Les commentaires de la figure A.11 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle HOM avec les données InSAR sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle HOM avec les données InSAR.

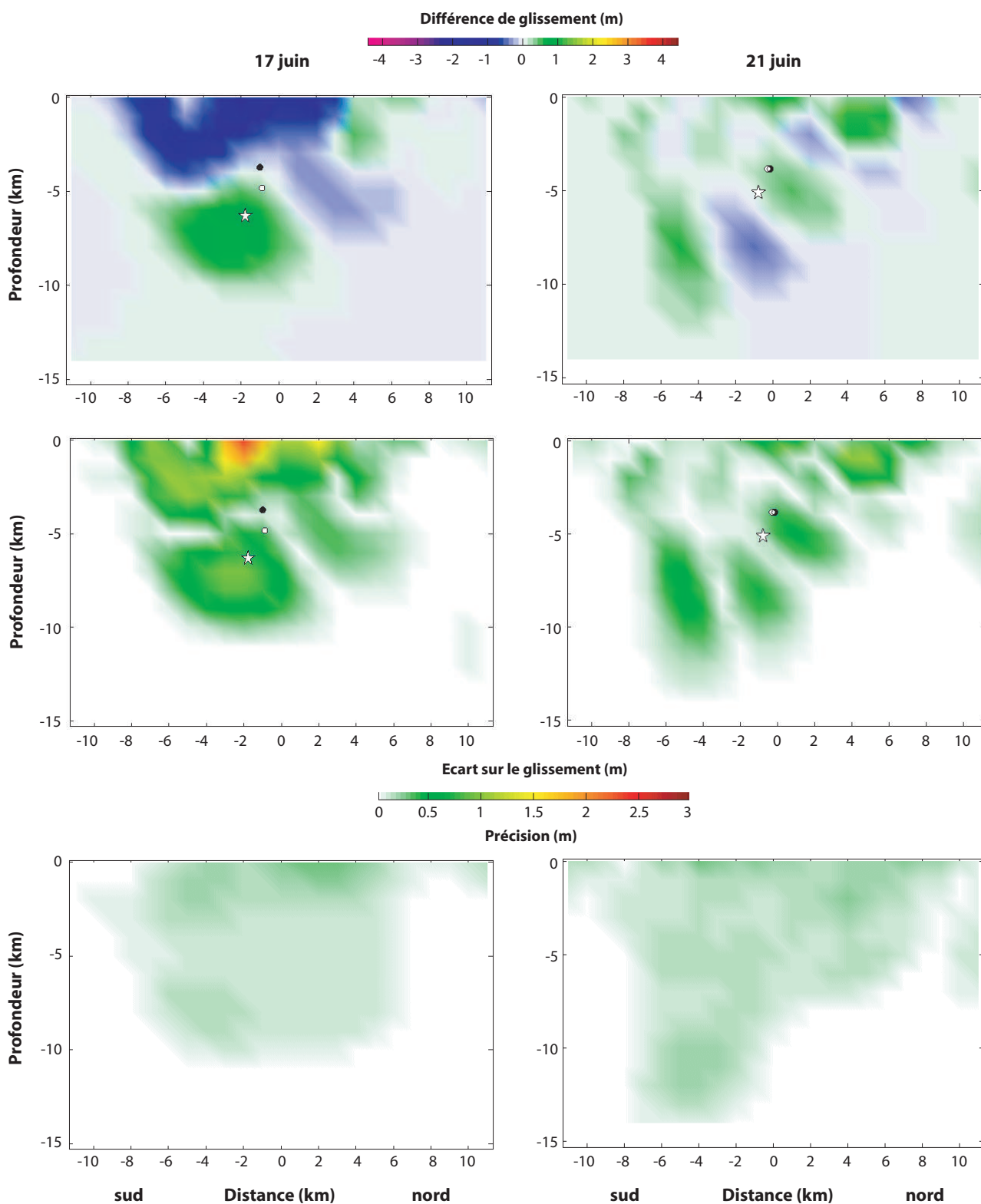


FIG. A.13 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HOM avec et sans les données GPS. Les commentaires de la figure A.11 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle HOM avec les données GPS sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle HOM avec les données GPS.

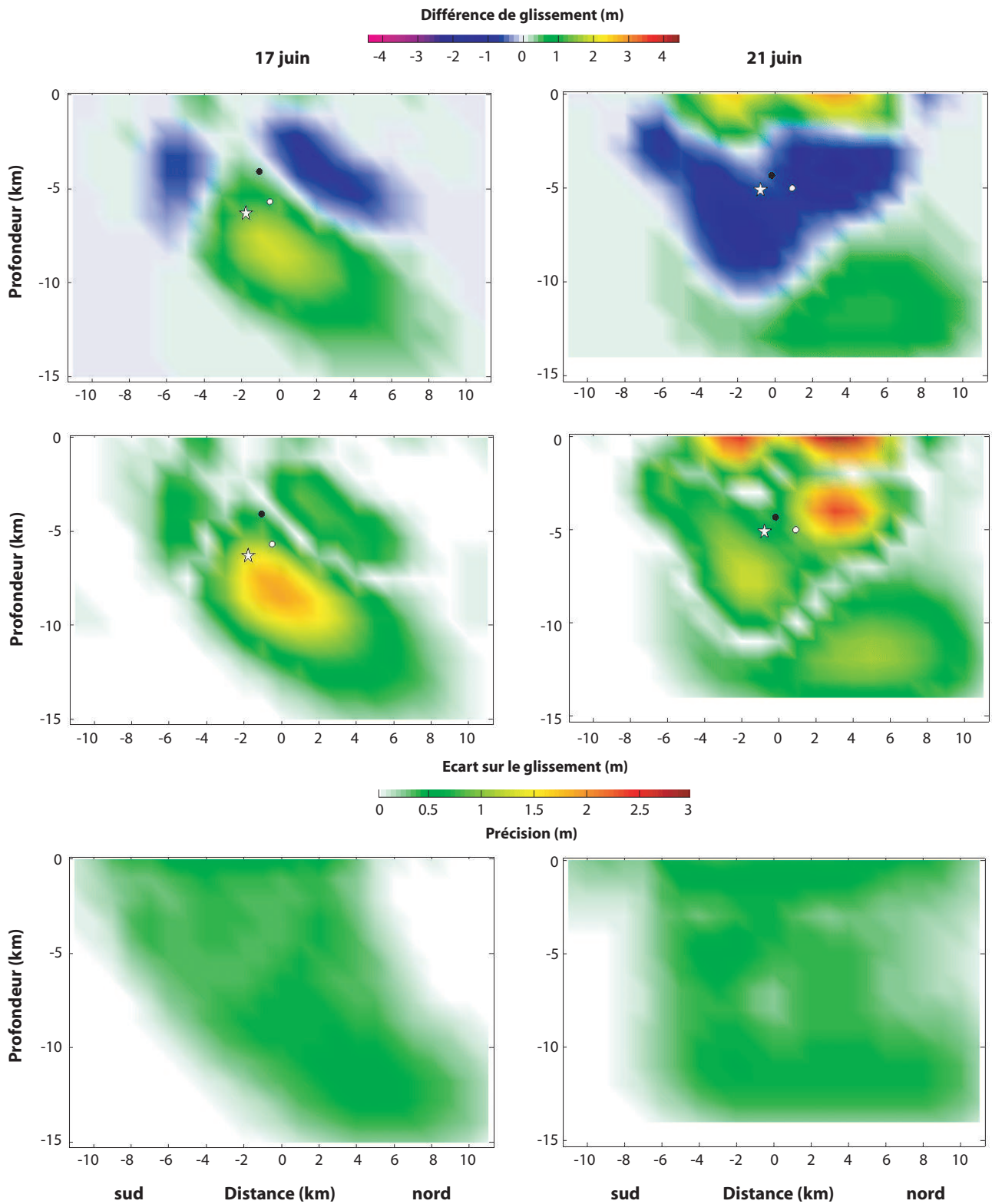


FIG. A.14 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle ICE1 avec et sans les données InSAR. Les commentaires de la figure A.11 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle ICE1 avec les données InSAR sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle ICE1 avec les données InSAR.

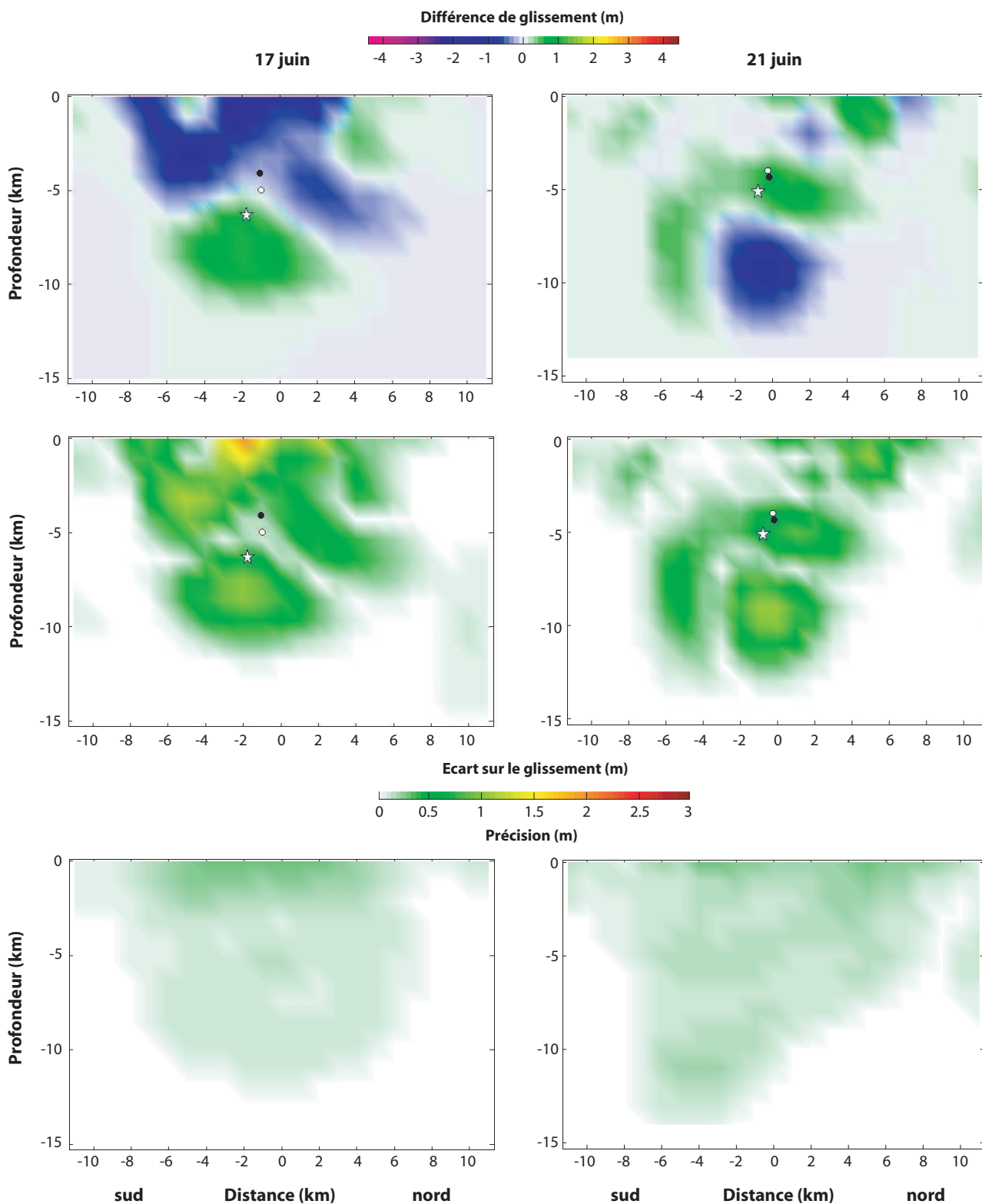


FIG. A.15 Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle ICE1 avec et sans les données GPS. Les commentaires de la figure A.11 s'appliquent de la même manière à l'exception de la différence de glissement qui est positive quand les glissements associés au modèle ICE1 avec les données GPS sont plus élevés. De même, les ronds blancs désignent ici les barycentres associés au modèle ICE1 avec les données GPS.

Références

- Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W. J., Vogfjörð, K., Bergsson, B. H., Erlendsson, P., Foulger, G. R., Jakobsdóttir, S., Julian, B. R., Pritchard, M. J., Ragnarsson, S., & Stefánsson, R., 2002, Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques, *J. Geophys. Res.*, **107**(B12), 2325–2340.
- Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W. J., Vogfjörð, K., Nettles, M., Ekström, G., Bergsson, B. H., Erlendsson, P., Foulger, G. R., Jakobsdóttir, S., Julian, B. R., Pritchard, M., Ragnarsson, S., & Stefánsson, R., 2002, Plume-driven plumbing and crustal formation in Iceland, *J. Geophys. Res.*, **107**(B8), 2163–2181.
- Anderson, D. L., 1998, The helium paradoxes, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **95**, 4822–4827.
- Anderson, D. L., 1998, A model to explain the various paradoxes associated with mantle noble gas geochemistry, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **95**, 9087–9092.
- Antonioli, A., Belardinelli, M. E., Bizzarri, A., & Vogfjörð, K. S., 2006, Evidence of instantaneous dynamic triggering during the seismic sequence of year 2000 in south Iceland, *J. Geophys. Res.*, **111**(B3), B03302.
- Árnadóttir, T. & Olsen, K. B., 2000, *Simulation of surface velocities and stress changes for the $M_S = 7.1$, 1784 earthquake, Iceland*, Gudmundur Hafsteinsson, Rit Vedurstofu Íslands, Reykjavík, Iceland.
- Árnadóttir, T., Hreinsdóttir, S., Gudmundsson, G., Einarsson, P., Heinert, M., & Völksen, C., 2001, Crustal deformation measured by GPS in the south Iceland seismic zone due to two large earthquakes in June 2000, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4031–4033.
- Árnadóttir, T., Jónsson, S., Pedersen, R., & Gudmundsson, G. B., 2003, Coulomb stress changes in the south Iceland seismic zone due to two large earthquakes in June 2000, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 1205–1208.
- Árnadóttir, T., Geirsson, H., & Einarsson, P., 2004, Coseismic stress changes and crustal deformation on the Reykjanes Peninsula due to triggered earthquakes on 17 June 2000, *J. Geophys. Res.*, **109**(B9), B09307.
- Árnadóttir, T., Jónsson, S., Pollitz, F. F., Jiang, W., & Feigl, K. L., 2005, Postseismic deformation following the June 2000 earthquake sequence in the south Iceland seismic zone, *J. Geophys. Res.*, **110**(B12), B12308.
- Árnadóttir, T., Pollitz, F. F., Jónsson, S., Jiang, W., & Feigl, K. L., 2005, Post-seismic deformation following the June 2000 earthquake sequence in the south Iceland seismic zone, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, European Geosciences Union - General Assembly, Vienna, Austria, Abstract EGU05-A-05533.
- Árnadóttir, T., Jiang, W., Feigl, K. L., Geirsson, H., & Sturkell, E., 2006, Kinematic models of plate boundary deformation in southwest Iceland derived from GPS observations, *J. Geophys. Res.*, **111**(B7), B07402.

- Bathe, K. J. & Wilson, E. L., 1976, *Numerical methods in finite element analysis*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, USA, 524 pp.
- Bellou, M., Bergerat, F., Angelier, J., & Homberg, C., 2005, Geometry and segmentation mechanisms of the surface traces associated with the 1912 Selsund earthquake, southern Iceland, *Tectonophysics*, **404**, 133–149.
- Berger, A., 2004, *Crises volcano-tectoniques et divergence de plaques en Islande : Mesure par GPS et modélisation numérique*, Ph.D. thesis, Université de Savoie, Chambéry, France.
- Bergerat, F. & Angelier, J., 2000, The south Iceland seismic zone : tectonic and seismotectonic analyses revealing the evolution from rifting to transform motion, *Journal of Geodynamics*, **29**, 211–231.
- Bergerat, F. & Angelier, J., 2003, Mechanical behaviour of the Árnes and Hestfjall faults of the June 2000 earthquakes in the southern Iceland : inferences from surface traces and tectonic model, *J. Struct. Geol.*, **25**(9), 1507–1523.
- Bergerat, F., Gudmundsson, A., Angelier, J., & Rögnvaldsson, S. T., 1998, Seismotectonics of the central part of the south Iceland seismic zone, *Tectonophysics*, **298**, 319–335.
- Bijwaard, H. & Spakman, W., 1999, Tomographic evidence for a narrow mantle plume below Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **166**, 121–126.
- Bjarnason, I. T., Cowie, P., Anders, M. H., Seeber, L., & Scholz, C. H., 1993, The 1912 Iceland earthquake rupture : growth and development of a nascent transform system, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**(2), 416–435.
- Bjarnason, I. T., Menke, W., Flóvenz, O. G., & Caress, D., 1993, Tomographic image of the mid-Atlantic plate boundary in southwestern Iceland, *J. Geophys. Res.*, **98**(B4), 6607–6622.
- Björnsson, G., Flóvenz, O. G., Saemundsson, K., & Einarsson, E. M., 2001, Pressure changes in Icelandic geothermal reservoirs associated with two large earthquakes in June 2000, in *Proceedings of the 26th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Tech. Rep. SGP-TR_168*, pp. 327–334, Stanford University, Stanford, USA.
- Bödvarsson, R., Rögnvaldsson, S. T., Slunga, R., & Kjartansson, E., 1999, The SIL data acquisition system - At present and beyond year 2000, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **113**, 89–101.
- Bott, M. H. P., 1985, Plate tectonic evolution of the Icelandic transverse ridge and adjacent regions, *J. Geophys. Res.*, **90**, 9953–9960.
- Bourgeois, O., Dauteuil, O., & Vliet-Lanöe, B. V., 1998, Pleistocene subglacial volcanism in Iceland : tectonic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 165–178.
- Braun, A. & Marquart, G., 2001, La naissance de l'Atlantique Nord, *Pour la Science*, **287**, 38–47.
- Breddam, K., Kurz, M. D., & Storey, M., 2000, Mapping out the conduit of the Iceland mantle plume with helium isotopes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**, 45–55.
- Briaies, A. & Rabinowicz, M., 2003, La dynamique des dorsales océaniques, *Pour La Science*, **313**, 70–76.
- Burov, E. B. & Diament, M., 1992, Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology, *Geophys. J. Int.*, **109**, 449–468.
- Burov, E. B. & Diament, M., 1995, The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere : what does it really mean ?, *J. of Geophysic. Res.*, **100**(3), 3905–3927.

- Burov, E. B. & Watts, A. B., 2006, The long-term strength of continental lithosphere : « jelly sandwich » or « crème brûlée » ?, *GSA Today*, **16**(1), 4–9.
- Carlson, R. L. & Herrick, C. N., 1990, Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age, *J. Geophys. Res.*, **95**, 9153–9170.
- Cattin, R., Briole, P., Lyon-Caen, H., Bernard, P., & Pinettes, P., 1999, Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications, *Geophys. J. Int.*, **137**, 149–158.
- Challis, L. & Sheard, F., 2003, The green of Green functions, *Phys. Today*, **56**(12), 41–46.
- Chéry, J., Carretier, S., & Ritz, J.-F., 2001, Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia, *Earth and Planetary Science Letters*, **194**, 277–286.
- Chéry, J., Zoback, M. D., & Hassani, R., 2001, An integrated mechanical model of the San Andreas fault in central and northern California, *J. Geophys. Res.*, **106**(B10), 22051–22066.
- Chinnery, M. A., 1961, The deformation of the ground around surface faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **50**, 355–372.
- Christensen, N. I. & Smewing, J. D., 1981, Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite, *J. Geophys. Res.*, **86**(B4), 2545–2555.
- Christensen, N. I. & Wilkens, R. H., 1982, Seismic properties, density, and composition of the Icelandic crust near Reydarfjöldur, *J. Geophys. Res.*, **87**(B8), 6389–6395.
- Cianetti, S., Giunchi, C., & Cocco, M., 2005, Three-dimensional finite element modeling of stress interaction : an application to Landers and Hector Mine fault systems, *J. Geophys. Res.*, **110**(B5), B05S17.
- CIG, Computational Infrastructure for Geodynamics, <http://www.geodynamics.org> :8080/cig.
- Clifton, A. & Einarsson, P., 2005, Styles of surface rupture accompanying the June 17 and 21, 2000 earthquakes in the south Iceland seismic zone, *Tectonophysics*, **396**(3-4), 141–159.
- C.N.E.S., 1997, DIAPASON/PRISME Software, Toulouse.
- Cocco, M. & Rice, J. R., 2002, Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions, *J. Geophys. Res.*, **107**(B2), 2030–2046.
- Cocco, M. & Rice, J. R., 2003, Corrections to « Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions », *J. Geophys. Res.*, **108**(B2), 2069.
- Cohen, S. C., 1982, A multilayer model of time-dependent deformation following an earthquake on a strike-slip fault, *J. Geophys. Res.*, **87**, 5409–5421.
- Cohen, S. C., 1984, Postseismic deformation due to subcrustal viscoelastic relaxation following dip-slip earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **89**(B6), 4538–4544.
- Cohen, S. C., 1992, Postseismic deformation and stress diffusion due to viscoelasticity and comments on the modified Elsasser model, *J. Geophys. Res.*, **97**(11), 15395–15403.
- Cohen, S. C., 1999, Numerical models of crustal deformation in seismic zones, *Advances in Geophysics*, **41**, 133–231.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J., 2003, Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 295–308.
- Darbyshire, F. A., Bjarnason, I. T., White, R. S., & Flóvenz, O. G., 1998, Crustal structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1131–1149.

- Darbyshire, F. A., White, R. S., & Priestley, K. F., 2000, Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from combined seismic and gravity study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 409–428.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S., 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates on current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**(20), 2191–2194.
- Dhatt, G. & Touzot, G., 1984, *The finite element method displayed*, John Wiley and Sons, New-York, USA, 526 pp.
- Du, Z. & Foulger, G. R., 2001, Variation in the crustal structure across central Iceland, *Geophys. J. Int.*, **145**, 246–264.
- Duan, B. & Oglesby, D. D., 2005, The dynamics of thrust and normal faults over multiple earthquake cycles : effects of dipping fault geometry, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**(5), 1623–1636.
- Dubois, L., Pedersen, R., Sigmundsson, F., & Feigl, K. L., 2004, Regards sur l’Islande : ses déformations vues par interférométrie radar satellitaire, *Revue du Palais de la Découverte*, **322**, 30–39.
- Efron, B. & Gong, G., 1983, A leisurely look at the bootstrap, the jackknife, and cross-validation, *The American Statistician*, **37**, 36–48.
- Efron, B. & Tibshirani, R., 1986, Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy, *Statistical Science*, **1**(1), 54–77.
- Einarsson, P., 1991, Earthquake and present day tectonism in Iceland, *Tectonophysics*, **189**, 261–279.
- Einarsson, P. & Eiríksson, J., 1982, Earthquake fractures in the districts Land and Rangárvellir in the south Iceland seismic zone, *Jökull*, **32**, 113–119.
- Einarsson, P., Björnsson, S., Foulger, G., Stefánsson, R., & Skaftadóttir, T., 1981, *Seismicity pattern in the south Iceland seismic zone*, vol. 4 of **Maurice Ewing Series**, chap. Earthquake Prediction - an International Review, pp. 141–151, D. W. Simpson and P. G. Richards, Washington, USA.
- Eysteinnsson, H. & Hermance, J. F., 1985, Magnetotelluric measurements across the eastern neovolcanic zone in south Iceland, *J. Geophys. Res.*, **90**(B12), 10093–10103.
- Feigl, K. L. & Dupré, E., 1999, RNGCHN : a program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modelling geodetic measurements of crustal deformation, *Computer and Geosciences*, **25**(6), 695–704.
- Feigl, K. L. & Thatcher, W., 2006, Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle, *C. R. Geoscience*, **338**, 1012–1028.
- Feigl, K. L., Gasperi, J., Sigmundsson, F., & Rigo, A., 2000, Crustal deformation near Hengill volcano, Iceland 1993-1998 : Coupling between magmatic activity and faulting inferred from elastic modeling of satellite radar interferograms, *J. Geophys. Res.*, **105**, 25655–25670.

- Feigl, K. L., Lesne, O., Sigmundsson, F., & Queiroz, G., 2005, RETINA (Realistic Evaluation of Temporal Interaction of Natural hAzards) final report : Section 6 (2002-2005), RETINA European report, ACRI-ST, Sophia-Antipolis, France, Webpage : <http://www.acri-st.fr/retina>.
- Fernández, J., Yu, T.-T., & Rundle, J. B., 1996, Horizontal viscoelastic-gravitational displacement due to a rectangular dipping thrust fault in a layered Earth model, *J. Geophys. Res.*, **101**(B6), 13581–13594.
- Fernandez, J., Rundle, J. B., & Tiampo, K., 2005, Viscoelastic-gravitational half-space model for postseismic displacements revisited, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, European Geosciences Union - General Assembly, Vienna, Austria, Abstract EGU05-A-09349.
- Flóvenz, O. G., 1992, Properties of the crust and the upper mantle below Iceland from geophysical measurements, *Edlisfraedi á Íslandi*, **VI**, 89–104, in Icelandic with English summary.
- Flóvenz, O. G. & Gunnarsson, K., 1991, Seismic crustal structure in Iceland and surrounding area, *Tectonophysics*, **189**, 1–17.
- Flóvenz, O. G. & Saedmundsson, K., 1993, Heat flow and geothermal processes in Iceland, *Tectonophysics*, **225**, 123–128.
- Foulger, G. R., 1988, Hengill triple junction, SW Iceland 1. Tectonic structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **93**(B11), 13493–13506.
- Foulger, G. R. & Anderson, D. L., 2005, A cool model for the Iceland hotspot, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **141**, 1–22.
- Foulger, G. R. & Pearson, D. G., 2001, Is Iceland underlain by a plume in the lower mantle? Seismology and helium isotopes, *Geophys. J. Int.*, **145**, F1–F5.
- Foulger, G. R., Beutler, G., Bilham, R., Einarsson, P., Fankhauser, S., Gurtner, W., Hugentobler, U., Morgan, W. J., Rothacher, M., Thorbergsson, G., & Wild, U., 1993, The Iceland 1986 GPS geodetic survey : tectonic goals and data processing results, *Bull. Géod.*, **67**, 148–172.
- Foulger, G. R., Pritchard, M. J., Julian, B. R., Evans, J. R., Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W. J., Bergsson, B. H., Erlendsson, P., Jakobsdottir, S. S., Ragnarsson, S., Stefánsson, R., & Vogfjörð, K., 2001, Seismic tomography shows that upwelling beneath Iceland is confined to the upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **146**, 504–530.
- Foulger, G. R., Du, Z., & Julian, B. R., 2003, Iceland-type crust, *Geophys. J. Int.*, **155**(2), 567–590.
- Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., & Hreinsdóttir, S., 2006, Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, **111**(B1), B01401.
- Freymueller, J., King, N. E., & Segall, P., 1994, The co-seismic slip distribution of the Landers earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**(3), 646–659.
- Fukahata, Y. & Matsu'ura, M., 2006, Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and a equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, **166**, 418–434.
- Garcia, S., 2003, *Implication d'un saut de rift et du fonctionnement d'une zone transformante sur les déformations du nord de l'Islande : approches structurale, sismotectonique et radiochronologique*, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

- Gasperi, J., 1999, *Étude de la déformation lithosphérique active par interférométrie radar. Application à la région de Hengill, Islande*, Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, France.
- Gebrande, H., Miller, H., & Einarsson, P., 1980, Seismic structure of Iceland along RRISP profile 1, *J. Geophys.*, **47**, 239–249.
- Geist, E. L., Titov, V. V., Arcas, Diego, Pollitz, F., & Bilek, S. L., 2005, What can we learn from the December 26, 2004, Sumatra earthquake to improve tsunami hazard assessment models ?, in *Eos Trans. AGU*, vol. 86, Fall Meet. Suppl., San Francisco, USA, Abstract S44B-06.
- Goodman, R. E., Taylor, R. L., & Brekke, T. L., 1968, A model for the mechanics of jointed rock, *J. Soil Mech. and Found. Proc. ASCE*, **94**, 637–658.
- Gourinat, Y., 2001, *Introduction à la dynamique des structures : éléments de mécanique des solides pour l'ingénieur*, Cépaduès-éditions, Toulouse, France, 428 pp.
- Gudmundsson, A., 1995, Ocean-ridge discontinuities in Iceland, *Journal of the Geological Society*, **152**, 1011–1015.
- Gudmundsson, A., 1998, Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics, *J. Geophys. Res.*, **103**(B4), 7401–7412.
- Gudmundsson, A. & Brynjolfsson, S., 1993, Overlapping rift-zone segments and the evolution of the south Iceland seismic zone, *Geophys. Res. Lett.*, **201**, 903–906.
- Gudmundsson, O., 2003, The dense root of the Iceland crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**(4), 427–440.
- Gudmundsson, S., Carstensen, J. M., & Sigmundsson, F., 2002, Unwrapping ground displacement signals in satellite radar interferograms with the aid of GPS data and MRF regularization, *IEEE Trans. Remote Sens. Geosci.*, **40**, 1743–1754.
- Hackman, M. C., King, G. C. P., & Bilham, R., 1990, The mechanics of the south Iceland seismic zone, *J. Geophys. Res.*, **95**(B11), 17339–17351.
- Hardarson, B. S., Fitton, J. G., Ellam, R. M., & Pringle, M. S., 1997, Rift relocation - a geochemical and geochronological investigation of a palaeo-rift in northwest Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 181–196.
- Hardebeck, J. L., Nazareth, J. J., & Hauksson, E., 1998, The static stress change triggering model : constraints from two southern California aftershocks sequences, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24427–24437.
- Harris, R. A., 1998, Introduction to special section : stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24347–24358.
- Hearn, E. H. & Bürgmann, R., 2005, The effect of elastic layering on inversions of GPS data for coseismic slip and resulting stress changes : strike-slip earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**(5), 1637–1653.
- Helmstetter, A., Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D., 2005, Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering, *J. Geophys. Res.*, **110**(B5), B05S08.
- Hergert, T. & Heidbach, O., 2006, New insights into the mechanism of postseismic stress relaxation exemplified by the 23 June 2001 $M_W = 8.4$ earthquake in southern Peru, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02307.

- Hetland, E. A. & Hager, B. H., 2006, The effects of rheological layering on post-seismic deformation, *Geophys. J. Int.*, **166**(1), 277.
- Hjaltadóttir, S., Vogfjörð, K. S., & Slunga, R., 2005, Mapping subsurface faults in southwest Iceland using relatively located microearthquakes, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, European Geosciences Union - General Assembly, Vienna, Austria, Abstract EGU05-A-06664.
- Hreinsdóttir, S., Einarsson, P., & Sigmundsson, F., 2001, Crustal deformation at the oblique spreading Reykjanes Peninsula, SW Iceland : GPS measurements from 1993 to 1998, *J. Geophys. Res.*, **106**(B7), 13803–13816.
- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J., & Khazaradze, G., 2004, Three-dimensionnal viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake, *J. Geophys. Res.*, **109**(B12), B12403.
- Huc, M., Hassani, R., & Chéry, J., 1998, Large earthquake nucleation associated with stress exchange between middle and upper crust, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(4), 551–554.
- Hugentobler, U., Schaer, S., & Friedez, P., 2001, Bernese GPS software, Version 4.2, Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
- Hughes, T. J. R., 1987, *The finite element method*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, USA, 803 pp.
- Hung, S.-H., Shen, Y., & Chiao, L.-Y., 2004, Imaging seismic velocities structure beneath the Iceland hot spot : a finite frequency approach, *J. Geophys. Res.*, **109**(B8), B08305.
- IMO, Icelandic Meteorological Office, <http://www.vedur.is/english/>.
- Ito, G., Lin, J., & Gable, C. W., 1996, Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot : Iceland and the mid-Atlantic ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**, 53–74.
- Ito, G., Shen, Y., Hirth, G., & Wolfe, C. J., 1999, Mantle flow, melting, and dehydration of the Iceland mantle plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **165**, 81–96.
- Jackson, J., 2002, Strength of the continental lithosphere : time to abandon the jelly sandwich ?, *GSA Today*, **12**(9), 4–10.
- Jaeger, J. C. & Cook, N. G. W., 1979, *Fundamentals of rock mechanics*, Chapman and Hall, London, UK, 3rd edn., 488 pp.
- Jakobsson, S. P., 1972, Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland, *Lithos*, **5**, 365–386.
- Jakobsson, S. P., 1979, Outline of the petrology of Iceland, *Jökull*, **29**, 57–73.
- Jóhannesson, H. & Saemundsson, K., 1998, Geological map of Iceland, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavík, Iceland.
- Jones, S. M., White, N., & MacLennan, J., 2002, V-shaped ridges around Iceland : implications for spatial and temporal patterns of mantle convection, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **3**(10), 1–23.
- Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R., & Björnsson, G., 2003, Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients, *Nature*, **424**, 179–183.
- Jungels, P. H. & Frazier, G. A., 1977, Finite element analysis of the residual displacements for an earthquake rupture : source parameters for the San Fernando earthquake, *J. Geophys. Res.*, **78**(23), 5062–5083.

- Kaban, M. K., Flóvenz, O. G., & Pálmason, G., 2002, Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling, *Geophys. J. Int.*, **149**, 281–299.
- King, G. C. P., Stein, R. S., & Lin, J., 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**(3), 935–953.
- Kokfelt, T. F., Hoernle, K., & Hauff, F., 2003, Upwelling and melting of the Iceland plume from radial variation of ^{238}U - ^{239}Th disequilibria in postglacial volcanic rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **214**, 167–186.
- Komatitsch, D., 1997, *Méthodes spectrales et éléments spectraux pour l'équation de l'élastodynamique 2D et 3D en milieu hétérogène (Spectral and spectral-element methods for the 2D and 3D elastodynamics equations in heterogeneous media)*, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe, Paris, France.
- Komatitsch, D. & Tromp, J., 1999, Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation, *Geophys. J. Int.*, **139**, 806–822.
- Komatitsch, D. & Vilotte, J. P., 1998, The spectral-element method : an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**(2), 368–392.
- Kristjánsson, L., 1979, The shelf area around Iceland, *Jökull*, **29**, 3–6.
- Kurz, M. D., Meyer, P. S., & Sigurdsson, H., 1985, Helium isotope systematics within the neovolcanic zones of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 291–305.
- LaFemina, P. C., Dixon, T. H., Malservisi, R., Árnadóttir, T., Sturkell, E., Sigmundsson, F., & Einarsson, P., 2005, Geodetic GPS measurements in south Iceland : strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system, *J. Geophys. Res.*, **110**(B11), B11405.
- Larsen, G., Gudmundsson, M., & Björnsson, H., 1998, Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland hotspot revealed by glacier tephrostratigraphy, *Geology*, **26**(10), 943–946.
- Larsen, R. J. & Marx, M. L., 1986, *An introduction to mathematical statistics and its applications*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, USA, 2nd edn., 92 pp.
- Lawson, C. L. & Hanson, B. J., 1974, *Solving least squares problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, USA, 337 pp.
- Lawver, L. A. & Müller, R. D., 1994, Iceland hotspot track, *Geology*, **22**, 311–314.
- Li, A. & Detrick, R. S., 2003, Azimuthal anisotropy and phase velocity beneath Iceland : implication for plume-ridge interaction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **214**, 153–165.
- Li, V. C. & Rice, J. R., 1987, Crustal deformation in great California earthquake cycles, *J. Geophys. Res.*, **92**(B11), 11533–11551.
- Lucquin, B. & Pironneau, O., 1996, *Introduction au calcul scientifique*, Masson, Paris, France, 351 pp.
- Luxey, P., Blondel, P., & Parson, L. M., 1997, Tectonic significance of the south Iceland seismic transform zone, *J. Geophys. Res.*, **102**(B8), 17967–17980.
- Lysmer, J. & Drake, L. A., 1972, A finite element method for seismology, in *Methods in Computational Physics*, vol. 11, Academic Press, New York, USA.
- Lyzenga, G. A., Raefsky, A., & Mulligan, S. G., 1991, Models of recurrent strike-slip earthquakes cycles and the state of crustal stress, *J. Geophys. Res.*, **96**(B13), 21623–21640.

- MacLennan, J., Jull, M., McKenzie, D., Slater, L., & Grönvold, K., 2002, The link between volcanism and deglaciation in Iceland, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **3**(11), 1–25.
- Malvern, L. E., 1969, *Introduction to the mechanics of a continuous medium*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, USA, 713 pp.
- Marfurt, K. J., 1984, Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar and elastic wave equation, *Geophysics*, **49**(5), 533–549.
- Masterlark, T., 2003, Finite element model predictions of static deformation from dislocation sources in a subduction zone : sensitivities to homogeneous, isotropic, Poisson-solid, and half-space assumptions, *J. Geophys. Res.*, **108**(B11), 2540–2556.
- Masterlark, T. & Wang, H. F., 2002, Transient stress-coupling between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**(4), 1470–1486.
- Masterlark, T., DeMets, C., Wang, H. F., Sánchez, O., & Stock, J., 2001, Homogeneous vs. realistic heterogeneous subduction zone models : coseismic and postseismic deformation, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(21), 4047–4050.
- Matsu'ura, M. & Tanimoto, T., 1980, Quasi-static deformations due to an inclined, rectangular fault in a viscoelastic half-space, *J. Phys. Earth*, **28**, 103–118.
- Melosh, H. J., 1983, Vertical movements following a dip-slip earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **10**(1), 47–50.
- Melosh, H. J. & Fleitout, L., 1982, The earthquake cycle in subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, **9**(1), 21–24.
- Melosh, H. J. & Raefsky, A., 1980, The dynamical origin of subduction zone topography, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **60**, 333–354.
- Melosh, H. J. & Raefsky, A., 1981, A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**(5), 1391–1400.
- Melosh, H. J. & Raefsky, A., 1983, Anelastic response of the earth to a dip-slip earthquake, *J. Geophys. Res.*, **88**, 515–526.
- Menke, W., 1989, *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*, vol. 45 of **Int. Geophys. Ser.**, R. Dmowska and J. R. Holton, Academic Press, San Diego, USA, 289 pp.
- Menke, W., 1999, Crustal isostasy indicates anomalous densities beneath Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(9), 1215–1218.
- Menke, W. & Levin, V., 1994, Cold crust in a hot spot, *Geophys. Res. Lett.*, **21**(18), 1967–1970.
- Menke, W. & Sparks, D., 1995, Crustal accretion model for Iceland predicts 'cold' crust, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(13), 1673–1676.
- Menke, W., Brandsdóttir, B., Einarsson, P., & Bjarnason, I. T., 1996, Reinterpretation of the RRISP-77 Iceland shear wave profiles, *Geophys. J. Int.*, **126**, 166–172.
- Menke, W., West, M., Brandsdóttir, B., & Sparks, D., 1998, Compressional and shear velocity structure of the lithosphere in the northern Iceland, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 1561–1571.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., & Masters, G., 2006, A catalogue of deep mantle plumes : New results from finite-frequency tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q11007.
- Morgan, W. J., 1971, Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, **230**, 42–43.

- Mullen, R. & Belytschko, T., 1982, Dispersion analysis of finite element semidiscretizations of the two-dimensional wave equation, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, **18**(1), 11–29.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**(4), 1135–1154.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**(2), 1018–1040.
- Oskarsson, N., Steinhórsson, S., & Sigvaldason, G. E., 1985, Iceland geochemical anomaly : origin, volcanotectonics, chemical fractionation and isotope evolution of the crust, *J. Geophys. Res.*, **90**(B12), 10011–10025.
- Pagli, C., Pedersen, R., Sigmundsson, F., & Feigl, K. L., 2003, Triggered fault slip on June 17, 2000 on the Reykjanes Peninsula, SW-Iceland captured by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1273–1276.
- Pálmason, G., 1971, Crustal structure of Iceland from explosion seismology, *Soc. Sci. Iceland*, **XL**, 187.
- Pálmason, G., 1980, A continuum model of crustal generation in iceland : kinematic aspects, *J. Geophys.*, **47**, 7–18.
- Pedersen, R., 2004, *Crustal deformation associated with the June, 2000, earthquakes in southern Iceland and repeated magmatic intrusion in the Eyjafjallajökull volcano, 1994 and 1999 - Observed by satellite radar Interferometry*, Ph.D. thesis, Faculty of Science - University of Iceland, Reykjavík, Iceland.
- Pedersen, R., Clifton, A. E., Einarsson, P., Sigmundsson, F., & Gudfinnsson, G. H., 2000, Styles of surface rupture accompanying the June 17 and 21, 2000 earthquakes in the south Iceland seismic zone, in *Eos Trans. AGU*, vol. 81, Fall Meet. suppl., San Francisco, USA, Abstract T72C-31.
- Pedersen, R., Sigmundsson, F., Feigl, K. L., & Árnadóttir, T., 2001, Coseismic interferograms of two $M_S = 6.6$ earthquakes in the south Iceland seismic zone, June 2000, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3341–3344.
- Pedersen, R., Jónsson, S., Árnadóttir, T., Sigmundsson, F., & Feigl, K. L., 2003, Fault slip distribution of two $M_W 6.5$ earthquakes in south Iceland from joint inversion of InSAR and GPS, *Earth Planet. Scien. Lett.*, **213**(3-4), 487–502.
- Perfettini, H. & Avouac, J.-P., 2004, Postseismic relaxation driven by brittle creep : a possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan, *J. Geophys. Res.*, **109**(B2), B02304.
- Pollitz, F. F., 1992, Postseismic relaxation theory on the spherical earth, *Bul. Seismol. Soc. Am.*, **82**(1), 422–453.
- Pollitz, F. F., 1996, Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth, *Geophys. J. Int.*, **125**, 1–14.
- Pollitz, F. F., 2003, Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **215**, 89–104.
- Pollitz, F. F. & Sacks, I. S., 1996, Viscosity structure beneath northeast Iceland, *J. Geophys. Res.*, **101**(B8), 17771–17793.
- Ragnarsson, A., 2004, Utilisation de l'énergie en Islande, *Revue du Palais de la Découverte*, **322**, 53–63.

- Ranalli, G., 1995, *Rheology of the Earth*, Chapman and Hall, T. J. Press (Padstow) Ltd, Padstow, UK, 2nd edn., 436 pp.
- Reches, Z., Schubert, G., & Anderson, C., 1994, Modeling of periodic earthquakes on the San Andreas fault : effects of nonlinear crustal rheology, *J. Geophys. Res.*, **99**, 21983–22000.
- Rögnvaldsson, S. T., 1994, *Microearthquakes in south Iceland : fault plane solutions and relative locations*, Ph.D. thesis, Uppsala University, Sweden.
- Rögnvaldsson, S. T. & Slunga, R., 1994, Single and joint fault plane solutions for microearthquakes in south Iceland, *Tectonophysics*, **237**, 73–86.
- Ribe, N. M., Christensen, U. R., & Theissing, J., 1995, The dynamics of plume-ridge interaction, 1 : Ridge-centered plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**, 155–168.
- Rice, J. R. & Cleary, M. P., 1976, Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys.*, **14**(2), 227–241.
- Richwalski, S. M. & Roth, F., 2005, Stress changes in the SISZ, PREPARED European report, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland.
- Ritsema, J., van Heijst, H. J., & Woodhouse, J. H., 1999, Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland, *Science*, **286**, 1925–1928.
- Roth, F., 1990, Subsurface deformations in a layered elastic half-space, *Geophys. J. Int.*, **103**, 147–155.
- Rundle, J. B., 1982, Viscoelastic-gravitational deformation by a rectangular thrust fault in a layered Earth, *J. Geophys. Res.*, **87**(9), 7787–7796.
- Saedmundsson, K., 1979, Outline of the geology of Iceland, *Jökull*, **29**, 7–28.
- Saemundsson, K., 1986, Subaerial volcanism in the western North Atlantic, in *The Geology of North America*, edited by P. R. Vogt & B. E. Tucholke, vol. Volume M, chap. 5, pp. 69–86, The Western North Atlantic Region : Geological Society of America, USA.
- Sato, R. & Matsu'ura, M., 1974, Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium, *J. Phys. Earth*, **22**, 213–221.
- Saunders, A. D., Fitton, J. G., Kerr, A. C., Norry, M. J., & Kent, R. W., 1997, The North Atlantic igneous province, in *Large igneous province : continental, oceanic and planetary flood volcanism*, edited by E. J. J. Mahoney & M. F. Coffin, vol. 100, pp. 45–93, Geophysical Monograph.
- Savage, J. C., 1990, Equivalent strike-slip earthquake cycles in half-space and lithosphere-asthenosphere Earth models, *J. Geophys. Res.*, **95**, 4873–4879.
- Savage, J. C. & Prescott, W. H., 1978, Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, **83**(B7), 3369–3376.
- Schmeling, H., 1985, Partial melt below Iceland : a combined interpretation of seismic and conductivity data, *J. Geophys. Res.*, **90**, 10105–10116.
- Scholz, C. H., 1990, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1st edn., 439 pp.
- Scholz, C. H., 2002, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2nd edn., 471 pp.
- Seeber, L. & Armbruster, J. G., 2000, Earthquakes as beacons of stress change, *Nature*, **407**, 69–72.

- Shen, Y., Solomon, S. C., Bjarnason, I. T., & Wolfe, C. J., 1998, Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume, *Nature*, **395**, 62–65.
- Shen, Y., Solomon, S. C., Bjarnason, I. T., Nolet, G., Morgan, W. J., Allen, R. M., Vogfjörð, K., Jakobsdóttir, S., Stefánsson, R., Julian, B. R., & Foulger, G. R., 2002, Seismic evidence for a tilted mantle plume and north-south mantle flow beneath Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 261–272.
- Sigmundsson, F., 1991, Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland, *Geophys. Res. Lett.*, **18**(6), 1131–1134.
- Sigmundsson, F., 2006, *Iceland geodynamics*, Praxis Publishing, Chichester, UK, 209 pp.
- Sigmundsson, F. & Einarsson, P., 1992, Glacio-isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland, *Journal of Geodynamics*, **19**(21), 2123–2126.
- Sigmundsson, F. & Einarsson, P., 2001, Plume-ridge interaction in Iceland : expression in crustal deformation fields and volcanic activity, in *Eos Trans. AGU*, vol. 82, Fall Meet. Suppl., San Francisco, USA, Abstract T32C-04.
- Sigmundsson, F., Einarsson, P., Bilham, R., & Sturkell, E., 1995, Rift-transform kinematics in south Iceland : deformation from Global Positioning System measurements, 1986 to 1992, *J. Geophys. Res.*, **100**(B4), 6235–6248.
- Singh, S. J. & Rosenman, M., 1974, Quasi-static deformation of a viscoelastic half-space by a displacement dislocation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **8**, 87–101.
- Slunga, R., Rögnvaldsson, S. T., & Bødvarsson, R., 1995, Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern iceland, *Geophys.J. Int.*, **123**, 409–419.
- Smith, A. T., 1974, *Time-dependent strain accumulation and release at Island Arcs : implications for the 1946 Nankaido earthquake*, Ph.D. thesis, MIT, Cambridge, USA.
- Staples, R. K., White, R. S., Brandsdóttir, B., Menke, W., Maguire, P. K. H., & McBride, J. H., 1997, Färoe-Iceland Ridge Experiment 1. Crustal structure of northeastern Iceland, *J. Geophys. Res.*, **102**(B4), 7849–7866.
- Stefánsson, R., 2006, PREPARED final report, European report, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland, Webpage : <http://www.vedur.is/utgafa/greinargerdir/2006/06009.pdf>.
- Stefánsson, R. & Gudmundsson, G. B., 2005, About the state-of-the-art in providing earthquake warnings in Iceland, PREPARED European report 05003, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland.
- Stefánsson, R. & Halldórsson, P., 1988, *Strain release and strain build-up in the south Iceland seismic zone*, vol. 152, chap. Seismic source Physics and Earthquake Prediction Research, pp. 267–276, O. Kulhánek, Tectonophysics.
- Stefánsson, R., Bødvarsson, R., Slunga, R., Einarsson, P., Jakobsdóttir, S., Bungum, H., Gregersen, S., Havskov, J., Hjelme, J., & Korhonen, H., 1993, Earthquake prediction research in the south Iceland seismic zone and the SIL project, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**(3), 696–716.
- Stefánsson, R., Gudmundsson, G. B., & Halldórsson, P., 2000, The two large earthquakes in the south Iceland seismic zone on June 17 and 21, 2000, Webpage : http://hraun.vedur.is/ja/skyrslur/June17and21_2000/index.html.

- Stein, R. S., 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**(6762), 605–609.
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H., 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, **128**, 594–604.
- Tarantola, A., 2005, *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, SIAM, Philadelphia, USA, 342 pp.
- Thatcher, W., 1983, Nonlinear strain buildup and the earthquake cycle on the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5893–5902.
- Thoma, M. & Wolf, D., 2001, Inverting land uplift near Vatnajökull, Iceland, in terms of lithosphere thickness and viscosity stratification, in *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, edited by M. G. Sideris, pp. 97–102, Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Tronnes, R. G., 2002, Geology and geodynamics of Iceland, Webpage : <http://www.norvol.hi.is/html/geol/intro/introduction.pdf>.
- Tryggvason, A., Rögnvaldsson, S. T., & Flóvenz, O. G., 2002, Three-dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath southwest Iceland, *Geophys. J. Int.*, **151**, 848–866.
- Wald, D. J. & Heaton, T. H., 1994, Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 668–691.
- Wang, H. F., 2000, *Theory of linear poroelasticity : with applications to geomechanics and hydrogeology*, Princeton Univ. Press, Princeton, USA, 287 pp.
- Wang, H. F. & Anderson, M. P., 1982, *Introduction to groundwater modeling : finite difference and finite element methods*, Academic Press, San Diego, USA, 237 pp.
- Wang, K., He, J., Dragert, H., & James, T. S., 2001, Three-dimensional viscoelastic interseismic deformation model for the Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, **53**, 285–306.
- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., & Roth, F., 2003, Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust - FORTRAN programs EDGRN/EDCMP, *Computer and Geosciences*, **29**(2), 195–207.
- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., & Roth, F., 2006, PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co-postseismic deformations and geopotential changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, *Computer and Geosciences*, **32**(4), 527–541.
- Watanabe, T., 1993, Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors, *Geophys. Res. Lett.*, **20**(24), 2933–2936.
- Weir, N. R. W., White, R. S., Brandsdóttir, B., Einarsson, P., Shimamura, H., Shiobara, H., & the RISE Fieldwork Team, 2001, Crustal structure of the northern Reykjanes Ridge and the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland, *J. Geophys. Res.*, **106**(B4), 6347–6368.
- Welstead, S. T., 1999, *Fractal and wavelet image compression techniques*, SPIE Optical Engineering Press, Bellingham, Washington, USA, 232 pp.
- White, R. S. & McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, **94**(B6), 7685–7729.
- Williams, C. A. & McCaffrey, R., 2001, Stress rates in the central Cascadia subduction zone inferred from an elastic plate model, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2125–2128.

- Williams, C. A. & Richardson, R. M., 1991, A rheologically layered three-dimensional model of the San Andreas fault in central and southern California, *J. Geophys. Res.*, **96**(B10), 16597–16623.
- Williams, C. A. & Wadge, G., 2000, An accurate and efficient method for including the effects of topography in three-dimensional elastic models of ground deformation with applications to radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, **105**(B4), 8103–8120.
- Wolfe, C. J., Bjarnason, I. T., VanDecar, J. C., & Solomon, S. C., 1997, Seismic structure of the Iceland mantle plume, *Nature*, **385**, 245–247.
- Zebker, H. A. & Lu, Y., 1998, Phase unwrapping algorithms for radar interferometry : residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms, *J. Opt. Soc. Am.*, **16**, 586–598.
- Zhao, S., Müller, R. D., Takahashi, Y., & Kaneda, Y., 2004, 3-D finite-element modelling of deformation and stress associated with faulting : effect of inhomogeneous crustal structure, *Geophys. J. Int.*, **157**, 629–644.
- Zienkiewicz, O. C., 1977, *The finite element method in engineering science*, McGraw-Hill, New York, USA, 3rd edn., 432 pp.

Table des figures

1.1	Situation de l'Islande.	18
1.2	Topographie de l'Islande	18
1.3	Illustration d'un <i>jökulhlaup</i> (inondation torrentielle).	19
1.4	Tectonique de l'Islande.	20
1.5	Illustration du volcanisme présent au niveau des zones de rift islandaises.	22
1.6	Cartes géologiques de l'Islande.	23
1.7	Photos de plateaux basaltiques islandais datant du tertiaire.	24
1.8	Photo du résultat d'éruptions subglaciaires en Islande.	24
1.9	Photo d'un bouclier volcanique islandais.	25
1.10	Photo de la plaine sédimentaire de la zone sismique sud islandaise.	25
1.11	Photo d'une coulée aérienne islandaise.	26
1.12	Photos d'exploitations géothermiques d'Islande.	27
1.13	Structure de la lithosphère océanique déduite de l'étude d'ophiolite en Oman.	28
1.14	Structure typique de la lithosphère au niveau de l'Islande.	29
1.15	Épaisseur de la croûte islandaise.	30
1.16	Tomographie du point chaud islandais.	33
1.17	Trajectoire du point chaud islandais.	34
1.18	Ouverture de l'Atlantique Nord.	34
1.19	Anomalie gravimétrique à l'air libre de l'Atlantique Nord.	35
1.20	Formation de l'Islande et évolution des centres actifs d'accrétion.	36
2.1	La zone sismique sud islandaise et ses fissures majeures.	40
2.2	Carte géologique de la zone sismique sud islandaise et de ses environs.	40
2.3	Zone transformante en <i>bookshelf</i>	41
2.4	Chevauchement de la zone volcanique de l'ouest par celle de l'est.	42
2.5	Tomographie de la zone sismique sud islandaise et de ses environs selon le profil rouge de la figure 2.1.	44
2.6	Tomographie de la zone sismique sud islandaise et de ses environs selon le profil vert de la figure 2.1.	44
2.7	Distribution de la sismicité dans la zone sismique sud islandaise selon la profondeur.	45
2.8	Localisation des séismes historiques dans la zone sismique sud islandaise.	46
2.9	Énergie relâchée dans la zone sismique sud islandaise par les séismes historiques.	47
2.10	Description de la crise sismique de juin 2000.	48
2.11	Fractures de surface associées à la crise sismique de juin 2000.	48
2.12	Interférogrammes et déplacements horizontaux mesurés par GPS dus à la crise de juin 2000.	49
2.13	Distribution de glissement des failles du 17 juin et du 21 juin 2000 issue de l'inversion conjointe des données InSAR et GPS.	50
2.14	Déformation poro-élastique au niveau de la faille du 17 juin 2000.	52

2.15	Changements co-sismiques et post-sismiques du niveau d'eau dans des puits géothermiques.	52
2.16	Résultats du calcul des changements de contrainte de Coulomb en milieu homogène pour la crise de juin 2000	53
2.17	Modèle visco-élastique en couches horizontales de la zone sismique sud islandaise utilisé par Árnadóttir et al. (2005a).	54
3.1	Évolution des contraintes en fonction de la déformation pour différents types de rhéologie.	61
3.2	Représentation des deux types de structure pour la lithosphère.	61
3.3	Modèle rhéologique linéaire et diagramme de la déformation en fonction du temps sous un chargement constant.	65
3.4	Temps caractéristiques pour quelques processus de déformation dans le manteau.	66
3.5	Description du cycle sismique.	68
3.6	Modélisation d'une faille par une dislocation.	68
3.7	Schéma illustrant le principe de la méthode des éléments finis.	74
3.8	Description des nœuds de discontinuité.	77
3.9	Relation entre un élément quelconque et l'élément de référence.	79
3.10	Exemple de maillage utilisé pour les études de validation.	82
3.11	Autre exemple de maillage utilisé pour les études de validation.	83
3.12	Courbe de convergence pour l'étude d'une dislocation en milieu élastique.	84
3.13	Ressources informatiques nécessaires pour le calcul en fonction du nombre d'éléments.	84
3.14	Convergence temporelle des vitesses en surface.	85
3.15	Schéma à pas de temps variable appliqué au calcul visco-élastique afin d'assurer la convergence temporelle.	85
3.16	Déplacement en surface suite à une dislocation en milieu élastique et valeur absolue de l'erreur entre la solution éléments finis et celle de référence.	87
3.17	Profils définis dans la figure 3.16.	88
3.18	Déplacement en surface suite à une dislocation en milieu poro-élastique et valeur absolue de l'erreur entre la solution éléments finis et celle de référence.	89
3.19	Déplacement en surface au temps τ_M suite à une dislocation en milieu visco-élastique et valeur absolue de l'erreur entre la solution éléments finis et celle de référence.	90
3.20	Déplacement en surface au temps $52 \tau_M$ suite à une dislocation en milieu visco-élastique et valeur absolue de l'erreur entre la solution éléments finis et celle de référence.	91
3.21	Modèle utilisé dans l'étude de sensibilité aux paramètres élastiques et visco-élastiques.	93
3.22	Sensibilité des déplacements observés en surface par InSAR et GPS par rapport aux divers paramètres géométriques et rhéologiques.	96
3.23	Sensibilité des vitesses observées en surface par GPS par rapport à la viscosité crustale et mantellique.	97
4.1	Description des différents modèles (sans zone de faille endommagée) utilisés pour l'inversion conjointe des déplacements observés en surface par les méthodes InSAR et GPS.	106
4.2	Épaisseur de la croûte islandaise.	107
4.3	Description des différents modèles avec des zones de faille endommagées.	107
4.4	Géométrie utilisée dans les modèles avec une hétérogénéité horizontale due à la variation de l'épaisseur de la croûte islandaise.	108
4.5	Maillage pour les modèles incluant des couches rhéologiques horizontales.	111

4.6	Maillage pour les modèles incluant des couches rhéologiques avec une géométrie variable.	112
4.7	Description du maillage au niveau de la faille et définition d'une dislocation élémentaire.	113
4.8	Comparaison des distributions de glissement obtenues sur les failles associées aux séismes du 17 et 21 juin 2000 par l'inversion conjointe des déplacements cosismiques en utilisant deux méthodes différentes.	117
4.9	Différence entre les distributions de glissement selon que le vecteur directeur unitaire des interférogrammes est constant ou variable.	118
4.10	Influence du paramètre de lissage sur le résultat de l'inversion.	118
4.11	Résidus entre les observations et les interférogrammes modélisés.	119
4.12	Comparaison des déplacements observés par GPS avec les déplacements modélisés numériquement.	120
4.13	Distributions de glissement calculées par l'inversion conjointe des données InSAR et GPS en utilisant différents modèles.	121
4.14	Distributions de glissement calculées par l'inversion conjointe des données InSAR et GPS en utilisant différents modèles.	122
4.15	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HET et HOM.	124
4.16	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles ICE1 et HET.	125
4.17	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HOF et HOM.	126
4.18	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HEF et HET.	127
4.19	Résultats pour le modèle HOM de l'inversion cosismique appliquée aux données GPS, aux données InSAR et à l'ensemble de ces données.	128
4.20	Résultats pour le modèle ICE1 de l'inversion cosismique appliquée aux données GPS, aux données InSAR et à l'ensemble de ces données.	129
4.21	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HET selon que l'on prend en compte l'effet poro-élastique dans les interférogrammes ou non.	130
4.22	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles HOM, HET, HOF et HEF.	131
4.23	Contours pour un changement positif de 10 kPa dans les contraintes de Coulomb à différentes profondeurs après les deux séismes de juin 2000.	135
4.24	Représentation en surface des glissements sur les failles associées aux séismes du 17 et du 21 juin 2000.	136
5.1	Déformation post-sismiques observé par InSAR après avoir tenu compte de la phase cosismique.	141
5.2	Description des principales configurations poro-élastiques étudiées.	141
5.3	Déplacements sol/satellite modélisés pour différentes configurations poro-élastiques et comparés aux données interférométriques.	142
5.4	Configurations envisagées pour l'inversion du signal poro-élastique.	144
5.5	Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à deux couches.	145
5.6	Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à deux couches, quatre quadrants et avec une zone de faille superficielle.	146
5.7	Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à cinq couches et quatre quadrants.	147

5.8	Résultat de l'inversion avec une configuration poro-élastique à deux couches et avec une zone de faille en quatre quadrants.	148
5.9	Niveau d'eau en fonction du temps dans le puit de <i>Hallstun</i> (HR-19).	149
5.10	Vitesses mesurées par GPS pour la période 2000-2001 et 2001-2004.	151
5.11	Influence des hypothèses post-sismiques sur l'estimation de la viscosité crustale et mantellique.	151
5.12	Influence de la rigidification de la lithosphère en fonction de la profondeur et des hétérogénéités horizontales sur l'estimation des viscosités crustale et mantellique. . .	154
5.13	Calcul des changements de contraintes de Coulomb pour une faille verticale orientée N-S en décrochement dextre entraînés par quatre ans de relaxation visco-élastique. .	155
5.14	Histogramme représentant le pourcentage de répliques localisées dans une zone d'accroissement de la contrainte de Coulomb d'une valeur de 10 kPa.	157
5.15	Déplacements en surface dus à la sismicité.	159
5.16	Changements de pression à 4 km de profondeur entraînés par la sismicité.	160
5.17	Changement de pression à 4 km de profondeur entraîné par la crise de juin 2000. . .	160
5.18	Contours pour un changement positif de 10 kPa de la contrainte de Coulomb dû à la sismicité à différentes profondeurs.	161
5.19	Migration vers l'ouest des séismes de magnitude $M_S = 6$ ou plus ayant eu lieu dans la zone sismique sud islandaise.	162
5.20	Changements dans les contraintes de Coulomb déduits du calcul simplifié de la phase inter-sismique sur une période de 100 ans.	163
5.21	Influence de la géométrie des couches rhéologiques sur la répartition des contraintes. .	163
6.1	Changements cosismiques du niveau d'eau pour les puits géothermiques se situant dans la zone sismique sud islandaise (SISZ) et ses alentours en fonction de la distance les séparant de l'épicentre des séismes du 17 juin 2000 et du 21 juin 2000.	171
6.2	Répartition de la sismicité en fonction de la vitesse apparente des répliques.	174
6.3	Changements de la contrainte de Coulomb au niveau de la faille du 21 juin.	177
A.1	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HOM.	183
A.2	Résultats de l'inversion des données GPS dans le cas du modèle homogène HOM. . .	184
A.3	Résultats de l'inversion des données InSAR dans le cas du modèle homogène HOM. .	185
A.4	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HOF.	186
A.5	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HET.	187
A.6	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène HEF.	188
A.7	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène ICE1.	189
A.8	Résultats de l'inversion des données GPS dans le cas du modèle homogène ICE1. . .	190
A.9	Résultats de l'inversion des données InSAR dans le cas du modèle homogène ICE1. .	191
A.10	Résultats de l'inversion conjointe dans le cas du modèle homogène ICE2.	192
A.11	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion des modèles ICE1 et ICE2.	193
A.12	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HOM avec et sans les données InSAR.	194
A.13	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle HOM avec et sans les données GPS.	195
A.14	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle ICE1 avec et sans les données InSAR.	196
A.15	Comparaison des distributions de glissement obtenues par l'inversion du modèle ICE1 avec et sans les données GPS.	197

Liste des tableaux

2.1	Historique des séismes majeurs dans la zone sismique sud islandaise.	46
2.2	Récapitulatif des résultats concernant les deux séismes majeurs de la crise de juin 2000.	50
3.1	Relations entre les différents paramètres qui permettent de décrire un milieu élastique.	63
3.2	Caractéristiques du type de maillage convergent retenu pour les études suivantes.	82
3.3	Tableau récapitulatif concernant la précision du calcul effectué par TECTON dans le cas d'une dislocation en milieu élastique.	86
3.4	Tableau récapitulatif concernant la précision du calcul effectué avec TECTON dans le cas d'une dislocation en milieu visco-élastique.	92
3.5	Influence déduite de l'étude de sensibilité des paramètres sur le déplacement en surface.	98
4.1	Épaisseur de la croûte supérieure et de la croûte dans les différents modèles.	109
4.2	Score d'influence des hypothèses qui différencient les modèles.	132

AUTHOR : Loïc DUBOIS

TITLE : Mechanical study of the June 2000 south Icelandic crisis
based on 3D finite element models : rheological and geometrical effects

ABSTRACT

In an atypical transform zone located in the southwest of Iceland, a sequence of earthquakes (including two $M_W = 6.5$ events) occurred in June 2000. A large amount of InSAR and GPS data covers the various phases of a seismic cycle. The use of a numerical code based on a finite-element method has allowed to analyze in each phase of the cycle the influences on the deformation of the heterogeneities which exist in the South Icelandic Seismic Zone. The coseismic deformation is especially sensitive to the increase of lithospheric stiffness with depth. The geometry of the rheological layers also has an influence during the post-seismic interval, when various related processes (visco- and poro-elastic relaxations, afterslip. . .) appear to occur on partially overlapping time- and length-scales. The asymmetrical distribution of stress during the inter-seismic interval due to the crustal thinning towards the west appears to be an essential factor to explain the east to west migration of seismicity.

KEYWORDS : Iceland — South Iceland Seismic Zone — Lithosphere — Deformation — Coulomb stress — Seismic Cycle — Coseismic slips — Poro-elasticity — Visco-elasticity — Seismicity — Numerical inversion — Finite-element method

AUTEUR : Loïc DUBOIS

TITRE : Étude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000
par modélisation numérique tridimensionnelle :
effets rhéologiques et géométriques

DIRECTEURS DE THESE : Kurt L. FEIGL
Dimitri KOMATITSCH

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse
le 24 novembre 2006

RÉSUMÉ

Au niveau d'une zone transformante atypique se situant au sud-ouest de l'Islande, une série de séismes majeurs ($M_W = 6,5$) s'est produite en juin 2000. De nombreuses données InSAR et GPS couvrent les différentes phases d'un cycle sismique. L'utilisation d'un code de calcul numérique fondé sur une méthode d'éléments finis a permis d'explorer les influences sur la déformation des hétérogénéités présentes au niveau de la zone sismique sud islandaise. Dans la phase co-sismique, l'hypothèse majeure est la rigidification de la lithosphère avec la profondeur. Dans la phase post-sismique, la géométrie des couches rhéologiques a également une influence, ainsi que l'étude simultanée des différents processus associés (relaxations visco- et poro-élastique, afterslip. . .). Enfin, la répartition asymétrique des contraintes lors de la phase inter-sismique due à l'amincissement de la croûte vers l'ouest semble être un facteur essentiel pour expliquer la migration est-ouest observée dans la sismicité.

MOTS-CLÉS : Islande — Zone sismique sud-islandaise — Lithosphère — Déformation — Contrainte de Coulomb — Cycle sismique — Glissements cosismiques — Poro-élasticité — Visco-élasticité — Sismicité — Inversion numérique — Méthode des éléments finis

DISCIPLINE : Sismo-tectonique

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562,
Observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE