



HAL
open science

Caractérisation et modélisation numérique de l'effet de site topographique 3D: application à la Grande Montagne de Rustrel, Vaucluse

Emeline Maufroy

► **To cite this version:**

Emeline Maufroy. Caractérisation et modélisation numérique de l'effet de site topographique 3D: application à la Grande Montagne de Rustrel, Vaucluse. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2010. Français. NNT : 364 . tel-00941730

HAL Id: tel-00941730

<https://theses.hal.science/tel-00941730v1>

Submitted on 4 Feb 2014

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.

UNIVERSITE DE NICE SOPHIA ANTIPOLIS – UFR SCIENCES
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

Thèse de Doctorat

pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences de l'Université de Nice Sophia-Antipolis
Spécialité : Sismologie

Présentée et soutenue par
Emeline MAUFROY

**Caractérisation et modélisation numérique de l'effet
de site topographique 3D : application à la Grande
Montagne de Rustrel, Vaucluse**

Thèse préparée dans le laboratoire Géoazur UMR 6526
Dirigée par Stéphane GAFFET

à soutenir le 26 novembre 2010 dans l'UMR Géoazur, site de Sophia-Antipolis
devant le jury composé de :

M. Emmanuel CHALJUB	Physicien adjoint, OSUG	Examineur
M. Fabrice COTTON	Professeur, UJF	Rapporteur
M. Victor CRUZ-ATIENZA	Professeur associé, UNAM	Examineur
M. Stéphane GAFFET	Chargé de recherche, Géoazur	Directeur de thèse
M. Yves GUGLIELMI	Professeur, Univ. Provence	Rapporteur
M. Stéphane OPERTO	Chargé de recherche, Géoazur	Examineur
M. Jean-François SEMBLAT	IDTPE, LCPC	Examineur

Remerciements

Ces dernières années ont été riches en émotions de toutes sortes. Elles resteront une époque très particulière de ma vie que je me rappellerai avec plaisir, et qui sait, peut-être aurais-je du regret que toute cette aventure soit finalement terminée.

J'ai eu le plaisir de croiser de nombreuses personnes tout au long de ces années. Chacune d'elles m'a apporté un de ces petits « quelque chose » qui, les uns après les autres, m'ont aidé à écrire cette histoire. Je tiens à toutes les remercier.

Je remercie tout d'abord Stéphane GAFFET, qui a supporté mes crises de nerf avec un grand flegme. Je te remercie pour la confiance que tu m'as accordée en me laissant zigzaguer autour du fil conducteur de cette thèse, tout en me guidant vers un objectif final. Merci de m'avoir donné tous les moyens pour réaliser ce travail, et d'y avoir régulièrement consacré du temps et de l'intérêt malgré ton emploi du temps chargé. Et encore merci pour ta bonne humeur, car on a quand même bien rigolé pendant toutes ces années !

Je remercie Fabrice COTTON, Yves GUGLIELMI, Emmanuel CHALJUB, Victor CRUZ-ATIENZA, Stéphane OPERTO et Jean-François SEMBLAT de me faire l'honneur d'être dans mon jury de thèse.

Un grand merci à Victor CRUZ-ATIENZA, Vincent ETIENNE et Stéphane OPERTO pour votre disponibilité et votre aide attentive sur vos codes respectifs. Merci d'avoir accepté de consacrer le temps nécessaire pour assister l'humble utilisatrice que je suis.

Merci également à Juliette LAMARCHE pour sa bonne humeur et sa disponibilité lors de mon séjour à Marseille pour réaliser la coupe géologique du bassin d'Apt.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé à la correction des articles, posters et mémoire que j'ai eu l'occasion d'écrire tout au long de ma thèse : Jean CHARLETY, Victor CRUZ-ATIENZA, Stéphane GAFFET, Yves GUGLIELMI, et Stéphane OPERTO.

Des remerciements chaleureux aux personnes du laboratoire qui font que tout tourne au quotidien : Magali AUFEUVRE, Brigitte BRUN, Lionel MAURINO, Caroline RAMEL, Reine SAIGHI, Jenny TREVISAN, et Valérie VALERO.

Une pensée amicale pour Michel AUGUSTE, Daniel BOYER, Alain CAVAILLOU et Christophe SUDRE. Un grand merci pour votre sympathie qui a fait que chaque visite au LSBB fut un plaisir.

Je remercie également l'ensemble des personnes qui m'ont aidé pour l'installation, la maintenance et la désinstallation des stations de l'expérience Estoporos 2007 : Pierre ARROUCAU, Daniel BOYER, Didier BRUNEL, Didier CASTELLANET, Alain

CAVAILLOU, Vincent ETIENNE, Maxime GODANO, Kévin MANCHUEL, Christophe MARON, Michel PERNOUD, Aïham SAAD, Thomas THEUNISSEN, et Sandro VACA.

Ces quelques années ont aussi été l'occasion de découvrir l'enseignement à l'université. Je tiens à remercier chaleureusement Nicole BETHOUX, Riad HASSANI, Emmanuel TRIC et Chrystèle VERATI, qui ont particulièrement marqué cet aspect de mon travail.

Merci à Oona SCOTTI et David BAUMONT qui m'ont accueillie quelques jours à l'IRSN pour examiner l'impact des effets de site topographique sur les intensités macrosismiques en France Métropolitaine. Merci à Anne-Marie DUVAL et Etienne BERTRAND du CETE Méditerranée pour m'avoir aidé à aborder les effets de site topographique lorsque je débutais.

Un remerciement tout particulier à Jean VIRIEUX et Anne DESCHAMPS, qui ont guidé mes tous premiers pas en sismologie lorsque j'étais une jeune étudiante, il y a si longtemps me semble-t-il... Comme le temps passe vite ! C'est certainement aussi grâce à vous si je suis arrivée jusqu'ici.

Merci à Goetz BOKELMANN pour sa gentillesse et pour avoir suivi régulièrement mon parcours depuis que nous avons travaillé ensemble lors de mon stage de Master à Montpellier. Je souhaite que nos routes continuent à se croiser.

Mes remerciements vont également à tous ceux qui ont partagé mon quotidien de ces dernières années, et dont la chaleureuse amitié participe énormément à en garder un bon souvenir. Un gros merci à mes collègues de bureau : Julien BALESTRA, Hafedh BEN HADJ ALI, Romain BROSSIER, Jean CHARLETY, Perrine DESHAYES, Vincent ETIENNE, Michel FOUNDOTOS, Gaëlle GIBERT, Maxime GODANO, Laetitia HONORE, Damien PAGEOT, Elodie SAILLET, Jérôme SALICHON et Audrey TOCHEPORT. Une bise toute spéciale pour Maxime et Julien, mes deux compagnons de labeur, qui m'écoutent bavarder sans (rarement) se lasser. Une bise toute particulière pour Perrine et Laetitia, avec lesquelles je partage une autre aventure incroyable (nous en reparlerons !). Une pensée pour Vincent, mon compagnon de fin de thèse. Ça y est, nous y voilà ! Et la dernière de ces bises amicales pour Jean et Audrey, mes chouchous.

Je dois un grand merci à mes parents, Laure et Marc MAUFROY, qui m'ont soutenue et aidée tout au long de mes études. Je sais qu'au moment où ils liront ces mots, ils seront vraiment fiers de leur fille. Je vous embrasse fort.

Mes derniers remerciements vont à ma moitié, mon compagnon de toutes choses avec lequel je partage tout. Merci Didier CASTELLANET pour ta présence, ton aide, tes encouragements et ton soutien infaillible. Cette réussite est aussi la tienne.

*A ma fille Lily Rose,
que j'ai espérée, attendue et accueillie tout en poursuivant cette aventure.*

*Tu es la plus belle de mes réalisations et quand tu seras en âge de comprendre que je te dédie
ce mémoire, peut-être seras-tu fière de ta maman.*

RESUME

La topographie de la surface peut générer une amplification du mouvement du sol sous sollicitation sismique. La prédiction du coefficient d'amplification topographique par stratégie numérique donne de bons résultats qualitatifs mais les coefficients simulés sous-estiment les coefficients observés. Cette thèse propose une méthodologie pour caractériser objectivement l'effet de site topographique. Nous identifions plusieurs facteurs à l'origine de la disparité entre coefficients simulés et observés. (1) Les hypothèses des méthodes employées pour estimer le coefficient d'amplification sont difficilement vérifiables en milieu montagneux notamment la notion de site de référence. Nous proposons d'utiliser une approche statistique des rapports spectraux dont les hypothèses sont vérifiées lorsqu'elle est appliquée sur des reliefs. (2) L'usage de la 3D permet de représenter la complexité tridimensionnelle du relief. Les amplifications calculées sur ces modèles 3D sont ponctuellement plus élevées que sur les modèles 2D. (3) La distribution spatiale et fréquentielle de l'amplification topographique dépend de la configuration de la source par rapport au massif. Il est nécessaire de modéliser toutes les sources potentielles au site étudié pour définir la probabilité d'occurrence de l'effet de site topographique. (4) La structure interne du massif peut aggraver l'amplification sommitale. Nous abordons l'imagerie du massif par une expérience in-situ et proposons un protocole adapté aux dimensions du site étudié. Les outils géophysiques doivent permettre d'élaborer des modèles à une résolution suffisamment élevée pour simuler les effets indissociables de la géologie et de la topographie.

ABSTRACT

The surface topography can generate amplifications of the ground motion due to the incidence of seismic waves. The numerical prediction of the topographic amplification factor is qualitatively good but the predicted amplification levels often underestimate the observed levels. In this thesis we develop a methodology to objectively characterize the topographic site effect. We identify several parameters explaining the discrepancies between predicted and observed amplification levels. (1) The hypothesis behind the methods used to estimate the amplification factor are hardly verifiable in mountainous areas, in particular the reference site. We suggest the use of a statistical approach of spectral ratios, which conditions are satisfied when applied on topographies. (2) The 3D modeling allows representing the tridimensional complexity of the relief. The 3D amplifications are punctually stronger than the equivalent 2D amplifications. (3) The spatial and frequency distribution of the topographic amplification depends on the configuration of the source related to the geometry of the topography. It is necessary to model all the potential sources at the studied site to define the occurrence probability of the topographic site effect. (4) The internal structure of the mountain can increase the topographic amplification. An in-situ experiment helps us to explore the imagery of a mountain and thus we propose a protocol adapted to the site dimensions. The geophysical tools must allow constructing models at a high-enough resolution to simulate the combined effects of the geology and topography.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	17
CHAPITRE 1 <i>L'effet de site topographique</i>	23
I. Introduction	23
II. Observations et enregistrements du mouvement sismique en milieu topographique	25
1. Un enseignement des enregistrements au barrage de Pacoima lors du séisme de San Fernando en 1971	28
2. Un enseignement des enregistrements à Tarzana lors du séisme de Northridge en 1994	32
3. Autres observations, autres enseignements	34
4. Des accélérations verticales dépassant celles de la gravité	36
III. Origines de l'effet de site topographique	37
IV. Méthodes d'observation de l'effet de site topographique	39
1. Un exemple d'expérience simple dans la vallée de la Roya, Alpes Maritimes, France	39
2. La méthode classique des rapports spectraux avec station de référence	41
3. Illustration du choix de la référence à Canal Beagle, Chili	43
4. La méthode du rapport spectral horizontale sur verticale	44
5. L'inversion généralisée	46
6. La méthode statistique des rapports spectraux	47
7. Exploitation des données de terrain	48
V. De l'observation à la modélisation	50
1. Des disparités entre observé et simulé	53
2. Les méthodes numériques appliquées aux effets de site topographique	55
3. Simulations analogiques de l'effet de la topographie	60
VI. Influence de la géométrie de la topographie	61
1. Influence de l'accentuation du relief	61

2.	Vers l'élaboration de lois géométriques ?	62
VII.	Influence de la géologie du relief	63
VIII.	Influence du champ d'onde incident	70
1.	Influence de l'azimut et de l'incidence des ondes sismiques	71
2.	Influence du contenu fréquentiel de la source	74
3.	Mais une influence pas toujours confirmée !	75
IX.	Orientation préférentielle du mouvement sismique sur une topographie	76
X.	Ondes de surface et diffractions	79
XI.	La référence : une problématique bien posée ?	83
1.	La base de la topographie comme référence ?	83
2.	La référence idéale existe-t-elle ?	86
3.	Quelques exemples de références proposées pour les simulations numériques	88
XII.	L'effet de site topographique dans les normes parasismiques	90
XIII.	Conclusion	94
1.	Un phénomène complexe	95
2.	Une vision limitée par l'utilisation de moyens minimalistes	96
3.	Des désaccords méthodologiques	97
4.	Des moyens à la hauteur de la complexité du phénomène	99

CHAPITRE 2 *Apports de la méthode statistique des rapports spectraux à la détermination de l'effet de site topographique* **105**

I.	Introduction	105
II.	Simulation 3D de la propagation des ondes sismiques par le code en différences finies SHAKE3D	106
1.	Le code en différences finies SHAKE3D	106
2.	Détermination de la fréquence maximale des signaux calculés	107
III.	Le modèle topographique de la Grande Montagne, Vaucluse, France	111
IV.	Article : "Advantages of a statistical spectral ratio method for the assessment of 3D topographic site effect: a numerical study using the topography of the LSBB Underground Laboratory, Rustrel, France"	114
	<i>soumis à Earthquake Spectra, 2010</i>	

1. Introduction	115
2. Two methods to estimate the topographic site effect	118
A. The Single Reference Method (SRM)	118
B. The Median Reference Method (MRM)	119
3. 3D finite-difference modeling of the topographic site effect	120
4. Analysis of a study case to assess the topographic site effect	121
A. MRM site effect estimates	122
B. Comparison between the SRM and MRM	124
5. Influence of topographic roughness	127
6. Influence of source location	129
7. Conclusions and perspectives	132

CHAPITRE 3 *Description hectométrique d'un milieu terrestre à topographie marquée : proposition d'un protocole pour une imagerie sismique adaptée et préparation à la construction d'un modèle 3D hétérogène réaliste* **139**

I. Introduction	139
II. Acquisition, prétraitement et validation des données de l'expérience Interimages 2006	140
1. Acquisition	141
2. Prétraitement	143
A. Précision des positions GPS	143
B. Tri des traces sismiques	144
C. Pointés manuels des ondes P	144
3. Validation des données	146
A. Mise en évidence d'hétérogénéités au sein d'un milieu relativement homogène	146
B. Onde réfractée visible dans les données surface à surface	149
4. Préparation des données à l'inversion des temps de trajet de l'onde P	150
III. Article : "Ground level-to-gallery seismic tomography: protocol estimation to characterize seismic signature of hectometric heterogeneities in a fractured-porous limestone"	153
<i>soumis à Geophysical Journal International, 2010</i>	

1. Introduction	154
2. LSBB geology and Interimages 2006 experiment setting	156
3. Sensitivity analysis of the first-arrival travel time tomography	160
A. Footprint of the acquisition geometry and regularization	160
B. Homogenization of the ray density	161
C. Effects of a weathered layer close to the topographic surface	162
4. Final V_P image and near-surface rock properties of the carbonates	163
5. Discussion and conclusion	166
A. Towards a near-surface imaging protocol	166
B. Contributions to the seismic imaging of fractured-porous carbonates	167
IV. Préparation à la construction d'un modèle 3D hétérogène réaliste	170
1. Vers l'élaboration d'une image haute résolution par l'inversion des formes d'ondes	170
2. Simulation 3D de la propagation des ondes dans le modèle préliminaire hétérogène	172
3. Un modèle à l'échelle régionale	174
4. Coupe géologique du bassin d'Apt	175

CHAPITRE 4 *Approche numérique de l'effet de site topographique : éléments pour une estimation réaliste du coefficient d'amplification* **183**

I. Introduction	183
II. Biais provenant de la méthode discrète de modélisation	184
1. Le code en éléments finis GEODG3D	184
2. Comparaison dans le cas d'une topographie réaliste	185
3. Ecart obtenu sur l'estimation du coefficient d'amplification topographique	187
III. La variabilité de la source comme un paramètre statistique	191
1. Configuration des modèles de calcul, des points d'observation et des 400 sources aléatoires	192

2.	Occurrence de l'amplification topographique à la Grande Montagne de Rustrel	196
3.	Une forte variabilité du coefficient d'amplification topographique selon la configuration source-relief	204
IV.	Effets des conditions du sous-sol couplées avec la topographie	205
1.	Effet d'un contraste en vitesse	207
2.	Effet d'une cavité	209
3.	Effet de la variation du rapport V_p/V_s	212
4.	Impact des conditions du sous-sol sur l'évaluation du coefficient d'amplification topographique	215
V.	Conclusion	216
	CONCLUSION GENERALE	221
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	227
ANNEXE	<i>Autres travaux publiés entre 2007 et 2010</i>	237

TABLE DES FIGURES

Figure 1-1	<i>Intensités macrosismiques (échelle de Mercalli modifiée) dans la zone de Los Angeles pour le séisme de Whittier Narrows, 1987</i>	25
Figure 1-2	<i>Nombre de stations sismiques utilisées dans les dispositifs dédiés à observer l'effet de site topographique</i>	26
Figure 1-3	<i>Dispositifs des réseaux sismiques dédiés à observer l'effet de site topographique</i>	27
Figure 1-4	<i>Origines des sources utilisées dans les expériences dédiées à observer l'effet de site topographique</i>	27
Figure 1-5	<i>Carte topographique schématique de la zone autour du barrage de Pacoima, Californie</i>	28
Figure 1-6	<i>Site de l'accélérographe du barrage de Pacoima, Californie, placé sur une arête rocheuse et ayant enregistré un niveau d'accélération record lors du séisme de San Fernando en 1971</i>	29
Figure 1-7	<i>Accélérogrammes enregistrés au barrage de Pacoima pour le séisme de San Fernando, Californie, 1971</i>	30
Figure 1-8	<i>Accélérations horizontales en fonction de la distance au plan de faille enregistrées lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 sur les sites au rocher</i>	31
Figure 1-9	<i>Accélérogrammes enregistrés près du barrage de Pacoima lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 à la station placée sur un éperon rocheux et à celle installée dans le fond du canyon</i>	31
Figure 1-10	<i>Accélérations horizontales en fonction de la distance au plan de faille enregistrées lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 aux sites sur sol meuble</i>	32
Figure 1-11	<i>Sismogrammes d'une réplique du séisme de Northridge, 1994, enregistrés aux stations déployées sur la colline de Tarzana</i>	33
Figure 1-12	<i>Topographie de la colline de Tarzana, Californie</i>	33
Figure 1-13	<i>Composante radiale de sismogrammes en vitesse enregistrés au sommet, à mi-pente et à la base du Mont Butler, Nevada, suite à l'effondrement d'une cavité</i>	35
Figure 1-14	<i>Rochers déplacés suite au séisme de Nagano, Japon, en 1984</i>	36

Figure 1-15		38
	<i>Sensibilité du mouvement sismique en surface avec l'angle d'incidence, pour des ondes planes SV incidentes</i>	
Figure 1-16		38
	<i>Composante nord-sud de sismogrammes en vitesse enregistrés au sommet et à la base du Mont Kagel en Californie, d'après une réplique (magnitude 2.6) du séisme de San Fernando en 1971</i>	
Figure 1-17		39
	<i>Profil topographique avec 3 stations d'enregistrement, expérience décrite par Bard et Méneroud (1987)</i>	
Figure 1-18		40
	<i>Exemple de rapports spectraux entre deux stations sismologiques, Roya / Château de Piène (Alpes Maritimes, France), pour le séisme du 24 février 1984 23:55 situé à 20 km de distance</i>	
Figure 1-19		44
	<i>Séisme du 29 juillet 1985 enregistré au réseau sismologique de Canal Beagle, Chili</i>	
Figure 1-20		47
	<i>Comparaison de fonctions de site obtenues à partir de deux méthodes sans site de référence</i>	
Figure 1-21		48
	<i>Méthodes utilisées pour le traitement des données réelles acquises sur des topographies</i>	
Figure 1-22		51
	<i>Amplitude normalisée du déplacement en surface pour différentes longueurs d'onde à partir d'une onde SH d'incidence verticale sur une topographie asymétrique</i>	
Figure 1-23		52
	<i>Amplitude normalisée du déplacement en surface pour une onde P ou SV d'incidence verticale ou de 35° d'incidence sur une topographie symétrique</i>	
Figure 1-24		52
	<i>Réponse sismique de la colline de Tarzana à différentes fréquences pour une onde S incidente polarisée perpendiculairement au sens d'élongation du relief</i>	
Figure 1-25		56
	<i>Comparaison d'amplitudes calculées à partir d'un même modèle topographique et de méthodes numériques différentes : FD) différences finies 2D, AL) Aki-Larner 2D</i>	
Figure 1-26		58
	<i>Capture d'écran du champ d'onde à la surface libre en simulation 3D après 14 s de propagation et PGV calculé pour une source ponctuelle explosive dans le Nord de Taiwan</i>	
Figure 1-27		59
	<i>Captures d'écran de la propagation d'un champ d'onde à la surface libre plane et à la surface topographique</i>	
Figure 1-28		60
	<i>Construction d'un modèle 3D analogique de topographie réaliste, représentant le relief autour du barrage de Pacoima en Californie</i>	

Figure 1-29		63
	<i>Photographie d'un affleurement montrant la lithologie (dépôts alluvionnaires) des reliefs urbanisés de Canal Beagle, qui ont subi de lourds dégâts matériels lors du séisme du 3 mars 1985 au Chili</i>	
Figure 1-30		64
	<i>Types de roches constituant le relief sur lequel est déployé le réseau sismique d'observation de l'effet de site topographique</i>	
Figure 1-31		65
	<i>Snapshots d'une onde SV traversant deux configurations stratigraphiques à deux couches sous une pente à 30°</i>	
Figure 1-32		69
	<i>Les sites de l'ancien Castillon et Piène Haute, Alpes Maritimes, France</i>	
Figure 1-33		70
	<i>Pourcentage d'expériences dédiées à mesurer l'effet de site topographique où les vitesses sismiques dans le massif sont décrites</i>	
Figure 1-34		71
	<i>Facteur d'amplification topographique au sommet de la colline de Tarzana, Californie, en fonction de l'axe principal de la polarisation du mouvement sismique</i>	
Figure 1-35		72
	<i>Carte topographique de la zone des forts dommages lors du séisme de Whittier Narrows en Californie, 1987</i>	
Figure 1-36		73
	<i>Sismogrammes théoriques calculés le long de la surface d'une ride asymétrique pour des ondes SH d'incidence oblique</i>	
Figure 1-37		75
	<i>Pic d'accélération normalisé sur l'horizontale et la verticale, calculé à la surface en arrière de la crête d'une pente à 30°, pour différentes fréquences relatives dominantes du pulse incident</i>	
Figure 1-38		78
	<i>Déviations de l'azimut apparent de l'onde P à la station S17 où la surface libre présente une pente de 33°</i>	
Figure 1-39		80
	<i>Accélérogrammes synthétiques horizontaux et verticaux sur une pente à 30°</i>	
Figure 1-40		82
	<i>Formes d'ondes calculées de la réflexion d'une onde plane à la surface libre présentant un dénivelé</i>	
Figure 1-41		84
	<i>Coupe géologique du Mont St Eynard dans les Alpes françaises et exemples de sismogrammes en vitesse obtenus aux stations indiquées par des triangles sur la coupe</i>	
Figure 1-42		85
	<i>Distribution spatiale de l'amplitude synthétique du déplacement horizontal et vertical pour des ondes P, SV ou SH d'incidence verticale sous une vallée</i>	
Figure 1-43		87
	<i>Rapports spectraux pour le séisme de 1985 au Chili entre les stations CBA (réseau situé à Canal Beagle) et VAL</i>	

Figure 1-44		87
	<i>Rapports spectraux entre les stations du réseau de Canal Beagle placées sur des reliefs et la station de référence CBA située au fond d'un canyon, pour le séisme de 1985 au Chili</i>	
Figure 1-45		89
	<i>Dimensionnement du site de référence numérique pour l'étude d'une pente topographique</i>	
Figure 1-46		91
	<i>Coefficient d'amplification topographique F_{topo} décrit par les normes parasismiques européennes EC8</i>	
Figure 1-47		91
	<i>Coefficient d'amplification topographique τ décrit par les normes parasismiques françaises PS92</i>	
Figure 1-48		93
	<i>Proposition de spectre pour le facteur d'amplification topographique, F_{topo} que multiplie le spectre de réponse du sol lithologique tel que fourni par les normes parasismiques, afin de prendre en compte l'effet de la topographie combiné aux effets lithologiques</i>	
Figure 2-1		109
	<i>Captures d'écran successives de la propagation d'une onde P depuis une source isotrope dans un relief conique 3D à fortes pentes</i>	
Figure 2-2		110
	<i>Captures d'écran successives de la propagation d'une onde P depuis une source isotrope dans un relief 3D à sommet plat</i>	
Figure 2-3		111
	<i>Le lieu-dit « la Grande Montagne » à Rustrel, Vaucluse</i>	
Figure 2-4		112
	<i>Modèle topographique de la Grande Montagne, Vaucluse</i>	
Article :	“Advantages of a statistical spectral ratio method for the assessment of 3D topographic site effect: a numerical study using the topography of the LSBB Underground Laboratory, Rustrel, France”	
Figure 1		121
	<i>Sample waveforms calculated with the SHAKE3D finite-difference code for an array of 400 stations covering the area of the LSBB Underground Laboratory site</i>	
Figure 2		122
	<i>LSBB topographic model covered by the dense square array, distribution of the spectral ratios extracted for three array stations R, V and S</i>	
Figure 3		124
	<i>The MRM amplification factors obtained for 25 tested stations by using the median calculated on 25 stations, 100 stations and 400 stations</i>	
Figure 4		125
	<i>Full synthetic seismic array superimposed on the LSBB topographic model</i>	

Figure 5		126
	<i>Comparison of the amplification factors obtained for the 8 stations with the SRM and the MRM</i>	
Figure 6		128
	<i>The MRM amplification factors for homogeneous models with realistic topography derived from the original LSBB model</i>	
Figure 7		130
	<i>The MRM amplification factors for three ground motion simulations with the same topographic model and three different source locations</i>	
Figure 8		131
	<i>Probability of exceeding the MRM amplification factor of 2.0 on the LSBB topography from 200 randomly positioned isotropic sources</i>	
Figure 3-1		141
	<i>Station d'acquisition du parc IHR (Imagerie Haute Résolution)</i>	
Figure 3-2		142
	<i>Système d'acquisition de l'expérience Interimages 2006</i>	
Figure 3-3		143
	<i>Installation des capteurs en forte pente pour l'expérience Interimages 2006</i>	
Figure 3-4		145
	<i>Captures d'écran de l'application Matseis sous le logiciel Matlab, permettant le pointé manuel des ondes à différents niveaux de zoom</i>	
Figure 3-5		147
	<i>Temps de trajet en transmission de l'onde P par rapport à l'angle de propagation, pour les données observées d'Interimages 2006, et dans un milieu homogène où $V_P = 4960$ m/s</i>	
Figure 3-6		148
	<i>Tracés des axes source-station où le temps résiduel entre le temps de propagation observé et le temps de propagation calculé dans un milieu homogène à 4960 m/s est inférieur à -5%, supérieur à +5% du temps théorique</i>	
Figure 3-7		150
	<i>Hodochrone des trajets de surface à surface</i>	
Article :	"Ground level-to-gallery seismic tomography: protocol estimation to characterize seismic signature of hectometric heterogeneities in a fractured-porous limestone"	
Figure 1		157
	<i>Schematic N0°E geological cross section of LSBB site with the seismic tomographic zone superimposed in grey, lithostratigraphic succession and porosity variation of the carbonate rocks, structural map of LSBB area</i>	
Figure 2		159
	<i>Waveforms samples of the Interimages 2006 data</i>	
Figure 3		161
	<i>P-velocity profiles from travel time inversion of data with different acquisition sets</i>	

Figure 4		163
	<i>Checkerboard test for the final seismic profile</i>	
Figure 5		165
	<i>Final V_P image with the main velocities units superimposed, geological and petrophysical interpretative cross-section</i>	
Figure 3-8		170
	<i>Organisation de l'imagerie du milieu topographique de la Grande Montagne de Rustrel avec les données de l'expérience Interimages 2006</i>	
Figure 3-9		171
	<i>Résultat du test en damier avec des cellules de 50 m sur le profil de l'expérience Interimages 2006 et image en vitesse des ondes P avec superposition de la zone résolue</i>	
Figure 3-10		173
	<i>Simulation 3D de la propagation des ondes sismiques dans un milieu à couches sous le modèle topographique de la Grande Montagne de Rustrel</i>	
Figure 3-11		175
	<i>Modèle topographique du bassin d'Apt centré sur le LSBB</i>	
Figure 3-12		176
	<i>Tracé de la coupe géologique sur le modèle topographique du bassin d'Apt</i>	
Figure 3-13		177
	<i>Schéma structural du massif du Lubéron</i>	
Figure 3-14		179
	<i>Coupe géologique du bassin d'Apt, depuis le sommet de la Grande Montagne de Rustrel (Nord) au sommet du Mourre Nègre (Sud)</i>	
Figure 4-1		186
	<i>Modèle topographique de la Grande Montagne et emplacement des 400 points d'observation</i>	
Figure 4-2		187
	<i>Maillage tétraédrique du modèle topographique de la Grande Montagne utilisé dans le code GEODG3D</i>	
Figure 4-3		189
	<i>Coefficients d'amplification médians obtenus sur le modèle topographique du LSBB à partir des formes d'onde calculées en différences finies et en éléments finis</i>	
Figure 4-4		190
	<i>Pourcentage d'écart sur le coefficient d'amplification médian calculé d'après les formes d'onde prédites par deux méthodes numériques : différences finies (code SHAKE3D) et éléments finis (code GEODG3D)</i>	
Figure 4-5		193
	<i>Surface topographique utilisable autour du LSBB, échantillonnée à 10m</i>	

Figure 4-6		194
	<i>Décomposition de la surface topographique autour du LSBB en 9 modèles numériques de $5 \times 5 \text{ km}^2$</i>	
Figure 4-7		195
	<i>Répartition 3D des 400 sources à position aléatoire autour du réseau considéré</i>	
Figure 4-8		195
	<i>Répartition azimutale des 400 sources de position aléatoire</i>	
Figure 4-9		196
	<i>Distribution et répartition des angles d'incidence représentés par les 400 sources de position aléatoire</i>	
Figure 4-10		198
	<i>Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 2 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources explosives</i>	
Figure 4-11		199
	<i>Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 2 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple</i>	
Figure 4-12		200
	<i>Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 3 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple</i>	
Figure 4-13		200
	<i>Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 4 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple</i>	
Figure 4-14		201
	<i>Occurrence de l'amplification topographique sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources explosives et 200 sources en double couple</i>	
Figure 4-15		202
	<i>Distribution des coefficients maximums d'amplification topographique obtenus sur 4 sites représentatifs pour 200 sources double couple à position et mécanisme au foyer aléatoires</i>	
Figure 4-16		203
	<i>Distribution des coefficients maximums d'amplification topographique horizontale obtenus à 3 Hz sur 4 sites représentatifs pour 200 sources double couple à position et mécanisme au foyer aléatoires</i>	
Figure 4-17		205
	<i>Emplacement de l'anomalie ovoïdale dans le modèle 3D de la Grande Montagne et réseau de 441 points d'observation placés à l'aplomb de cette anomalie</i>	
Figure 4-18		208
	<i>Sismogrammes calculés en surface à l'aplomb d'une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse avec l'encaissant</i>	

Figure 4-19		209
	<i>Coefficients d'amplification verticale générés à 3 Hz par une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse avec l'encaissant</i>	
Figure 4-20		210
	<i>Sismogrammes calculés en surface à l'aplomb d'une cavité ovoïdale</i>	
Figure 4-21		210
	<i>Coefficients d'amplification horizontale à 1.5 Hz générés par une cavité ovoïdale</i>	
Figure 4-22		211
	<i>Coefficients d'amplification horizontale générés par une cavité ovoïdale</i>	
Figure 4-23		212
	<i>Coefficients d'amplification verticale à différentes fréquences générés par une cavité ovoïdale</i>	
Figure 4-24		214
	<i>Sismogrammes calculés en surface à l'aplomb d'une anomalie ovoïdale souterraine où le rapport V_P/V_S interne est égal à 1.73 ou 1.9</i>	
Figure 4-25		214
	<i>Coefficients d'amplification générés par une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse des ondes P avec l'encaissant et un rapport V_P/V_S variable</i>	
Figure 5-1		222
	<i>Méthodologie globale pour la caractérisation de l'effet de site topographique</i>	
Figure 5-2		226
	<i>Réseau sismologique permanent dans la galerie souterraine du LSBB</i>	

Introduction générale

Depuis que des observateurs témoignent des désordres provoqués par les ondes émises lors des tremblements de terre, des anomalies dans la répartition des dégâts sont régulièrement décrites. En 1909 un important séisme ébranle la Provence et entraîne des destructions dans l'Est du département des Bouches-du-Rhône. Angot (1909) et Spiess (1926) font état d'une localisation singulière des dégâts : les désordres se concentrent sur les hauteurs isolées, sur les collines allongées et étroites. Les dégâts sont notamment considérables dans le village de Rognes. Toute la partie haute de l'agglomération, bâtie à 323 m de hauteur sur la colline du Foussa, est ravagée. Les habitations situées en contrebas sont par contre relativement épargnées. Très tôt la topographie est donc suspectée d'avoir joué un rôle dans l'amplification des dommages.

À partir de cette époque, de nombreuses observations suite à d'autres séismes de part le monde confirment qu'il existe une concentration des dégâts plus importante au sommet des reliefs qu'à leur base. L'idée s'est donc progressivement forgée que la géométrie de la surface affecte le mouvement du sol et peut générer des amplifications importantes. Dans le même temps, la géologie et la rhéologie du sous-sol furent également identifiées comme facteurs gouvernant les amplifications observées.

Ce phénomène de modification du signal sismique incident par les conditions géologiques et topographiques locales est appelé effet de site. On distingue classiquement deux types d'effet de site : le premier est lié aux propriétés rhéologiques des terrains (on parle d'effet de site lithologique ou géologique), le second intègre la géométrie de la surface (on parle alors d'effet de site topographique).

L'un des principaux enjeux actuels de la prévention sismique est la prédiction de l'amplification causée par les effets de site. Dans le cas de l'effet de site topographique, la quantification du phénomène pose plusieurs problèmes : (i) la mesure in-situ est, par la nature même du terrain, un processus délicat à mettre en place et qui exige des moyens humains et logistiques importants, (ii) les hypothèses à la base des méthodes employées pour estimer le coefficient d'amplification, validées en milieu stratifié plat (par exemple un bassin sédimentaire), sont difficilement vérifiables en milieu montagneux, notamment la notion de référence.

Additionnés à ces problèmes, deux grands facteurs viennent troubler la réponse de la topographie et accroissent la difficulté à définir un coefficient d'amplification :

- La distribution spatiale et fréquentielle de l'amplification à la surface topographique dépend directement de la configuration de la source par rapport à la géométrie du relief ;
- Les propriétés rhéologiques et la structure interne du massif ont également un impact sur le champ d'onde incident et modifient le signal sismique au même titre que le fait la topographie. Un couplage des effets géologiques et topographiques doit donc nécessairement être pris en compte, ce qui augmente la difficulté à comprendre ces phénomènes lorsqu'on les considère séparément.

Dans ce contexte, nous proposons de développer par exploration numérique en milieu tridimensionnel une méthodologie qui permet de caractériser objectivement l'effet de site topographique. Nous abordons ces problématiques d'un point de vue méthodologique en apportant des éléments qui permettront d'améliorer les prédictions réalistes du coefficient d'amplification topographique.

La première partie de ce travail porte sur le développement méthodologique.

Dans le chapitre 1, nous décrivons le comportement de l'effet de site topographique et celui des facteurs qui viennent le modifier sur la base d'une analyse bibliographique ; nous soulevons les différents problèmes méthodologiques que pose l'estimation du coefficient d'amplification topographique et que nous explorons par la suite. La conclusion de ce chapitre conduit à une discussion sur les éléments qui devraient être impérativement pris en compte pour réaliser une prédiction réaliste du phénomène.

Dans le chapitre 2, nous proposons d'utiliser une approche statistique des rapports spectraux pour calculer les coefficients d'amplification en milieu montagneux. Différents tests numériques sont réalisés et confirment que les hypothèses de cette méthode sont vérifiées lorsqu'elle est appliquée sur des reliefs.

La seconde partie de ce travail porte sur des applications de la méthodologie.

Dans le chapitre 3, nous abordons par une expérience *in-situ* l'aspect imagerie de la structure interne du massif. La connaissance de la rhéologie est fondamentale pour comprendre et modéliser correctement la réponse du relief. Nous proposons un protocole adapté aux dimensions du site étudié. La mesure des propriétés rhéologiques et l'imagerie de la géométrie interne du massif devraient devenir une étape indispensable dans la méthodologie de détermination de la réponse topographique. Les outils géophysiques mis en

œuvre doivent permettre la construction de modèles réalistes à une résolution suffisamment élevée pour simuler correctement les effets couplés de la géologie et de la topographie.

Enfin dans le chapitre 4 nous explorons les différents biais qui viennent affecter l'estimation par stratégie numérique du coefficient d'amplification topographique. Jusqu'à présent les coefficients prédits sont systématiquement sous-évalués par rapport aux coefficients observés sur le terrain. Nous apportons des éléments permettant de réduire cet écart.

CHAPITRE 1

L'effet de site topographique

I. Introduction

Le 9 février 1971, un séisme de magnitude 6.6 ébranle la Californie, et plus particulièrement la vallée de San Fernando près de Los Angeles. L'enregistrement de ce séisme près du barrage de Pacoima est remarquable par son niveau d'accélération horizontale exceptionnel : près de 1.25 g sur les deux composantes horizontales, un record à l'époque [Bouchon, 1973 ; Anooshehpour & Brune, 1989]. Trifunac et Hudson (1971) ont confirmé que ces enregistrements étaient bien représentatifs de l'accélération véritable du sol. La localisation de la station sismologique correspondante, sur l'arête d'un éperon rocheux, a amené les auteurs à évoquer une possible amplification du mouvement par ce relief [Trifunac & Hudson, 1971 ; Boore, 1972 ; Bouchon, 1973].

L'effet d'amplification dû aux topographies fut ensuite couramment observé lors des séismes majeurs. On peut citer les séismes suivants en exemples documentés :

- San Fernando, Californie, 1971, $M_S = 6.6$ [Trifunac & Hudson, 1971]

Les sismologues ont défini la notion « d'effet de site topographique » à partir des observations faites lors de ce séisme ; Boore (1972) explique dans sa conclusion que les dépôts de sédiments à faible vitesse sismique sont reconnus pour être responsables de grandes amplifications, toutefois les structures placées sur des reliefs composés de roches consolidées ne sont pas forcément plus protégées des fortes accélérations.

- Coalinga, Californie, 1983, $M_S = 6.5$ [Çelebi, 1991]

- Centre du Chili, 1985, $M_S = 7.8$ [Çelebi, 1987]

A Canal Beagle, les immeubles construits dans le fond d'un canyon n'ont pas subi trop de dégâts, tandis que ceux construits sur les bords supérieurs du canyon ont été fortement endommagés.

- Superstition Hills, Californie, 1987, $M_S = 6.6$ [Çelebi, 1991]

- Whittier Narrows, Californie, 1987, $M_L = 5.9$ [Kawase & Aki, 1990]

Kawase et Aki (1990) suggèrent que l'effet combiné de la topographie et d'ondes SV d'incidence critique est responsable des forts dommages observés suite à ce séisme dans Whittier Village.

- Loma Prieta, Californie, 1989, $M_W = 6.9$ [Hartzell *et al.*, 1994]

- Northridge, Californie, 1994, $M_S = 6.7$ [Spudich *et al.*, 1996 ; Bouchon & Barker, 1996]

Des détails sur les observations faites pendant ce séisme sont donnés à la partie II.2.

- Athènes, Grèce, 1999, $M_S = 5.9$ [Assimaki *et al.*, 2005a ; Assimaki *et al.*, 2005b]

Ce séisme a montré que les conditions du sol et la topographie associés jouent un rôle important dans l'amplification du mouvement sismique, et que les variations spatiales des dégâts peuvent ainsi être très rapides au sein d'un espace restreint.

- Armenia, Colombie, 1999, $M_S = 6.2$ [Restrepo & Cowan, 2000]

Ces effets de site sont remarquables par leur singularité dans la distribution des dégâts autour de l'épicentre. Dans certaines zones bien délimitées, les dégâts ne peuvent s'expliquer simplement par une faible distance épacentrale. Généralement on observe que ces zones restreintes forment des anomalies ponctuelles par rapport au reste du territoire où les dégâts diminuent avec la distance (voir par exemple Kawase et Aki (1990), Assimaki *et al.* (2005b)). Les cartes d'intensités macrosismiques présentent des patchs isolés où l'intensité locale est supérieure à celle de leur environnement (un exemple est donné sur la Figure 1-1). Ces zones, bien que plus éloignées, affichent une intensité comparable à celles des sites proches de l'épicentre. S'y concentrent des dommages forts sur les bâtiments, indiquant la présence de facteurs additionnels qui causent une amplification locale du mouvement du sol. Les conditions lithologiques, l'effet de la topographie, la direction de la rupture (effets de directivité notamment) et des particularités dans la structure du sous-sol sont les facteurs qui peuvent contribuer à produire ces zones de forts dommages [Çelebi, 1987 ; Assimaki *et al.*, 2005a]. Ces facteurs peuvent intervenir séparément ou s'associer.

Bard et Méneroud (1987) décrivent deux types de facteurs locaux identifiés comme responsables de la modification du signal vibratoire : le premier est lié aux caractéristiques physiques des terrains (rigidité ou impédance acoustique), le deuxième est lié à la géométrie du site (topographie souterraine ou aérienne).

Les observations documentées sur des dégâts plus importants au sommet qu'au pied d'un relief sont nombreuses [Bard & Méneroud, 1987 ; Çelebi, 1987 ; Hartzell *et al.*, 1994 ; Assimaki *et al.*, 2005a]. Par exemple, lors du séisme provençal de 1909 la répartition des désordres était visiblement fonction des propriétés géométriques de la topographie : les dégâts ont été surtout concentrés sur les hauteurs isolées, ou sur des collines allongées et étroites [Bard & Méneroud, 1987].

Ces observations conditionnent souvent le choix des emplacements des stations dédiées à l'enregistrement des répliques [Çelebi, 1987 ; Hartzell *et al.*, 1994].

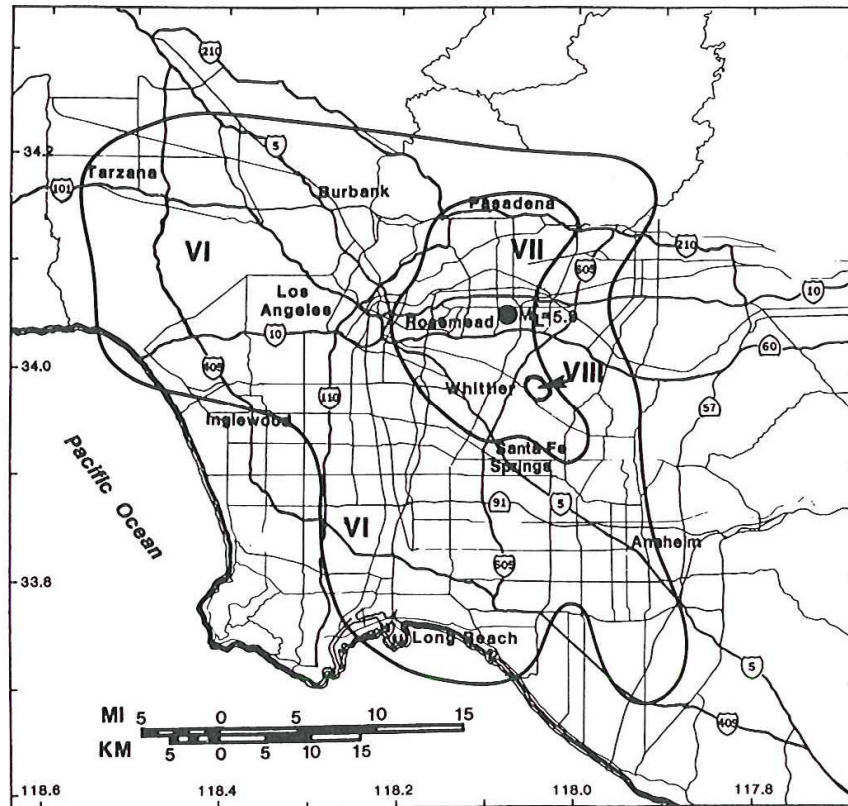


Figure 1-1 : Intensités macrosismiques (échelle de Mercalli modifiée) dans la zone de Los Angeles pour le séisme de Whittier Narrows, 1987 [d'après Kawase & Aki, 1990]. Le point noir est l'épicentre du choc principal. La zone d'intensité VIII est située sur un relief.

Des études ont été conduites afin de mieux comprendre, quantifier et prévoir ce phénomène. L'effet de site topographique se traduit sur un relief par une modification en amplitude et en fréquence du mouvement du sol pendant un événement sismique [Assimaki *et al.*, 2005a]. Ainsi le phénomène d'amplification (ou désamplification) est dépendant de la fréquence [Davis & West, 1973 ; Bard & Méneroud, 1987 ; Çelebi, 1987]. La bande de fréquences d'intérêt concerne les fréquences mises en jeu dans les études parasismiques (1 à 20 Hz) [Çelebi, 1991].

II. Observations et enregistrements du mouvement sismique en milieu topographique

Les enregistrements du mouvement sismique sur des reliefs sont relativement peu courants, à cause du nombre limité de réseaux denses installés sur des topographies [Bard & Méneroud, 1987 ; Poppeliers & Pavlis, 2002]. La multiplication des sites d'observation est à envisager, mais également le nombre de points de mesure sur chacun de ces sites, car la distribution spatiale de l'amplification sur un relief n'est pas clairement définie [Griffiths & Bollinger, 1979 ; Hartzell *et al.*, 1994 ; Poppeliers & Pavlis, 2002]. En effet, une large majorité des expériences menées sur le terrain utilise un nombre de stations assez faible (Figure 1-2). Pour la même raison il n'existe pas d'observation claire quant à savoir si la base d'une topographie subit ou non une désamplification [Bard & Méneroud, 1987].

Les dispositifs souvent rectilignes traversent la topographie étudiée [exemples : Chávez-García *et al.*, 1996, Figure 1-3]. Cette disposition particulière implique une vue 2D de la réponse du relief. Peu d'expériences jusqu'à présent ont eu une approche 3D pour observer et mesurer cette réponse (Figure 1-3).

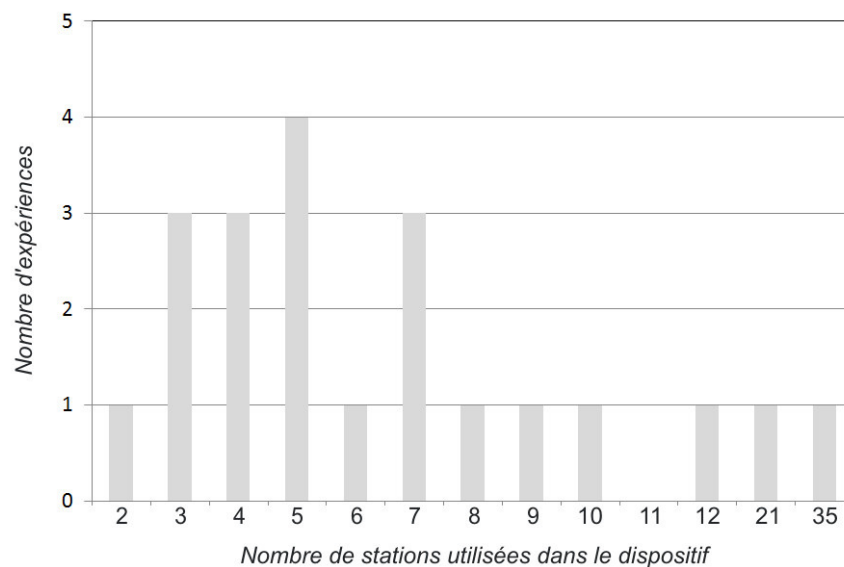


Figure 1-2 : Nombre de stations sismiques utilisées dans les dispositifs dédiés à observer l'effet de site topographique tels que décrits dans la littérature. Références utilisées : Davis & West (1973), Rogers *et al.* (1974), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Çelebi (1991), Hartzell *et al.* (1994), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002).

Les sources sismiques de ces expériences sont généralement 1) les répliques d'un grand séisme qui a provoqué des désordres élevés sur un ou plusieurs reliefs, 2) la sismicité locale, très rarement forte, voir des sources d'origine anthropique (Figure 1-4). Les télé-séismes sont très peu utilisés car aux distances télé-sismiques, les ondes apportent peu d'énergie dans les

fréquences d'intérêt parasismique. Ainsi les données de terrain sont fréquemment obtenues à partir de réponses en mouvement faible, et rarement en mouvement fort.

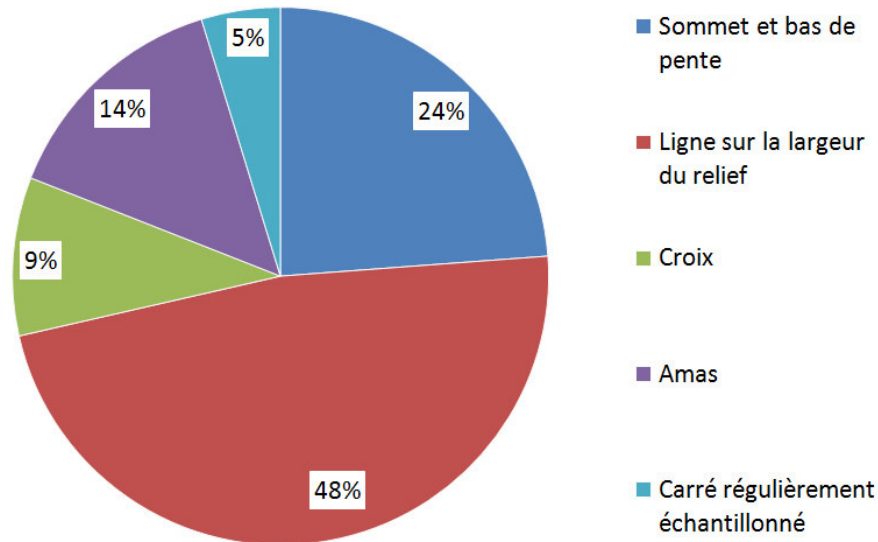


Figure 1-3 : Dispositifs des réseaux sismiques dédiés à observer l'effet de site topographique tels que décrits dans la littérature. Références utilisées : Davis & West (1973), Rogers *et al.* (1974), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Çelebi (1991), Hartzell *et al.* (1994), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002).

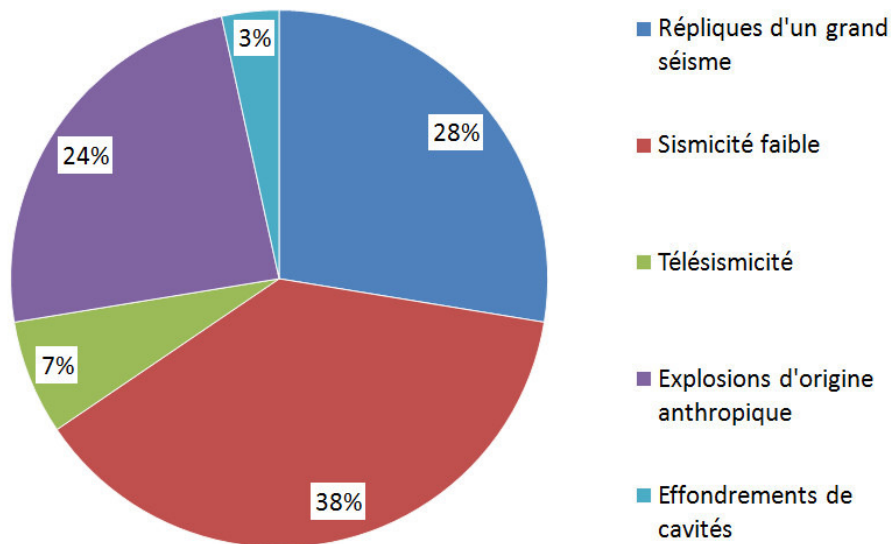


Figure 1-4 : Origine des sources utilisées dans les expériences dédiées à observer l'effet de site topographique d'après la littérature. Références utilisées : Davis & West (1973), Rogers *et al.* (1974), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Tucker (1985), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Çelebi (1991), Hartzell *et al.* (1994), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002).

Malgré ces difficultés, les enregistrements suffisamment abondants démontrent l'existence d'une amplification spécifiquement liée à l'irrégularité topographique. Deux exemples classiques sont particulièrement bien documentés : (1) le PGA (*peak ground acceleration*) de 1.25 g enregistré sur une ride étroite près du barrage de Pacoima, évoqué précédemment, pendant le séisme de San Fernando (1971, $M_L = 6.6$) et, (2) le PGA record de 1.8 g mesuré au sommet plat de la petite colline de Tarzana, pendant le séisme de Northridge (1994, $M_S = 6.7$).

II.1 Un enseignement des enregistrements au barrage de Pacoima lors du séisme de San Fernando en 1971

Les fortes accélérations au barrage de Pacoima ont été enregistrées par un accélérographe placé sur une ride étroite dans une région au relief complexe et très accentué (Figure 1-5 et Figure 1-6) [Trifunac & Hudson, 1971 ; Bouchon, 1973]. Cette station sismologique se trouvait à 8 km de l'épicentre et il est à noter que la surface de rupture du séisme passait sous le site [Trifunac & Hudson, 1971 ; Bouchon, 1973].

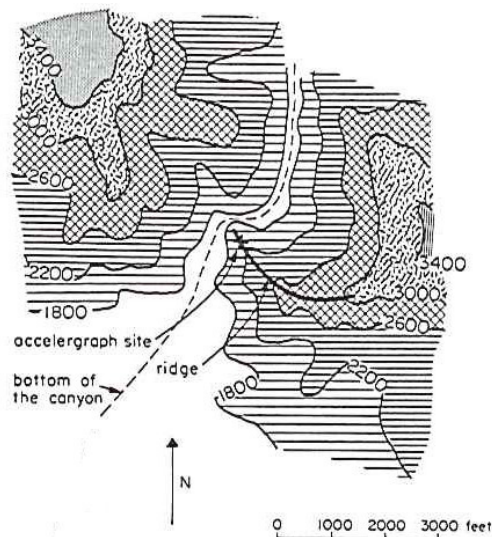


Figure 1-5 : Carte topographique schématisée de la zone autour du barrage de Pacoima, Californie [d'après Boore, communication personnelle pour Bouchon, 1973]. L'unité spatiale est en pieds.

Ces enregistrements (Figure 1-7) montrent plusieurs pics à haute fréquence (environ 10 Hz) dépassant 1 g, et une énergie prédominante autour de 2 Hz [Boore, 1972 ; Bouchon, 1973]. L'accélération maximale atteint 1.25 g sur les deux composantes horizontales et 0.70 g sur la verticale [Trifunac & Hudson, 1971]. Ces premières remarques illustrent le

comportement typique de l'effet de site topographique : l'énergie est prédominante dans une bande de fréquences comprise entre 1 et 10 Hz, et l'effet d'amplification est observé principalement sur les composantes horizontales.

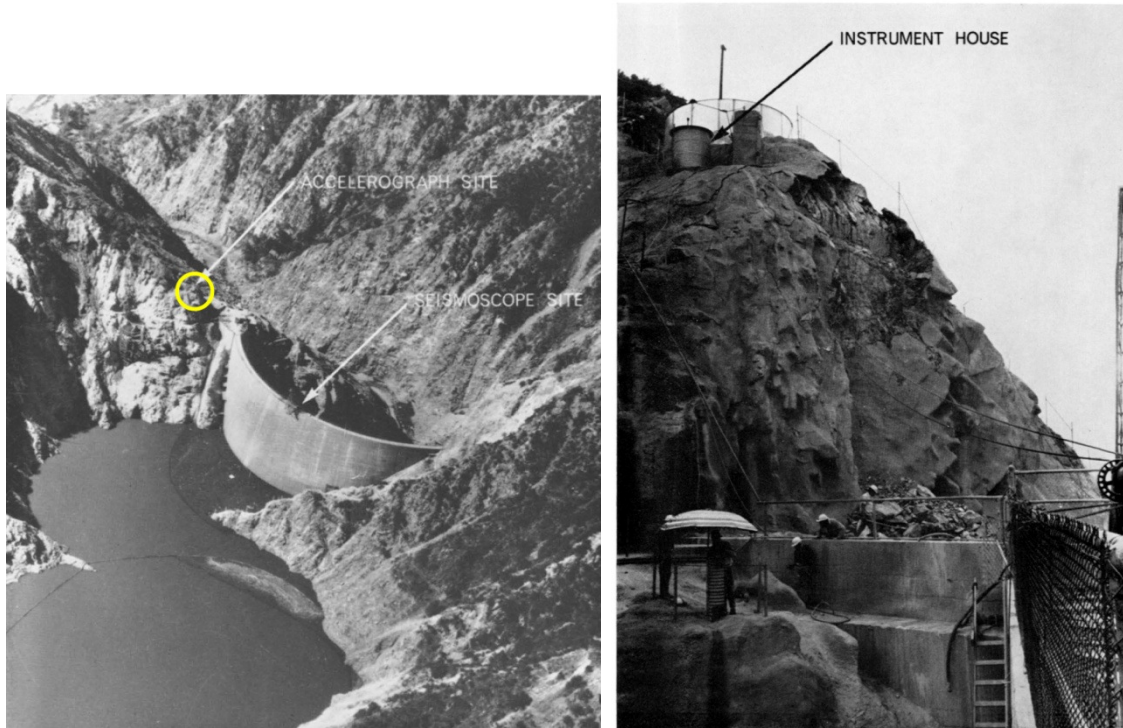


Figure 1-6 : Site de l'accélérographe du barrage de Pacoima, Californie, placé sur une arête rocheuse et ayant enregistré un niveau d'accélération record lors du séisme de San Fernando en 1971 [d'après Trifunac & Hudson, 1971]. Un éboulement rocheux de 5 à 10 m³ produit suite au séisme est visible au pied du massif, constitué de granodiorite gneissique.

Les dimensions très resserrées de la ride sur laquelle se trouve le capteur (Figure 1-6) suggèrent une réponse topographique à très haute fréquence, bien plus haute que 10 Hz ; toutefois cette ride est elle-même incluse dans un autre relief de dimensions plus larges (extension verticale de 500 m, longueur de 800 m, pente de 30°), et qui correspondraient à la bande de fréquences centrée autour de 2 Hz où l'amplification est observée [Boore, 1972]. Cela illustre la problématique fondamentale associée à la définition d'un relief complexe apte à prédire efficacement la fréquence où la topographie produira un effet maximum sur le signal sismique.

En 1994 suite au séisme de Northridge, la station de Pacoima enregistre à nouveau un niveau d'accélération très élevé par rapport aux autres stations (Figure 1-8). A cette époque, une seconde station était opérationnelle dans le fond du canyon près du barrage. La Figure 1-9 compare les sismogrammes obtenus à cette station avec ceux obtenus sur l'éperon rocheux :

l'écart d'amplitude est flagrant. Cette nouvelle observation montre que l'effet de site topographique est reproductible d'un séisme à l'autre mais également qu'en milieu montagneux (i.e. milieu à topographie accentuée et fortement variable), le niveau d'accélération peut varier fortement sur une très courte distance.

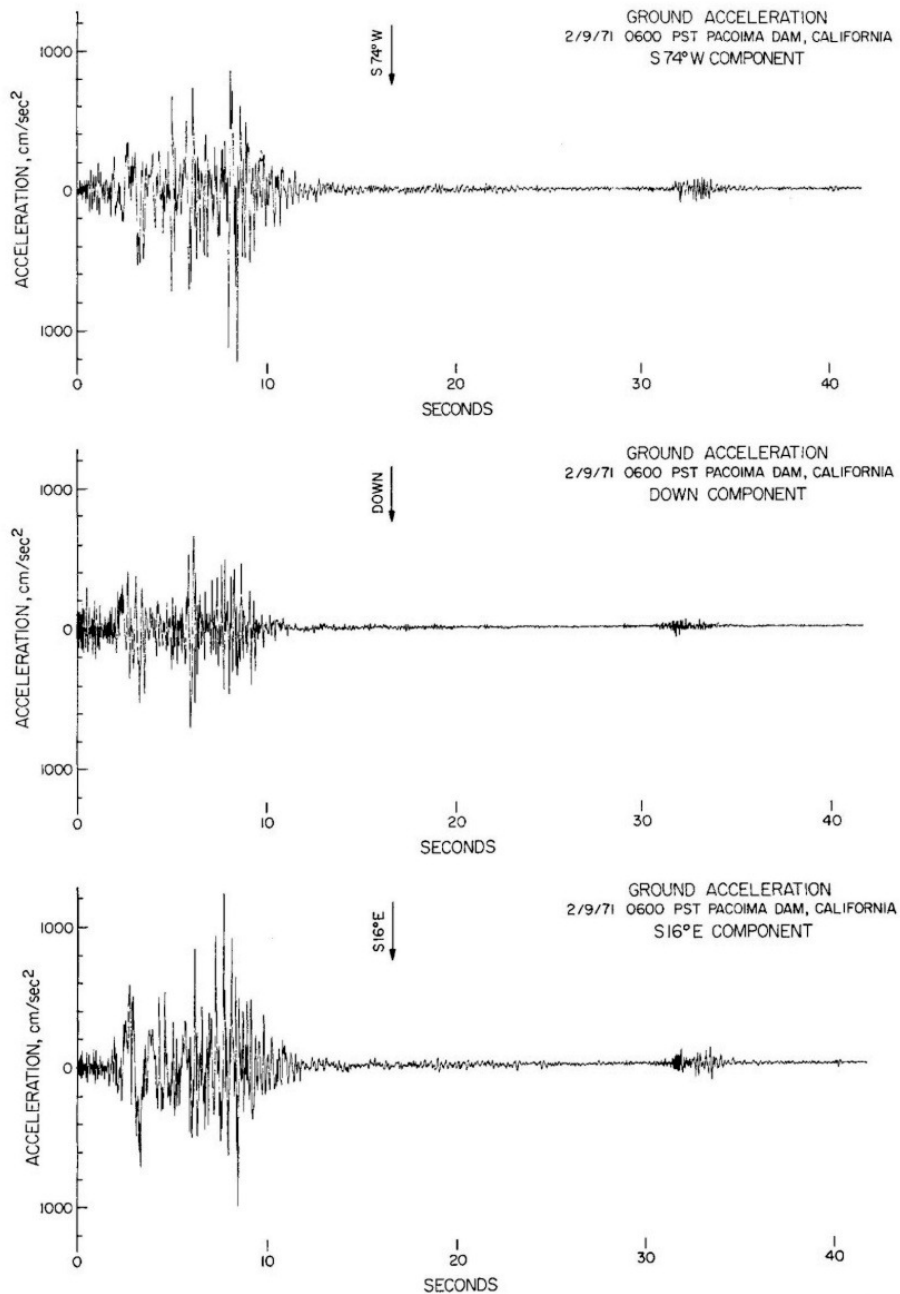


Figure 1-7 : Accélérogrammes enregistrés au barrage de Pacoima pour le séisme de San Fernando, Californie, 1971 [d'après Trifunac & Hudson, 1971]. La première réplique est visible.

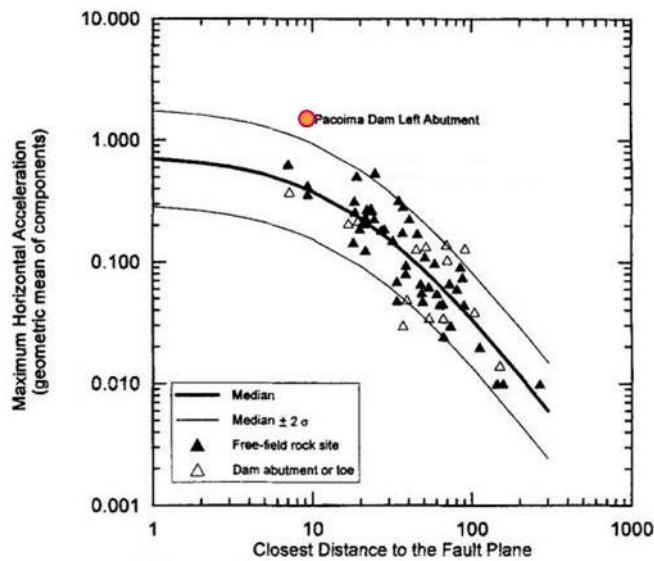


Figure 1-8 : Accélérations horizontales en fonction de la distance au plan de faille enregistrées lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 sur les sites au rocher [modifié d'après Chang et al., 1996]. La loi d'atténuation utilisée provient de Idriss (1991).

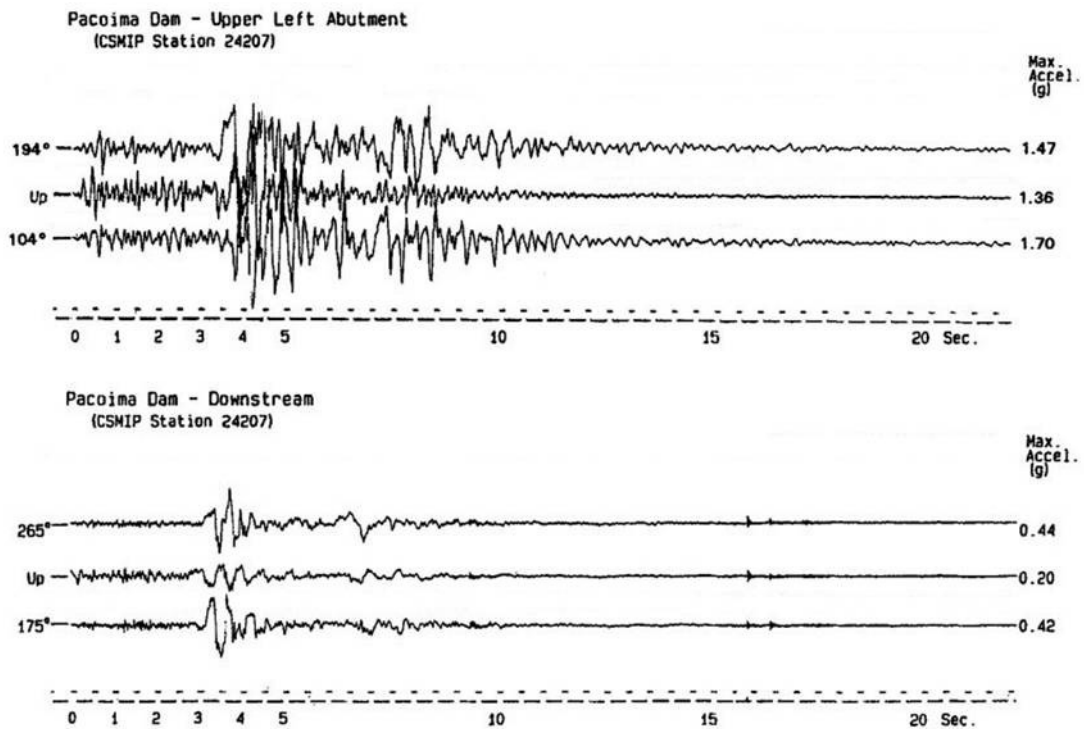


Figure 1-9 : Accélérogrammes enregistrés près du barrage de Pacoima lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 à la station placée sur un éperon rocheux (haut) et à celle installée dans le fond du canyon (bas) [modifié d'après Shakal et al., 1996].

II.2 Un enseignement des enregistrements à Tarzana lors du séisme de Northridge en 1994

Le séisme de 1994 à Northridge, Californie, produisit une des plus fortes accélérations enregistrées (1.78 g sur les composantes horizontales) à un site placé sur le sommet d'un relief à 18 km de l'hypocentre [Spudich *et al.*, 1996]. Le niveau d'accélération dans toute la région de Los Angeles était assez élevé, plusieurs stations ayant enregistré des accélérations atteignant 0.8 à 0.9 g, mais seules deux stations ont enregistré un niveau dépassant 1 g : celle sur la colline de Tarzana (Figure 1-10) et à nouveau celle près du barrage de Pacoima (Figure 1-8) [Bouchon & Barker, 1996 ; Shakal *et al.*, 1996]. Ces deux stations sont installées sur un relief.

Le site de Tarzana avait déjà enregistré le second plus fort pic d'accélération lors du séisme de Whittier Narrows en 1987, malgré la grande distance épacentrale (45 km) [Shakal *et al.*, 1988].

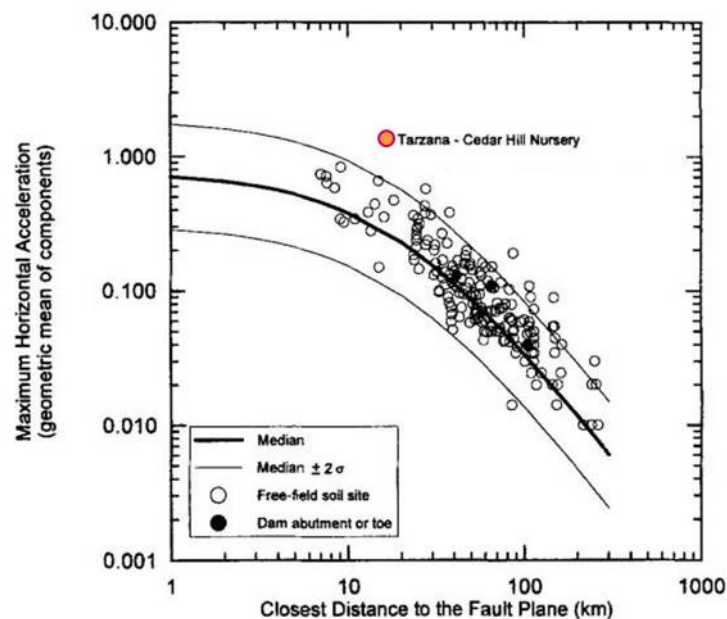


Figure 1-10 : Accélérations horizontales en fonction de la distance au plan de faille enregistrées lors du séisme de Northridge, Californie, en 1994 aux sites sur sol meuble [modifié d'après Chang *et al.*, 1996]. La loi d'atténuation utilisée provient de Idriss (1991).

Quelques jours après le séisme en 1994, un réseau sismologique fut installé sur la colline de Tarzana pour l'enregistrement des répliques. Spudich *et al.* (1996) remarquèrent que le mouvement du sol était conséquemment amplifié pour les stations situées près du sommet comparativement à celles installées en bas de pente (Figure 1-11), d'un facteur

variant de 1.5 à 4.5 selon la fréquence considérée et la direction du mouvement. Ces auteurs ont pu définir une fréquence fondamentale d'oscillation transverse du massif de 3.2 Hz ; ils ont également observé une rotation de la polarisation du mouvement de particules depuis la base vers le sommet.

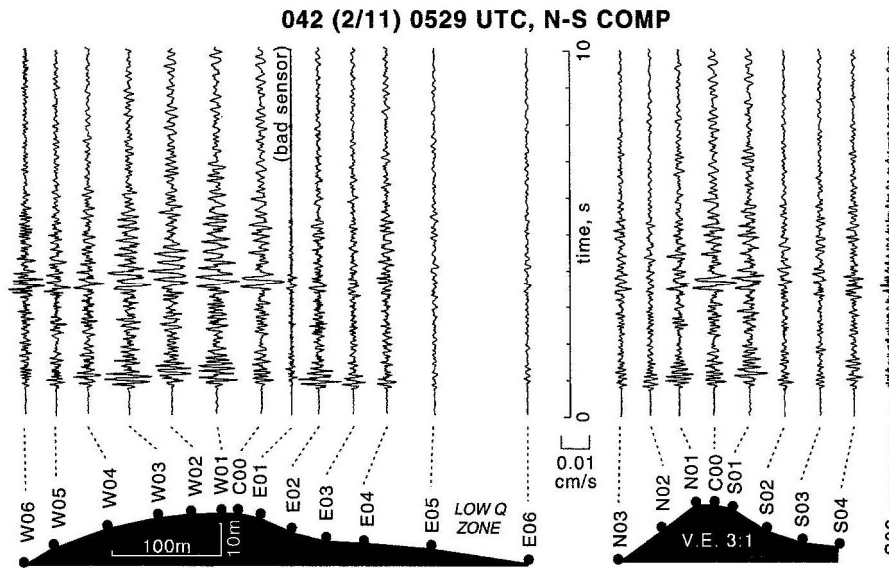


Figure 1-11 : Sismogrammes d'une réplique du séisme de Northridge, 1994, enregistrés aux stations déployées sur la colline de Tarzana [Spudich et al., 1996]. Composante Nord-Sud.

Ces observations sont d'autant plus remarquables que, si le phénomène d'effet de site topographique était déjà identifié à l'époque, on ignorait que des reliefs de petites dimensions pouvaient générer de tels niveaux d'amplification. En effet la colline de Tarzana n'est haute que de 18 m, ces pentes sont douces pour une longueur de 500 m et une largeur de 130 m (Figure 1-12) [Bouchon & Barker, 1996].

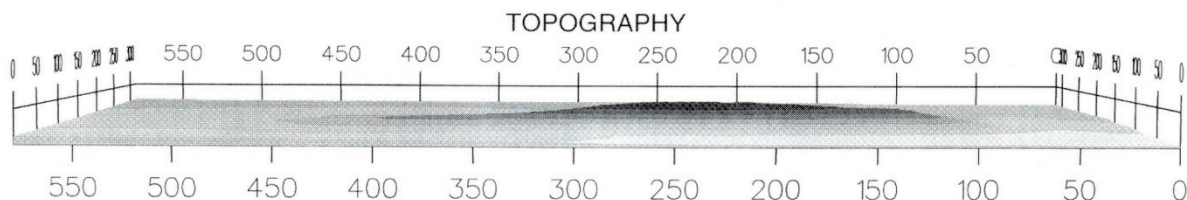


Figure 1-12 : Topographie de la colline de Tarzana, Californie [Bouchon & Barker, 1996]. Unités en mètres.

Bouchon et Barker (1996) modélisent numériquement la réponse de cette colline à des ondes S d'incidence verticale. Ils observent qu'effectivement, malgré ses faibles dimensions,

ce relief produit une amplification au sommet conséquente dans la bande de fréquences d'intérêt parasismique, de 45 à 100 % selon la fréquence considérée.

Ces données calculées reproduisent assez correctement les observations d'un point de vue qualitatif ; toutefois l'amplification calculée au sommet n'atteint pas le très haut niveau observé dans les enregistrements.

Catchings et Lee (1996) analysent la structure interne de la colline par sismique réfraction ; Les vitesses obtenues sont très faibles (de 200 à 600 m/s pour les ondes S). De plus une zone à faible vitesse des ondes S est observée sous le sommet, anomalie qui peut être en partie responsable des fortes amplifications relevées en surface. Catchings et Lee (1996) décrivent cette zone lente comme une zone fortement saturée en eau.

Ce second exemple illustre le comportement parfois inattendu que l'on peut observer sur un relief. Ici le fort niveau d'amplification paraît difficilement justifié par les faibles dimensions du relief ; La lithologie et la présence d'eau semblent être les causes les plus probables. Il apparaît rapidement à la communauté scientifique que la réponse du relief (en tant qu'irrégularité topographique de la surface libre) est difficilement dissociable de la réponse due à la structure interne du massif. Actuellement il n'existe aucun consensus sur l'intégration de la structure interne comme paramètre de l'effet de site topographique.

II.3 Autres observations, autres enseignements

Il existe peu d'autres cas aussi documentés sur l'effet de site topographique en mouvement fort. Quelques années avant les observations faites pendant le séisme de San Fernando en 1971, les premiers concepts de l'impact du relief sur le signal sismique étaient posés suite aux essais nucléaires [Davis & West, 1973]. Par exemple, certaines stations sismologiques installées au sommet des montagnes pour enregistrer une explosion nucléaire au *Nevada Test Site* en 1968, montrent des amplitudes plus élevées que celles situées dans les plaines.

Les mesures instrumentales indiquent systématiquement une amplification du mouvement sismique sur les topographiques convexes (collines et rides), une désamplification dans les formes topographiques concaves (canyons et bas de pente), tandis que le schéma amplification/désamplification se complexifie sur les pentes [Assimaki *et al.*, 2005a].

La Figure 1-13 expose le cas classique des trois points-clés sur un relief : 3 stations, placées au sommet, à mi-pente et en bas de pente. On y observe nettement l'effet de la topographie sur les ondes S, dont l'amplitude est de plus en plus élevée à mesure qu'on s'élève sur le massif. Des changements de fréquence dominante sont également visibles sur la station au sommet.

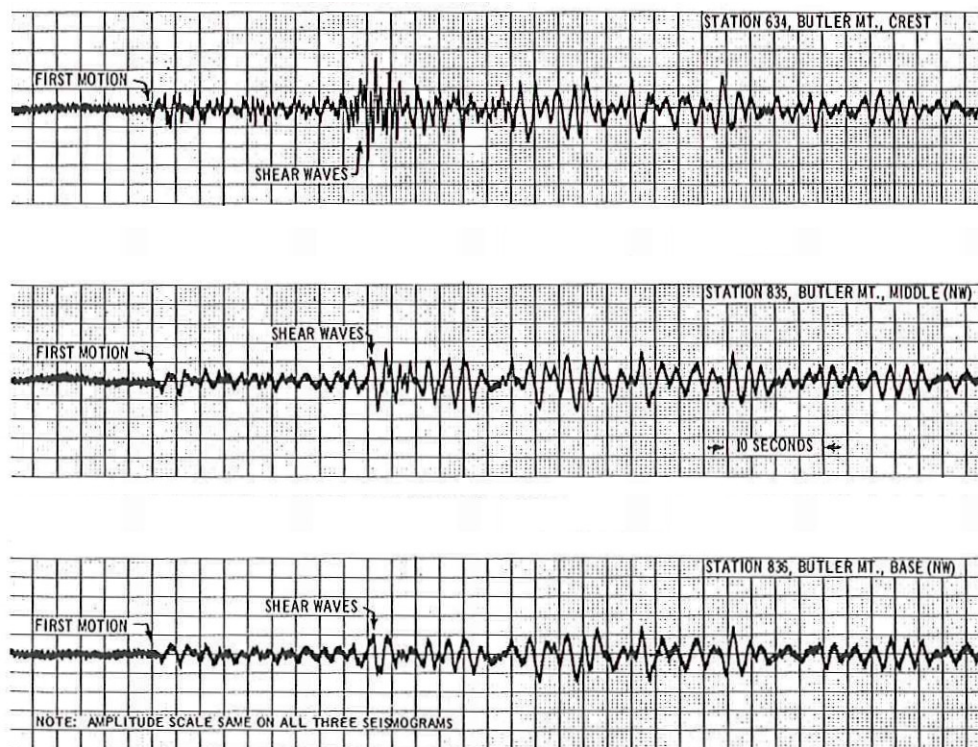


Figure 1-13 : Composante radiale de sismogrammes en vitesse enregistrés au sommet (haut), à mi-pente (milieu) et à la base (bas) du Mont Butler, Nevada, suite à l'effondrement d'une cavité [d'après Davis & West, 1973].

Quelques expériences de terrain montrent toutefois que la station la plus proche du sommet n'est pas forcément la plus amplifiée du réseau [Chávez-García *et al.*, 1996]. Néanmoins il est difficile d'interpréter une telle information car de nombreuses explications peuvent justifier ce phénomène : variations lithologiques sur les pentes, anomalies géologiques ponctuelles sous la station, incidence du champ d'onde, topographie complexe, *etc.* Nous reviendrons sur ces différents aspects qui peuvent complexifier la réponse d'un relief.

L'observation de l'effet de site topographique montre toute la complexité de ce phénomène ; La compréhension des processus en jeu peut être acquise à l'aide des modélisations numériques, mais une étape d'imagerie du milieu doit précéder l'étape de

modélisation pour identifier et représenter correctement les facteurs qui influent sur l'effet de site topographique.

II.4 Des accélérations verticales dépassant celle de la gravité

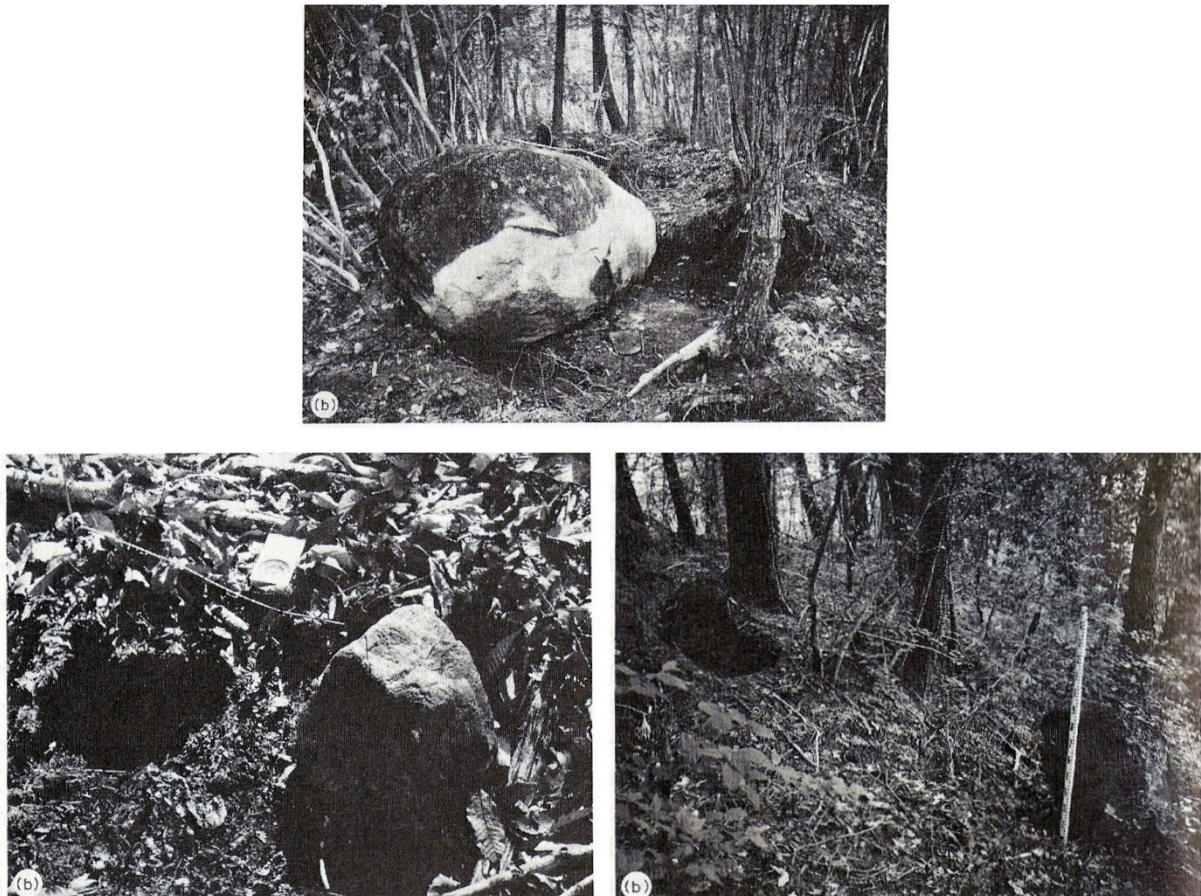


Figure 1-14 : Rochers déplacés suite au séisme de Nagano, Japon, en 1984 [d'après Umeda *et al.*, 1987]. En haut : ce rocher, dont le poids est estimé à 5 tonnes, a été déplacé d'1.2 m. En bas à gauche : ce rocher de 45 kg a été sorti de son emplacement initial sans en abîmer les bords, ce qui montre qu'il a été soulevé en hauteur plutôt que de rouler au sol. En bas à droite : ce rocher, précédemment enterré de 20 à 70 cm de hauteur, a brisé les branches près de son socle à une hauteur de 70 cm au-dessus des racines.

Un phénomène assez spectaculaire a été observé plusieurs fois au sommet de certains reliefs lors de forts séismes. Umeda *et al.* (1987) mentionnent la présence de gros blocs rocheux déplacés et/ou retournés au sommet d'une petite colline (100 m de haut, 500 m de large), suite au séisme à l'Ouest de Nagano en 1984 (Figure 1-14). Le déplacement de ces rochers nécessite des accélérations verticales hors du commun, supérieures à 1 g. Boore (1972) mentionne également deux grands séismes lors desquels ce phénomène a été observé : près du lac Hebgen en 1959 et lors du séisme de San Fernando en 1971. Ces observations montrent l'existence d'accélérations verticales dépassant localement celle de la gravité ; dans

les cas mentionnés, ces rochers retournés ont été découverts sur des crêtes ou des sommets [Boore, 1972 ; Umeda *et al.*, 1987].

Nous avons vu précédemment que l'effet de site topographique amplifie principalement les composantes horizontales ; ces exemples de rochers déplacés sur les crêtes montrent que la composante verticale peut aussi être largement affectée.

III. Origines de l'effet de site topographique

L'effet de la topographie est assez sensible aux caractéristiques du champ d'onde incident, c'est-à-dire le type d'onde, l'angle d'incidence et l'azimut de propagation [Assimaki *et al.*, 2005a]. Selon Bard (1999), l'effet de la topographie est déclenché par trois phénomènes physiques :

1. La sensibilité du mouvement du sol avec l'angle d'incidence, particulièrement pour les ondes SV près de l'angle critique (Figure 1-15, l'angle critique est l'angle θ_{cr} pour lequel $\sin \theta_{cr}$ est égal au rapport de la vitesse des ondes S sur la vitesse des ondes P). Les variations de pente sur les reliefs induisent des variations d'angle d'incidence, et donc affectent significativement le mouvement en surface en provoquant une amplification très localisée. Un exemple est donné à la Figure 1-35, où la localisation des dommages sur la pente d'un massif par rapport au foyer du séisme correspond à l'angle critique, selon Kawase et Aki (1990).
2. La concentration et la dispersion des ondes sismiques réfléchies sur la surface topographique. Toutefois les preuves instrumentales de ce phénomène ne sont pas claires, principalement à cause de la rareté d'antennes sismologiques enregistrant des mouvements forts dans le voisinage des reliefs.
3. La diffraction des ondes de volume et de surface qui se propagent vers le bas et vers l'extérieur à partir d'un relief topographique, et qui conduisent à des schémas d'interférence entre les ondes directes et diffractées. Toutefois ces ondes diffractées ont une amplitude bien plus faible que celle des ondes de volume directes. De telles interférences ont été observées par Pedersen *et al.* (1994b) à partir d'un réseau d'enregistrement en Grèce, où l'amplitude des ondes diffractées se propageant depuis le relief était à peu près un cinquième de l'amplitude de l'onde originelle.

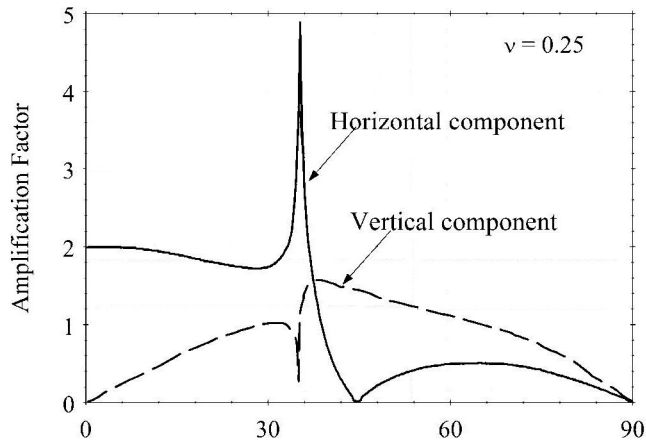


Figure 1-15 : Sensibilité du mouvement sismique en surface avec l'angle d'incidence, pour des ondes planes SV incidentes (coefficient de Poisson $\nu = 0.25$) [d'après Assimaki *et al.*, 2005a].

Davis et West (1973) font remarquer que la durée du signal est considérablement allongée au sommet d'un relief en comparaison avec le signal enregistré à son pied (voir Figure 1-16). Cet allongement de la durée du signal, également observé par Rogers *et al.* (1974) et Gaffet *et al.* (2000), peut être causé par un phénomène de résonance au sein du relief, ou par les réflexions et réfractions des ondes de volume dans le massif [Davis & West, 1973 ; Pedersen *et al.*, 1994a].

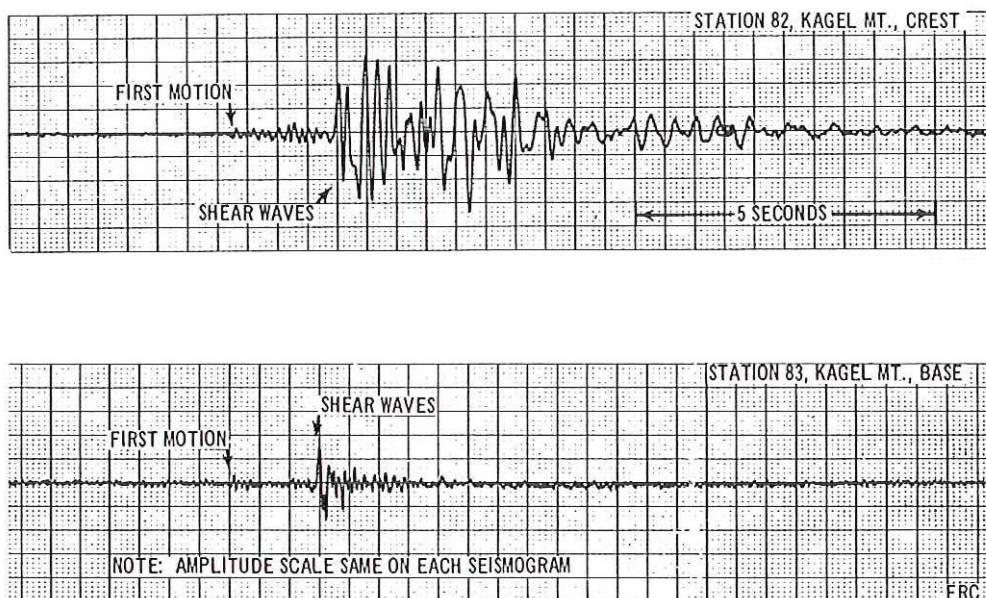


Figure 1-16 : Composante nord-sud de sismogrammes en vitesse enregistrés au sommet (haut) et à la base (bas) du Mont Kagel en Californie, d'après une réplique (magnitude 2.6) du séisme de San Fernando en 1971 [d'après Davis & West, 1973].

IV. Méthodes d'observation de l'effet de site topographique

IV.1 Un exemple d'expérience simple dans la vallée de la Roya, Alpes Maritimes, France

Bard et Méneroud (1987) décrivent une série d'enregistrements réalisés sur un site topographique très accentué dans la vallée de la Roya (Alpes Maritimes, France). Le profil étudié, décrit sur la Figure 1-17, comporte deux forts reliefs séparés par une vallée profonde. Une première station sismologique a été placée au château de Piène (CDP), construit sur une arête rocheuse marquée et étroite (35 à 40 m de large) ; la deuxième station a été installée dans le fond de la vallée (ROYA) et la troisième sur une croupe de l'autre rive (JASTEVE) (Figure 1-17). Le site étant relativement homogène dans sa lithologie (calcaires et marnes), les auteurs considèrent que seule la topographie aura une influence notable sur la modification du signal vibratoire [Bard & Méneroud, 1987].

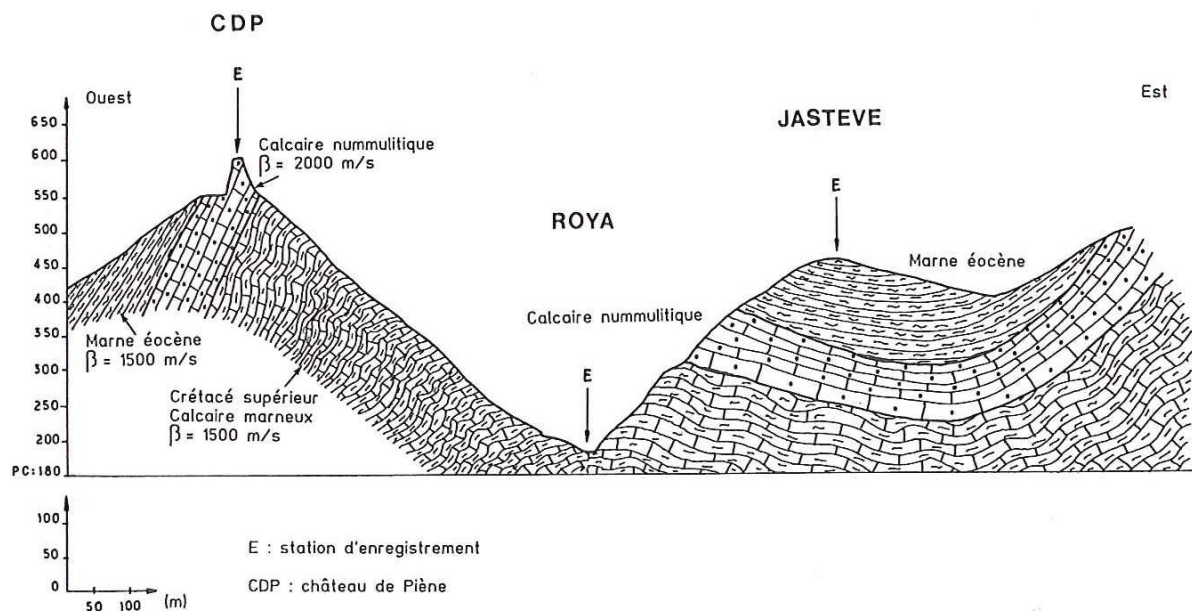


Figure 1-17 : Profil topographique avec 3 stations d'enregistrement, expérience décrite par Bard et Méneroud (1987).

Les sources sont des séismes locaux de faible magnitude, exceptés quelques événements plus lointains et plus énergétiques. Pour décrire les mouvements à ces stations, les auteurs

utilisent une méthode couramment employée dans les précédentes publications traitant de l'effet de site topographique : en domaine fréquentiel, on calcule la fréquence d'amplification maximale et la valeur maximale des rapports de spectres entre les stations [Bard & Méneroud, 1987].

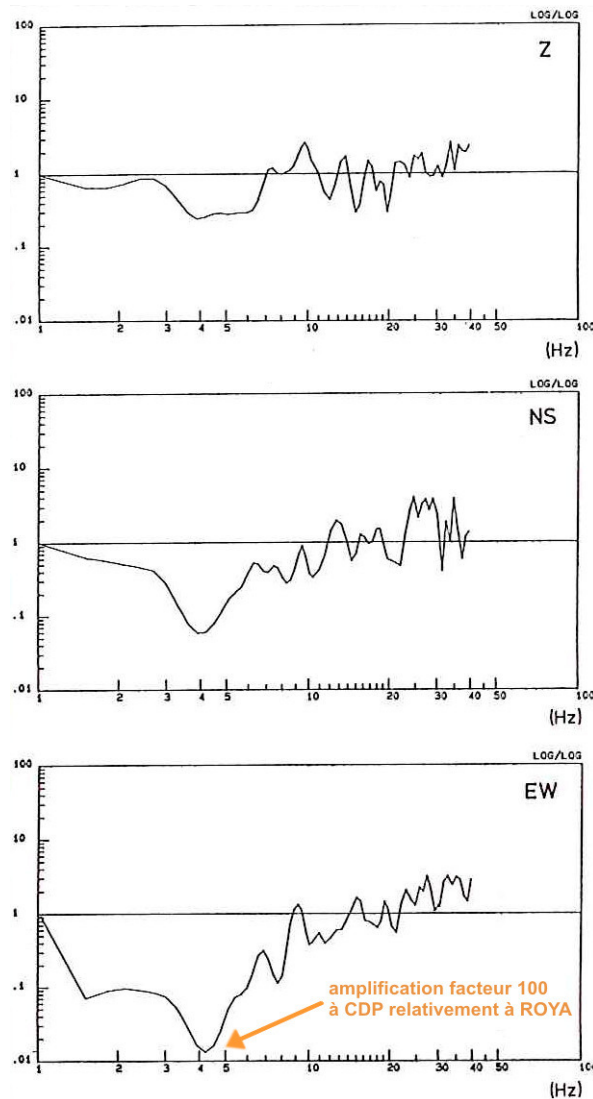


Figure 1-18 : Exemple de rapports spectraux entre deux stations sismologiques, Roya / Château de Piène (Alpes Maritimes, France), pour le séisme du 24 février 1984 23:55 situé à 20 km de distance [d'après Bard & Méneroud, 1987].

On observe sur la Figure 1-18 un exemple de rapport spectral entre la station au château de Piène (sur l'arête rocheuse) et la station Roya (dans le fond de la vallée) pour un séisme local. Sur les voies horizontales les rapports sont en faveur du château de Piène (au sommet) dans la bande de 1 à 10 Hz, principalement sur la voie est-ouest où le rapport spectral atteint jusqu'à la valeur 100. En revanche pour la composante verticale les rapports sont voisins de 1 jusqu'à 15 Hz.

Les caractéristiques entre les stations Jastève (sur la croupe) et Roya (fond de vallée) sont qualitativement semblables à la comparaison précédente, sans toutefois atteindre des valeurs aussi tranchées [Bard & Méneroud, 1987].

Cette expérience met en évidence une grande amplitude possible du rapport spectral. Mais quelles sont les interactions entre les différentes parties du relief ? Les effets de site topographique provoqués par ces deux montagnes proches interagissent-ils ? Cette interaction ne peut être mise en évidence avec un aussi faible nombre de stations.

IV.2 La méthode classique des rapports spectraux avec station de référence

Dans l'idéal, pour isoler l'effet d'une topographie des autres effets influençant la propagation de l'énergie sismique, il faut avoir deux enregistrements du mouvement du sol dont la seule différence est la présence ou l'absence de l'objet topographique, tous les autres facteurs restant constants [Davis & West, 1973]. Ceci est difficilement réalisable en pratique : sur le terrain il faut faire une approximation raisonnable en sélectionnant judicieusement les conditions d'une expérience.

Selon Davis et West (1973), l'amplitude du spectre de Fourier du mouvement sismique enregistré à une station i sur la composante j pour une source k peut être définie comme :

$$A_{ijk}(\omega) = S(\omega) P_{ijk}(\omega) R_{ijk}(\omega)$$

où $S(\omega)$ est la fonction source du séisme, $P_{ijk}(\omega)$ la fonction associée à la propagation dans la Terre et $R_{ijk}(\omega)$ la fonction représentant les effets de site à la station i .

La fonction $R_{ijk}(\omega)$ peut être elle-même définie comme :

$$R_{ijk}(\omega) = T_{ijk}(\omega) r_{ijk}(\omega)$$

où $T_{ijk}(\omega)$ est la fonction de site topographique et $r_{ijk}(\omega)$ la fonction de tous les autres effets de site dus à la nature de la roche (lithologie, structure, teneur en eau, etc.) sous la station i .

Ainsi le coefficient d'amplification topographique $T_{pjk}(\omega)$ à une station p sur la composante j pour une source k est approximé par :

$$T_{pjk}(\omega) = \frac{A_{pjk}(\omega)}{A_{ref\ jk}(\omega)}$$

quand $S_{ref}(\omega) \approx S_p(\omega)$, $P_{ref\ jk}(\omega) \approx P_{pjk}(\omega)$, $r_{ref\ jk}(\omega) \approx r_{pjk}(\omega)$ et $T_{ref\ jk}(\omega) \approx 1$ [Davis & West, 1973].

Par définition le coefficient d'amplification topographique est toujours décrit en fonction de la fréquence. La station *ref* est considérée comme une référence non affectée par un effet de site topographique, où la composition du sous-sol est la même que sous la station p , et de fonctions source et propagation identiques à celles à la station p pour un séisme donné.

Si la distance séparant les stations est petite devant la distance à la source, on peut raisonnablement accepter que la fonction associée à la propagation terrestre est la même aux deux stations [Davis & West, 1973]. Pour que les fonctions $r_{ref}(\omega)$ et $r_p(\omega)$ soient équivalentes, les deux stations (*ref* et p) doivent présenter des conditions géologiques locales identiques. Ces termes sont délicats à mettre en place mais doivent être respectés avec le maximum de précaution.

Davis et West (1973) considèrent que la station *ref* peut être placée à la base de la topographie pour représenter le mouvement du sol en l'absence du relief (affirmation qui sera fortement contestée par de nombreux auteurs, nous y reviendrons au paragraphe XI.1).

Gaffet *et al.* (2000) ajoutent un terme ε à cette opération pour éviter une surévaluation de l'amplification causée par un possible dénominateur de faible énergie. Le coefficient d'amplification topographique $T_{pjk}(\omega)$ devient alors :

$$T_{pjk}(\omega) = \frac{A_{pjk}(\omega)}{A_{ref\ jk}(\omega) + \varepsilon} \quad \text{avec} \quad \varepsilon = \frac{\max(A_{ref\ jk}(\omega))}{20}$$

La valeur 20 a été déterminée expérimentalement, elle est adaptée car elle préserve l'amplitude du rapport dans la bande de fréquences énergétiques, tandis qu'elle permet au rapport de diminuer dans les fréquences où l'énergie sismique diminue.

D'importantes difficultés pratiques surviennent pour respecter les conditions de la méthode classique des rapports spectraux lors d'une expérience sur le terrain. De trop grandes approximations faites sur le signal utilisé comme référence peuvent avoir un impact considérable sur l'évaluation du coefficient d'amplification. Le choix du site de référence, qui doit être à la fois proche du site étudié (pour respecter les conditions suivantes : $S_{ref}(\omega) \approx S_p(\omega)$, $P_{ref\ jk}(\omega) \approx P_{pjk}(\omega)$, $r_{ref\ jk}(\omega) \approx r_{pjk}(\omega)$) et suffisamment loin pour ne pas subir l'influence du relief (condition à respecter : $T_{ref\ jk}(\omega) \approx 1$), est la principale difficulté rencontrée lors de l'application de cette méthode en milieu montagneux.

IV.3 Illustration du choix de la référence à Canal Beagle, Chili

Çelebi (1987) expose les résultats obtenus par un réseau sismologique spécialement dédié à la description de l'amplification topographique à Canal Beagle, Chili. Optant pour la méthode classique des rapports spectraux, l'auteur utilise une station de référence placée sur un site rocheux. La répartition des autres stations est étudiée pour échantillonner des formes de topographie représentatives, rides, canyons et sommets de colline. Elles sont placées dans un périmètre restreint (500 m maximum, excepté la référence située à 6500 m des autres). La Figure 1-19 montre un ensemble de sismogrammes pour un événement enregistré à Canal Beagle et à la station de référence. La simple observation des amplitudes (affichées à la même échelle) permet de distinguer une amplification sur les sites topographiques comparativement aux stations dans le canyon (CBA) et à la référence (VAL, d'autant plus marquante que cette station est la plus proche de l'épicentre).

Les stations CBA et VAL sont de fait deux candidates potentielles pour servir de référence. La station VAL n'est placée sur aucune caractéristique lithologique ou topographique apparente, mais elle est distante de plusieurs kilomètres des autres stations du réseau. La station CBA est dans le périmètre de ce réseau, mais elle est installée au fond d'un canyon où on ne connaît pas la réponse du sol ni l'influence de la topographie voisine. Ceci illustre la difficulté de définir à priori un point de référence idéal lors d'une expérience de terrain. De nombreuses expériences incluent deux stations de référence au lieu d'une (par exemple Gaffet *et al.* (2000)), un principe de précaution qui permet de faire le choix une fois les données acquises.

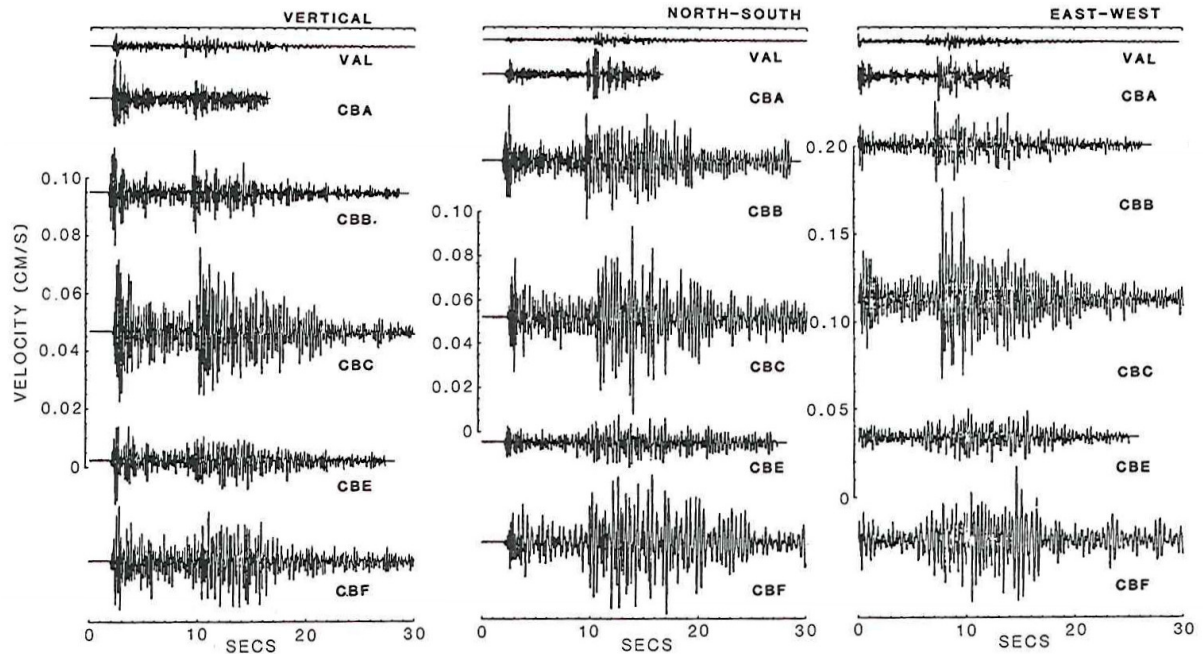


Figure 1-19 : Séisme du 29 juillet 1985 enregistré au réseau sismologique de Canal Beagle, Chili [d'après Çelebi, 1987]. Les stations CBB, CBC, CBE et CBF sont situées sur des topographies. La station CBA est située au fond d'un canyon, tandis que la station VAL est placée sur un site rocheux considéré comme référence. La station VAL est la plus proche de l'épicentre du séisme.

Quelques auteurs ont pointé ce défaut de la méthode classique des rapports spectraux : la référence idéale n'existe pas sur le terrain. Plusieurs arguments sont avancés, le principal étant la proximité de la référence au réseau considéré et donc au relief étudié, proximité nécessaire pour avoir la même lithologie et la même fonction source, mais impliquant de fait que la référence subit également un effet de la topographie (en amplification ou désamplification) [Chávez-García *et al.*, 1996, 1997]. Ces auteurs se sont donc tournés vers des méthodes n'utilisant pas de station de référence.

IV.4 La méthode du rapport spectral horizontale sur verticale

Chávez-García *et al.* (1996) proposent d'utiliser la méthode des rapports spectraux H/V pour quantifier l'effet de site topographique. Il ne leur fut toutefois pas possible de comparer directement les résultats obtenus par cette méthode avec ceux obtenus en rapports spectraux classiques : aucune station du réseau n'a enregistré tous les séismes pour servir de référence.

La méthode H/V consiste simplement à diviser le spectre de la composante horizontale par le spectre de la composante verticale enregistrés tous deux à une même station [Chávez-García *et al.*, 1996].

Traditionnellement utilisée pour mesurer les effets dus aux sédiments meubles dans les bassins, cette méthode permet d'identifier la fréquence de résonance d'une colonne de sol, voir d'en estimer le niveau d'amplification associé [Nakamura, 1989]. La fiabilité de la quantification de l'amplification est toutefois remise en question, car elle montre de forts désaccords avec d'autres moyens de mesure [Kudo, 1995]. La capacité de la méthode H/V à déterminer la période dominante de la colonne de sol est par contre jugée fiable [Kudo, 1995].

Chávez-García *et al.* (1996) testent la capacité de la méthode H/V à quantifier l'effet de site topographique à partir de données simulées. Ils démontrent que la fonction de transfert verticale obtenue sur la topographie est moyennée autour de 1 (pour une onde SV incidente) ou autour d'un facteur constant (pour d'autres types de source d'incidence variable) quelque soit la fréquence considérée. La réponse verticale de la topographie étant ainsi proche de l'unicité, elle peut être utilisée pour mesurer efficacement la réponse horizontale. En conséquence, les auteurs obtiennent un bon accord entre la fonction de transfert horizontale moyennée et le spectre H/V. Un écart d'amplitude constant sur le spectre peut toutefois être observé.

Quelques problèmes surviennent pour le cas où le mouvement vertical se rapproche de zéro, cela induisant forcément de grandes valeurs aberrantes.

Concernant les données réelles, Chávez-García *et al.* (1996) observent une assez bonne corrélation entre la méthode H/V calculée à partir de petits séismes locaux et à partir du bruit ambiant ; les amplitudes fréquentielles sont bien reproduites.

En comparant les résultats obtenus par la méthode H/V sur données réelles et sur données synthétiques, Chávez-García *et al.* (1996) considèrent que le facteur d'amplification maximale est assez bien déterminé, mais les tendances selon la fréquence ne sont pas toujours bien reproduites (le procédé semble fonctionner à partir d'ondes SV incidentes, mais pas SH). Comparer données réelles et synthétiques reste toutefois un exercice périlleux, car plusieurs facteurs non compris dans les simulations numériques (aspects tridimensionnels, structure interne du relief) peuvent affecter le résultat.

En résumé, la fiabilité de la méthode H/V pour l'évaluation de l'effet de site topographique repose sur l'unicité de la composante verticale. Trop peu d'études se sont penchées sur cette caractéristique pour la valider ou l'invalider. L'influence de certains facteurs locaux, comme l'asymétrie d'un relief ou les conditions géologiques au sein de la topographie, n'a pas été abordée. Peut-on considérer que la composante verticale n'est

porteuse d'aucun effet de site ? Les exemples décrits à la partie II.4 montrent au contraire que la composante verticale peut parfois être largement affectée.

IV.5 L'inversion généralisée

Une autre méthode sans station de référence pour quantifier l'effet de site topographique est testée par Chávez-García *et al.* (1997) : la technique d'inversion généralisée présentée par Boatwright *et al.* (1991). Le spectre d'un événement j enregistré au site i , $O_{ij}(f)$, peut être décomposé dans le domaine fréquentiel comme le produit de trois termes : la source $E_j(f)$, le trajet $P_{ij}(f)$ et l'effet de site $S_i(f)$. On peut donc écrire [Chávez-García *et al.*, 1997] :

$$\ln O_{ij}(f) = \ln E_j(f) + \ln P_{ij}(f) + \ln S_i(f).$$

Si un grand nombre d'événements est enregistré par un grand nombre de stations, il est possible d'inverser les observations pour retrouver les inconnues de l'équation ci-dessus.

Chávez-García *et al.* (1997) caractérisent le terme de la source par son niveau spectral à basse fréquence et sa fréquence-coin. Le terme trajet est modélisé par un facteur d'expansion géométrique en $1/r$ et deux paramètres d'atténuation : un facteur de qualité régional dépendant de la fréquence et un terme d'atténuation près du récepteur. Ainsi après inversion on peut retrouver le terme effet de site. Des détails supplémentaires sur la procédure sont donnés par Field et Jacob (1995).

La dispersion des différentes fonctions de site qu'obtiennent Chávez-García *et al.* (1997) est assez restreinte en chaque point d'observation, illustrant ainsi la robustesse de ce procédé. La Figure 1-20 compare les fonctions de site obtenues pour 6 stations d'un réseau placé sur une topographie, à partir de deux méthodes sans site de référence : la méthode H/V et l'inversion généralisée. L'accord obtenu entre ces deux méthodes est plutôt bon et les tendances générales sont respectées, excepté à basse fréquence [Chávez-García *et al.*, 1997].

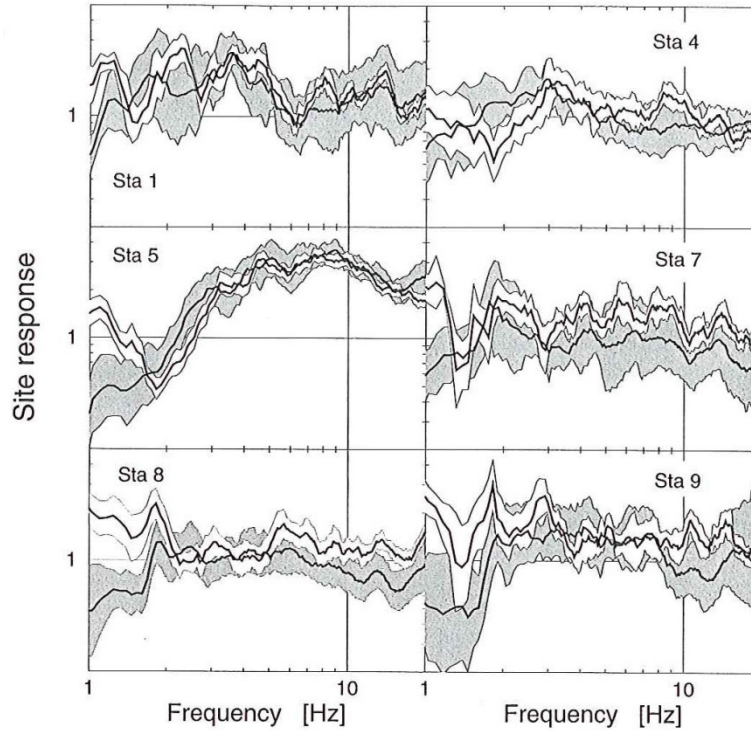


Figure 1-20 : Comparaison de fonctions de site obtenues à partir de deux méthodes sans site de référence [d'après Chávez-García et al., 1997], en gris par la procédure d'inversion généralisée, en blanc par la méthode H/V. Composante nord-sud pour un réseau de stations placé sur une topographie (la station 1 est au sommet). Les lignes en gras indiquent la réponse moyenne obtenue pour chacune des deux techniques, les zones grisées représentent l'intervalle de confiance à 95%.

IV.6 La méthode statistique des rapports spectraux

Wilson et Pavlis (2000) introduisent une approche statistique à la méthode classique des rapports spectraux, basée sur l'exploitation de la médiane des spectres de toutes les stations du réseau. Cette méthode consiste à calculer les rapports spectraux entre tous les couples possibles de stations, quelque soit leur localisation. Le coefficient d'amplification à la station considérée est déterminé statistiquement en calculant la valeur médiane de tous les rapports spectraux entre cette station et toutes les autres (incluant le rapport avec elle-même). L'effet de site topographique $T_{ijk}(\omega)$ à la station i sur la composante j depuis une source k devient :

$$T_{ijk}(\omega) = \text{médiane} \left(\frac{A_{ijk}(\omega)}{l = 1, 2, \dots, N_{lk} [A_{ijk}(\omega)]} \right)$$

où $A_{ijk}(\omega)$ est l'amplitude du spectre de Fourier du mouvement sismique enregistré à la station considérée et N_{lk} le nombre de stations dans le réseau qui ont enregistré l'événement k [Wilson & Pavlis, 2000].

Cette approche statistique supprime le choix de la référence, puisque toutes les stations du réseau sont considérées pour définir un niveau de référence. La référence devient le spectre médian du réseau et par conséquent ne repose plus sur un site unique. Une application sur une pente artificielle régulière est présentée par Poppeliers et Pavlis (2002), mais leur réseau ne couvre qu'un faible dénivelé de 10 m. Cette méthode n'a pas encore été employée sur des topographies complexes.

Nous démontrerons au chapitre 2 l'intérêt et l'efficacité de cette approche statistique pour estimer l'effet de site topographique à l'aide d'applications numériques sur une topographie accentuée.

IV.7 Exploitation des données de terrain

De toutes ces méthodes précédemment décrites, la méthode classique des rapports spectraux avec site de référence est la plus largement utilisée par la communauté scientifique (Figure 1-21) pour traiter les données réelles.

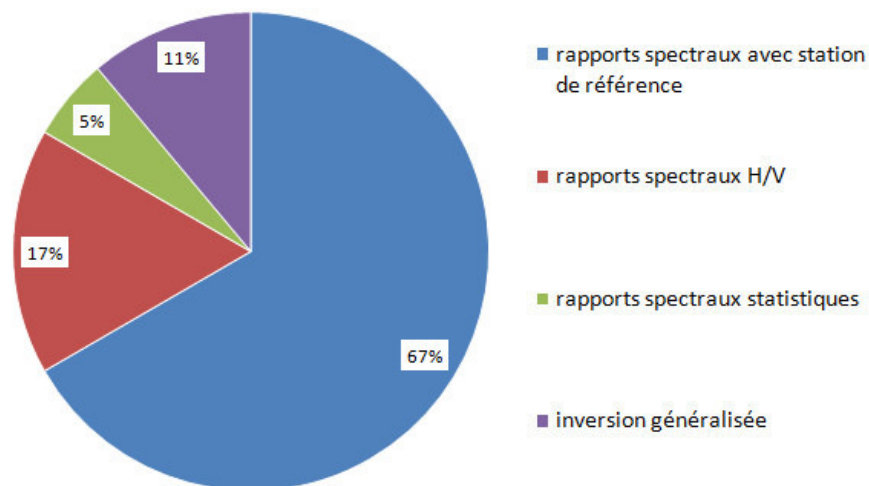


Figure 1-21 : Méthodes utilisées pour le traitement des données réelles acquises sur des topographies tel que décrit dans la littérature. Références utilisées : Davis & West (1973), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Çelebi (1991), Hartzell *et al.* (1994), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Chávez-García *et al.* (1997), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002).

Quelque soit la méthode choisie, certains facteurs propres aux données acquises sur le terrain doivent être considérés lors du traitement des acquisitions. Ces facteurs peuvent compliquer la compréhension des données réelles par opposition aux données synthétiques.

Par exemple, Chávez-García *et al.* (1996) évoquent un aléa expérimental qui peut affecter le bon déroulement d'une expérience de terrain : il est possible d'avoir une forte disparité du nombre d'événements enregistrés d'une station à l'autre (notamment dans le cas de déclenchement par seuil), d'où la difficulté d'obtenir un set de données abondantes et communes à toutes les stations du réseau. Or un tel set de données est strictement nécessaire pour mettre en place la méthode classique des rapports spectraux, où la station considérée comme référence doit avoir enregistré les mêmes sources que les stations étudiées.

La sélection du train d'onde utilisé pour le calcul de l'amplification topographique est variable selon les auteurs. Chávez-García *et al.* (1996) utilisent 10 secondes de signal centrées sur les plus fortes amplitudes des sismogrammes. Pedersen *et al.* (1994b) travaillent sur l'onde S et sa coda, en utilisant une durée variable selon le rapport signal sur bruit (de 8 à 20 secondes). Nechtschein *et al.* (1995) utilisent 7 secondes à partir de l'onde S, Gaffet *et al.* (2000) utilisent 8 secondes. Poppeliers et Pavlis (2002) utilisent des fenêtres de temps variables, de longue durée pour couvrir tout le signal, ou de courte durée centrée sur une onde particulière. Concernant l'enregistrement du bruit de fond, la durée du signal est de 4 à 5 secondes selon Chávez-García *et al.* (1996).

Nechtschein *et al.* (1995) utilisent également le train d'onde de l'onde P pour faire une comparaison de l'effet de site calculé sur l'onde P avec celui calculé sur l'onde S ; cette manipulation n'est toutefois possible qu'à partir de séismes régionaux suffisamment éloignés pour avoir deux trains d'onde distincts (distance épacentrale supérieure à 100 km) [Nechtschein *et al.*, 1995]. La comparaison des résultats obtenus sur onde P et sur onde S sera discutée au paragraphe IX.

Certains auteurs [Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b] émettent des réserves quant à la capacité des mesures basées sur des données en mouvement faible ou sur le bruit ambiant à décrire l'effet de site topographique en cas de fort séisme ; Les mouvements forts sont en effet considérés comme devant être associés à des phénomènes non-linéaires.

Gaffet *et al.* (2000) tentent de déterminer l'origine de la variation des dégâts observés entre les villages de Colle et Curasci en Italie suite aux séismes d'Umbria-Marche en 1997. Bien que de construction similaire, de distance épacentrale comparable, et tous deux placés sur

les flancs d'un relief, le village de Colle est sévèrement endommagé tandis que Curasci est laissé intact. Des mesures d'effet de site sont faites aux deux lieux, mais n'ont pas permis de distinguer un comportement du sol différent d'un village à l'autre. Les sources de cette expérience étaient de petites répliques, ce qui amènent Gaffet *et al.* (2000) à conclure que les mouvements faibles ne peuvent reproduire les phénomènes liés aux mouvements forts, notamment le diagramme de radiation du séisme original et son interaction avec les hétérogénéités du relief.

Les expériences de courte durée ne sont pas adaptées à la mesure de l'effet de site topographique : il est préférable que les expériences soient déployées sur le long terme pour enregistrer des sources de positions, mécanismes et magnitudes variées, afin de prendre en compte l'impact de la variabilité de la source sur l'effet de site topographique.

V. De l'observation à la modélisation

Les tentatives pour reproduire numériquement les effets observés sur le terrain montrent généralement un bon agrément qualitatif mais pas quantitatif [Griffiths & Bollinger, 1979 ; Geli *et al.*, 1988 ; Bouchon & Barker, 1996 ; Ashford & Sitar, 1997]. La bande de fréquences dans laquelle se place l'effet topographique observé est dans l'ensemble bien prédite par les simulations numériques [Geli *et al.*, 1988 ; Bouchon & Barker, 1996].

Il est communément admis, suite aux enregistrements de séismes et aux simulations numériques, qu'une topographie a un effet maximum sur le mouvement du sol quand les longueurs d'ondes incidentes sont comparables aux dimensions des irrégularités du relief [Boore, 1972 ; Bouchon, 1973 ; Rogers *et al.*, 1974 ; Wong & Jennings, 1975 ; Ohtsuki & Harumi, 1983 ; Anooshehpour & Brune, 1989 ; Hartzell *et al.*, 1994 ; Durand *et al.*, 1999].

Inversement, l'effet de la topographie est négligeable quand les longueurs d'ondes incidentes sont bien plus grandes que les dimensions des irrégularités du relief [Boore, 1972 ; Davis & West, 1973 ; Wong & Jennings, 1975].

Globalement les simulations numériques montrent que les ondes sismiques sont amplifiées près des sommets et désamplifiées dans le fond des canyons, par comparaison avec le mouvement sur une topographie plate [Bouchon, 1973].

La Figure 1-22 illustre les amplitudes relatives (par rapport à une topographie plate) calculées sur un relief asymétrique à partir d'ondes SH d'incidence verticale. On peut y observer, pour différentes fréquences exprimées en fonction de la hauteur du relief, que la topographie influence fortement l'amplitude du signal. Même pour des longueurs d'onde atteignant 30 h (h étant la hauteur du relief), la variation d'amplitude atteint encore 10 % [Bouchon, 1973]. On observe également que le mouvement en surface est très variable d'une fréquence à une autre. En un même point, la topographie peut provoquer soit une amplification soit une désamplification selon la fréquence considérée (par exemple : Figure 1-22, ou voir les résultats au sommet sur la Figure 1-24) [Bouchon, 1973 ; Bouchon & Barker, 1996].

La Figure 1-23 est une autre illustration d'un cas numérique simple : pour un relief 2D symétrique et une onde P ou SV incidente, la distribution des amplifications/désamplifications reste cohérente quel que soit le type d'onde et l'angle d'incidence [Bouchon, 1973]. Dans ce cas précis, l'amplification maximum (100%) est obtenue avec une onde SV à 35° d'incidence. Une zone de désamplification est nettement visible sur les flancs du relief (Figure 1-23).

Une caractéristique est commune à toutes les fréquences d'intérêt parasismique et à tous les types d'onde incidente : le sommet du relief est toujours affecté par une zone d'amplification dont l'emplacement peut toutefois varier sur toute la zone sommitale (Figure 1-22 et Figure 1-23) [Bouchon, 1973 ; Rogers *et al.*, 1974 ; Geli *et al.*, 1988].

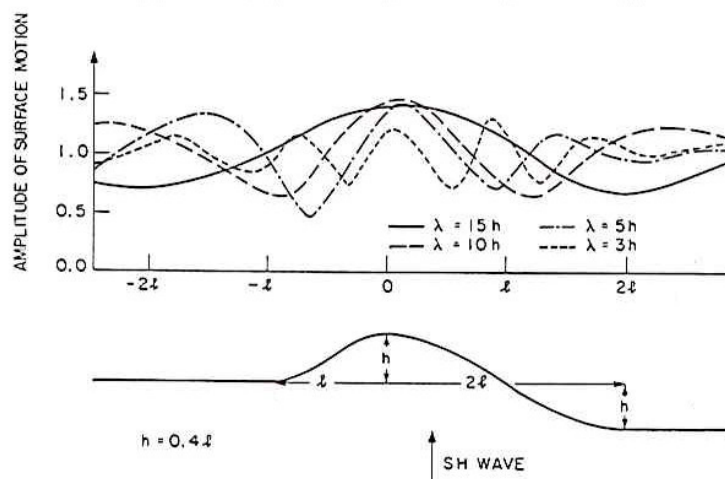


Figure 1-22 : Amplitude normalisée du déplacement en surface pour différentes longueurs d'onde à partir d'une onde SH d'incidence verticale sur une topographie asymétrique [d'après Bouchon, 1973].

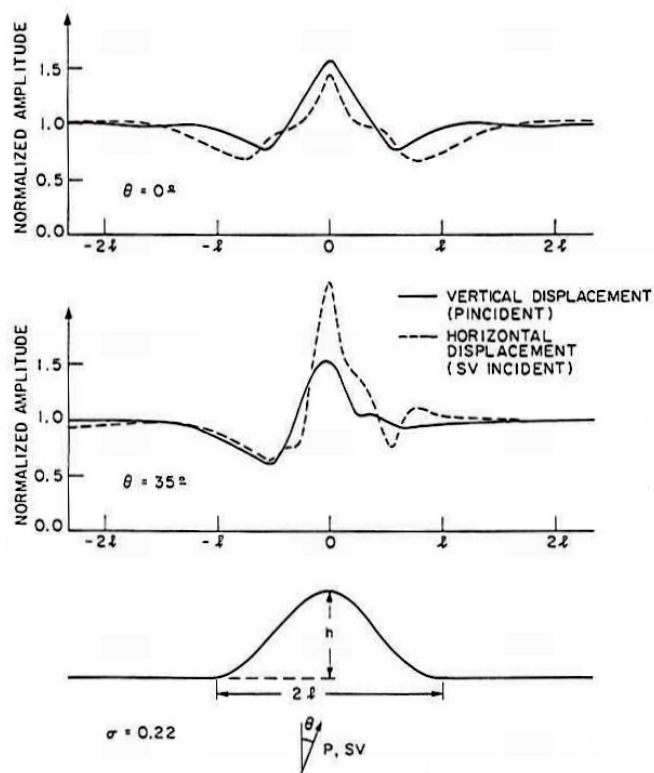


Figure 1-23 : Amplitude normalisée du déplacement en surface pour une onde P ou SV d'incidence verticale (haut) ou de 35° d'incidence (milieu) sur une topographie symétrique [d'après Bouchon, 1973].

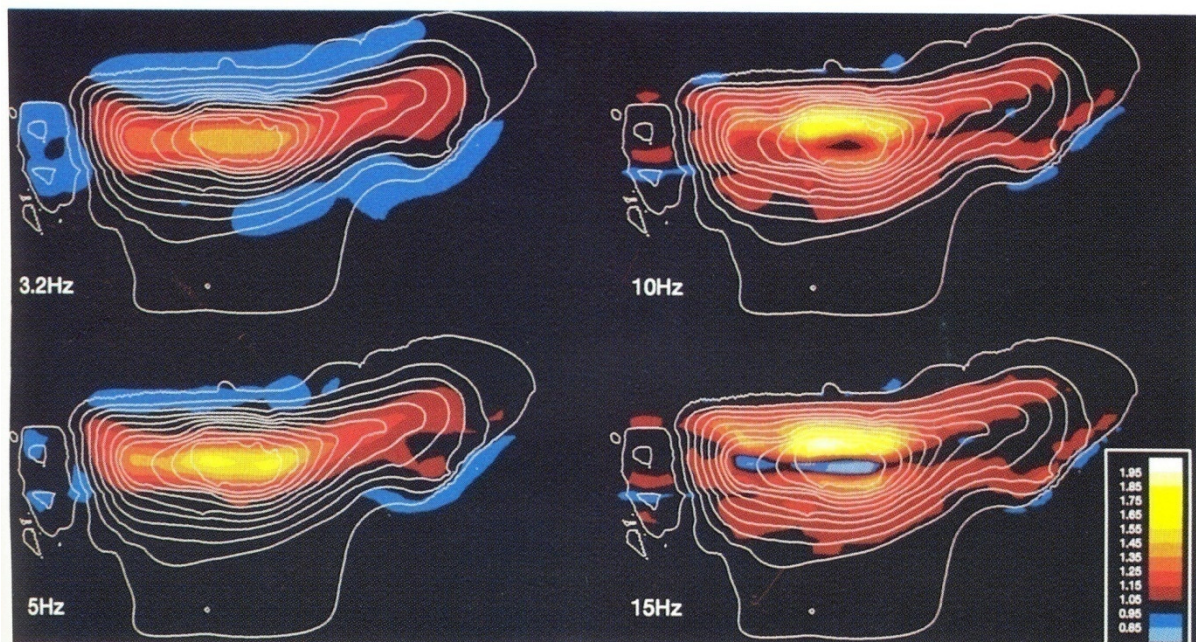


Figure 1-24 : Réponse sismique de la colline de Tarzana à différentes fréquences pour une onde S incidente polarisée perpendiculairement au sens d'élongation du relief [Bouchon & Barker, 1996]. L'échelle de couleurs représente l'amplitude du mouvement du sol normalisée au cas en topographie plate.

Quelques auteurs décrivent cette distribution de l'amplification comme étant complexe [Boore, 1972 ; Rogers *et al.*, 1974], notamment par un phénomène oscillatoire d'amplification/désamplification sur les flancs du relief [Bard, 1982 ; Geli *et al.*, 1988 ; Durand *et al.*, 1999], voir même une désamplification possible au sommet pour des incidences différentes de la verticale. Ce genre de démonstration, bien que principalement basée sur des simulations numériques (le phénomène est rarement montré sur le terrain car les antennes déployées sur des topographies échantillonnent trop peu les flancs), incite à ne pas généraliser le phénomène d'amplification à tout relief.

V.1 Des disparités entre observé et simulé

Geli *et al.* (1988) (réactualisé par Bard (1999)) produisent un résumé des études numériques réalisées jusqu'à cette époque : exclusivement en milieu 2D élastique homogène, l'effet de site topographique n'était décrit que par la représentation simplifiée d'une ride isolée en 2D. Toutes ces études basées sur ce postulat de départ ont abouti à des résultats comparables : le coefficient d'amplification maximum à la crête n'excédait pas 2, que ce soit dans le domaine temporel ou fréquentiel (voir par exemple Boore, 1972, 1973 ; Bouchon, 1973 ; Rogers *et al.*, 1974 ; Wong, 1982 ; Kawase & Aki, 1990 ; Pedersen *et al.*, 1994b ; Bouchon & Barker, 1996 ; Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b). Toutefois ces résultats sous-estiment considérablement l'effet observé sur le terrain, qui provoque une amplification de 2 à 10, et pouvant atteindre 30 [Davis & West, 1973 ; Rogers *et al.*, 1974 ; Griffiths & Bollinger, 1979 ; Tucker *et al.*, 1984 ; Geli *et al.*, 1988 ; Umeda *et al.*, 1987 ; Bard & Méneroud, 1987 ; Çelebi, 1991 ; Hartzell *et al.*, 1994 ; Spudich *et al.*, 1996 ; Gaffet *et al.*, 2000]. Bard et Tucker (1985) montrent que les amplifications calculées sont davantage large bande que les amplifications observées.

Geli *et al.* (1988) ont alors proposé d'analyser une configuration plus complexe, avec une géologie à couches et des rides successives (de même que Bard et Tucker (1985)). Ils ont toutefois abouti à des résultats proches des précédentes études. Les lithologies considérées aggravent effectivement le facteur d'amplification comparé à un milieu homogène, mais les valeurs obtenues restent inférieures à 3. Ils concluent donc que les études futures devront inclure le champ d'onde complet et des configurations géologiques et topographiques complexes en 3 dimensions (mêmes conclusions pour Rogers *et al.* (1974), Bard & Tucker, 1985 ; Hartzell *et al.* (1994), Bouchon et Barker (1996), Spudich *et al.* (1996)).

Anooshehpour et Brune (1989) expliquent comment l'effet topographique enregistré au barrage de Pacoima a été simulé en 2D en décomposant la topographie réelle par deux modèles topographiques 2D simples et distincts : le canyon du barrage à grande échelle, et l'éperon rocheux où est située la station à plus petite échelle [Boore, 1972, 1973 ; Bouchon, 1973]. Les auteurs rappellent que la topographie réelle étant bien plus complexe, la façon dont ces approximations 2D affectent les résultats est inconnue. Ils suggèrent donc un recours à la modélisation 3D pour rester le plus fidèle possible à la topographie réelle.

Bard et Méneroud (1987) concluent pour leur part que ce n'est pas tant le caractère tridimensionnel d'un relief qui va influencer sa réponse que la nature des ondes qui l'excitent et la présence ou non d'autres reliefs à proximité.

Quelques simulations numériques 2D ont abouti à des facteurs d'amplification dépassant 2 et atteignant 4, mais ces coefficients ont été obtenus dans des conditions particulières de type d'onde et d'angle d'incidence [Chávez-García *et al.*, 1996]. Nous verrons plus loin que les caractéristiques de la source ont une influence sur l'amplification topographique, qui peut être ponctuellement un peu plus élevée si certaines conditions sur la source sont réunies.

Il est également possible d'obtenir des coefficients d'amplification élevés en augmentant l'accentuation du relief (rapport hauteur / largeur > 0.7), mais les topographies nécessaires à ces forts coefficients sont peu réalistes [Geli *et al.*, 1988].

Assimaki *et al.* (2005a) mentionnent un bon accord entre leurs résultats numériques et les observations tirées de l'enregistrement de répliques. Ces données en mouvement faible ont pu être numériquement reproduites à partir de simulations 2D en éléments finis, en utilisant un modèle décrivant complètement les conditions locales de stratigraphie et d'hétérogénéités des matériaux. Néanmoins ces données en mouvement faible ne se sont pas avérées efficaces pour décrire les effets topographiques associés à un mouvement fort. Les auteurs imputent ce problème à la non-linéarité du comportement du sol.

Ainsi certains cas où les mesures de terrain correspondent bien aux résultats numériques ont été reportés [Rogers *et al.*, 1974 ; Pedersen *et al.*, 1994b]. Par exemple, Rogers *et al.* (1974) exposent le cas d'un relief où les amplifications observées à la crête sont de très faible amplitude et donc concordent avec les valeurs obtenues numériquement. Le relief en question a une géométrie assez simple et régulière (à noter toutefois que les auteurs obtiennent leurs

coefficients en domaine temporel, qui s'avèrent parfois inférieurs à ceux équivalents dans le domaine fréquentiel [Geli *et al.*, 1988]).

Ces quelques études, bien que minoritaires, montrent que l'amplification topographique n'est pas systématiquement forte sur le terrain (par exemple Pedersen *et al.* (1994b) n'obtiennent qu'un facteur maximum égal à 3).

Si le calcul du coefficient d'amplification est effectué par la méthode classique des rapports spectraux, le choix de la référence peut influencer sur les valeurs obtenues ; Geli *et al.* (1988) parviennent à obtenir des facteurs sommitaux atteignant 10 sur des bandes de fréquences très étroites, à partir de la simulation 2D de rides successives contenant des couches superficielles à faible vitesse sismique. Toutefois ils interprètent ces grandes valeurs comme étant la marque de la référence située au fond d'un creux topographique, et donc affectée par une désamplification de même ampleur que l'amplification au sommet (des conclusions semblables à partir d'une ride homogène isolée sont données par Pedersen *et al.* (1994b)).

Chávez-García *et al.* (1996) poursuivent cette idée afin d'expliquer le mauvais accord quantitatif entre observé et simulé : la plupart des expériences sur le terrain étant traitée par la méthode classique des rapports spectraux avec station de référence, il est possible que les différences proviennent de la référence (rarement simulée telle que sur le terrain), plutôt que de la complexité de la structure topographique et géologique autour et sous le site étudié. La station de référence peut être affectée par un effet de site non connu ; rares sont les études où une investigation géologique poussée a pu être effectuée à la référence afin d'écarter toute possibilité d'effet de site relatif à la référence elle-même, quelque soit son origine [Steidl *et al.*, 1996].

V.2 Les méthodes numériques appliquées aux effets de site topographique

La prédiction des effets de site nécessite l'utilisation de modèles intégrant une forte complexité structurale. Seules les méthodes d'analyse numérique discrète permettent l'utilisation de modèles arbitrairement hétérogènes par rapport aux solutions continues. Elles sont donc mieux adaptées à l'étude des effets de site car elles peuvent prendre en compte leur complexité [Chaljub *et al.*, 2010]. Toutefois la taille du problème peut rapidement dépasser

les capacités de calcul disponibles au moment de l'étude [Wong, 1982]. C'est là la principale limite à l'utilisation de modèles réalistes en haute résolution.

Le pas spatial de la grille numérique est un paramètre dont la bonne évaluation est indispensable à la précision du calcul. En effet la topographie doit être spatialement suffisamment échantillonnée pour représenter correctement les détails voulus dans la gamme de fréquences d'intérêt pour l'effet de site. Pour que la surface libre ait un aspect « lisse » dans les fréquences que l'on souhaite modéliser, le pas spatial doit être bien inférieur aux longueurs d'ondes considérées [Pedersen *et al.*, 1994a] (particulièrement dans les méthodes en différences finies). Une numérisation haute résolution de la topographie réelle doit donc être disponible. Afin de tester si le pas spatial est suffisant pour assurer un calcul stable dans les fréquences voulues, on peut tester le même cas numérique avec un pas spatial inférieur : si les résultats sont identiques entre les deux simulations, le pas spatial supérieur est suffisant [Boore, 1972].

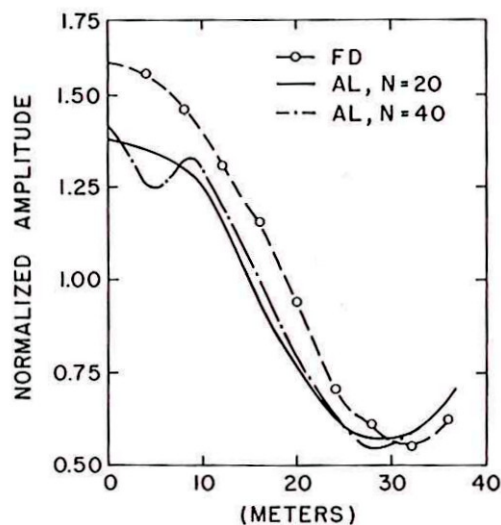


Figure 1-25 : Comparaison d'amplitudes calculées à partir d'un même modèle topographique et de méthodes numériques différentes : FD) différences finies 2D [d'après Boore, 1972], AL) Aki-Larner 2D [d'après Aki & Larner, 1970]. Amplitudes à 5 Hz. N est le nombre d'ordres de dispersion dans la méthode AL. L'abscisse est la distance horizontale au centre du relief.

Quelques auteurs ont conduit des études comparatives entre différentes méthodes numériques spécifiquement appliquées sur des modèles topographiques. Par exemple, Boore (1972) compare la méthode 2D en différences finies avec la méthode 2D d'Aki-Larner où les équations sont résolues dans l'espace des nombres d'ondes [Aki & Larner, 1970]. Le comportement des amplitudes est semblable sur la topographie, mais les valeurs diffèrent

d'environ 15% (voir Figure 1-25). L'auteur rejette la cause sur la différence entre les deux méthodes pour décrire la surface topographique (entre deux points nodaux : pente à 45° pour la méthode en différences finies de Boore, et courbe cosinus pour la méthode d'Aki-Larner).

Pedersen *et al.* (1994a) comparent leurs résultats avec ceux de Luco *et al.* (1990), chacun utilisant une variante de la méthode indirecte des éléments frontières (IBEM, *Indirect Boundary Element Method*). L'accord est globalement très bon, mais des petites différences sur le niveau d'amplitude apparaissent à haute fréquence. Ainsi même avec des méthodologies analogues, des écarts mineurs peuvent apparaître suite aux différences dans l'implémentation des méthodes de résolution. Néanmoins le comportement général du mouvement sismique à la surface libre topographique est tout à fait similaire, et les écarts d'amplitudes calculées restent faibles.

Les codes de propagation des ondes en milieu topographique 3D sont accessibles depuis un peu plus d'une décennie [Durand *et al.*, 1999]. Ces méthodes numériques évoluent avec les ressources informatiques disponibles, conduisant à des modélisations de plus en plus réalistes (c'est-à-dire avec des représentations du milieu et de la source de plus en plus réalistes).

Ils existent de nombreuses méthodes différentes. Ces méthodes varient dans leur formulation des équations du mouvement, dans l'expression des conditions aux frontières et dans la discrétisation du modèle [Chaljub *et al.*, 2010]. Chaque code propose une balance qui lui est propre entre la précision du calcul et l'efficacité informatique (c'est-à-dire ses besoins en mémoire vive et temps de calcul) [Chaljub *et al.*, 2010]. Les avantages et désavantages de chaque méthode dépendent de l'application considérée.

Lee *et al.* (2009a) présentent des simulations en milieu hétérogène 3D par la méthode des éléments spectraux afin de modéliser l'impact des reliefs de grandes dimensions sur le signal calculé dans les zones basses environnantes (Figure 1-26). Ces simulations couvrent une grande superficie (environ $87 \times 102 \text{ km}^2$) pour étudier l'interaction entre les reliefs et le bassin adjacent, et par conséquent la fréquence maximale ne dépasse pas 1 Hz.

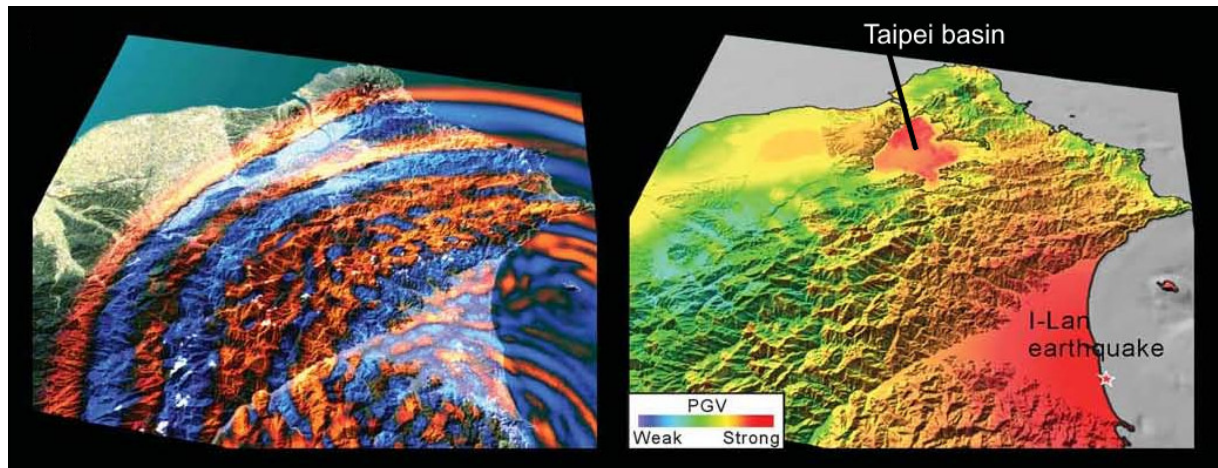


Figure 1-26 : Capture d'écran du champ d'onde à la surface libre en simulation 3D après 14 s de propagation et PGV calculé pour une source ponctuelle explosive dans le Nord de Taiwan [modifié d'après Lee *et al.*, 2009a].

Dans un exercice ultérieur, Lee *et al.* (2009b) tentent cette fois une modélisation à plus hautes fréquences (maximum 10 Hz) mais en utilisant un modèle topographique à très haute résolution (2 m) et de plus petites dimensions (environ $4 \times 4 \text{ km}^2$). Cet exemple montre qu'il est encore difficile à l'heure actuelle de modéliser les fréquences supérieures à 1 Hz qui sont celles concernant justement les effets de site, dans des modèles de grandes dimensions.

Les travaux de Lee *et al.* (2009b) illustrent clairement comment la topographie de la surface aggrave la complexité du mouvement du sol par rapport au cas d'une surface libre plane (Figure 1-27).

Chaljub *et al.* (2010) modélisent en 3D la propagation des ondes sismiques dans la vallée de Grenoble, France, en prenant en compte la topographie environnante et la structure des sédiments dans le fond de la vallée. Pour ce faire, les auteurs utilisent trois codes différents : une méthode de type Galerkin discontinu (*arbitrary high-order derivative discontinuous Galerkin method*) et deux implémentations différentes de la méthode des éléments spectraux. Leur objectif principal est d'effectuer une comparaison des résultats calculés par ces trois méthodes. L'accord est globalement excellent jusqu'à 1 Hz, et se dégrade progressivement avec la fréquence (2 Hz au maximum). Ces écarts à haute fréquence reflètent les différences dans la stratégie du maillage, dans la dispersion numérique et dans l'implémentation des propriétés de l'atténuation [Chaljub *et al.*, 2010].

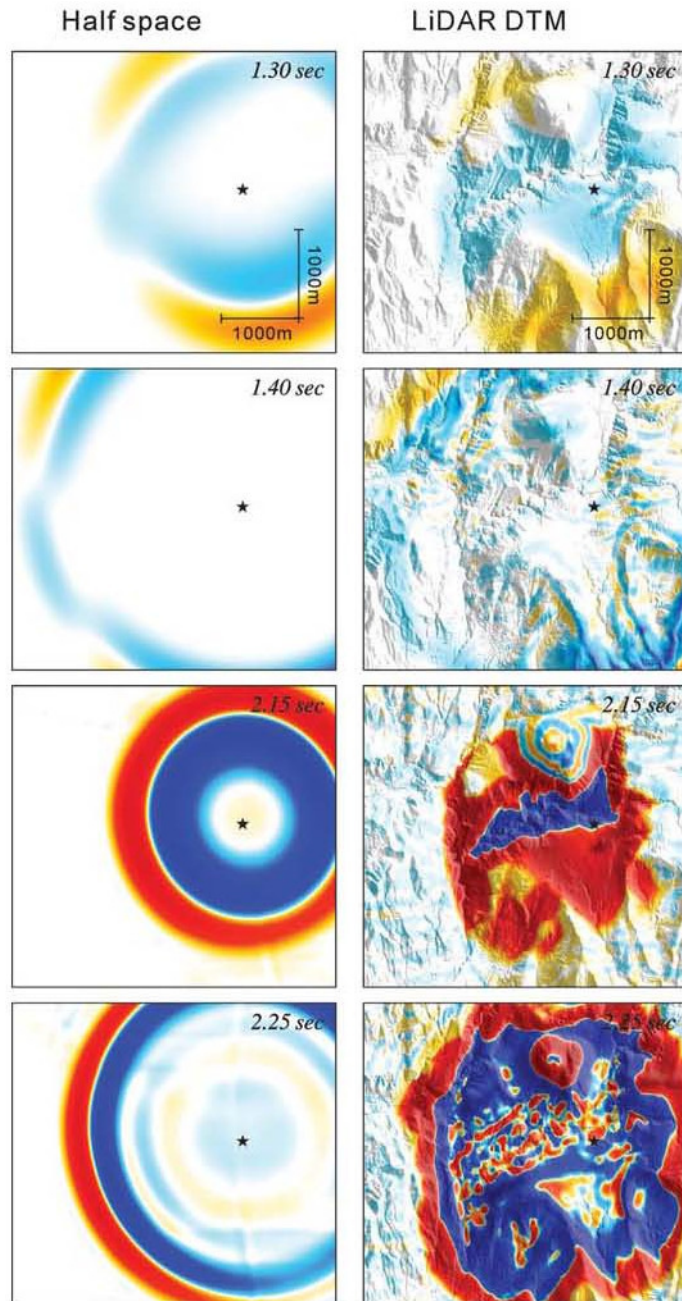


Figure 1-27 : Captures d'écran de la propagation d'un champ d'onde à la surface libre plane (gauche) et à la surface topographique (droite). Modélisations 3D sur la composante Nord-Sud [modifié d'après Lee et al., 2009b].

Les conclusions principales de ces auteurs sont :

- Il n'existe actuellement pas de méthode numérique qui pourrait être considérée comme la meilleure à la fois sur la précision et sur les performances informatiques. Aucune méthode n'est capable de répondre avec la meilleure efficacité pour toutes les configurations possibles du milieu et de la source.

- La principale recommandation à faire aux utilisateurs pour obtenir des prédictions numériques fiables du mouvement du sol est d'utiliser au moins deux méthodes différentes ayant la même précision pour consolider toute analyse numérique.

V.3 Simulations analogiques de l'effet de la topographie

Des simulations analogiques de l'effet topographique ont également été réalisées. On peut citer par exemple Anooshehpoor et Brune (1989) qui ont mis au point des modèles analogiques en mousse (« *foam rubber* »). Ces modèles ont l'avantage d'être en 3D et très détaillés : ils reproduisent une topographie réaliste avec la plus grande fidélité (Figure 1-28). Afin de mieux comprendre l'effet de site au barrage de Pacoima en Californie, ces auteurs ont élaboré deux modèles : le premier représente la topographie réelle autour de l'accéléromètre qui a mesuré l'effet de site, et le second, à topographie plate, représente la référence. Les dimensions de ces modèles analogiques sont de 1 m × 2 m × 2.5 m. Des lois d'échelle sont établies avec le matériau utilisé pour relier les fréquences propagées dans le modèle avec celles propagées dans la Terre, le but étant de produire un signal dans les fréquences d'intérêt (entre 1 et 15 Hz dans la réalité). Toutefois l'effet de la topographie produit par ces modèles analogiques est considérablement moindre que l'amplification observée sur le terrain, et diffère à peine du modèle référence plat [Anooshehpoor & Brune, 1989]. Les auteurs concluent que leur modèle topographique ne permet pas d'expliquer les fortes accélérations enregistrées au barrage de Pacoima.

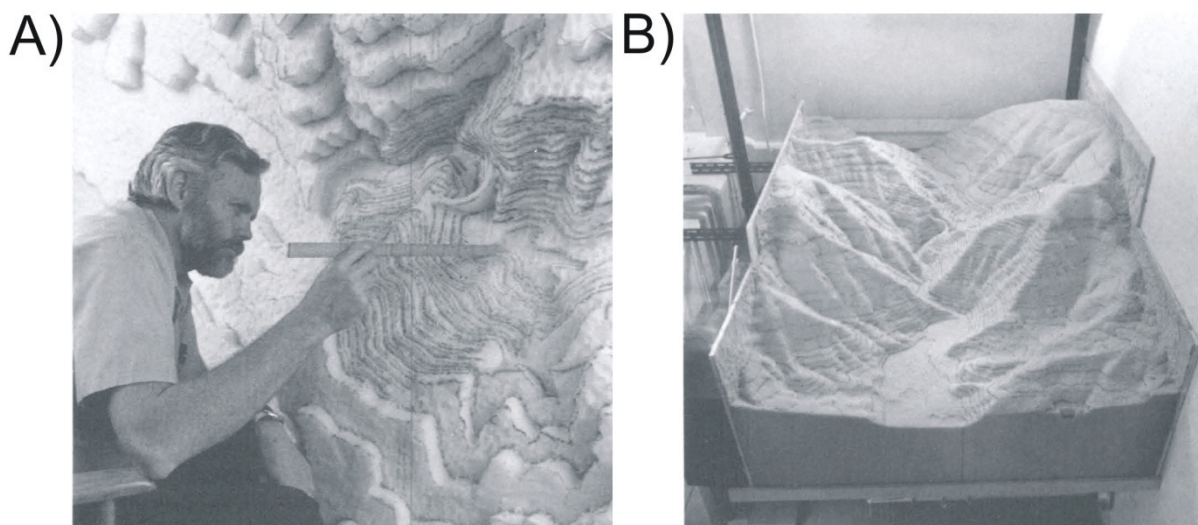


Figure 1-28 : Construction d'un modèle 3D analogique de topographie réaliste (A), représentant le relief autour du barrage de Pacoima en Californie (B) [d'après Anooshehpoor & Brune, 1989]. Le barrage est figuré au centre du modèle.

VI. Influence de la géométrie de la topographie

Suite à l'instrumentation de trois montagnes distinctes, Davis et West (1973) constatent que la manière dont le mouvement sismique est amplifié est différente pour chacun de ces reliefs. La fréquence et la dynamique de ces amplifications sont différentes d'un relief à l'autre. Ces montagnes ont pourtant une forme comparable, un même rapport largeur sur hauteur, et ont la même pente ; toutefois leur dimension générale varie. Ces auteurs remarquent que la montagne de plus petite dimension provoque une amplification dans une bande étroite de fréquences, tandis que la plus grande affecte un spectre de fréquences plus large.

VI.1 Influence de l'accentuation du relief

Bouchon (1973) montre en simulation 2D comment la raideur de la pente affecte l'effet de site topographique. En considérant trois différents types de topographie (ride, vallée, plateau) et une source en ondes SH d'incidence verticale ou oblique, l'auteur fait varier la hauteur du relief et donc la raideur des pentes.

Concernant la ride, le schéma d'amplification reste le même quelque soit la pente, avec une amplification au sommet et une désamplification sur les flancs, mais le contraste entre ces deux zones augmente avec la pente. Dans le cas d'une incidence oblique, la zone d'amplification se rapproche du sommet quand la pente augmente.

Concernant la vallée, pour un encaissement faible le schéma amplification-désamplification n'est pas bien défini ; le fond de la vallée peut aussi bien être affecté d'une légère amplification que d'une légère désamplification. Quand l'encaissement augmente, une zone d'amplification apparaît au sommet des flancs et une zone de désamplification au fond de la vallée. Les valeurs atteintes dans ces deux zones augmentent avec la pente.

Enfin concernant le plateau, les conclusions sont les mêmes que dans les cas précédents : le schéma amplification-désamplification devient d'autant plus clair que le relief est marqué, pour ressembler à celui d'une ride.

Ces observations sont généralisées par Bard (1982, 1999) : l'amplification topographique est grossièrement fonction de l'accentuation du relief ; plus la pente moyenne est forte, plus l'amplification sommitale est élevée.

VI.2 Vers l'élaboration de lois géométriques ?

Quelques études ont visé à établir une relation entre la fréquence de l'amplification maximale observée ou calculée et des facteurs géométriques décrivant le relief (pente, largeur, hauteur, etc.) [Davis & West, 1973 ; Sánchez-Sesma, 1985]. Par exemple Ashford *et al.* (1997) montrent que l'amplification à la crête d'une pente précédant un plateau se place à une fréquence normalisée où $H/\lambda = 0.2$, avec H le dénivelé de la pente et λ la longueur d'onde du mouvement. Assimaki *et al.* (2005b) trouvent à partir de simulations numériques que la zone sommitale affectée par l'amplification topographique est de même dimension que la longueur de la pente.

Ces études sont réalisées sur des cas géométriques simples, et peuvent s'avérer difficiles à mettre en place lorsque l'utilisateur est confronté à une topographie réaliste 3D composée de reliefs croisés, de vallons perchés, ou de pieds de pente chaotiques. Par exemple, la hauteur d'un relief ne peut être déterminée avec la précision nécessaire que s'il est entouré d'une plaine parfaitement plane. La description quantitative d'un relief se complique considérablement lorsqu'il est de grande dimension : la pente principale peut alors être jalonnée de vallons et de crêtes, qui vont également produire un effet à haute fréquence. Ce phénomène peut éventuellement dominer le signal par rapport à l'effet basse fréquence dû à la dimension au premier ordre du relief.

Ainsi ces lois basées sur des caractères simples sont difficilement reproductibles en dehors de l'étude pour laquelle elles ont été établies, car l'incertitude sur les dimensions du relief peut être très élevée dans les zones à topographie complexe.

Il apparaît néanmoins assez clairement que la fréquence dans laquelle va se placer l'effet de site topographique est directement liée aux dimensions de la topographie : globalement les reliefs de larges dimensions provoquent un effet large bande tandis que les reliefs de petites dimensions ont un effet sur une bande de fréquences étroite.

VII. Influence de la géologie du relief

La focalisation de l'énergie sismique dans les reliefs positifs a certainement une influence notable dans les effets d'amplification topographique observés, tel que le montrent les modèles théoriques. Toutefois les écarts quantitatifs entre la théorie et les observations suggèrent qu'il ne s'agit pas du seul phénomène physique en jeu [Rogers *et al.*, 1974].

L'un des obstacles à la compréhension de l'effet de la topographie tient à la difficulté à différencier sur le terrain les influences respectives de la géologie et de la topographie.

Hartzell *et al.* (1994) concluent par exemple que le facteur d'amplification de 1.5 à 4 dans les fréquences 1 à 3 Hz qu'ils observent le long d'une crête où des dommages ont été importants, est dû à la fois à la lithologie contenue dans le massif et à sa géométrie. Çelebi (1991) conseille de définir précisément l'environnement géologique des stations d'enregistrement (y compris la station de référence) afin d'éviter toute conclusion erronée dans les mesures d'effet de site.

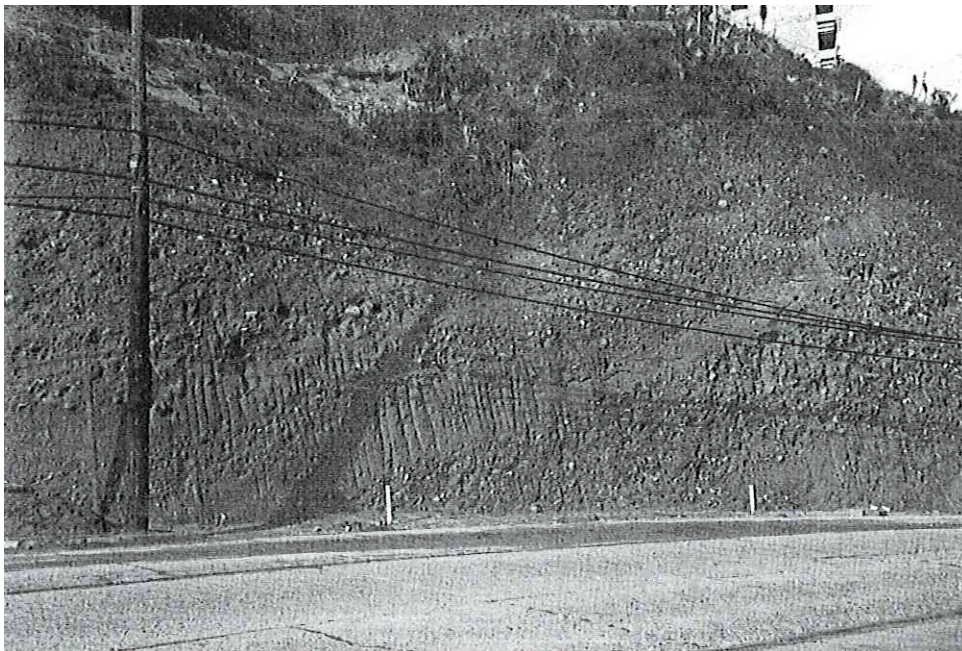


Figure 1-29 : Photographie d'un affleurement montrant la lithologie (dépôts alluvionnaires) des reliefs urbanisés de Canal Beagle, qui ont subi de lourds dégâts matériels lors du séisme du 3 mars 1985 au Chili [d'après Çelebi, 1987].

Les reliefs ne sont pas toujours constitués de roches indurées, bien que ce soit le cas pour la majorité d'entre eux. Les sédiments à faible vitesse sismique dans les bassins sont

connus pour amplifier considérablement le mouvement sismique, mais des topographies peuvent également être composées de dépôts meubles (voir Figure 1-29 et Figure 1-30 en exemple).

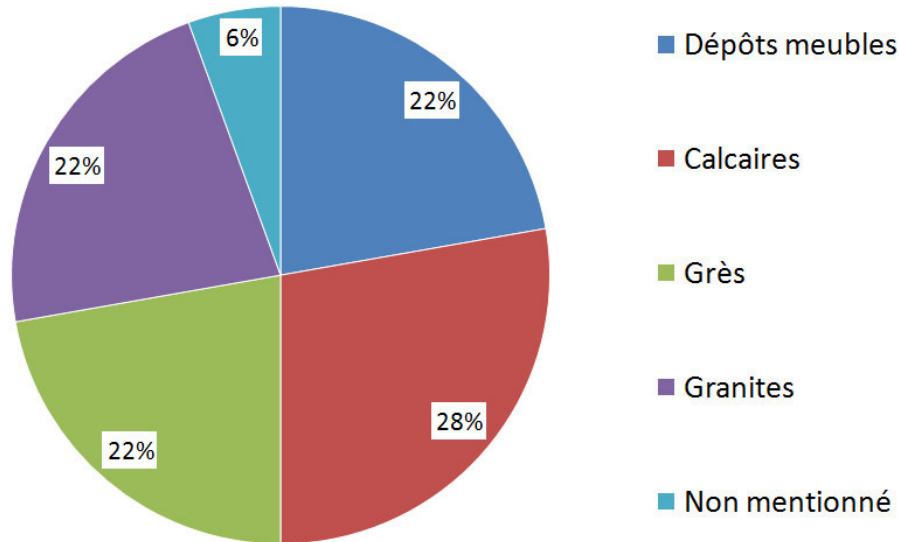


Figure 1-30 : Types de roches constituant le relief sur lequel est déployé le réseau sismique d'observation de l'effet de site topographique, tels que décrits dans la littérature. Références utilisées : Davis & West (1973), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Tucker (1985), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Kawase & Aki (1990), Çelebi (1991), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002), Assimaki *et al.* (2005a, 2005b).

Ashford *et al.* (1997) s'intéressent au cas particulier d'une pente forte précédant un plateau (qui est simulé comme un demi-espace homogène), alliée à un sol meuble (décrit par une densité et des vitesses P et S correspondantes). Les études de ce type sont à rapprocher des observations de mouvements de terrain au sommet des reliefs lors des séismes majeurs.

Il leur est possible de distinguer les influences respectives de la pente et de la lithologie sur l'amplification à la crête. Il s'avère que dans les conditions simulées numériquement, la fréquence de résonance due à la lithologie domine la réponse du sol par rapport à l'effet de la pente (situé éventuellement à une autre fréquence, ce qui permet de les distinguer) [Ashford *et al.*, 1997].

Assimaki *et al.* (2005a) montrent que la stratigraphie du sol et son hétérogénéité peuvent influencer l'amplification du mouvement sur la topographie : les multiples réflexions et réfractions produites entre la surface et une interface sédiments/rocher placée sous le relief peuvent aggraver ou décroître l'effet topographique (mêmes conclusions pour Rogers *et al.* (1974)) ; ils suggèrent donc qu'il est nécessaire de modéliser en même temps la géométrie de

la topographie et son contenu géologique pour obtenir des niveaux d'amplification comparables entre ceux simulés et ceux observés.

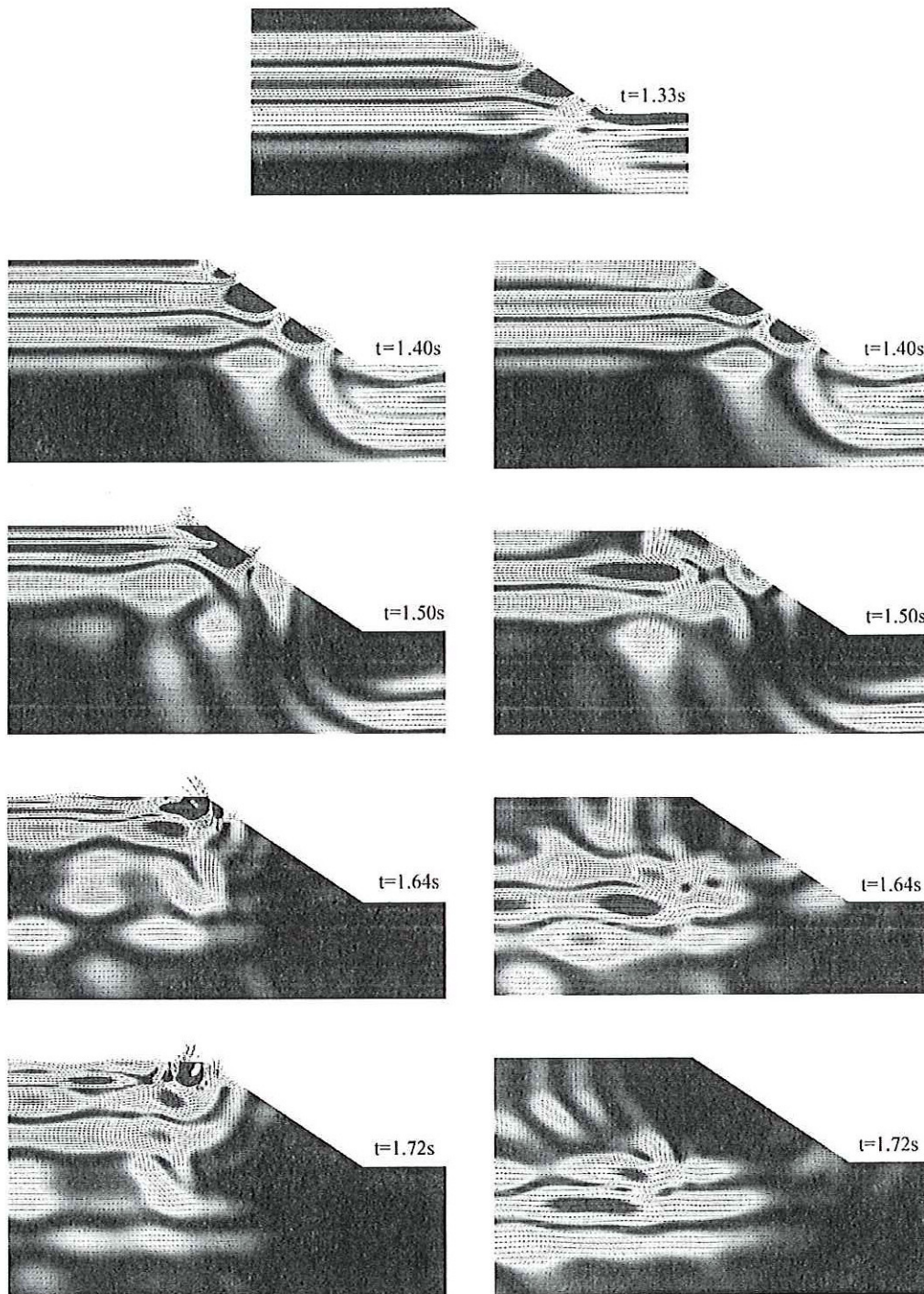


Figure 1-31 : Snapshots d'une onde SV traversant deux configurations stratigraphiques à deux couches sous une pente à 30° [d'après Assimaki et al., 2005a]. A gauche : $V_{S1}/V_{S2} = 0.5$; A droite : $V_{S1}/V_{S2} = 2.0$ (avec V_{S1} vitesse dans la couche supérieure, V_{S2} vitesse dans la couche inférieure).

Les caractéristiques du sous-sol sont en effet reconnues pour avoir une influence importante sur le niveau d'amplitude, la fréquence et la durée du mouvement sismique [Assimaki *et al.*, 2005a]. La topographie influence le mouvement de la même façon, aussi une combinaison des deux effets, lithologique et topographique, n'apparaît pas incompatible [Rogers *et al.*, 1974].

La Figure 1-31 [Assimaki *et al.*, 2005a] montre les *snapshots* successifs d'une onde SV se propageant dans un milieu 2D topographique à couches. Dans le cas où la vitesse sismique dans la couche supérieure est deux fois plus faible que celle dans la couche inférieure, l'énergie incidente est piégée dans la couche en surface et les réflexions multiples interagissent avec les ondes de surface générées par le coin topographique [Assimaki *et al.*, 2005a]. Dans un cas lithologique contraire (une couche de vitesse rapide en surface), l'énergie incidente est presque complètement réfléchi à l'interface séparant les deux couches et s'échappe plus rapidement du massif (droite de la Figure 1-31).

Assimaki *et al.* (2005a) observent également que l'accélération verticale en surface est particulièrement affectée par un milieu à couches placé sous une topographie, ceci pour des hautes fréquences capables de voir la couche lente en surface. Les amplitudes en accélération verticale sont 25% plus grandes que le mouvement référence (obtenu à une distance de 300 m de l'objet topographique étudié).

Afin de persévérer dans la compréhension des effets couplés de la géologie avec la topographie, Assimaki *et al.* (2005a) procèdent à une série de modélisations où le milieu hétérogène varie aléatoirement. La topographie est fixe (une crête précédée d'une pente à 30°), ainsi que la vitesse moyenne du milieu hétérogène et la source (onde SV d'incidence verticale). Des anomalies de tailles, d'amplitudes et de localisations variées sont déterminées aléatoirement. Un set de quarante modélisations est réalisé. Assimaki *et al.* (2005a) résument ainsi les conclusions de ce travail :

1. La durée du mouvement calculé à la surface est prolongée (par rapport à une modélisation équivalente en milieu homogène) à cause des nombreuses réflexions et réfractions sur les hétérogénéités ;
2. La valeur moyenne des pics d'accélération horizontale est légèrement réduite à cause de la diffusion de l'énergie incidente et donc la réduction de sa focalisation ;

3. La composante verticale dans le domaine fréquentiel est largement affectée par les propriétés aléatoires du sol. La résultante est très variable, les hautes et basses fréquences peuvent être tour à tour augmentées comparativement au cas homogène.

Assimaki *et al.* (2005a) concluent que les différences constatées entre les prédictions des modèles théoriques et les observations peuvent être partiellement expliquées par les variations spatiales des propriétés du sol, tout spécialement dans les hautes fréquences. Les conditions locales du sous-sol affectent largement la distribution spatiale, le niveau d'amplification et le contenu fréquentiel de la réponse du sol proche de la crête. Ainsi les caractéristiques du mouvement enregistré au-dessus de ce type de sol hétérogène ne peuvent être comprises sans connaître le milieu traversé.

D'autres essais numériques réalisés par Assimaki *et al.* (2005a) afin de reproduire spécifiquement les effets observés lors du séisme d'Athènes en 1999, à partir d'un milieu hétérogène et d'une excitation sismique réaliste, confirment que la réponse verticale est plus affectée par la stratigraphie du sol que la réponse horizontale. Ceci est toutefois à vérifier pour des événements proches où le champ incident peut avoir une inclinaison plus rasante, car Assimaki *et al.* (2005a, 2005b) n'ont testé que l'incidence verticale.

Geli *et al.* (1988) remettent en cause la possibilité d'une amplification élevée à la crête due à une différence lithologique entre le sommet et le pied du relief ; L'existence d'une couche à faible vitesse sismique placée sous la crête mais inexistante en pied de pente ne leur paraît pas réaliste.

Toutefois d'autres scénarios géologiques peuvent justifier des vitesses sismiques faibles en une zone très restreinte n'affectant que le sommet du massif. Les conditions hydrogéologiques du sous-sol peuvent être également considérées. Selon Catchings et Lee (1996), une zone fortement saturée placée sous le sommet (traduite par une chute de la vitesse des ondes S et un coefficient de Poisson élevé) peut être responsable d'une aggravation conséquente de l'amplification observée en surface. Spudich *et al.* (1996) conseillent de considérer la structure interne du massif, au-delà de la lithologie visible en surface.

Nechtschein *et al.* (1995) décrivent deux expériences dans l'arrière-pays de Nice, France : l'une à Castillon, village sévèrement endommagé lors du séisme ligure de 1887 (Figure 1-32a), et l'autre à Piène, où une précédente expérience avait démontré l'important effet de site topographique au château (Figure 1-32c) [Bard & Méneroud, 1987]. Les auteurs

expliquent que ces deux zones sont spécialement choisies pour leur lithologie locale, composée de calcaires homogènes, et qui ne devrait pas avoir d'influence sur la réponse du sol. Nechtschein *et al.* (1995) souhaitent ainsi pouvoir examiner directement l'influence de la topographie seule.

Concernant Castillon, les résultats de Nechtschein *et al.* (1995) sont en accord avec les observations faites suite au séisme de 1887 : les amplitudes les plus fortes sont obtenues au sommet du relief, là où les dégâts ont été majeurs ; les amplitudes les plus faibles se placent sur un replat du col, là où l'église du village n'avait par contre subi aucun dégât.

Concernant Piène, Nechtschein *et al.* (1995) observent bien une amplification maximale au sommet, mais la succession d'amplification/désamplification sur les pentes montre que la réponse du relief n'est pas régulière. Le site même du village (Figure 1-32d) montre un effet de site moindre, voir inexistant [Nechtschein *et al.*, 1995].

Les auteurs évoquent finalement des hétérogénéités locales dans la constitution du sol pour expliquer ces variations. Ils reviennent ainsi sur la relative homogénéité du sous-sol aux sites choisis : stratification verticale et fracturation locale (Figure 1-32b) sont évoquées comme étant des facteurs potentiellement aggravants. Nechtschein *et al.* (1995) suggèrent que les sites où des coefficients raisonnables sont mesurés (par exemple les cas présentés par Pedersen *et al.* (1994b)) ont une morphologie uniforme. Dans le cas de Castillon et Piène, les forts coefficients obtenus atteignent la valeur 10, suggérant l'influence d'autres facteurs que la topographie.

Outre ces structures géologiques aggravant l'amplification au sommet, d'autres structures ont le potentiel de provoquer une désamplification du mouvement sismique : Spudich *et al.* (1996) montrent la forte atténuation des ondes due à une zone de failles. Le mouvement sismique enregistré à l'aplomb de cette zone est considérablement atténué. Selon où est située cette zone, soit l'amplification topographique au sommet peut être compensée (voir masquée), soit le site de référence peut être désamplifié amenant à surévaluer les facteurs aux autres stations.

a)



b)



c)



d)



Figure 1-32 : Les sites de l'ancien Castillon et Piène Haute, Alpes Maritimes, France (photographies Maufroy E., mars 2007) ; a) La colline de l'ancien village de Castillon, détruit en 1887 suite au séisme ligure, dont les ruines sont encore visibles ; La photographie est prise depuis le replat où l'église n'a pas souffert du séisme ; b) Stratification verticale et fracturation du calcaire constituant la colline de l'ancien village de Castillon ; c) L'arrête rocheuse portant le château de Piène Haute ; à noter l'étroitesse du relief constitué de calcaire à strates verticales ; d) Le village de Piène Haute s'étendant sur une arrête étroite vu depuis le château.

Bard et Tucker (1985) prétendent que la prédiction efficace du niveau d'amplification sur un relief est possible avec un modèle incluant la topographie voisine du point d'intérêt et la structure en vitesse sismique proche de la surface. Mais obtenir un tel modèle exige une connaissance détaillée et poussée de la géologie locale [Bard & Tucker, 1985], ce qui n'est pas un processus réalisé systématiquement (Figure 1-33). Nechtschein *et al.* (1995) concluent que des imageries géophysiques couplées à des simulations dans un modèle complexe représentant les hétérogénéités du milieu réel sont nécessaires pour améliorer la compréhension globale du phénomène.

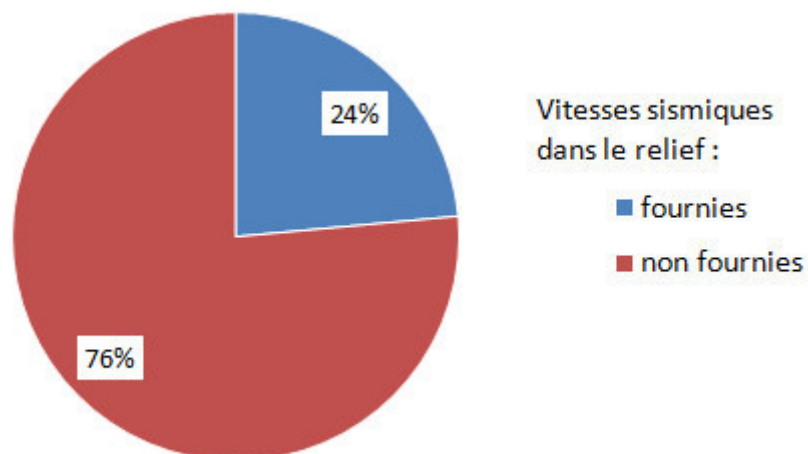


Figure 1-33 : Pourcentage d'expériences dédiées à mesurer l'effet de site topographique où les vitesses sismiques dans le massif sont décrites. Références utilisées : Davis & West (1973), Griffiths & Bollinger (1979), Tucker *et al.* (1984), Bard & Tucker (1985), Bard & Méneroud (1987), Çelebi (1987), Umeda *et al.* (1987), Kawase & Aki (1990), Çelebi (1991), Pedersen *et al.* (1994b), Nechtschein *et al.* (1995), Chávez-García *et al.* (1996), Spudich *et al.* (1996), Gaffet *et al.* (2000), Poppeliers & Pavlis (2002), Assimaki *et al.* (2005a, 2005b).

VIII. Influence du champ d'onde incident

Spudich *et al.* (1996) remarquent que la réponse de la colline à Tarzana, Californie, est assez différente d'un séisme à l'autre. Si une amplification est toujours observée, sa magnitude est très variable : évaluée à un facteur 10 pour le choc principal (séisme de Whittier Narrows en 1987) à seulement 2 pour les répliques. Les auteurs s'interrogent sur cette disparité d'un séisme à l'autre. Grâce à l'enregistrement des répliques du séisme de Northridge en 1994, ils obtiennent une variété de polarisations du mouvement sismique et peuvent tester son impact sur le facteur d'amplification. Leurs résultats sont résumés sur la Figure 1-34. La valeur de l'amplification en un même point topographique est très variable selon la polarisation du mouvement sismique. Cette tendance est également variable selon la fréquence considérée.

La polarisation du mouvement sismique interagit avec la géométrie tridimensionnelle du massif : la Figure 1-34 montre que certaines fréquences sont amplifiées quand l'axe principal de la polarisation du mouvement sismique est perpendiculaire à la direction d'élongation de la colline, tandis que d'autres fréquences sont affectées quand le mouvement est parallèle, causant ainsi une large variation du coefficient d'amplification en un même point

topographique. D'un séisme à l'autre, voir même d'un train d'onde au suivant, la valeur de l'amplification topographique peut changer significativement.

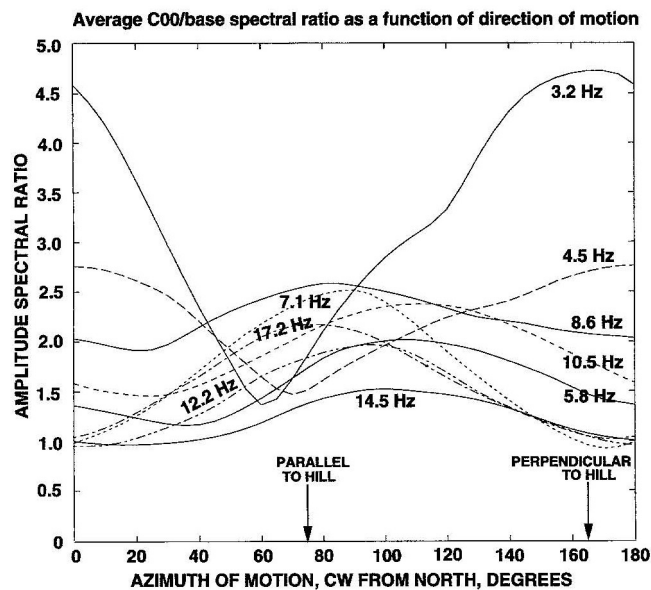


Figure 1-34 : Facteur d'amplification topographique au sommet de la colline de Tarzana, Californie, en fonction de l'axe principal de la polarisation du mouvement sismique [d'après Spudich *et al.*, 1996]. Les fréquences choisies représentent des fréquences de résonance potentielles.

Lee *et al.* (2009a) montrent également à partir de simulations numériques 3D que les effets de la topographie sur le mouvement du sol varient en fonction du processus de rupture de la source et de sa position.

VIII.1 Influence de l'azimut et de l'incidence des ondes sismiques

Certaines observations sur le terrain suggèrent qu'il existe une variation de la réponse topographique en fonction de l'azimut de propagation et de l'angle d'incidence des ondes par rapport au relief [Hartzell *et al.*, 1994]. D'après Bard (1982), l'amplification au sommet diminue quand l'angle d'incidence augmente (se rapproche de l'horizontale). Quelques auteurs ont même démontré par simulation numérique 2D qu'à la fois amplification et désamplification peuvent avoir lieu à la crête, selon l'angle d'incidence de l'énergie sismique qui peut créer des zones d'ombre [Boore, 1973 ; Kawase & Aki, 1990 ; Chávez-García *et al.*, 1996]. Cela se vérifie d'autant mieux lorsque l'onde incidente est une onde SV proche de l'angle critique (environ 33°) : la zone d'amplification se place alors dans la pente opposée à l'énergie incidente, tandis que le sommet du relief subit une désamplification [Kawase & Aki, 1990].

Après le séisme de 1987 à Whittier Narrows, Californie, Kawase et Aki (1990) ont remarqué une concentration singulière des dégâts sur la pente d'un relief (Figure 1-35). Bien qu'on ait pu s'attendre à ce que les dégâts se placent préférentiellement sur la crête sommitale, les cheminées des maisons construites au sommet n'ont pas bougé, tandis que beaucoup ont été détruites dans la pente. A noter qu'il s'agit de la pente opposée à l'énergie incidente.

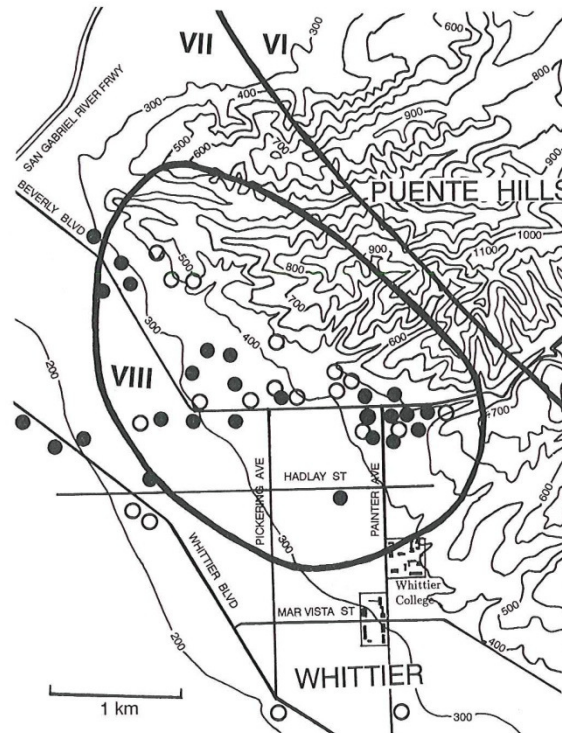


Figure 1-35 : Carte topographique de la zone des forts dommages lors du séisme de Whittier Narrows en Californie, 1987 [d'après Kawase & Aki, 1990]. Les lignes en gras reprennent les lignes isoséistes de la Figure 1-1. Les points noirs représentent les bâtiments fortement endommagés, et les points blancs les canalisations d'eau rompues. L'épicentre est situé au nord-nord-ouest de la zone représentée. L'ensemble du territoire présente une densité uniforme des bâtiments.

D'autres simulations 2D [Bouchon, 1973 ; Kawase & Aki, 1990 ; Pedersen *et al.*, 1994a] montrent que l'amplification maximum se place à la crête opposée à l'azimut des ondes incidentes. Ceci est illustré sur la Figure 1-36 pour des ondes SH d'incidence oblique : la zone d'amplification est placée sur la pente de la ride opposée à l'arrivée des ondes incidentes (démonstré également par Sánchez-Sesma (1985) et à partir d'ondes SV par Kawase & Aki (1990)).

Dans le cas d'un canyon, l'amplification maximum se situe à la crête du flanc du canyon le plus prêt des ondes incidentes [Pedersen *et al.*, 1994a].

Ces différentes observations reviennent à dire que l'amplification maximum se place sur le plan/coin topographique le plus exposé aux ondes incidentes, là où l'énergie incidente par

unité de surface est la plus élevée [Bouchon, 1973]. Au contraire l'autre côté du relief, là où l'énergie incidente est minimum, est une zone de désamplification (Figure 1-36) [Bouchon, 1973 ; Kawase & Aki, 1990].

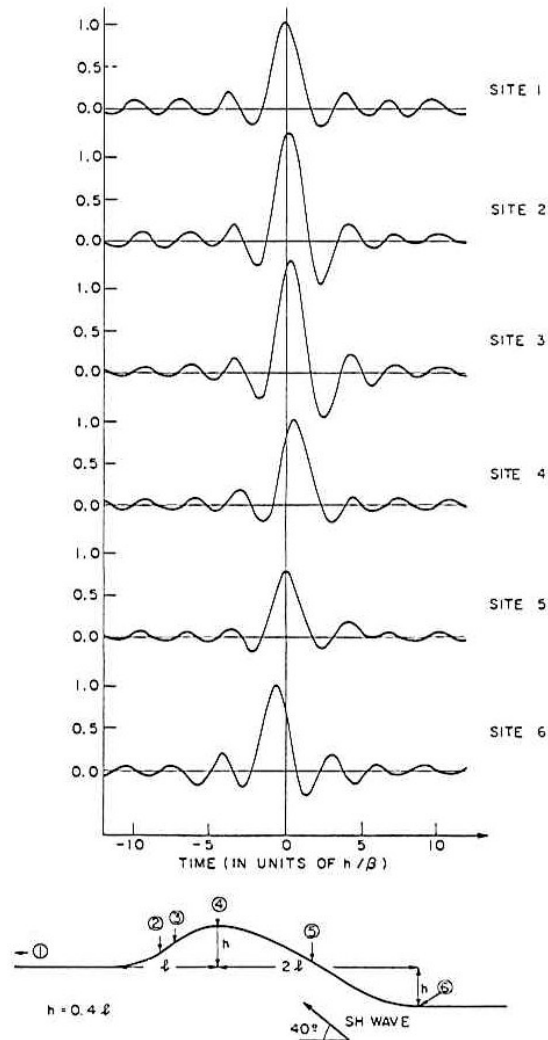


Figure 1-36 : Sismogrammes théoriques calculés le long de la surface d'une ride asymétrique pour des ondes SH d'incidence oblique [d'après Bouchon, 1973].

Toutefois lors des observations de terrain, le nombre d'événements enregistrés est souvent trop faible pour que l'on puisse étudier l'influence des paramètres liés à la source, comme l'azimut ou la distance focale [Bard & Méneroud, 1987 ; Hartzell *et al.*, 1994].

Bard et Méneroud (1987) observent simplement sur un relief très marqué que les amplifications sont plus fortes pour les séismes régionaux que pour les séismes locaux. Ils estiment que ce phénomène est en grande partie associé à la présence ou non d'ondes de surface, qui sont plus importantes pour les séismes régionaux distants de 100 à 200 km.

Les simulations 2D homogènes exécutées par Ashford et Sitar (1997) montrent que les ondes S ayant une incidence orientée dans le sens contraire de la pente provoquent une amplification à la crête plus importante ($\times 2$) que dans le cas d'une incidence verticale. L'effet peut même être atténuant pour des incidences dans le sens de la pente. Toutefois ces hypothèses n'ont pu être reproduites en modèle hétérogène, où l'influence de la géologie choisie était prépondérante [Ashford & Sitar, 1997]. Il est envisagé que l'ampleur de l'effet associé à l'incidence des ondes n'est pas suffisante pour être un facteur dominant de l'amplification topographique, mais il a néanmoins le potentiel, dans des conditions favorables (orientation et inclinaison des ondes incidentes), d'augmenter de façon conséquente cette amplification.

VIII.2 Influence du contenu fréquentiel de la source

Assimaki *et al.* (2005a) montrent, à partir du modèle numérique d'une pente à 30° , que la localisation du pic d'accélération horizontale au sommet est contrôlée par la longueur d'onde dominante (λ_0) du mouvement incident et est systématiquement observée à une distance de la crête $\chi_{\max} = 0.2 \lambda_0$ (Figure 1-37 haut). Ainsi les hautes fréquences incidentes tendent à placer le pic d'accélération horizontale plus près de la crête que les basses fréquences. Ceci est également vérifié pour le pic d'accélération verticale, mais dans une zone plus étroite (Figure 1-37 bas) [Assimaki *et al.*, 2005a].

Çelebi (1991) conseille de bien décrire la source avant tout calcul d'effet de site. Il démontre que les enregistrements en mouvement faible ne donnent pas les mêmes résultats qu'en mouvement fort ; il suggère que cela est dû aux différences de contenu fréquentiel, les mouvements faibles n'excitant pas toutes les fréquences significatives de l'effet de site. Un effet peut être complètement invisible s'il n'y a pas assez d'énergie vibratoire à la fréquence concernée [Çelebi, 1991]. De même un effet est d'autant plus fort qu'il existe de l'énergie vibratoire à la fréquence principale de l'amplification topographique [Rogers *et al.*, 1974].

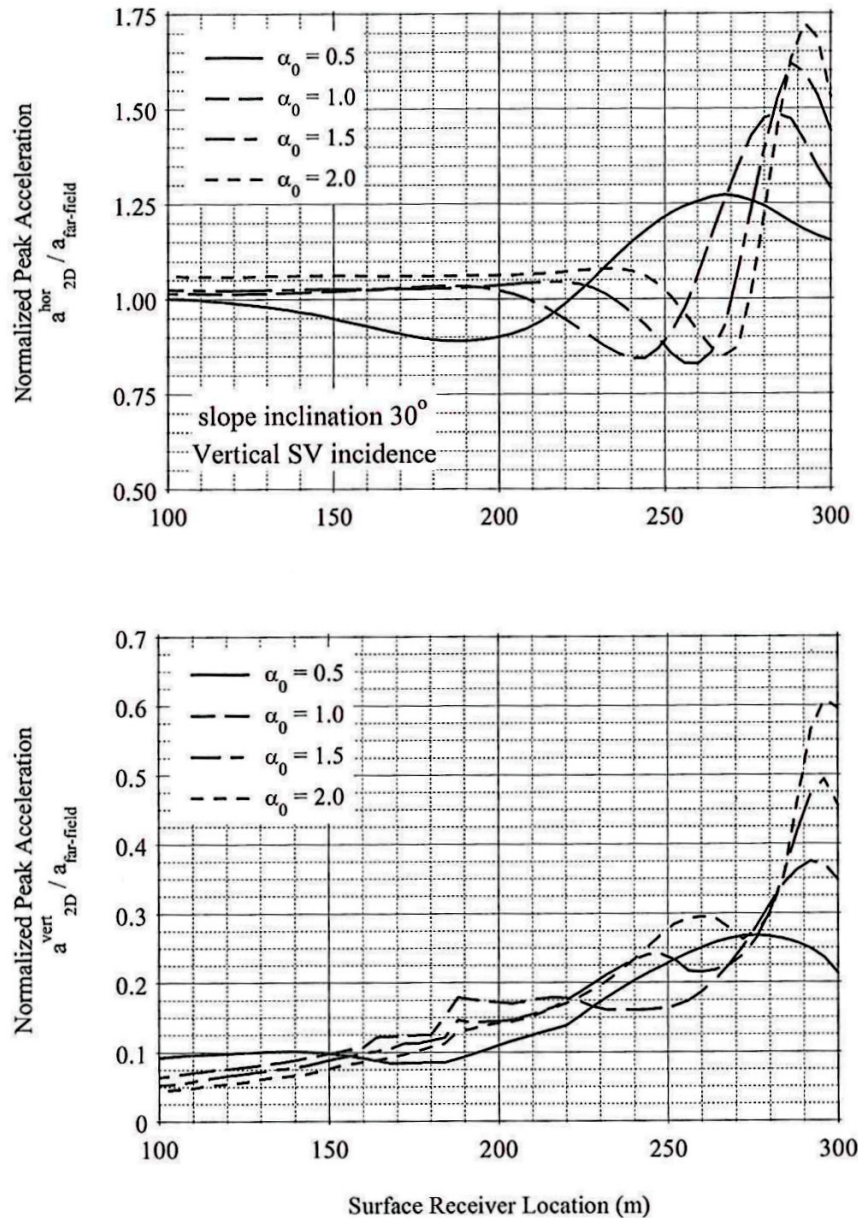


Figure 1-37 : Pic d'accélération normalisé sur l'horizontale (haut) et la verticale (bas), calculé à la surface en arrière de la crête d'une pente à 30°, pour différentes fréquences relatives dominantes du pulse incident (α_0) [d'après Assimaki et al., 2005a]. La crête est localisée à $x = 300$ m. La référence est l'accélération obtenue à une distance de 300 m de l'objet topographique étudié.

VIII.3 Mais une influence pas toujours confirmée !

Toutefois quelques auteurs mentionnent certains cas où l'effet de la topographie n'est que faiblement, voir pas du tout variable quelque soit l'azimut, la distance et la taille de l'événement sismique. C'est le cas par exemple pour Tucker *et al.* (1984) lors de leur observation de la réponse d'une ride de petite dimension. L'influence de l'origine de la source, bien qu'existante, est d'amplitude négligeable. Malgré une bonne couverture

azimutale, Pedersen *et al.* (1994b) ne parviennent pas non plus sur le terrain à déterminer une variation notable de la réponse topographique en fonction de l'origine du séisme. Bard et Tucker (1985) observent également que la réponse topographique de la ride qu'ils étudient est insensible à l'angle d'incidence. Ils expliquent cela comme étant dû à une couche de basse vitesse sismique en surface, qui stabiliserait l'effet observé à un niveau systématique.

Il serait nécessaire de vérifier cette hypothèse intéressante. L'imagerie haute résolution de la zone associée aux mesures d'effet de site permettrait de décrire l'influence de la géologie de la sub-surface qui peut potentiellement annuler l'effet de la variabilité de la source sur l'effet de site topographique.

IX. Orientation préférentielle du mouvement sismique sur une topographie

De nombreuses études mentionnent que l'effet de la topographie est prédominant sur les composantes horizontales (mouvements de l'onde S) par rapport à la verticale (mouvements de l'onde P) [Griffiths & Bollinger, 1979 ; Bard, 1982 ; Geli *et al.*, 1988 ; Nechtschein *et al.*, 1995]. Il est même possible de n'observer aucun effet de site sur la composante verticale [Pedersen *et al.*, 1994b ; Nechtschein *et al.*, 1995]. Selon Ashford et Sitar (1997), la réponse verticale au sommet d'un massif est d'ailleurs peu influencée par la direction et l'inclinaison des ondes incidentes.

Cela ne se vérifie pourtant pas dans tous les cas ; certains auteurs signalent un effet aussi important sur la verticale que sur les horizontaux, bien que la bande de fréquences concernée peut varier d'une composante à l'autre [Gaffet *et al.*, 2000].

Dans la continuité, il est parfois mentionné que la composante de vibration horizontale perpendiculaire à l'axe de la ride est plus amplifiée que la composante parallèle [Nechtschein *et al.*, 1995 ; Spudich *et al.*, 1996]. Bouchon et Barker (1996) observent d'après leurs modélisations numériques que la réponse du relief est plus importante quand l'axe principal de la polarisation des ondes S incidentes est orienté perpendiculairement à la direction d'élongation du relief. Quelques observations de terrain ne confirment pas cette hypothèse [Chávez-García *et al.*, 1996, 1997].

D'autres études montrent également que l'amplification topographique est plus faible pour des ondes P incidentes que pour des ondes S incidentes (selon les études théoriques résumées par Geli *et al.* (1988)). De même l'amplification est plus forte pour les ondes SV que pour les ondes SH [Geli *et al.*, 1988].

Mais sur ce point également des observations contredisent ces affirmations : Nechtschein *et al.* (1995) calculent l'effet de la topographie à partir de l'onde P, puis de l'onde S distincte : les facteurs d'amplification obtenus sont tout à fait comparables et concernent les mêmes fréquences.

L'incidence des ondes SH a été plus souvent étudiée à cause de son expression mathématique simple similaire au cas acoustique, puisque la réflexion et la diffraction des ondes SH en 2 dimensions ne conduisent pas à des conversions dans d'autres types d'onde et peuvent donc être analysées séparément des autres ondes de volume [Bouchon, 1973 ; Wong, 1982 ; Sánchez-Sesma, 1985 ; Assimaki *et al.*, 2005a].

Au contraire, les ondes P et S produisent des conversions de l'une en l'autre qui aboutissent à des valeurs d'amplification dépassant celles des ondes SH [Assimaki *et al.*, 2005a], et *a minima* des valeurs différemment distribuées dans l'espace tridimensionnel [Boore, 1972].

Buchbinder et Haddon (1990) décrivent l'impact de la topographie sur la variation azimutale de l'arrivée des ondes, cet effet pouvant être notable, surtout si topographie et couche superficielle à faible vitesse sont superposées.

En examinant l'anisotropie des ondes S, ils observent que l'azimut apparent des ondes P est souvent dévié d'une quantité notable de l'azimut attendu. Sur certains réseaux, cette déviation peut s'expliquer par la présence de discontinuités verticales dans la structure crustale, mais cette explication ne semble pas plausible pour tous les cas [Buchbinder & Haddon, 1990]. Le relief étant conséquent autour des réseaux considérés, ils estiment que la topographie de surface peut être un facteur non négligeable de cette déviation.

Pour confirmer leur hypothèse, ils confrontent les données observées aux données théoriques. Ils remarquent tout d'abord que la théorie prévoit que cet effet est largement plus fort sur l'onde P (plusieurs dizaines de degrés) que sur l'onde S, où il est presque insignifiant (moins de 5°). La Figure 1-38 montre l'exemple d'une station étudiée par Buchbinder et Haddon (1990), où les données observées s'accordent assez bien avec les données théoriques prédites sur un modèle à surface inclinée. L'angle d'incidence réel sous la station diminue dans le cas d'une couche superficielle à faible vitesse (qui a tendance à redresser les rais

sismiques), ainsi cette figure illustre comment le couplage entre cette couche superficielle et une surface pentée amène à une déviation plus importante de l'azimut de l'onde P. Même en l'absence de vitesses lentes et/ou d'un angle d'incidence faible, la pente suffit à elle seule à justifier une déviation de l'azimut dépassant les 10°.

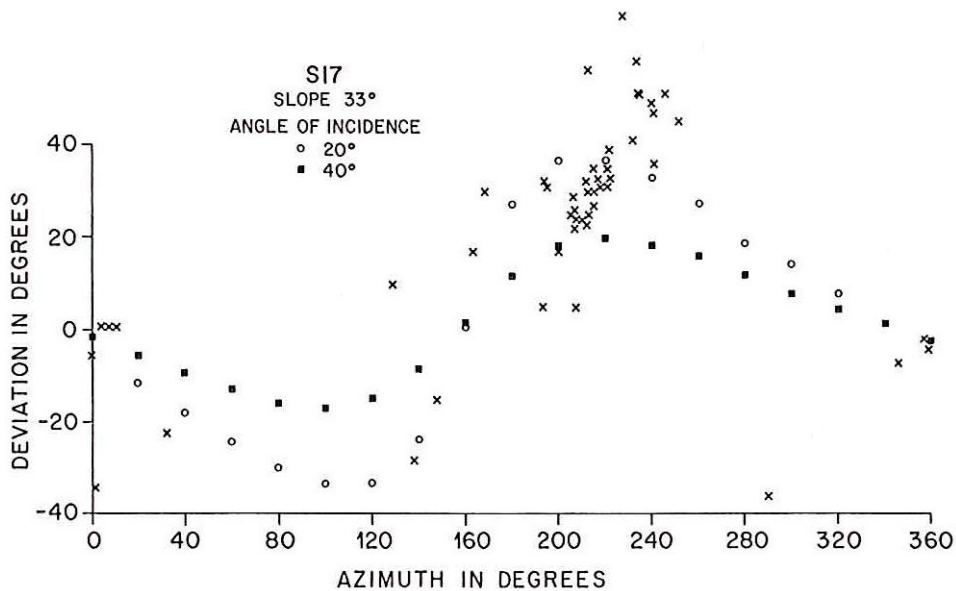


Figure 1-38 : Déviation de l'azimut apparent de l'onde P à la station S17 où la surface libre présente une pente de 33° [d'après Buchbinder & Haddon, 1990]. Déviations observées à la station (croix), déviations théoriques calculées pour un angle d'incidence de 20° (ronds blancs) et pour un angle d'incidence de 40° (carrés noirs). En abscisse : azimut de la source à la station ; En ordonnée : déviation obtenue sur l'azimut apparent.

Spudich *et al.* (1996) observent sur la colline de Tarzana suite aux répliques du séisme de Northridge en 1994, que l'axe principal du mouvement du sol subit une rotation de la base de la topographie à son sommet. La quantité de cette rotation dépend de la direction originelle du mouvement incident ; le mouvement au sommet tend à s'orienter sur l'axe transverse à l'élongation de la colline. Ces observations sont confirmées en simulation numérique par Bouchon et Barker (1996).

Est-il possible que la topographie agisse comme un filtre polarisant sur les ondes sismiques ? Ce filtrage pourrait être d'origine géométrique et provoqué par la forme du relief. Il pourrait également provenir d'un processus d'anisotropie structurale par la fracturation interne du massif. Nous n'aborderons pas ces questions dans ce travail, mais ce comportement est typique de l'effet de site topographique et couramment observé sur le terrain.

X. Ondes de surface et diffractions

Un relief sous sollicitation sismique se comporte comme une source d'énergie secondaire ; en effet Geli *et al.* (1988) rappellent que toutes les simulations numériques réalisées en milieu topographique montrent la propagation d'ondes s'échappant des irrégularités du relief.

Pedersen *et al.* (1994a) démontrent, quand le champ d'onde incident n'a de déplacement que sur les axes y et z , que le champ émergeant à la surface topographique présente quand même des déplacements importants sur l'axe x . L'expérience menée sur le terrain par Poppeliers et Pavlis (2002) montre que le mouvement des particules observé sur une pente pour une source explosive a une forme elliptique, opposée à la forme rectiligne observée hors relief. Une part significative de l'énergie des ondes de volume est diffractée en ondes de surface [Poppeliers & Pavlis, 2002]. Ce phénomène est également observé numériquement [Ohtsuki & Harumi, 1983 ; Gaffet *et al.*, 2000].

La Figure 1-39 illustre le champ d'onde calculé en milieu homogène dans le voisinage d'une crête précédée d'une pente à 30° , pour une onde SV d'incidence verticale. On y observe les différentes ondes directes et diffractées : SV) ondes SV directes, R1) ondes de Rayleigh générées au coin inférieur de la pente, à la limite entre la zone éclairée et la zone d'ombre, se propageant le long de la pente et changeant de direction de propagation en arrivant au coin supérieur, R2) ondes de Rayleigh rétropropagées et générées pareillement que R1, SP) ondes de surface générées le long de la pente et se propageant à peu près à la vitesse de l'onde P, elles arrivent dans le voisinage de la crête pratiquement en même temps que l'onde SV directe [Assimaki *et al.*, 2005a]. Cette figure montre qu'une onde frappant verticalement la surface d'une pente à 30° (on se trouve là dans des conditions proches de l'angle critique), provoque la transformation de pratiquement toute l'énergie incidente en ondes de surface qui vont interférer avec la propagation des ondes directes [Assimaki *et al.*, 2005a].

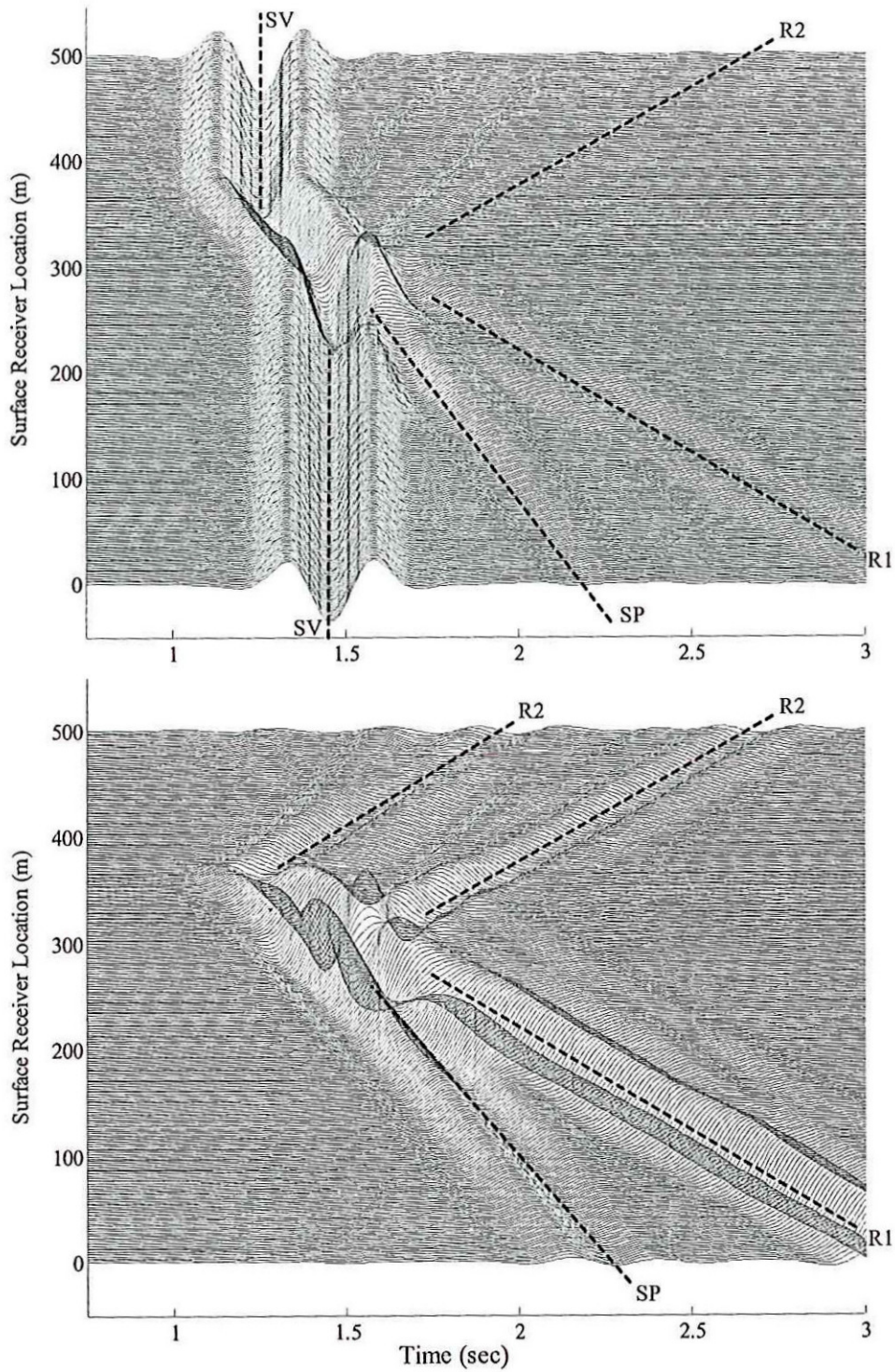


Figure 1-39 : Accélérogrammes synthétiques horizontaux (haut) et verticaux (bas) sur une pente à 30° [d'après Assimaki *et al.*, 2005a]. La source est une onde SV d'incidence verticale. La crête est localisée à 300 m.

La Figure 1-40 illustre comment une onde P ou S d'incidence verticale se réfléchit à la surface libre lorsque celle-ci est affectée d'une « marche » (verticale ou pentée) [Boore *et al.*, 1981]. Dans le cas d'une pente verticale, le coin inférieur de la pente est le plus efficace à la réflexion de l'onde P (Figure 1-40a). L'interaction de l'onde P incidente avec l'onde P

descendante après sa réflexion à la surface produit deux ondes P et de Rayleigh d'à peu près la même amplitude mais de polarité inversée [Boore *et al.*, 1981]. En revanche, c'est le coin supérieur de la pente qui est le plus efficace à la réflexion de l'onde S (Figure 1-40b), notamment par la production d'ondes de Rayleigh de forte amplitude.

Dans le cas d'une pente à 45° et d'une onde P incidente, le coin inférieur est moins efficace que dans le cas précédent (Figure 1-40c). Par contre, le coin supérieur produit des ondes de surface de grande amplitude et se propageant le long de la surface supérieure. Concernant l'onde S, les réfléchies qu'elle produit sont de même amplitude quelque soit la pente (Figure 1-40d). Cette amplitude est suffisamment importante pour avoir un impact notable en terme d'effet de site [Boore *et al.*, 1981].

Le phénomène de désamplification à la base de la topographie serait relié à l'interaction destructive entre les ondes directes et les ondes diffractées par le relief [Rogers *et al.*, 1974 ; Bard, 1982].

Les simulations numériques de Pedersen *et al.* (1994b) montrent que cette focalisation de l'énergie n'a pas toujours lieu à la surface du sommet, mais peut se placer à une certaine profondeur au cœur du massif.

Les modélisations de l'effet de site topographique réalisées jusqu'à présent ont eu pour but de décrire les phénomènes en jeu dans l'amplification sommitale. Toutefois la description des zones désamplifiées et de la focalisation en profondeur n'est que légèrement abordée ; Ce sont néanmoins des aspects caractéristiques de l'effet de site topographique et qui représentent également un enjeu important pour la prévision parasismique.

XI. La référence : une problématique bien posée ?

Notre façon d'aborder le phénomène requiert le choix d'une référence. En quantifiant l'effet de site topographique par un facteur amplificateur, on s'impose dans le même temps à définir un niveau de base qui est celui à la référence et non affecté par la structure locale dont on veut étudier l'impact.

Pour être efficace, la description de la référence doit être aussi précise que la description du site étudié lui-même. Ainsi le choix de cette référence peut s'avérer crucial selon la configuration géologique du sous-sol [Steidl *et al.*, 1996].

XI.1 La base de la topographie comme référence ?

Une référence courante dans les expériences de terrain est la base de la topographie, à laquelle on va comparer les mouvements du sol enregistrés au sommet adjacent [Çelebi, 1991 ; Hartzell *et al.*, 1994]. De précédentes études ont montré que ce choix n'est pas le plus judicieux [Spudich *et al.*, 1996].

Par exemple, Pedersen *et al.* (1994b) s'intéressent à la réponse d'un relief calcaire et disposent de 5 sismomètres pour réaliser leur étude. Un capteur est placé au sommet de la topographie, un à mi-pente, un en pied de falaise, et deux autres en arrière du relief (Figure 1-41A). La comparaison entre le capteur au sommet et celui à mi-pente montre clairement une amplification à la crête (Figure 1-41B). Mais il est surtout observé une amplification bien plus conséquente sur les trois capteurs placés en bas de pente. Ces capteurs sont installés sur une lithologie différente des deux autres, et on observe finalement que l'effet de site lithologique dû aux sédiments non-consolidés est ici plus important que l'effet de site topographique. Ce dernier ne peut plus être quantifié en choisissant comme référence une station en bas de pente. On voit aisément les erreurs d'interprétation possibles si la nature du sous-sol n'est pas connue, aussi bien sous les stations d'étude que sous la référence.

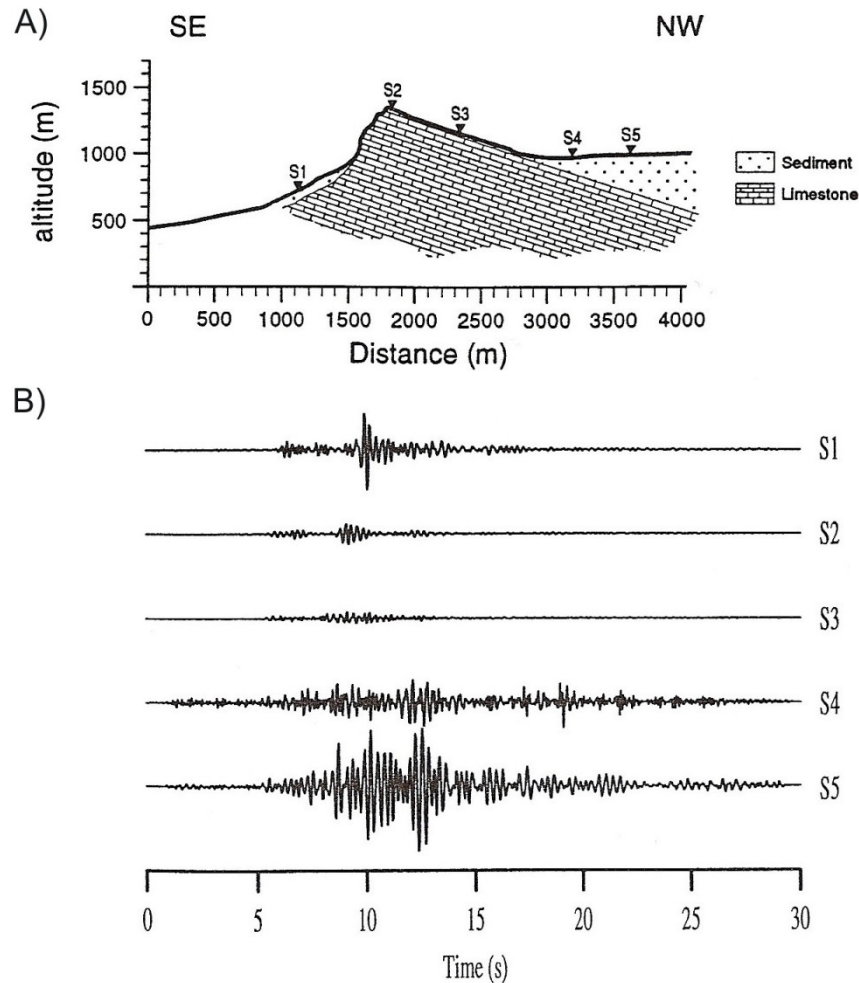


Figure 1-41 : Coupe géologique du Mont St Eynard dans les Alpes françaises (A) et exemples de sismogrammes en vitesse (B) obtenus aux stations indiquées par des triangles sur la coupe [d'après Pedersen et al., 1994b]. Composante verticale pour un événement de magnitude $M_b = 1.4$ situé à une distance de 45 km.

Les simulations numériques sont capables de montrer qu'une zone de désamplification existe dans les vallées étroites et les canyons due à la géométrie du relief. Par exemple, la Figure 1-42 illustre le cas d'une dépression 2D et d'ondes P, SV ou SH d'incidence verticale. Dans toutes les situations, une zone de désamplification s'étend dans le fond de la vallée et même jusqu'à la partie inférieure de la pente [Bouchon, 1973]. Cet effet est principalement visible pour les ondes S, mais existe également pour l'onde P.

A noter également qu'une amplification prend place sur les bords supérieurs de la vallée qu'on peut considérer comme des reliefs positifs.

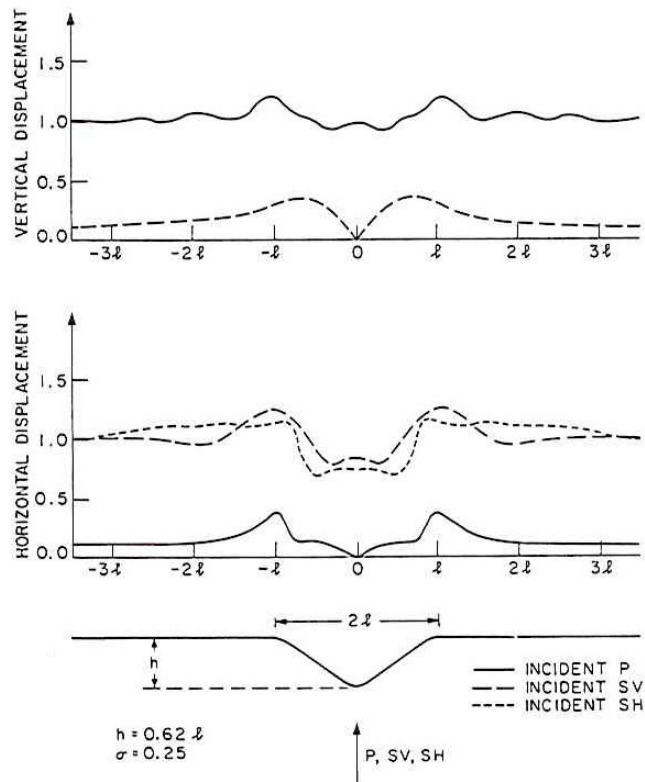


Figure 1-42 : Distribution spatiale de l'amplitude synthétique du déplacement horizontal et vertical pour des ondes P, SV ou SH d'incidence verticale sous une vallée [d'après Bouchon, 1973].

Ainsi choisir le fond d'une vallée encaissée ou d'un canyon comme référence, référence qui se situe dans une zone désamplifiée, implique que l'amplification calculée sur un relief par comparaison avec cette référence est surestimée. Les résultats de Bouchon (1973) montrent que cette désamplification dans le fond des vallées est d'une ampleur comparable à l'amplification sur les sommets, ce qui rend ce phénomène impossible à négliger.

Comme exemple de confusion possible, on peut examiner l'expérience réalisée dans la vallée de la Roya par Bard et Méneroud (1987), décrite précédemment (voir Figure 1-17 et Figure 1-18). Si on considère comme référence la station placée au fond de la vallée de la Roya (Figure 1-17), le rapport spectral calculé à la station située en hauteur au château de Piène donne un coefficient d'amplification maximum au sommet atteignant la valeur 100 sur la voie est-ouest entre 4 et 5 Hz (Figure 1-18). La possibilité d'une telle valeur est lourde de conséquences pour les prévisions parasismiques.

Si toutefois une désamplification géométrique existait en fond de cette vallée encaissée, on pourrait conclure que cette valeur extrême est surestimée [Nechtschein *et al.*, 1995].

Dans la continuité, Çelebi (1991) s'étonne du coefficient d'amplification très élevé (jusqu'à 20) obtenu au sommet d'un relief de faible pente (6%) et composé de roches

granitiques. Ce fort coefficient est calculé en utilisant une référence placée sur le flanc de ce relief. Ni la faible accentuation du relief ni la nature des roches sous-jacentes ne permettent de justifier un tel niveau d'amplification ; Il est assez difficile de déterminer si la station de référence est judicieusement placée ou si elle se trouve en zone désamplifiée.

XI.2 La référence idéale existe-t-elle ?

Çelebi (1987) choisit d'utiliser une station de référence installée sur un site rocheux constitué d'amphibolites. Cette station (VAL) est distante de 6500 m du réseau sismologique dédié à l'effet de site topographique, réseau dont l'ampleur ne dépasse pas 500 m. Toutefois au sein même de ce réseau, une autre station peut potentiellement être la référence. Il s'agit d'un capteur placé au fond d'un canyon (CBA). Un exemple de sismogrammes acquis lors de cette expérience est donné à la Figure 1-19. Le rapport spectral entre ces deux stations de référence possible (voir Figure 1-43) montre des variations parfois importantes selon la fréquence considérée. L'auteur estime que ces écarts entre les deux stations sont dus à des différences géologiques entre les deux sites. Si l'on s'intéresse uniquement à l'effet de la topographie, par conséquent le choix de la référence va à la station CBA qui serait sur le même sous-sol que les autres stations du réseau [Çelebi, 1987]. Les rapports spectraux entre les stations en hauteur et cette référence sont illustrés sur la Figure 1-44. Les coefficients obtenus atteignent et dépassent facilement la valeur 10 selon la fréquence considérée. Plus particulièrement, on remarque une forte amplification sur la composante N-S autour de 8 Hz visible sur chacune des 4 stations étudiées. Cette caractéristique est répétée pour d'autres événements sismiques [Çelebi, 1987]. Toutefois en comparant la Figure 1-44 avec la Figure 1-43 qui montre aussi un comportement particulier à 8 Hz, on peut s'interroger si cette caractéristique appartient à tous les sites topographiques considérés ou si elle provient du site de référence CBA. Est-il possible qu'une fréquence d'amplification topographique soit commune à tous les sommets d'un même ensemble topographique, indépendamment de leurs formes et dimensions ? Ou s'agit-il d'une signature géologique non identifiée sous la référence ? Il n'est pas possible de répondre à ces questions sans une reconnaissance du sol à chacune des stations considérées.

Cet exemple montre que si un site de référence doit exister, sa signature doit être définie et comprise par des moyens d'exploration géologique et géophysique afin d'interpréter correctement les coefficients calculés. Çelebi (1987) précise que les rapports spectraux entre

les sites topographiques et l'autre référence possible (station VAL) ont une allure assez différente (non illustré ici).

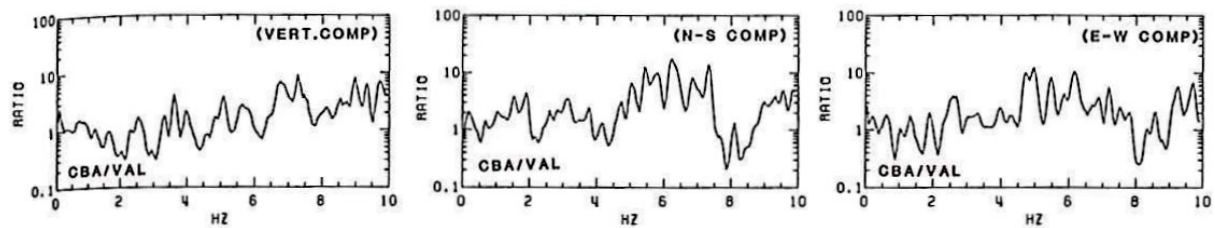


Figure 1-43 : Rapports spectraux pour le séisme de 1985 au Chili entre les stations CBA (réseau situé à Canal Beagle) et VAL [d'après Çelebi, 1987]. CBA est placée au fond d'un canyon, VAL se trouve sur un site rocheux constitué d'amphibolites.

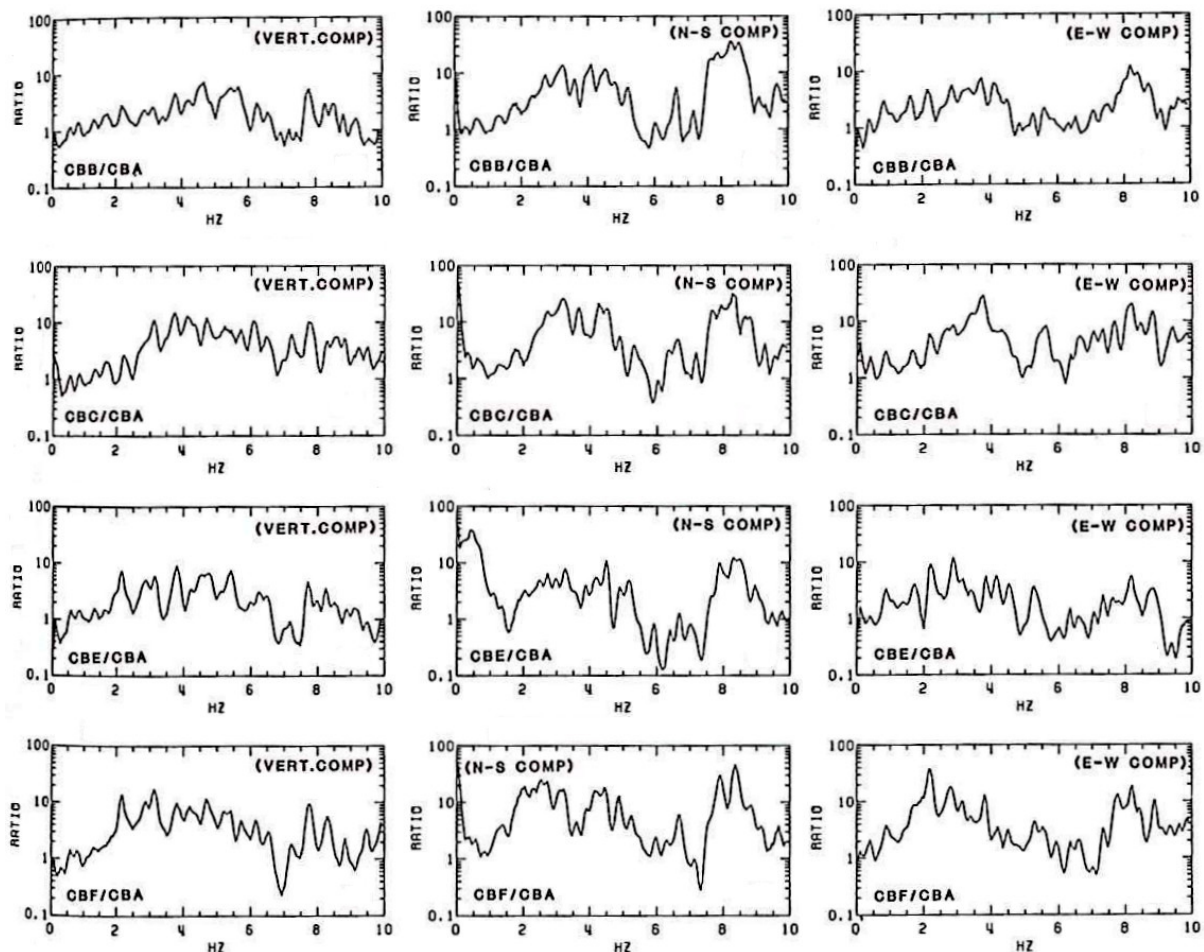


Figure 1-44 : Rapports spectraux entre les stations du réseau de Canal Beagle placées sur des reliefs et la station de référence CBA située au fond d'un canyon, pour le séisme de 1985 au Chili [d'après Çelebi, 1987].

Dans la quantification des effets de site lithologique dus aux sédiments meubles, la station de référence est traditionnellement placée sur un site rocheux à proximité. C'est un choix adéquat puisque la radiation de l'effet dû aux sédiments meubles est spatialement

réduite [Chávez-García *et al.*, 1996]. Mais dans le cas des effets de site topographique, la station de référence devrait être installée sur un rocher plat à une distance d'au moins deux fois la dimension horizontale de l'objet topographique étudié [Pedersen *et al.*, 1994b ; Chávez-García *et al.*, 1996]. Toutefois sur le terrain il est expérimentalement difficile de remplir cette condition, car soit les surfaces planes adjacentes sont recouvertes de sédiments, soit la zone est saturée de reliefs [Chávez-García *et al.*, 1996].

Une solution alternative est proposée par Tucker *et al.* (1984) qui utilisent comme référence une station placée dans un tunnel sous la topographie étudiée. Toutefois le champ d'onde réfléchi à la surface et se propageant vers le bas, ainsi que les interférences destructives qui en résultent, doivent être pris en considération [Tucker *et al.*, 1984 ; Steidl *et al.*, 1996]. Ces interférences peuvent affecter l'estimation de l'amplification spectrale, qui peut être surestimée ou sous-estimée d'un facteur atteignant 3 selon certaines fréquences reliées à la profondeur du tunnel [Tucker *et al.*, 1984].

Sans reconnaissance géophysique appropriée au site de référence, on ne peut pas supposer qu'un site rocheux hors topographie n'a pas une réponse particulière [Çelebi, 1991 ; Wilson & Pavlis, 2000]. La saturation du sous-sol et la fracturation locale sont deux facteurs diminuant la vitesse sismique et affectant le mouvement du sol dans la bande de fréquences d'intérêt parasismique [Catchings & Lee, 1996 ; Steidl *et al.*, 1996]. De telles confusions, générées par la non prise en compte de la structure interne du massif et de la topographie à la référence, peuvent mener à sous-estimer le risque sismique au site d'étude [Tucker *et al.*, 1984].

XI.3 Quelques exemples de références proposées pour les simulations numériques

Pour une large majorité d'auteurs [Boore, 1972, 1973 ; Bouchon, 1973 ; Boore *et al.*, 1981 ; Wong, 1982 ; Bouchon & Barker, 1996 ; Durand *et al.*, 1999 ; Lee *et al.*, 2009a ; Lee *et al.*, 2009b], la référence pour définir l'effet de site topographique à partir de simulations numériques est le mouvement calculé sur une topographie plane. Deux simulations sont donc nécessaires pour une étude : une avec l'objet topographique étudié et l'autre sans ce relief,

tout en conservant la même source et le même milieu dans les deux cas. Les amplitudes sont ensuite comparées entre les deux simulations.

Mais si cette référence peut être décrite comme absolue, son équivalent dans la nature est délicat à définir, car l'existence d'un terrain plat à la fois proche du relief de même lithologie et suffisamment loin pour ne pas subir son influence semble peu probable.

Geli *et al.* (1988) utilisent quant à eux la base de la topographie comme référence, afin de se référer au maximum aux études de terrain. Ces auteurs remettent en cause eux-mêmes le bien fondé d'une telle référence : les coefficients d'amplification obtenus sont surévalués car ils combinent amplification à la crête et désamplification à la base.

Assimaki *et al.* (2005b) proposent comme référence numérique ce qu'ils nomment le « champ lointain » (« *far field* »). Il s'agit d'un point situé sur une topographie plane à 300 m de l'objet topographique étudié, tel que décrit sur la Figure 1-45. Les auteurs considèrent que cette distance est suffisante pour que les effets de la topographie y soient négligeables dans ce cas précis. L'intérêt d'une telle référence repose sur des simulations en milieu stratifié : l'effet de la stratification étant la même au site d'étude et au site de référence, on peut découpler l'effet de la topographie tout en étudiant les effets lithologiques et topographiques combinés. A nouveau l'équivalent sur le terrain de cette référence est délicat à déterminer.

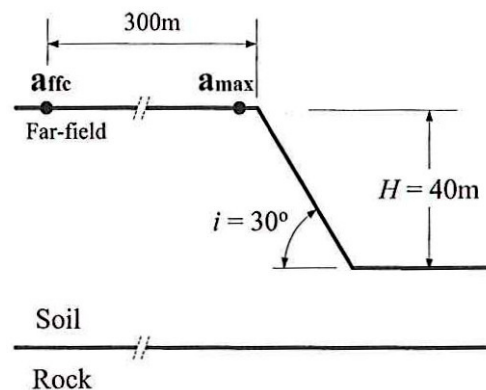


Figure 1-45 : Dimensionnement du site de référence numérique pour l'étude d'une pente topographique [d'après Assimaki *et al.*, 2005b], où la référence (a_{ffc}) est proposée à 300 m de la crête et du point d'étude a_{max} .

XII. L'effet de site topographique dans les normes parasismiques

Il est plus sûr de construire sur des sites rocheux sains que sur des matériaux non-consolidés, afin de mieux se préserver des mouvements forts en cas de sollicitation sismique. Toutefois choisir un site rocheux sur un relief plutôt qu'un site alluvial dans une vallée peut ne pas améliorer, voir aggraver, le risque sismique du bâtiment construit [Davis & West, 1973]. En effet les amplifications du mouvement sismique observées au sommet des montagnes peuvent être de même amplitude que les amplifications observées à l'aplomb des sols meubles [Davis & West, 1973 ; Nechtschein *et al.*, 1995].

L'influence de la lithologie du sous-sol sur le mouvement sismique est bien documentée, intensivement étudiée, et donc incluse dans la majorité des normes parasismiques disponibles dans le monde.

En revanche l'expérience acquise sur l'effet de site topographique, bien qu'également conséquente comme nous venons de le voir, ne l'est pas encore suffisamment pour être incorporée dans les méthodes de prévision sismique. Malgré l'importance de cet effet qui confirme la nécessité de le prendre en compte dans les normes [Davis & West, 1973], la difficulté à paramétrer un coefficient d'amplification ralentit son intégration dans les stratégies parasismiques [Bard & Méneroud, 1987].

Les normes européennes de construction parasismique Eurocode 8 (EC8) propose un facteur de correction topographique adapté aux pentes et aux rides (voir Figure 1-46). Ce facteur est défini en fonction de la hauteur H du relief et du degré de pente i . Il est important de remarquer que ce facteur est indépendant de la fréquence, et qu'il est considéré négligeable quand $H < 30$ m ou quand $i < 15^\circ$.

Les normes françaises de construction parasismique PS92 proposent un facteur topographique similaire basé sur la géométrie d'une pente brisée en deux sections, H étant la hauteur du changement de pente, I la pente inférieure et i la pente supérieure telles que décrites sur la Figure 1-47.

La valeur du facteur obtenu, τ , est limitée à un intervalle compris entre 1.0 et 1.4. L'effet de la topographie est considéré négligeable pour des pentes inférieures à 22°.

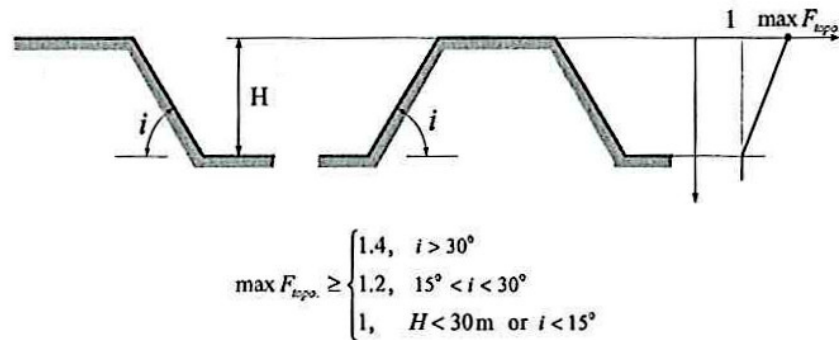


Figure 1-46 : Coefficient d'amplification topographique F_{topo} décrit par les normes parasismiques européennes EC8.

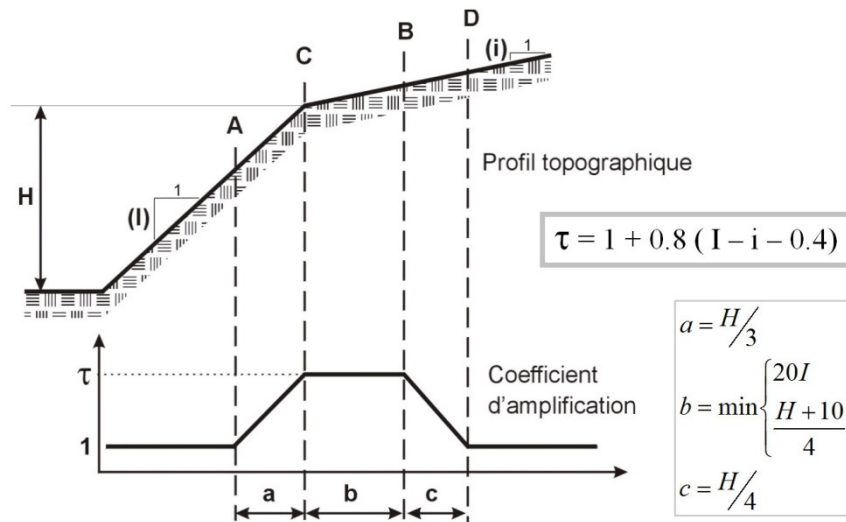


Figure 1-47 : Coefficient d'amplification topographique τ décrit par les normes parasismiques françaises PS92.

Ces restrictions, qui considèrent négligeables l'effet de la topographie pour des pentes faibles ($< 15^\circ$) ou des petites hauteurs (< 30 m), ne sont pourtant pas justifiables quand on examine certains cas, comme par exemple celui de la colline de Tarzana en Californie [Bouchon & Barker, 1996]. Ces auteurs confirment que de fortes accélérations (1.78 g dans ce cas précis) peuvent être générées sur un relief de faibles dimensions (ici une hauteur de 18 m et une pente de 10°).

Toutefois ces mêmes auteurs ne parviennent pas à justifier une telle amplification par l'influence de la topographie seule. Leurs simulations en milieu homogène n'aboutissent pas à des facteurs d'amplification aussi élevés [Bouchon & Barker, 1996].

Les restrictions imposées dans les normes parasismiques peuvent être justifiées si elles ne font que décrire l'effet de la topographie seule. Pourtant les coefficients obtenus par calcul numérique sur la topographie à Tarzana atteignent tout de même la valeur 2 dans certaines fréquences, valeur uniquement imputable à la géométrie du relief local et déjà supérieure au seuil maximum recommandé dans les normes parasismiques présentées ci-dessus.

Néanmoins, dans un effort pour améliorer les méthodes de prévision sismique, deux paramètres peuvent être inclus dans les futures normes parasismiques pour mieux prendre en compte les phénomènes observés sur les reliefs :

- 1) Un facteur d'amplification topographique fonction de la fréquence ;
- 2) Le couplage avec la morphologie du sous-sol sous l'objet topographique.

Assimaki *et al.* (2005b) proposent un facteur d'amplification topographique *TAF* (« *Topographic Aggravation Factor* ») dépendant de la fréquence et variable dans l'espace, basé sur les résultats de leurs simulations numériques 2D (voir Figure 1-48). Multiplié par un spectre spécifique à la lithologie en présence, le spectre du *TAF* prend en compte les diffractions des ondes et le phénomène d'interférence constructive observé sur les reliefs. Un tel spectre est adapté à des conditions géologiques hétérogènes sous la topographie [Assimaki *et al.*, 2005b]. Toutefois les auteurs rappellent que le nombre limité de configurations géologiques et de mouvements incidents modélisés ne permet pas de généraliser leurs propositions qui de ce fait comportent de grandes limitations.

L'effet de site topographique constitue un challenge important pour le microzonage sismique ; La sensibilité aux variations de pente et/ou de morphologie du sous-sol implique une variabilité spatiale très rapide. L'effet de la topographie peut radicalement changer (en amplification et désamplification) sur une distance très courte. Nechtschein *et al.* (1995) mentionnent des distances inférieures à 200 m. Spudich *et al.* (1996) donnent une variation spatiale du mouvement sur les reliefs de l'ordre de 50 m, causée par les interférences entre les ondes sismiques et la forme complexe du relief. Hartzell *et al.* (1994), ainsi que Bouchon et Barker (1996), descendent même jusqu'à quelques dizaines de mètres.

Spudich *et al.* (1996) concluent que « bien que nos yeux soient attirés par les sommets les plus élevés, les effets de site topographique les plus importants peuvent être associés avec des reliefs de dimensions modestes sur les flancs des reliefs majeurs, et sont dépendants de la vitesse superficielle des ondes *S* ».

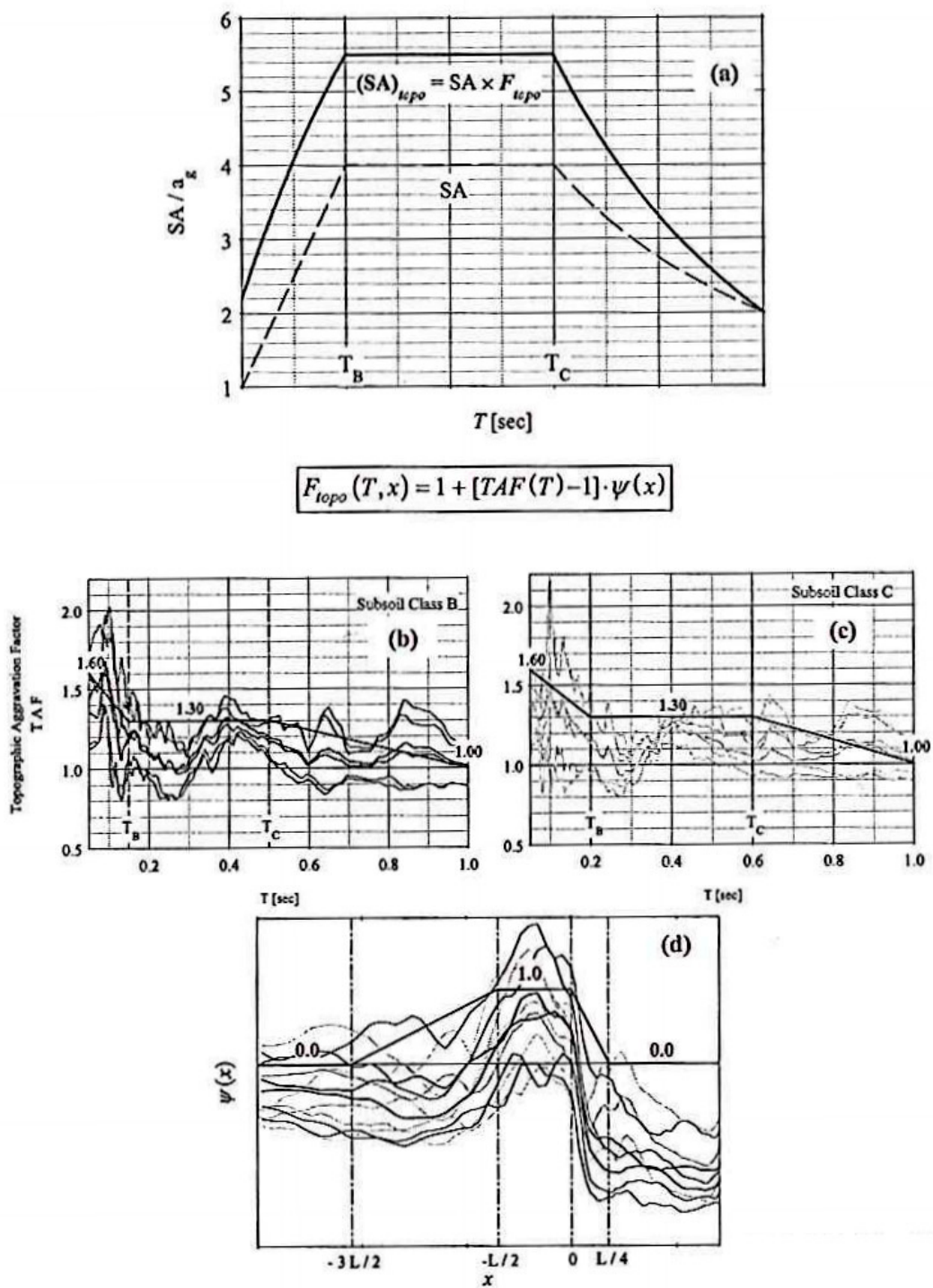


Figure 1-48 : Proposition de spectre pour le facteur d'amplification topographique, F_{topo} , que multiplie le spectre de réponse du sol lithologique tel que fourni par les normes parasismiques (a), afin de prendre en compte l'effet de la topographie combiné aux effets lithologiques [d'après Assimaki et al., 2005b]. La position $x = 0$ correspond à la crête topographique.

(b) Moyenne et écart-type du TAF (Topographic Aggravation Factor) sur l'ensemble des simulations réalisées par Assimaki et al. (2005b) correspondant à des sols de type classe B selon les normes EC8.

(c) idem que (b) pour la classe C selon les normes EC8.

(d) Variation spatiale du pic d'accélération horizontal normalisé, d'après toutes les simulations réalisées par Assimaki et al. (2005b). L'axe horizontal est normalisé par la dimension latérale de l'objet topographique L .

XIII. Conclusion

L'effet de site topographique est un phénomène dont la puissance a été remarquée lors des grands séismes. La magnitude de cet effet est suffisamment haute pour qu'il soit visible dans les intensités macrosismiques [Kawase & Aki, 1990 ; Assimaki *et al.*, 2005b], ou qu'il se détache des lois d'atténuation [Chang *et al.*, 1996]. Les accélérations enregistrées au sommet des reliefs pendant les grands séismes peuvent même dépasser 1 g [Trifunac & Hudson, 1971]. La découverte de l'effet de site topographique a fait prendre conscience à la communauté scientifique que les installations construites sur des roches consolidées n'étaient pas forcément à l'abri de destructions majeures [Boore, 1972]. Effectivement l'effet de site topographique peut être de même ampleur que l'effet de site lithologique [Davis & West, 1973 ; Nechtschein *et al.*, 1995]. L'amplification topographique est potentiellement reproductible d'un séisme à l'autre, aussi la compréhension de ce phénomène dans les zones déjà touchées par le passé s'avère-t-elle nécessaire.

La topographie modifie l'amplitude du mouvement du sol en provoquant des amplifications ou des désamplifications du mouvement incident selon la fréquence considérée. L'amplification topographique est grossièrement fonction de l'accentuation du relief : plus la pente moyenne est élevée, plus l'amplification sommitale est élevée [Bard, 1999]. La bande de fréquences affectées couvre justement les fréquences d'intérêt parasismique (1 à 20 Hz) [Çelebi, 1991]. De plus la durée du signal est allongée sur les reliefs par les nombreuses réflexions, interférences et diffractions au sein du massif [Davis & West, 1973 ; Gaffet *et al.*, 2000].

La principale problématique posée par ce phénomène concerne le mauvais accord entre les observations de terrain et leurs reproductions numériques. Les simulations permettent assez bien de déterminer les fréquences concernées et la répartition spatiale de l'amplification, mais la valeur du coefficient d'amplification maximale est systématiquement sous-évaluée par les simulations numériques [Geli *et al.*, 1988 ; Bouchon & Barker, 1996]. Ces simulations ne donnent pas de coefficients supérieurs à 2 (100 % d'amplification), tandis que les coefficients observés dépassent fréquemment ce niveau et peuvent atteindre 10. Plusieurs causes sont à l'origine de cette disparité.

Tout au long des chapitres suivants, nous allons présenter une méthodologie globale de caractérisation de l'effet de site topographique dont l'objectif est de réduire l'écart entre les coefficients d'amplification topographique simulés et observés.

XIII.1 Un phénomène complexe

La fréquence de l'amplification maximale est reliée aux dimensions du massif, mais il est difficile d'établir une loi géométrique car les reliefs sont complexes et l'effet maximum peut provenir des petits reliefs inclus dans les grands [Boore, 1972]. La distribution de l'amplification est effectivement compliquée : amplification ou désamplification peuvent avoir lieu en un même point selon la fréquence considérée [Bouchon & Barker, 1996]. La valeur de l'amplification varie sur toute la surface sommitale, tandis que les flancs sont affectés par un phénomène oscillatoire.

L'effet de la structure interne du massif s'associe à l'effet de la topographie pour aggraver l'amplification du mouvement sismique sur les reliefs [Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b]. Effectivement la morphologie du sous-sol affecte l'amplitude, la fréquence et la durée du mouvement sismique [Assimaki *et al.*, 2005a] comme le fait la topographie, aussi une combinaison des deux effets ne paraît pas impossible [Rogers *et al.*, 1974]. Par exemple l'effet provoqué par une zone saturée sous le sommet va se coupler avec l'effet de la topographie pour aboutir à un coefficient d'amplification plus élevé en surface [Catchings & Lee, 1996]. Les effets de la géométrie du relief et de la structure interne du massif sont difficilement dissociables, ce qui ne facilite pas la compréhension de ces phénomènes.

Ainsi la réponse du relief est-elle considérablement troublée par plusieurs facteurs : les variations lithologiques, les anomalies géologiques ponctuelles (cavités, failles, zones saturées, fracturées, poreuses, stratification verticale), l'incidence du champ d'onde, le processus de rupture de la source et la complexité topographique [Catchings & Lee, 1996 ; Spudich *et al.*, 1996 ; Assimaki *et al.*, 2005a]. Concernant l'influence de l'incidence du champ d'onde, elle n'est pas toujours vérifiée sur le terrain [Pedersen *et al.*, 1994b], aussi considère-t-on que l'ampleur de cet effet n'est pas suffisante pour être un facteur dominant mais a le potentiel d'aggraver l'amplification topographique dans des conditions favorables [Tucker *et al.*, 1984].

La réponse du massif peut être différente d'un séisme à l'autre : une amplification sommitale est toujours observée mais elle est d'ampleur variable, car la valeur du coefficient d'amplification est fonction de la direction du mouvement sismique par rapport à la géométrie du relief [Spudich *et al.*, 1996]. Comme règle générale, on retient que l'amplification maximum se place sur le plan/coin opposé aux ondes incidentes, là où l'énergie incidente par unité de surface est la plus élevée [Bouchon, 1973 ; Kawase & Aki, 1990]. Cette zone n'est donc pas forcément exactement au sommet, bien qu'elle en soit toujours proche.

En conséquence le coefficient d'amplification s'avère complexe à paramétrer, ce qui ralentit son intégration dans les normes parasismiques. Les règles de construction parasismique européennes (EC8) et françaises (PS92) préconisent l'utilisation d'un coefficient assez faible (1.4 au maximum), valable pour toutes les fréquences et négligeable pour des reliefs de petite hauteur et/ou de faible pente. Ce faible coefficient invariant selon la fréquence reflète peu les caractéristiques de l'effet de site topographique que nous avons détaillées. Il s'agit du coefficient démontré à l'unanimité par les simulations numériques 2D sur des reliefs simples et isolés ; toutefois au regard des observations [Spudich *et al.*, 1996 ; Gaffet *et al.*, 2000], il est considéré comme un coefficient minimum de prise en compte de l'effet de la topographie.

Outre le paramétrage du coefficient d'amplification, la variabilité spatiale de l'effet de site topographique représente un défi considérable pour le microzonage sismique. Cet effet est fortement sensible à la moindre variation de pente et/ou de morphologie du sous-sol. Ainsi en milieu montagneux le niveau d'accélération varie sur de très courtes distances, évaluées à quelques dizaines de mètres [Bouchon & Barker, 1996].

XIII.2 Une vision limitée par l'utilisation de moyens minimalistes

La complexité des paramètres influençant la distribution de l'amplification topographique, ainsi que sa variabilité spatiale rapide, incite à multiplier le nombre de points de mesure dans les réseaux dédiés à son observation [Poppeliers & Pavlis, 2002]. Cette recommandation n'est encore que minoritairement suivie, et finalement relativement peu d'enregistrements de cet effet sont disponibles. L'installation d'un réseau dense sur un relief

accentué présente en effet des difficultés techniques qui ne facilitent pas le suivi de cette recommandation.

Outre le faible nombre d'observations denses, les enregistrements sont rarement en mouvements forts.

Jusqu'à très récemment, la communauté scientifique a eu une approche presque exclusivement 2D pour étudier l'effet de site topographique. Les réseaux d'observation sont souvent installés le long d'une ligne traversant le relief, sans prendre en considération les autres axes représentatifs de la géométrie du massif [Chávez-García *et al.*, 1996]. Les lois géométriques proposées jusqu'à présent ne prennent pas en compte l'aspect 3D du massif, car elles se résument à des paramètres trop simples (hauteur, largeur, pente moyenne) [Sánchez-Sesma, 1985]. Les simulations numériques ont longtemps été réalisées en 2D sur des coupes topographiques très simplifiées [Geli *et al.*, 1988]. Cette vision 2D est considérée par un grand nombre comme étant la raison majeure à la disparité entre données observées et simulées [Bouchon & Barker, 1996]. Avec les méthodes actuelles d'analyse numérique discrète en 3D qui permettent un niveau de détails théoriquement illimité, vient l'utilisation de modèles réalistes, mais ces travaux sont encore très récents [Lee *et al.*, 2009a, 2009b ; Chaljub *et al.*, 2010].

XIII.3 Des désaccords méthodologiques

Si on considère que les données réelles et synthétiques seront de plus en plus précises, il n'existe aucun consensus dans la communauté scientifique sur la méthode à employer pour quantifier l'amplification topographique à partir de ces données. La méthode classique des rapports spectraux avec station de référence a l'avantage d'être simple, et elle est donc utilisée par le plus grand nombre. Toutefois à son désavantage elle nécessite le choix d'un site de référence.

Le phénomène de désamplification en base de la topographie n'est pas clairement observé sur le terrain. Les simulations le montrent en revanche très nettement, et son ampleur est aussi importante que l'amplification au sommet, ce qui rend cette désamplification impossible à négliger [Bouchon, 1973]. Afin de prendre en compte ce phénomène, utiliser la base de la topographie comme site de référence n'est pas recommandé [Spudich *et al.*, 1996].

Le choix d'un site de référence pose de nombreux problèmes en milieu montagneux. La référence doit présenter des conditions géologiques identiques au site d'étude et une même fonction source que les autres stations ; elle doit donc être suffisamment proche. Toutefois il est recommandé que la station de référence soit placée à au moins deux fois la dimension horizontale du relief pour ne pas subir son influence [Pedersen *et al.*, 1994b ; Chávez-García *et al.*, 1996]. Ces conditions s'avèrent difficiles à réunir sur le terrain, où les surfaces planes adjacentes sont couvertes de sédiments (et présentent donc une lithologie différente du site d'étude), quand la zone n'est pas saturée en reliefs. La définition d'un site de référence en milieu montagneux est donc très délicate [Chávez-García *et al.*, 1996, 1997].

De plus même les sites rocheux peuvent présenter une réponse sismique particulière [Wilson & Pavlis, 2000]. Une reconnaissance géophysique appropriée au site en question s'avère nécessaire pour garantir la référence [Çelebi, 1991]. Ne pas connaître la morphologie du sous-sol sous la référence mène à sous-estimer le risque sismique au site étudié [Steidl *et al.*, 1996]. Mais rares sont les études avec une investigation géologique poussée à la référence afin d'écartier toute possibilité d'effet de site [Steidl *et al.*, 1996].

Plusieurs auteurs préfèrent donc se tourner vers des méthodes sans site de référence : le rapport spectral H/V ou l'inversion généralisée [Chávez-García *et al.*, 1996, 1997].

La méthode du rapport spectral H/V implique qu'il n'existe aucun effet sur la composante verticale. Effectivement l'amplification topographique prend place principalement sur les composantes horizontales du mouvement du sol. Mais une amplification de la composante verticale semble également possible, car les sommets des reliefs subissent parfois des accélérations verticales dépassant celle de la gravité [Umeda *et al.*, 1987]. Certains auteurs n'observent aucun effet sur la verticale [Pedersen *et al.*, 1994b], tandis que d'autres observent une amplification aussi importante sur la verticale que sur les composantes horizontales [Gaffet *et al.*, 2000]. Outre par la topographie, l'accélération verticale en surface est particulièrement affectée en cas de milieu stratifié dans le massif [Assimaki *et al.*, 2005a].

La procédure d'inversion généralisée (*Generalized Inversion Scheme*) est la méthode la plus complexe à mettre en œuvre [Chávez-García *et al.*, 1997]. Elle exige que l'utilisateur soit capable de bien définir les fonctions source et de propagation terrestre. Elle nécessite un grand nombre d'événements enregistrés par un nombre de stations suffisant, deux conditions qui ne facilitent pas son utilisation [Chávez-García *et al.*, 1997]. Le peu d'applications en milieu

montagneux ne permet pas de juger de ses avantages par rapport aux autres méthodes plus simples.

La méthode statistique des rapports spectraux présente l'avantage d'être aussi simple que la méthode classique avec station de référence, dont elle est simplement une variante statistique [Wilson & Pavlis, 2000]. Elle facilite considérablement le choix de la référence puisque l'ensemble du mouvement sismique couvert par le réseau est utilisé pour définir un niveau médian de référence, qui sépare les stations en trois catégories : désamplifiées, non affectées, amplifiées. Cette méthode présente une vision légèrement différente du niveau de référence. Toutefois elle est encore trop peu exploitée pour juger de son efficacité en milieu montagneux [Poppeliers & Pavlis, 2002]. Nous montrerons justement au chapitre suivant ses apports et avantages dans l'estimation des coefficients d'amplification topographique.

Peu d'évaluations de l'incertitude relative à chacune de ses méthodes existent. L'incertitude sur le coefficient d'amplification topographique calculé par la méthode classique des rapports spectraux avec station de référence est évaluée à 2 (ou 100 %) par Chávez-García *et al.* (1990). C'est une incertitude du même ordre de grandeur que les valeurs obtenues. Dans le chapitre suivant nous allons apporter une évaluation de cette incertitude par exploration numérique et comparer sa valeur pour deux méthodes : rapports spectraux classiques avec site de référence et rapports spectraux par approche statistique.

XIII.4 Des moyens à la hauteur de la complexité du phénomène

Le mouvement au-dessus d'un sol hétérogène ne peut être compris sans connaître le milieu traversé. Il ne faut pas se limiter à la géologie vue depuis la surface, mais il faut considérer toute la structure interne du massif. Des imageries géophysiques couplées avec des simulations en modèle réaliste (donc complexe) sont nécessaires pour améliorer la compréhension globale du phénomène [Nechtschein *et al.*, 1995]. Afin d'obtenir des niveaux d'amplification simulés comparables aux niveaux observés, il est indispensable de modéliser en même temps la géométrie réelle de la topographie et son contenu géologique [Assimaki *et al.*, 2005a]. Nous aborderons l'imagerie d'un objet topographique à l'échelle hectométrique au chapitre 3, et explorerons numériquement l'impact des hétérogénéités latérales sur l'estimation du coefficient d'amplification topographique au chapitre 4.

Quant à insérer l'effet de site topographique dans le PPR (Plan de Prévention des Risques) d'une commune présentant un aléa sismique moyen à fort, la stratégie qui doit être adoptée de préférence, mesures de terrain ou simulations numériques, reste difficile à déterminer car dans les deux cas les dispositifs nécessaires sont assez coûteux.

Concernant les simulations numériques, leur utilisation est possible sous réserve de la disponibilité d'un modèle numérique haute résolution du terrain. De plus la taille du problème peut rapidement dépasser les capacités de calcul disponibles, ce qui impose des limitations en fréquence, surtout pour les grands modèles hétérogènes (1 Hz pour Lee *et al.*, 2009a ; 2 Hz pour Chaljub *et al.*, 2010 ; avec une superficie de seulement 16 km² Lee *et al.* (2009b) parviennent à monter jusqu'à 10 Hz). Des machines de calcul intensif sont-elles disponibles pour les communes qui souhaitent améliorer leur PPR sismique ?

Concernant les mesures de terrain, nous avons vu qu'un grand nombre de stations est préférable pour prendre en compte toute la complexité du phénomène. Chaque relief a un comportement propre et doit être couvert par l'expérience. Toutefois les enregistrements du mouvement sismique en milieu urbain restent délicats à cause du fort niveau de bruit. Il est préférable que le matériel mobilisé le soit à long terme pour enregistrer plusieurs sources de différentes origines et magnitudes.

Dans les deux cas connaître la structure interne du massif est préférable, mais c'est un processus coûteux et interdisciplinaire qui nécessite l'intervention de différents spécialistes (géologues, hydrogéologues et géophysiciens notamment).

Si la caractérisation de l'effet de site topographique est accessible aux grands sites de recherche ou de production nucléaire, elle ne l'est pas encore à l'échelle d'une commune. Les coefficients d'amplification topographique préconisés dans les normes parasismiques doivent être considérés comme une prise en compte minimale de l'effet. Pourtant de nombreux exemples existent où des communes implantées en milieu montagneux ont eu à souffrir de ce phénomène lors des grands séismes. Lors du séisme ligure de 1887, les villages de Castillon (France) et de Bussana Vecchia (Italie) tous deux installés au sommet d'une colline, ont subi des dégâts si lourds que la reconstruction de ces villages a été fortement remise en question [Laurenti, 1998]. Dans les deux cas, les habitants se sont déplacés en contrebas. Le village de Rognes (France), affecté par le séisme provençal de 1909, est une illustration intéressante de la destruction croissante des habitations avec la topographie. Si ces exemples sont bien

connus et les villages en question désormais protégés, qu'en est-il des nouvelles implantations urbaines en hauteur, faute de place dans les plaines ?

Un effort de la communauté scientifique doit être fait en faveur d'une caractérisation efficace de l'effet de site topographique avec des moyens simples et peu coûteux. En cela l'approche géométrique présentée dans les normes parasismiques est d'un grand intérêt. Mais une définition simplifiée du phénomène permettant un protocole d'investigation aisé à mettre en place sur le terrain ne pourra être efficacement donnée que lorsque tous les facteurs affectant l'amplification topographique seront identifiés, assimilés et prévisibles.

CHAPITRE 2

Apports de la méthode statistique des rapports spectraux à la détermination de l'effet de site topographique

I. Introduction

Nous avons vu dans le chapitre précédent les problèmes au niveau de la méthodologie à employer pour l'estimation du coefficient d'amplification topographique. Il n'existe pas à l'heure actuelle d'accord sur la méthode la plus efficace pour mesurer l'effet de site topographique. Une large majorité d'auteurs utilise des méthodes basées sur la description d'un site de référence. La détermination du coefficient d'amplification topographique se fait en comparant le mouvement du sol au site étudié avec celui enregistré à la référence. Cette façon de procéder, simple et intuitive, n'est pas controversée à partir du moment où la référence est judicieusement choisie.

Toutefois, déterminer un site de référence adéquat requiert certaines conditions qui s'avèrent difficiles à respecter dans un milieu montagneux (voir conclusion du chapitre 1). Dans la perspective de parer à ce problème, nous proposons de tester la méthode statistique des rapports spectraux décrite par Wilson et Pavlis (2000) sur un milieu topographique complexe. Cette méthode a été auparavant utilisée pour obtenir la réponse d'un sol rocheux plat [Wilson & Pavlis, 2000] ou d'une pente régulière artificielle où le réseau sismique ne couvrait que 10 m de dénivelé [Poppeliers & Pavlis, 2002]. Cette méthode propose une vision différente de la référence : plutôt qu'un site unique, il s'agit là de déterminer de manière statistique un niveau de référence lié à l'ensemble des données récoltées par le réseau.

Cette façon de définir la référence nous semble plus aisée à mettre en œuvre dans un milieu montagneux que de choisir un site unique valable pour tout le spectre de fréquences considérées. Pour tester l'efficacité et découvrir les avantages de cette méthode à la détermination de l'effet de site topographique, nous avons recours à une stratégie numérique. La simulation numérique 3D de la propagation des ondes sismiques nous permettra d'associer une topographie réaliste en trois dimensions avec des réseaux de configuration variable. Nous testerons ainsi la stabilité de l'approche statistique des rapports spectraux et comparerons son efficacité avec celle de la méthode classique basée sur un site de référence unique.

Dans le même temps, nous évaluerons l'apport des simulations 3D par rapport aux simulations 2D sur l'estimation des coefficients d'amplification topographique.

II. Simulation 3D de la propagation des ondes sismiques par le code en différences finies SHAKE3D

II.1 Le code en différences finies SHAKE3D

Nos simulations numériques du mouvement du sol sous sollicitation sismique sont réalisées à l'aide du code en différences finies sur grilles partiellement en quinconce SHAKE3D écrit par Victor M. Cruz-Atienza [Cruz-Atienza & Virieux, 2004 ; Cruz-Atienza, 2006 ; Cruz-Atienza *et al.*, 2007a, 2007b]. Ce code séquentiel permet la propagation de champs d'ondes complets dans un milieu 3D arbitrairement hétérogène comprenant des interfaces et surfaces libres de géométries complexes [Cruz-Atienza *et al.*, 2007b]. Il offre la possibilité d'étudier l'influence de différentes structures 3D et de la variation des paramètres rhéologiques (V_P , V_S , Q_P , Q_S et la densité) sur la réponse sismique en surface et en profondeur.

Le code est basé sur la discrétisation en différences finies des équations viscoélastiques avec pour variables le tenseur des contraintes et le vecteur vitesse. Ces derniers sont séparés et décalés spatialement l'un par rapport à l'autre dans deux grilles en quinconce [Saenger *et al.*, 2000]. Cette approche partiellement en quinconce est précise et peu coûteuse pour simuler la propagation des ondes en présence d'une topographie de géométrie quelconque [Saenger & Bohlen, 2004 ; Bohlen & Saenger, 2006].

Le modèle est discrétisé de manière régulière dans l'espace, où chaque interface est décrite en attribuant correctement les valeurs des propriétés rhéologiques à chaque nœud de la grille numérique [Cruz-Atienza, 2006]. La surface libre est réalisée par l'attribution des propriétés du vide au-dessus de l'interface, ce qui permet de vérifier la condition de contrainte normale nulle. L'interface entre un solide et un liquide est représentée de façon similaire [Cruz-Atienza *et al.*, 2007b].

Afin d'éviter les réflexions parasites aux limites extérieures du domaine de calcul, des conditions d'absorption de l'énergie sont appliquées dans une couche extérieure sur tous les bords du modèle. Cette couche, appelée PML (*Perfectly Matched Layer*, développée initialement par Berenger, 1994), simule un demi-espace infini en dissipant l'énergie et en évitant son retour vers l'intérieur du modèle [Cruz-Atienza, 2006].

Le code SHAKE3D opère au deuxième et au quatrième ordre de précision dans l'espace pour les milieux infinis hétérogènes. Dans le cas d'un demi-espace, les conditions à la surface libre forcent l'utilisation d'opérateurs d'ordre deux afin de préserver la stabilité du calcul [Cruz-Atienza, 2006].

Trois types de source sismique sont possibles : 1/ source isotrope (explosive), 2/ dislocation du milieu (double couple) et 3/ forces de volume. Dans tous les cas la source est ponctuelle et appliquée à l'intérieur du domaine de calcul sur un support spatial gaussien.

II.2 Détermination de la fréquence maximale des signaux calculés

Pour assurer la stabilité du calcul, les méthodes numériques discrètes requièrent un nombre minimal de nœuds de grille par longueur d'onde voulue, nombre qui diffère selon la méthode et son implémentation. Ainsi le pas de la grille est soit défini par l'utilisateur en respectant des conditions telles que celles décrites ci-dessous, soit directement calculé en entrée du code.

Concernant le code SHAKE3D, le nombre de nœuds par longueur d'onde (N_λ) doit être égal à 60 si la surface présente une topographie marquée (contre seulement 30 pour une surface plane) [Bohlen & Saenger, 2006 ; Cruz-Atienza *et al.*, 2006].

Ainsi pour une simulation en milieu topographique, le pas spatial dx est fonction de la fréquence maximale voulue f_{max} selon l'équation suivante :

$$dx = \frac{\lambda_{min}}{N_\lambda} = \frac{V_{min}}{N_\lambda f_{max}} = \frac{V_{min}}{60 f_{max}}$$

où V_{min} correspond à la vitesse sismique minimale contenue dans le modèle (hormis la vitesse nulle exprimant le vide), soit logiquement la vitesse minimale des ondes S.

Le pas temporel dt doit quant à lui respecter l'équation suivante :

$$0.7 = V_{max} \frac{dt}{dx}$$

où V_{max} correspond cette fois-ci à la vitesse maximale contenue dans le modèle.

L'utilisateur doit donc calibrer les caractéristiques du modèle pour que le calcul soit stable dans la bande de fréquences voulues. Cette bande de fréquences est fonction de l'écart maximal entre les vitesses du milieu, des dimensions du modèle et du pas spatial dx :

$$f_{max} = \frac{V_{min}}{\lambda_{min}} = \frac{V_{min}}{dx N_{\lambda}}$$

$$f_{min} = \frac{V_{max}}{dx n_{min}}$$

où $N_{\lambda} = 60$ (surface topographique), et n_{min} correspond à la dimension minimale du modèle en points de grille.

Par exemple si l'utilisateur souhaite obtenir des prédictions du mouvement du sol jusqu'à 5 Hz, pour un milieu homogène où $V_p = 5000$ m/s et $V_s = 3000$ m/s, le pas de la grille numérique dx doit être égal à 10 m :

$$dx = \frac{V_{min}}{60 f_{max}} = \frac{3000}{60 \times 5} = 10.$$

Pour conserver la même fréquence maximale mais avec une vitesse minimum égale à 500 m/s, le pas de la grille doit descendre à moins de 2 m.

Diminuer le pas de la grille, même si cela est nécessaire pour simuler dans les fréquences concernant les effets de site, n'est pas un choix anodin car il augmente considérablement les besoins en mémoire vive sur les machines de calcul. Par exemple pour le code SHAKE3D qui utilise une grille régulière, diviser le pas spatial par deux revient à augmenter les besoins en mémoire vive d'un facteur 2^3 par rapport aux besoins initiaux.

Classiquement, la fréquence maximale n'est pas très élevée pour les simulations utilisant des modèles de grandes dimensions. Quelques exemples :

- Chaljub *et al.* (2010) $\sim 28 \times 28 \times 35 \text{ km}^3$ $f_{max} \approx 2 \text{ Hz}$
- Lee *et al.* (2009a) $\sim 102 \times 88 \times 100 \text{ km}^3$ $f_{max} = 1 \text{ Hz}$
- Cruz-Atienza *et al.* (2007b) $20 \times 20 \times 15 \text{ km}^3$ $f_{max} \approx 1 \text{ Hz}$

Pour étudier l'effet de la topographie sur le mouvement du sol, il est nécessaire de simuler les fréquences supérieures. Lee *et al.* (2009b) parviennent à obtenir une fréquence

maximale de 10 Hz, mais le modèle utilisé est de dimensions bien inférieures aux exemples qui viennent d'être donnés : $\sim 4 \times 4 \times 10 \text{ km}^3$.

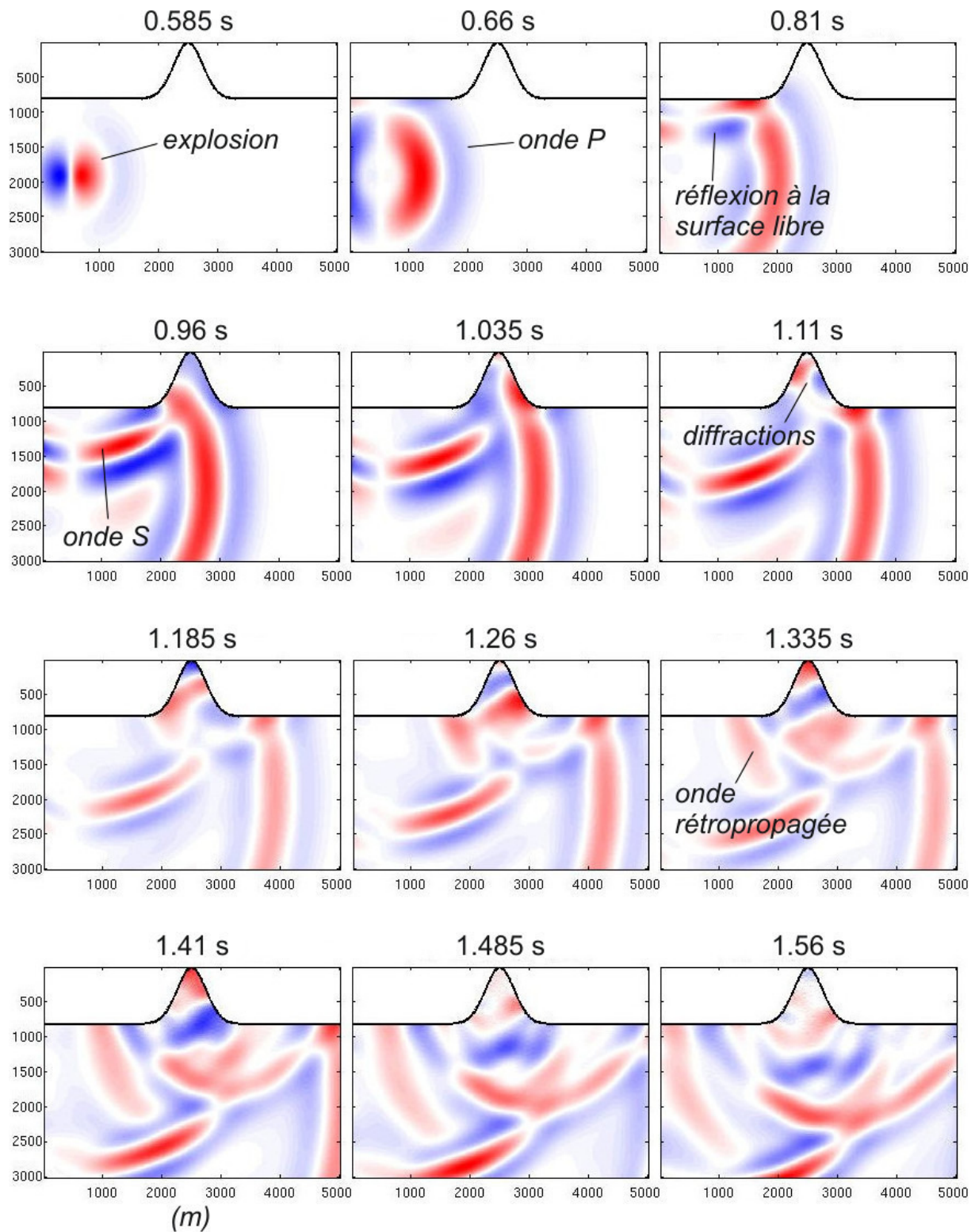


Figure 2-1 : Captures d'écran successives de la propagation d'une onde P depuis une source isotrope dans un relief conique 3D à fortes pentes. Calcul réalisé avec le code Shake3D dans un milieu homogène.

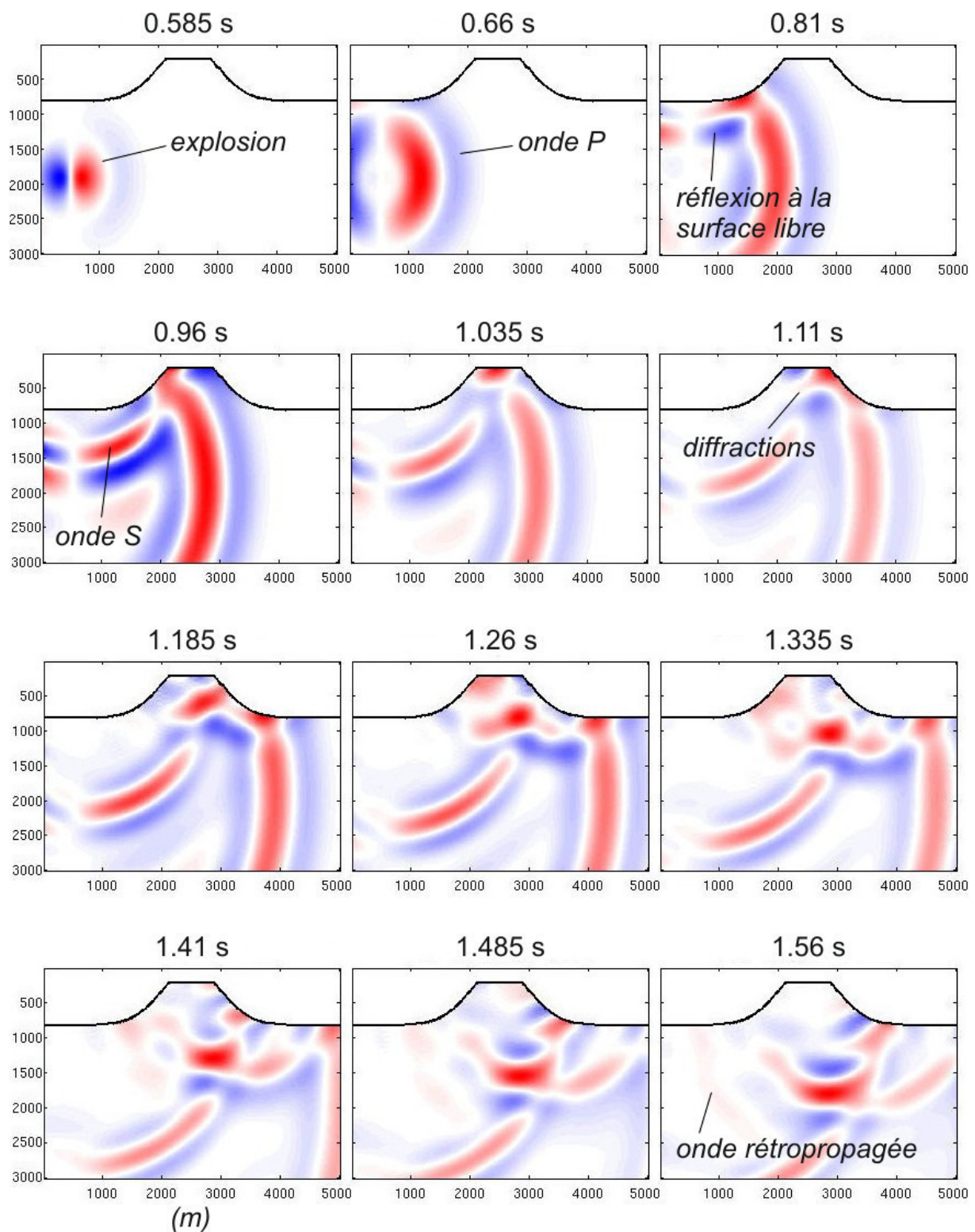


Figure 2-2 : Captures d'écran successives de la propagation d'une onde P depuis une source isotrope dans un relief 3D à sommet plat. Calcul réalisé avec le code Shake3D dans un milieu homogène.

La Figure 2-1 et la Figure 2-2 montrent deux exemples de la propagation des ondes calculée par SHAKE3D dans un milieu 3D où la forme simple de la topographie permet de distinguer les différentes ondes propagées et diffractées par le relief. Le premier exemple illustre la propagation des ondes dans une topographie conique : de nombreuses diffractions prennent place à l'intérieur du relief et sont à l'origine de l'effet de site topographique (Figure 2-1). Le second exemple représente la propagation des ondes dans une topographie conique à sommet tronqué. On voit nettement l'effet de site topographique à partir de 1.035 s de propagation : l'énergie maximum est concentrée au sommet du relief (Figure 2-2). A partir de 1.26 s l'énergie maximum provient d'une zone de focalisation en profondeur provoquée par la géométrie de la surface. Cette représentation montre qu'un effet de site géométrique peut également prendre place en profondeur au cœur du massif.

III. Le modèle topographique de la Grande Montagne, Vaucluse, France

La plupart des applications numériques qui vont suivre ont été réalisées sur le modèle topographique de la Grande Montagne de Rustrel, Vaucluse. Ce relief (Figure 2-3) est situé à l'aplomb de la galerie souterraine du LSBB (Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel – Pays d'Apt).

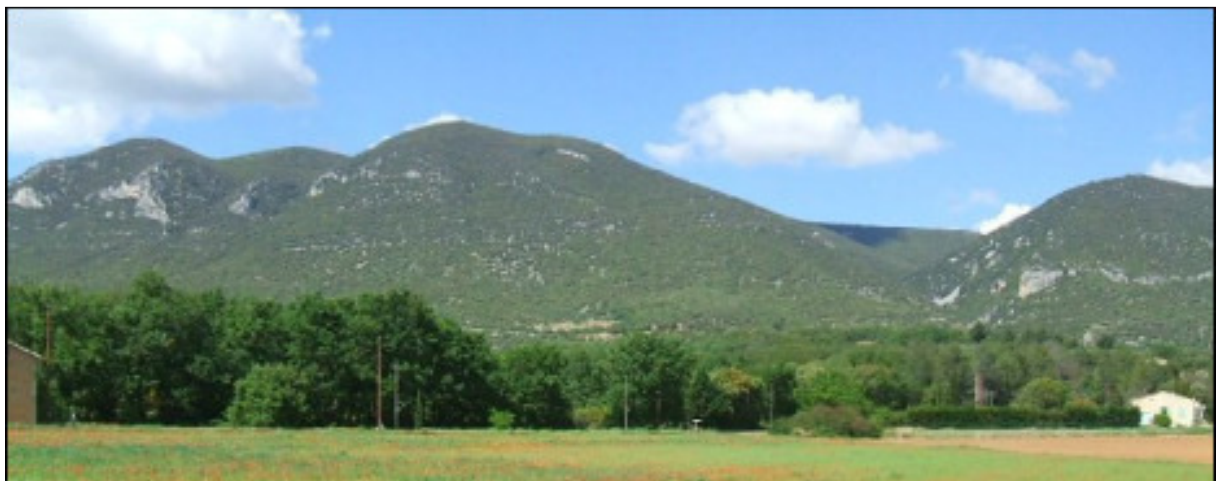


Figure 2-3 : *Le lieu-dit « la Grande Montagne » à Rustrel, Vaucluse. La galerie souterraine du LSBB (Laboratoire Souterrain à Bas Bruit) se situe à 500 m de profondeur sous le sommet principal. L'entrée au laboratoire se trouve dans la Grande Combe (vallon à droite de la photographie) [source : LSBB].*

Ancien site militaire converti depuis 1997 en laboratoire de recherche académique, le LSBB (<http://lsbb.oca.eu>) est une plateforme de recherche transdisciplinaire bénéficiant d'un environnement naturel avec un faible impact anthropique. L'infrastructure du laboratoire permet d'accéder conjointement au sein d'une plateforme carbonatée, analogue des champs pétrolifères du Moyen-Orient, et à la zone non saturée du karst de l'aquifère de Fontaine-de-Vaucluse. Le LSBB est labellisé *Site instrumenté en Terre Interne* par l'INSU depuis 2009. Il est possible d'y mener des expériences à différentes profondeurs et en surface.

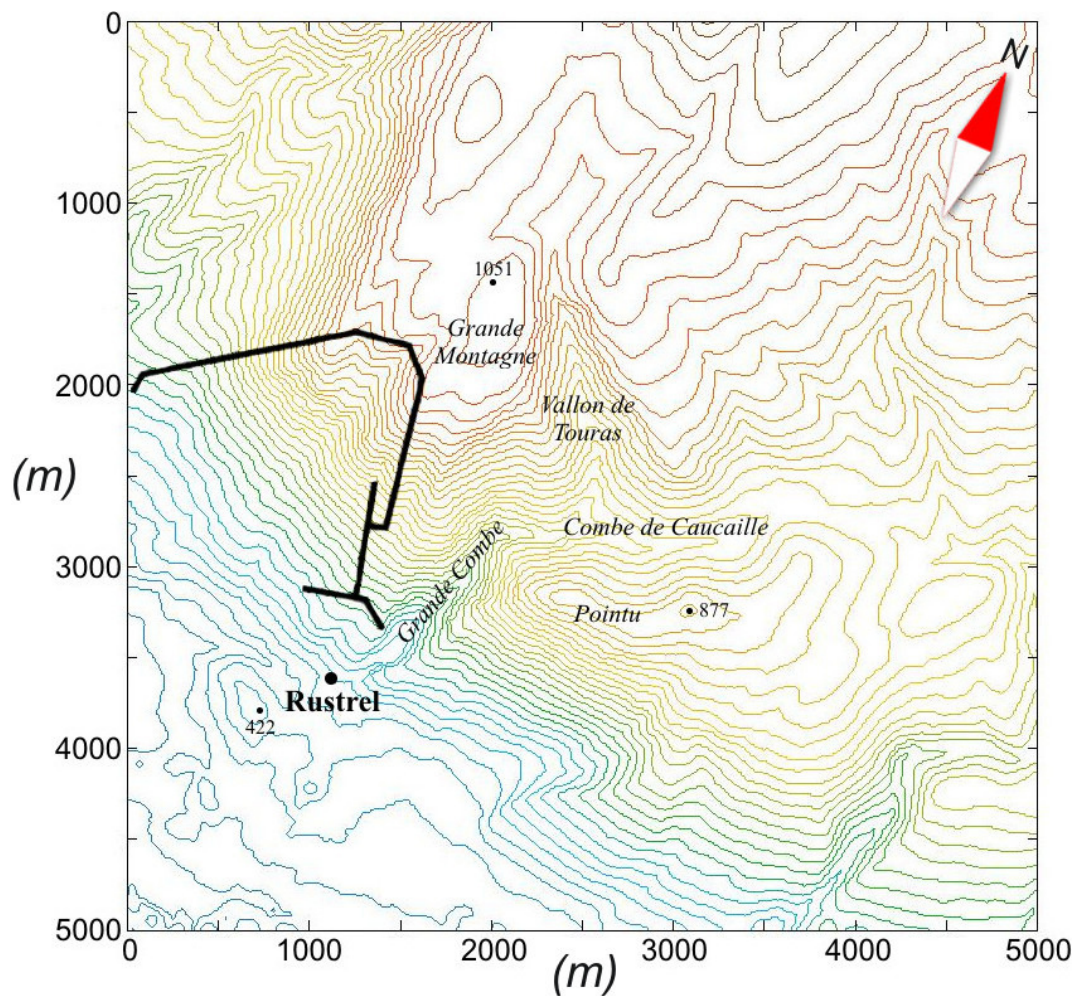


Figure 2-4 : Modèle topographique de la Grande Montagne, Vaucluse. La structure en noire représente la galerie souterraine du LSBB. La distance verticale entre les lignes de niveau est de 20 m.

Le modèle numérique de cette topographie est disponible avec au mieux une résolution à 4 m dans la partie la plus proche du laboratoire. Le relief considéré dans les simulations numériques qui seront présentées (Figure 2-4) couvre une variété de formes topographiques : des zones élevées (la Grande Montagne, le Pointu, et le début du plateau d'Albion au Nord-

Est) et des zones basses (la Grande Combe, le vallon de Touras, et le bord du bassin d'Apt au Sud-Ouest). Ces topographies ont différentes accentuations et orientations.

Advantages of the statistical spectral ratio method for the assessment of 3D topographic site effect: a numerical study using the topography of the LSBB Underground Laboratory, Rustrel, France

E. Maufroy⁽¹⁾, V.M. Cruz-Atienza⁽²⁾, and S. Gaffet^(1,3)

- (1) Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, 06560 Valbonne, France
- (2) Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Departamento de Sismología, 04510 México D.F., Mexico
- (3) Laboratoire Souterrain à Bas Bruit, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, 84400 Rustrel, France

Abstract

Quantitative predictions of the ground motion amplification due to surface topography still present a challenge for the scientific community. Despite numerous studies on this topic, no consensus exists about the method to use and large discrepancies remain between observations and model predictions. By means of 3D numerical simulations we quantitatively compare amplification assessments yielded by two different approaches: the classical site to reference spectral ratio method (“Single Reference Method”, SRM) and the statistical spectral ratio method (“Median Reference Method”, MRM). The fundamental assumptions of the

SRM are verified for flat ground surface but remain difficult to verify for irregular topography. Conversely, the assumptions of the MRM are valid for irregular topography. We demonstrate the strong dependency of the SRM results on the choice of a reference site. On the other hand, we also demonstrate the robustness of the MRM that remains insensitive to the number of the observational points.

IV.1 Introduction

Surface topography is known to significantly affect the ground motion due to the incidence of seismic waves. Numerous observations during strong earthquakes have shown a higher level of damage on the top of hills, as compared to the levels observed on flat grounds or hollow topographies (Trifunac and Hudson, 1971; Boore, 1972; Çelebi, 1987; Kawase and Aki, 1990; Spudich *et al.*, 1996; Bouchon and Barker, 1996; Assimaki *et al.*, 2005a). This so-called topographic site effect has been regularly recorded ever since its first description (Trifunac and Hudson, 1971). The highest topographic regions are mostly affected by an amplification of the ground motion in a frequency band which depends on the characteristic dimension of the relief (Boore, 1972, 1973; Bouchon, 1973; Durand *et al.*, 1999). This frequency band often ranges from 1 to 20 Hz, thus containing frequencies typically considered for paraseismic structural design.

This phenomenon is of great concern for the seismic hazard assessment in mountainous areas. The topographic site effect has been qualitatively well described. However, quantitative ground motion predictions including the topographic site effects within the proper frequency band remains a challenge for the research community (Geli *et al.*, 1988; Bouchon and Barker, 1996; Ashford and Sitar, 1997). Numerous studies have been performed on this topic; yet no general agreement exists about the method to use (Chávez-García *et al.*, 1996, 1997). There is also no agreement about the importance of this phenomenon: some authors tend to consider the topographic site effect as a first order one (Davis and West, 1973; Tucker *et al.*, 1984; Geli *et al.*, 1988; Umeda *et al.*, 1987; Bard and Méneroud, 1987; Gaffet *et al.*, 2000), while others disagree (Rogers *et al.*, 1974; Pedersen *et al.*, 1994).

Such controversy is mainly due to the discrepancies between the predicted and observed amplification levels. Ground motion simulations with topography have been conducted since

the phenomenon was first described in 1972 (Boore, 1972). Nevertheless, the predicted amplification levels often underestimate the observations (Geli *et al.*, 1988; Bouchon and Barker, 1996; Sanchez-Sesma and Campillo, 1991). Amplification is commonly expressed in terms of the spectral ratio between the waves amplitude at the top (assumed as maximal) and at the bottom (assumed as not amplified) of a hill. In the frequency band of interest, the calculated ratios rarely exceed 2 (Boore, 1972; Bouchon, 1973; Wong, 1982; Kawase and Aki, 1990; Pedersen *et al.*, 1994; Bouchon and Barker, 1996; Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b), while the observed ratios very often exceed this threshold and may reach up to 10 (Davis and West, 1973; Geli *et al.*, 1988; Umeda *et al.*, 1987; Bard and Méneroud, 1987; Gaffet *et al.*, 2000). Some authors attributed such discrepancies to the fact that the medium was described in 2D (Geli *et al.*, 1988; Bouchon and Barker, 1996). The 3D ground motion calculations tend to decrease the disparity between the calculated and observed spectral ratios (Lee *et al.*, 2009a, 2009b; this paper).

Despite all previous investigations, it is still difficult to compare topographic site effect assessments for different study cases. The strategy most commonly used to calculate the topographic site effect is the site-to-reference spectral ratio method (*Single Reference Method*, SRM) (Davis and West, 1973; Tucker *et al.*, 1984; Bard and Méneroud, 1987; Çelebi, 1987; Umeda *et al.*, 1987; Pedersen *et al.*, 1994; Nechtschein *et al.*, 1995; Gaffet *et al.*, 2000). This method is easy and fast, adequate to real data, and doesn't need a high number of stations. The spectral ratio can be directly used for the seismic hazard parameterization.

However, this method requires the definition of a reference site, which is not affected by site effects. Some authors point out that the perfect reference site does not exist (Tucker *et al.*, 1984; Chávez-García *et al.*, 1996; Steidl *et al.*, 1996). Numerous studies use the foot of the hill as the reference site (Bard and Méneroud, 1987; Geli *et al.*, 1988; Pedersen *et al.*, 1994), but other studies show that this region is affected by a deamplification (Bouchon, 1973; Nechtschein *et al.*, 1995). The choice of the reference site is critical. If not suitable, it can lead to overestimation or underestimation of the amplification at the top of the topography (Tucker *et al.*, 1984; Geli *et al.*, 1988). Since each study has its own reference site, it is difficult to compare the estimates of the topographic site effect obtained for different regions of interest.

To overcome this problem, some authors performed numerical simulations of the ground motion considering the outcome seismograms from a flat topography as the reference (Boore, 1972; Bouchon, 1973; Boore *et al.*, 1981; Wong, 1982; Bouchon and Barker, 1996;

Lee *et al.*, 2009a, 2009b). This reference can be considered as absolute but is strictly non-realistic. Therefore comparison between the observed and predicted data remains impossible.

Wilson and Pavlis (2000) have introduced a statistical spectral ratio method (*Median Reference Method*, MRM). The reference is no longer a specific site, but the whole studied area. If the area contains a wide variety of topographic features (*e.g.* hills, slopes and hollows), the reference becomes a regional measurement that can be considered as the median ground motion of the mountainous area. Site effects are thus present in specific subareas where the amplitude of the ground motion differs from the median reference one.

Wilson and Pavlis (2000) used the MRM on a flat hard rock site, while Poppeliers and Pavlis (2002) applied this statistical approach on an artificial regular slope, covered with an array extending for only 10 m along the vertical direction. The array used by Wilson and Pavlis (2000) was composed of 36 stations distributed over the area of 1225 m² with an interspacing of 7 m, whereas Poppeliers and Pavlis (2002) used 35 stations distributed over the area of 2400 m² with an interspacing of 10 m. These authors showed the efficacy of the MRM applied to regular dense arrays with a very small aperture. While we agree that these dense arrays are of major utility for site effects assessments, we estimate that the MRM can be as well useful when applied to sparse and irregular arrays. In this study we present more insights on this method. We show that the MRM is of great value for site effect assessments on complex and steep topographies, particularly when the definition of a reference site is difficult or arbitrary.

This method can be applied to field experiments. It can also be applied to numerical simulations, depending on the availability of both a high-resolution digital map of the surface topography, and some estimation of the near-surface seismic velocity structure.

In this study we assess the site effect in different topographic models by using both the SRM and MRM. We show that the latter method represents a very robust strategy allowing the comparison of site effects between different study cases. Estimates of the deviation from each method are given, confirming the higher stability of the MRM. We use both methods to illustrate as well the advantages of this more stable statistical approach that makes the choice of a reference significantly easier.

All the results presented in this paper correspond to ground motion simulations due to isotropic sources in a homogeneous halfspace overlaid by an irregular topography.

Our simulations were done with the SHAKE3D finite-difference code (Cruz-Atienza *et al.*, 2007a, 2007b), which allows modeling the propagation of seismic waves in a complex 3D heterogeneous media with realistic surface topography. We used a high-resolution digital map of the ground topography of the area in which the inter-Disciplinary Underground Science and Technology Laboratory (LSBB, France, <http://lsbb.oca.eu>) is located. A temporary seismic array is being used for imaging the medium to build a heterogeneous 3D model (Maufroy *et al.*, *subm.* 2010). The LSBB facilities will shortly allow us to make the comparison between the real and predicted seismic data.

IV.2 Two methods to estimate the topographic site effect

IV.2.A The Single Reference Method (SRM)

The most classical and commonly used method to quantify the topographic site effect function is the site-to-reference spectral ratio method (Borcherdt, 1970), hereafter referred to as the SRM.

To isolate the effect of the topography from other effects affecting the seismic wavefield, recordings in two separated sites are required. The SRM assumes that the only difference between these recordings is due to the effect of the topography. It also assumes that one of the sites (*i.e.* the reference site) is not affected by this effect. All other factors determining the wavefield are constant (Davis and West, 1973; Field and Jacob, 1995).

Following Davis and West (1973), the seismic ground motion recorded at a station i on the component j from a source k may be defined as:

$$A_{ijk}(\omega) = S(\omega) P_{ijk}(\omega) T_{ijk}(\omega) r_{ijk}(\omega)$$

where $S(\omega)$ is the source function, $P_{ijk}(\omega)$ is the Earth propagation transfer function between the source and the region of interest, $T_{ijk}(\omega)$ is the topographic site effect function and $r_{ijk}(\omega)$ is the rest of near-surface effects at the station i due to the local geology.

By assuming that $S_{ref}(\omega) \approx S_p(\omega)$, $P_{ref\ jk}(\omega) \approx P_{pjk}(\omega)$, $r_{ref\ jk}(\omega) \approx r_{pjk}(\omega)$ and $T_{ref\ jk}(\omega) \approx 1$ (Davis and West, 1973), the topographic site effect function $T_{pjk}(\omega)$ at p can be approximated by:

$$T_{pjk}(\omega) = \frac{A_{pjk}(\omega)}{A_{ref\ jk}(\omega)} \quad (1)$$

where the subscript ‘*ref*’ means “at the reference site”. Conditions mentioned above may be satisfied when using small-aperture arrays, except for the following two local conditions: 1) $r_{ref\ jk}(\omega) \approx r_{pjk}(\omega)$, which requires the reference site to be close enough to p ; and 2) $T_{ref\ jk}(\omega) \approx 1$, which requires that the reference site does not experience the effect due to the topography present at p . Both conditions may not be compatible since the second one requires the reference site to be far away from p (Pedersen *et al.*, 1994; Chávez-García *et al.*, 1996). Such experimental configuration is certainly unlikely to exist in the field. The hypotheses behind the SRM thus require exceptional experimental configurations so that both antithetic conditions are satisfied simultaneously.

IV.2.B The Median Reference Method (MRM)

Wilson and Pavlis (2000) introduced a statistical approach involving the median of the spectral ratios for a given station array. Spectral ratios are calculated for all possible couples of stations, disregarding their locations. A statistically determined amplification factor at a given station may be thus obtained by calculating the median value of all ratios between this station and all the others (including itself). The topographic site effect function $T_{ijk}(\omega)$ at a station i on the component j from a source k is then expressed as:

$$T_{ijk}(\omega) = median \left(\frac{A_{ijk}(\omega)}{l = 1, 2, \dots, N_{lk} [A_{ljk}(\omega)]} \right) \quad (2)$$

where N_{lk} is the number of the stations in the seismic array that recorded the event k (Wilson and Pavlis, 2000).

The MRM simplifies the choice of a reference since all stations are taken into account. The reference becomes the median spectrum of the array and is no more a subjectively chosen single site. In the following we illustrate the accuracy of this statistical approach. We’ll see as

well that the site effects estimated from both the MRM and SRM become strictly equivalent when the reference site is correctly chosen in the SRM.

IV.3 3D finite-difference modeling of the topographic site effect

Simulations in this study were done using the SHAKE3D partly-staggered finite-difference code (Cruz-Atienza, 2006), initially developed to simulate the dynamic rupture of earthquakes in complex media (Cruz-Atienza *et al.*, 2007a). The code simulates an infinite halfspace by applying Perfectly Matched Layer (PML) absorbing boundary conditions in every external limit of the computational domain (see Cruz-Atienza, 2006 and references therein). To integrate the surface topography in our simulations we use the vacuum-formalism technique at the top of the model, which verifies accurately the free-surface boundary conditions provided that 60 grid points per minimum wavelength are guaranteed everywhere over the surface topography (Bohlen and Saenger, 2006). The elastic and isotropic medium is entirely described in every grid point by the density ρ and both the P- and S-wave speeds, denoted as V_P and V_S respectively. We considered isotropic seismic sources (*i.e.* explosive sources) with a Gaussian-like time evolution by adding the equivalent distribution of body forces to the equation of motion (Cruz-Atienza *et al.*, 2007b).

For all simulations we assume the same homogeneous elastic model with properties given by $V_P = 5.0$ km/s, $V_S = 3.0$ km/s and $\rho = 2.6$ g/cm³. The model surface geometry corresponds to the high-resolution topographic elevations of the LSBB site. The model is discretized with a grid size of 10 m, which yields a frequency resolution of 5 Hz. Wave propagation simulations were run in a model with dimensions $5 \times 5 \times 7$ km³ and the propagation time of 5 s. They required 12 Gb of RAM memory and the computational time ranging from 20 to 72 hours depending on the computer power.

The choice of both a homogeneous model and isotropic source excitations was made in order to isolate the topographic site effect so that it could be objectively analyzed. Therefore, in our model we only consider incident P-waves and both P and S reflected waves that may generate non-dispersive Rayleigh trains along the free surface. In this specific model, the topographic site effect is only dependent on the source-topography configuration. Figure 1 shows the model topography along with some synthetic waveforms recorded in four different

but closely located sites. Note the strong differences in peak velocities and waveforms that are essentially due to the surface topography. The topographic site effect is thus clearly observed in the amplitudes, which may differ by a factor of three between two neighboring stations (Figure 1c). In both couples of the closely located stations, A-B and C-D, we find that the higher is the site elevation, the higher is the peak velocity. Our results at the station A (Figure 1a) illustrate furthermore the possibility of obtaining relatively smaller amplitudes at a site located in an overall elevated region, but within a smaller scale valley (see Figure 1b).

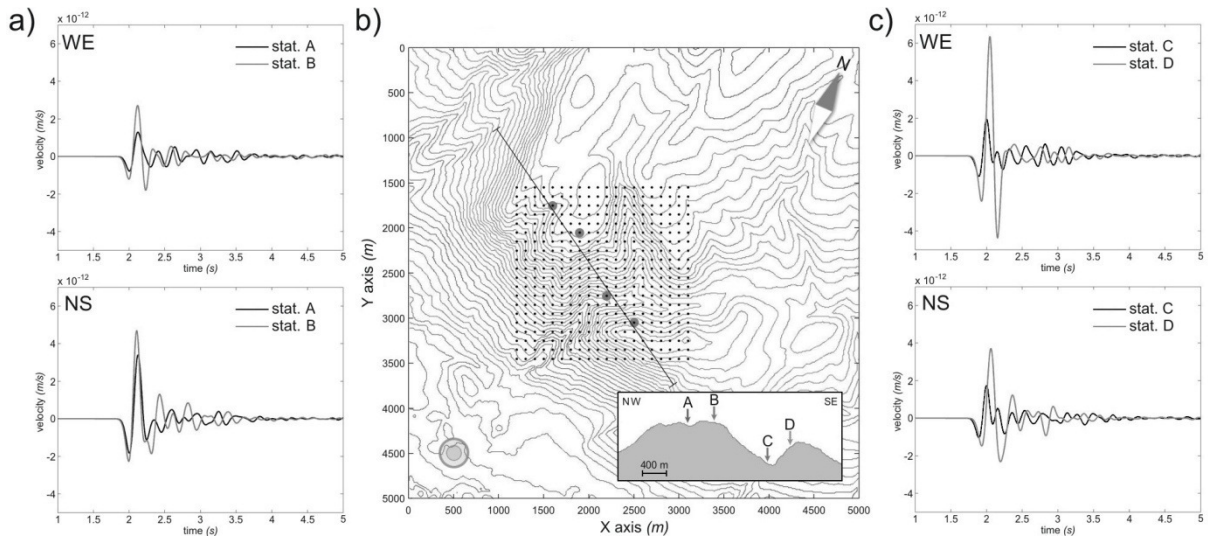


Figure 1 : Sample waveforms calculated with the SHAKE3D finite-difference code for an array of 400 stations covering the area of the LSBB Underground Laboratory site. The 3D digitalized topographic surface of the site was used in the calculations. The positions of the stations are indicated in (b) by the black dots. The waveforms, recorded at two pairs of the stations specified in (b) by the circles, are compared to illustrate the topography impact on the waveform amplitudes (a and c). The isotropic source is located in the southwestern-corner of the model, at 5 km depth. Equidistance of contour lines is 20m.

IV.4 Analysis of a study case to assess the topographic site effect

Figure 2 presents the site effect assessments by applying both the SRM and MRM strategies. To this purpose we consider a dense seismic array consisting of 400 equidistant stations covering a variety of topographic features (black dots on Figure 2a), including elevated areas and valleys surrounding the LSBB. The array thus partly covers the Albion plateau and the Apt basin edge. Such topographic features have different orientations and steepness. The source (indicated by the red circle on Figure 2a) is located to the southwest of the array at 5 km depth.

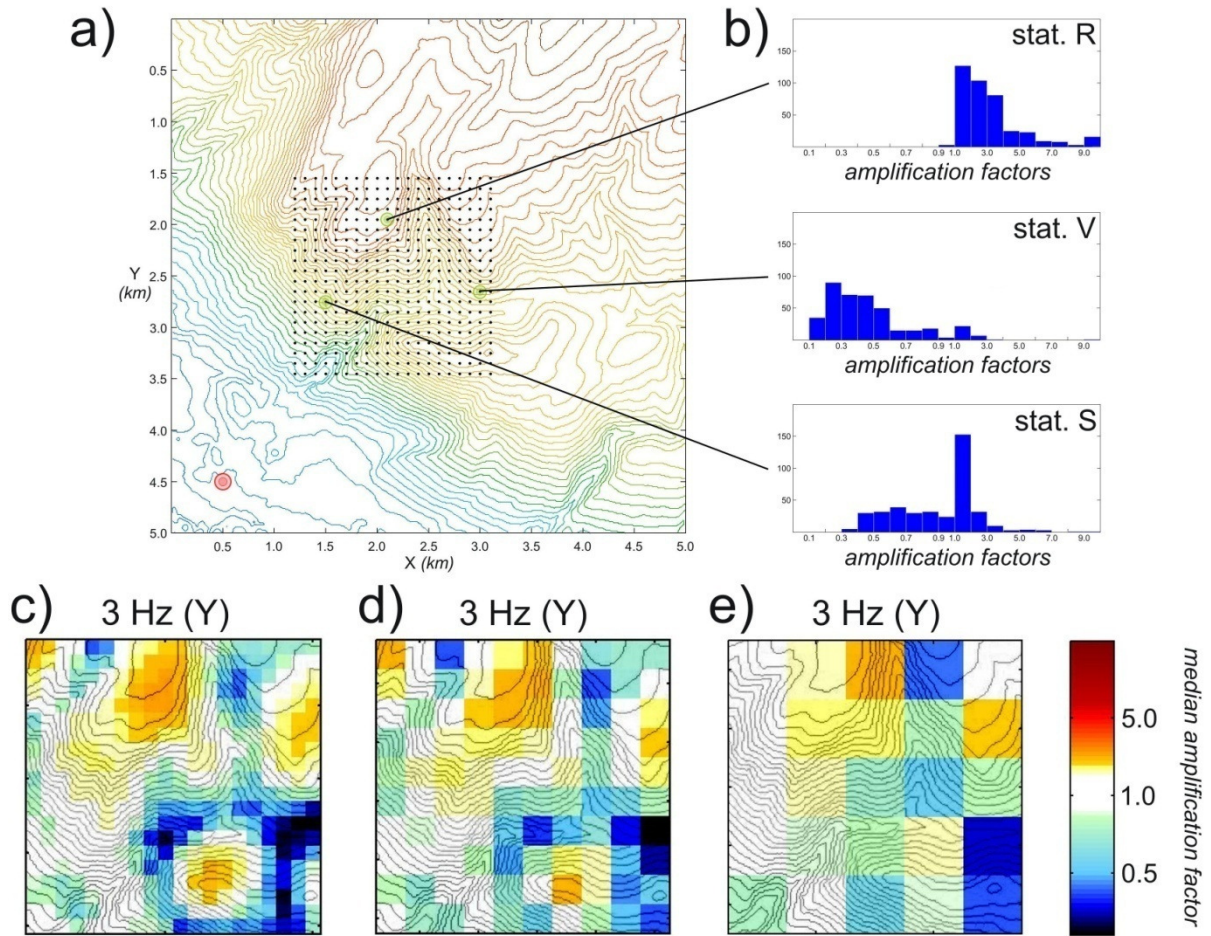


Figure 2 : (a) LSBB topographic model covered by the dense square array of the stations indicated by the black dots. Contour lines represent elevation with 20 m equidistance. The isotropic source (indicated by the red circle) detonated southwestward at 5 km depth. (b) Distribution of the spectral ratios extracted for three array stations R, V and S specified in (a) by the green dots. Amplification factors (displayed as colored pixels) are calculated with the MRM for the arrays consisting of (c) all 400 stations, (d) 100 stations and (e) 25 stations. Arrays used in (d) and (e) were constructed from the full array by retaining 1 station out of 4 and out of 16 stations respectively. MRM calculation is performed for the frequency of 3 Hz along the Y component.

IV.4.A MRM site effect estimates

The distribution of the single-reference spectral ratio values (*i.e.* SRM estimates, equation 1) over the whole array for three selected stations is illustrated in Figure 2b. The panels in this figure are constructed by using the station R, V or S as the site p in equation 1 and the 400 stations alternately as the site ref . Figure 2b shows the number of ratios calculated in this way (with a total of 400 ratios) versus their values at 3 Hz on the Y component. The distribution obtained at the stations located in both a ridge and a valley (see stations R and V) is not Gaussian and can be considered as a Weibull distribution. Such a distribution requires using the median rather than the average when applying the statistical amplification factor technique (*i.e.* MRM estimates) at a given location. The mean would overestimate the MRM

amplification factors. On the other hand, stations located in non-amplified areas typically present a well defined unimodal distribution, with most of the amplification factors concentrated between 1.0 and 2.0, and similar low quantities for the other ratios in the whole range of possible values (see station S on Figure 2b), which implies a median equal to 1 (*i.e.* no amplification effect).

To analyze the robustness of the site effect estimates using the MRM (equation 2) we performed calculations for the three regularly spaced arrays consisting of 400 stations (Figure 2c), 100 stations (Figure 2d) and 25 stations (Figure 2e). In order to better appreciate the ground motion behavior in the whole area, the MRM amplification factors at 3 Hz computed in each case are superimposed on the topography.

Figure 2c clearly reveals a spatial correlation between the MRM amplification factor pattern and the topography. In general, high amplification factors cover elevated areas (*e.g.* ridges) while low factors coincide with lower areas (*e.g.* valleys). In this particular simulation, the MRM factors can reach the values of up to 3.6, and remain typically around 2.5 in the amplified areas. These values are in the same range as those obtained from other studies (summarized in Geli *et al.*, 1988). Deamplifications are observed along the valleys and are of the same order as the amplification in the ridges.

Figure 2 also shows that the amplification pattern remains stable independently of the number of the stations considered in the calculations (see Figures 2d and 2e). Figure 3 presents the MRM amplification factors in 25 stations computed with the three different array densities. Discrepancies between estimates in all the stations are within the 5% of the values obtained in the case of 400 stations, demonstrating the robustness of the MRM technique in assessing the topographic site effect. If the array has a good coverage of the studied area, the stations density has a weak influence on the MRM amplification factor estimates. A high-density array may be useful to obtain a high-resolution map of the MRM amplification factors (Figure 2c). A lower amount of stations leads to a low-resolution map (Figure 2e), which still contains the reliable information on the topographic site effect, as demonstrated by Figure 3.

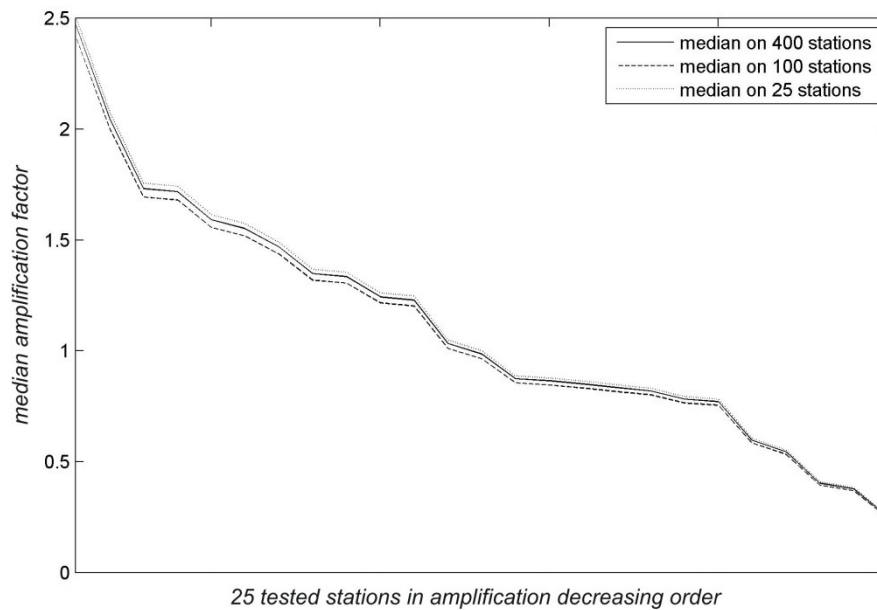


Figure 3 : *The MRM amplification factors obtained for 25 tested stations by using the median calculated on 25 stations (dotted line), 100 stations (dashed line) and 400 stations (solid line).*

Our results suggest a new methodological approach in field experiments, in which the station density is never as high as in simulations. Provided that a good knowledge of the near-surface geology underneath the area of interest and a topography map are available, the MRM amplification factors obtained from the field data may be used to calibrate the numerical modeling. Once the calibration is done, the use of a synthetic denser array allows obtaining a higher resolution map of the amplification factors in the field.

IV.4.B Comparison between the SRM and MRM

To compare the performance of the MRM and SRM techniques, let us consider an array with a number of stations comparable to the number which is commonly found in the field. The number of stations may be small. Therefore, let us consider only 8 stations. The stations are located in our topographic model in a suitable way to sample an a priori interesting ridge effect (Figure 4). As reference sites we will consider the stations lying within a valley.

In order to apply the SRM to these data, we must define a reference site. This is not intuitive since, a priori, at least two reference sites seem to be appropriate, namely station 4, located between the two hills at the central part of the bottom of the area of interest, and station 1, located at the foot of the Albion plateau, which is the main topographic feature in the area (Figure 4).

Using station 4 as the reference site, the SRM yields the results indicated by the circles in Figure 5. They predict a maximum amplification factor of 2.4 at station 6 located on a sharp crest. When station 1, located at the foot of the Albion plateau, is used as the reference site (triangles in Figure 5), calculations predict no deamplification (*i.e.* all amplification factors are bigger than one). At the same time, station 6 exhibits an amplification factor of 3.68, which is by 53% higher than the value obtained when station 4 was taken as the reference. Station 7, located on a slope 140 m below the top of the mountain, also appears amplified.

These results, which strongly depend on the choice of the reference site, are not that intuitive and clearly illustrate the difficulties inherent to the SRM technique. Interpretations thus may significantly change when changing the reference site. In this particular case, a reference site chosen in a deamplified area will tend to overestimate the absolute amplification.

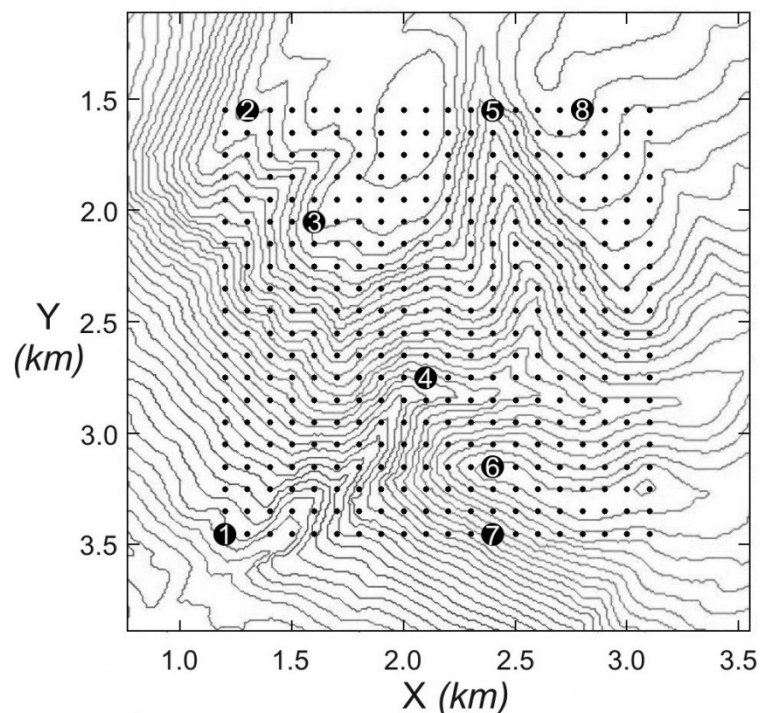


Figure 4 : Full synthetic seismic array (small black dots) superimposed on the LSBB topographic model. Also indicated by the numbered black circles are 8 test stations, which were used in the study to compare the SRM and the MRM.

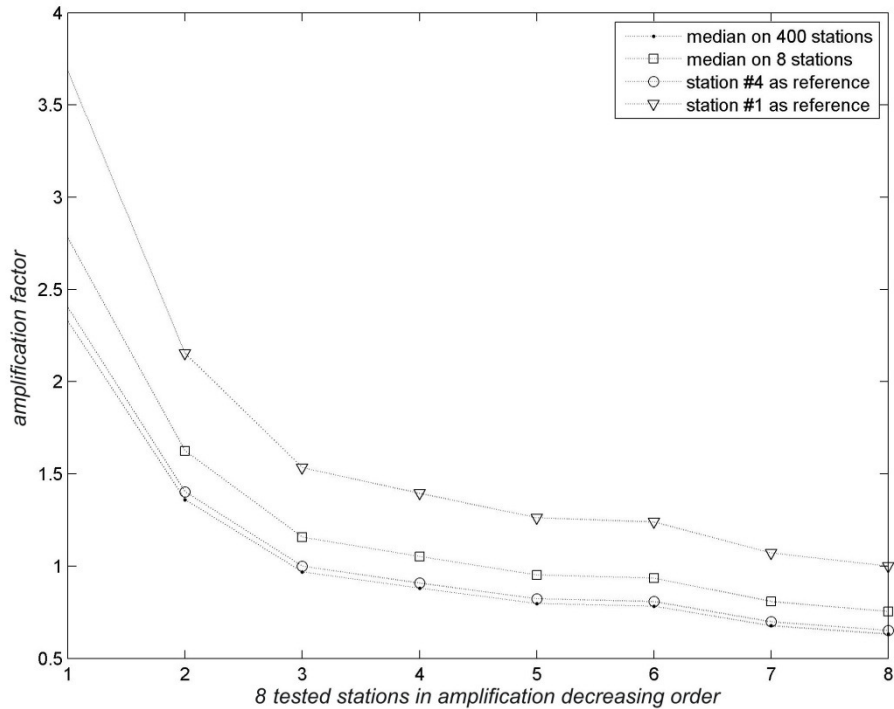


Figure 5 : Comparison of the amplification factors obtained for the 8 stations (shown in Figure 4) with the SRM (diamonds: using station #1 as reference, circles: using station #4 as reference) and the MRM (squares: median on those 8 stations, dots: median on 400 stations).

Results yielded by the MRM using the same 8 stations are displayed in Figure 5 (squares). They confirm the robustness of this approach when compared with those obtained with the same technique but using the 400 stations (black dots). Despite the drastic diminution of the stations density, the amplification values remain comparable and stable. Even if neither of both arrays covers the same area, their geometry captures the essential topology of the free surface, sampling the whole variety of positive and negative topographic features. This condition makes the MRM more robust than the SRM for calculating amplification factors. Furthermore, it can be easily done even with a few stations.

Due to the statistical basis of the MRM, this method works best when the amplification level of 1 is covered by the station array, and when the number of the deamplified stations is about the same as the number of the amplified ones. The best choice to design the array geometry is to cover the valleys, the slopes and the summits with approximately the same number of the stations. As pointed out earlier, the major difficulty of the SRM is to choose the reference site correctly; while in the MRM, the reference level is determined statistically.

To compare the stability of the two methods, we perform a test under drastic conditions. We quantify the capacity of each method by estimating the factor between a random

amplitude ranging from 0.1 to 10 and an absolute reference level equal to 1. To keep the same conditions as in common field experiments, only 7 amplitudes (*i.e.* 7 stations) are used for the calculation. All the seven amplitudes are random values, so the distribution between amplified and deamplified values may not be equal. The reference site for the SRM is randomly chosen among these 7 stations. We performed 1000 randomly generated trials, each one based upon a different set of seven amplitudes. Despite such hard conditions, the average deviation between the MRM factor and the absolute amplification factor is $\pm 30\%$, while the corresponding deviation for the SRM amplification factor exceeds $\pm 100\%$. This shows that even if the best conditions are not met, the MRM has a better stability than the SRM when the user has no validated data to unambiguously define a reference site.

Chávez-García *et al.* (1990) determined that the total uncertainty in their SRM results from a field experiment was about a factor of 2. This high value is equivalent to our estimate of the SRM deviation exceeding 100%.

IV.5 Influence of topographic roughness

Patterns of the MRM amplification factors may significantly change depending on the roughness of the topography. These patterns are mainly determined by the surface steepness and differential elevations along with the wavefield frequency content. Figure 6 illustrates the strong impact of these factors on the seismic response over the LSBB topographic model for the same source location considered in Section 4. A scaling factor is applied on this relief to smooth (Figures 6b and 6c) or accentuate (Figure 6e) the original LSBB topography (Figure 6d). The amplification factors have different magnitudes from one model to another, even if amplification always occurs on the positive reliefs while deamplification occurs on the negative reliefs. Smooth slopes and low altitudes produce no or weak effects, while strong slopes and high altitudes produce medium to strong amplification effects. The same pattern is observed for the deamplification in the valleys. Therefore, the location of the MRM amplification factors is coherent with the topography shape. As expected, the maximum amplification is frequency and component dependent. This result is in perfect agreement with the previous field and numerical studies (Bouchon, 1973; Geli *et al.*, 1988; Bouchon and Barker, 1996; Durand *et al.*, 1999).

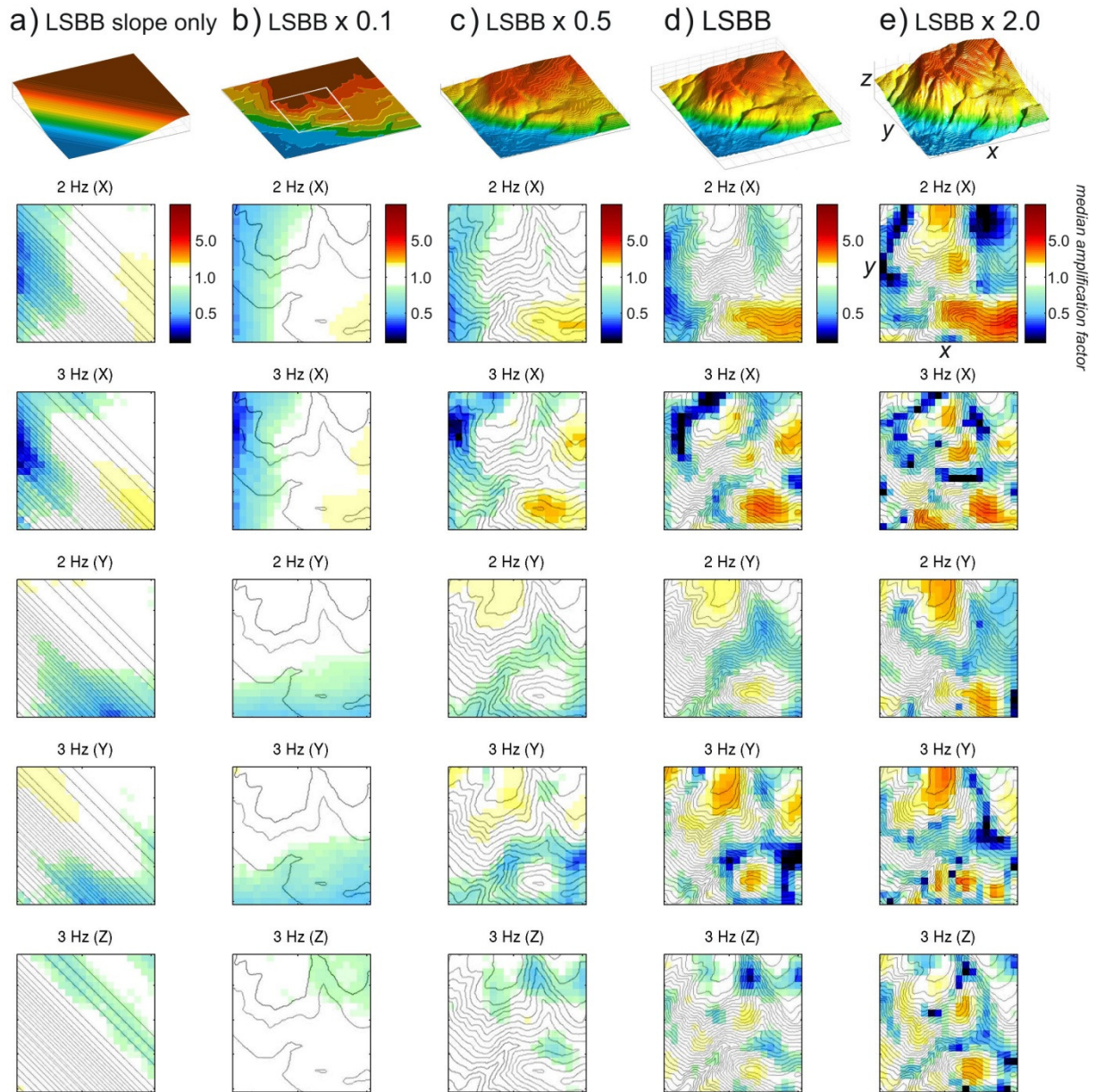


Figure 6 : The MRM amplification factors for homogeneous models with realistic topography derived from the original LSBB model: a) first order slope, and real topography with a scaling factor equal to b) 0.1, c) 0.5, d) 1.0, e) 2.0 on the topography level. Receivers are spread within the square area whose borders are indicated by the white lines on the topographic model in column b, with one station every 100 m. Isotropic source is located in the southwestern corner at 5 km depth. The maximum frequency of these simulations is 5 Hz. Equidistance of contour lines is a) 20 m, b) 20 m, c) 20 m, d) 20 m, e) 40 m.

To illustrate the advantages of 3D calculations over 2D, Figure 6a shows the MRM amplification factors obtained on the first order slope of the Albion plateau with the inner valleys not taken into account. This simplified topography can be considered as a 2.5D model. Only a weak amplification is observed along the main ridge, with the MRM amplification factors not exceeding values of 2.0 at 3 Hz along the x component. Such a small level of amplification is typically observed in 2D calculations (Geli *et al.*, 1988). 2D simulations can

be useful to determine roughly the frequencies and components of the maximum amplification. However, in this case the amplification pattern is not as accurate as the one obtained with the 3D calculations, which provide more details and slightly larger amplifications at the most accentuated topographic points. As suggested by Geli *et al.* (1988) and Bouchon and Barker (1996), the 3D simulations allow much more reliable amplification estimates that are closer to the levels observed in real data. Furthermore, our results obtained with the MRM do not contradict those calculated with the SRM in the previous studies.

IV.6 Influence of source location

The MRM amplification patterns obtained for the LSBB topography (Figure 6) may also significantly change depending on the source location. This dependence on the geometry of the incident wavefield is not easy to understand in case of such an intricate relief. In order to simplify the analysis, instead of the LSBB topographic model we use a simpler model described by a cone stretched along the y direction (Figure 7). Because of its oval horizontal cross section, this cone has a variety of slopes so that we expect different amplification levels depending on the azimuth of the incident wavefield. Figure 7 shows the results for three different source-topography configurations. In all cases, the maximum MRM amplification of the ground motion occurs at the crest on the side opposite to the upcoming waves. This waves-incidence effect was already shown in 2D by Bouchon (1973), and can also be observed in our 3D simulations.

Our simplified model allows demonstrating the fundamental behavior of the topographic effect as a function of the source location: a halo with an alternating sequence of amplification/deamplification on the slopes is produced by the seismic waves propagating in a positive relief. The characteristic size of this halo is frequency dependent: the higher the frequency, the smaller the halo size (compare the size of the maximum amplified area at the top of the cone between 2 Hz and 3 Hz in Figure 7b). Consecutive halos with decreasing intensity are observed as the distance from the top of the relief increases. See Figure 7b at 3 Hz for example, where two amplification zones on the relief are separated by a thin line of deamplification.

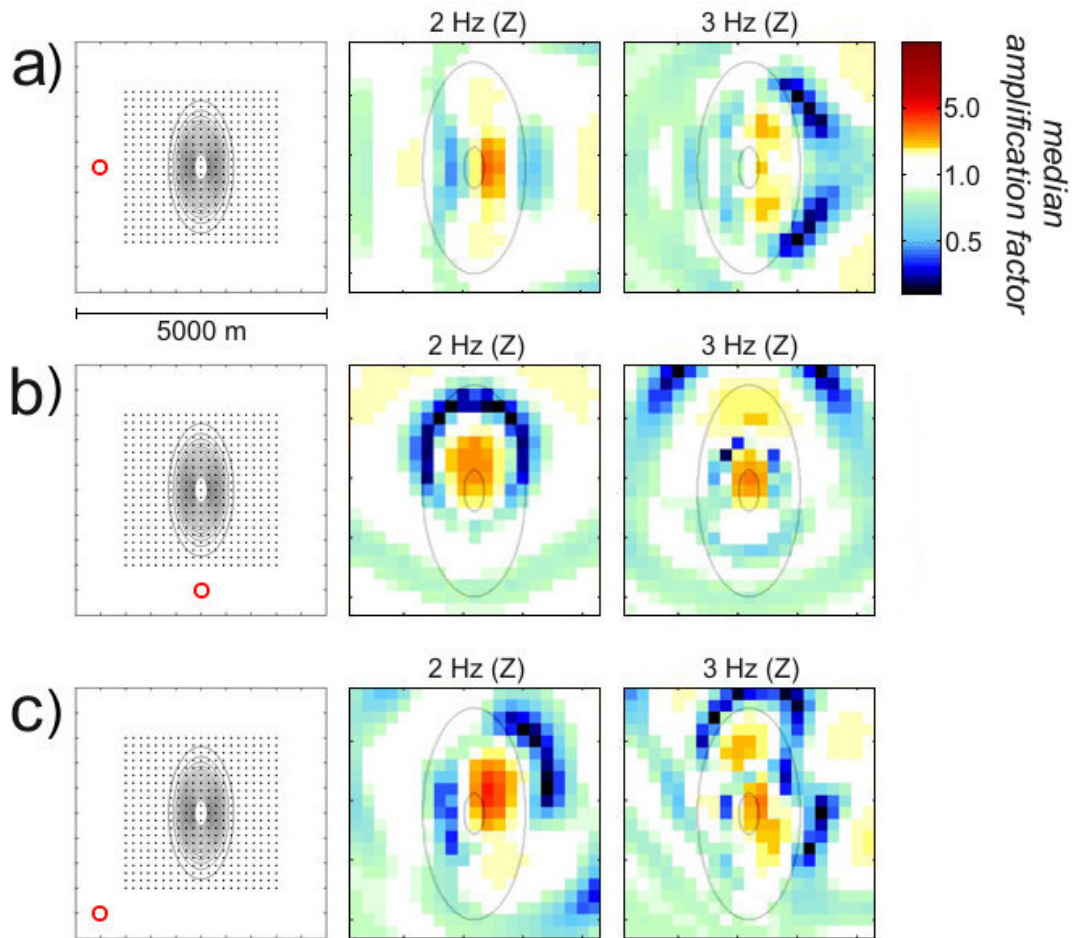


Figure 7 : The MRM amplification factors for three ground motion simulations with the same topographic model and three different source locations (indicated by the red circles in the left panels). Isotropic sources are at 2 km depth. Topography maximum altitude is 700 m and the space between receivers is equal to 150 m.

This behavior can be observed due to simplicity of the model. The realistic topography of the LSBB site, displayed in Figure 6, leads to more intricate seismic responses. To characterize the amplification pattern irrespectively of the source location, we carried out a large amount of simulations using the LSBB topographic model with different isotropic source locations. The whole set of sources covers the entire range of possible back azimuths with a Gaussian distribution of incidence angles centered at 35° (incidence angles smaller than 12° and greater than 47° are poorly represented). The results from 200 simulations are summarized in Figure 8. The values are expressed in terms of probability of exceeding a chosen value of the MRM amplification factor of 2. In the case of the LSBB topography, the maximum probability to overcome an amplification factor of 2 is only 30%. Note how the highest probabilities always lie over ridges and summits, especially in the horizontal components. However, the detailed spatial location of the spots, where these maximum values concentrate, changes depending on the frequency and the ground motion component. This can

be clearly seen for different frequencies in the y component. The higher the frequency, the smaller should be the characteristic length of a given ridge to amplify the ground motion. These maps help to define the areas where the amplification due to the topography is more likely to occur, even though this effect is far from being systematic. The 200 simulations we analyzed show that the site effect always occurs at the scale of the most prominent topographic features, and never at the scale of single observational points. The location and size of the amplification areas as well as the component of ground motion where the amplification occurs depend on both the source location and its frequency.

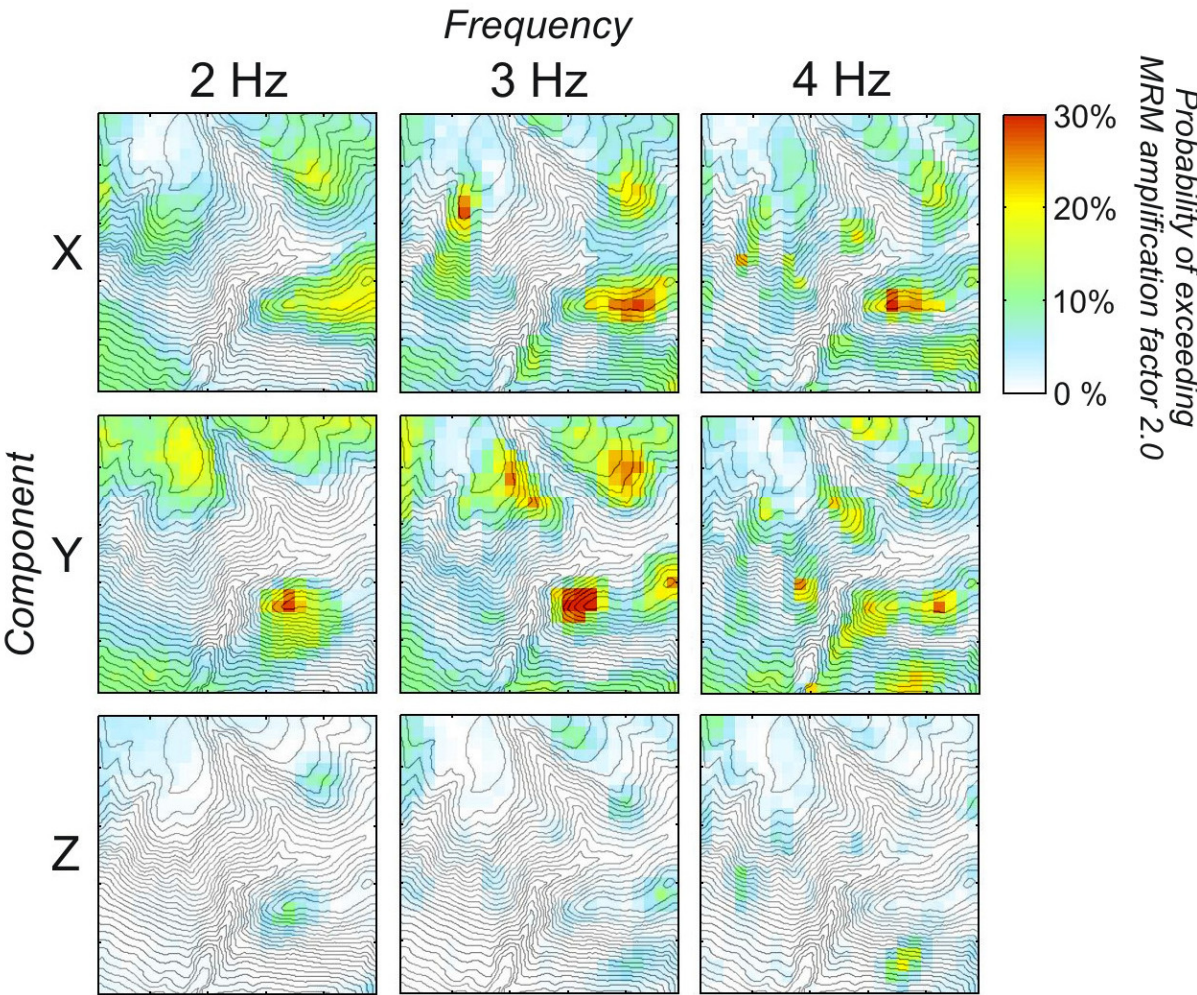


Figure 8 : Probability of exceeding the MRM amplification factor of 2.0 on the LSBB topography from 200 randomly positioned isotropic sources. The results are frequency and component dependent.

Our numerical tests show that the amplification level in a given site may be significant, but only for specific sources. In the case of the LSBB topography, 30% of the 200 sources we tested had the potential to exceed an amplification factor of 2, while only 12% could exceed a factor of 3. This demonstrates that such a source-dependent variability should be considered

as a statistical parameter which can be used to significantly improve the reliability of the topographic site effect assessments.

IV.7 Conclusions and perspectives

The results of our numerical tests are in general agreement with those obtained in numerous studies (Geli *et al.*, 1988; Kawase and Aki, 1990; Bouchon and Barker, 1996; Chávez-García *et al.*, 1996; Durand *et al.*, 1999; Gaffet *et al.*, 2000; Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b). The range of amplification values found with the MRM is also coherent with the values most commonly reported in the literature. We have demonstrated that this statistical method provides reliable characterization and quantification of the topographic site effect. In addition, it remains robust regardless of the amount of available stations and significantly simplifies the choice of a reference. To guarantee the quality of the results, the topography within the area of interest should be sampled (*i.e.* instrumented) properly so that the seismic stations are deployed at the summits, in the valleys and on the slopes. A correct sampling of the topography implies including sites with a complete range of amplification/deamplification site effects. Under this condition, the amplification factor of 1 corresponds to no site effect. Numerical simulations generated from real topographies are the best way to design the sampling strategy to be deployed in the field.

Our results show that the number of stations is not critical when using the MRM, which remains stable and thus presents interest for the field experiments. While the choice of the reference station has strong implications on the SRM estimates, the MRM yields estimates which are very close to the reference ones obtained with the same number of stations. The location of the no-effect level may vary depending on the frequency, making it impossible to define a unique reference site valid for the whole wavefield frequency band. The MRM has a better ability to solve that problem. Using the MRM to compute the topographic amplification factors brings the possibility of comparison between different study cases, since the reference is no more a specific point but the median ground motion in the area of interest.

Numerical simulations in case of the high-resolution topography of the Inter-Disciplinary Underground Science and Technology Laboratory (LSBB) show that the topographic site effect is systematic at the scale of hills, but due to the source location

variability it is never systematic at the scale of single observational points. Indeed it has been observed that a station located at a summit can possibly record very different levels of amplification between two strong earthquakes (Spudich *et al.*, 1996). We express this source-dependant variability as a statistical parameter of the topographic site effect. Our simulations, performed for the LSBB site, show that for an arbitrary source location there is a 30% probability to exceed an amplification factor of 2, and a 12% probability to exceed a factor of 3.

One of the purposes of numerical simulations is to help understanding the ground motion in areas where the hazard is imminent. To this end, the numerical predictions should be as close as possible to the real data. The complexity of the near surface geology may completely modify the pattern of site effects, for example due to seismic waves channeling, scattering or amplification over low velocity sediments. Therefore, the realistic 3D velocity models are fundamental to perform the reliable site effects assessments. A good knowledge of the propagation medium at the LSBB site, including geologic, hydrologic and seismic data, is required. Recently, Maufroy *et al.* (*subm.* 2010) performed a tomographic seismic imaging study at a hectometric resolution scale. As a next step, we plan to integrate this information into the 3D topography model of the LSBB site and carry out new improved simulations.

Acknowledgements

The funding for this study was provided by the inter-Disciplinary Underground Science and Technology Laboratory (LSBB), France. The digitalization of the topography surrounding the LSBB was provided by the IGN, France. The calculations with changing sources were processed at the GENCI – IDRIS facilities.

References

Ashford S.A., and N. Sitar, 1997, Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87.3, 692-700.

Assimaki D., G. Gazetas, and E. Kausel, 2005a, Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95.3, 1059-1089.

Assimaki D., E. Kausel, and G. Gazetas, 2005b, Soil-dependent topographic effects: a case study from the 1999 Athens earthquake, *Earthquake Spectra*, 21.4, 929-966.

Bard P.-Y., and J.-P. Méneroud, 1987, Modification du signal sismique par la topographie, cas de la vallée de la Roya (Alpes Maritimes), *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 150/151, 140-151.

Bohlen T., and E.H. Saenger, 2006, Accuracy of heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of Rayleigh waves, *Geophysics*, 71.4, T109-T115.

Boore D.M., 1972, A note on the effect of simple topography on seismic SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62.1, 275-284.

Boore D.M., 1973, The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63.5, 1603-1609.

Boore D.M., S.C. Harmsen, and S.T. Harding, 1981, Wave scattering from a step change in surface topography, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71.1, 117-125.

Borcherdt R.D., 1970, Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

Bouchon M., 1973, Effect of topography on surface motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63.3, 615-632.

Bouchon M., and J.S. Barker, 1996, Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86-1A, 66-72.

Çelebi M., 1987, Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershocks records of the 3 march 1985 Chile earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77.4, 1147-1167.

Chávez-García F.J., Pedotti G., Hatzfeld D., and P.-Y. Bard, 1990, An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80.4, 784-806.

Chávez-García F.J., L.R. Sánchez, and D. Hatzfeld, 1996, Topographic site effects and HVSR, a comparison between observations and theory, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.5, 1559-1573.

Chávez-García F.J., M. Rodríguez, E.H. Field, and D. Hatzfeld, 1997, Topographic site effects, a comparison of two nonreference methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87.6, 1667-1673.

Cruz-Atienza V.M., 2006, Rupture dynamique des failles non-planaires en différences finies, Ph.D. thesis, University of Nice Sophia-Antipolis.

- Cruz-Atienza V.M., J. Virieux, and H. Aochi, 2007a, 3D finite-difference dynamic-rupture modeling along non-planar faults, *Geophysics*, 72.5, SM123-SM137.
- Cruz-Atienza V.M., J. Virieux, C. Khors-Sansorny, O. Sardou, S. Gaffet and M. Vallée, 2007b, Estimation quantitative du PGA sur la Côte d'Azur, 7^{ème} Colloque National, Association Française du Génie Parasismique (AFPS), p. 8, Ecole Centrale Paris, France.
- Davis L.L., and L.R. West, 1973, Observed effects of topography on ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63.1, 283-298.
- Durand S., S. Gaffet, and J. Virieux, 1999, Seismic diffracted waves from topography using 3-D discrete wavenumber-boundary integral equation simulation, *Geophysics*, 64.2, 572-578.
- Field E.H., and K.H. Jacob, 1995, A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependant, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85.4, 1127-1143.
- Gaffet S., G. Cultrera, M. Dietrich, F. Courboulex, F. Marra, M. Bouchon, A. Caserta, C. Cornou, A. Deschamps, J.-P. Glot, and R. Guiguet, 2000, A site effect study in the Verchiano valley during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes, *J. Seism.*, 4, 525-541.
- Geli L., P.-Y. Bard, and B. Jullien, 1988, The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78.1, 42-63.
- Kawase H., and K. Aki, 1990, Topography effect at the critical SV-wave incidence : possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 October 1987, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80.1, 1-22.
- Lee S.-J., D. Komatitsch, B.-S. Huang, and J. Tromp, 2009a, Effects of topography on seismic wave propagation: An example from northern Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99.1, 314-325.
- Lee S.-J., Y.-C. Chan, D. Komatitsch, B.-S. Huang, and J. Tromp, 2009b, Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based upon the spectral-element method and LiDAR DTM, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99.2A, 681-693.
- Maufroy E., S. Gaffet, Y. Guglielmi, S. Operto, and D. Boyer, 2010, Ground level-to-gallery seismic tomography: protocol estimation to characterize seismic signature of hectometric heterogeneities in a fractured-porous limestone, *submitted to Geophys. J. Int.*
- Nechtschein S., P.-Y. Bard, J.-C. Gariel, J.-P. Méneroud, P. Dervin, M. Cushing, C. Gaubert, S. Vidal, and A.-M. Duval, 1995, A topographic effect study in the Nice region, *Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, France*, 1067-1074.
- Pedersen H.A., B. Le Brun, D. Hatzfeld, M. Campillo, and P.-Y. Bard, 1994, Ground-motion amplitude across ridges, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84.6, 1786-1800.
- Poppeliers C., and G.L. Pavlis, 2002, The seismic response of a steep slope: high-resolution observations with a dense, three-component seismic array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92.8, 3102-3115.

Rogers A.M., L.J. Katz, and T.J. Bennett, 1974, Topographic effects on ground motion for incident P waves: a model study, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64.2, 437-456.

Sanchez-Sesma F.J., and M. Campillo, 1991, Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features: a boundary integral formulation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81-6, 2234-2253.

Spudich P., M. Hellweg, and W.H.K. Lee, 1996, Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.1B, S193-S208.

Steidl J.H., A.G. Tumarkin, and R.J. Archuleta, 1996, What is a reference site?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.6, 1733-1748.

Trifunac M.D., and D.E. Hudson, 1971, Analysis of the Pacoima dam accelerogram, San Fernando, California, earthquake of 1971, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61.5, 1393-1141.

Tucker B.E., J.L. King, D. Hatzfeld, and I.L. Nersesov, 1984, Observations of hard-rock site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74.1, 121-136.

Umeda Y., A. Kuroiso, K. Ito, and I. Muramatu, 1987, High accelerations produced by the Western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1984, *Tectonophysics*, 141, 335-343.

Wilson D.C., and G.L. Pavlis, 2000, Near-surface site effects in crystalline bedrock: a comprehensive analysis of spectral amplitudes determined from a dense, three-component seismic array, *Earth Interactions*, 4-002.

Wong H.L., 1982, Effect of surface topography on the diffraction of P, SV, and Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72.4, 1167-1183.

CHAPITRE 3

*Description hectométrique d'un milieu terrestre à
topographie marquée :
proposition d'un protocole pour une imagerie
sismique adaptée et préparation à la construction
d'un modèle 3D hétérogène réaliste*

I. Introduction

Les précédentes études sur les effets de site en milieu topographique montrent que la géologie de subsurface peut avoir un impact marqué sur l'amplification du mouvement sismique dans la bande de fréquences d'intérêt parasismique (1 à 20 Hz) [Rogers *et al.*, 1974 ; Nechtschein *et al.*, 1995 ; Catchings & Lee, 1996 ; Ashford *et al.*, 1997 ; Assimaki *et al.*, 2005a]. Nous avons vu qu'il est souvent difficile de différencier l'influence de la géologie de l'influence de la topographie, ce qui participe à compliquer la compréhension des effets de site en milieu topographique.

Les objets géologiques évoqués sont assez variés : dépôts meubles au sommet [Çelebi, 1987] ou sur les pentes [Ashford *et al.*, 1997], dépôts volcaniques [Umeda *et al.*, 1987], verticalité de la stratification [Nechtschein *et al.*, 1995], fracturation locale [Nechtschein *et al.*, 1995], ou encore milieu hydraté sous le sommet [Rogers *et al.*, 1974 ; Catchings & Lee, 1996]. Toutes ces caractéristiques affectent directement la vitesse des ondes sismiques [Barton, 2007], et par conséquent affectent l'amplitude, la fréquence et la durée du mouvement en surface [Assimaki *et al.*, 2005a].

Ces objets hétérogènes sont « visibles » au sein d'un encaissant lorsqu'ils présentent un contraste de vitesse sismique marqué avec l'environnement [Assimaki *et al.*, 2005a].

Dès lors qu'une combinaison des effets géologiques et topographiques est possible (car chacun affecte le signal sismique), les caractéristiques du mouvement du sol au-dessus d'un milieu hétérogène ne peuvent être comprises sans connaître le milieu traversé. Afin de traduire ces hétérogénéités en termes de contrastes de vitesse sismique, une imagerie sismique de la subsurface s'avère nécessaire.

Toutefois l'imagerie sismique d'un milieu terrestre à topographie forte reste un procédé difficile à mettre en œuvre sur le terrain. L'inversion tomographique des temps de trajet est un procédé ordinairement réalisé à l'échelle plurikilométrique où la topographie est de faible ampleur par rapport aux dimensions de la zone explorée et où les hétérogénéités correspondent à des grandes structures tectoniques [Dessa *et al.*, 2004].

Nous proposons de tester l'application de cette méthode à un milieu où la pente de la topographie influence fortement la géométrie de l'acquisition et à une échelle inférieure au kilomètre. L'objectif est de discerner les contrastes de vitesse sismique provenant d'objets

géologiques dont les dimensions sont comparables à la variation spatiale typiquement observée de l'effet de site topographique. Un protocole expérimental adapté au milieu terrestre topographique et dédié à une imagerie haute résolution sera défini.

En juin 2006, une expérience d'imagerie sismique 2D à l'échelle hectométrique a pris place sur la Grande Montagne surplombant le LSBB (Laboratoire Souterrain à Bas Bruit, Rustrel, France). Cette expérience, nommée Interimages 2006, a pour objectif d'imager un milieu karstique non saturé sur un profil de 800 m de long et 500 m de profondeur. Les moyens mis en œuvre pour la réussite de cette expérience sont décrits dans ce chapitre, ainsi que le protocole mis en place et son évolution nécessaire pour de futures expériences de même nature, depuis l'acquisition, en passant par le traitement des données, jusqu'à la validation de l'image finale.

L'image 2D obtenue participera à l'élaboration d'un modèle 3D hétérogène réaliste du milieu entourant le LSBB. Ce type de modèle peut être utilisé pour la simulation de la propagation des ondes sismiques dans un milieu à interfaces géologiques et topographiques complexes. Ces simulations peuvent ensuite être confrontées à des données réelles, en vue d'améliorer la compréhension des effets de site géologiques et topographiques associés.

II. Acquisition, prétraitement et validation des données de l'expérience Interimages 2006

L'expérience Interimages 2006 à proprement parler a pris place sur le terrain du 5 au 8 juin 2006. Les installations souterraines du LSBB ont permis d'ajouter l'imagerie sismique en transmission. Les ondes émises depuis les sources en surface vont traverser le milieu imagé jusqu'aux capteurs placés en surface et dans la galerie souterraine.

Le matériel nécessaire à l'expérience a été apporté par les participants suivants :

- Les capteurs de surface proviennent du parc IHR (réseau pour l'Imagerie Haute Résolution, équipement national de l'INSU) (voir Figure 3-1) ;
- Les capteurs sismiques verticaux installés en galerie ont été fournis par les universités de Pau, Orsay, Grenoble et Toulouse ;
- L'antenne sommitale a été fournie par le CETE Méditerranée.

Le support financier provient : du PPF LSBB (à hauteur de 15000 €), du BQR UNSA (à hauteur de 20000 €), du laboratoire Géoazur (à hauteur de 15000 €), et du groupe Seiscope (à hauteur de 5000 €).

Le traitement des données de l'expérience pour l'obtention d'une image sismique, ainsi que son utilisation pour la caractérisation de l'effet de site topographique, ont été réalisés au laboratoire Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis.

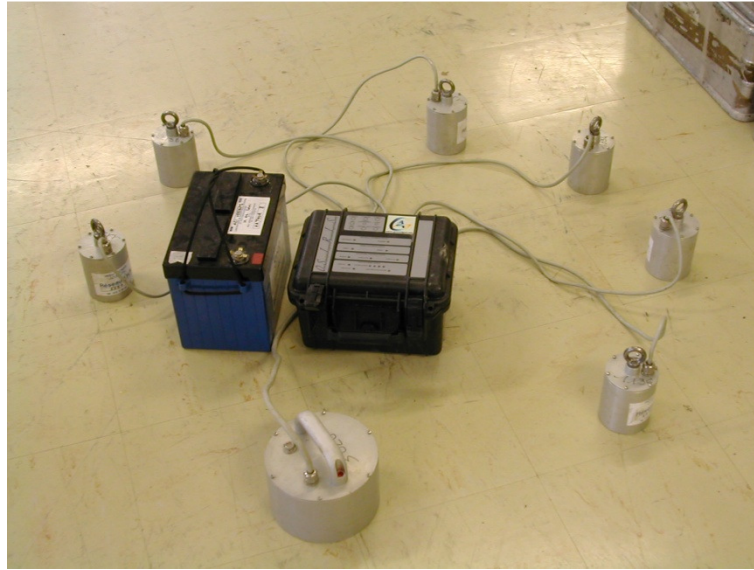


Figure 3-1 : Station d'acquisition du parc IHR (Imagerie Haute Résolution) [source : LSBB]. La station est composée d'un capteur central à 3 composantes, et de 6 capteurs annexes monocomposante verticale.

II.1 Acquisition

Une des propositions originales de l'expérience est de réaliser une imagerie sismique 2D à partir de deux lignes de récepteurs (au lieu d'une seule). Le système d'acquisition profite de la configuration particulière disponible au LSBB. Les sources sont toutes placées en surface, le long de la pente surplombant la galerie souterraine. Une première ligne de capteurs de 800 m de long est installée dans la galerie principale du LSBB, ce qui permet de contraindre l'imagerie en transmission, depuis les sources en surface jusqu'aux capteurs en profondeur. Une seconde ligne de capteurs d'environ 800 m d'extension est installée en surface, à l'aplomb de la première, sur la même ligne que les sources (voir Figure 3-2). Cette seconde ligne d'acquisition permet d'enregistrer dans un dispositif de réflexion sismique les trajets surface à surface.

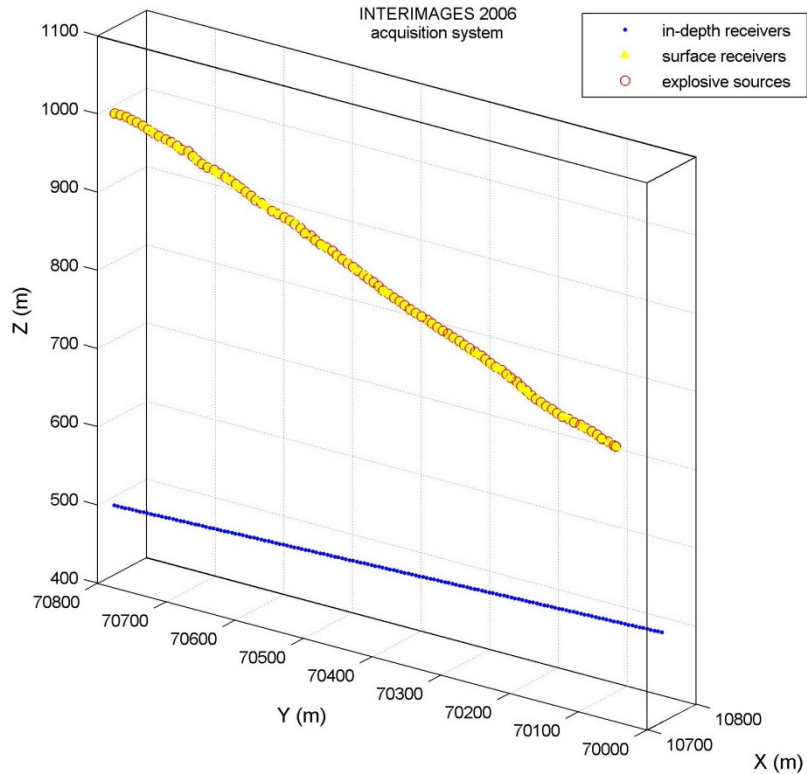


Figure 3-2 : Système d'acquisition de l'expérience Interimages 2006. Les sources et récepteurs sur la surface topographique sont placés à l'aplomb des récepteurs installés dans la galerie souterraine. Le profil 2D obtenu est d'axe Nord-Sud.

Le profil 2D ainsi échantillonné, d'axe Nord-Sud, mesure 800 m de long sur une profondeur variant de 500 à 200 m. Le dénivelé en surface sur ces 800 m de long est de 300 m, ce qui en fait une pente assez forte de 37% (Figure 3-3).

27 stations sont installées sur cette pente en surface ; ces stations sont composées chacune de 7 voies verticales (Figure 3-1), ce qui aboutit à un total de 189 capteurs pour le set d'acquisition en surface. Cette ligne en surface est située exactement à l'aplomb de la ligne en profondeur. 150 récepteurs sont installés au plafond de la galerie souterraine pour former le set d'acquisition en transmission.

103 tirs explosifs ont été effectués à la surface pour éclairer le milieu entre les deux sets d'acquisition. Parmi ces tirs, 94 sont réalisés sur le profil sismique utilisé pour l'imagerie. Au total, 15 kg de dynamite ont été nécessaires pour ces sources explosives.

La densité des points sources et récepteurs est très élevée afin de correspondre à la haute résolution voulue. En surface, on trouve un capteur tous les 4 mètres et un tir tous les 8 mètres, avec deux capteurs placés entre deux tirs. En galerie on trouve un capteur tous les 5 mètres.



Figure 3-3 : Installation des capteurs en forte pente pour l'expérience Interimages 2006 [source : LSBB].

II.2 Prétraitement

II.2.A Précision des positions GPS

Pour procéder à l'inversion tomographique, il est nécessaire d'avoir les positions les plus précises possibles des stations et des sources. Dans le cas de l'imagerie haute résolution présentée, la grille représentant le milieu est maillée tous les deux mètres. Les positions doivent donc être données à une précision supérieure. Pour cela, tous les emplacements des stations et sources sur le profil ont été mesurés à l'aide d'un GPS dans un repère relatif. La précision ainsi obtenue est inférieure au décimètre.

Une attention particulière est portée aux positions verticales des sources et des récepteurs en surface. En effet, ceux-ci ne doivent pas se trouver au-dessus de la surface dans la grille numérique d'entrée au programme d'inversion, sous peine de produire des artefacts locaux dans l'image obtenue. Chaque position verticale est contrôlée manuellement et éventuellement ramenée sous la surface topographique.

II.2.B Tri des traces sismiques

Les données brutes sont extraites au format SEG Y après avoir corrigé la dérive horaire des numériseurs. Chaque tir est visualisé puis validé ou écarté selon le bon fonctionnement de l'acquisition (sont écartées les traces saturées ou excessivement bruitées). Les polarités sont vérifiées, et inversées si nécessaire.

II.2.C Pointés manuels des ondes P

Obtenir le temps de propagation des ondes sismiques depuis la source jusqu'à un récepteur nécessite d'avoir une connaissance très précise du temps initial, autrement dit de l'horaire précis où a eu lieu le tir explosif. Pendant l'expérience Interimages 2006, nous savons que 3,95 ms sont nécessaires à l'appareillage pour donner l'ordre de tir après l'émission du top GPS. Le tir s'exécute 1 ms après l'ordre de tir. Ainsi il s'écoule précisément 4,95 ms entre le top GPS et le temps initial. Ce décalage connu associé au top GPS utilisé pour dater les traces sismiques enregistrées permet d'obtenir les T_0 exacts des tirs qui conditionnent les temps de propagation.

Le pointé manuel de la première arrivée des ondes P est réalisé à l'aide de l'application Matseis sous le logiciel Matlab. Cette application permet l'intégration de traces sismiques dans une base de données. Il est possible de visualiser ces traces, de façon individuelle ou groupée (Figure 3-4), puis de leur appliquer des traitements (par exemple filtres en fréquence, gains) qui vont ensuite faciliter le pointé des phases. Les temps pointés sur la trace sont stockés dans la base de données.

Le pointé manuel est facilité par la qualité du rapport signal sur bruit (voir Figure 3-4). Les premières ondes arrivées sont nettement incidentes et pour une grande partie des enregistrements, le pointé est précis au pas d'échantillonnage près. Les incertitudes sont donc définies à partir de ce pas d'échantillonnage, qui est de 0.0005 s pour les données en transmission échantillonnées à 2000 Hz et 0.002 s pour les données en surface échantillonnées à 500 Hz. Ces fréquences d'enregistrement sont suffisamment élevées pour échantillonner correctement les formes d'onde issues des sources explosives, qui émettent des fréquences comprises entre 20 et 200 Hz. L'incertitude minimum sur le temps d'arrivée est de 4 points

d'échantillonnage sur les données en transmission (soit 0.002 s) et 2 points d'échantillonnage sur les données en surface (soit 0.004 s).

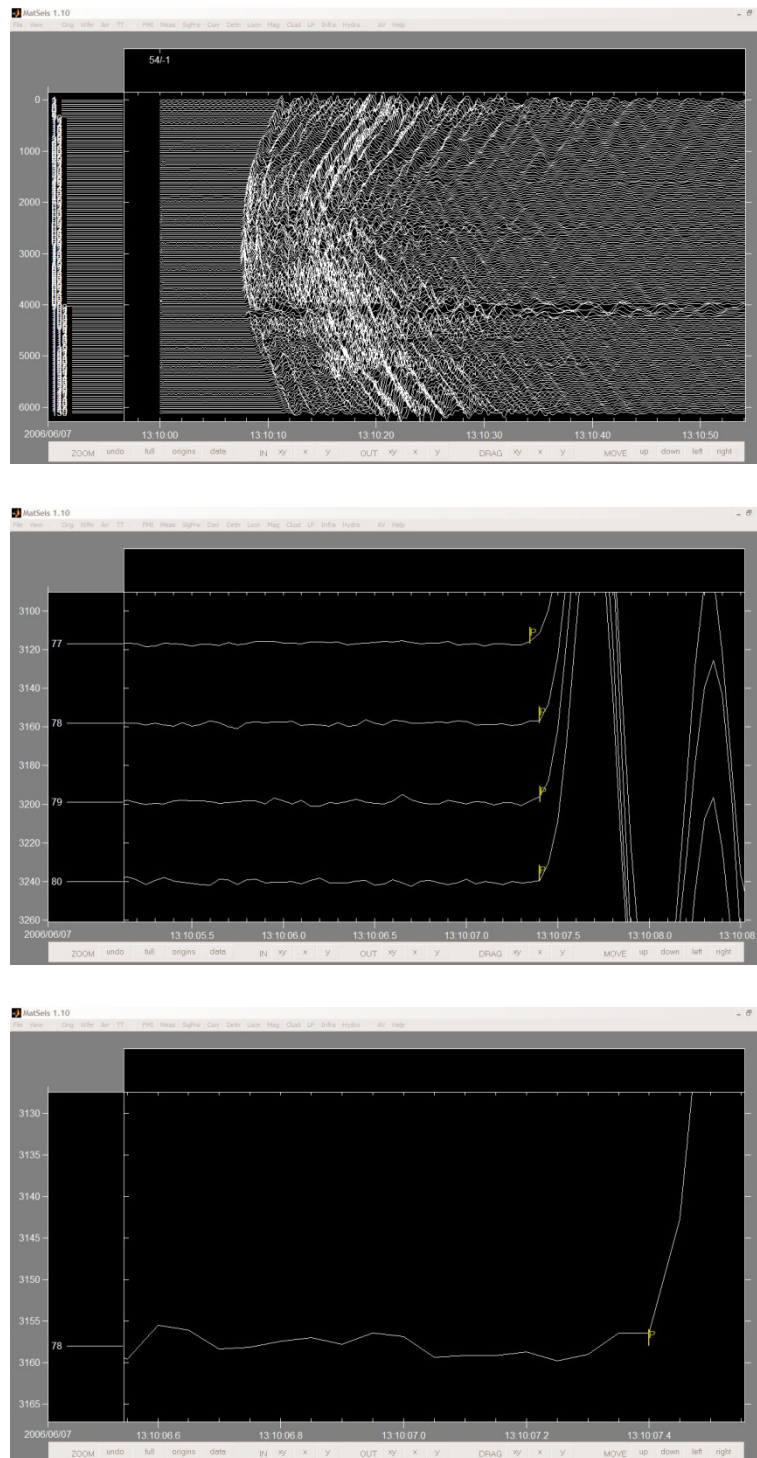


Figure 3-4 : Captures d'écran de l'application Matseis sous le logiciel Matlab, permettant le pointé manuel des ondes à différents niveaux de zoom. Toutes les traces d'un même tir sont affichées à l'écran, ce qui facilite le pointé.

Le faible écart d'incertitude entre les deux sets de données permet de ne pas privilégier les informations d'un set sur à l'autre. Ces valeurs minimales peuvent varier, par exemple selon la distance source à récepteur : plus cette distance augmente, moins la première onde arrivée est en impétus, rendant le pointé plus difficile. Les différentes incertitudes attribuées aux données sont discutées dans la partie suivante, lors de l'inversion tomographique.

Les temps de propagation obtenus sont validés s'ils ne présentent pas une anomalie extrême par rapport à l'ensemble des données (un décalage de plusieurs secondes par exemple, imputable à l'acquisition et qu'on ne peut quantifier avec exactitude). Une fois écartés les tirs défectueux ou non acquis, on conserve un nombre de données largement satisfaisant : 90 sources effectives (contre 94 tirs explosifs réalisés sur le profil sismique), et 21706 pointés du temps de première arrivée, dont 11675 en transmission.

II.3 Validation des données

II.3.A Mise en évidence d'hétérogénéités au sein d'un milieu relativement homogène

La lithologie entre la surface et la galerie principale du LSBB est constituée principalement de calcaires, hors quelques bancs d'épaisseurs centimétriques remplis d'argile. Il est raisonnable de considérer ce milieu comme étant globalement homogène à l'échelle kilométrique ; toutefois notre intérêt portant sur l'influence des structures géologiques de subsurface sur le mouvement du sol, il est essentiel de pouvoir décrire ces structures à une échelle inférieure. On s'attend à ce que les objets géologiques affectant le signal sismique dans la bande de fréquences d'intérêt parasismique (1 à 20 Hz) soient de dimension équivalente aux longueurs d'onde concernées. Il faut donc imager les hétérogénéités du sol à l'échelle hectométrique, voir décamétrique.

La tomographie sismique offre la possibilité de révéler la présence d'hétérogénéités dans un milieu globalement homogène, comme par exemple des failles et des cavités. Au préalable on peut examiner les temps de propagation obtenus pour évaluer le degré d'homogénéité du milieu. Cet examen permet également de s'assurer que des hétérogénéités sont bien présentes avant de procéder à l'inversion tomographique.

On calcule des temps de propagation théoriques en milieu homogène pour un set de données semblable au set de données en transmission (même positions des sources et récepteurs). Ces temps de trajet théoriques sont comparés aux temps de trajet observés, et l'on définit la vitesse homogène globale comme étant la vitesse sismique qui minimise les écarts entre théoriques et observés.

Pour le set en transmission d'Interimages 2006, cette vitesse homogène globale des ondes P est égale à 4960 m/s. L'écart-type est de 4.16 %.

La Figure 3-5 compare les temps de trajet observés aux temps de trajet calculés dans un milieu homogène où $V_P = 4960$ m/s. Les deux sets présentent un bon accord.

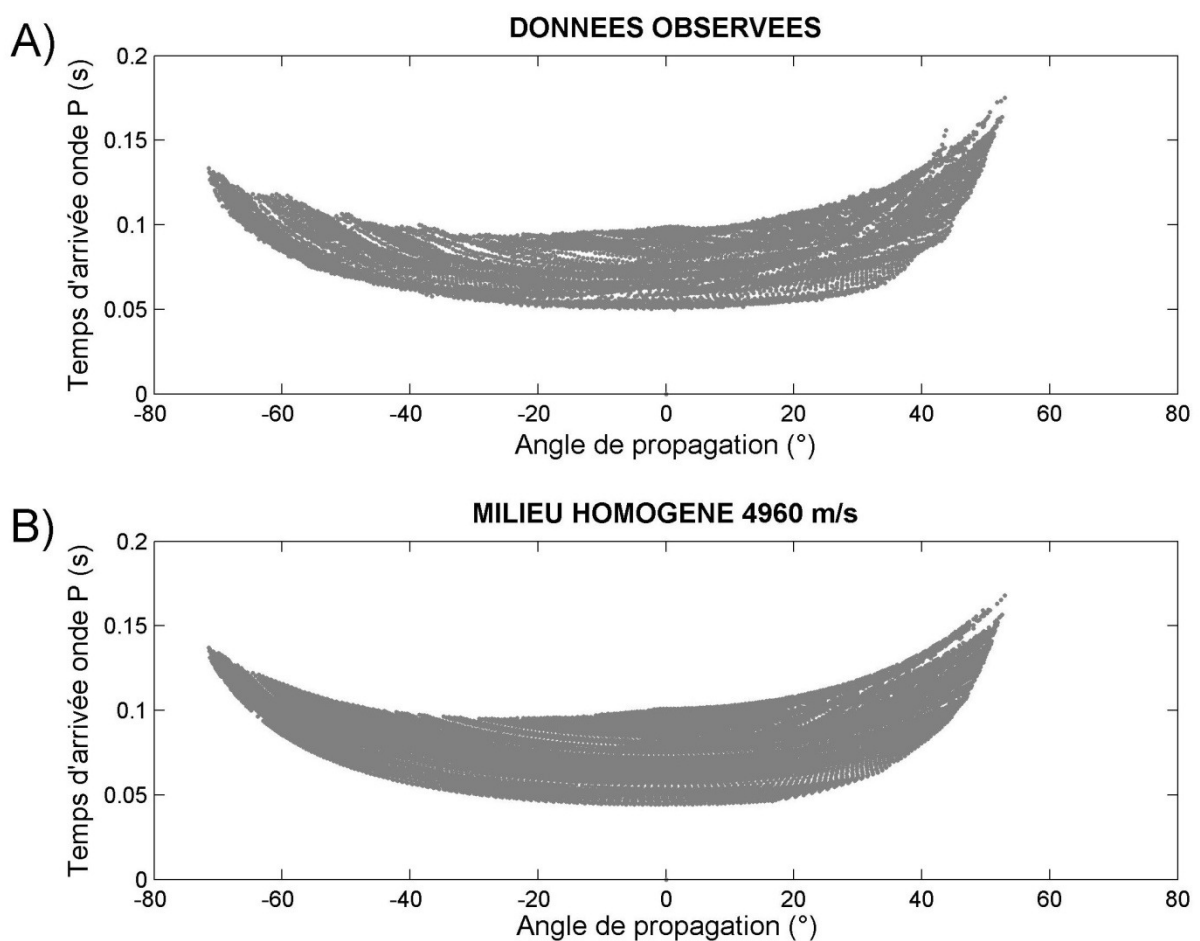


Figure 3-5 : Temps de trajet en transmission de l'onde P par rapport à l'angle de propagation, pour A) les données observées d'Interimages 2006, et B) dans un milieu homogène où $V_P = 4960$ m/s (même set d'acquisition). L'angle de propagation est l'angle entre la verticale vers le bas et l'axe source-station. Cet angle est positif pour les rais se propageant vers le bas de la pente, et négatif pour les rais se propageant vers le haut de la pente.

Ainsi l'environnement géologique du LSBB peut être approximé au premier ordre par un milieu globalement homogène. Mais le point essentiel est de déterminer si des

hétérogénéités sont présentes au sein de ce milieu homogène et si leur importance est suffisante pour être remarquée dans les temps de propagation.

On cherche à dégager les données qui correspondent le moins à la propagation dans un milieu de vitesse homogène globale égale à 4960 m/s. La Figure 3-6 est une représentation des axes source-station sur lesquels l'écart entre temps de propagation observé et temps calculé comme précédemment dépasse 5% en valeur absolue (autrement dit dont l'écart est supérieur à l'écart-type). Nous considérons ces axes comme marquant le passage où les rais sismiques ont rencontré des hétérogénéités au sein du milieu calcaire homogène.

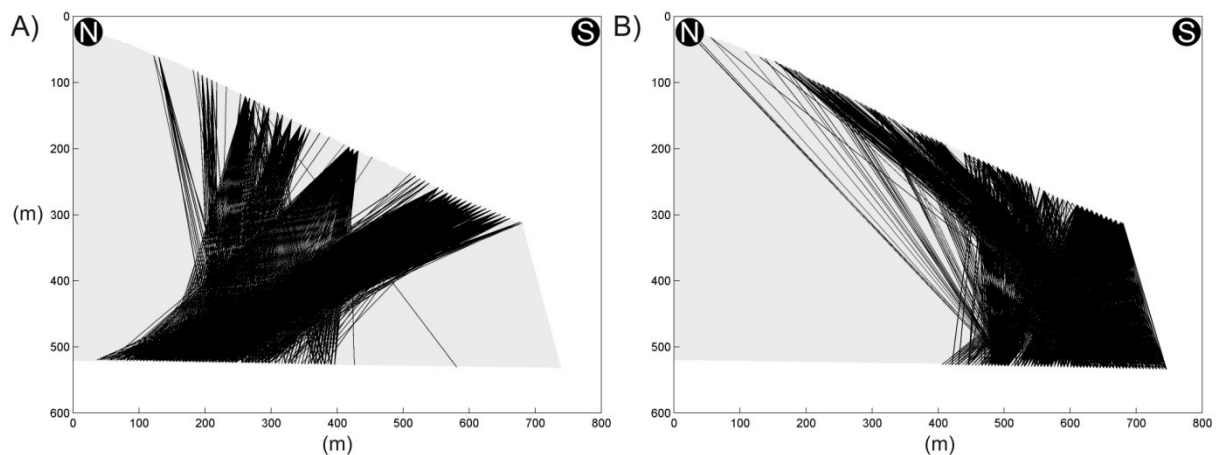


Figure 3-6 : Tracés des axes source-station où le temps résiduel entre le temps de propagation observé et le temps de propagation calculé dans un milieu homogène à 4960 m/s est A) inférieur à -5%, B) supérieur à +5% du temps théorique. Ainsi la figure A montre les axes le long desquels la vitesse apparente de propagation de l'onde P est plus rapide que 4960 m/s ; 8.7 % des rais en transmission sur Interimages 2006 sont concernés. La figure B montre les axes où la vitesse apparente est plus lente que 4960 m/s, ils représentent 10,6 % des rais en transmission.

La Figure 3-6A montre les axes source-station où la vitesse apparente de l'onde P est plus rapide que 4960 m/s. Ces axes concernent une variété de sources en surface mais se focalisent tous sur une partie seulement des récepteurs, situés dans la partie Nord du profil jusqu'à environ 400 m sur l'horizontale. Ils se rassemblent en un patch placé en profondeur, dont les limites latérales ne s'étendent pas jusque sous le sommet ni en bas de pente.

La Figure 3-6B montre les axes où cette fois-ci la vitesse apparente est plus lente que 4960 m/s. Tous ces axes se concentrent nettement dans la partie Sud du profil.

Sur l'ensemble des rais en transmission d'Interimages 2006, 8.7 % se propagent à une vitesse apparente supérieure à la vitesse homogène globale, tandis que 10.6 % se propagent à une vitesse apparente inférieure. Ainsi une large majorité de rais, 80.7 %, présente une vitesse apparente très proche de 4960 m/s, ce qui confirme la relative homogénéité du milieu.

Néanmoins on peut observer que cette vitesse homogène globale est remarquable de par sa valeur élevée à faible profondeur (0-500 m).

La gamme de vitesses des ondes P dans les calcaires est très large à cause des variations importantes de densité et porosité dans ces matériaux [Barton, 2007]. Les calcaires les moins rapides présentent une vitesse des ondes P variant de 2000 à 3000 m/s, tandis que les plus cristallins ont une vitesse sismique qui peut dépasser 6000 m/s [Press, 1966 ; Griffiths & King, 1987]. La vitesse moyenne observée aux alentours de 5000 m/s classerait donc les calcaires du LSBB parmi les plus denses. Mais qu'en est-il aux échelles hectométriques et décimétriques ?

La Figure 3-6B dévoile la présence d'un compartiment à plus faible vitesse dans la partie Sud du profil, en bas de pente. Les vitesses sismiques apparentes sont plus élevées en dehors de ce compartiment (Figure 3-6A). On s'attend ainsi à ce que l'inversion des temps de propagation en transmission révèle un fort gradient horizontal de la vitesse des ondes P. Reste à définir la nature géologique du passage entre ces deux zones.

L'étude géologique préliminaire au percement de la galerie souterraine du LSBB [S.S.B.S. program, 1965] montre la présence sur ce profil d'une faille normale à fort rejet : un décalage vertical de 50 à 100 m sépare les formations de part et d'autre de cette faille pratiquement verticale. L'image tomographique obtenue permettra de calibrer la position de cette faille vis à vis des compartiments de vitesses sismiques différentes.

Toutefois on remarque sur la Figure 3-6A que des rais à vitesse apparente élevée se propagent à partir de sources placées dans le compartiment lent ; soit ces rais acquièrent leur forte vitesse une fois passés dans l'autre zone, soit il existe à cet endroit un passage rapide. Ces deux hypothèses seront discutées à partir de l'image tomographique obtenue.

Pratiquement 20% des temps de propagation en transmission portent la trace d'hétérogénéités dans le milieu imagé ; Nous considérons cette quantité suffisante pour procéder à l'inversion tomographique en vue d'obtenir la localisation des contrastes de vitesse sismique.

II.3.B Onde réfractée visible dans les données surface à surface

L'hodochrone des temps de trajet surface à surface n'est pas une droite absolue (Figure 3-7). Lorsque la distance source à récepteur augmente, la vitesse apparente est plus rapide.

Ceci signifie que pour les plus grandes distances possibles sur le profil, les rais sismiques empruntent un trajet plus rapide en profondeur que le trajet en surface.

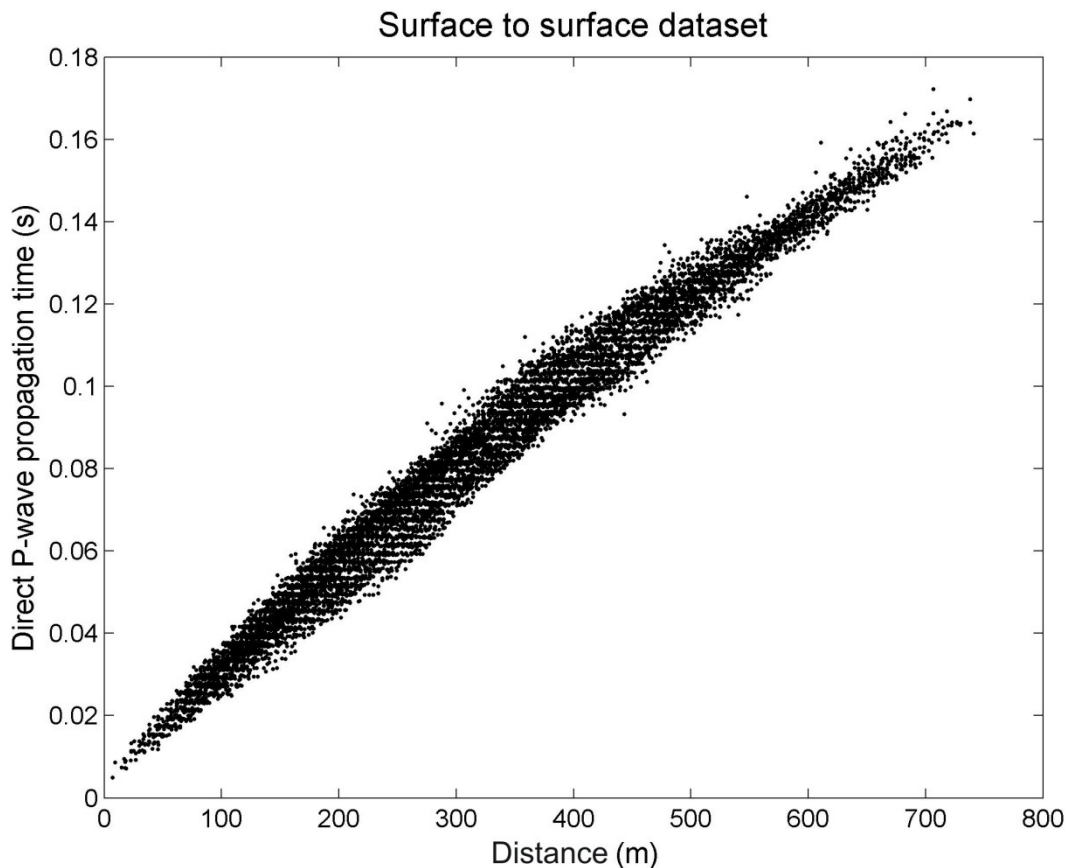


Figure 3-7 : Hodochrone des trajets de surface à surface.

Ce set de données en surface contient donc plusieurs informations sur le milieu, au-delà de la vitesse sismique de surface. Ces informations vont venir s'ajouter à celles obtenues en transmission et vont permettre de mieux contraindre les structures sur la verticale, comme décrit dans la partie suivante.

II.4 Préparation des données à l'inversion des temps de trajet de l'onde P

Le code d'inversion que nous utilisons est développé par Stéphane Operto [Dessa *et al.*, 2004]. Ce code recherche le meilleur modèle pour lequel les temps de trajet théoriques coïncident avec les temps observés. Une fonction quantifiant l'ajustement entre les temps théoriques et observés est minimisée par la résolution du problème inverse. La stratégie pour

résoudre ce problème inverse garantit une convergence à chaque itération en utilisant une approche linéarisée.

La grille des temps de trajet théoriques est calculée pour chaque tir en tout point du modèle par la résolution en différences finies de l'équation eikonale [Vidale, 1988 ; Podvin & Lecomte, 1991 ; Hole & Zelt, 1995]. Pour un couple source-récepteur j , le temps de trajet est décrit par :

$$t_j = \int_{\Gamma_j} u \, dl$$

où Γ_j suit la géométrie du rai le long duquel le temps est intégré et u le modèle de lenteur.

Il est alors possible d'obtenir le tracé des rais pour chaque couple source-récepteur par rétro-propagation discrète en suivant la direction opposée au gradient des temps. Les tracés obtenus pour tous les couples source-récepteur permettent de définir la matrice des dérivées de Fréchet. On calcule en chaque cellule du modèle la longueur du segment du rai qui la traverse. En considérant ce segment de rai, l'équation précédente devient :

$$t_j = \sum_i u_i \delta l_i$$

où i est l'index des segments du rai et u_i la lenteur au milieu de chacun de ces segments. En dérivant cette équation on obtient :

$$\frac{\partial t_j}{\partial u_i} = \delta l_i$$

Le calcul de ces dérivées donne la matrice des dérivées de Fréchet \mathcal{F} qui correspond à la matrice des longueurs de rais.

Dans le problème inverse, le modèle de lenteur est modifié à chaque itération pour rapprocher les temps théoriques aux temps de trajet observés. Résoudre le problème inverse revient à résoudre le système linéaire suivant [Toomey *et al.*, 1994] :

$$\begin{pmatrix} C_d^{-1/2} \Delta t^{(k)} \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_d^{-1/2} \mathcal{F} \\ \lambda_h S_h \\ \lambda_v S_v \end{pmatrix} (\Delta m^{(k)})$$

dans lequel S_h et S_v sont des matrices de lissage gaussien horizontal et vertical [Toomey *et al.*, 1994], C_d est la matrice de covariance des incertitudes sur les temps observés, λ_h et λ_v sont des scalaires qui contrôlent l'équilibre entre le lissage et l'ajustement des données, Δm représente les petites perturbations du modèle et k est l'index de l'itération.

Ce système est résolu itérativement au sens des moindres carrés avec un algorithme LSQR [Paige & Saunders, 1982].

Cette technique de tomographie peut être considérée comme objective et robuste, l'erreur sur les temps observés étant la seule source d'erreur dans les données [Dessa *et al.*, 2004]. Aucune connaissance sur le milieu initial n'est donc requise. En contrepartie seules les premières arrivées sont considérées, ce qui conduit à construire une image lisse du milieu où la résolution est limitée à la largeur de la première zone de Fresnel [Williamson, 1991].

Une fois les données validées, un fichier d'acquisition est généré au format requis par le programme d'inversion. Le modèle initial est un milieu homogène où $V_p = 4000$ m/s. Une vitesse très faible est insérée au-dessus de la topographie pour simuler l'air, et la topographie de la surface est explicitement décrite en entrée du programme d'inversion.

Le maillage du modèle est à 2 m. Ce maillage fin permet de prendre en compte toutes les fréquences émises par les sources explosives.

La résolution obtenue avec notre dispositif peut être évaluée en calculant la largeur de la zone de Fresnel possible dans ce milieu avec cet éclairage (la zone de Fresnel décrit l'atténuation donnée par un obstacle à la propagation d'une onde vibratoire). Ainsi les fréquences émises par les sources (fréquence centrale à 100 Hz, on obtient du signal en transmission de 20 à 200 Hz maximum sur les distances les plus courtes), propagées sur les distances possibles dans le profil, permettent d'imager des structures de 80 à 100 m en moyenne, jusqu'à 50 m au mieux.

Ground level-to-gallery seismic tomography: protocol estimation to characterize seismic signature of hectometric heterogeneities in a fractured-porous limestone

E. Maufroy⁽¹⁾, S. Gaffet^(1,2), Y. Guglielmi⁽³⁾, S. Operto⁽⁴⁾, and D. Boyer⁽²⁾

- (1) Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, 06560 Valbonne, France
- (2) Laboratoire Souterrain à Bas Bruit, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, 84400 Rustrel, France
- (3) Unité de recherche Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés, Université de Provence Aix-Marseille I, 13331 Marseille, France
- (4) Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, 06235 Villefranche-sur-Mer, France

Abstract

A 500 m x 800 m tomographic P-wave velocity model is inferred from a ground level-to-gallery vertical seismic experiment conducted at the inter-Disciplinary Underground Science and Technology Laboratory (LSBB, France) that is nested in fractured – porous carbonates. 94 shots on the surface were recorded by a line of 189 seismometers on the topographic surface and by a line of 150 geophones in a 800 m long, 250-500 m depth gallery. The P-waves velocities inferred from first-arrival travel time inversion display a relatively large set of values in 4000-6000 m/s range. Such V_P variations correlate well with the 5 to 20%

porosity variations between the main geological units that consist of two sedimentary facies affected by a complex cemented fault zone.

Taking advantage of the known geology of the site, this study explores the influence of the acquisition geometry and of the near-surface weathered zone onto the shallow V_P tomography resolution ability. Considering the mesoscopic scale of the targeted medium, reliable imaging of hectometric geological bodies with 10% contrasts in porosities can be achieved only with the simultaneous association of (i) a high density of sources and receivers in the monitoring array geometry, and (ii) the consideration of the surface-to-surface first-arrival travel times as an essential constraint to correctly image the underlying structures.

III.1 Introduction

Obtaining high resolution images from ground level to 500 m depth is a major challenge of modern geophysics because of the extreme variability of the near-surface. This is mainly related to contrasting weathering grades of geological materials and to a velocity gradient that is extreme to anything found at greater crustal depths, where consolidation effects smooth out some of the differences (Barton, 2007). Some of the challenges may be the dynamic response of the near-surface rocks to seismic waves (the so-called site effects, Bouchon and Barker, 1996), the geotechnical stability problems from tunnels to dams and the karst phenomena in limestones (Sjogren, 2000). A wide variety of cross-hole and between-gallery seismic experiments has been performed for many years to develop velocity models of the near surface heterogeneities and eventually relate those velocities to rock properties. A strong variability between P-wave estimations is observed depending on the method (seismic refraction, downhole logging, cross-hole and surface exploration, Ebisu *et al.*, 1992) which results from the strong scale dependency of seismic properties in the near surface. Among the various effects that affect seismic velocities in the near-surface, complex stress effects related to topography and weathering are usually considered as predominant. Indeed, it is well known that there is a compressive stress concentration at the foot of a slope and an extensive stress at the top and that, in high compressive zones where rock voids are in general more closed, the average seismic velocity is higher than in the extensive zones where voids are wide opened. Adding to stress effects, weathering can extend at depth through high permeable heterogeneities, generating large karstic zones in limestones for example. Such zones are low

to no-velocity (hence vacuum) zones that lead to a strong attenuation of the high frequency part of the wavefield. This will cause an apparent decrease in velocity of the high velocity layers with increasing separation of the boreholes in which the tomography is conducted (McCann *et al.*, 1975). As a result, downhole sonic probe will give small-scale and usually higher velocity than the averaged cross-hole results.

In the near-surface zone, the main problem is then to estimate how accurate a tomographic image is, given the geometry of the seismic layout, the rock geology and the extent of the weathering zone.

From laboratory experiments, it is now well known that rock geology described by mineralogy, cracks and pores, saturation conditions, fluid characteristics, temperature and formation pressure all have a role in velocity variations (Spencer and Nur, 1976; Dvorkin *et al.*, 1999 for ex.). It is even more complex in situ where metric to plurimetric joints and large voids will modify seismic waves attributes and seismic ray paths. Among many rock geologies, carbonates strongly challenge tomographic methods from the laboratory to the massif scale because they can display sharper multi-scale variations in their physical properties related to much more complex diagenetic processes than in any other rocks (Eberli and Baechle, 2003). Relating those properties to seismic velocities is a big challenge because carbonates host large natural resources (water and oil) while their complex weathering can cause tremendous geotechnical problems.

The aim of the tomographic experiment presented in this paper is to couple 3D numerical modeling of seismic P-waves propagation with an integrated geological analysis of a complex carbonate 500 m thick series. The experiment takes advantage of the high technology facilities of the inter-Disciplinary Underground Science and Technology Laboratory (LSBB, <http://lsbb.oca.eu>) which is located in Southern France. Laboratory facilities are nested 500 m below ground surface in a limestone massif. The experiment was carried out in 2006 along a N0° oriented vertical plane bounded by two lines of seismic sensors set in a 800 m long tunnel and at the ground-surface 500 m above. In this study, we first discuss how the imaging protocol can affect the accuracy of the seismic image in such a near-surface relatively small dimension tomographic layout. Secondly, the seismological observations are interpreted with the geological and petrophysical data collected on the site, highlighting the scale and accuracy of rock physics properties that can be estimated when performing a cross-hole tomography in such a heterogeneous fractured-porous limestone.

III.2 LSBB geology and Interimages 2006 experiment setting

The galleries of LSBB are buried in the south foot of the Albion plateau which is a 1000 m thick karstic unit located in the Southern French Alps and drained by the Fontaine-de-Vaucluse spring located 30 km west of the site. The laboratory is nested in the unsaturated zone of the karst, the aquifer water table being at about 100 m depth below the galleries (Gaffet *et al.*, 2003; Couturaud, 1993). LSBB is a National Underground Facility dedicated to multi-physics environmental researches, in particular coupled thermo-hydromechanical and chemical effects related to rainfall infiltration and seismo-electro-magnetic waves propagation in the unsaturated zone.

LSBB is nested in the 1000-1500 m thick succession of Lower Cretaceous carbonates (Fig. 1A-B). Sedimentary facies are highly contrasted from the bottom to the top of the succession characterized by a progressive evolution from basin carbonates (Hauterivian to Middle Barremian) to platform carbonates (Urgonian facies from Upper Barremian to Aptian). Basin carbonates display a 600 m thick relatively homogenous succession of clayey and shaly limestones. They can be characterized by a less-than-5% porosity. Platform carbonates display a wide variety of facies that are considered a perfect analogue to current middle-eastern oil reservoirs with porosity varying between 10 and 20% (Jurgawczynski, 2007). The three urgonian sedimentary units U1, U2 and U3 can be individualized from bottom to top (Masse, 1993a). Unit 1 is made of a 150 to 200 m pile of bio-calcarenic carbonates with an average porosity of 10%. Unit 2 is a 150 m thick succession of carbonates containing ruddists and intercalated coral reefs with porosities of 15-to-more-than-20%. Unit 3 is a 50 m thick succession of calcarenitic carbonates with shales and an average porosity of 10% similar to that of U1.

Regional tectonic structure of LSBB is characterized by a fractured monoclinally oriented N80°E and dipping 10 to 20° to the South from the mountain top to the valley floor (Fig. 1A). The site is cut by two main sub-vertical fracture directional families, respectively N120°E and N20°E (Fig. 1C). The N120°E family is characterized by two pluri-kilometric normal faults respectively with 50 and 100 m vertical offsets while the N20°E family corresponds to strike-slip hectometric to kilometeric faults (S.S.B.S. program, 1965). Petrophysical facies of the faults are much contrasted. Normal faults are characterized by a 5 to 15 m thick damage-core

that is cemented by calcite cements related to the circulation of diagenetic fluids within the fault zone. The cemented zone extends from the fault zone towards the sedimentary layers giving the fault zone the final aspect of a “tree-like-geometry” zone characterized by a less-than-5% porosity (Fig. 1A). Strike-slip faults display a 5 to 10 m thick damage zone with metric to plurimetric secondary faults along which large pluricentimetric voids or clay fillings can be observed. The result is that the N20°E faults can be considered as highly porous zones in LSBB area.

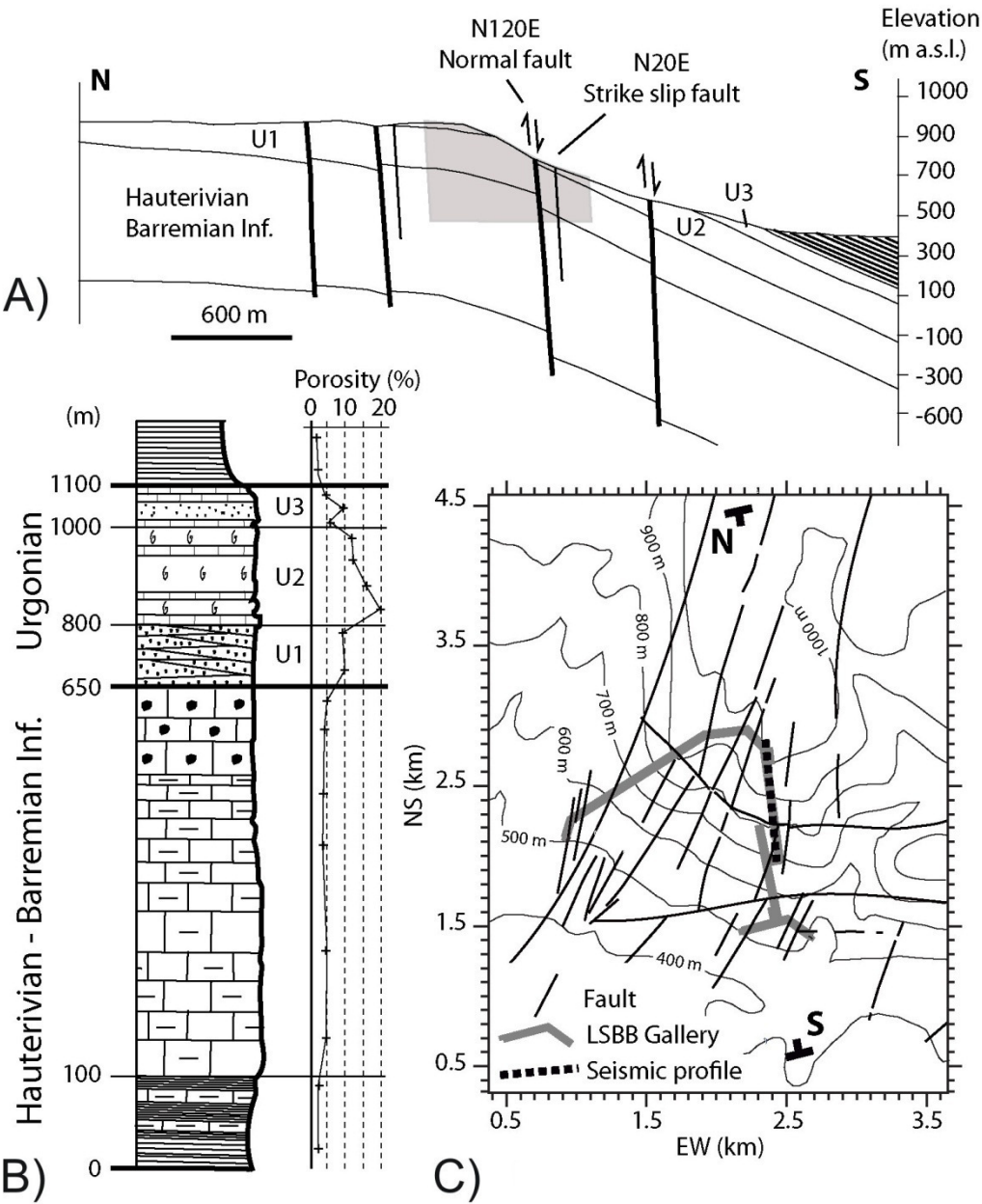


Figure 1 : A) Schematic N0°E geological cross section of LSBB site with the seismic tomographic zone superimposed in grey; B) Lithostratigraphic succession and porosity variation of the carbonate rocks; C) Structural map of LSBB area with the location of the Interimages 2006 surface seismic line.

The Interimages 2006 experiment is located in the unsaturated area of the cretaceous reservoir, between LSBB galleries and the topographic surface (Fig. 1A and C). The area explored by the experiment covers one major vertical N120°E normal fault, a N20°E strike-slip fault and the two sedimentary facies, respectively the platform and basin carbonates facies (Fig. 1A). 150 vertical geophones (14 Hz) were distributed along the roof of a 800 m long tunnel and 189 seismometers (0.1 Hz Agecodagis™) were aligned on the steep topographic surface of the massif (30% slope), 500 m to 200 m straight above the gallery line. 94 shots (150 g equiv. TNT) were used as seismic sources buried 1.5 m below the surface along the surface line. In the gallery, one sensor is set every 5 m. On the surface line, one sensor is set every 4 m and one shot is intercalated every 8 m. Waveforms samples obtained from the Interimages 2006 experiment are shown on figure 2.

The measure of the initial time for each shot is given by a top GPS. 3,95 ms are necessary for the electronic control to give the shot order. Another 1 ms is required for the detonation. This way we know that the initial time is 4.95 ms later than the top GPS. After the data quality control and processing for seismic imaging, the P-wave first-arrival travel times were manually picked-up using ©Matseis application on ©Matlab. P-wave velocity model was inferred from least-squares first-arrival travel time inversion based on a classic local optimization. The tomography approach used for this study was previously described in Dessa *et al.*, 2004.

The under-km scale dimensions of the presented tomographic layout is not usual in seismic tomography approach; however the high frequency content of the explosive sources (20 to 150 Hz), together with the high density of receivers, allows the use of this method.

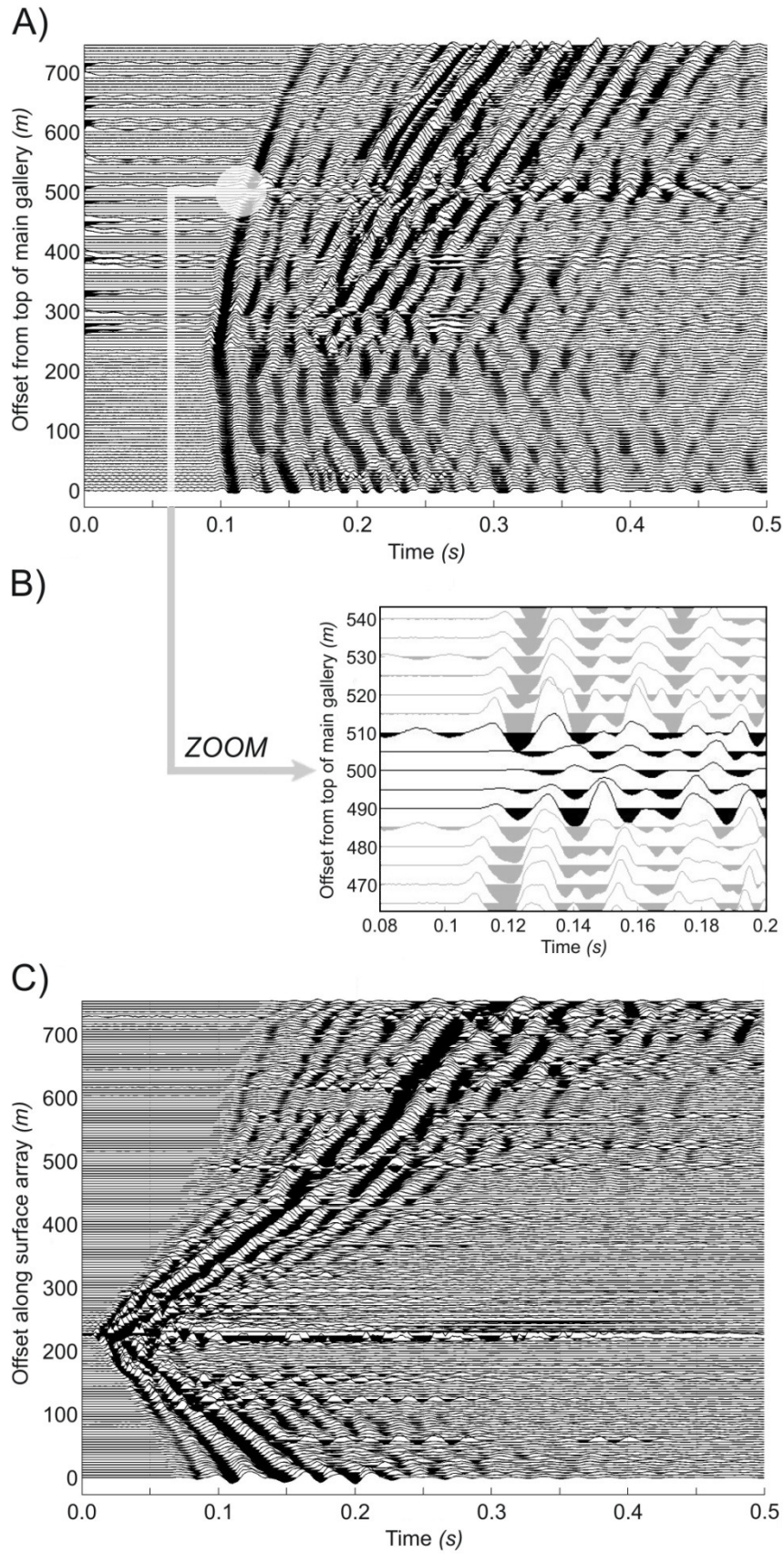


Figure 2 : A) Waveforms samples of the Interimages 2006 data (shot #29) from the gallery receivers; B) Zoom on five consecutive receivers (black waveforms) showing delayed arrivals and lower frequency content, indicative of a strong wave attenuation zone 500 m away from the top of main gallery; C) Waveforms samples from the surface sensors array (same shot as A).

III.3 Sensitivity analysis of the first-arrival travel time tomography

III.3.A Footprint of the acquisition geometry and regularization

We performed a simple test to estimate the effects of the sensors array geometry on the seismic image accuracy and resolution. We generated a synthetic travel time dataset in a homogeneous medium computed for the acquisition geometry of the Interimages 2006 experiment. The travel time inversion is then applied to this synthetic dataset, using the same travel time uncertainties and smoothing regularization that are used for the processing of the real dataset. If the acquisition system provides a sufficiently-dense ray coverage of the target, the final result of this inversion should be a homogeneous medium. This is nearly the case for our data. However some weak variations can be observed (Fig. 3C/D/F/H). Those variations, that we call “model errors”, can be visualized by subtracting the homogeneous velocity from the true velocity model. The errors are plotted in percentage of the velocity in the homogeneous model. All tests performed from the Interimages 2006 data lead to variations under $\pm 5\%$, which means that the acquisition system can produce an acceptable and reliable imaging of LSBB medium.

This simple homogeneous test also helped to estimate the best regularization for the inversion. The smoothing parameters were considered to be high enough when the model error pattern does not exhibit sharp patches or forms strongly reflecting in the final model deduced from real times inversion (examples are shown on figure 3C for an incorrect homogeneous test and 3D/F/H for accepted tests). The smoothing parameters were varied from 400 different sets of values and the chosen ones were selected when the best agreement occurred between the homogeneous test and a lower RMS value.

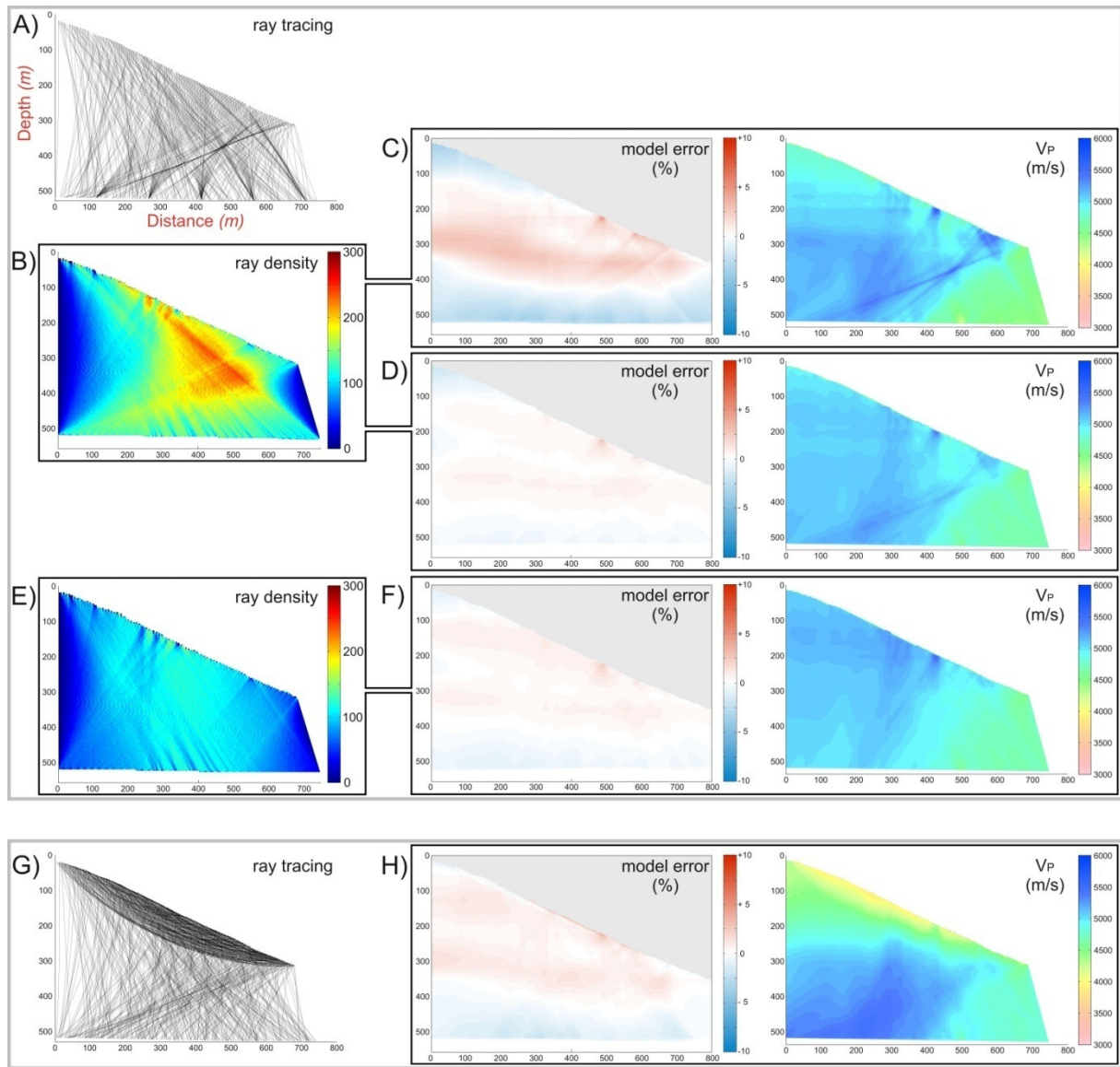


Figure 3 : *P*-velocity profiles (C, D, F, H) from travel time inversion of data with different acquisition sets: A) transmission-only, and G) transmission + surface acquisition set. Different ray densities (B, E) are also tested for models on C, D, F. Model errors from homogeneous calculated travel time inversion (see text) display positive red errors when a V_P higher than the homogeneous velocity was obtained after inversion, and negative blue errors for a smaller V_P . Spatial unit is in meter.

III.3.B Homogenization of the ray density

The velocity model obtained from the transmission experiment by first-arrival travel time tomography (Fig. 3D right), shows a high velocity marked rectilinear structure, spread along a diagonal of the profile. The location of this structure correlates with the location of the maximum ray density (Fig. 3B). This leads us to wonder whether this feature is an artifact resulting from the non homogeneous ray coverage of the target, despite the correct homogeneous test (Fig. 3D left).

In order to make the ray density more uniform, a greater uncertainty is associated with particular propagation angles. Picks uncertainty for the transmission data is assigned according to the source-receiver distance; uncertainty is increased with distance, with values respectively of 2 to 6 ms (2 ms being 4 sampling points). The uncertainty is raised to 8 ms for rays with over-sampled propagation angles.

120 ± 5 rays/node are kept with a low uncertainty, except on the profile's sides where the ray density is inevitably lower and near the receivers where some data are missing when a loss of acquisition occurred. RMS from inversion of the transmitted travel times is equal to 2.4 ± 0.3 ms. However testing ray density variations did not change much this RMS value, which as a result cannot be considered very helpful to determine which model is the best. As an example, the two profiles shown on figure 3D and 3F are both valid only considering the RMS value although they display very different final images.

In all cases, the seismic velocities always appeared poorly defined at the extreme sides of the tomographic image. This is due to the weak ray coverage that cannot be improved. This ray coverage contrast produces large patch artifacts that can be clearly observed in the model errors and reflected on the final model. Therefore this was not considered for the parameters determination.

The model obtained from rays with uncertainties based on propagation angles (Fig. 3E/F) is very different from the first one (Fig. 3B/D): the location of the highest velocity patch varies, from in-depth near the underground gallery for model D to the surface for model F.

III.3.C Effects of a weathered layer close to the topographic surface

The apparent velocity for direct P-wave propagation times corresponding to surface-to-surface propagation paths appears much slower than the one estimated from gallery-to-gallery propagation paths, respectively of 3000-4000 m/s to 5000-5500 m/s. The slow surface velocities are explained by surface alteration of the mountain slope that is characterized by 2 to 10 m thick scree deposits and metric wide opened karstified fractures.

When such a low velocity weathered zone, well constrained by surface-to-surface acquisition, is introduced in the input travel times (Fig. 3G), the level of confidence into the in-depth location of the higher velocities areas is increased and mainly constrained by the

transmission data. A high velocity patch systematically appears at the gallery level between points [distance 150 m, depth 500 m] and [distance 400 m, depth 500 m], whatever uncertainties are affected to the full data acquisition set (Fig. 3H right). This high velocity patch shows an elongation along the diagonal of the tomographic image that still remains despite any data perturbation tests, higher smoothing or higher uncertainties settings on the diagonal travel times. This zone appears more or less pronounced and never joins the topographic surface. Hence it can then be considered an existing rapid path.

III.4 Final V_p image and near-surface rock properties of the carbonates

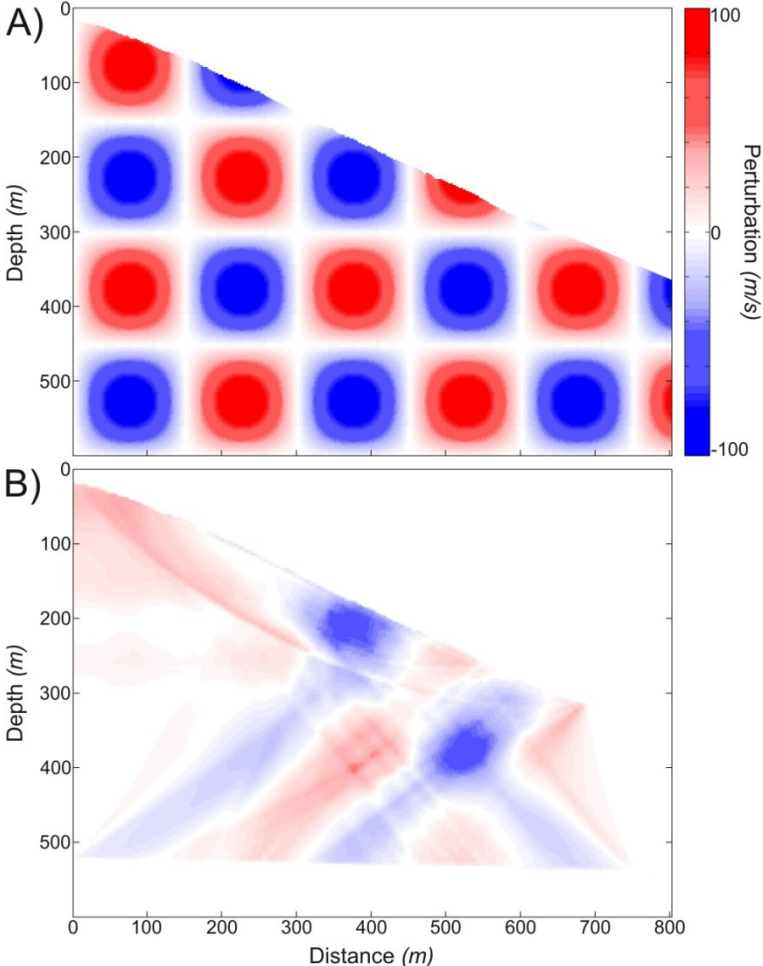


Figure 4 : A) Input of checkerboard test; B) Output of checkerboard test for the final seismic profile (shown on figure 3D right).

The final model (Fig. 3H right) includes all surface and transmission rays with uncertainties varying only with the distance and smoothing parameters chosen to keep unmarked model errors. RMS values are of 6.0 ± 0.2 ms. The resolution given by classical checkerboard resolution tests is good at the center of the profile and bad on both northern and southern sides (Fig. 4). This resolution pattern is strongly related to the ray density that is low on the southern and northern sides given the geometry of the seismic array (Fig. 3B). Given this resolution pattern, the velocity features will give a very low resolution imaging of rock heterogeneities at the seismic image sides.

When compared to the computed transmission P-wave velocity of the homogeneous case (V_{Ph}) characterized by a velocity of 4960 ± 248 m/s, the final V_P tomography displays a relatively large range of V_P values between 4000 and 6000 m/s (Fig. 5A).

At depth, there are two blocks located in the northern and the southern parts of the image and characterized by average V_P respectively of 5000 and 4500 m/s. A sharp horizontal V_P gradient marks the transition zone between the two blocks at point [distance 400 m, depth 500 m] in the gallery (Fig. 5A). From surface to depth, a sharp vertical gradient characterizes the northern velocity block with a V_P increase with depth from 4000 to 5500 m/s. This gradient is not observed in the southern bloc. On the geological cross section that is superimposed to the seismic image (Fig. 5), it clearly appears that the separation between the two velocity blocks is the major N120°E normal fault (Fig. 5B). The sharp vertical V_P gradient observed within the northern bloc corresponds to the transition between the urgonian platform carbonates and the barremian basin carbonates (Fig. 5A). The low V_P average value of 4500 m/s above the 300 m depth characterizes the relatively high average 13 % porosity of platform carbonates. The high V_P average value of 5500 m/s below 300 m depth characterizes the less than 5 % porosity of basin carbonates (Fig. 5B). The V_P contrast between the two blocks is related to the vertical shift of the fault compartments. The southern compartment is lower and the tomographic layout only illuminates the low- V_P platform carbonates.

In the southern block, very slow V_P values of 3900 m/s are observed at point [distance 500 m, depth 500 m] in the gallery. These values correspond to shots seen from 5 consecutive sensors (Fig. 2B) that display relatively slow V_P , low amplitudes and frequencies of the first arrival wave, characteristic of an attenuation zone that is about 25 m thick. This attenuation zone can be identified in the gallery as a N20°E fault zone with plurimetric fractures, displaying clay infillings or large voids (Fig. 5A and B).

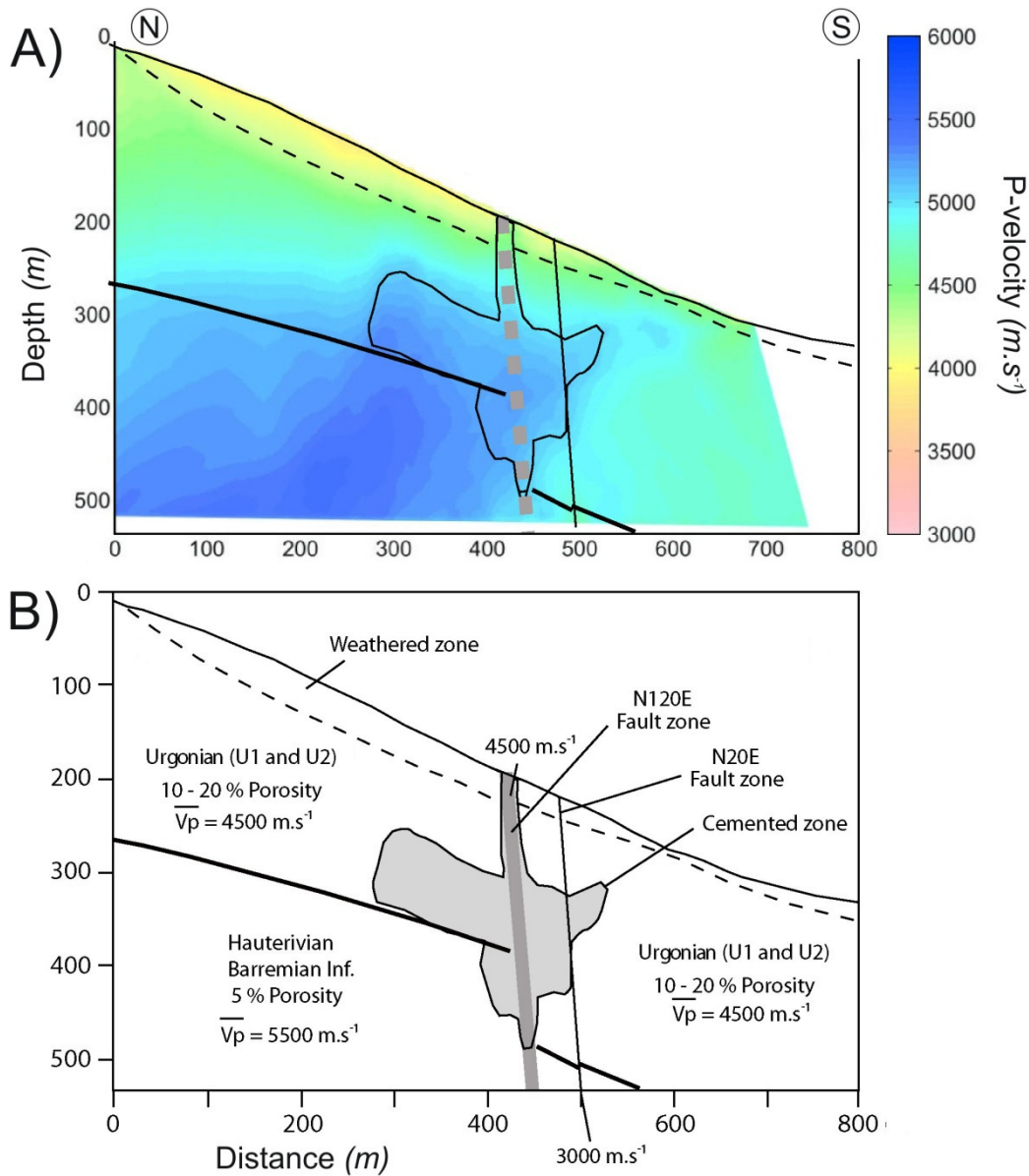


Figure 5 : A) Final V_P image with the main velocities units superimposed; B) Geological and petrophysical interpretative cross-section.

In the shallow 100 m thick layer close to the topographic surface that is characterized by V_P of 4000 m/s, a vertical higher V_P zone of 4500 m/s with a 25 m thickness is located between topographic points [distance 400 m, depth 200 m] and [distance 425 m, depth 200 m]. This noticeable feature seems to correlate to a model error patch roughly placed at point [distance 500 m, depth 200 m] (Fig. 3H), which lead us to question the reliability of this higher V_P surface zone. Such a model error patch indicates that the inversion process produces an amplification artifact of the final velocity around point [distance 500 m, depth 200 m], which is ~75 m apart from the point of interest. This feature is persistent on every

generated model, even after the addition of surface-to-surface ray paths. Hence we consider that this high V_P surface zone is a real feature located between points [distance 400 m, depth 200 m] and [distance 425 m, depth 200 m], but whose image and exact velocity value are affected by the acquisition geometry.

This zone stands right above the V_P transition zone observed at point [distance 400 m, depth 500 m] in the gallery (Fig. 5A). The continuity between the two zones is characterized by a heterogeneous patch of high velocities with dimensions of 200 x 200 m that is roughly centered at a point [distance 350 m, depth 400 m] on an axis linking the surface high V_P zone with the gallery V_P transition zone (Fig. 5A). Such a V_P image could reflect the complex structure of the N120° normal fault that is characterized by a highly cemented low porous thick layering with some decametric extensions in the adjacent porous layers. Large cementing of the fault zone and adjacent protolith is suspected to significantly lower the local Urganian facies porosity responsible of the observed V_P increase (Fig. 5B).

III.5 Discussion and conclusion

III.5.A Towards a near-surface imaging protocol

We showed the ability of the P-wave first-arrival travel time inversion to image the seismic properties of an under-km scale topographic medium. In this particular setting, checkerboard resolution tests and RMS values were not so helpful to understand and validate the images obtained after travel time inversion. The key question was to distinguish real seismic patches from artifacts produced by the acquisition array geometry. Indeed, it was shown how the travel time inversion process can create strong artifacts when reproducing a homogeneous medium with a complex acquisition array geometry. The imaging was made easier thanks to the gallery where the seismic receivers were installed. However, gallery receivers and surface sources were not enough to get a stabilized profile. Horizontal seismic gradients appeared well defined at the center of the medium, but the vertical gradients were spread along the ray paths from the surface to the bottom. The slightest change in the acquisition parameters greatly affected the vertical gradients without changing the RMS value.

More receivers installed at the surface straight above the underground ones proved to be very helpful to stabilize the final V_P image. Then, the problem inherent to the tomographic

layout was easily attenuated by choosing adapted uncertainties and smoothing parameters to process the inversion. The best model was obtained from an acquisition set that minimized model errors from the homogeneous test, while keeping the lowest possible RMS value. The introduction of surface-to-surface travel times in the acquisition set helped to improve the ray coverage, to increase the in-depth resolution by fixing low velocities at ground level, and finally allowed to constrain the V_P image at depth.

III.5.B Contributions to the seismic imaging of fractured-porous carbonates

This experiment shows that matrix porosity is a predominant property that influences the seismic V_P propagation in the near-surface. Indeed porosity contrasts of 10 % induce velocity contrasts of 500 m/s which surprisingly correspond to classical results obtained in the laboratory when acoustic velocities vessels are used to confine the samples under relatively high states of stresses. Certainly, the interpretation of such a result is complex if we consider in more details the porosity variations between the sedimentary facies in the lithological succession and the metric to plurimetric fractures that cannot be seen with such an experiment (but that could also play a role in the observed seismic velocities contrasts). Large scale (kilometric) faults were individualized but the complexity of such faults in carbonates was pointed out. Indeed, one interesting result is the V_P image of fault cementation related to fluid circulations that do not only localize in the fault zone but also spread in adjacent sedimentary layers. This phenomenon gives to the seismic image of the fault the complex appearance of a patch of high V_P rather than the “usual” fault image of a thick line or a layer. This is of importance in carbonate reservoir applications since such cemented zones can act like impervious barriers to fluid circulations and in seismic tomography methods where such complex geological bodies will strongly influence seismic waves propagation.

Acknowledgements

Participants to the material for the seismic part of the Interimages 2006 experiment are: IHR (“Imagerie Haute Résolution”) INSU/CNRS seismic mobile network for the surface sensors; Universities of Pau, Orsay, Grenoble and Toulouse (France) for the gallery seismic geophones; CETE (Nice, France) for the summit array; LSBB underground array. This work

is supported by LSBB, Nice - Sophia Antipolis University (France), Géosciences Azur laboratory and Seiscope project.

References

Barton, N., 2007, *Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy*, Taylor & Francis London.

Bouchon, M., and Barker, J.S., 1996, *Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California*, Bull. Seism. Soc. Am., 86.1A, 66-72.

Couturaud, A., 1993, *Hydrogeology of the Western part of the Vaucluse Aquifer*, PhD thesis, University of Avignon and the Vaucluse Counties, Avignon, 159 pages.

Dessa, J.-X., Operto, S., Kodaira, S., Nakanishi, A., Pascal, G., Uhira, K., and Kaneda, Y., 2004, *Deep seismic imaging of the eastern Nankai trough, Japan, from multifold ocean bottom seismometer data by combined travel time tomography and prestack depth migration*, J. Geophys. Res., 109, B02111.

Dvorkin, J., Prasad, M., Sakai, A., and Lavoie, D., 1999, *Elasticity of marine sediments: rock physics modeling*, Geophys. Res. Lett., 26 (12), 1781-1784.

Eberli, G.P., and Baechle, G.T., 2003, *Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks*, The Leading Edge, 22.7, 654-660, DOI:10.1190/1.1599691.

Ebisu, S., Aydan, Ö., Komura, S. and Kawamoto, T., 1992, *Comparative study on various rock mass characterization methods for surface structures*, ISRM Symp. On Eurock 92, Chester, UK, 203-208, London: Thomas Telford.

Gaffet, S., Guglielmi, Y., Virieux, J., Waysand, G., Chwala, A., Stolz, R., Emblanch, C., Auguste, M., Boyer, D., and Cavaillou, A., 2003, *Simultaneous seismic and magnetic measurements in the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 January 26 Indian earthquake*, Geophys. J. Int., 155(3), 981-990.

Jurgawczynski, M., 2007, *Predicting absolute and relative permeabilities of carbonate rocks using image analysis and effective medium theory*, PhD Thesis, Department of Earth Science and Engineering, Imperial College, University of London, 182 pages.

Masse, J.P., 1993a, *Valanginian-Early Aptian carbonate platform from Provence, Southeastern France*, In : Simo, J.A., Scott, R.W., and Masse, J.P. (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms*, A.A.P.G. Memoir 56, 363-374.

McCann, D.M., Grainger, P. and McCann, C., 1975, *Interborehole acoustic measurements and their use in engineering geology*, Geophys. Prospect., 23, 50-69.

Sjogren, B., 2000, *A brief study of the generalized reciprocal method and of some limitations of the method and some limitations of the method*, Geophys. Prospect., 48, 815-834.

Spencer Jr, J.W., and Nur, A.M., 1976, *The effects of pressure , temperature, and pore water on velocities in westerly Granite*, J. Geophys. Res., 100, 8311-8326.

S.S.B.S. program, 1965, *Etude géologique préliminaire du P.C. de la Grande Montagne*.

IV. Préparation à la construction d'un modèle 3D hétérogène réaliste

IV.1 Vers l'élaboration d'une image haute résolution par l'inversion des formes d'ondes

L'image que nous avons obtenue par inversion des temps de trajet n'est pas l'image définitive du milieu, mais plutôt une image préliminaire qui sera utilisée comme modèle initial pour procéder à l'inversion des formes d'ondes.

La méthode que nous avons utilisée pour inverser les temps de trajet de l'onde P aboutit à une image lisse du milieu [Dessa *et al.*, 2004]. Son grand avantage est qu'elle ne nécessite pas de connaissance à priori sur le milieu : un modèle initial homogène peut être utilisé [Dessa *et al.*, 2004]. Nous n'avons pas de connaissance précise des vitesses sismiques entre la surface et la galerie souterraine du LSBB avant l'expérience Interimages 2006 ; aussi cette étape préliminaire d'imagerie par inversion des temps de trajet était nécessaire avant de procéder à l'inversion des formes d'ondes, qui dans la continuité de l'imagerie précédente permettra de construire une image haute résolution en exploitant le champ d'onde complet [Brossier *et al.*, 2009]. L'organisation que nous suivons est décrite à la Figure 3-8.

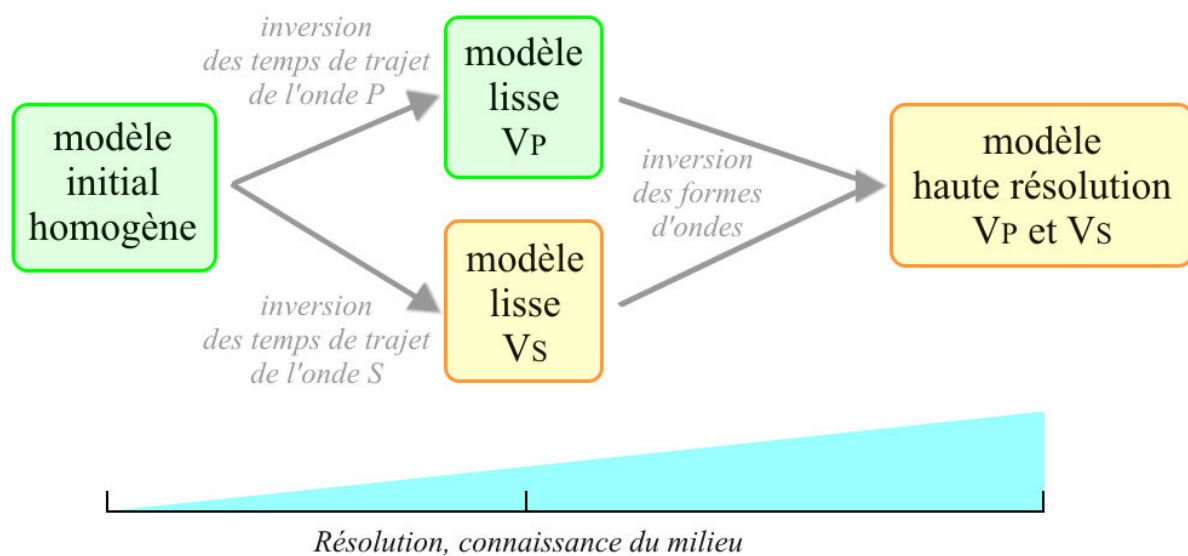


Figure 3-8 : Organisation de l'imagerie du milieu topographique de la Grande Montagne de Rustrel avec les données de l'expérience Interimages 2006. Les zones vertes représentent le travail déjà effectué et les zones oranges les travaux à venir.

La résolution de notre image actuelle se rapproche de la largeur de la première zone de Fresnel (voir explication à la partie II.4 du présent chapitre). On obtient ainsi une résolution moyenne comprise entre 80 et 100 m d'après la fréquence centrale émise par les sources (environ 100 Hz). Pour les fréquences les plus hautes (environ 200 Hz) que l'on parvient encore à voir sur les capteurs placés dans la galerie souterraine pour les trajets les plus courts, on envisage une résolution maximum à 50 m. Cette résolution ne concerne toutefois pas l'ensemble du milieu imagé. Pour estimer la capacité du procédé d'inversion des temps de trajet à résoudre des structures de 50 m avec l'acquisition d'Interimages 2006, nous procédons à un test en damier classique en insérant des cellules de 50 m de côté.

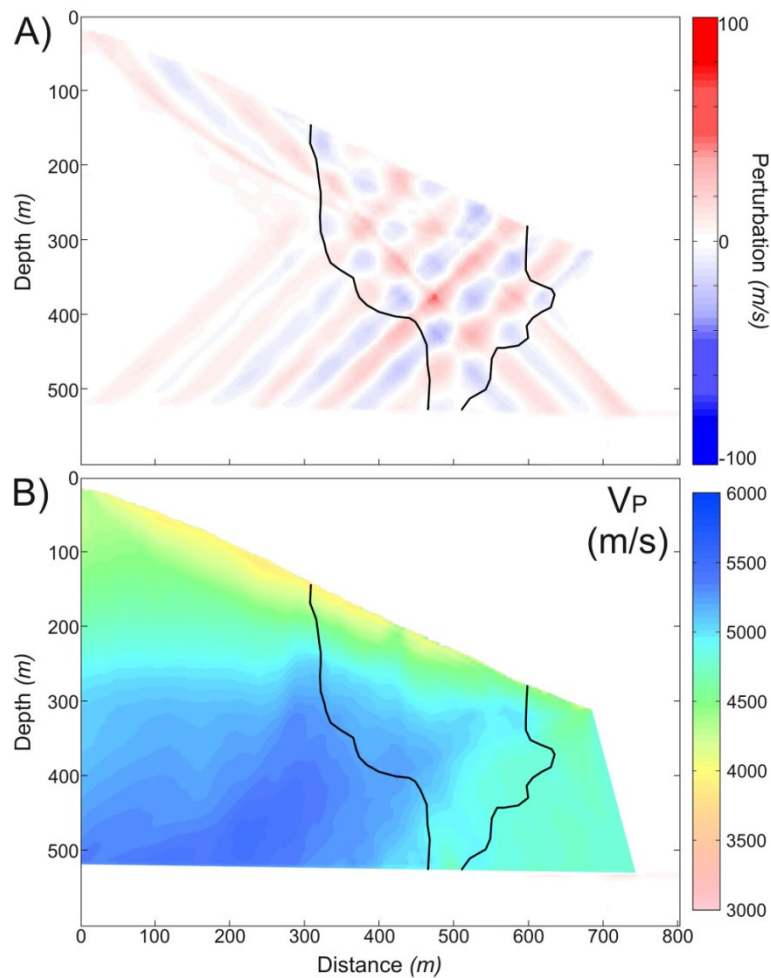


Figure 3-9 : Résultat du test en damier avec des cellules de 50 m sur le profil de l'expérience Interimages 2006 (A) et image en vitesse des ondes P (B) avec superposition de la zone résolue (tracé noir).

Les résultats de ce test sont illustrés à la Figure 3-9. La résolution à 50 m est effectivement satisfaisante dans une zone centrale délimitée par un trait noir sur la figure. Au-delà de cette zone il y a une perte progressive de la résolution à 50 m jusqu'à une perte totale sur les bords du modèle. On voit l'importante part de la zone éclairée qui n'est pas correctement imagée (environ les deux tiers). On estime que seul le tiers central du profil est interprétable.

Il est possible d'augmenter cette résolution (afin d'affiner le contour des objets géologiques, notamment la zone de failles centrale) et d'étendre l'espace où l'on image efficacement les structures en ayant recours à l'inversion des formes d'ondes qui va prendre en compte le champ d'onde complet [Brossier, 2009].

Les données de la campagne Interimages 2006 sont actuellement triées et assemblées pour former un set de données directement utilisable pour pratiquer cette inversion. Avant de procéder à cette nouvelle étape, il est préférable d'avoir également une image préliminaire de la vitesse des ondes S dans le massif, qui sera utilisée comme modèle initial en vitesse des ondes S conjointement avec le modèle initial en V_p (Figure 3-8). Les données de l'expérience Interimages 2006 montrent une onde S qu'il est possible de pointer manuellement sur les sismogrammes acquis en transmission, et ainsi de réaliser une image préliminaire en V_s de la même manière que nous avons procédé pour les ondes P.

IV.2 Simulation 3D de la propagation des ondes dans le modèle préliminaire hétérogène

L'image lisse de la vitesse des ondes P entre la surface topographique de la Grande Montagne et la galerie souterraine du LSBB a permis de construire un premier modèle hétérogène. Ce modèle est simple, constitué d'un ensemble de couches horizontales où les vitesses sismiques reflètent les connaissances acquises par ces premiers résultats de l'expérience Interimages 2006. Ce modèle n'a pas vocation à détailler la réalité mais il permet de faire nos premiers tests pour utiliser le code de modélisation de la propagation des ondes SHAKE3D en milieu hétérogène (ce code est décrit au chapitre 2).

Ce modèle est construit à l'échelle locale comprenant une surface de 5 km de côté centrée sur le LSBB. Il contient 7 objets géologiques : le calcaire Barrémien-Hauterivien, le

calcaire Urgonien, la faille normale décalant ces deux formations, le remplissage du bassin d'Apt aux altitudes les plus basses, deux couches profondes et une formation superficielle.

Les vitesses sismiques dans ces objets géologiques sont approximées sur la base des informations acquises lors de l'expérience Interimages 2006 pour les formations les plus proches de la surface. Nous n'avons aucun renseignement sur les structures profondes et sur les vitesses sismiques dans le bassin d'Apt.

Un exemple de la propagation des ondes dans ce modèle préliminaire est donné à la Figure 3-10. On peut y observer l'effet de site topographique : les signaux calculés aux points les plus proches de la crête (points 14 à 17) ont une amplitude plus élevée que les signaux en bas de pente pourtant plus proches de la source (points 1 à 5). Les formes d'ondes calculées dans ce milieu à couches (traits pleins) sont superposées aux formes d'ondes calculées en milieu homogène avec $V_p = 5000$ m/s (traits pointillés) à la droite de la Figure 3-10. Hormis un léger déphasage, les résultats de ces deux cas sont très proches.

Lee *et al.* (2009a) comparent également les résultats obtenus avec un modèle homogène, un modèle à gradient de vitesse et un modèle à couches placés tour à tour sous une même topographie 3D réaliste. Dans ces trois modèles, la vitesse des ondes P est toujours supérieure à 3 km/s. Le mouvement du sol qu'ils obtiennent en surface est tout à fait comparable dans les trois cas.

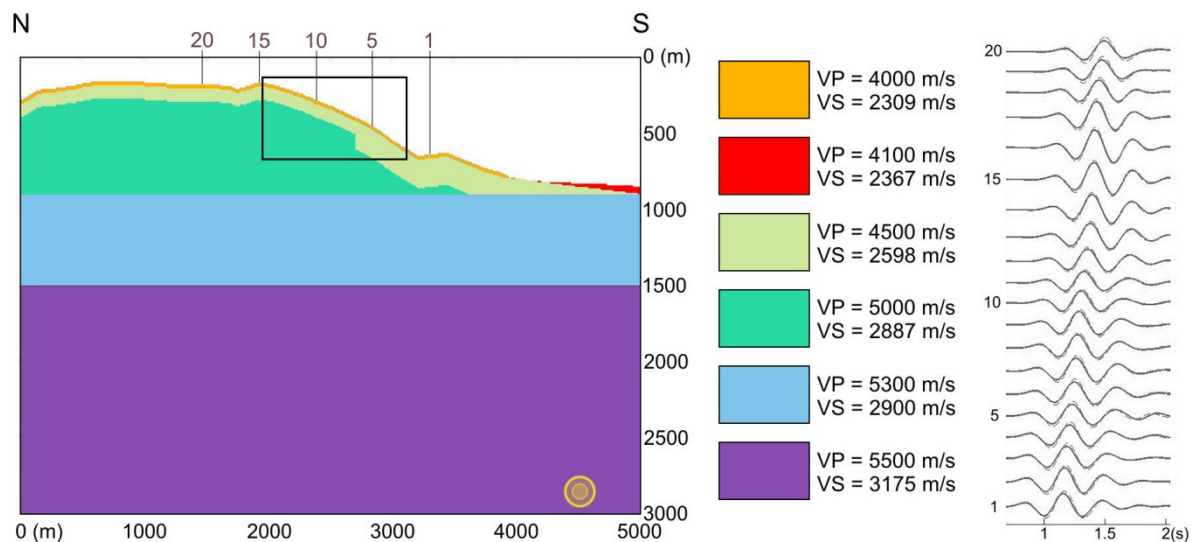


Figure 3-10 : Simulation 3D de la propagation des ondes sismiques dans un milieu à couches sous le modèle topographique de la Grande Montagne de Rustrel. Le rectangle noir indique l'emplacement de l'expérience Interimages 2006. La source est isotrope et placée à 3 km de profondeur (rond orange). Les formes d'ondes calculées dans ce modèle sont représentées à droite pour 20 points d'observation alignés du bas de la pente au sommet de la Grande Montagne. Les formes d'ondes calculées en milieu homogène sont superposées (tracé en pointillé).

Nos résultats, ainsi que ceux de Lee *et al* (2009a), illustrent le faible intérêt de ces modèles simplifiés à couches ou à gradients représentant de faibles contrastes en vitesse sismique. Ces modèles sont trop uniformes pour apporter une contribution majeure par rapport à l'utilisation d'un milieu homogène.

Nous recommandons d'élaborer des modèles réalistes couplant différentes mesures géophysiques (vitesses sismiques, densité, saturation par exemple) et figurant l'exacte ampleur des contrastes observés. A titre d'exemple, si le milieu réel présente en surface des vitesses sismiques réduites d'un facteur 10 par rapport aux vitesses sismiques profondes, ce contraste doit être inclus dans le modèle par l'exacte valeur des vitesses mesurées. Si un lissage des contrastes est réalisé, le mouvement du sol calculé ne correspondra pas au mouvement du sol observé.

IV.3 Un modèle à l'échelle régionale

La simulation précédente utilise un modèle que nous appelons « à l'échelle locale », c'est-à-dire qu'il ne couvre que quelques km² autour de la Grande Montagne de Rustrel. Un modèle de cette taille est intéressant pour modéliser l'effet de structures de dimensions hectométriques. Il s'agit d'un de nos objectifs, mais un modèle de plus grandes dimensions présente également un intérêt pour étudier la contribution régionale de l'effet de site topographique [Schisselé *et al.*, 2004, 2005].

Lee *et al.* (2009a) ont montré que les reliefs de grandes dimensions peuvent avoir un impact non négligeable sur le mouvement du sol à la surface d'un bassin adjacent (de l'ordre de 50% d'amplification sur le PGV - *Peak Ground Velocity*). La proximité du massif de la Grande Montagne au bassin d'Apt nous permet également d'étudier l'impact du couplage bassin-topographie sur le mouvement du sol. Le modèle topographique « à l'échelle régionale » du bassin d'Apt est illustré à la Figure 3-11. Ce modèle couvre une surface de 30 × 30 km². Il est disponible à une résolution de 25 m (4 m dans le modèle à l'échelle locale). La topographie à l'intérieur du bassin d'Apt est très intéressante : la terminaison Est de ce bassin est constituée d'un relief convexe superposé aux structures concaves du bassin. Cette configuration topographique particulière se trouve juste au Sud de Rustrel et du modèle à l'échelle locale (Figure 3-11). Comprendre la réponse sismologique de cette structure géométrique est un des objectifs de nos futures simulations à l'échelle régionale.

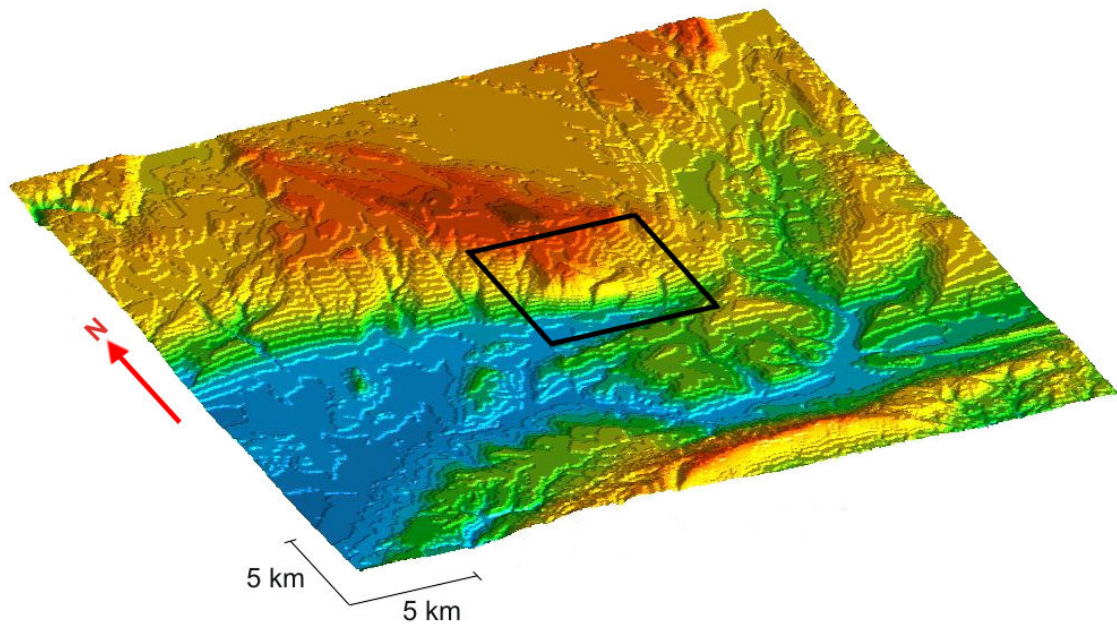


Figure 3-11 : *Modèle topographique du bassin d’Apt centré sur le LSBB. Le carré noir indique l’emplacement du modèle topographique à l’échelle locale de la Grande Montagne de Rustrel.*

Pour comprendre comment ce relief se superpose au bassin d’Apt, la géométrie des couches sédimentaires est obtenue par l’élaboration d’une coupe géologique à partir des données inscrites sur les cartes géologiques.

IV.4 Coupe géologique du bassin d’Apt

Les travaux suivants ont été réalisés en collaboration avec Juliette Lamarche de l’unité de recherche Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés, Université de Provence Aix-Marseille I.

La Figure 3-12 indique le tracé de cette coupe géologique Nord-Sud sur le modèle à l’échelle régionale du bassin d’Apt. L’extrémité Nord de la coupe est le sommet de la Grande Montagne de Rustrel (1051 m) et l’extrémité Sud est le sommet du Mourre Nègre (1124 m) dans le massif du Lubéron. Le profil mesure 15 km de long.

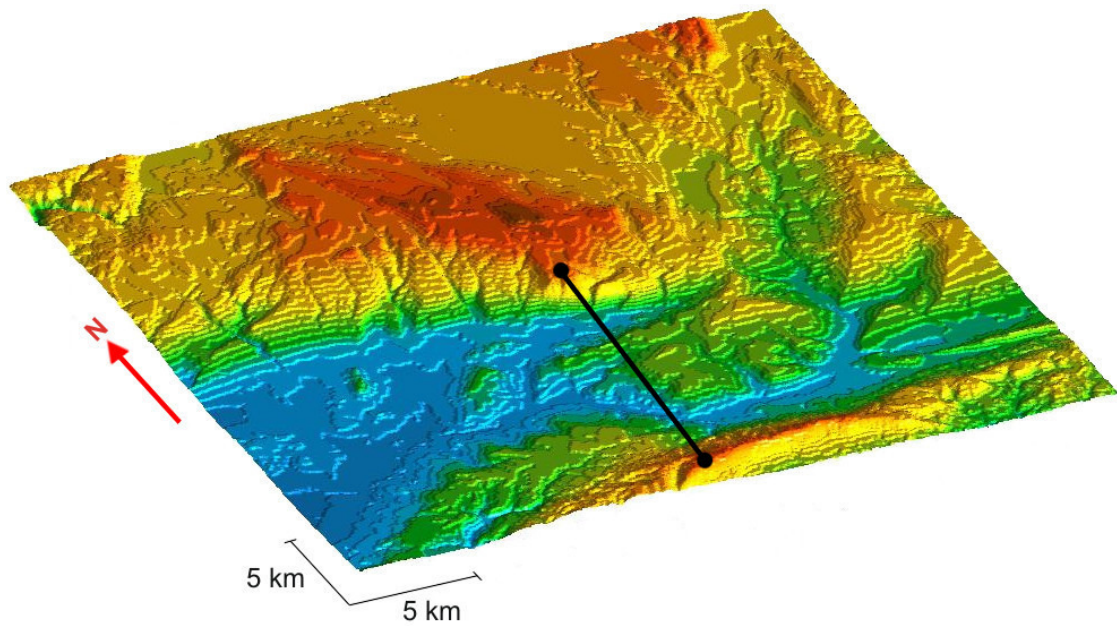


Figure 3-12 : Tracé de la coupe géologique sur le modèle topographique du bassin d'Apt.

Le schéma structural du massif du Lubéron donné Figure 3-13 positionne la coupe géologique qui débute à son extrémité Nord dans les calcaires de l'Urgonien (Crétacé inférieur), traverse au niveau de Rustrel les marnes du Gargasien (Crétacé inférieur), puis les formations du Tertiaire qui constituent le relief dans le bassin d'Apt, pour retrouver les calcaires du Barrémien-Hauterivien (Crétacé inférieur) à la terminaison Sud du profil. La coupe traverse le synclinal d'axe O-E qui constitue le bassin d'Apt, appelé synclinal de Ménerbes à l'Ouest et synclinal de Céreste à l'Est. On observe sur la Figure 3-13 que les formations du Miocène viennent recouvrir partiellement les formations plus anciennes. On observe une autre discordance de l'Eocène et de l'Oligocène sur les formations du Crétacé. Quelques failles mineures sont présentes sur le profil, elles sont essentiellement décrochantes ou en jeu normal au bord du bassin. La faille de Roquefraîche est de plus grande importance et décale le Petit Lubéron du Grand Lubéron par un jeu senestre. Cette faille atteint notre profil dans sa partie Sud, mais on ne s'attend pas à un grand décalage des structures à sa terminaison. La coupe s'achève à l'amorce de l'anticlinal du Grand Lubéron.

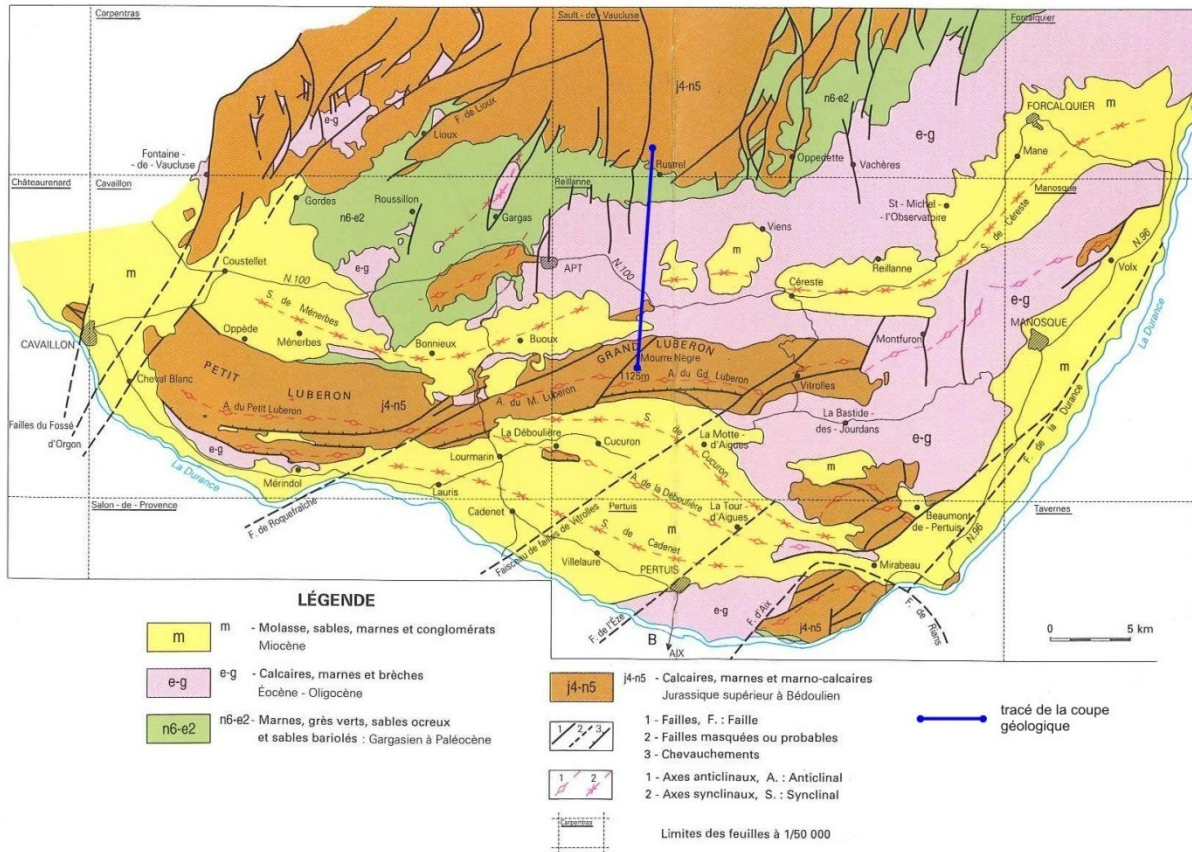


Figure 3-13 : Schéma structural du massif du Lubéron [modifié d'après Moutier & Balme, 1997].

Notre coupe est élaborée à partir des informations contenues sur les cartes géologiques suivantes :

- Carte à 1/100000 du Lubéron [Moutier & Balme, 1997]
- Carte à 1/50000, feuille de Sault-de-Vaucluse [Blanc *et al.*, 1973]
- Carte à 1/50000, feuille de Reillanne [Dorkel *et al.*, 1966]
- Carte à 1/50000, feuille de Cavaillon [Germain *et al.*, 1966]
- Carte à 1/50000, feuille de Carpentras [Blanc *et al.*, 1975]

Les épaisseurs des formations sédimentaires que nous avons représentées sont celles fournies par les notices des cartes géologiques. Les pendages des couches sédimentaires sont extraits des cartes. L'élaboration du log stratigraphique nous permet de définir les couches dont l'épaisseur est significative et qui seront représentées sur la coupe. Quelques lacunes sont à figurer sur notre profil : il n'y a pas de continuité chronologique entre le Turonien (Crétacé supérieur) et le Bartonien (Eocène moyen), puis entre le Chattien (Oligocène) et le Burdigalien (Miocène).

Les pendages sont différents de part et d'autre de la surface de discordance entre le Crétacé et le Tertiaire : une discordance angulaire sépare la série inférieure du Crétacé qui a subi un plissement synclinal de la série supérieure du Tertiaire basculée vers le SE (ce basculement est déduit du sens régional des biseaux à l'aide des formations qui affleurent).

L'ensemble de ces informations a permis d'élaborer la coupe géologique présentée à la Figure 3-14. La forme concave du bassin d'Apt est décrite et pourra être numérisée puis insérée dans le modèle 3D à l'échelle régionale. Les séries du Crétacé supérieur, de l'Eocène et de l'Oligocène qui remplissent ce bassin s'empilent pour former un relief convexe au-dessus même de la surface concave. La réponse sismique de cette structure et l'effet de site topographique associé seront particulièrement intéressants à modéliser.

Le forage pétrolier du Grand Lubéron fournit des mesures de vitesse sismique et de densité aux pieds du Lubéron près des communes de Saint-Martin-de-Castillon et Céreste. Ce forage, réalisé entre 1960 et 1961, a atteint une profondeur de 5042 m. Les données sont publiques et disponibles sur le site www.beph.net.

Ce puits d'exploration est à 8 km de notre coupe géologique et fournit des informations sur les vitesses sismiques à l'extrémité Sud du profil. Les données de l'expérience Interimages 2006 fournissent ces informations pour l'extrémité Nord. La coupe permet de faire le lien entre ces données aux deux extrémités : les vitesses sismiques relatives aux couches géologiques explorées communément correspondent d'un point à l'autre.

Les mesures géophysiques sont nécessaires pour obtenir les valeurs des paramètres rhéologiques du milieu ; elles doivent être suffisamment abondantes pour pouvoir caractériser tous les objets géologiques qui seront figurés sur le modèle 3D réaliste. L'utilisation de coupes géologiques permet de construire les formes géométriques de ces objets. L'intégration conjointe des données géophysiques et des coupes géologiques dans un modèle 3D permettra de construire à différentes échelles un milieu 3D réaliste du bassin d'Apt et de la Grande Montagne de Rustrel en faisant le lien entre toutes ces données.

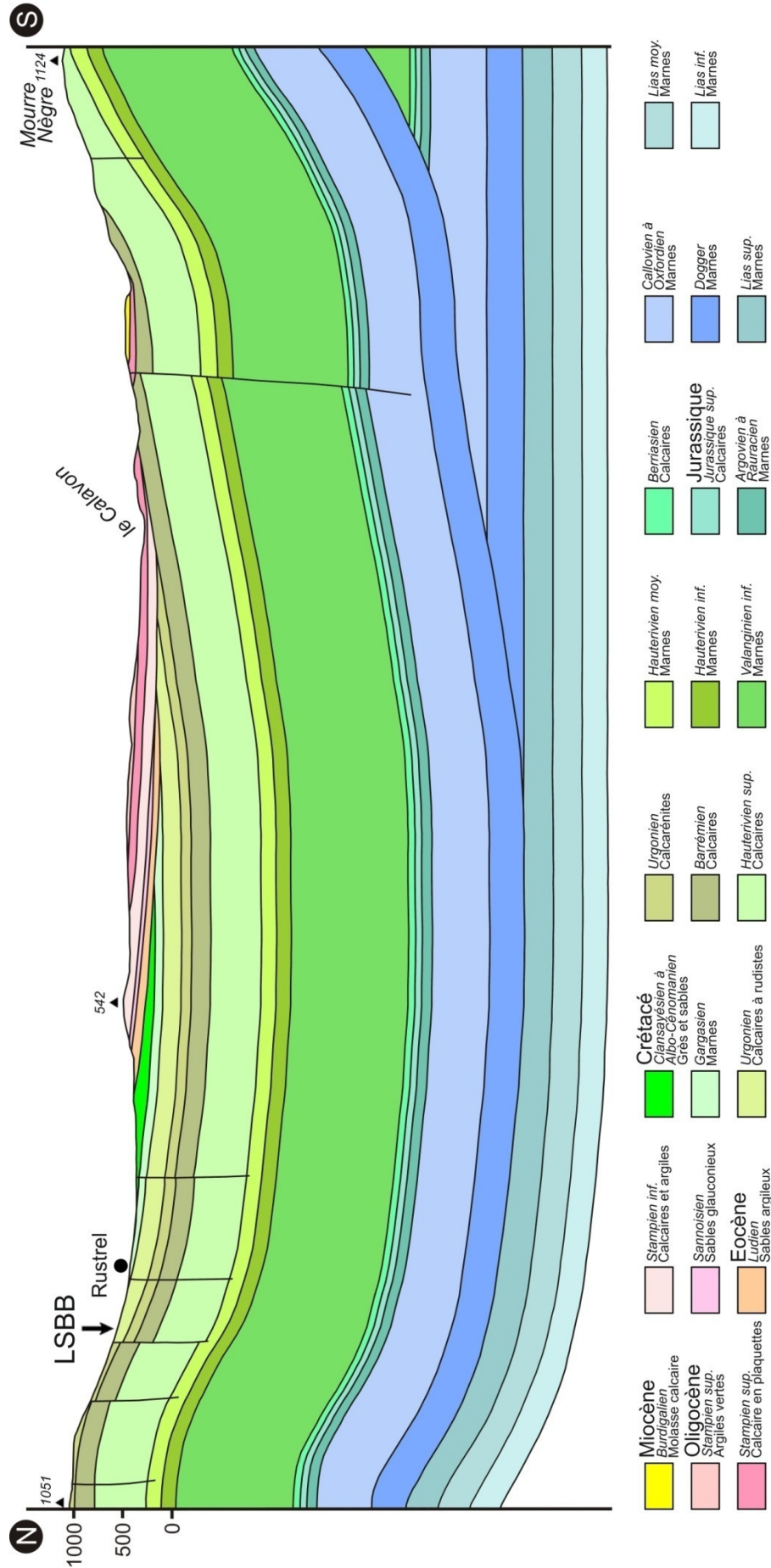


Figure 3-14 :

Coupe géologique du bassin d'Apt, depuis le sommet de la Grande Montagne de Rustrel (Nord) au sommet du Mourre Nègre (Sud).

CHAPITRE 4

*Approche numérique de l'effet de site
topographique :
éléments pour une estimation réaliste du
coefficient d'amplification*

I. Introduction

La stratégie numérique de l'estimation des coefficients d'amplification topographique est d'un intérêt majeur dans les régions où le temps de récurrence des grands séismes est long ou méconnu. Les sources supposées et toutes leurs variations (magnitude, mécanisme, dynamisme de la rupture) peuvent être modélisées. L'utilisation des simulations numériques permet également une grande souplesse dans la configuration du réseau (notamment un grand nombre de points d'observation et toute géométrie possible). Elles sont donc tout aussi intéressantes pour compléter les données réelles afin d'atteindre une résolution spatiale supérieure à celle fournie par la couverture du réseau installé sur le terrain.

Toutefois, nous nous interrogeons sur les différents biais qui peuvent troubler l'estimation numérique des coefficients d'amplification topographique. Nous avons vu dans le chapitre 1 que plusieurs arguments sont mis en avant pour expliquer la disparité entre les coefficients théoriques et observés. L'usage de la modélisation 2D pour représenter un problème topographique qui est en réalité 3D était souvent évoqué [Geli *et al.*, 1988]. Les simulations 3D viennent effectivement réduire l'écart entre la modélisation et l'observation, sans toutefois suffire à combler toutes les différences. La méthode de détermination du coefficient d'amplification topographique a aussi été remise en cause ; nous avons débattu de ce problème au chapitre 2.

Pour rapprocher les coefficients simulés des coefficients observés, il nous paraît nécessaire de mieux prendre en compte toute la complexité du phénomène. L'effet de site topographique possède une variance selon la position de la source (voir chapitre 1 partie VIII). Si la source n'est pas modélisée telle qu'elle l'est dans la réalité, l'estimation numérique du coefficient d'amplification va être biaisée. Nous allons tester l'ampleur de ce phénomène à l'aide d'un grand nombre de simulations où la position de la source varie à chaque cas.

Un autre aspect qui doit être pris en compte pour simuler la complexité de l'effet de site topographique est l'impact de la structure interne du massif. La géologie réelle du sous-sol peut jouer un rôle dominant devant la réponse topographique. Le mouvement du sol ne peut plus être modélisé par la simple approche topographique et il devient nécessaire pour le comprendre d'intégrer les propriétés rhéologiques internes au massif dans la simulation (voir chapitre 1 partie VII). Nous verrons plus loin comment l'insertion d'une variation latérale des

vitesse sismiques, même de faible ampleur, peut changer l'estimation des coefficients d'amplification en surface et créer une réponse au sommet qui n'est pas celle de la topographie couvrant un milieu homogène.

Mais tout d'abord, un aspect important des simulations numériques susceptible d'apporter un biais entre les données observées et simulées est la méthode numérique elle-même, utilisée pour simuler la propagation des ondes sismiques.

II. Biais provenant de la méthode discrète de modélisation

La stratégie numérique de prédiction du coefficient d'amplification topographique implique forcément les défauts de représentation et de propagation numériques des champs d'ondes, défauts induits par la méthode discrète de simulation du mouvement du sol. Bien que des codes différents utilisés dans la même gamme de précision produisent des signaux dont les caractéristiques sont comparables, il existe cependant des écarts qui peuvent devenir importants lorsque la fréquence augmente [Chaljub *et al.*, 2010]. Ces écarts proviennent principalement des différences de représentation du milieu (c'est-à-dire le type de maillage) et de la dispersion numérique propre à chaque code.

Nous cherchons ici à estimer le biais dû à la méthode discrète sur la quantification du coefficient d'amplification topographique.

Pour ce faire, nous comparons deux codes que nous avons à notre disposition utilisant deux méthodes différentes mais à des précisions équivalentes : le code en différences finies SHAKE3D précédemment utilisé (voir chapitre 2) écrit par Victor Cruz-Atienza, et le code en éléments finis GEODG3D écrit par Vincent Etienne.

II.1 Le code en éléments finis GEODG3D

Le code parallèle GEODG3D simule la propagation des ondes dans un milieu 3D élastique arbitrairement hétérogène en termes de vitesses de propagation et de densité. Ce code est basé sur une méthode aux éléments finis de type Galerkin discontinu (DG-FEM, *discontinuous Galerkin finite-element method*) avec une formulation en vitesse-contrainte et

des ordres d'interpolation P_0 , P_1 ou P_2 [Etienne *et al.*, 2010]. Le milieu est discrétisé par un maillage tétraédrique non structuré, ce type de maillage permettant de prendre en compte des géométries complexes (topographies et interfaces quelconques). Il est possible d'adapter la discrétisation spatiale en fonction des propriétés du milieu (« h-adaptivité »). De plus la méthode DG-FEM permet d'adapter l'ordre d'interpolation spatiale au niveau de chaque élément (« p-adaptivité »). La discrétisation temporelle repose sur un schéma saute-mouton d'ordre 2. Le parallélisme est réalisé via un partitionnement du maillage et des communications MPI¹ entre les sous-domaines.

Les conditions aux limites permettent de représenter explicitement la surface libre ou d'insérer des couches d'absorption de l'énergie (CPML, *Convolutional Perfectly Matched Layer* [Komatitsch & Martin, 2007]) pour simuler un demi-espace infini en évitant les réflexions sur les bords du modèle.

La source est décrite par les composantes du tenseur des moments sismiques.

Cette méthode aux éléments finis permet une grande précision du calcul tout en limitant son coût. Ceci est particulièrement vrai dans les modèles topographiques hétérogènes, car le maillage s'adapte à la topographie (Figure 4-2) et aux contrastes de vitesse même élevés [Etienne *et al.*, 2010].

II.2 Comparaison dans le cas d'une topographie réaliste

Un cas-test est mis en place, ses caractéristiques sont traduites de façon équivalente dans chacun des deux codes. Le modèle topographique de la Grande Montagne (LSBB, Rustrel) utilisé pour cette comparaison, ainsi que l'emplacement des points d'observation, sont illustrés à la Figure 4-1. La taille du modèle est de $5 \times 5 \times 6.2 \text{ km}^3$. Le calcul est paramétré pour obtenir 5 secondes de signal. La source isotrope est placée dans le coin Sud-Ouest du modèle à 5 km de profondeur. Le fichier source fourni en entrée du code GEODG3D est celui directement généré par le code SHAKE3D. Le milieu est complètement homogène avec $V_P = 5000 \text{ m/s}$, $V_S = 3000 \text{ m/s}$ et $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$.

¹ MPI : « *Message Passing Interface* » développé en 1994 pour augmenter la performance des codes pouvant se dérouler de façon massivement parallèle adaptée aux technologies mises en places avec les nouveaux calculateurs parallèles et autres clusters de stations de travail.

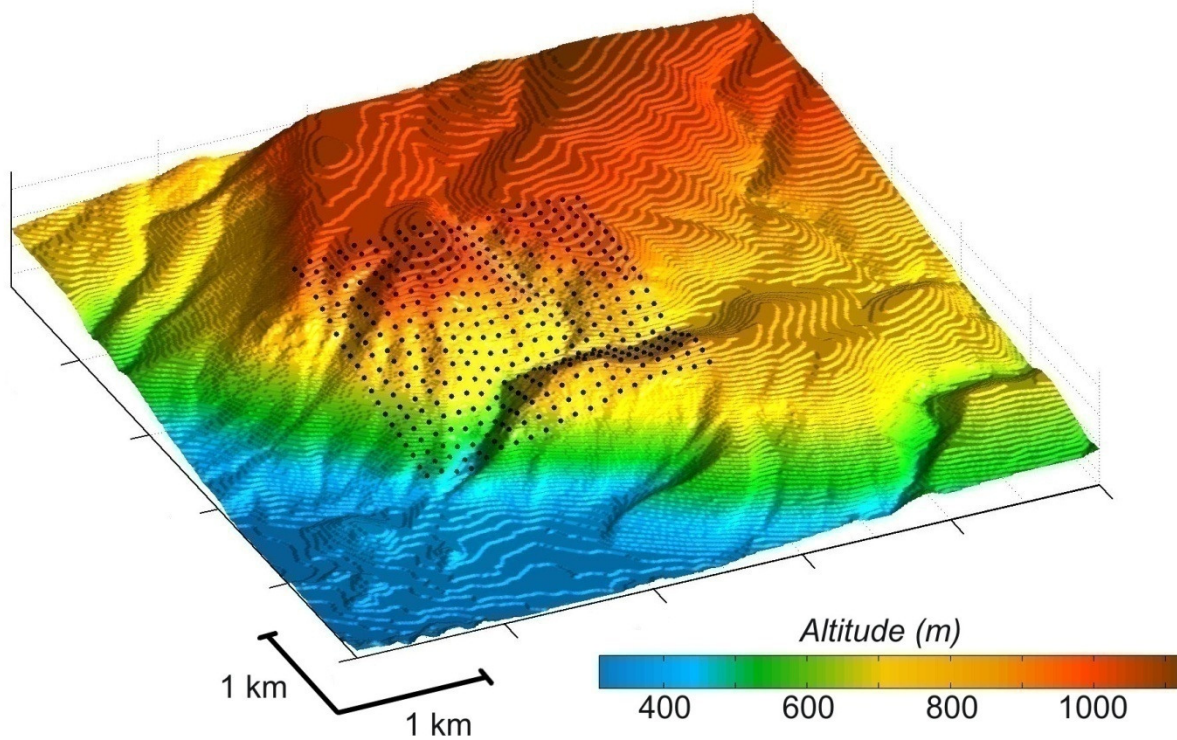


Figure 4-1 : Modèle topographique de la Grande Montagne et emplacement des 400 points d'observation (points noirs).
Taille du modèle : 5 × 5 km².

Les statistiques sur le dimensionnement informatique relatif à ce test sont données dans le tableau ci-après pour chacune des deux méthodes :

	Simulation avec GEODG3D	Simulation avec SHAKE3D
Nombre de cellules	3 224 812	182 585 000
Min./Max. taille cellules	19 / 185 m	10 m
Nombre d'inconnues	290.10 ⁶	1605.10 ⁶
Nombre de pas de temps	14 989	3333
Pas de temps	0.0003336 s	0.0015 s
Nombre de CPU	32	1
Temps de calcul	~ 10 h	~ 70 h
RAM	5 Go	12 Go

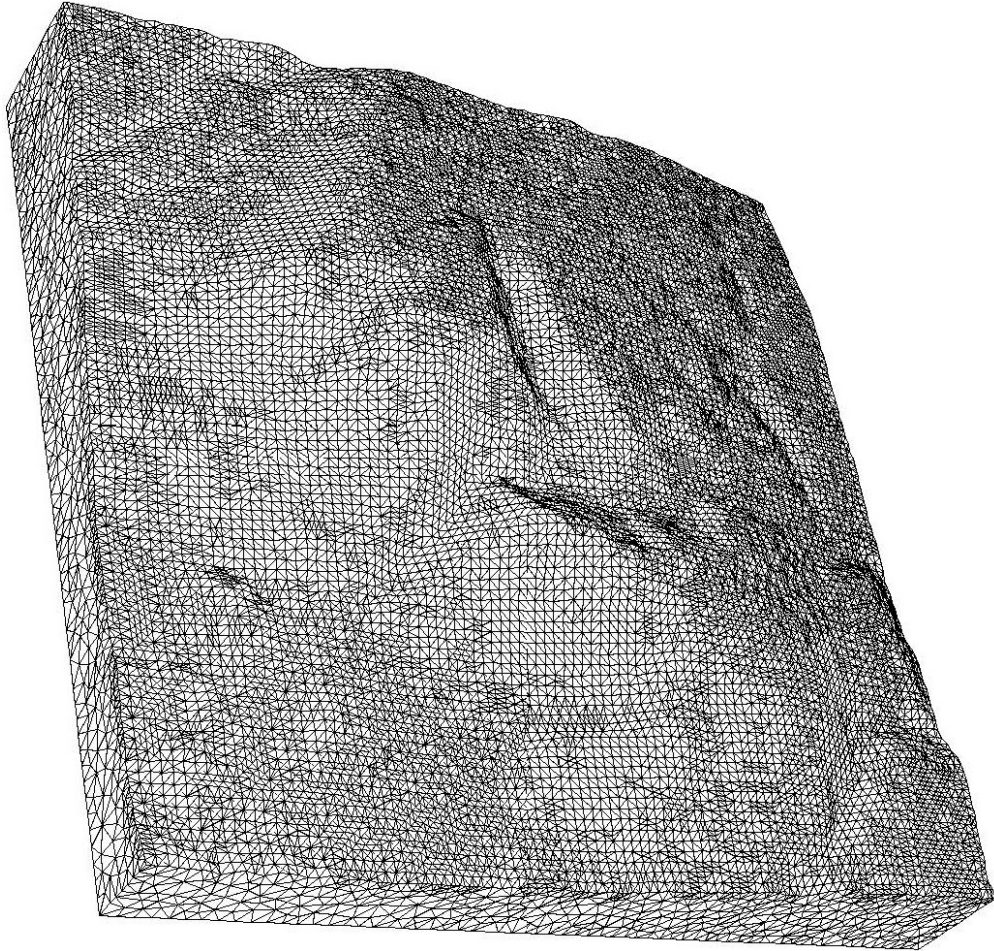


Figure 4-2 : Maillage tétraédrique du modèle topographique de la Grande Montagne utilisé dans le code GEODG3D. La topographie est discrétisée par des triangles rectangles. Sud vers le bas.

II.3 Ecart obtenu sur l'estimation du coefficient d'amplification topographique

Les signaux calculés par chacun des deux codes sont traités de façon identique avec la méthode statistique des rapports spectraux décrite au chapitre 2. Les coefficients d'amplification topographique sont ensuite comparés et le biais entre les méthodes de modélisation est directement estimé à partir des différences obtenues.

Au premier ordre, le comportement du mouvement du sol sur la topographie est tout à fait comparable d'une simulation à l'autre (Figure 4-3). Les zones amplifiées et désamplifiées se placent aux mêmes endroits quelles que soient la fréquence et la composante considérées.

La déviation sur l'estimation des coefficients d'amplification topographique est calculée à partir de l'écart obtenu entre les coefficients prédits par chacune des deux méthodes discrètes. Cet écart est ensuite converti en % du coefficient d'amplification prédit par le code SHAKE3D. L'écart est positif quand le code GEODG3D prédit une amplification plus élevée que le code SHAKE3D.

Cette déviation est représentée par rapport à la topographie sur la colonne droite de la Figure 4-3. Les écarts de prédiction sont très faibles à 1.5 Hz et augmentent progressivement avec la fréquence. Plus la fréquence est haute, plus les écarts sont localisés et importants.

Les écarts, qu'ils soient positifs ou négatifs, sont principalement corrélés avec les zones en désamplification (Figure 4-3).

Le meilleur accord entre les deux simulations s'obtient sur les coefficients d'amplification supérieurs à 1 (autrement dit dans les zones affectées par l'amplification topographique). Par exemple à 3 Hz, l'écart maximum sur les amplifications horizontales ne dépasse pas 15% de la valeur (Figure 4-4). Ainsi on estime que le coefficient d'amplification topographique dans les zones amplifiées est prédit avec une déviation numérique acceptable.

Les plus forts écarts s'obtiennent dans les zones en désamplification (Figure 4-3). Ces écarts peuvent atteindre 100% de la valeur dès 3 Hz (Figure 4-4). Par conséquent on juge que l'ampleur de la désamplification dans les vallées est plutôt mal prédite par les méthodes numériques, du moins pour les deux méthodes utilisées. La disparité des résultats en zone de désamplification peut s'expliquer par le fait qu'on compare des amplitudes très faibles dans les zones désamplifiées.

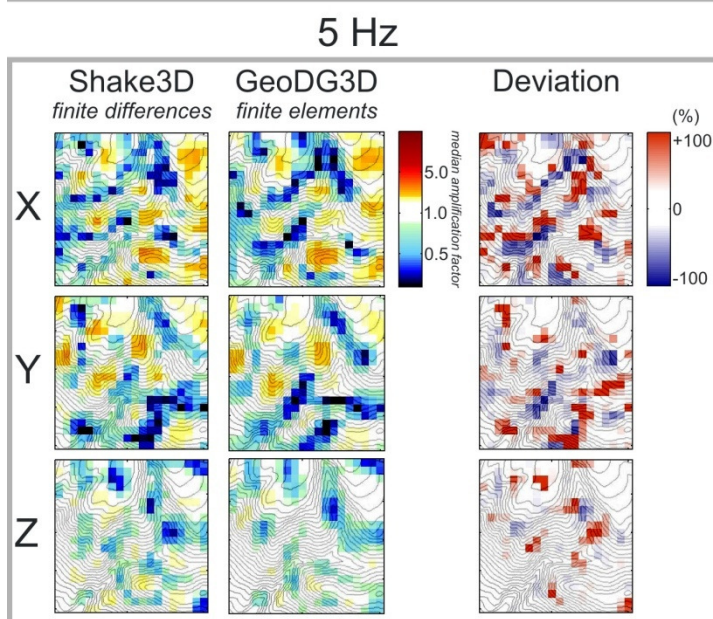
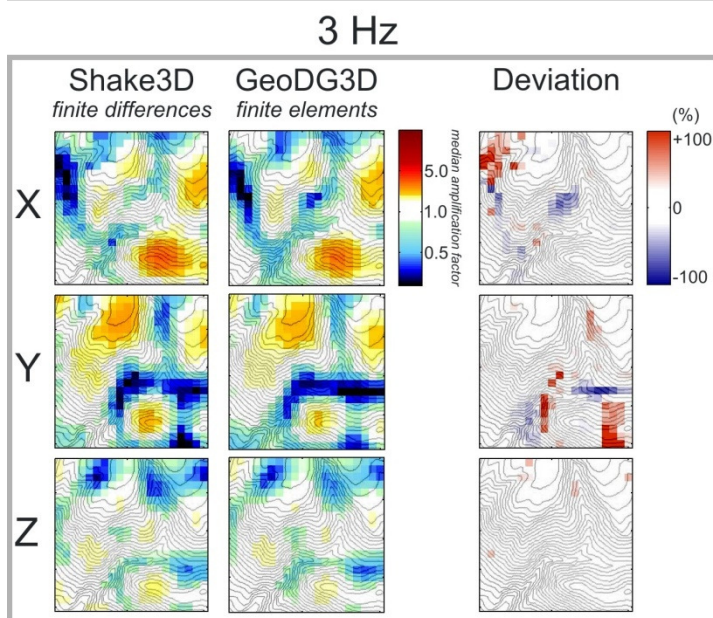
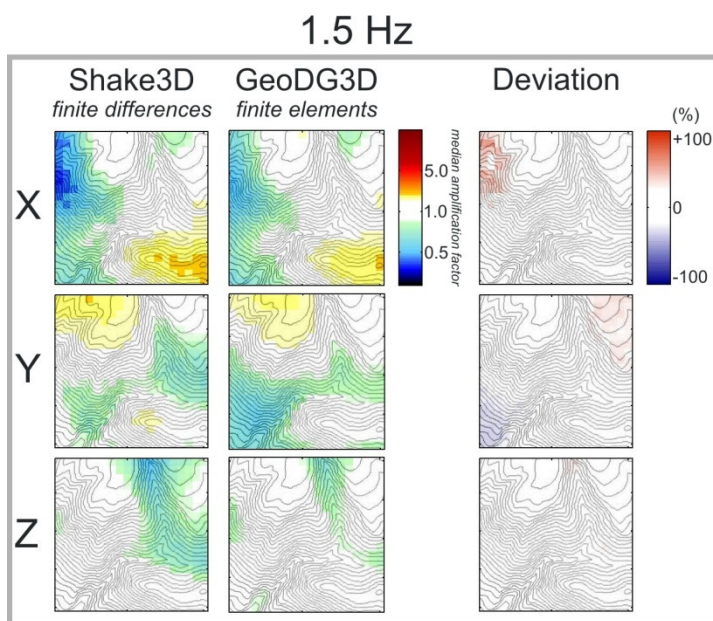


Figure 4-3 : Coefficients d'amplification médians obtenus sur le modèle topographique du LSBB à partir des formes d'onde calculées en différences finies et en éléments finis.
La déviation est l'écart en % des résultats obtenus à partir des deux méthodes. Les déviations sont positives quand l'amplification prédite par éléments finis est supérieure à celle prédite par différences finies.

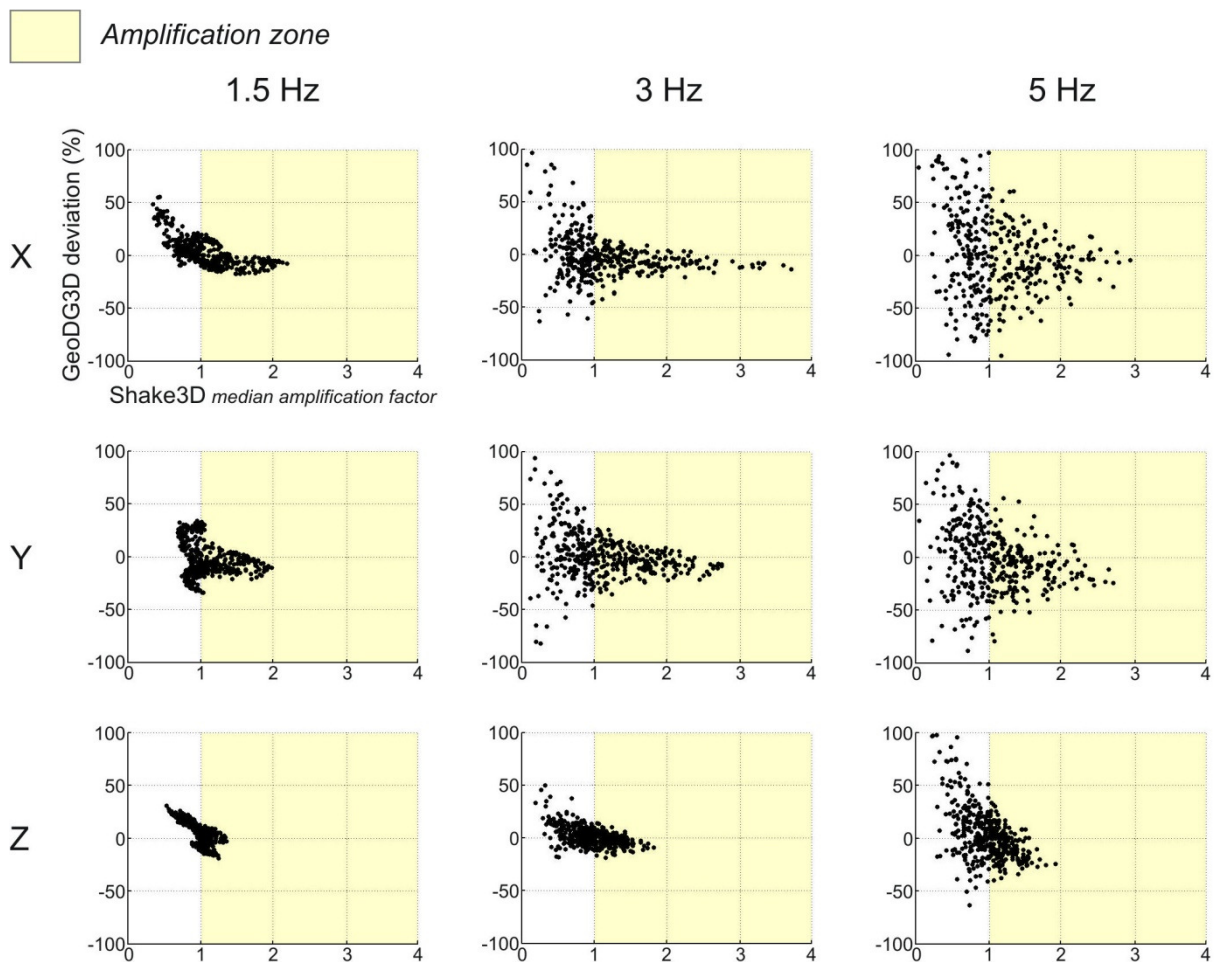


Figure 4-4 : Pourcentage d'écart sur le coefficient d'amplification médian calculé d'après les formes d'onde prédites par deux méthodes numériques : différences finies (code SHAKE3D) et éléments finis (code GEODG3D). Les déviations sont positives quand le facteur prédit par éléments finis est supérieur à celui prédit par différences finies.

Les différences obtenues entre les deux méthodes sont explicables par plusieurs causes, mais il n'est pas possible de déterminer quelle méthode est plus précise que l'autre. Les conditions aux limites à la surface libre sont décrites de façon implicite dans le code SHAKE3D, où le vide au-dessus de la topographie est représenté par l'attribution de ses propriétés à tous les points de la grille situés au-dessus de la surface. En revanche la surface libre est décrite explicitement comme une interface particulière dans le code GEODG3D, où le maillage du modèle s'adapte à la forme de la topographie et où l'air au-dessus n'est pas représenté.

- Une erreur de 15% sur l'estimation du coefficient dans les zones d'amplification topographique provenant du code de simulation numérique reste cependant inférieure

à l'erreur de 30% estimée dans le chapitre 2 et liée à la configuration du réseau elle-même. Ce résultat est donc suffisamment satisfaisant pour justifier l'usage de la stratégie numérique pour prédire les coefficients d'amplification topographique à des fréquences inférieures à 4 Hz ;

- En revanche nos essais numériques ne permettent pas de conclure que les prédictions numériques sont fiables pour estimer les coefficients de désamplification. Si le comportement global est comparable d'une simulation à l'autre et si les zones désamplifiées le sont dans les deux cas, la quantification de cette désamplification comporte une erreur atteignant 100% dans les fréquences affectées par la topographie ;
- Enfin, à 5 Hz, fréquence maximale simulée par le code SHAKE3D dans le cas présent, la déviation sur les coefficients d'amplification topographique varie de 30% pour les amplifications les plus élevées jusqu'à 50% pour les amplifications les plus basses. Cette différence d'estimation entre les deux codes est significative et illustre comment la prédiction numérique de l'effet de site topographique à hautes fréquences (ici supérieures à 4 Hz) est encore trop dépendante du code de modélisation. Bien que les comportements qualitatifs soient tout à fait comparables quelque soit la fréquence considérée, nous ne considérerons pas les fréquences supérieures à 4 Hz dans la suite de ce travail.

III. La variabilité de la source comme un paramètre statistique

Nous avons vu dans le chapitre 1 que l'effet de site topographique observé sur le terrain est généralement variable en fonction du champ d'onde incident. La gamme de variation de l'amplification sommitale change d'un séisme à l'autre [Spudich *et al.*, 1996]. La réponse topographique est donc dépendante de l'inclinaison et de l'azimut de propagation des ondes incidentes [Hartzell *et al.*, 1994]. Ce phénomène est effectivement reproduit par les simulations numériques [Lee *et al.*, 2009a].

Ainsi la position de la source influe significativement la prédiction du coefficient d'amplification topographique. Lorsque le but est de prédire l'effet de la topographie associé à un séisme réel, il est donc fondamental de reproduire ce séisme avec la plus grande fidélité

(par la position de l'hypocentre bien sûr, mais aussi par le contenu fréquentiel, voir même le processus complet de la rupture).

Quelle plage de variation du coefficient d'amplification topographique observe-t-on et faut-il attendre lorsque la position de la source varie ? Sur un ensemble de sources de positions variées, l'effet de site topographique est-il systématique, et comment s'organise-t-il ?

Afin d'apporter des éléments de réponse à ces questions, nous avons réalisé un grand nombre de simulations où la topographie et les points d'observation étaient constants, tandis que la position de la source variait aléatoirement dans l'espace disponible.

L'approche aléatoire ne permettant pas d'obtenir une répartition régulière et une couverture complète des azimuts et des angles d'incidence possibles, les résultats suivants ne représentent donc pas un comportement absolu, mais illustrent la méthodologie pour déterminer les caractéristiques de la réponse spécifique de la topographie de la Grande Montagne dans le cas d'une distribution particulière des sources.

III.1 Configuration des modèles de calcul, des points d'observation et des 400 sources aléatoires

La taille maximale que peut atteindre le modèle numérique est imposée par les ressources en mémoire vive disponibles sur la machine de calcul. Le modèle utilisé dans cette étude est ainsi limité à des dimensions maximum de $5 \times 5 \times 6.2 \text{ km}^3$ avec un pas spatial de 10 m (12 Go de mémoire vive sont nécessaires).

Sur la base de cette limitation numérique, afin d'optimiser l'espace de calcul et donc la variété des back-azimuts et des angles de propagation représentés, 9 modèles numériques de $5 \times 5 \times 6.2 \text{ km}^3$, appelés blocs 1 à 9, sont générés par glissement pour couvrir l'ensemble des configurations topographiques disponibles dans le modèle numérique de terrain complet représentant $6.7 \times 6.7 \text{ km}^2$ (Figure 4-5 et Figure 4-6).

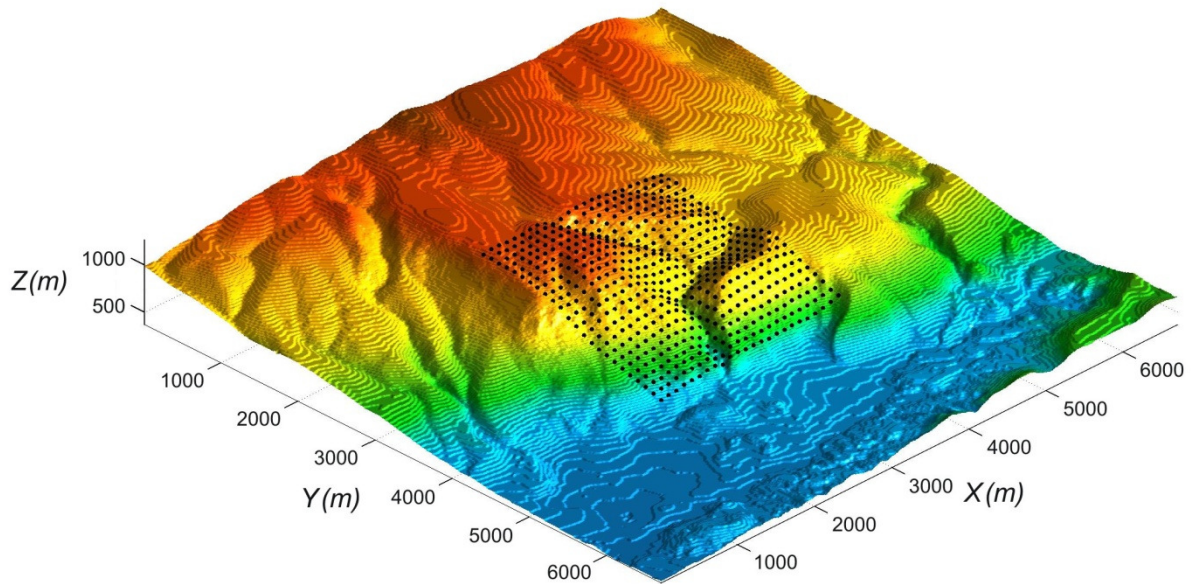


Figure 4-5 : Surface topographique utilisable autour du LSBB, échantillonnée à 10 m. Les 576 points d'observation des 400 cas à source aléatoire sont représentés par les points noirs à la surface.

Pour chaque simulation, on détermine quel bloc correspond à la position de la source permettant les plus grandes distances de propagation, ce bloc est alors utilisé pour le calcul (par exemple pour une source située au Nord-Ouest du réseau, le bloc n°2 sera utilisé). L'ensemble des blocs permet ainsi d'obtenir des sources distribuées dans un plus grand espace que si un seul modèle de taille réduite était utilisé ; même faible cette stratégie permet d'augmenter la dimension du modèle d'environ 15%.

Lors de la détermination aléatoire de la position de la source dans le modèle, une distance minimale entre cette source et le réseau est imposée pour minimiser l'effet de l'expansion géométrique sur la surface du réseau. Cette distance est choisie empiriquement dans l'espace disponible. Elle est dans un premier temps fixée à 4.5 km. Si une telle distance permet de couvrir l'ensemble des back azimuths, cette condition impose des sources toutes placées en profondeur et de ce fait une faible variété des angles d'incidence. Afin d'améliorer ce point, la distance minimale a été ramenée à 2 km pour un quart des sources aléatoires. L'expansion géométrique de la source n'est pas négligeable sur la surface du réseau pour des sources si proches, néanmoins la réponse topographique est toujours dominante dans les fréquences considérées.

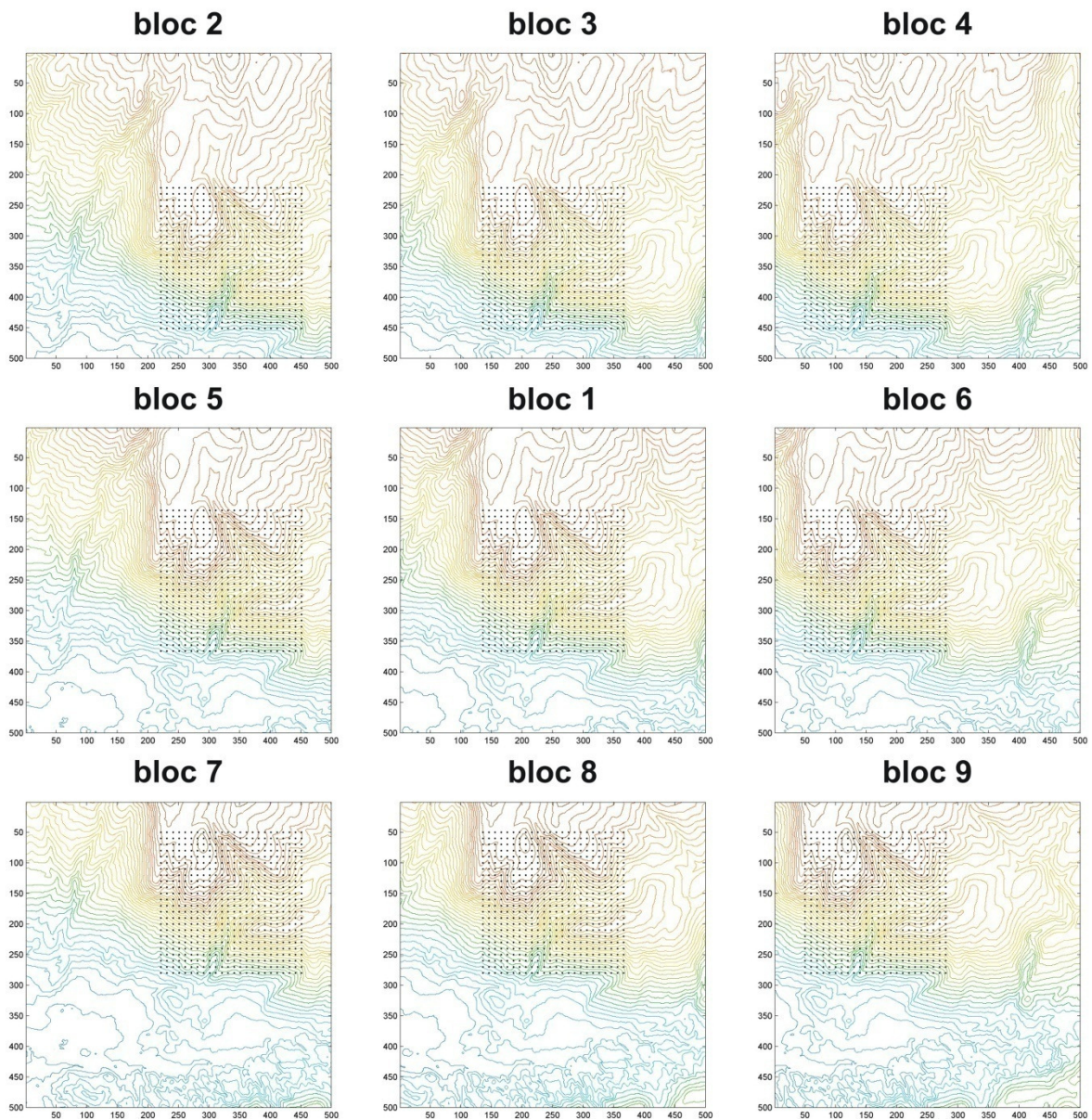


Figure 4-6 : Décomposition de la surface topographique autour du LSBB en 9 modèles numériques de $5 \times 5 \text{ km}^2$. La surface totale est illustrée à la Figure 4-5. Le bloc dans lequel le calcul aura lieu est choisi en fonction de la position de la source. Les 576 points d'observation des 400 cas à source aléatoire sont représentés par les points noirs. Unité spatiale en points (pas spatial = 10 m).

400 sources ont été générées : 200 sources sont explosives (isotropes), 200 autres sources ont un mécanisme double couple déterminé aléatoirement. Chaque source est placée aléatoirement autour du réseau en respectant les conditions décrites ci-dessus. La répartition ainsi obtenue est illustrée à la Figure 4-7.

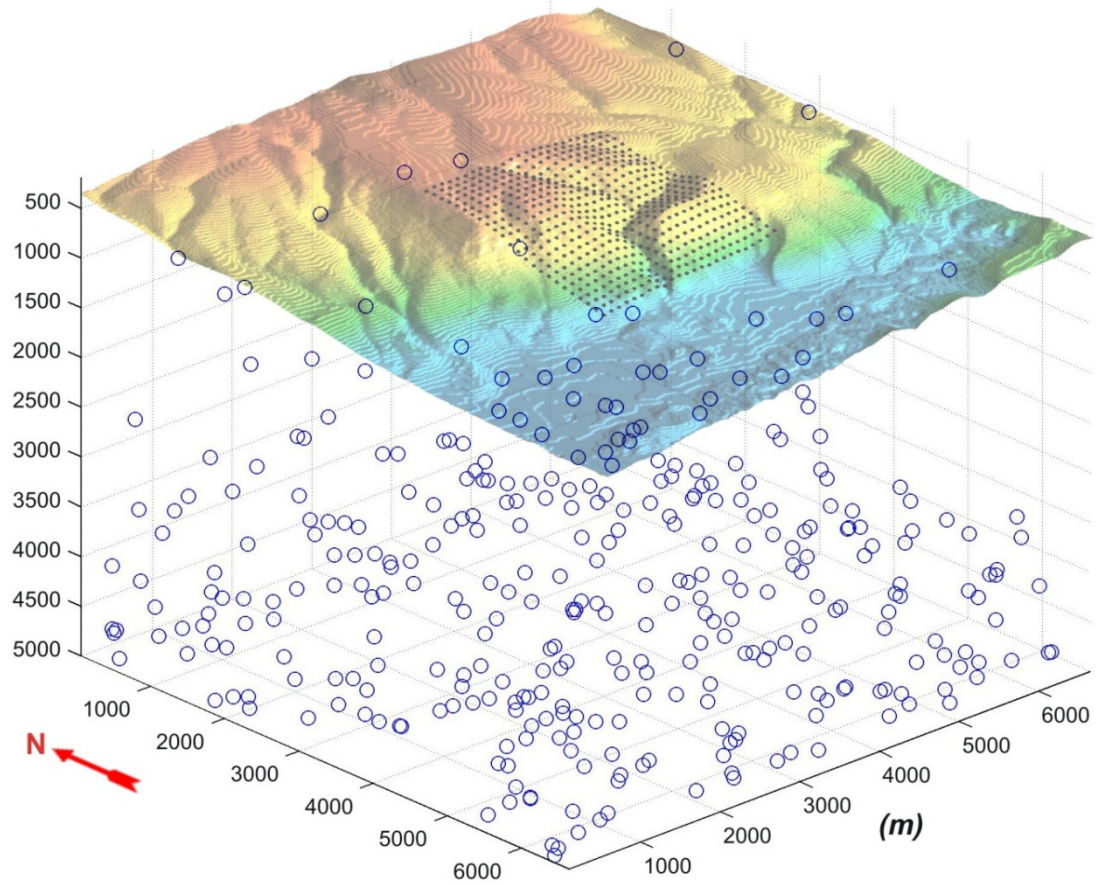


Figure 4-7 : Répartition 3D des 400 sources à position aléatoire (cercles bleus) autour du réseau considéré. Les 576 points d'observation sont représentés par les points noirs en surface.

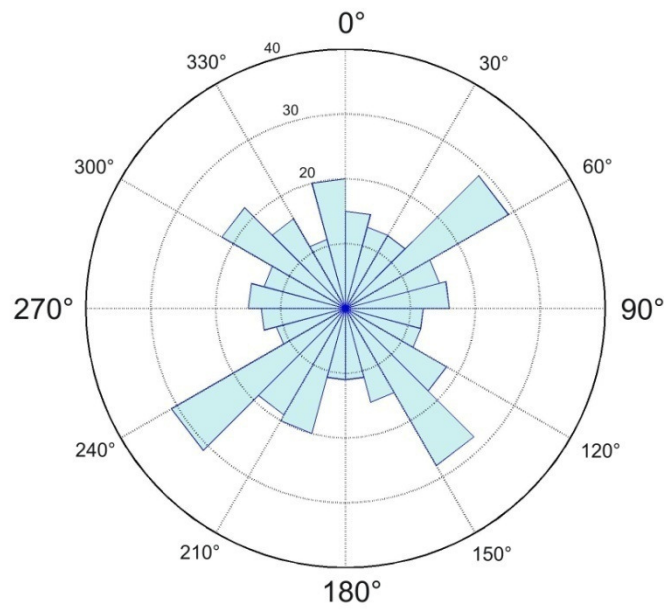


Figure 4-8 : Répartition azimutale des 400 sources de position aléatoire. Calcul effectué au point central du réseau d'observation.

La Figure 4-8 montre la distribution des back azimuts de ces 400 sources. Toutes les valeurs sont couvertes mais une part plus importante de sources se place suivant les diagonales du modèle numérique. Ceci provient de la condition imposée sur la distance source à récepteurs, qui est statistiquement plus souvent respectée dans les plus grandes dimensions du modèle.

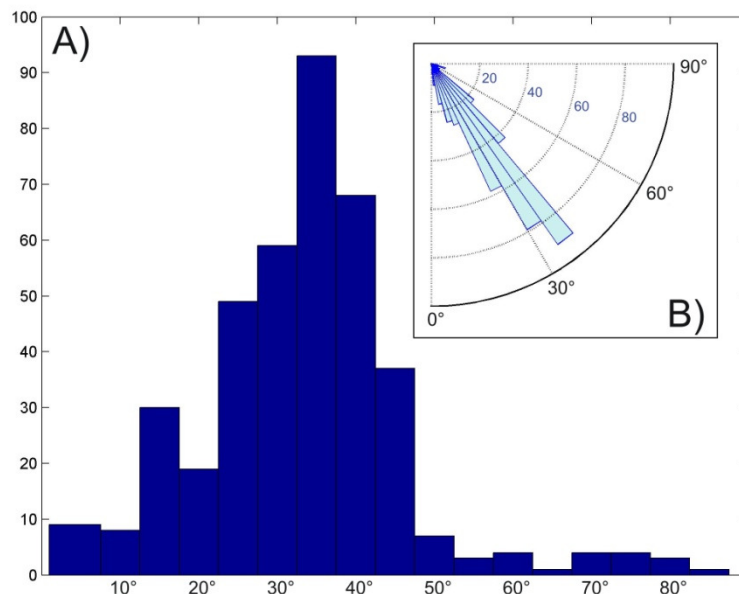


Figure 4-9 : *Distribution (A) et répartition (B) des angles d'incidence représentés par les 400 sources de position aléatoire. Calcul effectué au point central du réseau d'observation. L'angle d'incidence est l'angle entre la verticale vers le bas et l'axe source – stations.*

La distribution des angles d'incidence des 400 sources est illustrée à la Figure 4-9. Les angles compris entre 15° et 45° sont mieux représentés que les autres angles. Cette distribution est imposée par la taille maximale du modèle numérique.

La distribution des back azimuts et des angles d'incidence représentés conserve le même aspect si l'on sépare les 200 sources isotropes des 200 sources en double couple.

La réponse topographique est calculée à chaque cas par la méthode statistique des rapports spectraux (voir chapitre 2) à partir d'un réseau de 576 points d'observation, tel qu'illustré à la Figure 4-5.

III.2 Occurrence de l'amplification topographique à la Grande Montagne de Rustrel

Nous avons montré au chapitre 2 que modifier la position de la source change significativement la position de l'amplification sommitale. Si le sommet est toujours affecté par une amplification topographique, la localisation précise de cette amplification peut varier sur toute la surface sommitale, parfois de plusieurs centaines de mètres si le relief est de grande dimension. Ces observations ont amené d'autres questions : notamment, existe-t-il des zones qui subissent systématiquement une amplification topographique quelque soit l'origine de la source ?

L'effet de la variabilité de la position de la source est considéré ici comme un paramètre statistique. Ainsi pour un ensemble de sources, la probabilité en % de dépasser une valeur choisie du coefficient d'amplification est calculée en chaque point d'observation.

L'ensemble des 200 sources isotropes nous permet d'examiner l'impact de la variation de leurs positions seule. La Figure 4-10 montre la probabilité de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 2 sur le modèle de la Grande Montagne pour la distribution des sources isotropes telle que décrite précédemment.

Un premier résultat important est que si cette observation est faite en décomposant la réponse selon la fréquence et la composante, il n'y a aucun point avec une probabilité supérieure à 30% de dépasser un coefficient d'amplification égal à 2. Ainsi lorsque la position des sources est très variable, il est peu probable que le même schéma d'amplification soit reproduit sur les mêmes fréquences et pour la même composante d'une source à l'autre.

Un second résultat important concerne les lieux où la probabilité d'occurrence de l'effet de site topographique est la plus élevée. Les zones concernées se trouvent toutes sur des sommets, des crêtes ou des pentes convexes (Figure 4-10). Même si l'occurrence d'un coefficient d'amplification supérieur à 2 est relativement peu élevée sur cette figure, le nombre de points concernés est statistiquement élevé. Les fonds de vallée et les pentes concaves sont en revanche très peu affectés. On observe également que l'effet de site topographique est moins courant sur la composante verticale (Z) que sur les horizontaux dans la gamme de fréquences présentée entre 2 et 4 Hz.

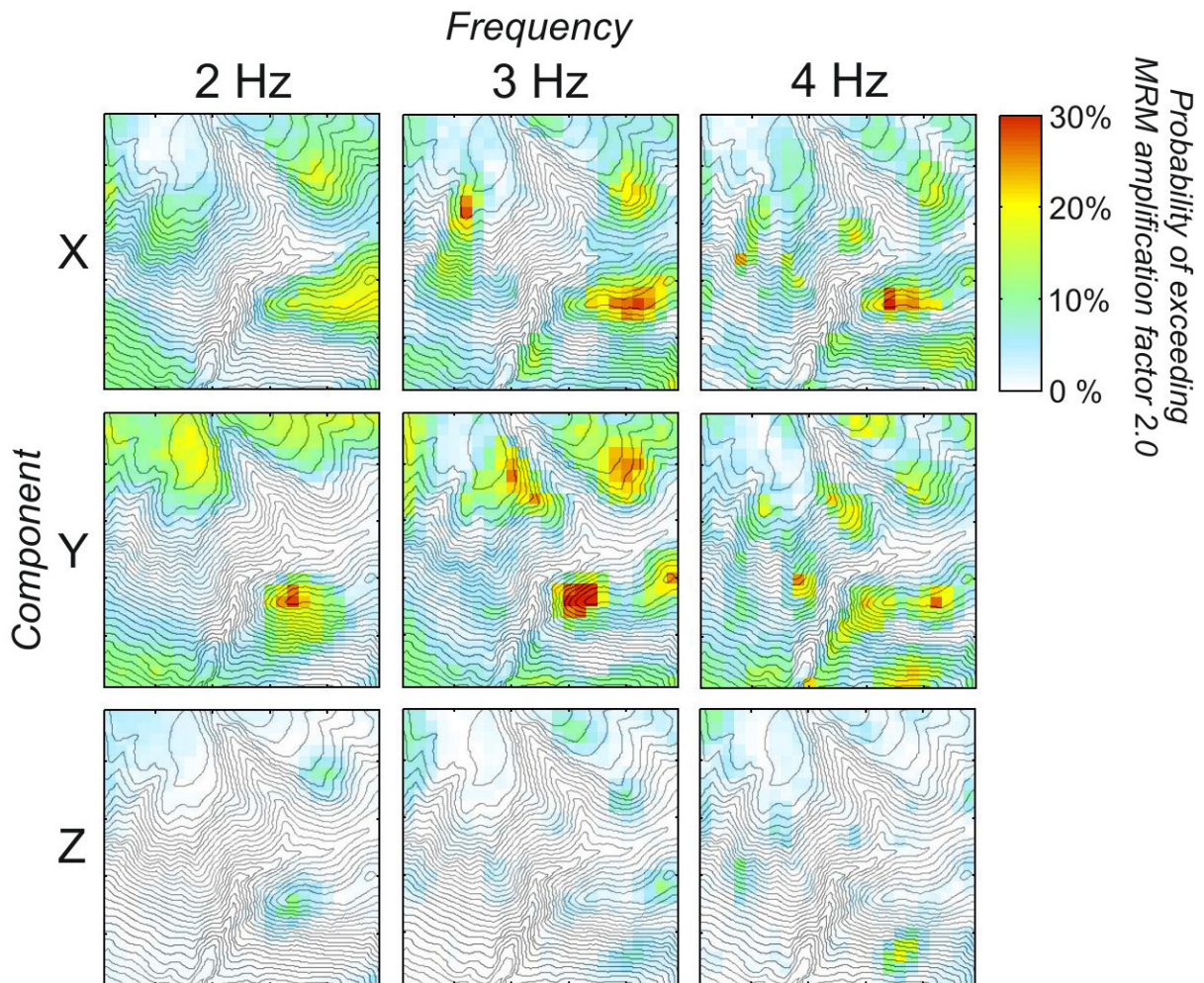


Figure 4-10 : Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 2 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources explosives.

L'utilisation de sources en double couple permet d'associer la variabilité du mécanisme au foyer (et donc du diagramme de radiation) à la variabilité de la position de l'hypocentre. Les mouvements générés par ces sources émettant ondes P et ondes S sont plus variés et plus réalistes que dans le cas précédent avec les sources isotropes.

Les résultats obtenus (Figure 4-11) avec l'ensemble des sources en double couple présentent plusieurs différences comparativement aux résultats précédents : (i) les probabilités sont équivalentes et concernent les mêmes zones, mais ces zones se concentrent différemment selon la fréquence et la composante, et (ii) les zones concernées sont plus nombreuses, notamment sur la composante verticale.

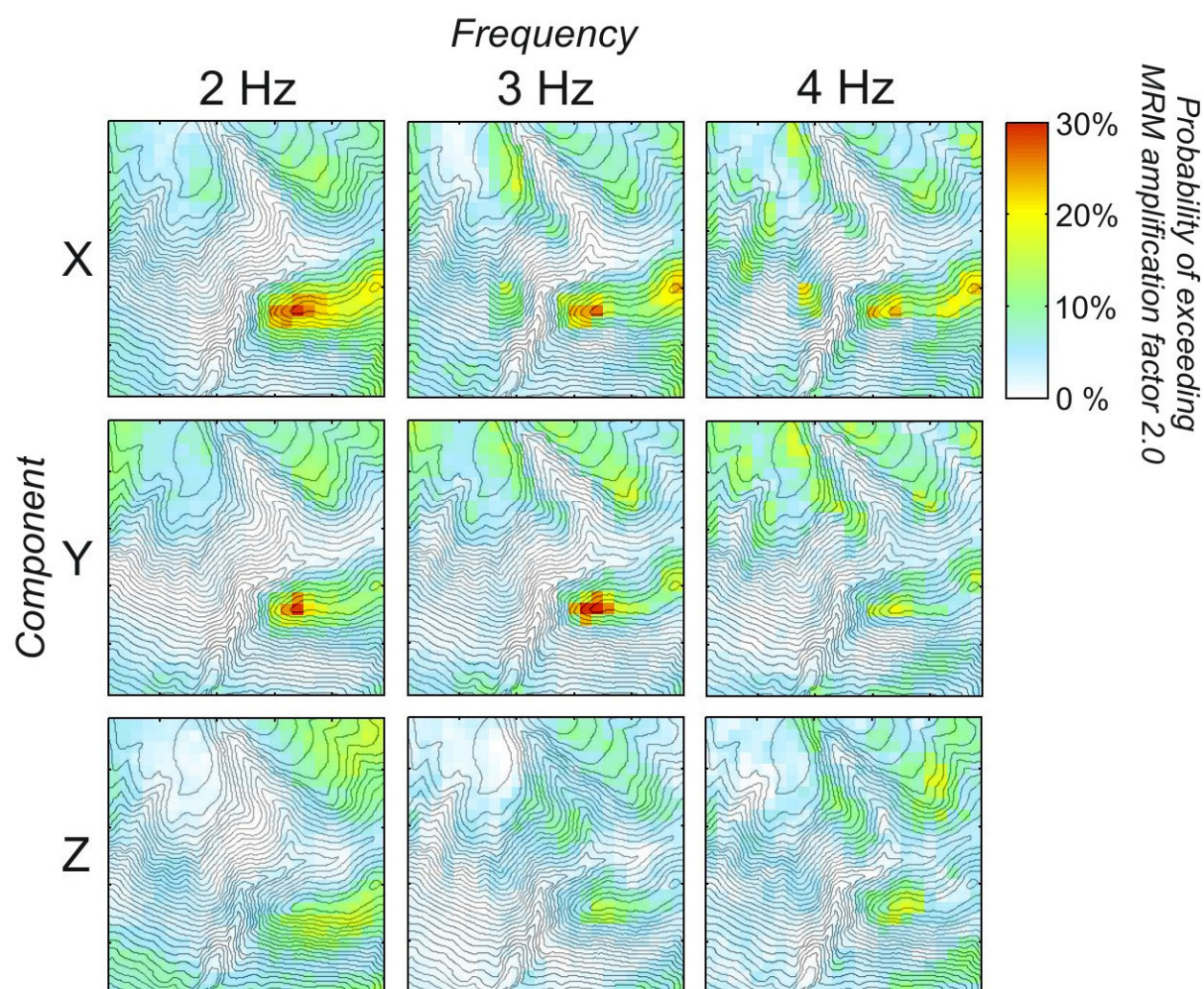


Figure 4-11 : Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 2 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple.

Les figures suivantes montrent la probabilité de dépasser respectivement le coefficient d'amplification 3 (Figure 4-12) et 4 (Figure 4-13) à partir de l'ensemble des sources en double couple. Les probabilités d'occurrence chutent très rapidement quand on considère des amplifications plus importantes. Les zones où il existe une probabilité de dépasser le coefficient 3 se concentrent uniquement sur les sommets et les pentes les plus raides, sans dépasser une probabilité d'occurrence supérieure à 10% (Figure 4-12). Peu de points ont une probabilité de dépasser le coefficient 4 : seuls les sommets sont concernés, sur une surface très restreinte avec une probabilité inférieure à 5% (Figure 4-13).

Aucun point de ce relief ne présente une probabilité de dépasser un coefficient d'amplification topographique supérieur ou égal à 5 pour l'ensemble des sources représentées.

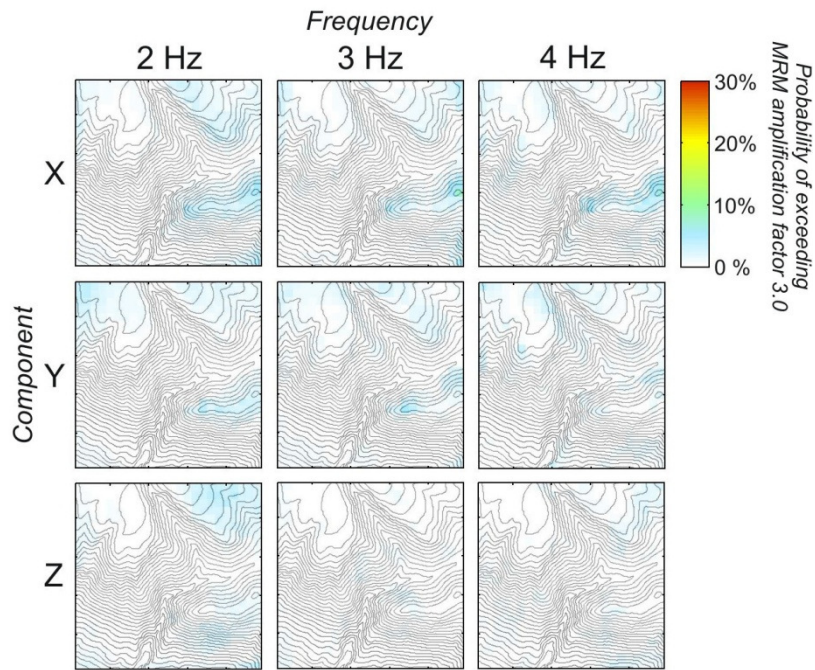


Figure 4-12 : Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 3 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple.

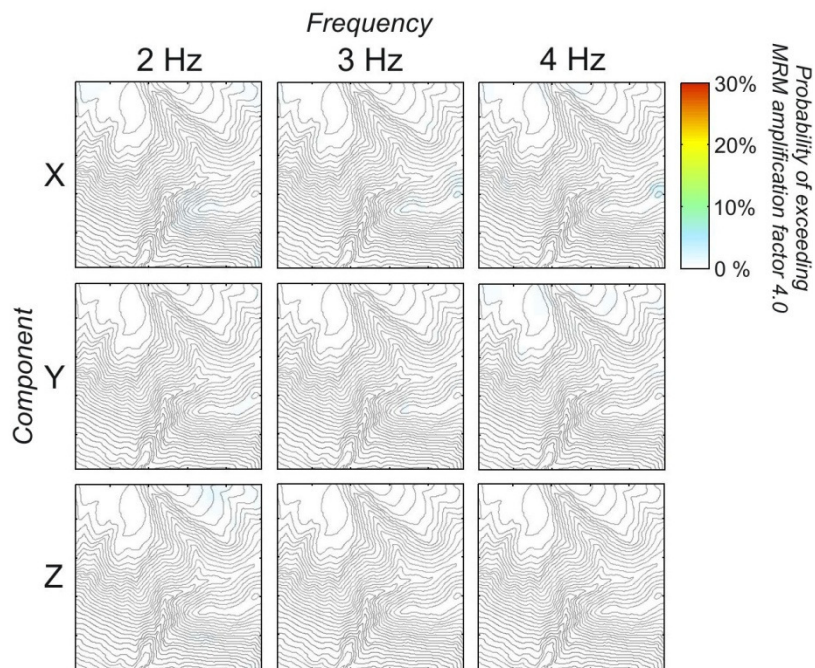
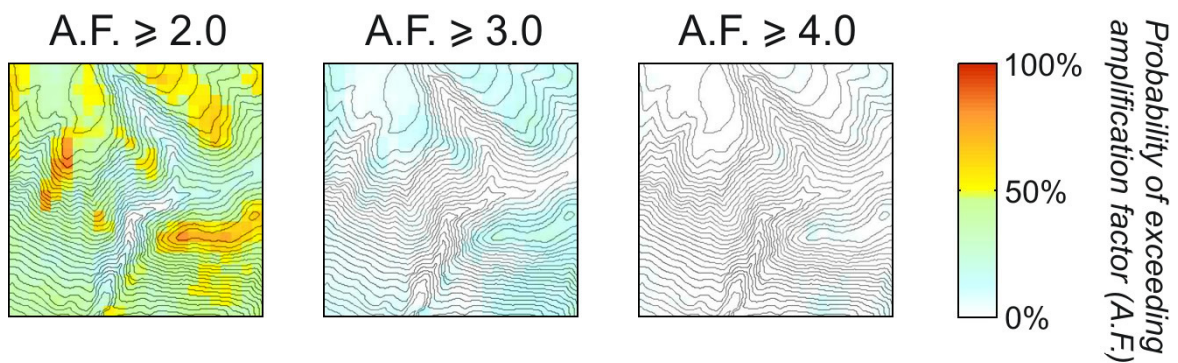


Figure 4-13 : Probabilité d'atteindre ou de dépasser un coefficient d'amplification topographique égal à 4 sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour 200 sources en double couple.

Lorsqu'on considère la valeur maximale obtenue pour toutes les fréquences et les trois composantes, l'occurrence de l'amplification topographique apparaît très fréquente (Figure 4-14). Cette figure est obtenue en retenant pour chaque point d'observation le coefficient maximal sur un ensemble de fréquences modélisées et les trois composantes. De cette façon,

l'occurrence d'un coefficient d'amplification topographique supérieur à 2 atteint 90% sur les sommets. Cette illustration, si elle n'indique pas la largeur de la bande de fréquences affectées et la direction préférentielle de l'amplification, montre néanmoins qu'une amplification aura très souvent lieu sur les reliefs convexes. Les pentes, bien que dans une moindre mesure, sont également largement affectées par une probabilité de dépasser le facteur 2 atteignant 40%. On remarque que seul le fond de la vallée principale a une probabilité quasiment nulle de subir une amplification topographique.

a) 200 explosive sources



b) 200 double couple sources

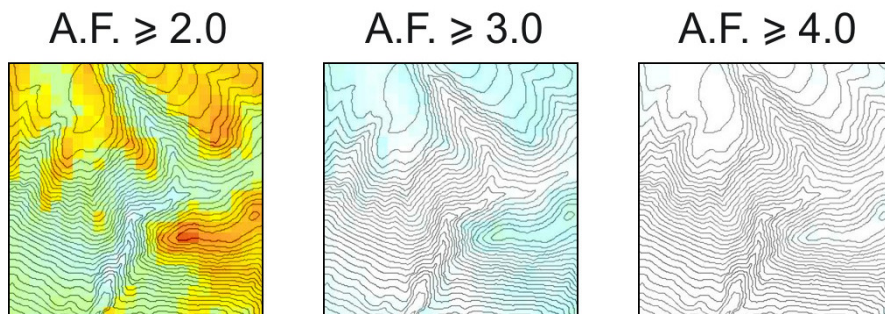


Figure 4-14 : Occurrence de l'amplification topographique sur le modèle topographique de la Grande Montagne, pour a) 200 sources explosives, et b) 200 sources en double couple. A.F. : coefficient d'amplification.

Cette représentation ne permet pas de différencier une amplification qui affecte largement les fréquences et les trois composantes du mouvement du sol d'une amplification restreinte en fréquence et en composante. Mais elle montre que la topographie a toujours un impact sur le mouvement du sol. Il faut simplement considérer que la distribution de l'amplification dans l'espace et dans les fréquences varie à chaque configuration source-topographie différente.

Néanmoins aucun point du modèle topographique, dans la configuration d'étude de la Grande Montagne, ne montre une probabilité atteignant 100% de dépasser le facteur 2 quelles

que soient la fréquence et la composante considérées, pour l'ensemble des sources que nous avons modélisées.

La distribution des 200 coefficients maximums d'amplification topographique obtenus pour les 200 sources double couple est différente selon l'emplacement du point d'observation considéré. La Figure 4-15 donne la distribution propre à 4 points topographiques représentatifs : (a) un point placé sur la pente principale, (b) un point au sommet de la Grande Montagne, (c) un point dans le fond de la Grande Combe et (d) un dernier sur la crête du Pointu.

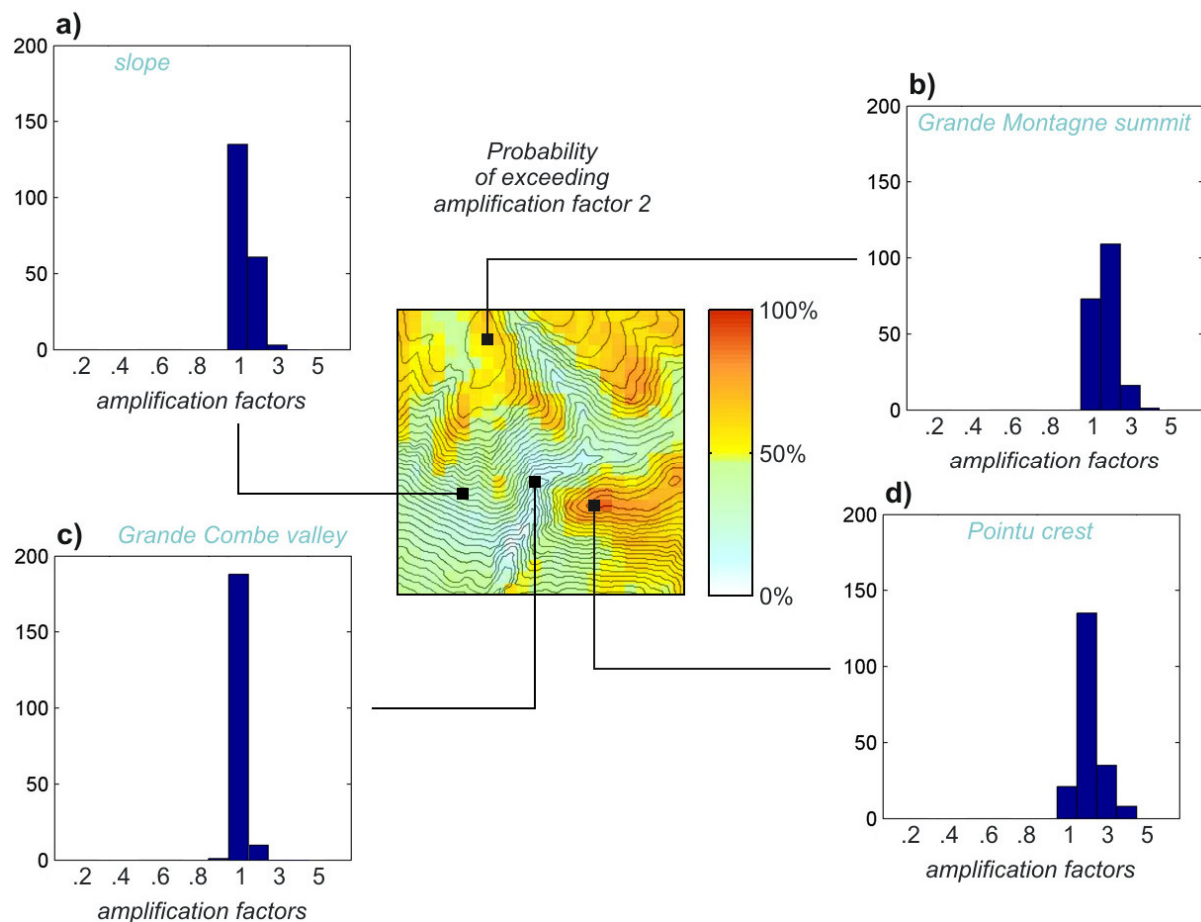


Figure 4-15 : Distribution des coefficients maximums d'amplification topographique obtenus sur 4 sites représentatifs pour 200 sources double couple à position et mécanisme au foyer aléatoires. Le maximum est déterminé sur un ensemble de fréquences modélisées (1 à 5 Hz tous les 0.5 Hz) et des trois composantes du mouvement du sol.

Pour un point placé dans le fond d'une vallée étroite (Figure 4-15c), une large majorité des coefficients maximums sont proches de 1. Cela ne montre statistiquement aucun effet topographique, bien qu'une amplification proche de 2 soit tout de même possible dans 5% des

cas. Pour un point placé sur une pente (Figure 4-15a), la distribution comporte également une grande quantité de coefficients proches de 1, mais une part plus importante aux alentours de 2, voir même quelques cas autour de 3. Cette tendance s'accroît pour les points placés aux sommets (Figure 4-15 b et d), où l'on voit apparaître quelques cas avec un coefficient maximal proche de 4.

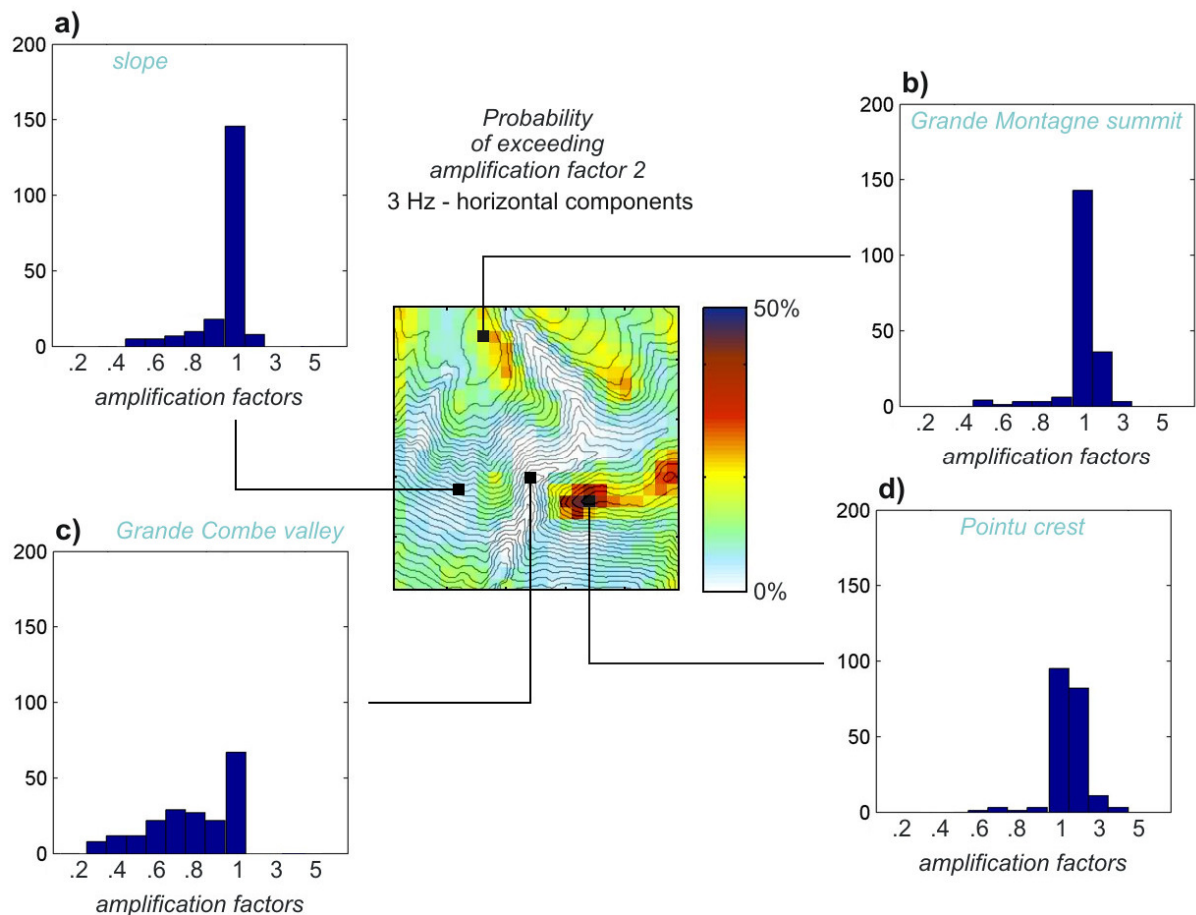


Figure 4-16 : Distribution des coefficients maximums d'amplification topographique horizontale obtenus à 3 Hz sur 4 sites représentatifs pour 200 sources double couple à position et mécanisme au foyer aléatoires. Le maximum est déterminé sur les deux composantes horizontales du mouvement du sol.

L'ensemble des valeurs possibles du coefficient d'amplification topographique observé à ces 4 points représentatifs est plus large lorsque l'on considère la fréquence et la composante. Une telle représentation est donnée en exemple à la Figure 4-16, où est représentée la distribution du coefficient maximum d'amplification horizontale à 3 Hz. On voit que même les points placés aux sommets peuvent être affectés par une désamplification dans quelques cas. La variété des coefficients d'amplification topographique possibles aux points les plus affectés par l'amplification topographique est très large selon la fréquence et la

composante considérée. En un même point élevé, on peut envisager d'observer une amplification pour une source à une fréquence donnée, et une désamplification à la même fréquence pour une autre source placée différemment par rapport à la topographie.

III.3 Une forte variabilité du coefficient d'amplification topographique selon la configuration source-relief

Les observations faites sur 400 sources à position aléatoire, dont 200 à mécanisme au foyer aléatoire, ont montré la forte variabilité du coefficient d'amplification topographique selon la configuration de la source par rapport à la géométrie du relief. Nous avons proposé de décrire cette variabilité comme un paramètre statistique : la probabilité en % de dépasser une valeur choisie de coefficient d'amplification.

Sur le terrain, le nombre de sources possibles est rarement aussi élevé pour transposer directement l'approche numérique présentée aux enregistrements de terrain. Nous recommandons une approche mixte permettant d'une part de modéliser toutes les sources connues et d'autre part de compléter cet ensemble avec des sources localisées en dehors des zones hypocentrales connues pour déterminer au mieux l'occurrence de l'effet de site topographique en un site étudié.

Nous avons identifié quelques limites associées à cette variabilité pour le modèle topographique d'étude de la Grande Montagne avec cet ensemble de sources :

- Nos observations n'ont pas permis de déterminer un point du modèle qui présenterait un coefficient d'amplification supérieur ou égal à 2 pour 100% des sources représentées ;
- Nous n'obtenons pas de coefficient d'amplification topographique supérieur à 5 pour aucune des 400 sources. Toutefois, cette conclusion n'est pas définitive dans la mesure où il n'a pas été possible de réaliser les calculs permettant de modéliser tous les angles d'incidence, notamment les incidences verticales et horizontales.

Il est intéressant de comparer les résultats de la Figure 4-14 avec les recommandations des normes de construction parasismique françaises et européennes concernant l'effet de site topographique (voir chapitre 1). Les normes PS92 et EC8 préconisent un coefficient d'amplification qui ne peut pas atteindre le facteur 2. Dans le cas d'étude considéré, la Figure

4-14 montre la probabilité de dépasser significativement cette recommandation pour un ensemble de sources variées. Même si dans la réalité les sources possibles ne sont pas aussi variées, les coefficients d'amplification topographique prédits par toutes nos modélisations sont fréquemment supérieurs à 2 sur les sommets et les crêtes. Nous pouvons également confronter ces résultats à ceux des simulations 2D décrits au chapitre 1. Ces dernières prédisent rarement un coefficient supérieur à 2 [Geli *et al.*, 1988], tandis que nos simulations sur des modèles topographiques 3D le font beaucoup plus fréquemment.

IV. Effets des conditions du sous-sol couplées avec la topographie

Nous avons vu dans le chapitre 1 qu'une combinaison des effets de sites lithologiques et topographiques était possible car ils affectent le mouvement du sol de la même façon, sur le niveau d'amplitude, la fréquence et la durée du signal [Assimaki *et al.*, 2005a]. La structure interne du massif peut donc troubler la réponse topographique. Comment se comporte le coefficient d'amplification topographique lorsque le sous-sol contient des hétérogénéités affectant les vitesses sismiques ?

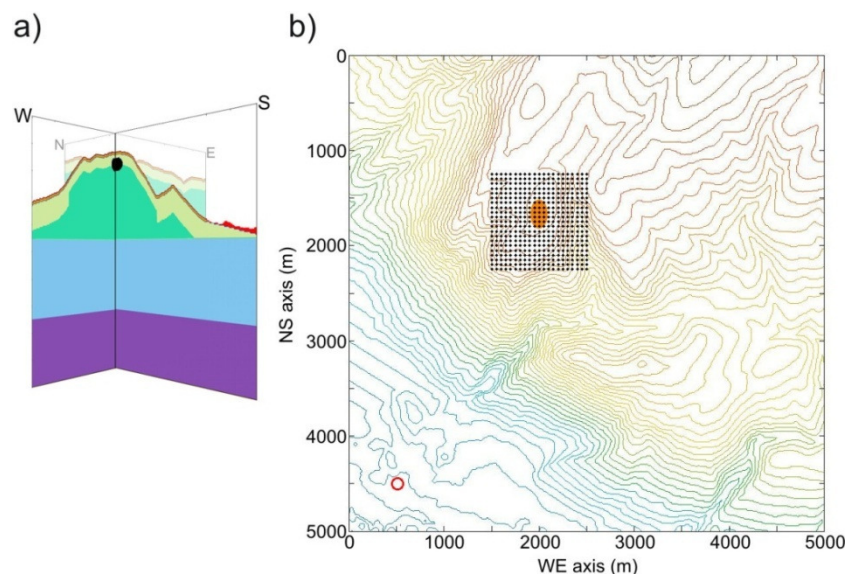


Figure 4-17 : a) *Emplacement de l'anomalie ovoïdale dans le modèle 3D de la Grande Montagne (ovoïde en noir) et b) réseau de 441 points d'observation (points noirs) placés à l'aplomb de cette anomalie (ovale orange). La structure de ce modèle 3D à couches est décrite au chapitre 3 partie IV.2. Dans les exemples suivants, l'épicentre de la source est placé au cercle rouge (b) et l'hypocentre est à 5 km de profondeur.*

Nous testons ici l'impact de la variation latérale des vitesses sismiques sur l'estimation des coefficients d'amplification topographique en insérant une hétérogénéité 3D dans le modèle de la Grande Montagne. Cette hétérogénéité prend la forme d'un ovoïde placé au cœur du relief principal (Figure 4-17).

Cet ovoïde mesure 400 m de long, 200 m de large et 100 m de hauteur. Le toit de cette anomalie est à 50 m de profondeur sous le sommet (Figure 4-17a). Les 441 points d'observation sont répartis avec un espacement de 50 m dans un réseau placé à l'aplomb de cette anomalie et couvrant une surface suffisante pour représenter efficacement la topographie du sommet (Figure 4-17b). L'encaissant est le modèle à couches décrit au chapitre 3 partie IV.2 mais où les 3 couches superficielles contenues dans le massif présentent des vitesses $V_P = 5000$ m/s et $V_S = 3000$ m/s afin de constituer un encaissant homogène autour de l'anomalie. Dans tous les exemples suivants, la position de la source est fixe et telle que décrite par le rond rouge à la Figure 4-17. Cette source est soit explosive, soit double couple.

La simplicité de cette hétérogénéité ne rend pas compte de ce que l'on peut observer sur le terrain ; néanmoins ce cas simple nous permet de dégager quelques grandes tendances quant à l'influence des variations latérales de vitesse sismique et d'apporter quelques éléments méthodologiques relatifs à la détermination de l'effet de site topographique prenant en compte cette configuration du sous-sol.

Le premier constat concerne la difficulté à conserver un signal à hautes fréquences dans un modèle de dimensions kilométriques où le contraste des vitesses sismiques augmente. Cette difficulté est inhérente à l'utilisation d'un code en différences finies tel que SHAKE3D basé sur une discrétisation régulière du milieu qui implique que la vitesse minimale du modèle impacte directement la fréquence maximale et la stabilité du calcul (voir chapitre 2 partie II). Cette fréquence maximale est définie par :

$$f_{max} = \frac{V_{min}}{dx N_\lambda}$$

La valeur de N_λ , nombre de nœuds par longueur d'onde, doit être égale à 60 dans le cas d'une surface libre avec topographie [Bohlen & Saenger, 2006 ; Cruz-Atienza *et al.*, 2006]. Nous souhaitons conserver un modèle de dimensions kilométriques afin de bien représenter toute la réponse topographique (celle-ci s'étend dans un rayon égal à deux fois la dimension

horizontale du relief [Pedersen *et al.*, 1994b ; Chávez-García *et al.*, 1996]). Pour conserver un besoin raisonnable en mémoire vive en utilisant un modèle de ces dimensions, la valeur du pas spatial dx est fixée à 10 m. Dans ces conditions, si dx et N_λ ne varient pas, la fréquence maximale devient directement proportionnelle à la vitesse minimale insérée dans le modèle.

Nous avons déjà vu qu'explorer l'effet de site topographique dans un milieu 3D homogène est possible avec un code utilisant une grille régulière pour discrétiser le milieu. Sur la base d'une discrétisation régulière, l'effet de site lithologique peut être modélisé dans une bande de fréquences raisonnable en diminuant la valeur de dx et en réduisant la taille du modèle pour limiter les besoins en mémoire vive.

Le véritable problème se pose lorsque l'utilisateur souhaite étudier conjointement les effets de la topographie et des hétérogénéités du sous-sol.

Les exemples suivants sont des tentatives pour explorer ces effets combinés, mais l'utilisation d'un code avec discrétisation régulière du milieu impose des restrictions sur la vitesse minimale représentée et sur la fréquence maximale modélisée, comme nous allons le voir.

IV.1 Effet d'un contraste en vitesse

Les vitesses sismiques dans l'encaissant sont $V_P = 5000$ m/s et $V_S = 3000$ m/s. Nous insérons un contraste de vitesse dans l'anomalie ovoïdale : V_P diminue à 3060 m/s et V_S à 1800 m/s. Avec ces vitesses, la fréquence maximale de nos modélisations est égale à 3 Hz.

La Figure 4-18 montre les signaux calculés en un point d'observation à la surface topographique et à l'aplomb du centre de l'anomalie (trait plein). Les signaux calculés au même point mais dans un modèle sans anomalie sont donnés en comparaison (trait pointillé). On remarque que l'anomalie affecte assez peu les composantes horizontales. Amplitudes et formes y sont tout à fait comparables. En revanche l'effet de l'anomalie est plus important sur la composante verticale. En présence de l'anomalie qui contient des vitesses sismiques 40% plus faibles que dans l'encaissant, les amplitudes verticales sont plus élevées que dans le cas sans anomalie.

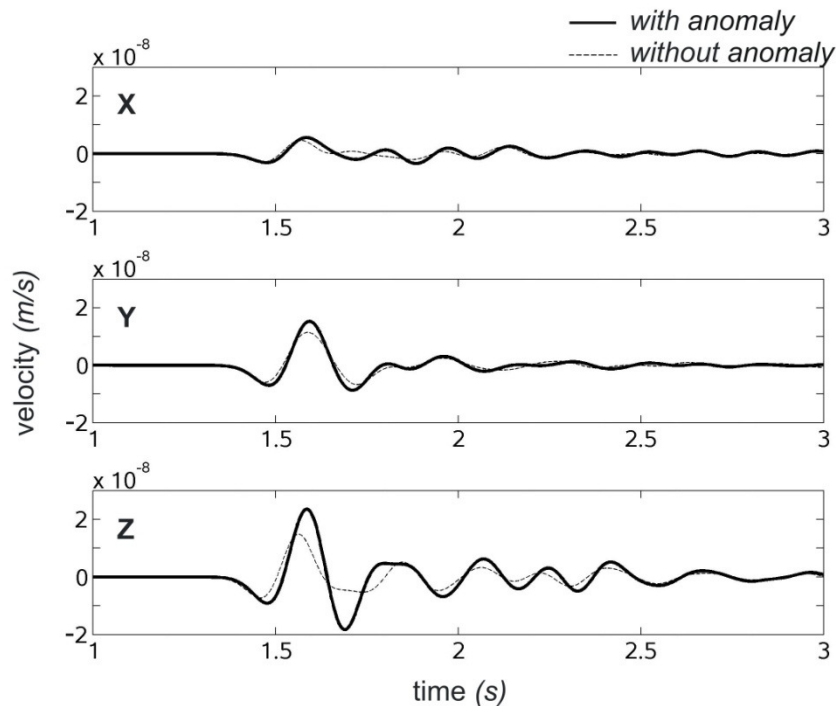


Figure 4-18 : Sismogrammes calculés en surface à l’aplomb d’une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse avec l’encaissant (trait gras). Vitesse V_P de l’encaissant = 5000 m/s, vitesse V_P dans l’anomalie = 3060 m/s. Les sismogrammes calculés sans l’anomalie sont représentés pour comparaison (trait pointillé).

Cet effet se traduit également sur l’estimation des coefficients d’amplification topographique, tel que l’illustre la Figure 4-19. On voit qu’une légère amplification apparaît à 3 Hz au sommet de la Grande Montagne, là où il n’y en avait pas dans le modèle sans anomalie. Cet effet est uniquement visible sur la composante verticale, les coefficients d’amplification horizontale n’étant pas affectés.

La Figure 4-19 montre comment on peut dégager l’influence de l’anomalie seule à l’aide de deux simulations. Une première simulation (#1) est réalisée dans un milieu représentant l’encaissant sans anomalie. Une seconde modélisation (#2) utilise exactement le même modèle et la même source que dans le cas #1, mais en ajoutant l’anomalie 3D dans le milieu. La réponse de cette anomalie seule est obtenue en divisant pour chaque fréquence les coefficients d’amplification calculés dans le cas #2 par les coefficients calculés dans le cas #1.

Ceci est représenté à la droite de la Figure 4-19. On voit ainsi apparaître la répartition spatiale de l’effet dû à la présence de l’anomalie. L’étalement de l’amplification provoquée par l’anomalie reflète directement la forme ovoïdale de celle-ci. Le gain d’amplification est maximum à l’aplomb de l’anomalie et diminue progressivement en atteignant ses bords.

3.0 Hz - composante verticale

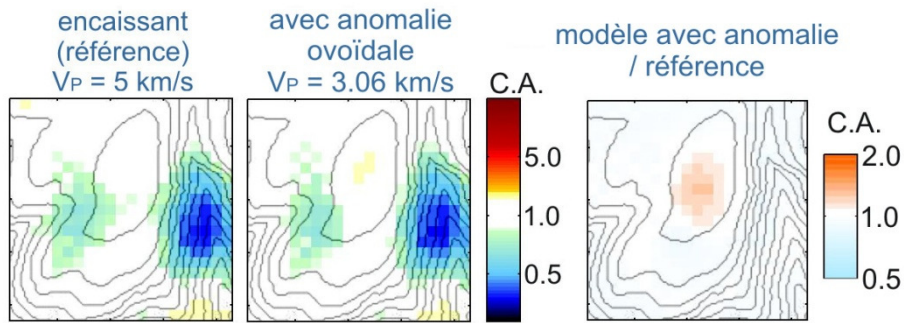


Figure 4-19 : Coefficients d'amplification verticale générés à 3 Hz par une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse avec l'encaissant.

Cet effet apparaît à 3 Hz sur la composante verticale uniquement, et n'existe pas sur les composantes horizontales et dans les fréquences inférieures. A l'aplomb de l'anomalie, le coefficient d'amplification topographique est égal à 1 dans le cas #1 et augmente à 1.33 dans le cas #2. Comme les fréquences modélisées ne nous permettent pas de voir la décroissance de cet effet, on ignore s'il est maximum à 3 Hz ou s'il s'aggrave dans les fréquences supérieures.

Nous retenons de cet exemple les tendances suivantes :

- Une zone où les vitesses sismiques sont diminuées par rapport à l'encaissant provoque en surface une aggravation du coefficient d'amplification topographique ;
- Nous avons testé d'autres cas où le contraste de vitesse est moins important : l'aggravation du coefficient d'amplification est d'autant plus forte que le contraste de vitesse avec l'encaissant est élevé ;
- L'effet est suffisant pour troubler la compréhension du mouvement du sol au sommet du relief : une amplification est apparue, pouvant passer pour une amplification topographique apparente si l'examineur ne connaît pas la structure du sous-sol ;
- Dans la configuration étudiée, seule la composante verticale est affectée par une amplification, les composantes horizontales ne le sont pas ;
- La répartition en surface de l'effet provoqué par l'anomalie est directement le reflet de sa forme.

IV.2 Effet d'une cavité

Dans l'exemple suivant, nous testons des vitesses V_P et V_S nulles au cœur de l'anomalie ovoïdale, ce qui revient à simuler une cavité. La fréquence maximale dans ce cas est égale à 5 Hz. La Figure 4-20 montre les formes d'ondes calculées en surface à l'aplomb de l'anomalie. On voit en comparant avec l'exemple précédent que cette fois-ci toutes les composantes sont affectées par rapport au cas sans l'anomalie. La présence de la cavité perturbe fortement les formes d'ondes.

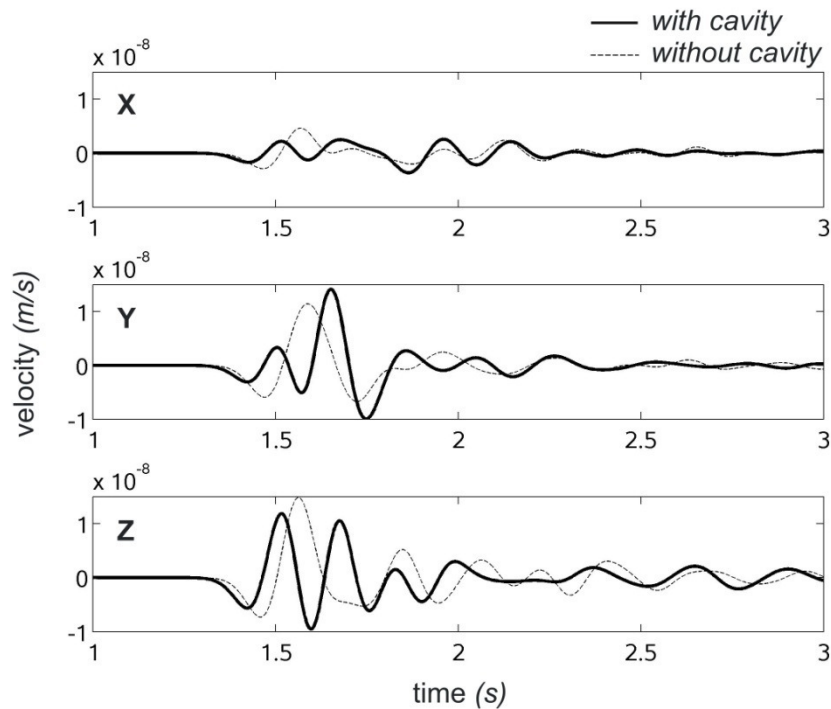


Figure 4-20 : Sismogrammes calculés en surface à l'aplomb d'une cavité ovoïdale (trait gras). Les sismogrammes calculés sans la cavité sont représentés pour comparaison (trait pointillé).

1.5 Hz - composante horizontale X

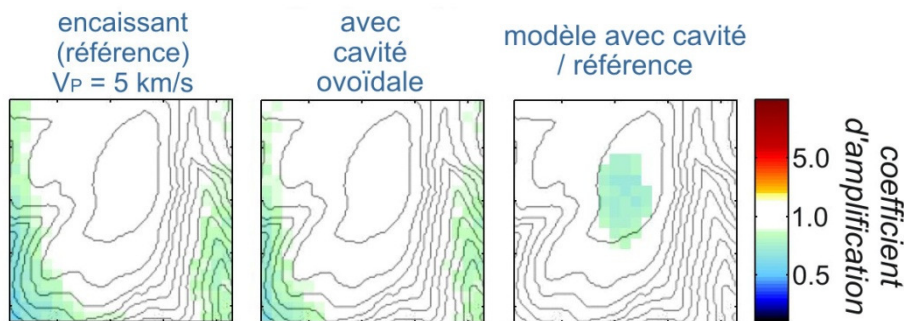


Figure 4-21 : Coefficients d'amplification horizontale à 1.5 Hz générés par une cavité ovoïdale.

Le phénomène est simple d'aspect une fois traduit en termes de coefficients d'amplification (Figure 4-21). A 1.5 Hz, la cavité provoque une désamplification du

mouvement du sol à l'aplomb de cette anomalie. C'est un comportement assez proche de l'exemple précédent, mais à l'effet inversé où cette fois-ci l'anomalie provoque une désamplification plutôt qu'une amplification.

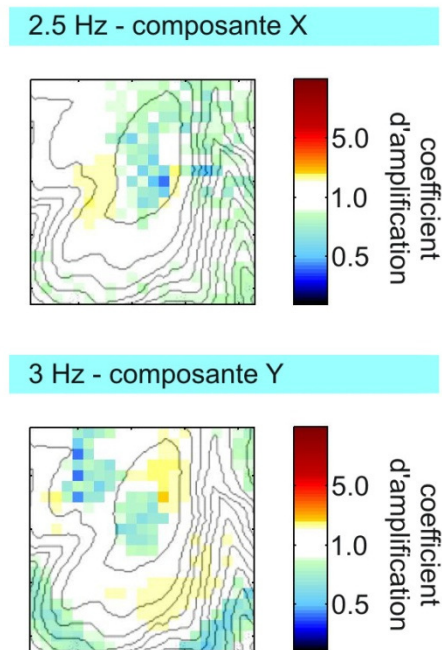


Figure 4-22 : *Coefficients d'amplification horizontale générés par une cavité ovoïdale. Les effets de la cavité sont exprimés par rapport à la référence (coefficients d'amplification topographique sans l'anomalie).*

Par ailleurs, dans ce cas la présence de la cavité affecte toutes les composantes. On observe également que plus on monte en fréquence, plus le comportement du mouvement du sol aux environs de l'anomalie devient complexe (comparer Figure 4-21 et Figure 4-22). Au-delà de 2.5 Hz, une amplification apparaît à la surface topographique au-dessus des bords de l'anomalie. L'effet central est toujours en désamplification, mais une auréole d'amplification apparaît autour de cette zone.

Ce comportement s'observe également sur la composante verticale (Figure 4-23). Une désamplification apparaît à 1.5 Hz à l'aplomb de l'anomalie ; son ampleur augmente à 2.5 Hz et un petit nombre de points apparaît déjà en amplification sur le bord de la zone désamplifiée. A 3 Hz, l'effet de désamplification est maximum et une auréole d'amplification se place du côté de l'anomalie opposé à l'arrivée des ondes incidentes par rapport à la localisation de la source. Cette forme évoque un cône d'ombre (désamplification) et une zone étroite de focalisation (amplification) en arrière de l'anomalie par rapport à l'incidence des ondes.

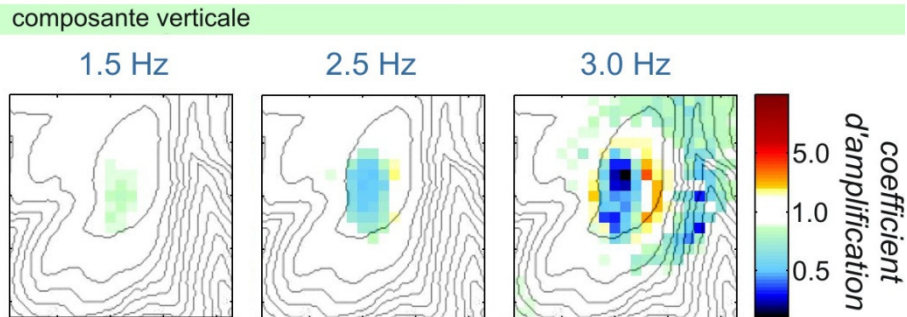


Figure 4-23 : Coefficients d'amplification verticale à différentes fréquences générés par une cavité ovoïdale.

Le comportement décrit dans le cas d'une source isotrope est identique en utilisant une source double couple.

Nous retenons de cet exemple que :

- Une cavité placée sous la surface provoque une désamplification du mouvement du sol à l'aplomb de cette anomalie ;
- Toutes les composantes sont affectées ;
- Au maximum de l'effet, les coefficients d'amplification topographique sont perturbés par la présence de la cavité dans une zone bien plus grande que la taille de l'anomalie (les limites de notre réseau ne nous permettent pas de mesurer l'étendue spatiale de cette influence) ;
- Une amplification apparaît à l'aplomb des bords de l'anomalie dans une bande étroite de fréquences.

IV.3 Effet de la variation du rapport V_P/V_S

Le rapport V_P/V_S augmente quand les ondes sismiques traversent une zone fortement saturée en eau (~ 100% de saturation) : en effet quand la saturation approche 100%, les pores de la roche sont plus difficiles à comprimer, la rigidité augmente et la vitesse des ondes P augmente [Knight *et al.*, 1998]. En revanche pour un milieu isotrope, le module de cisaillement est insensible aux variations de saturation et par conséquent la vitesse des ondes S est peu affectée par la présence d'eau dans les pores [Barton, 2007].

Le rapport V_P/V_S est classiquement égal à $\sqrt{3}$ (~1.73) dans les roches consolidées où la porosité est nulle. Il atteint la valeur 2 dans les zones de cisaillement et il est compris entre 1.4 et 2 pour les roches saturées en eau [Barton, 2007].

Catchings et Lee (1996) parviennent à identifier une zone où le rapport V_P/V_S augmente sous le sommet de la colline de Tarzana, Californie. Ces auteurs interprètent cette structure en vitesse comme la marque d'une zone fortement saturée. D'après leurs conclusions, cette zone saturée aggrave considérablement l'amplification topographique mesurée au sommet de la colline.

Nous ne pouvons pas modéliser des vitesses aussi basses que celles qu'ils ont mesurées (inférieures à 600 m/s). Dans le cas de Tarzana, outre un rapport V_P/V_S élevé, cette zone présente également un contraste de vitesse avec l'encaissant : la vitesse des ondes S est significativement plus basse. Nous reproduisons un schéma semblable, bien qu'à une échelle différente.

Pour étudier l'impact d'un rapport V_P/V_S variable au cœur du relief, il est nécessaire que la source émette des ondes P et S. Nous utilisons une source double couple placée au même endroit que la source des exemples précédents, avec le mécanisme au foyer suivant : azimut 315° , pendage 30° , glissement 90° . Ce mécanisme représente un glissement en faille inverse pure.

Le rapport de la vitesse des ondes P avec la vitesse des ondes S dans l'anomalie ovoïdale varie de 1.73 à 1.9. La fréquence maximale de ces modélisations est 2.3 Hz.

Les formes d'ondes calculées dans les cas avec et sans l'anomalie sont comparées à la Figure 4-24. A nouveau on observe que les composantes horizontales sont peu affectées. La variation du rapport V_P/V_S n'a pas non plus d'influence sur ces composantes.

Seule la composante verticale est affectée significativement. Les amplitudes à l'aplomb de l'anomalie (traits pleins) sont plus élevées que les amplitudes calculées sans l'anomalie (traits pointillés). On retrouve le même comportement que dans le premier exemple.

Lorsque le rapport V_P/V_S augmente, cette amplification observée sur la composante verticale s'aggrave (zone bleue sur la Figure 4-24). Toutefois l'influence du contraste de vitesse avec l'encaissant reste très nettement l'effet dominant.

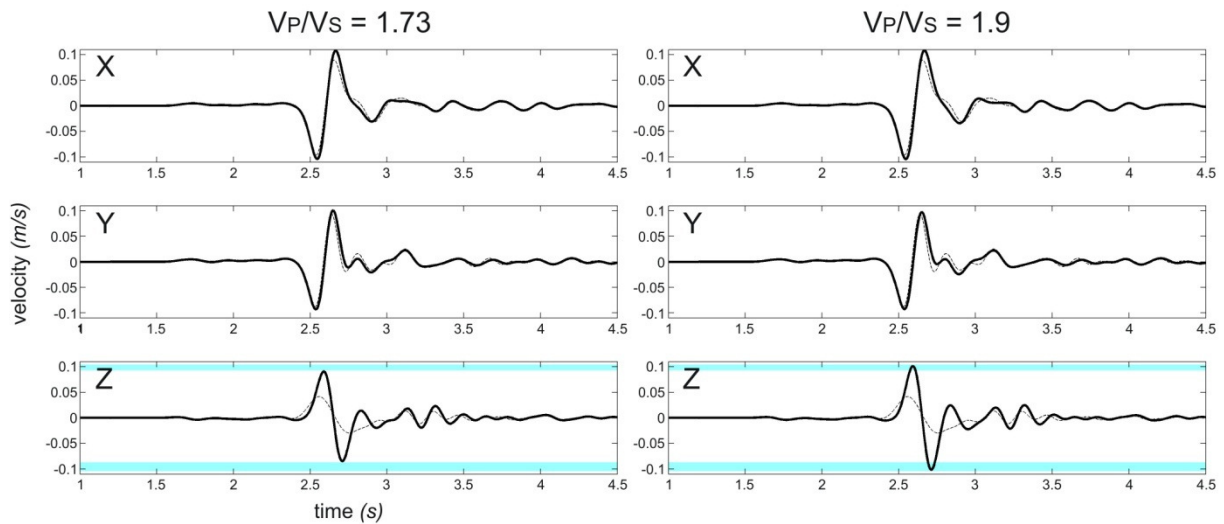


Figure 4-24 : Sismogrammes calculés en surface à l’aplomb d’une anomalie ovoïdale souterraine (voir description dans le texte) où le rapport V_P/V_S interne est égal à 1.73 (gauche) ou 1.9 (droite). La zone bleutée montre l’écart d’amplitude entre les deux cas sur la composante verticale. Les sismogrammes en pointillés sont obtenus sur un modèle sans anomalie.

La Figure 4-25 montre comment un rapport V_P/V_S plus élevé provoque une aggravation significative des coefficients d’amplification topographique calculés en surface. Cet effet n’est pas très élevé, mais la fréquence maximum n’est que de 2.3 Hz ce qui ne permet pas de décrire toute l’ampleur du phénomène. Le coefficient d’amplification à 2.3 Hz sur la composante verticale à l’aplomb de l’anomalie est égal à 1.02 pour un modèle sans anomalie, augmente jusqu’à 1.43 pour le premier cas avec l’anomalie ($V_P = 2.6$ km/s et $V_P/V_S = 1.73$), et atteint 1.57 pour le deuxième cas avec l’anomalie ($V_P = 2.6$ km/s et $V_P/V_S = 1.9$).

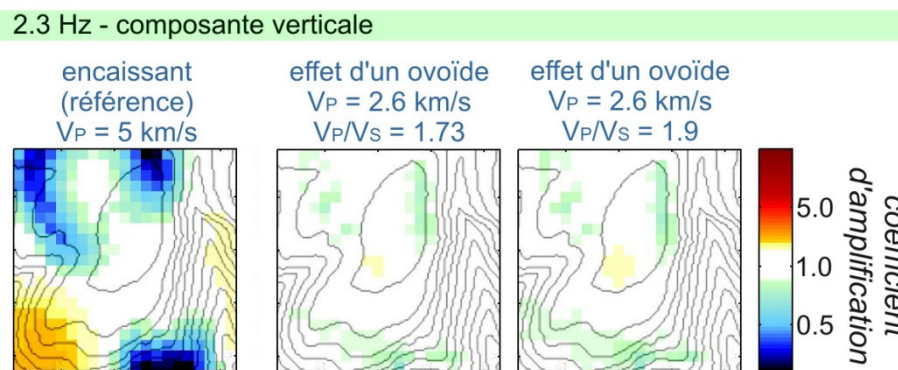


Figure 4-25 : Coefficients d’amplification générés par une anomalie ovoïdale présentant un contraste de vitesse des ondes P avec l’encaissant et un rapport V_P/V_S variable. Les effets de l’ovoïde sont exprimés par rapport à la référence (coefficients d’amplification topographique sans l’anomalie).

La conclusion principale de cet exemple est que le contraste de vitesse entre l’hétérogénéité et l’encaissant est le facteur dominant à une modification du coefficient d’amplification. Toutefois il faut distinguer le contraste provoqué par la variation de V_P du

contraste provoqué par la variation de V_S . Les deux contrastes ne sont pas forcément équivalents. Le calcul du coefficient d'amplification donne donc des résultats différents selon que le milieu est affecté par le train d'onde P ou par le train d'onde S ; cette différence est largement imputable à la polarisation des ondes qui interagissent différemment avec la géométrie de la topographie. Une certaine part de cette différence peut provenir de la variabilité du rapport V_P/V_S dans le milieu.

Ceci confirme la nécessité de connaître au mieux le milieu aussi bien en V_P qu'en V_S , surtout dans les milieux hydratés ou fracturés.

IV.4 Impact des conditions du sous-sol sur l'évaluation du coefficient d'amplification topographique

Bien que limités en termes de contrastes de vitesse, de fréquences et de formes d'hétérogénéités, les différents cas étudiés permettent de mettre en évidence un comportement global :

- Une diminution latérale des vitesses sismiques provoque une aggravation du coefficient d'amplification topographique à l'aplomb de cette hétérogénéité ;
- Cette aggravation est d'autant plus importante que le contraste de vitesse avec l'encaissant est grand ;
- La composante verticale est la plus affectée ;
- Des vitesses nulles provoquent une désamplification à l'aplomb de l'hétérogénéité ;
- La zone d'influence en surface peut être plus grande que les dimensions de l'anomalie.

Ces exemples simples ont permis de montrer que les variations latérales de vitesse même de faible ampleur peuvent augmenter ou diminuer les coefficients d'amplification calculés en surface d'une quantité suffisante pour changer le comportement apparent au sommet du relief (apparition ou aggravation d'une amplification ou désamplification). Au vu de ces résultats, connaître le milieu traversé est indispensable pour interpréter des coefficients d'amplification et déduire leur origine.

Nous avons vu dans les chapitres 1 et 2 que l'effet de site topographique s'exprime principalement sur les composantes horizontales du mouvement du sol. La composante

verticale est aussi affectée, mais dans une moindre mesure. En revanche dans nos exemples, la composante verticale était systématiquement la plus affectée en présence d'une anomalie en vitesse relativement au même milieu sans l'anomalie. Nous n'avons pas pu modéliser de très basses vitesses, mais n'y a-t-il pas là une piste permettant de reconnaître un effet couplé de la topographie et de la géologie, ainsi que la variabilité temporelle de la réponse du site lorsqu'une anomalie se met en place (*ex.* apport saisonnier d'eau météorique en subsurface) ? Assimaki *et al.* (2005a) ont également conclu à partir de simulations hétérogènes 2D que la composante verticale est largement plus affectée par les propriétés du sous-sol que les composantes horizontales. Certains auteurs n'observent pas sur le terrain d'effet de site topographique sur la composante verticale [Pedersen *et al.*, 1994b ; Nechtschein *et al.*, 1995], tandis que d'autres la trouvent autant affectée que les composantes horizontales [Umeda *et al.*, 1987 ; Gaffet *et al.*, 2000]. Au vu des travaux de ces différents auteurs et des résultats présentés ici, nous suggérons de particulièrement prendre en compte les variations spatiales et temporelles des propriétés du sous-sol pour comprendre le mouvement du sol lorsque le comportement de la composante verticale s'avère complexe.

V. Conclusion

L'effet de site topographique est simulé de façon réaliste seulement si la modélisation prend en compte toute la complexité du phénomène.

Le recours à la simulation 3D représente une avancée considérable pour diminuer l'écart entre les données simulées et observées. Toutefois un désaccord apparaît vis-à-vis de l'estimation du coefficient d'amplification topographique en utilisant différentes méthodes de modélisation. Ce désaccord s'amplifie dans les hautes fréquences. D'autres tests comparatifs doivent être réalisés avec d'autres méthodes pour préciser la valeur des déviations, afin de pouvoir étendre aux plus hautes fréquences l'estimation du coefficient d'amplification topographique.

L'effet de site topographique se répartit de façon différente sur le relief en fonction de la position de la source. Nous avons montré que cette variabilité est suffisamment importante pour qu'elle soit prise en compte dans l'estimation des coefficients d'amplification topographique. En modélisant toutes les sources connues à un site donné, l'utilisateur obtient une évaluation des probabilités de dépasser un niveau d'amplification choisi.

Il serait intéressant de parfaire cette étude en déterminant quels sont les azimuts et les angles d'incidence par rapport à la géométrie 3D du relief qui provoquent le maximum d'amplification.

Enfin, et il s'agit là du paramètre ayant le plus grand potentiel d'affecter l'estimation du coefficient d'amplification topographique, la structure interne du massif doit être connue pour réaliser une simulation réaliste du mouvement du sol. La proche-surface présente des variations latérales et verticales des paramètres rhéologiques qui sont rapides et importantes ; ces variations affectent le mouvement du sol dans la bande de fréquences de l'effet de site topographique. Nous considérons que ces deux effets topographique et rhéologique sont indissociables et l'un ne peut être quantifié sans connaître l'autre.

L'utilisateur ne doit pas approximer le milieu sans avoir fait de reconnaissance géophysique appropriée au site d'étude ; le risque direct est d'obtenir des coefficients d'amplification sans rapport avec la réalité. Les approximations faites sur l'observation des affleurements en surface peuvent être erronées ; Wilson et Pavlis (2000) montrent que même un site rocheux en apparence sain peut présenter une réponse propre dont l'extension latérale est inférieure à la dizaine de mètres.

La stratégie numérique pour estimer les coefficients d'amplification topographique n'est réaliste que lorsque la structure interne du massif est connue et représentée dans le modèle par une géométrie précise et des variations de même ampleur que celles observées sur le terrain. Nous devons nous donner les moyens de réaliser les explorations géophysiques nécessaires à l'élaboration de modèles 3D réalistes en haute résolution.

Les codes d'analyse discrète actuellement disponibles permettent d'examiner l'impact de la variation des vitesses sismiques, de la densité et de l'atténuation au sein du massif sur l'effet de site topographique. Toutefois, un code en différences finies tel que SHAKE3D [Cruz-Atienza *et al.*, 2007a, 2007b] utilisé dans notre étude ne permet pas de tester des écarts de vitesse sismique trop élevés. Les simulations en différences finies deviennent trop coûteuses lorsque l'écart entre la vitesse maximale du modèle et la vitesse minimale est important, dû à l'utilisation d'une grille régulière pour discrétiser le milieu. Pour simuler l'effet couplé de la géologie du massif et de la topographie, nous conseillons le recours à des codes utilisant des grilles irrégulières, telles les méthodes en éléments finis [Etienne *et al.*, 2010] ou volumes finis, voir des méthodes hybrides [Galis *et al.*, 2008] couplant différences

finies sur la majeure partie du modèle et éléments finis dans des sous-domaines où les variations de vitesse sont les plus importantes.

Conclusion générale

Le synoptique de la méthodologie globale que nous avons exposée pour caractériser l'effet de site topographique est résumé Figure 5-1. Les zones bleues indiquent les parties explorées par la communauté scientifique et qui n'ont pas été abordées dans ce document ; Les zones vertes celles auxquelles l'étude présentée a contribué ; Les zones orangées présentent la perspective et l'articulation des applications et du programme de recherche proposés afin de poursuivre ce travail.

Le premier aspect que nous avons abordé concerne la méthode utilisée pour estimer le coefficient d'amplification topographique. Nous avons mis en évidence les avantages de la méthode statistique des rapports spectraux (MRM, *Median Reference Method*, voir chapitre 2) en illustrant le fonctionnement de cette méthode sur une topographie complexe, à partir de réseaux denses ou non, réguliers ou non. Cette méthode présente un grand intérêt lorsqu'elle est utilisée en milieu montagneux pour décrire l'effet de site topographique. En effet, grâce au principe statistique de la MRM, la référence pour la caractérisation de l'effet de site n'est plus un site unique dont la représentativité effective est souvent sujette à caution, mais devient le mouvement médian du sol enregistré par toutes les stations du réseau. Nous avons présenté sur la base d'exemples numériques le gain effectif apporté par cette façon de définir un mouvement de référence qui est moins problématique que de choisir un site unique de référence sur une topographie complexe. Nous avons également montré, dans le cas où les conditions de chaque méthode ne sont pas strictement respectées, que la MRM s'avère statistiquement plus fiable que la méthode classique avec site de référence (voir chapitre 2).

La MRM est efficace quelque soit la topologie de réseau : les résultats varient peu selon le nombre de stations utilisées et il n'est pas nécessaire que leur distribution soit régulière. Elle ne demande d'autre condition que d'échantillonner toute la variété des structures topographiques dans la zone d'étude, afin que le spectre médian soit le reflet d'un mouvement de référence lisse. Le niveau de lissage du spectre médian par rapport aux autres spectres du réseau permet d'évaluer son efficacité en tant que référence [Wilson & Pavlis, 2000].

Nous conseillons donc l'utilisation de la MRM pour calculer les coefficients d'amplification topographique lorsque le choix d'un site de référence s'avère difficile, ou sujet à caution par manque d'information sur la réponse du sol à la référence.

Caractérisation de l'effet de site topographique

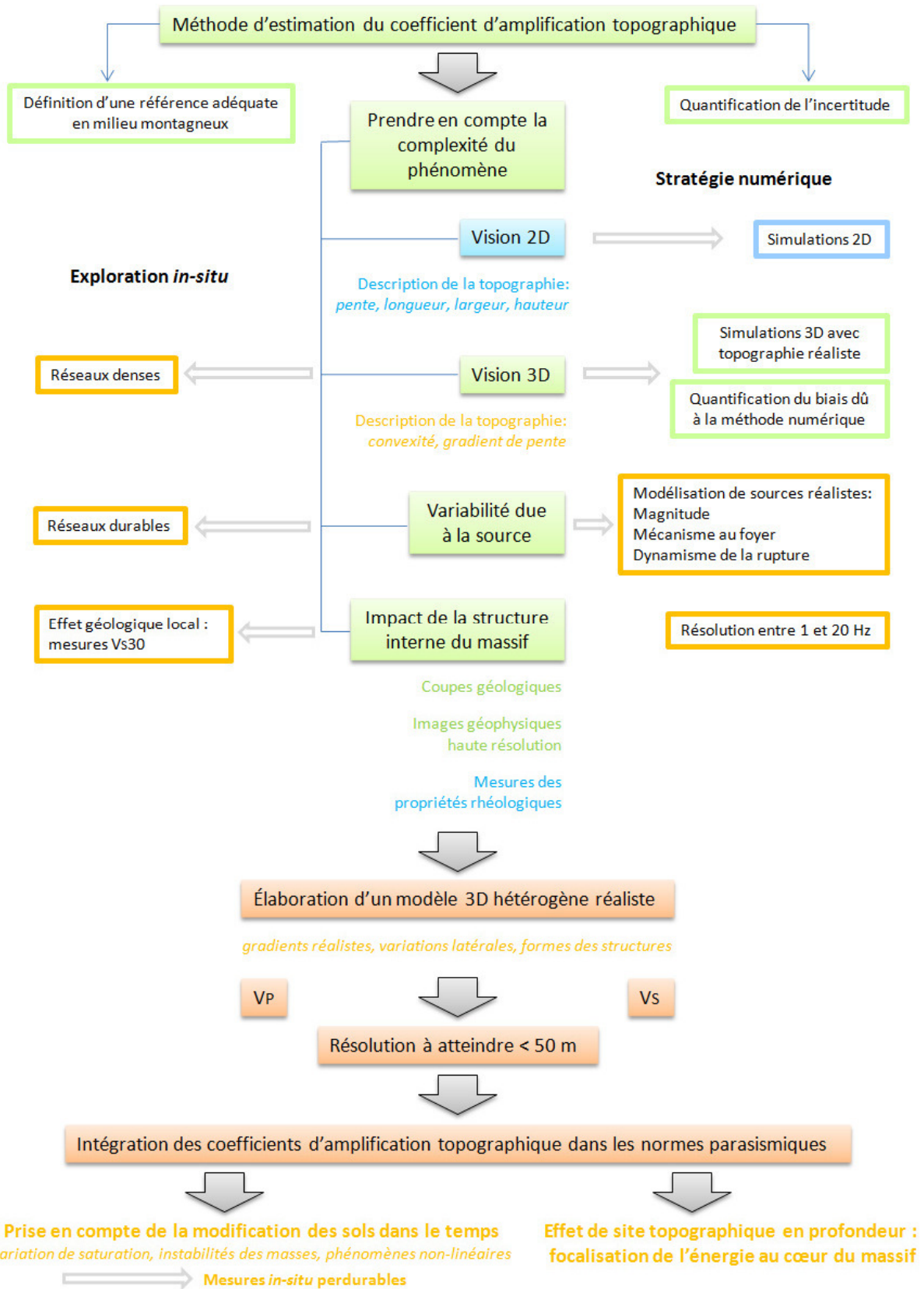


Figure 5-1 : Méthodologie globale pour la caractérisation de l'effet de site topographique. Zones bleues : parties déjà explorées – Zones vertes : parties où nous avons apporté une contribution – Zones oranges : parties à explorer, perspectives.

Le recours à la simulation 3D représente une avancée primordiale pour diminuer l'écart entre les coefficients d'amplification topographique simulés et observés (voir les applications des chapitres 2 et 4). La démarche tridimensionnelle doit s'étendre à l'exploration *in-situ* de l'effet de site topographique : seuls des réseaux denses peuvent couvrir la topographie pour échantillonner au mieux la géométrie tridimensionnelle du relief. En conséquence les critères utilisés pour décrire la géométrie de la topographie doivent aussi évoluer afin d'intégrer des paramètres plus complexes que largeur, hauteur ou pente : l'aspect tridimensionnel est mieux traduit en raisonnant par exemple avec des gradients de pente, le rayon de courbure, la convexité du relief ou sa description fractale.

Nous avons illustré le comportement complexe de l'effet de site topographique provoqué par plusieurs phénomènes indissociables (voir chapitres 1 et 4). Sa complexité augmente selon :

- L'hétérogénéité géométrique de la topographie ;
- Les sources potentielles variées auxquelles le site étudié est exposé (positions, mécanismes, et/ou magnitudes variables) ;
- L'hétérogénéité de la géologie du massif, d'autant plus que les variations latérales d'impédance sont rapides.

Cette complexité potentielle doit faire partie intégrante de la stratégie de caractérisation, qu'elle soit numérique, d'analyse de données de terrain ou mixte, pour réaliser une estimation efficace des coefficients d'amplification topographique. Les diagrammes de radiation des sources doivent être représentés de façon réaliste, notamment grâce aux codes de simulation numérique, et devraient à terme intégrer la dynamique de la rupture de la source [Cruz-Atienza *et al.*, 2007a]. Concernant la prédiction numérique pour un cas réel, nous recommandons de modéliser toutes les sources connues pour obtenir la probabilité d'occurrence de l'effet de site topographique au site étudié (voir chapitre 4). Ce protocole pourrait être un préalable à l'installation sur le terrain de stations de mesures pour quantifier *in situ* l'effet de site.

L'amélioration des codes de simulation de la propagation des ondes dans les milieux arbitrairement hétérogènes se poursuit et permettra d'apporter une résolution du problème jusqu'à des fréquences atteignant 20 Hz. Nous avons donné au chapitre 4 une estimation du biais provoqué par le choix de la méthode discrète sur les coefficients d'amplification

calculés ; il serait intéressant de préciser la représentativité de ces écarts en réalisant d'autres essais avec un plus grand nombre de codes différents.

Pour caractériser la complexité de l'effet de site topographique, les explorations *in-situ* doivent mobiliser les moyens à la hauteur de cette complexité. Seuls les réseaux denses permettent de rendre compte de la géométrie tridimensionnelle du relief ou de mettre en évidence des variations spatiales rapides de cet effet. Par ailleurs, afin de pouvoir évaluer la variabilité due à la source, ces réseaux devraient être déployés durablement.

Dans le cadre de l'application sur un cas d'étude précis de la méthode exposée au chapitre 2, nous sommes amenés à d'une part réaliser un modèle 3D de terrain et d'autre part à effectuer un ensemble de simulations sur la base de ce modèle. Nous avons donc développé dans le chapitre 3 la problématique de l'imagerie de la structure interne du massif de la Grande Montagne englobant le LSBB à Rustrel (Vaucluse) à l'échelle hectométrique. Cet aspect est fondamental pour comprendre l'effet de site topographique, car cet effet est indissociable de celui de la géologie. Nous avons obtenu une première image lisse en vitesse des ondes P à l'échelle du massif, depuis la surface topographique jusqu'à une profondeur de 500 m, par inversion des temps de trajet de l'onde P. Les sources explosives utilisées (dynamite) et la densité des récepteurs permettent d'atteindre au mieux une résolution de 50 m dans le milieu calcaire. Certains objets géologiques comme les failles, bien que d'une dimension inférieure à 50 m, apparaissent également car ils traversent le cœur du réseau de stations déployées. L'image obtenue permet de caractériser les variations de vitesse associées à la surface et au décalage des niveaux géologiques par l'une des failles majeures.

Une résolution de 50 m est-elle suffisante pour étudier les effets couplés de la géologie et de la topographie ? Cette résolution contraint l'échelle minimale de caractérisation numérique de la variabilité spatiale de l'effet de site. Le déploiement de capteurs sur le terrain peut cependant être plus dense et permettre la mise en évidence de variations de plus courte longueur d'onde. Ces variations ne seraient alors pas prévisibles ni explicables avec le modèle obtenu.

Cette réflexion ne prend donc pas en compte le cas particulier où la station est placée exactement à l'aplomb d'une anomalie géologique d'extension métrique à pluri-métrique (telle la zone altérée de la faille par exemple, ou une cavité de petite dimension). Le signal enregistré à une station installée dans ces conditions est largement affecté par ces conditions géologiques locales à la station. Pour résoudre ce cas, il est nécessaire d'avoir une estimation

du profil de vitesse sismique local à la station. L'échelle globale du modèle doit donc être affinée localement autant que faire se peut par la mesure des propriétés rhéologiques du sous-sol et l'imagerie géophysique haute résolution. La détermination de la V_S^{30} (moyenne de la vitesse des ondes S jusqu'à 30 m de profondeur), qui est désormais couramment réalisée aux points d'installation des stations sismologiques, répond donc parfaitement à la problématique associée à la représentativité locale d'un point de mesure devant l'échelle globale de la zone d'étude. La mesure de la V_S^{30} devrait également être systématiquement mise en œuvre pour les réseaux temporaires dédiés à la mesure d'effet de site malgré les difficultés inhérentes à la configuration topographique que l'on rencontre inévitablement dans ce type d'étude.

Dans le cas d'étude de la Grande Montagne de Rustrel, le but ultime de l'imagerie de la structure interne est aussi le développement d'un modèle 3D haute résolution associé à la problématique de la simulation réaliste de la propagation des ondes sismiques dans un réservoir carbonaté, poreux et fracturé. Ce modèle, développé sur la base des coupes géologiques et intégrant les paramètres rhéologiques (notamment V_P et V_S) mesurés par les expériences géophysiques, devra également intégrer les modèles de densité, d'atténuation et de saturation en eau.

Pour conclure, nous souhaitons dépasser le cadre de la démarche 3D que nous avons exploré tout au long de ce travail, vers ce qui pourrait s'appeler une vision 4D de l'effet de site topographique.

- Actuellement l'effet de site topographique est considéré comme un effet à l'échelle superficielle. Toutefois la focalisation de l'énergie n'a pas toujours lieu en surface, mais peut parfois prendre place en profondeur au cœur du massif [Pedersen *et al.*, 1994b]. Un tel effet peut avoir un impact important sur les infrastructures souterraines, comme les tunnels et autres zones de stockage de matière. Les mesures de terrain, réalisées pour une large majorité depuis la surface, permettent difficilement d'examiner une focalisation en profondeur. L'instrumentation d'infrastructures souterraines permettrait d'avoir des mesures innovantes afin d'accroître la compréhension de la distribution des amplifications et désamplifications jusqu'au cœur des massifs. La majorité des stations du réseau sismologique permanent au LSBB est placée sous la Grande Montagne (Figure 5-2). Une telle configuration pourrait également être mise en œuvre dans d'autres sites souterrains afin de continuer l'exploration dans des configurations topographiques et géologiques différentes : citons notamment le

laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne (LSMHM) sur le site de Bure, le laboratoire souterrain du Mont Terri en Suisse, et le laboratoire DUSEL aux Etats-Unis.

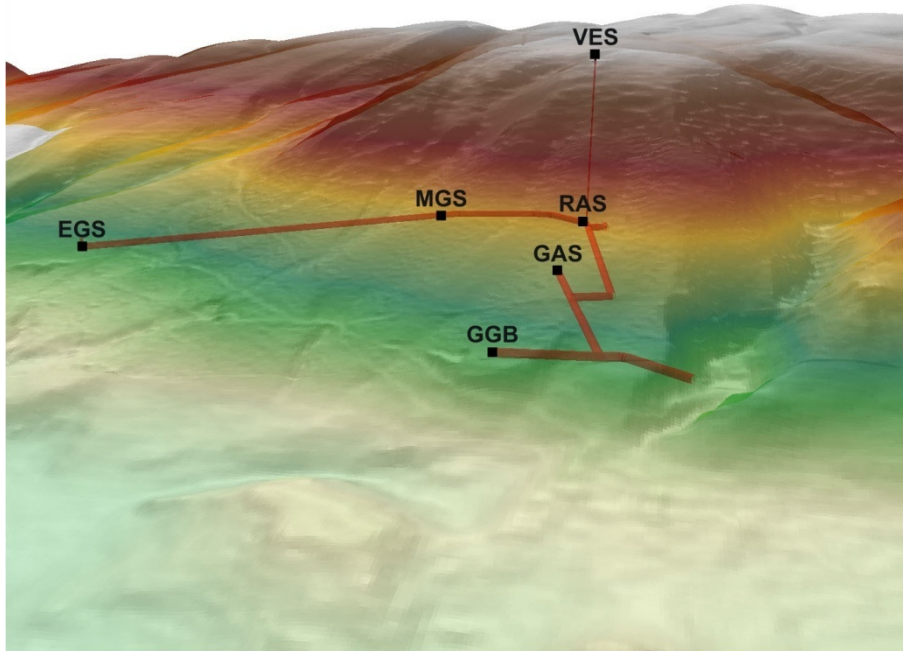


Figure 5-2 : Réseau sismologique permanent dans la galerie souterraine du LSBB. Cinq stations sont installées sous le massif de la Grande Montagne, une station est placée en surface au sommet [source : LSBB].

● Enfin, on ne connaît pas encore l'amplitude de l'impact de la modification de la subsurface dans le temps sur l'effet de site topographique (variation de saturation, instabilité des masses sur les pentes, phénomènes non-linéaires associés aux mouvements forts) [Gaffet *et al.*, 2000 ; Assimaki *et al.*, 2005a, 2005b ; Gaffet *et al.*, 2010]. Aborder ces phénomènes demande des moyens in-situ importants et durablement installés dans un premier temps sur les sites pilotes, afin de mettre en évidence l'occurrence de ce phénomène puis de l'intégrer dans le protocole d'étude pour la caractérisation des effets de site topographique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[Aki & Larner, 1970]

Aki K., and Larner K.L., **1970**, *Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves*, J. Geophys. Res., 75.5, 933-954.

[Angot, 1909]

Angot A., **1909**, *Le tremblement de terre de Provence (11 juin 1909)*, Ann. Bureau central météorologique de France, Mémoires, Année 1909, 37-93.

[Anooshehpoor & Brune, 1989]

Anooshehpoor A., and Brune J.N., **1989**, *Foam rubber modeling of topographic and dam interaction effects at Pacoima Dam*, Bull. Seism. Soc. Am., 79.5, 1347-1360.

[Ashford & Sitar, 1997]

Ashford S.A., and Sitar N., **1997**, *Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff*, Bull. Seism. Soc. Am., 87.3, 692-700.

[Ashford *et al.*, 1997]

Ashford S.A., Sitar N., Lysmer J., and Deng N., **1997**, *Topographic effects on the seismic response of steep slopes*, Bull. Seism. Soc. Am., 87.3, 701-709.

[Assimaki *et al.*, 2005a]

Assimaki D., Gazetas G., and Kausel E., **2005a**, *Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., 95.3, 1059-1089.

[Assimaki *et al.*, 2005b]

Assimaki D., Kausel E., and Gazetas G., **2005b**, *Soil-dependent topographic effects: a case study from the 1999 Athens earthquake*, Earthquake Spectra, 21.4, 929-966.

[Bard, 1982]

Bard P.-Y., **1982**, *Diffraction waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies*, Geophys. J. R. Astr. Soc., 71.3, 731-760.

[Bard, 1999]

Bard P.-Y., **1999**, *Local effects on strong ground motion: physical basis and estimation methods in view of microzonation studies*, In: Proc. advanced study course "Seismotectonic and microzonation techniques in earthquake engineering", Kefallinia, Greece, 127-218.

[Bard & Méneroud, 1987]

Bard P.-Y., and Méneroud J.-P., **1987**, *Modification du signal sismique par la topographie, cas de la vallée de la Roya (Alpes Maritimes)*, Bull. liaison Labo. P. et Ch., 150/151, 140-151.

[Bard & Tucker, 1985]

Bard P.-Y., and Tucker B.E., **1985**, *Underground and ridge site effects: a comparison of observation and theory*, Bull. Seism. Soc. Am., 75.4, 905-922.

[Barton, 2007]

Barton N., **2007**, *Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy*, Taylor & Francis London.

[Berenger, 1994]

Berenger J.P., **1994**, *A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves*, J. Computational Physics, 114, 185-200.

[Blanc *et al.*, 1973]

Blanc J.J., Weydert P., Masse J.P., Roux M., de Peyronnet P., and Rouire J., **1973**, *Carte géologique à 1/50000, feuille de Sault-de-Vaucluse*, Editions BRGM.

[Blanc *et al.*, 1975]

Blanc J.J., Masse J.P., Triat J.M., Truc G., Anglada R., Colomb E., Clauzon G., Rouire J., **1975**, *Carte géologique à 1/50000, feuille de Carpentras*, Editions BRGM.

[Boatwright *et al.*, 1991]

Boatwright J., Fletcher J.B., and Fumal T.E., **1991**, *A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 1754-1782.

[Bohlen & Saenger, 2006]

Bohlen T., and Saenger E.H., **2006**, *Accuracy of heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of Rayleigh waves*, Geophysics, 71.4, T109-T115.

[Boore, 1972]

Boore D.M., **1972**, *A note on the effect of simple topography on seismic SH waves*, Bull. Seism. Soc. Am., 62.1, 275-284.

[Boore, 1973]

Boore D.M., **1973**, *The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California*, Bull. Seism. Soc. Am., 63.5, 1603-1609.

[Boore *et al.*, 1981]

Boore D.M., Harmsen S.C., and Harding S.T., **1981**, *Wave scattering from a step change in surface topography*, Bull. Seism. Soc. Am., 71.1, 117-125.

[Borcherdt, 1970]

Borcherdt R.D., **1970**, *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*, Bull. Seism. Soc. Am., 60, 29-61.

[Bouchon, 1973]

Bouchon M., **1973**, *Effect of topography on surface motion*, Bull. Seism. Soc. Am., 63.3, 615-632.

[Bouchon & Barker, 1996]

Bouchon M., and Barker J.S., **1996**, *Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California*, Bull. Seism. Soc. Am., 86-1A, 66-72.

[Brossier, 2009]

Brossier R., **2009**, *Imagerie sismique à deux dimensions des milieux visco-élastiques par inversion des formes d'ondes : développements méthodologiques et applications*, Ph.D. thesis, University of Nice Sophia-Antipolis.

[Brossier *et al.*, 2009]

Brossier R., Operto S., and Virieux J., **2009**, *Seismic imaging of complex onshore structures by 2D elastic frequency-domain full-waveform inversion*, *Geophysics*, 74.6, 105-118.

[Buchbinder & Haddon, 1990]

Buchbinder G.G.R., and Haddon R.A.W., **1990**, *Azimuthal anomalies of short-period P-wave arrivals from Nahanni aftershocks, Northwest Territories, Canada, and effects of surface topography*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80.5, 1272-1283.

[Catchings & Lee, 1996]

Catchings R.D., and Lee W.H.K., **1996**, *Shallow velocity structure and Poisson's ratio at the Tarzana, California, strong-motion accelerometer site*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.6, 1704-1713.

[Çelebi, 1987]

Çelebi M., **1987**, *Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershocks records of the 3 march 1985 Chile earthquake*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77.4, 1147-1167.

[Çelebi, 1991]

Çelebi M., **1991**, *Topographical and geological amplification: case studies and engineering implications*, *Structural Safety*, 10, 199-217.

[Chang *et al.*, 1996]

Chang S.W., Bray J.D., and Seed R.B., **1996**, *Engineering implications of ground motion from the Northridge earthquake*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.1B, S270-S288.

[Chávez-García *et al.*, 1990]

Chávez-García F.J., Pedotti G., Hatzfeld D., and Bard P.-Y., **1990**, *An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece)*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80.4, 784-806.

[Chávez-García *et al.*, 1996]

Chávez-García F.J., Sánchez L.R., and Hatzfeld D., **1996**, *Topographic site effects and HVSR, a comparison between observations and theory*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86.5, 1559-1573.

[Chávez-García *et al.*, 1997]

Chávez-García F.J., Rodríguez M., Field E.H., and Hatzfeld D., **1997**, *Topographic site effects, a comparison of two nonreference methods*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87.6, 1667-1673.

[Couturaud, 1993]

Couturaud, A., **1993**, *Hydrogeology of the Western part of the Vaucluse Aquifer*, Ph.D. thesis, University of Avignon and the Vaucluse Counties.

[Cruz-Atienza, 2006]

Cruz-Atienza V.M., **2006**, *Rupture dynamique des failles non-planaires en différences finies*, Ph.D. thesis, University of Nice Sophia-Antipolis.

[Cruz-Atienza & Virieux, 2004]

Cruz-Atienza V.M., and Virieux J., **2004**, *Dynamic rupture simulation of nonplanar faults with a finite-difference approach*, *Geophys. J. Int.*, 158, 939-954.

[Cruz-Atienza *et al.*, 2007a]

Cruz-Atienza V.M., Virieux J., and Aochi H., **2007a**, *3D finite-difference dynamic-rupture modeling along non-planar faults*, *Geophysics*, 72.5, SM123-SM137.

[Cruz-Atienza *et al.*, 2007b]

Cruz-Atienza V.M., Virieux J., Khors-Sansorny C., Sardou O., Gaffet S., and Vallée M., **2007b**, *Estimation quantitative du PGA sur la Côte d'Azur*, 7^{ème} Colloque National, Association Française du Génie Parasismique (AFPS), p. 8, Ecole Centrale Paris, France.

[Davis & West, 1973]

Davis L.L., and West L.R., **1973**, *Observed effects of topography on ground motion*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63.1, 283-298.

[Dessa *et al.*, 2004]

Dessa J.-X., Operto S., Kodaira S., Nakanishi A., Pascal G., Uhira K., and Kaneda Y., **2004**, *Deep seismic imaging of the eastern Nankai trough, Japan, from multifold ocean bottom seismometer data by combined travel time tomography and prestack depth migration*, *J. Geophys. Res.*, 109, B02111.

[Dorkel *et al.*, 1966]

Dorkel A., Grégoire J.-Y., Belleville J.-M., Pachoud A., Savornin J., Destombes J.-P., Roch E., de Peyronnet P., Demarcq G., **1966**, *Carte géologique à 1/50000, feuille de Reillanne*, Editions BRGM.

[Durand *et al.*, 1999]

Durand S., Gaffet S., and Virieux J., **1999**, *Seismic diffracted waves from topography using 3-D discrete wavenumber-boundary integral equation simulation*, *Geophysics*, 64.2, 572-578.

[Dvorkin *et al.*, 1999]

Dvorkin J., Prasad M., Sakai A., and Lavoie D., **1999**, *Elasticity of marine sediments: rock physics modeling*, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (12), 1781-1784.

[Eberli & Baechle, 2003]

Eberli G.P., and Baechle G.T., **2003**, *Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks*, *The Leading Edge*, 22.7, 654-660.

[Ebisu *et al.*, 1992]

Ebisu S., Aydan Ö., Komura S., and Kawamoto T., **1992**, *Comparative study on various rock mass characterization methods for surface structures*, *ISRM Symp. On Eurock 92*, Chester, UK, 203-208, London: Thomas Telford.

[Etienne *et al.*, 2010]

Etienne V., Chaljub E., Virieux J., and Glinsky N., **2010**, *An hp-adaptive discontinuous Galerkin finite-element method for 3D elastic wave modeling*, Geophys. J. Int., accepted.

[Field & Jacob, 1995]

Field E.H., and Jacob K.H., **1995**, *A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependant*, Bull. Seism. Soc. Am., 85.4, 1127-1143.

[Gaffet *et al.*, 2000]

Gaffet S., Cultrera G., Dietrich M., Courboux F., Marra F., Bouchon M., Caserta A., Cornou C., Deschamps A., Glot J.-P., and Guiguet R., **2000**, *A site effect study in the Verchiano valley during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes*, J. Seism., 4, 525-541.

[Gaffet *et al.*, 2003]

Gaffet S., Guglielmi Y., Virieux J., Waysand G., Chwala A., Stolz R., Emblanch C., Auguste M., Boyer D., and Cavaillou A., **2003**, *Simultaneous seismic and magnetic measurements in the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 January 26 Indian earthquake*, Geophys. J. Int., 155.3, 981-990.

[Gaffet *et al.*, 2010]

Gaffet S., Guglielmi Y., Cappa F., Pambrun C., Monfret T., and Amitrano D., **2010**, *Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the Southern French Alps*, Geophys. J. Int., 182, 1395-1410.

[Galis *et al.*, 2008]

Galis M., Moczo P., and Kristek J., **2008**, *A 3-D hybrid finite-difference - finite-element viscoelastic modelling of seismic wave motion*, Geophys. J. Int., 175.1, 153–184.

[Geli *et al.*, 1988]

Geli L., Bard P.-Y., and Jullien B., **1988**, *The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results*, Bull. Seism. Soc. Am., 78.1, 42-63.

[Germain *et al.*, 1966]

Germain C., Liouville M., de Bouchony P., Roch E., Demarcq G., **1966**, *Carte géologique à 1/50000, feuille de Cavaillon*, Editions BRGM.

[Griffiths & Bollinger, 1979]

Griffiths D.W., and Bollinger G.A., **1979**, *The effect of Appalachian mountain topography on seismic waves*, Bull. Seism. Soc. Am., 69.4, 1081-1105.

[Griffiths & King, 1987]

Griffiths D.H., and King R.F., **1987**, *Geophysical exploration*, In: Bell F.G. (Ed.), *Ground engineers reference book*, London: Butterworths, 27/1-27/21.

[Hartzell *et al.*, 1994]

Hartzell S.H., Carver D.L., and King K.W., **1994**, *Initial investigation of site and topographic effects at Robinwood Ridge, California*, Bull. Seism. Soc. Am., 84.5, 1336-1349.

[Hole & Zelt, 1995]

Hole J.A., and Zelt B.C., **1995**, *3-D finite difference reflection travel-times*, Geophys. J. Int., 121.2, 427-434.

[Idriss, 1991]

Idriss I.M., **1991**, *Procedures for selecting earthquake ground motions at rock sites*, report to the National Institute of Standards and Technology, University of California at Davis, September (revised March 1993).

[Jurgawczynski, 2007]

Jurgawczynski M., **2007**, *Predicting absolute and relative permeabilities of carbonate rocks using image analysis and effective medium theory*, Ph.D. thesis, Imperial College, University of London.

[Kawase & Aki, 1990]

Kawase H., and Aki K., **1990**, *Topography effect at the critical SV-wave incidence : possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 October 1987*, Bull. Seism. Soc. Am., 80.1, 1-22.

[Knight *et al.*, 1998]

Knight R., Dvorkin J., and Nur A., **1998**, *Acoustic signatures of partial saturation*, Geophysics, 63.1, 132-138.

[Komatitsch & Martin, 2007]

Komatitsch D., and Martin R., **2007**, *An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation*, Geophysics, 72.5, SM155-SM167.

[Kudo, 1995]

Kudo K., **1995**, *Practical estimates of site response, state-of-the-art report*, Proc. 5th Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice, France, 1878-1907.

[Laurenti, 1998]

Laurenti A., **1998**, *Les tremblements de terre des Alpes-Maritimes*, Serre Editeur.

[Lee *et al.*, 2009a]

Lee S.-J., Komatitsch D., Huang B.-S., and Tromp J., **2009a**, *Effects of topography on seismic wave propagation: An example from northern Taiwan*, Bull. Seism. Soc. Am., 99.1, 314-325.

[Lee *et al.*, 2009b]

Lee S.-J., Chan Y.-C., Komatitsch D., Huang B.-S., and Tromp J., **2009b**, *Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based upon the spectral-element method and LiDAR DTM*, Bull. Seism. Soc. Am., 99.2A, 681-693.

[Luco *et al.*, 1990]

Luco J.E., Wong H.L., and De Barros F.C.P., **1990**, *Three-dimensional response of a cylindrical canyon in a layered half-space*, Earthquake Eng. Struct. Dyn., 19.6, 799-817.

[Masse, 1993a]

Masse J.P., **1993a**, *Valanginian-Early Aptian carbonate platform from Provence, Southeastern France*, In: Simo J.A., Scott R.W., and Masse J.P. (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms*, A.A.P.G. Memoir 56, 363-374.

[McCann *et al.*, 1975]

McCann D.M., Grainger P. and McCann C., **1975**, *Interborehole acoustic measurements and their use in engineering geology*, *Geophys. Prospect.*, 23, 50-69.

[Moutier & Balme, 1997]

Moutier L., and Balme C., **1997**, *Carte géologique à 1/100000 du Lubéron*, Editions BRGM.

[Nakamura, 1989]

Nakamura Y., **1989**, *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*, *QR RTRI*, 30, 25-33.

[Nechtschein *et al.*, 1995]

Nechtschein S., Bard, P.-Y., Gariel J.-C., Méneroud J.-P., Dervin P., Cushing M., Gaubert C., Vidal S., and Duval A.-M., **1995**, *A topographic effect study in the Nice region*, *Proc. 5th Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice, France*, 1067-1074.

[Ohtsuki & Harumi, 1983]

Ohtsuki A., and Harumi K., **1983**, *Effect of topography and subsurface inhomogeneities on seismic SV waves*, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 11.4, 441-462.

[Paige & Saunders, 1982]

Paige C.C., and Saunders M.A., **1982**, *LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares*, *Trans. Math. Software*, 8, 43-71.

[Pedersen *et al.*, 1994a]

Pedersen H.A., Sánchez-Sesma F.J., and Campillo M., **1994a**, *Three-dimensional scattering by two-dimensional topographies*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84.4, 1169-1183.

[Pedersen *et al.*, 1994b]

Pedersen H.A., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M., and Bard P.-Y., **1994b**, *Ground-motion amplitude across ridges*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84.6, 1786-1800.

[Podvin & Lecomte, 1991]

Podvin P., and Lecomte I., **1991**, *Finite difference computation of travel-times in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools*, *Geophys. J. Int.*, 105.1, 271-284.

[Poppeliers & Pavlis, 2002]

Poppeliers C., and Pavlis G.L., **2002**, *The seismic response of a steep slope: high-resolution observations with a dense, three-component seismic array*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92.8, 3102-3115.

[Press, 1966]

Press F., **1966**, *Seismic velocities*, In: Clark S.G. (Ed.), *Handbook of physical constants*, Geological Society of America, 195-218.

[Restrepo & Cowan, 2000]

Restrepo J.I., and Cowan H.A., **2000**, *The Eje Cafetero earthquake, Colombia of January 25 1999*, Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering, 33.1, 1-29.

[Rogers *et al.*, 1974]

Rogers A.M., Katz L.J., and Bennett T.J., **1974**, *Topographic effects on ground motion for incident P waves: a model study*, Bull. Seism. Soc. Am., 64.2, 437-456.

[Saenger & Bohlen, 2004]

Saenger E.H., and Bohlen T., **2004**, *Finite-difference modelling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid*, Geophysics, 69, 583-591.

[Saenger *et al.*, 2000]

Saenger E.H., Gold N., and Shapiro S.A., **2000**, *Modeling the propagation of elastic waves using a modified finite-difference grid*, Wave Motion, 31, 77-92.

[Sánchez-Sesma, 1985]

Sánchez-Sesma F.J., **1985**, *Diffraction of elastic SH waves by wedges*, Bull. Seism. Soc. Am., 75-5, 1435-1446.

[Sánchez-Sesma & Campillo, 1991]

Sánchez-Sesma F.J., and Campillo M., **1991**, *Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features: a boundary integral formulation*, Bull. Seism. Soc. Am., 81-6, 2234-2253.

[Schisselé *et al.*, 2004]

Schisselé E., Guilbert J., Gaffet S., and Cansi Y., **2004**, *Accurate time-frequency-wave number analysis to study coda waves*, Geophys. J. Int., 158, 577-591.

[Schisselé *et al.*, 2005]

Schisselé E., Gaffet S., and Cansi Y., **2005**, *Characterization of regional and local scattering effects from small-aperture seismic array recordings*, J. of Seism., 9, 137-149.

[Shakal *et al.*, 1988]

Shakal A.F., Huang M.J., and Cao T.Q., **1988**, *The Whittier Narrows, California earthquake of October 1, 1987: CSMIP strong motion data*, Earthquake Spectra, 4.1, 75-100.

[Shakal *et al.*, 1996]

Shakal A.F., Huang M.J., and Darragh R.B., **1996**, *Interpretation of significant ground-response and structure strong motions recorded during the 1994 Northridge earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., 86-1B, S231-S246.

[Sjögren, 2000]

Sjögren B., **2000**, *A brief study of applications of the generalized reciprocal method and of some limitations of the method*, Geophys. Prospect., 48.5, 815-834.

[Spencer & Nur, 1976]

Spencer Jr J.W., and Nur A.M., **1976**, *The effects of pressure, temperature, and pore water on velocities in westerly Granite*, J. Geophys. Res., 81.5, 899-904.

[Spiess, 1926]

Spiess (Commandant Spiess), **1926**, *Note sur le tremblement de terre de Provence (11 juin 1909)*, C.R. Cong. Soc. Sav., 1926, Imp. Nationale, Paris.

[Spudich *et al.*, 1996]

Spudich P., Hellweg M., and Lee W.H.K., **1996**, *Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions*, Bull. Seism. Soc. Am., 86.1B, S193-S208.

[S.S.B.S. program, 1965]

S.S.B.S. program, **1965**, *Etude géologique préliminaire du P.C. de la Grande Montagne*.

[Steidl *et al.*, 1996]

Steidl J.H., Tumarkin A.G., and Archuleta R.J., **1996**, *What is a reference site?*, Bull. Seism. Soc. Am., 86.6, 1733-1748.

[Toomey *et al.*, 1994]

Toomey D.R., Solomon S.C., and Purdy G.M., **1994**, *Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9°30'N*, J. Geophys. Res., 99.B12, 24,135-24,157.

[Trifunac & Hudson, 1971]

Trifunac M.D., and Hudson D.E., **1971**, *Analysis of the Pacoima dam accelerogram, San Fernando, California, earthquake of 1971*, Bull. Seism. Soc. Am., 61.5, 1393-1141.

[Tucker *et al.*, 1984]

Tucker B.E., King J.L., Hatzfeld D., and Nersesov I.L., **1984**, *Observations of hard-rock site effects*, Bull. Seism. Soc. Am., 74.1, 121-136.

[Umeda *et al.*, 1987]

Umeda Y., Kuroiso A., Ito K., and Muramatu I., **1987**, *High accelerations produced by the Western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1984*, Tectonophysics, 141, 335-343.

[Vidale, 1988]

Vidale J.E., **1988**, *Finite difference calculation of travel times*, Bull. Seism. Soc. Am., 78.6, 2062-2076.

[Williamson, 1991]

Williamson P.R., **1991**, *A guide to the limits of resolution imposed by scattering in ray tomography*, Geophysics, 56.2, 202-207.

[Wilson & Pavlis, 2000]

Wilson D.C., and Pavlis G.L., **2000**, *Near-surface site effects in crystalline bedrock: a comprehensive analysis of spectral amplitudes determined from a dense, three-component seismic array*, Earth Interactions, 4-002.

[Wong, 1982]

Wong H.L., **1982**, *Effect of surface topography on the diffraction of P, SV, and Rayleigh waves*, Bull. Seism. Soc. Am., 72.4, 1167-1183.

[Wong & Jennings, 1975]

Wong H.L., and Jennings P.C., **1975**, *Effects of canyon topography on strong ground motion*, Bull. Seism. Soc. Am., 65.5, 1239-1257.

ANNEXE

Autres travaux publiés entre 2007 et 2010



Mantle structure under Gibraltar constrained by dispersion of body waves

Götz Bokelmann^{1,2} and Emeline Maufroy^{1,3}

Received 11 June 2007; revised 1 October 2007; accepted 15 October 2007; published 17 November 2007.

[1] We study the Africa-Iberia plate boundary in the vicinity of Gibraltar. Numerous models have been proposed for that region throughout the last decades, proposing mechanisms that range widely from continental delamination, convective removal, to subduction of oceanic lithosphere. To better constrain upper-mantle structure under the region, we study waveforms of P-waves that traverse the Alboran Sea region between Spain and Morocco. These show dispersive behavior, which, together with early arrival times, confirms the presence of an anomalous upper mantle structure under the Alboran Sea. The dispersion is consistent with that expected from subducted lithosphere. Waveforms of body waves therefore provide a way to better constrain the elusive mantle structure and dynamics of the Alboran Sea region. **Citation:** Bokelmann, G., and E. Maufroy (2007), Mantle structure under Gibraltar constrained by dispersion of body waves, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22305, doi:10.1029/2007GL030964.

1. Introduction

[2] The European/African plate boundary is one of the least-understood plate boundaries. A large number of geological and geophysical studies have attempted to shed light on the nature of this plate boundary in the region around Gibraltar [e.g., *Michard et al.*, 2002], but so far there is no consensus on which process should be invoked to explain its geological evolution and structure. A variety of tectonic models has been proposed to explain the most important geological and geophysical observations. Currently, there are two types of geodynamic models that are dominating the discussion; we will call these “oceanic” and “continental” models. The oceanic models explain geological and geophysical observations via subduction of oceanic lithosphere, either toward the North [*Zeck*, 1996] or by an east-dipping slab that is rolling back to the West [*Royden*, 1993; *Lonergan and White*, 1997; *Gutscher et al.*, 2002]. In contrast, the continental models propose either convective removal [*Platt and Vissers*, 1989; *Calvert et al.*, 2000] or delamination [*Seber et al.*, 1996] of the continental lithospheric mantle. These different models have been illustrated, e.g., by *Calvert et al.* [2000]. It appears that both types of models can explain the majority of geological and geophysical observations in the area.

[3] On the other hand, the region between Spain and Morocco is associated with considerable seismic risk: a

great earthquake ($M > 8.5$) followed by a tsunami completely destroyed Lisbon in 1755 [*Baptista et al.*, 2003]. Intermediate-depth seismicity is observed beneath the Gibraltar Arc, the Gulf of Cadiz, and the western Alboran Sea [*Calvert et al.*, 2000; *Casado et al.*, 2001], and some deep earthquakes (550–650 km depth) occur beneath southern Spain near Granada, as the 1954 earthquake ($M_w = 7.8$), the most powerful event ever recorded in the area [*Bufo et al.*, 1991; *Calvert et al.*, 2000]. That important seismicity requires a better understanding of the structure of this plate-boundary region. In fact, there is continuing debate concerning the location of the 1755 earthquake [e.g., *Baptista et al.*, 2003; *Gutscher*, 2004].

[4] Regional and global P-wave tomography shows two main anomalies in the upper mantle under the Gibraltar Arc: there is a low-velocity anomaly down to 100 km depth beneath the Alboran Sea while there is a high-velocity anomaly under the Gibraltar arc and Alboran Sea that extends at depth to the east and to the northeast under Southern Spain, where the deep earthquakes are initiated in the transition zone [*Bijwaard and Spakman*, 2000; *Calvert et al.*, 2000]. However the ray coverage at Gibraltar is mainly in an east-west direction with few rays arriving from north and south (Figure 1). This uneven earthquake distribution, as well as the restricted space for seismological stations hampers tomographic resolution in the area. Resolution tests done by *Calvert et al.* [2000] indicate that velocity anomalies of any shape under Gibraltar will be severely smeared along the (east-dipping) ray paths. It appears therefore, that the true geometry of the high-velocity anomaly is not yet clear. In addition, tomography cannot easily distinguish between the two types of models (continental versus oceanic lithosphere), since resolved velocity anomalies for continental and oceanic lithosphere are rather similar.

[5] This suggests to us that the following two questions need to be addressed: (1) Is the high-velocity body identified by P-wave tomography data really dipping toward the east/northeast, and (2) does this anomaly represent subducted lithosphere (oceanic or continental) or rather delamination/convective removal of continental lithosphere? We propose that both questions may be addressed by studying the dispersion of body waves, in particular P-waves, that traverse the mantle under the Alboran Sea region.

2. Waveform Complexity

[6] A characteristic feature of subduction zones is that generally an entire column of lithosphere is being subducted. That column has a rather characteristic velocity profile including a low-velocity gabbroic crust and a high-

¹Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, 34095 Montpellier, France.

²CNRS, Géosciences Montpellier, 34095 Montpellier, France.

³Now at Géosciences Azur, Sophia Antipolis, Valbonne, France.

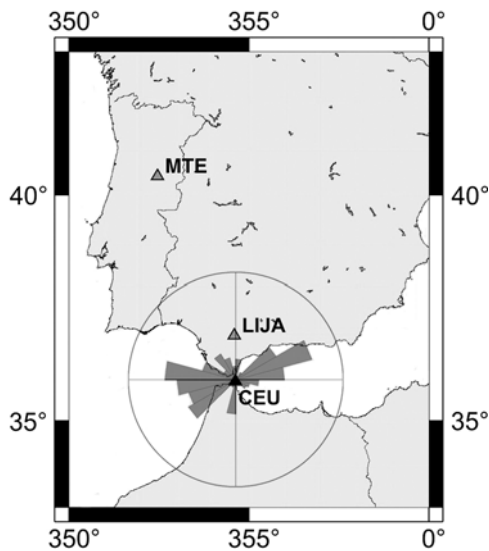


Figure 1. Seismological stations used in this study: CEU, LIJA, and the reference station MTE. The rose diagram shows teleseismic ray coverage for station CEU for the period 24 October 2001 to 30 December 2004. Note the good coverage of rays arriving from West and East. The maximum of the backazimuthal distribution corresponds to 110 events arriving at angles between 60° and 75°, from the East.

velocity, low-attenuation “mantle lid”. Since an oceanic crust is only a few kilometers thick, such a lithospheric profile can generally not be resolved by travel-time tomography, and it can therefore not be distinguished from continental lithosphere on that basis. However, the particular velocity profile may give rise to waveform effects for waves that propagate nearly parallel to the subducting slab. Indeed, several studies have found such waveform effects from intermediate-depth earthquakes in the circum-Pacific [Abers and Sarker, 1996; Abers, 2005; Martin, 2005] subduction zones where travel times of body waves that arrive parallel to the slab seem to depend on frequency. This dispersion is often associated with high frequencies arriving later than low frequencies, a behavior that is rather different from that of waves propagating outside of the slab [Abers, 2005; Martin, 2005], which do not show such dispersion. Nature and strength of the dispersion depend on the travel distance within the slab plane; delays between low and high frequencies have been found to be between 1 and several seconds, for frequencies varying between 1 to 3 Hz [Abers and Sarker, 1996]. Modeling studies [Abers, 2005; Martin, 2005] have shown that the observed dispersion is consistent with the presence of a gabbroic low-velocity layer at the top of the slab. This low-velocity channel may persist down to 100–150 km below which the gabbro-eclogite phase transformation is complete [Abers and Sarker, 1996]. Thickness and velocity contrast with respect to the surrounding medium control the dispersion [Gubbins and Snieder, 1991; Martin, 2005]. Short wavelengths travel in the subducted plate, following the low-velocity layer that is too thin to be “seen” by long wavelengths propagating at

the surrounding medium speed. Inspecting waveforms for dispersion may therefore help to identify the presence of a low-velocity crust as would be consistent with a subducting lithosphere.

3. Application to the Alboran Sea

[7] We now apply this approach to the Alboran Sea region to test the subduction-type model. Data are available for two stations in Southern Spain (Figure 1), LIJA and the station CEU (Ceuta, Spain) that is favorably placed above the axis of the supposed slab, as inferred, e.g., by Gutscher *et al.* [2002]. In the following we will study the dispersion of P-waves from events that are observed at CEU and LIJA and at a reference station, MTE (Manteigas, Portugal) that is located in the stable central Iberian domain [Dallmeyer and Martínez García, 1990].

[8] For this purpose we measure dispersion by characterizing the dependence of group arrival time t_g on frequency in a procedure similar to surface wave analysis [Dziewonski *et al.*, 1969]. That procedure regards $t_g(f)$ for a set of band-pass-filtered wave packets, each around a given central frequency. Not knowing the source-time function, we resort to comparing the dispersion for observations of the same event at station pairs CEU-MTE and LIJA-MTE, if present. Figure 2 shows an example of that procedure for two events observed at CEU and MTE (for others, see the auxiliary material).¹ One is arriving from the west (origin time 15 November 2004, 09:06:56 GMT, latitude 4.695°, longitude -77.508°, distance 72.8° from CEU, magnitude M_w 7.2) and the other from the east (origin time 17 March 2004, 05:21:00 GMT, latitude 34.589°, longitude 23.326°, distance 23.45° from CEU, magnitude M_w 6.0). Each of these two events has been recorded at the two stations at nearly the same distance. Figure 2 displays band-pass-filtered seismograms as well as “smoothed envelope functions” that were computed in a procedure following Abers and Sarker [1996]: they were squared and averaged with a box-car smoothing operator (half-width of 0.5 seconds). The seismogram observed at CEU on the right-hand side (event from the east), and the corresponding envelopes, show a strong dispersion: High frequencies at 4 Hz arrive about 1.5 seconds later than those at 0.5 Hz (“normal dispersion”). This effect is similar to the one observed for subduction zones around the Pacific. However, there is no or little dispersion observed at MTE for the same event. For the event incident from the west (left-hand side), the dispersion is nearly identical at the two stations. The difference observed at CEU thus suggests the presence of an anomalous body in the mantle below and to the east of Ceuta, the Alboran Sea. Observed first-arrival times at CEU are in agreement with previous tomographic results: residuals for seismic rays coming from the East are on average early by about 1.7 seconds compared with those coming from the West.

[9] Dispersion $t_g(f)$ of P-waves has been characterized for 149 teleseismic and regional events recorded at both stations, including 82 at CEU, 115 at MTE, with 48 in common, and 64 at LIJA. Figure 3 shows results for stations

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2007GL030964.

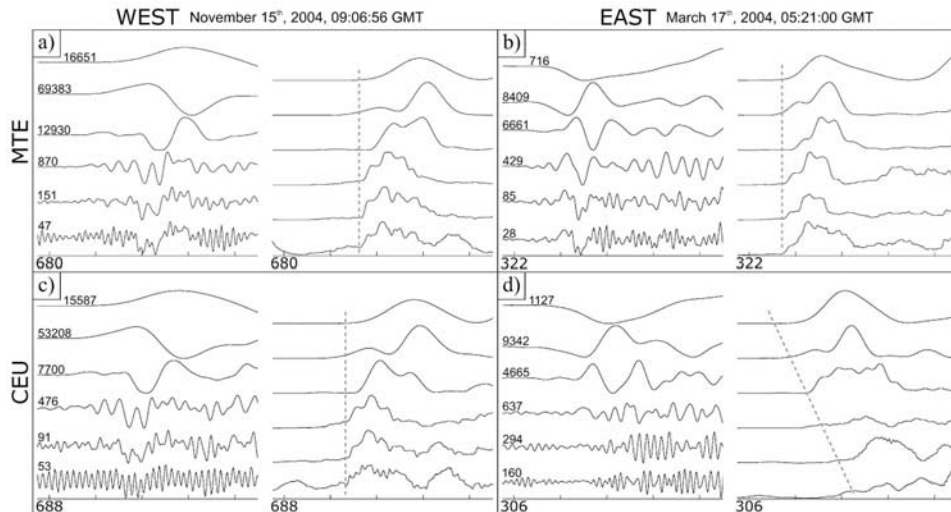


Figure 2. Waveform examples for two events arriving from west and east at stations MTE and CEU, shown as filtered seismograms and as smoothed envelopes (see text). Filters are, from top to bottom, <0.05 Hz, 0.05 – 0.5 Hz, 0.5 – 1.5 Hz, 1.5 – 2.5 Hz, 2.5 – 3.5 Hz, and 3.5 – 4.5 Hz. Amplitudes are given by numbers. Ticks on time axes give intervals of two seconds. Dotted lines illustrate the dispersion that occurs in Figure 2d.

CEU and MTE on lower hemispheres. For display purposes, the results were classified into three categories, based on whether dispersion is present, unclear, or not present. The “unclear” case is indicated if the first arrival is not clear at some frequencies, if the signal-to-noise ratio is not good at high frequencies, or if arrival times seem very variable from one frequency to another. All “dispersion present” measurements correspond to high frequencies at 4 Hz being delayed relative to 0.5 Hz by at least 0.6 seconds, in the sense of “normal dispersion”. For a few events an inverse dispersion seems to be present, simultaneously at both stations, e.g. the left-hand side of Figure 2. These were associated to the “dispersion not present” class as it is the difference between the two stations that matters here. Such incidences of “inverse dispersion” are probably due to the particular source-time function of those earthquakes, and the effect of attenuation (see below) may also contribute somewhat. The range of dispersion at CEU is up to 2.5 sec, and the distribution of “present” measurements is 1.2 ± 0.5 sec. Dispersion of P-waves can be observed at station CEU for rays coming from the East, for a wide range of dip angles (distances between 12 and 89 degrees), and a few coming from the North. No dispersion is observed at the reference station MTE, except for two shallow events coming from the Alboran Sea that traverse the same region as the dispersive rays east of CEU (distance about 6°). Similarly, the Gulf of Cadiz, to the west of CEU, does not give rise to dispersion that is not also observed at MTE. On the other hand, paths with observed dispersion, from the East of CEU, are sometimes close to paths where dispersion is not observed. We tentatively explain this as an interference of the lower-frequency waves with the subducting slab that has a thickness of nearly a wavelength, therefore rendering the dispersion effect sometimes visible and sometimes not. Results at LIJA are similar to MTE, in that essentially all

events show either no or unclear dispersion, with no clear spatial organization.

4. Discussion and Conclusions

[10] We have searched for other potential effects that might produce a similar dispersion. In essence, these are (1) attenuation, (2) scattering due to small-scale bodies, and (3) multiple phases. Attenuation is necessarily coupled with dispersion [Liu *et al.*, 1976]. However, that effect is an order of magnitude smaller than the one observed here, and the dispersion is in the opposite (inverse) sense. Small-scale scattering cannot explain the observations neither since it should produce a similar kind of dispersion as attenuation. The other potential effect is that of multiple phases, e.g., the arrival of two phases of similar amplitude within less than two seconds. However, such an effect is not likely to produce consistent dispersion effects for a broad distance and azimuth range. We are therefore left with the proposition of dispersion due to a low-velocity channel in the mantle. A natural explanation of the presence of such a layer is in the context of subducting lithosphere east of Gibraltar. In fact, the observed frequency-dependence of velocity and the mean delay of 1.2 seconds of 4 Hz energy relative to 0.5 Hz, is consistent with synthetic seismograms calculated for a subducting oceanic lithosphere with the typical crustal thickness of 6 km and a path length of about 100 km within the slab [Abers and Sarker, 1996; Abers, 2000; Martin, 2005]. The data may in principle also be explained by a somewhat thinned continental crust that follows a previous oceanic subduction, while preserving the form of an elongated low-velocity channel. On the other hand, it is not clear how a preserved crust might be descending into the mantle in the context of convective removal [Platt and Vissers, 1989] and delamination [Seber *et al.*, 1996], and in addition still preserve a simple elongated shape. Thus, a subduction geometry is required.

[11] Most of the dispersed rays (for example ray 2 in Figure 3) arrive at Ceuta from the east, traveling through a block in the upper mantle that is associated with particularly high seismicity [Calvert *et al.*, 2000]. The agreement with observed dispersion suggests that that block corresponds indeed to subducted material, probably of oceanic nature, but subducted continental lithosphere cannot be ruled out. The spatial distribution of intermediate-depth seismicity shows a nearly vertical line dipping steeply southward. It does not seem to represent the subduction dip since dispersion is observed from Northeastern azimuths. An explanation for that strong localized seismicity might be a

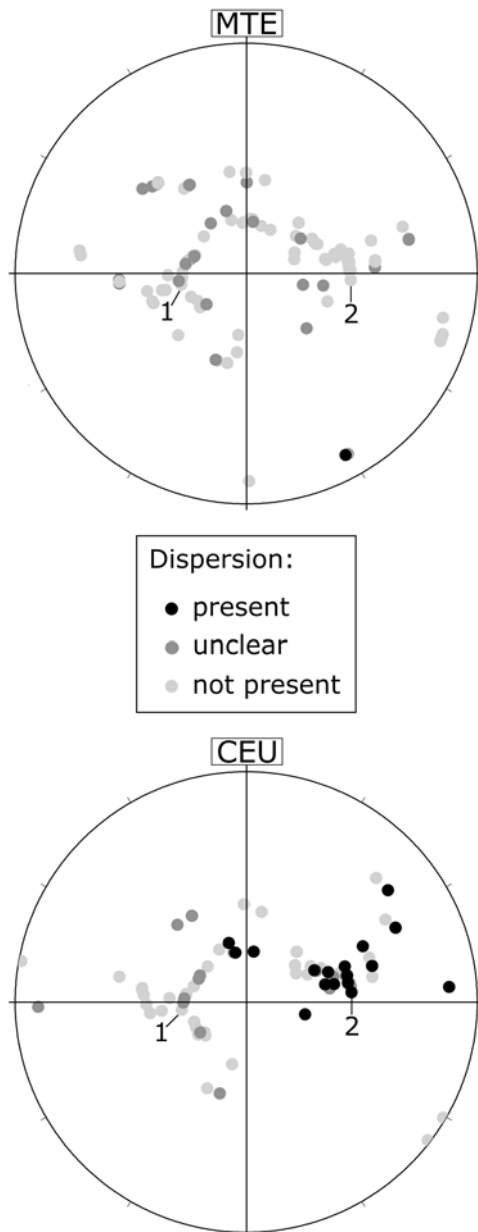


Figure 3. Results of P-wave dispersion analysis at stations MTE and CEU, shown on lower hemispheres (see text). The two events shown in Figure 2 are represented by number 1 for the 15 November 2004, Colombia earthquake, and number 2 for the 17 March 2004, Crete earthquake.

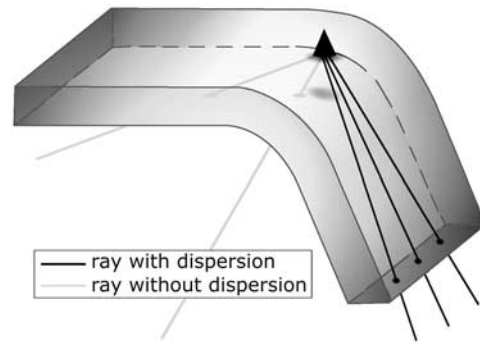


Figure 4. Model explaining the observed difference in dispersion characteristics between rays arriving from west and east, as being due to dispersion in a subducting lithosphere (see text).

slab-tear or breakoff as discussed in the literature [Carminati *et al.*, 2003; Zeck, 1996]. Essentially all of the dispersed waves arrive at CEU from directions within the first quadrant (North to East). We thus conclude for the presence of subduction under the Alboran Sea (Figure 4). To constrain however, whether the slab is dipping rather toward the East or the North requires additional data, and especially from stations that are not yet available to us. A slab possibly dipping toward the North might explain the observed dispersion at MTE for the two events from the Alboran Sea that would attain their dispersion while propagating down-dip that same slab. On the other hand, tomographic cross-sections between 45 and 150 km [Calvert *et al.*, 2000] seem to show a lithosphere dipping eastwards.

[12] So far, our observations pertain to the region around Ceuta, and if the structure of the slab is complex, a generalization to the entire Alboran Sea region may be misleading. Indeed, a complex structure with a deformed slab is likely for this region, due to the tight confinement at the sides, and the relative motion of Iberia relative to Africa [e.g., Stich *et al.*, 2006; Fadil *et al.*, 2006]. This complex structure may also help explain why dispersive and non-dispersive events arrive from nearly the same directions. Due to this complexity we do not draw conclusions yet about the general dip direction of the subduction under the Alboran Sea. If we may do this with additional stations, that may help to distinguish the model of a detached northwardly subducting slab [Zeck, 1996] from a retreating subduction model [Lonergan and White, 1997] for the Alboran Sea. On the other hand, there is no compelling argument for models of delamination or convective removal in our data, although the data do not disallow those models. The evidence provided in this paper requires the presence of subducted lithosphere under the Alboran Sea.

[13] **Acknowledgments.** The data used in this study are from the joint Spanish-German TEDESE project. We wish to thank the principal investigators for allowing access to the data. Winfried Hanka has been most helpful. Numerous persons have contributed through discussions. We wish to thank especially Tony Monfret, Guilhem Barruol, Marc-André Gutscher, Greg Houseman, Anne Deschamps, and Marc Grunberg for discussion. We also thank Eugenio Carminati and anonymous reviewers for thoughtful reviews that have improved the manuscript considerably. This project has used SAC, GMT, and the SPLITLAB code developed by Andreas Wüsterfeld.

References

- Abers, G. A. (2000), Hydrated subducted crust at 100–250 km depth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *176*, 323–330.
- Abers, G. A. (2005), Seismic low-velocity layer at the top of subducting slabs: Observations, predictions, and systematics, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *149*, 7–29.
- Abers, G. A., and G. Sarker (1996), Dispersion of regional body waves at 100–150 km depth beneath Alaska: In situ constraints on metamorphism of subducted crust, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 1171–1174.
- Baptista, M. A., J. M. Miranda, F. Chierici, and N. Zitellini (2003), New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *3*, 333–340.
- Bijwaard, H., and W. Spakman (2000), Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion, *Geophys. J. Int.*, *141*, 71–82.
- Bufo, E., A. Udias, and R. Madariaga (1991), Intermediate and deep earthquakes in Spain, *Pure Appl. Geophys.*, *136*, 375–393.
- Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, S. Roecker, T. Mourabit, F. Vidal, G. Alguacil, and N. Jabour (2000), Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, *105*, 10,871–10,898.
- Carminati, E., M. J. R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini (2003), The role of slab detachment processes in the opening of the West-Central Mediterranean basins: Some geological and geophysical evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *160*, 651–665.
- Casado, C., C. Sanz de Galdeano, S. Palacios, and J. Romero (2001), The structure of the Alboran Sea: An interpretation from seismological and geological data, *Tectonophysics*, *338*, 79–95.
- Dallmeyer, R. D., and E. Martínez García (1990), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 416 pp., Springer, New York.
- Dziewonski, A., S. Block, and M. Landisman (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *59*, 427–444.
- Fadil, A., P. Vernant, S. McClusky, R. Reilinger, F. Gomez, D. Ben Sari, T. Mourabit, K. L. Feigl, and M. Barazangi (2006), Active tectonics of the western Mediterranean: GPS evidence for roll back of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, *34*, 529–532.
- Gubbins, D., and R. Snieder (1991), Dispersion of P waves in subducted lithosphere: Evidence for an eclogite layer, *J. Geophys. Res.*, *96*, 6321–6333.
- Gutscher, M.-A. (2004), What caused the Great Lisbon earthquake, *Science*, *305*, 1247–1248.
- Gutscher, M.-A., J. Malod, J.-P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, L. Mendes-Victor, and W. Spakman (2002), Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, *30*, 1071–1074.
- Liu, H.-P., D. Anderson, and H. Kanamori (1976), Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *47*, 41–58.
- Loneragan, L., and N. White (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, *16*, 504–522.
- Martin, S. (2005), Subduction zone wave guides: Deciphering slab structure using intraslab seismicity at the Chile-Peru subduction zone, Ph.D. thesis, 122 pp., Univ. Potsdam, Potsdam, Germany.
- Michard, A., A. Chalouan, H. Feinberg, B. Goffé, and R. Montigny (2002), How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *173*(1), 3–15.
- Platt, J. P., and R. L. M. Vissers (1989), Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar Arc, *Geology*, *17*, 540–543.
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, *12*, 629–638.
- Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim, and A. Demnati (1996), Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic Mountains, *Nature*, *379*, 785–790.
- Stich, D., E. Serpelloni, F. de Lis Mancilla, and J. Morales (2006), Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, *426*, 295–317.
- Zeck, H.-P. (1996), Betic-Rif orogeny: Subduction of Mesozoic Thetys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics, *Tectonophysics*, *254*, 1–16.

G. Bokelmann, Géosciences Montpellier, Université de Montpellier II, F-34095 Montpellier, France. (goetz@alumni.princeton.edu)

E. Maufroy, Géosciences Azur, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, F-06560 Valbonne, France. (maufroy@geoazur.unice.fr)



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

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

Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy

Götz Bokelmann^{a,*}, Emeline Maufroy^b, Luisa Buontempo^c, José Morales^c, Guilhem Barruol^a

^a *Université Montpellier II, CNRS, Geosciences Montpellier, 34095 Montpellier, France*

^b *Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS (UMR 6526), Observatoire de la Côte d'Azur, 06560 Valbonne, France*

^c *Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Spain*

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 June 2009

Received in revised form 16 August 2010

Accepted 23 August 2010

Available online xxx

Keywords:

Lithosphere

Subduction

Recycling

Delamination

Shear-wave splitting

Plate boundary

ABSTRACT

We discuss mantle structure and dynamics under the Gibraltar arc. For that region, a large variety of geodynamic models has been proposed, and there was, up to recently, no consensus on which of these models is the best one to describe the geodynamic situation of the region. The key to distinguishing the different models probably lies in the upper mantle, and we propose two specially adapted seismological techniques that help to distinguish each of the two models that are more frequently invoked. These are, on one hand, the subduction-rollback (SR) model, and on the other, continental delamination or convective removal (CDCR). The first technique that we use is based on observations of dispersed P-wavetrains that are expected for certain ray directions. Observations made on the Gibraltar arc suggest the presence of subducted oceanic lithosphere under the Alboran Sea. The second technique is based on shear-wave splitting of SKS phases, and it allows us to look for the radially-oriented flow that must be present in the mantle beneath the Alboran Sea, for a CDCR mechanism. There are however no indications of any radial flow up to this point. Both approaches therefore suggest that subduction-rollback is the best model to explain the complex geodynamic situation under the region.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Oceanic lithosphere is recycled into the deep interior of the Earth at subduction zones. While the general principles of this conveyor-belt like motion are understood, this question is more open for continental lithosphere. It is clear though that continental subduction exists, for example from high-pressure phases (e.g. Coleman and Wang, 1995; Yamato et al., 2008).

Several models have been proposed to explain how, in which cases, and where continental recycling takes place. Bird (1979) has proposed that this occurs via lithospheric delamination, while Houseman et al. (1981) have proposed convective removal of a dense overthickened lithospheric root. These two types of models have been invoked to explain various extensional basins around the Earth, and particularly extensional basins along the Alpine convergence zone between Europe and Africa, such as the Pannonian basin and the Alboran Sea basin (Fig. 1).

In this paper, we focus on the latter region, the Alboran Sea between Spain and Morocco, also addressed as 'Gibraltar arc region'. That region has been much studied, and a wealth of information is available about its surface tectonics (e.g. Dallmeyer and Martínez

García, 1990; García-Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Michard et al., 2002; Martínez-Martínez et al., 2006; Balanyá et al., 2007; Jolivet et al., 2008, and others), current motion (e.g. Stich et al., 2006), magmatism (e.g. Turner et al., 1999), and crustal magnetism (see Michard et al., 2002). In addition, there is considerable information from seismicity in the region, focal mechanisms (Stich et al., 2003), as well as petro-geochemical data from magmatic rocks (Duggen et al., 2004, 2005), large-scale mantle outcrops (e.g., Vauchez and Garrido, 2001) and xenoliths (Turner et al., 1999).

Nevertheless, this wealth of information has apparently not lead to a consensus on the type of model that best explains the geodynamic situation and evolution in the region. In the contrary, there is an ongoing debate as to that effect (Gutscher et al., 2002, 2003; Platt and Houseman, 2003). For resolving structure and dynamics of a region, much hope is generally attributed to seismic tomography, and that type of constraint has been extensively used in recent years (e.g., Blanco and Spakman, 1993; Calvert et al., 2000a; Wortel and Spakman, 2000). However, ray coverage in the area is not favourable, and as explained in more detail below, resolution is thus limited. In addition, seismic tomography cannot distinguish easily between oceanic and continental lithosphere, since both appear in tomographic images with similar velocity. In fact, average velocities of the two types of lithosphere are nearly identical.

* Corresponding author. Fax: +33 4 67 14 36 03.

E-mail address: bokelmann@gm.univ-montp2.fr (G. Bokelmann).

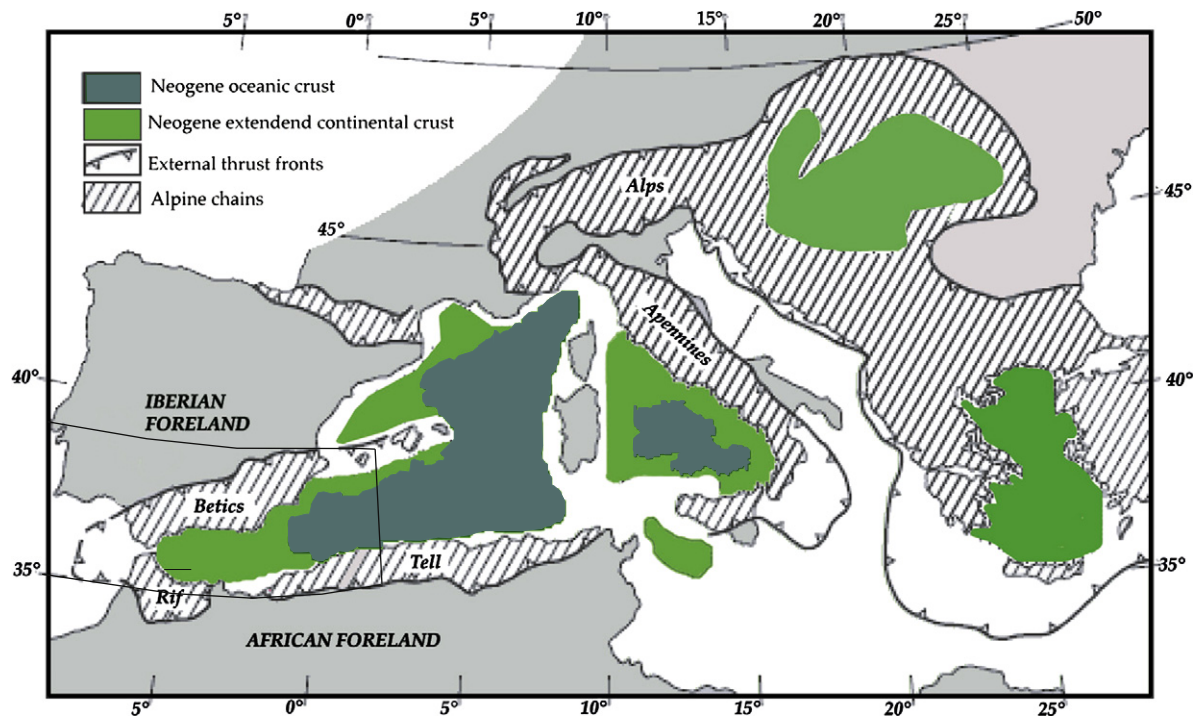


Fig. 1. Map of the Mediterranean region. The box shows the Gibraltar arc around the Alboran Sea. This map gives the spatial extent of the Alpine chain, and the oceanic as well as extended continental crust (after Comas et al., 1999).

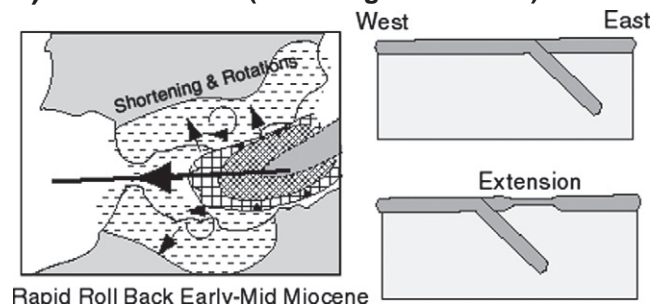
Our approach is instead based on directly testing the geodynamic models, using adapted seismological techniques. We extract essential and required features from each model such as associated structure and mantle flow, and we present two techniques that allow to critically test each of the two models, and to distinguish them. The key to understanding the geodynamic situation of the region probably lies in the upper mantle, and we thus focus our attention on that depth region, and on the seismic waves that propagate through it. We use constraints based on observations of P-wave dispersion that are indicative of anomalous (layered) structure along the propagation path, and also seismic anisotropy, since it is capable of constraining the geometry of mantle flow, which is also rather indicative of the kind of geodynamic environment.

2. Test case of lithospheric recycling: the Alboran Sea region

The geodynamic situation of the Alboran Sea region is typically approached by considering one of the two large-scale tectonic processes that occurred in the Mediterranean area, that is, a) the Cenozoic opening of the western Mediterranean, thus addressing the role of the extension and formation of oceanic lithosphere, and b) the collision of Europe and Africa, thus addressing the role of the continental lithosphere during the collision. The many geodynamic models that have been proposed for the region thus typically fall into one of two categories, either 'oceanic models' or 'continental models'. The ocean models suggest subduction of oceanic lithosphere that is either ongoing or has ceased its activity. Different dip directions of the subduction are considered in these models (Torres-Roldan et al., 1986; Sanz de Galdeano, 1990; Royden, 1993; Docherty and Banda, 1995; Lonergan and White, 1997; Morales et al., 1999; Gutscher et al., 2002), but most models assume an eastward-dipping subduction. On the other hand, 'continental models' propose past or present subduction, delamination, or convective removal of overthickened continental lithosphere (Platt and Vissers, 1989; Seber et al., 1996a; Morales et al., 1999; Calvert et al., 2000a). These two types of models are illustrated in Fig. 2.

Geological indications of a westward migration of the orogenic arc suggested the presence of an 'Alboran block' (Andrieux et al., 1971) that escaped to the West during the North–South convergence. An

a) Oceanic model (retreating subduction)



b) Continental model (convective removal)

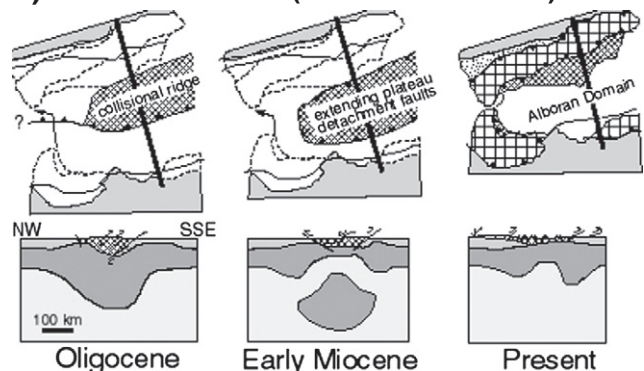


Fig. 2. (Redrawn from Calvert et al., 2000a): The two types of geodynamic models that we test in this paper, a) the retreating subduction model of Lonergan and White (1997) and Gutscher et al. (2002), and b) the convective removal model of Platt and Vissers (1989). For explanations see the text.

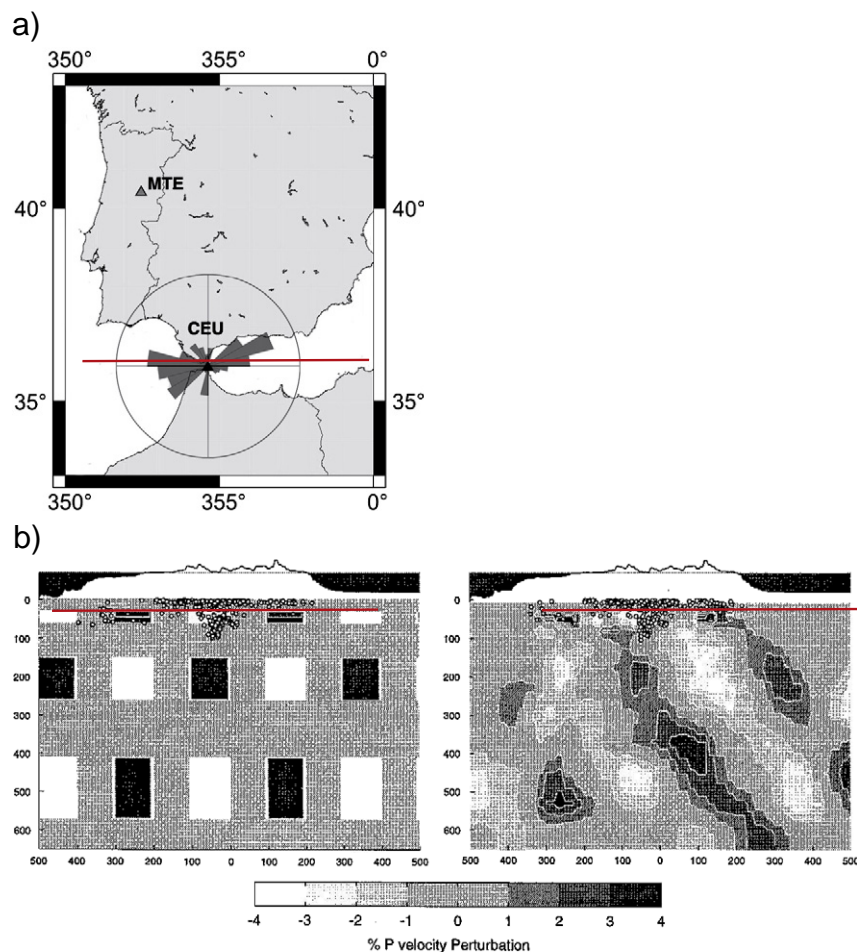


Fig. 3. a) Azimuthal distribution of P-wave arriving at Ceuta (magnitude >5, distance 0–90°) in a three-year time interval (maximum from NW has 110 events); b) west–east profile (see a) through 3D input model for tomographic resolution test, and resulting output model (after Calvert et al., 2000a). See text for explanations.

eastward-dipping subduction zone rolling back toward the West (Fig. 2a) would naturally explain this, and also the extension that has subsequently been identified, and incorporated into the model (Royden, 1993). The latter author suggested that arc migration has actually continued beyond Gibraltar, while other authors have suggested that the motion has stopped retreating in the Gibraltar area (Sengör, 1993; Lonergan and White, 1997). Yet other models suggest that a Northwest dipping slab has subducted beneath Iberia, and has later broken off, producing uplift and extension. It would still be positioned steeply under Andalusia (Blanco and Spakman, 1993; Zeck, 1996).

The alternative set of models explains the anomalous mantle under the Alboran Sea by considering recycling of continental lithosphere by delamination or by convective removal. Fig. 2b illustrates the latter. Platt and Vissers (1989) have suggested, based on PT-paths of rocks across the Gibraltar arc that convergence has led to considerable lithospheric thickness, and that the lithosphere became gravitationally unstable and was removed and replaced by low-density asthenospheric material, resulting in uplift and extension. Platt et al. (1998) proposed that removal of the lithosphere occurred at a (shallow) depth of about 60 km. Another way to remove continental lithosphere is by delamination (Bird, 1979). A model of SE migrating delamination has been applied to the Alboran Sea region by Docherty and Banda (1995) and is coherent with the distribution of seismicity hypocenters (Mecua and Rueda, 1997; Morales et al., 1999), and with the variation of seismic velocities found in the mantle below the Alboran Sea (Seber et al., 1996b). It also has been suggested that Iberian and African lithosphere has peeled back from the East to

the West (Seber et al., 1996a), this process being initiated by a gravitationally unstable lithospheric root under the Internal zone of the Gibraltar arc.

Proponents of the two types of models, ‘oceanic models’ versus ‘continental models’, have led a debate over the last decade. Arguments for and against each of the two models have been laid out clearly in a comment and reply series (Gutscher et al., 2002, 2003; Platt and Houseman, 2003). The authors had suggested that discriminating tests should be proposed. In the following we present techniques that allow to critically test each of the two models using seismic waves that propagate through the zone. The upper mantle under the Alboran Sea is indeed clearly anomalous. This is most easily seen by inspective the variation of teleseismic station delay times across the region (e.g., Calvert et al., 2000a). Tomographic studies have proposed the presence of a high-velocity anomaly (see below).

We propose that distinguishing the two types of models requires resolving two questions, 1) what is the *nature* of that high-velocity anomaly, e.g., is it composed of oceanic or of continental lithospheric material?, and 2) what is the *shape* of the anomaly? We will suggest below that up to recently, neither of these two questions has been well-resolved. We will thus focus on these two questions, and propose techniques that are designed to directly address them. Before that, we address seismic tomography in the area.

Tomography studies have been performed for the area ever since the early 90s (Blanco and Spakman, 1993; Plomerova et al., 1993; Spakman et al., 1993; Seber et al., 1996b; Piromallo and Morelli, 1997; Bijwaard et al., 1998; Calvert et al., 2000a). All of these studies document the presence of a high-velocity anomaly under the Alboran

Sea. Most of them used ISC travel times, but Seber et al. (1996b), Gurria et al. (1997), and Calvert et al. (2000a) also included data from the Moroccan national and/or Spanish network. There are also studies of crustal structure in the area (e.g., Calvert et al., 2000b; Villasenor et al., 2007; Serrano et al., 2005; and others).

The resolution of tomographic models depends greatly on the seismic ray coverage at depth. Fig. 3a shows a rose diagram indicating the number of P-waves arriving at one of the seismological stations in the area (Ceuta). Note that there are many arrivals from East and West, but only few from North and South. Ray backazimuthal coverage is clearly not complete. This is accentuated by the sea/land distribution in the area that has necessarily led to a gap in instrumental coverage. Only recently, OBS have been installed in the Alboran Sea and the Gulf of Cadiz to alleviate that lack of coverage.

The incomplete ray coverage in the area indicates that it is necessary to inspect resolution capability of tomographic models obtained for the area. Given the asymmetry of ray density, it will probably be easier to define the EW extent of structures in the subsurface than their NS extent. Calvert et al. (2000a) have taken much care with extracting arrival times from 96 regional stations in Morocco and Spain. Thus they were able to update the ISC arrival time dataset by about 200 regional and teleseismic events. The tomographic inversion was based on a nonlinear maximum likelihood formalism. First, the best-fitting 1D model was constructed that served as initial model for the 3D inversion. Resolution in resulting 3D models can be judged by inspecting the hit count, standard errors from the a-posteriori covariance matrix or from bootstrap resampling, the resolution matrix elements, and all of these tests were performed by Calvert et al. (2000a). The most commonly used test is the 'spike test', where synthetic data are generated by ray tracing through a given velocity model that consists of a regular pattern of high- and low-velocity anomalies. With some noise (random delays) added, these synthetic data are inverted, and the recovered model is compared with the input model.

Regions where the output model matches the input model are regarded as well-constrained, while regions that show substantial difference between the two models are regarded as badly-constrained. There are issues as to the geometry of the synthetic test, and as to the choice of the block size. In particular, a spike test does not give any information on the range of other models that cannot be recovered by the inversion, but these issues are beyond the scope of the present paper.

Fig. 3b shows an East–West profile through the spike test input model, at the latitude of Gibraltar. Ray tracing through that model produced synthetic travel times, to which representative random delays were added. In addition, the block parameterization of the inversion was shifted relative to the input model. Fig. 3b also shows the output model. Comparison with the input model indicates that most of the anomalous blocks show up after the inversion. Resolution is typically better in the deeper layers than the shallower ones, due to the higher number of crossing ray paths. Thus blocks at shallow depth and at the edge of the station coverage are less-well imaged. Such a comparison would typically be judged as a success, since most blocks were recovered. However, as to the interpretation of the shape of the anomaly, there is a caveat. There is significant smearing toward the East, apparently along the paths of the majority of the rays. Such smearing produces tomographic images that resemble an elongated dipping feature, even though the true shape of the feature is perhaps just like that chosen in the input model. Even though individual blocks are well-resolved, the interpretation in terms of geodynamic models is obviously much less-well constrained. In a way, we are more interested in the validity of the interpretation rather than that of the tomographic model, on which the interpretation is based on. Neither of the above mentioned tests so far has addressed the validity of the interpretation. Clearly, we need more technical development in that direction to assure that we make the best use out of the very valuable information that tomography offers.

As far as our specific objectives are concerned, namely determining the *nature* of the anomaly, tomography has yet another limitation though: oceanic and continental lithosphere are associated with rather similar velocity anomalies, unless very high resolution can be achieved, and they can hardly be distinguished on that basis. The strength of tomographic constraints for understanding the *nature* of the anomaly will for that reason always remain limited. Its strength is rather in addressing the second question posed above, that of the *shape* of the anomaly.

3. Testing the oceanic model: dispersion of body waves

We will now return to the geodynamic models of Fig. 2, and address tests that can be set up to determine the *nature* of the anomaly, e.g., whether the anomaly consists of oceanic or of continental lithosphere. The 'retreating subduction' model of Fig. 2a suggests the presence of a 'slab', that is, subducted oceanic lithosphere, under the Alboran Sea.

The typical East–West ray distribution that we have seen in Fig. 3a, which poses a problem for tomography, has the advantage that some rays may propagate more or less parallel to the anomalous feature in the upper mantle. If that feature does indeed represent subducted oceanic lithosphere, it is somewhat likely that it still contains the oceanic crust/mantle series and that it forms thus an inclined layer cake. Waveforms of seismic waves that propagate parallel to such a structure (Fig. 4a) can easily be modelled using seismological modelling tools (e.g. Gubbins and Snieder, 1991; Abers, 2005; Martin, 2005). In fact, waveforms of body waves propagating along the slab may attain similar properties than surface waves, namely a frequency-dependent propagation velocity (dispersion) that is due to different frequencies being sensitive differently to the layer. Higher frequency components can propagate within the low-velocity crustal portion of the layer cake, while lower frequencies are more sensitive to average

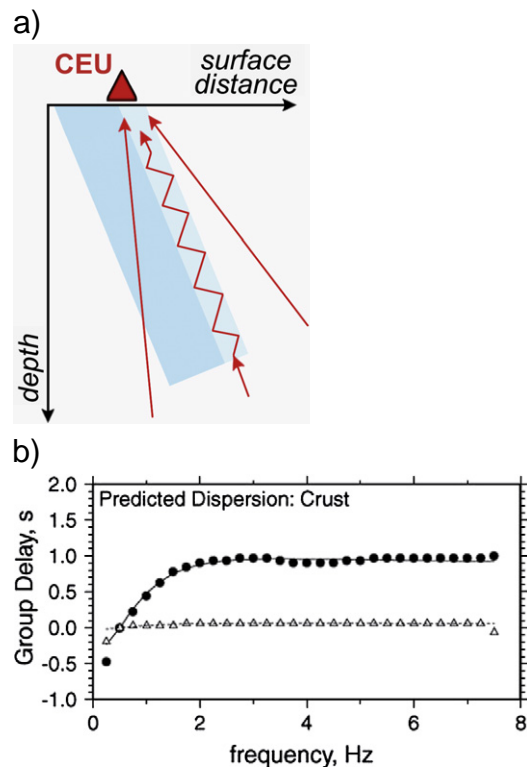


Fig. 4. a) Illustration of ray propagation parallel to subducted oceanic lithosphere, b) group arrival times as a function of frequency (dispersion) for a 6 km thick crustal low-velocity channel (8 km/s) embedded in a background velocity of 8.5 km/s (redrawn after Abers, 2005).

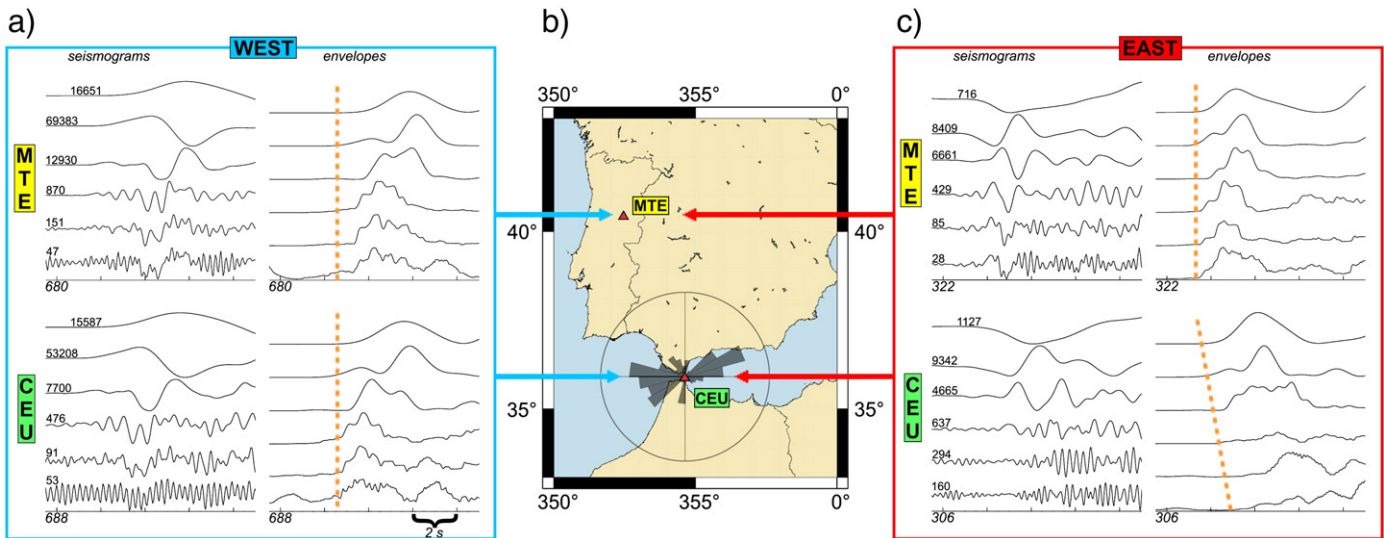


Fig. 5. Dispersion observations. Waveforms of P-waves arriving at two stations a) from the West (earthquake in Columbia, 15.11.2004, magnitude 7.2, lat. 4.69°, long -77.5°, distance 72.8°) and c) from the East (earthquake in Crete, 17.3.2004, magnitude 6, lat. 34.59°, long. 32.32°, distance 23.45°). Each seismogram is shown filtered in a series of filter bands (from the top: 0.5 Hz, $0.05\text{--}0.5$, $0.5\text{--}1.5$, $1.5\text{--}2.5$, $2.5\text{--}3.5$, and $3.5\text{--}4.5\text{ Hz}$), and corresponding smoothed envelopes. Amplitudes are given by numbers, and ticks give time intervals of 2 s. The observed dispersion is illustrated by a dashed line. See text for explanation.

velocities. This should produce a ‘normal’ dispersion, where high frequencies around 5 Hz are delayed by about a second with respect to lower frequencies around 0.5 Hz (Fig. 4b). Such a dispersion has been observed in several subduction zones around the Pacific (Abers and Sarker, 1996; Abers, 2005) and in the following, we show evidence indicating that such a phenomenon is also present for waves that propagate below the Gibraltar arc.

Fig. 5 shows waveforms from two teleseismic events observed at two stations, MTE in Portugal and CEU in Ceuta. The latter station has a fortunate location, in that it is positioned along the continuation of the high-velocity anomaly in tomographic models (see for example Gutscher et al., 2002). That station is thus at the ideal location for looking for the described dispersion phenomena. On the other hand, the station in Portugal serves as a reference station, so that we can assure that any observed dispersion is really due to the anomalous upper mantle under the Alboran Sea, and not due to effects at larger distance or due to the earthquake source.

Fig. 5c shows P-waves arriving from the East, for an earthquake occurring in Crete. The seismograms were filtered in a series of frequency bands. Waveforms are complicated, and smoothed envelopes are useful for tracing the arrival time across the different frequencies. The envelopes show an interesting difference between the two stations. While all frequencies arrive at about the same time

at the reference station MTE, there is a clear dispersion at station CEU. High frequencies arrive up to about one second after the low-frequency arrivals. This effect is similar to that seen in numerical modelling (Fig. 4b), and also to the observations from known subduction zones around the Pacific (Abers and Sarker, 1996; Abers, 2005). The P-waves arriving from the West, in Fig. 5a, do not show such a difference between the two stations. In fact, there is hardly any frequency dependence of arrival times at the two stations, somewhat similar to the arrival from the east at MTE. The anomalous behaviour that requires explanation is the Eastern arrival at CEU that is passing through the upper mantle under the Alboran Sea.

We have studied a larger number of events for their dispersion behaviour. Fig. 6 shows lower hemisphere positions of rays that show dispersion, versus those that don't. In a number of cases we have assigned an ‘unclear’, when the signal-to-noise ratio was too low to characterize the dispersion either due to an unclear first arrival, or if there was an unclear frequency trend. Note the clear asymmetry in the lower hemisphere under CEU. Many arrivals from the East show dispersion, while most arrivals from the West show clear absence of dispersion. At the reference station MTE, essentially all arrivals show either absence of dispersion or unclear behaviour. There are only two that show dispersion. These events occurred in the Alboran Sea themselves. The different patterns at the two stations, as well as the

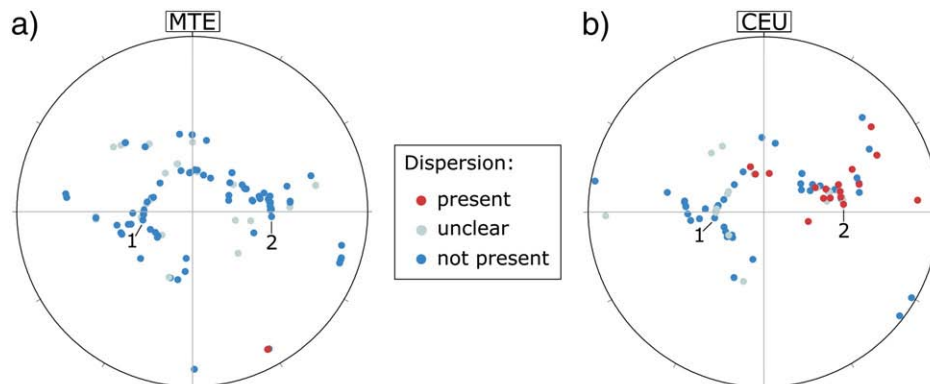


Fig. 6. Lower hemispheres under the two stations, a) MTE and b) CEU, indicating for which arrival dispersion is present or not, or whether the dispersion observation is unclear (see text). The events of Fig. 5 are shown by “1” and “2”.

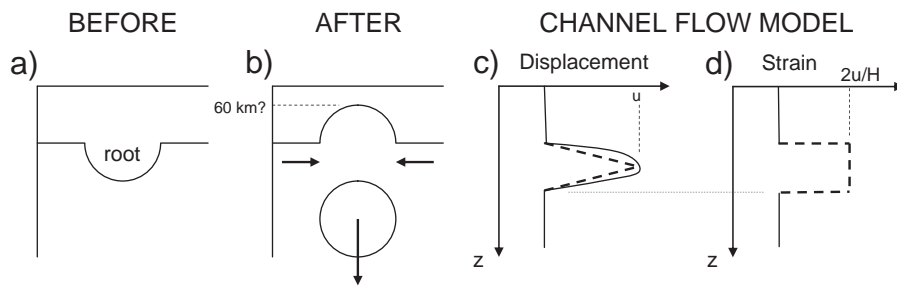


Fig. 7. Model of the radial replacement flow in the context of the continental model: a) overthickened lithosphere that is sinking into the deeper mantle (b). c) and d) show displacement and strain during a channel flow. Dashed lines show the case of a constant strain-rate flow. The height of the channel is H ; D is its lateral extent.

East–West asymmetry at CEU are coherent with the presence of one or more oceanic slabs under the Alboran Sea.

We have studied alternative explanations such as attenuation, scattering, or multiple phases, and we have not found any simple process that explains these observations other than dispersion due to layering in an oceanic lithosphere (see also Bokelmann and Maufroy, 2007). We will come back to this in more detail below.

4. Testing the continental model: anisotropy

The continental model presented in Fig. 2b proposes that a gravitationally unstable continental root has separated from the upper portion of the lithosphere and has foundered into the deeper mantle. The lithospheric root is thus replaced by asthenospheric material, which must be brought in from the side. In idealized theoretical models (Houseman and Molnar, 1997), this flow occurs simultaneously from all directions. Obviously, any lateral difference in ‘boundary conditions’ in the real Earth, as well as heterogeneity in temperature and material properties will perturb this symmetry however. In a real Earth, such a radial replacement flow would probably occur preferentially from one side, especially if the foundering of continental material occurs in the form of ‘continental delamination’. In any case, the occurrence of radial flow represents a necessary feature for any continental-type model (also for continental delamination), and we can use it to critically test the continental model.

The induced flow in the upper mantle to replace the material of a foundering overthickened continental lithosphere (Fig. 7a,b) will to some degree resemble a channel flow (Fig. 7c), since it must necessarily come in from the side. We do not know from which side that flow comes in, but it must necessarily be present at least one of the edges of the model. The summary Fig. 9 thus shows a prediction of radial flow. In a channel flow model, we are dealing with simple shear deformation with a horizontal flow direction. Seismic fast azimuths should thus match the (horizontal projection of) flow direction somewhere around the Alboran Sea. This will allow us to directly compare those predicted directions of radial flow with observed fast orientations (see below).

Flow directions in the mantle can be mapped by anisotropy measurements, e.g. directional dependence of material properties. We will study in the following elastic anisotropy, as seen by seismic waves. Such seismic anisotropy has been much studied over the last twenty years, and it is now well-established as a technique. Seismic anisotropy in the upper mantle results primarily from elastic anisotropy of minerals, particularly olivine, which develop preferred orientations in response to flow and stress (e.g., Nicolas and Christensen, 1987; Mainprice et al., 2000). Upper mantle seismic anisotropy can be detected from the splitting of teleseismic shear waves: a polarized shear-wave propagating through an anisotropic medium is split into two perpendicularly polarized waves (Fig. 8) that travel at different velocities. From three-component seismic records, two parameters can be measured to quantify anisotropy: the

difference in arrival time (δt) between the two split waves, which depends on the thickness and on the degree of intrinsic anisotropy of the medium, and the azimuth Φ of the fast split shear-wave polarization plane that is related to the orientation of the pervasive fabric (foliation and lineation) in the anisotropic structure. Measurement of teleseismic shear-wave splitting is therefore used to probe mantle deformation beneath a station, with a relatively good lateral resolution (tens of kilometers) that can provide crucial information on past and present geodynamic processes that occurred in the upper mantle. This technique has been applied to similar domains as here; see reviews in Savage (1999) and Silver (1996), and more specifically Walker et al. (2001, 2004a,b, 2005), Fontaine et al. (2007), and Barruol et al. (2008).

If one assumes that most of the anisotropy affecting the vertically propagating shear waves lies within the uppermost 400 km of the Earth (e.g., Savage, 1999; Mainprice et al., 2000, 2005; Sieminski et al., 2007) and that the crust may contribute to the total observed delay times by only a few tenths of seconds (Barruol and Mainprice, 1993; Godfrey et al., 2000), then most of the SKS splitting has to be explained by deformation in the upper mantle.

We have analyzed shear-wave splitting at a set of 16 stations around the Alboran Sea. Requiring a reasonable signal-to-noise ratio allowed us to use 267 seismograms from 67 teleseismic events. The SplitLab tool of Wüstefeld et al. (2008) was used to perform the splitting analysis, resulting in measures of fast orientations and splitting delay times. Details of data and results are given in Buontempo et al. (2008). These are coherent with results from earlier

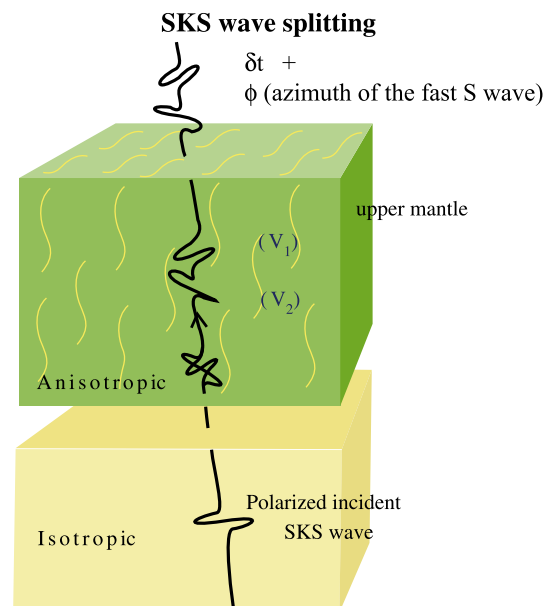


Fig. 8. Principle of seismic shear-wave splitting due to anisotropy (see text).

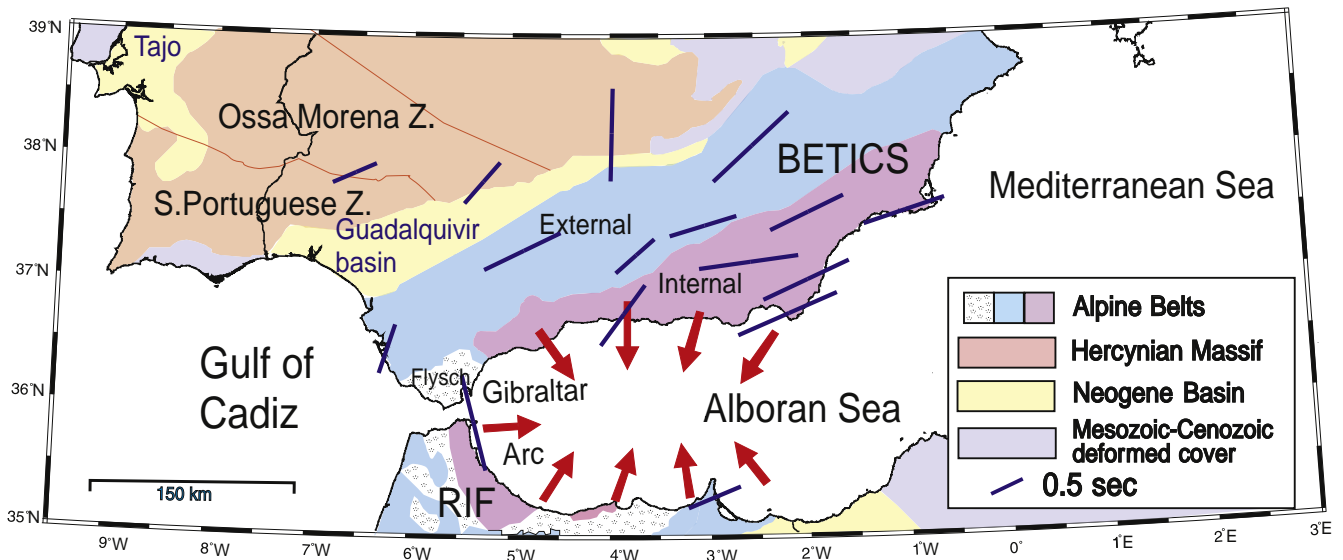


Fig. 9. Map showing an illustration of the expected radial flow for the continental model (shown by red arrows), towards the Alboran Sea. Also shown is shear-wave splitting at each of the 16 stations: Weighted-mean fast orientations are given by the direction of the line. Splitting delays are given by its length.

studies (e.g., Diaz et al., 1998; Schmid et al., 2004). We show weighted-means for each station in Fig. 9. Since fast orientations should be identical with the horizontal flow direction, we can directly compare the predicted flow directions (arrows) and the observed fast orientations. We note that there is little indication, in the available splitting data, of such a radial flow toward the Alboran Sea. Essentially, all stations show fast orientations that are more or less tangential to the Alboran Sea, rather than radial. Particularly in the Betics, the fast split orientations are trending parallel to the crustal large-scale tectonic structures, suggesting some coherency between crustal and mantle deformation. A single station, ANER on the Spanish coast at latitude 4°W, shows a slight rotation toward the arc. Shear-wave splitting measurements at that station showed a variation with event backazimuth, which is an indication of a possible two-layer structure (Silver and Savage, 1994). We have analyzed the backazimuthal dependence, and determined parameters of the two-layer model that best fits the observations (Buontempo et al., 2008). We have found fast orientations of 28° in the shallower layer, and 68° in the deeper layer, and delay times were 1 and 0.6 s, respectively. We note that both of these directions are different from the predicted radial-flow direction in Fig. 9. This suggests that a convective removal model is not supported by the SKS splitting data that are available so far. At least on the northern side of the Alboran Sea, Pn waves show a rather similar spatial pattern of fast orientation as SKS (Calvert et al., 2000b; Buontempo et al., 2008) suggesting some coupling between the subcrustal and the deeper mantle.

We note a considerable gap in coverage in Northern Morocco (and in the Eastern Alboran Sea). Does the radial flow 'hide' in those regions? This does not seem likely, also in light of recent geodetic observations in the region of that gap (Fadil et al., 2006) that show surface motion in the opposite direction, toward the Southwest. In any case, that question can be addressed using data from the IberArray and PICASSO projects. First results (Diaz et al., 2009) from the IBERARRAY broadband seismic network seem to confirm our observations.

5. Discussion

One way of explaining why predictions from the continental model are not matched by the observations is perhaps that the effect of the flow on seismic anisotropy is too weak to be observable. We test this possibility in the following.

The required radial replacement flow can be modelled, in a rough approximation, as a channel flow (Fig. 7). For a constant-strain profile of flow, the volume of transported material is $DHu/2$. Equating this to the estimated volume of the root replacement V_r , which we estimate as $(150 \text{ km})^3$, we obtain a maximum displacement of 300 km, choosing for simplicity $H = D = 150 \text{ km}$. The strain in the channel is then $\epsilon = 2u/H = 4$. The depth and temperature range considered here falling clearly into the dislocation creep regime (Karato and Wu, 1993), a strain of 4 should produce strong anisotropy (Mainprice and Silver, 1993; Silver et al., 1999) and detectable (one second or more) shear-wave splitting. Distributed over a 150 km thick channel, this flow should be observable even if the channel has a lateral extent comparable to the entire Southern limit, about 600 km length. The observed anisotropy that doesn't indicate any sign of this radial flow thus appears to clearly rule out radial flow, and hence a continental-type model.

While the anisotropy constraint is very strong for ruling out a purely continental model, it is weaker for ruling out or confirming a subduction model. In principle, we expect a trench-parallel flow during the rollback (Russo and Silver, 1994; Faccenna et al., 2004, 2005), and such a 'toroidal flow' (tangential) component is rather consistent with the 'trench-parallel' fast orientations that we observe here. On the other hand, fast orientations from known subduction zones around the Earth are typically either trench-parallel or trench-perpendicular (Long and Silver, 2008). Some of the complexity seen at the different subduction zones around the Earth may be due to a particular olivine fabric that forms under hydrated conditions (Jung and Karato, 2001), especially in the mantle wedge above the slab. Since teleseismic shear-wave splitting observations give only weak constraints on the depth of the anisotropy, we conclude that our splitting observations are consistent with the presence of a subduction zone, but they do not allow to critically test that model.

On the other hand, a subduction model makes a clear prediction as to the dispersion of body waves, and we have used that constraint to critically test the subduction zone model. We have found the predicted phenomenon for numerous waves propagating through the mantle under the Alboran Sea. In this study, we have in fact never found that behaviour for rays that do not pass through the anomalous zone beneath the Alboran Sea. It is rather difficult to explain these observations otherwise, without invoking a subduction model (see Bokelmann and Maufroy, 2007). On the other hand, one might wonder whether the dispersion might be produced by propagation within continental crust that is taken down into the mantle with a

piece of continental lithosphere. This seems very unlikely however, since convective removal and delamination models typically propose to separate and founder only deeper portions of the lithosphere. If some crust were to descend nevertheless, it would have to remain nearly unperturbed though, to keep its planar and elongated shape. This seems extremely unlikely.

The observed dispersion thus gives an important constraint on the *nature* of the anomaly (oceanic rather than continental lithosphere). On the other hand, the constraint on *shape* is relatively weak, and does not go much beyond fixing the general location of the oceanic slab to be under the Alboran Sea.

Other pieces of evidence that point to subduction rather than removal of continental lithosphere as a zeroth-order model for the area are east-dipping reflectors in the Gulf of Cadiz (Gutscher et al., 2002; Thiebot and Gutscher, 2006) that suggest the presence of an eastward-dipping accretionary wedge. Block rotations from paleomagnetism in the Betics (mostly clockwise) and in the Rif (mostly counterclockwise) can be explained by westward rollback of an east-dipping subduction zone (Turner et al., 1999; see also Michard et al., 2002), but apparently other mechanisms can explain that as well (Hindle and Burkhard, 1999; Balanyá et al., 2007). Geochemistry of volcanic rocks in Spain and Morocco has also been proposed to support subduction (Duggen et al., 2004) in that they indicate a contamination of the mantle source with hydrous fluids/melts. However, geochemical evidence from volcanic rocks in the Gibraltar arc has also been interpreted as being due to a combination of both mechanisms, subduction and delamination (Duggen et al., 2005; Booth-Rea et al., 2007).

Focal mechanisms (Stich et al., 2003), as well as GPS measurements (e.g., Fadil et al., 2006) show that the Alboran Sea is currently opening toward the West or Southwest. Seismicity hypocenters themselves do not show a clear Benioff zone, but there are occasionally deep earthquakes at depths around 600 km (Buforn et al., 1991, 1997). The occurrence of such deep quakes is familiar from several subduction zones around the Earth, and also the focal mechanisms of these events that show East–West P- and T-axes are consistent with a subduction zone origin. Seismicity at intermediate depth is more enigmatic (e.g., Casado et al., 2001). Neither the distribution of hypocenters nor the focal mechanisms are reminiscent of a classical subduction zone that would be oriented in the same direction. P- and T-axes are more frequently in N–S direction, more in line with the crustal stress field (see Stich et al., 2005; Fernández-Ibáñez et al., 2007) and the relative motion (e.g., Stich et al., 2006) of the surface. This depth variation apparently reflects the complex geodynamic situation that results from a subduction zone embedded into an active transpressional plate boundary.

It is also possible that the nature of the subducted lithosphere has changed with time. Surface tectonics suggests that the direction of extension has changed from North–South to East–West between 20 and 14 Ma ago, accompanied by a thermal event. It may be argued that this corresponds to a change from a North–South (continental) subduction to an East–West oceanic subduction. In fact, our dispersion observations indicate a low-velocity crust in the topmost portion of the slab. That portion of the slab will be composed mostly of material younger than 14 Ma, if the subduction velocity is at least several mm/yr, and we will be unable to see a deeper portion where the low-velocity channel is perhaps missing.

Interestingly, Calvert et al. (2000a) have addressed the question as to whether the slab is continuous or not between 200 and 600 km, but they showed in a ‘smearing test’ that tomography is unfortunately not yet capable of distinguishing a gap between two different slabs from a single continuous slab. The dispersion observations are of interest for this question, since they require a continuous slab over a certain depth range.

Besides the debate about the nature of the anomaly under the Alboran Sea, there is another one that concerns the question whether

the subduction is still ongoing (e.g., Gutscher et al., 2002) or by now extinct (Sengör, 1993; Lonergan and White, 1997; Iribarren et al., 2007). No matter which of these two groups of authors is right, the zone is certainly tectonically active, as shown by the seismicity and the geodetic deformation. The open question is whether the zone is active only in the sense of a plate boundary, or whether the embedded subduction zone is still active. In any case, some of the intermediate-depth seismicity (nearly vertical line of seismicity) is indicative of a slab tear that is currently ongoing, and that is at least one sense in which the subduction may still be active. However, the precise relationship of this structure with the low- and high-velocity features still needs to be clarified. GPS velocity vectors and stress field inverted for the region (Stich et al., 2005, 2006, 2007) do not seem to require an active subduction of the oceanic portion.

There is an interesting similarity with the Calabrian arc in Southern Italy, for which shear-wave splitting results have been presented by Civallo and Margheriti (2004) and more recently by Baccheschi et al. (2007). These authors find trench-parallel seismic fast orientations also for that region, and they show a spectacular rotation following the curvature of the rollback and of the mountain chain. The mirror symmetry of seismic anisotropy in the two arcs that are at opposite ends of the Western Mediterranean extension system is probably not fortuitous, but rather related to a similar phenomenon, and thus to the large-scale dynamics of oceanic domain opening in the Southwestern Mediterranean. The eastern slab rolled back toward the south–east, inducing the opening of both the Ligurian and Tyrrhenian Sea and letting its flow imprint in the upper mantle along its long retreating route (Barruol et al., 2004; Faccenna et al., 2004; Lucente et al., 2006). It is now well imaged through the upper mantle beneath present-day Calabrian arc and is probably lying within the transition zone (Piromallo and Morelli, 2003). The western slab fragment rolled back toward the south west, participating to the opening of the Algerian basin, generating the Alboran Sea and the Betic–Rif orocline.

6. Conclusions

We have presented two observational constraints that allow to critically test the geodynamic models that are most frequently discussed for the Alboran Sea region (Fig. 2). An oceanic model (retreating subduction) predicts that some P-waves should have a characteristic type of dispersion. Depending on the geometry of rays, this phenomenon may or may not be observed. We have searched for this phenomenon in waves at two stations, and have found that this occurs frequently (and exclusively) for waves propagating through the mantle under the Alboran Sea. This is strongly indicative of the presence of a subduction zone under the Alboran Sea. The second type of constraint was based on seismic anisotropy, which allows to critically test the continental model (convective removal) since that model predicts radial flow to occur towards the Alboran Sea. This phenomenon does not appear in the observations, given the current station distribution. On the other hand, a subduction-induced toroidal flow is quite consistent with the observations.

Both constraints thus strongly favour the oceanic subduction model. This resolves the most important question, namely that of the *nature* of the anomalous feature under the Alboran Sea. The second question, as to the *shape* of the anomaly is at this point less-well constrained. Ongoing and future experiments in the area will probably shed more light on the shape of the anomalies, and we will be able to learn how these processes occur in more detail. In particular, enhanced imaging techniques based on waveform imaging, use of later phases, and array-seismological techniques will be rather useful.

Acknowledgements

We thank Juan Carlos Balanyá Roue and an anonymous reviewer for reviews.

We thank Andreas Wüstefeld for use of the SplitLab code (Wüstefeld et al. 2008; Wüstefeld and Bokelmann 2007) and help in the data processing. We wish to thank Marc-André Gutscher and Greg Houseman for interesting discussions. Some figures were created using GMT (Wessel and Smith, 1995). Data were used from the IAG-UGR and ROA-UCM-Geofon networks. We wish to acknowledge support by the CNRS/INSU through SEDIT grants, as well as Actions, and the French Ministry of the Exterior (CNRS-CSIC project). We are also thankful for the financial support of the Spanish project CGL2008-01830-BTE, Junta de Andalucía RNM104 and the project Topo-Iberia CSD2006.

References

- Abers, G.A., 2005. Seismic low-velocity layer at the top of subducting slabs: observations, predictions, and systematics. *Phys. Earth Planet. Inter.* 149, 7–29.
- Abers, G.A., Sarker, G., 1996. Dispersion of regional body waves at 100–150 km depth beneath Alaska: in situ constraints on metamorphism of subducted crust. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1171–1174.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M., Mattauer, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191–198.
- Baccheschi, P., Margheriti, L., Steckler, M.S., 2007. Seismic anisotropy reveals focused mantle flow around the Calabrian slab (Southern Italy). *Geophys. Res. Lett.* 34, L05302. doi:10.1029/2006GL028899.
- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Diaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Luján, M., 2007. Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics* 26. doi:10.1029/2005TC001932.
- Barruol, G., Mainprice, D., 1993. 3D seismic velocities calculated from LPOs and reflectivity of a lower crustal section – example of the Val Sesia (Ivrea Zone, Northern Italy). *Geophys. J. Int.* 115, 1169–1188.
- Barruol, G., Deschamps, A., Coutant, O., 2004. Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates a Neogene asthenospheric flow induced by the Apenninic slab rollback and deflected by the deep Alpine roots. *Tectonophysics* 394, 125–138. doi:10.1016/j.tecto.2004.08.002.
- Barruol, G., Déverchères, J., Deschamps, A., Bokelmann, G.H.R., 2008. Upper mantle flow beneath the Hangay dome, central Mongolia. *EPSL*. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.27.
- Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 103, 30055–30078.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.* 84, 7561–7571.
- Blanco, M.J., Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics* 221, 13–34.
- Bokelmann, G.H.R., Maufroy, E., 2007. Mantle structure under Gibraltar constrained by dispersion of body waves. *Geophys. Res. Lett.* 34, L22305. doi:10.1029/2007GL030964.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8. doi:10.1029/2007GC001639.
- Bufo, E., Udias, A., Madariaga, R., 1991. Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pageoph* 136, 375–393.
- Bufo, E., Coca, P., Udias, A., Lasa, C., 1997. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *J. Seismol.* 1, 113–130.
- Buontempo, L., Bokelmann, G.H.R., Barruol, G., Morales, J., 2008. Seismic anisotropy beneath southern Iberia from SKS splitting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 237–250. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.027.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000a. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper-mantle beneath the Alboran Region of the western Mediterranean – constraints from travel-time tomography. *J. Geophys. Res.* 105, 10871–10898.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000b. Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone: tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 142, 384–408.
- Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Palacios, S., Romero, J., 2001. The structure of the Alboran Sea: an interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics* 338, 79–95.
- Civello, S., Margheriti, L., 2004. Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting. *Geophys. Res. Lett.* 31, L10601. doi:10.1029/2004GL019607.
- Coleman, R.G., Wang, X. (Eds.), 1995. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, New York. 528 pp.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alborán Basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX*. 555–579 pp.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., García-Dueñas, V., 1994. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics* 13, 78–88.
- Dallmeyer, R.D., Martínez García, E., 1990. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. 416 pp.
- Diaz, J., Gallart, J., Hirn, A., Paulssen, H., 1998. Anisotropy beneath the Iberian Peninsula: the contribution of the ILIHA-NARS Broad-band Experiment. *Pure Appl. Geophys.* 151, 395–405.
- Diaz, J., Gallart, J., the Topolberia Seismic Working Group Team, 2009. SKS splitting in Southern Iberia and northern Morocco; first contributions of the IBERARRAY broadband seismic network. *Geophys. Res. Abstr.* 11 EGU2009-7376-1.
- Docherty, C., Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics* 14, 804–818.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 91–108.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *J. Petrol.* 46, 1155–1201.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012. doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funicello, F., Margheriti, L., Piromallo, C., 2005. Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab. *Geophys. J. Int.* 145, 809–820.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K.L., Barazangi, M., 2006. Active tectonics of the western Mediterranean: GPS evidence for roll back of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology* 34, 529–532.
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D., Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *J. Geophys. Res.* 112, B08404. doi:10.1029/2006JB004683.
- Fontaine, F.R., Barruol, G., Tommasi, A., Bokelmann, G., Reymond, D., 2007. Upper mantle flow beneath Polynesia from shear-wave splitting. *Geophys. J. Int.* 170, 1262–1288. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03475.x.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.* 12, 88–95.
- Godfrey, N.J., Christensen, N.I., Okaya, D.A., 2000. Anisotropy of schists: contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations. *J. Geophys. Res.* 105, 27991–28007.
- Gubbins, D., Snieder, R., 1991. Dispersion of P waves in subducted lithosphere: evidence for an eclogite layer. *J. Geophys. Res.* 96, 6321–6333.
- Gurria, E., Mezcuá, J., Blanco, M.J., 1997. Crustal and upper mantle velocity structure of Southern Iberia, the sea of Alboran, and the Gibraltar arc determined by local earthquake tomography. *Ann. Geofis.* 40 (1), 123–132.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes, V.L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071–1074.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes, V.L., Spakman, W., 2003. Reply to comment “Evidence for active subduction beneath Gibraltar”. *Geology* 30, 1071–1074.
- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura Arc. *J. Struct. Geol.* 21, 1089–1101.
- Houseman, G.A., Molnar, P., 1997. Gravitational (Rayleigh–Taylor) instability of a layer with nonlinear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophys. J. Int.* 128, 125–150.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.* 86, 6115–6132.
- Iribarren, L., Verges, J., Camurri, F., Fulla, J., Fernandez, M., 2007. The structure of the Atlantic–Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary). *Mar. Geol.* 243 (1–4), 97–119 ISSN 0025-3227.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., 1992. The Mecina Extensional System: its relation with the post-Aquitania piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Mar. Lett.* 12, 96–103.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmel, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence, and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 179 (6), 525–550.
- Jung, H., Karato, S., 2001. Water-induced fabric transitions in olivine. *Science* 293, 1460–1463. doi:10.1126/science.1062235.
- Karato, S., Wu, P., 1993. Rheology of the upper mantle – a synthesis. *Science* 260, 771–778.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Long, M.D., Silver, P.G., 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: a global view. *Science* 319, 315–318.
- Lucente, F.P., Margheriti, L., Piromallo, C., Barruol, G., 2006. Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 517–529. doi:10.1016/j.epsl.2005.10.041.
- Mainprice, D., Silver, P.G., 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Inter.* 78, 257–280. doi:10.1016/0031-9201(93)90160-B.
- Mainprice, D., Barruol, G., Ben Ismail, W., 2000. The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal. In: Karato, S.I. (Ed.), *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*. : Geodyn. Ser., 117. AGU, Washington, D.C, pp. 237–264.

- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P., Frost, D.J., 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems: implications for the interpretation of seismic anisotropy of the Earth's upper mantle. *Nature* 433, 731–733.
- Martin, S., 2005. Subduction zone wave guides: deciphering slab structure using intraslab seismicity at the Chile–Peru subduction zone, PhD thesis, Universität Potsdam, 122 pp.
- Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics* 16 (2), 205–225.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics* 422, 159–173.
- Mezcua, J., Rueda, J., 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophys. J. Int.* 129, F1–F8.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bull. Soc. Geol. Fr.* 173 (1), 3–15.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., González Lodeiro, F., 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology* 27, 735–738.
- Nicolas, A., Christensen, N.I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites – a review. In: Fuchs, K., Froideveaux, C. (Eds.), *Composition Structure and Dynamics of the Lithosphere Asthenosphere System*. AGU, Washington D.C., pp. 111–123.
- Piromallo, C., Morelli, A., 1997. Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography. *Ann. Geofis.* 40, 963–979.
- Piromallo, C., Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine–Mediterranean area. *J. Geophys. Res.* 108 (B2). doi:10.1029/2002JB001757.
- Platt, J., Houseman, G., 2003. Comment to “Evidence for active subduction beneath Gibraltar” by Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhofer, F., Mendes, V.L., Spakman, W., 2002. *Geology* 30, 1071–1074.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17, 540–543.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., Kelley, S.P., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* 17, 671–689.
- Plomerova, J., Payo, G., Babuska, V., 1993. Teleseismic P-residual study in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 221, 1–12.
- Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.
- Russo, R., Silver, P., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca Plate from seismic anisotropy. *Science* 263, 1105–1111.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geological evolution of the Betic Cordillera in the western Mediterranean, Miocene to Present. *Tectonophysics* 172, 107–119.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 69–106.
- Schmid, C., Van der Lee, S., Giardini, D., 2004. Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 159, 275–290.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1996a. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785–790.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1996b. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betics mountains. *Nature* 379, 785–790.
- Sengör, A.M.C., 1993. Some current problems on the tectonic evolution of the Mediterranean during the Cenozoic. In: Boschi, E., Mantovani, E., Morelli, A. (Eds.), *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*. Kluwer Acad, Norwell, Mass, pp. 1–51.
- Serrano, I., Hearn, T.M., Morales, J., Torcal, F., 2005. Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.* 150 (4), 317–330.
- Sieminski, A., Liu, Q., Trampert, J., Tromp, J., 2007. Finite-frequency sensitivity of body waves to anisotropy based upon adjoint methods. *Geophys. J. Int.* 171, 368–389. doi:10.1111/j.1363-246X.2007.03528.x.
- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–432.
- Silver, P.G., Savage, M., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophys. J. Int.* 119, 949–963.
- Silver, P.G., Mainprice, D., Ben Ismail, W., Tommasi, A., Barruol, G., 1999. Mantle structural geology from seismic anisotropy, in: *mantle petrology: field observations and high pressure experimentations: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 6, 79–103.
- Spakman, W., van der Lee, S., van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European–Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Planet. Inter.* 79, 3–74.
- Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero–Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148. doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Mancilla, F., Morales, J., 2005. Crust–mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophys. Res. Lett.* 2, L13306. doi:10.1029/2005GL023098.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Stich, D., Mancilla, F., Pondrelli, S., Morales, J., 2007. Source analysis of the February 12th 2007, Mw 6.0 Horseshoe earthquake: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 34, L12308. doi:10.1029/2007GL030012.
- Thiebot, E., Gutscher, M.-A., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 1): constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling. *Tectonophysics* 426, 135–152.
- Torres-Roldán, R.L., Poli, G., Peccerillo, A., 1986. An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea: evidence for precollision subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundsch.* 75, 219–234.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. *J. Petrol.* 40, 1011–1036.
- Vauchez, A., Garrido, C., 2001. Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda Massif. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 245–259.
- Villasenor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Gallart, J., 2007. Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: implications for shallow seismic structure. *Geophys. Res. Lett.* 34, L11304. doi:10.1029/2007GL030164.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., 2001. Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. *Geophys. Res. Lett.* 28 (22), 3219–3322.
- Walker, K., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S., Bock, G., 2004a. Mantle anisotropy beneath the Snake River Plain suggests a mantle upwelling beneath eastern Nevada, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 529–542.
- Walker, K.T., Nyblade, A.A., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., Owens, T.J., 2004b. On the relationship between extension and anisotropy: constraints from shear wave splitting across the East African Plateau. *J. Geophys. Res.* 109, B0802. doi:10.1029/2003JB002866.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., Bock, G., 2005. Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophys. J. Int.* 163, 962–980.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science* 290, 1910–1917.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97 (4), 1204–1211.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab: a shear-wave splitting environment in Matlab. *Comput. Geosci.* 34, 515–528. doi:10.1016/j.cageo.2007.08.002.
- Yamato, P., Burrov, E., Agard, D., Le Pourheit, L., Jolivet, L., 2008. HP-UHP exhumation during slow continental subduction: self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled models with application to the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 63–74.
- Zeck, H.P., 1996. Betic–Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics* 254, 1–16.