

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Géophysique

présentée et soutenue par

Carine SANSORNY-KOHR

**Modélisation de la source sismique et sommation de
petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts :
application à une meilleure estimation de l'aléa
sismique dans le sud-est de la France**

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par **Françoise COURBOULEX**, **Myriam BOUR** et **Anne DESCHAMPS**
financée par la région Provence-Alpes Côte d'Azur et le BRGM

soutenue le 31 janvier 2005, devant le jury composé de :

Pascal BERNARD	Physicien	Rapporteur
Fabrice COTTON	Professeur	Rapporteur
Françoise COURBOULEX	Chargée de recherche	Co-directeur de thèse
Anne DESCHAMPS	Directeur de recherche	Directeur de thèse
Hormoz MODARESSI	Ingénieur BRGM	Examineur
Jean VIRIEUX	Professeur	Examineur

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Géophysique

présentée et soutenue par

Carine SANSORNY-KOHR

**Modélisation de la source sismique et sommation de
petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts :
application à une meilleure estimation de l'aléa
sismique dans le sud-est de la France**

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par **Françoise COURBOULEX**, **Myriam BOUR** et **Anne DESCHAMPS**
financée par la région Provence-Alpes Côte d'Azur et le BRGM

soutenue le 31 janvier 2005, devant le jury composé de :

Pascal BERNARD	Physicien	Rapporteur
Fabrice COTTON	Professeur	Rapporteur
Françoise COURBOULEX	Chargée de recherche	Co-directeur de thèse
Anne DESCHAMPS	Directeur de recherche	Directeur de thèse
Hormoz MODARESSI	Ingénieur BRGM	Examineur
Jean VIRIEUX	Professeur	Examineur

Remerciements

Me voici au terme de cette aventure et le temps est venu de remercier toutes les personnes qui y ont de près ou de loin participé.

Dans un premier temps, je tiens à remercier mes trois encadrantes : Françoise Courboux, Myriam Bour et Anne Deschamps. Chacune d'entre elles, par leurs qualités professionnelles et personnelles, ont participé à l'évolution et l'aboutissement de ce travail. Je tiens ici à porter une attention particulière à Françoise Courboux, ma directrice de thèse, qui a toujours été là quand il le fallait, et ceci malgré deux congés de maternité. Je la remercie pour la confiance et le respect qu'elle m'a accordés dans mon travail. Je la remercie pour nos nombreuses interactions, pour son dynamisme et son enthousiasme dans le travail comme dans la vie. Un grand merci aussi à Myriam Bour. Malgré son départ du BRGM, elle est restée investie dans ce travail jusqu'à la fin. Son expérience sur le sujet a été d'une aide précieuse pour le démarrage de cette étude et la mise en évidence des différentes problématiques. Je remercie aussi Anne Deschamps pour ses conseils toujours avisés, sa rigueur scientifique et de manière plus générale pour m'avoir fait profiter de son expérience aussi bien sur les données réelles que sur la sismologie en général.

Cette thèse est le fruit d'une collaboration entre la région Provence Alpes Cotes d'Azur (PACA), le BRGM et le laboratoire Géosciences Azur. Aussi, je remercie la région PACA et le BRGM pour les financements accordés à ce projet et le laboratoire Géosciences Azur pour m'avoir accueillie. Du côté du BRGM, je remercie en particulier Pierre Mouroux et Benoit Le Brun pour les discussions autour de la simulation des mouvements du sol.

Je tiens aussi à remercier particulièrement Etienne Bertrand, initialement au BRGM puis au CETE Méditerranée, qui a été d'une aide précieuse pendant cette thèse, tant pour son investissement dans les aspects méthodologiques que par son expérience sur les scénarios de risque sismique sur la ville de Nice. Sur ce dernier point, je remercie aussi Anne Marie Duval du CETE.

Du côté du laboratoire Géosciences Azur, merci à toutes les personnes qui font vivre si bien ce laboratoire. Je pense ici aux chercheurs, aux ingénieurs, aux administrateurs réseaux, aux secrétaires, ... Coté chercheurs, je remercie l'équipe DRO qui m'a accueillie et en particulier Jean Virieux que j'ai ponctuellement sollicité au cours de cette thèse. Merci aussi à Christophe et Didier, pour la maintenance des stations sismologiques et leur disponibilité à toute épreuve. Merci à Reine, Isabelle et Sophie, les secrétaires, qui ont été d'une grande aide pour préparer les missions, gérer le budget, ... Merci à Caroline et Lionel, les administrateurs réseaux, qui ont pour lourde tâche d'assurer la maintenance du système informatique et merci enfin à Véronique l'infographiste.

Je remercie les membres de mon Jury : Pascal Bernard, Fabrice Cotton, Hormoz Modaresi et Jean Virieux d'avoir accepté de juger mon travail et d'avoir ouvert des discussions et des perspectives fort intéressantes sur le sujet.

Un grand merci aussi aux doctorants, post-docs, stagiaires qui sont passés dans le laboratoire et qui rendent les moments de pauses si conviviaux. J'ai une pensée particulière pour mes collègues de bureau et du bureau à côté : ma petite Diana, Mathilde, David, Bernhard, Celine, Diane, Marie-Aude, Cedric, Victor et Perrine, mais aussi pour les bureaux d'en haut : Stephanie, Tiziana et Sophie et d'en bas : Damien, Hervé et Frédéric.

Et puis enfin, je remercie de tout mon coeur les personnes qui font partie intégrante de ma vie. Je pense en premier lieu à mon merveilleux mari, mon amour de petit garçon et le petit dernier qui devrait pointer le bout de son nez d'ici peu. Je pense aussi à ma famille et en particulier à ma mère, mon oncle, ma tante et ma cousine qui ont toujours été très présents. Puis une dernière pensée pour mes ami(e)s : Estelle, Carinne, Juliette, Valérie, Sandy, Nathalie (brune), Babeth, Nathalie (blonde), Sylvie, Souad, Jan, Karim, Bernhard, Cristina, Audrey, Mathias, Sophie, Pierre, Saliha, Jorg, Valérie, Jake, Jamel et Emna.

Table des matières

Introduction générale	1
1 La simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes	3
1.1 Introduction	3
1.2 La méthode des fonctions de Green empiriques	3
1.2.1 Fondement : hypothèse de similarité	3
1.2.2 Principe	6
1.2.3 Approximation de cette étude	7
1.2.4 Limites	9
1.2.5 Critères d'utilisation	11
1.2.6 Bilan	11
1.3 Les lois d'échelle et la méthode	12
1.3.1 Les lois d'échelle	12
1.3.2 Implication de ces lois sur la méthode - Définition d'un modèle de référence dans le domaine spectral	13
1.3.3 Bilan et problématique de notre étude : le schéma de sommation	15
1.4 Les différentes approches face à cette problématique	16
1.4.1 Approche stochastique	16
1.4.2 Approche cinématique	17
1.4.3 Autres approches	18
1.5 Conclusion : objectifs de cette étude et démarche	19
2 Approche purement stochastique	21
2.1 Introduction	21
2.2 Présentation du modèle de base et questions inhérentes	21
2.3 Un indicateur pertinent : le spectre source moyen	22
2.4 Aspect énergétique : comment reproduire le modèle de référence ?	23
2.4.1 À basses et hautes fréquences	23
2.4.2 Dans les fréquences intermédiaires	29
2.5 Aspect temporel : développement d'un modèle stochastique	39
<i>Article : A two-stages method for ground motions simulation using stochastic summation of small earthquakes</i>	39
2.5.1 Introduction	39
2.5.2 Method	41
2.5.3 Numerical tests	44
2.5.4 Application on observed data	46

2.5.5	Discussion and Conclusions	50
2.5.6	Appendix	53
2.6	Bilan	57
2.7	Conclusion	58
3	Approche stochasto-cinématique	59
3.1	Introduction	59
3.2	Présentation du modèle de base et questions inhérentes	60
3.2.1	Présentation du modèle de base	60
3.2.2	Parallèle entre l'approche stochastique et l'approche cinématique	62
3.2.3	Questions inhérentes	63
3.3	Développement d'un modèle stochasto-cinématique	63
	<i>Évolution du modèle en fonction des difficultés rencontrées</i>	63
3.3.1	Étape 1 : suppression des pics secondaires	63
3.3.2	Étape 2 : correction de la sous ou surestimation du contenu hautes fréquences	67
3.3.3	Étape 3 : correction de la sous-estimation des fréquences intermédiaires	68
3.3.4	Tests des effets de directivité	73
3.3.5	Bilan : modèle développé et point sur les principaux problèmes rencontrés	73
3.4	Applications sur des données réelles	77
3.4.1	La crise de Colfiorito (1997, Italie) : les chocs principaux ($M_w = 5.7$ et $M_w = 6.0$) et une réplique ($M_w = 5.6$)	77
3.4.2	Le séisme de Oaxaca (1999, $M_w = 7.5$, Mexique)	96
3.5	Discussion et conclusion	102
4	Applications dans le sud-est de la France	105
4.1	Contexte	105
4.1.1	Sismicité historique, actuelle : quel niveau de risque sismique sur la Côte d'Azur ?	105
4.1.2	Les scénarios de risques	107
4.1.3	Notre étude : intérêts, présentation et résultats attendus	109
4.2	Tests sur le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, 10 km de Nice)	113
4.3	Simulation de deux séismes de magnitude modérée	119
	à terre ($M_w = 5.7$, 10 km de Nice) et en mer ($M_w = 6.3$, 25 km de Nice)	119
4.3.1	Stations utilisées et choix des paramètres de simulation	119
4.3.2	Résultats des simulations sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante	122
4.3.3	Comparaison des accélérations maximales déduites des simulations avec celles déduites du projet Risk-Ue	127
4.3.4	Sensibilité des simulations à une chute de contrainte différente pour le gros et le petit séisme	130
4.4	Conclusions	133
	Conclusion générale et perspectives	135

ANNEXES	147
A Annexe approche purement stochastique	147
A.1 Expression analytique du spectre source moyen	147
A.2 Comportement des distributions approchées DBEXP et ZPD	149
B Annexe approche stochasto-cinématique	153
B.1 Les paramètres de simulation des mouvements forts du sol	153
B.1.1 Les paramètres d'entrée	153
B.1.2 Les paramètres déduits	154
B.2 Spectre de réponse moyen	155
C Valorisation des compétences - Un nouveau chapitre de la thèse	159
C.1 Cadre général et enjeux de ma thèse	159
C.1.1 Présentation succincte	159
C.1.2 Ma thèse dans son contexte	160
C.1.3 Mes motivations dans le choix du sujet	161
C.2 Déroulement, gestion et coût du projet	162
C.2.1 Préparation, financements et cadrage du projet	162
C.2.2 Conduite du projet	162
C.2.3 Évaluation du coût consolidé du projet	163
C.3 Compétences, savoir-faire, qualités personnelles et professionnelles développées	164
C.3.1 Domaines d'expertise scientifique et technique	164
C.3.2 Qualités professionnelles et personnelles	165
C.4 Résultats, impact de la thèse	166

Introduction générale

Prévoir dans le temps avec précision l'occurrence d'un séisme est pour l'instant chose impossible, que ce soit dans les pays où la sismicité est forte, modérée ou faible. Dans des régions à sismicité modérée, les dommages attendus par un séisme de magnitude comprise entre 5 et 6.5 sont difficile à anticiper. En effet, bien souvent, il n'existe pas d'enregistrements de mouvements forts du sol permettant de faire le lien avec le risque réel encouru. Il est donc indispensable de simuler ces enregistrements, qui sont une première étape pour réaliser des scénarios de risque sismique plus précis. Ces scénarios de risque sont extrêmement importants pour apporter des éléments décisifs dans l'aménagement du territoire et la création de plans de gestion de crise. C'est dans ce contexte que la région Provence Alpes Cote d'Azur et le BRGM se sont associés pour financer ce projet dont les buts sont de se doter d'un outil facile d'utilisation permettant de simuler de manière réaliste les mouvements du sol produits par un séisme et d'appliquer cet outil à des sites susceptibles d'être soumis à des séismes modérés ou forts, en particulier dans le sud-est de la France.

Cependant, simuler les mouvements du sol produits par un séisme n'est pas un exercice simple. Les mouvements du sol ressentis à la surface sont le résultat de deux processus complexes : le processus de rupture et la propagation des ondes sismiques dans le milieu. Dans de nombreuses régions, le milieu de propagation n'est pas connu de manière suffisamment précise pour simuler la propagation des ondes dans une gamme de fréquence pertinente en génie parasismique (jusqu'à 20 Hz). Il est ainsi difficile d'obtenir des simulations réalistes à partir de modèles purement numériques (nombres d'ondes discrets, tracés de rais, ...). Pour s'affranchir de la connaissance du milieu de propagation, nous utilisons la méthode des fonctions de Green empiriques [Hartzell, 1978]. Le principe de cette méthode est de considérer qu'un petit séisme peut être représentatif de l'effet de propagation entre la source et la station. Dans ces conditions, le séisme cible sera reconstitué par la superposition de plusieurs petits séismes décalés dans le temps de manière à reconstituer le processus de rupture du gros séisme. Cette méthode a l'énorme avantage de prendre en compte non seulement les effets de propagation des ondes dans le milieu, mais aussi les effets d'atténuation, ainsi que les effets de site.

Utiliser des petits séismes comme fonction de Green empirique pour estimer les mouvements du sol est donc une idée séduisante. Pourtant pratiquement, on se trouve confrontés à une difficulté majeure dans l'application de cette méthode : utiliser un schéma de sommation approprié qui permette de générer des sismogrammes en accord avec les lois d'échelles (modèle en ω^{-2} et loi de similitude). Ce n'est pas un problème trivial et la bibliographie reporte un nombre important de problèmes [Joyner et Boore,

1986; Bour, 1993; Irikura, 1986; Irikura et Kamae, 1994]. Notre objectif ici n'est pas de mettre au point un outil de simulation basé sur un modèle de source complexe. Notre unique objectif est de générer des simulations réalistes en temps ayant un contenu fréquentiel en accord avec les lois d'échelles. Pour faire ressortir la démarche que nous avons suivie, notre manuscrit s'articule en quatre chapitres.

Le premier chapitre a deux buts : se familiariser avec la méthode de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes et d'en saisir la problématique majeure, qui est le schéma de sommation. Pour cela, nous présenterons les principes de base de la méthode, mais aussi ses limites et ses critères d'utilisation, puis nous verrons comment les lois d'échelles imposent des contraintes sur le schéma de sommation. Enfin, nous ferons un bref état des lieux de la bibliographie, qui permettra de définir la démarche que nous suivrons.

Dans le deuxième chapitre, nous nous concentrerons sur le schéma de sommation. Pour cela, nous choisirons de nous appuyer sur la représentation la plus simple possible d'une source sismique : purement stochastique. Cette approche permettra de mettre en évidence l'importance d'un schéma de sommation adapté pour générer des histoires temporelles non seulement réalistes en temps, mais aussi en accord avec les lois d'échelles dans le domaine de Fourier. Des applications sur des données réelles permettront de tester la méthode de sommation mise en place.

Dans le troisième chapitre, dans le but de reproduire les propriétés cinématiques de la source sismique, la faille sera représentée par une source étendue sur laquelle seront modélisées la propagation de la rupture et la montée de la dislocation. Notre but n'étant pas d'introduire des complexités non justifiées, nous partirons d'un modèle très basique. Nous montrerons étape par étape, comment ce modèle est amené à évoluer pour être en meilleur accord avec les lois d'échelles. Ce chapitre nous permettra de rencontrer les problèmes majeurs déjà référencés dans la bibliographie et de proposer des solutions parfois innovantes. Comme précédemment, des applications sur des données réelles permettront de tester la méthode de sommation mise en place.

Dans le quatrième et dernier chapitre, nous appliquerons la méthode de sommation développée dans l'approche stochastique à la simulation de deux séismes de magnitude modérée dans la région niçoise : un séisme de magnitude 5.7 à terre, à 10 km de la ville de Nice et un séisme de magnitude 6.3 en mer à 25 km de Nice. Les résultats obtenus seront comparés à ceux obtenus dans le projet européen Risk-Ue [Risk-Ue-team, 2004]. Nous déduirons de cette étude des informations permettant de mieux caractériser l'aléa dans la région niçoise.

Chapitre 1

La simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes

1.1 Introduction

Le but de ce chapitre est double : se familiariser avec la méthode de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes et en saisir la problématique majeure. Pour cela, ce chapitre se décompose en trois sections. Dans la première section, nous présentons les bases théoriques de la méthode : fondement, principe, approximations, hypothèses et limites. Dans la deuxième section, en nous appuyant sur les lois d'échelles (loi de similitude et modèle en ω^{-2}), nous définirons le modèle de référence qui régira par la suite toute notre étude et nous en déduirons la problématique majeure de cette étude. Dans la troisième section, nous montrerons comment les différents auteurs se sont trouvés confrontés à cette problématique. Ce chapitre nous permettra ainsi de définir précisément les objectifs de notre étude et de justifier la démarche que nous suivrons dans le reste du manuscrit.

1.2 La méthode des fonctions de Green empiriques

1.2.1 Fondement : hypothèse de similarité

L'hypothèse de similarité entre des séismes de tailles différentes est le fondement de la méthode des fonctions de Green empiriques, puisque ainsi un petit et un gros séisme sont des phénomènes similaires à un facteur d'échelle près. Cette similarité rend ainsi possible une représentation continue d'un processus de rupture par une somme de sous-événements [Aki, 1968; Beresnev et Atkinson, 2001]. Nous verrons ici les hypothèses sur lesquelles repose ce principe de similarité, les écarts observés et les résultats d'études récentes.

1.2.1.1 Les hypothèses

Le moment sismique M_0 d'un séisme dépend de trois paramètres source (la longueur L de la faille, la largeur W et le déplacement D sur la faille au cours du séisme) suivant

la relation :

$$M_0 = \mu.L.W.D \quad (1.1)$$

où μ est le module de rigidité du milieu autour de la faille.

Dans le but de caractériser un séisme par un seul et unique paramètre au lieu de trois, Aki [1967] fut le premier à faire l'hypothèse qu'un petit et un gros séisme sont des phénomènes géométriquement ($W\alpha L$) et physiquement similaires ($D\alpha L$) (proportionnalité entre tous les paramètres source de même dimension). Cette hypothèse de similarité permet ainsi de relier les trois paramètres suivant la relation :

$$D\alpha L\alpha W \quad (1.2)$$

Par conséquent, pour des failles de même forme (facteur de forme C_f constant) et situées à la même profondeur (module de rigidité μ constant) l'hypothèse de similarité peut se traduire de deux manières :

1. le moment sismique M_0 (équation 1.1) d'un séisme dépend uniquement de la longueur L de la faille activée, suivant la loi d'échelle :

$$M_0\alpha L^3 \quad (1.3)$$

2. la chute de contrainte moyenne $\Delta\Sigma = C_f.\mu.\frac{D}{L}$ [Abe, 1970] est constante, indépendamment de la taille de la source :

$$\Delta\Sigma = cste \quad (1.4)$$

Par la suite, cette hypothèse de similarité a été vérifiée par de nombreux auteurs [Aki, 1972; Abe, 1975; Hanks, 1977; Kanamori et Anderson, 1975]. A partir de données brutes, ils ont effectivement constaté que pour des séismes de magnitude comprise entre 3 et 6.5, des mesures indépendantes du moment sismique et de la longueur de faille (figure 1.1) pouvaient effectivement être reliées par la loi d'échelle $M_0\alpha L^3$. La chute de contrainte moyenne varie alors peu (entre 1 et 100 bars).

1.2.1.2 Les écarts

Bien que cette loi soit vérifiée pour la plupart des séismes, pour des séismes très petits ($M_w \leq 3$) et très gros ($M_w \geq 6.5$), on observe une cassure dans la loi de similitude.

Les gros séismes ($M_w \geq 6.5$) A partir de l'étude de séismes intraplaques, Scholz [1982]; Shimazaki [1986] constatèrent que pour des séismes de magnitude supérieure à 6.5, la loi d'échelle n'était plus $M_0\alpha L^3$, mais $M_0\alpha L^2$. De même Romanowicz [1992] se pencha sur une série de séismes en mécanisme décrochant sur des failles quasi-verticales. Elle constata que la loi d'échelle était pour ce type de séismes, non pas $M_0\alpha L^3$, ni $M_0\alpha L^2$, mais $M_0\alpha L$. Notons que ces séismes intraplaques avaient tous la particularité d'avoir une largeur de faille aussi grande que l'épaisseur de la croûte cassante (15-25 km). La similarité entre les séismes n'est donc plus vérifiée pour des séismes qui cassent la totalité de la croûte cassante et qui sont donc contraints de se propager latéralement.

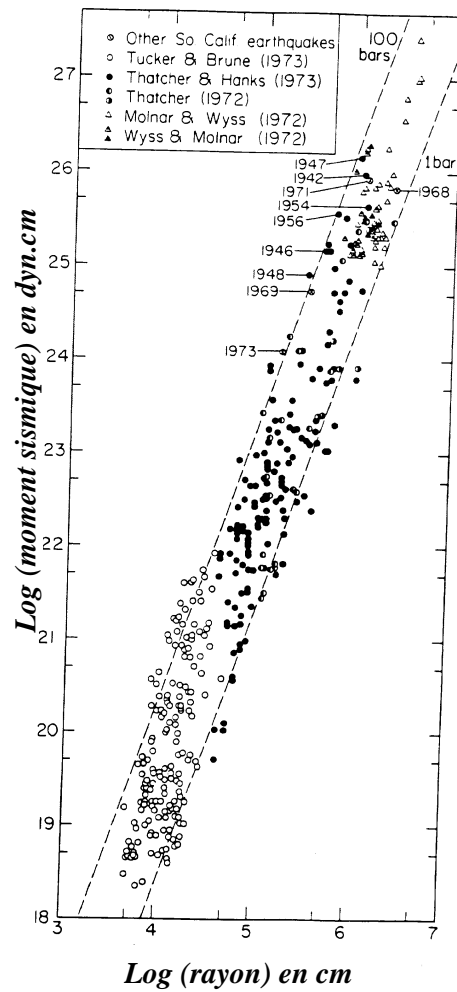


FIG. 1.1: *Compilation des résultats de différents auteurs montrant la relation entre le moment sismique et le rayon de la source. Les traits en pointillés indiquent les deux asymptotes (1 et 100 bars) à l'intérieur desquels la chute de contrainte est considérée comme constante (d'après Hanks [1977] et Scholz [1982]).*

Les petits séismes ($M_w \leq 3$) De nombreux auteurs [Tucker et Brune, 1977; Fletcher, 1980; Aki, 1987] ont observé que la fréquence coin de séismes de magnitude inférieure à 3 reste sensiblement constante, et cela indépendamment de la valeur prise par le moment sismique. Deux interprétations furent données pour expliquer cette observation :

1. La fréquence coin observée correspond effectivement à la taille de la faille, et il existe donc une taille minimale de faille. La similarité entre les séismes n'est donc plus vérifiée pour des séismes de magnitude inférieure à 3.
2. La fréquence coin observée ne correspond pas à la taille réelle de la faille. La "vraie" fréquence coin du séisme (correspondant à la taille de la faille) est masquée par des phénomènes d'atténuation dans les couches superficielles, qui jouent le rôle de filtre passe-bas [Frankel, 1982; Hanks, 1982]. La similarité entre les séismes est donc vérifiée pour des séismes de magnitude inférieure à 3.

Des études plus récentes [Frankel et Wennerberg, 1989; Hutchings et Wu, 1990] ont tranché pour la deuxième interprétation : la fréquence coin observée ne correspond pas à la taille de la faille. En éliminant les effets d'atténuation des spectres, la loi de similitude est vérifiée, même pour des très petits séismes. Éliminer les effets d'atténuation des données est un processus complexe et instable qui nécessite une bonne connaissance des couches superficielles.

1.2.1.3 Les études actuelles : vers une loi d'échelle adaptée

Aujourd'hui, de nombreuses études suggèrent que la condition de chute de contrainte constante n'est pas appropriée pour une large échelle de magnitude [Beeler et al., 2003; Kanamori et Rivera, 2004]. En enlevant, cette condition de chute de contrainte constante, le moment sismique M_0 d'un séisme dépend non seulement de la longueur de la faille mais aussi de sa chute de contrainte $\Delta\Sigma$ suivant la loi d'échelle :

$$M_0 \propto \Delta\Sigma.L^3 \quad (1.5)$$

1.2.2 Principe

La méthode des fonctions de Green empirique découle directement de la loi de similitude. En effet, en se basant sur l'hypothèse qu'un petit et un gros séisme sont similaires entre eux à un facteur d'échelle près [Aki, 1967], une source sismique peut donc être représentée par une multitude de petites sources [Aki, 1968]. Le rayonnement de la source est donc la superposition du rayonnement de chacune des sources. Ainsi, sous certains critères, le sismogramme d'un gros séisme $S(t)$ peut être reconstruit par la sommation d'une multitude de petits séismes $s_i(t)$ [Hartzell, 1978], décalés dans le temps pour reconstituer le processus de rupture de durée T ($0 \leq t_i \leq T$), suivant la relation :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} \kappa_i s_i(t - t_i) \quad (1.6)$$

où :

- Chaque sismogramme $s_i(t)$ représente empiriquement l’effet de propagation entre chaque point source et la station d’enregistrement (la fonction de Green) : on les appelle fonctions de Green empiriques.

η est le nombre de sources ponctuelles et donc de petits séismes superposés

t_i sont les instants auxquels la contribution énergétique de chaque source ponctuelle est reçue à la station. Ils fixent les décalages temporels à introduire dans la sommation des petits séismes.

κ est un facteur d’échelle qui permet de reconstituer le contenu énergétique du séisme cible

Bien entendu, pour qu’un petit séisme soit représentatif des effets de propagation d’un plus gros et donc assimilé à une fonction de Green empirique, il doit posséder des caractéristiques similaires au gros séisme que l’on veut simuler, notamment avoir la même localisation et le même mécanisme au foyer. Ces critères d’utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques seront détaillés plus tard. Dans un premier temps, établissons l’approximation majeure que nous allons faire dans cette étude.

1.2.3 Approximation de cette étude

Comme dans la plupart des études de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes [Bour, 1993; Irikura et Kamae, 1994; Joyner et Boore, 1986; Singh et al., 2000], nous utiliserons dans cette étude un seul petit séisme pour représenter l’effet de propagation entre chaque point source et la station. L’enregistrement d’un gros séisme $S(t)$ sera donc reconstruit en sommant η fois l’enregistrement $s(t)$ d’un seul et même petit séisme $s(t)$ (figure 1.2), décalé dans le temps pour reconstituer le processus de rupture, suivant la relation :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} \kappa \cdot s(t - t_i) \quad (1.7)$$

Cette approximation se justifie par la difficulté de trouver plusieurs petits séismes répondant aux critères pour être de “bonnes” fonctions de Green empiriques. En effet, dans des régions de sismicité modérée, il est difficile de disposer d’un nombre suffisant de petits séismes pour pouvoir correctement échantillonner une faille. De part leur localisation, leur moment sismique ou leur mécanisme au foyer, le plus souvent, très peu de petits séismes peuvent être sélectionnés comme fonction de Green empirique.

La conséquence directe d’une telle approximation est que pour qu’un seul et même petit séisme puisse être considéré comme représentatif de l’effet de propagation entre chaque point source et la station, il est nécessaire de se placer suffisamment loin de la faille. C’est pourquoi, nous nous placerons systématiquement dans une configuration où la longueur de la faille est inférieure à la plus courte distance entre la source et la station $L < r$ [Bernard, 1987] (approximation en source lointaine). Ainsi, sous l’hypothèse d’un milieu homogène (sans hétérogénéités importantes) autour de la source, les ondes émises en tout point de la faille possèdent, à une station suffisamment éloignée de la source, la même information sur le chemin de propagation qu’un seul petit séisme (figure 1.2). Ce type de simulation ne permettra donc pas d’estimer les accélérations proches de la faille.

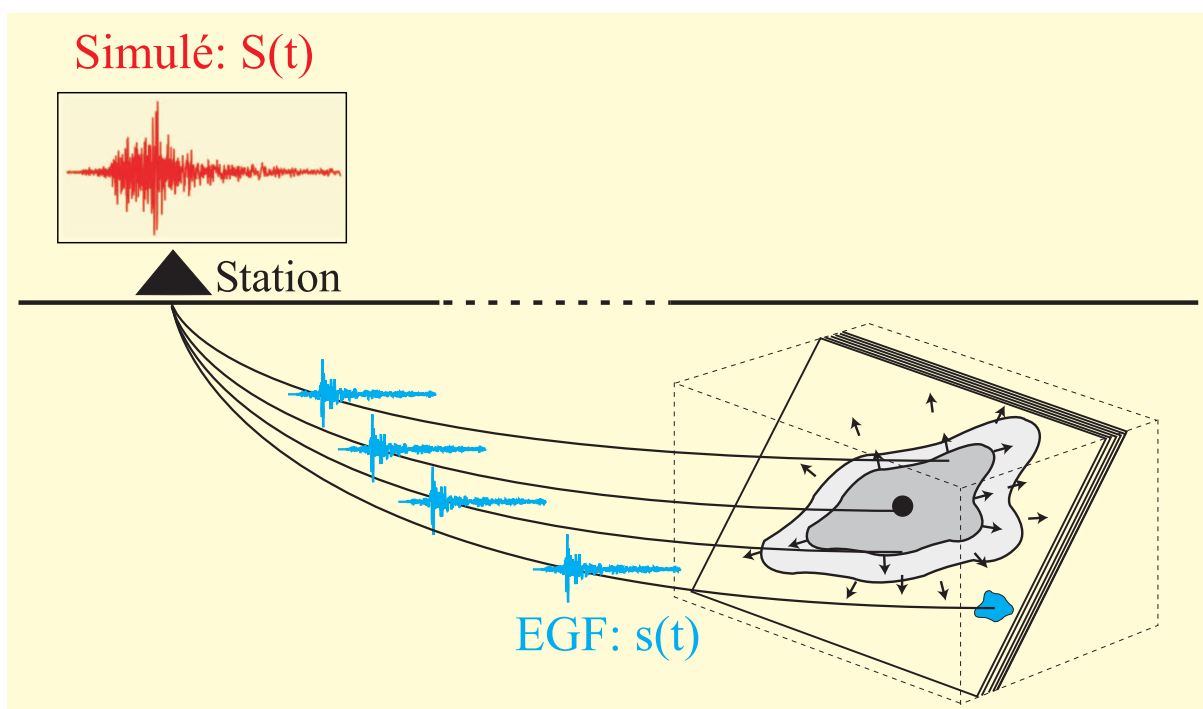


FIG. 1.2: Simulation des mouvements du sol par sommation d'un seul et même petit séisme, décalé dans le temps pour reconstituer le processus de rupture. Pour que les ondes émises par un petit séisme et un gros séisme possèdent à la station d'enregistrement la même information sur le chemin de propagation, les stations doivent être situées à une distance de la faille au moins supérieure à sa longueur : approximation en source lointaine.

Certains auteurs [Spudich et Miller, 1990] se libèrent de cette condition de source lointaine en utilisant plusieurs petits séismes comme fonctions de Green empiriques, mais de part les différences de localisation, de moments sismiques et de mécanismes au foyer, l'interpolation entre ces petits séismes devient alors un problème complexe.

1.2.4 Limites

En admettant que le petit séisme soit représentatif du milieu de propagation entre chaque point de la faille et la station, les limites qui sont une conséquence directe de la méthode des fonctions de Green empiriques sont au nombre de trois. Je ne parle ici que des limites et pas des difficultés à reconstruire les mouvements du sol que nous verrons un peu plus loin.

1 : La méthode des fonctions de Green empirique ne permet pas à elle seule de reconstruire des effets non linéaires potentiels. En effet, la sommation de petits séismes sous entend que le milieu se comporte comme un système linéaire c'est à dire que les propriétés du milieu ne dépendent pas de l'onde le traversant. Cette hypothèse est valide à partir du moment où l'on n'observe pas des accélérations trop fortes à la surface (de l'ordre de 0.10 g). Au delà de cette valeur, il est possible, en fonction de la nature du sol, d'observer des déformations non linéaires, telles que des phénomènes de liquéfaction. Les simulations obtenues par la méthode des fonctions de Green empiriques ne permettront pas de prendre en compte les effets non linéaires.

2 : La méthode des fonctions de Green empirique ne permet pas de reconstruire correctement les termes de champs proche et intermédiaire. De manière simplifiée, les mouvements du sol observés à la surface s'écrivent comme une somme de trois termes de champs [Aki et Richards, 1980] :

$$S(r, t) \sim \underbrace{\frac{A_0}{c^3 \cdot r} \cdot \dot{D}\left(t - \frac{r}{c}\right)}_{\text{champ lointain}} + \underbrace{\frac{B_0}{c^2 \cdot r^2} \cdot D\left(t - \frac{r}{c}\right)}_{\text{champ intermédiaire}} + \underbrace{\frac{C_0}{r^4} \cdot \int \tau \cdot D(t - \tau) d\tau}_{\text{champ proche}} \quad (1.8)$$

où :

- A_0, B_0, C_0 sont des facteurs d'amplitude
- c est la vitesse associée aux ondes de volume
- r est la distance entre la source et la station
- $D(t)$ est le déplacement sur la surface de la faille

Ces trois termes dépendent non seulement de la distance entre la source et la station, mais aussi de la longueur d'onde considérée (à travers les différentes contributions de la fonction temporelle du déplacement). En effet, pour un déplacement de la forme $D(t) = D_0 \cdot e^{i\omega t}$, l'équation 1.8 s'écrit aussi :

$$S(r, t, \lambda) \sim \left[\underbrace{A_1}_{\text{champ lointain}} + \underbrace{B_1 \cdot \left(\frac{\lambda}{r}\right)}_{\text{champ intermédiaire}} + \underbrace{C_1 \cdot \left(\frac{\lambda}{r}\right)^2 + C_2 \cdot \left(\frac{\lambda}{r}\right)^3}_{\text{champ proche}} \right] \cdot \frac{e^{i\frac{2\pi c}{\lambda}(t-\frac{r}{c})}}{\lambda c^2 r} \quad (1.9)$$

où :

- A_1 , B_1 , C_1 et C_2 sont de nouveau des facteurs d'amplitude
- λ est la longueur d'onde considérée ($\lambda = \frac{2\pi c}{\omega}$)

Dans l'absolu, pour simuler un gros séisme à partir de la sommation d'un seul petit séisme, il faudrait être capable de séparer chacun de ces termes et leur appliquer des facteurs de correction différents. En réalité, nous ne sommes pas capable de séparer les différents termes du champ de déplacement dans un sismogramme. Nous nous placerons donc systématiquement dans une configuration où la plus courte distance à la faille est supérieure à la plus grande longueur d'onde considérée $r \gg \lambda$ (approximation de champ lointain) (equation 1.9). Sous cette approximation, les termes de champs proche et intermédiaire, plus basses fréquences, sont négligeables devant le terme de champ lointain qui s'atténue moins vite en fonction de la distance. Pour prendre en compte les effets d'atténuation géométrique en champ lointain et ainsi modéliser la différence d'amplitude entre deux ondes émises d'un bout à l'autre de la faille, nous introduirons dans l'approche stochasto-cinématique (chapitre 3) un facteur de correction en $\frac{r}{r_i}$. Il est essentiel de garder à l'esprit que, bien que négligeables, les termes de champs proche et intermédiaire existent et ils ne seront pas correctement reconstruits. Seul le champ lointain sera correctement simulé. Notons que dans notre étude, les périodes maximales qui nous intéressent sont autour de $T = 2$ s (2 s correspondant à la période propre d'un immeuble de 20 niveaux). En considérant une vitesse de propagation des ondes de 2 km.s^{-1} , il suffit d'une distance source-station $r > 4 \text{ km}$ pour que l'approximation en champs lointain soit satisfaite, ce qui est facilement réalisable.

3 : La méthode des fonctions de Green empirique ne permet pas de reconstruire efficacement les ondes de surfaces. En effet, les ondes de surfaces (Love et Rayleigh) sont des ondes dispersives ; elles ne sont pas émises sur la faille mais sont créées par la combinaison des ondes P et S, en présence de la surface. Elles sont très dépendantes de la profondeur de laquelle sont issues les ondes P et S. Dans le cadre de simulation, elles peuvent donc être plus difficiles à reconstruire. En effet, si la faille est étendue en profondeur, alors la partie onde de surface du petit séisme ne sera pas représentative des différentes profondeurs de la faille. Dans le cadre d'inversion de source à partir des ondes de surface [Baumont et al., 2002], il est possible d'introduire un facteur de correction pour corriger cette différence de génération. Dans le cadre de simulation, il n'est pas possible d'introduire un facteur de correction sur un type d'ondes sans affecter le signal en entier. Ce type de simulation peut donc s'avérer moins efficace pour simuler les ondes de surface que les ondes de volume.

1.2.5 Critères d'utilisation

Pour qu'un petit séisme soit représentatif des effets de propagation d'un plus gros et donc assimilé à une fonction de Green empirique, il doit répondre à un certain nombre de critères :

- avoir la même localisation que le séisme cible.
- avoir le même mécanisme au foyer.
- être suffisamment gros pour que le rapport $\frac{\text{signal}}{\text{bruit}}$ de l'enregistrement ne soit pas trop faible.
- être enregistré sur des sites où il y a un intérêt à estimer un mouvement du sol ou sur les mêmes stations dans le cadre d'une validation.

Les critères de même localisation et même mécanisme au foyer sont discutés ci-dessous.

Même localisation que le séisme cible : En effet, le petit séisme doit avoir eu lieu suffisamment près du séisme cible. Idéalement, on aimerait que la zone de rupture du petit séisme soit incluse dans celle du gros séisme, mais en pratique, cette configuration n'est pas souvent réalisable. Dans le cadre de validation sur des séismes ayant eu lieu, nous choisirons des petits séismes ayant une localisation suffisamment proche de celle du séisme cible, pour que sous l'approximation de source lointaine les ondes émises par le petit séisme et le séisme cible subissent les mêmes effets de propagation. Dans le cadre de simulation d'un séisme futur, nous construirons la faille autour de l'hypocentre du petit séisme.

Même mécanisme au foyer : Pour ce qui est des mécanismes au foyer du petit et du gros séisme, ils doivent en théorie être identiques. En effet, si les mécanismes sont trop différents, les formes d'ondes générées ne pourront être comparables. Pour des mécanismes peu différents, il est possible d'introduire des corrections d'amplitude pour chaque phase du sismogramme [Hartzell, 1992]. Mais la sommation de petits séismes est suffisamment instable pour éviter toute transformation du signal avant et un facteur de correction mal adapté pourrait engendrer des erreurs non négligeables. Dans le cadre de validation sur des séismes ayant eu lieu, nous choisirons des petits séismes ayant un mécanisme au foyer suffisamment proche de celui du séisme cible. Dans le cadre de simulation d'un futur séisme, nous fixerons le mécanisme au foyer du séisme cible identique à celui du petit séisme.

1.2.6 Bilan

Comme nous venons de le voir, la méthode des fonctions de Green empiriques permet de simuler les mouvements du sol en sommant plusieurs fois l'enregistrement d'un même petit séisme, décalé dans le temps de manière à reproduire le processus de rupture. Cette méthode doit être utilisée avec beaucoup de précautions, suivant le schéma suivant :

1. Identifier la zone de l'étude :
 - la plus courte distance entre la source et la station doit être supérieure à la taille de la faille (source lointaine) et à la plus grande longueur d'onde considérée (champ lointain).

2. y sélectionner un petit séisme, qui sera considéré comme fonction de Green empirique. Il doit répondre aux critères suivants :
 - être enregistré sur les stations sur lesquelles l’on veut simuler le gros séisme.
 - que l’enregistrement présente un bon rapport signal sur bruit.
 - avoir une magnitude suffisamment importante (en gros supérieure ou égale à 3).
3. Fixer les caractéristiques du séisme cible :
 - même localisation que le petit séisme.
 - même mécanisme au foyer.

Cette méthode ne permettra pas de simuler :

- les accélérations proches de la faille.
- les effets non linéaires.

Cette méthode ne permettra pas de simuler correctement :

- les champs proche et intermédiaire.
- les ondes de surfaces.

Malgré toutes ces contraintes, cette méthode est très efficace. En utilisant un petit séisme comme fonction de Green empirique, cette méthode permet de prendre en compte non seulement les effets de la propagation des ondes dans le milieu, mais aussi les effets d’atténuation, ainsi que les effets de site locaux et régionaux. Elle est donc particulièrement intéressante pour simuler les mouvements du sol dans des régions où l’on ne possède que peu d’informations sur la structure crustale.

Il reste néanmoins une difficulté majeure dans l’utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques que nous n’avons pas encore évoquée : comment à partir du signal d’un petit séisme, est-il possible de reconstruire, de manière “réaliste” les mouvements du sol produits par un séisme de magnitude supérieure ? Derrière le mot réaliste, il faut entendre ici : en accord avec les connaissances actuelles sur la source sismique, notamment avec les lois d’échelles : le modèle en ω^{-2} et la loi de similitude. La section suivante permettra d’amorcer un début de réponse à cette question, mais permettra surtout de mettre en évidence la problématique majeure de notre étude.

1.3 Les lois d’échelle et la méthode

1.3.1 Les lois d’échelle

Deux lois d’échelle relient des séismes de tailles différentes.

Loi d’échelle des paramètres source La première relation est la loi d’échelle des paramètres source ($M_0 \propto L^3$) [Brune, 1970; Kanamori et Anderson, 1975] que nous avons vue dans la première section de ce chapitre. Cette relation est basée sur une condition de chute de contrainte constante pour des séismes de taille différente. Pour tenir compte des études récentes sur le sujet qui préconisent et remarquent que cette condition de chute de contrainte constante n’est pas adaptée pour une large échelle de magnitude, nous proposons ici de la reformuler suivant la relation $M_0 \propto \Delta\Sigma.L^3$ [Kanamori et Rivera, 2004]. On rappelle que les paramètres M_0 , $\Delta\Sigma$ et L sont respectivement le moment sismique d’un séisme donné, sa chute de contrainte et sa longueur de faille.

Loi d'échelle des spectres source La deuxième relation est la loi d'échelle des spectres sources : le modèle en ω^{-2} [Aki, 1967; Brune, 1970]. Ce modèle est basé sur l'observation du contenu fréquentiel d'un grand nombre d'enregistrements de séismes de magnitudes différentes en représentation logarithmique-logarithmique. Le spectre en déplacement d'un séisme de moment M_0 et de fréquence coin F_c (figure 1.3) est alors décrit par le spectre de Brune [Brune, 1970] défini par l'équation 1.10. Ce spectre est supporté par une asymptote basse fréquence en ω^0 et une asymptote haute fréquence en ω^{-2} , qui s'intersectent à la fréquence coin F_c :

$$\begin{array}{ll} \text{Spectre de Brune} & \text{Comportement asymptotique} \\ S(f) \propto \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} & S(f) \propto \begin{cases} M_0 & \text{si } f < F_c \\ M_0 \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } f > F_c \end{cases} \end{array} \quad (1.10)$$

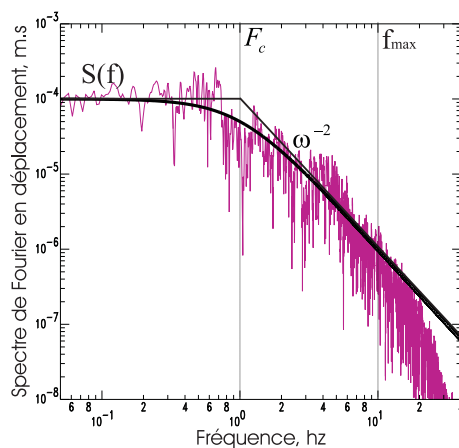


FIG. 1.3: Exemple de spectre (en magenta) obéissant au modèle en ω^{-2} (en noir). Le spectre en déplacement en représentation logarithmique-logarithmique est supporté par deux asymptotes basses et hautes fréquences, qui s'intersectent à la fréquence coin F_c (où F_c est relié à la dimension L de la faille par une relation de proportionnalité du type $F_c \propto \frac{1}{L}$). Donnée utilisée : séisme de Nice ($M_w = 4.6$, $F_c = 1$ Hz) sur la station ROCA située à 5 km de l'épicentre. Au delà de $f_{max} = 10$ Hz, on observe les effets de l'atténuation liée à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles.

Il y a bien sûr de fortes variations autour de ce modèle selon les données observées. Néanmoins, ce modèle reste très acceptable en moyenne sur l'ensemble des observations et est donc adapté à notre problème, qui consiste à simuler des sismogrammes moyens représentatifs de ce qui pourrait arriver à la suite d'un séisme. C'est pourquoi, nous le prendrons comme modèle de référence dans le reste de cette étude.

1.3.2 Implication de ces lois sur la méthode - Définition d'un modèle de référence dans le domaine spectral

Les mouvements du sol sont simulés suivant l'équation 1.7 qui s'écrit aussi comme le produit de convolution entre une fonction poids $R(t)$ et le petit séisme $s(t)$ utilisé comme fonction de Green empirique :

$$S(t) = R(t) * s(t) \quad (1.11)$$

où :

$$R(t) = \kappa \sum_{i=0}^{\eta-1} \delta(t - t_i) \quad (1.12)$$

Dans le domaine fréquentiel, le spectre de Fourier du séisme cible simulé $\hat{S}(f)$, qui décrit l'espace des phases et des amplitudes s'écrit comme le produit des spectres de Fourier de la fonction poids $\hat{R}(f)$ et du petit séisme $\hat{s}(f)$: $\hat{S}(f) = \hat{R}(f) \cdot \hat{s}(f)$. En ne s'intéressant qu'au module, l'expression du spectre en amplitude est la suivante :

$$S(f) = |\hat{S}(f)| = R(f) \cdot s(f) \quad (1.13)$$

Ainsi, pour que le spectre en déplacement du séisme simulé respecte le modèle en ω^{-2} , deux conditions sont nécessaires :

1. que le spectre en déplacement du petit séisme $s(f)$ de moment sismique m_0 et de fréquence coin f_c respecte lui aussi le modèle en ω^{-2} (figure 1.4 a) :

Spectre de Brune	Comportement asymptotique	
$s(f) \propto \frac{m_0}{1 + (\frac{f}{f_c})^2}$	$s(f) \propto \begin{cases} m_0 & \text{si } f < f_c \\ m_0 \cdot (\frac{f_c}{f})^2 & \text{si } f > f_c \end{cases}$	(1.14)

2. que le spectre en amplitude de la fonction poids $R(f)$ ait la même forme que le rapport des spectres de référence $\frac{S(f)}{s(f)}$ (figure 1.4 b) :

Spectre de Brune	Comportement asymptotique	
$R(f) \propto \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{1 + (\frac{f}{f_c})^2}{1 + (\frac{f}{F_c})^2}$	$R(f) = \begin{cases} \frac{M_0}{m_0} & \text{si } f < F_c \\ \frac{M_0}{m_0} \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } f_c < f < F_c \\ \frac{M_0}{m_0} \cdot \left(\frac{F_c}{f_c}\right)^2 & \text{si } f > f_c \end{cases}$	(1.15)

Nous posons dans la suite $N = \frac{f_c}{F_c}$. En considérant la loi d'échelle $M_0 \propto \Delta \Sigma \cdot L^3$ et une relation de proportionnalité entre la fréquence coin F_c et la dimension de la faille du type $L \propto \frac{1}{F_c}$, on a :

$$\frac{M_0}{m_0} = C \cdot N^3 \quad (1.16)$$

où C est le rapport des chutes de contraintes entre le gros ($\Delta \Sigma$) et le petit séisme ($\Delta \sigma$) :

$$C = \frac{\Delta \Sigma}{\Delta \sigma} \quad (1.17)$$

Le comportement asymptotique s'écrit donc aussi :

$$R(f) = \begin{cases} C.N^3 & \text{si } f < F_c \\ C.N^3 \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } F_c \leq f \leq f_c \\ C.N & \text{si } f > f_c \end{cases} \quad (1.18)$$

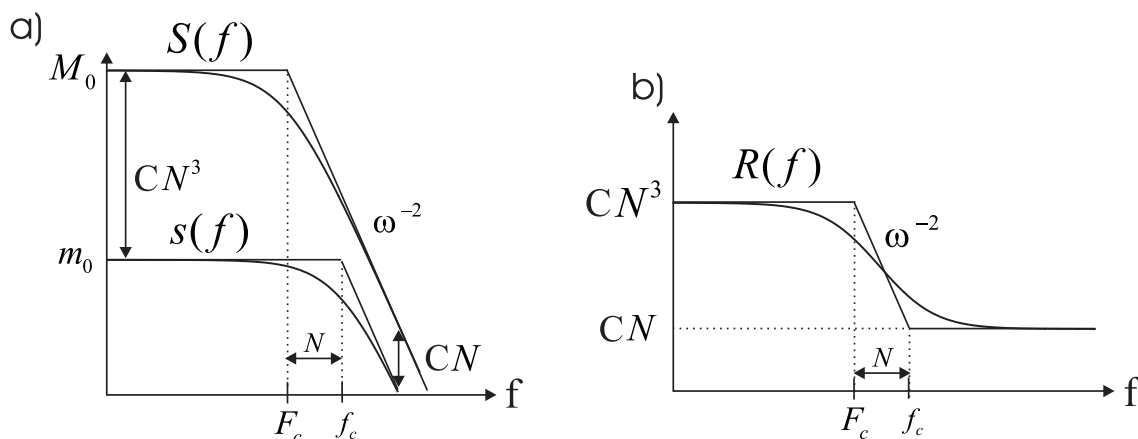


FIG. 1.4: a) Spectres de référence en déplacement du petit et gros séisme ; b) Spectre source de référence égal au rapport des spectres de référence.

Dans la suite du manuscrit, nous parlerons de cette fonction poids $R(t)$ en terme de fonction source numérique. Cette appellation est bien entendu un abus de langage. En effet, nous sommes conscients qu'au delà de la fréquence coin du petit séisme, nous ne chercherons plus à modéliser un spectre source, mais uniquement une valeur de plateau. Cependant, dans le sens où la fonction $R(t)$ (à travers les décalages qu'elle introduit entre chaque sous-événement) permet de décrire l'évolution spatio-temporelle de la rupture du gros séisme, à l'échelle de la faille, nous jugeons le terme bien adapté. Notons qu'au delà de la fréquence coin, les seules informations que nous obtiendrons sont uniquement celles contenues dans le signal du petit séisme. Ces informations sont néanmoins utilisables et nous permettent ainsi de ne pas limiter notre étude à la fréquence coin du petit séisme.

1.3.3 Bilan et problématique de notre étude : le schéma de sommation

Les mouvements du sol sont obtenus par la convolution d'une fonction source numérique $R(t)$ (équation 1.12) et du signal du petit séisme suivant l'équation 1.11.

Pour générer un sismogramme réaliste, possédant un contenu spectral en accord avec le modèle en ω^{-2} et la loi de similitude, la fonction source numérique $R(t)$, doit avoir un contenu spectral égal au spectre source de référence (figure 1.4 b). Le problème se résume à la reproduction du contenu spectral qui se divise en trois parties :

- les basses fréquences ($f \leq F_c$)
- les fréquences intermédiaires ($F_c \leq f \leq f_c$)
- les hautes fréquences ($f \geq f_c$)

Nous verrons dans la section suivante que reproduire le modèle de référence est loin d'être trivial. Il est en effet difficile d'établir un schéma de sommation qui permette de reproduire en même temps le plateau basses fréquences, les fréquences intermédiaires et le plateau hautes fréquences.

1.4 Les différentes approches face à cette problématique

Hartzell [1978] fut le premier à proposer de simuler les mouvements du sol produits par un gros séisme en superposant les enregistrements de plusieurs petits séismes décalés dans le temps de manière à reproduire la durée de la source sismique. Sous certaines conditions que nous avons vues dans la section précédente, cette technique connue sous le nom de méthode des fonctions de Green empirique a ouvert un important courant de recherche puisqu'elle permettait d'aborder la simulation des mouvements du sol en s'affranchissant du problème épineux de la connaissance du milieu de propagation. Seul restait le non moins épineux problème de la modélisation de la source sismique. Quel schéma de sommation alors adopter pour générer des simulations réalistes, en accord avec les connaissances actuelles sur les lois d'échelles (modèle de référence défini dans la section 1.3) ?.

De nombreuses approches ont été proposées pour sommer des petits séismes entre eux. Toutefois deux types d'approches se distinguent particulièrement : l'approche dite stochastique et l'approche que nous appellerons ici cinématique. À travers un bref aperçu bibliographique, nous allons dans cette section identifier les principaux problèmes rencontrés et les différentes solutions proposées. Cette brève synthèse nous permettra de placer notre étude dans le contexte international et d'identifier clairement nos objectifs et la démarche à suivre pour les atteindre.

1.4.1 Approche stochastique

La manière la plus simple pour appréhender la problématique du schéma de sommation est d'éliminer dans un premier temps toute notion de physique de la source sismique. Le problème est alors purement numérique : comment générer des histoires temporelles de durées finies ayant un contenu spectral en accord avec un spectre désiré (ici le modèle de référence). C'est l'approche stochastique suivie par de nombreux auteurs [Joyner et Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz et al., 1995]. Dans cette approche, la faille est représentée par un point source. Pour reconstruire l'évolution temporelle de la rupture, les décalages entre les petits séismes sont générés de manière aléatoire. Le principal avantage de cette approche est qu'elle demande la spécification d'uniquement deux paramètres pour le séisme cible : son moment sismique et sa chute de contrainte. Dans cette optique, différents schémas de sommation ont été proposés.

Tout d'abord, Joyner et Boore [1986] proposa de générer les décalages entre les petits séismes aléatoirement sur une période T_c donné correspondant à la durée présumée de la source du séisme cible. La densité de probabilité utilisée pour générer les décalages était alors uniforme. Les histoires temporelles générées avaient en moyenne un contenu

fréquentiel qui présentait d'importants écarts avec le modèle de référence, notamment dans les fréquences intermédiaires. Néanmoins, cette étude, puis celle de Tumarkin et al. [1994] permirent d'établir des contraintes fondamentales à adopter pour sommer des petits séismes entre eux. Ils montrèrent que contrairement à différentes techniques utilisées à l'époque, seul un nombre de sommations égal à N^4 (équation 1.16) et un facteur d'amplitude adapté permettait de reproduire simultanément le contenu basse et hautes fréquences requis par le modèle de référence.

Ce schéma de sommation fut ensuite repris quelques années plus tard par Wennerberg [1990]. Pour limiter les écarts au modèle de référence observés dans les fréquences intermédiaires par Joyner et Boore [1986], il proposa de générer les décalages suivant une densité de probabilité répondant à un comportement donné. L'utilisation de cette densité de probabilité permettait en effet de limiter les écarts dans les fréquence intermédiaires, mais en contrepartie introduisait d'importants écarts au niveau des hautes fréquences. Dans cette étude, il proposa aussi un nouveau schéma de sommation qui consistait à ne plus générer les décalages en une seule étape, mais en deux. Cette modification du schéma originel permettait de générer des histoires temporelles plus réalistes.

Finalement, Ordaz et al. [1995], à partir d'un schéma de sommation en une seule étape et des lois d'échelle, déduisirent l'expression analytique d'une densité de probabilité qui permettait de générer des histoires temporelles exactement en accord avec le modèle de référence. Cependant, comme souligné par Wennerberg [1990] et Ordaz et al. [1995], les histoires temporelles générées par un tel modèle ne reproduisaient pas la complexité attendue d'une source sismique, notamment pour un nombre de petits séismes important.

1.4.2 Approche cinématique

Dans le but de se rapprocher des connaissances actuelles sur la cinématique de la rupture, de nombreux auteurs ont suivi une approche que nous appellerons dans ce manuscrit "cinématique". Cette approche est basée sur une représentation spatio-temporelle de la source sismique. Les décalages entre les petits séismes sont générés de manière à reproduire certaines caractéristiques de la source sismique, notamment la propagation de la rupture, la montée de la dislocation sur chaque sous-faille et la différence de propagation des ondes d'un bout à l'autre de la faille (figure 1.5). Outre le moment sismique et la chute de contrainte, cette approche nécessite la spécification de nombreux paramètres mal connus dans le cadre de la simulation d'un futur séisme : azimut, pendage, forme de la faille, position de l'hypocentre, temps de montée, vitesse de rupture, vitesse des ondes de cisaillement, ...

Les problèmes rencontrés par les auteurs dans ce type d'approche sont nombreux : apparition de pics secondaires, sur ou sous-estimation du contenu hautes fréquences, sous-estimation du contenu dans les fréquences intermédiaires. Selon les techniques de sommation utilisées, les difficultés rencontrées diffèrent, ainsi certains auteurs rencontrent uniquement une sous-estimation des hautes fréquences [Bour, 1993], d'autres uniquement une surestimation Pavic et al. [2000], d'autres les deux Irikura [1986]. Le problème de sous-estimation des fréquences intermédiaires semble quant à lui un problème isolé uniquement rencontré par Irikura et Kamae [1994]. Les solutions apportées pour résoudre ces problèmes sont aussi nombreuses. L'apparition des pics secondaires est souvent corrigée de deux manières : (1) en sommant un nombre de sous-événements plus importants

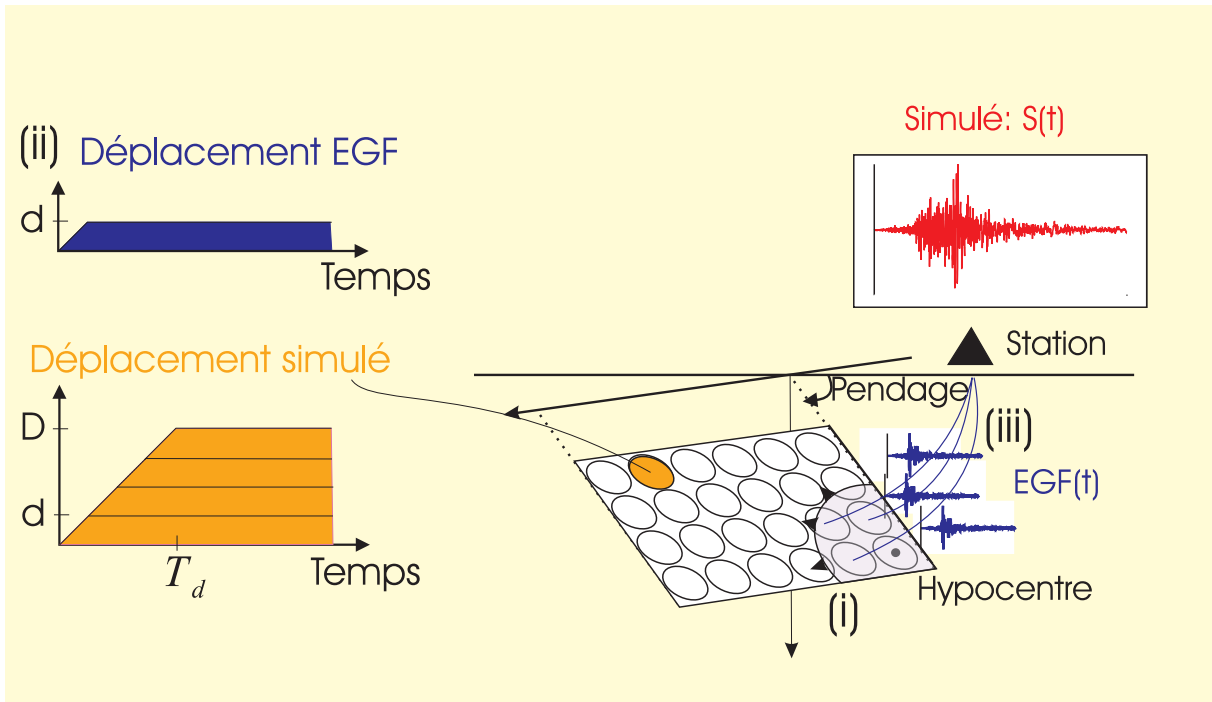


FIG. 1.5: Les différentes contributions aux décalages temporels entre les petits séismes : (i) la propagation de la rupture, (ii) le temps de montée (T_d) et (iii) la propagation des ondes (d'après Bour [1993]).

sur chacune des sous-failles ou/et (2) en introduisant une composante stochastique. Les problèmes liés aux hautes fréquences sont souvent corrigés en adoptant des techniques de sommation différentes à basses et à hautes fréquences ($N^3 + N^2$ pour Irikura [1986]; Irikura et Kamae [1994], $N^3 +$ bruit synthétique pour Pavic et al. [2000]). Quant à la déficience observée par Irikura et Kamae [1994] dans les fréquences intermédiaires, une distribution fractale des sous-événements permet de la corriger. Dans cette section, nous ne détaillerons pas plus les différences entre les techniques utilisées. Cette partie bibliographique sera en partie reprise et explicitée dans le chapitre 3.

1.4.3 Autres approches

Il existe évidemment bien d'autres approches pour simuler les mouvements du sol produits par un séisme. Certaines d'entre elles sont particulièrement pertinentes puisqu'elles partent de la base du problème : le modèle en ω^{-2} . Puisque le but est de simuler des mouvements du sol en accord avec le modèle en ω^{-2} , alors la manière la plus simple est de s'imposer un contenu fréquentiel égal à ce modèle. En partant de ce constat, plusieurs méthodes virent le jour dont les méthodes stochastiques de Boore [1983, 2003] et le modèle en k^2 de Herrero [1994]; Herrero et Bernard [1994].

Parmi ces approches, seul le modèle en k^2 a subi des modifications pour être combiné à la méthode des fonctions de Green empirique [Herrero, 1994]. Notons que dans cette application, la distribution du glissement sur la faille était en k^2 uniquement jusqu'à une fréquence spatiale correspondant à la taille du petit séisme utilisé comme fonction

de Green empirique. Au delà de cette fréquence, la distribution du glissement avait un comportement en plateau en accord avec le modèle de référence (figure 1.4), ce qui modifiait considérablement le comportement du glissement sur la faille en comparaison avec le modèle en k^2 initial [A. Herrero, communication personnelle].

D'autres méthodes dites hybrides sont actuellement en train de voir le jour. Elles reposent sur le constat que les basses et les hautes fréquences ont des comportements différents : déterministe pour les basses fréquences et stochastique pour les hautes fréquences. Ainsi, Zahradnik et Tselentis [2002] proposent une nouvelle technique de sommation. Les basses fréquences sont générées par une sommation de fonction de Green synthétiques, puis elles sont ensuite extrapolées à l'aide d'une composante stochastique pour avoir le signal final. Ces techniques ont l'avantage de dépendre de peu de paramètres.

1.5 Conclusion : objectifs de cette étude et démarche

Nous nous plaçons dans cette étude uniquement dans le cadre de la simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes. Comme nous venons de le voir, générer des signaux réalistes en accord avec le modèle de référence n'est pas un problème trivial. Les difficultés rencontrées sont nombreuses et les solutions apportées à un même problème ne sont pas toujours homogènes.

Notre but est de simuler de manière réaliste les mouvements du sol qui pourraient être produits par un futur séisme. Notre rôle n'est donc pas de reproduire de manière la plus précise possible un processus de rupture donné, à travers un modèle complexe (cela reviendrait à faire de l'inversion par essai erreur sur le problème direct). Nous voulons créer un modèle de rupture le plus simple possible, qui reconstitue les caractéristiques cinématiques et énergétiques de la rupture (modèle en ω^{-2} et loi de similitude), en faisant intervenir le minimum de paramètres. Pour cela, nous allons suivre deux approches :

Approche purement stochastique Dans un premier temps, nous choisirons délibérément de ne pas utiliser un modèle de source complexe, mais de partir du modèle de source le plus basique possible : purement stochastique. La principale difficulté de cette étude réside dans la mise en place d'un schéma de sommation adapté permettant de générer simultanément des histoires temporelles réalistes et en accord avec le modèle de référence. Pour cela, nous repartirons des travaux de Joyner et Boore [1986]; Wennerberg [1990]; Ordaz et al. [1995].

Approche stochasto-cinématique Dans un second temps, dans le but de simuler des séismes spécifiques (notamment en prenant compte des effets de directivité) et d'être plus en accord avec les connaissances actuelles sur la source sismique [Scholz, 1990; Bernard, 2003], nous choisirons de nous appuyer sur un modèle de source plus complexe que celui proposé dans l'approche purement stochastique. Dans ce nouveau modèle, la source sismique ne sera plus représentée comme un processus uniquement aléatoire mais comme un processus déterministe tenant compte de ses propriétés cinématiques. Comme nous venons de le voir, reproduire le modèle de référence avec de tels modèles engendre un nombre important de difficultés :

- Apparition de pics secondaires
- Sur et sous-estimation des hautes fréquences
- Sous estimation des fréquences intermédiaires

Afin de comprendre comment ces problèmes apparaissent, nous partirons d'un modèle de base. Ici encore, la difficulté essentielle de notre étude résidera finalement dans l'art et la manière de superposer des petits séismes entre eux pour reproduire le modèle de référence :

- Combien de petits séismes faut-il superposer ?
- Faut-il affecter les simulations d'un facteur d'amplitude ?
- De quel manière générer les décalages entre les petits séismes ?

Cette démarche nous permettra (1) de mettre en place un schéma de sommation adapté à la simulation des mouvements du sol, en bon accord avec le modèle de référence et (2) de faire le point sur les principaux problèmes rencontrés en simulation [Irikura, 1986; Bour, 1993; Irikura et Kamae, 1994; Pavic et al., 2000]. Nous répondrons en deux étapes :

1. Pourquoi ces problèmes apparaissent ?
 - D'où viennent les pics secondaires observées par la majorité des auteurs ?
 - Pourquoi certains observent-ils une surestimation des hautes fréquences ?
 - Pourquoi d'autres mettent-ils au contraire en évidence une sous estimation des hautes fréquences ?
 - Pourquoi d'autres encore observent-ils une déficience dans les fréquences intermédiaires ?
2. Comment les résoudre ?
 - Comment corriger les pics secondaires ?
 - Pourquoi une sommation en N^4 permet de régler le problème de surestimation des hautes fréquences ?
 - Pourquoi l'introduction d'une dimension fractale permet-elle de corriger la sous estimation des fréquences intermédiaires ?

Chapitre 2

Approche purement stochastique

2.1 Introduction

Nous choisissons dans un premier temps de partir du modèle de source le plus basique possible : purement stochastique. Ce type de modèle a non seulement l'énorme avantage de s'affranchir de la connaissance de nombreux paramètres mal connus, mais il permet aussi de se concentrer sur les caractéristiques énergétiques de la rupture. En nous basant sur le travail de Joyner et Boore [1986]; Wennerberg [1990]; Ordaz et al. [1995] nous verrons comment le modèle en ω^{-2} et la loi de similitude permettent de déduire des contraintes essentielles dans la manière d'appliquer la méthode des fonctions de Green empiriques. Ce chapitre aboutira sur le développement d'un schéma de sommation efficace pour générer des histoires temporelles réalistes exactement en accord avec le modèle de référence (défini dans la section 1.3.2) et permettra aussi de faire un compte rendu de l'évolution des modèles stochastiques.

2.2 Présentation du modèle de base et questions inhérentes

Nous nous basons tout d'abord sur le modèle de sommation stochastique introduit par Joyner et Boore [1986]. La source sismique est représentée par une multitude de petites sources, qui rayonnent aléatoirement sur la faille au cours de la rupture. Numériquement, η sous-événements (représentés ici par des Diracs) sont sommés entre eux, à des temps t_p distribués aléatoirement sur une période T_c donnée qui correspond à la durée de rupture. L'ensemble est multiplié par un facteur d'échelle κ . Une fonction source numérique $R_0(t)$ générée de cette manière s'écrit :

$$R_0(t) = \kappa \sum_{p=0}^{\eta-1} \delta(t - t_p)$$

Cette fonction source numérique dépend de trois paramètres : (1) le nombre de sous-événements sommés η , (2) le facteur d'échelle κ et (3) la distribution utilisée pour générer les décalages t_p entre les sous-événements. Une grande partie de ce chapitre sera consacré

à comprendre comment choisir ces trois paramètres pour que les signaux générés aient statistiquement un contenu énergétique en accord avec le modèle de référence.

2.3 Un indicateur pertinent : le spectre source moyen

Pour déduire les caractéristiques énergétique d'un processus aléatoire, une seule réalisation ne suffit pas. Pour améliorer la mesure, il est indispensable de générer une série de n réalisations $R_k(t)$ ($0 \leq k \leq n - 1$) :

$$R_k(t) = \kappa \sum_{p=0}^{\eta-1} \delta(t - t_p(k)) \quad (2.1)$$

Alors qu'en temps, les fonctions source numériques sont différentes d'une réalisation à une autre (figure 2.1) ; dans le domaine de Fourier, on constate que les spectres en amplitude $R_k(\omega)$ sont identiques à de petites fluctuations près (figure 2.1). Ces fluctuations ne présentent pas de fréquences privilégiées, et sont totalement décorrélées entre elles [Auvray, 2003].

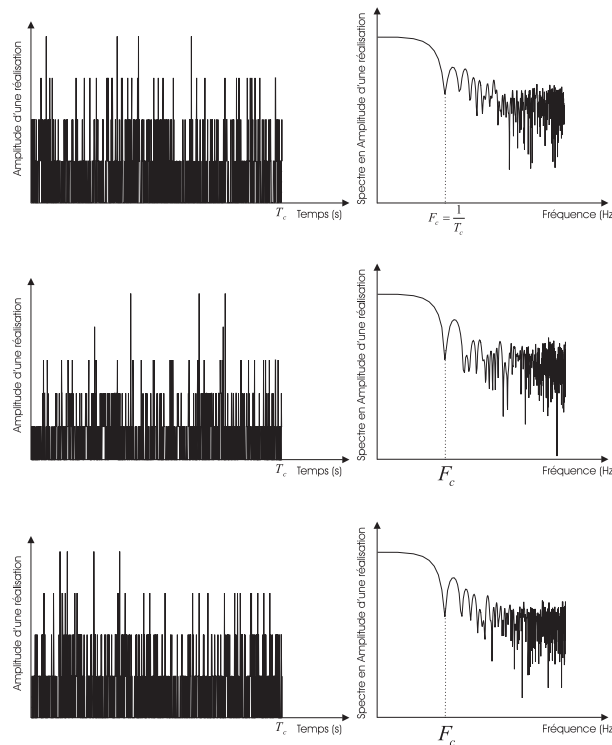


FIG. 2.1: Trois réalisations d'un même processus stochastique dans le domaine temporel et fréquentiel (pour une distribution uniforme avec $\eta = 729$ et $\kappa = 1$).

Pour estimer l'énergie commune à cet ensemble de réalisations, il est nécessaire d'éliminer ces fluctuations non corrélées, en moyennant les énergies, c'est à dire le carré du module de la transformé de Fourier [Mari et al., 2001], suivant la relation :

$$R(\omega)^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} R_k(\omega)^2 \quad (2.2)$$

On en déduit un indicateur pertinent pour notre étude, puisqu'il permet d'évaluer statistiquement le contenu énergétique des signaux aléatoires générés par un modèle de sommation stochastique. Cet indicateur est connu sous le nom de densité spectrale, nous l'appellerons dans cette étude spectre source moyen. Il est égal à la moyenne quadratique des spectres en amplitude (les modules) d'un ensemble de n réalisations (figure 2.2).

$$R(\omega) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} R_k(\omega)^2} \quad (2.3)$$

On peut montrer (annexe A.1) qu'il a comme expression analytique :

$$R(\omega) = \sqrt{\eta \cdot \kappa [1 + (\eta - 1) \cdot \rho(\omega)^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.4)$$

où :

- η est le nombre de sous-événements sommés
- κ est le facteur d'échelle
- $\rho(\omega)$ est le spectre en amplitude de la densité de probabilité $\rho(t)$ utilisée pour générer les décalages temporels dus au processus de rupture

2.4 Aspect énergétique : comment reproduire le modèle de référence ?

2.4.1 À basses et hautes fréquences

2.4.1.1 Tests sur des distributions bien connues

Afin de mettre en évidence l'influence du choix de la distribution $\rho(t)$ sur le spectre source moyen, nous testons trois distributions bien connues : la distribution uniforme, Gaussienne et exponentielle (figure 2.3).

Description des distributions

La distribution uniforme. La distribution uniforme est celle utilisée par Joyner et Boore [1986]. La probabilité qu'une sous-faille rayonne à un instant donné est la même, tout au long de la rupture. La densité de probabilité $\rho(t)$ est définie par une fonction porte centrée en T_s et normalisée par $\frac{1}{T_c}$. On en déduit son spectre en amplitude $\rho(\omega)$:

$$\rho(t) = \frac{1}{T_c} \cdot \Pi\left(\frac{t-T_s}{T_c}\right) = \begin{cases} \frac{1}{T_c} & \text{si } T_s - \frac{T_c}{2} \leq t \leq T_s + \frac{T_c}{2} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \xrightarrow{\text{spectre en amplitude}} \quad \rho(\omega) = \frac{\sin\left(\frac{\omega T_c}{2}\right)}{\frac{\omega T_c}{2}}$$

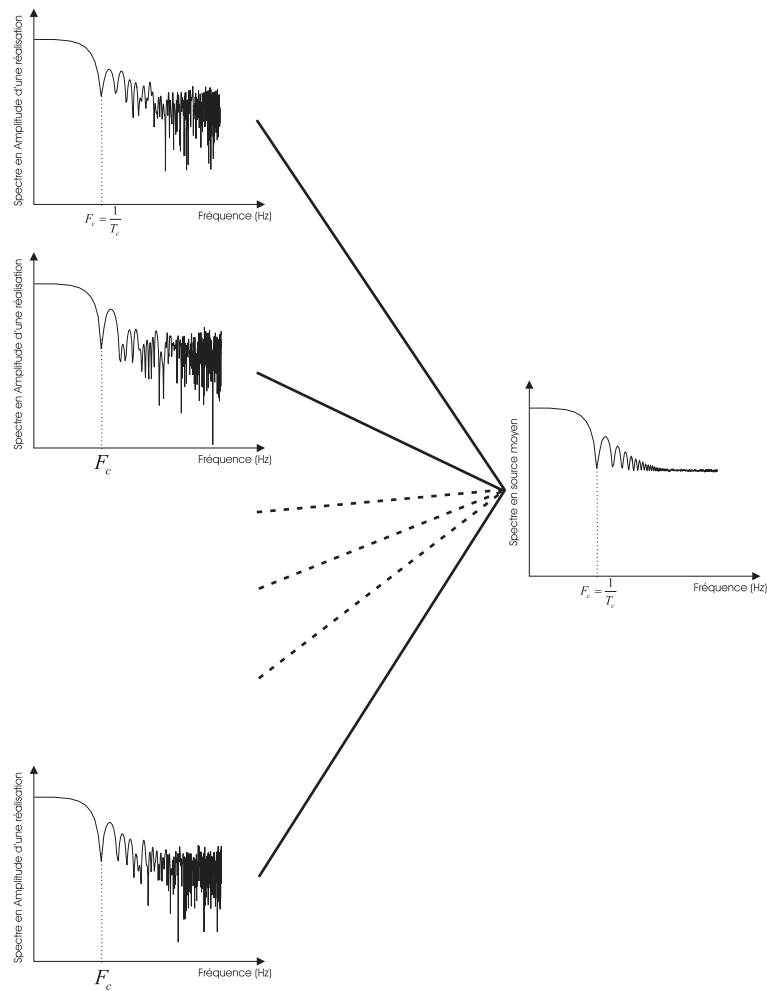


FIG. 2.2: Spectre source moyen obtenu en calculant la moyenne quadratique de n réalisations (pour une distribution uniforme avec $\eta = 729$, $\kappa = 1$ et $n = 500$).

La distribution Gaussienne. La distribution Gaussienne est largement utilisée pour décrire les processus stochastiques. Elle est caractérisée par son centre de symétrie T_s et son écart type σ . La probabilité qu'une sous-faille rayonne au milieu de la rupture est plus importante qu'au début ou à la fin (un point a 68% de chances de rayonner entre $[-\sigma, +\sigma]$ autour de son centre de symétrie, 95.5% entre $[-2\sigma, +2\sigma]$ et 99.7% entre $[-3\sigma, +3\sigma]$). De ce fait, elle reflète une rupture qui s'amorce progressivement, puis se propage de proche en proche en cassant de plus en plus de régions pour finalement s'atténuer jusqu'à s'arrêter. Elle nous paraît donc particulièrement adaptée pour décrire le processus de rupture d'un séisme. Son spectre en amplitude est aussi une Gaussienne :

$$\rho(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \cdot e^{-\frac{(t-T_s)^2}{2\sigma^2}} \quad \xrightarrow{\text{spectre en amplitude}} \quad \rho(\omega) = e^{-\frac{1}{2}\sigma^2 \cdot \omega^2}$$

La distribution exponentielle. La distribution exponentielle est particulièrement adaptée pour décrire la désintégration d'une population de noyaux radioactifs. La probabilité qu'une sous-faille rayonne à un instant t donné est maximale à la fin de la rupture. Elle permet de décrire un processus de rupture qui s'amorcerait progressivement, puis se propagerait rapidement en cassant de plus en plus de régions pour finalement s'arrêter brutalement. Ce type de rupture peut être relié au modèle de faille circulaire formulé par Madariaga [1976]. La densité de probabilité $\rho(t)$ est caractérisée par son amplitude maximale λ :

$$\rho(t) = \begin{cases} \lambda e^{\lambda \cdot (t - (T_s + \frac{T_c}{2}))} & \text{si } t \leq T_s + \frac{T_c}{2} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \xrightarrow{\text{spectre en amplitude}} \quad \rho(\omega) = \frac{\sqrt{1 + (\frac{\omega}{\lambda})^2}}{1 + (\frac{\omega}{\lambda})^2}$$

Comportement asymptotique du spectre source moyen

Ces trois densités de probabilité ont le même comportement à basses et à hautes fréquences :

- quand $\omega \rightarrow 0$ $\rho(\omega) \rightarrow 1$
- quand $\omega \rightarrow +\infty$ $\rho(\omega) \rightarrow 0$

Notons que le comportement asymptotique à basses fréquences est vérifié pour toute densité de probabilité (compte tenu de la normalisation : $\rho(\omega) \rightarrow \underbrace{\int_{-\infty}^{+\infty} \rho(t) dt}_{\text{quand } \omega \rightarrow 0} = 1$).

Ainsi, quelque soit la distribution testée, le spectre source moyen a un comportement similaire à basses et à hautes fréquences (figure 2.4).

À basses fréquences Les amplitudes spectrales s'ajoutent de manière cohérente. Le spectre source moyen est caractérisé par un plateau d'amplitude égal à $\eta\kappa$ (figure 2.4) :

$$\text{quand } \omega \rightarrow 0 \quad \rho(\omega) \rightarrow 1 \quad \text{et donc (d'après l'équation 2.4) :} \quad \boxed{R(\omega) = \eta\kappa} \quad (2.5)$$

À hautes fréquences Les amplitudes spectrales s'ajoutent de manière incohérente. Le spectre source moyen est caractérisé par un plateau d'amplitude égal à $\sqrt{\eta\kappa}$ (figure 2.4) :

quand $\omega \rightarrow +\infty$ $\rho(\omega) \rightarrow 0$ et donc (d'après l'équation 2.4) : $\boxed{R(\omega) = \sqrt{\eta\kappa}}$ (2.6)

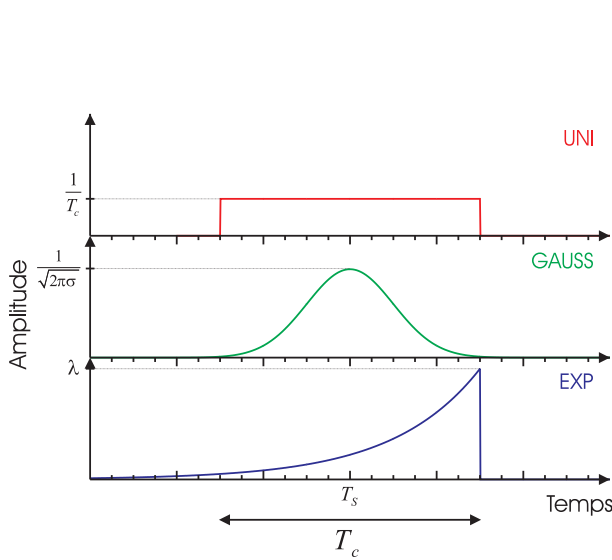


FIG. 2.3: Distributions testées : uniforme en rouge, Gaussienne en vert ($\sigma = \frac{T_c}{6}$), exponentielle en bleue ($\lambda = \frac{T_c}{3}$).

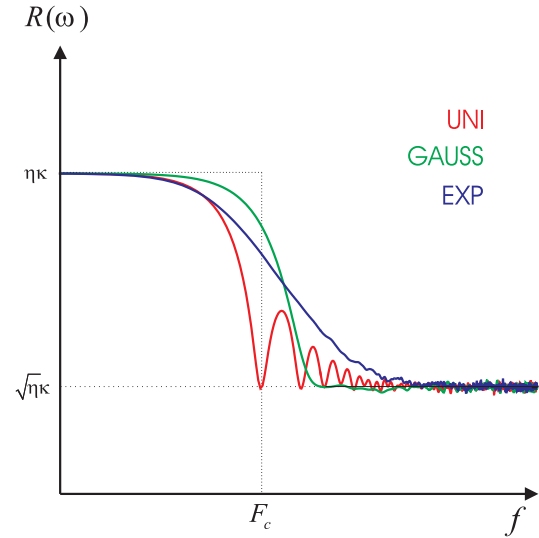


FIG. 2.4: Spectre source moyen pour des signaux aléatoires générés avec les distributions uniforme, Gaussienne et exponentielle. Il est caractérisé par deux plateaux à basses et hautes fréquences de valeurs respectives $\eta\kappa$ et $\sqrt{\eta\kappa}$.

2.4.1.2 Dédution des contraintes de sommation

Maintenant que le comportement du spectre source moyen est connu à basses et à hautes fréquences, il est possible de contraindre le modèle stochastique de manière à lui imposer le respect du modèle de référence. Dans les développements qui suivront, nous considérerons dans un premier temps que la chute de contrainte entre le gros et le petit séisme est identique ($C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} = 1$). Dans ces conditions, nous nous appuyons sur la loi d'échelle : $M_0\alpha L^3$.

Pour rester dans un cadre général, le modèle en ω^{-2} et la loi d'échelle $M_0\alpha L^3$ sont ici étendus au modèle en $\omega^{-\gamma}$ et à la loi d'échelle $M_0\alpha L^\beta$. Sous l'hypothèse que le spectre en déplacement ait une décroissance spectrale en $\omega^{-\gamma}$ et que l'énergie libérée par un séisme soit reliée à la longueur de la faille par la loi d'échelle $M_0\alpha L^\beta$, le spectre source de référence a le comportement suivant (figure 2.5) :

Spectre de Brune étendu

$$R(\omega) = \frac{M_0}{m_0} \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^\gamma}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^\gamma} \quad \text{où } \omega = 2\pi f$$

Comportement asymptotique

$$R(\omega) = \begin{cases} \frac{M_0}{m_0} & \text{si } f < F_c \\ \frac{M_0}{m_0} \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^\gamma & \text{si } F_c \leq f \leq f_c \\ \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1-\frac{\gamma}{\beta}} & \text{si } f > f_c \end{cases} \quad (2.7)$$

où les fréquences coin F_c et f_c sont reliées au rapport des moments sismiques par la relation 2.8 :

$$\frac{F_c}{f_c} = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{-\frac{1}{\beta}} \quad (2.8)$$

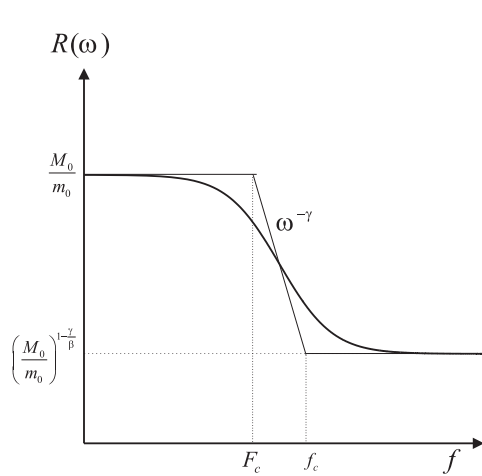


FIG. 2.5: Spectre source de référence étendu (modèle en $\omega^{-\gamma}$ et $M_0\alpha L^\beta$) : il est caractérisé par deux plateaux à basses et hautes fréquences de valeurs respectives $\frac{M_0}{m_0}$ et $\frac{M_0}{m_0}^{1-\frac{\gamma}{\beta}}$.

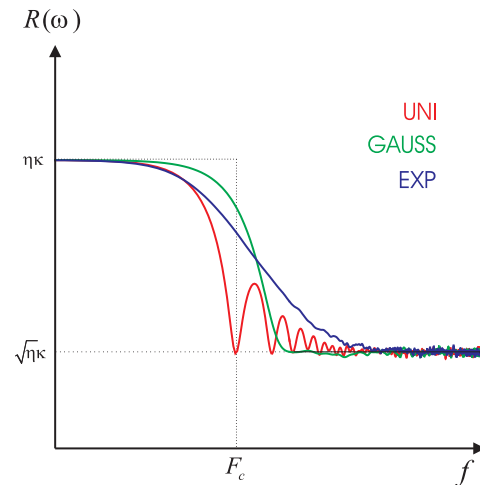


FIG. 2.6: Spectre source moyen pour des signaux aléatoires générés avec les distributions uniforme en rouge, Gaussienne en vert et exponentielle en bleu. Il est caractérisé par deux plateaux à basses et hautes fréquences de valeurs respectives $\eta\kappa$ et $\sqrt{\eta\kappa}$.

Comparons maintenant le contenu fréquentiel du spectre source moyen (figure 2.5) au spectre source de référence étendu (figure 2.6). À basses et hautes fréquences, le spectre source moyen doit avoir le même contenu fréquentiel que celui de référence, ce qui impose l'égalité des plateaux. La résolution de ces deux équations permet de déterminer le nombre de sous-événements η et le facteur d'échelle κ requis pour respecter le modèle de référence étendu.

$$\text{À basses fréquences} \quad \eta\kappa = \frac{M_0}{m_0}$$

et donc :

$$\eta = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{\frac{2\gamma}{\beta}} \quad (2.9)$$

$$\text{\AA hautes fr\u00e9quences} \quad \sqrt{\eta}\kappa = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1-\frac{\gamma}{\beta}} \quad \boxed{\kappa = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1-\frac{2\gamma}{\beta}}} \quad (2.10)$$

Pour un couple (γ, β) donn\u00e9, il existe donc un seul et unique η et κ qui permet de respecter le contenu basses et hautes fr\u00e9quences du mod\u00e8le de r\u00e9f\u00e9rence. En posant conform\u00e9ment \u00e0 la section 1.3.2 $N = \frac{f_c}{F_c}$, on en d\u00e9duit que dans le cas pr\u00e9cis o\u00f9 le couple (γ, β) vaut $(2, 3)$, pour respecter le mod\u00e8le de r\u00e9f\u00e9rence, il est indispensable de r\u00e9duire en amplitude le signal associ\u00e9 \u00e0 chaque sous-\u00e9v\u00e9nement d'un facteur $\kappa = \frac{1}{N}$ (d'apr\u00e8s \u00e9quation 2.10), tout en conservant le moment sismique en sommant un nombre de sous-\u00e9v\u00e9nements $\eta = N^4$ (\u00e9quation 2.9) sup\u00e9rieur au rapport des moments sismiques entre le gros et le petit s\u00e9isme (figure 2.7). Si on ne respecte pas ce type de sommation, alors pour un contenu basses fr\u00e9quences fixe, on rencontrera une surestimation ou sous-estimation des hautes fr\u00e9quences (figure 2.8). Notons que dans le cas o\u00f9 la chute de contrainte est identique pour des s\u00e9ismes de taille diff\u00e9rente ($C = 1$), le param\u00e8tre N est reli\u00e9 au rapport des moments sismiques par la relation $N^3 = \frac{M_0}{m_0}$. Le moment sismique d'un s\u00e9isme \u00e9tant reli\u00e9 \u00e0 sa magnitude par la relation $M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_0) - 6$ (o\u00f9 M_0 est en N.m) [Kanamori, 1977], nous en d\u00e9duisons la relation 2.11 entre N et la diff\u00e9rence de magnitude $M_w - m_w$:

$$N = 10^{\sqrt{M_w - m_w}} \quad (2.11)$$

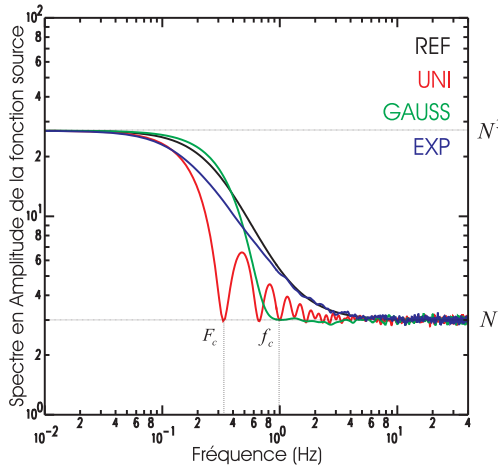


FIG. 2.7: Comparaison entre les spectres source moyens (distribution uniforme, Gaussienne et exponentielle) et le mod\u00e8le de r\u00e9f\u00e9rence. Les param\u00e8tres de sommation $\eta = N^4$ et $\kappa = \frac{1}{N}$ permettent de reconstituer le bon niveau d'amplitude basses et hautes fr\u00e9quences. Autres param\u00e8tres : $T_c = 3s$, $M_w - m_w = 1$ ($N = 3$, \u00e9quation 2.11), $n = 500$.

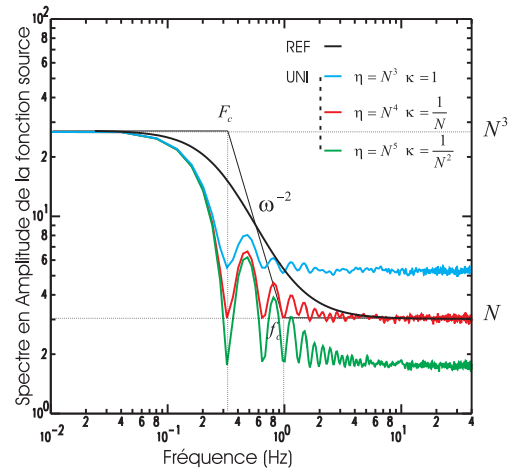


FIG. 2.8: Surestimation et sous-estimation du plateau hautes fr\u00e9quences pour diff\u00e9rents types de sommation N^3 , N^4 , N^5 . Seule la sommation en N^4 permet de reconstituer correctement le niveau de plateau hautes fr\u00e9quences. Param\u00e8tres : $T_c = 3s$, $M_w - m_w = 1$ ($N = 3$), $n = 500$, distribution uniforme.

2.4.1.3 Problème non résolu : les fréquences intermédiaires

En nous basant sur les distributions uniforme, Gaussienne et exponentielle, nous venons de généraliser les résultats obtenus par Joyner et Boore [1986] dans le cas précis de la distribution uniforme à toute densité de probabilité $\rho(t)$ qui vérifie $\rho(\omega) \rightarrow 0$ à hautes fréquences. Pour respecter le contenu basses et hautes fréquences du modèle de référence, il est donc indispensable de suivre un schéma de sommation bien précis, déterminé uniquement par η et κ . Reproduire les fréquences intermédiaires est beaucoup plus difficile et la distribution utilisée joue un rôle déterminant sur cette gamme de fréquence (figure 2.7). Aucune des distributions testées ici ne respecte le modèle de référence et les écarts constatés sur le spectre source moyen dans la gamme des fréquences intermédiaires (figure 2.9 a b c) vont directement se reporter sur le contenu spectral des séismes simulés (figure 2.9 d e f). Ces écarts au modèle de référence sont négligeables quand le nombre de sous-événements sommés est faible (faible différence de magnitude) (figure 2.9 d), mais deviennent dominants quand le nombre de sous-événements sommés augmente (différence de magnitude importante) (figure 2.9 e f).

L'utilisation d'une de ces trois distributions est donc très limitative puisqu'elle ne permet que de faire la simulation d'un séisme ayant un ordre de magnitude de plus que le petit séisme choisi comme fonction de Green empirique. Pour des différences de magnitude supérieures, les écarts observés interviennent dans des gammes de fréquences pertinentes pour les ingénieurs (entre $[0.1, 1]$ Hz- $[1, 10]$ s pour la simulation d'un magnitude 6.5 à partir d'un magnitude 4.5). Un tel outil n'est donc pas adapté à la simulation des mouvements du sol.

2.4.2 Dans les fréquences intermédiaires

Pour corriger les écarts constatés et ainsi se rapprocher du modèle de référence, il est impératif de proposer une distribution qui agisse sur les fréquences intermédiaires. Un des moyens est d'adopter la même démarche qu'Ordaz et al. [1995], c'est à dire chercher la distribution exacte qui permette de reproduire le modèle de référence pour toutes les fréquences.

2.4.2.1 Détermination de la distribution "solution"

Expression analytique de son spectre en amplitude Pour vérifier le modèle de référence à basses et hautes fréquences, on cherche une distribution qui ait le même comportement dans cette gamme de fréquence que les trois distributions précédemment testées :

- quand $\omega \rightarrow 0$ $\rho(\omega) \rightarrow 1$
- quand $\omega \rightarrow +\infty$ $\rho(\omega) \rightarrow 0$

Par conséquent, le nombre de sous-événements η et le facteur d'échelle κ sont déterminés par les équations 2.9 et 2.10 et le spectre source moyen (équation 2.4) s'écrit :

$$R(\omega) = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1-\frac{\gamma}{\beta}} \left\{ 1 + \left[\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{\frac{2\gamma}{\beta}} - 1 \right] \cdot \rho(\omega)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (2.12)$$

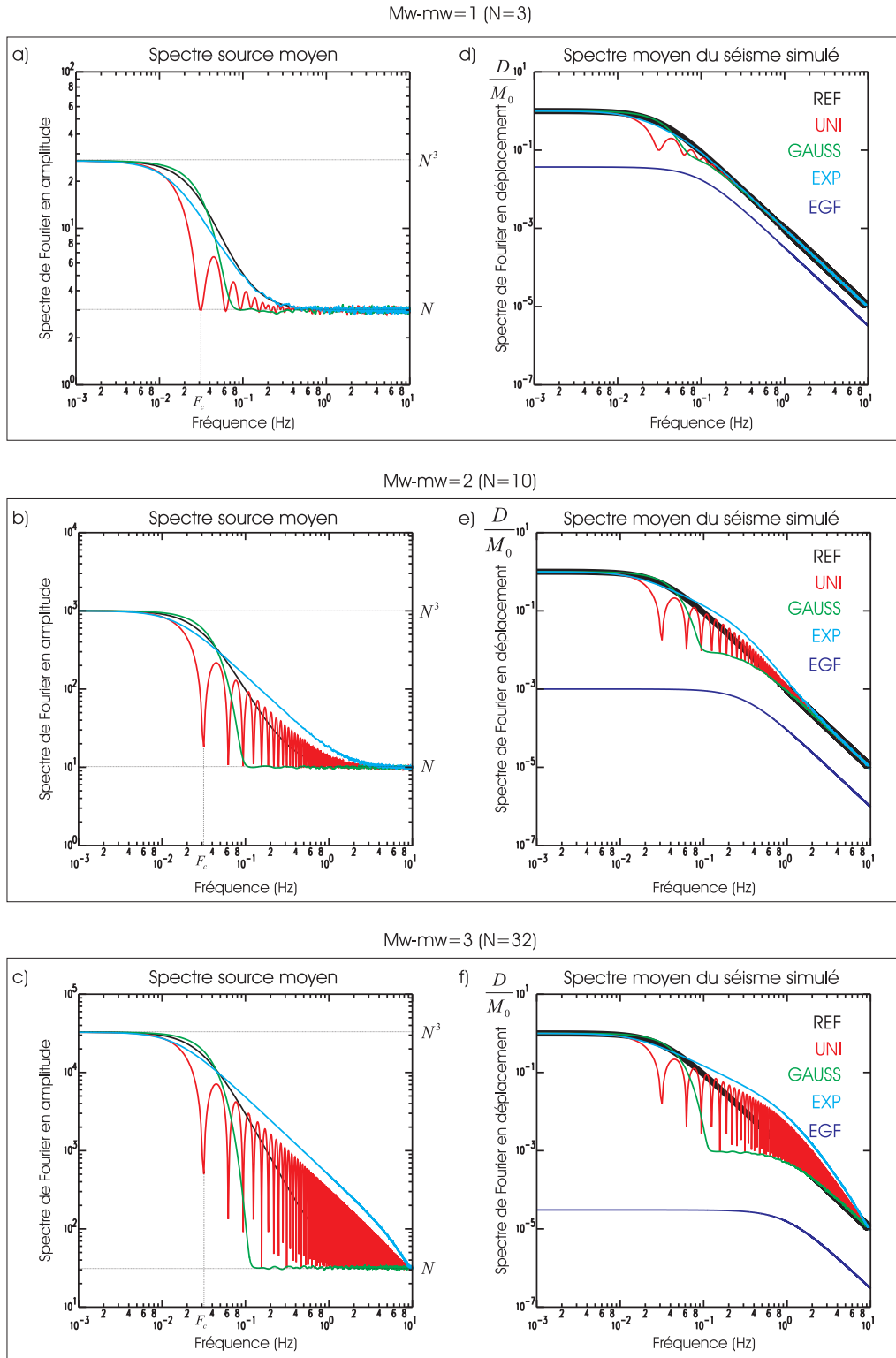


FIG. 2.9: Influence de la différence de magnitude entre le petit et le gros séisme sur le spectre source moyen a) b) c) et sur le spectre moyen du séisme simulé d) e) f). Plus la différence de magnitude est grande, plus la gamme des fréquences intermédiaires est large et plus les écarts au modèle de référence sont importants. Le spectre moyen du séisme simulé en déplacement est obtenu en multipliant le spectre source moyen par le spectre théorique en déplacement du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique. Paramètres : $T_c = 32$ s, $\eta = N^4$, $\kappa = \frac{1}{N}$, pour $n = 500$ réalisations.

Pour que le spectre source moyen (équation 2.4) reproduise le modèle de référence (équation 2.7) pour toutes les fréquences, il faut que le spectre en amplitude $\rho(\omega)$ de la distribution $\rho(t)$ vérifie :

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1-\frac{\gamma}{\beta}} \left\{ 1 + \left[\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{\frac{2\gamma}{\beta}} - 1 \right] \cdot \rho(\omega)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} = \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^\gamma}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^\gamma} \quad (2.13)$$

En utilisant deux fois l'identité remarquable $a^2 - b^2 = (a-b).(a+b)$ et la relation 2.8 liant les fréquences coin F_c et f_c , on trouve que pour un couple (γ, β) donné la densité de probabilité solution de cette équation doit avoir un spectre en amplitude d'expression analytique :

$$\boxed{\rho(\omega) = \frac{\sqrt{1 + \alpha \cdot \left(\frac{f}{F_c}\right)^\gamma}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^\gamma}} \quad \text{où : } \alpha = \frac{2}{1 + \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{\frac{2}{\beta}}} \quad (2.14)$$

Dans le cas précis où le couple (γ, β) vaut $(2, 3)$, on retrouve l'expression analytique du spectre en amplitude de la densité de probabilité déjà formulée par Ordaz et al. [1995] :

$$\boxed{\rho(\omega) = \frac{\sqrt{1 + \alpha \cdot \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}} \quad \text{où : } \alpha = \frac{2}{1 + N^2} \quad (2.15)$$

Solution numérique en temps Pour déduire la densité de probabilité $\rho(t)$, à partir du spectre en amplitude $\rho(\omega)$, il est nécessaire de choisir un spectre en phase $\phi(\omega)$. Wennerberg [1990] comme Ordaz et al. [1995] imposent un spectre en phase nul qui implique que les temps de rayonnement simulés avec cette procédure peuvent être négatifs. Pour éviter ces temps de rayonnement négatifs, nous procédons à une translation dans le domaine temporel en imposant un spectre en phase égal à $\phi(\omega) = e^{-i\omega T_s}$. Pour T_s suffisamment grand, les temps de rayonnement sont toujours positifs et sont distribués suivant la densité de probabilité $\rho(t)$:

$$\rho(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\sqrt{1 + \alpha \cdot \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} e^{i\omega(t-T_s)} d\omega \quad (2.16)$$

Cette transformé de Fourier inverse ne possède pas de solution analytique, mais il est néanmoins possible de trouver une solution numérique représentée sur la figure 2.10. La densité de probabilité solution (SOL) est symétrique autour de T_s , avec un maximum d'énergie concentré autour de son centre de symétrie (un point a 40% de chances de rayonner entre $[-\frac{T_c}{6}, \frac{T_c}{6}]$ autour de T_s). La probabilité qu'une petite source rayonne en dehors de la durée de rupture T_c présumée est très faible (5%). La densité de probabilité ainsi que la fonction de répartition (qui représente la probabilité pour qu'un

sous-événement rayonne à l'instant τ inférieur à t : $F(t) = P(\tau \leq t) = \int_{-\infty}^t \rho(t)dt$ dépendent de la différence de magnitude entre le petit et le gros séisme, et plus cette différence augmente, moins l'énergie reste concentrée autour de son centre de symétrie (figure 2.10). Maintenant que nous savons quelle doit être la densité de probabilité, il reste à comprendre comment générer des temps aléatoires suivant cette distribution.

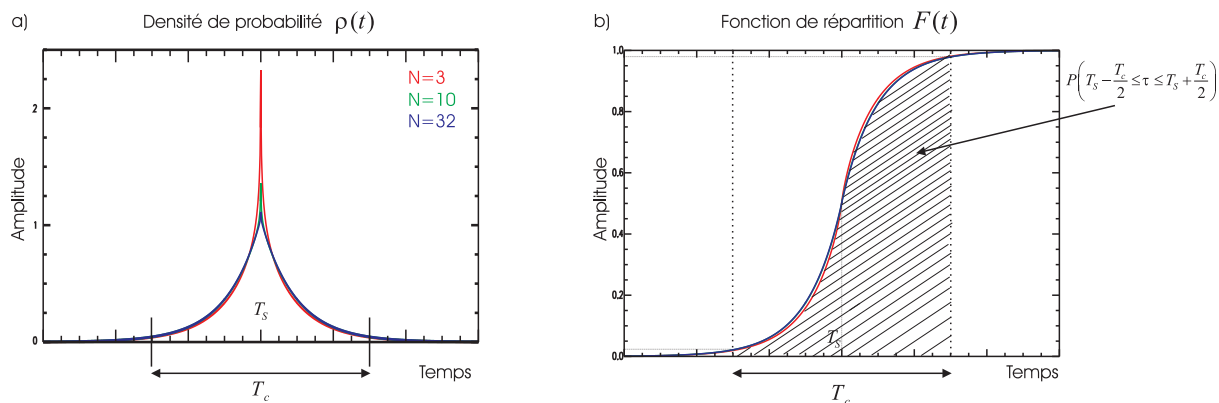


FIG. 2.10: Influence de la différence de magnitude entre le gros et le petit séisme sur la distribution exacte pour : $M_w = m_w = 1$ ($N=3$) en rouge, $M_w = m_w = 2$ ($N=10$) en vert, $M_w = m_w = 3$ ($N=32$) en bleu. figure a) : densité de probabilité. figure b) : fonction de répartition. Environ 95% des petites sources rayonnent entre $[-\frac{T_c}{2}, +\frac{T_c}{2}]$ autour de T_s .

2.4.2.2 Génération de temps aléatoires suivant la distribution solution

Les différentes approches Pour générer des temps aléatoires suivant une distribution de probabilité donnée, il existe plusieurs méthodes selon que l'on connaisse ou pas l'expression analytique de la fonction de répartition inverse $F^{-1}(x)$.

Fonction de répartition inverse connue Quand la fonction de répartition inverse est connue analytiquement, on peut utiliser la méthode de la transformation inverse pour générer une suite τ de temps aléatoires, suivant le schéma suivant :

1. Générer une variable aléatoire X suivant une distribution uniforme entre $[0, 1]$
2. Calculer $\tau = F^{-1}(X)$

Cette méthode est basée sur le principe que la variable aléatoire définie par $X = F(\tau)$ a une distribution uniforme sur $[0, 1]$. En effet pour x compris entre $[0, 1]$, on a $F(X) = P(X \leq x) = P(F(\tau) \leq x) = P(\tau \leq F^{-1}(x)) = F(F^{-1}(x)) = x$.

Fonction de répartition inverse non connue Quand la fonction de répartition inverse n'est pas connue analytiquement comme c'est le cas ici (en effet puisque la densité de probabilité, qui est la dérivée de la fonction de répartition n'est pas connue analytiquement, la fonction de répartition et son inverse ne le sont pas non plus), on peut suivre plusieurs approches :

1. Tout d'abord générer des temps aléatoires ne répondant pas exactement à la distribution SOL, mais à une distribution approchée (de fonction de répartition inverse connue). Cette approche a été suivie par Wennerberg [1990] et génère des écarts par rapport au modèle de référence (voir Annexe A.2 pour plus de précisions).
2. Il est possible aussi de générer des temps aléatoires répondant exactement à la distribution SOL en calculant numériquement la fonction de répartition inverse $F^{-1}(x)$. Cette approche a été suivie par Ordaz et al. [1995], elle permet de générer des réalisations qui respectent exactement le modèle de référence sur toute la gamme des fréquences, mais comme les auteurs le soulignent dans l'article, cet avantage est obtenu en contrepartie d'une complexité informatique importante. En effet, il est tout d'abord nécessaire d'évaluer la fonction de répartition $F(t)$. Ensuite sa fonction inverse est obtenue en résolvant $x = F(t)$ de manière itérative pour différentes valeurs de x entre 0 et 1. Finalement, si un tableau de $(x - t)$ est construit pour différentes valeurs de x qui sont également espacées et suffisamment proches, alors la fonction inverse et donc les temps aléatoires peuvent être calculés par interpolation pour différentes valeurs de x (d'après l'appendix A d'Ordaz et al. [1995]). La difficulté principale de cette approche est la construction du tableau, qui n'est pas automatique et nécessite une interaction avec le code [Ordaz, M., communication personnelle].
3. Il existe une troisième approche que nous proposons ici, qui est connue sous le nom de méthode du rejet. Cette approche, outre le fait de générer des temps aléatoires répondant exactement à la distribution SOL, est non seulement beaucoup plus simple à implémenter, mais aussi à utiliser.

La méthode du rejet La méthode de rejet peut être utilisée pour la génération de tout type de variable aléatoire. Elle consiste à générer des temps suivant une distribution proche de celle désirée, puis à éliminer une certaine proportion de ces temps de manière à se ramener à des temps qui suivent la distribution attendue (d'après les cours sur le web de l'institut de statistique UCL : www.stat.ucl.ac.be/cours/stat2430/documents/random.pdf). Il est dans un premier temps indispensable de chercher une distribution approchée.

Recherche d'une distribution approchée Pour trouver une distribution approchée de la distribution SOL, nous choisissons d'encadrer son spectre en amplitude par celui de deux autres densités de probabilité dont les expressions analytiques sont connues.

Le numérateur $\sqrt{1 + \alpha \cdot \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}$ de l'expression 2.15 est toujours inférieur à $1 + \frac{\alpha}{2} \cdot \left(\frac{f}{F_c}\right)^2$ (élever au carré pour en être convaincu). Puisque $\alpha = \frac{2}{1+N^2}$ est toujours inférieur à $\frac{2}{N^2}$ et que $N \cdot F_c = f_c$ (la fréquence coin du petit séisme), on obtient aisément un encadrement du spectre en amplitude de la densité de probabilité SOL :

$$\boxed{\frac{1}{\underbrace{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}_{\text{distr DBEXP}}} \leq \rho(\omega) \leq \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{\underbrace{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}_{\text{distr ZPD}}}} \quad (2.17)$$

1. La distribution DBEXP a comme expression analytique :

$$\rho(t) = \pi.F_c e^{-2\pi F_c |t-T_s|} \quad \text{où } T_s \text{ est le centre de symétrie} \quad (2.18)$$

Nous la nommons car elle est constituée de deux exponentielles (figure 2.11 b). Son spectre en amplitude est toujours en dessous de celui de la distribution solution (figure 2.11 a).

2. La distribution ZPD a comme expression analytique :

$$\rho(t) = \frac{1}{N^2} \delta(t - T_s) + \pi.F_c \left(1 - \frac{1}{N^2}\right) e^{-2\pi F_c |t-T_s|} \quad (2.19)$$

Elle fut proposé par Wennerberg [1990] et tient son nom de “Zero Phase Distribution”. Son spectre en amplitude est toujours au dessus de celui de la distribution solution (figure 2.11 a).

Vous trouverez plus de détails sur le comportement de ces deux distributions dans la partie annexe A.2.

En pratique Pour générer les décalages temporels répondant à la distribution SOL, nous choisissons d'utiliser la distribution approchée DBEXP étudiée précédemment (On aurait pu tout aussi bien utiliser la distribution ZPD). Après avoir trouvé une constante c telle que $c.\rho_{dbexp} \geq \rho_{sol}$ (figure 2.12 a), la procédure suivante permet de générer des temps t répondant à la distribution SOL :

1. Générer une variable aléatoire x suivant une distribution uniforme entre $[0, 1]$
2. Appliquer la transformation suivante pour générer des temps suivant la distribution DBEXP (cette transformation est obtenue par la méthode de la transformation inverse, voir annexe A.2 pour plus de détails) :

$$t = T_s + \frac{1}{2\pi F_c} \ln(2x) \quad \text{si } 0 \leq x \leq \frac{1}{2} \quad (2.20)$$

$$t = T_s - \frac{1}{2\pi F_c} \ln[2(1-x)] \quad \text{si } \frac{1}{2} \leq x \leq 1 \quad (2.21)$$

3. Générer une variable aléatoire y suivant une distribution uniforme entre $[0, 1]$
4. Si $c.\rho_{dbexp}(t).y \leq \rho_{sol}(t)$ alors on garde t , sinon on le rejette et on recommence à l'étape 1 (figure 2.12 b)

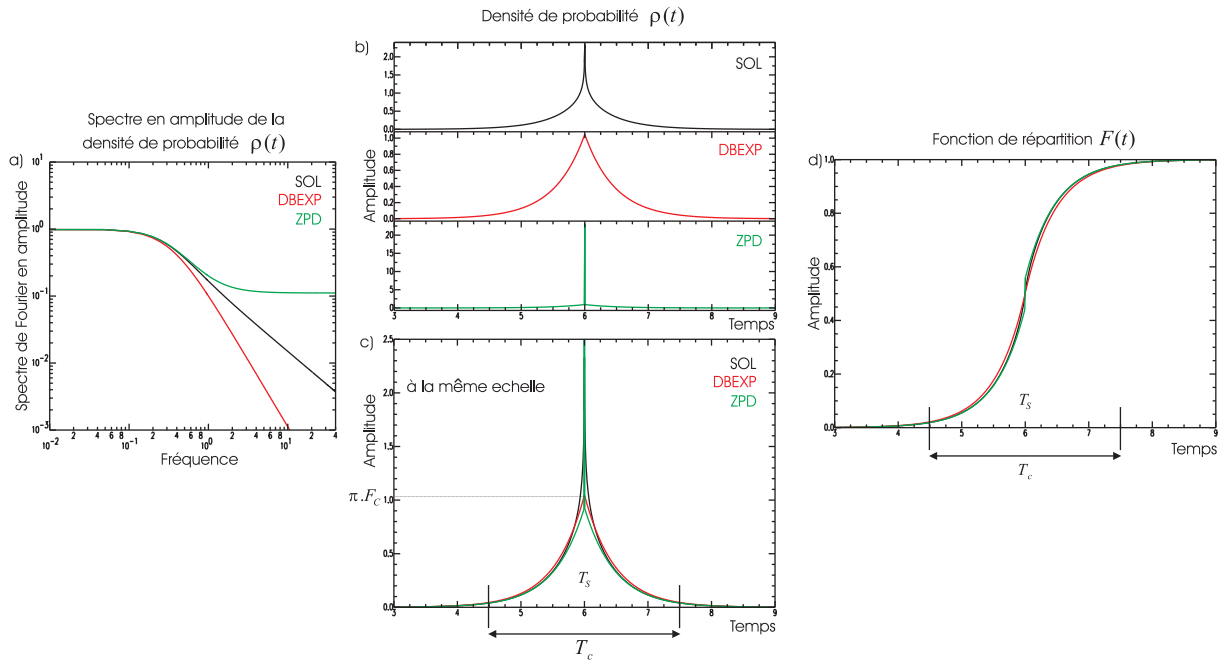


FIG. 2.11: Comparaison des trois distributions sur a) le spectre en amplitude, b) la densité de probabilité sur une échelle différente, c) à la même échelle et d) la fonction de répartition ; Paramètres : $M_w - m_w = 1$ ($N = 3$), $T_c = 3$ s.

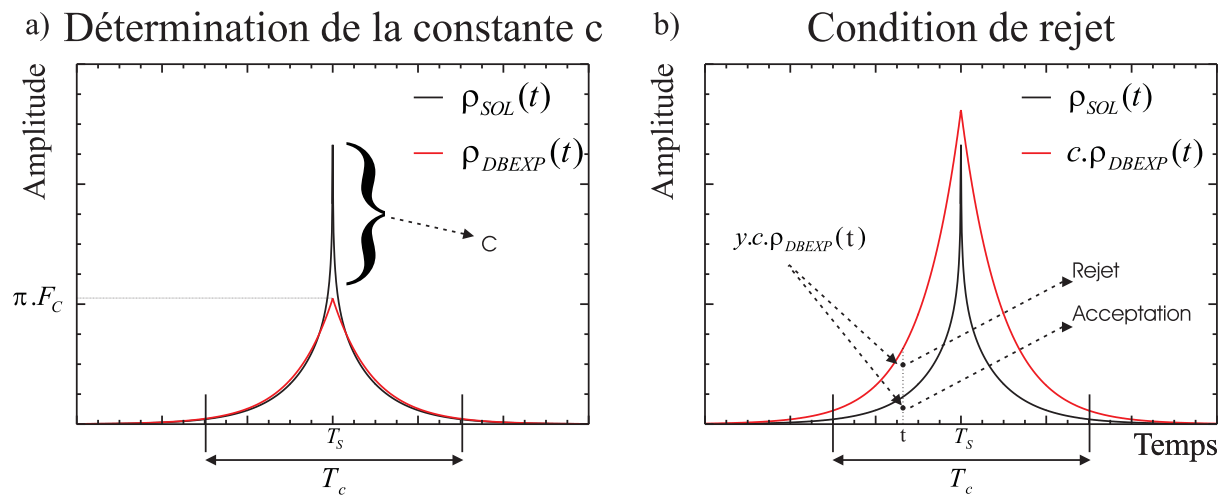


FIG. 2.12: Méthode du rejet. a) Détermination de la constante c : la constante c à utiliser doit être telle que la fonction DBEXP (en rouge) soit toujours plus grande que la courbe SOL (en noir) mais la plus proche possible jusqu'à la toucher pour maximiser l'efficacité des tirages. b) Condition de rejet : tous les points tirés tels que $c \cdot \rho_{dbexp}(t) \cdot y \geq \rho_{sol}(t)$ sont rejetés, ce qui équivaut à corriger l'erreur d'approximation de $\rho_{sol}(t)$ par $c \cdot \rho_{dbexp}(t)$. Efficacité de la méthode $= \frac{1}{c}$.

2.4.2.3 Implication dans le domaine fréquentiel

La densité de probabilité SOL a le même comportement à basses et à hautes fréquences que les distributions uniforme, Gaussienne, exponentielle et DBEXP. Pour reproduire le contenu basses et hautes fréquences, il suffit donc de sommer $\eta = N^4$ sous-événements et de les multiplier par un facteur d'échelle $\kappa = \frac{1}{N}$. Sommer un nombre de sous-événements inférieur ou supérieur à N^4 induira une surestimation ou une sous-estimation des hautes fréquences (figure 2.13). La méthode du rejet permet ici par une approche plus simple que celle proposée initialement par Ordaz et al. [1995] de générer aussi des signaux aléatoires répondant exactement à la distribution SOL. Ces signaux ont un contenu spectral statistiquement exactement en accord avec le modèle de référence sur toute la gamme de fréquence et quelque soit la différence de magnitude entre le petit et le gros séisme (figure 2.15 g h i).

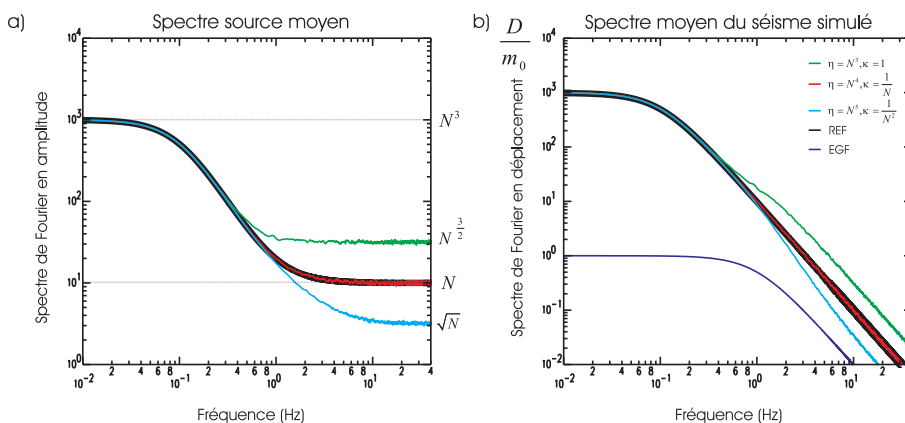


FIG. 2.13: Influence du nombre η de sous-événements sommés sur a) le spectre source moyen, b) le spectre moyen du séisme simulé. Pour un nombre de sous-événements $\eta = N^4$ ($\kappa = \frac{1}{N}$), la distribution SOL permet de générer des signaux aléatoires qui ont statistiquement un contenu fréquentiel qui reproduit parfaitement le modèle de référence pour toutes les fréquences (courbes vertes superposées au courbes noires). Paramètres : distribution SOL, $M_w - m_w = 2$ ($N = 10$), $T_c = 10s$, $n = 500$.

2.4.2.4 Implication dans le domaine temporel

Maintenant que la reproduction du modèle de référence dans le domaine de Fourier est validée, il est temps de regarder les signaux temporels ainsi générés. En effet, notre but n'est pas uniquement de respecter le modèle de référence dans le domaine de Fourier, mais aussi de simuler des sismogrammes "réalistes" en temps et représentatifs de différents processus de rupture susceptibles de se produire.

Comme on pouvait s'y attendre, les fonctions sources numériques générées aléatoirement suivent de très près la forme de la distribution utilisée et cela d'autant plus que le nombre de sous-événements sommés est grand ($\eta = N^4$) (figure 2.15 a b c). En effet, plus la différence de magnitude entre le gros et le petit séisme est grande, plus le nombre de sous-événements à sommer est important et plus les fonctions sources numériques générées sont similaires entre elles (en perdant leurs caractères aléatoires basses fréquences).

Pour des différences de magnitude supérieures ou égales à 2 entre le gros et le petit séisme, les fonctions sources numériques ainsi générées ne sont donc plus représentatives d'un ensemble de processus de rupture, mais uniquement d'un seul. Cette unicité, intrinsèque à cette méthode, se reporte sur les simulations et était déjà observable sur les simulations produites par Ordaz et al. [1995] (figure 2.14).

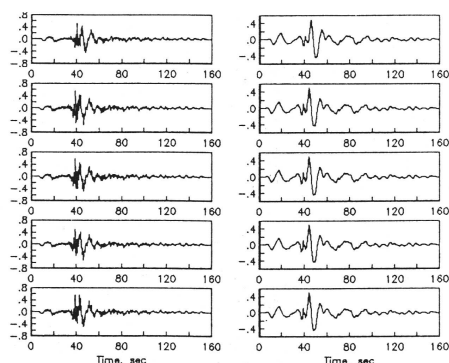


FIG. 2.14: Simulation des mouvements du sol d'un séisme de $M_w = 6.7$ à partir d'un petit séisme de $M_w = 4.5$ [Ordaz et al., 1995]. Pour une différence de magnitude de 2.2 entre le gros et le petit séisme, les simulations sont identiques

Outre le fait d'être identiques, les fonctions sources ainsi générées (pour $M_w - m_w \geq 2$) sont aussi excessivement simples et peu réalistes avec une forte concentration d'énergie autour de la demi-durée de rupture (figure 2.15 b c). Ce comportement peut avoir de fortes conséquences sur les sismogrammes ainsi générés, notamment pour la simulation de gros séismes qui présentent des processus de rupture multiples et complexes [Wyss et Brune, 1967; Trifunac et Brune, 1970], en meilleur accord avec les modèles de cracks actuellement développés.

En résumé, le schéma de sommation, basé sur la distribution SOL introduit par Ordaz et al. [1995] permet de générer des simulations qui respectent statistiquement le modèle de référence sur toute la gamme des fréquences. Néanmoins, nous venons de montrer (pour $M_w - m_w \geq 2$) que cette méthode crée des fonctions sources numériques temporelles non seulement peu réalistes, mais surtout identiques d'une réalisation à une autre. Pour des différences de magnitude supérieures à 2 entre le gros et le petit séisme, cette méthode basée sur le schéma de sommation précédemment décrit (équation 2.1) est donc inadaptée à la réalisation de scénarios de risque sismique, où il est fondamental de tenir compte des effets potentiels d'une multitude de processus de rupture. Pour générer des fonctions sources numériques représentatives de processus de rupture variés et plus réalistes, nous proposons dans la section suivante de modifier le schéma de sommation originellement en une étape (équation 2.1), en un schéma de sommation en deux étapes (introduit par Wennerberg [1990] pour la distribution ZPD), grâce à l'introduction d'un deuxième temps caractéristique T_d (le premier étant la durée de rupture T_c).

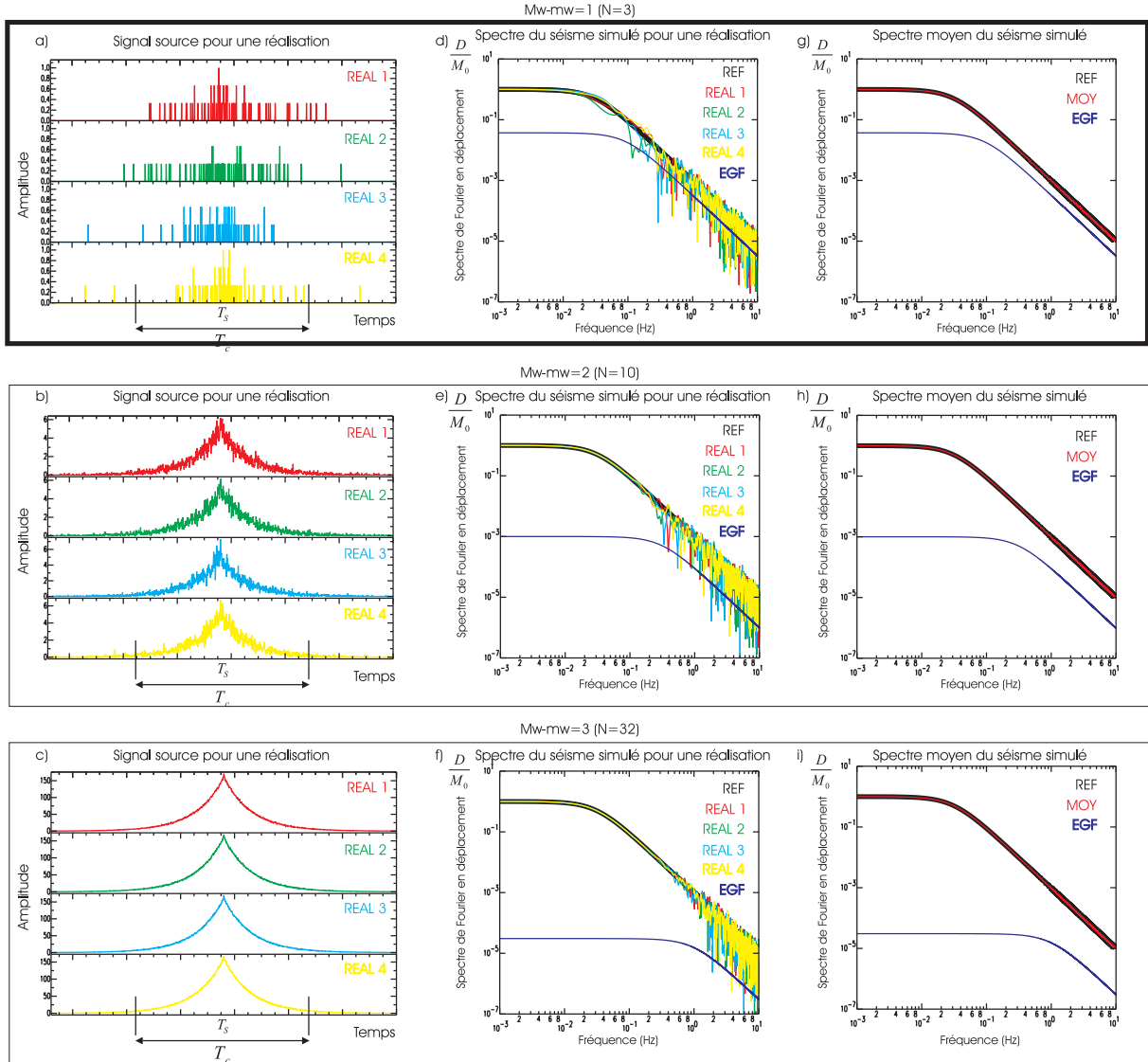


FIG. 2.15: Influence de la différence de magnitude entre le petit et le gros séisme sur a) b) c) une fonction source numérique, d) e) f) le spectre du séisme simulé pour chacune des réalisations, et g) h) i) le spectre moyen du séisme simulé. Les trois cas décrivent successivement $M_w - m_w = 1$ ($N = 3$), $M_w - m_w = 2$ ($N = 10$), $M_w - m_w = 3$ ($N = 32$). a) b) c) Plus la différence de magnitude augmente et plus les fonctions sources numériques sont similaires et représentatives d'un processus de rupture simple. g) h) i) Notons que le spectre source moyen (en rouge) est superposé au modèle de référence (en noir). Paramètres : distribution SOL, $T_c = 32$ s, $\eta = N^4$, $\kappa = \frac{1}{N}$, $n = 500$.

2.5 Aspect temporel : développement d'un modèle stochastique

Cette section a fait l'objet d'un article soumis le 25 octobre 2004 au journal BSSA.

A two-stages method for ground motions simulation using stochastic summation of small earthquakes

by Carine Kohrs-Sansorny, Françoise Courboux, Myriam Bour and Anne Deschamps

Abstract : We present a two-stages method to simulate the ground motions produced by an earthquake, using stochastic summation of small earthquakes. In this method, identical small earthquakes are multiplied by a scaling factor and summed together with time delays randomly distributed, during the two stages, over the source duration. The summation scheme is characterized by four fundamental parameters : the number of summed small earthquakes, the scaling factor, and both probability densities of time delays used in the first and second stages. By a proper choice of these parameters, this method generates a large number of synthetic time histories which, on average, agree exactly with the ω^{-2} model in the whole frequency band. The produced times histories are sufficiently realistic and different between each other to be associated with a multitude of rupture processes that could happen during an earthquake. However, because the extended target fault is approximated by a point-source, this method does not take into account possible directivity effects and is not appropriate to simulate ground motions for near-source sites. We test this method on the Oaxaca earthquake (1999, $M_w = 7.5$, Mexico) at regional distances and on the two mainshocks of the Umbria Marche crisis (1997, $M_w = 5.7$ and $M_w = 6.0$, Italy) at local distances. We found that the simulated ground motions fit the observed data well, both in time and in frequency domains. Within simulation context, only specification of seismic moment and stress drop is required for the target event. Since the magnitude, and then the seismic moment are necessarily specified, the stress drop plays a major role in ground motions simulation.

2.5.1 Introduction

Estimation of ground motions from a future earthquake is a fundamental step to anticipate the possible damages and then to try to mitigate them. However, in many regions, the subsoil medium is not sufficiently known to simulate the wave's propagation in a relevant frequency band for earthquake engineering purposes (between $[0.1 - 20 Hz]$). An attractive approach to overcome this problem is to sum the recordings of small earthquakes delayed between each other so as to reproduce the rupture propagation effect. Each of the small earthquakes recordings represents all the propagation effects between the source and the receiver, and then is regarded as an empirical Green's function [Hartzell, 1978]. This method not only has the advantage of incorporating wave-propagation effects but also site effects. However, it is important to note that this method does not account for eventual non-linear soil effects.

In order to simulate realistic source time histories in agreement with present state

of knowledge on source scaling relations (source parameters scaling relation and source spectra scaling relation with the ω^{-2} model [Brune, 1970]), the method requires an appropriate summation scheme. Many approaches have been proposed for summing small earthquakes. Some of these approaches, based on a deterministic extended fault representation [Hutchings, 1994; Irikura et Kamae, 1994; Bour et Cara, 1997] are particularly suitable to simulate a specific rupture process, but consequently they require also a detailed description of the rupture process and then the specification of many source parameters poorly constrained (fault length and width, rupture velocity, position of the nucleation point...) [Pavic et al., 2000]. Within the context of future earthquake simulation, where uncertainty over the parameters is maximal, the stochastic approach is particularly interesting [Joyner et Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz et al., 1995]. This approach, based on a point-source representation of the fault requires the specification of only two parameters for the target event : the seismic moment and the stress drop. There are of course many other approaches to simulate the ground motions produced by an earthquake. Some of them are particularly relevant because they lead over the ω^{-2} model (for example the stochastic method of Boore [1983, 2003] and the k^2 model of Herrero et Bernard [1994]). However, only few of these approaches have been modified to be combined with empirical Green's functions. In this study, we focus on ground motions simulation using stochastic summation of small earthquakes [Joyner et Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz et al., 1995]. This approach requires an appropriate summation schemes to simulate the rupture process of the target earthquake. Within this framework, different summation schemes have been proposed. First, Joyner et Boore [1986] proposed a single-stage summation scheme. In this scheme, the delays between each small events summed were uniformly generated over the rupture duration of the target event. This study established some fundamental constraints over the summation scheme and in particular showed that a scaling factor was required in order to conform at low and high frequencies to the scaling laws. However, the uniform probability density produced holes at frequencies proportional to the corner frequency and unrealistic time histories. Then, Wennerberg [1990] showed that whatever the used probability density, a single-stage summation scheme is not able to produce a credibly complex source. Therefore, he proposed a summation scheme in two-stages, based on a probability density for the time delays characterized by an amplitude spectrum determined by the ratio of ω^{-2} spectra. The time histories produced were more realistic, but including too much high frequencies compared with the expected ω^{-2} model. Finally Ordaz et al. [1995] deduced from the single-stage approach and the scaling laws a probability density, which exactly conforms to the ω^{-2} model. However, as pointed out by Wennerberg [1990] and the authors themselves, the limit of this method is the simplicity of the source, due to the single-stage approach.

In this paper, we propose to deduce from the two-stages approach and the scaling laws, a summation scheme which produces time histories that are not only more realistic than those produced by a classical single-stage approach, but also are exactly in agreement with the ω^{-2} model in the whole frequency band. This summation scheme, inspired by the studies described previously [Joyner et Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz et al., 1995] is characterized by the following summation parameters : the number of summed small events, the scaling factor and the probability densities of time delays

used in the first and second stages. We assume that a single small event record represents the Green's function for all points of the rupture area of the large earthquake. Then this method is only efficient in context where the shortest distance between source and receiver is sufficiently large compared with the source dimensions and with the maximal wavelength we consider (far field condition). After presenting our new method, we show some tests on both numerical and observed data.

2.5.2 Method

2.5.2.1 Presentation of the summation scheme in two-stages

Using a small event (with associated seismic moment m_0 and corner frequency f_c) as empirical Green's function, our goal is to generate a multitude of possible time histories representative of a target event (seismic moment M_0 , corner frequency F_c) and in agreement with the ω^{-2} model. We propose a random summation scheme in two independent stages inspired by the works of Joyner et Boore [1986], Wennerberg [1990] and Ordaz et al. [1995]. In the first stage, a small number η_c of delays t_c are randomly generated with a probability density $\rho_c(t)$ over the whole source duration T_c . The source duration T_c is deduced from the corner frequency F_c of the main event : $T_c = \frac{1}{F_c}$. Indications on the way we estimate the corner frequency will be given further in the application section. In the second stage, η_d delays t_d are once again generated with a second probability density $\rho_d(t)$ over a window duration $T_d \leq T_c$ centered on each delay generated in the first stage. In total $\eta = \eta_c \cdot \eta_d$ small events are summed together and scaled by a factor κ . We assume that a single small event record represents the Green's function for all points of the large rupture area. In these conditions, for each realization k , the simulated large event $S_k(t)$ is given by the convolution between the numerical source time function $R_k(t)$ and the small event record $s(t)$ selected as empirical Green's function (EGF) :

$$S_k(t) = R_k(t) * s(t) \quad \text{with} \quad R_k(t) = \kappa \sum_{d=0}^{\eta_d-1} \left[\sum_{c=0}^{\eta_c-1} \delta(t - t_c(k) - t_d(k)) \right] \quad (2.22)$$

Using the equation 2.22 and the derivations proposed by Joyner et Boore [1986] in their Appendix, it can be proved that if t_c and t_d are independent random delays, then the numerical source frequency content averaged over a large set of realizations tends to be :

$$R(f) = \eta \kappa \cdot \left[\frac{1 + (\eta_c - 1) \cdot |\rho_c(f)|^2}{\eta_c} \right]^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{1 + (\eta_d - 1) \cdot |\rho_d(f)|^2}{\eta_d} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.23)$$

where $|\rho_c(f)|$ and $|\rho_d(f)|$ are respectively the amplitude spectra of the density probabilities $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$.

2.5.2.2 Determination of summation constraints

In order to constrain the summation scheme and to determine the fundamental parameters η , κ , $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$, we consider the following two relationships between large and small earthquakes.

The first relationship is the well known scaling relation of source parameters [Brune, 1970; Kanamori et Anderson, 1975], based on a constant stress drop condition. Today, many studies suggest that this condition is not appropriate for a wide range of magnitudes [Beeler et al., 2003; Kanamori et Rivera, 2004]. Then, assuming different stress drops $\Delta\Sigma$ and $\Delta\sigma$ for the large and small event, the common scaling relation $M_0 \propto F_c^{-3}$ becomes $M_0 \propto \Delta\Sigma \cdot F_c^{-3}$. In these conditions, the spectral relationship between large and small events is given by :

$$\frac{M_0}{m_0} = C \cdot N^3 \quad \text{where} \quad C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} \quad \text{and} \quad N = \frac{f_c}{F_c} \quad (2.24)$$

The second relationship is the scaling relation of source spectra : the well-known ω^{-2} model [Brune, 1970]. The small earthquake, selected as empirical Green's function, is assumed to follow this model. In order to generate ground motions that statistically reproduce also this model (Fig. 2.16a), it is necessary that the source frequency content averaged over a large set of realizations (equation 2.23) agrees with the theoretical ratio $R_t(f)$ between the spectra of the large and small events (equation 2.25) (Fig. 2.16b) :

$$R_t(f) = \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (2.25)$$

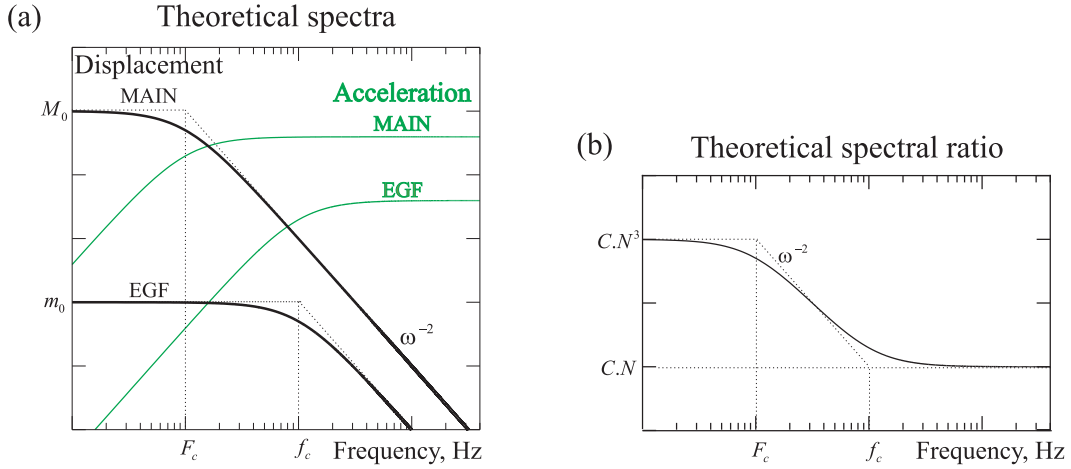


FIG. 2.16: The ω^{-2} model. (a) Theoretical spectra of large and small events in displacement (in black) and acceleration (in grey); (b) Theoretical ratio between the spectra of large and small events.

By definition of a probability density, $\rho_c(f)$ and $\rho_d(f) \rightarrow 1$ as $f \rightarrow 0$. If we require that they vanish as $f \rightarrow +\infty$, then to reproduce the low and high spectral content required by the ω^{-2} model (equation 2.25), taking into account the scaling relation of source parameters (equation 2.24), the parameters η and κ of equation 2.23 are determined by :

$$\eta = N^4 \quad \text{where} \quad \eta = \eta_c \cdot \eta_d \quad (2.26)$$

$$\kappa = \frac{C}{N} \quad (2.27)$$

Moreover, to also reproduce the intermediate frequency content and consequently be exactly in agreement with the ω^{-2} model in the whole frequency band, one solution, (here presented for $\rho_c(f)$ and $\rho_d(f)$ real) is to generate delays according to the probability density functions $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$ as follows :

$$\rho_c(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\sqrt{1 + \alpha_c \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} e^{2i\pi ft} df \quad \text{with} \quad \alpha_c = \frac{2}{1 + \left(\frac{F_c}{F_d}\right)^2} \quad (2.28)$$

$$\rho_d(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\sqrt{1 + \alpha_d \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2} e^{2i\pi ft} df \quad \text{with} \quad \alpha_d = \frac{2}{1 + \left(\frac{F_d}{f_c}\right)^2} \quad (2.29)$$

$$\text{where} \quad F_d = \frac{1}{T_d} = \eta_c^{\frac{1}{4}} \cdot F_c \quad (2.30)$$

Note that the ability of this method to reproduce the ω^{-2} model not only depends on the constraints over the fundamental parameters η , κ , $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$ (equation 2.26, 2.27, 2.28 and 2.29) but also depends on the constraint over the characteristic frequency F_d (equation 2.30). Appendix A describes the calculation details to retrieve the expressions $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$. 95% of the energy is concentrated inside the characteristic times (T_c and T_d respectively for the first and second stage) (Fig. 2.17). Of course, as for Ordaz et al. [1995], there is a non zero probability that some delays are generated outside the time window T_c and then that few small events are summed outside the expected source duration. However, taking into account the small probability of such a configuration (5%), the consequences over the simulated seismograms are negligible. We propose to generate random delays with $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$ by a method easy to implement : the rejection-acceptance method (Appendix B).

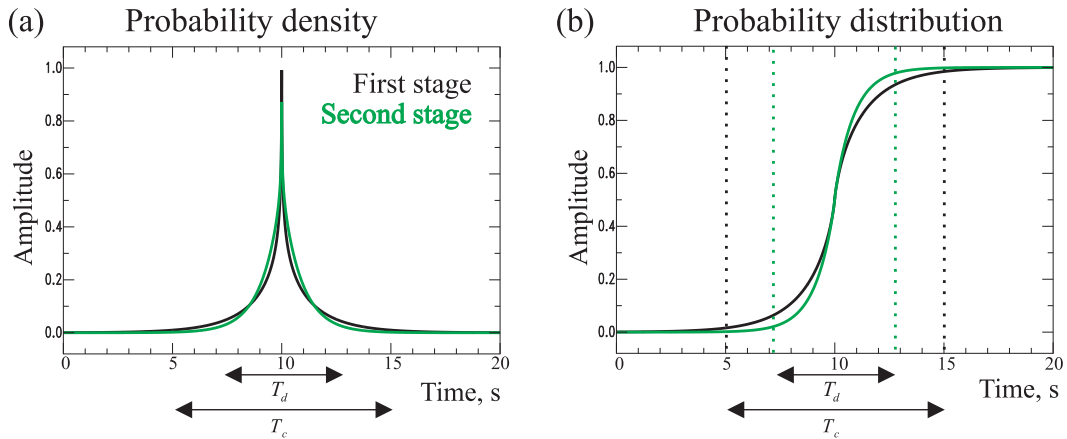


FIG. 2.17: (a) Probability density function and (b) probability distribution function for the first stage (in black) and the second stage (in grey).

2.5.3 Numerical tests

For numerical tests, the seismic moment of the large event is assumed 1000 times larger than those of the small event (difference of magnitude units : $M_w - m_w = 2$). The stress drops are assumed equal. In total $\eta = 10^4$ small events represented by a Dirac delta function are summed together. The small event parameters are normalized such that $f_c = 1$, $m_0 = 1$ and then $F_c = 0.1$ and $M_0 = 1000$. The numerical tests are computed for four kinds of summation scheme (Fig. 2.18) : (a) Wennerberg [1990] in single-stage, (b) Wennerberg [1990] in two-stages, (c) Ordaz et al. [1995] in single-stage and (d) this study in two-stages. For the two-stages methods, the number of delays generated in the first stage is fixed at $\eta_c = N$ and consequently the number of delays generated in the second stage take the value $\eta_d = N^3$ (equation 2.26).

In the frequency domain, only the single-stage summation proposed by Ordaz et al. [1995] and the two-stages summation proposed in this study produces synthetic time histories which, on average, reproduce exactly the reference model in the whole frequency band (Fig. 2.18e and 2.18f).

In the time domain, three synthetic time histories are represented for each summation scheme (Fig. 2.18a, 2.18b, 2.18c, 2.18d). The differences between each other is only the effect of different seeds for the generation of random delays and not the effect of parameters variability. Whereas the single-stage summation schemes (Fig. 2.18a and 2.18c) produce similar synthetic time histories, with an excessive concentration of energy around the half-duration of the rupture, the two-stages summation schemes (Fig. 2.18b and 2.18d) distribute energy during the whole rupture duration and produce different synthetic time histories that can be associated with a multitude of rupture processes.

Only the two-stages summation proposed in this study generates a large number of possible time histories while reproducing well the whole frequency band level. The variability introduced by the two-stages summation scheme proposed here is an important point for two reasons : firstly, this variability produces more realistic time histories and secondly, within the framework of simulation, it is fundamental to generate a multitude of possible rupture processes. However, it is important to keep in mind that the ability of this method to reproduce the reference model depends on constraints previously established on the fundamental parameters : η , κ , $\rho_c(t)$, $\rho_d(t)$ and F_d (equations 2.26, 2.27, 2.28, 2.29 and 2.30). Using others values would produce results far away from the reference model (Fig. 2.19). Moreover, note also that the variability introduced is not only the result of the two-stages summation proposed here but also due to the small number of delays η_c generated in the first stage (here $\eta_c = N$). Indeed, increasing the number η_c of generated delays in the first stage would result in more similar time histories. In the extreme case where $\eta_c = N^4$, the two-stages summation scheme proposed here would become equivalent with the single-stage summation scheme proposed by Ordaz et al. [1995].

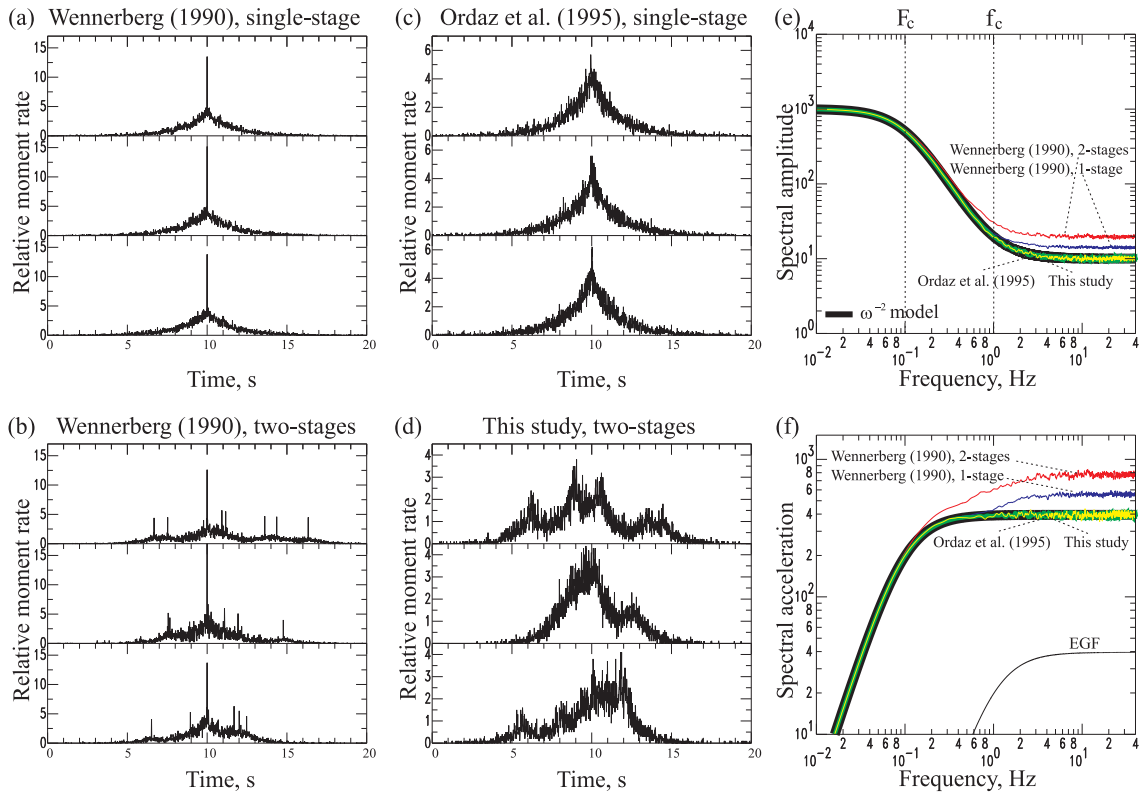


FIG. 2.18: Numerical simulations using four different summation schemes. (a), (b), (c), (d) : For each summation scheme, three source time histories are represented over the 500 generated. The differences between each other are only due to the stochastic method and not to parameters variability. (e) : Source frequency content averaged over 500 realizations for each summation scheme (grey scale), compared with the reference model (in black). (f) : Spectral acceleration (averaged) obtained by the multiplication in the frequency domain between the source frequency content (averaged) and the theoretical spectrum of the small event (EGF). Note that this study as the study of Ordaz et al. [1995] are both exactly in agreement with the reference model in the frequency domain. Parameters : $M_0 = 1000$, $m_0 = 1$, $f_c = 1$, $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} = 1$, $N = 10$, for the two-stages methods $\eta_c = N$.

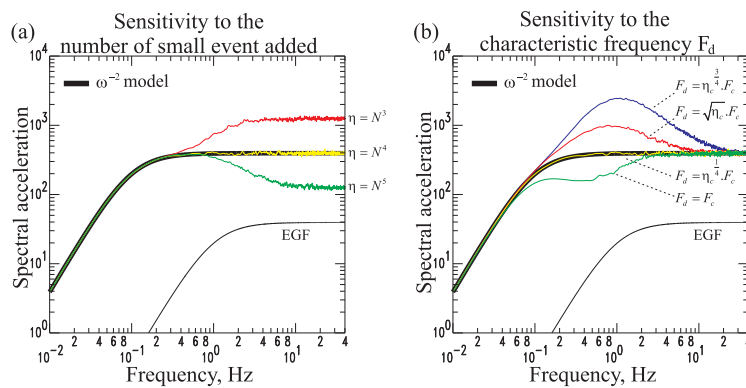


FIG. 2.19: Numerical tests. Sensitivity of the simulated spectral acceleration averaged (in grey) to (a) the number of summed small events and (b) the characteristic frequency F_d , in comparison with the ω^{-2} model (in black). Parameters : $M_0 = 1000$, $m_0 = 1$, $f_c = 1$, $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} = 1$, $\eta_c = N = 10$.

2.5.4 Application on observed data

2.5.4.1 Oaxaca earthquake ($M_w = 7.5$, Mexico)

We apply our method to simulate the ground motions produced by the Oaxaca earthquake that occurred in the south of Mexico on September 30th, 1999 ($M_w = 7.5$). We selected as a suitable empirical Green's function the 1 October 1999 aftershock ($M_w = 4.65$). Both earthquakes have been recorded by the permanent Mexican network on many stations [Singh et al., 2000]. The application of the EGF technique requires a distance between source and receiver larger than the length of the fault ($d \geq 90$ km for the Oaxaca earthquake [Hernandez et al., 2001]). Then, three stations located at 400 km from the epicenter are used to compute this simulation. The source parameters used in the simulation are listed in table 1. The parameters M_0 , m_0 , F_c and $\Delta\Sigma$ come from Singh et al. [2000] 's study. The corner frequency of the small event f_c is determined by comparison between the displacement source spectrum observed and the theoretical ω^{-2} model for all stations. The small event stress drop $\Delta\sigma$ is deduced by comparison between the spectral ratio of the mainshock to the aftershock and the one predicted by the ω^{-2} model.

	Seismic moment	Corner frequency	Stress drop
Mainshock	$M_0 = 10^{20} N.m$	$F_c = 0.11 Hz$	$\Delta\Sigma \sim 108 bars$
Aftershock	$m_0 = 9.4 \times 10^{15} N.m$	$f_c = 0.99 Hz$	$\Delta\sigma \sim 7.5 bars$

TABLE 2.1: Source parameters of the Oaxaca earthquake and his aftershock used as empirical Green's function. M_0 , m_0 , F_c and $\Delta\Sigma$ come from Singh et al. [2000] 's study.

The simulations of the Oaxaca earthquake produced by our method reproduce well the observed data. This is particularly evident when we compare the simulated response spectrum averaged over all realizations with the observed response spectrum for each station and each component (Fig. 2.20). Note that the averaged simulated response spectra presented here can be obtained by calculating the response spectra for signals, with modules equal to acceleration spectra averaged over all realizations and phases equal to the ones of each realization. We observe also a good fit between simulated and observed data for the acceleration, velocity, displacement time histories and the Fourier displacement spectra (Fig. 2.21). Compared with other summation schemes (Fig. 2.22), the simulations generated with the single-stage methods are very similar between each other and reflect the occurrence of an unique rupture process, which differs only at high frequencies. For the two-stages methods, the simulations generated are different between each other and reflect the possible occurrence of multitude of rupture processes. According to the numerical tests, Wennerberg [1990] method in two-stages induces an important overestimation of the high frequency content (factor 2). Only our method generates a large number of possible time histories while reproducing well the whole frequency band level and particularly the high frequency level.

Note that a stress drop fifteen time bigger than the one of its aftershock was needed to reproduce the high frequency level observed. This stress drop is totally in agreement with the important stress drop referred for this earthquake [Singh et al., 2000]. However, this

large stress drop is an important point, because within the context of future earthquake simulation where the stress drop is unknown, this parameter will play a major role. Figure 2.23 shows, with numerical tests, the influence of the stress drop ratio chosen. The constant stress drop condition compared to the Oaxaca condition ($\Delta\Sigma \sim 15.\Delta\sigma$) would produce a large underestimation of the high frequency content of the simulated spectrum (factor 6). This factor is very large and probably the stress drop variation expected is not so large in all regions. However, it points out the importance of estimating the simulation variability taking into account the uncertainty concerning the stress drop ratio between large and small events.

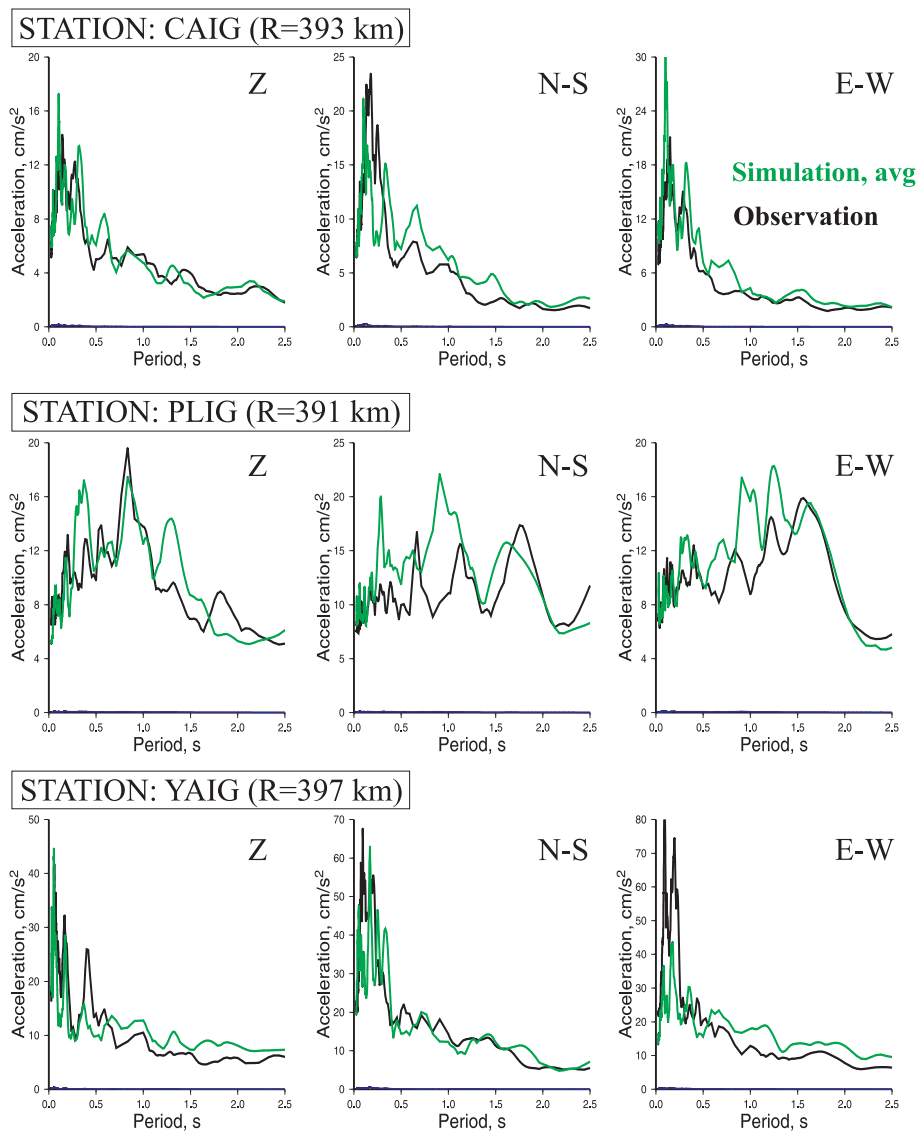


FIG. 2.20: Simulation of the Oaxaca earthquake for the three components of three stations of the Mexican broad-band network. For each station and each component are represented the observed response spectrum (in black) (pseudo acceleration, damping = 5%) and the simulated response spectrum averaged over 500 realizations (in grey). Simulation parameters : $f_c = 0.99$ Hz, $C = 14.4$, $\eta_c = N = 9$.

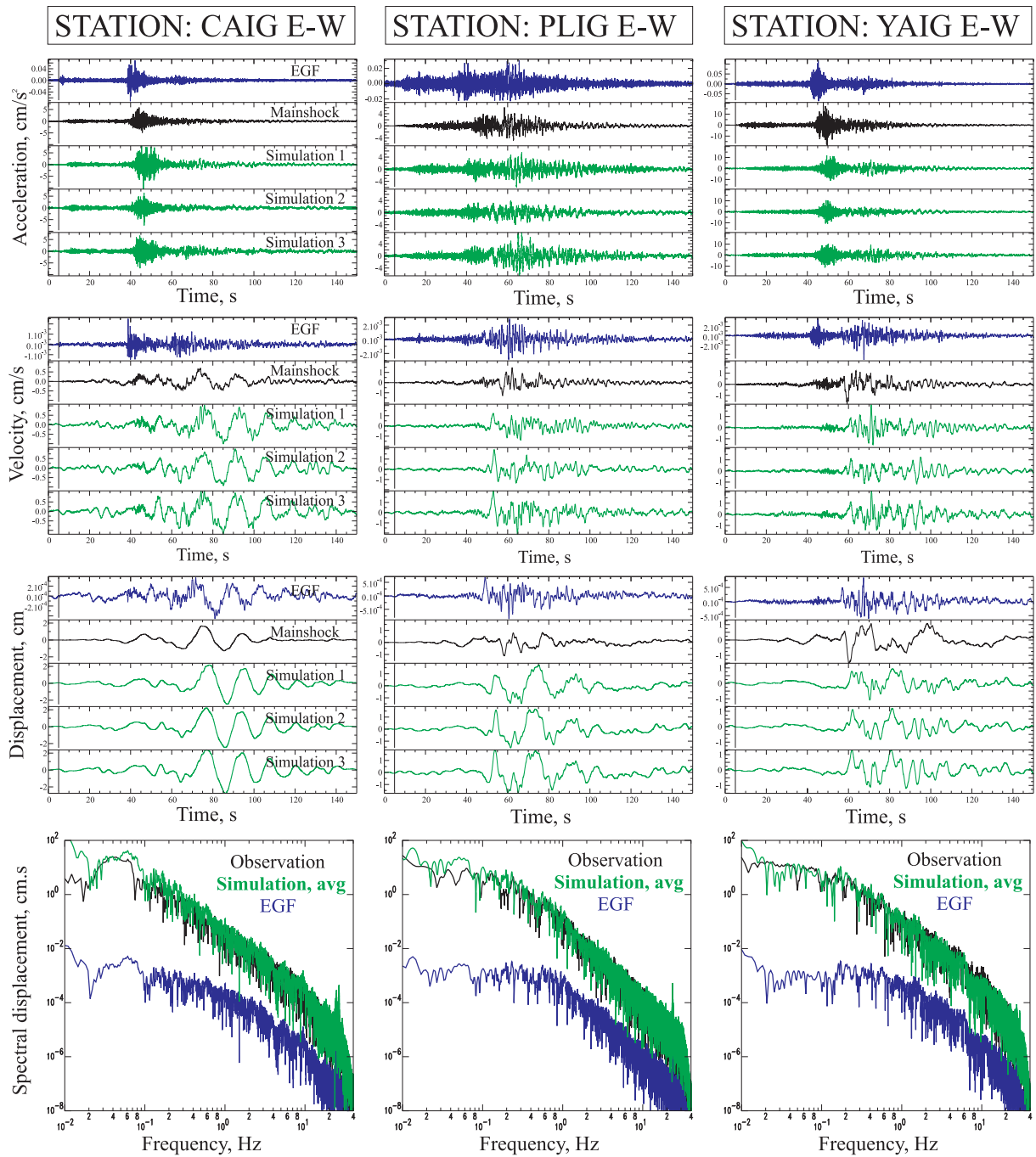


FIG. 2.21: Simulation of the Oaxaca earthquake at three stations on the east-west component. For each station are represented acceleration, velocity, displacement time histories and displacement spectra for the small event (EGF in dark grey), the large event observed (in black) and the simulated (in light grey). In the time domain, only three realizations are represented over the 500 generated. The simulated displacement spectrum (averaged) is obtained by computing the quadratic mean over 500 realizations.

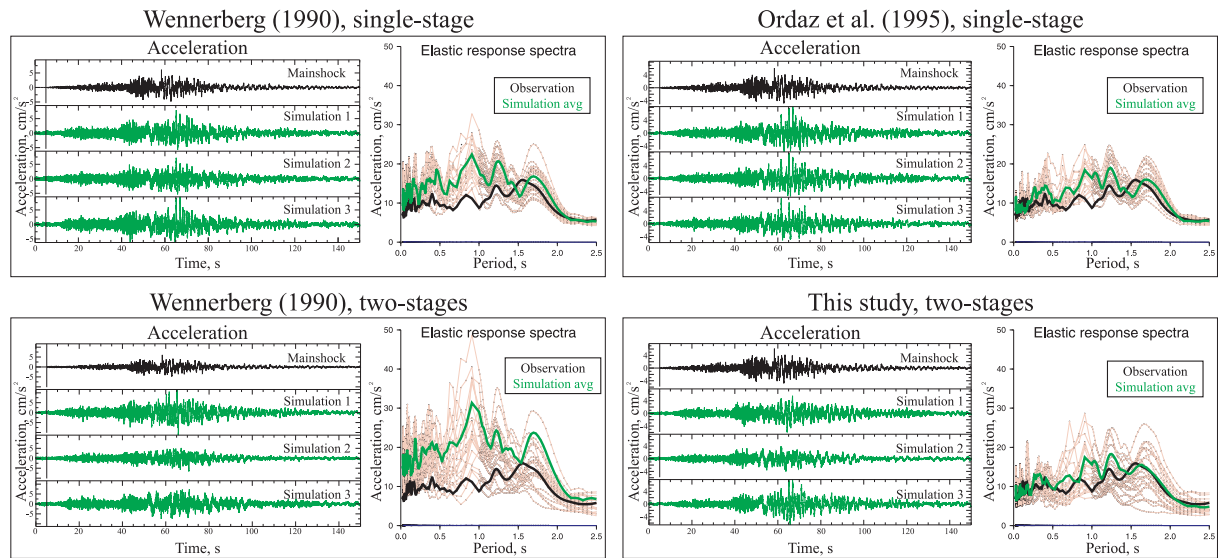


FIG. 2.22: Simulation of the Oaxaca earthquake for the E-W component at PLIG station and for four different summation schemes. For each summation scheme are represented the acceleration and the elastic response spectra (pseudo acceleration, damping= 5%) for the large event observed (in black) and the simulated (in grey). In the time domain, three simulations are represented. In the frequency domain, the response spectrum averaged over 500 realizations (in thick grey) is superposed to those of 20 realizations (in thin grey) and to the observed one (in black).

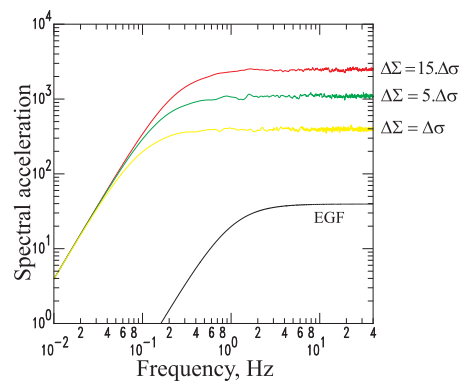


FIG. 2.23: Numerical tests. Sensitivity of the simulated spectral acceleration (averaged) to the target event stress drop. Parameters : $M_0 = 1000$, $m_0 = 1$, $f_c = 1$, $C = 1, 5$ and 15 , $\eta_c = N$.

2.5.4.2 Mainshocks of the Colfiorito, 1997 crisis ($M_w = 5.7$ and $M_w = 6.0$, Central Italy)

We simulate the ground motions produced by the two mainshocks that occurred on September 26th, 1997 in the Umbria-Marche region of central Italy ($M_w = 5.7$, 00h33 and $M_w = 6.0$, 09h40) [Amato et al., 1998; Deschamps et al., 2000]. Despite the moderate magnitude of these events, they caused considerable damages in the epicentral area where 11 people were killed [Castro et al., 2001] and several houses destroyed. Source dimensions of these earthquakes have been estimated to $6\text{ km} \times 6\text{ km}$ and $12\text{ km} \times 7.5\text{ km}$ for respectively the mainshocks of 00h33 and 09h40 [Zollo et al., 1999]. We selected as empirical Green's function the 3 September 1997 foreshock ($M_w = 4.5$) that gave rise to good recordings on station Assisi (ASS), located at 22 km from the epicenter. The source parameters used in the simulation are listed in table 2. The parameters M_0 , m_0 and $\Delta\Sigma$ come from the study of Zollo et al. [1999]. The corner frequencies of the foreshock and the mainshocks are determined by comparison between the displacement source spectra observed and the theoretical ω^{-2} model on Assisi station. They are in agreement with the study of Capuano et al. [2000]. The foreshock stress drop $\Delta\sigma$ is deduced as previously by comparison between the spectral ratio of the mainshock to the foreshock and the one predicted by the ω^{-2} model. The ground motions simulated reproduce well the observed ones. This is true for both mainshocks, over all the components (Fig. 2.24).

	Seismic moment	Corner frequency	Stress drop
$M_w = 5.7$ mainshock	$M_0 = 0.4 \times 10^{18}\text{ N.m}$	$F_c = 0.5\text{ Hz}$	$\Delta\Sigma \sim 19\text{ bars}$
$M_w = 6.0$ mainshock	$M_0 = 1.0 \times 10^{18}\text{ N.m}$	$F_c = 0.3\text{ Hz}$	$\Delta\Sigma \sim 15\text{ bars}$
Foreshock	$m_0 = 5.6 \times 10^{15}\text{ N.m}$	$f_c = 1.5\text{ Hz}$	$\Delta\sigma \sim 8.2\text{ bars}$

TAB. 2.2: Source parameters of Colfiorito mainshocks and their foreshock used as empirical Green's function. M_0 , m_0 and $\Delta\Sigma$ come from Zollo et al. [1999] 's study.

2.5.5 Discussion and Conclusions

We presented a two-stages method to simulate the ground motions produced by an earthquake, using stochastic summation of small earthquakes. Our method, inspired by the works of Joyner et Boore [1986], Wennerberg [1990] and Ordaz et al. [1995], presents two main advantages. First, this method produces time histories which, on average, are exactly in agreement with actual knowledge on scaling relations : the scaling source relations and the ω^{-2} model in the frequency domain (equation 2.24 and 2.25). Then, compared with a classical single-stage approach, the time histories produced are more realistic and sufficiently different between each other to be associated with a multitude of possible rupture processes. Consequently, for the same receiver, many simulations are available and can be used to characterize, from a statistical point of view, any ground motion parameter in terms of mean value, standard deviation, ... These results are obtained because of a two-stages summation scheme well constrained depending on four fundamental parameters : the number of summed small events (equation 2.26), the scaling factor (equation 2.27), and the probability densities used in the first and second stage (equation 2.28 and 2.29).

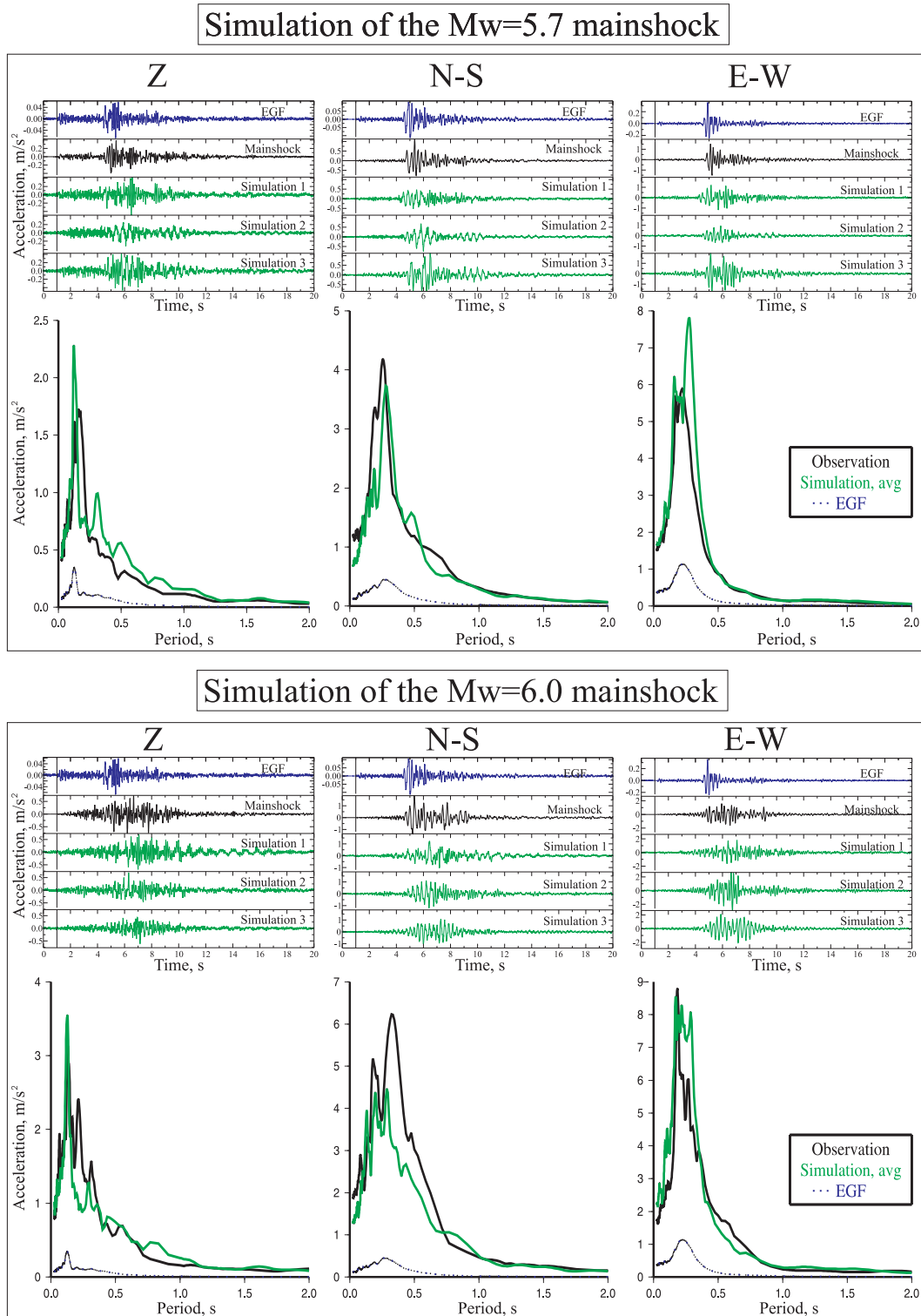


FIG. 2.24: Simulation on Assisi station of Colfiorito crisis mainshocks ($M_w = 5.7$ and $M_w = 6.0$) for the three components. For each mainshock and each component, are represented : the acceleration and elastic response spectra (pseudo acceleration, damping= 5%) for the small event (EGF in dark grey), the large event observed (in black) and the simulated (in light grey). In the time domain, only three realizations are represented over the 500 generated. In the frequency domain, the simulated response spectrum is a mean over 500 realizations. Simulation parameters : for the $M_w = 5.7$ mainshock : $f_c = 1.5$ Hz, $C = 2.3$, $\eta_c = N = 3$ and for the $M_w = 6.0$ mainshock : $f_c = 1.5$ Hz, $C = 1.8$, $\eta_c = N = 5$.

This two-stages model appears also to have a more physical meaning. While in a single-stage approach, the seismic source is only composed of η punctual sources (Fig. 2.25 a), in the two-stages approach, the seismic source is composed of $\eta_c \leq \eta$ patches (Fig. 2.25 b). These patches could be characterized by their positions over the fault and the energy released by each of them. Assuming a uniform rupture velocity, their positions over the fault are only the result of the random delays generation during the first stage, while the energy released by each of them is the result of the η_d small events summed during the second stage. Then, the first stage could be associated to the rupture propagation over the fault during the source duration T_c , while the second stage could be interpreted as a break sequence of secondary sources during the duration T_d (time required to break each of the η_c patches present over the fault). With the introduction of this second level of rupture, our method is more in agreement with currently developed kinematic and dynamic models [Irikura et Kamae, 1994; Bour et Cara, 1997; Madariaga, 1976; Mikumo, 1994].

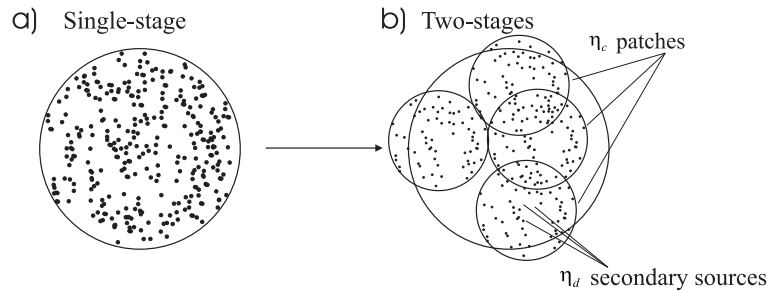


FIG. 2.25: Kinematic spatial interpretation for (a) the single-stage approach and (b) the two-stages approach, with a uniform rupture velocity.

However, it is important to keep in mind that this method is unable to take into account possible directivity effects due to the point-source approximation. This last point, in addition to the fact that only one empirical Green's function is used for all the fault make this method not appropriate to simulate ground motions for near-source sites. Therefore, this method is particularly adapted to simulate moderate size events. It has also the great advantage to be easy to apply because only the seismic moment and the stress drop have to be specified for the target earthquake.

Application of this method to the Oaxaca earthquake ($M_w = 7.5$, Mexico) and to the two mainshocks of the Umbria Marche crisis ($M_w = 5.7$ and $M_w = 6.0$, Central Italy) gives good results both in time and in the frequency domains. These good results are of course due to the two-stages summation scheme proposed here, but also to the set of parameters involved, which are : the corner frequency f_c of the small event, the seismic moment ratio between the large and small event $\frac{M_0}{m_0}$ and the stress drop ratio $\frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$. Within the context of the applications presented in this paper, these parameters have been chosen so as to be in agreement with the observations. Within the context of a future earthquake simulation (seismic moment specified) using a small event as empirical Green's function (seismic moment and corner frequency assumed known), the stress drop ratio between the large and small event becomes a crucial parameter to determine. Therefore, it is important to estimate the ground motions variability, not

only based on the variability of the time histories, but also on the uncertainty concerning the stress drop ratio between the large and the small event.

Acknowledgments

We are grateful to I. Beresnev, L. Hutchings and an anonymous reviewer for the interesting suggestions and constructive comments proposed to improving the manuscript. We thank J. Pacheco and S.K. Singh of the Instituto di Geofisica of Mexico (UNAM) for providing the seismograms datasets of the Oaxaca earthquakes. The ground motions records of Umbria Marche are extracted from the CD-ROM, 2002 provided by the S.S.N.-Monitoring System Group. This research has been funded by BRGM group and Provence-Alpes Cote d'Azur region. Publication number xxx of Géosciences Azur.

2.5.6 Appendix

Appendix A : Determination of the probability densities solutions

In order that the source spectra averaged over all simulations (equation 2.23) reproduce the ω^{-2} model (equation 2.25), it is necessary that $|\rho_c(f)|$ and $|\rho_d(f)|$ verify the equation as follows :

$$\left[\frac{1 + (\eta_c - 1) \cdot |\rho_c(f)|^2}{\eta_c} \right]^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{1 + (\eta_d - 1) \cdot |\rho_d(f)|^2}{\eta_d} \right]^{\frac{1}{2}} = \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (2.31)$$

By replacing the expression $\frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}$ with its equivalent expression $\frac{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \cdot \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}$, one solution is to identify respectively the right and left member of the equation 2.31, which gives the two equations as follows :

$$\left[\frac{1 + (\eta_c - 1) \cdot |\rho_c(f)|^2}{\eta_c} \right]^{\frac{1}{2}} = \frac{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (2.32)$$

$$\left[\frac{1 + (\eta_d - 1) \cdot |\rho_d(f)|^2}{\eta_d} \right]^{\frac{1}{2}} = \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2} \quad (2.33)$$

The solutions of these two equations are :

$$|\rho_c(f)| = \frac{\sqrt{\left[1 + \lambda_c \left(\frac{f}{F_d}\right)^2\right] \cdot \left[1 + \alpha_c \left(\frac{f}{F_d}\right)^2\right]}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (2.34)$$

$$\text{with } \lambda_c = \frac{1 - \frac{1}{\sqrt{\eta_c}} \left(\frac{F_d}{F_c}\right)^2}{1 - \frac{1}{\sqrt{\eta_c}}} \quad \text{and} \quad \alpha_c = \frac{1 + \frac{1}{\sqrt{\eta_c}} \left(\frac{F_d}{F_c}\right)^2}{1 + \frac{1}{\sqrt{\eta_c}}} \quad (2.35)$$

and

$$|\rho_d(f)| = \frac{\sqrt{\left[1 + \lambda_d \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right] \cdot \left[1 + \alpha_d \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]}}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2} \quad (2.36)$$

$$\text{with } \lambda_d = \frac{1 - \frac{1}{\sqrt{\eta_d}} \left(\frac{F_c}{F_d}\right)^2}{1 - \frac{1}{\sqrt{\eta_d}}} \quad \text{and} \quad \alpha_d = \frac{1 + \frac{1}{\sqrt{\eta_d}} \left(\frac{F_c}{F_d}\right)^2}{1 + \frac{1}{\sqrt{\eta_d}}} \quad (2.37)$$

In order that the expression under the square root be always positive, it is necessary that $\lambda_c \geq 0$ and $\lambda_d \geq 0$. These two inequalities implies the following framing of F_d :

$$\eta_d^{-\frac{1}{4}} \cdot f_c \leq F_d \leq \eta_c^{\frac{1}{4}} \cdot F_c \quad (2.38)$$

By replacing equations 2.24 ($N = \frac{f_c}{F_c}$) and 2.26 in equation 2.38, we deduce an important constraint on F_d (equation 2.40), which imply that $\lambda_c = \lambda_d = 0$. We find finally the following constraints not only on F_d but also on the probability densities $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$:

$$|\rho_c(f)| = \frac{\sqrt{1 + \alpha_c \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad \text{with} \quad \alpha_c = \frac{2}{1 + \left(\frac{F_c}{F_d}\right)^2} \quad (2.39)$$

$$\text{where} \quad F_d = \eta_c^{\frac{1}{4}} \cdot F_c \quad (2.40)$$

$$|\rho_d(f)| = \frac{\sqrt{1 + \alpha_d \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2} \quad \text{with} \quad \alpha_d = \frac{2}{1 + \left(\frac{F_d}{f_c}\right)^2} \quad (2.41)$$

Appendix B : Generation of random delays with the probability densities solutions

Because the probability density function $\rho_c(t)$ and $\rho_d(t)$ (equation 2.28 and 2.29) are very similar, generation of random delays is only presented for the first stage density function $\rho_c(t)$ associated to the characteristic frequencies (F_c, F_d) . The extension to the second stage density function $\rho_d(t)$ can be easily made by replacing the couple (F_c, F_d) with (F_d, f_c) .

When the inverse probability distribution is not analytically known, the common inverse method requires some great computational complexity encountered by Ordaz et al. [1995]. Then, one practical solution to generate random delays is the rejection-acceptance method. This method consists of two steps : first generate random delays with a probability density near to the one required, then, reject some delays so as to bring back with delays following the expected probability density. In order to find probability densities near to the one required, we propose to frame the amplitude spectrum of the probability density $\rho_c(t)$ by the ones of two probability densities :

$$\frac{1}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \leq |\rho_c(f)| \leq \frac{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (2.42)$$

The probability density DBEXP

At the left of the inequality, the amplitude spectrum $\frac{1}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}$ is always inferior compared to those of probability density $\rho_c(t)$. The resulting probability density function is composed by a double exponential (DBEXP) given by :

$$\rho_{c_{dbexp}}(t) = \pi \cdot F_c \cdot e^{-2\pi F_c |t|} \quad (2.43)$$

Generation of random delays with the DBEXP density probability can be easily implemented using the common inverse method, based on the inversion of the probability distribution given by :

$$F_{c_{dbexp}}(t) = \int_{-\infty}^t \rho_{c_{dbexp}}(t) dt = \frac{1}{2} e^{2\pi F_c t} \quad \text{if } t \leq 0 \quad (2.44)$$

Inverting the expression 2.44 for $t \leq 0$ and using the symmetry of $F_{c_{dbexp}}(t)$, the following procedure allows to generate random delays according to the probability density DBEXP :

1. Generate a random number x with uniform probability density between $[0, 1]$
2. Apply the following transformation :

$$\begin{aligned} t &= \frac{1}{2\pi F_c} \ln(2x) & \text{if } 0 \leq x \leq \frac{1}{2} \\ t &= -\frac{1}{2\pi F_c} \ln[2(1-x)] & \text{if } \frac{1}{2} \leq x \leq 1 \end{aligned} \quad (2.45)$$

The probability density ZPD

At the right of the inequality (equation 2.42), the amplitude spectrum $\frac{1+(\frac{f}{F_d})^2}{1+(\frac{f}{F_c})^2}$ is always superior to those of probability density $\rho_c(t)$. These expressions have been proposed with the characteristic frequencies (F_c, f_c) by Wennerberg [1990] under the name of ZPD for “Zero Phase Distribution”. As previously, generation of random delays with the ZPD density probability can be implemented using the common inverse method. The procedure is described in Wennerberg [1990] appendix with the characteristic frequencies (F_c, f_c) . The extension to the first stage probability density is obtained by replacing the couple (F_c, f_c) by (F_c, F_d) .

In practice

In order to generate random delays following exactly the probability density $\rho_c(t)$, the rejection-acceptance method can be supported either by the probability density DBEXP or ZPD. Assuming that we use the probability density DBEXP, it is necessary to find a constant c such as $c \cdot \rho_{c_{dbexp}}(t)$ be always superior to $\rho_c(t)$ (Fig. 2.26 a) and then apply the following procedure :

1. Generate a random number x with uniform probability density between $[0, 1]$
2. Apply the transformation 2.45 to generate random delays t with the probability density DBEXP
3. Generate a random number y with uniform probability density between $[0, 1]$
4. Apply the condition of rejection-acceptation : if $c \cdot \rho_{c_{dbexp}}(t) \cdot y \leq \rho_c(t)$ then t is accepted else t is rejected (Fig. 2.26 b) and it is necessary to start again at point 1.

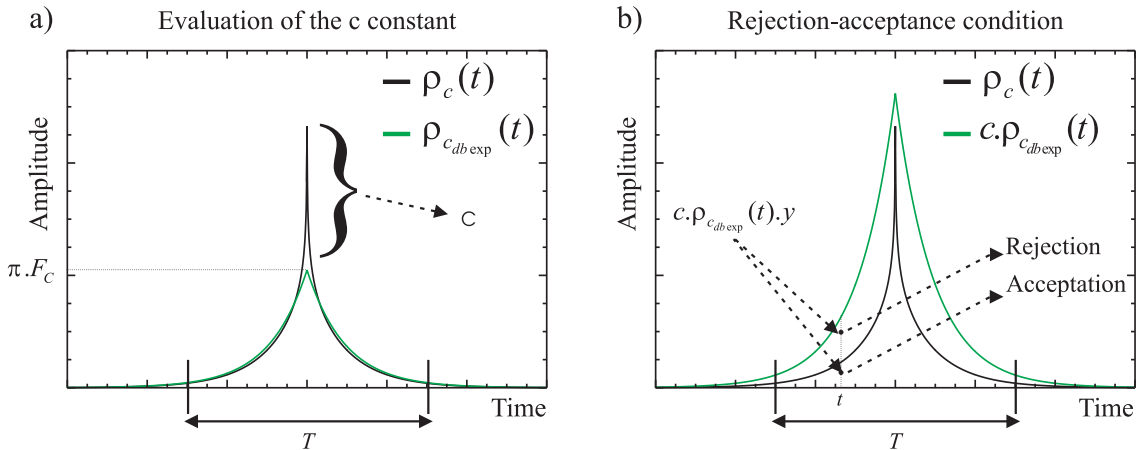


FIG. 2.26: The rejection-acceptance method. a) Evaluation of the constant c : the constant c is chosen so as to $c \cdot \rho_{c_{dbexp}}(t)$ be always superior to $\rho_c(t)$, but also the nearest as possible in order to maximize the efficiency of the method. b) Rejection-acceptance condition : the delays t such as $c \cdot \rho_{c_{dbexp}}(t) \cdot y \geq \rho_c(t)$ are rejected. This reject corrects the wrong approximation of $\rho_c(t)$ by $c \cdot \rho_{c_{dbexp}}(t)$.

2.6 Bilan

Le but de cette étude était de choisir un modèle de sommation stochastique. Pour cela, il a fallu se concentrer sur deux aspects étroitement liés du processus de rupture :

1. l'aspect énergétique à travers le respect du modèle de référence dans le domaine de Fourier.
2. l'aspect temporel à travers la génération de signaux en temps réalistes.

Aspect énergétique : Nous nous sommes basés sur un modèle de sommation en une étape introduit par Joyner et Boore [1986], qui consiste à générer une multitude de sous-événements suivant une distribution donnée et à multiplier ces sous-événements par un facteur d'amplitude. En testant plusieurs distributions bien connues (uniforme, Gaussienne et exponentielle), nous avons montré que les basses et les hautes fréquences pouvaient être facilement reconstruites grâce à un schéma de sommation précis proposé la première fois par Joyner et Boore [1986]. Les fréquences intermédiaires quant à elles sont très dépendantes de la distribution utilisée et les écarts observés par rapport au modèle de référence sont si importants qu'un modèle basé sur ces distributions est inutilisable pour la simulation d'un séisme ayant une différence de magnitude supérieure à un avec sa fonction de Green empirique.

Nous avons alors vérifié que seule la distribution SOL introduite par Ordaz et al. [1995] permet de reconstruire le modèle de référence de manière exacte sur toute la gamme de fréquence et quelque soit la différence de magnitude entre le gros et le petit séisme. Cependant, générer des nombres aléatoires suivant cette distribution n'est pas trivial et nécessite une complexité informatique importante rencontrée par Ordaz et al. [1995]. Pour ne pas se trouver confronté à cette complexité, nous avons proposé une manière plus simple de générer des nombres aléatoires suivant la distribution SOL : la méthode du rejet.

Aspect temporel : Par la suite, nous avons constaté que pour des différences de magnitude importantes entre le gros et le petit séisme ($M_w - m_w \geq 1$), le nombre de sous-événements à sommer devient si important que les fonctions sources numériques générées perdent leur caractère aléatoire en tendant vers la distribution qui les génère. Les fonctions sources ainsi obtenues sont non seulement excessivement simple mais décrivent aussi un processus de rupture unique. Cette unicité est très réductrice dans le cadre de simulation des mouvements forts du sol, où il est fondamental de modéliser une multitude de processus de rupture possibles. Nous avons alors adopté un schéma de sommation en deux étapes caractérisé par quatre paramètres : le nombre de sous-événements sommés, le facteur d'échelle et les densités de probabilité utilisé dans la première et deuxième étape [Kohrs-Sansorny et al., 2005a]. Grâce à l'introduction d'un deuxième temps caractéristique pouvant être assimilé au temps de montée, ce modèle permet de reproduire un deuxième niveau de rupture et de générer des signaux temporels plus réalistes, tout en restant en accord avec le modèle de référence dans le domaine fréquentiel. Outre le fait d'être plus réaliste, ce modèle de sommation est aussi un peu plus physique et plus en accord avec les modèles cinématiques et dynamiques actuellement développés, qui présentent tous un temps de montée de la dislocation non nul.

2.7 Conclusion

Ce chapitre a permis de synthétiser les problèmes rencontrés dans la sommation stochastique de petits séismes. En plus des problèmes répertoriés, nous avons mis en évidence la simplicité et l'unicité des fonctions source numériques générées par la méthode proposée par Ordaz et al. [1995]. Nous avons par la suite proposé une solution concrète à ce problème en introduisant une méthode de sommation en deux étapes, basé sur deux distributions que nous avons déduit du modèle de référence. Cette nouvelle méthode, proposée dans ce chapitre et dans l'article Kohrs-Sansorny et al. [2005a], nécessite la connaissance de peu de paramètres : la fréquence coin du petit séisme f_c , le rapport des moments sismiques entre le gros et le petit séisme $\frac{M_0}{m_0}$ et le rapport des chutes de contrainte $\frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$. Elle permet non seulement de reproduire le modèle de référence sur toute la gamme de fréquences, mais aussi de générer des histoires temporelles plus réalistes que dans une approche classique en une seule étape. Ces histoires temporelles sont suffisamment différentes entre elles pour pouvoir être assimilées à une multitude de processus de rupture possible lors d'un séisme. Cette nouvelle méthode a été appliquée pour la simulation de trois séismes : le séisme de Oaxaca ($M_w = 7.5$, Mexique) et les deux chocs principaux de Colfiorito ($M_w = 5.7$ et $M_w = 6.0$, Italie centrale). Nous obtenons des simulations en accord avec les données observées aussi bien dans le domaine temporel que dans le domaine fréquentiel (spectres de Fourier et de réponse). Notons que ces simulations ont permis de mettre en évidence un paramètre pertinent dans le cadre de la simulation d'un futur séisme : la chute de contrainte du gros séisme (ou plutôt le rapport de chute de contrainte entre le gros et le petit séisme : $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$). Ce paramètre est d'autant plus crucial qu'il affecte une bande de fréquences pertinentes pour les ingénieurs (respectivement environ $f \geq 3 \text{ Hz}$ et $f \geq 1 \text{ Hz}$ pour un petit séisme de magnitude 4 et 5). Dans l'état actuel des connaissances, ce paramètre ne peut être anticipé pour un futur séisme. Il sera donc essentiel dans le cadre de simulations de tester l'effet de sa variabilité sur les simulations.

Il reste bien entendu des limites à cette étude, notamment l'approximation de point source qui caractérise les approches stochastiques en général. L'implication directe de cette approximation est de ne pas reproduire les différences de propagation d'un bout à l'autre de la faille. Quelque soit, l'endroit d'où l'on regarde la rupture, la vision du processus de rupture est exactement la même. La notion de fonction source temporelle apparente n'existe donc pas ici. Bien entendu, cela est très éloigné de la réalité. On sait que chaque point d'observation a une image de la rupture et que c'est seulement en rassemblant toutes ces images que l'on peut prétendre à reconstituer le processus de rupture sur la faille. Pour se rapprocher de la réalité et de la physique de la source, nous suivrons dans le chapitre 3 une approche très différente à celle que nous avons suivi jusqu'à maintenant.

Chapitre 3

Approche stochasto-cinématique

3.1 Introduction

Dans le but de simuler les mouvements du sol générés par un séisme, nous avons suivi dans le chapitre précédent une approche purement stochastique. Cette approche a permis de se concentrer sur les contraintes à adopter pour sommer des petits séismes entre eux, tout en respectant le modèle de référence. Elle a l'avantage de nécessiter la connaissance de très peu de paramètres, mais en contrepartie elle ne permet pas de simuler des processus de rupture spécifiques à un séisme donné.

Dans le but de simuler des séismes spécifiques (notamment en reconstituant les effets de directivité) et d'être plus en accord avec les connaissances actuelles sur la source sismique [Scholz, 1990; Bernard, 2003], nous choisissons de nous appuyer sur un modèle de source plus complexe que celui proposé dans l'approche purement stochastique. Dans ce nouveau modèle, la source sismique n'est plus représentée comme un processus uniquement aléatoire mais comme un processus déterministe tenant compte de ses propriétés cinématiques. Comme nous l'avons vu dans la section 1.4.2, reproduire le modèle de référence avec de tels modèles pose un nombre important de difficultés.

Nous proposons dans ce chapitre de repartir d'un modèle de base, qui sera décrit dans la première section. À partir de ce modèle, nous analyserons un par un les problèmes successivement rencontrés. Nous testerons différentes manières de résoudre un même problème et nous opterons pour les solutions qui nous paraissent les plus adaptées. L'aboutissement de cette démarche sera la mise en place d'un schéma de sommation adapté à la simulation des mouvements du sol, en bon accord avec le modèle de référence. Cette démarche permettra en outre de faire le point sur les principaux problèmes rencontrés en simulation [Irikura, 1986; Bour, 1993; Irikura et Kamae, 1994; Pavic et al., 2000] et de comprendre pourquoi ces problèmes apparaissent et comment les corriger.

Cette méthode sera ensuite testée sur des données réelles. Nous montrerons des applications à des distances locales sur les trois séismes majeurs de la crise de Colfiorito (Italie) : les deux chocs principaux du 26 septembre 1997 ($M_w = 5.7$, 00h33 et $M_w = 6.0$, 09h40) et la réplique du 14 octobre 1997 ($M_w = 5.6$, 15h23) ainsi qu'à des distances régionales sur le séisme de Oaxaca (1999, $M_w = 7.5$, Mexique). D'autres tests ont aussi été effectués sur le séisme de Huatulco (1998, $M_w = 6.4$, Mexique) à des distances régionales, mais ils ne seront pas présentés dans ce manuscrit car ils n'apportent pas

d'éléments supplémentaires.

3.2 Présentation du modèle de base et questions inhérentes

3.2.1 Présentation du modèle de base

Notre point de départ est un modèle classique. La source sismique est représentée par une faille étendue divisée en $N_L.N_W$ sous-failles (figure 3.1, [Bour, 1993]) (N_L et N_W étant respectivement le nombre de sous-failles le long de l'azimut et du pendage de la faille). Les mouvements forts du sol sont simulés en superposant des petits séismes sur le plan de faille, décalés dans le temps de façon à reproduire : (figure 3.1) (i) la propagation de la rupture, (ii) le déplacement total sur chaque sous-faille pendant une durée T_d appelée temps de montée et (iii) la propagation des ondes de la source vers la station. Sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante pour des séismes de tailles différentes ($C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} = 1$) [Aki, 1967], la dislocation du petit séisme doit être sommée N_D fois pour reconstruire la dislocation totale sur chaque sous-faille et l'énergie totale libérée par le séisme cible ($\frac{M_0}{m_0} = C.N^3$ avec $N^3 = N_L.N_W.N_D$). Au total, dans ce modèle de base, $\eta = N^3$ sous-événements (représentés ici par des Diracs) sont sommés entre eux, à des temps résultants des différents décalages décrits ci dessus. Des détails sur les paramètres de simulation des mouvements forts du sol sont donnés dans l'annexe B.1. Une fonction source numérique $R(t)$ générée de cette manière s'écrit :

$$R(t) = \sum_{i,j=0}^{(N_L-1)(N_W-1)} \left[\sum_{m=0}^{N_D-1} \delta(t - t_r(i,j) - t_p(i,j) - t_d(m)) \right] \quad (3.1)$$

où :

- t_r sont les décalages temporels dus à la propagation de la rupture. Ils dépendent de la distance entre l'hypocentre et chaque point de la faille $pt(i,j)$ ainsi que de la vitesse de propagation de la rupture sur la faille (V_r) que l'on supposera constante dans cette étude :

$$t_r(i,j) = \frac{dist(hypo, pt(i,j))}{V_r} \quad (3.2)$$

- t_p sont les décalages dus à la différence de temps de propagation des ondes de chaque point de la faille jusqu'à la station. En théorie, il faudrait être capable de séparer les différents trains d'ondes qui constituent le signal du petit séisme puis appliquer à chacun de ces trains d'ondes des décalages différents en fonction de la vitesse de propagation de l'onde considérée et du point d'émission sur la faille. En pratique, nous sommes rarement capable de séparer les différents trains d'ondes. Nous nous concentrerons donc sur la reconstruction des ondes S, qui constituent avec les ondes de surface la contribution principale aux forts mouvements. Les décalages t_p dépendent ainsi de la vitesse de propagation des ondes S (V_s) autour de la faille et de la distance entre chaque point de la faille et la station. En se référant à la première onde émise, ces décalages valent :

$$t_p(i, j) = \frac{\text{dist}(pt(i, j), \text{stat}) - \text{dist}(\text{hypo}, \text{stat})}{V_s} \quad (3.3)$$

- t_d sont les décalages dus à la montée de la dislocation sur chaque sous-faille. Ils sont tels que la fonction glissement sur chacune des sous-failles soit une fonction rampe en temps [Haskell, 1969], avec la même dislocation d correspondant à la dislocation du petit séisme. Pour cela, les décalages t_d sont périodiquement espacés de $\frac{T_d}{N_D}$:

$$t_d(m) = m \cdot \frac{T_d}{N_D} \quad \text{où } m \text{ est un nombre entier compris entre } 0 \text{ et } N_D \quad (3.4)$$

Notons que le temps de montée de la dislocation T_d doit être au moins supérieur au temps nécessaire à la rupture pour se propager sur cette même sous-faille ($T_d \geq \frac{1}{f_c}$) et être inférieur à la durée caractéristique de la rupture sur la faille :

$$\frac{1}{f_c} \leq T_d \leq \frac{N}{f_c} \quad (3.5)$$

Le temps de montée T_d sera dans un premier temps choisi arbitrairement entre $[\frac{1}{f_c}, \frac{N}{f_c}]$.

Pour prendre en compte les effets d'atténuation en champs lointains et ainsi modéliser la différence d'amplitude entre deux ondes émises d'un bout à l'autre de la faille, nous appliquerons un facteur de correction en $\frac{r}{r_i}$.

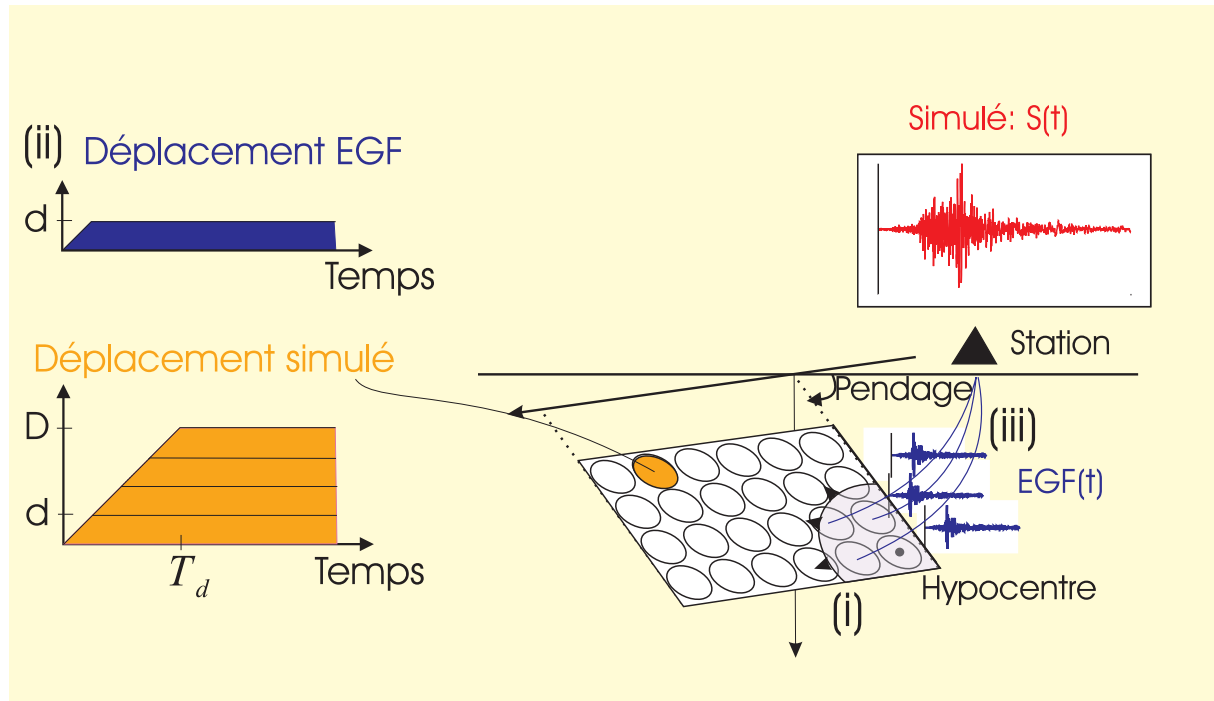


FIG. 3.1: Les différentes contributions aux décalages temporels entre les petits séismes : (i) la propagation de la rupture, (ii) le temps de montée (T_d) et (iii) la propagation des ondes (d'après Bour [1993]).

La génération des décalages dus à la montée de la dislocation étant totalement indépendante de celle des décalages dus à la propagation de la rupture et des ondes, la fonction source numérique s'écrit aussi comme la convolution d'une fonction $C(t)$ associée à la cinématique de la rupture et d'une fonction $D(t)$ associée à la montée de la dislocation :

$$R(t) = C(t) * D(t) \quad (3.6)$$

où :

$$C(t) = \sum_{i,j=0}^{(N_L-1)(N_W-1)} \delta(t - t_r(i, j) - t_p(i, j)) \quad (3.7)$$

$$D(t) = \sum_{m=0}^{N_D-1} \delta(t - m \cdot \frac{T_d}{N_D}) \quad (3.8)$$

3.2.2 Parallèle entre l'approche stochastique et l'approche cinématique

Nous verrons dans la section suivante les problèmes engendrés par ce modèle de base et ses variantes. Néanmoins, il est déjà possible de faire le parallèle entre cette approche basée sur la cinématique de la rupture et l'approche purement stochastique que nous avons suivie dans le chapitre précédent. Finalement ces deux approches sont très semblables. Toutes les deux sont des méthodes en deux étapes indépendantes, caractérisées par une première étape correspondant à la cinématique de la rupture et une seconde étape correspondant à la montée de la dislocation. En remplaçant la formulation (i, j) de la page précédente par la formulation n (par analogie à l'approche purement stochastique), la fonction source numérique s'écrit finalement d'une seule et même manière :

$$R(t) = C(t) * D(t) \quad (3.9)$$

où :

$$C(t) = \sum_{n=0}^{\eta_c-1} \delta(t - t_c(n)) \quad (3.10)$$

$$D(t) = \kappa \cdot \sum_{m=0}^{\eta_d-1} \delta(t - t_d(m)) \quad (3.11)$$

Les différences notables entre ces deux approches sont dans le nombre $\eta = \eta_c \cdot \eta_d$ de sous-événements sommés, le facteur d'amplitude κ et la manière de générer les décalages t_c et t_d dans la première et seconde étape :

- Alors que dans l'approche stochastique, seul un nombre de sous événements $\eta = N^4$ et un facteur d'amplitude $\kappa = \frac{C}{N}$ permet de reproduire le bon niveau d'amplitude sur toute la gamme de fréquence, dans le modèle cinématique de base proposé,

- $\eta = N^3$ sous-événements sont sommés et le facteur d'amplitude κ vaut 1 sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante entre des séismes de taille différente.
- De plus, alors que dans l'approche stochastique, les décalages t_c et t_d sont générés par des distributions $\rho_c(t)$ et $\rho_d(t)$ déterminées analytiquement de manière à respecter le modèle de référence, dans l'approche cinématique, les décalages t_c reproduisent une propagation arbitraire de la rupture sur la faille et tiennent compte de la différence de propagation des ondes d'un bout à l'autre de la faille jusqu'à la station. Les décalages t_d quant à eux sont fixes et proportionnels à $\frac{T_d}{N_D}$.

3.2.3 Questions inhérentes

L'objectif de ce chapitre est la mise en place d'un schéma de sommation permettant de générer des sismogrammes réalistes en accord avec le modèle de référence, tout en tenant compte de l'aspect cinématique de la rupture. Pour cela, en jouant sur les paramètres caractéristiques de ce modèle de base $(\eta_c, \eta_d, \kappa, \rho_c(t), \rho_d(t))$, nous chercherons à le faire évoluer au fur et à mesure des difficultés rencontrées.

3.3 Développement d'un modèle stochasto-cinématique - Évolution du modèle en fonction des difficultés rencontrées

3.3.1 Étape 1 : suppression des pics secondaires

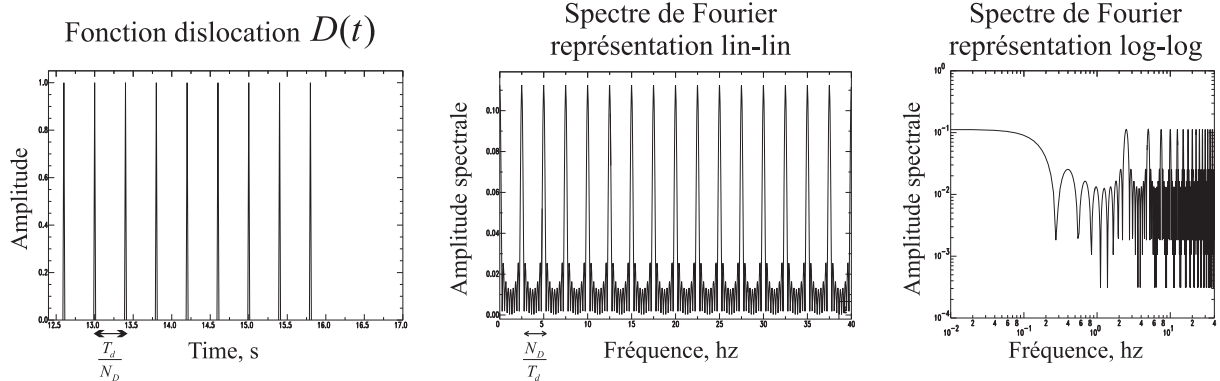
L'apparition des pics secondaires (figure 3.2 b) est une conséquence directe de la périodicité artificielle introduite pour modéliser la mise en place de la dislocation (figure 3.2 a). En effet, la fonction dislocation $D(t)$ (figure 3.2 a) étant définie par un peigne de Dirac de largeur $\frac{T_d}{N_d}$ entre deux dents successives, sa transformée de Fourier est aussi un peigne de Dirac de largeur $\frac{N_d}{T_d}$ entre deux dents. Pour éliminer ces pics, deux techniques seront envisagées :

Rejet de la périodicité artificielle dans les hautes fréquences : Cette première technique ne permet pas d'éliminer les pics secondaires, mais de les rejeter dans des fréquences suffisamment hautes pour qu'ils soient sans effet pour le domaine d'intérêt des ingénieurs de génie parasismique (au delà de 25 Hz). Pour cela, il suffit de sommer un nombre de sous-événements plus important sur chacune des sous-failles ($n_p \cdot N_D$ au lieu de N_D , où n_p est un nombre entier), afin que dans le domaine de Fourier la largeur $\frac{N_D}{T_d}$ entre deux dents du peigne de Dirac devienne suffisamment importante. La fonction dislocation $D(t)$ s'écrit alors :

$$D(t) = \sum_{m=0}^{n_p \cdot N_D - 1} \delta\left(t - m \cdot \frac{T_d}{n_p \cdot N_D}\right) \quad (3.12)$$

Cette technique a été adoptée par de nombreux auteurs [Bour, 1993; Irikura, 1986; Irikura et Kamae, 1994]. En sommant sur chaque sous-faille un nombre suffisant de sous

a) Dislocation



b) Source

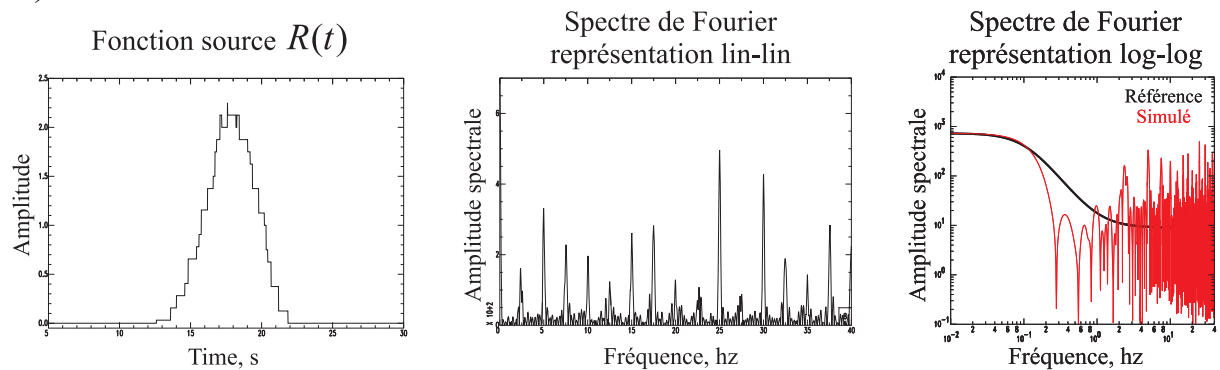


FIG. 3.2: Apparition des pics secondaires dus à la périodicité de la fonction dislocation $D(t)$. La fonction dislocation $D(t)$ (a) et la fonction source $R(t)$ (b) sont représentées dans le domaine temporel et dans le domaine de Fourier en représentation lin-lin et log-log. Paramètres : $\frac{M_0}{m_0} = \frac{729}{1}$, $C = 1$, $f_c = 1 \text{ Hz}$, $N_L = N_W = N_D = 9$, $V_r = 3 \text{ km.s}^{-1}$, hypocentre positionné au centre de la faille, $T_d = 3.6 \text{ s}$.

événements, elle permet en effet de repousser les pics secondaires dans les hautes fréquences (figure 3.3). En revanche, outre la sous-estimation des fréquences intermédiaires que l'on observait initialement (figure 3.4, $n_p = 1$), cette technique a aussi pour effet d'introduire une importante sous-estimation du contenu hautes fréquences (figure 3.4).

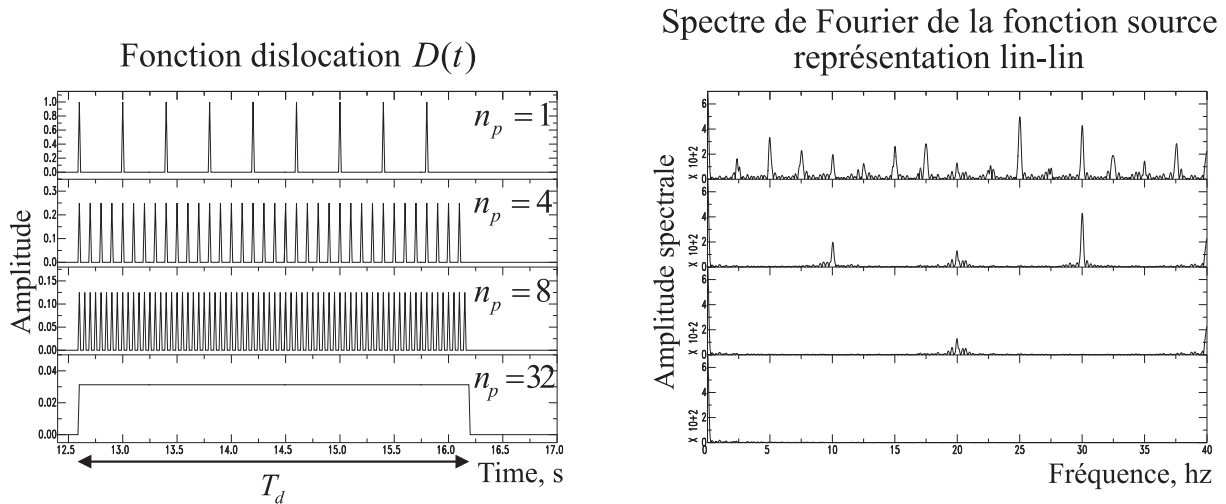


FIG. 3.3: Influence du rejet de la périodicité dans les hautes fréquences sur la fonction dislocation $D(t)$ et le spectre de Fourier de la fonction source. Mêmes paramètres que la figure 3.2. Tests pour $n_p = 1$, $n_p = 4$, $n_p = 8$ et $n_p = 32$.

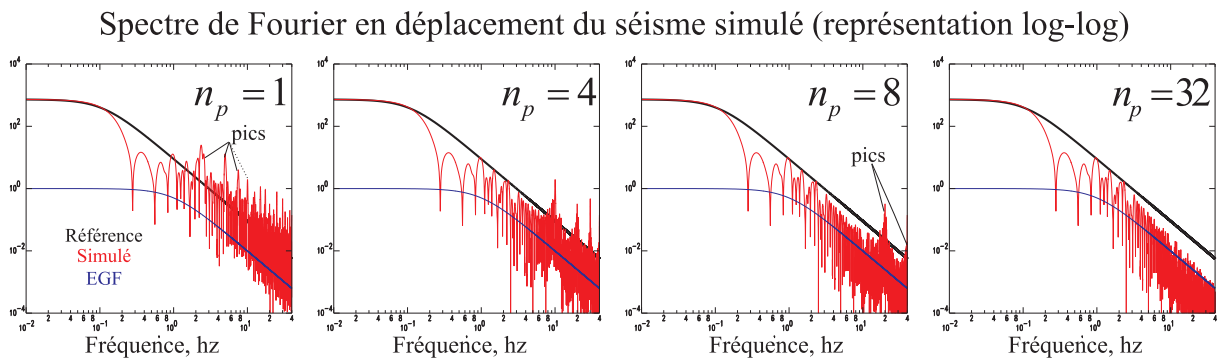


FIG. 3.4: Influence du rejet de la périodicité dans les hautes fréquences sur le spectre du séisme simulé. Mêmes paramètres. Tests pour $n_p = 1$, $n_p = 4$, $n_p = 8$ et $n_p = 32$.

Introduction de variabilité dans la mise en place de la dislocation : Cette deuxième technique adoptée par certains auteurs [Kanamori, 1979] permet d'éliminer la périodicité artificielle en introduisant de la variabilité au niveau de la mise au place de la dislocation. Ici, au lieu que la fonction dislocation soit définie par une somme de N_D Diracs périodiquement espacés (équation 3.8), les N_D Diracs sont répartis dans N_D intervalles périodiquement espacés de $\frac{T_{d_{inf}}}{N_D}$ et de largeur $P.T_{d_{inf}}$, où P est le pourcentage de variabilité et $T_{d_{inf}}$ est tel que $T_{d_{inf}} + P.T_{d_{inf}} = T_d$ (figure 3.5 a). Dans chacun de

ces intervalles, chaque décalage est choisi aléatoirement. La fonction dislocation $D(t)$ associée à cette technique s'écrit :

$$D(t) = \sum_{m=0}^{N_D-1} \delta(t - m \cdot \frac{T_{d_{inf}}}{N_D} + P \cdot T_{d_{inf}} \cdot ran) \quad (3.13)$$

où ran est un nombre aléatoire compris entre $[0, 1]$.

Notons que si pour des raisons analytiques, il était nécessaire dans la méthode purement stochastique que les délais générés dans la première étape soient indépendants des délais générés dans la seconde, rien ici ne nécessite une telle contrainte. On peut en effet considérer que les délais générés et donc la fonction dislocation diffèrent non seulement pour chaque réalisation, mais aussi pour chaque sous-faille. Par conséquent, pour être plus en accord avec le caractère complexe de la source sismique, nous proposons ici une mise en place de la dislocation propre à chaque sous-faille, contrairement à la méthode purement stochastique où la mise en place de la dislocation était identique pour chaque "patch". Ainsi, la fonction source numérique ne s'écrit plus comme la convolution de $C(t)$ par $D(t)$ (équation 3.6), mais elle est définie (comme elle l'était dans l'équation 3.1) par :

$$R(t) = \sum_{i,j=0}^{(N_L-1)(N_W-1)} \left[\sum_{m=0}^{N_D-1} \delta(t - t_r(i, j) - t_p(i, j) - t_d(i, j, m)) \right] \quad (3.14)$$

où :

$$t_d(i, j, m) = m \cdot \frac{T_{d_{inf}}}{N_D} + P \cdot T_{d_{inf}} \cdot ran \quad (3.15)$$

L'introduction de cette stochasticité permet ici de générer de nouveau un grand nombre de réalisations possibles et ainsi de déduire le comportement statistique de ces histoires temporelles dans le domaine de Fourier à travers le spectre source moyen (voir section 2.3 pour un rappel). En introduisant un pourcentage de variabilité suffisamment important, cette technique permet en effet de générer des histoires temporelles qui statistiquement ont un contenu spectral ne présentant plus de pics secondaires et qui sont donc en meilleur accord avec le modèle de référence (figure 3.5). En revanche, outre la sous-estimation des fréquences intermédiaires que l'on observait initialement, on observe aussi une importante surestimation du contenu hautes fréquences (figure 3.5 pour $P = 100\%$ en rouge).

Bilan sur ces deux techniques : Ces deux techniques ont ici montré leurs possibilités mais aussi leurs limites. En effet, bien que ces deux techniques permettent d'éliminer les pics secondaires, chacune d'elles a des conséquences sur le contenu hautes fréquences du séisme simulé. Tandis que la première introduit une sous-estimation du contenu hautes fréquences, la seconde introduit une surestimation dans cette même gamme.

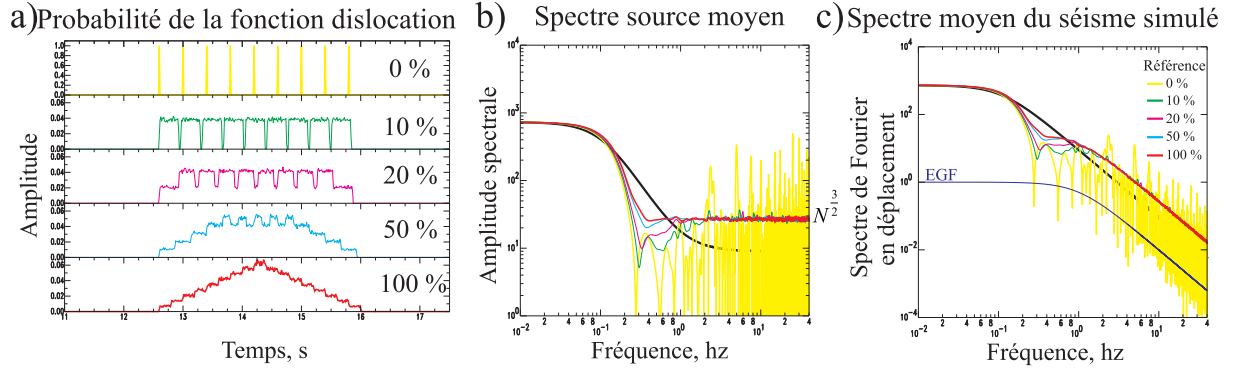


FIG. 3.5: Introduction de variabilité dans la mise en place de la dislocation. Influence du pourcentage de variabilité sur a) la probabilité qu'un décalage soit choisi à un instant t donné, sur b) le spectre source moyen et sur c) le spectre moyen du séisme simulé. Mêmes paramètres que pour la figure 3.2. Tests pour différents niveaux de variabilité : $P = 0\%$ (en jaune), $P = 10\%$ (en vert), $P = 20\%$ (en magenta), $P = 50\%$ (en bleu clair) et $P = 100\%$ (en rouge). Rappel : Le spectre moyen du séisme simulé est obtenu en multipliant le spectre source moyen par le spectre théorique en ω^{-2} du petit séisme (EGF).

3.3.2 Étape 2 : correction de la sous ou surestimation du contenu hautes fréquences

Ce problème de sous ou surestimation des hautes fréquences n'est pas nouveau et a déjà été rencontré dans l'approche purement stochastique. En effet, les basses fréquences s'additionnent de manière constructive et les hautes fréquences de manière destructive. Ainsi, pour reconstituer le niveau basses et hautes fréquences requis, il est indispensable de sommer un nombre de sous-événements supérieur au N^3 théorique. Seul N^4 sommations (N_D^2 sommations sur chaque sous-faille) permet de reconstituer le niveau hautes fréquences requis par le modèle de référence (figure 3.6). Sommer un nombre de sous-événements inférieur induit une surestimation du contenu hautes fréquences et sommer un nombre supérieur une sous-estimation. Le moment sismique total est reconstitué en ajustant le schéma de sommation par un facteur d'amplitude $\kappa = \frac{1}{N}$. Pour tenir compte d'une éventuelle différence de chute de contrainte entre des séismes de tailles différentes $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$, le facteur d'amplitude devient $\kappa = \frac{C}{N}$, permettant ainsi de reconstituer l'énergie totale libérée par le séisme : $\frac{M_0}{m_0} = C.N^3$. La fonction source numérique s'écrit ainsi :

$$R(t) = \frac{C}{N_D} \sum_{i,j=0}^{(N_L-1)(N_W-1)} \left[\sum_{m=0}^{N_D^2-1} \delta(t - t_r(i, j) - t_p(i, j) - t_d(i, j, m)) \right] \quad (3.16)$$

Notons que finalement le schéma de sommation proposé ici n'est rien d'autre qu'une combinaison des deux techniques précédemment testées pour éliminer les pics secondaires. La première consistait à sommer un nombre de sous-événements supérieurs à N_D sur chacune des sous failles de manière à repousser les pics dans les hautes fréquences ; la deuxième consistait à introduire de la variabilité. Ici, on introduit de la variabilité et on somme un nombre de sous-événements supérieurs à N_D : N_D^2 sur chaque sous-faille.

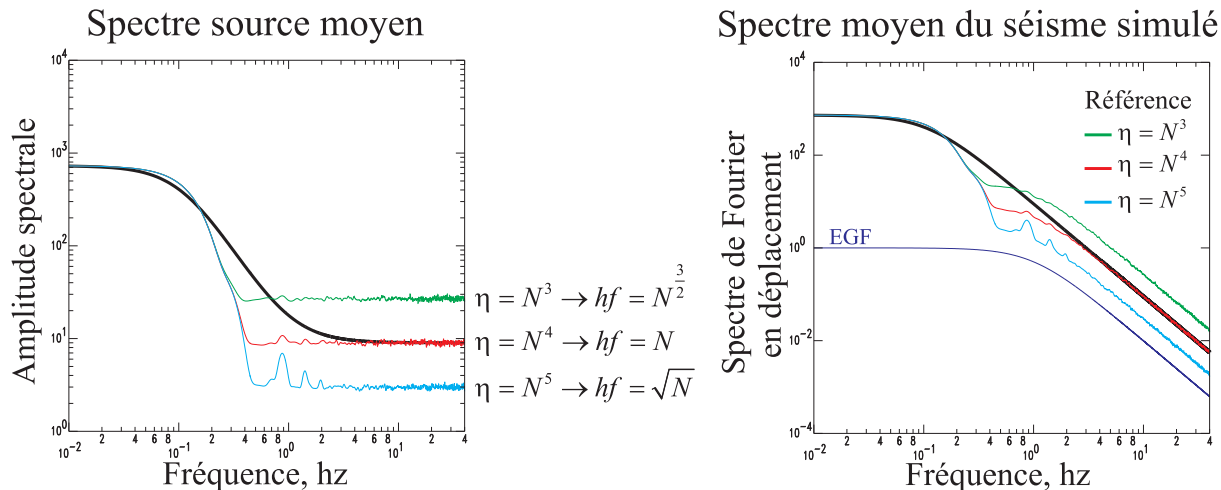


FIG. 3.6: Influence du nombre de sous-événements sommés sur le spectre source moyen et le spectre moyen du séisme simulé. Mêmes paramètres que pour la figure 3.2. Tests pour $n_p = 1$ ($\eta = N^3$), $n_p = N$ ($\eta = N^4$), $n_p = N^2$ ($\eta = N^5$).

Signalons tout de même un des dangers de la combinaison de ces deux techniques. Il n'est pas rare dans la bibliographie [Bour, 1993] de procéder en deux temps. Dans un premier temps : repousser les pics au delà d'une fréquence f_{sup} et dans un second temps : introduire une variabilité pour remonter le niveau hautes fréquences ou bien simplement pour modéliser une rupture plus complexe. Pour repousser les pics au delà de f_{sup} , le nombre de sous-événements $n_p \cdot N_D$ à sommer sur chaque sous-faille doit être tel que : $n_p \cdot \frac{N_D}{T_d} \geq f_{sup}$. En fonction des paramètres mis en jeu, ce nombre peut être aisément supérieur ou inférieur au nombre $n_p = N_D$ requis pour reconstituer le niveau hautes fréquences prévu par le modèle de référence et ainsi provoquer une sur ou sous-estimation du niveau hautes fréquences.

Bilan et problème non résolu : Nous avons montré que pour respecter le contenu basse et haute fréquences du modèle de référence, il est indispensable de suivre un schéma de sommation bien précis, déterminé par $\eta_c = N_L \cdot N_W$, $\eta_d = N_D^2$ et $\kappa = \frac{C}{N_D}$ ($\eta = \eta_c \cdot \eta_d$). Reproduire les fréquences intermédiaires est beaucoup plus difficile et comme nous l'avons constaté dans l'approche stochastique (chapitre 2), des écarts importants apparaissent par rapport au modèle de référence. L'étape suivante aura pour but de corriger cette sous-estimation qui apparaît dans des bandes de fréquences pertinentes pour les ingénieurs (environ entre 0.2 Hz et 2 Hz pour la simulation d'un séisme de $M_w = 6.5$ à partir d'un séisme de $M_w = 4.5$).

3.3.3 Étape 3 : correction de la sous-estimation des fréquences intermédiaires

Si les paramètres η_c , η_d et κ contrôlent le niveau basses et hautes fréquences des simulations générées, en revanche, l'approche purement stochastique a montré que c'est la manière de générer les décalages temporels successifs dans la première et seconde

étape qui contrôlent le niveau des fréquences intermédiaires. Ici, comme dans l'approche stochastique, seuls des décalages t_c et t_d générés suivant les distributions $\rho_c(t)$ et $\rho_d(t)$ (déterminés dans la section 2.5) permettraient de produire des simulations exactement en accord avec le modèle de référence.

Si rien n'empêche de générer les décalages t_d suivant la distribution $\rho_d(t)$, en revanche générer les décalages t_c suivant la distribution $\rho_c(t)$, tout en modélisant la cinématique de la rupture est problématique. En effet, pour cela, il faudrait forcer la rupture à répondre à un comportement donné en imposant une vitesse de rupture spécifique en accord avec la distribution requise comme l'a fait Tumarkin et Archuleta [1994]. Vouloir à tout prix reproduire la distribution $\rho_c(t)$ au risque de perdre la physique de la cinématique de la rupture n'est pas ici le but de notre étude. En effet, si notre but est de créer des décalages temporels qui respectent la distribution $\rho_c(t)$, alors on peut utiliser le modèle stochastique développé précédemment. Nous nous bornerons donc ici à essayer de limiter les écarts observés dans les fréquences intermédiaires. Pour cela, il est dans un premier temps essentiel de tester différentes manières de générer les décalages t_d lors de la seconde étape.

3.3.3.1 Choix d'un mode pertinent de mise en place de la dislocation

Quatre manières différentes de générer les décalages t_d lors de la seconde étape sont testées et comparées avec la technique précédente ($P = 100\%$, équation 3.15). Les décalages sont générés aléatoirement entre 0 et T_d suivant les distributions uniforme, Gaussienne, DBEXP et SOL (figure 3.7 a). Les distributions nommées ici DBEXP et SOL, correspondent aux distributions associées à la deuxième étape dans la méthode stochastique et ont comme expressions analytiques :

$$\rho_{d_{dbexp}}(t) = \pi.F_d e^{-2\pi F_d |t|} \quad (3.17)$$

$$\rho_{d_{sol}}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\sqrt{1 + \alpha_d \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}}{1 + \left(\frac{f}{F_d}\right)^2} e^{2i\pi f t} df \quad \text{avec} \quad \alpha_d = \frac{2}{1 + \left(\frac{F_d}{f_c}\right)^2} \quad (3.18)$$

Sur les quatre manières de générer les décalages t_d testées, les distributions Gaussienne, DBEXP et SOL sont celles qui permettent d'obtenir une amélioration par rapport au modèle précédemment testé ($P = 100\%$) (figure 3.7 b). Sur ces trois distributions, alors que les distributions Gaussienne et DBEXP génèrent une sous-estimation systématique des fréquences intermédiaires, la distribution SOL produit une sous et surestimation. En moyenne, cette sous et surestimation correspondent aux valeurs prises par le modèle de référence. Pour cette raison, nous pensons qu'il est préférable de générer les décalages t_d suivant la distribution SOL, plutôt qu'une autre. En effet, il est à notre sens plus raisonnable d'avoir des simulations qui sont un peu sous et surestimées dans certaines gammes de fréquences plutôt que des simulations systématiquement sous estimées dans ces mêmes gammes.

Notons que la valeur prise par le temps de montée joue un rôle important dans la bonne reproduction du modèle de référence (figure 3.8). Ici, comme dans l'approche

purement stochastique (chapitre 2), le meilleur accord entre le modèle de référence est obtenu pour une valeur du temps de montée $F_d = \frac{1}{T_d} = \eta_c^{\frac{1}{4}} \cdot F_c$. Avec un nombre de sommation η_c dans la première étape égal à N^2 , comme c'est le cas ici, le temps de montée $T_d = \frac{\sqrt{N}}{f_c}$ permet de limiter les écarts entre les simulations et le modèle de référence (figure 3.8).

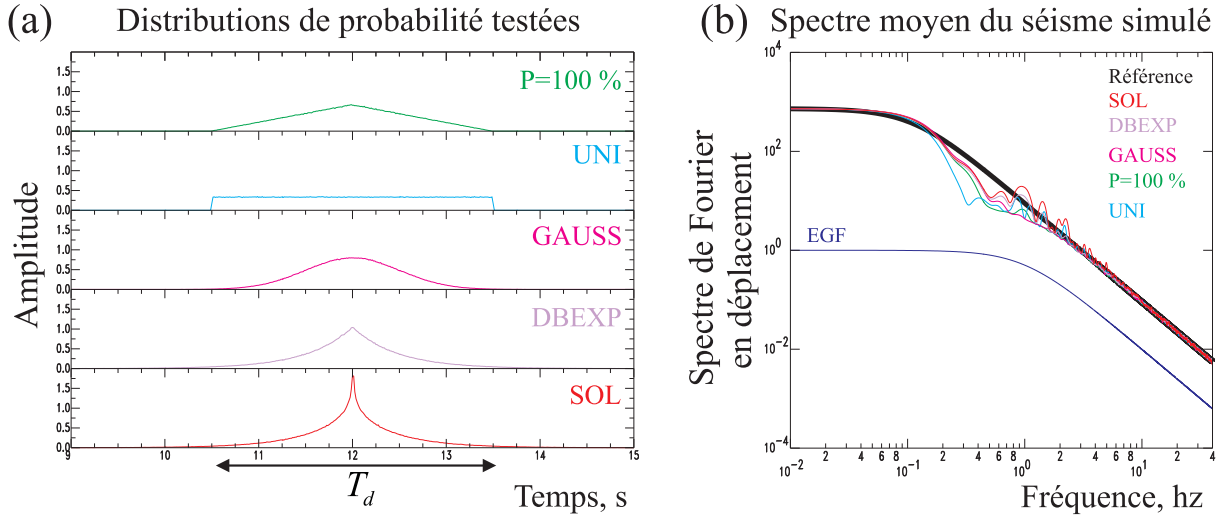


FIG. 3.7: Tests de cinq manières de générer les décalages t_d dans la seconde étape. Sont représentées les cinq distributions de probabilités testées et leurs influences sur le spectre moyen du séisme simulé. Paramètres : $\frac{M_0}{m_0} = \frac{729}{1}$, $C = 1$, $f_c = 1$ Hz, $N_L = N_W = N_D = 9$, $V_r = 3$ km.s⁻¹, hypocentre positionné au centre de la faille, $T_d = 3.0$ s.

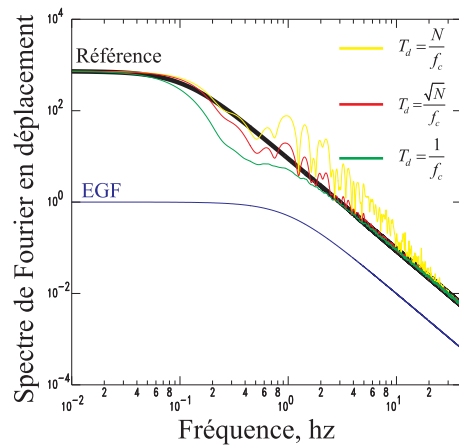


FIG. 3.8: Influence de la valeur prise par le temps de montée T_d sur le spectre moyen du séisme simulé. Mêmes paramètres que pour la figure 3.7.

Malgré l'utilisation de la distribution SOL et d'un temps de montée adapté qui limite les écarts au modèle de référence, nous constatons que plus le nombre de sous-événements sommés augmente, plus les écarts observés sont importants. Au delà de 27^4 sous-événements sommés, ces écarts ne peuvent plus être considérés comme négligeables, alors qu'ils le sont pour moins de sous-événements sommés (figure 3.9). En partant de ce constat et toujours dans le but de limiter les écarts observés y compris pour un grand nombre de sous-événements sommés, nous proposons de simuler le séisme cible en passant par la simulation de séismes de magnitudes intermédiaires. Cette technique a été proposée par Irikura et Kamae [1994] et elle introduit la notion de fractalité.

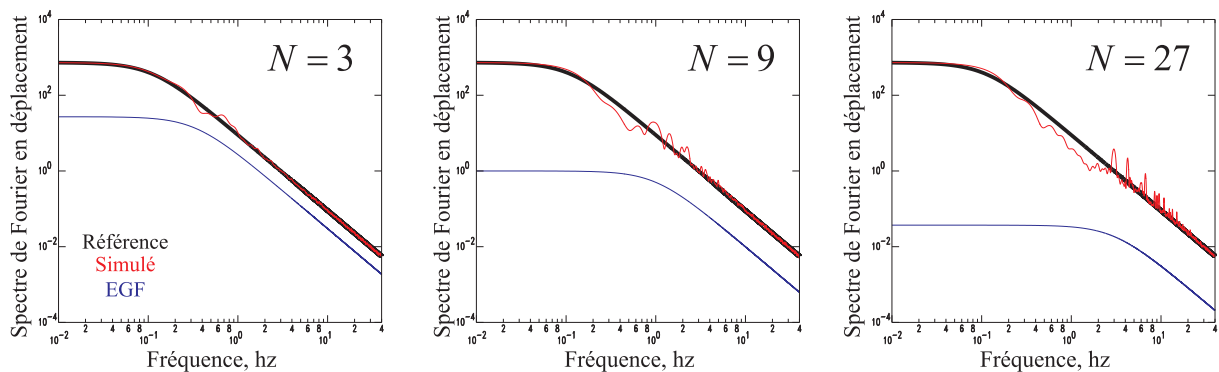


FIG. 3.9: Écarts observés dans les fréquences intermédiaires en fonction du nombre de sous-événements sommés. Paramètres : $C = 1$, $V_r = 3 \text{ km.s}^{-1}$, hypocentre positionné au centre de la faille, $T_d = \sqrt{\frac{N}{f_c}}$, $N = N_L = N_W = N_D$. Paramètres pour $N = 3$: $\frac{M_0}{m_0} = \frac{729}{27}$, $f_c = 0,33 \text{ Hz}$. Paramètres pour $N = 9$: $\frac{M_0}{m_0} = \frac{729}{1}$, $f_c = 1 \text{ Hz}$. Paramètres pour $N = 27$: $\frac{M_0}{m_0} = \frac{729}{0.037}$, $f_c = 3 \text{ Hz}$.

3.3.3.2 Introduction de la fractalité

Pour simuler un séisme nécessitant un nombre important de sommations ($N \geq 27$), il sera nécessaire de procéder à la simulation de magnitudes intermédiaires [Irikura et Kamae, 1994]. La figure 3.10 schématise le principe de cette technique. La faille du séisme cible n'est plus constituée de $N_L \cdot N_W$ sous failles, mais de $(N_L \cdot N_W)^{\frac{1}{D_f}}$ (D_f étant la dimension fractale). Chacune de ces sous-failles est à son tour composée de $(N_L \cdot N_W)^{\frac{1}{D_f}}$ sous-sous-failles reconstituant ainsi l'énergie totale libérée par le séisme cible. L'introduction d'une dimension fractale permet ainsi de réduire les écarts observés et de se rapprocher du modèle de référence (figure 3.11). Les effets de cette technique seraient d'autant plus appréciables avec un nombre encore plus important de sommations.

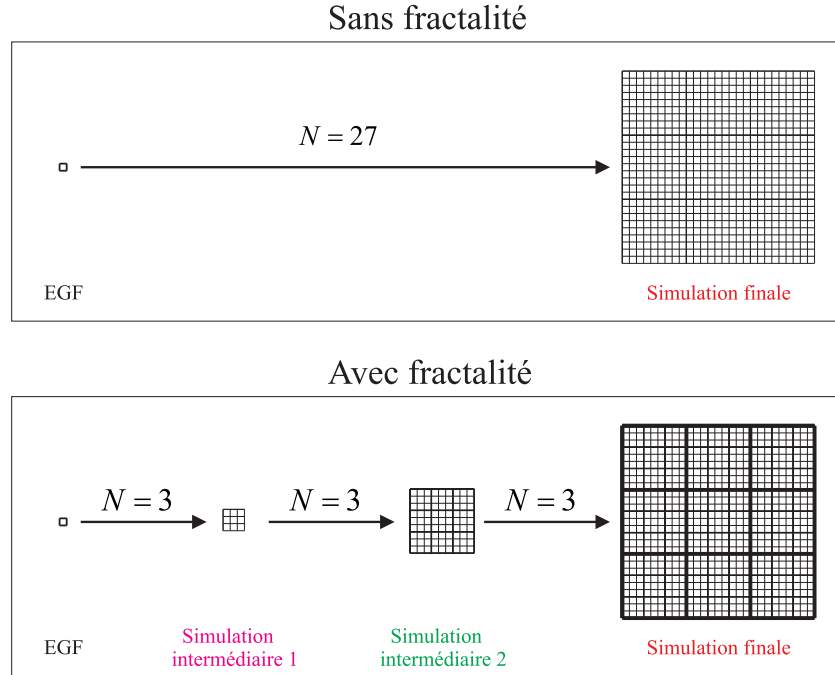


FIG. 3.10: Simulation d'un séisme cible par simulation de séismes de magnitude intermédiaire. Paramètres : $\frac{M_0}{m_0} = 27^3$. Sans fractalité : la faille est composée de 27^2 sous-failles. Avec introduction d'une dimension fractale $D_f = 3$: la faille est composée de 3^2 sous-failles, à leurs tours composées de 3^2 sous-sous-failles, à leurs tours composées de 3^2 sous-sous-sous-failles.

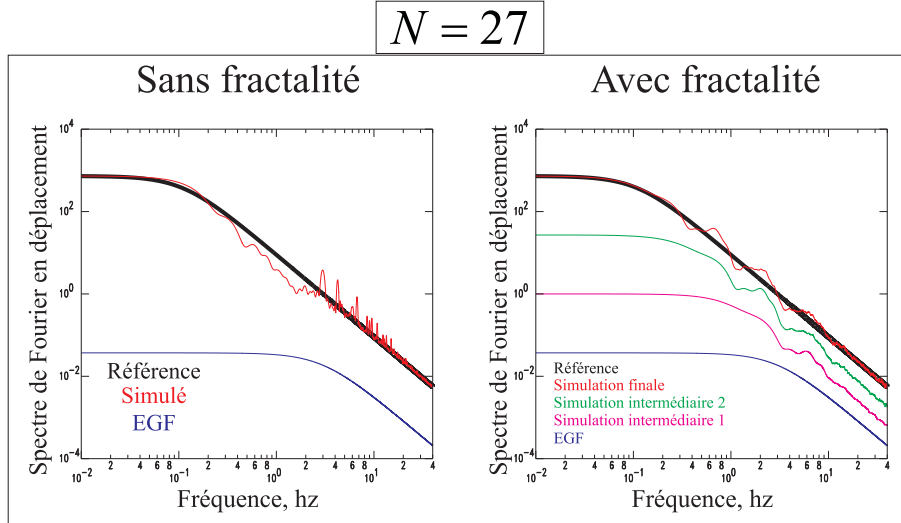


FIG. 3.11: Influence de l'introduction d'une dimension fractale sur le spectre moyen du séisme simulé. Paramètres : $C = 1$, $V_r = 3 \text{ km.s}^{-1}$, hypocentre positionné au centre de la faille, $T_d = \sqrt{\frac{N}{f_c}}$, $N = N_L = N_W = N_D$.

Sans fractalité :

$$(m_0 = 0.037, f_c = 3 \text{ Hz}) \xrightarrow{N=27} (M_0 = 729, F_c = 0.11 \text{ Hz})$$

Avec fractalité :

$$(m_0 = 0.037, f_c = 3 \text{ Hz}) \xrightarrow{N=3} (m_{0_{int1}} = 1, f_{c_{int1}} = 1 \text{ Hz}) \xrightarrow{N=3} (m_{0_{int2}} = 27, f_{c_{int2}} = 0.33 \text{ Hz}) \xrightarrow{N=3} (M_0 = 729, F_c = 0.11 \text{ Hz})$$

3.3.4 Tests des effets de directivité

Nous testons maintenant l'aptitude de la méthode développée à reproduire les effets de directivité. Pour cela, nous nous plaçons dans une configuration où la rupture se propage vers le nord (figure 3.12). La faille est située à une profondeur de 5 km , elle est divisée en 12×7 sous-failles. L'azimut et le pendage de la faille sont fixés à 0° . En considérant une vitesse de rupture égale à 2.7 km.s^{-1} et une fréquence coin du petit séisme égale à $f_c = 1 \text{ Hz}$, chaque sous-faille est un carré de côté égal à 2.7 km . Les dimensions de la faille sont de $32.4 \times 18.9 \text{ km}$ et chaque station est située à une distance de 100 km par rapport à l'hypocentre.

Les résultats obtenus sont conformes à ce que nous attendions (figure 3.13 a). En effet, d'une façon similaire à l'effet Doppler, la station au nord, qui voit la rupture venir vers elle, a une vision plus courte de celle-ci et donc une fonction source temporelle apparente (ASTF) plus courte et de plus forte amplitude. Au contraire, la station au sud, anti-directive, a une vision plus longue de la rupture et donc une fonction source temporelle apparente plus longue et de plus faible amplitude.

Cependant, il est important de noter que les effets de directivité sont correctement modélisés uniquement pour les fréquences inférieures à la fréquence coin f_c du petit séisme (figure 3.13 b). En effet, au delà de la fréquence coin, les seules informations que nous possédons sur la source sismique sont celles contenues dans le petit séisme. À moins de choisir un petit séisme ayant les mêmes effets de directivité que ceux que l'on veut simuler ou d'enlever la source du signal du petit séisme [Plicka et Zahradnick, 2002] (technique qui peut générer des instabilités), la méthode des fonctions de Green empiriques ne permet pas de modéliser correctement les effets de directivité à des fréquences supérieures à la fréquence coin du petit séisme. De manière plus didactique, la figure 3.14 reprend schématiquement les effets observés sur la figure 3.13 b pour la station située au nord.

Cette limitation de la méthode est problématique, surtout compte tenu de la bande de fréquence concernée. En effet, quelle que soit la position de la station par rapport à la direction de la rupture, le contenu hautes fréquences sera identique. Ainsi, le pic maximal d'accélération (PGA) qui est principalement porté par les hautes fréquences subira des variations beaucoup plus faibles comparées à celles auxquelles on aurait pu s'attendre pour une telle configuration (figure 3.15).

3.3.5 Bilan : modèle développé et point sur les principaux problèmes rencontrés

À la fin de cette étude, nous proposons un schéma de sommation en deux étapes dépendantes. La source sismique est représentée par une faille étendue divisée en $N_L \cdot N_W$ sous-failles (Fig 3.1). Dans la première étape, η_c sous-événements sont sommés entre eux de manière à reconstituer la propagation de la rupture et la différence de propagation des ondes d'un bout à l'autre de la faille. Dans la seconde étape, η_d sous événements sont à nouveau sommés entre eux de manière à modéliser la montée de la dislocation sur chacune des sous-failles. Au total $\eta = \eta_c \cdot \eta_d$ sous-événements sont sommés entre eux et multipliés par un facteur d'échelle κ . Une fonction source numérique $R(t)$ générée de cette manière s'écrit :

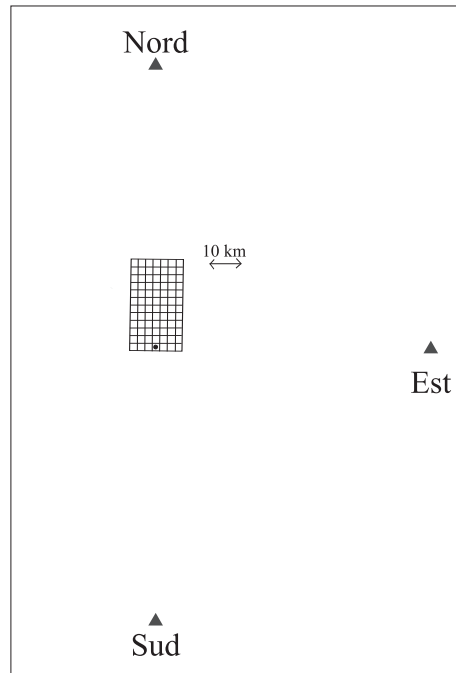


FIG. 3.12: Configuration faille-station testée pour mettre en évidence les effets de directivité. La faille horizontale, est située à une profondeur de 5 km, elle est divisée en 12×7 sous-failles. Le point noir indique la position du point de nucléation sur le plan de faille et les triangles noirs la position des stations.

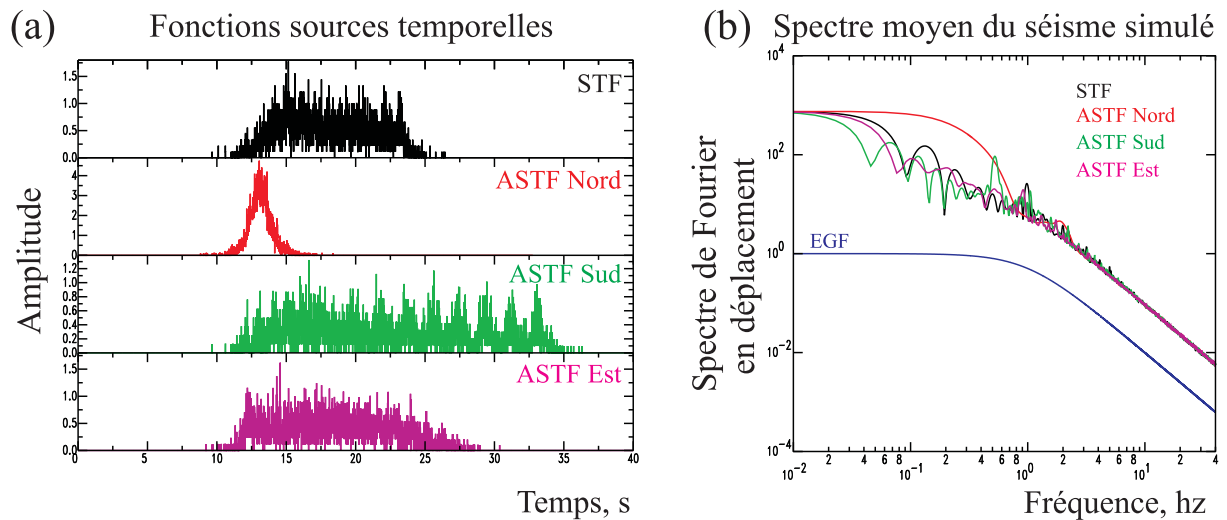


FIG. 3.13: Tests des effets de directivité. a) Influence de la position de la station sur a) les fonctions sources temporelles apparentes (ASTF) et b) les spectres moyens des séismes simulés. Paramètres : $\frac{M_0}{m_0} = \frac{756}{1}$, $C = 1$, $f_c = 1$ Hz, $N_L = 12$, $N_W = 7$, $N_D = 9$, $V_r = 2.7$ km.s⁻¹, $az = 0^\circ$, $pend = 0^\circ$, $\frac{V_r}{V_s} = 0.9$, hypocentre positionné selon la figure 3.12 (en (0, 3)), $distance_{hypo-station} = 100$ km, $T_d = 3.0$ s.

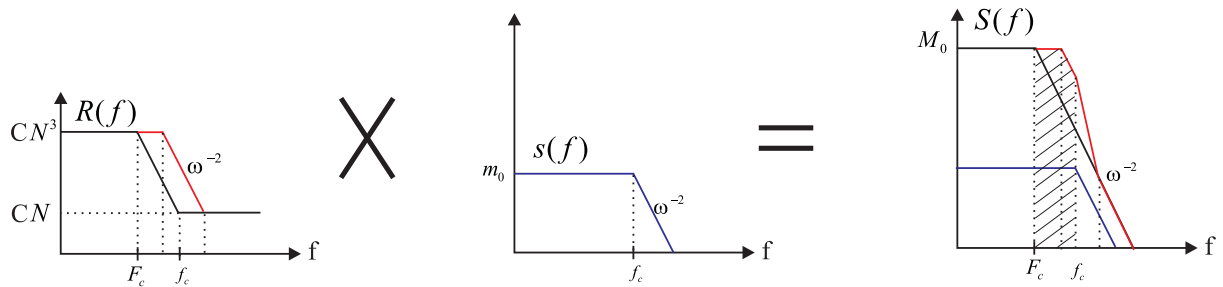


FIG. 3.14: Explication schématique des effets observés dans la figure 3.13 pour la station située dans la même direction que la propagation de la rupture. Le plateau basses et hautes fréquences du spectre source moyen étant contraint par le schéma de sommation, les effets de directivité sont uniquement portés par les fréquences intermédiaires. La convolution du spectre source par un petit séisme ne possédant pas les mêmes effets de directivité que ceux que l'on veut simuler reconstitue correctement les effets de directivité uniquement pour des fréquences inférieures à la fréquence coin f_c du petit séisme (en hachuré).

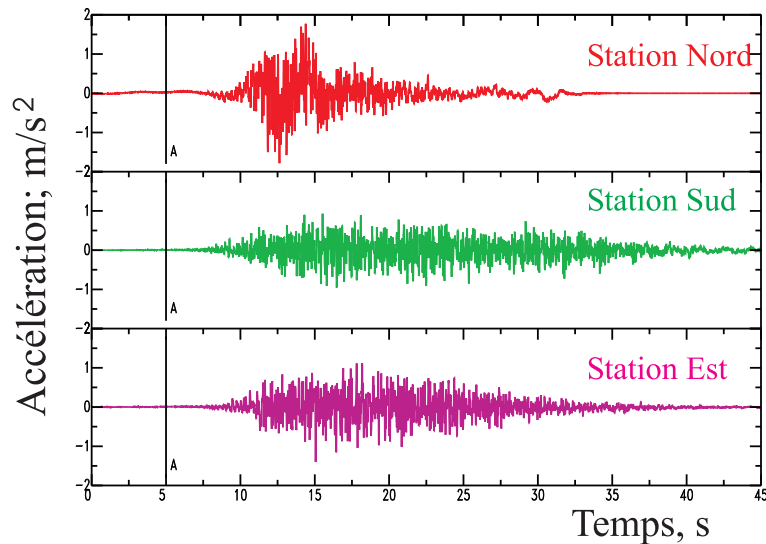


FIG. 3.15: Application sur des données réelles. Pour chaque station, l'accélérogramme est obtenu en convoluant les ASTFs de la figure 3.13 par un signal réel de fréquence coin $f_c \sim 1$ Hz.

$$R(t) = \kappa. \sum_{i,j=0}^{\eta_c-1} \left[\sum_{m=0}^{\eta_d-1} \delta(t - t_c(i, j) - t_d(i, j, m)) \right] \quad (3.19)$$

où :

$$\eta_c = N_L \cdot N_W \quad (3.20)$$

$$\eta_d = N_D^2 \quad (3.21)$$

$$\kappa = \frac{C}{N_D} \quad (3.22)$$

$$t_c(i, j) = t_r(i, j) + t_p(i, j) \quad (\text{équation 3.2 et 3.3}) \quad (3.23)$$

$$t_d(i, j, m) \text{ sont des nombres aléatoires distribués entre } [0, Td] \quad (3.24)$$

suivant la distribution $\rho_{d_{sol}}(t)$ (équation 3.18), avec $Td = \frac{\sqrt{N_D}}{f_c}$

Pour des différences de magnitude importantes entre le gros et le petit séisme, le nombre de petits séismes à sommer est en général conséquent (à moins d'introduire un rapport de chute de contrainte élevé entre le gros et le petit séisme). Pour un nombre de sommations supérieur à 27^4 (cas que nous ne rencontrerons pas dans nos applications), il faudrait adapter la méthode précédente en procédant à la simulation de séismes de magnitude intermédiaire, en introduisant une dimension fractale appropriée.

Notons que la méthode que nous venons de mettre en place a d'autant plus de poids que nous avons travaillé dans un premier temps uniquement sur des tests numériques, en analysant non pas le contenu énergétique d'une réalisation spécifique, mais la moyenne statistique d'un large ensemble de réalisations. Par opposition à des tests pratiqués directement sur des données réelles ou/et sur une seule réalisation (comme c'est souvent le cas dans ce style d'approche), notre démarche a l'avantage de se focaliser directement et uniquement sur les problèmes induits par le schéma de sommation, en éliminant toute fluctuation pouvant masquer le signal et donc l'information.

Nous avons ainsi pu analyser les problèmes majeurs rencontrés en simulation :

- L'apparition des pics secondaires est une conséquence directe de la périodicité artificielle introduite pour modéliser une mise en place de la dislocation type Haskell [1969].
- La surestimation des hautes fréquences, rencontrée par différents auteurs [Irikura, 1986; Pavic et al., 2000], est la conséquence d'un nombre de petits séismes sommés insuffisant (N^3 au lieu de N^4). Il est effectivement impossible de reproduire les basses et les hautes fréquences en sommant uniquement N^3 petits séismes ensemble. Tout modèle de sommation basé sur une sommation en N^3 se doit d'adopter des techniques de sommations différentes à basses et à hautes fréquences ($n_p \cdot N^3 + N^2$ pour Irikura [1986]; Irikura et Kamae [1994], $N^3 +$ bruit synthétique pour Pavic et al. [2000]).
- La sous-estimation des hautes fréquences, rencontrée entre autres par Bour [1993] est une implication directe de la technique de suppression des pics secondaires en $n_p \cdot N^3$. Sommer un nombre de petits séismes supérieur à N^3 a en effet comme conséquence de rejeter une partie de l'énergie dans les très hautes fréquences. Introduire ensuite une variabilité dans le processus de rupture à travers une vitesse de rupture

ou de glissement variable peut uniquement corriger cette sous-estimation si l'entier n_p en question est égal à N .

- La sous-estimation des fréquences intermédiaires que nous avons rencontrée est une implication directe de la manière dont sont générés les décalages dus à la propagation de la rupture et à la différence de propagation des ondes d'un bout à l'autre de la faille. Nous avons montré que ces écarts au modèle de référence existent toujours quelque soit le nombre de petits séismes sommés. Ces écarts peuvent être considérés comme négligeables pour un petit nombre de séismes sommés ($N \leq 9$), mais ne le sont plus quand ce nombre augmente. Dans ce cas, la manière de modéliser la montée de la dislocation joue un rôle déterminant et utiliser une distribution adaptée permet de diminuer considérablement les écarts observés. Comme Irikura et Kamae [1994], nous constatons que pour un nombre très important de sous événements sommés ($N \geq 27$), l'importance des écarts observés impose de simuler des séismes de magnitudes intermédiaires. Notons que cette sous-estimation dans les fréquences intermédiaires devrait être observée par tous les auteurs utilisant une méthode stochasto-cinématique. Cependant, étant donné qu'elle devient observable pour un nombre important de sous-événements sommés, elle peut passer inaperçue dans certains types d'applications dont les tests se limitent à vérifier la bonne reproduction des observés sur des données réelles ou sur une seule réalisation. Nous verrons dans la partie applicative la faible implication de cette sous-estimation sur la simulation d'un des séismes principaux de la crise de Colfiorito ($N = 5$) et au contraire la forte implication sur le séisme de Oaxaca ($N = 9$). Pour finir dans le cadre de la méthode proposée par Irikura et Kamae [1994] qui utilise une distribution uniforme pour générer les décalages dus à la montée de la dislocation, il est difficile de dire si la déficience constatée dans les fréquences intermédiaires n'est pas aussi due à la combinaison de deux méthodes de sommation : en $n_p \cdot N^3$ pour modéliser les basses fréquences et en N^2 pour modéliser les hautes fréquences.

Pour finir, cette méthode ne permet que partiellement de reconstituer les effets de directivité.

3.4 Applications sur des données réelles

3.4.1 La crise de Colfiorito (1997, Italie) : les chocs principaux ($M_w = 5.7$ et $M_w = 6.0$) et une réplique ($M_w = 5.6$)

Le 26 septembre 1997, deux séismes de magnitude modérée ($M_w = 5.7$ et $M_w = 6.0$) [Amato et al., 1998; Deschamps et al., 2000] frappèrent l'Ombrie et la Marche (Italie Centrale) autour de la ville de Colfiorito. Ces deux séismes ont été suivis par une activité sismique intense des mois durant. Des centaines de répliques ont ainsi constitué la crise de Colfiorito avec une vingtaine de séismes de magnitude comprise entre 4 et 5 [Ekstrom et al., 1998; Zollo et al., 1999]. Les trois séismes majeurs de la crise sont de magnitude supérieure à 5.5 et ont été les séismes les plus destructeurs en Italie depuis le séisme d'Irpinia (1980, $M_w = 6.9$) [Voisin et al., 2000].

Les séismes du 26 septembre ont été enregistrés par le réseau permanent Italien (SSN). Ensuite un réseau dense de stations sismologiques a été installé [Deschamps et al., 2000].

1997 ($M_w = 4.5$) sélectionné comme fonction de Green empirique a été enregistré uniquement sur la station Assisi située à 22 km de l'épicentre (figure 3.17). Les paramètres sources utilisés dans les simulations figurent dans le tableau 3.1. La localisation des séismes provient de l'étude menée par Amato et al. [1998]. Les paramètres M_0 , m_0 , $\Delta\Sigma$, az , $pend$, R , V_r et z_h proviennent de l'étude de Zollo et al. [1999]. La vitesse des ondes S et la position de l'hypocentre sur la faille (figure 3.17) est déduite de l'étude de Emolo et Zollo [2001]. Les fréquences coin du précurseur et des chocs principaux sont déterminées par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} théorique sur la station Assisi (figure 3.18 a). Les fréquences coin obtenues sont en accord avec l'étude paramétrique de Capuano et al. [2000]. La chute de contrainte $\Delta\sigma$ du petit séisme est ensuite déduite par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} (figure 3.18 b). Notons qu'en théorie, une seule de ces deux étapes est nécessaire pour déterminer les paramètres de simulation C , N et f_c . En pratique, ces paramètres ne sont pas toujours facile à déterminer. La comparaison des spectres de Fourier permet ainsi de faire une première approximation des fréquences coin f_c et F_c (figure 3.18 a) et la comparaison des rapports spectraux permet ensuite d'affiner cette première estimation à partir des valeurs de plateaux basses et hautes fréquences (CN^3 et CN) (figure 3.18 b). Le temps de montée est fixé ici comme pour toutes les simulations qui suivront à $\frac{\sqrt{ND}}{f_c}$.

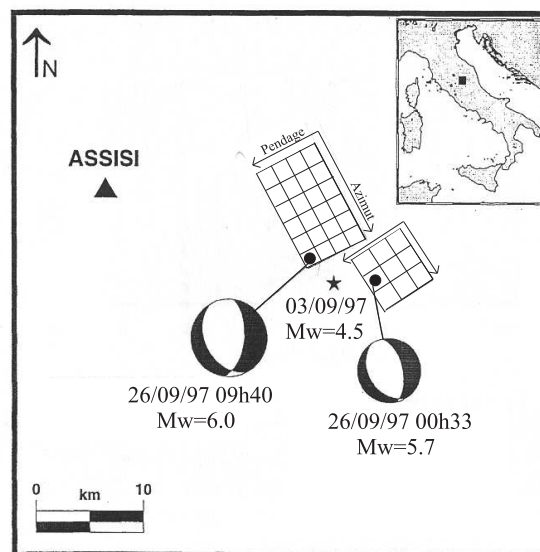


FIG. 3.17: Projection horizontale des plans de faille associés au $M_w = 5.7$ de 00h33 et au $M_w = 6.0$ de 09h40 de la crise de Colfiorito. Les plans de faille sont respectivement divisés en 3×3 sous-failles et 6×4 sous-failles. Les points noirs indiquent la position du point de nucléation sur les plans de faille. L'étoile noire indique la localisation du séisme précurseur ($M_w = 4.5$) utilisé ici comme fonction de Green empirique (d'après Zollo et al. [1999]).

Les simulations obtenues reproduisent bien les mouvements du sol observés, aussi bien en temps que dans le domaine spectral (spectre de Fourier et spectres de réponse) (figure 3.19 et 3.20). On observe cependant un meilleur accord entre les simulations et

	$M_w = 5.7$	$M_w = 6.0$	$m_w = 4.5$
Moment sismique	$M_0 = 0.4 \times 10^{18} \text{ N.m}$	$M_0 = 1.0 \times 10^{18} \text{ N.m}$	$m_0 = 5.6 \times 10^{15} \text{ N.m}$
Fréquence coin	$F_c = 0.5 \text{ Hz}$	$F_c = 0.3 \text{ Hz}$	$f_c = 1.5 \text{ Hz}$
Chute de contrainte	$\Delta\Sigma \sim 19 \text{ bars}$	$\Delta\Sigma \sim 15 \text{ bars}$	$\Delta\sigma \sim 8.2 \text{ bars}$
Latitude	$Lat = 43.026^\circ \text{ N}$	$Lat = 43.023^\circ \text{ N}$	
Longitude	$Long = 12.897^\circ \text{ E}$	$Long = 12.870^\circ \text{ E}$	
Profondeur	$z_h = 7 \text{ km}$	$z_h = 8 \text{ km}$	
Azimut	$Az = 150^\circ$	$Az = 150^\circ$	
Pendage	$Pend = 37^\circ$	$Pend = 37^\circ$	
Rapport $\frac{L}{W}$	$R = 1$	$R = 1.6$	
Vitesse de rupture	$V_r = 3 \text{ km.s}^{-1}$	$V_r = 2.6 \text{ km.s}^{-1}$	
Vitesse des ondes S	$V_s = 3.2 \text{ km.s}^{-1}$	$V_s = 3.2 \text{ km.s}^{-1}$	
Position de l'hypocentre	(1, 2)	(5, 3)	

TAB. 3.1: Paramètres de simulations des chocs principaux de la crise de Colfiorito et de leur précurseur utilisé comme fonction de Green empirique. Pour le couple ($M_w = 5.7, m_w = 4.5$), $N_L = N_W = N_D = N = 3$ et $C = 2.3$. Pour le couple ($M_w = 6.0, m_w = 4.5$), $N_L = 6, N_W = 4, N_D = N = 5$ et $C = 1.8$.

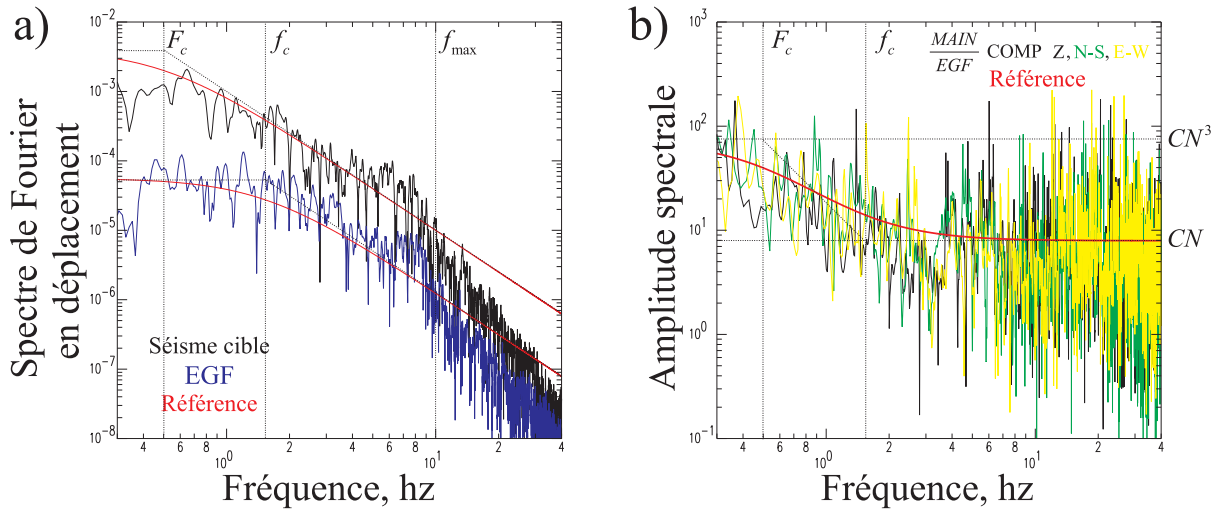


FIG. 3.18: Détermination des paramètres sources pour le $M_w = 5.7$ de 00h33. a) Détermination de F_c et f_c par comparaison des spectres de Fourier en déplacement avec le modèle de référence. b) Détermination de C et N par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} . Remarque : Au delà de $f_{max} = 10 \text{ Hz}$, on observe sur le gros comme sur le petit séisme les effets de l'atténuation liée à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles.

les observations pour le séisme de magnitude 5.7 que pour celui de magnitude 6.0, en particulier sur la composante Nord-Sud. Les différences d'amplitudes observées étaient aussi visibles pour les simulations faites à partir de la méthode purement stochastique (section 2.5.4.2). Ces différences d'amplitudes pourraient être attribuées à deux points :

1. Le petit séisme de magnitude 4.5, utilisé comme fonction de Green empirique, a eu lieu plus près du séisme de magnitude 5.7 que du séisme de magnitude 6.0 (figure 3.16). On s'attend donc à ce que les effets de propagation entre les chocs principaux et la station Assisi soient mieux pris en compte pour le séisme de magnitude 5.7 que pour celui de magnitude 6.0. Ces différences de prise en compte de l'effet de propagation des ondes pourraient expliquer les différences d'amplitudes observées sur les simulations.
2. De plus, Capuano et al. [2000] ont constaté que pour reproduire les formes d'ondes et les amplitudes maximum produites par le séisme de magnitude 6.0, il était nécessaire de modéliser un glissement hétérogène sur la faille. Pour le séisme de magnitude 5.7, un glissement homogène semblait suffisant. Dans ce chapitre, le modèle que nous proposons ne permet pas de simuler une répartition hétérogène du glissement. Ces différences de glissement sur la faille pourrait donc aussi expliquer les différences d'amplitudes observées sur les simulations. Cependant, le but de notre étude n'est pas de reproduire un processus de rupture donné avec exactitude en reproduisant notamment des zones d'aspérités, mais uniquement d'obtenir des simulations "moyennes" pour un hypothétique futur séisme. Dans ce contexte, le modèle que nous proposons est satisfaisant et il permet d'obtenir une bonne reproduction des données réelles pour les deux chocs principaux de Colfiorito.

La qualité des résultats obtenus est en partie due aux paramètres mis en jeu, mais aussi au schéma de sommation proposé ici. La figure 3.21 montre l'évolution des simulations (ici pour le séisme de magnitude 6.0, comp E-W) en fonction de l'évolution du schéma de sommation, conformément à la section 3.3. Dans un premier temps (figure 3.21 a), les petits séismes sont sommés conformément au modèle de base décrit dans la section 3.2 ($\eta = N^3$, décalages t_d périodiquement espacés). La périodicité artificielle introduite pour modéliser la montée de la dislocation engendre l'apparition de pics secondaires. L'introduction de variabilité dans la mise en place de la dislocation permet de supprimer ces pics secondaires (figure 3.21 b, $P = 100$ %). Néanmoins, le nombre insuffisant de petits séismes sommés (N^3 au lieu de N^4) engendre une surestimation du contenu hautes fréquences égal à \sqrt{N} . N^4 petits séismes sont alors sommés permettant ainsi de corriger la surestimation des hautes fréquences observée auparavant (figure 3.21 c). Seule subsiste la sous-estimation des fréquences intermédiaires. Les décalages modélisant la mise en place de la dislocation sont alors générés à partir de la distribution SOL (figure 3.21 d). Cette distribution permet de limiter la déficience observée dans les fréquences intermédiaires et ainsi de générer des signaux temporels réalistes qui reproduisent bien les mouvements du sol observés aussi bien en temps que dans le domaine spectral (spectre de Fourier et spectre de réponse). Notons que, compte tenu du nombre de sommations peu important ($\eta = 5^4$), cette application ne permet pas vraiment d'observer le rôle majeur joué par une distribution adaptée. Cependant, rappelons que cette déficience sera d'autant plus importante que le nombre de sous-événements à sommer est important. Les applications sur Oaxaca, qui nécessitent un nombre de sommations

Simulation du séisme de magnitude 5.7

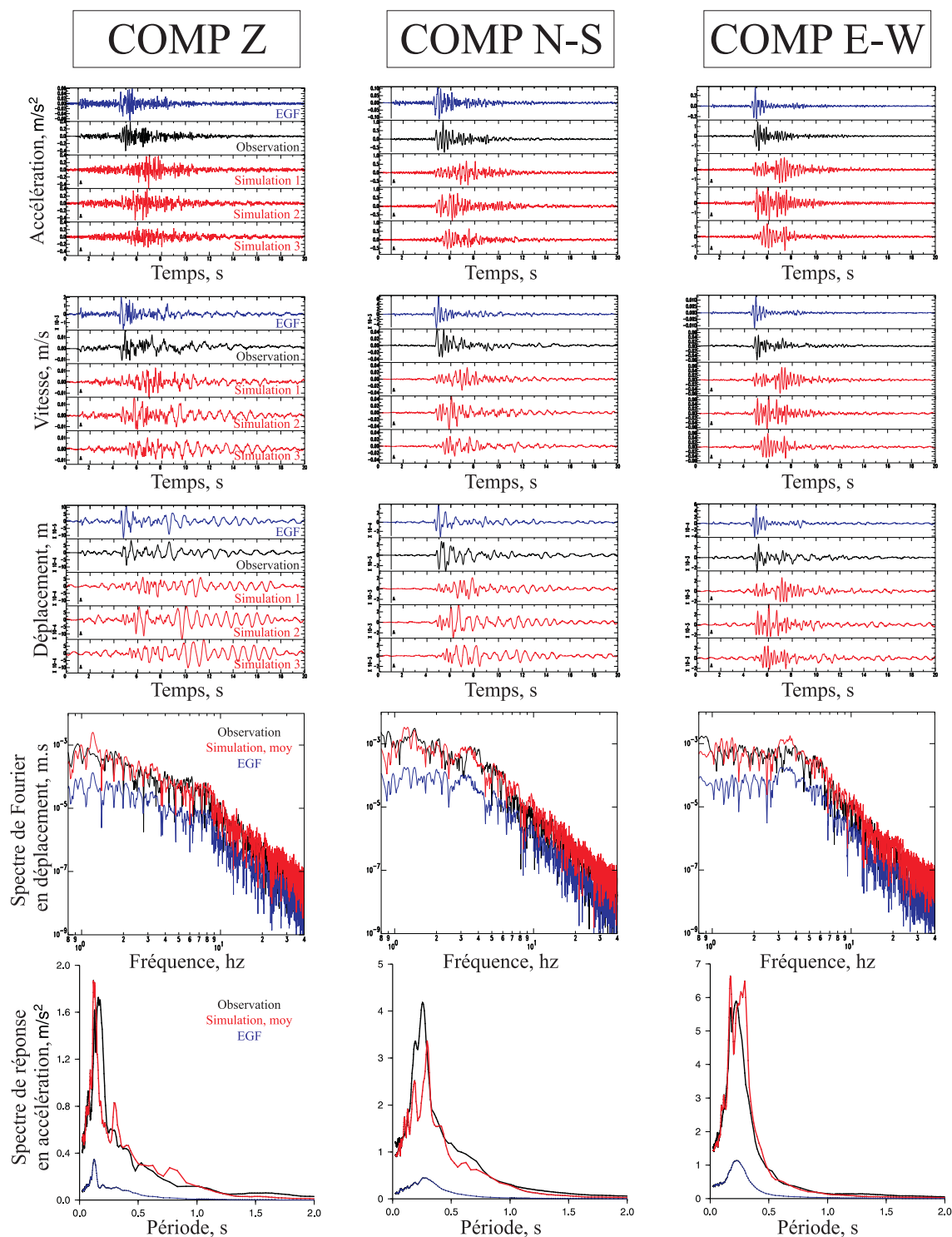


FIG. 3.19: Simulation du choc principal de 00h33 (26 Septembre 1997, $M_w = 5.7$, Colfiorito) sur la station Assisi, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge). En temps, seules trois réalisations sont représentées sur les 500 générées. Les différences entre ces réalisations sont dues au caractère stochastique de la méthode proposée et ne sont pas dues à une variabilité des paramètres. Un filtre passe haut de 0.8 Hz est appliqué aux signaux en déplacement.

Simulation du séisme de magnitude 6.0

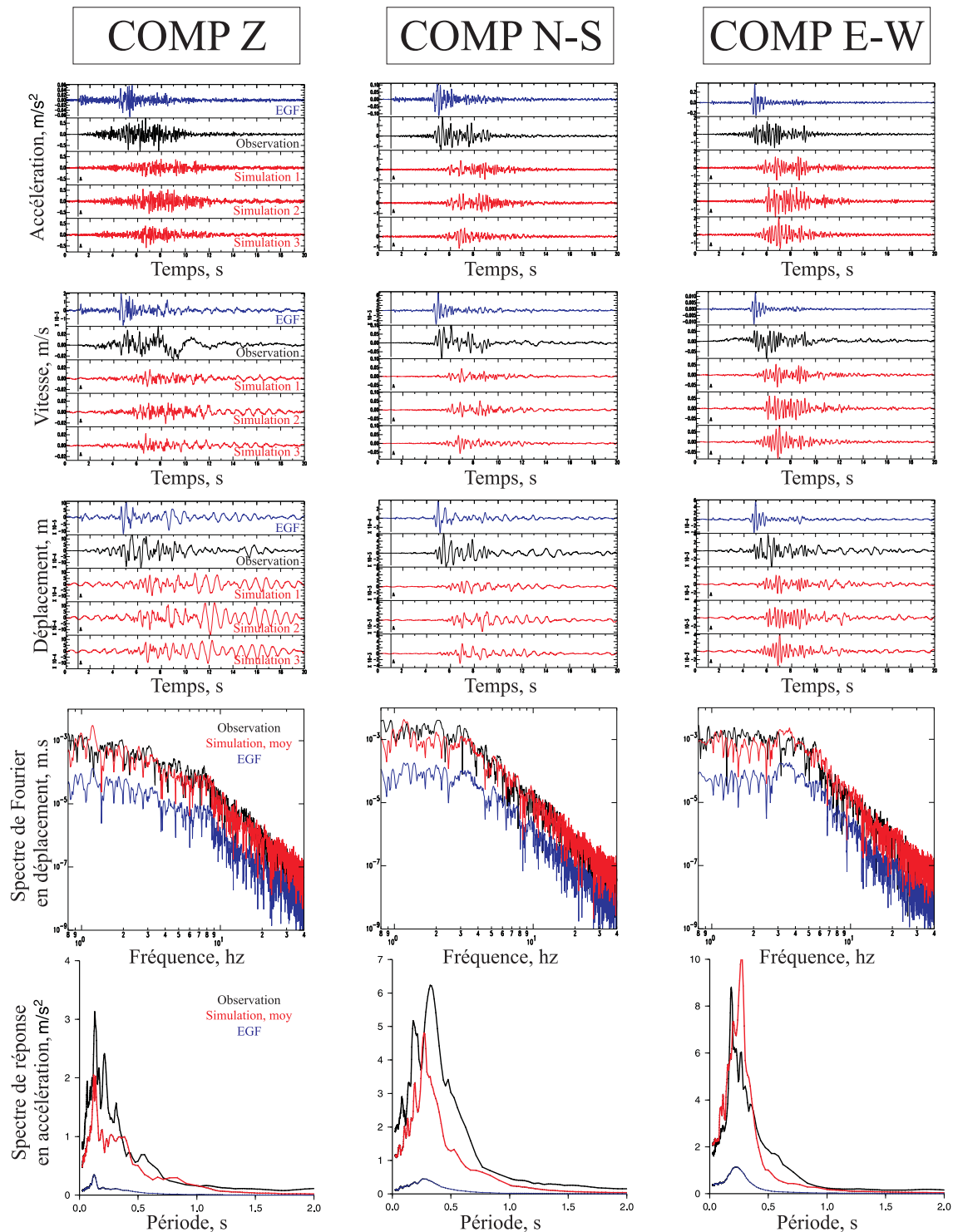


FIG. 3.20: Simulation du choc principal de 09h40 (26 Septembre 1997, $M_w = 6.0$, Colfiorito) sur la station Assisi, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge). Un filtre passe haut de 0.8 Hz est appliqué aux signaux en déplacement.

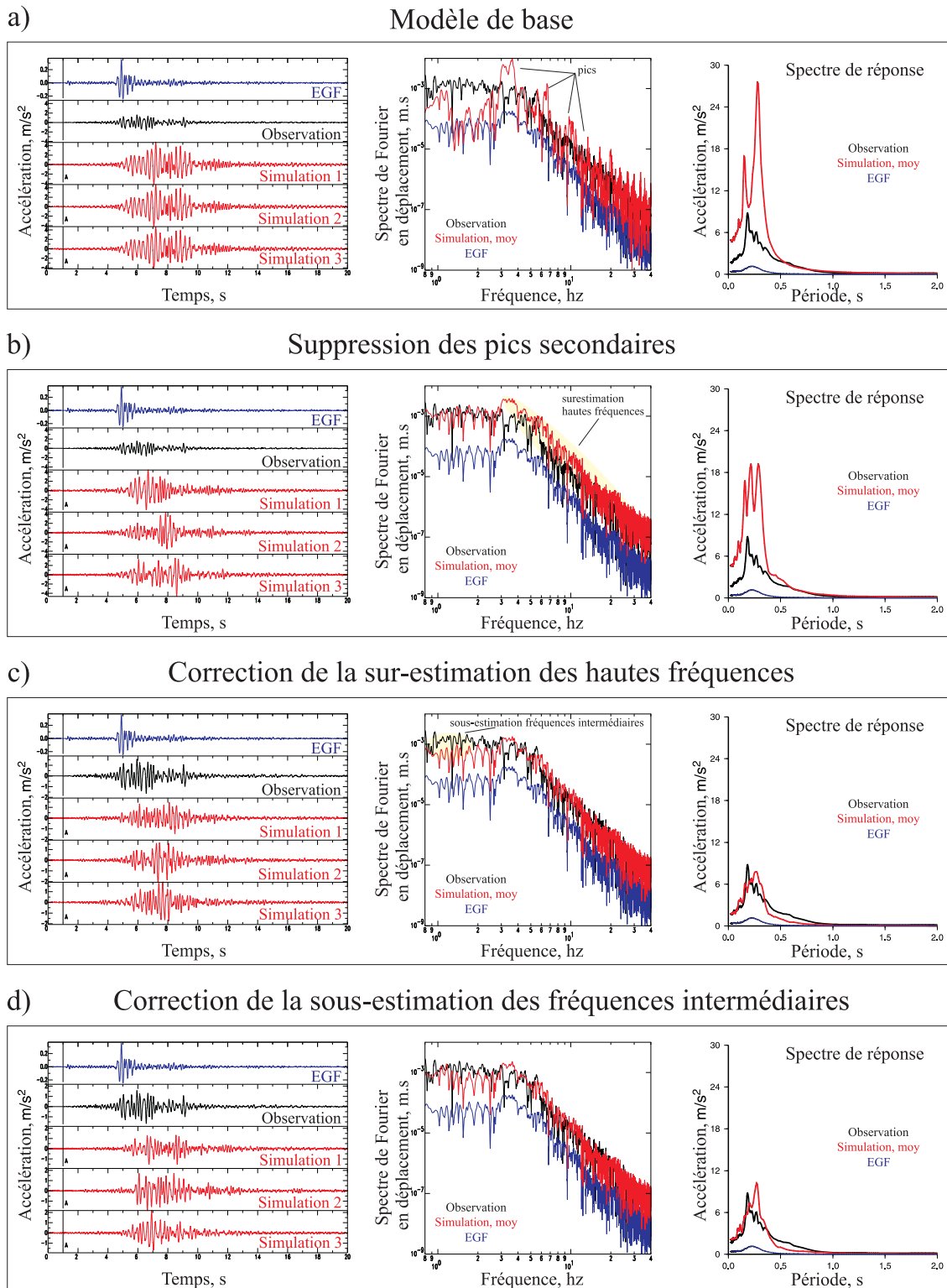


FIG. 3.21: Évolution des simulations au cours de l'évolution du schéma de sommation. a) Apparition de pics secondaires causée par la périodicité artificielle $\frac{T_d}{N_D}$. b) Suppression des pics secondaires par introduction de variabilité, surestimation du contenu hautes fréquences du à la sommation en N^3 . c) Correction de la surestimation des hautes fréquences en introduisant une sommation en N^4 . Sous-estimation des fréquences intermédiaires. d) Correction de la sous-estimation des fréquences intermédiaires et bonne reproduction des observations, grâce à l'introduction de la distribution SOL. Séisme concerné : $M_w = 6.0$ ($N = 5$), Station Assisi, composante E-W

supérieur ($\eta = 9^4$) permettront de mieux mettre en évidence la nécessité d'utiliser la distribution SOL. De manière plus générale, nous constatons ici qu'un schéma de sommation inadapté a d'importantes conséquences non seulement sur les spectres de Fourier, comme nous l'avons déjà montré avec les tests numériques, mais aussi sur les signaux temporels et les spectres de réponse. Rappelons que le spectre de Fourier moyen en déplacement représenté ici correspond à l'énergie moyenne des 500 réalisations générées. Il est obtenu en calculant la moyenne énergétique des 500 réalisations (moyenne quadratique des spectres en amplitude). Le spectre de réponse moyen (figure 3.22) quant à lui peut être obtenu en calculant le spectre de réponse pour un signal composé d'un module égal au spectre en accélération moyen et d'une phase donnée (Annexe B.2 pour plus de détails).

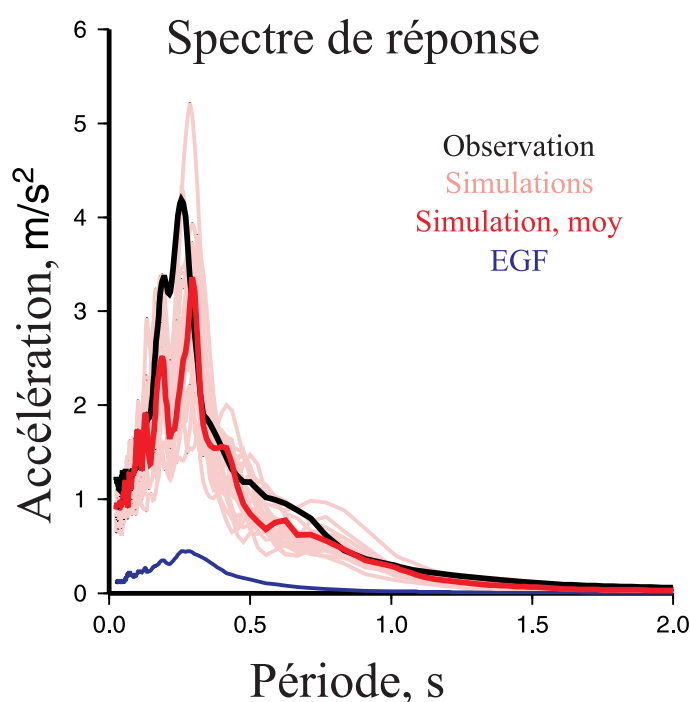


FIG. 3.22: Simulation du séisme de Colfiorito $M_w = 5.7$ pour la station Assisi, composante N-S. Le spectre de réponse moyen (en rouge) est superposé aux spectres de réponse associés à 20 réalisations (en rose) et à celui observé (en noir).

Notons que d'importants effets de directivité ont été constatés pour les deux chocs principaux que nous venons d'étudier [Capuano et al., 2000; Emolo et Zollo, 2001]. Dans cette étude, les mouvements du sol ont pu uniquement être simulés sur la station Assisi. Des tests ont montré que les configurations (forme de la faille et position de l'hypocentre) proposées par Capuano et al. [2000]; Emolo et Zollo [2001] et utilisées ici n'étaient pas les seules configurations permettant d'obtenir de bonnes reproductions des observés sur la station Assisi. Nous avons en effet constaté qu'une faille carrée et un hypocentre centré sur la faille permettait d'obtenir des simulations de même qualité. Ce constat ne minimise pas le rôle majeur des effets de directivité pour ces deux séismes, mais montre simplement qu'une seule et unique station ne permet pas de le mettre en évidence.

3.4.1.2 Une réplique de la crise de Colfiorito (1997, $M_w = 5.6$, Italie)

Nous nous intéressons maintenant à la plus importante des répliques de la crise de Colfiorito : un séisme de magnitude 5.6 qui a eu lieu le 14 octobre 1997 à 15h23. Le petit séisme du 4 octobre 1997 ($M_w = 4.6$, 16h13) sélectionné comme fonction de Green empirique a été enregistré sur un grand nombre de stations temporaires déployées pendant la crise [Deschamps et al., 2000]. Pour le séisme de magnitude 5.6, la dynamique de nombreuses stations (capteurs et numériseurs) n'a pas permis d'enregistrer correctement les mouvements du sol et a produit de nombreux enregistrements saturés, en particulier sur les composantes horizontales. Nous ne considérerons dans cette étude que les 12 stations ayant enregistré les mouvements du sol non saturés sur au moins une composante (la composante verticale) (figure 3.23). Ces stations sont situées à des distances épacentrales comprises entre 4.5 et 22 km. Parmi ces douze stations, seules quatre ont correctement enregistré les mouvements du sol sur les trois composantes (ANNI, CASB, COLF et FEMA). Pour les autres stations, on travaillera essentiellement sur la composante verticale.

Les paramètres utilisés dans les simulations figurent dans le tableau 3.2. La géométrie de la faille (azimut et pendage) et les moments sismiques M_0 et m_0 proviennent de l'étude de Ekstrom et al. [1998]. La localisation du séisme (lat, long, z_h) provient de l'étude de Amato et al. [1998]. Compte tenu qu'aucun effet de directivité notable n'a été constaté [Capuano et al., 2000], nous considérons une faille carrée ($R = 1$) et un hypocentre centré sur la faille (figure 3.23). La vitesse de rupture est fixée à 0.9 fois la vitesse des ondes de cisaillement. Comme précédemment, les fréquences coin du petit séisme et de la réplique sont déterminées par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} théorique sur les 12 stations. Le rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme est déduit par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} .

Les simulations obtenues reproduisent plutôt bien les mouvements du sol observés sur les douze stations (figure 3.24 à 3.31). Pour les stations COLF et ANNI, équipées d'un vélocimètre et d'un accéléromètre, ce sont les données accélérométriques qui sont utilisées dans cette étude. Pour ces deux stations, ainsi que pour les capteurs large bande (CMG40 à CASB, PENN, SERR, FREE), un filtre passe haut de 0.1 Hz est appliqué aux signaux en déplacement. Pour les capteurs à bande élargie (Lennartz 5s sur toutes les stations finissant par 9), les capteurs courte période (L22 à FEMA) et le capteur large bande CMG5 (FREE), le filtre passe haut est de 0.2 Hz. Dans un premier temps, les simulations sont présentées station par station (figure 3.24 à 3.29). Pour chacune de ces six stations, les mouvements du sol sont simulés pour les trois composantes. Deux de ces stations (PENN et SERR) n'ont pas bien enregistré la réplique du 14 octobre et possèdent un signal saturé sur les composantes horizontales. Puisque la fonction de Green empirique est bien enregistrée, des simulations sont possibles et nous permettent d'observer une bonne reproduction des observés, en dehors des effets de saturation sur les composantes horizontales (figure 3.28 et 3.29). Pour les six autres stations possédant aussi un signal

saturé, la bonne reproduction des observés est uniquement vérifiée pour les composantes verticales (figure 3.30 et 3.31). Pour la station FEMA qui se trouve à une distance de la faille (4.5 km) inférieure à sa longueur (5.8 km) (figure 3.23), les simulations obtenues sont de moins bonne qualité (notamment sur le signal en accélération, figure 3.27) que celles obtenues sur les stations situées à des distances plus lointaines. Cette observation est en accord avec les limites d'applicabilité de la méthode, qui est en théorie uniquement valable pour des stations situées à une distance de la faille au moins supérieure à sa longueur (approximation de source lointaine).

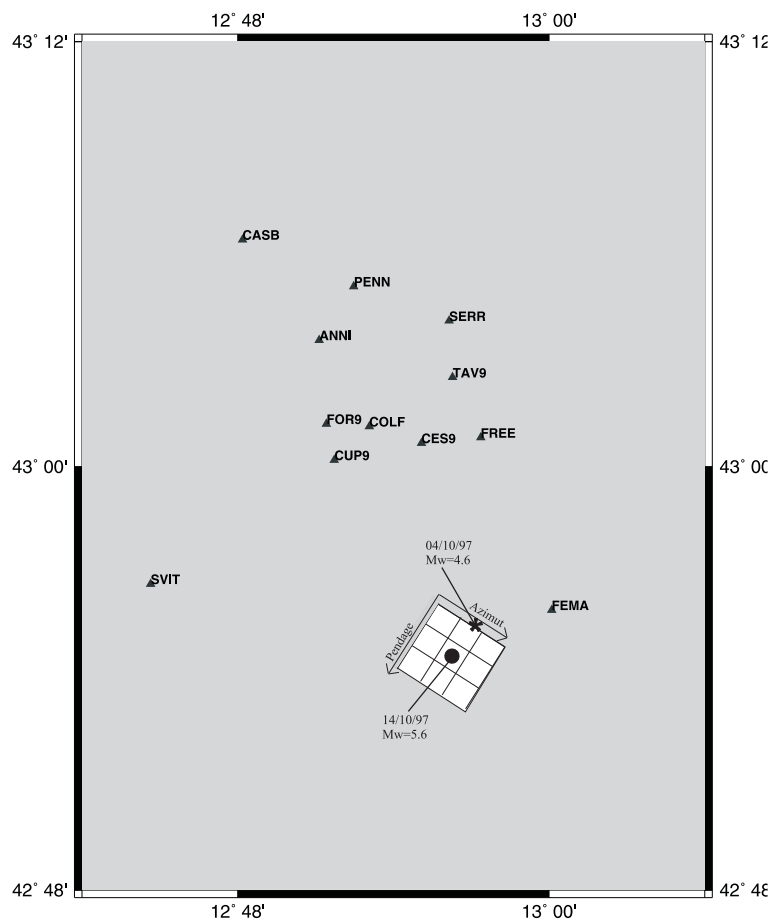


FIG. 3.23: Projection horizontale du plans de faille associé à la réplique du 14 octobre 1997 ($M_w = 5.6$, 15h23). Le plan de faille est divisé en 3×3 sous-failles. Le point noir indique la position du point de nucléation sur le plan de faille. L'étoile noire indique la localisation du petit séisme ($M_w = 4.6$) utilisé ici comme fonction de Green empirique.

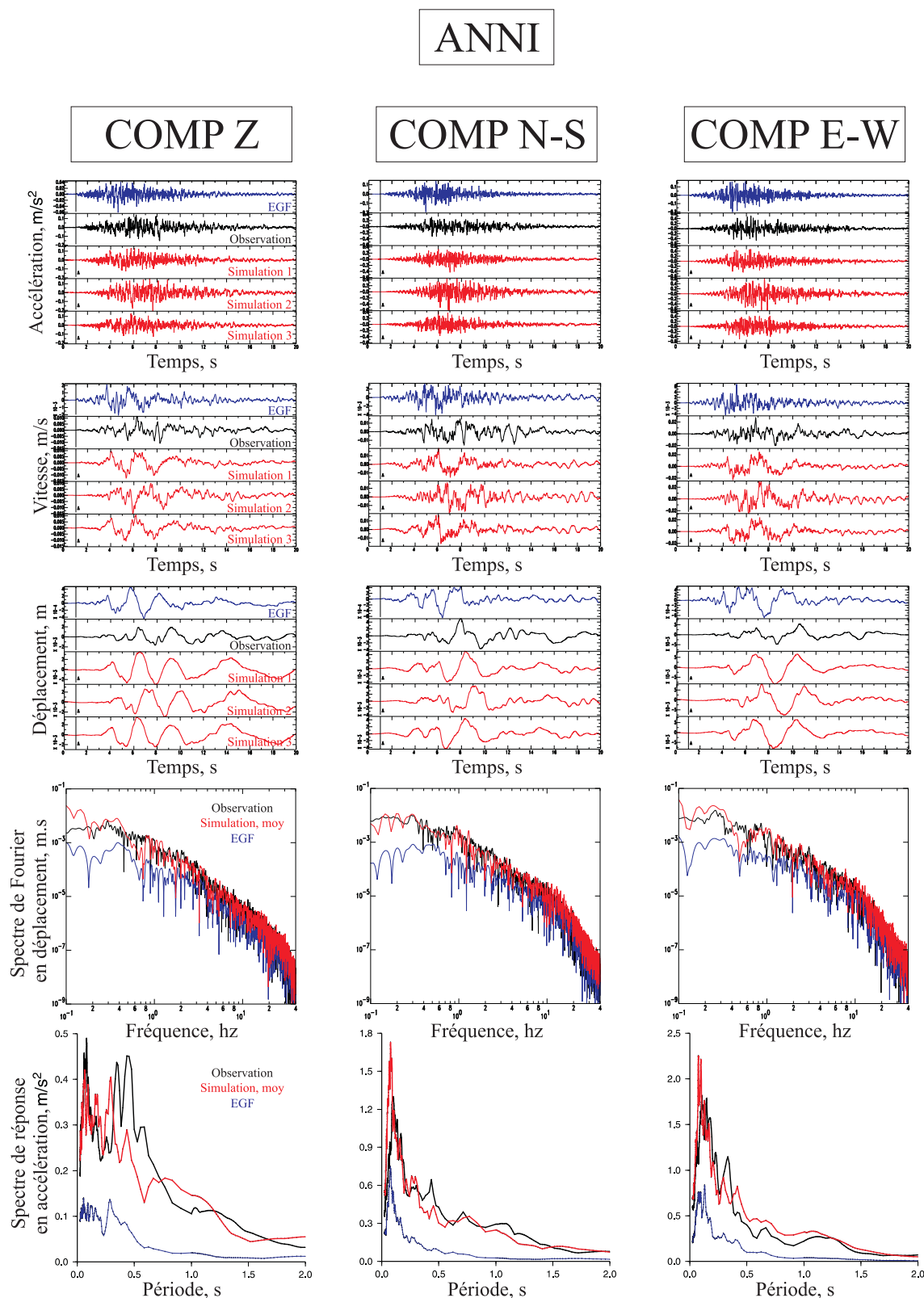
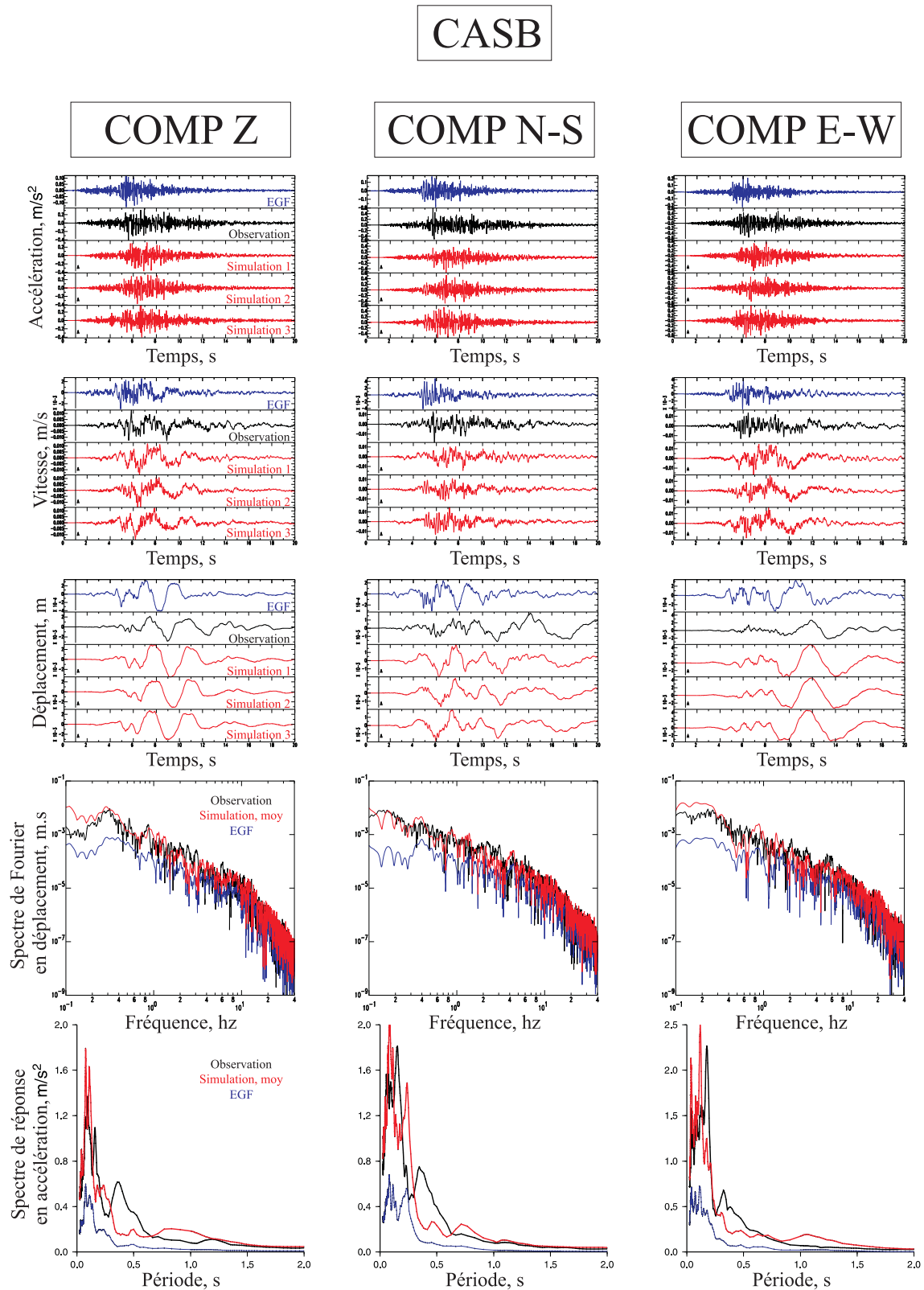


FIG. 3.24: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur la station ANNI, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).



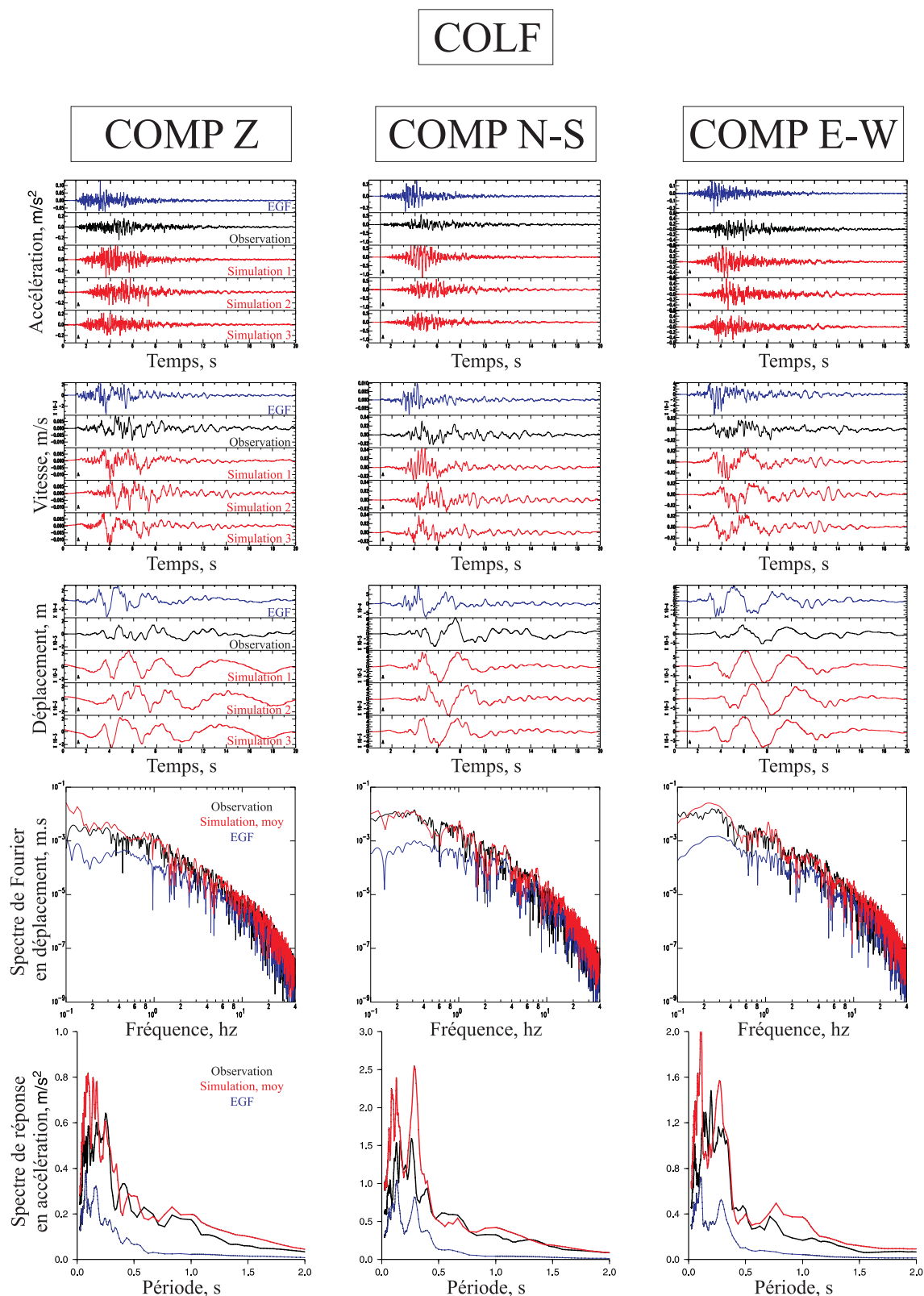


FIG. 3.26: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur la station COLF, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

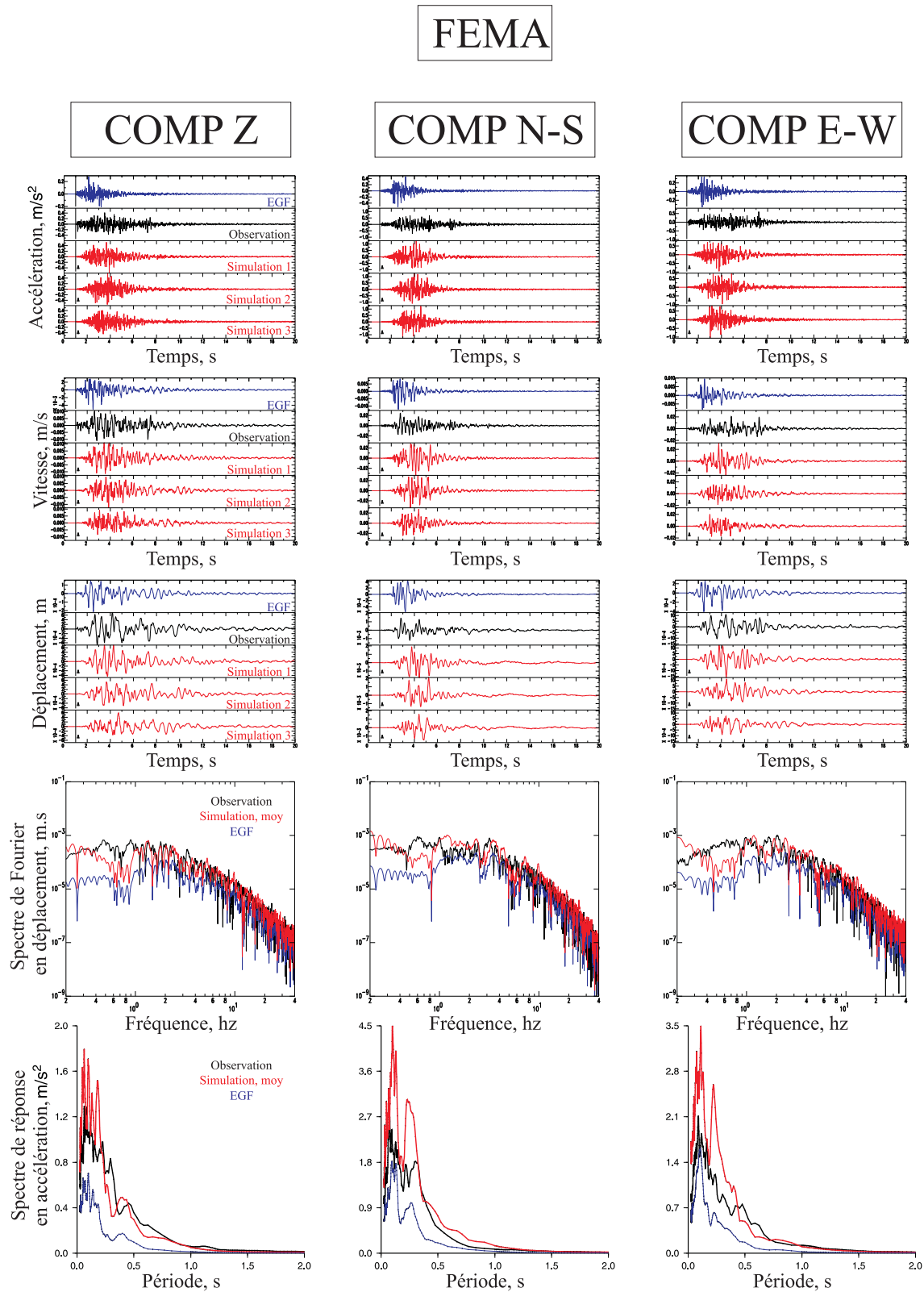


FIG. 3.27: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur la station FEMA, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

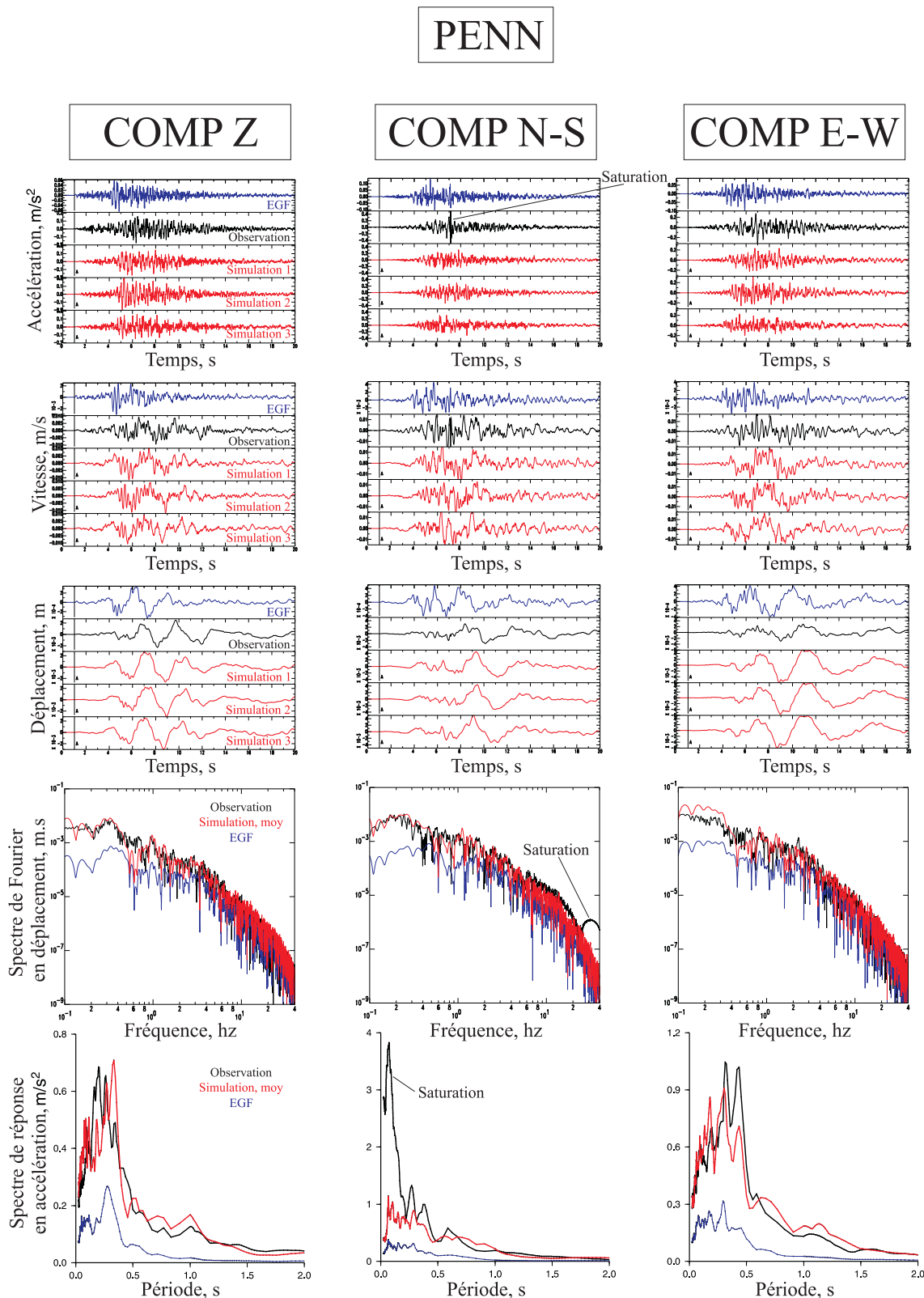


FIG. 3.28: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur la station PENN, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

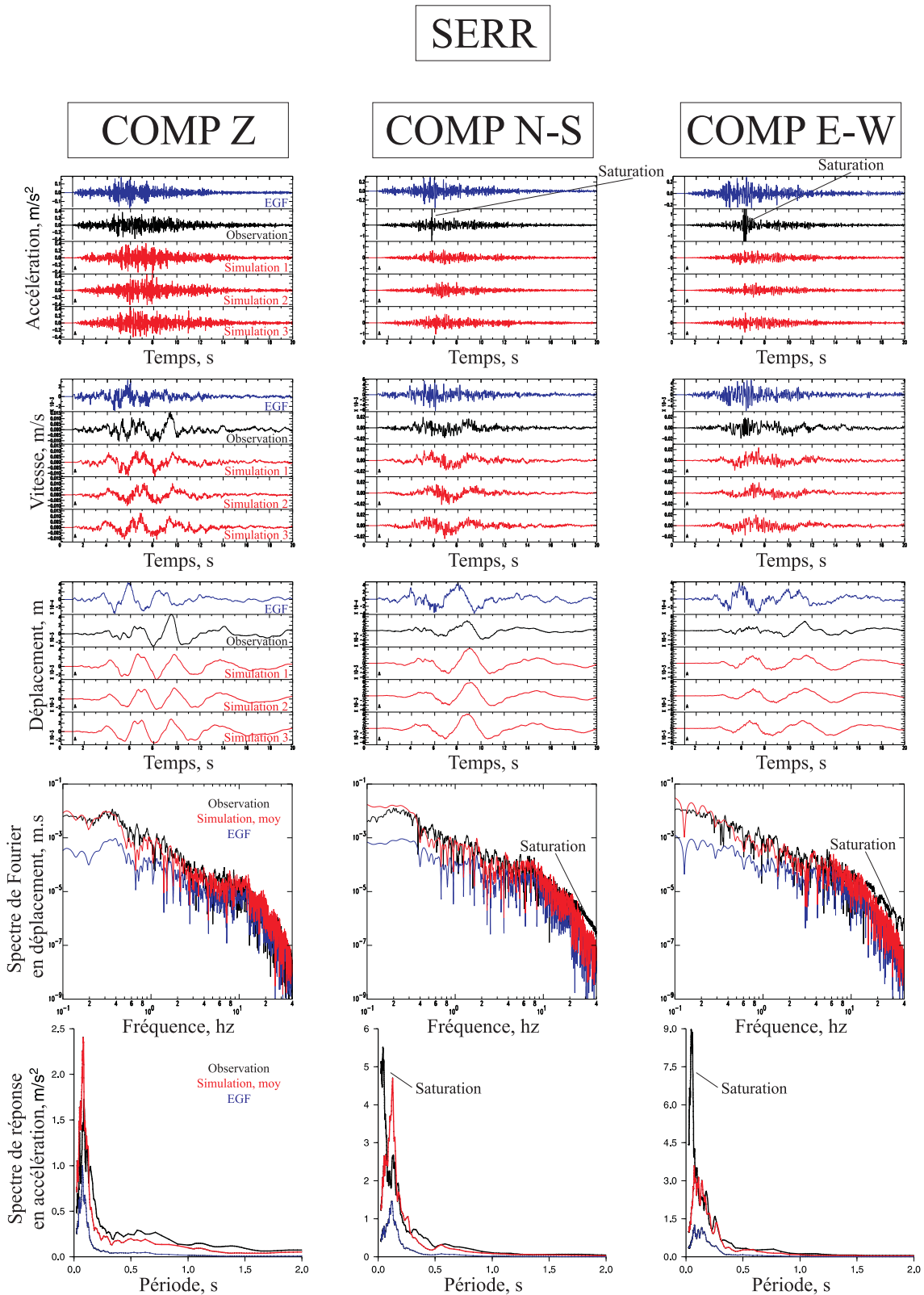
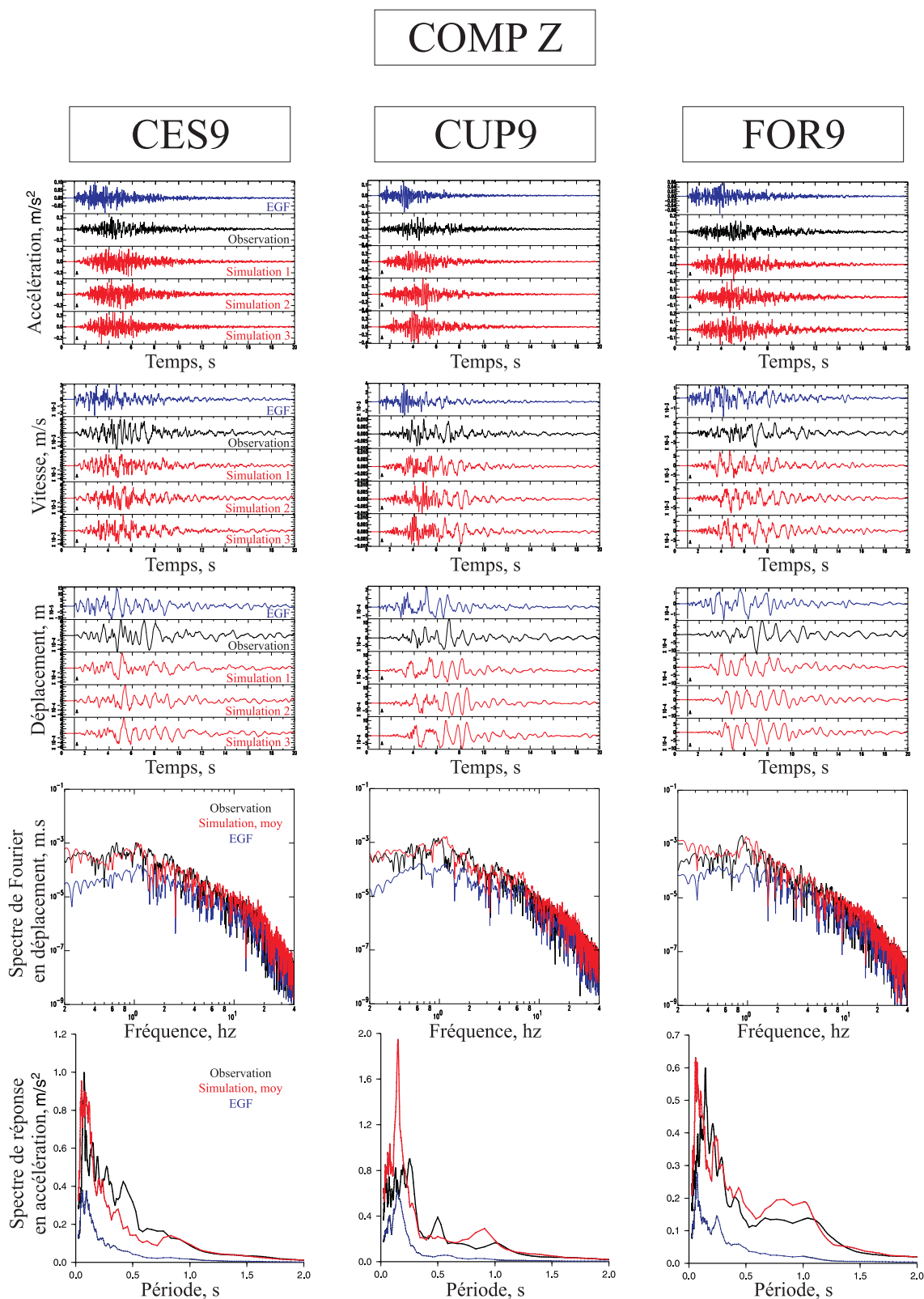


FIG. 3.29: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur la station SERR, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).



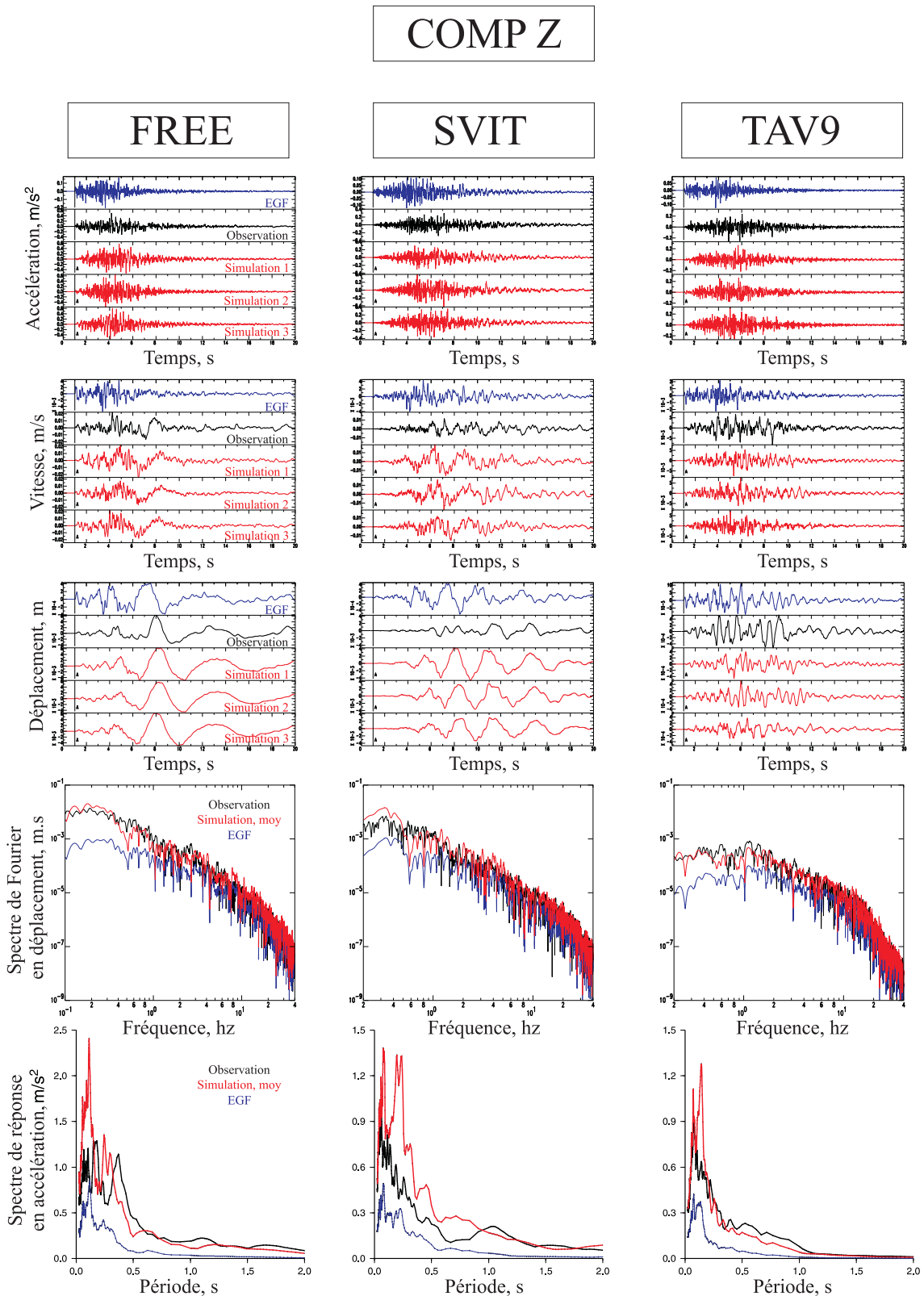


FIG. 3.31: Simulation de la plus grosse réplique de la crise de Colfiorito (14 octobre 1997, $M_w = 5.6$, 15h23) sur les stations FREE, SVIT et TAV9, sur la composante verticale. Pour chaque station sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

	$M_w = 5.6$	$m_w = 4.6$
Moment sismique	$M_0 = 3.4 \times 10^{17} \text{ N.m}$	$m_0 = 1.2 \times 10^{16} \text{ N.m}$
Fréquence coin	$F_c = 0.5 \text{ Hz}$	$f_c = 1.5 \text{ Hz}$
Rapport des chutes de contrainte	$C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} = 1$	
Latitude	$Lat = 42.919^\circ \text{ N}$	
Longitude	$Long = 12.926^\circ \text{ E}$	
Profondeur	$z_h = 6.6 \text{ km}$	
Azimut	$Az = 122^\circ$	
Pendage	$Pend = 38^\circ$	
Rapport $\frac{L}{W}$	$R = 1$	
Vitesse de rupture	$V_r = 2.88 \text{ km.s}^{-1}$	
Vitesse des ondes S	$V_s = 3.2 \text{ km.s}^{-1}$	
Position de l'hypocentre	$(1, 1)$	

Tab. 3.2: Paramètres de simulations de la réplique du 14 octobre 1997 ($M_w = 5.6$, 15h23) et du petit séisme du 4 octobre 1997 ($M_w = 4.6$, 16h13) utilisé comme fonction de Green empirique. $N_L = N_W = N_D = N = 3$ et $C = 1$.

3.4.2 Le séisme de Oaxaca (1999, $M_w = 7.5$, Mexique)

On simule maintenant les mouvements du sol produits par le séisme de Oaxaca [Singh et al., 2000] qui a eu lieu le 30 septembre 1999 au sud du Mexique ($M_w = 7.5$) (figure 3.32). Nous sélectionnons comme fonction de Green empirique la réplique du 1^{ier} octobre 1999 ($M_w = 4.6$). L'application de la méthode des fonctions de Green empiriques nécessite de se placer à une distance source-station supérieure à la longueur de la faille. Parmi les stations du réseau permanent large bande Mexicain ayant bien enregistré le gros et le petit séisme (CAIG, HUIG, PLIG, PNIG, YAIG), seules les trois stations (CAIG, PLIG et YAIG) sont situées suffisamment loin de la faille (environ 400 km) pour pouvoir être utilisées dans cette étude.

Les paramètres utilisés dans les simulations figurent dans le tableau 3.3. La localisation du séisme (lat, long, z_h) et la géométrie de la faille (azimut et pendage) correspondent à la solution de Harvard CMT. Les paramètres M_0 , m_0 , F_c et $\Delta\Sigma$ proviennent de l'étude de Singh et al. [2000]. Le rapport R entre la longueur et la largeur de la faille (figure 3.32), la vitesse de rupture V_r et la vitesse des ondes S autour de la faille sont déduits de l'étude de Hernandez et al. [2001]. Comme précédemment, la fréquence coin du précurseur est déterminée par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} théorique sur les trois stations. La chute de contrainte $\Delta\sigma$ du petit séisme est déduite par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} .

Les simulations du séisme de Oaxaca générées reproduisent plutôt bien les données observées sur les trois stations (figure 3.34, 3.35 et 3.36). Notons en particulier ici la capacité de la méthode des fonctions de Green empirique à reconstituer les effets de sites, notamment sur la station YAIG. Ce site, à quelques dizaines de kilomètres de la station PLIG engendre de fortes amplifications à basses périodes, en dessous de 0.3 s, ici bien reconstituées par les simulations. Notons aussi, comme nous l'avons déjà souligné auparavant dans l'approche purement stochastique le rôle majeur joué par le rapport des

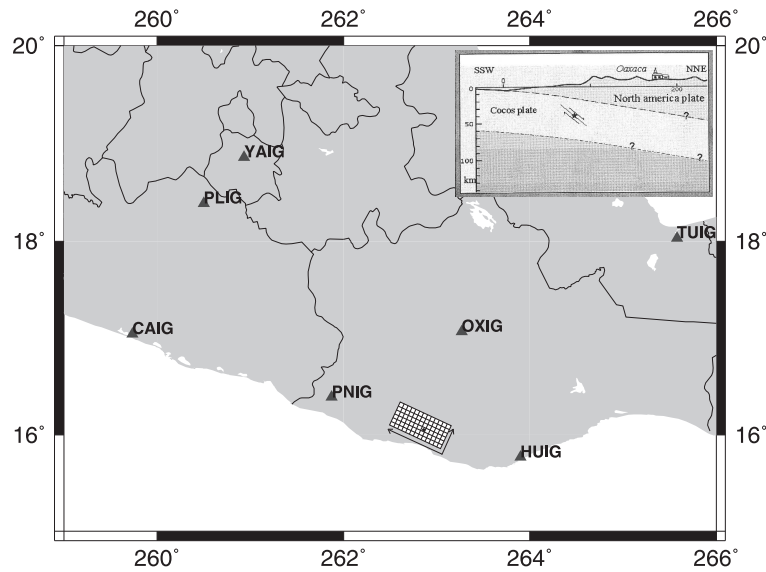


FIG. 3.32: Projection horizontale du plan de faille associé au séisme de Oaxaca. La faille est divisée en 13×6 sous-failles. Le point noir indique la position du point de nucléation sur le plan de faille.

	$M_w = 7.5$	$m_w = 4.65$
Moment sismique	$M_0 = 1.0 \times 10^{20} \text{ N.m}$	$m_0 = 9.4 \times 10^{15} \text{ N.m}$
Fréquence coin	$F_c = 0.11 \text{ Hz}$	$f_c = 0.99 \text{ Hz}$
Chute de contrainte	$\Delta\Sigma \sim 108 \text{ bars}$	$\Delta\sigma \sim 7.5 \text{ bars}$
Latitude	$Lat = 16.23^\circ \text{ N}$	
Longitude	$Long = 96.97^\circ \text{ W}$	
Profondeur	$z_h = 53.9 \text{ km}$	
Azimut	$Az = 295^\circ$	
Pendage	$Pend = 50^\circ$	
Rapport $\frac{L}{W}$	$R = 2$	
Vitesse de rupture	$V_r = 2.7 \text{ km.s}^{-1}$	
Vitesse des ondes S	$V_s = 4.7 \text{ km.s}^{-1}$	
Position de l'hypocentre	$(2, 2)$	

TAB. 3.3: Paramètres de simulations du séisme de Oaxaca ($M_w = 7.5$) et de sa réplique utilisé comme fonction de Green empirique ($m_w = 4.65$). $N_L = 13$, $N_W = 6$, $N_D = N = 9$ et $C = 14.6$.

chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme. Ici une chute de contrainte quinze fois plus importante que celle de la réplique a été nécessaire pour reproduire les hautes fréquences observées durant ce séisme. Dans le cadre de la simulation d'un hypothétique futur séisme, la chute de contrainte est un des paramètres très peu contraint, qui joue sur une gamme de fréquences fondamentales pour la simulation des mouvements du sol : les hautes fréquences. Dans le cadre de simulation d'un futur séisme, il serait essentiel de tester l'impact de ce paramètre sur les simulations.

La figure 3.33 met de nouveau en évidence (ici pour la station PLIG, comp E-W) l'importance d'un schéma de sommation approprié pour simuler les mouvements du sol et en particulier ici l'importance d'utiliser une distribution adaptée pour générer les décalages dus à la montée de la dislocation. Utiliser la distribution SOL (équation 3.18) pour générer ces décalages permet ici (figure 3.33 b) de réduire considérablement la sous estimation des fréquences intermédiaires, comme nous pouvons le constater en particulier sur les spectres de réponse (figure 3.33 a). Notons que des tests effectués sur les stations PNIG et HUIG n'ont pas permis de reproduire les mouvements du sol observés et confirment les limites de cette méthode pour des stations situées trop près de la faille.

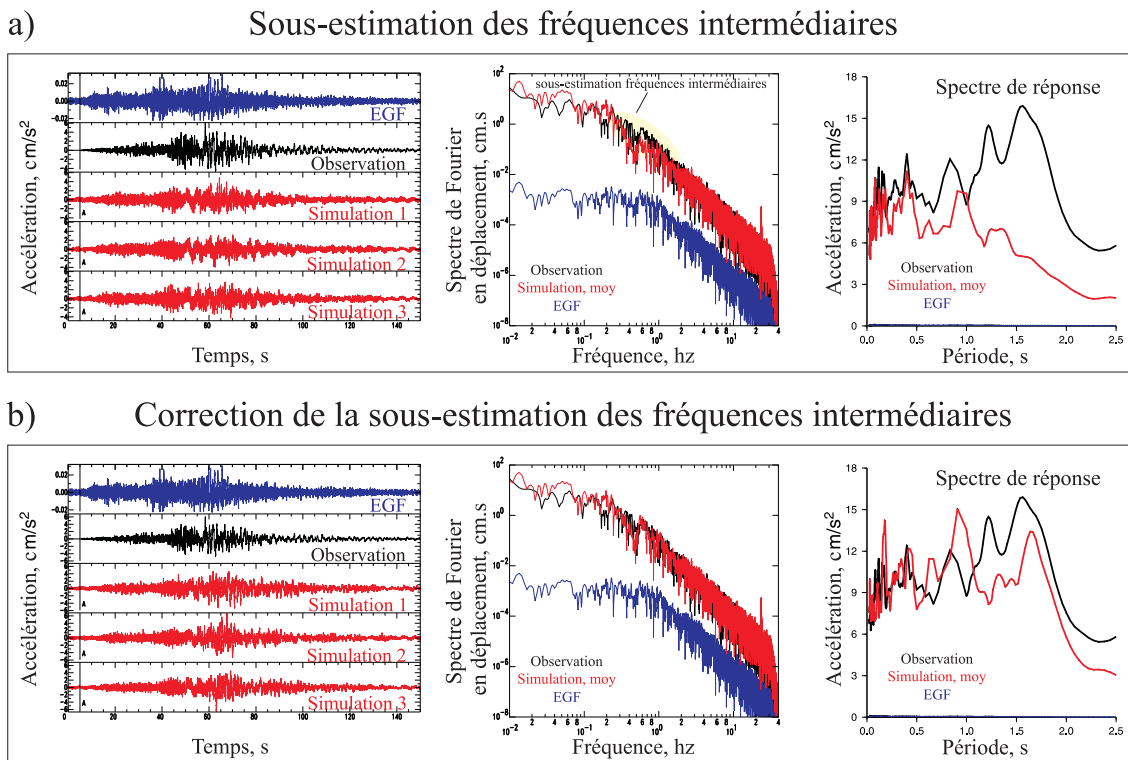


FIG. 3.33: Correction de la sous-estimation des fréquences intermédiaires. a) La mise en place de la dislocation sur chaque sous-faille est modélisé en introduisant des décalages suivant l'équation 3.15 b). Introduction d'une densité de probabilité approprié pour générer les décalages aléatoires. L'introduction de la distribution SOL permet de limiter la sous-estimation des fréquences intermédiaires observées et d'obtenir une meilleure reproduction des observations. Station concernée : PLIG, composante E-W.

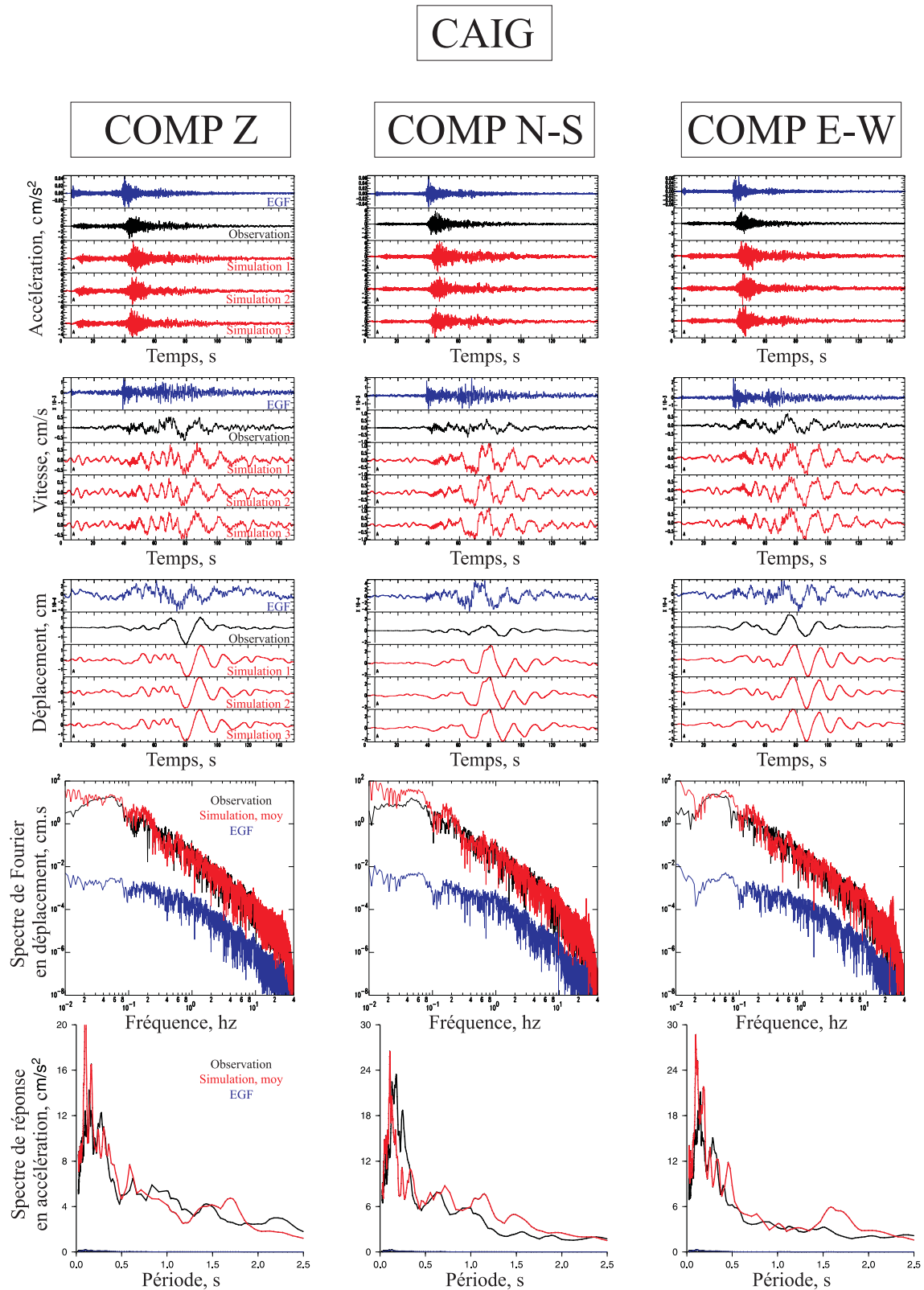


FIG. 3.34: Simulation du séisme de Oaxaca (30 septembre 1999, $M_w = 7.5$, Mexique) sur la station CAIG, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

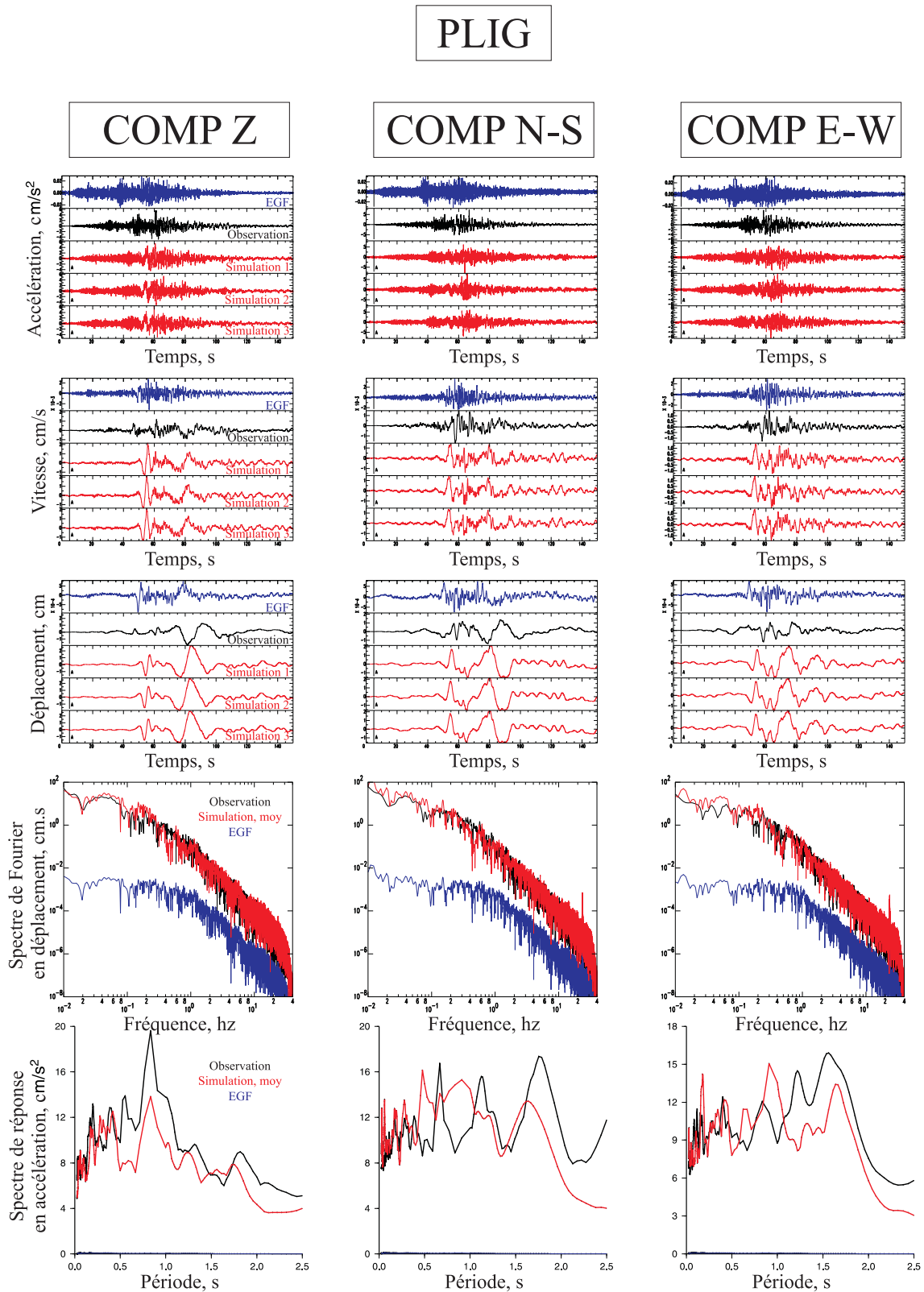


FIG. 3.35: Simulation du séisme de Oaxaca (30 septembre 1999, $M_w = 7.5$, Mexique) sur la station PLIG, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

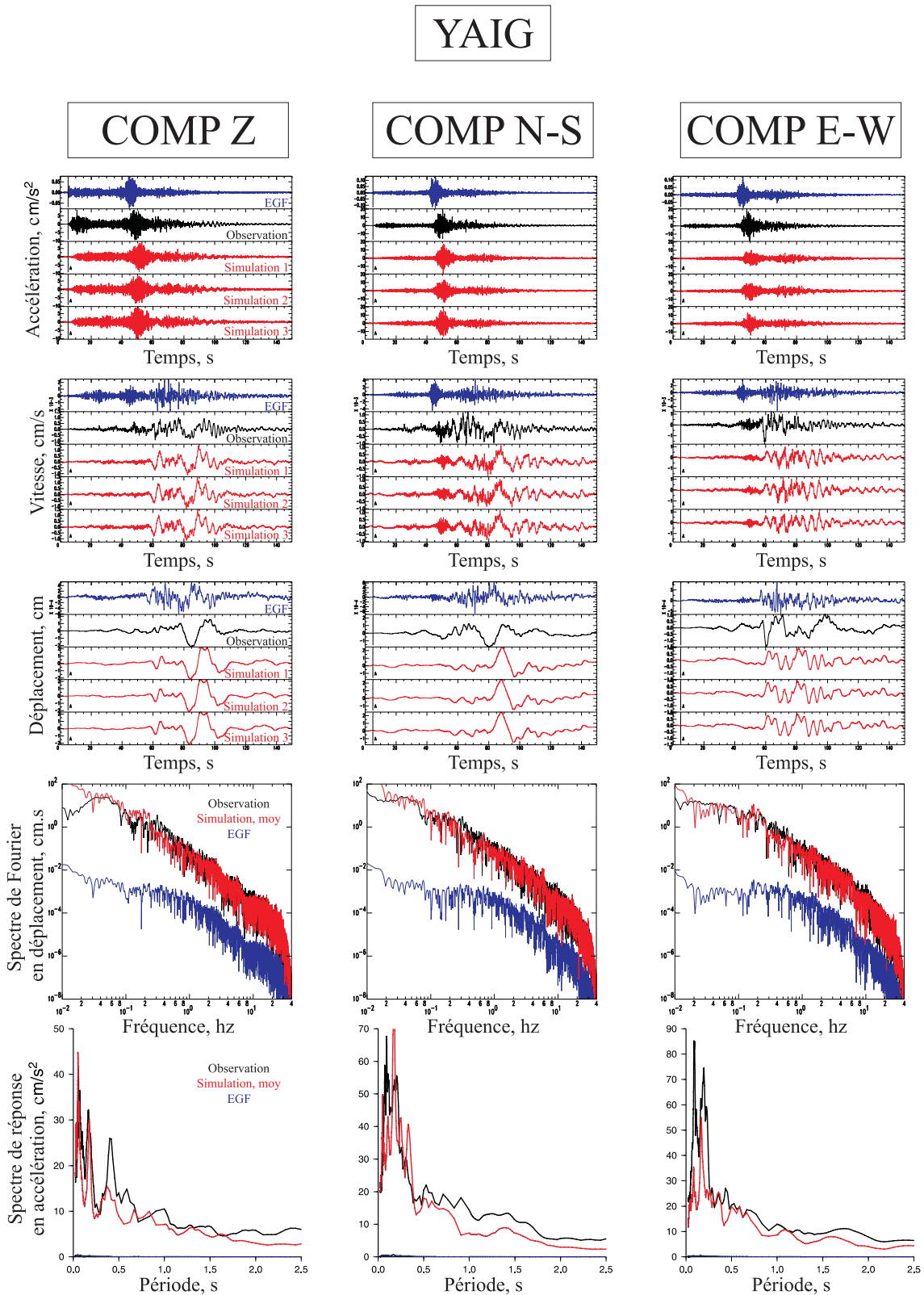


FIG. 3.36: Simulation du séisme de Oaxaca (30 septembre 1999, $M_w = 7.5$, Mexique) sur la station YAIG, sur les trois composantes. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

3.5 Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons proposé une méthode de sommation en deux étapes dépendantes pour simuler les mouvements du sol produits par un séisme, en utilisant une sommation stochasto-cinématique de petits séismes. Cette méthode a été inspirée par les travaux de Bour [1993]; Irikura [1986]; Irikura et Kamae [1994]. L'atout principal de cette méthode est de générer des histoires temporelles tenant compte de l'aspect cinématique de la source sismique tout en étant en très bon accord avec le modèle de référence. Ces résultats sont obtenus grâce à un schéma de sommation précis caractérisé par le nombre de sous-événements sommés dans la première et seconde étape (équation 3.20 et 3.21), le facteur d'amplitude κ (équation 3.22) et la manière dont sont générés les décalages t_c dans la première étape (équation 3.23) et t_d dans la seconde (équation 3.24).

D'un point de vue plus physique, le modèle de source que nous venons de construire permet d'obtenir un meilleur accord avec le modèle de référence uniquement grâce à une répartition appropriée du glissement sur la faille. Pour chaque sous-faille, le déplacement total du gros séisme est reconstitué en sommant aléatoirement N_D^2 petites dislocations sur une durée $T_d \geq \frac{1}{f_c}$. La répartition du glissement est donc différente non seulement pour chaque sous-faille, mais aussi pour chaque réalisation. Étant donnée la forme caractéristique de la distribution SOL, le déplacement maximal est pour chaque sous-faille en moyenne concentré en son centre puis s'étale sur les sous-failles alentours. La répartition du glissement pour une faille carrée ou rectangulaire a un comportement similaire avec un déplacement maximal au centre de la faille, qui s'atténue progressivement sur les bords. Encore une fois ici, d'une manière différente de l'approche proposée par Herrero et Bernard [1994], nous venons de mettre en évidence l'importance d'une répartition appropriée du glissement sur la faille pour obtenir un bon accord avec le modèle de référence. Notons que si le modèle proposé permet effectivement de simuler une répartition du glissement hétérogène sur la faille, il ne permet pas pour autant de simuler une répartition spécifique du glissement sur la faille, et notamment la présence de zones d'aspérités. Dans ce modèle, aucune variabilité n'a été introduite sur la vitesse de rupture qui doit donc être a priori considérée comme constante. Pourtant, le fait d'introduire une variabilité sur la montée de la dislocation et donc sur la vitesse de glissement implique aussi que chaque sous-faille ne va pas automatiquement rayonner à l'instant même où le front de rupture arrive. Le processus de rupture modélisé peut être donc être interprété comme un processus à vitesse variable.

Cette méthode a été testée pour simuler les mouvements du sol produits par les deux chocs principaux de la crise de Colfiorito, la plus forte des répliques de cette même crise et le séisme de Oaxaca. Pour toutes ces applications, nous avons obtenu une bonne reproduction des données observées aussi bien en temps que dans le domaine des fréquences. Les trois applications sur Colfiorito étaient particulièrement intéressantes. Elles ont permis de vérifier que nous obtenions des simulations correctes pour des séismes de magnitude modérée sur un nombre important de stations situées à des distances locales de la faille (entre 5 et 25 km). L'application sur Oaxaca était d'un intérêt un peu plus limité car effectuée sur des stations lointaines. Néanmoins, cette application a permis de montrer que la méthode pouvait être appliquée également pour un nombre important de

petits séismes à sommer.

Nous sommes donc globalement satisfait des résultats obtenus, cependant nous avons vu avec des tests numériques que cette méthode ne permet pas de modéliser correctement les effets de directivité à des fréquences supérieures à la fréquence coin du petit séisme. L'effet de cette limitation est de sous-estimer les effets de directivité modélisés, d'autant plus que la magnitude de la fonction de Green empirique est importante. Il aurait été nécessaire de tester plus précisément cette limitation sur des données réelles. Ici seuls les chocs principaux de la crise de Colfiorito auraient pu permettre de tels tests si plus d'une station avait été disponible. Le jeu de données n'ayant pas permis d'effectuer ces tests, nous ne nous hasarderons pas à modéliser des effets de directivité sur les simulations dans la région Niçoise. D'autres tests seront évidemment nécessaires sur d'autres données. Cependant, il est important de noter qu'en Europe, les données pour ce type d'étude sont assez rares. En effet, bien souvent, la dynamique d'un seul et unique capteur ne permet pas d'enregistrer le choc principal et sa réplique. Le résultat est comme on l'a vu sur l'étude de la crise de Colfiorito, soit une fonction de Green empirique qui est enregistrée sur très peu de stations, soit des enregistrements saturés des chocs principaux. Cela montre l'importance d'améliorer la capacité des sites d'enregistrements en installant soit des capteurs accélérométriques avec une bonne dynamique d'enregistrement, soit en combinant deux types de capteurs : vélocimétrique et accélérométrique.

Pour finir, comme pour l'approche stochastique les bons résultats que nous obtenons sont bien entendu dus à la méthode proposée, mais aussi aux paramètres choisis. Dans le cadre d'applications sur des données existantes, ces paramètres sont obtenus essentiellement à partir des enregistrements du gros et du petit séisme. Dans le cadre de simulation d'un futur séisme, il serait essentiel de tester l'influence de la variabilité de ces paramètres sur les simulations, d'autant plus que dans le cadre de l'approche stochasto-cinématique, ces paramètres sont nombreux et introduisent donc une incertitude supplémentaire. Notons enfin que cette méthode ne permettra pas de simuler d'éventuels effets non linéaires.

Chapitre 4

Applications dans le sud-est de la France

4.1 Contexte

4.1.1 Sismicité historique, actuelle : quel niveau de risque sismique sur la Côte d'Azur ?

Le sud-est de la France est une des régions les plus sismiques du territoire métropolitain. En effet, dans le passé, jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle, une vingtaine de forts séismes ont été reportés, dont les deux terribles séismes "Nissart" (juillet 1564) et "Ligure" (février 1887) (figure 4.4). Ce dernier a été localisé au large de San Remo, et a été estimé à une magnitude de 6.2-6.5 [Ferrari, 1991]. Il a causé la mort de plus de six cent personnes sur la côte italienne aux alentours de Gênes [Eva et Rabinovich, 1997], ainsi que d'importants dommages dans les villes côtières et les villages de l'arrière pays, notamment dans la région niçoise (figure 4.1).



FIG. 4.1: Types de dommages causés par le séisme Ligure ($M \sim 6.2 - 6.5$, 1887), dans la ville de Menton (20 km de Nice).

Aujourd'hui, la sismicité de la région est caractérisée par environ une vingtaine de petits séismes (magnitude inférieure à 3) par mois et un séisme de magnitude modérée (magnitude 4.5 et plus) tous les cinq ans (figure 4.2). Cette sismicité actuelle ajoutée à la sismicité historique qui a affecté la Côte d'Azur et son arrière pays nous rappelle que le risque que des événements similaires aux séismes de 1564 et 1887 se produisent sur nos côtes n'est pas négligeable. Cependant, prévoir avec précision l'occurrence d'un séisme reste impossible. En se basant sur les relations fréquence-magnitude établies par Gutenberg et Richter [1944], la période de retour d'un séisme dans la région niçoise serait de l'ordre de 50 ans pour un séisme de magnitude 5.6 et de l'ordre de 200-400 ans pour un séisme de magnitude 6 [Courboulex et al., 2005]. Notons que cette même étude donne une période de retour de cinq ans pour un séisme de magnitude 4.5, en accord avec ce qui est observé dans la région.

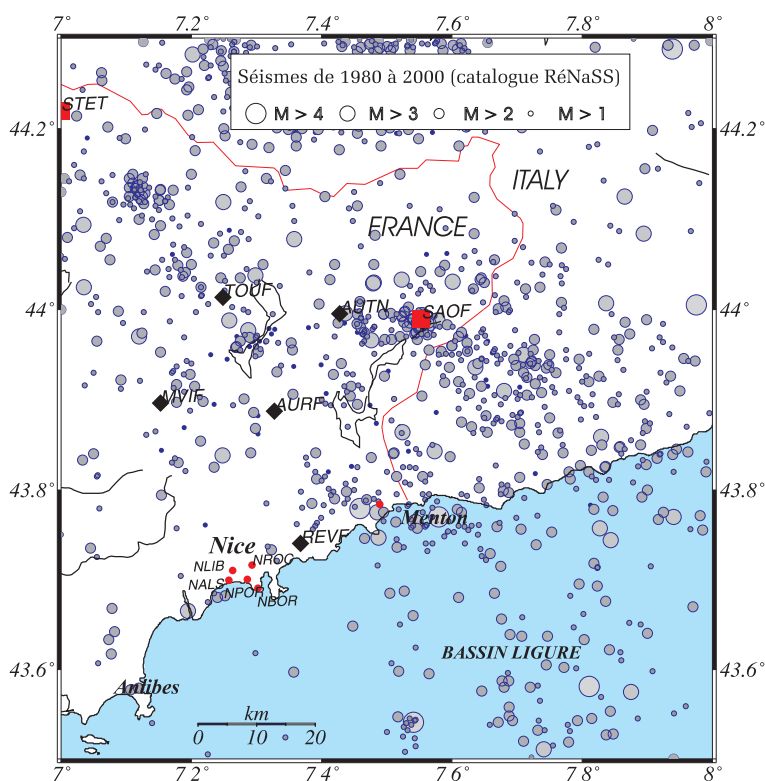


FIG. 4.2: Sismicité de la région niçoise entre 1980 et 2000 (catalogue RéNaSS).

Faire face à des événements similaires aux séismes de 1564 et 1887 dans les 100 prochaines années dans la région niçoise est une hypothèse plausible. Les dégâts générés par de tels séismes sont difficiles à anticiper. En effet, bien que les séismes reportés dans la région soient relativement fréquents, ils ne sont pas suffisamment forts pour nous permettre de faire le lien avec le risque réel encouru. Néanmoins, compte tenu de l'augmentation de la densité de population depuis plus d'un siècle (Nice : 350 000 habitants pour 72 km^2 - 5^{ème} ville de France) et de la non conformité aux normes para-sismiques en vigueur pour de nombreux bâtiments, notamment les plus anciens, un séisme de magnitude modérée pourrait entraîner des dégâts humains et matériels considérables. Anticiper ces dégâts, en évaluant les mouvements du sol produits par

des séismes de magnitude modérée, est alors une démarche essentielle. Ces évaluations permettront d'apporter des éléments décisifs dans la politique globale de prévention et de gestion des risques, notamment dans l'aménagement du territoire et ainsi de réduire la vulnérabilité. De plus, elles permettront de gérer au plus vite l'organisation des secours. C'est avec ces objectifs que plusieurs programmes de recherche dans la région niçoise ont été soutenus par la France et l'Europe, avec le soutien des collectivités locales.

4.1.2 Les scénarios de risques

De nombreux travaux de recherche sont menés depuis plusieurs années afin d'affiner la connaissance de l'aléa sismique dans les Alpes Maritimes (parmi ces études citons les travaux de Béthoux et al. [1992]; Chaumillon et al. [1994]; Duval [1996]; Gaffet et al. [1998]; Courboulex et al. [1998]; Béthoux et al. [1998]; Calais et al. [2000], ...). En parallèle de ces travaux sur l'aléa, trois programmes de recherches ont été menés afin d'évaluer le risque sismique dans la région niçoise : GEMITIS, GEMGEP et Risk-Ue [Mouroux, 2004].

GEMITIS [Martin et al., 1999] fut le premier projet à voir le jour. Il fut lancé dans le cadre de la décennie internationale pour la prévention des catastrophes naturelles en 1994 et s'est terminé en 1999. L'objectif de ce projet était de fournir des scénarios de risque sismique, notamment dans la ville de Nice. Pour cela, une méthodologie en quatre phases a été développée : connaissance de l'aléa sismique, analyse du système urbain niçois, analyse de la vulnérabilité du bâti et enfin scénarios de risque sismique. Le schéma 4.3 présente l'organisation générale d'une étude du risque sismique. L'étude de l'aléa s'est faite à deux échelles : locale et régionale. À l'échelle locale, ce projet a permis de définir la première carte de microzonage dans le centre ville de Nice et d'identifier ainsi les zones susceptibles d'induire des effets de sites. À l'échelle régionale, deux scénarios déterministes ont été sélectionnés : un séisme à terre type 1644 de magnitude 5.7 déplacé à une dizaine de kilomètres au nord de Nice et un séisme en mer type 1887 de magnitude 6.3 déplacé à une trentaine de kilomètres au sud de Nice. Une première estimation des accélérations maximales attendues au rocher a pu être obtenue à partir de plusieurs lois d'atténuation. Sur le centre ville, l'utilisation du logiciel Shake [Schnabel et al., 1972; Idriss, 1992] a permis de fournir une carte d'accélération tenant compte des effets de sites. Le programme GEMITIS s'est ensuite principalement consacré à l'analyse du système urbain. Cette deuxième phase consiste à analyser la manière dont une ville réagit à un séisme en terme de réseau (coordination entre les pompiers, la gendarmerie, ...). Enfin, pour pouvoir aboutir à la phase finale (les scénarios de risques), une importante étude de vulnérabilité du bâti a été menée dans le centre ville de Nice. Notons que dans tous ces programmes de recherche (GEMITIS, GEMGEP et Risk-Ue) les objectifs ne sont pas uniquement les résultats en eux mêmes, mais essentiellement le développement de méthodologie réutilisable dans d'autres agglomérations potentiellement exposées au risque sismique.

Suite au programme GEMITIS, une étude appelée "GEMGEP" menée par le CETE Méditerranée a été lancée à l'instigation du Groupe d'Études et de Propositions du Conseil Général des Ponts et Chaussées. Cette étude a commencé en 1999 et devrait se terminer en avril 2005. Elle est une continuité du programme GEMITIS. Le principal objectif de ce projet était la mise en place d'une méthode d'étude de scénarios, utilisable

sur les villes françaises. Pour cela, et dans le but de fournir des scénarios de risque sismique plus précis dans la ville de Nice, les différentes phases du projet GEMITIS ont été affinées. Le projet GEMGEP s'est essentiellement concentré sur l'aléa local et la vulnérabilité. Dans le cadre de l'aléa local, la carte de microzonage établie dans GEMITIS a été étendue à toute la ville de Nice en corrélant la géologie avec de nombreuses études d'effets de sites opérées dans Nice (mesures H/V). Dans le cadre de la vulnérabilité, GEMGEP s'est principalement concentré sur les différentes méthodes d'estimation de la vulnérabilité des bâtiments stratégiques (classe C et D), à travers une grande enquête et des modélisations.

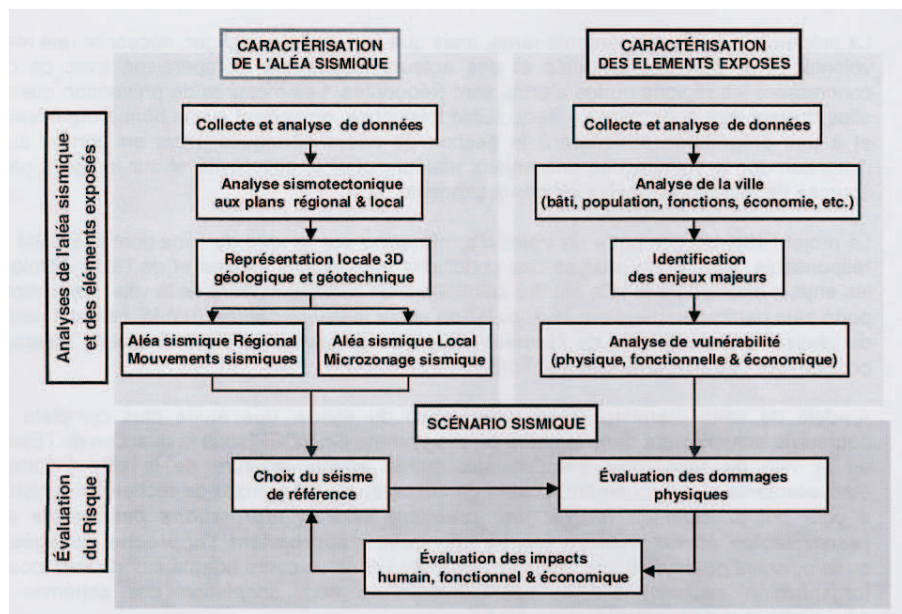


FIG. 4.3: Organisation générale de l'étude du risque sismique réalisée (d'après Mouroux et al. [2004]).

Dans le même temps, la ville de Nice a participé au programme Européen Risk-Ue, qui a duré 3 ans et s'est terminé en avril dernier (2004) [Risk-Ue-team, 2004]. Ce projet, mené par différents organismes de recherche européens était coordonné en France par le groupe BRGM. Le principal objectif de ce projet était de développer une méthodologie standardisée de scénario sismique adaptée au contexte européen (notamment en terme de constructions). Cette étude s'est basée sur les travaux des études GEMGEP et GEMITIS, notamment pour la sélection des séismes de référence (figure 4.4). En terme de vulnérabilité, le projet Risk-Ue s'est principalement concentré sur trois points : (1) la définition d'une matrice de typologie propre au contexte européen, (2) des applications statistiques au bâti courant de la ville de Nice et (3) une analyse approfondie du centre ancien et des monuments historiques, avec une inspection détaillée de 3300 bâtiments de la ville. Du côté de l'aléa régional, une première estimation des accélérations maximales attendues au rocher a pu être obtenue à partir des lois d'atténuation proposées par Ambraseys et al. [1996]. Puis, la combinaison des cartes d'accélérations maximales au rocher avec la carte du microzonage a permis d'incorporer les effets de sites [Mouroux et al., 2004]. Cette étude a débouché sur l'élaboration de différents scénarios de risque

sismique. Les chiffres obtenus sont éloquentes : un nombre de morts compris entre 50 et 600, de 10 000 à 40 000 sans abris et des coûts économiques directs compris entre trois et neuf milliards d'euros. Le projet Risk-Ue a ainsi permis de sensibiliser les décideurs locaux de la ville de Nice au risque sismique. Par la suite des mesures concrètes devront être mises en oeuvre, notamment dans la prévention (aménagement urbains, contrôle de la qualité des constructions) et la gestion de crise (organisation des secours).

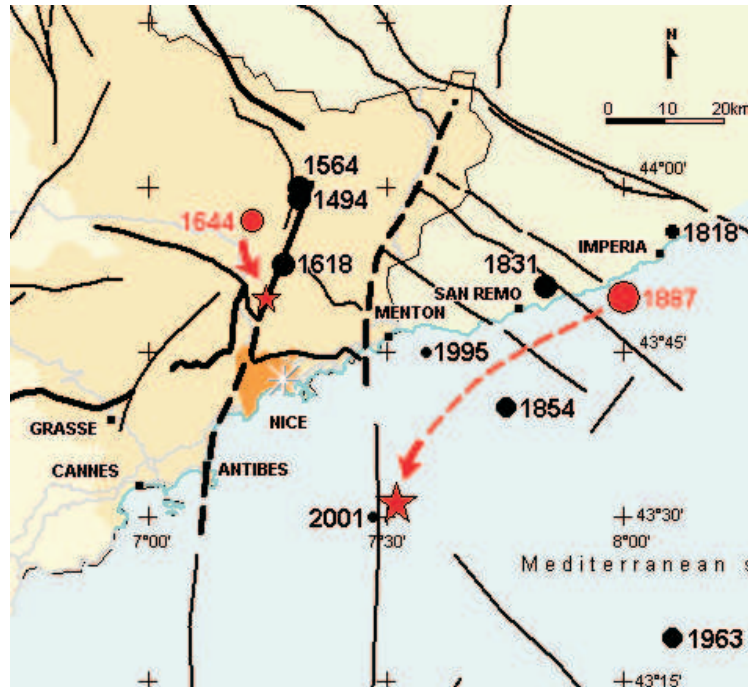


FIG. 4.4: Cartographie des failles actives, principaux séismes historiques et localisation des séismes de scénarios dans le projet Risk-Ue (d'après Mouroux et al. [2004]).

4.1.3 Notre étude : intérêts, présentation et résultats attendus

4.1.3.1 Intérêts de mener des études complémentaires à celles menées dans les différents programmes de recherche

Nous nous plaçons dans la phase 1 des différents programmes vus précédemment : la caractérisation de l'aléa. Dans ces différents programmes, la caractérisation de l'aléa se fait en général en quatre temps : (1) caractérisation des séismes de référence, (2) utilisation de lois d'atténuation pour estimer les accélérations maximales et les spectres de réponse au rocher, (3) recherche dans les bases de données européennes [Ambraseys et al., 2000, 2004] d'accélérogrammes au rocher calés sur les lois d'atténuation et (4) combinaison des résultats obtenus avec les cartes de microzonage, pour tenir compte des effets de sites. Les lois d'atténuation sont ici une manière simple et efficace pour obtenir une estimation des mouvements du sol en tout point lors d'un séisme. Cependant, il est essentiel d'être conscient de deux points importants :

1. Tout d'abord les lois d'atténuation utilisées dans ces études sont des lois établies pour un contexte tectonique précis. Elles ne sont théoriquement valables que pour

les zones pour lesquelles elles ont été établies (Japon, Californie ou Italie pour les plus proches). Au niveau de la région niçoise, il n'existe actuellement pas de lois d'atténuation adaptées. Les lois utilisées dans le projet Risk-Ue sont néanmoins des lois adaptées au contexte européen [Ambraseys et al., 1996], mais l'application de ces lois à la France et plus précisément au territoire des Alpes Maritimes ne peut être satisfaisante dans la mesure où le contexte tectonique est propre à chaque région. En effet, en se propageant à différents niveaux de la croûte terrestre les ondes sismiques rencontrent des conditions régionales qui modifient leur contenu fréquentiel et leur durée [Tressols, 1996].

2. De plus, même si une telle loi existait, il est important de rappeler que ces lois d'atténuation sont empiriques. Elles sont basées sur de multiples enregistrements de séismes à différentes distances. Elles permettent uniquement de donner des estimations des mouvements du sol attendus pour certains types de sols, à une distance donnée de l'hypocentre. Notons que de manière similaire à ce qui a été fait dans le projet Risk-Ue, il est possible de tenir compte des effets de sites en combinant les accélérogrammes extraits des bases de données européennes et les cartes de microzonage. Cependant cette technique demande un effort considérable et introduit de nombreuses incertitudes liées entre autre à une connaissance des paramètres dynamiques des sols insuffisante et à la précision du microzonage.

Ces études calées sur les lois d'atténuation sont bien entendu fort utiles en terme de gestion du risque sismique puisqu'elles permettent de donner des estimations du mouvement du sol attendu. Mais, il est essentiel de coupler ces lois d'atténuation avec des méthodes de simulations de mouvements forts du sol, permettant (1) de tenir compte du contexte tectonique de la région d'étude en modélisant la propagation des ondes dans le milieu et (2) de s'affranchir des incertitudes liées à la prise en compte des effets de sites.

4.1.3.2 Présentation de l'étude

Nous proposons donc dans ce chapitre d'estimer les mouvements des sols susceptibles d'être générés par des séismes de magnitude modérée dans la région niçoise. Pour que cette prévision soit la plus réaliste possible, il est dans un premier temps, indispensable de connaître le lieu et la magnitude du séisme attendu. Pour mieux caractériser les séismes de référence, nous nous intéressons à la sismicité récente.

Entre le 18 et 20 décembre 2000, de nombreuses secousses ont été ressenties dans la région autour du village de Blausasc situé à une dizaine de kilomètres au nord de Nice. Certaines de ces secousses ont été ressenties jusque dans les villes de Nice, Menton et Monaco. Grâce au réseau temporaire SALAM¹ déployé à cette même période dans cette région, 93 événements ont été détectés pendant ces 3 jours (contre un par jour en temps normal). Ce pic d'intensité sismique est alors identifié comme la crise de Blausasc. Une localisation fine des événements a permis de mettre en évidence une faille active sur une longueur d'environ 6 kilomètres, nommée la faille de Blausasc [Courboulex et al., 2003]. Parmi ces événements figurait un séisme de magnitude 3.4 appelé séisme de Blausasc qui

¹Sismicité et Aléa dans Les Alpes Maritimes, campagne financée par le programme PNRN de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers)

eu lieu le 19 décembre 2000 à 14h20, à une profondeur de l'ordre de 3 kilomètres. La faille de Blausasc, non visible en surface est l'expression en profondeur de la faille de Peille-Laghet qui a une extension de 20 *km* au moins [Courboulex et al., 2003]. Cette longueur est compatible avec un séisme de magnitude 6. Cependant pour pouvoir comparer nos résultats à ceux du projet Risk-Ue, le premier séisme que nous prenons comme séisme de référence sera un séisme à terre de magnitude 5.7, situé à une dizaine de kilomètres au nord-est de Nice sur la faille de Blausasc (figure 4.5). Le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, 19 décembre 2000) sera utilisé comme fonction de Green empirique.

Peu de temps après la crise de Blausasc, le 25 février 2001, alors que le réseau SALAM était toujours opérationnel, un séisme de magnitude 4.6 fut ressenti dans la région niçoise. Ce séisme s'est produit en mer à une trentaine de kilomètres au Sud-Est de Nice et à une profondeur de l'ordre de quinze kilomètres. Il a été appelé séisme de Nice. Tout comme le séisme de Blausasc, le séisme de Nice a été enregistré par les stations des réseaux permanents (RAP² et RéNaSS³) situées dans les Alpes Maritimes et par celles du réseau SALAM. Le deuxième séisme que nous prendrons donc comme référence sera un séisme de magnitude 6.3 que nous déplaçons sur le séisme de Nice, à une trentaine de kilomètres au sud de Nice (figure 4.5). Le séisme de Nice sera alors utilisé comme fonction de Green empirique.

Pour simuler les mouvements du sol produits par ces deux séismes en différents points de la région niçoise, nous utiliserons la méthode purement stochastique présentée dans la section 2.5. Les stations utilisées dans notre étude seront les stations du réseau accélérométriques permanent (RAP) [Cotton et Hartzfeld, 2002] et plusieurs stations de la campagne SALAM [Courboulex et al., 2003].

4.1.3.3 Résultats attendus

Notre étude porte ici sur la simulation des mouvements du sol produits par les deux séismes de référence définis plus haut. Rappelons que cette méthode ne nous permettra pas d'obtenir des simulations en tous point, mais uniquement sur les sites équipés d'une station d'enregistrement. Notre objectif principal est à travers une méthode très différente de celles proposées jusqu'alors sur la région, d'estimer les mouvements du sol auxquels serait sujet la région niçoise et plus particulièrement la ville de Nice au cours de séismes de magnitude modérée. Les deux séismes pris comme référence peuvent être rapprochés des deux séismes les plus importants dans la région : le séisme Nissart de 1564 à terre et le séisme Ligure de 1887 en mer. Ces résultats seront comparés à ceux obtenus par le projet Risk-Ue. Cette étude nous permettra d'apporter des informations complémentaires aux études précédentes afin de mieux caractériser l'aléa sismique.

²Réseau Accélérométrique Permanent

³Réseau National de Surveillance Sismique

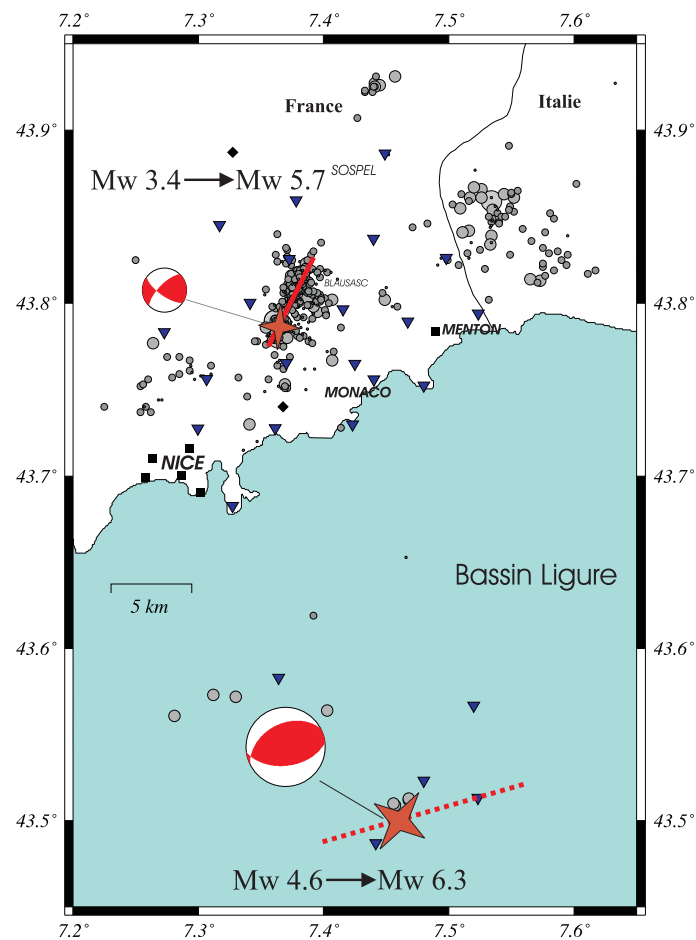


FIG. 4.5: Localisation et mécanismes au foyer des deux séismes de références pour la ville de Nice. Les séismes à terre et en mer seront respectivement simulés en utilisant le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, décembre 2000) et le séisme de Nice ($M_w = 4.6$, février 2001) (étoiles rouges) comme fonctions de Green empiriques. Les points correspondent à la sismicité enregistrée durant les six mois de la campagne SALAM.

4.2 Tests sur le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, 10 km de Nice)

Dans un premier temps, nous testons la méthode développée dans l'approche purement stochastique sur le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$), qui a eu lieu le 19 décembre 2000, à 10 km au nord de Nice. Nous sélectionnons comme fonction de Green empirique un petit séisme de $M_w = 2.3$ ayant eu lieu le même jour. Travailler avec des séismes de magnitude aussi faible est délicat. En effet, la fréquence coin du petit séisme risque d'être masquée par les effets d'atténuation. De plus, seules les stations les plus proches enregistrent un rapport signal sur bruit suffisamment élevé. Nous considérons dans cette étude trois stations large bande (équipées de capteurs CMG 40) situées à une distance épacentrale comprise entre deux et huit kilomètres (figure 4.6). Les paramètres source utilisés dans les simulations figurent dans le tableau 4.1. Le moment sismique du séisme de Blausasc est calculé à partir de l'équation liant le moment sismique à sa magnitude ($M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_0) - 6$, avec M_0 en N.m). Les fréquences coin du petit séisme et du séisme de Blausasc sont déterminées par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} théorique sur les trois stations (figure 4.7 a). Notons qu'au delà de 12 Hz pour les stations EQUÉ et ROCA et au delà de 5 Hz pour la station TOUR, les spectres de Fourier en déplacement n'ont plus une chute spectrale en ω^{-2} mais en ω^{-3} . Cette augmentation de la chute spectrale est observée pour les deux séismes et peut donc être attribuée aux effets d'atténuation liée à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles. Le moment sismique du petit séisme et le rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme sont ensuite déduits par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} (figure 4.7 b). Encore une fois ici, seul un rapport de chute de contrainte conséquent ($C = 14$) permet de reproduire le niveau des hautes fréquences observé pour le séisme de Blausasc. Ce rapport élevé est la conséquence d'une faible chute de contrainte pour le séisme de $M_w = 2.3$. En effet, pour un tel ordre de magnitude, la fréquence coin attendue est largement supérieure à la valeur de 6 Hz mise en évidence dans cette étude. Nous pourrions intuitivement penser que cette fréquence coin a été mal estimée et que sa vraie valeur est masquée par les effets d'atténuation, mais rien alors ne saurait expliquer l'important niveau haute fréquence observé dans la figure 4.7 b. Conformément à la section 2.5, le temps de montée est fixé ici comme pour toutes les simulations qui suivront à $\frac{N}{\eta_c^4 \cdot f_c}$, où η_c est le nombre de sommations dans la première étape. Compte tenu du peu de sous événements sommés dans cette application (2^4), le nombre de sommation η_c est fixé à N^2 .

	$M_w = 3.4$	$m_w = 2.3$
Moment sismique	$M_0 = 1.26 \times 10^{14} \text{ N.m}$	$m_0 = 1.2 \times 10^{12} \text{ N.m}$
Fréquence coin	$F_c = 3 \text{ Hz}$	$f_c = 6 \text{ Hz}$
Rapport des chutes de contrainte	$C = \frac{\Delta \Sigma}{\Delta \sigma} = 15$	
Nombre de sommations η_c	$\eta_c = N^2 = 2^2$	

TAB. 4.1: Paramètres de simulation du séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, 15h23) à partir du petit séisme du 4 octobre 1997 ($M_w = 2.2$, 16h13) utilisé comme fonction de Green empirique.

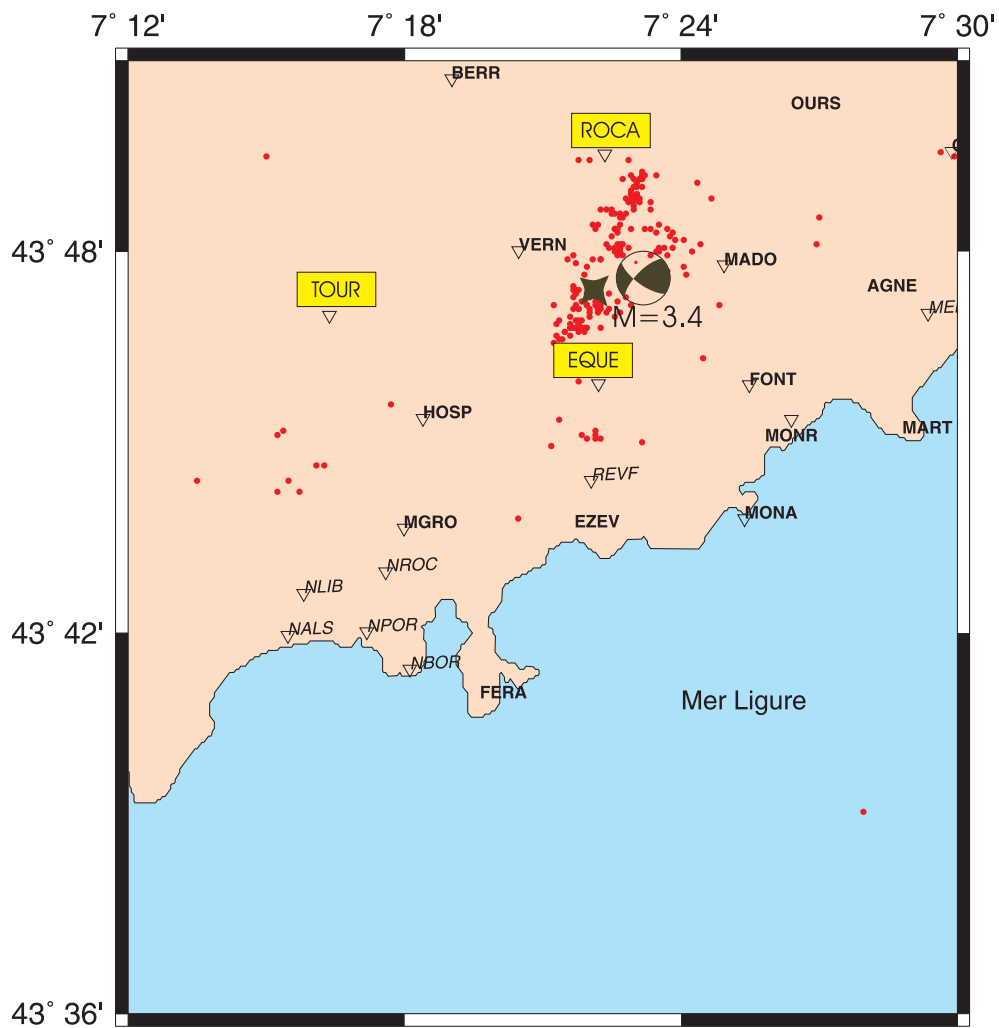


FIG. 4.6: Localisation du séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$, décembre 2000) à l'intérieur du réseau SALAM. Les simulations seront effectuées sur les trois stations large bande en jaune.

Dans l'ensemble, les simulations obtenues reproduisent plutôt bien les mouvements du sol observés, aussi bien en temps que dans le domaine spectral (spectres de Fourier et spectres de réponse) (figures 4.8, 4.9 et 4.10). Pour visualiser les signaux en déplacement, il est nécessaire d'appliquer un filtre passe haut de fréquence de coupure égale à 0.8 Hz . Pour la station TOUR, sur laquelle nous avons déjà observé un écart au modèle de référence qui commençait à partir de 5 Hz , nous constatons que nous avons plus de difficultés à reproduire le contenu spectral notamment dans la gamme des fréquences intermédiaires (entre 3 et 6 Hz) (figure 4.9). Notons enfin que la qualité des résultats obtenus est en partie due aux paramètres mis en jeu et notamment au rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme. Dans le cadre de la simulation d'un hypothétique futur séisme, la chute de contrainte est un des paramètres très peu contraint, qui joue sur une gamme de fréquences fondamentales pour la simulation des mouvements du sol : les hautes fréquences. Il sera donc essentiel lors de nos applications dans la région niçoise de tester l'impact de cette incertitude sur les simulations.

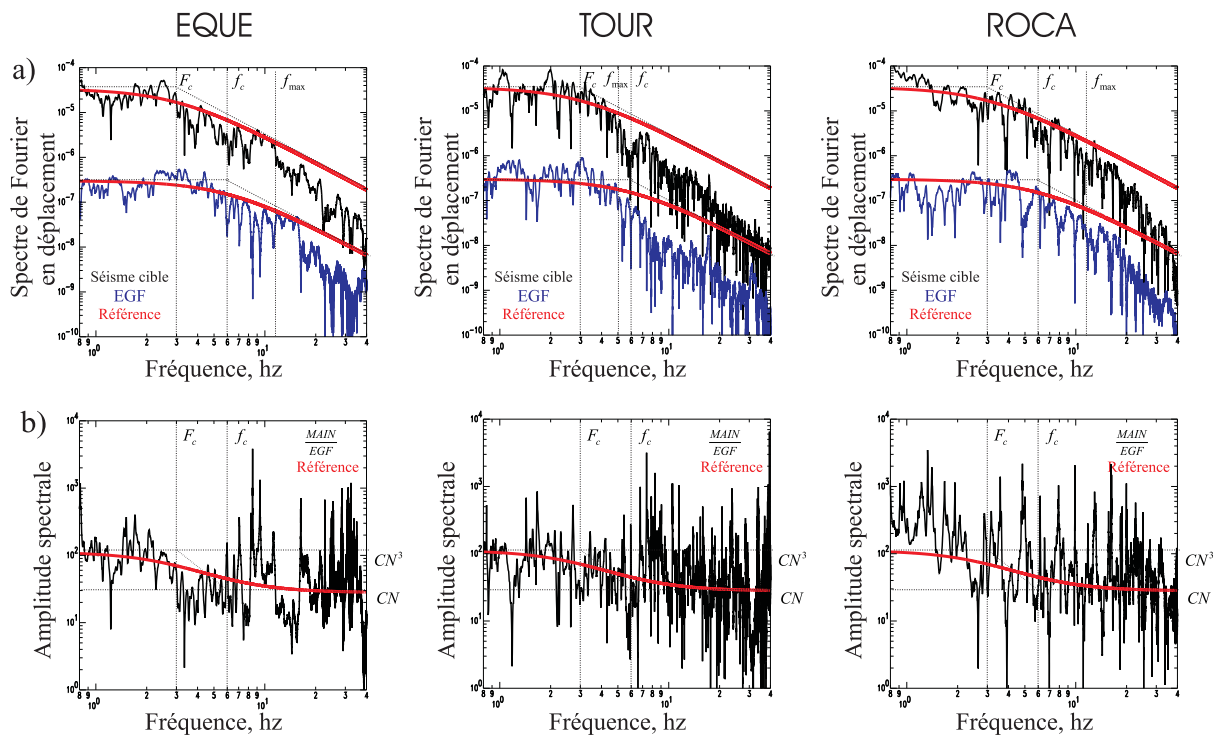


FIG. 4.7: Détermination sur les trois stations des paramètres source pour le séisme de Blausasc et sa fonction de Green empirique. a) Détermination de F_c et f_c par comparaison des spectres de Fourier en déplacement avec le modèle de référence. b) Détermination de C et N par comparaison entre le rapport spectral du choc principal sur le précurseur et celui prédit par le modèle en ω^{-2} . Remarque : au delà de $f_{max} = 12 \text{ Hz}$ et avant pour la station TOUR, on observe sur le gros comme sur le petit séisme les effets de l'atténuation liée à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles.

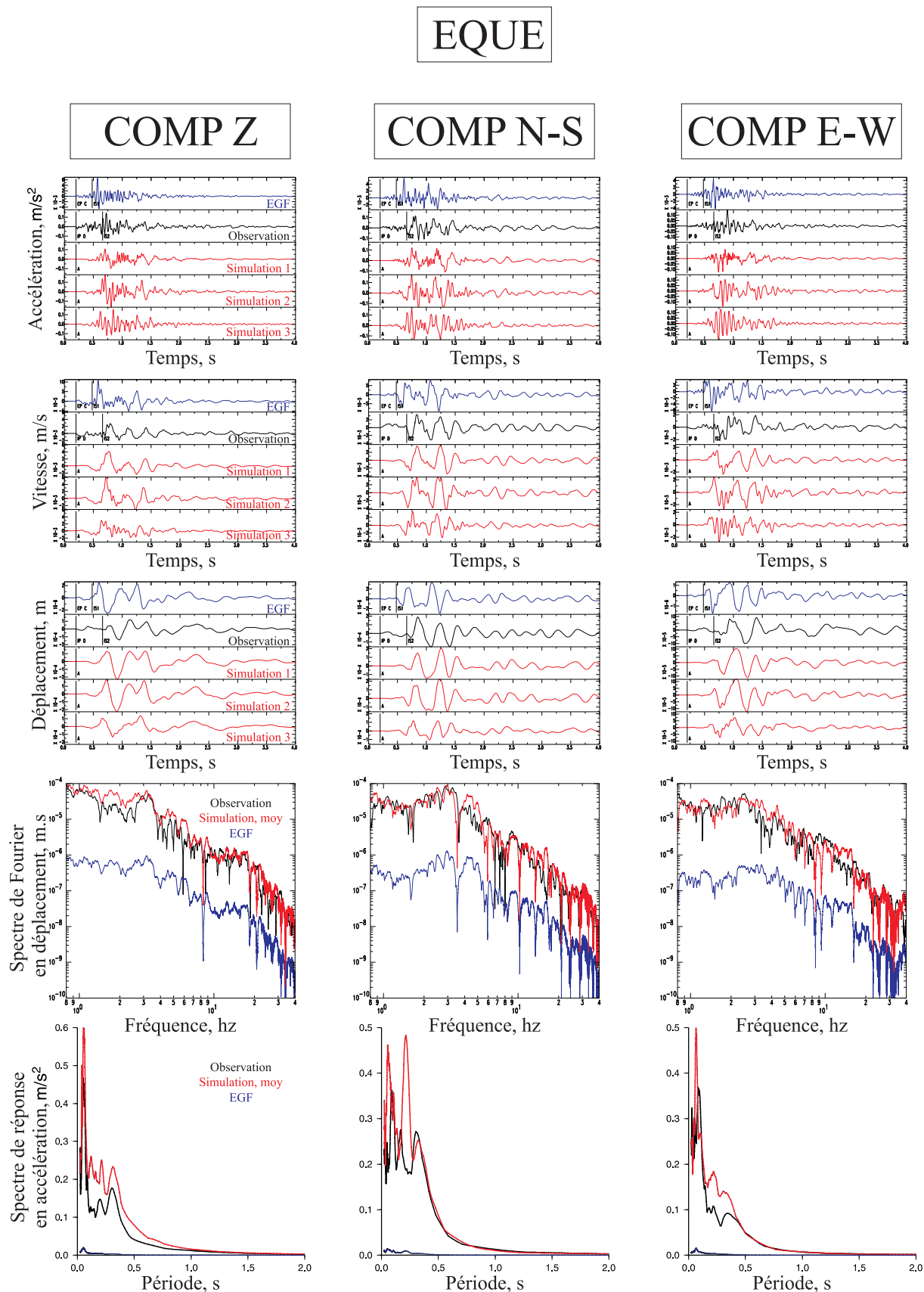
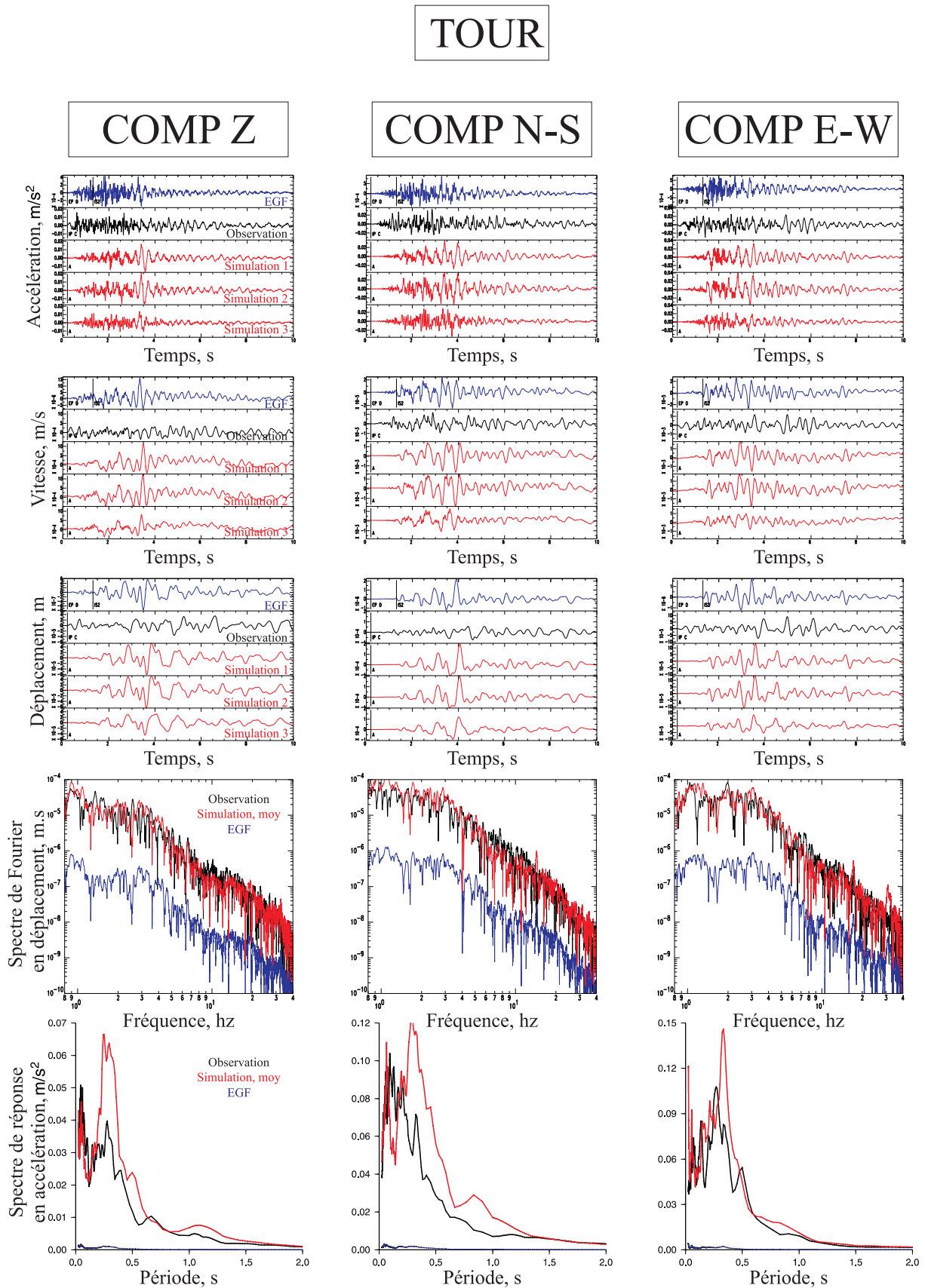


FIG. 4.8: Simulation du séisme de Blausasc (19 décembre 2000, $M_w = 3.4$, 10 km au nord de Nice) sur la station EQUE. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).



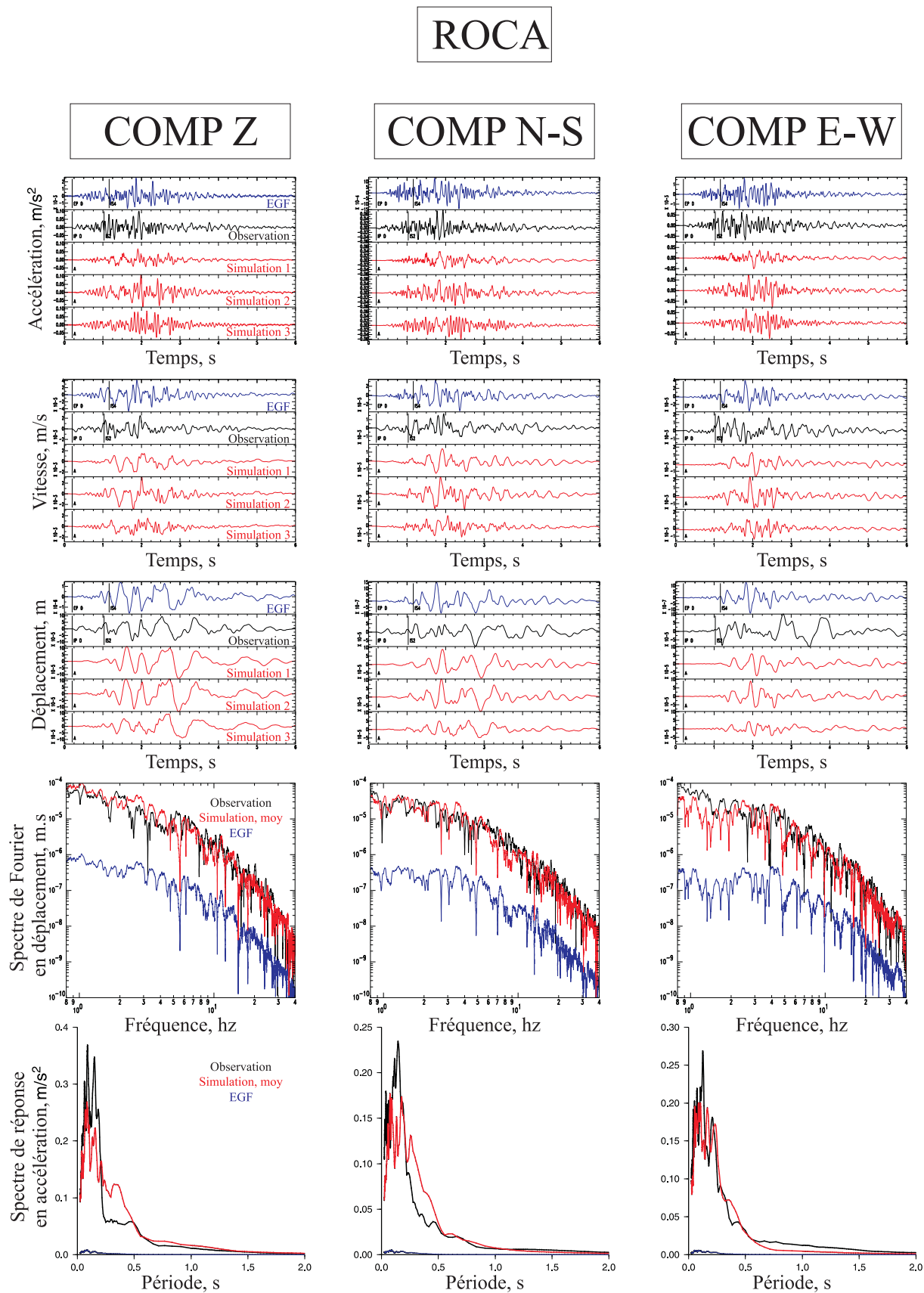


FIG. 4.10: Simulation du séisme de Blausasc (19 décembre 2000, $M_w = 3.4$, 10 km au nord de Nice) sur la station ROCA. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

4.3 Simulation de deux séismes de magnitude modérée

- à terre ($M_w = 5.7$, 10 km de Nice)
- en mer ($M_w = 6.3$, 25 km de Nice)

Nous appliquons maintenant la méthode développée dans l'approche purement stochastique pour simuler deux séismes de magnitude modérée dans la région niçoise (figure 4.11) : un séisme à terre à 10 km au nord-est de Nice de magnitude 5.7 et un séisme en mer à 25 km au sud de Nice de magnitude 6.3. Nous utilisons comme fonctions de Green empiriques le séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$) pour le séisme à terre et le séisme de Nice ($M_w = 4.6$) pour le séisme en mer.

4.3.1 Stations utilisées et choix des paramètres de simulation

Ces deux séismes ont été enregistrés par un grand nombre de stations. Nous utilisons pour ces simulations uniquement les stations accélérométriques permanentes du RAP et les stations vélocimétriques Titan et Hathor déployées pendant la campagne SALAM. Les stations Titan que nous utilisons sont équipées de capteurs CMG40 large bande et les Hathor de capteurs Lennartz (3D 5s). Le séisme de Blausasc a été enregistré sur cinq stations du RAP (MENA, NALS, NBOR, NLIB, NROC) et six stations du réseau SALAM. Parmi les six stations du réseau SALAM, cinq étaient équipées de capteurs CMG40 (CHAP, EQUÉ, ROCA, SOSP, TOUR) et une seule d'un capteur Lennartz (MENT) (les autres enregistrements étant saturés). Parmi ces 11 stations, seules EQUÉ et ROCA, situées trop près de la faille potentielle, ne seront pas utilisées pour simuler le séisme de magnitude 5.7 à terre. Le séisme de Nice a, quant à lui, été enregistré sur les six stations du RAP (MENA, NALS, NBOR, NLIB, NPOR, NROC) et 12 stations du réseau SALAM. Parmi ces 12 stations, six étaient équipées de capteurs CMG40 (CHAP, EQUÉ, LAUR, MGRO, ROCA, SOSP) et six de capteurs Lennartz (AGNE, EZEV, FERA, MART, MENT, OURS) (AGNE et MENT étant saturées sur les composantes horizontales). Nous proposons finalement de simuler les mouvements forts du sol produits par les séismes de magnitude 5.7 et 6.3 sur respectivement 9 et 18 stations (figure 4.11). Notons que pour les stations Hathor AGNE et MENT, saturées sur les composantes horizontales pour le séisme de magnitude 4.6, le séisme en mer sera uniquement simulé sur la composante verticale. L'utilisation des stations déployées pendant la campagne SALAM permet ici d'obtenir une bonne couverture azimutale et de ne pas se limiter uniquement aux simulations sur la ville de Nice.

Les paramètres des simulations figurent dans le tableau 4.2. Les moments sismiques M_0 et m_0 des séismes cibles et de leurs fonctions de Green empiriques sont calculés à partir de l'équation liant le moment sismique à sa magnitude ($M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_0) - 6$, avec M_0 en N.m). Les fréquences coin du séisme de Blausasc et de Nice sont déterminées par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} théorique pour les différents capteurs (figure 4.12). Un filtre passe haut de respectivement 0.2 Hz, 0.05 Hz et 0.1 Hz est appliqué aux signaux en déplacement pour les capteurs accélérométriques du RAP, les CMG40 et les Lennartz du réseau SALAM. Comparer toutes les stations simultanément par type de capteurs est bien évidemment une technique un peu brutale, mais le but ici est uniquement d'avoir une estimation grossière

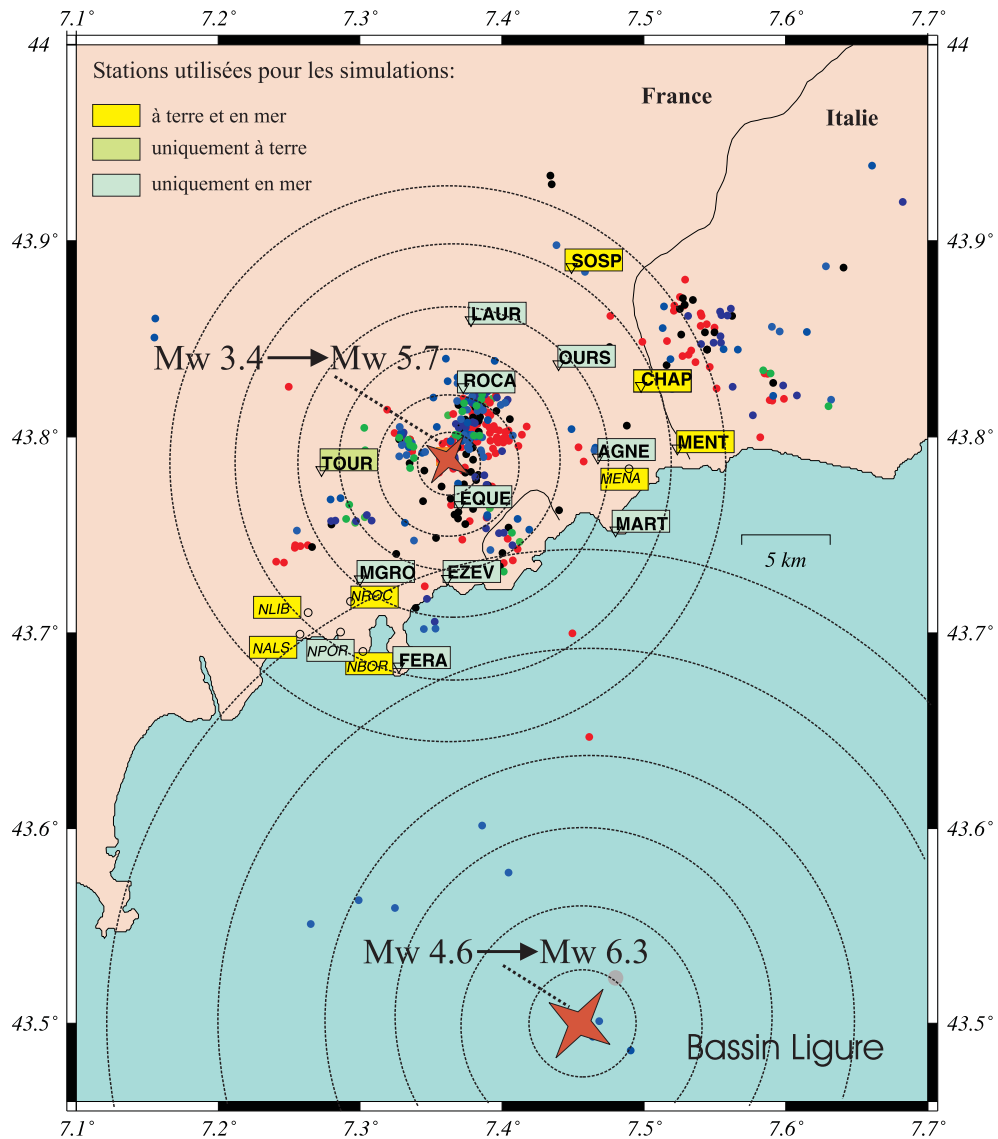


FIG. 4.11: Localisation des deux séismes de références (étoiles rouge) et des stations utilisées dans cette étude (triangle). Les stations en jaunes seront utilisées pour la simulation des deux séismes. La station TOUR (en vert) sera uniquement utilisée pour la simulation du séisme à terre et les stations en bleu seront uniquement utilisées pour la simulation du séisme en mer.

de la fréquence coin. Le but n'est ni de déterminer le moment sismique, ni d'avoir une détermination affinée des fréquences coin apparentes station par station. En accord avec l'étude précédente, nous estimons ainsi la fréquence coin du séisme de Blausasc proche de 3 Hz et celle de Nice aux alentours de 1 Hz . Notons que selon les stations et les différences d'atténuation, on observe à des fréquences plus ou moins importantes une chute spectrale supérieure au ω^{-2} théorique. Pour la station MENT (figure 4.12 a), l'effet d'atténuation apparaît très clairement à partir de 10 Hz , avec une chute spectrale qui passe de ω^{-2} théorique à un ω^{-6} . Le rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme est dans un premier temps fixé à 1. Nous testerons plus tard la sensibilité des simulations à ce paramètre. Conformément à la section 2.5 (équation 2.30), le temps de montée est fixé ici à $\frac{N}{\eta_c \cdot f_c}$, où η_c est le nombre de sommations dans la première étape, qui est ici fixé à $\eta_c = N$.

	$\frac{M_w=5.7}{m_w=3.4}$	$\frac{M_w=6.3}{m_w=4.6}$
Moment sismique	$\frac{M_0}{m_0} = \frac{3.55 \times 10^{17} \text{ N.m}}{1.26 \times 10^{14} \text{ N.m}}$	$\frac{M_0}{m_0} = \frac{2.82 \times 10^{18} \text{ N.m}}{7.94 \times 10^{15} \text{ N.m}}$
Rapport des chutes de contrainte	$C = \frac{\Delta \Sigma}{\Delta \sigma} = 1$	$C = \frac{\Delta \Sigma}{\Delta \sigma} = 1$
Fréquence coin du petit séisme	$f_c = 3 \text{ Hz}$	$f_c = 1 \text{ Hz}$
Nombre de sommations η_c	$\eta_c = N$	$\eta_c = N$

TAB. 4.2: Paramètres de simulations des deux séismes de référence à terre ($M_w = 5.7$) et en mer ($M_w = 6.3$) à partir de leurs fonctions de Green respectives (séisme de Blausasc et de Nice : $m_w = 3.4$ et $m_w = 4.6$).

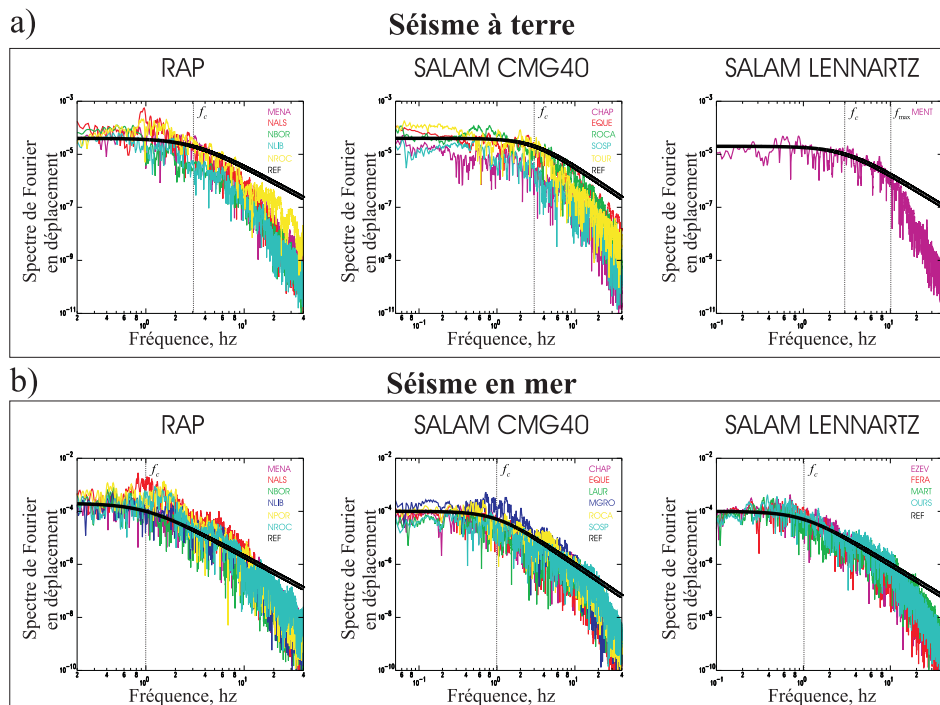


FIG. 4.12: Détermination sur la composante Est-Ouest des stations RAP et SALAM de la fréquence coin f_c du séisme de Blausasc ($M_w = 3.4$) et de Nice ($M_w = 4.6$).

4.3.2 Résultats des simulations sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante

Les résultats des simulations du séisme à terre et en mer sont synthétisés dans la figure 4.13, sous forme de deux cartes d'accélération maximale du sol (PGA).

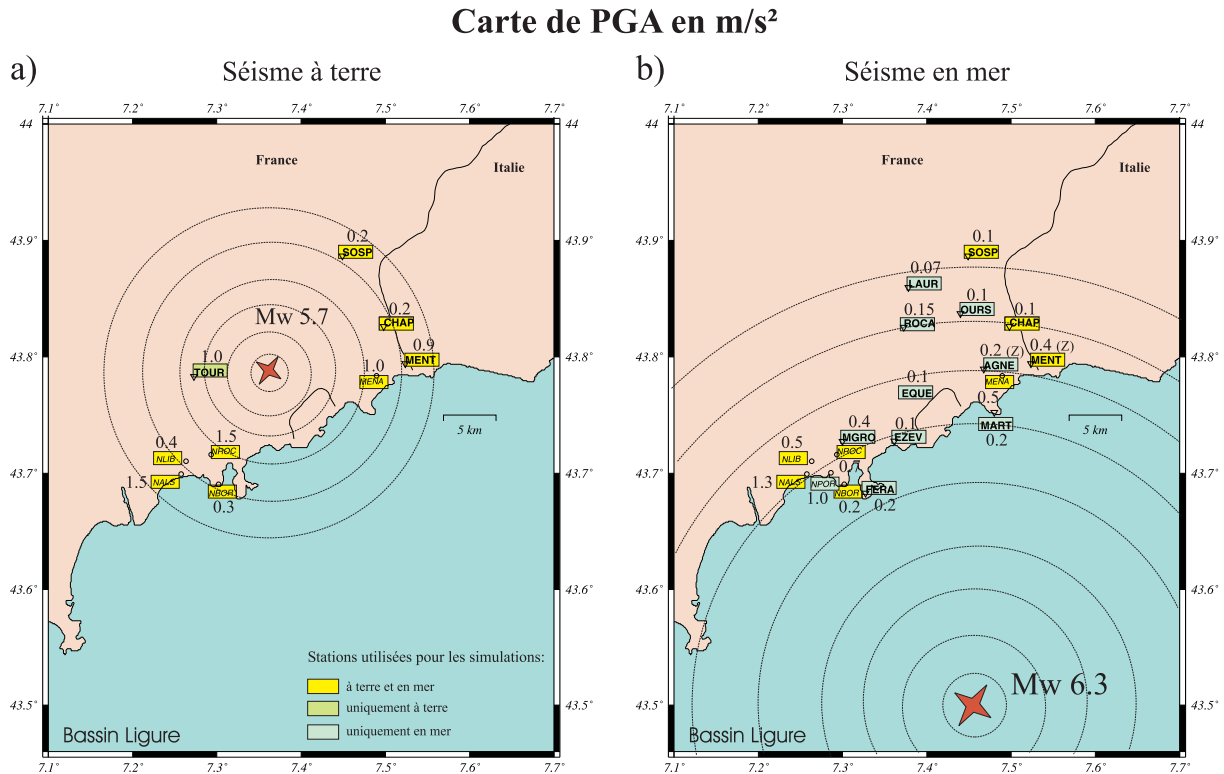


FIG. 4.13: Estimation des accélérations maximales horizontales du sol pour a) le séisme à terre et b) le séisme en mer, sous l'hypothèse d'une chute de contrainte identique pour les séismes de référence et leurs EGFs. La valeur des PGA (en m/s^2) sur cette carte correspond à la valeur moyenne des accélérations maximales prédites par les simulations. Pour le séisme en mer, les PGA qui n'ont pu être déduits qu'à partir des composantes verticales (stations AGNE et MENT) sont signalées par le sigle suivant : (z).

Pour le séisme à terre, les valeurs maximales d'accélération sont obtenues dans le centre ville de Nice avec des PGA atteignant 0.15 g pour les stations installées dans les jardins d'Alsace-Lorraine et St Roch (NALS et NROC). Nous notons aussi d'importants PGA (de l'ordre de 0.1 g) sur les deux stations situées à Menton (MENA et MENT), ainsi que sur celle située à Tourettes Levens (TOUR). Les deux stations de l'arrière pays (SOSP et CHAP) montrent des niveaux d'accélération beaucoup plus faibles avec des PGA atteignant seulement les 0.02 g . Ceci est certainement du, au moins en partie, aux très bons sites au rocher de ces deux stations.

Pour le séisme en mer, les valeurs maximales d'accélération sont aussi obtenues dans le centre ville de Nice avec des PGA atteignant les 0.13 g et 0.1 g pour les stations installées dans le jardin d'Alsace-Lorraine et sur le port (NALS et NPOR). À Menton (MENA, MENT), les accélérations maximales atteignent les 0.05 g , ce qui est inférieur aux accélérations reportées précédemment avec le séisme à terre. Sur les stations de

l'arrière pays (SOSP, LAUR, OURS, ROCA, CHAP), de faibles valeurs de PGA sont observées : de l'ordre de $0.01 g$. Ces faibles valeurs sont dues à la distance d'observation qui est plus grande.

Pour ces deux séismes, les valeurs maximales d'accélération sont obtenues dans le centre ville de Nice, notamment sur la station NALS, mais aussi sur les stations NROC et NPOR. Il est intéressant de noter que d'après cette étude, les accélérations maximales du sol attendues pour un séisme de magnitude 5.7 à 10 *km* de la ville de Nice seraient au moins aussi importantes que pour un séisme de magnitude 6.3 situé à 25 *km* de Nice, notamment sur les villes de Nice et Menton et donc sans doute sur toute la côte. Des accélérations importantes devraient être ressenties dans les villages de l'arrière pays situés proche de la faille (exemple de la station TOUR située à Tourettes Levens). Il est donc important de prendre en compte ce type de séismes dans les projets d'évaluation du risque sismique dans la région.

Dans la ville de Nice, on observe d'importants effets d'amplification sur certains sites, notamment sur les stations NALS et NROC situées sur des dépôts d'alluvions et qui sont comparées à la station NBOR située au rocher. Ces facteurs d'amplification diffèrent en fonction de la gamme de fréquences concernées (figure 4.14). Pour le séisme en mer, entre $[0, 0.5 s]$, ils sont respectivement de l'ordre de 2 et 4 pour la station NROC et NALS et atteignent des valeurs de 7 et 10 entre $[0.5, 1.5 s]$ (figure 4.14). Les niveaux d'amplification observés dans cette étude sont comparables à ceux observés lors des précédents séismes dans la région [Bard, 2001], ainsi qu'avec les études d'effets de sites menées par Duval et al. [2001]. Les spectres de réponse associés au site Alsace-Lorraine (NALS) indiquent que l'accélération ressentie en haut d'un immeuble de 5 étages ($T \sim \frac{\text{nombre_etages}}{10} = 0.5 s$) serait de l'ordre de $0.2 g$ pour le séisme à terre et de l'ordre de $0.4 g$ pour celui en mer. Au sol, sur ce même site des accélérations supérieures ou égales à $0.1 g$ seraient ressenties pendant près de 4 *s* pour les deux séismes. Cette durée est un ordre de grandeur, elle est bien entendu dépendante des réalisations considérées et des processus de rupture qui leurs sont associés.

Finalement, notons que ces amplifications du contenu spectral sont observables non seulement sur les signaux en accélération, mais aussi sur les signaux en vitesse et en déplacement (figure 4.15). En effet, au niveau des pics de vitesse et de déplacement maximaux (PGV et PGD), on observe pour le séisme en mer des amplifications de l'ordre de 5 et 2 respectivement pour les stations NALS et NROC comparées à la station NBOR. Rappelons que la méthode stochastique que nous utilisons ici génère une multitude de réalisations (200 ici). Sur la figure 4.15, seules trois réalisations sont représentées en temps et les moyennes dans le domaine des fréquences (spectre de Fourier et spectre de réponse). Un exemple de la variabilité des simulations est présenté dans la figure 4.16 pour 20 réalisations.

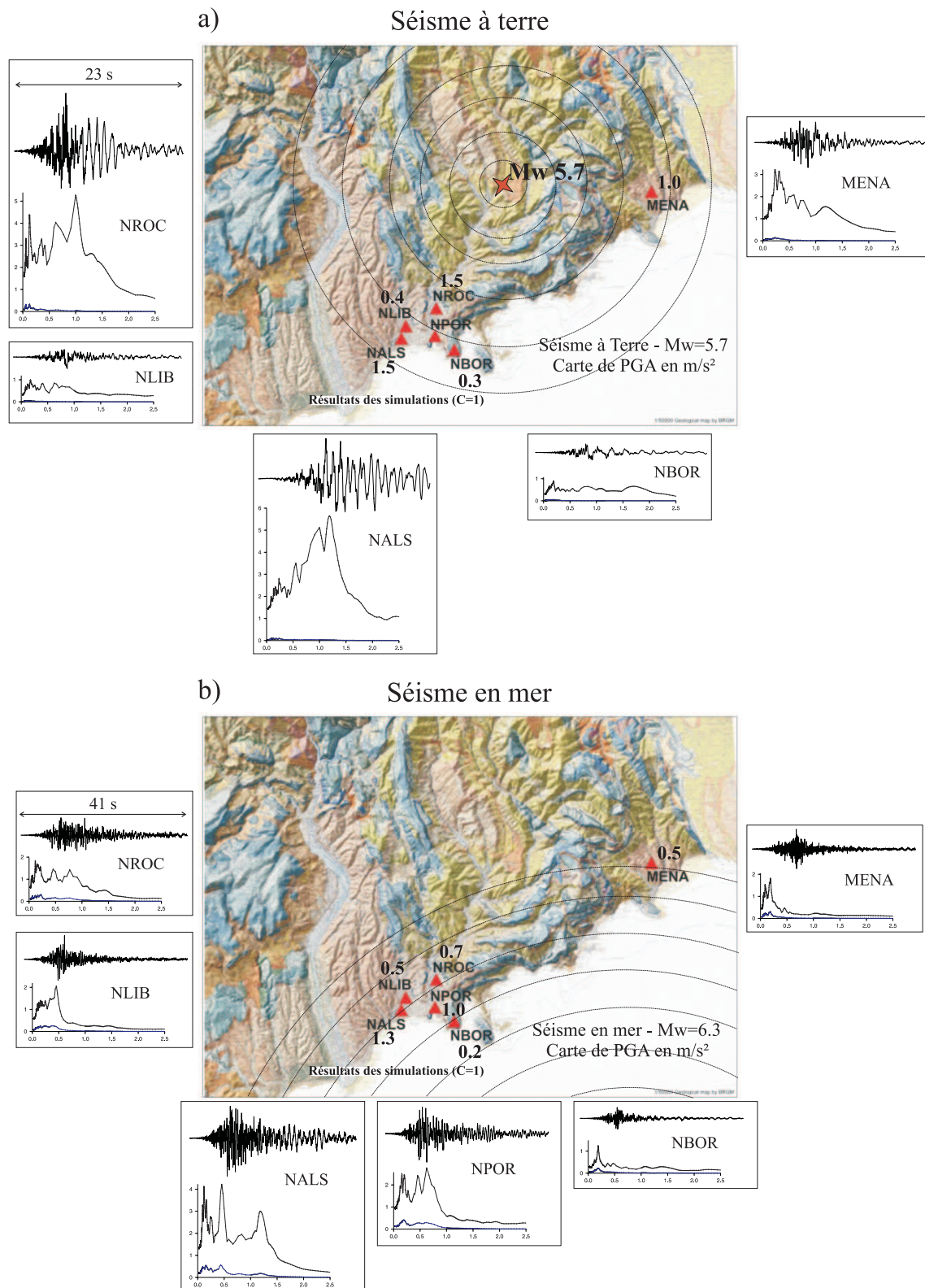


FIG. 4.14: Simulation des mouvements forts du sol produits par les deux séismes de référence sous l'hypothèse d'une chute de contrainte identique pour les séismes de référence et leurs EGFs. Pour les deux séismes et chaque station du réseau RAP sont représentés un accélérogramme correspondant à une réalisation et le spectre de réponse accélération-période (moyen). Les spectres de réponse du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique sont représentés en bleu.

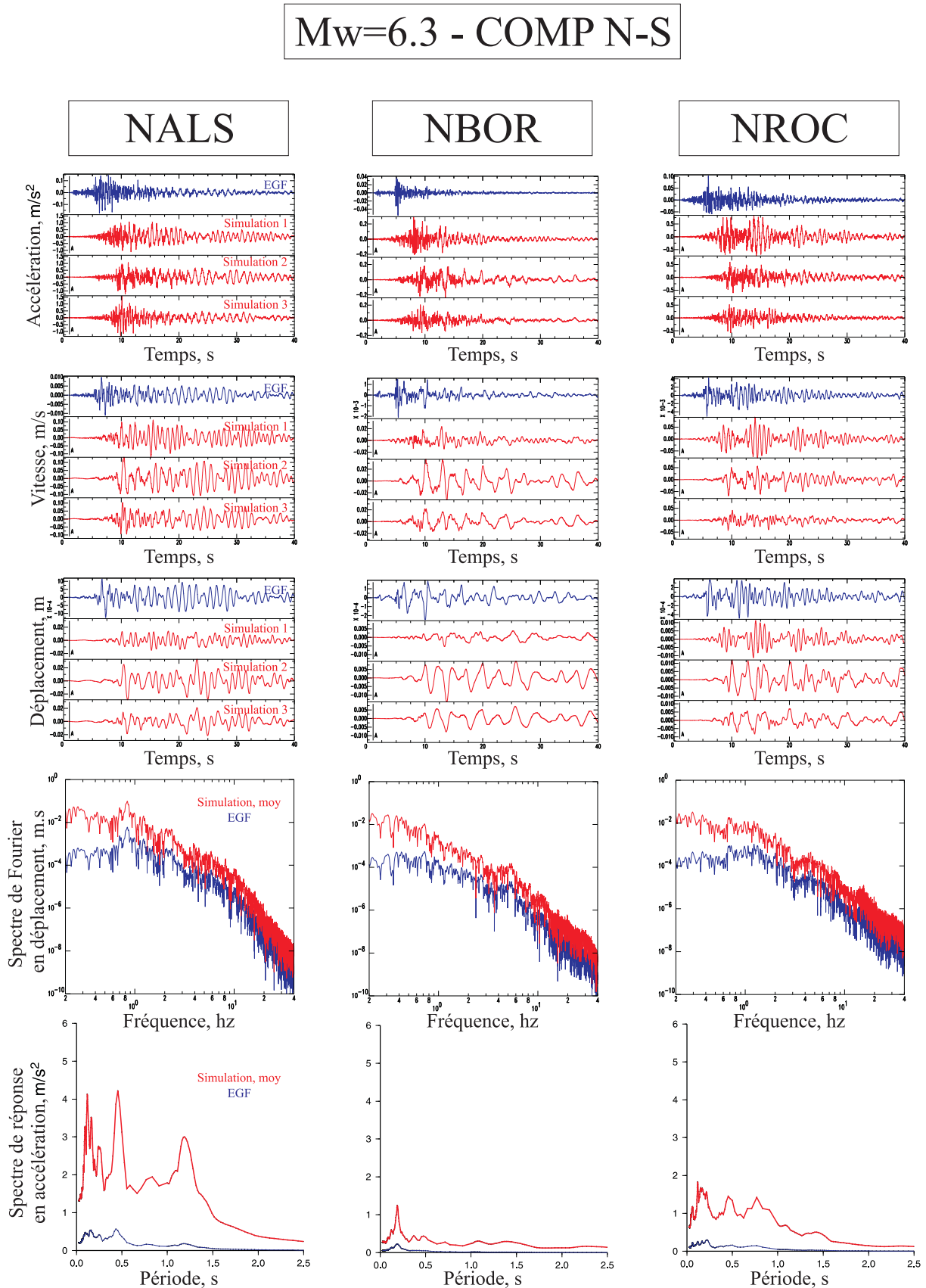


FIG. 4.15: Simulation du séisme de référence en mer ($M_w = 6.3$, 25 km au sud de Nice) pour les stations NALS, NBOR et NROC, sur la composante Nord-Sud. Pour chaque composante sont représentés : l'accélération, la vitesse, le déplacement, le spectre de Fourier en déplacement et le spectre de réponse pour le petit séisme (en bleu), le choc principal (en noir) et les simulés (en rouge).

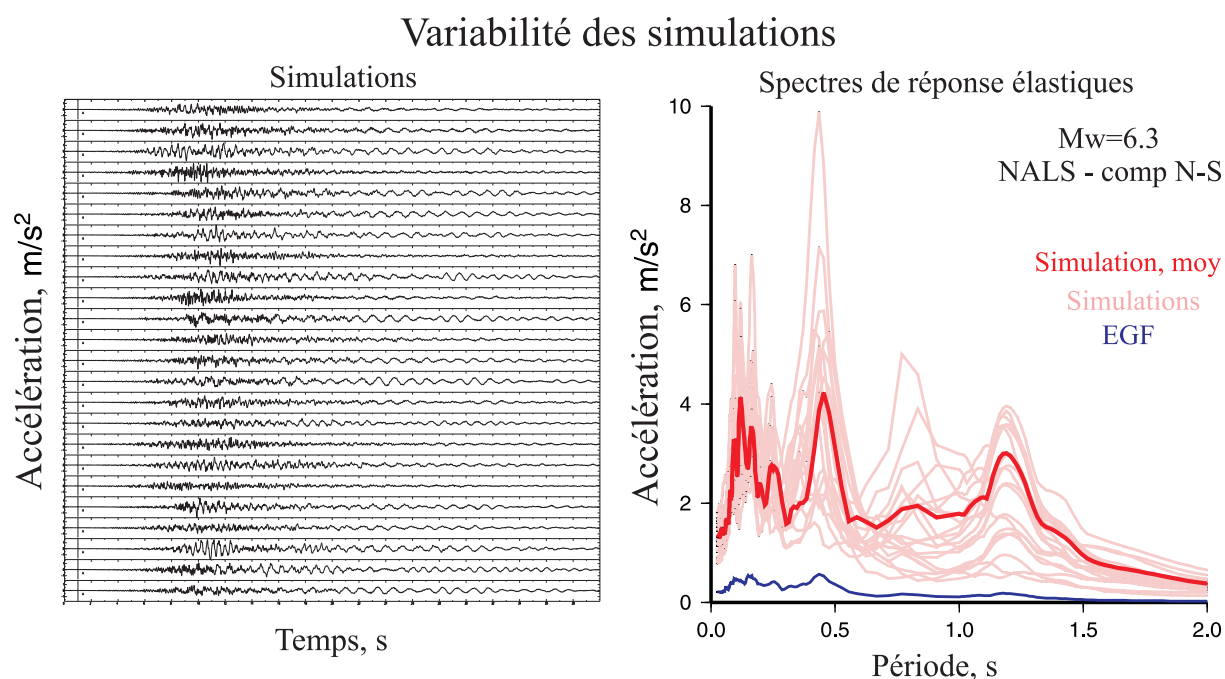


FIG. 4.16: Variabilité des simulations pour un même jeu de paramètres. La variabilité des simulations est uniquement due à l'aspect stochastique de la méthode utilisée. Les simulations présentées ici sont celles associées au séisme en mer $M_w = 6.3$ pour la station NALS, composante N-S. Sont représentées 20 réalisations en temps (en noir) et les spectres de réponse associés (en rose). Le spectre de réponse moyen (en rouge) est superposé à celui des 20 réalisations. Le spectre de réponse du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique est représenté en bleu.

4.3.3 Comparaison des accélérations maximales déduites des simulations avec celles déduites du projet Risk-Ue

Nous comparons maintenant les accélérations maximales obtenues à partir de cette étude sur la ville de Nice avec celles déduites du projet Risk-Ue (figure 4.17). Notons que les séismes de référence à terre dans le projet Risk-Ue et dans notre étude ne sont pas situés exactement au même endroit. Pour le projet Risk-Ue, il est situé directement au Nord de la ville de Nice. Dans notre étude, il est au situé plus au Nord-Est. Dans les deux cas, ils sont situés à une dizaine de kilomètres de la ville de Nice. Les accélérations maximales déduites de notre étude et du projet Risk-Ue sur les stations RAP sont synthétisées dans le tableau 4.3.

		NALS	NLIB	NPOR	NROC	NBOR
À terre	Cette étude	1.5	0.4	×	1.5	0.3
	Risk-Ue	1.4	1.5	1.4	1.7	0.8
En mer	Cette étude	1.3	0.5	1.0	0.7	0.2
	Risk-Ue	1.5	1.5	1.7	1.7	1.2

TAB. 4.3: Comparaison des accélérations maximales (en $m.s^{-2}$) déduites des simulations avec celles déduites du projet Risk-Ue pour le séisme à terre et le séisme en mer sur les stations du RAP situées dans la ville de Nice.

Dans l'ensemble, pour le séisme à terre comme pour celui en mer, les accélérations maximales résultantes de notre étude sont plus faibles que celles déduites du projet Risk-Ue. En effet, seules les accélérations maximales prédites sur les stations NALS (pour le séisme à terre et en mer) et NROC (uniquement pour le séisme à terre) sont comparables. Cependant, rappelons que les résultats du projet Risk-Ue ont été obtenus en combinant une carte d'accélérations maximales au rocher déduite des lois d'atténuation [Ambraseys et al., 1996] avec la carte de microzonage établie sur la ville de Nice. Si l'on compare, au rocher, les spectres de réponse déduits des lois d'atténuation proposées par Ambraseys et al. [1996] (et utilisées dans le projet Risk-Ue) avec ceux déduits de plusieurs simulations à C variable (où $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$) pour deux stations NBOR et MENA situées respectivement au rocher et sur des sols raides, nous constatons (sur la station MENA) que pour être en accord avec ces lois, il faudrait introduire un rapport C de chute de contrainte entre le gros et le petit séisme de l'ordre de deux (pour le séisme en mer plus particulièrement) (figure 4.18). Notons que les rapports C testés ne sont pas des nombres entiers uniquement pour garantir la conservation du moment sismique : $\frac{M_0}{m_0} = C.N^3$ (où N est un nombre entier). Dans cette étude, nous prenons comme référence la station MENA, plutôt que la station NBOR. En effet, de nombreuses observations ont mis en évidence des effets d'atténuation importants pour la station NBOR (Anne-Marie Duval, communication personnelle), qui pourrait donc ne pas être un "bon" site de référence, bien que située directement au rocher.

Notre but n'est pas ici de proposer des simulations calées sur les lois d'atténuation, cependant comme nous l'avons montré tout au long de ce manuscrit, il est ici essentiel de tester la variabilité des simulations face à ce rapport C qui n'est que très peu contraint. Les études récentes [Kanamori et Rivera, 2004] montrent que la chute de contrainte ne

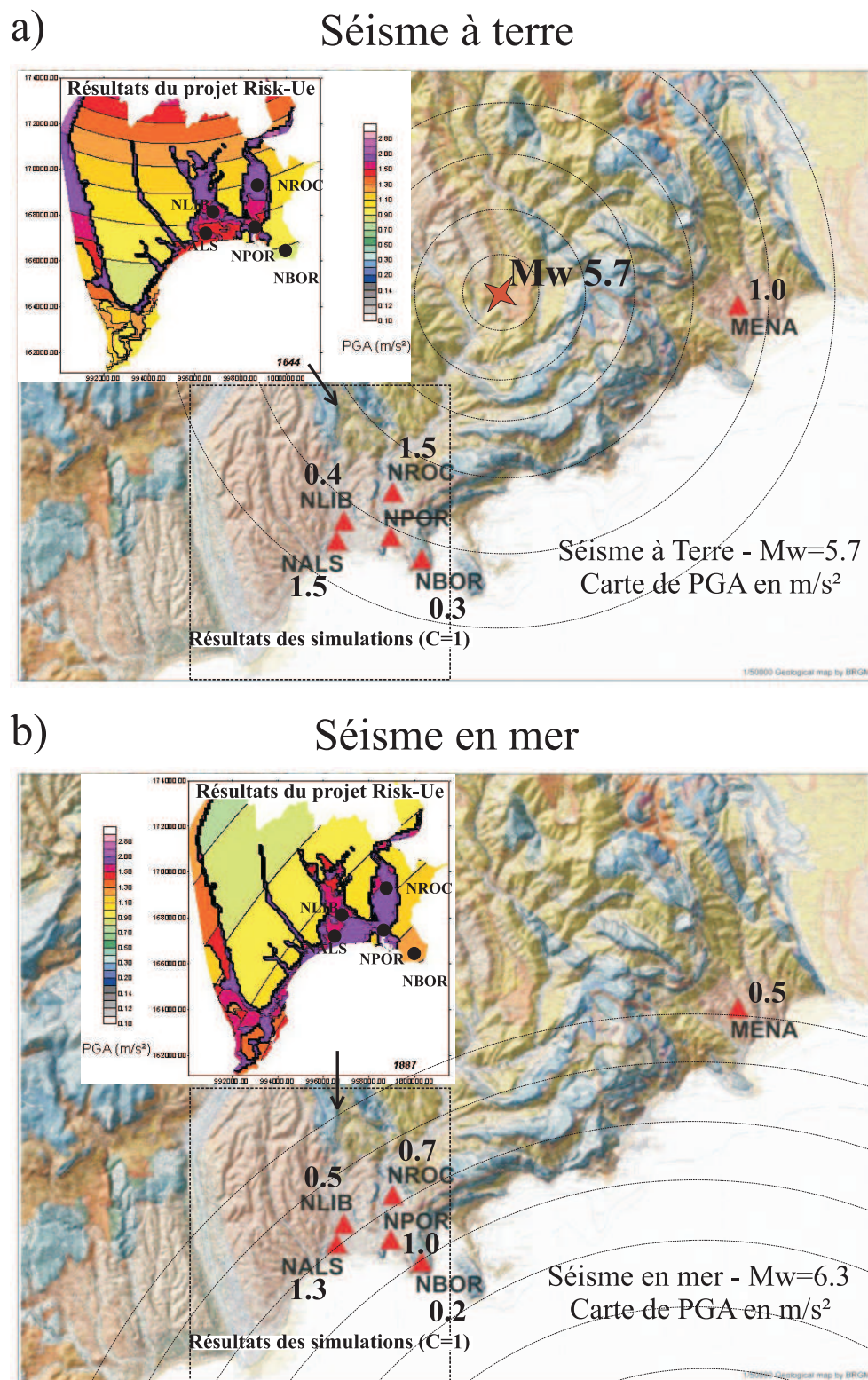


FIG. 4.17: Comparaison des accélérations maximales déduites des simulations avec celles déduites du projet Risk-Ue pour a) le séisme à terre et b) le séisme en mer. Le rectangle noir correspond à la zone d'étude du projet Risk-Ue.

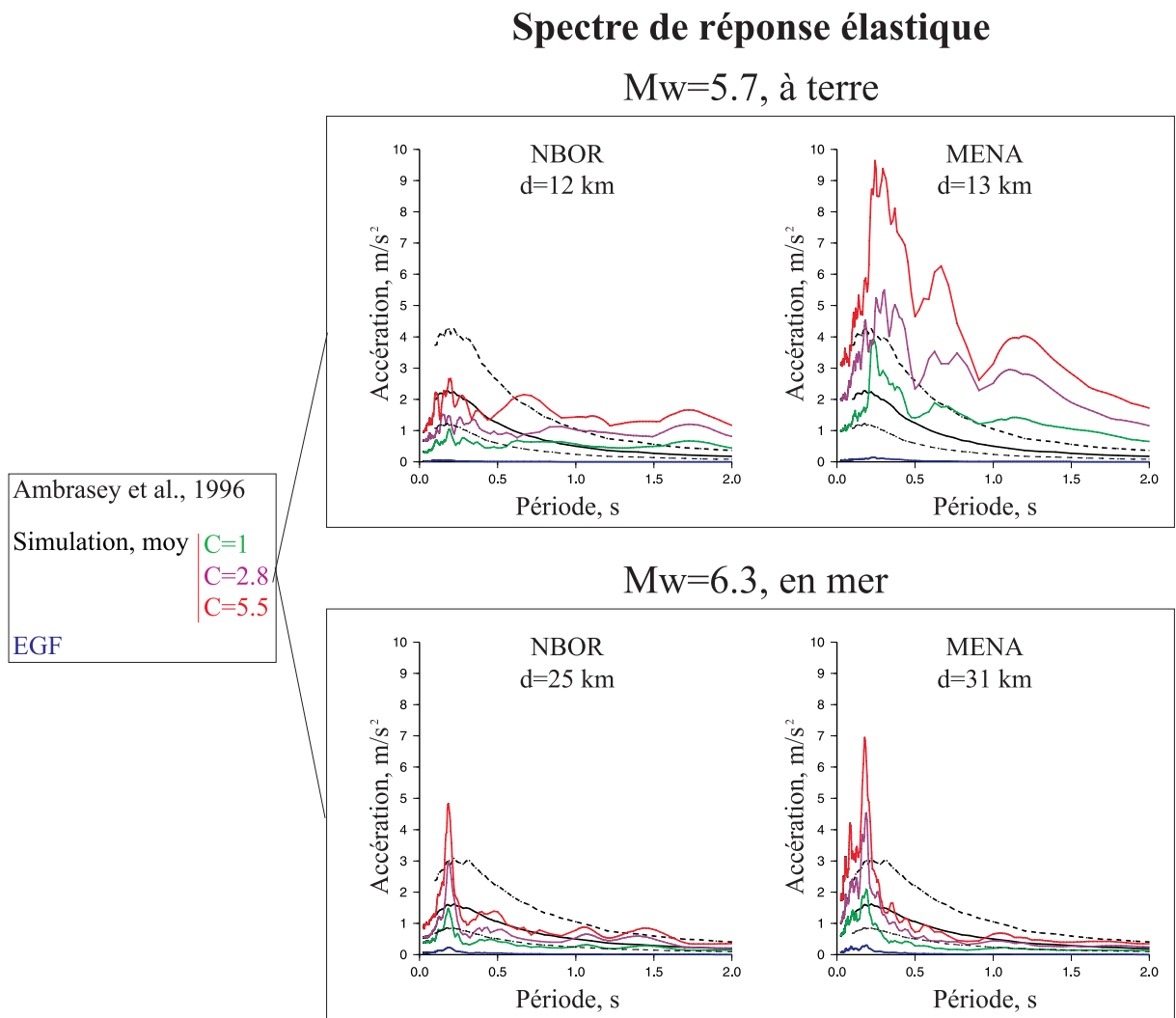


FIG. 4.18: Comparaison entre les spectres de réponse déduits des simulations (en rouge) et ceux déduits des lois d'atténuation (en noir pour la moyenne et en pointillé pour l'écart type) pour les stations NBOR et MENA situées au rocher. Paramètres de simulations : identiques à ceux utilisés dans le tableau 4.2, mais avec C qui varie. Pour le séisme à terre : ($C = 1.0, N = 14$), ($C = 2.8, N = 10$) et ($C = 5.5, N = 8$). Pour le séisme en mer : ($C = 1.0, N = 7$), ($C = 2.8, N = 5$) et ($C = 5.5, N = 4$).

doit pas être considérée comme constante. Cette différence de chute de contrainte est déjà prise en compte depuis une dizaine d'années en simulation notamment dans les études de Irikura et Kamae [1994]; Ordaz et al. [1995]. Jusqu'à maintenant, nous avons considéré une chute de contrainte identique pour le gros et le petit séisme. Nous allons maintenant tester la sensibilité des simulations à ce paramètre C .

4.3.4 Sensibilité des simulations à une chute de contrainte différente pour le gros et le petit séisme

La figure 4.19 montre la variabilité des cartes de PGA en fonction du rapport $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$. Imposer un rapport de chute de contrainte entre le gros et le petit séisme égal à 5.5 a pour effet d'amplifier en moyenne les hautes fréquences et donc les accélérations d'un facteur 3.14. En effet, comme on l'a vu dans le chapitre 2, le niveau du plateau hautes fréquences du spectre source moyen est égal à $C.N$. Ainsi, dans le cas du séisme à terre, passer de ($C = 1, N = 14$) à ($C = 5.5, N = 8$) modifie la valeur du plateau haute fréquence qui passe de $C.N = 14$ à $C.N = 44$ (facteur d'amplification = 3.14).

Les accélérations maximales déduites de notre étude et du projet Risk-Ue sur les stations RAP-Nice sont de nouveau synthétisées dans le tableau 4.4. Nous constatons que les PGA déduits des simulations diffèrent de ceux déduits du projet Risk-Ue et ce quelque soit le rapport C . Cependant pour le séisme en mer, le rapport $C = 2.8$ permet d'obtenir un bon accord avec le projet Risk-Ue pour trois stations : NLIB, NPOR et NROC. Pour les stations NALS et NBOR, on constate que les écarts de PGA déduits de nos simulations sont largement plus importants que ceux déduits du projet Risk-Ue, en accord avec les écarts déjà observés sur l'enregistrement du petit séisme.

Augmenter la chute de contrainte du séisme majeur agit non seulement sur le PGA, mais aussi sur les signaux en accélération et les spectres de réponse (figure 4.20). Pour le séisme en mer, les spectres de réponse associés au site Alsace-Lorraine indiquent que l'accélération ressentie en haut d'un immeuble de 5 étages ($T \sim 0.5$ s) passerait de 0.4 g (pour $C = 1$) à 1.3 g (pour $C = 5.5$). Au sol, pour ce même séisme, sur ce même site, des accélérations supérieures ou égales à 0.1 g seraient ressenties pendant une durée d'environ 25 s pour $C = 5.5$, contre 4 s pour $C = 1$. Comme précédemment, ces durées sont des ordres de grandeur, elles sont bien entendu dépendantes des réalisations considérées et des processus de rupture qui leurs sont associés. Il nous semble raisonnable ici de ne pas faire varier le rapport C d'un facteur supérieur à 5.5, cependant de plus larges investigations seraient nécessaires pour mieux comprendre les domaines de variabilité de ce paramètre.

Sensibilité des accélérations maximales au rapport C de chute de contrainte

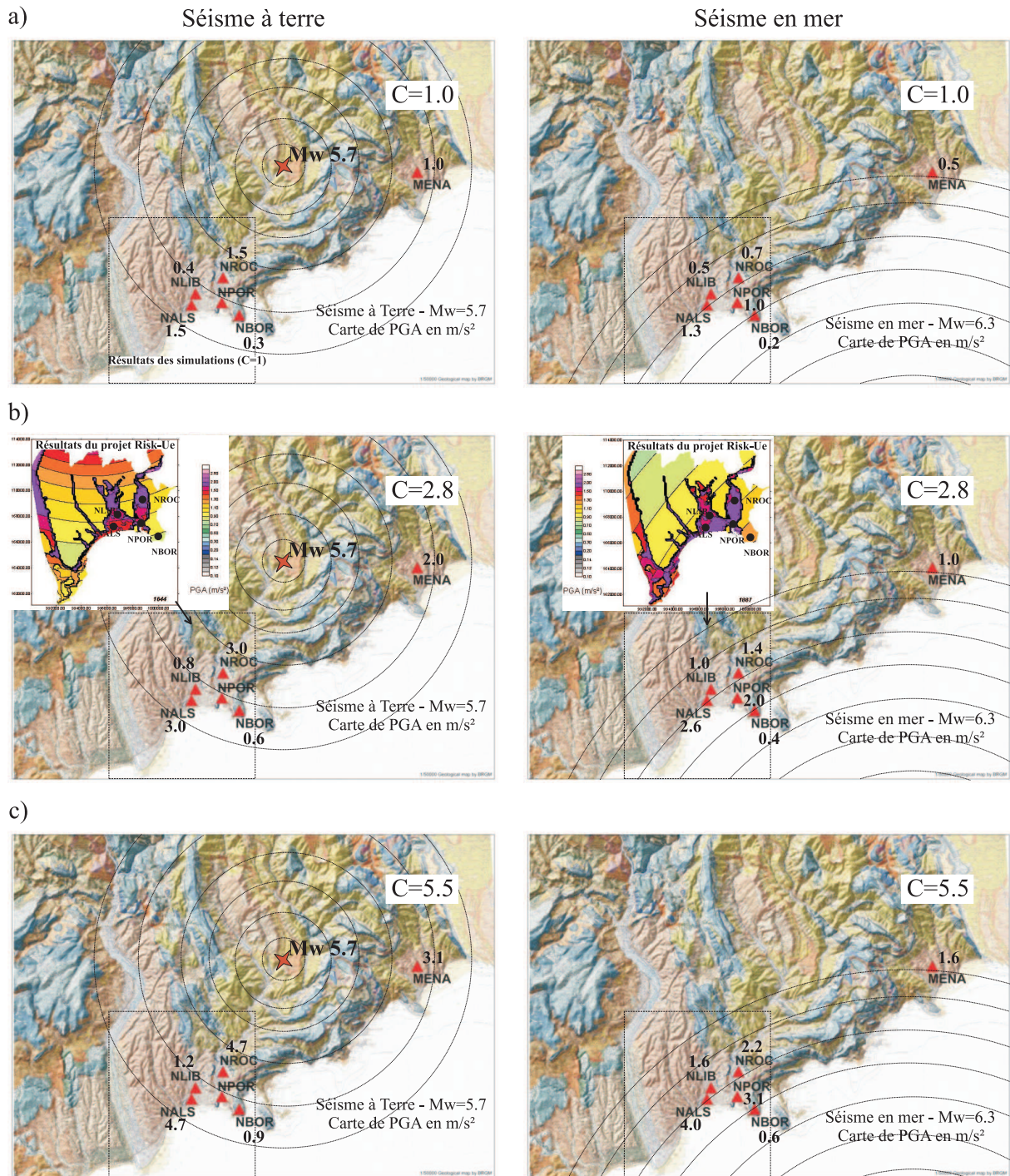


FIG. 4.19: Influence du rapport C entre la chute de contrainte du gros et du petit séisme sur la carte de PGA. Mêmes paramètres de simulations que pour la figure 4.18.

		NALS	NLIB	NPOR	NROC	NBOR
À terre	$C = 1.0$	1.5	0.4	×	1.5	0.3
	$C = 2.8$	3.0	0.8	×	3.0	0.6
	$C = 5.5$	4.7	1.2	×	4.7	0.9
	Risk-Ue	1.4	1.5	1.4	1.7	0.8
En mer	$C = 1.0$	1.3	0.5	1.0	0.7	0.2
	$C = 2.8$	2.6	1.0	2.0	1.4	0.4
	$C = 5.5$	4.0	1.6	3.1	2.2	0.6
	Risk-Ue	1.5	1.5	1.7	1.7	1.2

TAB. 4.4: Comparaison des accélérations maximales (en $m.s^{-2}$) déduites des simulations (pour différentes valeurs de C) avec celles déduites du projet Risk-Ue pour le séisme à terre et le séisme en mer sur les stations du RAP situées dans la ville de Nice.

Sensibilité des simulations à C

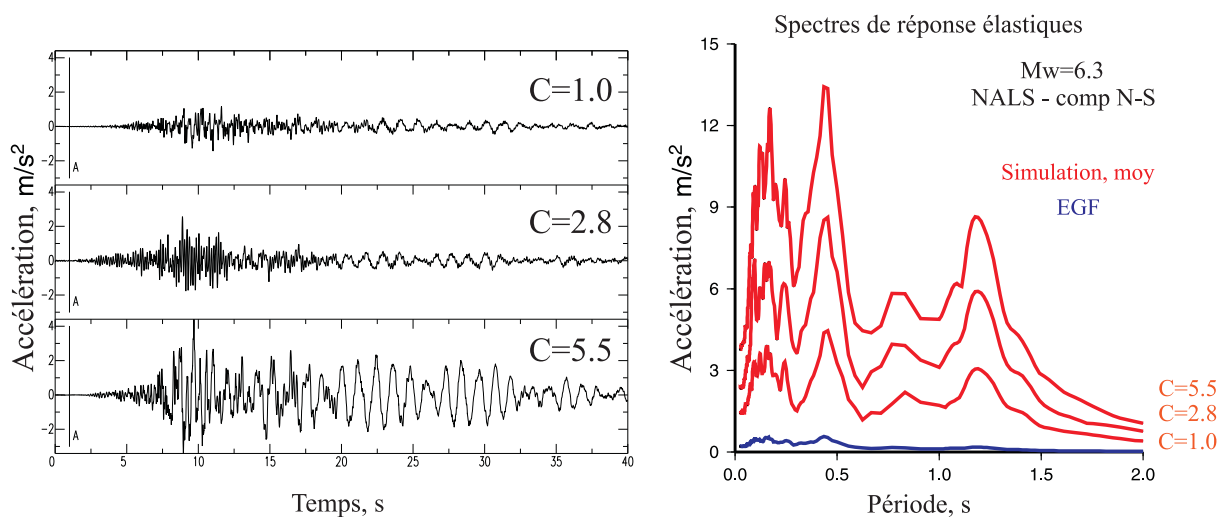


FIG. 4.20: Sensibilité des simulations au rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme. Sont représentés à gauche un signal en accélération correspondant à une seule réalisation, à droite les spectres de réponse moyens associés à $C = 1$, $C = 2.8$ et $C = 5.5$.

4.4 Conclusions

Nous avons simulé avec la méthode stochastique développée dans ce manuscrit deux séismes de magnitude modérée dans la région niçoise : un séisme à terre de magnitude 5.7 située à 10 *km* au Nord-Est de Nice et un séisme en mer de magnitude 6.3 situé à 25 *km* au Sud-Est de Nice. Les résultats majeurs de cette étude sont :

1. Pour le séisme à terre, comme pour le séisme en mer, les accélérations maximales du sol les plus fortes sont attendues dans la ville de Nice, notamment sur les sites Alsace-Lorraine et St Roch pour le séisme à terre et Alsace-Lorraine et le port pour le séisme en mer. Sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante entre les séismes de référence et leur fonction de Green empirique, ces accélérations maximales sont estimées à 0.15 *g* sur les sites Alsace-Lorraine et St Roch pour le séisme à terre et à 0.13 *g* et 0.10 *g* sur les sites Alsace-Lorraine et le port pour le séisme en mer.
2. Les accélérations maximales du sol attendues pour un séisme de magnitude 5.7 à 10 *km* de la ville de Nice seraient au moins aussi importantes que pour un séisme de magnitude 6.3 situé à 25 *km* de Nice, notamment sur la ville de Menton (MENA, MENT) et la ville de Tourettes Levens située très proche du séisme (à 7 *km*). Ces résultats montrent l'importance de prendre en compte ce type de séismes dans les projets d'évaluation du risque sismique dans la région, en particulier dans les périodes d'extension de l'urbanisation, comme c'est le cas actuellement.
3. Au delà d'une quinzaine de kilomètres de la faille, dans l'arrière pays, les sites SOSPEL et CHAP (installées dans la ville de Sospel et le village de Castellar) seraient d'après cette étude peu affectés par un séisme à terre de magnitude 5.7. Cependant, ces deux stations étaient situées au rocher. Les accélérations simulés sur ces deux stations ne sont donc pas représentatives des accélérations qui se produiraient sur d'autres sites de l'arrière pays niçois. D'autres simulations sur plus de stations seraient nécessaires pour étudier les effets d'un tel séisme dans l'arrière pays. Notons cependant, que ces mêmes sites seraient moins affectés par un séisme en mer de magnitude 6.3.
4. D'importants effets de sites ont été mis une nouvelle fois en évidence à partir de cette étude notamment sur les sites des jardins Alsace-Lorraine, de St Roch et du port (NALS, NROC et NPOR). Les niveaux d'amplifications obtenus dans cette étude sont comparables à ceux observés lors des précédents séismes dans la région [Bard, 2001], ainsi qu'avec les études d'effets de sites menées par Duval et al. [2001] et montre ici l'efficacité de la méthode des fonctions de Green empirique dans cette région. En prenant en compte tout le milieu de propagation, cette méthode permet de reconstruire des effets de sites locaux. Rappelons toutefois, qu'elle ne permet pas de prendre en compte de potentiels effets non linéaires.
5. Les amplifications observées dues aux effets de site se produisent sur une large bande de fréquence et influent donc non seulement sur le PGA, mais sur les signaux tout entiers. On observe en particulier, pour le séisme en mer, sur la station Alsace-Lorraine (NALS) comparée à la station située sur le Mont Boron (NBOR) : (1) des amplifications de l'ordre de 5 non seulement sur le niveau des PGAs, mais aussi des

- PGV et des PGD, (2) des amplifications d'un facteur de l'ordre de 7 à $T = 0.5 s$ (immeuble de 5 étages) et (3) des durées des mouvements forts du sol plus longues.
6. Le rapport de chute de contrainte entre le gros et le petit séisme joue un rôle majeur dans l'estimation des mouvements du sol produits par un séisme de magnitude modérée dans la région. En imposant un rapport de chute de contrainte égal à 5, nous observons une amplification des hautes fréquences et donc des accélérations, PGA et spectre de réponse d'un facteur de l'ordre de 3. Prendre en compte la variabilité de ce paramètre dans les projets d'évaluation du risque sismique dans la région est donc particulièrement important. Pour cela, de plus large investigations seraient d'abord nécessaires pour mieux comprendre les domaines de variabilité de ce paramètre.

Cette application a donc permis d'apporter des résultats intéressants sur l'estimation des mouvements du sol produits par des séismes de magnitude modérée dans la région. Cependant, rappelons que la méthode utilisée ici ne permet pas d'obtenir des simulations en tous points, mais uniquement sur les sites équipés d'une station d'enregistrement. Cela montre l'importance du nombre de points d'observations. Ces points d'observation doivent être bien choisis de manière à caractériser la variabilité latérale et doivent être équipés de capteurs possédant une sensibilité et une dynamique adaptées à une bonne restitution du mouvement du sol pour des séismes de magnitude 3 - 4.5 à des distances inférieures à 30 km. Ce n'est que dans ces conditions que les signaux pourraient être utilisés comme fonction de Green empirique. Une prochaine étape serait d'augmenter le nombre de points d'observations afin de mieux caractériser l'aléa sismique dans la région. À long terme, les enjeux de cette étude sont à la fois d'ordre scientifique, économique et social. En effet, ces nouvelles cartes d'aléa combinées aux effets de vulnérabilité des bâtiments, permettraient par la suite aux ingénieurs de réaliser des scénarios de risque sismique plus précis. Ces scénarios de risque sismique sont (comme on l'a vu avec les différents programmes de recherche menés dans la région) extrêmement importants pour apporter des éléments décisifs dans l'aménagement du territoire et pour créer des plans de gestion de crise.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif de cette étude était de proposer un code simple d'utilisation permettant de simuler de manière efficace les mouvements du sol produits par un séisme, dans une bande de fréquence pertinente pour les ingénieurs (entre 0.1 Hz et 20 Hz). Pour cela, et afin de s'affranchir de la connaissance du milieu de propagation qui est bien souvent mal connu dans ces gammes de fréquences, nous avons utilisé la technique des fonctions de Green empiriques. La problématique de notre étude consistait à mettre en place un schéma de sommation approprié permettant d'être en bon accord avec les lois d'échelles (loi de similitude et modèle en ω^{-2}).

Cette étude a permis de synthétiser d'importants travaux effectués dans le passé, de relier des études qui paraissaient indépendantes, de montrer les limites de certaines d'entre elles, de mettre en évidence des problèmes non répertoriés et de proposer des solutions pour les résoudre. Les résultats principaux de cette étude sont le développement de deux méthodes de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes et leur codage informatique. Ces méthodes permettent de simuler de manière réaliste les mouvements du sol aussi bien dans le domaine temporel que fréquentiel.

La première méthode repose sur une approche stochastique. Les mouvements du sol sont simulés en superposant des petits séismes décalés dans le temps suivant un schéma stochastique précis que nous avons établi. Cette méthode nécessite la connaissance de peu de paramètres. Elle peut donc être utilisée même dans des cas où l'on ne possède que très peu d'informations sur le séisme attendu.

La deuxième méthode repose sur une approche cinématique. Les mouvements du sol sont simulés en superposant des petits séismes décalés dans le temps de manière à reproduire la propagation de la rupture sur la faille, la durée de la dislocation et la propagation des ondes dans le milieu. Grâce à une répartition du glissement sur la faille adaptée, cette méthode permet de générer des simulations en bon accord avec les lois d'échelles et d'éviter les problèmes majeurs rencontrés en simulation (sur et sous-estimation des hautes fréquences et sous-estimation des fréquences intermédiaires). Cette méthode nécessite la connaissance de plusieurs paramètres notamment le point de nucléation, la forme de la faille, la vitesse de rupture ... Elle permet de simuler des processus de rupture précis, en reconstituant partiellement les effets de directivité.

Ces deux méthodes ont su prouver leur efficacité lors de tests sur des données réelles (Mexique et Italie). La méthode stochastique a été appliquée pour la simulation de deux séismes de magnitude modérée dans la région Niçoise : un séisme de magnitude 5.7 à terre (10 kilomètres au nord de Nice) et un séisme de magnitude 6.3 en mer (25 kilomètres au sud de Nice). Il ressort de ces simulations trois points importants :

1. Il faut s'attendre à de forts effets d'amplifications sur certains sites à Nice, notamment le site Alsace-Lorraine, où les mouvements du sol obtenus sont cinq fois supérieurs à ceux obtenus sur un site au rocher (le Mont Boron).
2. Il ne faut pas sous-estimer les effets causés par un séisme de magnitude 5.7 situé à terre à 10 *km* de Nice comparés à ceux causés par un séisme de magnitude 6.3 situé en mer à 25 *km*. En effet, les mouvements du sol attendus sont au moins équivalents pour ces deux types de séismes.
3. Il est essentiel de tenir compte du rôle majeur joué par la valeur de la chute de contrainte du séisme potentiel. En effet, nous avons vu qu'imposer une chute de contrainte cinq fois supérieure à celle des séismes de Nice et de Blausasc produisait des amplifications hautes fréquences d'un facteur de l'ordre de 3.

Cette étude a ainsi permis, outre l'implémentation de deux codes de simulation, d'apporter des informations permettant de mieux caractériser l'aléa dans la région niçoise. Cependant, il est essentiel de rappeler le domaine de validité dans lequel cette étude s'est placé. Tout d'abord, il n'est possible d'obtenir des estimations des mouvements du sol uniquement sur les sites équipés de stations d'enregistrement, ce qui réduit considérablement la portée de ce type d'étude. De plus, les méthodes développées ne permettent ni de simuler les effets non linéaires, ni les accélérations proches de la faille. Rappelons aussi que les termes en champs proche et intermédiaire, ainsi que les ondes de surface ne seront pas correctement reconstruits. Pour finir, notons que l'approche stochastique permet d'obtenir une bonne estimation des mouvements du sol attendus, mais qu'en aucun cas, elle ne permet de simuler un processus de rupture en particulier et notamment les effets de directivité. Cette limitation a été en partie levée grâce au développement de la méthode stochasto-cinématique. Cependant, les effets de directivité ne sont correctement modélisés que pour des fréquences inférieures à la fréquence coin du petit séisme. En effet, au delà, les seules informations que nous possédons sur la source sont celles contenues dans le signal du petit séisme.

Cette étude, à travers les problèmes qu'elle a soulevés, ouvre de nombreuses perspectives. Dans un premier temps, de futurs travaux de recherche pourraient en partie permettre de lever certaines des limitations méthodologiques que nous venons de mettre en évidence.

- Concernant la limitation de la méthode qui permet uniquement d'estimer les mouvements du sol sur les sites équipés de stations d'enregistrement, nous pourrions envisager d'extrapoler des simulations obtenues au rocher à des sites sédimentaires proches. Pour cela, il serait nécessaire de convoluer les simulations obtenues au rocher par une fonction de transfert 1D. Ces nouvelles simulations ne permettraient pas de prendre en compte les effets de site 3D, comme c'est le cas sur les sites où l'on dispose d'une station d'enregistrement, mais permettraient néanmoins de prendre en compte les effets de propagation complexes de la source au récepteur et donc d'exploiter les potentialités de la méthode des fonctions de Green empiriques. En appliquant cette technique sur de nombreux sites, nous pourrions augmenter le nombre de points sur lesquels les simulations sont possibles et ainsi proposer des cartes de PGA plus complètes. Bien entendu, pour que cette technique puisse

être mise en place, il faudrait à la base un nombre de sites suffisamment important où les simulations sont possibles. Cela n'est réalisable qu'en densifiant les réseaux existants et en les équipant de capteurs possédant une sensibilité et une dynamique adaptée à une bonne restitution des mouvements du sol pour des séismes de magnitude comprise entre 3 et 4.5 à des distances inférieures à 30 km, comme le sont les stations du RAP.

- Pour ce qui est de simuler les accélérations à des distances plus proches de la faille, il serait envisageable d'utiliser plusieurs petits séismes comme fonctions de Green empiriques. Cette technique permettrait de mieux prendre en compte les différences de propagation d'un bout à l'autre de la faille jusqu'à la station. Cependant, la mise en place de cette technique nécessiterait d'adapter le schéma de sommation pour prendre en compte la différence de moment, de localisation, de mécanisme au foyer ... de ces petits séismes, ce qui n'est pas trivial. De plus, pour s'affranchir de la condition de source lointaine, cette technique demande un bon échantillonnage de la faille par des fonctions de Green empiriques, ce qui n'est pas facilement réalisable et limite donc l'applicabilité d'un tel travail.
- Concernant, la modélisation des effets de directivité sur une large bande de fréquence, une approche pourrait être d'enlever la source du signal du petit séisme par des techniques de déconvolution. Des équipes de recherche travaillent actuellement sur ces techniques, il serait intéressant d'interagir avec eux sur ce sujet.

D'un point de vue plus applicatif :

- nous aimerions également tester les deux méthodes mises en place sur un nombre plus important de séismes et notamment sur des séismes proches du contexte tectonique de la région niçoise, comme l'Algérie ou la Grèce.
- En parallèle, une démarche intéressante serait de simuler les mouvements du sol produits par le séisme Ligure de 1887 et de comparer ces simulations aux cartes d'intensité existantes en France et en Italie.
- Pour ce qui est de l'application sur Nice, cette étude ne devrait pas s'arrêter là et les techniques de combinaison avec des fonctions de transfert adaptées devraient permettre la création de nouvelles cartes d'aléa. Une multitude de scénarios pourrait être envisagée. Il serait alors fort intéressant de comparer les simulations obtenues avec les normes parasismiques actuelles et les futures normes EC8. À long terme, les cartes d'aléa obtenues pourraient être combinées aux effets de vulnérabilité des bâtiments et permettre ainsi la réalisation de scénarios de risque sismique plus précis.

Pour finir, nous avons montré tout au long de cette étude, l'importance de la valeur de la chute de contrainte du séisme potentiel. Nous pensons qu'il est nécessaire de concentrer les efforts de recherche non seulement à une meilleur prise en compte de ce paramètre dans les projets d'estimation du risque sismique, mais aussi à une meilleure compréhension de ses domaines de variabilité. À partir de techniques analogues à celles utilisées dans ce manuscrit (rapport spectral), une telle étude pourrait être envisageable par exemple dans une région à forte sismicité crustale à partir d'enregistrements de plusieurs séismes sur une grande gamme de magnitude.

Bibliographie

- Abe, K. (1970). Determination of seismic moment and energy from the earth's free oscillation. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 4 :49–71.
- Abe, K. (1975). Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 23 :381–390.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72 :1217–1231.
- Aki, K. (1968). Seismic displacement near a fault. *J. Geophys. Res.*, 73 :5359–5376.
- Aki, K. (1972). Earthquake mechanism. *Tectonophysics*, 13 :423–446.
- Aki, K. (1987). Magnitude-frequency relation for small earthquakes : a clue to the origin of M_{max} of large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92 :1349–1355.
- Aki, K. et Richards, P. (1980). *Quantitative seismology : Theory and methods*. W. H. Freeman and Co.
- Amato, A., Azzara, R., Chiarabba, C., Cimini, G. B., Cocco, M., Di Bona, M., Margheriti, L., Mazza, S., Mele, F., Selvaggi, G., Basili, A., Boschi, E., Courboulex, F., Deschamps, A., Gaffet, S., Bittarelli, G., Chiaraluce, L., Piccinini, D., et Ripepe, M. (1998). The 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence : a first look at the mainshocks and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :2861–2864.
- Ambraseys, N., Douglas, J., Sigbjörnsson, R., Berge-Thierry, C., Suhadolc, P., Costa, G., et Smit, P. (2004). European strong-motion database. *CD-ROM*.
- Ambraseys, N., Smit, P., Beradi, R., Rinaldis, D., Cotton, F., et Berge-Thierry, C. (2000). Dissemination European Strong Motion Data. *CDROM-collection*. European Commission - Environment and Climate Research Program.
- Ambraseys, N. N., Simpson, K., et Bommer, J. J. (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, 25 :371–400.
- Auvray, J. (2003). Traitement du signal. Cours disponible sur le web.
- Bard, P. Y. (2001). Le séisme de Nice du 25 février 2001. Rapport technique, RAP.
- Baumont, D., Courboulex, F., Scotti, O., Melis, N., et Stavrakakis, G. (2002). Slip distribution of the Mw 5.9, 1999 Athens earthquake inverted from regional seismological data. *Geophys. Res. Lett.*, 29(15).
- Beeler, N. M., Wong, T. F., et Hickman, S. H. (2003). On the expected relationships between apparent stress, static stress drop, effective shear fracture energy and seismic efficiency. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93 :1381–1389.
- Beresnev, I. et Atkinson, G. (2001). Subevent structure of large earthquakes - a ground motion perspective. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :53–56.

- Bernard, P. (1987). *Du caractère complexe et agressif des sources sismiques*. Thèse d'Etat, Université Paris 7, Paris, France.
- Bernard, P. (2003). *Qu'est ce qui fait trembler la terre ?* EDP Sciences.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73 :1865–1894.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys.*, 160 :635–676.
- Bour, M. (1993). *Simulation de forts mouvements du sol à partir de petits séismes utilisés comme fonctions de Green empiriques*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- Bour, M. et Cara, M. (1997). Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 :668–683.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75 :4997–5009.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M., et Granet, M. (1992). A closing Ligurian sea. *Pure Appl. Geophys.*, 139 :179–194.
- Béthoux, N., Ouillon, G., et Nicolas, M. (1998). The instrumental seismicity of the western Alps : spatio-temporal pattern. *Geophys. J. Int.*, 135 :177–194.
- Calais, E., Galisson, L., Stéphan, J. F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier de Lépinay, B., Popoff, M., et Sosson, M. (2000). Crustal strain in the southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, 319 :1–17.
- Capuano, P., Zollo, A., Emolo, E., Marcucci, S., et Milana, G. (2000). Rupture mechanism and source parameters of Umbria-Marche mainshocks from strong ground motion data. *J. Seism.*, 4 :463–478.
- Cartwright, D. E. et Longuet-Higgins, M. S. (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proc. Roy. Soc. London*, 237(212-223).
- Castro, R. R., Rovelli, A., Cocco, M., Di Bona, M., et Pacor, F. (2001). Stochastic simulation of strong-motion records from the 26 September 1997 (Mw 6), Umbria-Marche (Central Italy) earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91 :27–39.
- Chaumillon, E., Deverchère, J., Réhault, J. P., et Gueguen, E. (1994). Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 319 :675–682.
- Cotton, F. et Hartzfeld, D. (2002). Le réseau accélérométrique permanent. *Cahier technique de l'AFPS*.
- Courboux, F., Deschamps, A., Cattaneo, M., Costi, F., Deverchère, J., Virieux, J., Augliera, P., Lanza, V., et Spallarosa, D. (1998). Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquakes (ml=4.7). *Tectonophysics*, 290 :245–257.
- Courboux, F., Deschamps, A., Gelis, C., Larroque, C., Kohrs-Sansornny, C., Charreau, J., Stéphan, S., Got, J. L., Béthoux, N., Virieux, J., Duval, A. M., Brunel, D., Maron, C., Vidal, Perez, J. L., et Mondielli (2005). Seismic hazard in the south-east of France : new data and interpretations. *Geophys. J. Int.* To be submitted.

- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Gélis, C., Charreau, J., et Stéphan, J. F. (2003). An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophys. Res. Lett.*, 30 :1782.
- Deschamps, A., Courboulex, F., Gaffet, S., Lomax, A., Virieux, J., Amato, A., Azzara, A., Castello, B., Chiarabba, C., Cimini, G., Cocco, M., Di Bona, M., Margheriti, L., Mele, F., Selvaggi, G., Chiaraluce, L., Piccinini, D., et Ripepe, M. (2000). Spatio-temporal distribution of seismic activity during the Umbria-Marche crisis, 1997. *J. Seism.*, 4 :377–386.
- Duval, A. M. (1996). *Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond : évaluation expérimentale*. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI.
- Duval, A. M., Bard, P. Y., Lebrun, B., Lacave-Lachet, C., Riepl, J., et Hatzfeld, D. (2001). H/V techniques for site response analysis : synthesis of data from various surveys. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 42 :267–280.
- Ekstrom, G., Morelli, A., Boschi, E., et Dziewonski, A. M. (1998). Moment tensor analysis of the central Italy earthquake. *Geoph. Res. Lett.*, 25 :1971–1974.
- Emolo, E. et Zollo, A. (2001). Accelerometric radiation simulation for the September 26, 1997 Umbria-Marche (central Italy) main shocks. *Annali di geofisica*, 44 :605–617.
- Eva, C. et Rabinovich, A. B. (1997). The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian coast, Western Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 24 :2211–2214.
- Ferrari, G. (1991). The 1887 Ligurian earthquake : a detailed study from contemporary scientific observations. *Tectonophysics*, 193 :131–139.
- Fletcher, J. (1980). Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70 :735–755.
- Frankel, A. (1982). The effects of attenuation and site response on the spectra of microearthquakes in the northeastern Caribbean. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :1379–1402.
- Frankel, A. et Wennerberg, L. (1989). Micro-earthquake spectra from the Anza, California, seismic network : Site response and source scaling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 :581–609.
- Gaffet, S., Larroque, C., Deschamps, A., et Tressols, F. (1998). Dense array experiment for observation of waveform perturbation induced by local structure diffraction. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17 :475–484.
- Gutenberg, R. et Richter, C. a. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 9034(185-188).
- Hanks, T. (1977). Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions. *Pageoph.*, 115 :441–458.
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} . *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :1869–1879.
- Hartzell, S. (1992). Estimation of near source ground motions from a teleseismically derived rupture model of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82 :1991–2013.
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.*, 5 :1–4.

- Haskell, N. A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59 :865–908.
- Hernandez, B., Shapiro, N. M., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Cotton, F., Campillo, M., Iglesias, A., Cruz, V., Gómez, J. M., et Alcántara, L. (2001). Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from inversion of strong-motion data. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :363–366.
- Herrero, A. (1994). *Paramétrisation spatio temporelle et spectrale des sources sismiques : Application au risque sismique*. Thèse, Université Paris 7, Paris, France.
- Herrero, A. et Bernard, P. (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 :1216–1228.
- Hutchings, L. (1994). Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green's functions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 :1028–1050.
- Hutchings, L. et Wu, F. (1990). Empirical Green's functions from small earthquakes : A waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake. *J. Geophys. Res.*, 95 :1187–1214.
- Idriss, I. M. (1992). *Shake91*. SUN 3.1, Université de Californie.
- Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions. *Proceedings of the seventh Japan earthquake engineering*, pages 151–156.
- Irikura, K. et Kamae, K. (1994). Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique. *Annali di Geofisica*, 37 :1721–1743.
- Joyner, W. B. et Boore, D. M. (1986). On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes. Dans Das, S., Boatwright, J., et Scholtz, C. H., editors, *Earthquake Source Mechanics*, volume 37 de *Maurice Ewing series 6*, pages 269–274. American Geophysical Union Monograph.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82 :2981–2987.
- Kanamori, H. (1979). A semi empirical approach to prediction of long period ground motions from great earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 :1645–1670.
- Kanamori, H. et Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65 :1073–1095.
- Kanamori, H. et Rivera, L. (2004). Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 :314–319.
- Kohrs-Sansorny, C., Courboux, F., Bour, M., et Deschamps, A. (2005a). A two-stages method for strong ground motions simulations using stochastic summation of small earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* Soumis le 25 octobre 2004.
- Kohrs-Sansorny, C., Courboux, F., Bour, M., Deschamps, A., et Bertrand, E. (2005b). Ground motion simulation of two moderate sized earthquakes in the south east of France. en cours de rédaction.
- Madariaga, R. (1976). Dynamic of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66 :639–666.

- Mari, J. L., Glangeaud, F., et Coppens, F. (2001). *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens*. Institut Français du pétrole, 2 Techniques de base edition.
- Martin, R., Imbault, M., et Arnal, C. (1999). Scénario de risque sismique sur la ville de Nice : Rapport de synthèse. Rap. BRGM R40.
- Mikumo, T. (1994). Dynamic fault rupture processes of moderate-size earthquakes inferred from the results of kinematic waveform inversion. *Annali di geofisica*, 37 :1377–1389.
- Mouroux, P. (2004). Evaluer les risques sismiques en milieu urbain. *Les enjeux des Géosciences*, (7).
- Mouroux, P., Bour, M., Bertrand, E., Le Brun, B., Masure, P., Martin, C., Monge, O., et Risk-Ue-team (2004). Projet européen Risk-Ue. Analyse du risque sismique pour la ville de Nice : aléa régional et local. BRGM.
- Ordaz, M., Arboleda, J., et Singh, S. K. (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85 :1635–1647.
- Pavic, R., Koller, M. G., Bard, P. Y., et Lacave-Lachet, C. (2000). Ground motion prediction with the empirical Green's function technique : an assesment of uncertainties and confidence level. *J. Seism.*, 4 :59–77.
- Plicka, V. et Zahradnick, J. (2002). The EGF method for dissimilar focal mechanisms : the Athens 1999 earthquake. *Tecnophysics*, 359 :81–95.
- Risk-Ue-team (2004). An advanced approach to earthquake risk scenarios with applications to different european towns. Nice, Final conference.
- Romanowicz, B. (1992). Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults : inferences for general scalings relations. *Geophys. Res. Lett.*, 19 :481–484.
- Sansorny, C., Courboulex, F., Bour, M., et Deschamps, A. (2003). Validation d'un outil de simulation des mouvements sismiques, basé sur la méthode des fonctions de Green empiriques. Dans *Actes du VI Colloque National AFPS*.
- Schnabel, P., Lysmer, J., et Seed, H. B. (1972). *SHAKE :A computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites*. Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Scholz, C. (1982). Scaling laws for large earthquakes : Consequences for physical models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :1–14.
- Scholz, C. H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Press syndicate of the university of Cambridge.
- Shimazaki, K. (1986). Small and large earthquakes : the effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface. Dans Das, S., Boatwright, J., et Scholtz, C., editors, *Earthquake Source Mechanics*, volume 37 de *Maurice Ewing series 6*, pages 209–216. American Geophysical Union Monograph.
- Singh, S. K., Ordaz, M., Alcántara, L., Shapiro, N., Kostoglodov, V., Pacheco, J. F., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Quass, R., Mikumo, T., et Ovando, E. (2000). The Oaxaca earthquake of 30 September 1999 (Mw=7.5) : a normal-faulting event in the subducted Cocos plate. *Seism. Res. Lett.*, 71 :67–78.

- Spudich, P. et Miller, D. (1990). Seismic site effects and the spatial interpolation of earthquake seismograms : results using aftershocks of the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 :1504–1532.
- Tressols, F. (1996). *Détermination de l'évolution temporelle des vecteurs d'onde pour la détection d'arrivées multiples : l'analyse temps-fréquence-vecteur d'onde*. Thèse de Doctorat, UNSA.
- Trifunac, M. D. et Brune, J. N. (1970). Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60 :137–160.
- Tucker, B. et Brune, J. N. (1977). Source mechanism and Mb Ms analysis of aftershocks of the San Fernando earthquake. *Geophys. J.*, 49 :371–426.
- Tumarkin, A. G., Archuleta, R. J., et Madariaga, R. (1994). Scaling relations for composite earthquake models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 :1279–1283.
- Tumarkin, G. et Archuleta, R. J. (1994). Empirical ground motion. *Annali di Geofisica*, 37 :1691–1720.
- Voisin, C., Campillo, M., Ionescu, I., Cotton, F., et Scotti, O. (2000). The 23 november, 1980 Irpinia earthquake : new constraints on the friction law parameters. *J. Geophys. Res.*, 105 :21647–21659.
- Wennerberg, L. (1990). Stochastic summation of empirical Green's functions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 :1418–1432.
- Wyss, M. et Brune, J. N. (1967). The Alaska earthquake of 28 March 1964 : a complex multiple rupture. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57 :1017–1023.
- Zahradnik, J. et Tselentis, G. A. (2002). Modeling strong-motion accelerograms by PEXT method, application to the Athens 1999 earthquake. CDROM - European Seismological Commission (ESC), XXVIII General Assembly.
- Zollo, A., Marcucci, S., Milana, G., et Capuano, P. (1999). The 1997 Umbria-Marche (central Italy) earthquake sequence : insights on the mainshocks ruptures from near source strong motion records. *Geophys. Res. Lett.*, 26 :3165–3168.

ANNEXES

Annexe A

Annexe approche purement stochastique

A.1 Expression analytique du spectre source moyen

Chaque réalisation $R_k(t)$ (équation 2.1) s'écrit dans le domaine de Fourier :

$$\hat{R}_k(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \underbrace{\kappa \sum_{p=0}^{\eta-1} \delta(t - t_p(k))}_{R_k(t)} \cdot e^{-i\omega t} dt = \kappa \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \underbrace{\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t - t_p(k)) \cdot e^{-i\omega t} dt}_{e^{-i\omega t_p}} = \kappa \sum_{p=0}^{\eta-1} e^{-i\omega t_p} \quad (\text{A.1})$$

D'où l'expression du spectre en amplitude au carré de chaque réalisation :

$$R_k(\omega)^2 = \hat{R}_k(\omega) \cdot \overline{\hat{R}_k(\omega)} = \kappa^2 \cdot \left(\sum_{p=0}^{\eta-1} e^{-i\omega t_p} \right) \cdot \left(\sum_{q=0}^{\eta-1} e^{i\omega t_q} \right) \quad (\text{A.2})$$

Le spectre source moyen au carré, qui est la moyenne des spectres en amplitude au carré de n réalisations $R_k(\omega)^2$ (équation 2.2) s'écrit donc :

$$R(\omega)^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} \kappa^2 \cdot \left(\sum_{p=0}^{\eta-1} e^{-i\omega t_p} \right) \cdot \left(\sum_{q=0}^{\eta-1} e^{i\omega t_q} \right) \quad (\text{A.3})$$

Et l'on obtient par permutation des sommes :

$$R(\omega)^2 = \kappa^2 \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \cdot \sum_{q=0}^{\eta-1} \left[\frac{1}{n} \sum_{k=0}^{n-1} e^{-i\omega t_p} \cdot e^{i\omega t_q} \right] \quad (\text{A.4})$$

Or pour un nombre infini de réalisations, sommer sur le nombre de réalisations est équivalent à sommer sur tous les instants de rayonnement possibles. La probabilité pour qu'un sous événement rayonne entre $[t_p, t_p + dt_p]$ s'écrit : $dP_p = P(t_p \leq T_p \leq t_p + dt_p) = \rho(t_p) \cdot dt_p$, où $\rho(t_p)$ est la densité de probabilité des temps de rayonnement. En sommant sur toutes les valeurs possibles prises par les deux variables aléatoires T_p et T_q , on obtient l'équation suivante :

$$R(\omega)^2 = \kappa^2 \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \cdot \sum_{q=0}^{\eta-1} \left[\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega t_p} \cdot e^{i\omega t_q} \cdot \rho(t_p) \cdot \rho(t_q) \cdot dt_p \cdot dt_q \right] \quad (\text{A.5})$$

On distingue deux cas :

1. **Le cas $q = p$:**

$$q = p \Rightarrow R(\omega)_{q=p}^2 = \kappa^2 \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \underbrace{\left[\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \rho(t_p) \cdot \rho(t_q) \cdot dt_p \cdot dt_q \right]}_{=1 \text{ (condition de normalisation)}} = \eta \cdot \kappa^2 \quad (\text{A.6})$$

2. **Le cas $q \neq p$ (avec t_p et t_q indépendants) :**

$$q \neq p \Rightarrow R(\omega)_{q \neq p}^2 = \kappa^2 \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \cdot \sum_{q=0, q \neq p}^{\eta-1} \left[\left(\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega t_p} \rho(t_p) dt_p \right) \cdot \left(\int_{-\infty}^{+\infty} e^{i\omega t_q} \rho(t_q) dt_q \right) \right] \quad (\text{A.7})$$

On reconnaît dans le premier membre la transformé de Fourier de $\rho(t)$:

$$\hat{\rho}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega t_p} \rho(t_p) dt_p \quad (\text{A.8})$$

Et dans le second membre son conjugué $\overline{\hat{\rho}(\omega)}$:

$$\overline{\hat{\rho}(\omega)} = \overline{\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega t_q} \rho(t_q) dt_q} \quad (\text{A.9})$$

On en déduit l'expression du spectre source moyen pour $q \neq p$:

$$R(\omega)_{q \neq p}^2 = \kappa^2 \cdot \sum_{p=0}^{\eta-1} \cdot \sum_{q=0, q \neq p}^{\eta-1} \rho(\omega)^2 = \kappa^2 \cdot \eta \cdot (\eta - 1) \cdot \rho(\omega)^2 \quad (\text{A.10})$$

Rassemblement des deux cas $q = p$ et $q \neq p$:

On peut maintenant rassembler le cas $q = p$ et $q \neq p$, et on obtient :

$$R(\omega)^2 = R(\omega)_{q=p}^2 + R(\omega)_{q \neq p}^2 = \eta \cdot \kappa^2 [1 + (\eta - 1) \cdot \rho(\omega)^2] \quad (\text{A.11})$$

Expression analytique :

Le spectre source moyen a donc comme expression analytique :

$$\boxed{R(\omega) = \sqrt{\eta} \cdot \kappa [1 + (\eta - 1) \cdot \rho(\omega)^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{A.12})$$

où :

- η est le nombre de sous événements sommés
- κ est le facteur d'échelle
- $\rho(\omega)$ est le spectre en amplitude de la densité de probabilité $\rho(t)$ utilisée pour générer les décalages dus au processus de rupture

A.2 Comportement des distributions approchées DBEXP et ZPD

La distribution DBEXP L'expression analytique de son spectre en amplitude est :

$$\rho(\omega) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (\text{A.13})$$

Pour générer des temps aléatoires répondant à cette distribution, la fonction de répartition inverse doit être connue. En imposant un spectre en phase égale à $\phi(\omega) = e^{-i\omega T_s}$, les expressions analytiques de cette densité de probabilité (équation A.14) et de la fonction de répartition associée (équation A.15) sont :

$$\rho(t) = \pi \cdot F_c e^{-2\pi F_c |t - T_s|} \quad (\text{A.14})$$

$$F(t) = \int_{-\infty}^t \rho(t) dt = \frac{1}{2} e^{2\pi F_c (t - T_s)} \quad \text{si } t - T_s \leq 0 \quad (\text{A.15})$$

En inversant l'expression A.15, pour $t - T_s \leq 0$, et en jouant sur la symétrie de la distribution DBEXP, la procédure suivante permet de générer des temps t répondant à la distribution DBEXP :

1. Générer une variable aléatoire x suivant une distribution uniforme entre $[0, 1]$
2. Appliquer la transformation suivante :

$$t = T_s + \frac{1}{2\pi F_c} \ln(2x) \quad \text{si } 0 \leq x \leq \frac{1}{2} \quad (\text{A.16})$$

$$t = T_s - \frac{1}{2\pi F_c} \ln[2(1-x)] \quad \text{si } \frac{1}{2} \leq x \leq 1 \quad (\text{A.17})$$

La densité de probabilité a le même comportement à basses et à hautes fréquences que les distributions uniforme, Gaussienne, exponentielle :

- A basses fréquences, quand $\omega \rightarrow 0$ $\rho(\omega) \rightarrow 1$ et donc : $R(\omega) = \eta\kappa$
- A hautes fréquences, quand $\omega \rightarrow +\infty$ $\rho(\omega) \rightarrow 0$ et donc : $R(\omega) = \sqrt{\eta}\kappa$

Pour reproduire le contenu basses et hautes fréquences, il suffit de sommer $\eta = N^4$ sous-événements et de les multiplier par un facteur d'échelle $\kappa = \frac{1}{N}$. Comme pour les distributions uniforme, Gaussienne ou exponentielle, sommer un nombre de sous-événements inférieur ou supérieur à N^4 induira une surestimation ou une sous estimation des hautes fréquences (Figure A.1 a et b).

La distribution DBEXP permet donc de générer des signaux aléatoires ayant statistiquement un contenu spectral en accord avec le modèle de référence à basses et à hautes fréquences. Dans les fréquences intermédiaires, on observe une sous estimation du contenu spectral autour de la fréquence coin du petit séisme (Figure A.1 a b).

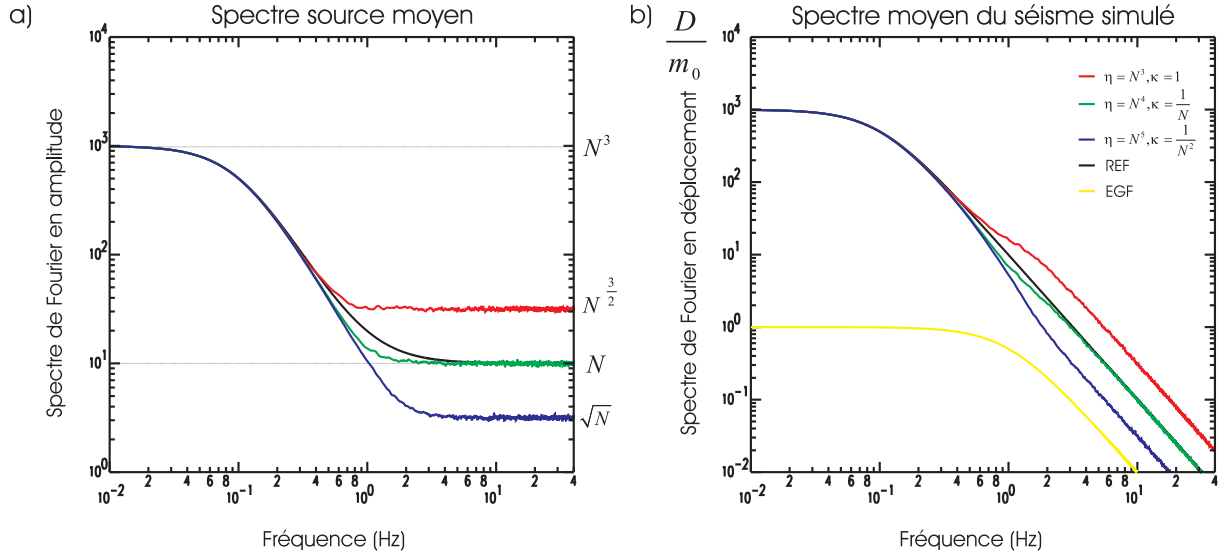


FIG. A.1: Influence du nombre η de sous-événements sommés sur a) le spectre source moyen, b) le spectre moyen du séisme simulé. Seul $\eta = N^4$ reconstitue correctement le niveau basses et hautes fréquences du modèle de référence. L'utilisation de la distribution DBEXP induit une sous estimation du contenu fréquentiel autour de la fréquence coin du petit séisme ($f_c = 1$ Hz). Paramètres : distribution DBEXP, $M_w - m_w = 2$ ($N=10$), $T=10$ s, $n=500$

La distribution ZPD L'expression analytique de son spectre en amplitude est :

$$\rho(\omega) = \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (\text{A.18})$$

De la même manière que précédemment, on en déduit les expressions analytiques de cette densité de probabilité (équation A.19) et de la fonction de répartition associée (équation A.20).

$$\rho(t) = \frac{1}{N^2} \delta(t - T_s) + \pi \cdot F_c \left(1 - \frac{1}{N^2}\right) e^{-2\pi F_c |t - T_s|} \quad (\text{A.19})$$

$$F(t) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{N^2}\right) e^{2\pi F_c (t - T_s)} \quad \text{si } t - T_s \leq 0 \quad (\text{A.20})$$

En inversant l'expression A.20, pour $t - T_s \leq 0$, et en jouant sur la symétrie de la distribution ZPD, la transformation suivante permet de générer des temps t répondant à la distribution ZPD :

1. Générer une variable aléatoire x suivant une distribution uniforme entre $[0, 1]$
2. Appliquer la transformation suivante :

$$t = T_s + \frac{1}{2\pi F_c} \ln \left(\frac{2x}{1 - \frac{1}{N^2}} \right) \quad \text{si} \quad 0 \leq x \leq \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{N^2} \right) \quad (\text{A.21})$$

$$t = T_s \quad \text{si} \quad \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{N^2} \right) \leq x \leq \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{N^2} \right) \quad (\text{A.22})$$

$$t = T_s - \frac{1}{2\pi F_c} \ln \left(\frac{2(1-x)}{1 - \frac{1}{N^2}} \right) \quad \text{si} \quad \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{N^2} \right) \leq x \leq 1 \quad (\text{A.23})$$

Le spectre source moyen résultant de la sommation de plusieurs réalisations selon le schéma précédent présente un comportement intéressant à hautes fréquences : plus le nombre de sous-événements sommés est grand, plus le spectre source moyen se rapproche du modèle de référence (Figure A.2). Ce comportement diffère de ce dont nous avons l'habitude avec les distributions uniforme, Gaussienne, exponentielle et DBEXP, où seules N^4 sommations permettaient de respecter le contenu hautes fréquences. Ce comportement s'explique par le fait qu'à hautes fréquences la densité de probabilité ZPD ne tend pas vers 0 comme les densités de probabilités traitées précédemment, mais vers $\frac{1}{N^2}$:

– A basses fréquences :

$$\text{Quand } \omega \rightarrow 0 \quad \rho(\omega) \rightarrow 1 \quad \text{et donc : } R(\omega) = \eta \kappa \quad (\text{A.24})$$

– A hautes fréquences :

$$\text{Quand } \omega \rightarrow +\infty \quad \rho(\omega) \rightarrow \frac{1}{N^2} \quad \text{et donc : } R(\omega) = \sqrt{\eta} \kappa \left[1 + \frac{\eta-1}{N^4} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \xrightarrow{\text{quand } \eta \geq N^4} \quad \frac{\eta \kappa}{N^2} \quad (\text{A.25})$$

Seule une sommation d'un très grand nombre de sous-événements ($\eta \gg N^4$) permet de se rapprocher de manière satisfaisante du modèle de référence à hautes fréquences (Figure A.2). En effet, si $\eta \kappa = N^3$ et $\eta \gg N^4$ alors $R(\omega) = N$ à hautes fréquences (équation A.25).

La distribution ZPD proposée pour la première fois par Wennerberg [1990] permet donc de générer des signaux aléatoires possédant statistiquement un contenu fréquentiel en accord avec le modèle de référence pour peu que l'on somme un nombre η de sous-événements très supérieur à N^4 et que chacun de ces sous-événements soit multiplié par un facteur $\kappa = \frac{N^3}{\eta}$. Sommer ainsi un très grand nombre de sous-événements n'est pas anodin, car dans le domaine temporel, plus le nombre de sous événements sommés est grand et plus les réalisations suivent de près la forme de la distribution utilisée. Compte tenue de la forme atypique de la distribution ZPD, augmenter le nombre de sommation provoque une concentration excessive de l'énergie en un seul et même pic. D'un point de vue cinématique de la rupture, ce comportement n'est pas très réaliste et il est à craindre qu'il induise des effets gênants dans les sismogrammes simulés, notamment au niveau du PGA (par sommation constructives des fonctions de Green empiriques au niveau de ce pic).

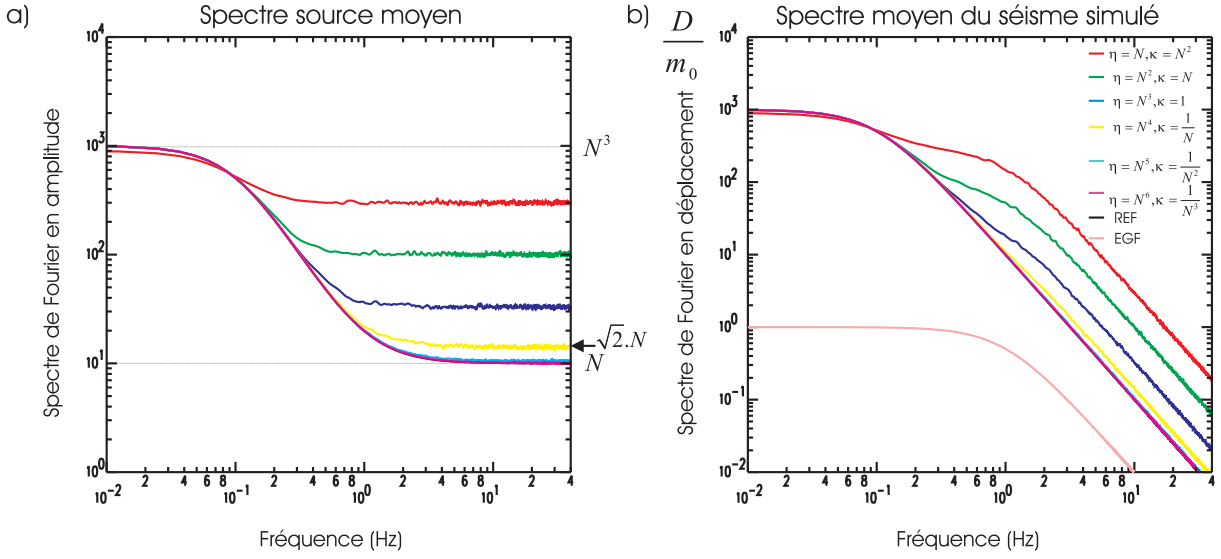


FIG. A.2: Influence du nombre η de sous-événements sommés sur a) le spectre source moyen, b) le spectre moyen du séisme simulé. Si le nombre de sommation est égal à N^4 ($\kappa = \frac{1}{N}$), alors le contenu hautes fréquences est surestimé avec un plateau égal à $\sqrt{2} N$ (équation A.25) au lieu de N . Paramètres : distribution ZPD, $M_w - m_w = 2$ ($N=10$), $T = 10$ s, $n = 500$

Bilan sur les distributions DBEXP et ZPD Ces deux distributions permettent de générer des signaux aléatoires qui reproduisent de manière satisfaisante le modèle de référence et ceci quelque soit la différence de magnitude entre le petit et le gros séisme. En effet, quand la différence de magnitude augmente (N grand), la densité de probabilité ZPD (A.19) tend vers la densité de probabilité DBEXP (équation A.14) et donc aussi vers la distribution SOL qui est elle même encadrée par ces dernières. Ces distributions seraient à même d'être utilisées dans le cadre de simulations de mouvement du sol. Néanmoins, elles entraînent de légers écarts par rapport au modèle de référence : au niveau de la fréquence coin du petit séisme pour la distribution DBEXP et dans les hautes fréquences pour la distribution ZPD. Augmenter le nombre de sommations pour la distribution ZPD permet de corriger ces écarts dans les hautes fréquences, mais induit parallèlement un signal en temps peu réaliste. C'est pourquoi, nous pensons qu'il est plus sage de baser notre modèle de sommation sur la distribution SOL mise en place par Ordaz et al. [1995]. L'étude de ces deux distributions n'aura pourtant pas été inutile, puisque que maintenant qu'une distribution approchée est connue, il est facile d'implémenter la méthode du rejet pour générer des décalages temporels qui répondent à la distribution SOL.

Annexe B

Annexe approche stochasto-cinématique

B.1 Les paramètres de simulation des mouvements forts du sol

B.1.1 Les paramètres d'entrée

- **Faille :**
 - Azimut
 - Pendage
 - Rapport R entre sa longueur L et sa largeur W
 - Moment sismique M_0 du gros séisme
 - La rapport C des chutes de contrainte entre le gros et le petit séisme
- **Sous faille :**
 - Moment sismique m_0 du petit séisme
 - Fréquence coin f_c du petit séisme
- **Propagation de la rupture :**
 - Vitesse de rupture V_r
 - Localisation de l'hypocentre (latitude, longitude, profondeur)
 - Position de l'hypocentre sur la faille (le long de l'azimut et du pendage) par rapport au coin inférieur arrière de la faille (figure B.1)
 - Temps de montée T_d de la dislocation (dans cette étude fixé à $\frac{\sqrt{ND}}{f_c}$)
- **Propagation des ondes :**
 - Vitesse de propagation V_s des ondes de cisaillement autour de la faille
 - Localisation des stations (latitude, longitude, altitude)
 - Masse de la roche ρ par unité de volume (facultatif)
 - Épaisseur $h_{croûte}$ de la croûte cassante (facultatif)

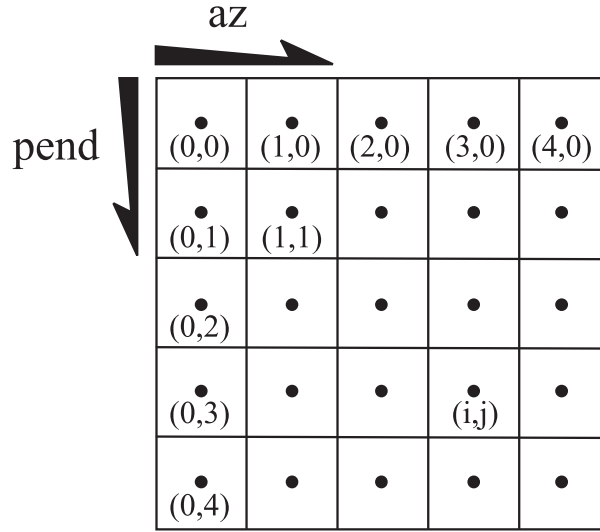


FIG. B.1: Position de l'hypocentre sur la faille par rapport au coin inférieur arrière de la faille. Ici pour une faille carrée.

B.1.2 Les paramètres déduits

Taille des sous failles

Les sous failles sont choisies carrées de dimension :

$$l = w = \frac{V_r}{f_c} \quad (\text{B.1})$$

Le nombre de sous failles

Le rapport des moments sismiques s'écrit pour une faille rectangulaire :

$$\frac{M_0}{m_0} = C \cdot N_L \cdot N_W \cdot N_D \quad (\text{B.2})$$

et pour une faille carrée :

$$\frac{M_0}{m_0} = C \cdot N^3 \quad (\text{B.3})$$

où

- C est le rapport des chutes de contraintes entre le gros et le petit séisme : $C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}$.
- N_L et N_W sont respectivement le nombre de sous-failles dans la longueur $L = N_L \cdot l$ et la largeur de la faille $W = N_W \cdot w$ et sont liées par le rapport :

$$R = \frac{N_L}{N_W} \quad (\text{B.4})$$

Dans le cas où la faille est carrée, on a $N_L = N_W = N$.

- N_D est le nombre de petites dislocations d que l'on doit sommer sur chaque sous-faille pour reconstruire la dislocation totale du gros séisme ($D = N_D \cdot d$).

Quelque soit la forme de la faille, la conservation de l'énergie impose que :

$$N_L.N_W.N_D = N^3 \quad (\text{B.5})$$

où N est déduit de l'équation B.3 :

$$N = \sqrt[3]{\frac{1}{C} \frac{M_0}{m_0}} \quad (\text{B.6})$$

Quelque soit la forme de la faille, nous considérons que sa surface doit être conservée. Le nombre de sous failles sur la faille est donc lié par l'équation suivante :

$$N_L.N_W = N^2 \quad (\text{B.7})$$

Des équations B.4, B.5 et B.7, on déduit que :

$$N_L = N.\sqrt{R} \quad (\text{B.8})$$

$$N_W = \frac{N}{\sqrt{R}} \quad (\text{B.9})$$

$$N_D = N \quad (\text{B.10})$$

N_L , N_W et N_D sont des nombres entiers, on les obtient en prenant la partie entière la plus proche.

Taille de la faille

En remplaçant N_L et N_W , dans les équations suivantes, on obtient la longueur et la largeur de la faille :

$$L = N_L.l \quad (\text{B.11})$$

$$W = N_W.w \quad (\text{B.12})$$

Déplacement moyen (facultatif)

$$D = \frac{M_0}{\mu.L.W} \quad (\text{B.13})$$

$$\text{où : } \mu = \rho.V_S^2 \text{ est le module de rigidité} \quad (\text{B.14})$$

B.2 Spectre de réponse moyen

Les spectres de Fourier moyen en déplacement ou en accélération représentés dans cette étude reflètent les caractéristiques énergétiques du modèle utilisé. Ils sont obtenus en calculant la moyenne énergétique des réalisations (moyenne quadratique des spectres

en amplitude). Calculer les spectres de réponse moyens n'est pas aussi trivial. En effet, un spectre de réponse est la réponse dynamique d'un site donné à un mouvement du sol donné pour plusieurs structures. Ces différentes structures sont représentées par plusieurs oscillateurs mécaniques simples à un degré de liberté caractérisés par leur période naturelle et leur amortissement. Le calcul d'un spectre de réponse se fait point par point, pour un amortissement γ donné. Chaque amplitude A_i correspond alors à l'amplitude maximale enregistrée à la sortie d'un oscillateur de période T_i , soumis à une sollicitation donnée. Un spectre de réponse dépend donc non seulement de l'amplitude spectrale d'un signal, mais aussi de sa phase. Pour cette raison, il est difficile de savoir quel type de moyenne adopter (quadratique, arithmétique, ...) pour calculer le spectre de réponse moyen. Dans cette étude, nous appelons spectre de réponse moyen, le spectre de réponse d'un signal ayant comme module l'amplitude spectrale moyenne et comme phase, une phase associée à une réalisation en particulier. Pour émettre cette approximation, nous nous appuyons sur l'étude de Cartwright et Longuet-Higgins [1956], mis en évidence par Ordaz et al. [1995] dans leurs annexes. D'après ces études, l'amplitude maximale moyenne de signaux aléatoires peut être interprétée comme le produit de l'amplitude moyenne de ces signaux par un facteur d'amplitude F_p . En théorie, ce facteur F_p change d'une réalisation à une autre. Cependant, en pratique, la variabilité de F_p est faible, comme l'a vérifié Ordaz et al. [1995]. Ainsi, l'amplitude maximale moyenne de signaux aléatoires est finalement très dépendante de l'amplitude moyenne et peu de la phase. Cette approximation est vraie pour le déplacement, la vitesse, l'accélération et donc aussi les spectres de réponse. Finalement, les spectres de réponse résultants de signaux composés d'un même module (égal au spectre en accélération moyen) et de différentes phases (pour chaque réalisation) dépendent peu de la phase (figure B.2 a). Ces faibles différences justifient qu'un seul spectre de réponse puisse être considéré comme représentatif de la moyenne des simulations (figure B.2 b).

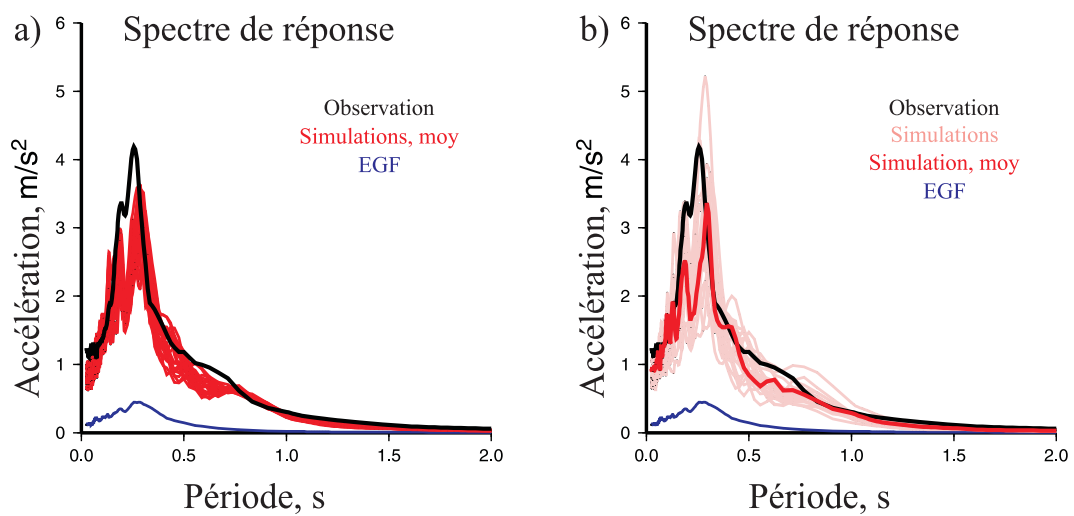


FIG. B.2: Spectre de réponse moyen. a) Spectres de réponse calculés pour des signaux de même module égal au spectre en accélération moyen et de phases correspondantes aux phases des n réalisations générées (ici 20 réalisations sont représentées). b) Seul un spectre de réponse (en rouge) peut être considéré comme représentatif de la moyenne des spectres de réponse associés aux différentes réalisations (en rose). Séisme concerné : Colfiorito, $M_w = 5.7$, Station Assisi, composante N-S.

Annexe C

Valorisation des compétences - Un nouveau chapitre de la thèse

C.1 Cadre général et enjeux de ma thèse

C.1.1 Présentation succincte

Le titre de ma thèse est : “Modélisation de la source sismique et sommation de petits séismes pour l’évaluation des mouvements forts : application à une meilleure estimation de l’aléa sismique dans le sud-est de la France”.

Le sud-est de la France est une des régions les plus sismiques du territoire métropolitain. En effet, chaque mois, près d’une vingtaine de petits séismes (magnitude inférieure à 3) sont enregistrés. Environ tous les cinq ans (depuis 1935 au moins), un séisme de magnitude modérée (magnitude 4.5 et plus) est ressenti. Dans le passé, jusqu’à la fin du XIX^{ème} siècle, une vingtaine de forts séismes ont été reportés, dont les deux terribles séismes “Nissart”(1564) et “Ligure”(1887). Ce dernier a été localisé au large de San Remo, et a été estimé à une magnitude de 6.2-6.5. Il a causé la mort de plus de six cent personnes sur la côte italienne aux alentours de Gênes, ainsi que d’importants dommages dans les villes côtières et les villages de l’arrière pays, notamment dans la région niçoise. Mais aujourd’hui, quelles seraient les conséquences d’un tel séisme ? Les dommages attendus sont difficiles à anticiper. Ils seront certes importants, compte tenu de l’augmentation de la densité de population depuis plus d’un siècle et du non respect des normes parasismiques en vigueur pour de nombreux bâtiments (notamment les plus anciens). Mais nous ne possédons aucun enregistrement de forts séismes (magnitude supérieure à 5) qui permettrait de faire le lien avec le risque réel encouru. Il est donc indispensable de simuler ces enregistrements. Les objectifs de cette étude sont de se doter d’un code permettant de simuler de manière réaliste les mouvements du sol produits par un séisme et d’appliquer ce code sur des sites susceptibles d’être soumis à des séismes modérés ou forts, en particulier dans le sud-est de la France. Cette étude se situe à l’interface entre la sismologie fondamentale et la sismologie appliquée à l’ingénierie. Les enjeux de cette étude sont à la fois d’ordre scientifique, économique et social. En effet, ces simulations combinées aux effets de vulnérabilité des bâtiments, permettront par la suite de réaliser des scénarios de risque sismique plus précis. Ces scénarios de risque sismique

sont extrêmement importants pour apporter des éléments décisifs dans l'aménagement du territoire et pour créer des plans de gestion de crise.

C.1.2 Ma thèse dans son contexte

Simuler les mouvements du sol produits par un séisme n'est pas un exercice simple. En effet, un séisme est dû à l'initiation d'une rupture dans une zone de faiblesse de la croûte, en général le long de failles préexistantes. En fonction des caractéristiques des roches environnantes, cette rupture va plus ou moins bien se propager, en provoquant le déplacement des deux blocs de part et d'autres du plan de faille, ainsi qu'une libération d'énergie sous forme d'ondes sismiques. Ces ondes vont se propager dans le milieu jusqu'à la surface, et provoquer les mouvements du sol que nous ressentons lors d'un séisme. Ces mouvements du sol sont donc le résultat de deux processus complexes que nous devons modéliser : le processus de rupture et la propagation des ondes sismiques dans le milieu.

Ma thèse a obtenu un cofinancement région-entreprise (PACA "Provence Alpes Cote d'Azur"- BRGM "Bureau de Recherche Géologiques et Minières"). Ce travail de recherche s'est déroulé dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) au sein de l'équipe DRO (Déformation-Rupture-Ondes), dont les activités de recherche sont axées sur la compréhension des paramètres régissant la rupture sismique (nature de la faille, initiation et propagation, ...) ainsi que la genèse et la propagation des ondes dans des milieux complexes. Mon travail a été principalement encadré par mes deux directrices de thèse Françoise Courboux et Anne Deschamps. Leur investissement dans ce projet et la confiance qu'elles m'ont accordée ont été d'une importance capitale au cours de ces trois années. Face à des difficultés rencontrées au cours de ma thèse, j'ai ponctuellement sollicité d'autres membres de l'équipe, notamment Jean Virieux (professeur à l'université de Nice Sophia Antipolis), ainsi que des personnes extérieures. Ces contacts ont toujours donné lieu à des discussions intéressantes et profitables pour mon travail.

Parallèlement, ce travail a aussi été le fruit d'une collaboration étroite avec la branche aménagement et risques naturels de l'entreprise BRGM, dont les activités de recherche visent à améliorer la connaissance phénoménologique des aléas naturels et à proposer des méthodologies pour l'élaboration de scénarios de risque. Trois encadrants se sont succédés pour assurer le suivi de ma thèse : tout d'abord Myriam Bour (démissionnaire du groupe BRGM), puis Etienne Bertrand (qui travaille maintenant au CETE "Centre d'Études Techniques de l'Équipement" Méditerranée de Nice), puis finalement Benoit Le Brun. Le rythme des réunions avec les ingénieurs du groupe BRGM était de l'ordre d'une journée tous les deux mois. Malgré leur départ, Myriam Bour et Etienne Bertrand sont restés très investis dans la thèse et ont participé jusqu'au bout à son bon déroulement.

Mon projet de recherche s'insérait parfaitement dans les enjeux et projets de l'équipe DRO et du groupe BRGM. En effet, il permettait dans le même temps :

1. d'étudier deux thèmes de recherche importants pour l'équipe DRO : la modélisation de la source sismique et la propagation des ondes.
2. de fournir un code de simulation des mouvements du sol directement utilisable en ingénierie.

3. de montrer des résultats concrets et exploitables concernant le risque sismique dans la région niçoise.
4. de favoriser les échanges entre la sismologie fondamentale (le laboratoire) et la sismologie appliquée à l'ingénierie (le groupe BRGM).

Dans un contexte international, cette thèse s'inscrit à la suite des recherches menées dans le monde entier pour simuler de manière "réaliste" les mouvements du sol produits par un séisme. Il existe essentiellement deux approches. D'une part une approche stochastique, où la source sismique est assimilée à un processus aléatoire. Cette approche repose sur une représentation temporelle de la source. D'autre part, une approche déterministe, où la source est assimilée à un processus complexe (propagation de la rupture, hétérogénéités, fractalité, ...). Cette approche est basée sur une représentation spatio-temporelle de la source et demande la connaissance de nombreux paramètres bien souvent mal connus. Il ressort de ces études que simuler les mouvements du sol dans une large bande de fréquences est un exercice difficile. Les problèmes rencontrés par les auteurs sont nombreux et pas toujours cohérents entre eux. Pour un même problème, les solutions apportées sont diverses et n'ont pas toutes la même efficacité. La simulation des mouvements du sol est donc un domaine de recherche en constante évolution. Mon étude s'inscrit donc parfaitement dans le contexte scientifique international, puisqu'elle vise à améliorer les simulations, à travers le développement d'un nouveau code, répondant aux connaissances actuelles de la source sismique et insérant les dernières avancées dans ce domaine.

C.1.3 Mes motivations dans le choix du sujet

Possédant une maîtrise de physique théorique, c'est par un réel choix que je me suis passionnée pour la Géophysique, et en particulier pour la sismologie. J'ai très vite pris conscience que j'aimerais y faire une carrière. C'est ainsi qu'au cours de ma maîtrise de physique, j'ai orienté tous les projets proposés vers la géophysique parfois même après de longues discussions avec les professeurs à l'époque, qui avaient alors des idées bien précises des projets que l'on devait développer. Néanmoins, cet acharnement s'est avéré concluant puisque non seulement tous ces projets ont bien abouti, mais en plus ils m'ont permis d'avoir une expérience en géophysique. Cette expérience m'a permis de travailler durant l'été 1999 dans le laboratoire de sismologie de Berkeley en Californie sur la détermination d'un modèle crustal de la vallée de Santa Clara et de vivre une aventure riche en découverte tant du point de vue professionnel que personnel. Par la suite, au cours de mon DEA, j'ai choisi de compléter et d'enrichir ma formation de physicienne avec des cours de géophysique et de géologie. Mon projet de DEA : "Détermination du processus de rupture du séisme de Huatulco par une méthode d'inversion (Mexique, 6.4)" m'a permis d'étudier plus en détails la source sismique. Quand j'ai pris connaissance du sujet de thèse : "Modélisation de la source sismique et sommation de petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts : application à une meilleure estimation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France", j'ai trouvé là un sujet qui correspondait exactement à mes attentes. En effet, non seulement il me permettait d'approfondir des sujets qui me tenaient à coeur tels que la compréhension de la source sismique, mais en plus il me

permettait d'appliquer mes connaissances fondamentales (méthodes statistiques, propagation des ondes, traitement du signal,...) à un domaine de recherche plus appliqué : l'évaluation du risque sismique.

C.2 Déroutement, gestion et coût du projet

C.2.1 Préparation, financements et cadrage du projet

Il ne restait plus qu'à trouver une subvention. Après avoir essayé différentes pistes, le laboratoire Géosciences Azur et le groupe BRGM ont soumis ce projet à la région Provence Alpes Côte d'Azur. C'est ainsi que la collaboration entre Géosciences Azur, le groupe BRGM et la région a permis à ce projet d'aboutir. Les engagements de la région et du BRGM étaient d'assurer les salaires ainsi qu'un fonds de disponibilités, tandis que le rôle du laboratoire était de m'accueillir dans une équipe de recherche et de me donner les possibilités d'accomplir mon travail (équipements, moyens notamment informatiques, documentation, possibilités d'assister aux séminaires, conférences et de présenter mon travail dans des réunions scientifiques). De mon côté, je me suis engagée à une obligation absolue de secret professionnel en dehors du groupe BRGM et de la région PACA. Ainsi toute publication ou communication a dû auparavant recueillir l'accord préalable du groupe BRGM et du laboratoire Géosciences Azur ainsi que mentionner le concours financier apporté par la région.

C.2.2 Conduite du projet

J'ai consacré la majeure partie de ma thèse au développement d'une méthode permettant de simuler de manière réaliste les mouvements du sol générés par un gros séisme. Pour cela, je superpose une multitude de petits séismes décalés dans le temps de manière à reproduire la durée de rupture et certaines caractéristiques du gros séisme. Chacun de ces petits séismes représente l'effet de propagation des ondes entre la source et la station d'enregistrement. Outre le choix du petit séisme, la principale problématique de mon travail est dans cette sommation, qui est directement liée au modèle de source utilisé. En effet, utiliser un schéma de sommation inapproprié a pour conséquence de simuler des mouvements du sol totalement irréalistes.

Pourtant au début de la thèse, cette problématique qui a été le centre de mon travail ne s'était pas posée de manière aussi claire. En effet, à cette époque, mon travail devait consister en 3 points : (1) repartir d'un ancien code développé par Myriam Bour, (2) éventuellement le modifier et (3) passer rapidement à la partie applicative. Il en a été tout autrement. Face à la multitude des méthodes existantes et à l'inhomogénéité des problèmes rencontrés dans la littérature, j'ai délibérément choisi, en accord avec mes encadrants, de ne pas repartir d'un ancien code informatique, mais d'implémenter un nouveau code, basé sur un modèle spatio-temporel de source très simple, qui était destiné à évoluer en fonction des problèmes que nous nous préparions à rencontrer. Les buts de cette démarche étaient :

1. de se confronter un à un au problème découlant de la simulation des mouvements du sol produits par un séisme.

2. de comprendre leurs causes et les raisons qui font que tous les auteurs n'y sont pas également confrontés .
3. d'évaluer les différentes manières de les résoudre et d'en déduire la solution la plus adaptée

Nous avons alors constaté que modéliser le contenu basses fréquences des mouvements du sol est aisé et peut être reproduit avec les modèles de source les plus simples, mais nous nous sommes aussi confrontés à une succession de difficultés dans les gammes de fréquences supérieures. À cette époque, les tables rondes autour de mon sujet avaient lieu environ une fois par semaine avec mes encadrants du laboratoire et une fois tous les mois avec Myriam Bour du groupe BRGM. Relier les problèmes observés avec la bibliographie n'était pas toujours facile, et nous avons souvent longuement discuté sur l'art et la manière d'y faire face. Ainsi, après les tâtonnements de la première année de thèse, où j'étais passée rapidement à des applications sur des données réelles, je me suis ensuite uniquement concentrée sur des cas synthétiques. Plus encore, j'ai estimé que le modèle que nous utilisions étaient encore trop complexe pour comprendre tous les problèmes qu'introduisaient la sommation de petits séismes. Ce fut alors un grand tournant de ma thèse, et qui n'était absolument pas prévu, car d'un modèle déterministe qui prenait en compte de nombreux paramètres, je suis retournée vers un modèle plus basique : complètement stochastique. Pour moi, c'est ici que j'ai vraiment pris en main mon sujet de thèse.

Cette approche purement stochastique m'a permis de comprendre l'importance du schéma de sommation utilisé. L'intégration de méthodes statistiques a permis de tester différents modèles stochastiques. Ces tests ont permis d'implémenter une méthode de sommation plus efficace et de mettre en évidence (en plus des problèmes déjà documentés) un problème non documenté auquel j'ai apporté par la suite une solution concrète. Finalement, ce crochet par les modèles stochastiques, m'a permis de revenir vers les modèles déterministes (représentation spatio-temporelle de la source) avec une meilleure compréhension des problèmes que nous rencontrions auparavant et avec des idées très claires sur la manière de les résoudre. De nombreux tests d'efficacité et de stabilité, combinés à des méthodes statistiques ont permis d'éliminer les modèles de source inadapés et d'aller vers un modèle de source qui permet de simuler de manière réaliste les mouvements du sol aussi bien en temps que dans le domaine fréquentiel.

C.2.3 Évaluation du coût consolidé du projet

Ma thèse a obtenu un cofinancement région-entreprise à hauteur de 77 700 €. 90% de cette somme a été versée par la région Provence Alpes Cote d'Azur et les 10% restant par le groupe BRGM. Cette somme intègre les salaires nets (35 700 €) et les charges sociales afférentes (42 000 €). Un fonds de disponibilité d'un montant de 7000 € a pris en charge les dépenses associés à la thèse (frais de scolarité, communication des résultats lors de congrès, soutenance de thèse, ...). Les simulations générées avec mon code sont numériques et ne nécessitent pas un matériel lourd. Seul un ordinateur et un endroit pour travailler (bureau, réseaux, fluides, énergies,...) sont nécessaires pour assurer le bon fonctionnement de la thèse. J'ai de nombreuses fois au cours de ces trois ans sollicité les administrateurs réseaux qui ont pour lourde tâche d'assurer la maintenance du système

informatique : faire fonctionner le réseau, assurer les sauvegardes, gérer les problèmes, ... Deux secrétaires ont aussi été d'une aide précieuse pour préparer les missions, gérer le courrier, le budget, ... Le rythme des réunions scientifiques était de l'ordre d'une journée tous les deux mois avec les ingénieurs du BRGM et nécessitait systématiquement des déplacements entre Nice et Marseille (parfois Nice-Orléans). Dans le laboratoire, les réunions étaient informelles, mais environ au rythme d'une demi journée par semaine en début de thèse, puis plus irrégulières au fur et à mesure que la thèse avançait et que je devenais plus autonome. Cette thèse a aussi été pour moi l'occasion de participer à 5 formations subventionnées par le CNRS et l'école doctorale. Ces formations m'ont permis d'être plus efficace dans mon travail (programmation en C), mieux communiquer (communication scientifique en anglais, power point) et m'ouvrir sur les perspectives de l'après thèse (méthodes et techniques de recherche d'emploi, valorisation des compétences). Le tableau ci-dessous présente une évaluation du coût du projet, en tenant compte des éléments précédemment décrits.

Salaires	Nets	35700 €
	Charges sociales	42000 €
Fonds de disponibilité	Frais de scolarité	1000 €
	Communication des résultats	3000 €
	Soutenance de thèse	2500 €
	Impression de la thèse	500 €
Frais de fonctionnement	Équipement ordinateur	1000 €
	Loyer	2000 €
	Fluides et énergies	1000 €
Ressources humaines	Administrateurs réseaux	500 €
	Secrétaires	500 €
	Encadrants	30000 €
	Ingénieur du groupe BRGM	10000 €
Formations	Programmation en C	650 €
	Communication scientifique en Anglais	500 €
	Power Point	200 €
	Méthodes et techniques de recherche d'emploi	200 €
	Valorisation des compétences	900 €
Total		132150 €

C.3 Compétences, savoir-faire, qualités personnelles et professionnelles développées

C.3.1 Domaines d'expertise scientifique et technique

Sismologie fondamentale Pour simuler les mouvements du sol produits par un séisme, une étape primordiale passe par la modélisation de la source sismique. Cette modélisation exige de très bonnes connaissances sur la source : les lois existantes, les différents modèles pour la représenter (aspérités, barrières, fractales, ...). Ces connaissances ac-

quises au cours de ma thèse m'ont progressivement permis de poser un regard pertinent et critique sur les différentes études menées et ainsi de tirer partie de la bibliographie pour l'adapter à mes problèmes.

Sismologie appliquée Les relations entretenues avec le groupe BRGM au cours de ces trois années ont non seulement contribué à l'avancement de l'étude, mais d'un point de vue plus personnel m'ont aussi beaucoup apporté. Mon étude se situant à l'interface entre la sismologie fondamentale (le laboratoire) et la sismologie appliquée à l'ingénierie (le BRGM), j'ai dû faire face à des attentes différentes de la part des deux parties, qui n'ont ni les mêmes intérêts, ni la même vision des choses. Cela m'a amené à me remettre en question pour essayer de satisfaire les sismologues du laboratoire et les ingénieurs du groupe BRGM et d'acquérir des connaissances en sismologie appliquée que je ne possédais pas en débutant ma thèse.

Développement de codes informatiques J'ai consacré la majorité de ces trois années au développement d'une méthode de simulation des mouvements du sol. L'implémentation (algorithmique, programmation, ...) du code informatique a été à ma charge du début à la fin. Cette expérience m'a permis d'acquérir une bonne maîtrise de la programmation dans le langage C et de mettre à profit mes connaissances en mathématiques et physique pour la formulation du problème (représentation spatiale d'une faille dans un milieu 3D, modélisation de la propagation de la rupture, du déplacement, des effets d'atténuation, ...). L'intégration de méthodes statistiques a permis de tester différents modèles de sources et de les faire évoluer vers un modèle finalement en accord avec les connaissances actuelles. D'un point de vue graphique, j'ai mis au point un schéma composé d'un ensemble de macros (SAC, GMT, ...) qui permet de visualiser en quelques secondes tous les indicateurs pertinents des mouvements du sol (accélération, vitesse, déplacement, spectre de Fourier, spectre de réponse, ...), et cela sans aucune intervention de l'utilisateur.

Traitement des données Sommer des petits séismes entre eux pour estimer les mouvements du sol générés par un plus gros séisme est une idée séduisante. Pourtant pratiquement, on se trouve confronté au choix du petit séisme. En effet, le choix du petit séisme est crucial dans l'efficacité de la méthode. Il doit avoir lieu au même endroit que celui que l'on veut simuler, avoir le même mécanisme au foyer, être suffisamment gros pour ne pas être noyé dans le bruit, et suffisamment petit pour qu'il puisse être assimilé à l'effet de propagation des ondes entre chaque point de la faille et la station d'enregistrement. Ces critères de sélection demandent un long et fastidieux traitement des données disponibles, et nécessitent la mise en pratique de techniques de traitement du signal, notamment vérifier que le rapport signal sur bruit est dominant, filtrer le signal pour éliminer des fréquences parasites, ...

C.3.2 Qualités professionnelles et personnelles

Ces trois années m'ont beaucoup appris sur moi-même d'un point de vue professionnel et personnel. Je me suis découvert une volonté à aller au fond des choses pour "tout

comprendre”, parfois au désespoir des personnes autour de moi, qui voulaient que je passe à autre chose. Néanmoins, sans ce trait de caractère, je serais entièrement passée à coté de mon sujet de thèse sans comprendre la complexité intrinsèque associée à la simulation des mouvements du sol. J’ai fait preuve dans ma démarche d’une grande rigueur, en (1) repartant d’un modèle de source très simple, (2) en n’introduisant aucune complexité avant d’avoir observé et documenté un problème puis (3) en confrontant les problèmes que j’observais avec la bibliographie, dans le but de trouver la solution la plus adaptée à ma situation. Comme tout doctorant, je suis aussi passée par des moments de doutes, où je me suis sentie submergée par les problèmes que je rencontrais. Dans ces moments là, il a fallu faire preuve d’initiative en laissant de coté ces difficultés, en prenant le risque de retourner en arrière, vers des modèles plus simples, pour finalement ne revenir que bien plus tard vers les problèmes initiaux avec un regard différent. Bien entendu, comme tout projet, la thèse demande de l’organisation et nécessite une capacité à la gestion de plusieurs tâches en même temps (partager son travail de recherche : “traitement des données, programmation, étude bibliographique, préparation de congrès, rédaction d’articles, ...”, participer à la vie du laboratoire “séminaires, réunions d’équipe, ...”, organiser des réunions avec l’entreprise partenaire, ...). Enfin, un travail de recherche requiert un esprit d’analyse et de synthèse non seulement lors de l’étude proprement dite, mais plus encore lors de communication, rédaction d’articles ou écriture du manuscrit. Dans ces moments là, il est indispensable de prendre du recul par rapport à son travail.

Outre les personnes directement en contact avec mon sujet, ce travail de recherche m’a permis de renouer le dialogue avec le monde de la physique théorique. En effet, je me suis de nombreuses fois retrouvée dans des domaines si spécialisés (traitement du signal, statistique, ..), qu’aucun de mes encadrants ne pouvait m’aider. Il a fallu chercher les réponses à mes questions auprès des spécialistes de chacun de ces domaines en envoyant des emails spontanés sans connaître toujours les personnes. Ces bouteilles à la mer ont par bonheur toujours été des rencontres très intéressantes, qui ont permis d’apporter des solutions ou des pistes aux difficultés que je rencontrais. Ces trois années ont donc demandé un effort de communication incessant, pour présenter mon travail aussi bien à mes encadrants, aux ingénieurs du BRGM, à des membres de mon équipe, à des physiciens, à un grand public lors de congrès internationaux, à ma famille et mes amis. Tous ces gens sont autant de personnes que de manière de présenter le même sujet. Cela m’a permis d’acquérir une facilité dans la communication que je ne possédais pas au début de ma thèse tant dans ma langue maternelle (le français) qu’en anglais. La présentation de mes travaux de recherche lors de plusieurs congrès et de réunions spécialisées ont initié des collaborations qui devraient se concrétiser bien au delà de ma thèse tout d’abord avec le BRGM, mais aussi avec le CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie et Géophysique, Algérie) et l’UNAM (Université Nationale Autonome de Mexico).

C.4 Résultats, impact de la thèse

Retombées scientifiques : Mon étude a permis de synthétiser d'importants travaux effectués dans le passé, de relier des études qui paraissaient à tort indépendantes, de montrer les limites de certaines d'entre elles, de mettre en évidence des problèmes non répertoriés et de proposer des solutions pour les résoudre. Le résultat de ce travail est l'implémentation de deux codes de simulation (stochastique et stochasto-déterministe), tenant compte des dernières avancées dans ce domaine et permettant ainsi de simuler de manière réaliste les mouvements du sol aussi bien en temps que dans le domaine fréquentiel.

Le premier code repose sur une représentation temporelle de la source sismique. Les mouvements du sol sont simulés en superposant des petits séismes décalés dans le temps suivant un schéma stochastique bien précis. Ce code nécessite la connaissance de peu de paramètres. Il peut donc être utilisé même dans des cas où l'on ne possède que très peu d'informations sur le séisme attendu. Il permet d'avoir une première estimation des mouvements du sol.

Le second code repose sur une représentation spatio-temporelle de la source sismique. Les mouvements du sol sont simulés en superposant des petits séismes décalés dans le temps de manière à reproduire la propagation de la rupture sur la faille, la durée de la dislocation et la propagation des ondes dans le milieu. Ce code nécessite la connaissance de plusieurs paramètres notamment le point de nucléation, la vitesse de rupture, Il permet de simuler différents scénarios de séismes, en reconstituant notamment les effets de directivité, qui peuvent être si destructeurs lors d'un séisme.

Ces deux codes ont su prouver leur efficacité lors de tests sur des séismes réels [Sansorny et al., 2003] et ont été appliqués pour la simulation de deux séismes de magnitude modérée dans la région niçoise : un magnitude 5.5 à terre (10 kilomètres au nord de Nice) et un magnitude 6.5 en mer (25 kilomètres au sud de Nice). Il ressort de ces simulations deux points importants. Tout d'abord, il faut s'attendre à de forts effets d'amplifications sur certains sites à Nice, notamment le site Alsace-Lorraine, où les mouvements du sol attendus sont six fois supérieurs à ceux attendus sur un site au rocher (le Mont Boron). Le deuxième point important est de ne pas sous-estimer les effets causés par un séisme de magnitude 5.5 situé à terre par rapport à un magnitude 6.5 situé en mer. En effet, les mouvements du sol attendus sont équivalents pour ces deux types de séismes. Une publication destinée à une revue internationale est soumise [Kohrs-Sansorny et al., 2005b]. La présentation de mes résultats lors de plusieurs congrès internationaux a permis de mesurer l'intérêt de mon étude pour la communauté internationale et d'amorcer des collaborations prometteuses.

Comme support de ces deux codes, mon manuscrit décrit très fidèlement mon travail de recherche, les problèmes rencontrés, d'où ils viennent et comment les résoudre. Cette synthèse est un résultat important, car peu de gens ont une idée claire sur la multitude et l'inhomogénéité des problèmes rencontrés en simulation. Une notice d'utilisation est aussi en cours de rédaction pour rendre ces codes directement utilisables.

Pour le groupe BRGM : Les résultats de la thèse pourront être appliqués dans la plupart des programmes de recherche et de service public menés. Une des activités forte en sismologie consiste à évaluer le mouvement sismique en cas de séisme important.

Actuellement toutes les modélisations sont réalisées à partir d'enregistrements de séismes dans des pays autres que la France. Compte tenu de la différence du contexte tectonique propre à chaque région, cette technique peut occasionner d'importantes erreurs. Utiliser des petits séismes pour l'estimation des mouvements du sol produits par un séisme plus important est un des moyens de pallier à ce problème.

Pour le laboratoire : Ce travail et les deux codes résultants sont un pas de plus entre les chercheurs et les ingénieurs. Il ouvre des possibilités directes d'application par le laboratoire et des interactions futures prometteuses avec les acteurs opérationnels dans le domaine de l'aléa sismique. Outre cette conséquence directe, ce travail a permis de sensibiliser les membres de l'équipe DRO aux difficultés intrinsèques à la modélisation de la source sismique dans une large bande de fréquences.

Pour moi : L'aboutissement de cette thèse et de mes autres projets m'ont conforté dans mon envie de faire une carrière professionnelle dans la recherche. Mon seul regret sur ces trois années est que, compte tenu de mon statut (bourse région-entreprise), je n'ai pas eu l'opportunité d'enseigner. Je pense avoir réellement des prédispositions pour l'enseignement. En effet, depuis 7 ans maintenant, je donne à un rythme plus ou moins régulier des cours de mathématiques, physique et chimie à des étudiants au niveau baccalauréat. Mon rapport avec les étudiants est excellent, et les retours qu'ils me donnent sur mes capacités d'enseigner (pédagogie, patience, ...) sont une des raisons qui me poussent dans cette voie.

Mes objectifs sont aujourd'hui de cumuler la recherche et l'enseignement. Un moyen pour y arriver, est dans un premier temps d'assurer un poste d'ATER à temps partiel (50%). Ce poste me permettrait d'enseigner tout en continuant ma recherche. Ce serait un excellent moyen pour partager et compléter mes connaissances en sciences de la terre. Coté recherche, je suis concrètement impliquée dans le projet "PASSERELLE", conduit par le laboratoire Géosciences Azur. Ce projet vient d'obtenir une subvention du ministère de l'écologie et du développement durable, pour une durée de 2 ans. Ses ambitions sont d'établir des liens solides entre les scientifiques et les acteurs opérationnels dans les domaines de l'aléa sismique et gravitaire sur le département des Alpes Maritimes. D'autres projets sont actuellement en cours de négociations, notamment avec le CRAAG d'Algérie, qui nous ont sollicité dans le but de simuler différents scénarios de séismes dans la région d'Alger, en utilisant les codes développés au cours de ma thèse.

À moyen terme, je souhaiterais occuper un poste de Maître de conférence, chercheur ou ingénieur-chercheur dans le domaine de la sismologie. Je suis consciente de la difficulté d'accéder à ce type de poste et ma situation familiale (mariée, 1 enfant) ne fait qu'augmenter cette difficulté, en inscrivant prioritairement ce projet localement. Je ferais tout mon possible pour concilier ma vie familiale et professionnelle. Néanmoins, si je n'y arrive pas, je n'hésiterai pas à réorienter ma carrière professionnelle, en tirant partie de mes compétences pour les mettre à profit dans d'autres domaines tels que l'environnement, l'aménagement du territoire - risques naturels,

Modélisation de la source sismique et sommation de petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts : application à une meilleure estimation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France

Résumé :

Simuler les mouvements du sol produits par un séisme est une étape essentielle pour évaluer l'aléa sismique d'une région. L'objectif de cette étude est de fournir un code simple d'utilisation permettant de simuler de manière efficace les mouvements du sol.

Pour s'affranchir de la connaissance du milieu de propagation, nous utilisons la technique des fonctions de Green empiriques. Les mouvements du sol sont alors reconstruits par la sommation des enregistrements de plusieurs petits séismes décalés dans le temps de manière à reconstituer le processus de rupture du gros séisme. La principale problématique de cette étude est la mise en place d'un schéma de sommation efficace permettant de générer des accélérogrammes réalistes dans le domaine temporel et en bon accord avec les lois d'échelles (loi de similitude et modèle en ω^{-2}) dans le domaine fréquentiel.

Grâce à l'intégration de méthodes statistiques, nous évitons les problèmes majeurs rencontrés classiquement dans ce type d'étude. Nous aboutissons finalement à deux nouvelles méthodes de simulations : une méthode purement stochastique nécessitant la connaissance de seulement deux paramètres concernant le séisme cible (moment sismique et chute de contrainte) et une méthode stochasto-cinématique permettant de reproduire certaines propriétés cinématiques de la rupture sismique sur le plan de faille.

Ces deux méthodes sont testées avec succès sur des données réelles (Mexique et Italie). La méthode stochastique est ensuite appliquée pour simuler les mouvements du sol susceptibles d'être produits par deux séismes de magnitude modérée dans la région niçoise : un séisme de magnitude 5.7 à terre (10 km au nord de Nice) et un séisme de magnitude 6.3 en mer (25 km au sud de Nice). Ces simulations mettent en évidence trois points importants : (1) les forts effets d'amplifications sur certains sites à Nice, (2) l'importance des mouvements du sol susceptibles d'être produits par un séisme de magnitude 5.7 à terre et (3) le rôle majeur joué par la valeur de la chute de contrainte du séisme potentiel.

Mots-clés : séisme, modélisation, source sismique, simulation, mouvements forts, aléa sismique, risque, Nice, France.

Seismic source modeling and small earthquakes summation for strong ground motion evaluation : application for a better estimation of the seismic hazard in the south-east of France

Abstract :

Simulating strong ground motions produced by an earthquake is an important step to evaluate the seismic hazard of a region. The aim of this study is to provide an efficient tool for strong ground motions simulation.

To avoid the problem of unknown subsoil medium, we use the empirical Green's function technique. The ground motions are then obtained by summing the recordings of small earthquakes delayed between each other so as to reproduce the rupture propagation effects. The main problem of this study is to establish an appropriate summation scheme, which is able to generate realistic accelerograms in the time domain, and in agreement with scaling relationships (similarity relation and ω^{-2} model) in the frequency domain.

Using statistical methods, we avoid the main problems encountered classically in this kind of study. Finally, we establish two new methods of simulations : a purely stochastic method which requires the specification of only two parameters for the target event (seismic moment and stress drop) and a stochasto-kinematic method which is able to reproduce some of the kinematic rupture properties over the fault plane.

These two methods are successfully tested on observed data (Mexico and Italy). Then, the stochastic method is applied to simulate the ground motion which could be produced by two moderate sized earthquakes in the French Riviera : a magnitude 5.7 onshore earthquake (10 km to the north of Nice) and a magnitude 6.3 offshore earthquake (25 km to the south of Nice). These simulations point out three important points : (1) the strong amplification effects in some sites in Nice, (2) the importance of the ground motion potentially produced by a magnitude 5.7 onshore earthquake and (3) the major role played by the stress drop value of the potential earthquake.

Key-words : earthquake, modeling, seismic source, simulation, strong ground motion, seismic hazard, risk, Nice, France.
