



Analyse des données accélérométriques de K-net et Kik-net : implications pour la prédiction du mouvement sismique - accélérogrammes et spectres de réponse - et la prise en compte des effets de site non-linéaire.

Guillaume Pousse

► **To cite this version:**

Guillaume Pousse. Analyse des données accélérométriques de K-net et Kik-net : implications pour la prédiction du mouvement sismique - accélérogrammes et spectres de réponse - et la prise en compte des effets de site non-linéaire.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT : 2005GRE10168 . tel-00068748

HAL Id: tel-00068748

<https://theses.hal.science/tel-00068748>

Submitted on 13 May 2006

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

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

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
SPÉCIALITÉ TERRE SOLIDE

présentée par

Guillaume POUSSE

pour obtenir le titre de

Docteur de l'université Joseph Fourier - Grenoble I
(arrêtés ministériels du 05 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

ANALYSE DES DONNÉES ACCÉLÉROMÉTRIQUES DE K-NET
ET KIK-NET : IMPLICATIONS POUR LA PRÉDICTION DU
MOUVEMENT SISMIQUE
- ACCÉLÉROGRAMMES ET SPECTRES DE RÉPONSE -
ET LA PRISE EN COMPTE DES EFFETS DE SITE
NON-LINÉAIRE

soutenue le 27 octobre 2005 devant le jury composé de :

M. Pierre-Yves BARD	(Examineur)
M. Pascal BERNARD	(Rapporteur)
M. Luis Fabián BONILLA	(co-Directeur)
M. Fabrice COTTON	(Directeur)
M. John DOUGLAS	(Examineur)
M. Pierre FORAY	(Président)
M. Frank SCHERBAUM	(Rapporteur)

*Je dis souvent que
lorsqu'on peut mesurer ce dont on parle
et l'exprimer en chiffres, on en sait
quelque chose ; en revanche, si on ne peut
l'exprimer en chiffres, on en a une bien
piètre connaissance.*

lord William Thomson Kelvin,
Popular Lectures and Adresses, MacMillan,
Londres, 1889.

*Les chiffres modelés par l'espace
qui les entoure, sont clairs. À la
différence des mots, ils ne fument pas,
ils ne sentent pas. Les lois ne forcent
personne, n'exigent rien. Elles donnent,
tranquillement, la mesure du monde.*

Jacques Audiberti,
Le Retour du divin, Gallimard, Paris, 1943.

Remerciements

Voilà bien là le seul passage qui sera lu par n'importe quelle personne ayant la curiosité ou le courage de découvrir ce que j'ai bien pu faire au cours de ces trois années de thèse. Il s'agit donc pour moi de n'oublier personne (scientifiques, techniciens, et les autres...).

Je remercie tout d'abord Luis Fabián BONILLA et Fabrice COTTON, mes deux directeurs de thèse, le premier à l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire, le second au Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique. Tous deux ont su créer un environnement de travail captivant et productif. J'ai beaucoup appris avec ces deux modèles, tant humainement que scientifiquement ; je retiendrai de mon passage entre leurs mains la rigueur scientifique et l'art de présenter des travaux. Je les remercie également pour leur compréhension et pour leur attitude très encourageante qui m'ont permis de faire mon travail. Je les en remercie d'autant plus que j'ai trouvé une suite très honorable à ma thèse. Bien que ne frayant plus dans le milieu de la recherche, j'espère que je pourrai un jour peut-être travailler à nouveau avec eux...

Mes chaleureux remerciements vont aux membres de mon jury, qui ont accepté de réviser mon manuscrit. Pascal BERNARD et Frank SCHERBAUM ont su adopter un regard critique sur mon travail de thèse et je les remercie pour les suggestions qui permettront, en un développement ultérieur, d'affiner les résultats de mon travail. Pierre-Yves BARD et John DOUGLAS ont également toute ma reconnaissance pour leur rôle d'examineur. Enfin je remercie Pierre FORAY d'avoir été le président de mon jury et pour ses judicieuses remarques. Au-delà de la qualité scientifique appréciable des membres du jury, je remercie chacun pour m'avoir accordé leur attention.

"Il faut tout un village pour éduquer un enfant". C'est très exactement cette idée que je me fais des collègues du BERSIN, sans qui ce travail n'aurait pas abouti. Je remercie donc chacun d'entre eux : David BAUMONT, pour avoir compris les préoccupations du thésard que j'étais et m'avoir parlé une dernière fois de l'offre d'emploi chez AXA-RE, Catherine BERGE-THIERRY qui, d'un bon mot hilarant et d'un sourire enjoleur, veille au bon moral de ses troupes, Francis LEMEILLE, pour ses bonnes blagues qui méritent au moins un Vuillemin d'Or, Marc CUSHING, pour m'avoir fait rêver avec les structures géologiques de l'Est et du Sud de la France, Stéphane NECHTSCHIN, pour m'avoir soutenu dans mes choix, Stéphane BAIZE, pour deux ou trois apéros que je n'ai pas encore eu l'occasion de rendre, Gérard PEYRIDIEU, pour son sourire moustachu, Pierre DERVIN, pour les coings qui ont donné un merveilleux digestif, Catherine BONNY, pour les bons gâteaux, Philippe VOLANT, pour la parisienne-attitude, Oona SCOTTI pour les brins de causettes et la top-terrasse avec vue sur l'orage méga-menaçant, Yoshi FUKUSHIMA, pour ses avis scientifiques et sa french-cancan touch, Christophe CLEMENT, *man* Christophe,

Hideo AOCHI, pour m'avoir montré que les japonais étaient des petits futés et pour les joyeuses discussions (Hôôôôôôh), Annalisa GARDI, pour les bonnes poilades, Céline BEAUVAL, pour son joli sourire, Julien REY pour ses âneries...

La fine équipe des autres thésards a toute ma gratitude. Les repas, les apéros, les sorties, les discussions ont toujours eu un rôle positif sur la santé mentale des uns et des autres. Christophe FURSTOSS, le ouïstiti du bord de Seine, Marie-laure HERVÉ, l'heureuse récompensée du prix du meilleur poster rose (... mais absente ce jour là à cause des aléas du *grand n'importe quoi*), Béatrice BOULET (hé, vous avez vu mes nouvelles chaussures ? et mes lunettes, vous avez vu mes lunettes ?), Noëlle PIERRAT (celle qui rit quand on la...), Stéphanie LAMART, la petite nouvelle, Javier RUIZ, le gentleman Chilien amoureux des blondes (je viens voir l'altiplano dans 2 ans)... Je remercie également les Grenoblois pour leur accueil. Je regrette de ne pas y être allé plus souvent, mais je garde un bon souvenir de mes expériences Grenobloises (visites, fontaines en hiver, hôtels glauques et moins glauques). Ha ! Et merci Djérem et son nid d'aigle !! Je remercie également tous les amis, tous ceux que je ne nomme pas, mais qui ont été présents à un moment ou à un autre au cours de ces 3 ans, et qui le seront un bon moment encore !

Je remercie enfin ma famille qui a su m'apporter le soutien et le réconfort quand tout n'allait pas au mieux, que les aléas étaient comme autant de séismes qui secouaient ma petite vie. On apprend beaucoup sur soi... Merci donc à Papa (pour l'aide en allemand), Maman (pour l'impulsion nécessaire à la préparation du pot de thèse), Nickdouille (pour m'avoir laissé mon plumard de quand j'avais 17 ans), JE (pour avoir partagé l'appart' pendant 6 mois et avoir nettoyé l'évier après la préparation du repas). Merci à vous d'avoir été là, même quand tout allait bien...

Merci quand même à ceux que je ne reverrai plus, et qui ont su, un temps, créer un environnement accueillant... Malheureusement, "*Quand la vie se tait, le désir aussi...*"

Résumé

Ce projet de recherche a pour objectif de contribuer à la caractérisation du mouvement sismique à l'intention de l'ingénieur. La construction parasismique est à l'heure actuelle le moyen de prévention le plus sûr face au risque sismique ; elle requiert notamment la connaissance de la nature particulière des charges sismiques. Le travail présenté ici s'appuie sur deux réseaux installés depuis 1996 au Japon - K-net, un réseau de surface, et Kik-net, un réseau en puit - qui constituent à ce jour deux des meilleures bases de données mondiales. Ce travail prend place dans un contexte de sismicité crustale où les événements retenus ont une profondeur inférieure à 25 km et une magnitude comprise entre 4,0 et 7,3.

L'Eurocode 8 est une norme parasismique européenne qui propose des formes de spectres forfaitaires adaptables au contexte de la région et applicables aux constructions conventionnelles. Notre analyse de la base de données de surface K-net a permis de calculer une nouvelle relation prédictive d'accélération spectrale afin de tester les formes spectrales forfaitaires de l'Eurocode 8. Ce projet de recherche a ainsi permis de les modifier en vue d'une proposition pour l'annexe nationale à l'Eurocode 8. D'autre part, la relation prédictive a permis de mettre en lumière le contenu haute fréquence des signaux accélérométriques japonais et le rôle des sols dans l'amplification spectrale à basse fréquence.

Certaines constructions particulières requièrent plus précisément l'établissement d'accélérogrammes permettant d'en étudier le comportement non-linéaire sous sollicitation sismique. C'est pourquoi le présent travail développe une méthode empirique de génération stochastique d'accélérogrammes synthétiques non-stationnaires qui permet d'obtenir pour un scénario défini par une magnitude, une distance et un type de sol, plusieurs enregistrements susceptibles d'être générés au site considéré. La méthode est calibrée sur une base de données existante et se distingue d'autres méthodes par sa capacité à reproduire la variabilité du mouvement. Les bases de données japonaises K-net et Kik-net, ainsi que la base de données européenne ont servi à la calibration de la méthode.

Dans les zones de sismicité faible à modérée, une question actuelle est celle de la capacité que l'on a de prédire le mouvement lié à un éventuel séisme important. L'exploitation des enregistrements de profondeur de Kik-net permet d'explorer la question du domaine de validité des modèles prédictifs. En particulier, cette étude nous permet de préciser le cas où on extrapole les prédictions. Un autre problème lié aux forts séismes concerne l'apparition ou non du phénomène de non-linéarité des sols, aussi à l'issue de ce travail, nous faisons se propager un grand nombre d'accélérogrammes dans des milieux non-linéaires afin d'étudier ce phénomène. Nous montrons ainsi une diminution de la dispersion des données en surface et nous exhibons un phénomène de déamplification du mouvement de profondeur au cours de sa propagation à travers le sol pour des valeurs maximales d'accélération autour de 2 m.s^{-2} .

Abstract

ANALYSIS OF K-NET AND KIK-NET DATA : IMPLICATIONS FOR GROUND MOTION PREDICTION - ACCELERATION TIME HISTORIES, RESPONSE SPECTRA AND NONLINEAR SITE RESPONSE -

This thesis takes place in the earthquake engineering context. It intends to characterize the ground motion during earthquake. Earthquake resistant constructions remain at the moment the best means for safety. This demands the knowledge of the nature of seismic loads. This work is based on two recently installed Japanese networks, since 1996, which constitute two of the best databases on the world. K-net is a surface network, whereas Kik-net is a surface/borehole network. The thesis deals with databases of crustal shallow events, depth less than 25 km, with magnitude between 4.0 and 7.3.

The Eurocode 8 currently proposes standard shapes for the design response spectra, depending on the seismicity rate of the region and concerning standard facilities. The analysis of the K-net data allowed to compute a new spectral ground motion prediction equation and to review the shape of the proposed EC8 spectra. The work then proposes new design shape for the national chapter of the Eurocode 8. In addition, the predictive equation exhibits a larger amplification at short period for Japanese data and brings in some light about the soil amplification that takes place at long period.

Some facilities require time acceleration histories in order to study nonlinear behavior under seismic loads. This thesis develops a new empirical model for simulating synthetic stochastic nonstationary acceleration time histories. By specifying magnitude, distance and site effect, this model allows to produce many time histories, that a seismic event is liable to produce at the place of interest. The model is calibrated on a given database and is noticeable by its ability to simulate the variability of the motion. The Japanese databases K-net and Kik-net and the European database are used to develop and calibrate this method.

In low to moderate seismicity zones, a current question that arises is how to predict the ground motion during a strong earthquake that could occur in the country. The study of near-field borehole records of the Kik-net allows to explore the validity domain of predictive equations. In particular, this study allows us to explain what occurs by extrapolating ground motion predictions. Another problem that relies on large earthquakes deals with nonlinear behavior of soils. In this case the signature of nonlinear soil response is studied by propagating a large number of earthquake scenarios through a nonlinear medium. Our results show that nonlinearity reduces the dispersion of ground motion at the surface. In addition, independently of the computer code deamplification of the ground motion is expected for PGA 's closer to 2 m.s^{-2} at the surface.

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
 -PARTIE I-	
LA SISMOLOGIE DES MOUVEMENTS FORTS : PRINCIPES ET DONNÉES	5
1 Quelques éléments de sismologie des mouvements forts	7
1.1 Estimation des mouvements forts	7
1.2 Description empirique des mouvements forts	9
1.2.1 Les paramètres de description du mouvement	9
1.2.2 Les équations prédictives de mouvement fort	10
2 Les séismes au Japon et les données de mouvement fort	15
2.1 Les tremblements de terre au Japon	15
2.1.1 Les zones de subduction	16
2.1.2 Les événements crustaux	18
2.1.3 Quelques séismes destructeurs historiques	18
2.2 Bases de données exploitées pendant le projet de recherche	20

2.2.1	Les réseaux d'observation de mouvements forts du NIED : K-net et Kik-net	20
2.2.2	Séismes crustaux et magnitudes élevées	22
2.2.3	Statistiques des bases de données	23
2.2.4	Différences entre K-net et Kik-net	26

-PARTIE II-

L'ACTION SISMIQUE :

LE SPECTRE DE RÉPONSE EN ACCÉLÉRATION	31
---------------------------------------	-----------

3 Philosophie de l'Eurocode 8 et du calcul sismique	33
--	-----------

3.1	L'Eurocode 8 : une optique de protection	33
3.2	Préambule au Chapitre 4	34
3.2.1	Méthodologie de l'analyse	34
3.2.2	Identité du Peak Ground Acceleration (<i>PGA</i>) et de la valeur à 100 Hz de l'Acceleration Response Spectra ($SA_{0.01s}$)	34

4 Eurocode 8 design response spectra evaluation using the K-net japanese database	39
--	-----------

4.1	Introduction	40
4.2	The K-net database	41
4.2.1	Data processing	42
4.2.2	Soil conditions	45
4.3	Strong ground motion equations	47
4.3.1	Equation functional form	47
4.3.2	Stability with other station distributions	50
4.3.3	Residual analysis	52
4.3.4	Other strong ground motion prediction equations	57
4.4	EC8/K-net response spectra comparisons	59
4.5	Proposition to adapt EC8 response spectra for moderate seismicity areas .	63
4.6	Conclusions	66
4.7	Actualisation de l'étude spectrale	67
4.7.1	Base de données de surface Kik-net	68
4.7.2	Les tables de coefficients	68
4.7.3	Base de données de profondeur Kik-net	69
4.8	Différences entre prédictions spectrales des deux réseaux de surface	75

-PARTIE III-

L'ACTION SISMIQUE :

L'ACCÉLÉROGRAMME, PROCESSUS ALÉATOIRE 79

5	Le calcul sismique transitoire	81
5.1	Remarques sur le spectre de réponse	81
5.1.1	Calculs pour les ouvrages courants	81
5.1.2	Combinaisons des réponses modales	81
5.2	Hypothèses nécessitant une approche temporelle du mouvement sismique .	82
5.3	La variabilité du mouvement	83
6	Non stationary stochastic simulation of strong ground motion time histories including natural variability : application to the K-net Japanese database	87
6.1	Introduction	88
6.2	Model formulation	90
6.2.1	The spectrogram	91
6.2.2	Computation of the time history	92
6.2.3	Calibration of the instantaneous average power $Pa(t)$	94
6.3	The Japanese K-net database	95
6.3.1	Data processing	96
6.3.2	Soil conditions	98
6.4	Ground motion prediction equations	99
6.4.1	Ground motion prediction functional forms	99
6.4.2	Regression results	103
6.5	Acceleration time histories including natural variability	104
6.6	Results and discussion	108
6.6.1	Time histories and Fourier spectra (median values)	108
6.6.2	Observed and computed aleatory variability	109
6.6.3	Applications to other regions	114
6.6.4	Method shortcomings	115
6.7	Conclusions	116
6.8	Appendix : empirical model	117
6.8.1	The spectral moments	117
6.8.2	Relations between spectral moments for the distribution of $\log(f)$ and for the distribution of f	118
6.8.3	Spectrogram model	120

6.9	Compléments	120
6.9.1	Les analyses de la base de données miroir	120
6.9.2	Remarques sur la paramétrisation du modèle	121
7	Applications du modèle à d'autres bases de données	123
7.1	Simulation temporelle du mouvement sismique en profondeur : analyse des données de Kik-net	123
7.1.1	Intérêt des simulations en profondeur	123
7.1.2	Résultats	123
7.1.3	Comparaison des résultats de surface et de profondeur	125
7.2	Simulation du mouvement sismique en Europe : analyse de la base de données de mouvement fort européenne	128
7.2.1	Description de la base de données européenne utilisée dans cette étude	128
7.2.2	Résultats obtenus	129
7.2.3	Application à quelques scénarii français	129

-PARTIE IV-

DES MOUVEMENTS FAIBLES AUX MOUVEMENTS FORTS : PRÉDICTIONS ET SIGNATURE NON-LINÉAIRE 135

8	Do weak (strong) motion models predict strong (weak) ground motion ?	
	Results from the Kik-net records analysis.	137
8.1	Introduction	138
8.2	The Kik-net Database	140
8.3	Ground motion models	142
8.3.1	Ground Motion Model Prediction Equation	142
8.3.2	Regression results	143
8.3.3	Residuals analysis	144
8.4	Weak and strong motion models ground motion predictions	154
8.4.1	Ground motion predictions comparison	154
8.4.2	Observed shape of regression for ground motion	157
8.4.3	Ground motion aleatory variability comparison	161
8.5	Discussion	161
8.5.1	Finite source effects and magnitude dependent attenuation	161
8.5.2	Ground motion magnitude scaling	163
8.5.3	Small and moderate earthquakes ground motion prediction	164
8.5.4	Implication for stochastic models	164

8.5.5	Magnitude scaling of the aleatory variability	165
8.6	Conclusion	165
9	Signature de la réponse non-linéaire des sols : prédictions de spectres	
	de réponse spécifiques au site	169
9.1	Introduction	169
9.2	Mise en œuvre de l'expérience	172
9.2.1	Génération des accélérogrammes en profondeur	172
9.2.2	Choix des colonnes de sol	173
9.3	Développement des fonctions d'amplification du mouvement de profondeur	176
9.3.1	Observation du phénomène non-linéaire	176
9.3.2	Obtention des fonctions d'amplification	179
9.3.3	Amplification du spectre en profondeur par la colonne de sol et scénarii d'apparition de la déamplification	183
9.4	Discussion et conclusion	184
	 CONCLUSION GÉNÉRALE	 187
	 BIBLIOGRAPHIE	 191

Liste des figures

1.1	Évolution de l'accélération, de la vitesse et du déplacement du sol au cours du temps, et sous sollicitation sismique. L'intégrale du carré de l'accélération (abusivement appelée intensité d'Arias) et le spectre de réponse en accélération sont calculés de façon usuelle. La dernière ligne montre les transformées de Fourier successives de l'accélération, de la vitesse et du déplacement du sol (enregistrement de K-net : MYG0080307260013.EW ; séisme du 26 juillet 2003, de magnitude $M_w = 5,4$, enregistré à 29 km de l'hypocentre). Noter au début de l'enregistrement du déplacement du sol la présence d'une ondulation basse fréquence à rattacher au filtrage appliqué au signal.	14
2.1	Carte tectonique simplifiée du Japon (Risk Management Solutions, 2003). .	16
2.2	Localisation des événements sismiques observés par chacun des deux réseaux (graphique principal) et localisation des stations des deux réseaux (encart supérieur gauche). Seuls les événements utilisés dans l'étude sont précisés. Ils sont apparus entre le début de la mise en marche des réseaux et le mois d'octobre 2004 (voir texte).	23
2.3	Répartition dans le plan magnitude-distance des enregistrements exploités au cours du projet de recherche et correspondant aux séismes localisés sur la Figure 2.2.	24
2.4	Statistiques des deux réseaux. Pour chaque intervalle de magnitude, les barres indiquent le pourcentage de stations qui ont repéré un événement de magnitude comprise dans l'intervalle considéré (en haut), et la distribution en distance des enregistrements correspondants (deux graphiques du bas). La somme des valeurs représentées sur chaque intervalle de magnitude vaut 100%.	28

2.5	Profils de vitesse des sols classés d'après les critères de l'Eurocode 8 (voir la table 6.4, dans le Chapitre 4). Le cas de K-net est présenté à gauche. Celui de Kik-net est montré au milieu, sur les 30 premiers mètres de profondeur, et à droite, sur les 200 premiers mètres des forages. Il faut noter qu'il n'y a pas de sol de classe <i>E</i> parmi les sols de Kik-net.	29
2.6	Attenuations du <i>PGA</i> avec la distance, prédites par K-net et Kik-net, et comparaison avec les données enregistrées en surface pour un sol de type <i>C</i> . Les régressions ont été réalisées sur les jeux de données décrits dans la Table 2.6 (chaque incrément de 0,5 en magnitude représente un jeu de données). Il faut noter pour les faibles magnitudes que les stations du réseau K-net n'ont pas enregistré de faibles valeurs d'accélération.	30
3.1	Oscillateur simple soumis à un mouvement vertical du sol initié par l'arrivée d'une onde sismique. À gauche l'état d'équilibre, à droite l'état perturbé. .	35
3.2	Comparaison des valeurs d'accélération maximale perçue et de l'accélération spectrale à 100 Hz calculée pour l'établissement des spectres de réponse.	36
4.1	Events and recording stations used in this study.	42
4.2	Moment magnitude versus closest distance to the source distribution for the K-net data used in this study. The database contains 591 events corresponding to 6812 records, EW and NS components combined.	43
4.3	Cumulative probability for Kik-net soil ratios $V_{z=30}^{kik-net} / V_{z=X}^{kik-net}$, and <i>X</i> equals to 5, 10, 12, 15, 18 and 20 meters. 552 Kik-net stations are used in this analysis.	45
4.4	Period dependence of the standard deviation (σ), showing the improvement at long periods in considering 5 soil categories instead of only one.	48
4.5	Period dependence of the relation between the soil classification coefficients, showing the relative increase of energy content for soft soils with respect to the soil class <i>A</i> at long periods.	49
4.6	Period dependence of 5 ratios between all 5 regressions coefficients related to magnitude and site effect, corresponding to 5 regressions done with 5 different station distributions, by considering the current regression as the reference.	51
4.7	Period dependence of 5 ratios between 5 standard deviation (σ) corresponding to 5 regressions done with 5 different station distributions, by considering the current regression as the reference.	52

4.8	Residual values between the Log_{10} of the observed spectral acceleration at 0.01, 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the strong motion prediction equation presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the closest distance to the fault. The graphs in each row represent a category of soil. Heavy horizontal lines are located at the σ value.	53
4.9	Residual values between the Log_{10} of the observed spectral acceleration at 0.01, 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the strong motion prediction equation presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the moment magnitude. The graphs in each row represent a category of soil. Heavy horizontal lines are located at the σ value.	54
4.10	Normal quantile plot indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (cross) that reaches a number of σ (on the x-axis) at 0.01, 0.2, 1 and 4 s. The line assumes a lognormal distribution.	55
4.10	Suite	56
4.11	Comparison of the median SA for a 5 km deep, strike-slip earthquake of magnitude 6.5 at a distance of 30 km on both B and C sites. For different relationships from (Abrahamson & Silva, 1997), (Ambraseys et al., 1996) , (Boore et al., 1997), (Berge-Thierry et al., 2003), (this study) and (Sabetta & Pugliese, 1996). All magnitudes are scaled thanks to the Utsu 2004 relations.	57
4.12	Comparison of the standard deviation for different relationships from (Abrahamson & Silva (1997), for a strike-slip earthquake of magnitude 6.5 at a distance of 30 km on a soil C), (Ambraseys et al., 1996) , (Boore et al., 1997), (Berge-Thierry et al., 2003), (Sabetta & Pugliese, 1996) and (this study).	58
4.13	Evolution of the SA_{max}/SA_{PGA} ratio level depending on the magnitude-distance scenario (D(km) less than 300 km, and M_w between 4 and 7). . .	60
4.14	Panel of expected scenarios for each class of soil. The curves in $1/T$ allow to optimize the T_c value, and the thick lines are for each class of soil the corresponding standard shapes for the design response spectra, for Japan. In the plots, η is corresponding to SA_{max}/SA_{PGA}	61
4.15	Final proposition for French national annexe. The design spectral shape in black are compared to those that this study proposed for Japan in gray. . .	63

4.16	Comparaison des coefficients de site calculés pour les bases de données de K-net et Kik-net à ceux publiés sur la Figure 4.5. En noir, les coefficients obtenus pour K-net (version JEE), en gris et traits discontinus, ceux obtenus pour Kik-net (surface) et enfin en gris et traits continus, ceux obtenus pour K-net (version actualisée).	69
4.17	Représentations similaires à celles des Figures 4.13 et 4.14 pour le cas de Kik-net en profondeur. Critique du rapport SA_{max}/PGA et localisation dans le plan magnitude-distance de ce rapport.	70
4.18	Comparaison des spectres de réponse en accélération prédits par les analyses des jeux de données K-net et Kik-net sur les gammes de magnitude [4,0 7,3] (traits continus) et [5,5 7,3] (traits discontinus). 'M42D030S3' désigne un scénario de magnitude 4,2 et éloigné de 30 km, enregistré sur un sol C. Les prédictions obtenues par K-net et Kik-net deviennent comparables pour la gamme [5,5 7,3]. K-net exhibe des spectres relativement indépendants de la magnitude minimale du jeu de données analysé.	77
5.1	Dix enregistrements du séisme de Tottori, du 6 octobre 2000, de magnitude 7,3, localisés sur un sol B à 40 km (à gauche) et à 70 km (à droite), et qui illustrent la variabilité naturelle présente dans le mouvement du sol. Les cartes localisent le séisme de Tottori et les stations retenues, d'azimuth comparable.	85
6.1	Simulation of a synthetic acceleration time history. The instantaneous average power is modeled as two lognormal shapes, simulating both P and S waves, and an exponential function of t , simulating the coda (A). The central frequency is simulated as a logarithmic decay in time (B). And finally, the Fourier theory allows a recombination of the signal, by random phase generation (C). This simulation concerns a M_w 6.5 event located at 30 km on a soil class C	93
6.2	Events and recording stations used in this study ($M_w \geq 4.0$, depth less than 25 km, and between 1996 and 2004). K-net database statistics consist in 9390 horizontal records, 602 events and 896 stations. For year 2004, only events with $M_w \geq 5.5$ were used.	96
6.3	Scheme showing the definition of closest distance to the rupture plane. This figure shows the case of a vertical fault.	98
6.4	Distribution of the accelerometric records with respects to moment magnitude and rupture distance for the K-net data used in this study.	99

6.5	Residual values between the Log_{10} of the observed strong motion parameters (peak ground acceleration, Arias intensity, strong motion duration and frequency bandwidth on central frequency ratio) and the predicted ones, using the strong motion prediction equations presented in this study (horizontal motion), depending on the distance. Each row show the results for each soil category. Heavy horizontal lines are located at the σ value.	102
6.6	Same as Figure 6.5, but depending on the magnitude.	103
6.7	Central frequency prediction results for 4 scenarios (soil classes A (black) and C (gray)). Results for the softer soil indicate a lower central frequency (soil amplification effects). In addition, there is a faster decay in time than for the rock site (Equation 6.7).	105
6.8	Normal quantile plots indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (crosses) that reaches a number of σ (on the x-axis) for the peak ground acceleration, the Arias intensity, the strong motion duration and the frequency bandwidth on central frequency ratio. These normal probability plots compare the distribution of the residuals with the normal distribution (dashed line).	106
6.8	Suite	107
6.9	Deviation from the median normalized by the standard deviation for the peak ground acceleration, the strong motion duration and the Arias intensity. Each plot shows the $(\epsilon_X; \epsilon_Y)$ -couple where X and Y refer to an indicator.	108
6.10	Effect of a decreasing magnitude (column) and an increasing distance (row) on simulated time acceleration histories. Distances are equal to 10, 30 and 50 km. Moment magnitude are equal to 7.3 and 6.0. In each plot, the mention 'MxxD0yyS1' corresponds to a $M_w=x.x$ event recorded at yy km on a soil A.	109
6.11	Effect of an increasing rigidity of soil on simulated time acceleration histories ($M_w=6$, $R=30$ km). Each time history is simulated for EC8-soil conditions E, D, C, B and A. Simulation M60D030S1 is already plotted on Figure 6.10. The right plot shows the corresponding acceleration response spectra. Soft soil spectra have larger period content.	110
6.12	Fourier acceleration spectra for four scenarios with M_w respectively equal to 5.0, 6.0, 6.5 and 7.0, and soil A geological conditions and a source-site distance equal to 20 km. As a comparison, the f^3 , f^2 and f slopes are drawn.	111

6.13	Comparison of the simulated variability (left) and the natural variability (right) for a 5.4 moment magnitude event located at 30 km on soil C . Station, date and network are specified in these last plots.	112
6.14	Comparison of the simulated variability (left) and the natural variability (right) for K-net. Successive rows correspond to three different scenarios (see magnitude and distance values in the right plots), located on geological soil condition C . All natural records are chosen in order to have $SA_{0.01s}$ bounded by one standard deviation around the median value.	113
6.15	Comparison of the computed A_I for 9390 simulated (gray) and real (black) time histories. Each row corresponds to a magnitude range and each column refers to a different soil condition.	114
6.16	Same as Figure 6.15, but for SMD	115
6.17	Comparaison des prédictions réalisées pour chacun des indicateurs, à partir de la base de données réelles (en gris) et de la base de données miroir (en noir) pour quelques scénarios choisis.	122
7.1	Même représentation que la Figure 6.15, pour l' A_I . Les 7724 simulations (en gris) sont comparées aux 7724 données réelles (en noir) sur les deux colonnes de gauche (respectivement pour les profondeurs 100 et 200 m). Les deux colonnes de droite présentent une vision inversée.	125
7.2	Même représentation que la Figure 7.1, pour la SMD	126
7.3	Même représentation que la Figure 7.1, pour le PGA	127
7.4	Scénarii d'un séisme de magnitude 6,3 situé à 30 km de Nice et d'un séisme de magnitude 5,5 situé à 12 km de Grenoble. A droite figurent à titre de comparaison les mêmes simulations pour le cas du Japon.	133
8.1	Distribution of the accelerometric records with respects to moment magnitude and rupture distance for Kik-net borehole data (see Pousse et al. (2005a) for more details). The horizontal gray dashed line ($M_w = 5.0$) defines a weak motion and a strong motion datasets (Section 8.4.1). Ten thin gray lines define eleven subsets given in Table 8.4, for estimating the variation of the decay rate with the magnitude (Section 8.4.2).	140
8.2	Scheme showing the definition of closest distance to the rupture plane. This figure shows the case of a vertical fault.	142

8.3	Period dependence of the coefficient a , related to the magnitude, and of the coefficient b , exaggerated with a factor of 1000 and related to anelastic attenuation. Coefficients provided by strong motion dataset (gray) and weak motion dataset (black) are plotted. Open triangles correspond to the values obtained for the <i>PGA</i>	144
8.4	Residual values between the $\log_{10}$ of the observed spectral acceleration at <i>PGA</i> , 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the <i>strong motion prediction equation</i> presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the closest distance to the fault. Heavy horizontal lines are located at the σ value. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.	146
8.5	Residual values between the $\log_{10}$ of the observed spectral acceleration at <i>PGA</i> , 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the <i>strong motion prediction equation</i> presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the moment magnitude. Heavy horizontal lines are located at the σ value. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.	147
8.6	Same as Figure 8.4, but using the <i>weak motion prediction equation</i> obtained with the small magnitude values subset.	148
8.7	Same as Figure 8.5, but using the <i>weak motion prediction equation</i> obtained with the small magnitude values subset.	149
8.8	Normal quantile plot indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (cross) that reaches a number of σ (on the x-axis) at <i>PGA</i> , 0.2, 1 and 4 s. The line assumes a lognormal distribution. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.	150
8.8	Continued	151
8.9	Same as Figure 8.8, but using the <i>weak motion prediction equation</i> obtained with the small magnitude values subset.	152
8.9	Continued	153
8.10	Comparison of predicted spectra obtained with both subsets. Three magnitude values and three distances are considered. The predicted spectra are assumed to be expected at GL-100 m. Thick gray lines are referring to predictions obtained with the large magnitude values subset.	154
8.11	Comparison of recorded data at depth and predicted spectral value SA_{0s} . The predictions were obtained with both subsets. As the magnitude increases, the bias of the predictions obtained with the small events subset is increasing.	156

8.12	Comparison of recorded data at depth and predicted spectral value PGA . The predictions were obtained with inversions performed on several non overlapping magnitude domains, see Table 8.4.	159
8.13	Same as Figure 8.12, but concerning the spectral value SA_{1s} . See also Table 8.4.	160
8.14	Comparison of standard deviations obtained with both subsets indicated on Figure 8.1. Open triangles correspond to the values obtained for the PGA .	162
8.15	Observed dependence of σ on M_w using the binned data for PGA and SA_{1s} . The fitted line has the equation : $\sigma = 0.5804 - 0.0562M_w$ (for the PGA). The fitted dashed line has the equation : $\sigma = 0.5031 - 0.0383M_w$ (for the SA_{1s}).	163
8.16	Comparison between recorded PGA for two events in France (both rock and soil sites), and predicted PGA , using first the relations derived by Ambraseys et al. (1996) and Sabetta & Pugliese (1996) for the epicentral distance, and second the relations derived by Berge-Thierry et al. (2003) and Pousse et al. (2005a) for the hypocentral distance.	167
9.1	courbes G/G_{max} et d'amortissement pour le sable (EPRI, 1993). L'amor- tissement est automatiquement calculé au cours du processus simulant la propagation de l'onde dans cette étude.	171
9.2	Domaine magnitude-distance exploré dans cette section. Il y a 20 simula- tions par croix, soit 1000 accélérographes.	172
9.3	Famille de profils de vitesse des ondes S issus de la base de données Kik-net. 3 profils de sol (en noir) sont choisis au sein des familles. La propagation à travers le sol A est linéaire, celle à travers les sols C et D est non-linéaire. .	174
9.4	Comparaison de propagations linéaire et non-linéaire à travers les colonnes de sol $ABSH06$ (type C) et $TKCH07$ (type D) d'un signal accéléromé- trique simulé correspondant à un scénario de magnitude 7,0 situé à 30 km (en bas). Noter que l'échelle des ordonnées change.	176
9.5	Situation des simulations effectuées pour un sol de classe A , avec le profil de vitesse de la station $ABSH04$, voir la Figure 9.3. La propagation des ondes dans le sol $ABSH04$ est linéaire.	177
9.6	Idem que pour la Figure 9.5 pour le profil de vitesse de la station $ABSH06$ (classe C). La propagation des ondes dans ce sol est non-linéaire.	178
9.7	Idem que pour la Figure 9.5 pour le profil de vitesse de la station $TKCH07$ (classe D). La propagation des ondes dans ce sol est non-linéaire.	179

9.8	Fonctions d'amplification du mouvement de profondeur obtenues pour la station <i>ABSH06</i> (classe <i>C</i>).	181
9.9	Comparaison de trois courbes d'amplification obtenues au <i>PGA</i> (à gauche), à 5 Hz (au milieu) et à 1 Hz (à droite). La première est obtenue par Ni et al. (2000), la seconde par Bazzurro & Cornell (2004a), pour un site constitué de sable, et la troisième par cette étude, également pour un sol constitué de sable. Pour ces trois cas, V_s^{30} est comparable : il s'agit d'un sol <i>D</i> (National Earthquake Hazards Reduction Program, 2000) pour les deux premières études et d'un sol <i>C</i> (Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance, 2002) pour cette étude (station <i>ABSH06</i>). (Voir la Table 4.3). .	182
9.10	4 spectres de réponse (traits épais), après amplification du mouvement en profondeur (spectre inférieur) par la prise en compte des réponses linéaire et non-linéaire des colonnes de sol <i>ABSH06</i> (classe <i>C</i>) et <i>TKCH07</i> (classe <i>D</i>). Dans le cas non-linéaire, les fonctions d'amplification des sols $AF(f)$ ont été utilisées à chaque période spectrale.	183
9.11	Domaines du plan magnitude-distance où le phénomène de déamplification du mouvement en profondeur apparaît, et d'où il est absent, pour la station <i>ABSH06</i> (classe <i>C</i>) et d'après le résultat de l'analyse des données utilisées (telles que $M_w \geq 5,5$) dans la Section 9.2. Les croix grises indiquent le domaine où le mouvement de surface est inférieur au mouvement de profondeur.	185

Liste des tableaux

1.1	Histoire de la sismologie des mouvements forts : avancées significatives dans la connaissance de la physique des mouvements forts, d'après O'Connell & Ake (2002). Liste non exhaustive.	7
2.1	Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse du Japon. . .	17
2.2	Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse de Nankai. . .	18
2.3	Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse de Sagami. . .	19
2.4	Quelques tremblements de terre importants en limite de plaque d'Okhotsk. . .	20
2.5	Quelques tremblements de terre importants de type crustal.	21
2.6	Statistiques des deux réseaux de mouvements forts exploités au cours du projet de recherche. Le nombre d'enregistrements est à multiplier par 3 pour K-net, et par 6 pour kik-net.	25
4.1	Data used for elaborating the EC8 design spectra and data used in this study. (*) It includes the two horizontal components.	41
4.2	Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. (1, 7, 8, 10) http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/index-e.html , (2) http://quake.wr.usgs.gov/research/deformation/modeling/papers/2003/Toda_Stein_JGR_03.pdf , (3) http://www.sevo.hyushu-u.ac.jp/kenkyu/kag5-13t-e.html , (4) http://wwwsoc.nii.ac.jp/jsdnds/contents/jsdn_back_number/jsdn_21_2_53.html , (5) http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00jul/p02-e-htm , (6) http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00jul3/p02-e-htm , (9) http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/tdmt/20010224215300/update1/index-j.html	44
4.3	EC8 and NEHRP soil classification.	46
4.4	Influence of several MonteCarlo redistributions on the number of stations (and number of records), for each class of soil.	47
4.5	Coefficients that define the mathematical horizontal elastic response spectra obtained from K-net data. Comparison with absolute plateau level and location currently proposed.	62

4.6	Original Type 1 and Type 2, and modified coefficients for EC8 proposed in this study.	65
4.7	Coefficients proposés d'après l'étude de la base de données de surface Kik-net.	68
4.8	Coefficients issus de l'inversion de la base de données actualisée K-net	70
4.9	Coefficients issus de l'inversion de la base de données de surface Kik-net	73
6.1	Parameters defining the Physical Spectrum in the model. Notice the existence of SMD parameter. '-' means that the wave modeling does not support such a parameter.	92
6.2	Data used in this study, provided by the Kyoshin network (K-net). For comparison, data coming from Italian earthquakes are given. (*) It includes the two horizontal components.	97
6.3	Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. M_{jma} is provided by the web site. M_w is computed using Fukushima (1996) conversion equation. See also http :/ /www.eri.u-tokyo.ac.jp /index-e.html	100
6.4	EC8 and NHERP soil classification. Four EC8 categories are similar to those proposed in the NEHRP classification and EC8-soil class E corresponds to soils having a strong impedance factor.	101
6.5	Incidence of several MonteCarlo redistribution on the number of stations and number of records, for each class of soil.	101
6.6	Regression coefficients obtained in this study for the K-net dataset (horizontal components). The values are given for the strong motion prediction equation computations of $\log_{10}$ of the strong motion parameters. Notice that results for the frequency behavior are given for $B' = B + 100$ (see Equation 6.7).	104
7.1	Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données de profondeur Kik-net. $B' = B + 100$ (voir l'Equation 6.7).	124
7.2	Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données de surface Kik-net. À comparer avec la Table 6.6. $B' = B + 100$ (voir l'Equation 6.7).	128
7.3	Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données européenne RFS modifiée (Berge-Thierry et al., 2003, Rey & Berge-Thierry, 2003, 2005). Noter la différence de modélisation de la fréquence centrale F_c	129

8.1	Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. See also Figure 8.2. M_{jma} is provided by the web site. M_w is computed using Fukushima (1996) conversion equation.	141
8.2	Data used in this study, providing by Kiban-Kyoshin network (Kik-net). 337 events recorded up to 100 km are used.	143
8.3	Statistics obtained for the successive datasets defined with a decreasing lower bound value of magnitude.	157
8.4	Statistics obtained for the binning test (Section 8.4.2) performed in this study. Table 8.5 exhibits the corresponding decay rates.	158
8.5	Values obtained for $b(f)$ (see Equation 8.1) in Section 8.4.2. It deals with the PGA and the SA_{1s} . Corresponding plots are Figures 8.12 and 8.13. "rank" classes the coefficients in a decreasing order.	161
9.1	Statistiques des données utilisées pour ce Chapitre 9 et provenant du réseau Kiban-Kyoshin network (Kik-net). La profondeur d'enfouissement désigne les deux familles de données utilisées pour l'étude.	173
9.2	Valeurs des paramètres utilisées pour décrire les propriétés du matériel dans lequel se propagent les ondes. Les courbes de réduction G/G_{max} sont utilisées pour une propagation non-linéaire, et dans ce cas, les valeurs de Q ne sont pas utilisées.	174
9.3	Coefficients de régression obtenus pour l'établissement des fonctions d'amplification du mouvement en profondeur (rocher) (voir l'Equation 9.1). La Figure 9.8 illustre le cas du sol <i>ABSH06</i>	180

Introduction générale

Séisme : le "Big One" fera des milliers de morts à Tokyo d'ici 30 ans

TOKYO, 14 déc (AFP) - Il est probable qu'un très fort séisme frappera Tokyo dans les trente prochaines années et fera jusqu'à 13.000 morts et des millions de sinistrés, selon un rapport gouvernemental cité mardi par les médias. La probabilité d'une secousse de magnitude 7 ou plus sur l'échelle de Richter à Tokyo d'ici 30 ans est de 70%, est-il précisé dans l'étude compilée pour le gouvernement par un groupe d'experts du Conseil de gestion des catastrophes naturelles. Si un séisme de magnitude 6,9 sur l'échelle de Richter secouait l'agglomération de Tokyo, qui compte 12,5 millions d'habitants, le bilan des pertes humaines pourrait atteindre 13.000 morts, ressort-il des calculs des experts. Quelque 6,5 millions de Tokyoïtes seraient coincés dans les bureaux et les écoles et seraient incapables de rentrer rapidement chez eux. Enfin, plus de 800.000 maisons et immeubles seraient détruits, ajoute le rapport cité par le quotidien Asahi Shimbun et l'agence de presse Kyodo. Les simulations chiffrées ont un objectif de prévention visant à définir et mettre en oeuvre les mesures idoines pour protéger les infrastructures vitales (eau, téléphone, électricité, gares, etc.). Cette étude prévisionnelle, et provisoire, est la plus complète réalisée à ce jour au Japon, selon l'Asahi. Sa version finale est prévue pour le début de l'année prochaine. Le Japon enregistre environ 20% des tremblements de terre les plus forts. L'archipel est au confluent de quatre plaques tectoniques, subissant des milliers de secousses chaque année, et sa capitale, Tokyo, est susceptible d'être frappée par un méga-séisme – "the Big One" – à n'importe quel moment. L'étude devrait d'ailleurs intégrer également une simulation de l'impact économique potentiel du "Big One". L'activité sismique est particulièrement intense depuis plusieurs mois, y compris à Tokyo. Mardi, une secousse –révisée à la hausse– de magnitude 6,1 a été ressentie sur l'île d'Hokkaido (nord du Japon), a annoncé l'agence météorologique. Elle a été suivie d'au moins six répliques. Une femme a été hospitalisée après avoir été légèrement blessée par la chute d'un meuble, a précisé un porte-parole de la police. L'île d'Hokkaido a été ébranlée à plusieurs reprises récemment. Le week-end dernier, c'est la région de Kagoshima (sud du Japon) qui avait été touchée par deux secousses modérées (4,9 et 5,3). Le 23 octobre dernier, le séisme le plus fort depuis dix ans, suivi de 800 répliques, a fait 40 morts et quelque 3.000 blessés dans la préfecture de Niigata (centre du Japon). Selon l'agence météo japonaise, qui classe les séismes de 1 à 7, le tremblement de terre de Niigata a atteint la même force que celui de Kobe en 1995 (6.433 morts et plus de 40.000 blessés). Au début de l'automne, près d'un million de Japonais avaient pris part à travers tout le Japon à des entraînements pour marquer l'anniversaire du "Grand tremblement de terre du Kanto" (région de Tokyo) le 1er septembre 1923, qui avait fait 142.807 morts et disparus, le bilan le plus lourd de l'histoire du Japon en matière de séisme.

SOURCE : document AFP - 14/12/2004 09h09 GMT

Motivations du projet de recherche

Dans la plupart des régions sismiques, l'adoption de techniques de construction visant à réduire les risques liés aux tremblements de terre apparaît comme très ancienne (Betbeder-Matibet, 2003). Ainsi les fouilles conduites sur le site de Taxila (Pakistan) ont mis en évidence les mesures de renforcement des fondations lors de la reconstruction de la ville après le séisme de l'an 25. De même, à l'époque byzantine, on a pu constater des changements radicaux dans les modes de construction dans plusieurs villes de Syrie et d'Anatolie (réduction de la hauteur des maisons, renforcement par des charpentes en bois, suppression des murs de briques non renforcés). La Chine et le Japon fournissent aussi de nombreux exemples de constructions anciennes dont la conception a certainement été influencée par la considération du risque sismique (Betbeder-Matibet, 2003). La construction parasismique est à l'heure actuelle le moyen le plus sûr de prévention du risque lié au séisme. Elle exige le respect préalable des règles normales de bonne construction, mais repose également sur des principes spécifiques, dus à la nature particulière des charges sismiques. En France, l'aléa sismique n'est pas nul, bien que moindre devant celui présent au Japon, et il est même légitime de participer au développement de l'ingénierie parasismique du fait, par exemple, de l'existence d'installations à risque spécial qui nécessitent une surveillance et une attention particulières.

Deux étapes sont nécessaires pour l'évaluation de l'aléa sismique :

- la première étape consiste à caractériser les séismes potentiels dans une région donnée,
- la seconde étape vise à évaluer le mouvement sismique créé par un séisme sur un site donné.

Les travaux présentés dans ce mémoire s'inscrivent dans l'optique de cette seconde étape et traitent du mouvement sismique, de sa représentation en terme de spectres de réponse et en terme d'accélérogrammes, et de sa variabilité associée, qui est causée par exemple par l'imprévisibilité des hétérogénéités crustales ou de la directivité de la source sismique.

Ce mémoire s'articule autour de la prédiction du mouvement sismique en quatre parties, chacune tentant d'apporter des éléments qui permettent de mieux comprendre la nature particulière des charges sismiques.

La sismologie des mouvements forts : principes et données (Chapitres 1 et 2).

Cette première partie est organisée en deux axes occupant chacun un chapitre. Le premier présente les récentes avancées opérées par la sismologie des mouvements forts depuis ces quinze dernières années, et donne les clés pour comprendre les aspects conceptuels de cette science et ses aspects méthodologiques. Le second chapitre présente le contexte tectonique

du Japon et les bases de données qui sont utilisées pour le projet de recherche.

Ces bases de données sont contruites à partir de deux réseaux sismologiques installés partout à la surface du Japon : du fait de leur nouvelle implantation (dès 1996), les enregistrements collectés constituent certainement deux des meilleures sources mondiales de données disponibles. D'autre part, les données de ces réseaux, mises en libre accès sur le web s'accompagnent d'une description qualitative et quantitative du sol situé sous chacune des stations d'écoute. C'est l'une des raisons, en plus de l'exceptionnelle qualité des données, qui rend l'exploitation des réseaux K-net et Kik-net si intéressante (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a,b, Fujiwara et al., 2004).

L'action sismique : le spectre de réponse en accélération (Chapitres 3 et 4).

L'exploitation de la base de données japonaise K-net permet notamment d'apporter des précisions sur la forme des spectres de dimensionnement, qui sont proposés pour un calcul sismique en aval dans la réglementation parasismique européenne. Cette réglementation entrera en vigueur prochainement et concerne le bâti conventionnel (Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance, 2002). Mais chaque pays de la zone européenne se réserve la possibilité d'adapter les propositions de cette réglementation parasismique et cette étude permet de réaliser cet objectif. D'autre part, la relation prédictive d'accélération spectrale permet de mettre en lumière le contenu haute fréquence des signaux accélérométriques japonais et le rôle des sols dans l'amplification spectrale à basse fréquence.

Au-delà de l'aspect réglementaire que revête cette partie, la comparaison des nouvelles relations de prédiction du mouvement fort, calculées à partir des données des deux réseaux japonais de surface, met en lumière des différences de prédiction spectrale qui sont significatives.

L'action sismique : l'accélérogramme, processus aléatoire (Chapitres 5 à 7).

Actuellement, le calcul non-linéaire des sols et des structures est en évolution rapide par suite des progrès dans les capacités de calcul et les techniques de modélisation. Son application aux problèmes sismiques reste cependant limitée et constitue plus un outil de validation des méthodes forfaitaires qu'une aide à la conception. Cependant, parallèlement à la caractérisation du mouvement sismique par le spectre de réponse en accélération, il est nécessaire pour les études de réponse non-linéaire des systèmes (sols et/ou bâtiments) de procéder à des simulations à partir d'un signal temporel représentant la charge sismique.

Cette troisième partie développe une nouvelle méthode de génération d'accélérogrammes synthétiques qui s'inscrit dans la philosophie des modèles stochastiques (Hanks, 1979, McGuire & Hanks, 1980, Hanks & McGuire, 1981, Boore, 1983, Sabetta & Pugliese,

1996, Boore, 2003). Elle prend en compte la variabilité du mouvement, et c'est ce qui fait son originalité par rapport à ce qui existe déjà. Cela permet ainsi de reproduire le caractère aléatoire de la sollicitation sismique, qui revêt différents aspects pour des situations de magnitude, distance et site pourtant très similaires. De la sorte, la méthode permet de contourner le problème de la sensibilité du calcul non-linéaire au choix de l'accélérogramme caractérisant l'excitation sismique. La méthode présentée dans cette partie devrait donc contribuer à l'avancement de l'approche stochastique dans la pratique de l'ingénierie (Thrainsson & Kiremidjian, 2002, Betbeder-Matibet, 2003).

D'autre part, des relations prédictives de mouvement fort sont développées pour des indicateurs sismiques qui renseignent sur la nocivité d'un signal (accélération maximale, durée, intensité d'Arias, contenu fréquentiel et spectre de réponse). Les simulations utilisent ces nouvelles relations et permettent d'obtenir en aval des signaux dont les indicateurs de nocivités sont corrélés au scénario de séisme envisagé.

Des mouvements faibles aux mouvements forts : prédictions et signature non-linéaire (Chapitres 8 et 9). Dans les zones à sismicité peu importante, les seules données proviennent de séismes de magnitude modérée, mais la possibilité qu'un séisme destructeur se fasse ressentir n'est souvent pas à exclure. Qu'advient-il donc de la prédiction du mouvement sismique ?

Cette dernière partie développe la question de l'extrapolation des prédictions du mouvement dans une configuration de scénario de séisme absente du jeu de données. En effet, faire alors intervenir un séisme important et utiliser de telles relations prédictives dans un contexte de calcul d'aléa probabiliste ou déterministe sur un site suppose la connaissance des caractéristiques inhérentes aux petits séismes et à ceux plus importants. L'atténuation du mouvement avec la distance et la variabilité du mouvement sismique sont en particulier discutées dans cette partie et font écho aux études d'Anderson (2000), Bay et al. (2003), Scherbaum et al. (2004), Ambraseys et al. (2005) et de Bragato & Slejko (2005). La base de données japonaises Kik-net située en profondeur y est exploitée afin d'atténuer les perturbations provoquées par les phénomènes de non-linéarité des sols, qui peuvent apparaître dans les bases de données de surface.

Finalement, cette dernière partie se termine sur une réflexion centrée autour du phénomène de réponse mécanique non-linéaire des sols à une sollicitation sismique. Cet aspect modifie l'amplitude de l'action sismique et il est intéressant pour les études spécifiques en un site donné de déterminer l'effet quantitatif du comportement non-linéaire sur la prédiction du mouvement qui peut être faite. En particulier, cette partie présente une méthodologie qui permet de simuler en surface un spectre de réponse qui intègre ces effets non-linéaires.

En conclusion, le mémoire rassemble les principaux résultats de ce projet de recherche et détaille les travaux en cours et ceux à venir dans un moyen terme.

-PARTIE I-

LA SISMOLOGIE DES MOUVEMENTS

FORTS :

PRINCIPES ET DONNÉES

Chapitre 1.

Quelques éléments de sismologie des mouvements forts

1.1 Estimation des mouvements forts

L'un des buts de la sismologie est d'estimer le mouvement du sol en réponse à un séisme, en particulier en un endroit représentant un intérêt. Lorsqu'une structure est soumise à un mouvement de sol dû à un séisme, les ondes élastiques la traversent et celle-ci commence à vibrer à diverses fréquences, caractéristiques de sa propre résistance et de son agencement spatial. Elles s'étendent en général sur une plage de 0,1 à 10 Hz (O'Connell & Ake, 2002). Les séismes génèrent quant à eux des mouvements du sol sur une large gamme de fréquences, allant du déplacement permanent à quelques dizaines de cycles par seconde. Les vibrations du sol correspondant aux fréquences particulières de la structure provoquent chez celle-ci une sensibilité exarcebée, et les dommages infligés alors à cette structure dépendent à la fois de ses propriétés et des caractéristiques du mouvement sismique (O'Connell & Ake, 2002). De celui-ci, on peut extraire des informations sur les accélération et vitesse maximales ressenties, la durée, le contenu en fréquence, l'énergie cinétique, la phase et les cohérences spatiales qui en constituent autant de caractéristiques. Les enregistrements en temps du mouvement du sol sont donc requis pour l'étude dynamique du comportement non-linéaire de bâtiments parasismiques et de structures particulières comme les ponts, les barrages ou les réseaux (Kramer, 1996, Betbeder-Matibet, 2003).

La sismologie des mouvements forts est une science dédiée à la compréhension des vibrations provoquées par les forts séismes à courte distance des failles sismogéniques. C'est une science récente qui traite de la mesure, de l'interprétation et de l'estimation de ces mouvements. Ceux-là sont appelés mouvements forts car ce sont ces mouvements qui provoquent la destruction des infrastructures et que l'homme ressent au cours d'un séisme. Ils sont caractérisés par des amplitudes importantes et des fréquences élevées de

l'ordre du Hertz (O'Connell & Ake, 2002).

TAB. 1.1 – Histoire de la sismologie des mouvements forts : avancées significatives dans la connaissance de la physique des mouvements forts, d'après O'Connell & Ake (2002). Liste non exhaustive.

Année	Séisme	Magnitude	Apport scientifique
1979	Imperial Valley, California	6,9	La vitesse de rupture peut dépasser la vitesse de propagation des ondes de cisaillement sur une portion significative de la surface de faille. Des stations enregistrent des accélérations maximales verticales de 15 m.s^{-2} (Spudich & Cranswick, 1984, Archuleta, 1984).
1983	Coalinga, California	6,5	La faille a cédé sur une portion de croûte restée enfouie, sans laisser de traces en surface (Stein & Ekström, 1992).
1985	Nahanni	6,9	Des stations enregistrent des accélérations maximales horizontales de 12 m.s^{-2} et verticales de 20 m.s^{-2} .
1989	Loma Prieta, California	7,0	Ce séisme a eu lieu sur une faille parallèle à la faille de San Andreas et en mécanisme inverse. Des dommages importants ont été produits à des centaines de kilomètres de distance et sont imputables à des réflexions critiques des ondes sismiques sur le Moho (Hanks & Krawinkler, 1991). C'est également un séisme qui a convaincu les sismologue de la réalité du comportement non-linéaire des sols (Bonilla, 2000).
1992	Petrolia, California	7,0	Des stations enregistrent des accélérations maximales horizontales de 14 m.s^{-2} (Oglesby & Archuleta, 1997).
1992	Landers, California	7,3	La rupture peut se propager le long d'un système de failles éloignées de quelques kilomètres les unes des autres et différemment orientées (Li et al., 1994).
1994	Northridge, California	6,7	Des effets de directivité sont apparus (O'Connell, 1999) ainsi que des preuves de réponse non-linéaire des sols (Field et al., 1997, Cultera et al., 1999).
suite page suivante ...			

... suite de la page précédente

Année	Séisme	Magnitude	Apport scientifique
1995	Kobe, Japan	6,9	Les réponses non-linéaires du sol peuvent être dépendantes du temps et induire une augmentation de la durée des mouvements forts (Archuleta, 2000). D'autre part, des effets de bassin ont beaucoup modifié le mouvement ressenti en surface (Kawase, 1996).
1999	Turkey	7,3	La vitesse de rupture de ce séisme est asymétrique avec par endroit des vitesses de rupture supersoniques (Bouchon et al., 2001).
1999	Chi-Chi, Taiwan	7,6	Ce séisme a produit des vitesses maximales très importantes et des accélérations maximales faibles (Shin et al., 2000).
2001	Bhuj, India	7,7	Y compris pour une telle magnitude, la faille a produit au cours de son glissement des mouvements forts en surface sans pour autant y affleurer.

Depuis 25 ans, tous les séismes de magnitude supérieure à 6 qui ont produit des enregistrements de mouvement forts ont permis une avancée scientifique remarquable. La Table 1.1 présente les connaissances apportées par l'étude de ces séismes. Certains enregistrements ont révélé que les accélérations maximales peuvent atteindre et excéder la valeur de $3g$, où g correspond à l'accélération du champs gravitationnel terrestre. Il est cependant difficile de déterminer un seuil précis à partir duquel un mouvement est dit fort. Les vieux accéléromètres n'étaient pas d'une résolution suffisante pour des valeurs inférieures à 10 cm.s^{-2} . Les instruments modernes quant à eux sont devenus beaucoup plus sensibles et enregistrent des mouvements du sol ayant une accélération maximale 100 fois inférieure. Les personnes, elles, peuvent ressentir des mouvements de faible amplitude, de l'ordre de 1 cm.s^{-2} . Enfin, les constructions non parasismiques présentent des dégâts pour des séismes modérés et pour des accélérations maximales de l'ordre de 100 cm.s^{-2} . Aussi, une valeur seuil de 10 cm.s^{-2} semble convenir pour désigner comme forts les mouvements d'amplitude supérieure.

1.2 Description empirique des mouvements forts

1.2.1 Les paramètres de description du mouvement

Ainsi qu'écrit précédemment, on peut extraire du signal sismique des informations sur les accélération et vitesse maximales ressenties, la durée, le contenu en fréquence,

l'énergie cinétique, la phase et les cohérences spatiales qui constituent autant de caractéristiques (Kramer, 1996). Traditionnellement, l'évolution de l'accélération, de la vitesse et du déplacement du sol au cours du temps, l'intégrale du carré de l'accélération, la transformée de Fourier et le spectre de réponse font l'objet d'une analyse permettant de caractériser un séisme (Kramer, 1996, O'Connell & Ake, 2002).

Une fois l'enregistrement traité et corrigé des effets instrumentaux, des paramètres additionnels en sont extraits. La durée du mouvement fort est considérée comme importante, quelle que soit la manière dont on la définit. Ainsi, on peut par exemple calculer la somme des intervalles temporels au cours desquels la trace temporelle excède une amplitude de $0.05\ g$, ainsi que Bolt (1969) l'a fait. Une autre définition proposée par Trifunac & Brady (1975) consiste à retenir l'intervalle de temps situé entre les instants où 5 et 95% d'une valeur cible sont atteints, laquelle valeur correspond à l'intégrale du carré de l'accélération enregistrée (voir Bommer & Martinez-Pereira (1999) pour une compilation). Bien que de même dimension, ces deux durées conduisent à des résultats opposés lorsque la distance à la source sismique augmente. A grande distance, le pic d'accélération diminue entraînant une diminution de la durée de Bolt (1969), tandis qu'à l'inverse, l'intensité d'Arias (1970) (proportionnelle à l'intégrale du carré de l'accélération) diminue et s'étale au cours du temps, produisant un allongement de la durée de Trifunac & Brady (1975). Enfin, les spectres de réponse en accélération, vitesse ou déplacement peuvent être calculés, ils sont d'un intérêt remarquable pour le dimensionnement des structures face au risque sismique (Kramer, 1996, Betbeder-Matibet, 2003). La Figure 1.1 illustre quelques-unes des grandeurs mentionnées. La ligne supérieure montre trois enregistrements temporels du mouvement du sol et de ses dérivées et la ligne inférieure les trois contenus fréquentiels correspondants. Entre les deux, l'allure de l'intensité d'Arias (à une constante près) est montrée, et on précise la localisation de la durée de Trifunac & Brady (1975) (c'est cette dernière définition de la durée qui est utilisée au cours de ce projet de recherche). Enfin, le dernier graphique (le 5°) montre le spectre de réponse en accélération. La valeur spectrale à $10^{-2}s$ est très proche de la valeur maximale de l'accélération enregistrée.

1.2.2 Les équations prédictives de mouvement fort

Les paramètres décrits au paragraphe précédent peuvent faire l'objet d'une tentative de prédiction effectuée sur la base d'enregistrements existants. Les équations prédictives de mouvement fort renseignent sur la valeur attendue d'un paramètre choisi en fonction de la magnitude du séisme, de la distance à la source sismique et du type de sol sur lequel on se place (Kramer, 1996).

Le modèle du point source

Une relation prédictive permet de rendre compte de la combinaison des trois effets (source, chemin, site) à l'aide d'un modèle physique simple. La source du séisme est assimilée à un point situé à l'hypocentre du séisme. Le modèle suppose que toute l'énergie du séisme est libérée à partir de ce point. Le principe de la conservation de l'énergie impose que la propagation sphérique des ondes sismiques dans le milieu s'accompagne d'une décroissance en $1/r$ de l'amplitude de ces ondes, où r désigne la distance parcourue par l'onde. Lorsque le milieu est anélastique, alors à cette décroissance de l'amplitude avec la distance s'ajoute un effet de dissipation qui est fonction du paramètre d'atténuation anélastique Q . Par exemple, une relation prédictive de mouvement fort, relative à la valeur maximale enregistrée de l'accélération (PGA), qui adopte le formalisme du point source peut s'écrire :

$$\log_{10}(PGA_{ijk}) = aM_i + bX_j - \log_{10}(X_j) + S_k, \quad k = 1, 2, ..n \quad (1.1)$$

PGA_{ijk} est l'accélération maximale pour le i^{me} séisme, enregistrée à la j^{me} station avec une k^{me} condition de site. a est le coefficient relié à la magnitude M ; b est le coefficient relié à la distance et rend compte de l'atténuation anélastique ; $-\log_{10}(X)$ correspond à l'atténuation géométrique. Finalement, S_k est un coefficient lié au site sur lequel se trouve la station enregistreuse et n est le nombre de sites distingués par le modèle. Il y a d'autres phénomènes physiques qui ont une incidence sur le mouvement observé et les paragraphes suivants les décrivent.

Les affinements du modèle

Les modèles choisis pour éditer ces équations prédictives de mouvement fort adoptent la formulation suivante (O'Connell & Ake, 2002) :

$$\begin{aligned} \log Y &= A_1 + A_2M + A_3(M_{max} - M)^{A_4} \\ &\quad + A_5 \log(r + A_6 \exp(A_7M)) \\ &\quad + A_8r + F^{source} + F^{site} \\ &\quad (\sigma_{\log Y}) \end{aligned} \quad (1.2)$$

Y est le paramètre d'intérêt, M est la magnitude de référence, r est la mesure de distance, $F^{source,site}$ sont des variables qui rendent compte du type de source et de site considérés et les coefficients A_i sont déterminés par la régression. Finalement, $\sigma_{\log Y}$ est l'incertitude associée au calcul et rend compte de la dispersion des données autour de la valeur médiane

prédite.

Au premier ordre, $\log Y$ est proportionnel à la magnitude, mais des études récentes suggèrent un effet de saturation avec la magnitude (Anderson, 2000, Douglas, 2003, Bragato & Slejko, 2005). À mesure que la magnitude augmente, l'amplitude du mouvement augmente d'autant moins vite. C'est ce à quoi fait référence le terme $(M_{max} - M)^{A_4}$ dans l'Equation 1.2. Un autre type de saturation a été perçu, qui exprime le fait que l'amplitude du mouvement à proche distance de la source ne rend que partiellement compte du rayonnement total du phénomène de rupture sismique d'une zone d'étendue finie (Campbell, 1981, Abrahamson & Silva, 1997, Fukushima et al., 2003). Cet effet de saturation en distance se traduit dans les calculs par une pente de l'atténuation géométrique qui diminue à proche distance (terme $A_6 \exp(A_7 M)$ dans l'Equation 1.2). De plus, le modèle de prédiction rend également compte d'une atténuation anélastique ($A_8 r$ dans l'Equation 1.2) qui traduit l'absorption énergétique du milieu traversé par les ondes sismiques. Finalement, la catégorie de site sur lequel on prédit le mouvement a son importance et reproduit la tendance qu'un sol peu rigide a, toutes choses égales par ailleurs, à amplifier le mouvement observé sur un sol rigide (Milne, 1898). La classification de site fait intervenir des critères géologiques descriptifs et/ou un paramètre mathématique qui rend compte de la rapidité avec laquelle les ondes de cisaillement (les plus destructrices) traversent le milieu sur une profondeur donnée. Usuellement, le critère mathématique est privilégié et on le calcule sur les 30 premiers mètres de profondeur du sol. Plus précisément, on calcule la moyenne harmonique des ondes de cisaillement sur cette épaisseur (V_s^{30}).

Il faut remarquer qu'on raisonne pour l'établissement de ce genre d'équations non pas avec la valeur prise par le paramètre de mouvement fort Y mais avec le logarithme de cette valeur, en raison de la distribution normale de $\log Y$ autour de sa médiane (Kramer, 1996) : pour cette raison, une fois l'équation établie et dans le cadre d'une prédiction, on parle de médiane attendue et non de moyenne attendue. Cette valeur médiane n'est qu'une indication autour de laquelle, par comparaison, la valeur expérimentale réelle se situe. Cette différence entre la donnée expérimentale et la valeur médiane prédite est traitée comme aléatoire. Et on observe généralement que la distribution des résidus s'écarte d'une distribution lognormale centrée en la valeur médiane prédite à deux déviations standard de distance (Bommer et al., 2004).

Au cours de ce projet de recherche, nous n'avons conservé que les termes A_2 , A_5 , A_8 et F^{site} non nuls (voir les Equations 1.1, 4.4, 6.5, 6.6 et 6.8 dans ce manuscrit), c'est-à-dire que nous avons choisi le modèle du point source avec une propagation géométrique des ondes et une absorption anélastique du milieu, et nous l'avons appliqué à nos données. Nous adoptons également un critère de classement des sols établi en fonction de V_s^{30} , et aucun autre phénomène précédemment décrit n'a été pris en compte.

Les problèmes

On distingue dans la littérature trois catégories de relations prédictives de mouvement fort lorsqu'on les utilise pour des études d'aléa sismique dans une région particulière (Abrahamson & Shedlock, 1997) :

- Les relations provenant de données d'événements crustaux dans des zones sismiques actives, comme par exemple le Nord-Ouest du continent Américain, l'Italie, la Grèce, la Turquie ou encore l'Algérie.
- Celles issues de données enregistrées dans des régions continentales stables, qui sont caractérisées par des chutes de contrainte élevées, avec des valeurs élevées de Q , et donc révélant un contenu peu atténué de hautes fréquences dans les signaux.
- Et enfin, les relations provenant de régions de subduction, où les séismes enregistrés ont eu lieu à grande profondeur et à l'intérieur de la plaque plongeante, ou bien à plus faible profondeur et à l'interface des deux plaques (Atkinson & Boore, 2003).

Historiquement, les estimations des paramètres de mouvement fort (accélération et vitesse maximales, spectre de réponse, durée du mouvement fort, ...) reposaient sur l'exploitation d'enregistrements existants. Ils servaient à établir une régression qui avait une valeur empirique, et cette approche est toujours assez largement utilisée dans le milieu conventionnel de l'ingénierie : Douglas (2003) a recensé ainsi plus de 200 relations prédictives de mouvement fort (accélération maximale et spectre de réponse). Mais il existe toujours un problème relatif à l'utilisation des relations prédictives éditées en des endroits du globe différents du lieu d'application. Il faut observer que les relations prédictives de mouvement fort ont toutes un caractère régional et il est inopportun d'exploiter une relation établie aux Cascades pour tirer des conséquences sur l'aléa sismique existant en France par exemple : les conditions géologiques, morphologiques et tectoniques ne sont en effet pas communes aux deux régions. Ce problème d'application des relations occupe actuellement la communauté scientifique (Campbell, 2003, Scherbaum et al., 2004, Cotton et al., 2005, Scherbaum et al., 2005).

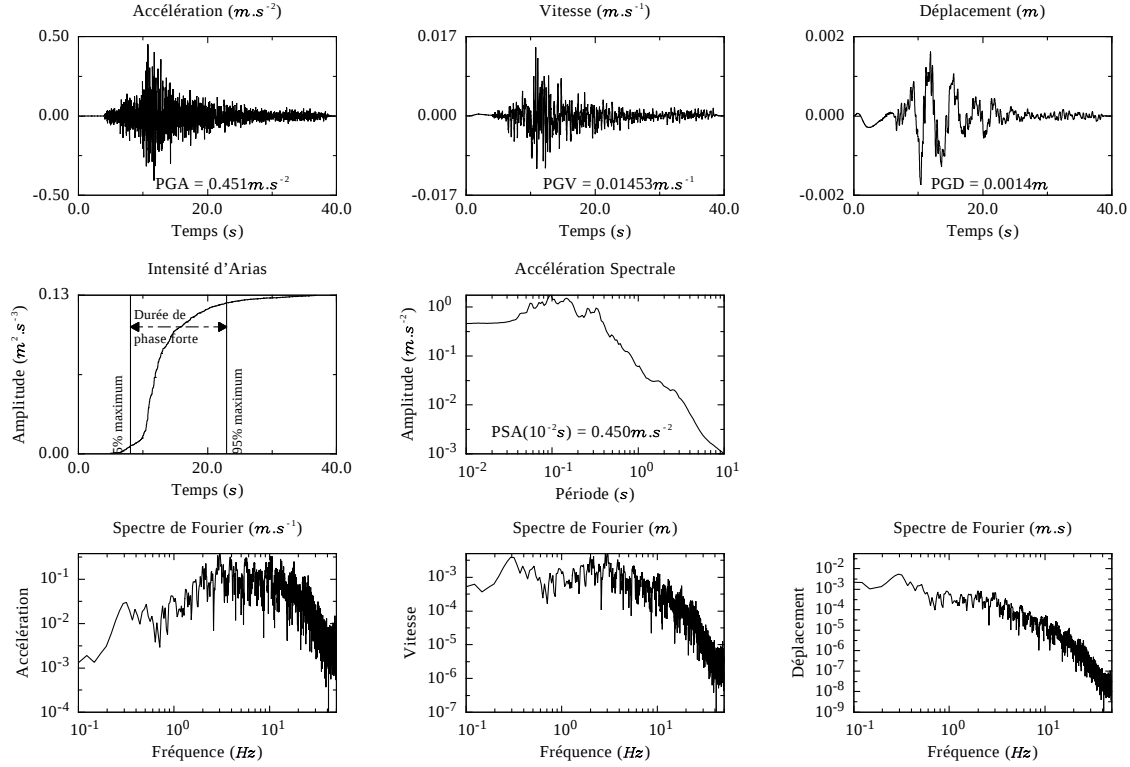


FIG. 1.1 – Évolution de l'accélération, de la vitesse et du déplacement du sol au cours du temps, et sous sollicitation sismique. L'intégrale du carré de l'accélération (abusivement appelée intensité d'Arias) et le spectre de réponse en accélération sont calculés de façon usuelle. La dernière ligne montre les transformées de Fourier successives de l'accélération, de la vitesse et du déplacement du sol (enregistrement de K-net : MYG0080307260013.EW ; séisme du 26 juillet 2003, de magnitude $M_w = 5,4$, enregistré à 29 km de l'hypocentre). Noter au début de l'enregistrement du déplacement du sol la présence d'une ondulation basse fréquence à rattacher au filtrage appliqué au signal.

Chapitre 2.

Les séismes au Japon et les données de mouvement fort

Les données utilisées au cours du travail de recherche proviennent du Japon : ce Chapitre 2 en présente le contexte tectonique et les bases de données exploitées.

2.1 Les tremblements de terre au Japon

Le document de Risk Management Solutions (2003) a servi de base à la rédaction de ce qui suit. Pour une vision plus complète de la géodynamique de la zone, nous invitons le lecteur à lire les cours de X. Le Pichon ([http : //www.college – de – france.fr/media/geodyna/UPL43763_lepichon.pdf](http://www.college-de-france.fr/media/geodyna/UPL43763_lepichon.pdf)).

Le Japon et son chapelet d'îles sont situés dans l'une des zones sismiques les plus actives du globe. A l'extrême Est de la plaque Eurasienne, le Japon est bordé par la plaque pacifique à l'Est et par la plaque de la mer des Philippines au Sud (voir la Figure 2.1). La convergence de ces plaques donne naissance à deux types de tremblements de terre qui peuvent se produire dans cette contrée : les tremblements de terre crustaux et les tremblement de terre de subduction.

La majorité des gros séismes qui secouent le Japon proviennent de la zone de subduction, où les plaques tectoniques se rencontrent et forcent l'une d'entre elles à plonger. Les déformations qui se produisent alors provoquent des séismes importants. D'autres séismes moins importants se produisent à la surface du Japon, sujette à la compression provoquée par la rencontre des plaques. Ces séismes prennent naissance le long de failles et de chevauchements, situés sur la plaque qui surmonte celles plongeantes. Il faut également noter qu'ils sont très destructeurs (Risk Management Solutions, 2003).

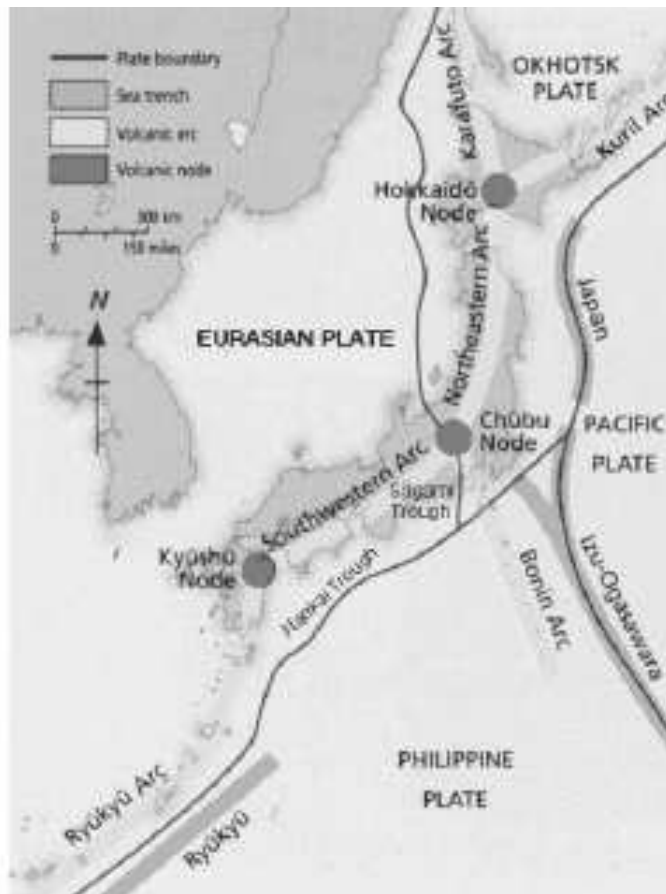


FIG. 2.1 – Carte tectonique simplifiée du Japon (Risk Management Solutions, 2003).

2.1.1 Les zones de subduction

La fosse du Japon

La plaque Pacifique se meut vers l'Ouest-Nord-Ouest et est contrainte à plonger sous la plaque Eurasiennne qui est plus stable. La fosse du Japon se trouve à la frontière des deux plaques et est responsable de nombreux tremblements de terre importants. Parmi eux, l'un typique de la zone est celui de Honshu ($M_{JMA}=7.5$) survenu le 28 décembre 1994 (Risk Management Solutions, 2003). La Table 2.1 présente quelques séismes importants de la zone.

Du fait de la localisation de la fosse du Japon, située au large, à l'Est de la côte de l'île de Honshu, les séismes de magnitude élevées sont moins destructeurs que ce qu'ils pourraient être. Cependant, dans la partie Nord du Japon, sur l'île d'Hokkaido, la fosse se rapproche de la côte et cette situation provoque donc une élévation de l'aléa. Mais la région est peu densément peuplée et le risque reste alors modéré.

TAB. 2.1 – Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse du Japon.

Année	Localisation	Nom	M_{JMA}	Dégâts	Région	Source du séisme
1896	au large de la côte de la préfecture d'Iwate	Meiji San-riku	8,5	Très importants	Tohoku	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1933	au large de la côte de la préfecture d'Iwate	Sanriku	8,1	Très importants	Tohoku	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1952	au large de la côte de Tokachi	Tokachi-Oki	8,2	Importants	Hokkaido	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1968	au large, à l'Est de la préfecture d'Aomori	Tokachi-Oki	7,9	Importants	Hokkaido	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1978	au large de la côte de Kushiro	Miyagi-ken-Oki	7,4	Importants	Tohoku	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1993	au large de la côte de Kushiro	Kushiro-Oki	7,8	Modérés	Hokkaido	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1994	au large de la côte de Hokkaido	Hokkaido Toho-Oki	8,1	Limités	Hokkaido	fosse du Japon / arc des îles Kuriles
1994	au large, à l'Est de la préfecture d'Aomori	Sanriku Haruka-Oki	7,5	Modérés	Tohoku	fosse du Japon / arc des îles Kuriles

Les fosses de Nankai et Sagami

Les fosses de Nankai et Sagami courent le long de la frontière des plaques Eurasienne et de la mer des Philippines. La fosse de Nankai s'est creusée sous l'action du mouvement orienté Ouest-Nord-Ouest de la plaque de la mer des Philippines. La fosse de Sagami se trouve à un endroit où les deux plaques ne se déplacent l'une par rapport à l'autre que de manière très oblique (subduction oblique). Les Tables 2.2 et 2.3 mentionnent des séismes destructeurs de ces deux fosses. Les séismes de la fosse de Nankai ont été beaucoup étudiés. L'histoire de ces séismes révèle un gap sismique à proximité de Tokai : un prochain séisme pourrait bientôt apparaître et se révéler destructeur (Risk Management Solutions, 2003). En effet, entre l'île de Shikoku et la péninsule d'Izu, la zone de subduction se caractérise par cinq segments qui ont tous rompu en même temps au cours du séisme de 1707, ou dans un intervalle de quelques jours (séisme de 1854). La série la plus récente remonte à 1944 et 1946 où deux fois deux segments ont rompu. Le gap de Tokai se trouve sur le cinquième segment, en conséquence de quoi les Japonais ont beaucoup investi dans la

TAB. 2.2 – Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse de Nankai.

Année	Localisation	Nom	M_{JMA}	Dégâts	Région	Source du séisme
1707	au large de la côte Sud de Honshu	Hoei	8,4	Très importants	Chubu	fosse de Nankai
1854	au large de la côte Sud de Honshu	Ansei Tokai	8,4	Très importants	Chubu	fosse de Nankai
1854	au large de la côte Sud de Honshu	Ansei Tokai	8,4	Très importants	Kinki	fosse de Nankai
1911	proche de Amami Oshima	Amami Oshima	8,0	Modérés	Kyushu-Okinawa	fosse de Nankai
1944	au large de la côte Sud de Honshu	Tonankai	7,9	Très importants	Chubu	fosse de Nankai
1946	au large de la côte Sud de Honshu	Nankai	8,0	Très importants	Chubu	fosse de Nankai

préparation de cet événement sismique.

La limite de plaque d'Okhotsk

De larges séismes ont également eu lieu sur la côte Ouest du Japon. C'est seulement récemment qu'une zone de subduction qui longe l'île de Honshu jusqu'à Hokkaido a été découverte dans la mer du Japon (Risk Management Solutions, 2003). La subduction a commencé il y a un million d'années, et la plaque d'Okhotsk s'est enfoncée de 10 km environ. Depuis, cette zone a engendré d'importants séismes (Table 2.4).

2.1.2 Les événements crustaux

Historiquement, la sismicité crustale a provoqué d'importants dégâts au Japon (voir la Table 2.5). Les tremblements de terre de ce type sont dûs à l'accomodation de la convergence des plaques par celle qui ne plonge pas. Au Nord de Honshu, les événements crustaux sont le résultat d'une convergence normale et restent enfouis, de mécanisme inverse et le long de chevauchement de nappes. Plus loin au Sud, où les limites de plaque deviennent plus obliques par rapport au mouvement, les événements évoluent jusqu'à la surface et vers un mécanisme de type coulissant (Risk Management Solutions, 2003). Mais du fait de leur localisation peu profonde, des séismes de magnitude moins importante ($\leq 7,5$) peuvent causer des dégâts sévères. Le séisme de Kobe est l'un de ces séismes destructeurs.

TAB. 2.3 – Quelques tremblements de terre importants le long de la fosse de Sagami.

Année	Localisation	Nom	M_{JMA}	Dégâts	Région	Source du séisme
1703	au large de la côte Sud de la préfecture de Chiba	Genroku	7,9-8,2	Très importants	Kanto	fosse de Sagami
1855	baie de Tokyo	Ansei Edo	6,9	Très importants	Kanto	fosse de Sagami
1894	baie de Tokyo	Meiji Tokyo	7,0	Modérés	Kanto	fosse de Sagami
1923	préfecture de Kana-gawa	Great Kanto	7,9	Très importants	Kanto	fosse de Sagami
1953	au large de la côte de Boso	Boso-Oki	7,4	Limités	Kanto	fosse de Sagami
1972	au large de la côte Est de l'île de Hachijima	Hachijima Toho-Oki	7,2	Limités	Kanto	fosse de Sagami

2.1.3 Quelques séismes destructeurs historiques

Le séisme le plus destructeur en pertes à la fois de biens et de vies est survenu au Japon en 1923. D'une magnitude $M_{JMA}=7,9$, l'épicentre du Great Kanto Earthquake est localisé *a posteriori* sur la fosse de Sagami, dans la baie de Tokyo. Plus de 142 000 personnes ont trouvé la mort et les villes de Tokyo et Yokohama ont été sévèrement touchées. Un incendie s'est également déclaré et est responsable du plus grand nombre de morts (Risk Management Solutions, 2003).

Un exemple notable de ce que l'activité sismique liée à la plaque d'Okhotsk peut engendrer est représenté par le séisme de Okushiri, survenu le 12 juillet 1993. La magnitude de l'événement a été mesurée égale à 7,5 et il est la cause de 231 morts et d'un milliard de dollars de perte. Le séisme a eu lieu à 80 km à l'Ouest d'Hokkaido et fut alors le plus gros séisme des 15 années précédentes. Le gros des dégâts occasionnés fut recensé à Okushiri, à 48 km au sud de l'épicentre. Cette île a été secouée dans un premier temps par le séisme puis fut devastée par un tsunami et par des incendies survenus ensuite (Risk Management Solutions, 2003).

Le 28 décembre 1994, le séisme de Honshu, de magnitude $M_{JMA}=7,5$, a eu lieu dans la fosse du Japon. Eloigné de 110 km à l'Est de la côte Nord de Honshu, il a été ressenti sur l'île principale comme au Sud d'Hokkaido. 2 personnes ont été tuées et 250 blessées. Ce séisme a également détruit ou endommagé 129 bâtiments, 29 routes et 6 portions de voies ferrées. En dépit de son importance, il n'a causé que des dégâts limités et cela est en accord avec ce qui est observé pour de tels événements localisés dans la fosse du Japon.

TAB. 2.4 – Quelques tremblements de terre importants en limite de plaque d’Okhotsk.

Année	Localisation	Nom	M_{JMA}	Dégâts	Région	Source du séisme
1833	au large de la côte de Shonai	Shonai-Ok	7,5	Importants	Tohoku	Okhotsk
1940	au large de la côte de Cape Kamui	Kamui Mi-saki	7,5	Limités	Hokkaido	Okhotsk
1964	Ouest de Niigata	Niigata	7,5	Importants	Hokkaido	Okhotsk
1983	Mer centrale du Japon	Nihonkai Chubu	7,7	Importants	Hokkaido	Okhotsk
1993	au large de la côte Sud-Ouest de Hokkaido	Hokkaido Nansei-Ok	7,8	Importants	Chubu	Okhotsk

Enfin, le 17 janvier 1995, la zone métropolitaine de Kobe-Osaka a été secouée par un violent tremblement de terre. C’est l’événement sismique le plus dévastateur depuis le Great Kanto Earthquake de 1923 et il est la cause de 6 400 morts, 26 000 blessés et 300 000 sans-abris. L’impact financier est estimé à 150 milliards de dollars. D’une magnitude moins importante que les précédents ($M_{JMA}=7,2$), la faible profondeur de l’hypocentre, la rupture en surface de la faille et à travers le centre de Kobe, et les incendies résultants expliquent cependant les importants dégâts occasionnés (Risk Management Solutions, 2003).

2.2 Bases de données exploitées pendant le projet de recherche

2.2.1 Les réseaux d’observation de mouvements forts du NIED : K-net et Kik-net

La sismologie des mouvements forts nécessite l’observation et l’étude des mouvements du sol occasionnés par des événements sismiques de magnitude suffisamment importante. Au Japon, suite au séisme meurtrier de Hyogoken-nanbu (Kobe, 6400 morts) du 17 janvier 1995, un projet a démarré qui consistait à grandement améliorer le système d’observation sismologique japonais. Un grand nombre de sismographes dédiés à l’étude des mouvements forts ont été installés de façon à couvrir uniformément tout le territoire japonais (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a,b, Fujiwara et al., 2004). C’est le National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) qui a élaboré ce réseau

TAB. 2.5 – Quelques tremblements de terre importants de type crustal.

Année	Localisation	Nom	M_{JMA}	Dégâts	Région	Source du séisme
1891	Préfecture de Gifu	Nobi	8,0	Très importants	Chubu	En terre
1896	Préfecture d'Akita	Rikuu	7,2	Importants	Tohoku	En terre
1914	Préfecture d'Akita	Akita Senboku	7,1	Importants	Tohoku	En terre
1914	Ile de Sakarajima	Sakarajima	7,1	Modérés	Kyushu-Okinawa	En terre
1922	Péninsule de Shimabara	Shimabara Hanto	6,9 & 6,5	Modérés	Kyushu-Okinawa	En terre
1925	Au Nord de Tajima	Kita-Tajima	6,8	Importants	Kinki	En terre
1927	Au Nord de Tango	Kita-Tango	7,3	Très importants	Kinki	En terre
1930	Au Nord d'Izu	Kita-Izu	7,3	Importants	Chubu	En terre
1931	A l'Ouest de Saitama	Nishi-Saitama	6,9	Modérés	Kanto	En terre
1943	Préfecture de Tottori	Tottori	7,2	Très importants	Chugoku-Shikoku	En terre
1948	Préfecture de Fukui	Fukui	7,1	Très importants	Chubu	En terre
1974	Au large de la péninsule d'Izu	Isu-Hanto-Okai	6,9	Modérés	Chubu	En terre
1978	Proche de la côte d'Izu Oshima	Izu Oshima Kinkai	7,0	Modérés	Chubu	En terre
1995	Préfecture Sud de Hyogo	Hyogo-Ken Nanbu	7,2	Très importants	Kinki	En terre

à dimension nationale. Une première étape a consisté en l'installation de 1034 stations disposée à la surface du sol, de sorte à couvrir le Japon. Ce premier réseau est appelé Kyoshin-network (K-net), où Kyoshin désigne "mouvement fort" en Japonais. Dans une seconde étape, un plan d'installation d'autres sismographes a été mis en oeuvre cette fois-ci pour permettre l'étude de probabilités d'occurrence des séismes sur le long terme, au moyen de la compréhension du phénomène sismique, et pour compléter la carte nationale de l'aléa sismique, au moyen de l'étude de la génération du mouvement fort. Parmi d'autres réseaux, le Kiban-Kyoshin network (Kik-net) rassemble 660 couples de stations qui sont installés à la surface du sol et au fond de puits de forage. Kiban désigne "principe essentiel" en Japonais (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a,b, Fujiwara et al., 2004).

K-net

Les 1034 stations sont installées sur tout le territoire avec une maille de 25 km, ce qui permet ainsi d'enregistrer dans la zone épiscopale d'un séisme crustal de magnitude supérieure ou égale à 7 le mouvement du sol correspondant. Les sismographes (K-NET95) sont à trois composantes et échantillonnent l'information à 100 Hz. Ils enregistrent un événement si le mouvement perçu dépasse une valeur de $2 \times 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$ et s'arrêtent après 30 s d'enregistrement d'un signal ne dépassant pas 10^{-3} m.s^{-2} . La résolution des stations est de $1 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$ et celles-ciaturent si l'accélération du sol dépasse 20 m.s^{-2} . La réponse des instruments est plate de 0 à 30 Hz et est au-delà approximativement celle d'un filtre de Butterworth, à 3 poles et de fréquence de coupure égale à 30 Hz. L'horloge des mesures est contrôlée par un signal GPS et est précise à 5 msec près (Kinoshita, 1998).

Sous chacune des stations, une caractérisation géotechnique a été effectuée jusqu'à 20 m de profondeur, fournissant ainsi les valeurs SPT de test standard de pénétration, les valeurs de densité, les profils de vitesse des ondes de compression et de cisaillement et les logs sédimentaires. Toutes les informations sont accessibles sur le web : <http://www.k-net.bosai.go.jp>

Kik-net

Les 660 stations situées en profondeur sont enfouies à plus de 100 m. Et tandis que les stations de K-net sont installées sur des sites sédimentaires épais, la plupart des stations de Kik-net sont disposées sur du rocher ou des sites sédimentaires fins. Cela à cause de la vocation haute-sensitivité de ce réseau. L'instrumentation de Kik-net est la même que celle de K-net, hormis en ce qui concerne la fréquence d'échantillonnage qui vaut 200 Hz. L'ordre du déclenchement de l'enregistrement jumelé surface-profondeur est donné par la station localisée au fond du forage si un seuil de $2 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-2}$ y est dépassé (Aoi et al., 2000a,b).

Le même type de caractérisation géotechnique que pour K-net a été pratiqué sur toute la profondeur des forages. La Figure 2.2 illustre ce que chacun des deux réseaux a pu enregistrer depuis le début de leur installation. Seuls les séismes utilisés au cours du projet de recherche figurent sur la carte principale. Les stations qui ont servi à l'étude sont repérées dans l'encart supérieure gauche. Toutes les informations sont accessibles sur le web : <http://www.kik.bosai.go.jp>

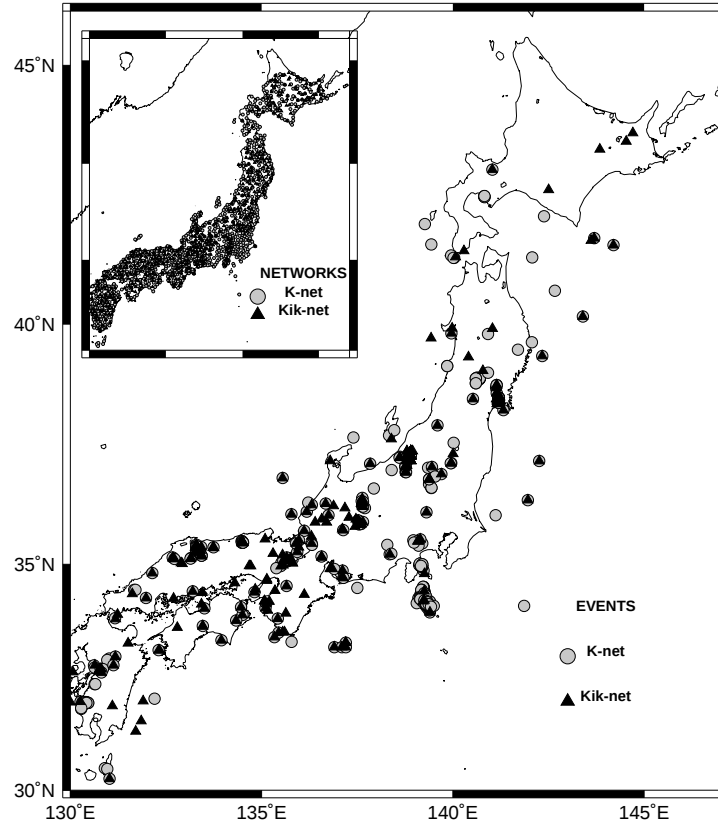


FIG. 2.2 – Localisation des événements sismiques observés par chacun des deux réseaux (graphique principal) et localisation des stations des deux réseaux (encart supérieur gauche). Seuls les événements utilisés dans l'étude sont précisés. Ils sont apparus entre le début de la mise en marche des réseaux et le mois d'octobre 2004 (voir texte).

2.2.2 Séismes crustaux et magnitudes élevées

Les enregistrements des mouvements forts réalisés par K-net sont accessibles sur le web à <http://www.k-net.bosai.go.jp>. Les enregistrements des mouvements forts réalisés par Kik-net se trouvent quant à eux sur le web à <http://www.kik.bosai.go.jp>. Dans le cadre de ce projet de recherche, deux bases de données ont été constituées en sélectionnant tous les enregistrements d'événements de magnitude M_{JMA} supérieure à 4,0 depuis la mise en marche des réseaux jusqu'en octobre 2004. Le réseau K-net est en fonctionnement depuis 1996, tandis que le réseau Kik-net l'est depuis 1998 seulement. Il faut cependant préciser que la base de données K-net constituée pour le travail de recherche présenté dans ce manuscrit ne rassemble entre août 2003 et octobre 2004 que des enregistrements d'événements de magnitude supérieure à 5,5. De plus, dans chacune de ces bases de

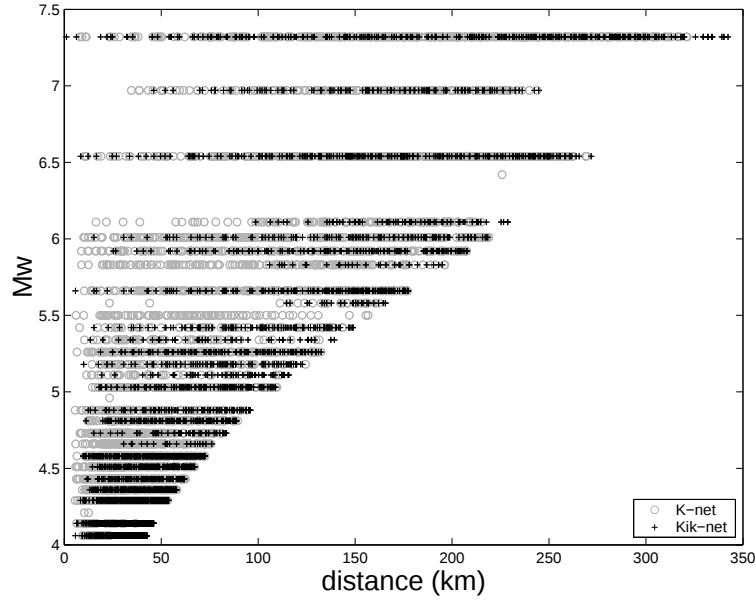


FIG. 2.3 – Répartition dans le plan magnitude-distance des enregistrements exploités au cours du projet de recherche et correspondant aux séismes localisés sur la Figure 2.2.

données ne figurent que les séismes de type crustaux dont la profondeur a été localisée dans les 25 premiers kilomètres de croûte (Y. Fukushima, communication personnelle, 2003). Le contexte de sismicité se rapproche ainsi du contexte de sismicité crustale de l'Europe occidentale. Et des parallèles pourront être ainsi établis entre les deux régions.

2.2.3 Statistiques des bases de données

Populations magnitude-distance

La Figure 2.3 présente les données dans le plan magnitude-distance. L'observation attentive de cette figure indique qu'une sélection a été effectuée pour ne conserver, pour chaque valeur de magnitude, que les enregistrements situés jusqu'à une distance seuil. L'objectif de cette sélection vise à diminuer considérablement l'impact qu'ont les stations non déclenchées sur les résultats d'analyse. En effet, un biais apparaît dès lors qu'une station localisée par exemple sur un sol meuble à grande distance de la source enregistre le mouvement du sol tandis qu'une autre station située sur un sol plus rigide à une distance moins grande n'enregistre pas ce séisme.

Le critère utilisé pour les deux bases de données K-net et Kik-net est hérité de l'étude de Fukushima & Tanaka (1990), et il a permis d'exclure les enregistrements pour lesquels une première loi prédictive de mouvement fort indiquait une valeur de PGA

TAB. 2.6 – Statistiques des deux réseaux de mouvements forts exploités au cours du projet de recherche. Le nombre d’enregistrements est à multiplier par 3 pour K-net, et par 6 pour kik-net.

K-net : 602 séismes et 896 stations							
Intervalle de Magnitude	[4,0 4,5]	[4,5 5,0]	[5,0 5,5]	[5,5 6,0]	[6,0 6,5]	[6,5 7,0]	> 7,0
Événements	307	216	48	18	7	3	3
Enregistrements	976	1065	665	596	344	597	452
Stations	354	360	362	422	309	578	357
Kik-net : 335 séismes et 537 stations							
Événements	231	66	18	10	5	3	2
Enregistrements	1314	882	502	344	184	349	287
Stations	330	353	213	207	160	334	224

inférieure à $0,1 \text{ m.s}^{-2}$ (Fukushima & Tanaka, 1990, et voir le Chapitre 4). Il faut néanmoins observer que cette valeur seuil est supérieure aux seuils de K-net et de Kik-net. Nous justifions ce filtre en précisant que nous ne nous intéressons qu’aux mouvements forts (voir la Section 1.1). Plusieurs méthodes sont possibles pour limiter les biais liés à la limite de déclenchement : pour son étude, Campbell (1997) édite une première fois une relation prédictive de mouvement fort puis l’applique ensuite comme filtre pour réitérer l’inversion. Au cours de la deuxième étape et pour chaque valeur de magnitude, seuls les enregistrements situés en deçà d’une valeur de distance ont été conservés. Il faut également mentionner la méthode de Joyner & Boore (1981) qui consiste à repérer la première station non déclenchée et à exclure tous les enregistrements situés au-delà. Enfin, Bragato (2004) s’affranchit de la connaissance des stations non déclenchées et propose une méthode de regression tronquée où le seuil de déclenchement des stations fluctue au cours du temps.

Le dépouillement des bases de données retenues pour le travail de thèse fournit les statistiques présentées dans la Table 2.6. La table indique le nombre d’événements sismiques présents dans chacune des bases de données et pour chaque intervalle de magnitude, renseigne sur le nombre de séismes correspondants, le nombre d’enregistrements (respectivement tri-dimensionnels et hexa-dimensionnels) présents, et le nombre de stations qui ont été déclenchées par les secousses. La base de données K-net, plus ancienne, a naturellement enregistré plus de séismes que Kik-net. Par ailleurs un effet de la différence de fonctionnement dans le déclenchement de l’enregistrement est d’ores et déjà visible : depuis la mise en place progressive du réseau Kik-net, 70% des événements crustaux enregistrés par celui-ci ont une magnitude inférieure à 4,5. Par comparaison, depuis 1996, la même population de séismes ne représente que 50% des événements crustaux enregistrés par K-net. Ceci implique que les petits séismes provoquent plus facilement en

profondeur une accélération du milieu supérieure à 0,2 gals qu'une accélération du sol en surface supérieure à 2 gals. Nous verrons plus loin (Section 2.2.4) que ce n'est pas le cas. La Figure 2.4 renseigne plus précisément sur les statistiques en présence. Le graphique supérieur indique le taux de stations déclenchées dans chaque intervalle de magnitude mentionné dans la Table 2.6. Les barres sombres correspondent au cas de K-net, tandis que les barres hachurées correspondent au cas de Kik-net. Il est clair que Kik-net enregistre proportionnellement plus de petits séismes que K-net. Cette différence s'estompe pour des magnitudes supérieures à 5,0 : Kik-net perçoit des petits séismes que K-net ne perçoit pas.

Les deux graphiques suivants de la Figure 2.4 révèlent par intervalle de magnitude le pourcentage d'enregistrements présents dans différents intervalles de distance. Par exemple, pour K-net, 90% des enregistrements d'un séisme de magnitude comprise entre 4,0 et 4,5 sont situés à moins de 50 km. Les autres 10% restent éloignés de moins de 100 km. De même, près de 80% des enregistrements d'un séisme de magnitude comprise entre 6,0 et 6,5 sont situés à parts égales dans les gammes de distances comprises entre 50 et 100 km, 100 et 150 km et 150 et 200 km. Les 20% restants se répartissent également à proches et lointaines distances. Une comparaison des deux derniers histogrammes montre que Kik-net enregistre proportionnellement plus de séismes à distance lointaine que K-net (par intervalle de magnitude, la proportion des grandes distances est plus importante pour Kik-net).

À la lumière de cette étude statistique, Kik-net est donc plus sensible à grande distance que K-net. En d'autres termes, lorsqu'une station de K-net reste aveugle devant un séisme, une station de Kik-net située à une distance comparable l'enregistre.

Description des sols

Comme indiqué précédemment, l'installation des deux réseaux a permis de procéder à une reconnaissance géotechnique des couches de sols situées sous la stations de surface. La Figure 2.5 montre par classe de sol, la variabilité existante. Chaque classe de sol a été établie au moyen des recommandations EC8 (voir la Table 4.3, dans le Chapitre 4). L'examen des valeurs de vitesse atteintes dès 100 m de profondeur met en évidence que la variabilité des profils de sol est grande au sein d'une même classe. En effet, ce critère de classement ne permet pas de classer les sols de façon satisfaisante sur toute la profondeur du forage. Si les vitesses des ondes de cisaillement des couches de sol situées à 100 m de profondeur atteignent très fréquemment des valeurs de vitesse correspondant à des roches dures, où des comportements significatifs de mécanique non linéaire des sols ne sont plus possibles, il apparaît néanmoins que le critère de classement des sols ne suffit pas pour

décrire ces sols avec fiabilité au delà de 30 m de profondeur, où il y a une grande variabilité des profils de vitesse.

2.2.4 Différences entre K-net et Kik-net

Un exercice de régression sur les jeux de données arrangées selon la Table 2.6, en sous-bases distinctes à chaque incrémentation de 0,5 de la magnitude (à la nuance que les séismes de magnitude supérieure à 6,5 constituent une seule population pour cet exercice), a été réalisé à l'aide de l'Equation 1.1 afin d'obtenir une relation prédictive de mouvement fort pour le *PGA* et d'évaluer les différences qui peuvent apparaître entre ces deux bases de données.

Cet exercice a permis d'obtenir la Figure 2.6 : elle compare les *PGA* enregistrés (cercles pour K-net, triangles pour Kik-net) aux prédictions réalisées (alternance de traits et de points pour K-net, longs traits discontinus pour Kik-net) pour chaque scenario représenté. Cette figure montre deux choses :

- d'abord aux magnitudes élevées, les médianes des prédictions sont presque identiques pour chacun des deux réseaux ; tandis que ce n'est pas le cas aux faibles magnitudes,
- ensuite, l'observation des données enregistrées montre qu'il y a une lacune en accélérations faibles pour K-net (cercles noirs), comparativement à Kik-net (triangles gris), pour les faibles magnitudes. Cette différence se répercute dans les prédictions relatives des deux réseaux à de telles magnitudes ($M_w = 4, 1$, $M_w = 4, 6$ et $M_w = 5, 2$).

Cette dernière observation est troublante puisque les stations de K-net ont un seuil de déclenchement qui vaut $0,02 \text{ m.s}^{-2}$ et qu'il semble qu'elles n'enregistrent plus dès $0,10 \text{ m.s}^{-2}$ pour les magnitudes $M_w = 4, 1$, $M_w = 4, 6$ et $M_w = 5, 2$. La raison de ce phénomène reste inexpliquée ; en revanche ce phénomène explique très probablement que K-net ne comporte, en proportion, que "peu" de petits séismes, comparativement à Kik-net (voir le diagramme supérieur de la Figure 2.4). Il faut de plus remarquer sur la Figure 2.6 que c'est le réseau K-net qui enregistre les plus hauts *PGA*, à distance fixée (il y a très peu de triangles au-dessus des cercles) ; ceci est dû au fait que K-net est principalement sur des sols plus épais que Kik-net, où une amplification due au site est possible (Borcherdt et al., 1979, Joyner et al., 1981, Seed et al., 1988).

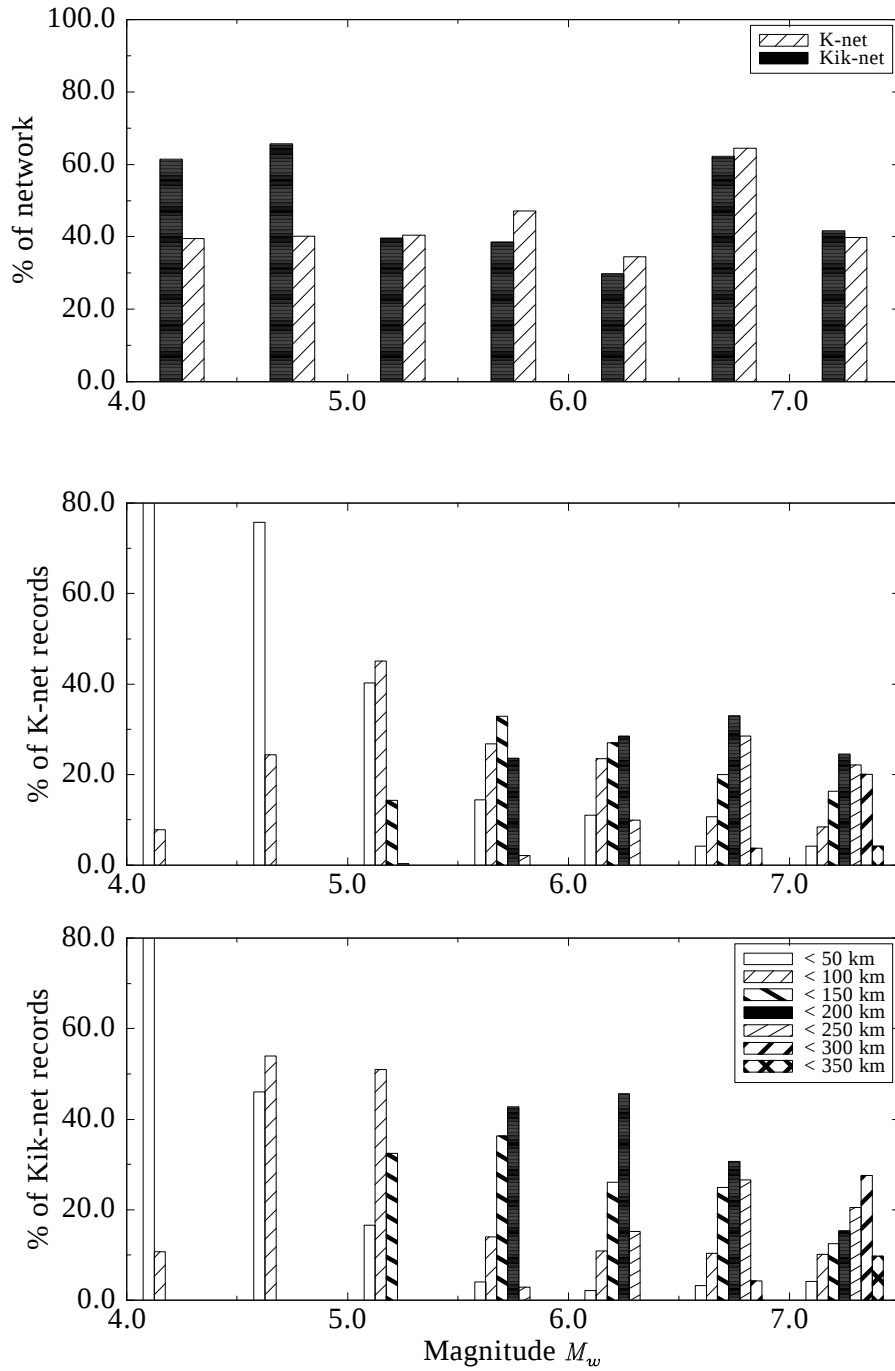


FIG. 2.4 – Statistiques des deux réseaux. Pour chaque intervalle de magnitude, les barres indiquent le pourcentage de stations qui ont repéré un événement de magnitude comprise dans l'intervalle considéré (en haut), et la distribution en distance des enregistrements correspondants (deux graphiques du bas). La somme des valeurs représentées sur chaque intervalle de magnitude vaut 100%.

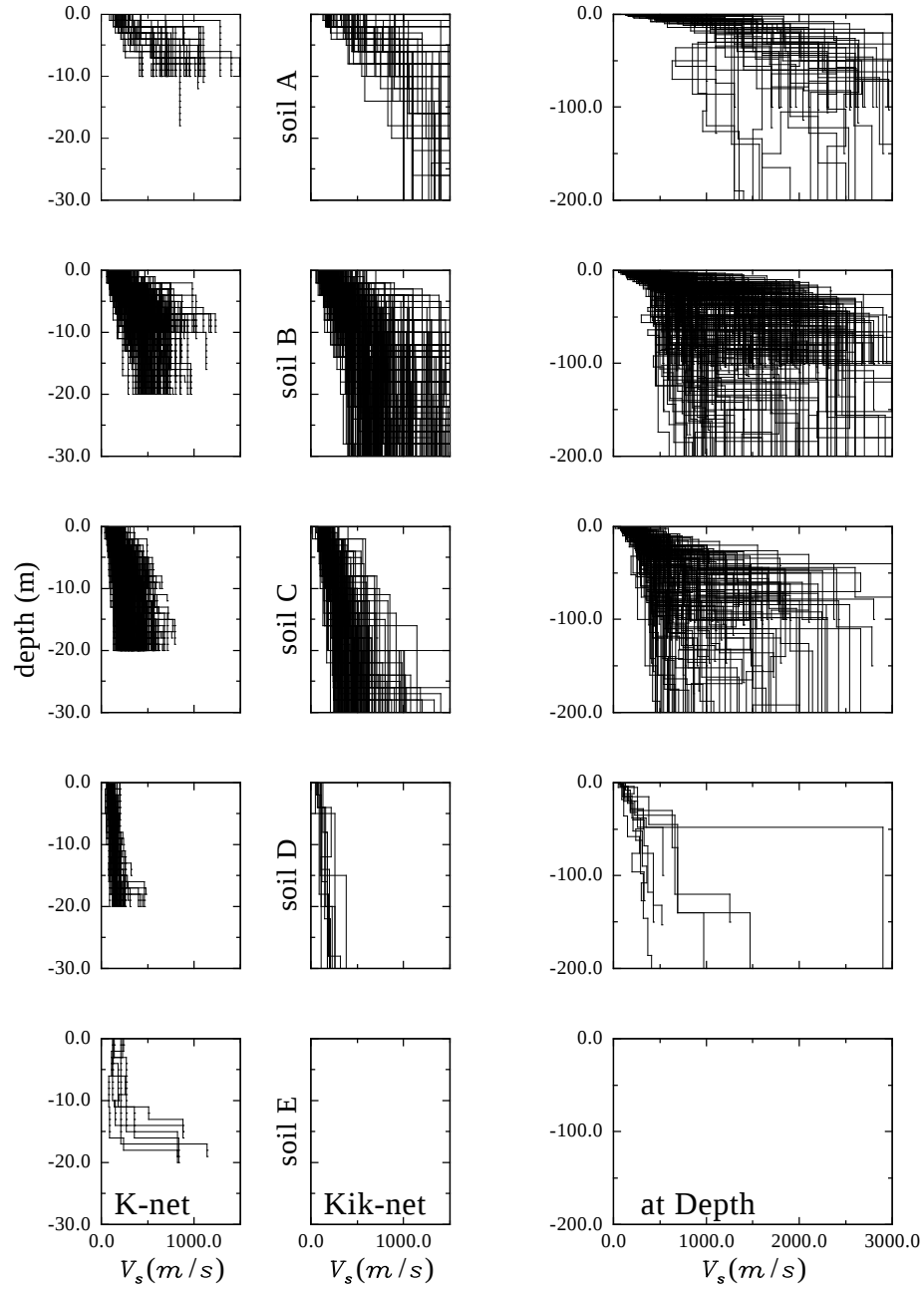


FIG. 2.5 – Profils de vitesse des sols classés d’après les critères de l’Eurocode 8 (voir la table 6.4, dans le Chapitre 4). Le cas de K-net est présenté à gauche. Celui de Kik-net est montré au milieu, sur les 30 premiers mètres de profondeur, et à droite, sur les 200 premiers mètres des forages. Il faut noter qu’il n’y a pas de sol de classe *E* parmi les sols de Kik-net.

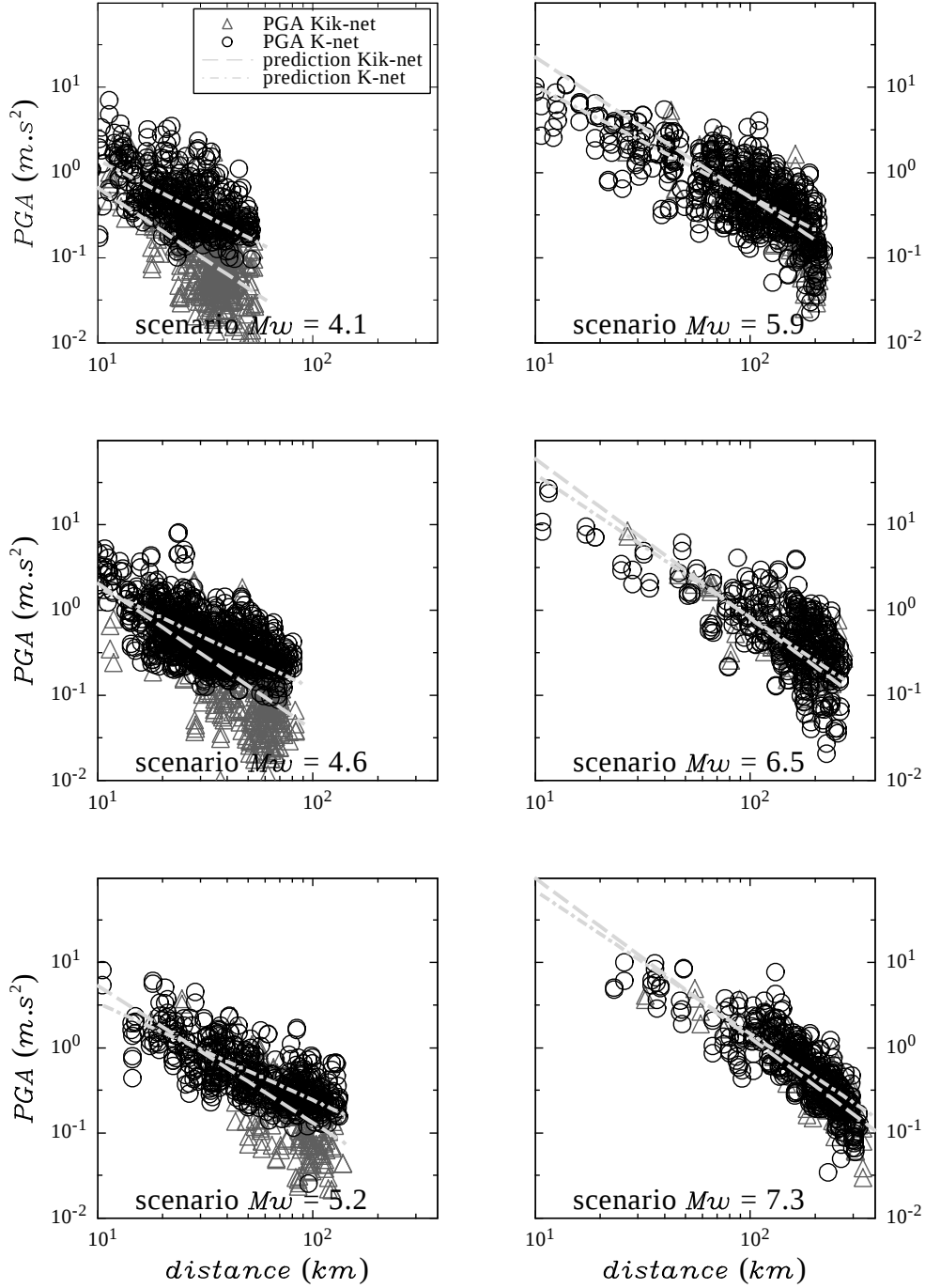


FIG. 2.6 – Attenuations du PGA avec la distance, prédites par K-net et Kik-net, et comparaison avec les données enregistrées en surface pour un sol de type C . Les régressions ont été réalisées sur les jeux de données décrits dans la Table 2.6 (chaque incrément de 0,5 en magnitude représente un jeu de données). Il faut noter pour les faibles magnitudes que les stations du réseau K-net n'ont pas enregistré de faibles valeurs d'accélération.

-PARTIE II-

L'ACTION SISMIQUE :

LE SPECTRE DE RÉPONSE EN
ACCÉLÉRATION

Chapitre 3.

Philosophie de l'Eurocode 8 et du calcul sismique

3.1 L'Eurocode 8 : une optique de protection

L'Eurocode 8 est l'un des Eurocodes qui définissent une norme européenne de construction. Entamée en 1971 par une directive des marchés publics de travaux, la procédure d'élaboration des Eurocodes (10 ensembles de textes, 58 parties soit 5000 pages environ éditées par le Comité Européen de Normalisation) s'achève en 2005. Les états membres de l'Union Européenne et de l'Association Européenne de Libre-Echange reconnaissent les Eurocodes comme documents de référence. En pratique, ils servent à prouver la conformité des ouvrages de bâtiment et de génie civil aux exigences essentielles de la Directive de la Commission "Produits de construction" (89/106/EEC) ; particulièrement à l'exigence essentielle de résistance mécanique et de stabilité et en partie à l'exigence essentielle de sécurité en cas d'incendie. Les documents servent également à l'établissement de contrats pour les constructions et les services d'ingénierie, et à l'établissement de spécifications techniques harmonisées relatives à des produits de construction. D'autre part, les Eurocodes sont prévus pour améliorer le fonctionnement du marché unique pour les produits et les services d'ingénierie en éliminant les obstacles dus aux différentes pratiques nationales codifiées pour l'évaluation de la fiabilité structurale. Et enfin, ils sont prévus pour améliorer la compétitivité de l'industrie européenne de la construction et des services connexes, dans les pays situés hors Union Européenne.

Les Eurocodes traitent principalement des règles de calcul des structures et des différentes actions qui peuvent s'exercer sur celles-ci. Ils développent les thématiques liées aux matériaux utilisés dans la construction et les Eurocodes 7 et 8 se consacrent aux règles en géotechnique et aux sollicitations sismiques.

Il est prévu également des publications d'annexes nationales qui ne doivent en aucune sorte contredire les directives Européennes. C'est dans ce cadre que s'insère le prochain

Chapitre 4. Il a en effet pour objet de tester les formes spectrales définissant l'action sismique (voir Betbeder-Matibet (2003) pour l'utilisation qui en est faite) dans l'Eurocode 8 en les confrontant à une base de données très complète et très bien renseignée (K-net).

3.2 Préambule au Chapitre 4

3.2.1 Méthodologie de l'analyse

Ce prochain Chapitre 4 présentera des résultats obtenus à partir d'analyses réalisées sur la base de données K-net (voir la description de la base de données dans la Section 2.2). Les principes et objectifs de l'analyse sont clairement exposés dans la Section 1.2.2.

Il s'agit ici de présenter succinctement la méthodologie adoptée par le code de régression développé par Fukushima & Tanaka (1990) : la régression en deux étapes a été introduite par Joyner & Boore (1981), elle a pour objet de distinguer en un premier temps une atténuation du mouvement avec la distance puis de considérer l'amplification du mouvement avec la magnitude. Au cours de la seconde étape de l'analyse, le poids affecté à chaque événement est le même, quel que soit le nombre d'enregistrements, et pour cette raison, toute erreur réalisée au cours de la première étape se propage au cours de la seconde (Masuda & Ohtake, 1992). Fukushima & Tanaka (1990) ont cependant amélioré la méthode de Joyner & Boore (1981) en minimisant la propagation de l'erreur d'une étape à l'autre. Ainsi, le terme d'atténuation en distance est déterminé le premier (il s'agira de $b(f)$ dans l'Equation 4.4), puis les termes d'amplification avec la magnitude et d'ajustement avec le site (respectivement $a(f)$ et $S_k(f)$, $k=1, 2, \dots, 5$) sont calculés en utilisant la valeur de $b(f)$ préalablement déterminée.

3.2.2 Identité du Peak Ground Acceleration (PGA) et de la valeur à 100 Hz de l'Acceleration Response Spectra ($SA_{0.01s}$)

Caractérisation de l'action sismique par le spectre de réponse

L'évaluation de l'aléa sismique sur un site donné consiste à déterminer les mouvements sismiques les plus agressifs dont on doit considérer l'occurrence sur ce site comme possible. Mais une valeur d'accélération ou de vitesse ne suffit cependant pas pour caractériser une action sismique et c'est pourquoi on utilise le spectre de réponse pour le dimensionnement parasismique (Betbeder-Matibet, 2003). Si on considère le système représenté sur la Figure 3.1, c'est-à-dire un oscillateur simple constitué d'une masse m reliée à un support par un ressort de raideur k et par un amortisseur visqueux de constante c ,

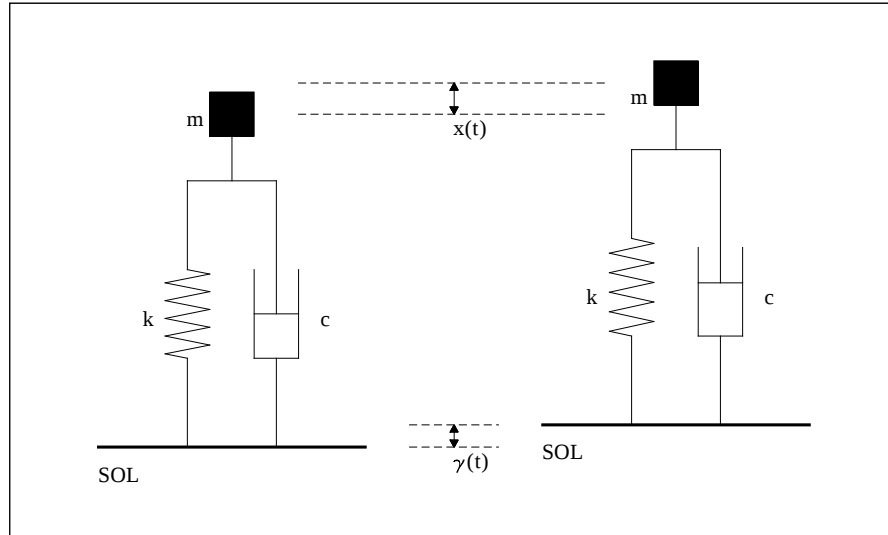


FIG. 3.1 – Oscillateur simple soumis à un mouvement vertical du sol initié par l'arrivée d'une onde sismique. À gauche l'état d'équilibre, à droite l'état perturbé.

et que l'on envisage sa réaction à une onde sismique occasionnant un déplacement $\gamma(t)$ du sol, alors on peut écrire l'équation du mouvement de la masse par rapport au support comme :

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} + c \frac{dx}{dt} + kx = -m \frac{d^2 \gamma}{dt^2} \quad (3.1)$$

En posant la pulsation $\omega = (k/m)^{1/2}$ et l'amortissement réduit $\epsilon = (1/2)c(mk)^{-1/2}$, on peut réécrire l'équation précédente :

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + 2\epsilon\omega \frac{dx}{dt} + \omega^2 x = \frac{d^2 \gamma}{dt^2} \quad (3.2)$$

La solution de cette équation avec les conditions initiales $x(0) = 0$ et $dx(0)/dt = 0$, est donnée par l'intégrale de Duhamel :

$$x(t) = -\frac{1}{\omega\sqrt{1-\epsilon^2}} \int_0^t \gamma(\tau) \exp[-\epsilon\omega(t-\tau)] \sin[\omega(t-\tau)\sqrt{1-\epsilon^2}] d\tau$$

Le spectre de réponse est un diagramme représentant, pour un amortissement réduit ϵ donné, la variation du spectre en pseudo-accélération ou en pseudo-vitesse en fonction de ω . Cet outil est très intéressant dans la mesure où la réponse linéaire d'une structure s'obtient en combinant les réponses de ses modes propres en vibrations qui se comportent comme des oscillateurs simples indépendants (Betbeder-Matibet, 2003). Le spectre de réponse fournit donc pour un accélérogramme donné, la réponse maximale d'un ensemble quelconque de modes propres, d'où l'on peut facilement déduire une estimation de la

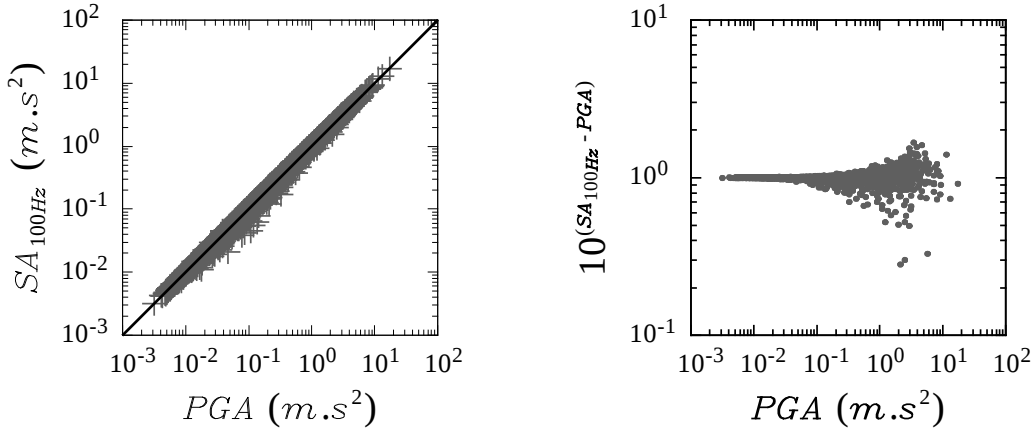


FIG. 3.2 – Comparaison des valeurs d'accélération maximale perçue et de l'accélération spectrale à 100 Hz calculée pour l'établissement des spectres de réponse.

réponse maximale d'une structure quelconque. Une illustration en est donnée sur la Figure 1.1.

Identité de PGA et $SA_{0,01\ s}$

Ce qui précède (en particulier l'Equation 3.2) présente la façon dont le spectre de réponse est calculé. Dans toute la suite du projet de recherche, les données accélérométriques sont filtrées entre 0,25 et 25 Hz au moyen d'un filtre de Butterworth acausal à 4 pôles (voir le Chapitre 4) avant de procéder au calcul des spectres de réponse correspondants. Au cours de ce calcul, la fréquence maximale envisagée pour l'oscillateur libre est de 100 Hz ; à titre informatif, toutes les fréquences sont renseignées dans la Table 4.8. Dans toute la suite également, il est supposé que $SA_{0,01\ s} = PGA$ et les conclusions énoncées sont valables dans cette limite.

Cette section teste la validité de cette égalité : après calcul des spectres, il faut comparer $SA_{0,01\ s}$ et PGA pour tous les enregistrements de surface. La Figure 3.2 présente de deux façons l'erreur réalisée par une telle approximation. C'est particulièrement aux valeurs élevées de PGA que la différence peut devenir significative. Ceci reste encore inexpliqué. Par exemple, pour les points de la figure de droite qui s'écartent significativement de la droite horizontale $SA_{100\ Hz} - PGA = 0$, l'erreur réalisée peut atteindre 25%. En règle générale cependant, supposer $SA_{0,01\ s} = PGA$ reste une bonne hypothèse.

Distinction essentielle entre le spectre de Fourier et le spectre de réponse

Il faut garder à l'esprit que ces deux spectres sont de nature très différente :

- le spectre de Fourier fournit, à chaque fréquence du signal, la contribution correspondante incluse dans l'accélération du sol.
- Le spectre de réponse fournit, à chaque fréquence propre d'un oscillateur, l'accélération maximale transmise, en réponse à la sollicitation sismique.

Une comparaison directe entre ces deux objets n'a donc pas de sens. Néanmoins, il existe des relations entre eux :

- le spectre de réponse calculé avec un amortissement nul est égal au spectre de Fourier.
- Le *PGA* est égal à l'accélération spectrale à fréquence infinie, pour laquelle l'oscillateur vibre en phase avec le sol.

Chapitre 4.

Eurocode 8 design response spectra evaluation using the K-net japanese database

GUILLAUME POUSSE*, CATHERINE BERGE-THIERRY and LUIS FABIAN BONILLA

*Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire,
B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France*

** guillaume.pousse@irsn.fr
* and at L.G.I.T, B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

PIERRE-YVES BARD

*Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique,
B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

Published in Journal of Earthquake Engineering (Pousse et al., 2005a)

Abstract

The Eurocode 8 (EC8) currently proposes two standard shapes for the design response spectra. Type 1 spectra are enriched in long period and are suggested for high seismicity regions. Conversely, Type 2 spectra are proposed for low to moderate seismicity areas (like France), and exhibit both a larger amplification at short period, and a much smaller long period contents, with respect to Type 1 spectra. These propositions, however, were constrained using few events mostly recorded on analog instruments. In the present study, we use the Japanese high quality digital K-net array in order to evaluate the proposed EC8 response spectra. Furthermore, all K-net stations have geotechnical characterization. We first constructed a database of shallow events, depth less than 25 km, to avoid subduction related records. The database spans six years of seismicity from 1996 until 2003. Thus, 591 events were selected with moment magnitude between 4 and 7.3, recorded at 691 stations, giving a total of 6812 two horizontal components accelerograms. Using these records, we computed spectral ground-motion prediction equations and we used them to review the shape of the proposed EC8 spectra. In particular, we studied the plateau-PGA ratio level, the period interval where this plateau is constant, and site amplification effects. The results show surprisingly that the Type 2 rock better envelope the Japanese data. Another interesting observation is that the K-net data corresponding to all soil classes are rich in short periods around 0.1 s. This characteristic has not been observed in other worldwide databases. Normalized empirical predictions show a widening of the plateau as the soil conditions degrade. This suggests that the Type 2 EC8 spectra do not cover enough the long periods for EC8-soil classes *C*, *D* and *E*. Finally, the computed ground-motion prediction equations show that the peak ground acceleration (PGA) is nearly invariant to the soil conditions. Soil effects are mainly seen in the shape and plateau level.

4.1 Introduction

The Eurocode 8 (EC8) building code recommends the use of two design acceleration response spectra : Type 1 spectra for countries with high seismicity, and Type 2 spectra for countries with low to moderate seismicity, respectively. These spectra, however, were constructed using few data, Table (4.1), and mostly from analogue instruments (Eurocode 8 commentaries, 2000). This table also shows that moderate to large events were used to characterize Type 1 spectra zones ; whereas small to moderate events are linked to Type 2 spectra areas. For comparison purposes, the data from the Japanese K-net database used in this study are also shown. The detailed description of these data is given in the oncoming section. A close view of the earthquake data related to Type 2 spectra has shown that the design acceleration response spectra for EC8-soils *C* and *D* (average shear wave velocity below 360 m/s and 180 m/s, respectively) underestimate the average response spectra amplitude at long period (Eurocode 8 commentaries, 2000). Needless to say that the main difficulty to conceive building code spectra is the lack of data describing all possible magnitude, distance, and site condition configurations. In particular, this task is quite challenging when moderate to low seismicity areas are involved. In addition, the

TAB. 4.1 – Data used for elaborating the EC8 design spectra and data used in this study.
 (*) It includes the two horizontal components.

EC8 - Type 1						
Soil Type	A	B	C	D	E	Total
Events	3	4	5	3	1	16
Sites	4	5	10	3	5	27
Records(*)	10	16	22	6	10	64
Magnitude interval	[6 6.9]	[6 7]	[6.7 7.3]	[5.8 7.1]	[6.9]	[5.8 7.5]
EC8 - Type 2						
Events	6	20	7	3	Na	36
Sites	3	5	10	3	Na	21
Records(*)	18	48	20	<i>cf. Type 1</i>	Na	86
Magnitude interval	[4 5.5]	[4 5.8]	[5.4 5.8]	<i>cf. Type 1</i>	[Na Na]	[4 5.8]
K-net						
Events	91	408	502	106	15	1122
Sites	35	315	293	43	5	691
Records(*)	266	3008	3036	454	48	6812
Magnitude interval			[4 7.3]			[4 7.3]

lack of knowledge of precise soil information makes more difficult the use of computed response spectra at some instrumented sites. The latter is almost generalized in Europe. As an attempt to overcome this lack of data, we evaluate the recommended EC8 spectral shapes using the Japanese K-net data. This dense array has been recording high quality digital accelerograms from numerous earthquakes since 1996. In addition, the stations have a good geotechnical characterization (Kinoshita, 1998), which is also completed with the Kiban-Kyoshin Network, Kik-net stations, (Aoi et al., 2000b). In this study, we conduct a statistical analysis of the response spectra of the K-net database in order to study the shape of the proposed EC8 spectra : in particular the plateau-PGA ratio, the period interval where this plateau is constant, and the soil effects. Finally, with the light of these results, we propose alternative spectra for all soil conditions for Metropolitan France.

4.2 The K-net database

In this study, the Japanese Kyoshin network (K-net) is used to evaluate the proposed EC8 spectra. The K-net array consists of near one thousand 3-component digital accelerometers deployed roughly every 25 km from each other. In addition, each site has a geotechnical characterization with *P*- and *S*-wave logs, Standard Penetration Test values (SPT), and lithology information (Kinoshita, 1998). Figure (6.2) shows the geographical distribution of the data used in this work. The events are shown in the main box and the

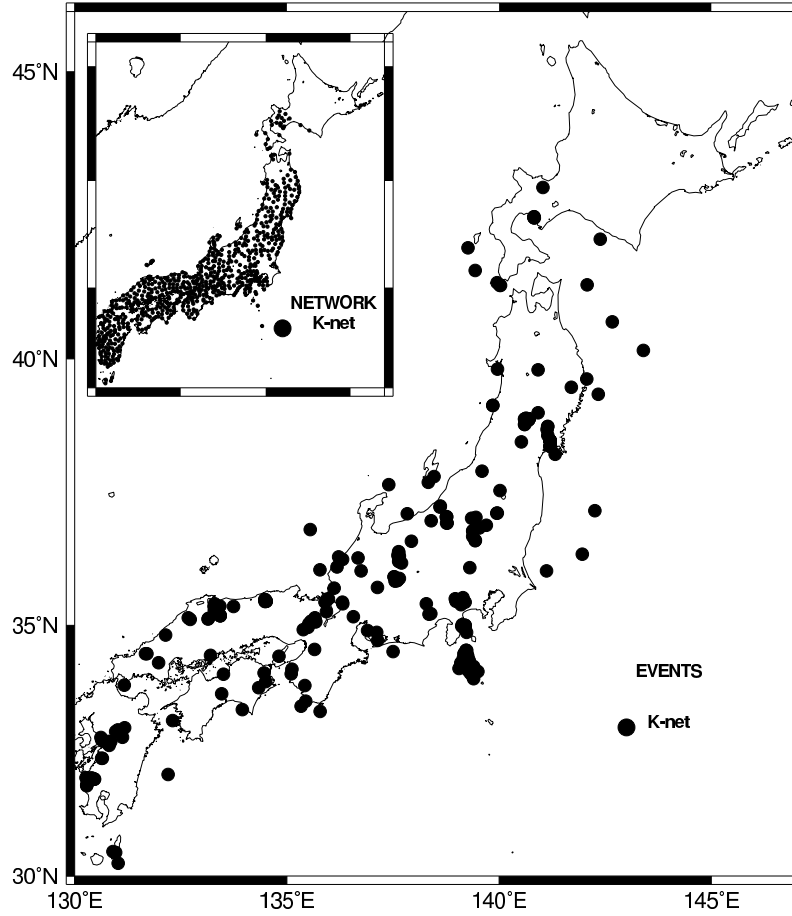


FIG. 4.1 – Events and recording stations used in this study.

station distribution is presented in the upper left corner. The frequency response of the strong motion accelerometers (K-NET95) is flat from DC to 30Hz. The response above 30Hz is approximated by a 3-pole Butterworth filter with a corner frequency of 30Hz. Additionally, the accelerometers have a wide dynamic range, with a resolution equal to 1×10^{-5} m/s/s. All signals are recorded at a sampling rate of 100Hz (Kinoshita, 1998, Fujiwara et al., 2004). In order to allow comparisons with previous works, we filtered uniformly each signals between 0.25 and 25Hz (Berge-Thierry et al., 2003, Sabetta & Pugliese, 1996) with a non causal 4 poles Butterworth filter.

4.2.1 Data processing

The K-net and Kik-net data are available at <http://www.k-net.bosai.go.jp> and at <http://www.kik.bosai.go.jp>, respectively. All K-net records between 1996 and August 2003

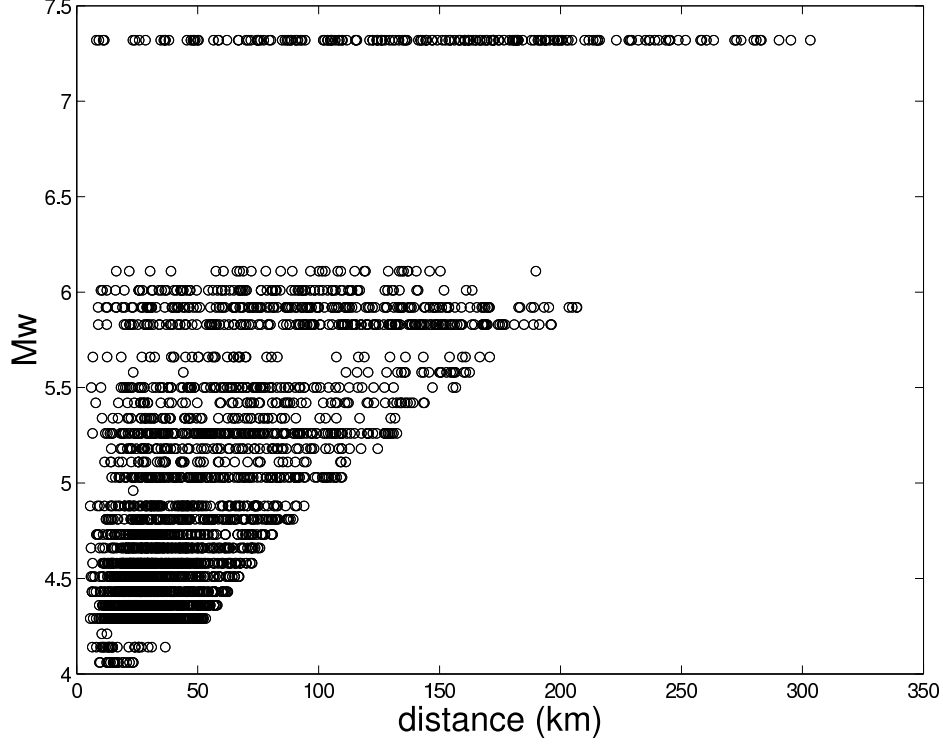


FIG. 4.2 – Moment magnitude versus closest distance to the source distribution for the K-net data used in this study. The database contains 591 events corresponding to 6812 records, EW and NS components combined.

were downloaded; and a further selection criteria was performed to have events with moment magnitude greater than 4 and depth less than 25 km in order to avoid subduction related records and to remain close to the tectonic conditions in France. An additional quality control was made taking into account the common events recorded by both K-net and Kik-net stations, so that the event magnitude in the information header was the same. This verification led the correction of two magnitude events (4.4 and 4.3 recorded by K-net on 26/07/2003 and 27/07/2003, respectively), whose actual magnitude was 3.9 after Broadband Seismograph Network, F-net, (<http://www.fnet.bosai.go.jp>). Furthermore, a magnitude-distance filter was applied (Fukushima & Tanaka, 1990), which eliminates data having comparable PGA levels for stations located close to low magnitude seismic sources, and those stations recording large magnitude regional events. Eq. (4.1) represents this PGA threshold (represented in cm/s/s),

$$0.40M_{jma} - \log_{10}(X) - 0.00164X + 1.18 \geq \log_{10}(10) \quad (4.1)$$

where M_{jma} is the Japanese magnitude and X is the hypocentral distance in km. If we performed the regression for the spectral acceleration including the data at large distances from the source, the estimated attenuation rate might be smaller than the real one (Fukushima & Tanaka, 1990). Thus, we do not use the data observed at very long distances where the average acceleration level was predicted to be less than a reference acceleration value, which is the trigger level of older sensors used in Japan. The same empirical relation is used by the WWW K-net server to produce a PGA map after an earthquake. This reference acceleration value is equal to 0.1 m/s/s (Fukushima & Tanaka, 1990, Kinoshita, 1998). At the end, we keep 591 events corresponding to 6812 two component records. Finally, an additional visual inspection was performed on these data in order to check for glitches and to keep only the main event if multiple events were recorded in the time series.

In order to compare our results with other studies, we first converted the Japan Meteorological Agency magnitude provided by the Kyoshin-network server (Kinoshita, 1998) into the moment magnitude using the equations Eq. (4.2) (Fukushima, 1996), and Eq. (4.3) (Kanamori, 1977) :

$$\log_{10}(M_0^{-1} + 10^{-17} M_0^{-\frac{1}{3}}) = -1.10 M_{jma} - 17.92 \quad (4.2)$$

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_0)}{1.5} - 10.7 \quad (4.3)$$

Secondly, the distance definition chosen in this study is the hypocentral distance. As explained later, we adopted a simple point source model in our approach. However, for ten large events enumerated in Table (4.2), where the source dimensions are known, we computed the source-receiver distance as the closest distance to the fault plane (depth included). Figure (4.2) shows the moment magnitude versus closest distance to the source distribution. We can observe a good coverage of magnitudes and distances in spite of the gap between 6.1 and 7.3 events. Indeed, there was only two events with magnitude greater than 7.0. The final database consists of events with moment magnitude between 4.1 and 7.3 and distances between 5.5 and 303 km.

4.2.2 Soil conditions

The K-net data also provide geotechnical characterization for each station (Kinoshita, 1998). This information consists of lithology description, velocity profile for both P - and S -waves, and SPT values. Following the EC8 soil characterization, Table (4.3), we proceed to bin each K-net station accordingly. For comparison purposes, the NEHRP

TAB. 4.2 – Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. (1, 7, 8, 10) <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/index-e.html>, (2) http://quake.wr.usgs.gov/research/deformation/modeling/papers/2003/Toda_Stein_JGR_03.pdf, (3) <http://www.sevo.hyushu-u.ac.jp/kenkyu/kag5-13t-e.html>, (4) http://www.soc.nii.ac.jp/jsdnds/contents/jsdn_back_number/jsdn_21_2_53.html, (5) <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00jul/p02-e-htm>, (6) <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00jul3/p02-e-htm>, (9) <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/tdmt/20010224215300/update1/index-j.html>.

Date	Magnitude JMA	Length km	Width km	Prefecture (Reference)
11/08/1996	5.9	10	5	Miyagi (1)
26/03/1997	6.2	15	7.5	Kagoshima (2)
13/05/1997	6.2	10	5	Kagoshima (3)
25/06/1997	6.1	10	5	Yamagushi (4)
01/07/2000	6.4	15	7.5	Kozushima (5)
15/07/2000	6.2	10	5	Nijima Isl. (6)
30/07/2000	6.4	15	7.5	Miyakejima (7)
06/10/2000	7.3	20	10	Tottori (8)
25/02/2001	5.8	12	10	Fukushima (9)
18/12/2001	7.3	28	18	Yonaguni (10)

classification (NEHRP, 2000) is also listed in Table (4.3). Four EC8 categories are similar to those proposed in the NEHRP classification and EC8-soil class *E* corresponds to soils having a strong impedance factor. However, as already pointed out by Boore and Atkinson 2003 and Boore 2004, the K-net stations have geotechnical information only in the first 20 m. They proposed a statistical method to reclassify these stations based on other borehole data. In their study they used Californian boreholes; however, in our case we take advantage of the Kik-net data, where borehole characterization exists up to 100 and 200 m depth (Aoi et al., 2000b). The procedure is as follows (Boore, 2004) :

- We extract for each 552 Kik-net borehole station the shear wave velocity for the layer located at GL-30m, $V_{z=30}^{kik-net}$.
- For a given K-net site we extract the velocity value of the last layer located at GL-Xm, $V_{z=X}^{k-net}$. In addition, we also get the velocity of the layer at the same depth for the set of the Kik-net boreholes $V_{z=X}^{kik-net}$.
- We then compute the $V_{z=30}^{kik-net}/V_{z=X}^{kik-net}$, and construct the inverse cumulative probability distribution of this ratio, Figure (4.3).
- With the known V_{s30}^{k-net} for a given K-net station, we compute the shear wave velocity of the layer at GL-30m, $V_{z=30}^{k-net}$, that makes this station to change to a stiffer class, Table (4.3).
- By random generation of numbers between 0 and 100, and comparing the inverse

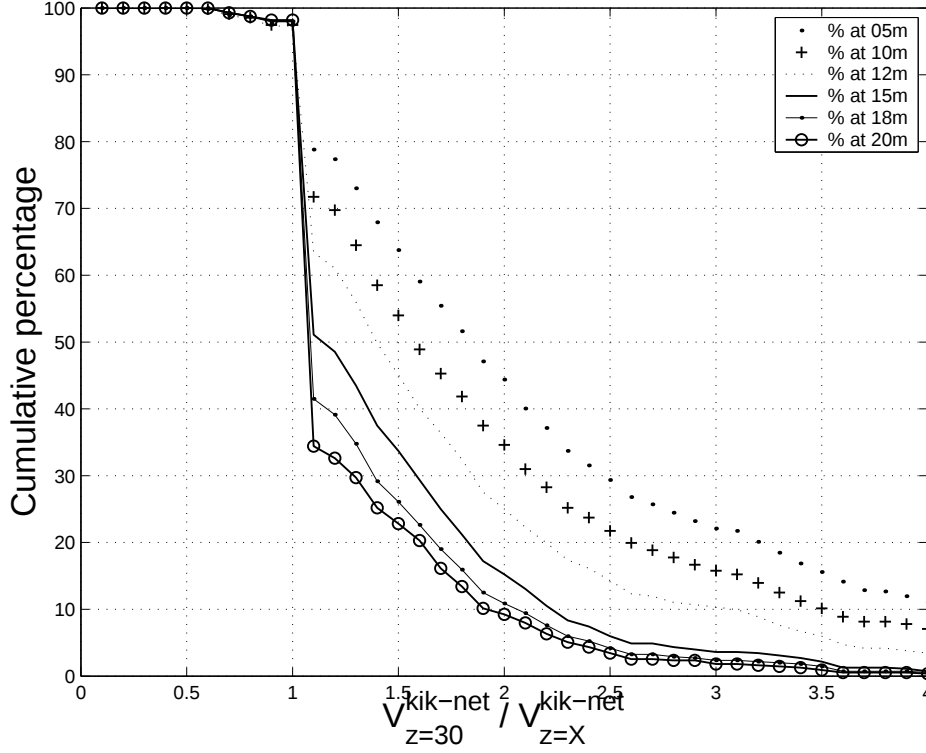


FIG. 4.3 – Cumulative probability for Kik-net soil ratios $V_{z=30}^{kik-net} / V_{z=X}^{kik-net}$, and X equals to 5, 10, 12, 15, 18 and 20 meters. 552 Kik-net stations are used in this analysis.

cumulative probability distribution shown in Figure (4.3), we then accept or reject the hypothesis that the site changes to a stiffer class.

For example, two soils type D having geotechnical investigation up to GL-12m and GL-20m, the required ratio to change the soil to type C is equal to 2. The shallower hole has a larger probability (25%) than the deeper one (10%) to succeed. By such statistical rearrangement, we modified the number of stations (records) on each soil classes as shown in Table (4.4). In order to verify the stability of such a process, we iterated the soil classification procedure until we get 4 other possible station rearrangement combinations. In addition, as a reference we add the Kik-net statistics for a total of 463 stations and 4934 records, corresponding to the same data processing done with the Kik-net dataset. This stable statistical exercise has strong implications on the reclassification of soils type A . For example, the population of stations located on soil A goes up from 4 to 35 in this study. Concerning the rearrangement in terms of number of records, we increased the population from 20 to 266 records. This MonteCarlo process had a great impact on the behavior of the soil type A in our regression as it will be shown later. Their behavior was

TAB. 4.3 – EC8 and NEHRP soil classification.

Soils	EC8 Values ($m.s^{-1}$)	NEHRP Values ($m.s^{-1}$)
A	> 800	> 1500
B	> 360 and < 800	> 760 and < 1500
C	> 180 and < 360	> 360 and < 760
D	< 180	> 180 and < 360
E	soil D or C underlain in the first 20m with a stiffer soil layer of $V_s30 > 800$	< 180

TAB. 4.4 – Influence of several MonteCarlo redistributions on the number of stations (and number of records), for each class of soil.

Soils	A	B	C	D	E
Original	4 (20)	281 (2680)	343 (3504)	58 (560)	5 (48)
Modified (shown in this study)	35 (266)	315 (3008)	293 (3036)	43 (454)	5 (48)
Modified 2	33 (186)	322 (3072)	281 (3008)	51 (502)	4 (44)
Modified 3	31 (286)	325 (3012)	281 (2970)	49 (496)	5 (48)
Modified 4	41 (260)	319 (3098)	278 (2938)	48 (468)	5 (48)
Modified 5	28 (188)	335 (3154)	274 (2944)	49 (478)	5 (48)
Kik-net	52 (504)	283 (3092)	121 (1288)	7 (50)	0 (0)

indeed improved, becoming less sensitive to particular records that had previously a large amplification around 0.07 s (15Hz). The 4 stations that were first found belonging to type *A* are *AIC018*, *IWT008*, *KOC008* and *YMN001*. The geotechnical information at these stations shows that the underground is composed of a very thin soft soil (respectively 2, 6, 2 and 4 meters, and V_s around 300 m/s), underlain by stiff soil with V_s greater than 800 m/s. This configuration explains a resonance period around 0.07 s (15Hz) for these stations.

4.3 Strong ground motion equations

4.3.1 Equation functional form

Ground-motion prediction equations have already been obtained for Europe in the past (Ambraseys et al., 1996, Berge-Thierry et al., 2003, Sabetta & Pugliese, 1996). These data, however, had a poorer determination of site condition. Indeed, the site classification

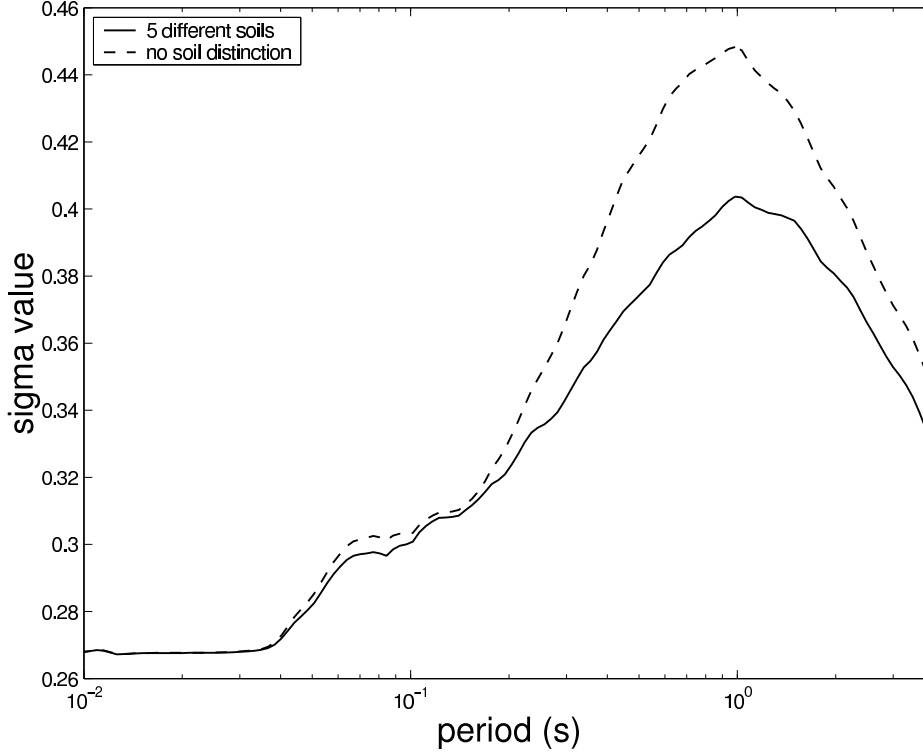


FIG. 4.4 – Period dependence of the standard deviation (σ), showing the improvement at long periods in considering 5 soil categories instead of only one.

divides the stations in rock and sediment sites. In this study, we compute acceleration response spectra prediction equations of both horizontal components from 0.01 up to 4 s, with 5% damping. By plotting the spectral acceleration at 0.01 s versus the recorded PGA, we could observe that there was no bias. Thus, in this study, we refer the PGA as $SA_{PGA} = SA_{0.01s}$. We agree that there is no signal information under 0.04 s, however, in order to represent the response spectra continuously up to the PGA (SA at 0.01 s), all figures are plotted with periods below 0.04 up to 0.01 s. We perform the regression according to Eq. (4.4) with both horizontal components, which were taken independently one from each other. Since this is not strictly correct because they are correlated, we also computed the regression using the geometric mean of the two horizontal components. The results of this analysis reveal that the median coefficient values do not change as it is also suggested by Douglas 2003, and that the standard deviation was only 0.02 units (5%) lower in amplitude whereas its shape remained the same.

Eq. (4.4) describes a simple point source with geometrical spreading and anelastic attenuation (Joyner & Boore, 1981). We adopt this functional form because we want

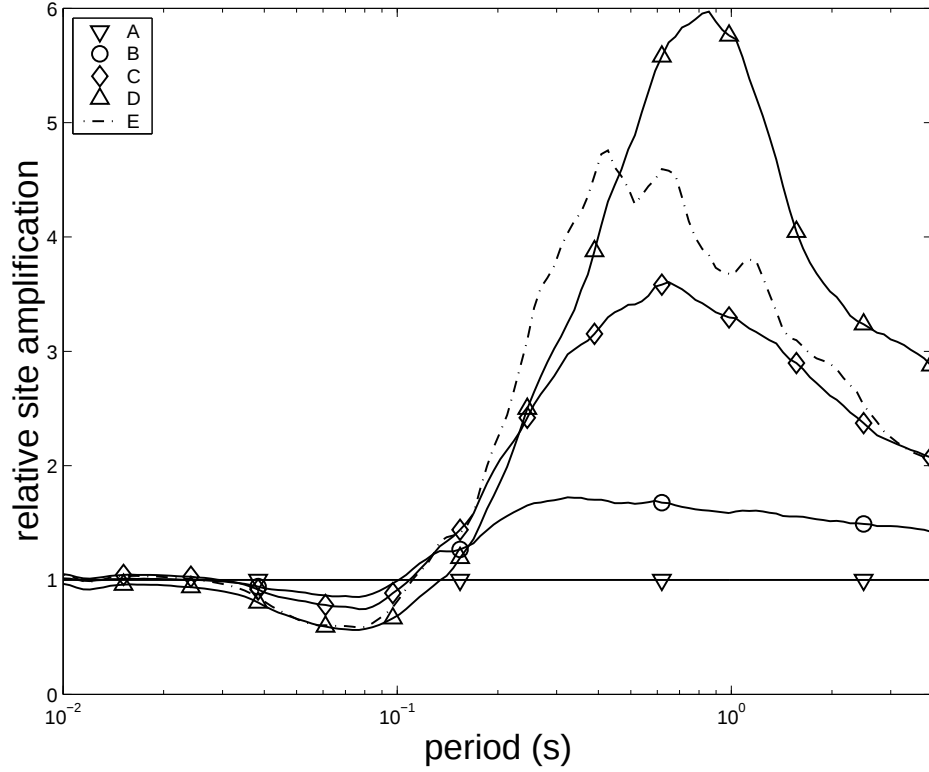


FIG. 4.5 – Period dependence of the relation between the soil classification coefficients, showing the relative increase of energy content for soft soils with respect to the soil class *A* at long periods.

to compare our regression coefficients with those obtained by Berge-Thierry *et al.* 2003. Furthermore, such formulation facilitates the analysis of the contribution of the soil classes into the regression procedure.

$$\log_{10}(PSA_{ijk}(f)) = a(f)M_i + b(f)X_j - \log_{10}(X_j) + S_k(f), \quad k = 1, 2, \dots, 5 \quad (4.4)$$

where PSA_{ijk} is the pseudo acceleration response spectra for the i^{th} event recorded at the j^{th} station with k^{th} site condition. a is the coefficient related to the magnitude; b is the coefficient related to the distance and corresponds to the anelastic attenuation of the medium; $-\log_{10}(X)$ represents the geometrical spreading, and S_k are the soil site coefficients. The regression follows the two-step method (Fukushima & Tanaka, 1990, Joyner & Boore, 1981), which considers independently the magnitude and the distance and gives a description of the evolution of the pseudo spectral acceleration as a function of the frequency. We did not take into account neither focal mechanisms nor directivity

effects at this time.

Our results show negative b -values for all computed frequencies, which are in agreement with the physical meaning of having Q positive. Moreover, one also observes in Figure (4.4) that the standard deviation is reduced when 5 soil categories are used with respect to the case when no geotechnical information is used at all. As already pointed out by Lussou *et al.* 2001 in a similar study, the resulting standard deviation exhibits a peak at 1 s, which is different from other empirical prediction equations such as the European or American ones (Abrahamson & Silva, 1997, Ambraseys et al., 1996, Berge-Thierry et al., 2003). A close view to the results obtained with another computed regression, performed with no filtered data, reveals the same amplitude and shape for the standard deviation. Then, we wonder if the apparent peak could be related to the magnitude distribution : it exhibits a modal value between $M_w = 5.0$ and 5.5, (see Figure (4.2)). In order to test this hypothesis, we perform regressions on various data subsets for which we successively define a maximum magnitude value. For example we construct four data subsets with events having a magnitude value greater than 4.0 and successively less than a maximum magnitude value of 4.5, 5.0, 5.5 and 6.0. In all cases the standard deviation still peaks around 1 s and shows amplitude variations less than 0.04 units. This suggests that this particular behavior of the standard deviation is due to the data themselves.

With the data classified as described above, the results exhibit the influence of the soil type on the whole range between 0.04 and 4 s. The relative amplification of each soil, with respect to the soil type A , is also very interesting. Eq. (4.4) predicts the response spectra for a given event for different soil classes. In order to obtain this amplification, $Amp(f)$, for the same event, we need to compute,

$$Amp(f) = 10^{S_k(f) - S_1(f)}, \quad k = 1, \dots, 5 \quad (4.5)$$

Figure (4.5) illustrates the results from Eq. (4.5), where the five curves correspond to each soil class. This plot shows the site effect. One may notice that the amplification increases for decreasing V_{s30} , especially between 0.1 to 4 s. The amplification for EC8 soil type E , however, is in between soil C and D amplification values. This is a consequence of its definition (Table (4.3)). Nonetheless, we cannot be definitive about this class behavior due to the limited number of stations. Another interesting feature is the deamplification below 0.1 s, which reflects the high frequency content of A soil type records. Finally, we can also see that the PGA is not affected by the soil conditions.

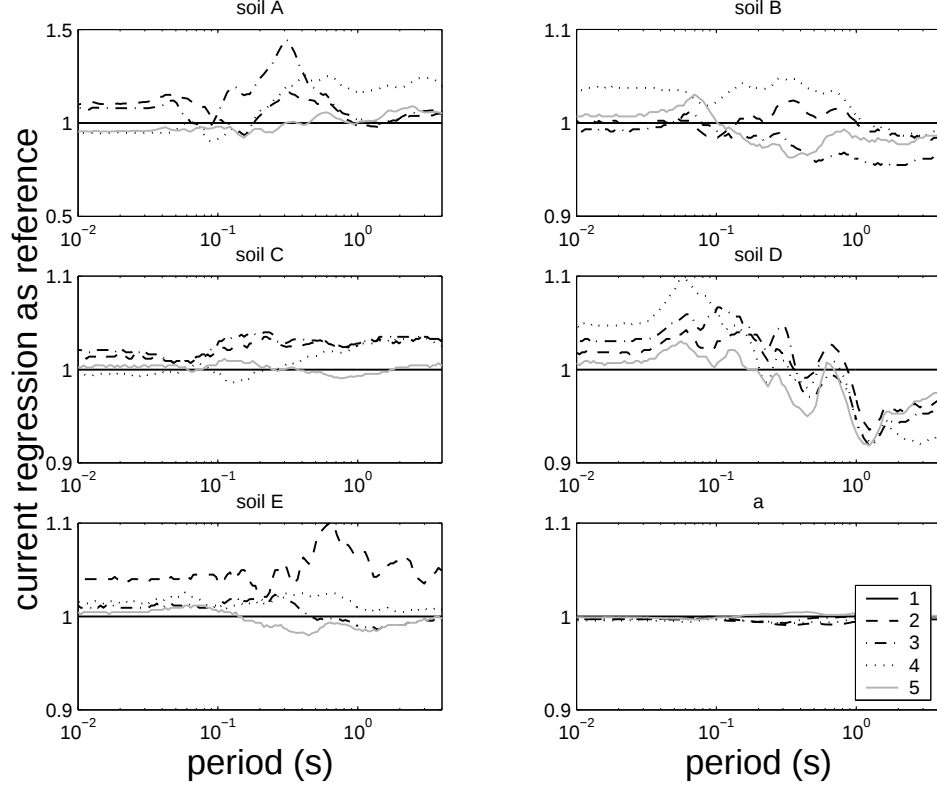


FIG. 4.6 – Period dependence of 5 ratios between all 5 regressions coefficients related to magnitude and site effect, corresponding to 5 regressions done with 5 different station distributions, by considering the current regression as the reference.

4.3.2 Stability with other station distributions

The regression results depend on the soil classification obtained after the Monte-Carlo redistribution, as explained in the previous section. In order to see any bias due to this operation, we are going to explore other results obtained with each other station rearrangement (Table (4.4)). In order to evaluate the correlation between the regression results and the station rearrangement, we compute the corresponding regressions taking the first one as a reference. Then, we obtain the ratio between the different attenuation coefficients with respect to the reference values at each spectral period. These attenuation coefficients are all 5 soil classification parameters ($S_k(f)$, $k=1,2,..5$) and the a -value related to the magnitude (Eq. (4.4)). The same procedure is followed for the standard deviation values. Note that we do not present the results concerning the coefficient related to the distance, $b(f)$, because the code that we used determines this coefficient in the first step, thus their values are independent on the soil classification. Figure (4.6) shows the

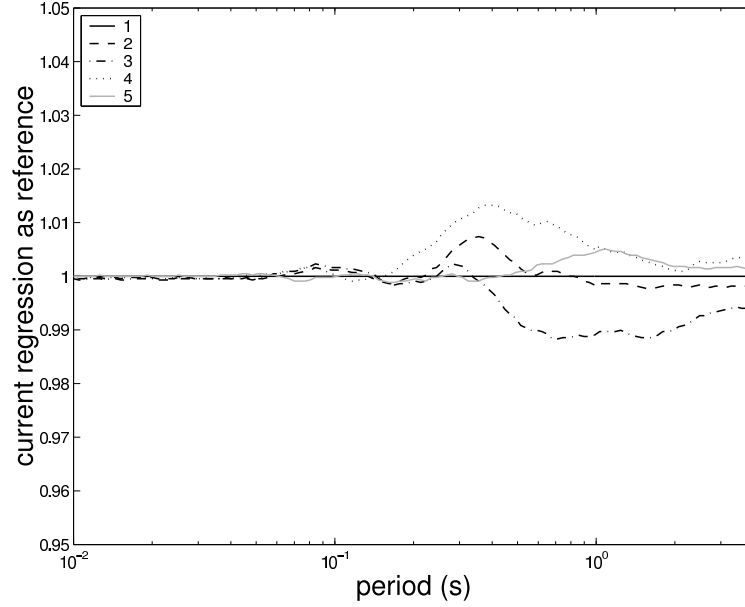


FIG. 4.7 – Period dependence of 5 ratios between 5 standard deviation (σ) corresponding to 5 regressions done with 5 different station distributions, by considering the current regression as the reference.

ratio behavior between the coefficients mentioned above as a function of the period. The 5 first plots are dealing with the ratios between soil classification coefficients. They show, in general, small variations less than 10% bias except for soil *A*. The ratio for *A* type soils shows that the spectral acceleration might have a variation up to 50% around 0.3 s for the different MonteCarlo iterations. Nonetheless, the ratios for *B*, *C*, *D*, and *E* soil types are remarkably stable. The last plot shows that the magnitude coefficient is practically invariant to the station rearrangement. We may explain these stable results considering that the population for soil types *B* and *C* are sufficiently large from a statistical point of view. Conversely, the few number of stations on soil type *A* are reinforced due to the probability of having these large number of soils type *B* changing into the upper class. Considering that we do not observe a clear discrepancy between MonteCarlo iterations, we decided to work with the first station rearrangement. Figure (4.7) shows the result of a similar study with the standard deviation. The bias values are less than 2%.

4.3.3 Residual analysis

In order to investigate the stability of the regression, we analyze the bias distribution of the distance and magnitude in terms of residual plots. Figures (4.8) and (4.9) show the

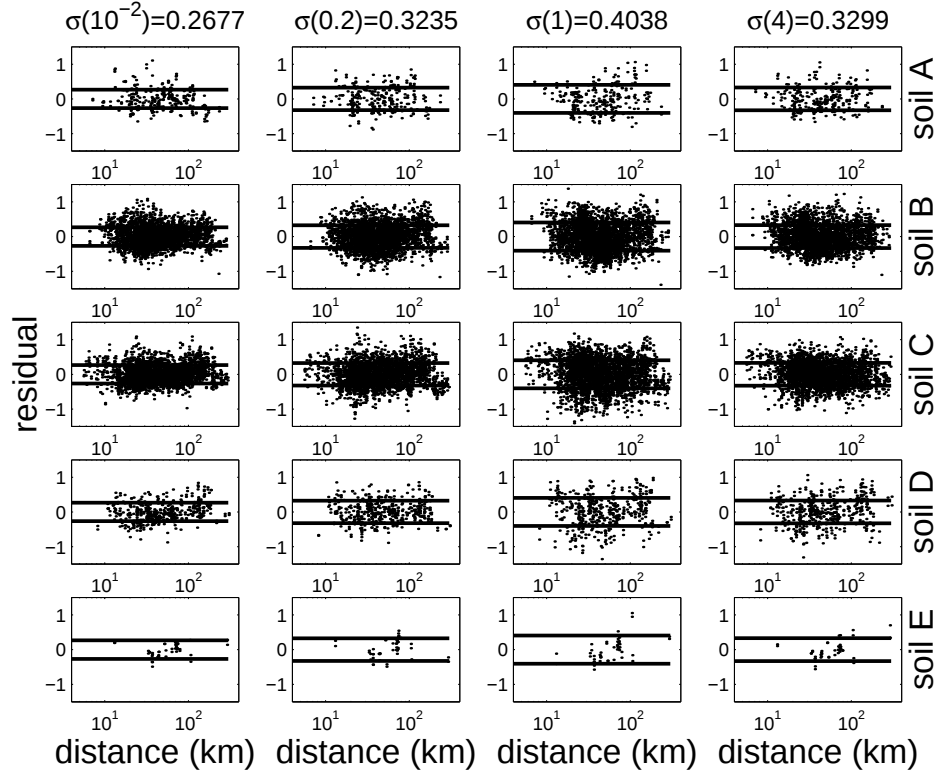


FIG. 4.8 – Residual values between the Log_{10} of the observed spectral acceleration at 0.01, 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the strong motion prediction equation presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the closest distance to the fault. The graphs in each row represent a category of soil. Heavy horizontal lines are located at the σ value.

residual distribution of the data with respect to the distance and magnitude, respectively. The figures show the residuals for each soil class and for four spectral periods of the prediction equation. We can observe that there is no significant bias in the computed regressions.

In addition, Figure (4.10) shows a quantile plot of residuals for the same four spectral periods mentioned above. The idea of these plots is to see up to how many standard deviations the data follow a lognormal distribution. In general, this value is not the same for all periods. For example, for the PGA (at 0.01 s) the logarithm of the data seem to deviate from a normal distribution approximately above 2 standard deviations. Conversely, at 4 s the data behave lognormally even up to 4 standard deviations. We have evaluated the *Kolmogorov-Smirnov test* (*K-S test*) with the Matlab statistical toolbox to check whether the normalized residual distribution is not significantly different from a normal

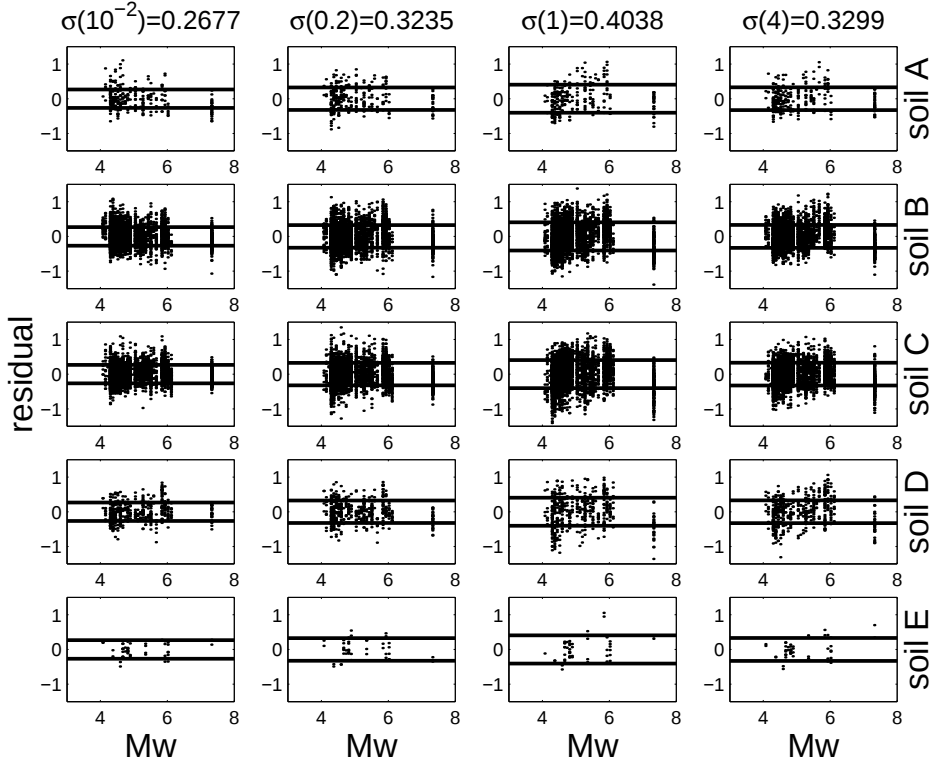


FIG. 4.9 – Residual values between the Log_{10} of the observed spectral acceleration at 0.01, 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the strong motion prediction equation presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the moment magnitude. The graphs in each row represent a category of soil. Heavy horizontal lines are located at the σ value.

distribution. We found that the all spectral periods except where PGA is measured at the lowest one passed the *K-S test* for a 5% level of significance. However, for the purpose of this study, this issue does not have a strong influence since we are comparing EC8 response spectra with median spectral ground motion predictions only.

Additional regressions were performed using different criteria on the database. For example, we changed the minimum magnitude, geographical data distribution, and minimum number of events recorded at each station. For all these computations, the standard deviation kept its particular shape. The site coefficients also maintained their behavior. The *b*-value, however, was sensitive to these conditions, presenting positive values at long periods. This was an interesting stability exercise for such large database. Indeed, when the selection conditions become more restrictive, the amount of data is highly reduced making the computation of a stable prediction equation more difficult.

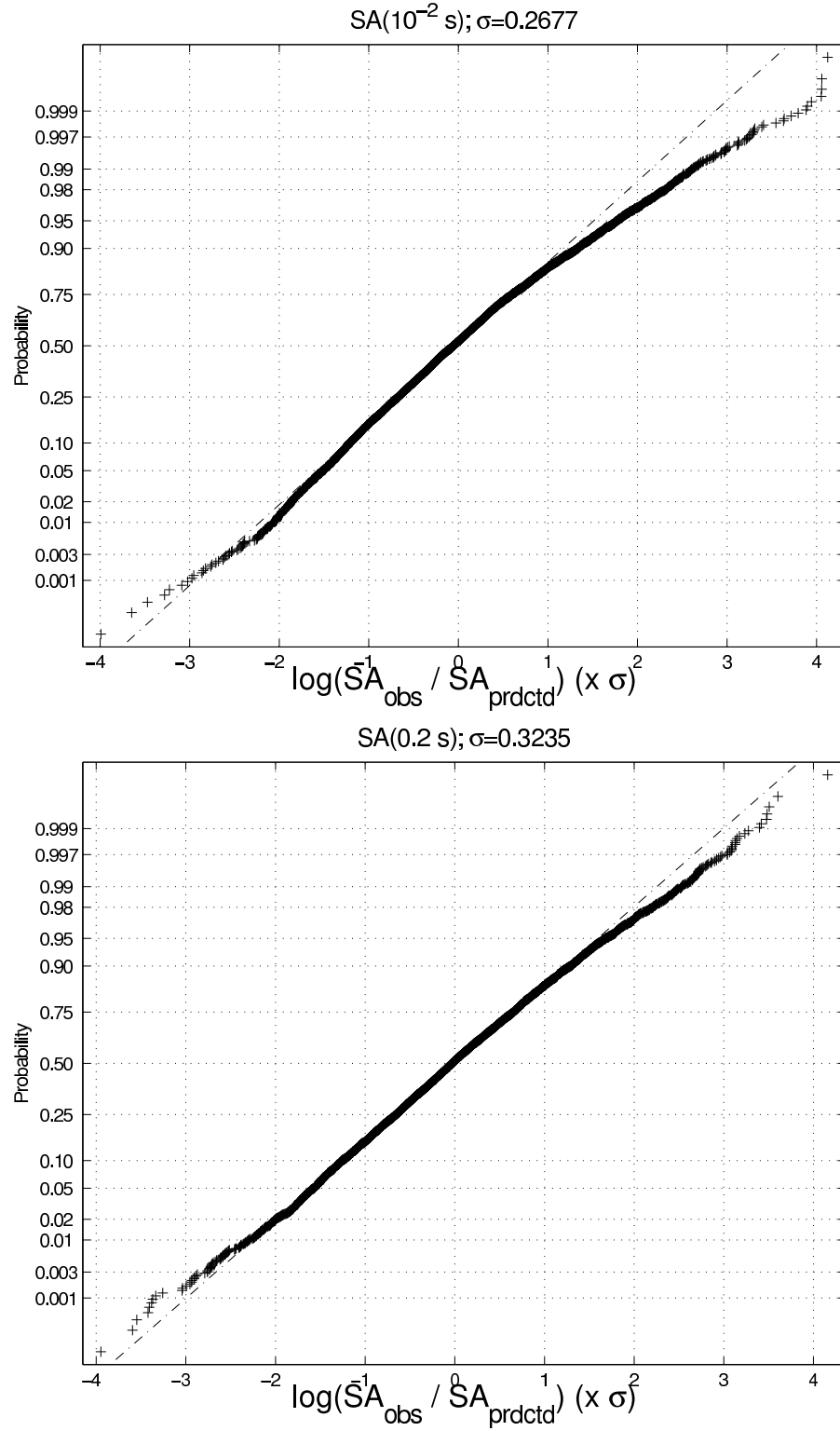


FIG. 4.10 – Normal quantile plot indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (cross) that reaches a number of σ (on the x-axis) at 0.01, 0.2, 1 and 4 s. The line assumes a lognormal distribution.

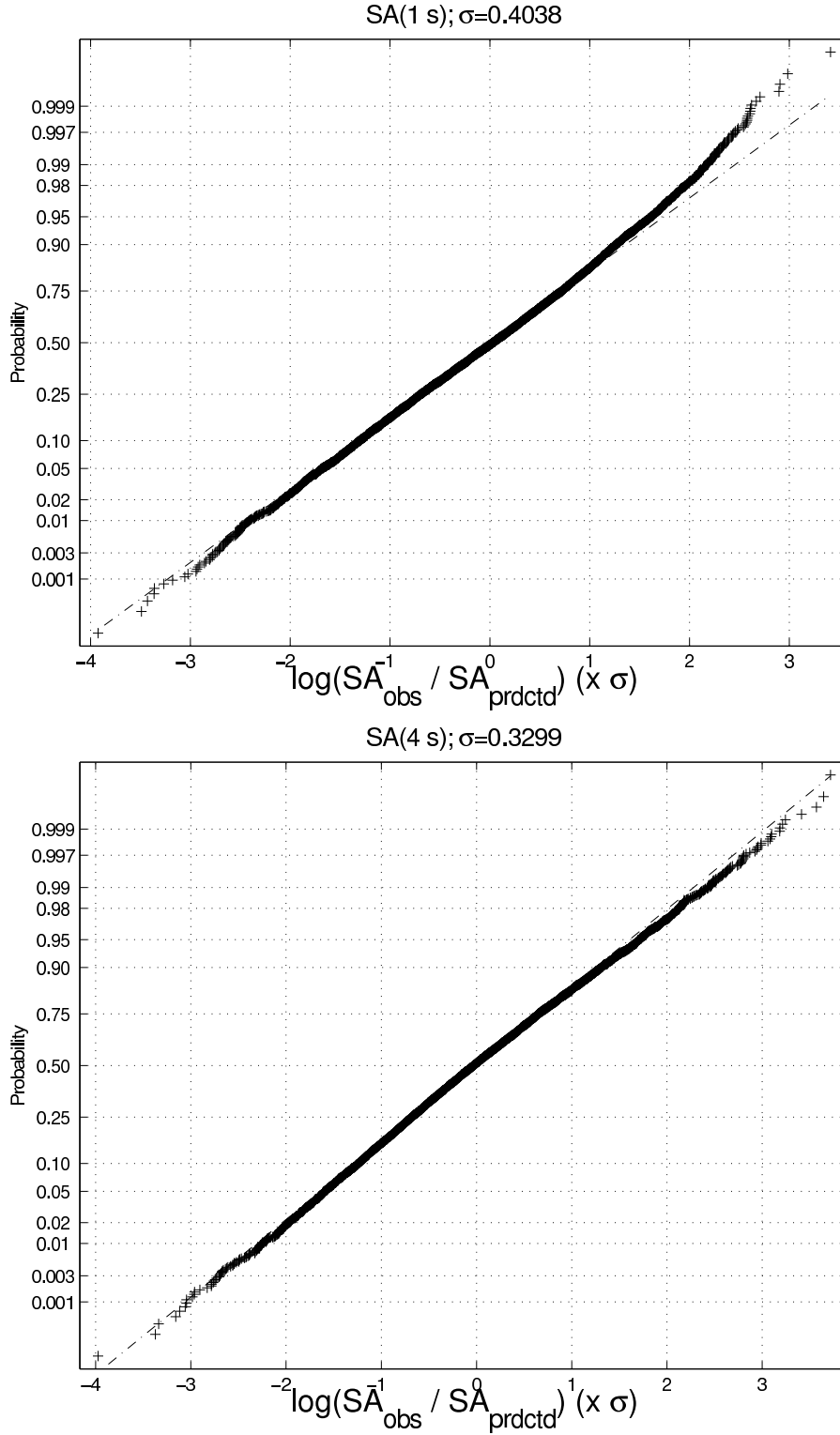


FIG. 4.10 – Suite

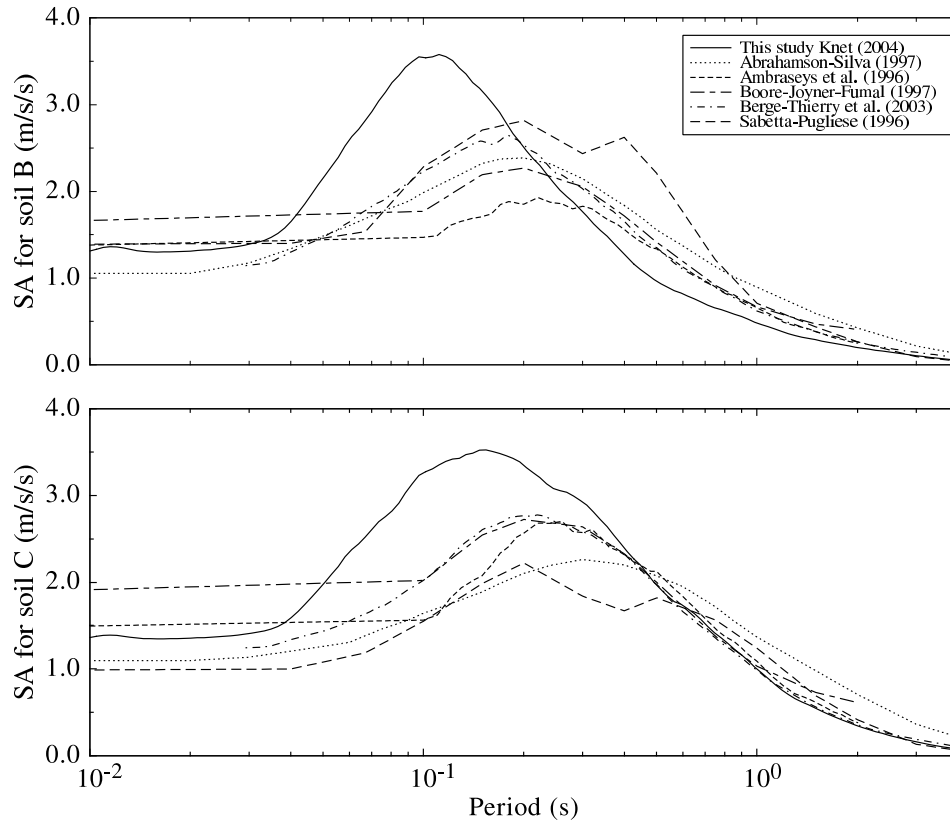


FIG. 4.11 – Comparison of the median SA for a 5 km deep, strike-slip earthquake of magnitude 6.5 at a distance of 30 km on both B and C sites. For different relationships from (Abrahamson & Silva, 1997), (Ambraseys et al., 1996), (Boore et al., 1997), (Berge-Thierry et al., 2003), (this study) and (Sabetta & Pugliese, 1996). All magnitudes are scaled thanks to the Utsu 2004 relations.

4.3.4 Other strong ground motion prediction equations

In this section we intend to compare the ground-motion prediction equation with other proposed in the literature. In order to do so, the median acceleration response spectra (SA) for a 6.5 moment magnitude earthquake for *B* and *C* soil types located at 30 km (closest distance definition) are displayed in Figure (4.11) for various models. We generated the expected median spectral acceleration using published coefficients coming from the following prediction equations :

- Abrahamson & Silva (1997) derived empirical response spectral prediction equations for the horizontal component of ground motion in shallow active tectonic regions. They included in their model dependence on the magnitude with the style of faulting.

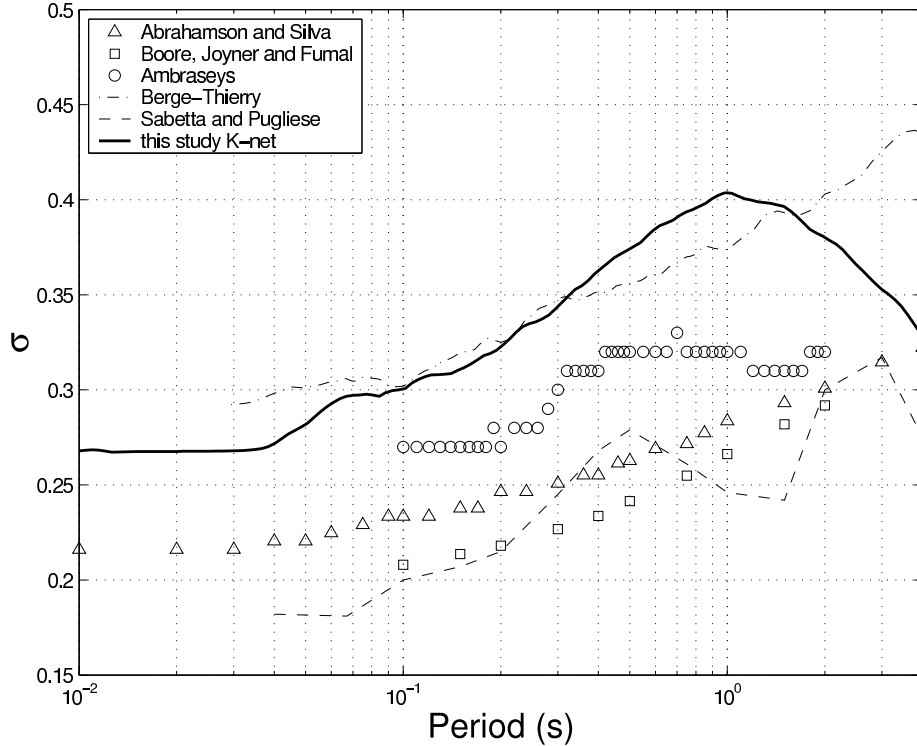


FIG. 4.12 – Comparison of the standard deviation for different relationships from (Abrahamson & Silva (1997), for a strike-slip earthquake of magnitude 6.5 at a distance of 30 km on a soil C), (Ambraseys et al., 1996) , (Boore et al., 1997), (Berge-Thierry et al., 2003), (Sabetta & Pugliese, 1996) and (this study).

- Boore et al. (1997) worked on estimating horizontal SA and peak ground acceleration for shallow earthquakes in western North America. They also allowed dependence of the ground motion with the style of faulting.
- Berge-Thierry et al. (2003) worked with few data coming from the U.S. mixed with European events. These data correspond to shallow earthquakes.
- Sabetta & Pugliese (1996) worked with Italian data only.
- Finally, Ambraseys et al. (1996) who worked with European data only as well.

For those relationships that take into account the earthquake mechanism, we considered a strike-slip event. We use for these comparisons magnitude and distance conversions : we suppose that the vertical rupture reaches the surface, in order to have the same distance value for all distance definitions. In this case, we use the magnitude conversions proposed by Utsu (2004) to have the correct magnitude definition according to each ground motion prediction equation. Figure (4.11) reveals the agreement of the various predictions for shallow events for periods longer than 0.2 s. The upper plot shows the

predicted spectral acceleration for soil *B*, and the lower one for soil *C*. The Japanese predictions show systematically a larger short period content with respect to European and U.S. data. This short period content was previously observed for Japanese subduction events Atkinson & Boore (2003) and is here confirmed for Japanese crustal events as well. One possible explanation may be the presence of shallow soils underlain by stiff substratum, as previously shown for stations *AIC018*, *IWT008*, *KOC008* and *YMN001*. Indeed, some stations on soil *B* like *AIC008*, *AKT001*, *YMT002* and *YMT014* exhibit a thin layer with low *S*-wave velocity, respectively 3, 7, 7 and 6 meters thick for 240, 250, 260 and 170 m/s, underlain by a stiffer substratum with *S*-wave around 700 m/s. Thus, these soils have a resonance period equal to 0.05, 0.1, 0.1 and 0.15 s, respectively. Another possibility is that the good quality of the digital instruments, where signals are well recorded up to 25Hz (Kinoshita, 1998), permits the capture of more information in the high frequency band with respect to old accelerometer generations where the records had to be digitized.

For comparison, figure (4.12) shows the standard deviation associated to the ground-motion prediction equations mentioned above. We can observe that all previous studies show a standard deviation that steadily increases with period; whereas the current study shows a curve that peaks around 1 s. This is of particular interest because the standard deviation is currently known to increase monotonically as the period increases (Abrahamson & Shedlock, 1997). Furthermore, the standard deviation obtained in this study is almost 50% greater than the ones from the U.S. equations (Abrahamson & Silva, 1997, Boore et al., 1997) and from Sabetta & Pugliese (1996). Its value, however, decays at long periods, having comparable values to those from the U.S.

4.4 EC8/K-net response spectra comparisons

We have previously shown the stability of the regression coefficients and the non-existence of any bias. The next step is to investigate, on the basis of the prediction equation, the implication for EC8 response spectra, in particular, the plateau-PGA ratio level, the period interval where this plateau is constant, and the site factor. In the remaining of this study we will refer the plateau of the design shape as the maximum of the response spectra, hereafter named SA_{max} .

Having in mind "critical facilities", we looked for the magnitude-distance pair leading to maximum values of SA_{max}/SA_{PGA} . The EC8 building code considers indeed a single plateau-PGA ratio equal to 2.5, independently of the soil class and magnitude-distance couple scenarios. Our aim is here to evaluate the validity of this hypothesis. For each class

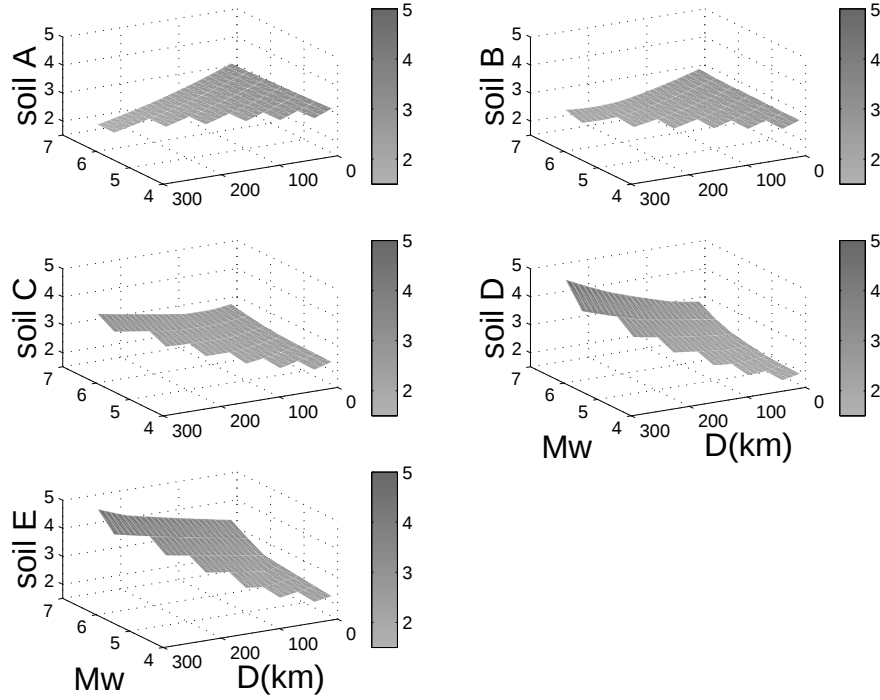


FIG. 4.13 – Evolution of the SA_{max}/SA_{PGA} ratio level depending on the magnitude-distance scenario (D (km) less than 300 km, and M_w between 4 and 7).

of soil, we predicted 210 median acceleration response spectra for moment magnitudes from 4 to 7 and for distances from 10 to 300 km and computed for each one the ratio SA_{max}/SA_{PGA} . We did not consider the scenarios that were outside the limit imposed by the magnitude-distance criterion of Fukushima & Tanaka (1990), Eq. (4.1). Figure (4.13) shows the variation of the SA_{max}/SA_{PGA} ratio with the magnitude-distance conditions, and for each class of soil. This figure clearly shows that the highest plateau-PGA ratio occur at close distances for soils type *A* and *B*, and at far distances for soils type *C*, *D* and *E*. This result might be explained because short periods are more easily attenuated than long periods as the distance increases, and soft soils produce an energy shift toward longer periods. However, the result is quite different for soil *A*, where the SA_{max}/SA_{PGA} ratio is quite high with respect to the softer soils, even considering that this soil class has been added more data due to the station rearrangement. These results suggest that the hypothesis of having a single plateau-PGA ratio equal to 2.5 independently on the magnitude, distance, and site conditions is a strong simplification.

Thus, we need to define the mathematical shapes that do not show spectral unde-

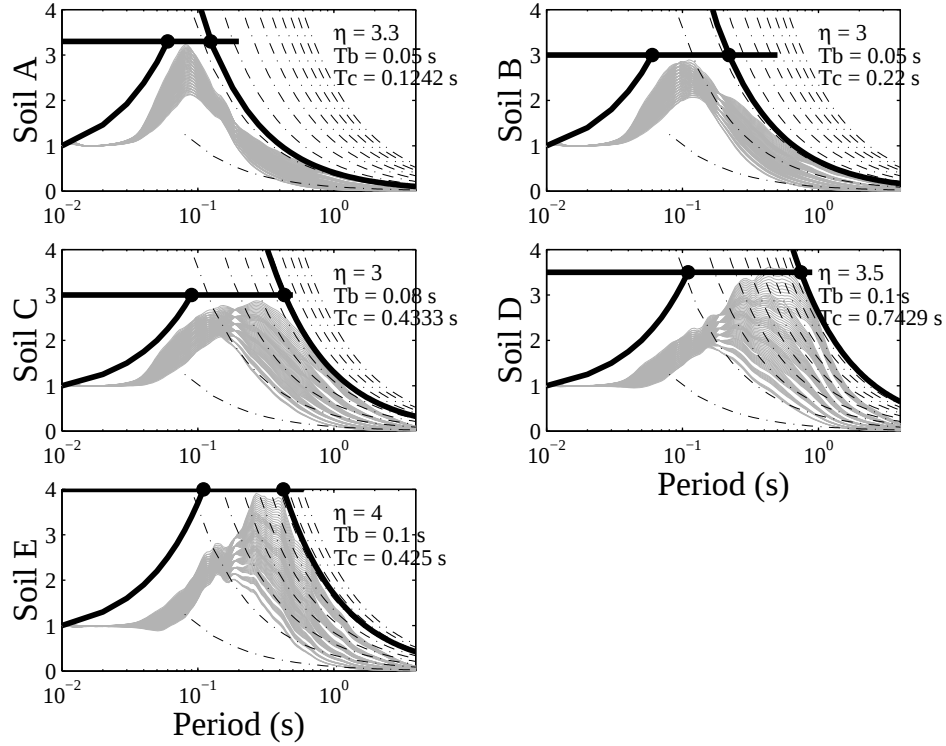


FIG. 4.14 – Panel of expected scenarios for each class of soil. The curves in $1/T$ allow to optimize the T_c value, and the thick lines are for each class of soil the corresponding standard shapes for the design response spectra, for Japan. In the plots, η is corresponding to SA_{max}/SA_{PGA} .

restimation with respect to the predicted scenarios. We compute 105 median acceleration response spectra for moment magnitudes from 4 to 7 and for distances from 10 to 150 km for each soil type *A* to *E*. Note that we authorize an area of interest with upper limit of 150 km for building design purposes and that we only consider scenarios that agree with Eq. (4.1). We generate the expected response spectra and by trial and error, we propose standard shapes for the design response spectra using K-net data. The results are shown in Figure (4.14). This figure shows five plots, corresponding to each class of soil for which the normalized response spectra are plotted. The bold piecewise black curve represents the design shape affiliated to each soil condition, and is conservative regardless the scenario. In this first approach, we used only the three first mathematical parts that are currently

proposed for the EC8 :

$$0 \leq T \leq T_B : S_e(T) = a_g S [1 + \frac{T}{T_B} (\eta - 1)] \quad (4.6)$$

$$T_B \leq T \leq T_C : S_e(T) = a_g S \eta \quad (4.7)$$

$$T_C \leq T : S_e(T) = a_g S \eta [\frac{T_C}{T}] \quad (4.8)$$

where $S_e(T)$ is the elastic response spectrum, T is the vibration period of a linear single-degree-of-freedom system, a_g is the design ground acceleration on type A ground, T_B and T_C are limits of the constant spectral acceleration branch, S is the soil factor (obtained by dividing predicted PGA on each soil with predicted PGA on rock (soil type A)) and η is the spectral amplification observed for acceleration response spectra with 5% viscous damping. See Table (4.5) for values found in this exercise. It is also quite interesting to see that the S value is quite homogeneous, independently on the soil type, and that η , on the contrary, depends on the soil type. That means that the site effect influences the value of η , and not the S values. This is rather the contrary to what Eurocode 8 currently proposes. In addition, looking at results listed in Table (4.5), the absolute level values of the plateau, (ηS) seem to be closer to the EC8 Type 2 rather than EC8 Type 1. Similarly, a comparison of values for T_B and T_C reveals that EC8 Type 2 design shape fits better our results than EC8 Type 1. As a conclusion, in spite of the high seismicity in the Japanese area, which could *a priori* indicate a better match of type 1 spectra, according to the Eurocode 8 building code, we found that EC8 type 2 fits better the Japanese data.

4.5 Proposition to adapt EC8 response spectra for moderate seismicity areas

EC8 building code allows each country to adapt the design response spectra to its own case. Due to the moderate seismic activity and the youth of the French strong motion network (10 years), strong motion data recorded in the French Metropolitan territory do not span a wide enough range of magnitude (currently from 2 to 5 only). Therefore, strong motion data from other countries are usually needed in order to derive ground-motion prediction equations (Ambraseys et al., 1996, Berge-Thierry et al., 2003). Unfortunately, the European prediction equations could not take into account geotechnical investigations for all stations, and this fact partly motivated this study.

In the framework of adapting the EC8 to the national French building code, a

TAB. 4.5 – Coefficients that define the mathematical horizontal elastic response spectra obtained from K-net data. Comparison with absolute plateau level and location currently proposed.

K-net coefficients					
Soils	A	B	C	D	E
η	3.30	3.00	3.00	3.50	4.00
S	1.00	1.00	1.02	0.98	1.02
ηS	3.30	3.00	3.06	3.43	4.08
T_B	0.05	0.05	0.08	0.10	0.10
T_C	0.13	0.22	0.43	0.74	0.43
EC8 - Type 1					
ηS	2.50	3.00	2.875	3.375	3.50
T_B	0.15	0.15	0.20	0.20	0.15
T_C	0.40	0.50	0.60	0.80	0.50
EC8 - Type 2					
ηS	2.50	3.375	3.75	4.50	4.00
T_B	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05
T_C	0.25	0.25	0.25	0.30	0.25

French group of experts (F.G.E hereafter) worked in order to provide a seismic zonation and design spectra. The seismic zonation project is based on a Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) study (Martin et al., 2002b). The results presented in that study constitute the practical basis for the reflexions of the F.G.E. In this section, we describe the response spectra presently proposed by the F.G.E to the institutions in charge of the building code application as an alternative to the ones recommended by the EC8 (Type 1 and 2), as well as the way these spectral shapes were derived. The F.G.E adopted a practical approach aiming at proposing a "spectrum format" similar to the one followed for the two already existing spectrum types in present EC8 recommendations : in particular, the plateau level is controlled exclusively by the S coefficient, while the plateau-PGA ratio is always equal to 2.5. The procedure that was adopted is shortly described hereafter

- A PGA scaling for rock and stiff sites : the PGA values derived from PSHA study (Martin et al., 2002b) were based on two empirical ground-motion prediction equations : the one by Ambraseys et al. (1996), and the other one by Berge-Thierry et al. (2003). As shown in previous sections, K-net data exhibit for rock (A) and stiff (B) sites, a significantly larger short period content. Given the expected values for magnitude, distance, and number of standard deviations for average return periods to be considered in France (basically 5-6, below 40 km , and around 1 σ), the K-net based ground-motion prediction equations derived in the previous sections lead to a PGA level 40% to 50% larger than the relationships used in the

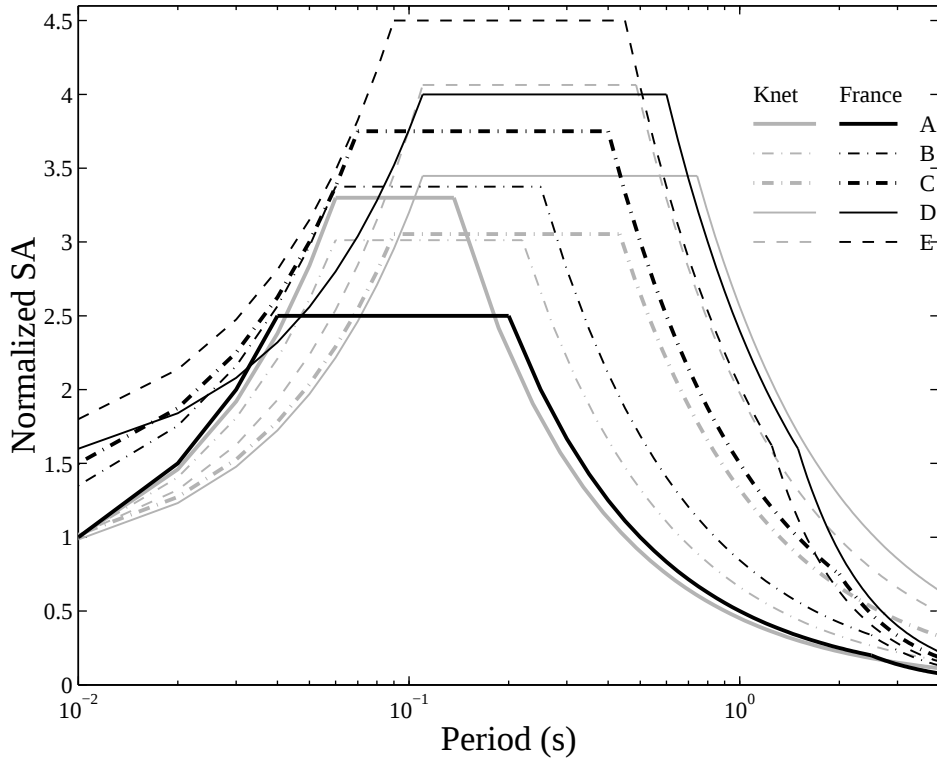


FIG. 4.15 – Final proposition for French national annexe. The design spectral shape in black are compared to those that this study proposed for Japan in gray.

PSHA study.

- Then, the K-net based prediction equation were used to derive appropriately scaled spectra, for each site category, in the expected range of values for magnitude, distance, and number of standard deviations. We thus obtained spectral shapes consistent with the PGA values obtained by the PSHA study.
- These normalized spectral shapes were then approximated by "EC8-type" spectra, characterized by the values of η , S , T_B , T_C and T_D : these values were chosen so as to envelope the normalized K-net spectral shapes at long periods, and to satisfactorily fit them (not envelope them) at short periods.
- Finally, some decision was arbitrarily taken for A , B , and C sites concerning the plateau level : the present K-net based study was resulting in high plateau values (about 50% larger than the "usual" ones) at short periods ($T < 0.2$ s), as expected from the previous section. Considering the good performance of buildings designed with the "usual" rock spectra, structural engineers in the F.G.E. were reluctant to have so high values ; it was thus decided to keep the same S and η values as in

the type 2 spectra.

We plot in Figure (4.15) the finally proposed spectral shapes (in black), together with their comparison with the pure K-net propositions presented in the previous section (in grey), which would be valid only if the PSHA study had been performed with the K-net rock ground-motion prediction equation. One can see that these new spectra have a lower amplitude for *A* type soils.

The final proposition is summarized in this way :

- The plateau-PGA ratio level is taken equal to 2.5.
- The *S* coefficients are those already proposed in the Eurocode 8 original version. But they are adapted for soils *D* and *E*. These coefficients affect only the site amplification.
- The long period curvature is improved and the distinction between 5 class of soil is maintained. The period values defining the plateau position are based on those coming from this study. The long period content (T_C) of design spectra for soils *C*, *D* and *E* in this proposition is increased with respect to previous EC8 propositions. The T_D values are also modified with respect to the type 1 and type 2 spectra : the fit results in T_D values decreasing with decreasing soil rigidity. Although this result may seem surprising, it has indeed a deep physical basis. In moderate seismicity areas where long period contents (and peak displacement) remain rather small, the response spectrum is only slightly modified by the site conditions beyond the fundamental site period.

Table (4.6) lists the final values proposed for application to France of the EC8 building code. It also shows the original EC8 values. The spectral shapes shown in Figure (4.15) are built in 4 mathematical parts : where the two first are Eq. (4.6) and Eq. (4.7), and the third and fourth are Eq. (4.9) and Eq. (4.10) :

$$T_C \leq T \leq T_D : S_e(T) = a_g S \eta \left[\frac{T_C}{T} \right] \quad (4.9)$$

$$T_D \leq T : S_e(T) = a_g S \eta \left[\frac{T_C T_D}{T^2} \right] \quad (4.10)$$

4.6 Conclusions

In this study, we derived empirical ground-motion prediction equations from the K-net dataset (depth less than 25 km) and used them to investigate the plateau-PGA ratio level, the period interval where this plateau is constant and the site factors. Through the computed ground-motion prediction equations, the data reveal much larger short period content compared with usual equations at periods lower than 0.1 s for all soil conditions,

TAB. 4.6 – Original Type 1 and Type 2, and modified coefficients for EC8 proposed in this study.

EC8 - Type 1					
Soils	A	B	C	D	E
η	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
S	1.00	1.20	1.15	1.35	1.40
ηS	2.50	3.00	2.875	3.375	3.50
T_B	0.15	0.15	0.20	0.20	0.15
T_C	0.40	0.50	0.60	0.80	0.50
T_D	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
EC8 - Type 2					
η	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
S	1.00	1.35	1.50	1.80	1.60
ηS	2.50	3.375	3.75	4.50	4.00
T_B	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05
T_C	0.25	0.25	0.25	0.30	0.25
T_D	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20
Modified coefficients					
η	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50
S	1.00	1.35	1.50	1.60	1.80
ηS	2.50	3.375	3.75	4.00	4.50
T_B	0.03	0.05	0.06	0.10	0.08
T_C	0.20	0.25	0.40	0.60	0.45
T_D	2.50	2.50	2.00	1.50	1.25

including rock. This might be due to the local geology of Japanese sites, where the bedrock is often topped by shallow soils, and to the "imperfect representativity" of V_{s30} parameter which is totally unable to account for such configurations. Another explanation could be the better quality of digital recorders compared to the analogical instruments that mainly provided the data used to derive current European ground-motion prediction equations such as Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003). In addition, the standard deviation shows an intriguing peak around 1 s. This result is quite different from other empirical equations.

The good quality of records and the geotechnical characterization provided by the Japanese network allow us to classify the soils accordingly to EC8 proposition. We can extract the contribution of each type of soil especially at long periods, something that is currently impossible in European databases. We show in this study that the S values are almost independent on site effects whereas the plateau-PGA ratio level does depend on site conditions, and on the magnitude and distance as already shown by Youngs et al. (1997). The empirical ground-motion prediction equation allows us to define 5 new design spectral shapes with the selected Japanese data, that are conservative regardless of the

magnitude, distance and site configuration. We do not strictly apply our results in defining our propositions for France and we used a PSHA study where PGA values for a 475 year return period had been derived previously with other "European" empirical relations. Then, a French group of experts adopts a practical approach, by considering that site effect is responsible for the S -value and for the widening of the period interval. A new proposition of design response spectra for Metropolitan France has then been developed combining the Eurocode 8 Type 2 response spectra and results from this study which could, in our opinion, be proposed as well for other moderate seismicity areas in Western / Northern Europe, given the lack of solid theoretical and experimental support for the "Type 2" spectra presently proposed in EC8 recommendations.

Acknowledgements

This work was inspired during the discussions in the framework of the "Mouvement Sismique pour l'Ingénieur / Association Française de Génie Parasismique" working group. We are very grateful to the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan, for providing the K-net and Kik-net data. We would like to thank the people involved in the "Mouvement Sismique pour l'Ingénieur" working group for their interest and valuable observations. We appreciate, in particular, the help provided by Yoshi Fukushima during the implementation of his regression code and the information concerning the fault parameters for large events in Japan. We also thank Fabrice Cotton for his comments and useful discussions. Reviews by A. S. Elnashai, D. Boore, and an anonymous reviewer were valuable in improving the manuscript. Graphs shown in this paper were done using Matlab, Dislin 8.1 (Michels, 2003), and GMT (Wessel & Smith, 1998). In addition, the signal processing and data format storage was done using SAC2000 (Goldstein et al., 2003). The attenuation coefficients obtained in this study are available from the authors upon request.

4.7 Actualisation de l'étude spectrale

À l'issue de cette étude il faut se demander ce que peuvent apporter néanmoins les bases de données constituées par les enregistrements de Kik-net. Ce Chapitre 4 a permis en effet de démontrer que :

- les prédictions du PGA sont quasiment identiques quel que soit le type de sol considéré. Toute la différence introduite dans le mouvement sismique par un changement de classe de sol est comprise entre 0,1 et 4 s.

TAB. 4.7 – Coefficients proposés d'après l'étude de la base de données de surface Kik-net.

Kik-net				
Soils	A	B	C	D
<i>S</i>	1.00	1.25	1.40	1.60

- les prédictions spectrales présentent une forte amplification à haute fréquence, inhabituelle au vu de ce que d'autres prédictions laissent supposer (voir Figure 4.11). Trois hypothèses sont avancées successivement ; il peut s'agir d'une cause de la source sismique elle-même, de la nature des sols et/ou de leur impédance ou enfin de la cause instrumentale (bonne qualité des instruments d'enregistrement japonais sur une large gamme de fréquence).

Les sections suivantes présentent les apports successifs de l'étude de Kik-net pour confirmer ou infirmer chacun des points évoqués.

4.7.1 Base de données de surface Kik-net

La même étude que celle réalisée pour le base de données K-net, dont les statistiques sont présentées dans la Table 4.1 et sur la Figure 4.2, a été effectuée sur la base de données de surface Kik-net et sur une version complétée de la base de données K-net (voir la Figure 2.3, à comparer avec la Figure 4.2) afin de tester la validité du premier point énoncé ci-dessus, à savoir : les *PGA* sont-ils identiques quelle que soit la classe de sol envisagée ?

Pour cela, le rapport des coefficients de site a été étudié sur une gamme de période s'étendant de 0,01 à 4 s (voir l'Equation 4.5 et la Figure 4.5). La Figure 4.16 illustre les résultats obtenus. L'amplification des sols au delà de 0,1 s est confirmée et les courbes correspondant aux classes de sol ont un comportement quasiment identique quelle que soit la base de données utilisée. Une différence notable apparaît cependant au *PGA* où les coefficients proposés à l'issue de l'étude de Kik-net sont précisés dans la Table 4.7 (à comparer avec la Table 4.6, "Modified coefficients"). Il est possible que le processus de redistribution des stations K-net décrit dans la Section 4.2.2 soit à l'origine de l'absence d'une distinction nette des *PGA* entre les différents sols. Cependant, il est impossible d'en être certain. La classification des sols réalisée pour Kik-net (qui a un caractère "fine couche de sol sur un lit rocheux" plus marqué que K-net) au moyen du paramètre V_s^{30} est probablement plus efficace pour distinguer les amplifications à haute fréquence que pour le cas de K-net.

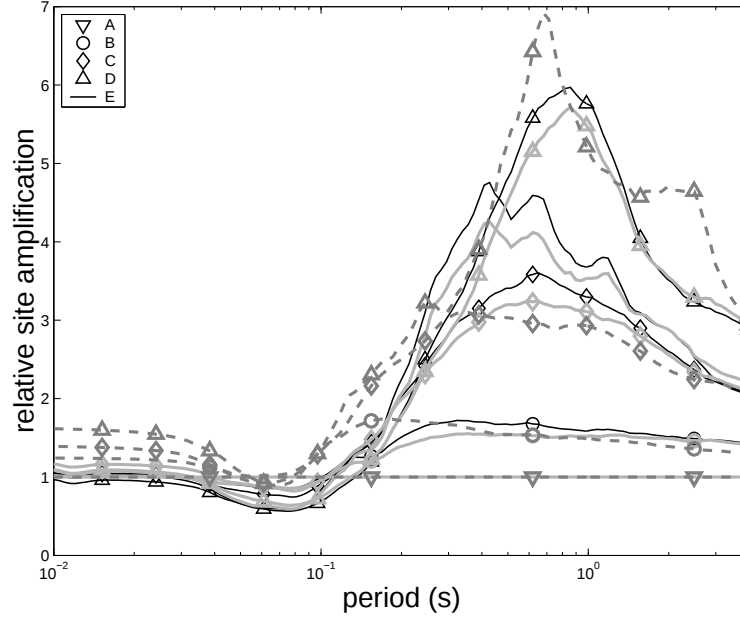


FIG. 4.16 – Comparaison des coefficients de site calculés pour les bases de données de K-net et Kik-net à ceux publiés sur la Figure 4.5. En noir, les coefficients obtenus pour K-net (version JEE), en gris et traits discontinus, ceux obtenus pour Kik-net (surface) et enfin en gris et traits continus, ceux obtenus pour K-net (version actualisée).

4.7.2 Les tables de coefficients

Les Tables 4.8 et 4.9 indiquent les valeurs des coefficients obtenus au cours de l'inversion des bases de données K-net actualisée et Kik-net de surface (voir l'Equation 6.8). Il faut noter que les coefficients b sont systématiquement négatifs, ce qui est en accord avec le Q -coda positif (atténuation anélastique au cours de la traversé du milieu).

4.7.3 Base de données de profondeur Kik-net

Dans cette section, l'étude des enregistrements de profondeur permet de tester si l'amplification haute fréquence provient des colonnes de sol japonaises ou non. La procédure suivie pour répondre à cette question reste la même que celle décrite entièrement dans la Section 4.4. Elle permet de mettre en lumière le scénario sismique qui provoque un rapport SA_{max}/PGA le plus grand et donne accès à sa valeur. L'objectif est ici de constater la valeur proposée par l'étude des enregistrements de profondeur. Il faut noter qu'une distinction des sols à été opérée, suivant que le fond des logs se trouve au dessus ou en dessous d'une profondeur de 150 m. La relation prédictive de mouvement fort prédit

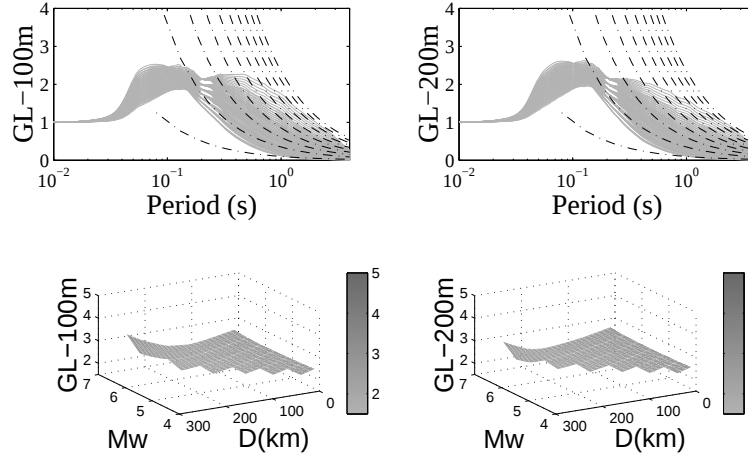


FIG. 4.17 – Représentations similaires à celles des Figures 4.13 et 4.14 pour le cas de Kik-net en profondeur. Critique du rapport SA_{max}/PGA et localisation dans le plan magnitude-distance de ce rapport.

alors deux spectres de réponse, suivant qu'ils sont souhaités à 100 ou 200 mètres de profondeur (cela revient à considérer $k = 2$ dans l'Equation 4.4). Les différences de prédiction introduites par cette distinction sont néanmoins très mineures. Il semble comme on peut s'y attendre que les spectres générés à 100 m de profondeur ont un contenu haute période plus prononcé. Cet effet est probablement dû aux ondes réfléchies qui se dirigent de la surface vers la profondeur.

La Figure 4.17 présente des résultats qui sont conformes avec l'hypothèse d'un rapport SA_{max}/PGA situé autour de 2.5. Il est donc très probable que ce sont les sols japonais qui provoquent les valeurs obtenues pour la base de données K-net dans ce Chapitre 4. Enfin, il faut remarquer que le scénario sismique qui produit un rapport SA_{max}/PGA maximal correspond à une forte magnitude et une grande distance. La valeur du rapport maximal ne s'éloigne cependant pas excessivement de la valeur 2.5. En cela, les résultats diffèrent sensiblement de ceux obtenus avec la base de données K-net (Table 4.5).

TAB. 4.8 – Coefficients issus de l'inversion de la base de données actualisée K-net

fréquence	valeurs des coefficients K-net actualisée							
	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	sol E	σ
1.000E-01	5.851E-01	-9.598E-04	-2.665E+00	-2.550E+00	-2.362E+00	-2.236E+00	-2.319E+00	3.003E-01
1.047E-01	5.895E-01	-9.597E-04	-2.662E+00	-2.546E+00	-2.357E+00	-2.230E+00	-2.314E+00	3.009E-01
1.097E-01	5.940E-01	-9.586E-04	-2.659E+00	-2.541E+00	-2.353E+00	-2.225E+00	-2.310E+00	3.016E-01
1.149E-01	5.986E-01	-9.545E-04	-2.655E+00	-2.537E+00	-2.349E+00	-2.220E+00	-2.304E+00	3.022E-01
1.204E-01	6.036E-01	-9.545E-04	-2.654E+00	-2.534E+00	-2.345E+00	-2.215E+00	-2.301E+00	3.030E-01
1.261E-01	6.089E-01	-9.501E-04	-2.652E+00	-2.532E+00	-2.343E+00	-2.212E+00	-2.300E+00	3.039E-01
1.321E-01	6.145E-01	-9.446E-04	-2.653E+00	-2.531E+00	-2.342E+00	-2.210E+00	-2.299E+00	3.049E-01

suite page suivante ...

... suite de la page précédente								
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	sol E	σ
1.383E-01	6.206E-01	-9.402E-04	-2.656E+00	-2.532E+00	-2.343E+00	-2.210E+00	-2.299E+00	3.057E-01
1.449E-01	6.276E-01	-9.399E-04	-2.660E+00	-2.536E+00	-2.347E+00	-2.213E+00	-2.301E+00	3.064E-01
1.518E-01	6.348E-01	-9.336E-04	-2.667E+00	-2.540E+00	-2.353E+00	-2.217E+00	-2.305E+00	3.073E-01
1.590E-01	6.429E-01	-9.255E-04	-2.676E+00	-2.547E+00	-2.361E+00	-2.225E+00	-2.313E+00	3.082E-01
1.665E-01	6.518E-01	-9.190E-04	-2.688E+00	-2.558E+00	-2.372E+00	-2.236E+00	-2.327E+00	3.093E-01
1.744E-01	6.614E-01	-9.091E-04	-2.702E+00	-2.571E+00	-2.386E+00	-2.249E+00	-2.342E+00	3.106E-01
1.827E-01	6.718E-01	-8.996E-04	-2.719E+00	-2.586E+00	-2.403E+00	-2.264E+00	-2.359E+00	3.120E-01
1.914E-01	6.837E-01	-8.991E-04	-2.741E+00	-2.607E+00	-2.424E+00	-2.286E+00	-2.382E+00	3.138E-01
2.005E-01	6.969E-01	-8.971E-04	-2.768E+00	-2.632E+00	-2.450E+00	-2.313E+00	-2.412E+00	3.162E-01
2.100E-01	7.106E-01	-8.926E-04	-2.797E+00	-2.657E+00	-2.478E+00	-2.341E+00	-2.441E+00	3.192E-01
2.199E-01	7.244E-01	-8.840E-04	-2.824E+00	-2.682E+00	-2.505E+00	-2.366E+00	-2.470E+00	3.227E-01
2.304E-01	7.382E-01	-8.729E-04	-2.851E+00	-2.706E+00	-2.531E+00	-2.391E+00	-2.499E+00	3.266E-01
2.413E-01	7.505E-01	-8.485E-04	-2.871E+00	-2.723E+00	-2.549E+00	-2.408E+00	-2.522E+00	3.313E-01
2.527E-01	7.617E-01	-8.306E-04	-2.883E+00	-2.735E+00	-2.561E+00	-2.415E+00	-2.537E+00	3.370E-01
2.647E-01	7.704E-01	-8.085E-04	-2.887E+00	-2.735E+00	-2.560E+00	-2.410E+00	-2.538E+00	3.427E-01
2.773E-01	7.772E-01	-7.936E-04	-2.882E+00	-2.727E+00	-2.550E+00	-2.398E+00	-2.528E+00	3.480E-01
2.905E-01	7.851E-01	-8.057E-04	-2.881E+00	-2.724E+00	-2.544E+00	-2.391E+00	-2.523E+00	3.525E-01
3.042E-01	7.919E-01	-8.122E-04	-2.877E+00	-2.717E+00	-2.535E+00	-2.380E+00	-2.515E+00	3.562E-01
3.187E-01	7.977E-01	-8.131E-04	-2.870E+00	-2.707E+00	-2.522E+00	-2.367E+00	-2.503E+00	3.589E-01
3.338E-01	8.015E-01	-8.188E-04	-2.852E+00	-2.687E+00	-2.499E+00	-2.346E+00	-2.477E+00	3.611E-01
3.496E-01	8.014E-01	-7.959E-04	-2.818E+00	-2.650E+00	-2.460E+00	-2.303E+00	-2.435E+00	3.637E-01
3.662E-01	8.007E-01	-7.788E-04	-2.776E+00	-2.610E+00	-2.417E+00	-2.260E+00	-2.384E+00	3.665E-01
3.836E-01	7.999E-01	-7.770E-04	-2.734E+00	-2.569E+00	-2.371E+00	-2.219E+00	-2.337E+00	3.684E-01
4.018E-01	7.968E-01	-7.717E-04	-2.683E+00	-2.518E+00	-2.314E+00	-2.165E+00	-2.277E+00	3.705E-01
4.209E-01	7.931E-01	-7.832E-04	-2.630E+00	-2.465E+00	-2.253E+00	-2.108E+00	-2.205E+00	3.739E-01
4.409E-01	7.887E-01	-7.961E-04	-2.574E+00	-2.409E+00	-2.189E+00	-2.046E+00	-2.139E+00	3.776E-01
4.618E-01	7.852E-01	-8.220E-04	-2.524E+00	-2.355E+00	-2.131E+00	-1.988E+00	-2.082E+00	3.803E-01
4.837E-01	7.825E-01	-8.520E-04	-2.479E+00	-2.307E+00	-2.076E+00	-1.934E+00	-2.025E+00	3.821E-01
5.066E-01	7.788E-01	-8.815E-04	-2.426E+00	-2.253E+00	-2.016E+00	-1.874E+00	-1.965E+00	3.843E-01
5.307E-01	7.721E-01	-8.751E-04	-2.362E+00	-2.187E+00	-1.943E+00	-1.801E+00	-1.897E+00	3.866E-01
5.559E-01	7.631E-01	-8.515E-04	-2.284E+00	-2.110E+00	-1.859E+00	-1.717E+00	-1.815E+00	3.889E-01
5.822E-01	7.541E-01	-8.290E-04	-2.206E+00	-2.031E+00	-1.774E+00	-1.631E+00	-1.729E+00	3.920E-01
6.099E-01	7.471E-01	-8.286E-04	-2.137E+00	-1.961E+00	-1.697E+00	-1.552E+00	-1.651E+00	3.946E-01
6.388E-01	7.410E-01	-8.478E-04	-2.071E+00	-1.894E+00	-1.624E+00	-1.474E+00	-1.583E+00	3.964E-01
6.691E-01	7.339E-01	-8.562E-04	-2.002E+00	-1.824E+00	-1.549E+00	-1.387E+00	-1.512E+00	3.981E-01
7.009E-01	7.260E-01	-8.629E-04	-1.930E+00	-1.750E+00	-1.469E+00	-1.295E+00	-1.434E+00	3.987E-01
7.341E-01	7.190E-01	-8.689E-04	-1.865E+00	-1.680E+00	-1.395E+00	-1.209E+00	-1.352E+00	3.991E-01
7.690E-01	7.130E-01	-8.833E-04	-1.799E+00	-1.613E+00	-1.326E+00	-1.128E+00	-1.270E+00	3.994E-01
8.055E-01	7.082E-01	-9.209E-04	-1.737E+00	-1.551E+00	-1.261E+00	-1.055E+00	-1.196E+00	3.995E-01
8.437E-01	7.029E-01	-9.493E-04	-1.672E+00	-1.487E+00	-1.193E+00	-9.788E-01	-1.116E+00	4.001E-01
8.837E-01	6.968E-01	-9.567E-04	-1.602E+00	-1.420E+00	-1.124E+00	-8.995E-01	-1.047E+00	3.999E-01
9.256E-01	6.906E-01	-9.873E-04	-1.534E+00	-1.353E+00	-1.051E+00	-8.181E-01	-9.847E-01	3.997E-01
9.696E-01	6.840E-01	-1.022E-03	-1.466E+00	-1.283E+00	-9.755E-01	-7.345E-01	-9.178E-01	4.001E-01
1.016E+00	6.784E-01	-1.056E-03	-1.400E+00	-1.218E+00	-9.072E-01	-6.612E-01	-8.518E-01	3.999E-01
1.064E+00	6.723E-01	-1.068E-03	-1.334E+00	-1.152E+00	-8.392E-01	-5.876E-01	-7.894E-01	3.986E-01
1.114E+00	6.645E-01	-1.060E-03	-1.260E+00	-1.079E+00	-7.648E-01	-5.083E-01	-7.140E-01	3.974E-01
1.167E+00	6.577E-01	-1.075E-03	-1.193E+00	-1.010E+00	-6.928E-01	-4.358E-01	-6.355E-01	3.955E-01
1.222E+00	6.507E-01	-1.095E-03	-1.120E+00	-9.388E-01	-6.185E-01	-3.667E-01	-5.636E-01	3.936E-01
1.281E+00	6.450E-01	-1.135E-03	-1.053E+00	-8.735E-01	-5.518E-01	-3.056E-01	-4.880E-01	3.915E-01
1.341E+00	6.406E-01	-1.175E-03	-9.933E-01	-8.155E-01	-4.922E-01	-2.531E-01	-4.179E-01	3.902E-01
1.405E+00	6.362E-01	-1.218E-03	-9.343E-01	-7.570E-01	-4.302E-01	-1.978E-01	-3.439E-01	3.879E-01
1.472E+00	6.316E-01	-1.265E-03	-8.761E-01	-6.978E-01	-3.695E-01	-1.479E-01	-2.718E-01	3.854E-01
1.541E+00	6.244E-01	-1.283E-03	-8.096E-01	-6.259E-01	-2.982E-01	-8.679E-02	-1.972E-01	3.837E-01
1.615E+00	6.164E-01	-1.282E-03	-7.356E-01	-5.520E-01	-2.258E-01	-2.346E-02	-1.209E-01	3.828E-01
1.691E+00	6.106E-01	-1.302E-03	-6.779E-01	-4.891E-01	-1.664E-01	2.778E-02	-6.959E-02	3.809E-01
1.771E+00	6.044E-01	-1.321E-03	-6.127E-01	-4.247E-01	-1.052E-01	8.129E-02	-6.067E-03	3.787E-01
1.855E+00	5.994E-01	-1.358E-03	-5.517E-01	-3.654E-01	-4.703E-02	1.274E-01	4.903E-02	3.758E-01
1.944E+00	5.928E-01	-1.390E-03	-4.853E-01	-2.972E-01	1.974E-02	1.793E-01	1.093E-01	3.735E-01
2.036E+00	5.860E-01	-1.413E-03	-4.186E-01	-2.289E-01	8.607E-02	2.313E-01	1.867E-01	3.717E-01
2.132E+00	5.807E-01	-1.462E-03	-3.558E-01	-1.685E-01	1.442E-01	2.764E-01	2.564E-01	3.702E-01
2.234E+00	5.764E-01	-1.517E-03	-3.002E-01	-1.142E-01	1.960E-01	3.166E-01	3.197E-01	3.681E-01
2.340E+00	5.734E-01	-1.569E-03	-2.516E-01	-6.600E-02	2.366E-01	3.472E-01	3.773E-01	3.655E-01
2.451E+00	5.708E-01	-1.625E-03	-2.062E-01	-1.723E-02	2.752E-01	3.720E-01	4.201E-01	3.640E-01
2.567E+00	5.660E-01	-1.669E-03	-1.474E-01	4.230E-02	3.262E-01	4.060E-01	4.654E-01	3.624E-01
2.689E+00	5.626E-01	-1.753E-03	-9.393E-02	9.489E-02	3.707E-01	4.350E-01	5.000E-01	3.604E-01

suite page suivante ...

◇4. EUROCODE 8 DESIGN RESPONSE SPECTRA EVALUATION USING THE K-NET JAPANESE DATABASE

... suite de la page précédente								
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	sol E	σ
2.816E+00	5.579E-01	-1.822E-03	-3.776E-02	1.533E-01	4.211E-01	4.742E-01	5.414E-01	3.583E-01
2.950E+00	5.527E-01	-1.873E-03	2.309E-02	2.129E-01	4.739E-01	5.145E-01	5.937E-01	3.573E-01
3.090E+00	5.473E-01	-1.907E-03	8.113E-02	2.707E-01	5.241E-01	5.568E-01	6.419E-01	3.556E-01
3.236E+00	5.419E-01	-1.938E-03	1.395E-01	3.276E-01	5.710E-01	6.008E-01	6.894E-01	3.536E-01
3.390E+00	5.359E-01	-1.952E-03	2.033E-01	3.875E-01	6.199E-01	6.480E-01	7.356E-01	3.515E-01
3.551E+00	5.299E-01	-1.973E-03	2.673E-01	4.479E-01	6.699E-01	6.944E-01	7.846E-01	3.497E-01
3.719E+00	5.242E-01	-2.011E-03	3.260E-01	5.050E-01	7.198E-01	7.383E-01	8.333E-01	3.491E-01
3.896E+00	5.205E-01	-2.075E-03	3.758E-01	5.535E-01	7.583E-01	7.704E-01	8.610E-01	3.489E-01
4.081E+00	5.152E-01	-2.122E-03	4.383E-01	6.087E-01	8.012E-01	8.088E-01	8.844E-01	3.488E-01
4.274E+00	5.105E-01	-2.183E-03	4.969E-01	6.627E-01	8.442E-01	8.421E-01	9.128E-01	3.480E-01
4.477E+00	5.052E-01	-2.242E-03	5.592E-01	7.183E-01	8.910E-01	8.746E-01	9.377E-01	3.459E-01
4.690E+00	4.988E-01	-2.301E-03	6.254E-01	7.772E-01	9.431E-01	9.108E-01	9.680E-01	3.435E-01
4.912E+00	4.951E-01	-2.379E-03	6.760E-01	8.219E-01	9.807E-01	9.357E-01	9.982E-01	3.418E-01
5.145E+00	4.934E-01	-2.476E-03	7.166E-01	8.561E-01	1.006E+00	9.518E-01	1.018E+00	3.402E-01
5.389E+00	4.908E-01	-2.569E-03	7.662E-01	8.949E-01	1.035E+00	9.729E-01	1.038E+00	3.394E-01
5.645E+00	4.888E-01	-2.644E-03	8.163E-01	9.299E-01	1.056E+00	9.864E-01	1.046E+00	3.392E-01
5.913E+00	4.867E-01	-2.714E-03	8.661E-01	9.641E-01	1.076E+00	1.003E+00	1.046E+00	3.380E-01
6.194E+00	4.837E-01	-2.780E-03	9.125E-01	1.000E+00	1.101E+00	1.025E+00	1.062E+00	3.372E-01
6.488E+00	4.803E-01	-2.864E-03	9.573E-01	1.038E+00	1.128E+00	1.046E+00	1.087E+00	3.367E-01
6.795E+00	4.754E-01	-2.912E-03	1.006E+00	1.082E+00	1.160E+00	1.064E+00	1.130E+00	3.361E-01
7.118E+00	4.702E-01	-2.958E-03	1.053E+00	1.128E+00	1.192E+00	1.085E+00	1.171E+00	3.354E-01
7.456E+00	4.669E-01	-3.028E-03	1.090E+00	1.164E+00	1.215E+00	1.105E+00	1.194E+00	3.359E-01
7.809E+00	4.637E-01	-3.084E-03	1.131E+00	1.196E+00	1.234E+00	1.125E+00	1.200E+00	3.365E-01
8.180E+00	4.601E-01	-3.126E-03	1.175E+00	1.225E+00	1.252E+00	1.148E+00	1.212E+00	3.369E-01
8.568E+00	4.558E-01	-3.164E-03	1.218E+00	1.258E+00	1.275E+00	1.172E+00	1.237E+00	3.371E-01
8.975E+00	4.517E-01	-3.203E-03	1.264E+00	1.287E+00	1.297E+00	1.194E+00	1.254E+00	3.369E-01
9.401E+00	4.484E-01	-3.251E-03	1.306E+00	1.309E+00	1.314E+00	1.210E+00	1.259E+00	3.360E-01
9.847E+00	4.459E-01	-3.300E-03	1.338E+00	1.325E+00	1.328E+00	1.218E+00	1.252E+00	3.347E-01
1.031E+01	4.436E-01	-3.347E-03	1.370E+00	1.344E+00	1.340E+00	1.228E+00	1.244E+00	3.351E-01
1.080E+01	4.408E-01	-3.372E-03	1.395E+00	1.357E+00	1.347E+00	1.238E+00	1.238E+00	3.354E-01
1.132E+01	4.371E-01	-3.370E-03	1.420E+00	1.370E+00	1.355E+00	1.248E+00	1.238E+00	3.347E-01
1.185E+01	4.335E-01	-3.368E-03	1.441E+00	1.380E+00	1.362E+00	1.256E+00	1.234E+00	3.336E-01
1.242E+01	4.303E-01	-3.351E-03	1.451E+00	1.386E+00	1.365E+00	1.260E+00	1.227E+00	3.341E-01
1.300E+01	4.281E-01	-3.346E-03	1.452E+00	1.384E+00	1.367E+00	1.257E+00	1.225E+00	3.337E-01
1.362E+01	4.261E-01	-3.341E-03	1.447E+00	1.381E+00	1.368E+00	1.255E+00	1.225E+00	3.326E-01
1.427E+01	4.242E-01	-3.321E-03	1.436E+00	1.374E+00	1.365E+00	1.251E+00	1.221E+00	3.319E-01
1.495E+01	4.232E-01	-3.295E-03	1.420E+00	1.361E+00	1.354E+00	1.243E+00	1.211E+00	3.310E-01
1.565E+01	4.229E-01	-3.272E-03	1.401E+00	1.345E+00	1.339E+00	1.233E+00	1.197E+00	3.299E-01
1.640E+01	4.233E-01	-3.272E-03	1.381E+00	1.328E+00	1.324E+00	1.221E+00	1.180E+00	3.277E-01
1.718E+01	4.232E-01	-3.256E-03	1.364E+00	1.312E+00	1.309E+00	1.210E+00	1.162E+00	3.252E-01
1.799E+01	4.206E-01	-3.207E-03	1.355E+00	1.305E+00	1.305E+00	1.209E+00	1.158E+00	3.225E-01
1.884E+01	4.201E-01	-3.168E-03	1.333E+00	1.288E+00	1.290E+00	1.200E+00	1.150E+00	3.191E-01
1.974E+01	4.202E-01	-3.121E-03	1.307E+00	1.265E+00	1.268E+00	1.185E+00	1.139E+00	3.158E-01
2.067E+01	4.215E-01	-3.066E-03	1.274E+00	1.234E+00	1.240E+00	1.163E+00	1.122E+00	3.131E-01
2.166E+01	4.232E-01	-3.006E-03	1.238E+00	1.197E+00	1.207E+00	1.138E+00	1.102E+00	3.107E-01
2.268E+01	4.246E-01	-2.935E-03	1.200E+00	1.161E+00	1.176E+00	1.113E+00	1.084E+00	3.084E-01
2.376E+01	4.257E-01	-2.859E-03	1.163E+00	1.127E+00	1.148E+00	1.091E+00	1.065E+00	3.055E-01
2.489E+01	4.265E-01	-2.781E-03	1.126E+00	1.095E+00	1.122E+00	1.072E+00	1.051E+00	3.029E-01
2.607E+01	4.273E-01	-2.711E-03	1.091E+00	1.067E+00	1.100E+00	1.054E+00	1.036E+00	3.010E-01
2.730E+01	4.280E-01	-2.655E-03	1.062E+00	1.044E+00	1.082E+00	1.040E+00	1.025E+00	2.997E-01
2.860E+01	4.287E-01	-2.611E-03	1.038E+00	1.026E+00	1.067E+00	1.028E+00	1.015E+00	2.988E-01
2.996E+01	4.294E-01	-2.581E-03	1.019E+00	1.011E+00	1.055E+00	1.018E+00	1.006E+00	2.983E-01
3.138E+01	4.300E-01	-2.561E-03	1.005E+00	9.992E-01	1.046E+00	1.010E+00	9.999E-01	2.979E-01
3.287E+01	4.306E-01	-2.542E-03	9.927E-01	9.892E-01	1.038E+00	1.003E+00	9.942E-01	2.976E-01
3.443E+01	4.311E-01	-2.529E-03	9.819E-01	9.802E-01	1.030E+00	9.972E-01	9.888E-01	2.974E-01
3.606E+01	4.315E-01	-2.517E-03	9.731E-01	9.729E-01	1.024E+00	9.922E-01	9.845E-01	2.972E-01
3.777E+01	4.320E-01	-2.507E-03	9.651E-01	9.661E-01	1.019E+00	9.875E-01	9.804E-01	2.970E-01
3.957E+01	4.323E-01	-2.498E-03	9.587E-01	9.607E-01	1.014E+00	9.839E-01	9.772E-01	2.969E-01
4.144E+01	4.327E-01	-2.492E-03	9.528E-01	9.556E-01	1.010E+00	9.801E-01	9.739E-01	2.968E-01
4.341E+01	4.329E-01	-2.485E-03	9.476E-01	9.511E-01	1.006E+00	9.770E-01	9.712E-01	2.967E-01
4.547E+01	4.332E-01	-2.480E-03	9.433E-01	9.475E-01	1.003E+00	9.746E-01	9.690E-01	2.966E-01
4.763E+01	4.334E-01	-2.476E-03	9.392E-01	9.439E-01	1.001E+00	9.720E-01	9.668E-01	2.966E-01
4.989E+01	4.336E-01	-2.471E-03	9.356E-01	9.409E-01	9.980E-01	9.698E-01	9.648E-01	2.965E-01
5.225E+01	4.338E-01	-2.468E-03	9.329E-01	9.386E-01	9.961E-01	9.683E-01	9.634E-01	2.965E-01
5.473E+01	4.338E-01	-2.465E-03	9.309E-01	9.369E-01	9.948E-01	9.672E-01	9.626E-01	2.964E-01
suite page suivante ...								

... suite de la page précédente								
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	sol E	σ
5.733E+01	4.339E-01	-2.463E-03	9.290E-01	9.354E-01	9.935E-01	9.661E-01	9.615E-01	2.964E-01
6.005E+01	4.340E-01	-2.462E-03	9.279E-01	9.342E-01	9.925E-01	9.652E-01	9.607E-01	2.964E-01
6.290E+01	4.341E-01	-2.462E-03	9.270E-01	9.335E-01	9.917E-01	9.645E-01	9.599E-01	2.963E-01
6.589E+01	4.341E-01	-2.465E-03	9.282E-01	9.343E-01	9.924E-01	9.651E-01	9.604E-01	2.963E-01
6.901E+01	4.339E-01	-2.469E-03	9.313E-01	9.368E-01	9.944E-01	9.667E-01	9.617E-01	2.963E-01
7.229E+01	4.335E-01	-2.479E-03	9.382E-01	9.425E-01	9.988E-01	9.704E-01	9.649E-01	2.964E-01
7.572E+01	4.327E-01	-2.493E-03	9.507E-01	9.531E-01	1.008E+00	9.779E-01	9.716E-01	2.964E-01
7.931E+01	4.317E-01	-2.505E-03	9.638E-01	9.648E-01	1.018E+00	9.866E-01	9.791E-01	2.966E-01
8.307E+01	4.314E-01	-2.512E-03	9.711E-01	9.709E-01	1.023E+00	9.911E-01	9.837E-01	2.972E-01
8.702E+01	4.319E-01	-2.510E-03	9.690E-01	9.691E-01	1.021E+00	9.895E-01	9.839E-01	2.976E-01
9.114E+01	4.329E-01	-2.498E-03	9.563E-01	9.594E-01	1.013E+00	9.825E-01	9.791E-01	2.976E-01
9.547E+01	4.340E-01	-2.476E-03	9.380E-01	9.444E-01	1.001E+00	9.725E-01	9.705E-01	2.970E-01
1.000E+02	4.346E-01	-2.459E-03	9.259E-01	9.338E-01	9.929E-01	9.656E-01	9.636E-01	2.966E-01

TAB. 4.9 – Coefficients issus de l'inversion de la base de données de surface Kik-net

valeurs des coefficients Kik-net surface							
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	σ
1.000E-01	7.790E-01	-1.886E-03	-3.878E+00	-3.750E+00	-3.572E+00	-3.394E+00	3.532E-01
1.047E-01	7.830E-01	-1.866E-03	-3.873E+00	-3.745E+00	-3.566E+00	-3.386E+00	3.531E-01
1.097E-01	7.870E-01	-1.848E-03	-3.868E+00	-3.740E+00	-3.561E+00	-3.380E+00	3.530E-01
1.149E-01	7.917E-01	-1.835E-03	-3.864E+00	-3.737E+00	-3.557E+00	-3.376E+00	3.529E-01
1.204E-01	7.964E-01	-1.818E-03	-3.862E+00	-3.735E+00	-3.554E+00	-3.371E+00	3.529E-01
1.261E-01	8.015E-01	-1.801E-03	-3.860E+00	-3.733E+00	-3.552E+00	-3.368E+00	3.529E-01
1.321E-01	8.069E-01	-1.782E-03	-3.859E+00	-3.733E+00	-3.551E+00	-3.366E+00	3.529E-01
1.383E-01	8.129E-01	-1.761E-03	-3.860E+00	-3.735E+00	-3.553E+00	-3.367E+00	3.528E-01
1.449E-01	8.193E-01	-1.737E-03	-3.863E+00	-3.739E+00	-3.556E+00	-3.371E+00	3.527E-01
1.518E-01	8.265E-01	-1.715E-03	-3.868E+00	-3.745E+00	-3.561E+00	-3.377E+00	3.525E-01
1.590E-01	8.346E-01	-1.693E-03	-3.877E+00	-3.754E+00	-3.571E+00	-3.387E+00	3.523E-01
1.665E-01	8.436E-01	-1.670E-03	-3.889E+00	-3.767E+00	-3.583E+00	-3.401E+00	3.522E-01
1.744E-01	8.534E-01	-1.649E-03	-3.903E+00	-3.782E+00	-3.598E+00	-3.417E+00	3.522E-01
1.827E-01	8.640E-01	-1.623E-03	-3.918E+00	-3.800E+00	-3.614E+00	-3.435E+00	3.526E-01
1.914E-01	8.754E-01	-1.585E-03	-3.937E+00	-3.821E+00	-3.634E+00	-3.457E+00	3.532E-01
2.005E-01	8.871E-01	-1.543E-03	-3.957E+00	-3.841E+00	-3.655E+00	-3.482E+00	3.546E-01
2.100E-01	8.997E-01	-1.505E-03	-3.980E+00	-3.864E+00	-3.676E+00	-3.504E+00	3.565E-01
2.199E-01	9.120E-01	-1.461E-03	-4.002E+00	-3.884E+00	-3.695E+00	-3.525E+00	3.591E-01
2.304E-01	9.244E-01	-1.411E-03	-4.022E+00	-3.904E+00	-3.713E+00	-3.547E+00	3.622E-01
2.413E-01	9.364E-01	-1.369E-03	-4.039E+00	-3.921E+00	-3.727E+00	-3.560E+00	3.654E-01
2.527E-01	9.462E-01	-1.328E-03	-4.046E+00	-3.928E+00	-3.731E+00	-3.562E+00	3.687E-01
2.647E-01	9.543E-01	-1.286E-03	-4.045E+00	-3.927E+00	-3.726E+00	-3.553E+00	3.722E-01
2.773E-01	9.605E-01	-1.251E-03	-4.036E+00	-3.918E+00	-3.712E+00	-3.534E+00	3.766E-01
2.905E-01	9.659E-01	-1.231E-03	-4.024E+00	-3.905E+00	-3.694E+00	-3.509E+00	3.801E-01
3.042E-01	9.711E-01	-1.210E-03	-4.014E+00	-3.892E+00	-3.678E+00	-3.482E+00	3.828E-01
3.187E-01	9.768E-01	-1.214E-03	-4.005E+00	-3.881E+00	-3.664E+00	-3.454E+00	3.848E-01
3.338E-01	9.801E-01	-1.210E-03	-3.985E+00	-3.859E+00	-3.641E+00	-3.416E+00	3.858E-01
3.496E-01	9.803E-01	-1.195E-03	-3.953E+00	-3.826E+00	-3.608E+00	-3.353E+00	3.869E-01
3.662E-01	9.788E-01	-1.160E-03	-3.915E+00	-3.787E+00	-3.568E+00	-3.289E+00	3.870E-01
3.836E-01	9.774E-01	-1.137E-03	-3.879E+00	-3.749E+00	-3.531E+00	-3.229E+00	3.868E-01
4.018E-01	9.759E-01	-1.123E-03	-3.842E+00	-3.709E+00	-3.491E+00	-3.175E+00	3.866E-01
4.209E-01	9.716E-01	-1.097E-03	-3.794E+00	-3.658E+00	-3.439E+00	-3.126E+00	3.868E-01
4.409E-01	9.676E-01	-1.103E-03	-3.743E+00	-3.607E+00	-3.384E+00	-3.076E+00	3.881E-01
4.618E-01	9.656E-01	-1.133E-03	-3.701E+00	-3.563E+00	-3.337E+00	-3.033E+00	3.892E-01
4.837E-01	9.642E-01	-1.169E-03	-3.663E+00	-3.522E+00	-3.294E+00	-2.995E+00	3.899E-01
5.066E-01	9.617E-01	-1.200E-03	-3.620E+00	-3.477E+00	-3.244E+00	-2.948E+00	3.897E-01
5.307E-01	9.572E-01	-1.219E-03	-3.567E+00	-3.422E+00	-3.184E+00	-2.900E+00	3.900E-01
5.559E-01	9.519E-01	-1.228E-03	-3.511E+00	-3.363E+00	-3.121E+00	-2.847E+00	3.921E-01
5.822E-01	9.479E-01	-1.265E-03	-3.459E+00	-3.307E+00	-3.060E+00	-2.792E+00	3.944E-01
6.099E-01	9.447E-01	-1.313E-03	-3.409E+00	-3.253E+00	-3.001E+00	-2.742E+00	3.963E-01
6.388E-01	9.403E-01	-1.340E-03	-3.354E+00	-3.196E+00	-2.938E+00	-2.694E+00	3.973E-01
6.691E-01	9.343E-01	-1.355E-03	-3.290E+00	-3.132E+00	-2.869E+00	-2.629E+00	3.978E-01
7.009E-01	9.284E-01	-1.383E-03	-3.228E+00	-3.067E+00	-2.800E+00	-2.558E+00	3.979E-01
7.341E-01	9.232E-01	-1.427E-03	-3.167E+00	-3.002E+00	-2.732E+00	-2.491E+00	3.994E-01
7.690E-01	9.172E-01	-1.444E-03	-3.101E+00	-2.936E+00	-2.660E+00	-2.426E+00	4.016E-01
8.055E-01	9.126E-01	-1.464E-03	-3.042E+00	-2.877E+00	-2.596E+00	-2.363E+00	4.031E-01
8.437E-01	9.089E-01	-1.490E-03	-2.988E+00	-2.821E+00	-2.535E+00	-2.299E+00	4.044E-01

suite page suivante ...

◇4. EUROCODE 8 DESIGN RESPONSE SPECTRA EVALUATION USING THE K-NET JAPANESE DATABASE

... suite de la page précédente							
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	σ
8.837E-01	9.068E-01	-1.549E-03	-2.939E+00	-2.771E+00	-2.482E+00	-2.247E+00	4.060E-01
9.256E-01	9.045E-01	-1.621E-03	-2.888E+00	-2.719E+00	-2.428E+00	-2.192E+00	4.070E-01
9.696E-01	9.012E-01	-1.683E-03	-2.835E+00	-2.663E+00	-2.371E+00	-2.130E+00	4.073E-01
1.016E+00	8.962E-01	-1.721E-03	-2.774E+00	-2.601E+00	-2.307E+00	-2.057E+00	4.073E-01
1.064E+00	8.897E-01	-1.748E-03	-2.706E+00	-2.531E+00	-2.238E+00	-1.974E+00	4.072E-01
1.114E+00	8.815E-01	-1.761E-03	-2.630E+00	-2.455E+00	-2.162E+00	-1.884E+00	4.073E-01
1.167E+00	8.740E-01	-1.791E-03	-2.555E+00	-2.380E+00	-2.088E+00	-1.797E+00	4.072E-01
1.222E+00	8.691E-01	-1.852E-03	-2.492E+00	-2.315E+00	-2.026E+00	-1.721E+00	4.074E-01
1.281E+00	8.655E-01	-1.912E-03	-2.432E+00	-2.257E+00	-1.970E+00	-1.645E+00	4.077E-01
1.341E+00	8.615E-01	-1.960E-03	-2.374E+00	-2.199E+00	-1.913E+00	-1.563E+00	4.082E-01
1.405E+00	8.568E-01	-2.007E-03	-2.315E+00	-2.137E+00	-1.851E+00	-1.480E+00	4.079E-01
1.472E+00	8.518E-01	-2.083E-03	-2.255E+00	-2.071E+00	-1.786E+00	-1.415E+00	4.078E-01
1.541E+00	8.442E-01	-2.123E-03	-2.182E+00	-1.995E+00	-1.711E+00	-1.354E+00	4.085E-01
1.615E+00	8.382E-01	-2.173E-03	-2.114E+00	-1.928E+00	-1.643E+00	-1.306E+00	4.100E-01
1.691E+00	8.309E-01	-2.213E-03	-2.041E+00	-1.854E+00	-1.568E+00	-1.259E+00	4.116E-01
1.771E+00	8.247E-01	-2.267E-03	-1.972E+00	-1.786E+00	-1.496E+00	-1.211E+00	4.114E-01
1.855E+00	8.210E-01	-2.352E-03	-1.913E+00	-1.726E+00	-1.435E+00	-1.171E+00	4.107E-01
1.944E+00	8.170E-01	-2.439E-03	-1.854E+00	-1.666E+00	-1.373E+00	-1.120E+00	4.110E-01
2.036E+00	8.126E-01	-2.512E-03	-1.792E+00	-1.605E+00	-1.310E+00	-1.077E+00	4.121E-01
2.132E+00	8.069E-01	-2.573E-03	-1.728E+00	-1.539E+00	-1.246E+00	-1.031E+00	4.138E-01
2.234E+00	8.002E-01	-2.616E-03	-1.661E+00	-1.471E+00	-1.180E+00	-9.965E-01	4.146E-01
2.340E+00	7.950E-01	-2.687E-03	-1.601E+00	-1.407E+00	-1.118E+00	-9.645E-01	4.155E-01
2.451E+00	7.907E-01	-2.777E-03	-1.544E+00	-1.346E+00	-1.059E+00	-9.337E-01	4.156E-01
2.567E+00	7.870E-01	-2.856E-03	-1.491E+00	-1.288E+00	-1.004E+00	-8.995E-01	4.164E-01
2.689E+00	7.814E-01	-2.906E-03	-1.430E+00	-1.223E+00	-9.414E-01	-8.560E-01	4.171E-01
2.816E+00	7.763E-01	-2.983E-03	-1.372E+00	-1.161E+00	-8.809E-01	-8.164E-01	4.164E-01
2.950E+00	7.719E-01	-3.069E-03	-1.317E+00	-1.102E+00	-8.271E-01	-7.822E-01	4.156E-01
3.090E+00	7.674E-01	-3.160E-03	-1.261E+00	-1.041E+00	-7.711E-01	-7.366E-01	4.155E-01
3.236E+00	7.617E-01	-3.240E-03	-1.198E+00	-9.763E-01	-7.124E-01	-6.935E-01	4.170E-01
3.390E+00	7.576E-01	-3.330E-03	-1.141E+00	-9.191E-01	-6.625E-01	-6.507E-01	4.185E-01
3.551E+00	7.541E-01	-3.423E-03	-1.088E+00	-8.632E-01	-6.158E-01	-5.956E-01	4.200E-01
3.719E+00	7.484E-01	-3.473E-03	-1.028E+00	-8.011E-01	-5.663E-01	-5.262E-01	4.209E-01
3.896E+00	7.431E-01	-3.530E-03	-9.715E-01	-7.429E-01	-5.219E-01	-4.613E-01	4.208E-01
4.081E+00	7.372E-01	-3.585E-03	-9.120E-01	-6.818E-01	-4.750E-01	-4.042E-01	4.202E-01
4.274E+00	7.322E-01	-3.640E-03	-8.587E-01	-6.259E-01	-4.310E-01	-3.641E-01	4.212E-01
4.477E+00	7.265E-01	-3.687E-03	-8.033E-01	-5.681E-01	-3.851E-01	-3.325E-01	4.224E-01
4.690E+00	7.203E-01	-3.725E-03	-7.439E-01	-5.086E-01	-3.358E-01	-2.937E-01	4.238E-01
4.912E+00	7.151E-01	-3.787E-03	-6.897E-01	-4.543E-01	-2.890E-01	-2.539E-01	4.243E-01
5.145E+00	7.121E-01	-3.880E-03	-6.463E-01	-4.098E-01	-2.530E-01	-2.242E-01	4.235E-01
5.389E+00	7.095E-01	-3.975E-03	-6.060E-01	-3.664E-01	-2.205E-01	-2.022E-01	4.228E-01
5.645E+00	7.040E-01	-4.017E-03	-5.519E-01	-3.129E-01	-1.775E-01	-1.563E-01	4.226E-01
5.913E+00	6.990E-01	-4.062E-03	-5.018E-01	-2.617E-01	-1.375E-01	-1.094E-01	4.232E-01
6.194E+00	6.951E-01	-4.127E-03	-4.534E-01	-2.150E-01	-1.022E-01	-7.467E-02	4.239E-01
6.488E+00	6.900E-01	-4.177E-03	-3.995E-01	-1.648E-01	-6.460E-02	-3.695E-02	4.246E-01
6.795E+00	6.849E-01	-4.235E-03	-3.447E-01	-1.157E-01	-3.100E-02	4.350E-03	4.249E-01
7.118E+00	6.798E-01	-4.289E-03	-2.894E-01	-6.696E-02	7.511E-04	4.578E-02	4.243E-01
7.456E+00	6.742E-01	-4.339E-03	-2.331E-01	-1.862E-02	3.318E-02	8.577E-02	4.241E-01
7.809E+00	6.699E-01	-4.396E-03	-1.823E-01	2.123E-02	5.752E-02	1.285E-01	4.240E-01
8.180E+00	6.648E-01	-4.426E-03	-1.283E-01	6.094E-02	8.317E-02	1.582E-01	4.236E-01
8.568E+00	6.585E-01	-4.448E-03	-7.217E-02	1.046E-01	1.166E-01	1.767E-01	4.242E-01
8.975E+00	6.517E-01	-4.465E-03	-1.949E-02	1.481E-01	1.524E-01	1.969E-01	4.250E-01
9.401E+00	6.468E-01	-4.492E-03	2.441E-02	1.797E-01	1.779E-01	2.054E-01	4.258E-01
9.847E+00	6.414E-01	-4.500E-03	7.239E-02	2.082E-01	2.051E-01	2.176E-01	4.252E-01
1.031E+01	6.388E-01	-4.549E-03	1.100E-01	2.221E-01	2.182E-01	2.230E-01	4.237E-01
1.080E+01	6.356E-01	-4.585E-03	1.481E-01	2.354E-01	2.293E-01	2.347E-01	4.209E-01
1.132E+01	6.319E-01	-4.614E-03	1.848E-01	2.505E-01	2.408E-01	2.422E-01	4.171E-01
1.185E+01	6.305E-01	-4.662E-03	2.061E-01	2.552E-01	2.406E-01	2.298E-01	4.131E-01
1.242E+01	6.279E-01	-4.684E-03	2.280E-01	2.631E-01	2.427E-01	2.217E-01	4.104E-01
1.300E+01	6.251E-01	-4.693E-03	2.456E-01	2.686E-01	2.431E-01	2.143E-01	4.080E-01
1.362E+01	6.216E-01	-4.683E-03	2.581E-01	2.739E-01	2.431E-01	2.154E-01	4.046E-01
1.427E+01	6.178E-01	-4.664E-03	2.652E-01	2.770E-01	2.413E-01	2.181E-01	4.010E-01
1.495E+01	6.164E-01	-4.651E-03	2.564E-01	2.656E-01	2.257E-01	2.080E-01	3.978E-01
1.565E+01	6.166E-01	-4.643E-03	2.348E-01	2.438E-01	2.008E-01	1.911E-01	3.943E-01
1.640E+01	6.170E-01	-4.634E-03	2.111E-01	2.202E-01	1.774E-01	1.737E-01	3.916E-01
1.718E+01	6.175E-01	-4.617E-03	1.872E-01	1.937E-01	1.544E-01	1.633E-01	3.890E-01
suite page suivante ...							

... suite de la page précédente							
fréquence	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	σ
1.799E+01	6.193E-01	-4.601E-03	1.549E-01	1.597E-01	1.265E-01	1.458E-01	3.868E-01
1.884E+01	6.202E-01	-4.573E-03	1.235E-01	1.289E-01	1.023E-01	1.303E-01	3.849E-01
1.974E+01	6.224E-01	-4.546E-03	8.356E-02	9.343E-02	7.181E-02	1.074E-01	3.831E-01
2.067E+01	6.240E-01	-4.504E-03	4.975E-02	6.190E-02	4.541E-02	8.970E-02	3.821E-01
2.166E+01	6.252E-01	-4.444E-03	9.795E-03	2.910E-02	1.802E-02	6.914E-02	3.812E-01
2.268E+01	6.269E-01	-4.387E-03	-3.420E-02	-4.603E-03	-1.013E-02	4.804E-02	3.807E-01
2.376E+01	6.282E-01	-4.326E-03	-7.444E-02	-3.537E-02	-3.472E-02	2.607E-02	3.798E-01
2.489E+01	6.299E-01	-4.272E-03	-1.121E-01	-6.597E-02	-5.910E-02	1.360E-03	3.795E-01
2.607E+01	6.320E-01	-4.228E-03	-1.469E-01	-9.561E-02	-8.268E-02	-2.174E-02	3.794E-01
2.730E+01	6.333E-01	-4.184E-03	-1.755E-01	-1.193E-01	-1.009E-01	-3.990E-02	3.794E-01
2.860E+01	6.345E-01	-4.145E-03	-2.013E-01	-1.402E-01	-1.169E-01	-5.626E-02	3.793E-01
2.996E+01	6.357E-01	-4.115E-03	-2.249E-01	-1.584E-01	-1.308E-01	-7.027E-02	3.793E-01
3.138E+01	6.369E-01	-4.092E-03	-2.454E-01	-1.736E-01	-1.426E-01	-8.174E-02	3.794E-01
3.287E+01	6.379E-01	-4.076E-03	-2.622E-01	-1.867E-01	-1.530E-01	-9.175E-02	3.796E-01
3.443E+01	6.386E-01	-4.062E-03	-2.748E-01	-1.966E-01	-1.607E-01	-9.925E-02	3.797E-01
3.606E+01	6.393E-01	-4.050E-03	-2.856E-01	-2.052E-01	-1.676E-01	-1.059E-01	3.798E-01
3.777E+01	6.399E-01	-4.041E-03	-2.952E-01	-2.129E-01	-1.739E-01	-1.117E-01	3.799E-01
3.957E+01	6.404E-01	-4.033E-03	-3.031E-01	-2.192E-01	-1.790E-01	-1.165E-01	3.800E-01
4.144E+01	6.406E-01	-4.026E-03	-3.090E-01	-2.238E-01	-1.826E-01	-1.199E-01	3.800E-01
4.341E+01	6.410E-01	-4.019E-03	-3.150E-01	-2.288E-01	-1.866E-01	-1.237E-01	3.801E-01
4.547E+01	6.414E-01	-4.014E-03	-3.207E-01	-2.334E-01	-1.904E-01	-1.272E-01	3.801E-01
4.763E+01	6.417E-01	-4.010E-03	-3.256E-01	-2.374E-01	-1.938E-01	-1.303E-01	3.801E-01
4.989E+01	6.419E-01	-4.005E-03	-3.299E-01	-2.409E-01	-1.966E-01	-1.330E-01	3.802E-01
5.225E+01	6.422E-01	-4.002E-03	-3.337E-01	-2.440E-01	-1.992E-01	-1.353E-01	3.802E-01
5.473E+01	6.423E-01	-3.998E-03	-3.370E-01	-2.468E-01	-2.014E-01	-1.374E-01	3.802E-01
5.733E+01	6.425E-01	-3.996E-03	-3.401E-01	-2.493E-01	-2.035E-01	-1.393E-01	3.802E-01
6.005E+01	6.426E-01	-3.992E-03	-3.426E-01	-2.513E-01	-2.050E-01	-1.408E-01	3.803E-01
6.290E+01	6.428E-01	-3.990E-03	-3.452E-01	-2.534E-01	-2.068E-01	-1.424E-01	3.803E-01
6.589E+01	6.430E-01	-3.988E-03	-3.474E-01	-2.553E-01	-2.084E-01	-1.438E-01	3.803E-01
6.901E+01	6.431E-01	-3.986E-03	-3.494E-01	-2.568E-01	-2.096E-01	-1.450E-01	3.803E-01
7.229E+01	6.432E-01	-3.985E-03	-3.515E-01	-2.587E-01	-2.112E-01	-1.464E-01	3.803E-01
7.572E+01	6.433E-01	-3.983E-03	-3.530E-01	-2.599E-01	-2.122E-01	-1.473E-01	3.803E-01
7.931E+01	6.434E-01	-3.982E-03	-3.545E-01	-2.612E-01	-2.132E-01	-1.483E-01	3.804E-01
8.307E+01	6.435E-01	-3.981E-03	-3.560E-01	-2.624E-01	-2.142E-01	-1.493E-01	3.804E-01
8.702E+01	6.436E-01	-3.979E-03	-3.571E-01	-2.632E-01	-2.149E-01	-1.498E-01	3.804E-01
9.114E+01	6.436E-01	-3.978E-03	-3.580E-01	-2.640E-01	-2.155E-01	-1.504E-01	3.804E-01
9.547E+01	6.436E-01	-3.976E-03	-3.588E-01	-2.646E-01	-2.160E-01	-1.508E-01	3.804E-01
1.000E+02	6.437E-01	-3.975E-03	-3.598E-01	-2.654E-01	-2.166E-01	-1.515E-01	3.804E-01

4.8 Différences entre prédictions spectrales des deux réseaux de surface

Nous avons analysé les deux bases de données de surface K-net et Kik-net et les Tables 4.8 et 4.9 rappellent les résultats obtenus pour les coefficients de régressions.

Le cas du Japon est unique à l'heure actuelle puisqu'il s'y trouve 2 bons réseaux dédiés à l'étude du mouvement sismique. Ainsi que déjà mentionné, les deux réseaux ont un objectif scientifique différent. Un exercice intéressant consiste à comparer ce qu'indiquent les résultats des analyses des deux bases de données (voir les statistiques à la Table 2.6, le modèle de regression choisi à l'Equation 4.4 et les coefficients de regression dans les Tables 4.8 et 4.9).

Nous avons prédit des spectres de réponse sur un sol de type *C* (voir la Table 4.3) pour 12 couples magnitude-distance tous différents et dont l'existence est validée par le critère de Fukushima & Tanaka (1990) indiqué par l'Equation 4.1 ($M_w = 4,2$ à 30 km, $M_w = 5,0$ à 30 km, $M_w = 5,0$ à 90 km, $M_w = 5,5$ à 30 km, $M_w = 5,5$ à 60 km, $M_w = 5,5$ à 150 km, $M_w = 6,0$ à 30 km, $M_w = 6,0$ à 60 km, $M_w = 6,0$ à 150 km,

$M_w = 7,3$ à 30 km, $M_w = 7,3$ à 60 km et $M_w = 7,3$ à 150 km). La Figure 4.18 montre le résultat des prédictions médianes obtenues pour K-net (traits continus fins) et Kik-net (traits continus gras). Par commodité, les spectres situés à $+\sigma$ et $-\sigma$ ne sont pas tracés. Il faut observer que les prédictions réalisées à partir de Kik-net (traits continus gras) sont situées au dessus de celles réalisées à partir de K-net (traits continus fins) pour les scénarii de magnitude élevées (voir par exemple le scénario de magnitude 7,3). Nous obtenons l'inverse pour les magnitudes faibles : les prédictions réalisées à partir de K-net (traits continus fins) sont situées au dessus de celles réalisées à partir de Kik-net (traits continus gras). Il est surprenant de constater de telles variations dans les prédictions alors que le contexte tectonique ainsi que l'instrumentation sont les mêmes.

Une analyse comparable à celle-ci a été réitérée en ne prenant en compte que les séismes de magnitude supérieure à 5,5. L'exercice précédemment décrit est également reproduit avec ces nouveaux résultats. La Figure 4.18 montre le résultat des prédictions médianes obtenues pour K-net (traits discontinus fins) et Kik-net (traits discontinus gras). Cette fois-ci, il faut noter que les différences observées (avec les traits continus) ont presque disparu.

Les résultats présentés ici trouveront plus tard leur explication en mettant en rapport les statistiques de chaque base de données et les résultats obtenus dans le Chapitre 8 : il se révèle ainsi que la base de données Kik-net a, par l'entremise du modèle choisi (Equation 4.4), une dépendance marquée vis-à-vis des mouvements faibles. La base de données K-net, en revanche, se révèle stable, au vu des positions relativement proches des prédictions spectrales de la Figure 4.18 : les prédictions réalisées d'une part, avec une analyse des données de magnitude supérieure à 4,0 (traits continus fins sur la Figure 4.18) et d'autre part, avec une analyse des données de magnitude supérieure à 5,5 (traits discontinus fins sur la Figure 4.18) sont comparables.

Nous n'avons mélangé les données de surface des deux réseaux à aucun moment au cours du projet de recherche, en partie à cause de ces résultats.

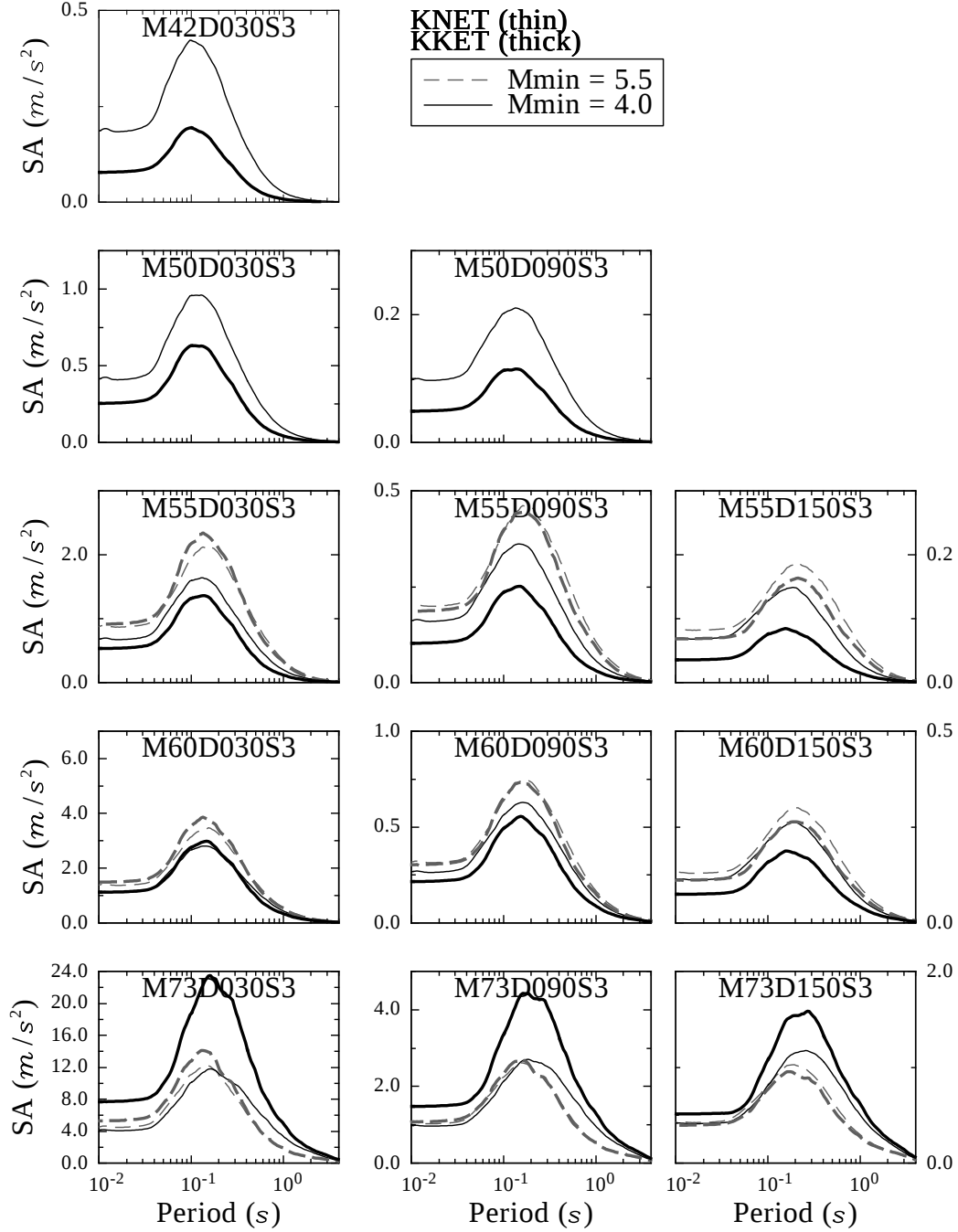


FIG. 4.18 – Comparaison des spectres de réponse en accélération prédits par les analyses des jeux de données K-net et Kik-net sur les gammes de magnitude $[4,0\ 7,3]$ (traits continus) et $[5,5\ 7,3]$ (traits discontinus). 'M42D030S3' désigne un scénario de magnitude 4,2 et éloigné de 30 km, enregistré sur un sol C. Les prédictions obtenues par K-net et Kik-net deviennent comparables pour la gamme $[5,5\ 7,3]$. K-net exhibe des spectres relativement indépendants de la magnitude minimale du jeu de données analysé.

-PARTIE III-

L'ACTION SISMIQUE :

L'ACCÉLÉROGRAMME, PROCESSUS
ALÉATOIRE

Chapitre 5.

Le calcul sismique transitoire

5.1 Remarques sur le spectre de réponse

5.1.1 Calculs pour les ouvrages courants

Le calcul spectral est un calcul dynamique sur la base des vecteurs propres de la structure, où on ne cherche à obtenir qu'une estimation des valeurs maximales de la réponse, sans s'intéresser aux variations de cette réponse dans le temps (Betbeder-Matibet, 2003). On suppose par ailleurs que le comportement de la structure reste linéaire. Quatre hypothèses doivent être vérifiées afin de valider le calcul :

- Le mouvement du sol s'effectue en bloc, sans déphasage entre les différents points de contact sol-structure.
- On suppose que le bâtiment s'encastre parfaitement dans le sol.
- L'amortissement est de type visqueux et permet le découplage des modes propres.
- On suppose de plus l'indépendance des modes propres entre eux.

5.1.2 Combinaisons des réponses modales

Le spectre de réponse caractérise le mouvement sismique et sa construction fournit par simple lecture la valeur maximale de l'amplitude des réponses modales.

La valeur maximale de la réponse globale du système considéré peut s'obtenir de différentes façons. Il est bien évident qu'une borne supérieure est obtenue en sommant les maxima individuels mais supposer la simultanéité de ces amplitudes maximales est exagérément pénalisante ; c'est la règle dite de combinaison arithmétique et elle n'est que rarement utilisée (Betbeder-Matibet, 2003). Une combinaison quadratique est plus communément adoptée et repose sur la considération que le maximum probable d'une réponse de la structure est déterminé par l'indépendance des réponses modales : c'est-à-dire que l'on exprime que le carré de la valeur maximale de la réponse peut être pris égal à la somme des carrés des valeurs maximales de chacun des termes (Betbeder-Matibet,

2003).

Cette règle est une bonne approximation de la réalité dans le cas où le spectre définissant le mouvement sismique présente une large bande de fréquences et où les modes propres de la structure, clairement distincts les uns des autres, se situent dans le voisinage de cette bande de fréquences (Betbeder-Matibet, 2003). Le problème se pose lorsque l'une ou l'autre de ces conditions n'est pas respectée. Diverses propositions ont été présentées pour obtenir une meilleure approximation :

- des combinaisons mixtes où on utilise la règle arithmétique pour certains modes avant d'appliquer la règle quadratique à l'ensemble de la structure.
- des combinaisons quadratiques complètes, dépendantes des périodes et des coefficients d'amortissement des modes combinés. Cette proposition est destinée à devenir d'usage courant.

Le calcul spectral suppose un comportement linéaire de la structure. Or il n'est pas réaliste, en dehors des ouvrages pour lesquels les impératifs de sécurité sont particulièrement stricts, de considérer que le comportement des structures reste dans le domaine linéaire, pour des séismes de forte intensité (Betbeder-Matibet, 2003). Il est admis que les efforts réels dans une structure peuvent être obtenus à partir des efforts calculés sur un modèle linéaire correspondant à l'état non dégradé en les divisant par un coefficient q , dit de comportement. Les livres de constructions développent plus avant l'existence et l'utilisation de ce coefficient de comportement global, à l'échelle de la structure (Betbeder-Matibet, 2003). L'approche par ce coefficient permet de tenir compte de la fragilité plus grande des structures ayant une répartition irrégulière des inerties et des raideurs, dont l'expérience montre qu'elles sont plus sensibles que les structures régulières à l'accumulation des déformations dans certaines liaisons.

5.2 Hypothèses nécessitant une approche temporelle du mouvement sismique

Pour certaines applications, les hypothèses habituelles de calcul spectral sont inadéquates. Il en est ainsi, par exemple :

- des ouvrages ayant des grandes dimensions en plan, pour lesquels on ne peut plus admettre une excitation en phase de tous les points du sol sous la fondation ;
- des ouvrages ayant des fondations massives sur un sol déformable ; l'hypothèse d'un encastrement parfait doit alors être abandonnée ;
- des ouvrages comportant des dispositifs amortisseurs localisés, dont les matrices d'amortissement ont une structure qui ne permet plus de supposer que les modes

peuvent être découplés.

Dans ces cas, moyennant certaines complications des modèles, il est possible de faire des calculs représentatifs de la réalité, soit en conservant la définition spectrale du mouvement, soit en passant à une représentation temporelle. Le calcul sismique transitoire est déjà ancien mais s'était effacé devant les capacités informatiques qui s'amélioraient et rendaient ainsi très possible le calcul modal (Betbeder-Matibet, 2003). Pour les exemples précités, le recours au calcul transitoire implique un choix des accélérogrammes à retenir pour ce calcul, mais la discussion au sein de la communauté parasismique n'est pas achevée et il demeure un certain nombre de points irrésolus. En particulier le nombre d'accélérogrammes à utiliser pour l'analyse, la nature à privilégier pour ceux-ci (naturels ou synthétiques), l'éloignement du spectre de réponse au spectre cible de référence...

Pour des applications à des analyses linéaires, le choix des accélérogrammes n'est pas trop critique car il faut s'assurer que les spectres de réponse correspondants fournissent une approximation satisfaisante du spectre cible. En revanche, les analyses non-linéaires requièrent quelques précautions. En particulier, le spectre de réponse n'est pas un très bon indicateur du potentiel d'endommagement d'un accélérogramme et il arrive qu'une réponse non-linéaire augmente pour un changement d'accélérogramme correspondant à une diminution du spectre élastique (Betbeder-Matibet, 2003). L'utilisation d'accélérogrammes synthétiques ajustés sur le spectre dans des calculs non-linéaires doit être faite avec soin : les accélérogrammes doivent en effet présenter une bonne allure (ce qui implique qu'ils ne soient pas ajustés sur la totalité du spectre). Betbeder-Matibet (2003) énonce qu'un échantillon de 5 à 10 accélérogrammes doit suffire à la condition qu'ils présentent des caractéristiques en accord avec la sismicité régionale. Le Chapitre 6 s'attache à présenter une nouvelle méthode qui satisfait cette condition.

5.3 La variabilité du mouvement

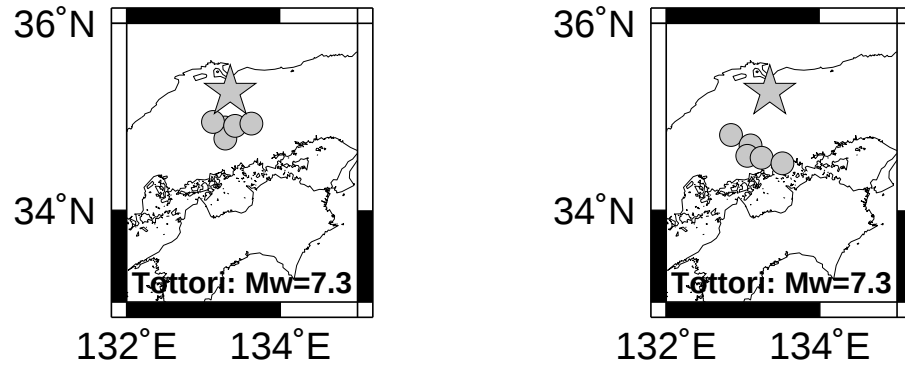
Depuis quelques années que les réseaux de mouvement fort se développent, le retour d'expérience a eu une influence prépondérante sur la philosophie des codes parasismiques. Lorsque les enregistrements accélérométriques étaient suffisamment nombreux en zone épiscopentrale, comme à Northridge en 1994, à Kobe en 1995 puis à Chi-Chi en 1999, mais encore, plus proche de la France, à Colfiorito en 1997, leur étude a démontré le caractère aléatoire incontestable du mouvement sismique.

Il existe de séisme à séisme de magnitude comparable une variabilité significative, en terme de contenu fréquentiel et plus largement de valeurs de paramètres de mouvement fort (ceux présentés dans le Chapitre 1, Figure 1.1 par exemple). Cette variabilité

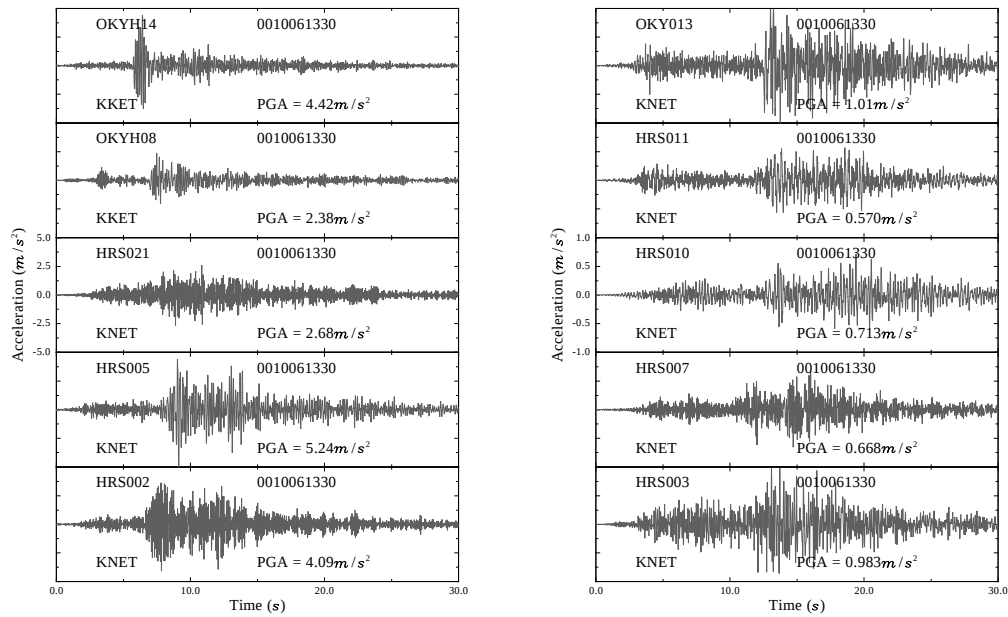
inter-séisme peut être causée par des différences de rupture de la faille. Ainsi, Harris & Day (1997) ont montré que les vitesses de rupture et de déplacement sont grandement affectées lorsqu'une zone à faible vitesse se trouve à l'une des extrémités de la faille. La zone de faible vitesse introduit aussi une asymétrie dans le diagramme de radiation qui affecte le mouvement produit en surface. C'est également cette asymétrie du diagramme de radiation de la source qui se retrouve lors d'une rupture en strike-slip avec directivité et qui affecte les valeurs pics du mouvement (Bouchon et al., 2001). La position d'un site relativement au diagramme de radiation de la source a donc son importance, et reste difficilement prédictible pour les séismes à venir. Les changements de direction de la rupture de la faille sont également la source de modification du mouvement produit en surface : Beroza & Spudich (1988) ont démontré que la vitesse de rupture peut diminuer puis s'inverser, de sorte que la rupture retourne vers l'hypocentre du séisme (séisme de Morgan Hill, magnitude 6,2 en 1984). Enfin, la profondeur du Moho, la profondeur focale du foyer du séisme, la direction de la rupture et le mécanisme focal déterminent l'amplification des ondes réfléchies par le Moho et la distance au-delà de laquelle ces réflexions critiques sont perceptibles (Catchings & Kohler, 1996).

Parmi les enregistrements d'un même séisme qui peuvent être réalisés, il peut exister une variabilité intra-séisme que la connaissance de la physique de la rupture, ou de la nature du sol sur lequel repose la station peuvent expliquer. Deux enregistrements d'un même séisme, pour lequel un fort effet de directivité existe, présentent ainsi une différence importante de valeur de pic ou de contenu fréquentiel si l'azimuth par rapport à la faille n'est pas le même (Bouchon et al., 2001). D'autre part, le mouvement sismique est grandement affecté par la vitesse des ondes dans les 30 à 60 m de profondeur sous la surface du sol (Borcherdt et al., 1979, Joyner et al., 1981, Seed et al., 1988) : seulement, la distinction des sols par la valeur moyenne V_{S30} reste incomplète et contribue à cette variabilité intra-séisme. Cette description devient plus incomplète encore lorsque de grandes hétérogénéités en profondeur existent.

La Figure 5.1 illustre la variabilité dont nous venons de présenter quelques causes possibles. Des enregistrements disposant d'un azimuth très comparable par rapport à la source sismique (événement de Tottori, du 6 octobre 2000, de magnitude 7,3) ont été sélectionnés. Si la forme d'onde des enregistrements reste relativement constante, il faut remarquer que le contenu fréquentiel et le PGA évoluent. Une approche temporelle du mouvement sismique doit tenter de saisir cette variabilité naturelle ; c'est l'objet du Chapitre 6.



(a) localisation



(b) enregistrements

FIG. 5.1 – Dix enregistrements du séisme de Tottori, du 6 octobre 2000, de magnitude 7,3, localisés sur un sol B à 40 km (à gauche) et à 70 km (à droite), et qui illustrent la variabilité naturelle présente dans le mouvement du sol. Les cartes localisent le séisme de Tottori et les stations retenues, d'azimuth comparable.

Chapitre 6.

Non stationary stochastic simulation of strong ground motion time histories including natural variability : application to the K-net Japanese database

GUILLAUME POUSSE*, LUIS FABIAN BONILLA

*Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire,
B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France*

** guillaume.pousse@irsn.fr*

** and at L.G.I.T, B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

FABRICE COTTON and LUDOVIC MARGERIN

*Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique,
B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

Submitted to Bulletin of Seismological Society of America (Pousse et al., 2005b)

Abstract

Physical models that can be used to obtain realistic accelerograms usually require a thorough knowledge of the source, path, and site effects. In addition, the computational resources needed might be expensive. Thus, empirical models still represent a good alternative for simulating strong ground motion. In this work, we modify and improve the model developed by Sabetta & Pugliese (1996). This new method models the time domain accelerogram based on the assumption that the phase is random and that the average instantaneous power can be described as a lognormal distribution for P and S waves combined with an algebro-exponential function representing the envelope of coda waves. In addition, the frequency content of the signal is non-stationary and follows a lognormal distribution at each time. The parameters of the spectrogram depend on only five common indicators in earthquake engineering : peak ground acceleration, strong motion duration, Arias intensity, central frequency and frequency bandwidth. Those indicators are empirically connected to a given database by means of ground motion prediction equations. In this study we calibrate the model using Japanese data recorded by the K-net array, which has high quality digital accelerograms and station site conditions characterized by geotechnical measurements. The residual analysis of the empirical equations permits to include the uncertainty of the model parameters in order to take into account the ground motion natural variability into the stochastic generation of the time histories. The main goal of this work is to provide the earthquake engineering community with a flexible tool to generate realistic accelerograms for dynamic studies.

6.1 Introduction

In the last ten years an increasing effort to install strong motion networks has been done worldwide. In spite of this initiative, the availability of natural records is sometimes limited due to the absence of nearby recording stations or because the site is in a low to moderate seismicity region. For this reason the generation of synthetic accelerograms is important to provide engineers with reliable input excitations for sites with no strong ground motion data. Thus, simulated accelerograms must have realistic energy, duration and frequency content, representing the physical conditions of natural recorded acceleration time histories. Moreover, providing information about the aleatory variability of ground motion predictions is necessary for probabilistic seismic hazard assessment (Thrainsson & Kiremidjian, 2002, Boore, 2003). In addition, the increase of computational power and the development of numerical methods enable the use of acceleration time histories in the study of linear and nonlinear dynamic behavior of structures (Rofooei et al., 2001).

Many engineering methods have been proposed for simulating ground motions. A first attempt is to simulate accelerograms by filtering and windowing a Gaussian noise, or by using Autoregressive Moving Average models (Saragoni & Hart, 1974, Nau et al., 1982). The time histories are in general disconnected from any specific geophysical para-

meter. Another approach provides accelerograms whose response spectrum matches the target response spectrum (Kaul, 1978, Vanmarcke, 1979, Gasparini & Vanmarcke, 1979, Kiureghian & Neuenhofer, 1991). The intrinsic problem is that the matching procedure generates too many cycles of strong motion. The artificial accelerograms have consequently an unreasonably high energy content and Naiem & Lew (1995) demonstrated the inefficiency of using such artificial records for nonlinear analyses.

A second category of methods for simulating acceleration time histories relies on a more physical approach, for which the ground motion is modeled by convolving the source, path and site effect (Aki & Richards, 1980). Some important efforts have been devoted to the modeling of the source process. For example, point source summation (Hartzell, 1978, Irikura, 1983) and stochastic subevent summation (Silva & Lee, 1987, Schneider et al., 1993, Zeng et al., 1994, Beresnev & Atkinson, 1997, Berge-Thierry et al., 2001, Hartzell et al., 2005) have been developed to simulate the source complexity. However, when used, empirical Green's function may poorly represent the variability of actual records in different source or site conditions. Other authors have concentrated their effort on accurate modeling of wave propagation in 3-D structures based on finite-difference modeling (Kristek & Moczo, 2003), or spectral element methods (Komatitsch et al., 2004). But these methods still demand high computational resources, good knowledge of the media, and they usually reach frequencies up to 1 to 2 Hz only.

To overcome these difficulties, a stochastic method that combines seismological models of the spectral amplitude of ground motion with the engineering notion that high frequency motions are basically random has been developed (Hanks, 1979, McGuire & Hanks, 1980, Hanks & McGuire, 1981, Boore, 1983, 2003). High frequency ground motions are modeled as bandlimited Gaussian noise in which the radiated energy is distributed over a specified duration. The application of this method requires the spectral shape as a function of earthquake size (Boore, 1983, Atkinson & Somerville, 1994), which implies the knowledge of parameters characterizing the source process (e.g. corner frequency) and the wave propagation (e.g. quality factor). However, the variability of the motion is only taken into account by the random generation of the phase, and the method assumes stationarity of the frequency content with time (Sato et al., 1997).

Another approach consists in using real accelerograms for dynamic studies. Real strong motion records are now easily accessible in large numbers and their retrieval and manipulation is relatively straightforward, so that the design engineer will often be able to prepare a suite of records without the services of an engineering seismologist. Bommer & Acevedo (2004) provide an overview of the issues involved in preparing suites of real records for use in dynamic analyses, and examine different procedures for selecting and scaling the records. This approach is, however, quite demanding. First, specific scenarios

of interest should be available. Second, to prepare a suite of records is exceedingly time consuming. Third, in any engineering application, it is important to identify the presence of noise in the digitized time history because it may influence the parameters that are to be derived from the records (Boore & Bommer, 2005).

The purpose of this study is to provide the earthquake engineering community with a stochastic model based on the Sabetta & Pugliese (1996) approach to simulate synthetic accelerograms. Time domain simulations are derived from a spectrogram which depends on only five strong motion indicators : the peak ground acceleration PGA , the strong motion duration SMD (Trifunac & Brady, 1975), the Arias intensity A_I (Arias, 1970), the central frequency F_c and the frequency bandwidth F_b of the signal. These indicators are of interest for construction facilities, and their values are obtained through the use of ground motion prediction equations. Additionally, the model allows to simulate the signal non stationarity, as well as the detailed time dependence of the instantaneous power, including the arrival and duration of P , S and coda waves. Our model simulates time histories, whose shape and strong motion indicators are related to a given seismic scenario, characterized by the magnitude of the event, the source-receiver distance and the site conditions. In addition, our approach enables the modeling of the ground motion natural variability. In what follows, we provide a comprehensive description of the model formulation and assumptions (Section 6.2). Section 6.4 presents the method and results of the statistical analysis performed on the K-net Japanese strong motion database. Then, we discuss about the modeling of the natural variability in Section 6.5. Finally, the paper ends with a discussion of the limitations of the method.

6.2 Model formulation

The random fluctuations observed in records of strong motion earthquakes usually follow general patterns that can be used in the design of a stochastic model to simulate their effect (Sabetta & Pugliese, 1996, Boore, 2003). Strong ground motion histories are intrinsically non-stationary. For instance, it is widely observed that the compressional waves (P waves) have higher frequency content than the shear waves (S waves). In addition, these two wavetrains are always followed by multiple arrivals whose amplitude decay steadily in time and form the tail of the seismogram known as the coda.

In this paper, we present an empirical model for the simulation of nonstationary time histories based on the knowledge of only five strong motion indicators - PGA , SMD , A_I , F_c , F_b - introduced above. For a given seismic scenario, these indicators are known through strong motion prediction equations which will be detailed in section 6.4. This type of model

has been originally developed by Sabetta & Pugliese (1996) and is improved by introducing time envelope functions simulating the P , S and coda wave trains (this Section 6.2), as well as by modeling the natural variability observed in real records (Section 6.5). In what follows, we carefully distinguish between *strong motion indicators* which are completely determined for a given scenario and a list of statistical *parameters* (to be introduced below) that are adjusted during optimization steps, in order to fit the most important features of the database.

6.2.1 The spectrogram

The simulation of nonstationary strong ground motion is achieved through an empirical model, where time dependence and frequency content of the signal are represented through a spectrogram, $PS(t, f)$, defined as :

$$PS(t, f) = \left| \int_{-\infty}^{+\infty} w(t-u)x(u) \exp(-i2\pi fu) du \right|^2, \quad (6.1)$$

where t is time and f is frequency. $x(u)$ is the ground acceleration at time u , and $w(t-u)$ is a T -length running Hanning window. Integration of Equation 6.1 over time and frequency yields the Arias intensity of the accelerogram (Arias, 1970). The physical spectrum $PS(t, f)$ can be represented by a collection of power spectral densities (PSD 's). At each time, the PSD 's are modeled in the frequency domain by a lognormal distribution with two parameters (mean and variance of parameter f), which can be obtained from the theory of spectral moments (Sabetta & Pugliese, 1996). The relation between expected values and variances of the distributions of f and $\log(f)$ are derived in the Appendix. We assume that the spectrogram $PS(t, f)$ can be factorized as follows :

$$PS(t, f) = PS_t(f)Pa(t), \quad (6.2)$$

where $PS_t(f)$ represents the lognormal power spectral density at time t , whose analytical expression can be found in the Appendix (Equation 6.20). $Pa(t)$ is the energy envelope of the signal in the time domain.

In order to improve the Sabetta & Pugliese (1996) model, we take into account the arrival time, energy, and broadening of the P and S pulses with distance, as well as the existence of scattered waves that produce the coda of the accelerogram. We assume that the shape of the P and S pulses can be described by lognormal distributions in the time domain. The lognormal distribution representing the shear waves is truncated at time $t = T_{coda}$, and is prolonged by an algebro-exponential function simulating the

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND
MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY :
APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

coda waves. In order to obtain smooth envelopes, we impose that both $Pa(t)$ and its first derivative be continuous at $t = T_{coda}$. The choice of an algebro-exponential function for the envelope of the coda has first been proposed by Aki & Chouet (1975) and has since been largely confirmed (Herraiz & Espinosa, 1987, Sato & Fehler, 1998, Fehler & Sato, 2003). We thus propose to model the instantaneous power as follows :

$$Pa(t) = \frac{1}{25} \frac{C}{t\sqrt{2\pi}\sigma_P} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma_P^2}(\log(t) - \mu_P)^2\right) + \frac{24C}{25} \times \begin{cases} \frac{1}{t\sqrt{2\pi}\sigma_S} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma_S^2}(\log(t) - \mu_S)^2\right) & t \leq T_{coda} \\ \frac{A}{t+T} \exp\left(\frac{2\pi f(t+T)}{Q_c}\right) & t \geq T_{coda} \end{cases} \quad (6.3)$$

In Equation 6.3, the first term on the right-hand side corresponds to the P wave, the second term represents the S wave, and the last term corresponds to the coda waves. The coefficients $1/25$ and $24/25$ are based on the assumption that the body wave amplitude from a double-couple point source varies in the far field as the velocity to the power of -3 (Lay & Wallace, 1995, Sato & Fehler, 1998). Since $V_P/V_S = \sqrt{(2-2\nu)/(1-2\nu)}$, where ν is Poisson's ratio, typically equal to 0.3 for geological materials (Kramer, 1996), we can consider that the S wave amplitude is $\sqrt{3}^3 \sim 5$ times larger than the P wave amplitude. μ_P , μ_S , σ_P and σ_S are the expected values and variances of the distribution of the parameter t for the P and S pulses, respectively. The parameter μ_P (resp. μ_S) controls the time at which the maximum amplitude of the P (resp. S) pulse is reached, while σ_P (resp. σ_S) characterizes the broadening of the P (resp. S) pulse. The constants T and A in the coda term are fixed by the continuity condition of the energy envelope and its derivative at $t = T_{coda}$. Note however, that T and A depend on the definition of T_{coda} . The exponent of the algebraic decay of the coda used in this study is -1 which corresponds to the expected behavior of multiply scattered waves guided in the crust (Margerin et al., 1998, 1999). In equation 6.3, Q_c is the classical coda Q parameter which has been measured by Tsuda et al. (2004) in Japan. As shown by these authors, coda Q depends weakly on frequency. In this study, we adopt a constant $Q_c = 110$ which corresponds to the value expected for a dominant frequency of 5 Hz. Figure 6.1A shows an example of time envelope derived from Equation 6.3. In Section 6.2.3 and Table 6.1 we will carefully explain how the scale factor C and the onset time of the coda T_{coda} are adjusted in order to match the expected peak ground acceleration PGA and Arias intensity A_I .

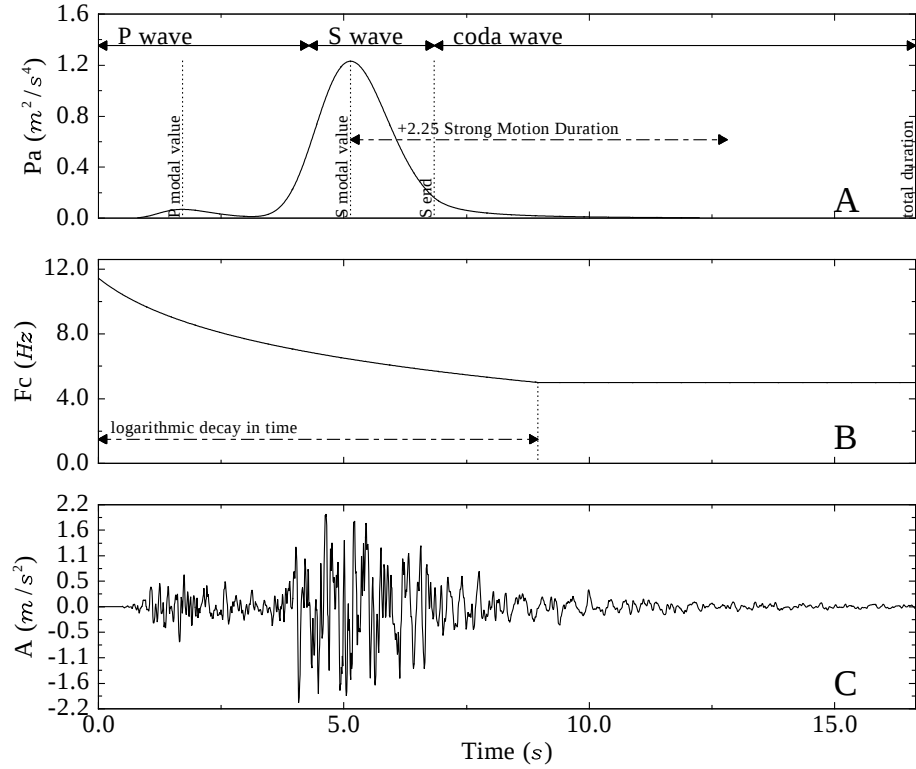


FIG. 6.1 – Simulation of a synthetic acceleration time history. The instantaneous average power is modeled as two lognormal shapes, simulating both P and S waves, and an exponential function of t , simulating the coda (A). The central frequency is simulated as a logarithmic decay in time (B). And finally, the Fourier theory allows a recombination of the signal, by random phase generation (C). This simulation concerns a M_w 6.5 event located at 30 km on a soil class C .

6.2.2 Computation of the time history

To calculate an accelerogram, we make the assumption that the ground motion at time t results from the sum of many contributions with random and uncorrelated phases. In the frequency range of interest for engineers ($f > 1$ Hz), this assumption is physically reasonable because of the complexity of the source and propagation effects (Hanks, 1979, McGuire & Hanks, 1980, Hanks & McGuire, 1981, Boore, 1983, 2003). The accelerograms are simulated by calculating the inverse Fourier transform $\alpha(t, \mu)$ of

TAB. 6.1 – Parameters defining the Physical Spectrum in the model. Notice the existence of *SMD* parameter. '-' means that the wave modeling does not support such a parameter.

Waves	P	S	coda	signal
T_1 (beginning)	0	$\frac{\lambda}{7}$	$T_{2S} + \frac{1}{2}SMD$	0
T_2 (modal values)	$\frac{T_{2S}}{3}$	$T_{1S} + \frac{SMD}{4}$	-	-
T_3 (end)	-	$T_{1S} + \frac{5}{2}SMD$	-	$1.3 \times T_{3S}$
Q_c (scattering)	-	-	$70 \times 5^{0.28}$	-
μ (median value)	$\ln(T_{2P}) + \sigma_P^2$	$\ln(T_{2S}) + \sigma_S^2$	-	-
σ (standard deviation)	$\ln(\frac{T_{1S}}{T_{2P}})/3$	$\ln(\frac{T_{2S} + \frac{4}{5}SMD}{T_{2S}})/3$	-	-

$\sqrt{PS(t, f)} \exp(i\phi(f))$, where ϕ is a random phase and $PS(t, f)$ is defined in Equation 6.1 :

$$\begin{aligned}
\alpha(t, \mu) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{PS(t, f)} \exp(i2\pi f\mu + \phi(f)) df \\
&= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} w(t-u)x(u) \exp(i2\pi f(\mu-u) + \phi(f)) dudf \\
&= \int_{-\infty}^{+\infty} w(t-u)x(u)\delta(\mu-u)du \\
&= w(t-\mu)x(\mu).
\end{aligned}$$

By taking $\mu = t$, one obtains the following inversion formula :

$$x(t) = \frac{1}{2\pi w(0)} \int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{PS(t, f)} \exp(i2\pi ft + i\phi(f)) df \quad (6.4)$$

We emphasize that the simulated accelerogram corresponds to the recombination, at each time t , of Fourier series terms with amplitude $A(t, f) = \sqrt{PS(t, f)}$ and uniformly distributed random phase ϕ . The constant $w(0)$ is unimportant because in a last step, the resulting accelerogram is subjected to a normalization with respect to the *PGA*. In this way, through the use of ground motion prediction equations, we get a simulated *PGA* which is consistent with the seismic scenario. Figure 6.1 illustrates the method, and Figure 6.1B shows the chosen temporal evolution of the central frequency $F_c(t)$ (see Section 6.4). Note that we consider a minimal central frequency value equal to 5 Hz. Figure 6.1C shows a synthetic acceleration time history for a $M_w = 6.5$ event located at 30 km on a *C* soil type (see Section 6.3.2).

6.2.3 Calibration of the instantaneous average power $Pa(t)$

In order to obtain simulated energy values consistent with the energy observed in the seismic scenario of interest, the parameters μ_P , μ_S , σ_P and σ_S introduced in Equation 6.3 have to be subjected to some optimization steps. These parameters depend on the onsets of the different wavetrains and on the strong motion duration SMD . They control in turn the location of the maximal accelerations as well as the duration of the different phases. Table 6.1 shows the values chosen for the parameters that appear in Equation 6.3. The P wave starts at the beginning of the record ($t = T_{1P} = 0$). The S wave arrival is at $t = T_{1S} = X/7$, where X is the closest distance to the source and the coefficient 7 has velocity units and is approximately equal to $V_P V_S / (V_P - V_S)$. The beginning of coda waves is anchored at T_{coda} . As suggested by Sabetta & Pugliese study (1996) the total duration T_{final} of the signal is defined as 30% greater than $T_{3S} = T_{1S} + 4SMD/5$ (Table 6.1). The calibration proceeds as follows :

1. Choice of the seismic scenario (magnitude, distance and site)
2. Computation of strong ground motion indicators (see Section 6.4)
3. Computation of the spectrogram according to Equations 6.3 and 6.20. The starting value of T_{coda} is defined as $T_{2S} + SMD/2$
4. Computation of the acceleration time history corresponding to the seismic scenario according to Equation 6.4
5. Normalization of the time history with respect to the PGA
6. Redo steps 1 to 5 for other seismic scenarios
7. Computation of all synthetic A_I and comparison with the corresponding ones computed in step 2
8. Modification of T_{coda} , μ_P , μ_S , σ_P and/or σ_S in order to match the best the expected Arias intensities

To summarize, the modeling of the time history is achieved through the use of only five indicators that represent the spectrogram, namely the PGA , the SMD , the dominant frequency $F_c(t)$, and the bandwidth $F_b(t)$. The Arias intensity A_I serves as an indicator to accurately calibrate the model. These indicators have to be empirically determined from an existing strong motion database. Steps 1 to 5 explain to the user how the model works. Steps 6 to 8 explain the idea of the calibration : for this study, we have used μ_S and σ_S already suggested in Sabetta & Pugliese (1996). In addition, μ_P , σ_P and T_{coda} were obtained by trial and error to satisfy conditions in step 8. In spite of this *subjective* step, results will show the efficiency of chosen parameters in Section 6.6.2. In the next

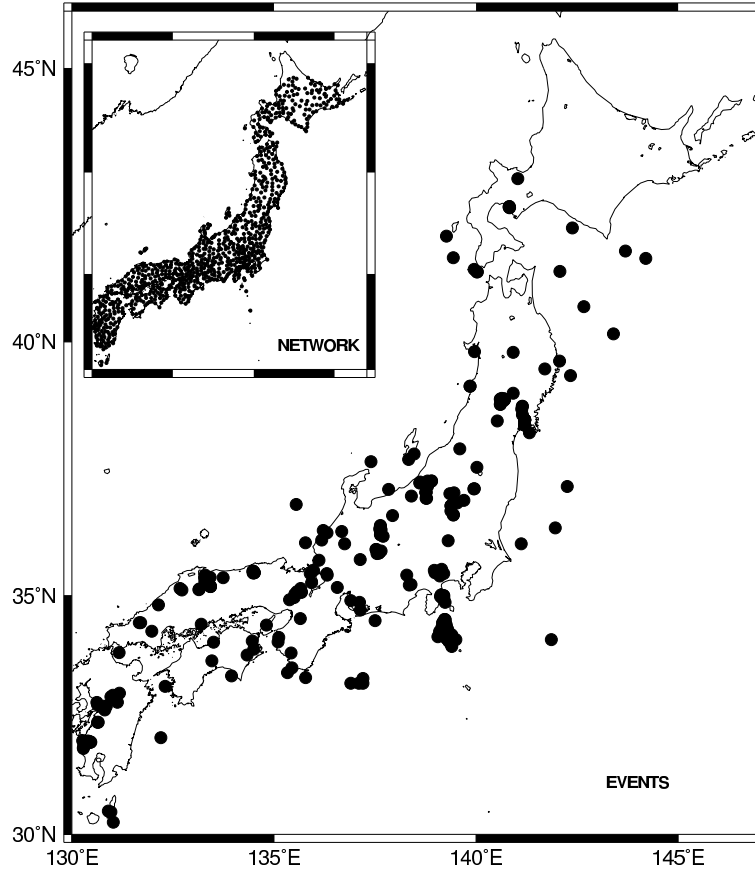


FIG. 6.2 – Events and recording stations used in this study ($M_w \geq 4.0$, depth less than 25 km, and between 1996 and 2004). K-net database statistics consist in 9390 horizontal records, 602 events and 896 stations. For year 2004, only events with $M_w \geq 5.5$ were used.

two sections, we describe the K-net database, and the way the strong motion indicators can be empirically modeled through strong ground motion prediction equations.

6.3 The Japanese K-net database

The K-net array consists of nearly one thousand 3-component digital accelerometers deployed roughly every 25 km in Japan. In addition, each site has a geotechnical characterization with P and S wave logs, standard penetration test values (SPT), and lithology information (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a) up to a depth of 20 m. Table 6.2 gives the statistics about the number of events and records used in this study. Figure 6.2 shows the geographical distribution of the K-net data. The events are shown in the main box and the station distribution is presented in the upper left corner. The frequency response of the

TAB. 6.2 – Data used in this study, provided by the Kyoshin network (K-net). For comparison, data coming from Italian earthquakes are given. (*) It includes the two horizontal components.

K-net : 602 events						
Soil Type	A	B	C	D	E	Total
Events	100	418	512	116	17	1163
Sites	43	399	383	65	6	896
Records ^(*)	396	4190	4108	644	52	9390
Magnitude interval	[4.1 7.3]					[4.1 7.3]
Sabetta and Pugliese [1996] : 17 events						
Events	Na					Na
Sites	Na					Na
Records ^(*)	Na					190
Magnitude interval	[4.6 6.8]					[4.6 6.8]

strong motion accelerometers (K-NET95) is flat from DC to 30 Hz. The response above 30 Hz is approximated by a 3-pole Butterworth filter with a corner frequency of 30 Hz. Additionally, the accelerometers have a wide dynamic range, with a resolution equal to $1 \times 10^{-5} \text{ m.s}^2$. All signals are recorded at a sampling rate of 100 Hz (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a,b, Fujiwara et al., 2004). In addition, the usual trigger level is $2 \times 10^{-2} \text{ m.s}^2$ for the K-net free surface sensors. (Aoi, pers. com., 2004).

6.3.1 Data processing

K-net data are available at <http://www.k-net.bosai.go.jp>. All records between 1996 and August 2003 were downloaded. This dataset was completed with data of earthquakes with magnitude M_{JMA} greater than 5.5 until the end of October 2004. A further selection criterion is performed in order to retain only events whose depth is less than 25 km. Thus, subduction related records are not considered in this study.

The JMA magnitude is converted to seismic moment magnitude in order to have homogeneous data description with other studies according to Fukushima (1996) relationship. Additionally, the chosen distance definition in this study is the hypocentral distance. As explained later, we adopt a simple point source model in our approach. However, for some large events with magnitude greater than 5.5 (Table 6.3), where the source and rupture dimensions are known (<http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/index-e.html>), we computed the source-receiver distance as the closest distance to the rupture plane (depth included, Figure 6.3). The slip model for each event listed in Table 6.3 is relatively simple. We model the slip region as a rectangular patch (Figure 6.3, where W and L refer to the

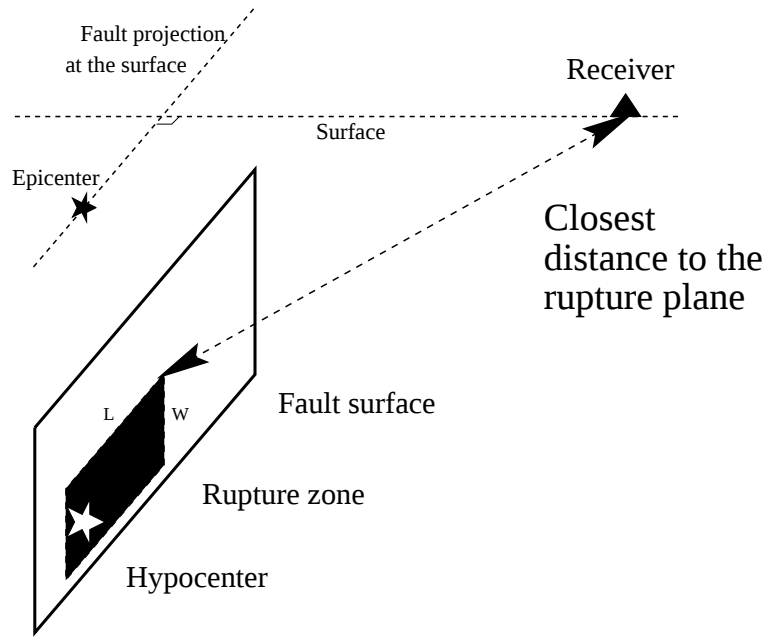


FIG. 6.3 – Scheme showing the definition of closest distance to the rupture plane. This figure shows the case of a vertical fault.

width and length of the rupture). At long distances, hypocentral and rupture distances are practically the same. Furthermore, a magnitude-distance criterion was applied according to Fukushima & Tanaka (1990). Moreover, all data were filtered homogeneously between 0.25 and 25 Hz. Finally, an additional visual inspection was performed on the retained data in order to check for glitches and to keep only the main event if multiple events were recorded in the time series. Figure 6.4 shows the moment magnitude versus closest distance distribution of the final selected records database. The minimum magnitude is 4.0 and the number of large distance records increases as the moment magnitude increases, as an effect of the Fukushima & Tanaka (1990) criterion. A relatively good coverage of magnitudes and distances is observed. For a more detailed description of the data processing see Pousse et al. (2005a).

6.3.2 Soil conditions

Soil conditions are usually classified using the average shear wave velocity in the first 30 m (Boore, 2004), V_{s30} . Each K-net station has been classified following the Eurocode8 (EUROCODE8, 2002), EC8. For comparison purposes, the NEHRP classification (NEHRP, 2000) is also listed in Table 6.4. Note, however, that EC8 soil class *E* corresponds to soils *C* or *D* having a strong impedance contrast. As already mentioned, the

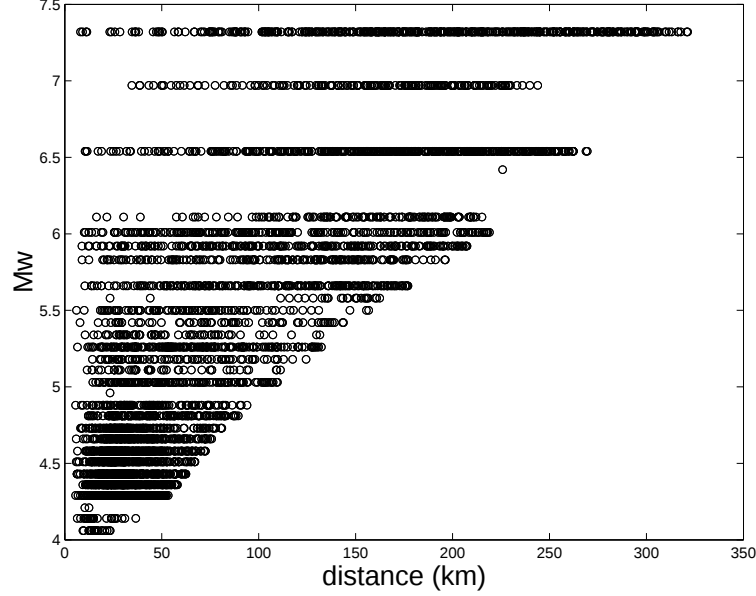


FIG. 6.4 – Distribution of the accelerometric records with respects to moment magnitude and rupture distance for the K-net data used in this study.

K-net data provide station geotechnical characterization about the first 20 m only. Atkinson & Boore (2003) and Boore (2004) proposed a statistical method to reclassify these stations based on other borehole data. In their study they used Californian boreholes. In our case we have taken advantage of the Kik-net data : borehole data mainly between 100 and 200 m depth (Aoi et al., 2000b). It is worth noticing that the Kik-net stations are located on rock or thin sedimentary sites whereas the K-net stations are mainly deployed at thick sedimentary sites (Fujiwara et al., 2004). This Kik-net database provides soil velocity profiles corresponding to 552 stations (<http://www.kik.bosai.go.jp>). In this way we did complete the information up to 30 m depth following Boore (2004) procedure. After such statistical rearrangement, the number of stations (records) on each soil category is given for K-net data in Table 6.5. This analysis shows that Boore (2004) methodology has strong implications on the reclassification of soils, particularly for soils type A. Additional tests using MonteCarlo simulations show that this reclassification of K-net stations remains stable.

TAB. 6.3 – Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. M_{jma} is provided by the web site. M_w is computed using Fukushima (1996) conversion equation. See also <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/index-e.html>

Date	M_{jma}	M_w	Length (km)	Width (km)
11/08/1996	5.9	5.7	10	5
26/03/1997	6.2	5.9	15	7.5
13/05/1997	6.2	5.9	10	5
25/06/1997	6.1	5.8	10	5
01/07/2000	6.4	6.1	15	7.5
15/07/2000	6.2	5.9	10	5
30/07/2000	6.4	6.1	15	7.5
06/10/2000	7.3	7.3	20	10
25/02/2001	5.8	5.6	12	10
18/12/2001	7.3	7.3	28	18
26/09/2003	7.0	6.8	90	70
30/05/2004	6.4	6.1	25	30
05/09/2004	6.5	6.2	50	30
05/09/2004	7.3	7.3	60	30
05/09/2004	6.1	5.8	30	20
23/10/2004	6.5	6.2	30	20

6.4 Ground motion prediction equations

The stochastic model requires indicators of strong ground motion, such as the PGA , SMD , $F_c(t)$ and $F_b(t)$. A_I allows to calibrate parameters in Table 6.1 as explained in Section 6.2.3. Consequently, horizontal ground motion prediction equations for each of these indicators need to be determined.

6.4.1 Ground motion prediction functional forms

Strong motion indicators

For each K-net record, the corresponding values for A_I , PGA , SMD have been computed. Furthermore, we compute $F_b(t)$ and $F_c(t)$ by using the mathematical formalism of the moment-generating and characteristic functions (Ang & Tang, 1975). Appendix shows how spectral moments are computed.

After some tests, a 2.5 s running window length with 50% overlap has been chosen to compute the spectrogram (Equation 6.1). This length offers a good midterm between short signals and a detailed description of the frequency content given by Equations 6.12 and 6.13 in Appendix. By looking at the temporal evolution of $F_b(t)/F_c(t)$ ratio, Japanese data reveal that this ratio is rather regular and between 0.4 and 0.8. Therefore, this ratio

TAB. 6.4 – EC8 and NHERP soil classification. Four EC8 categories are similar to those proposed in the NEHRP classification and EC8-soil class *E* corresponds to soils having a strong impedance factor.

Soils	EC8 Values	NHERP Values
A	> 800	> 1500
B	> 360 and < 800	> 760 and < 1500
C	> 180 and < 360	> 360 and < 760
D	< 180	> 180 and < 360
E	soil D or C underlain in the first 20m with a stiffer soil layer of $V_s > 800$	< 180

TAB. 6.5 – Incidence of several MonteCarlo redistribution on the number of stations and number of records, for each class of soil.

Soils	A	B	C	D	E
Original	6 (44)	351 (3776)	449 (4720)	84 (798)	6 (52)
Modified (showed in this study)	43 (396)	399 (4190)	383 (4108)	65 (644)	6 (52)
Modified 2	42 (360)	405 (4220)	373 (4068)	72 (696)	4 (46)
Modified 3	40 (428)	409 (4182)	372 (4044)	70 (686)	5 (50)
Modified 4	46 (392)	397 (4274)	379 (4012)	68 (660)	6 (52)
Modified 5	35 (324)	421 (4368)	366 (3978)	69 (670)	5 (50)

F_b/F_c has been assumed to be time independent. A simple ground motion prediction equation that makes easy the analysis of the contribution of the source, path (geometric and/or anelastic attenuations) and soil classes is incorporated in the regression procedure (Fukushima & Tanaka, 1990, Berge-Thierry et al., 2003, Pousse et al., 2005a) :

$$\log_{10}(PGA_{ijk}) = a_{PGA}M_i + b_{PGA}X_j - \log_{10}(X_j) + S_{PGA,k}, \quad k = 1, 2, \dots, 5 \quad (6.5)$$

$$\log_{10}(IND_{ijk}) = a_{IND}M_i + b_{IND}\log_{10}(X_j) + S_{IND,k}, \quad IND = A_I, SMD, \frac{F_b}{F_c} \quad (6.6)$$

where PGA_{ijk} is the peak ground acceleration for the i^{th} event recorded at the j^{th} station with k^{th} site condition. M and X are the moment magnitude and the closest distance to the rupture respectively. a_{PGA} is the coefficient related to the magnitude ; b_{PGA} is the coefficient related to the distance and corresponds to the properties of the medium (anelastic attenuation and scattering) ; $-\log_{10}(X)$ represents the geometrical spreading, and $S_{PGA,k}$ is the soil site coefficient. Equation 6.5 describes the spatial evolution of the PGA produ-

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY : APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

ced by a point source, taking into account attenuation due to geometrical spreading and attenuation by scattering and anelasticity. (Joyner & Boore, 1981, Fukushima & Tanaka, 1990, Berge-Thierry et al., 2003, Pousse et al., 2005a). In Equation 6.6, IND_{ijk} refers to three other strong motion indicators with the same subscript notation as above. The simplicity of these relationships can certainly be criticized for some strong ground motion indicators, in particular for the duration parameter and the frequency ratio. However, the results show that this approximation is reasonably good. The regression follows the two-step method (Joyner & Boore, 1981, Fukushima & Tanaka, 1990). In this study, we do not take into account neither focal mechanisms nor directivity effects.

After careful examination of the data, and taking into account the fact that compressional waves are richer in high frequency content than shear waves, the central frequency behavior of P and S waves is modeled as a natural logarithmic decay in time as shown in Figure 6.1B :

$$F_c(t) = A + B \log(t + T/2) \quad (6.7)$$

The parameter T corresponds to the Hanning window length, chosen as $T = 2.5$ s. Equation 6.7 is in reasonable agreement with the observations. The coefficients A and B are then subjected to a regression, following Equation 6.6. Note that coda waves are modeled with a central frequency equal to 5 Hz (Figure 6.1B).

Response spectra

Acceleration response spectra prediction equations of both horizontal components have been computed from 0.01 up to 4 s (5% damping). The regression has been performed according to the following equation with the same formalism as introduced in explained in Equations 6.5 and 6.6 :

$$\log_{10}(PSA_{ijk}(f)) = a_{PSA}(f)M_i + b_{PSA}(f)X_j - \log_{10}(X_j) + S_{PSA,k}(f), \quad k = 1, 2, \dots, 5 \quad (6.8)$$

where PSA_{ijk} is the pseudo acceleration response spectra for the i^{th} event recorded at the j^{th} station with k^{th} site condition.

6.4.2 Regression results

For the computation of coefficients in Equations 6.5, 6.6 and 6.8, the two horizontal components are considered as independent. The components are in fact correlated, but it has been demonstrated that using the two horizontal components or the geometric mean of the two components yields exactly the same regression coefficients when logarithms of the ground motion measurements are used (Douglas, 2003).

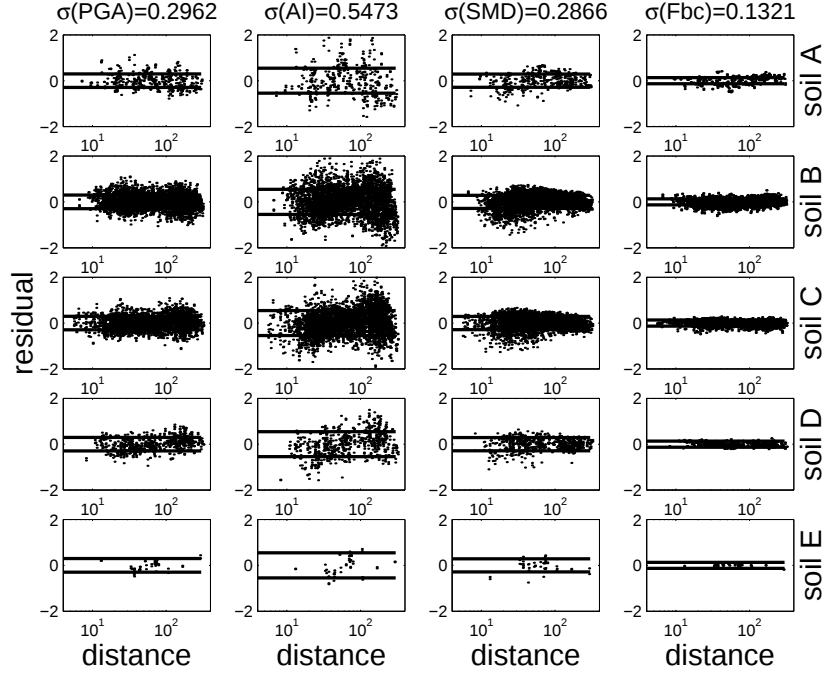


FIG. 6.5 – Residual values between the Log_{10} of the observed strong motion parameters (peak ground acceleration, Arias intensity, strong motion duration and frequency bandwidth on central frequency ratio) and the predicted ones, using the strong motion prediction equations presented in this study (horizontal motion), depending on the distance. Each row show the results for each soil category. Heavy horizontal lines are located at the σ value.

In order to investigate the stability of the regressions performed for the scalar indicators, the distribution of the residuals according to distance and magnitude has been analyzed. The residuals for each soil class and for the observed strong motion parameters (PGA , A_I , SMD and F_b/F_c ratio) are displayed in Figures 6.5 and 6.6. These figures show that there is no significant bias in the computed regressions. Table 6.6 summarizes the values of the regression coefficients. b_{PGA} is negative, which is in agreement with the physical meaning of the anelastic attenuation. As expected, A_I decreases and SMD increases as the distance increases : *i.e.* the signal diminishes in amplitude and increases in duration with increasing distance. Our results roughly reveal an increase of these indicators as the rigidity of the soil decreases.

Figure 6.7 shows the central frequency time evolution for four magnitude-distance couples (soil classes A and C). As expected, results for the softer soil indicate a lower central frequency. In addition, there is a faster decay in time than for the rock site. The results also show that the large distance scenario reveal slightly lower frequency

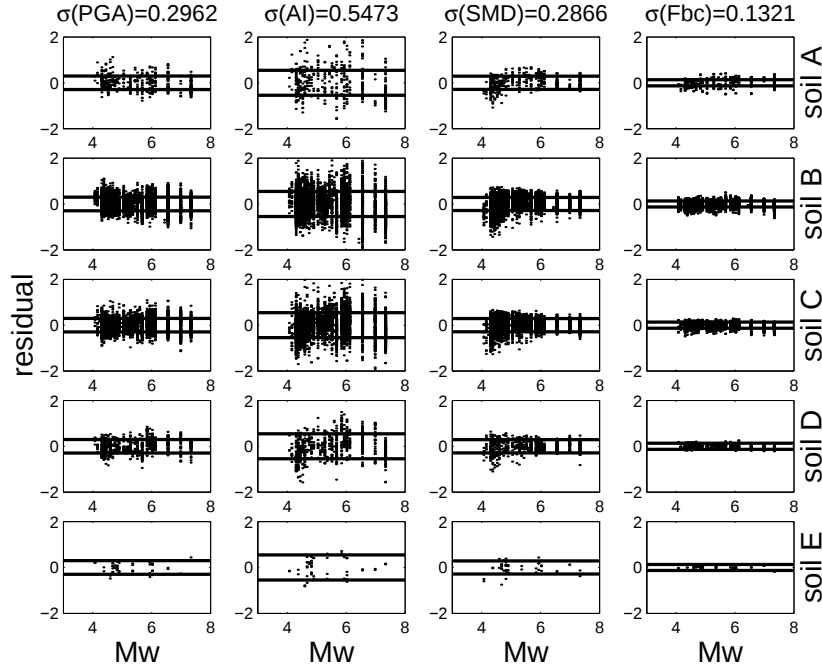


FIG. 6.6 – Same as Figure 6.5, but depending on the magnitude.

values. These empirical results partly illustrate some classical seismology observations : soft soils produce an energy displacement toward longer periods (soil amplification effects), and records at far distance generally exhibit lower central frequency values (anelastic attenuation effect).

6.5 Acceleration time histories including natural variability

Figure 6.8 shows the quantile plots for the strong motion indicators. It indicates that the residuals are close to a lognormal distribution between -2 and 1.5 times the standard deviation for the peak ground acceleration and the Arias intensity ; and between -1 and 1 times the standard deviation of the strong motion duration and the ratio of frequency bandwidth to the central frequency.

As suggested by Restrepo–Velez & Bommer (2003) the correlation between residuals was analyzed for each record of the whole database : the corresponding median PGA , A_I and SMD have been computed. In addition, we compute the $(\epsilon_X; \epsilon_Y)$ couples, where X and Y refer to indicators. In this notation, $\epsilon_{indicator}$ corresponds to the value obtained by

TAB. 6.6 – Regression coefficients obtained in this study for the K-net dataset (horizontal components). The values are given for the strong motion prediction equation computations of $\log_{10}$ of the strong motion parameters. Notice that results for the frequency behavior are given for $B' = B + 100$ (see Equation 6.7).

K-net : 602 events								
Coefficients	a	b	s1	s2	s3	s4	s5	sigma
$\log_{10}(A)$	0.4473E-03	-.2299E+00	0.1521E+01	0.1469E+01	0.1421E+01	0.1322E+01	0.1327E+01	0.1681E+00
$\log_{10}(B')$	-.1689E-03	0.9842E-02	0.1974E+01	0.1974E+01	0.1973E+01	0.1974E+01	0.1974E+01	0.8166E-02
$\log_{10}(A_i)$	0.9867E+00	-.2402E+01	0.1229E+01	0.1298E+01	0.1517E+01	0.1554E+01	0.1492E+01	0.5473E+00
$\log_{10}(SMD)$	0.5793E-01	0.2658E+00	-.3137E+00	-.2741E+00	-.2367E+00	-.2426E+00	-.2437E+00	0.2866E+00
$\log_{10}(Fbc)$	0.8015E-01	-.8187E-01	-.6087E+00	-.5460E+00	-.4790E+00	-.4470E+00	-.4886E+00	0.1321E+00
$\log_{10}(Pga)$	0.4349E+00	-.2447E-02	0.9135E+00	0.9218E+00	0.9821E+00	0.9564E+00	0.9533E+00	0.2962E+00

dividing the residual value of the indicator by the standard deviation of the corresponding prediction equation. The $(\epsilon_X; \epsilon_Y)$ couples are plotted in Figure 6.9. One can observe that there is no correlation between residuals of the $PGA-SMD$ and A_I-SMD couples. However, there is a strong correlation between residuals of A_I and PGA . The examination of the relation suggests that $\epsilon_{PGA} = \epsilon_{A_I}$. This analysis also shows that the normalization with respect to the maximum acceleration proposed in Section 6.2.2 is in agreement with observations.

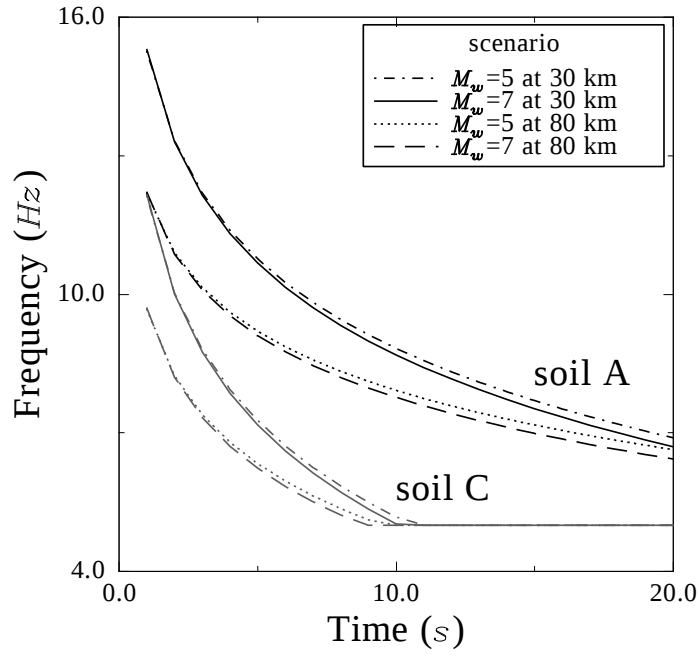


FIG. 6.7 – Central frequency prediction results for 4 scenarios (soil classes A (black) and C (gray)). Results for the softer soil indicate a lower central frequency (soil amplification effects). In addition, there is a faster decay in time than for the rock site (Equation 6.7).

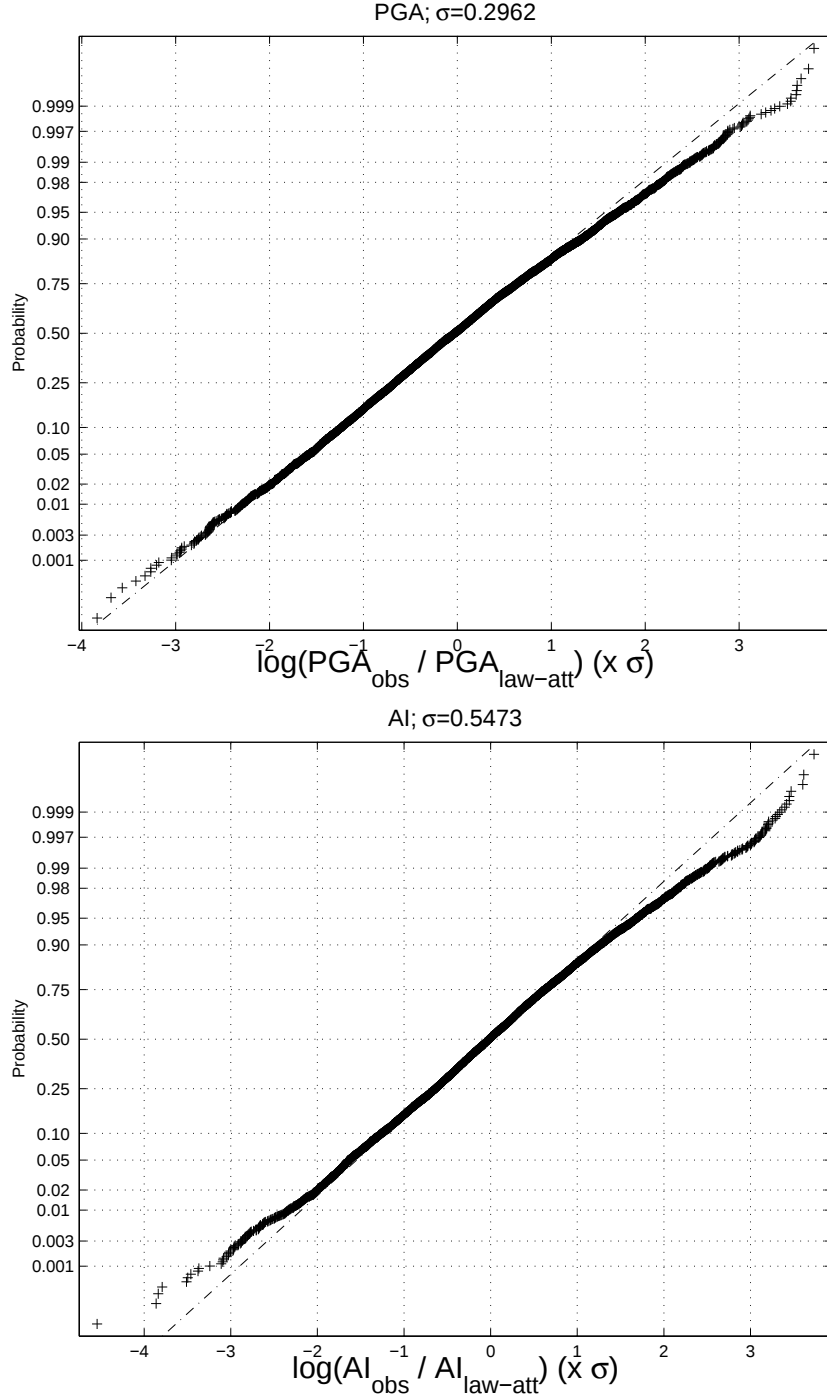


FIG. 6.8 – Normal quantile plots indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (crosses) that reaches a number of σ (on the x-axis) for the peak ground acceleration, the Arias intensity, the strong motion duration and the frequency bandwidth on central frequency ratio. These normal probability plots compare the distribution of the residuals with the normal distribution (dashed line).

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND
MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY :
APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

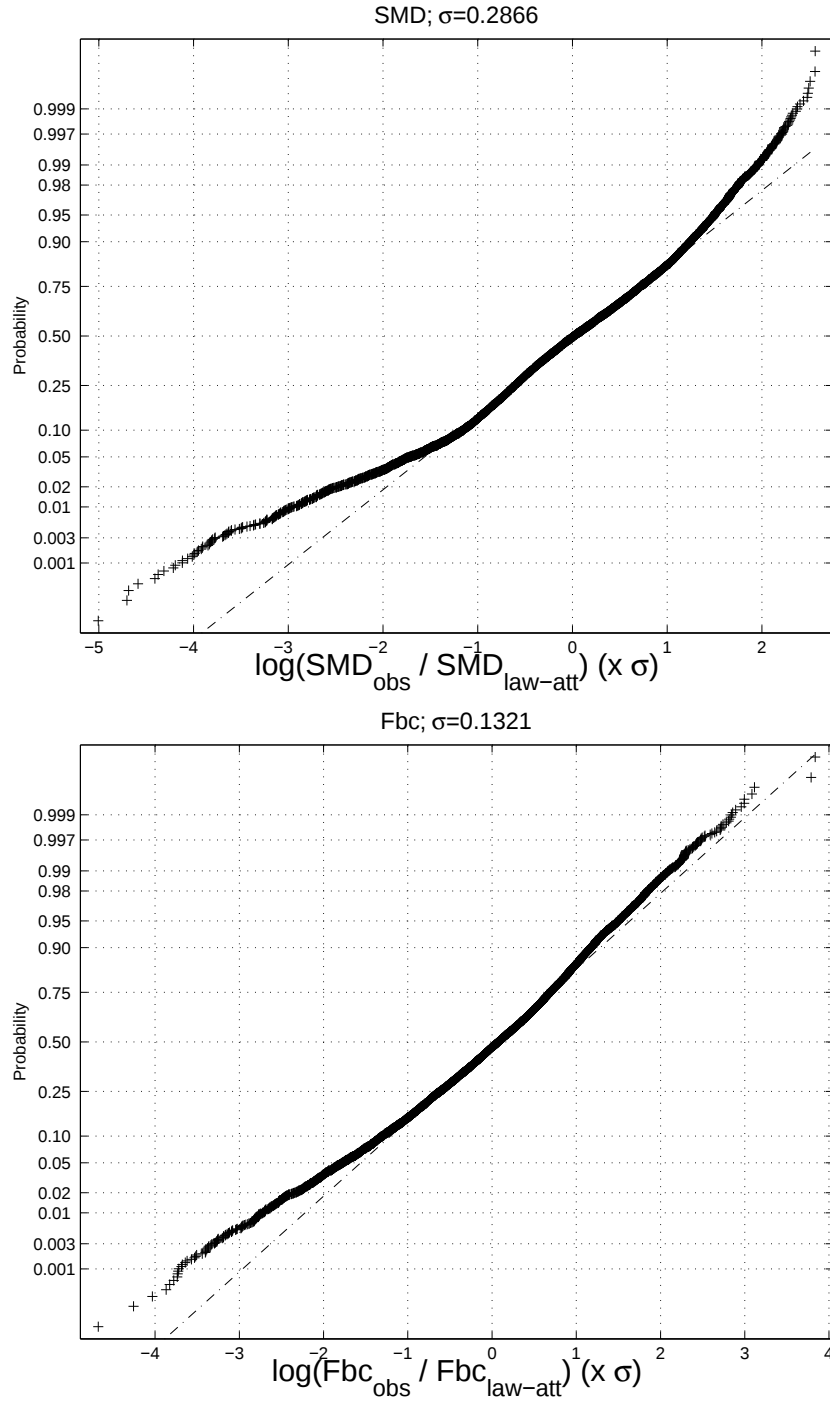


FIG. 6.8 – Suite

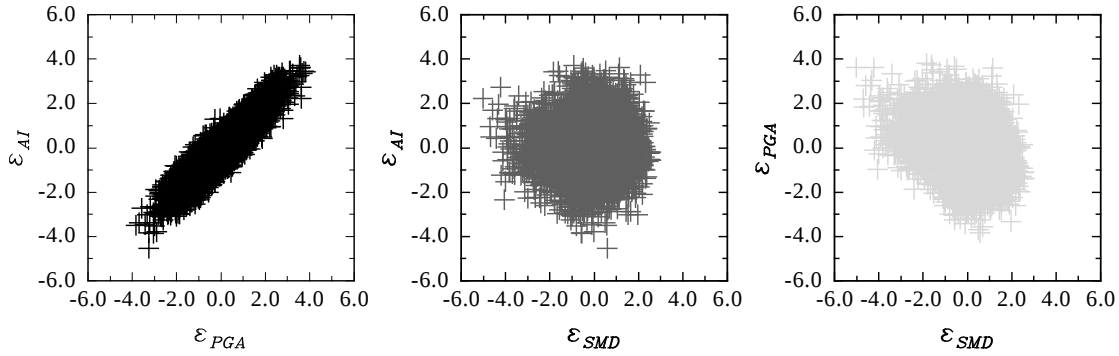


FIG. 6.9 – Deviation from the median normalized by the standard deviation for the peak ground acceleration, the strong motion duration and the Arias intensity. Each plot shows the $(\epsilon_X; \epsilon_Y)$ -couple where X and Y refer to an indicator.

6.6 Results and discussion

6.6.1 Time histories and Fourier spectra (median values)

Our model simulates acceleration time histories using the moment magnitude (M_w), the distance (X) to the source, and the soil condition (S) as specified physical parameters. We have investigated the effect of magnitude and distance on the ground motion simulations. Six synthetics corresponding to two different magnitudes (7.3 and 6.0) and three different distances (10, 30 and 50 km) on soil A are plotted in Figure 6.10. Each row corresponds to simulations performed with the same magnitude, and each column corresponds to the same distance. These simulations have been performed with indicators median values from the obtained ground motion prediction equation. This figure illustrates that a magnitude decrease implies amplitude and duration decrease. The signal diminishes in amplitude and increases in duration with increasing distance. At the same time, the S wave onset agrees with the classical $S - P$ delay time.

Figure 6.11 shows the effect of increasing rigidity of the soil on the ground motion. The time histories correspond to a $M_w = 6.0$ event, located at 30 km, and recorded on five different soil types. The increase in high frequency content is perceptible with increasing rigidity of soils, as already suggested by Figure 6.7. It is interesting to note that the PGA is little affected by the soil type, as already mentioned in Pousse et al. (2005a). Moreover, there is little difference in duration among different cases (as indicated by the site condition coefficients mentioned in Table 6.6). The right plot in Figure 6.11 shows the corresponding acceleration response spectra; soft soils have a larger period content.

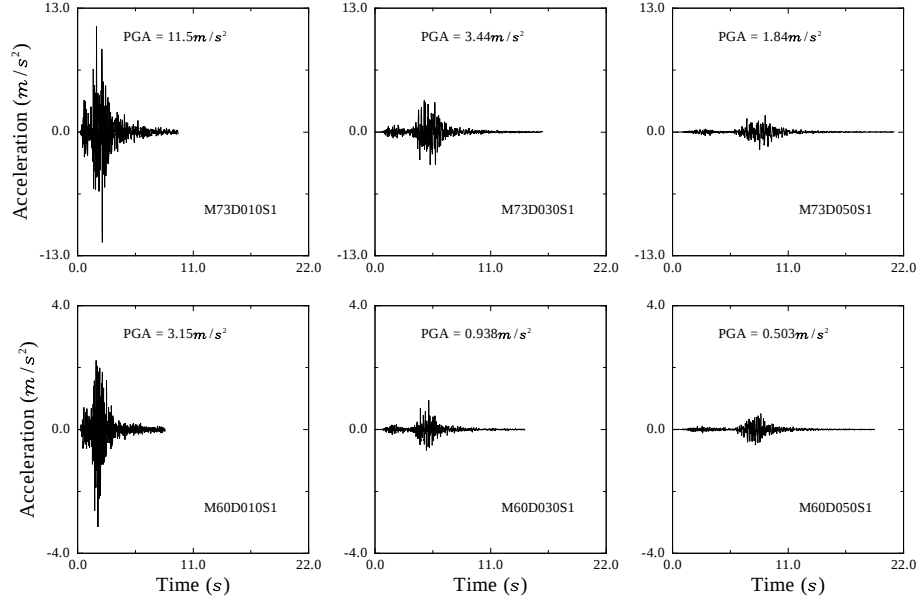


FIG. 6.10 – Effect of a decreasing magnitude (column) and an increasing distance (row) on simulated time acceleration histories. Distances are equal to 10, 30 and 50 km. Moment magnitude are equal to 7.3 and 6.0. In each plot, the mention 'MxxD0yyS1' corresponds to a $M_w=x.x$ event recorded at yy km on a soil A.

Figure 6.12 shows the Fourier spectra of acceleration time histories for four scenarios. These are $M_w = 5.0$, $M_w = 6.0$, $M_w = 6.5$ and $M_w = 7.0$ events recorded at 20 km on soil C. As a reference, the f , f^2 and f^3 slopes are plotted. This figure shows that the spectral shapes are similar to the seismological omega-squared model, and lie between f^3 and f^2 . This is a remarkable feature considering that the method is not based on any physical model.

6.6.2 Observed and computed aleatory variability

One of the advantages of this stochastic model is its ability to reproduce the aleatory variability of the ground motion. In order to compare simulated and observed ground motion variability, eight accelerograms for a 5.4 moment magnitude event located at 30 km on a soil C have been computed. In these simulations, the parameter values are selected within the range of one standard deviation around the predicted median value. These synthetics are compared to observed K-net records. We search for records in the K-net database allowing ± 0.2 in moment magnitude and ± 10 km in distance. In addition,

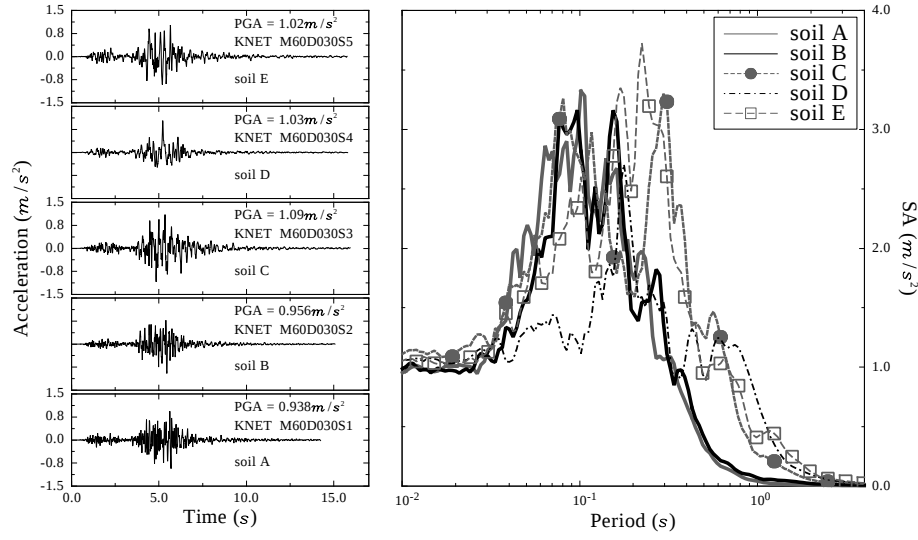


FIG. 6.11 – Effect of an increasing rigidity of soil on simulated time acceleration histories ($M_w=6$, $R=30$ km). Each time history is simulated for EC8-soil conditions E, D, C, B and A. Simulation M60D030S1 is already plotted on Figure 6.10. The right plot shows the corresponding acceleration response spectra. Soft soil spectra have larger period content.

we select real records for which all indicator values (X) belong to $[X_{median-\sigma} \quad X_{median+\sigma}]$. Figure 6.13 shows an example of the variability existing in real and synthetic data. Figure 6.14 shows the comparison between the observed and predicted 5% response spectra for M_w 4.5, 6.0 and 7.3 events recorded at 30 km, 40 km and 70 km distance (upper, intermediate and lower row, respectively) on soil C. These comparisons show that the computed synthetics capture the observed variability both in time and frequency domains. Simulated spectra are mainly expected in the range suggested by the predicted spectra (derived from Equation 6.8). With regard to the M_w 4.5 and 6.0 scenarios, comparisons between synthetic and natural cases suggest that the obtained variability agrees with the experimental one. The other scenario (M_w 7.3) suggests that the model may provide additional spectra to complete the observations (Figure 6.14).

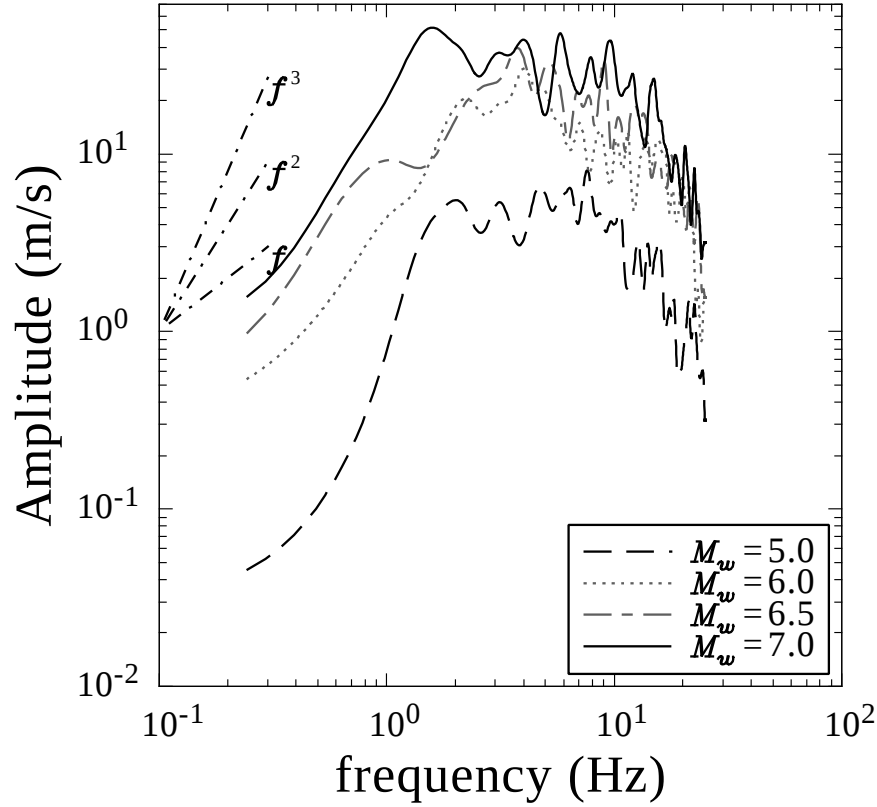


FIG. 6.12 – Fourier acceleration spectra for four scenarios with M_w respectively equal to 5.0, 6.0, 6.5 and 7.0, and soil A geological conditions and a source-site distance equal to 20 km. As a comparison, the f^3 , f^2 and f slopes are drawn.

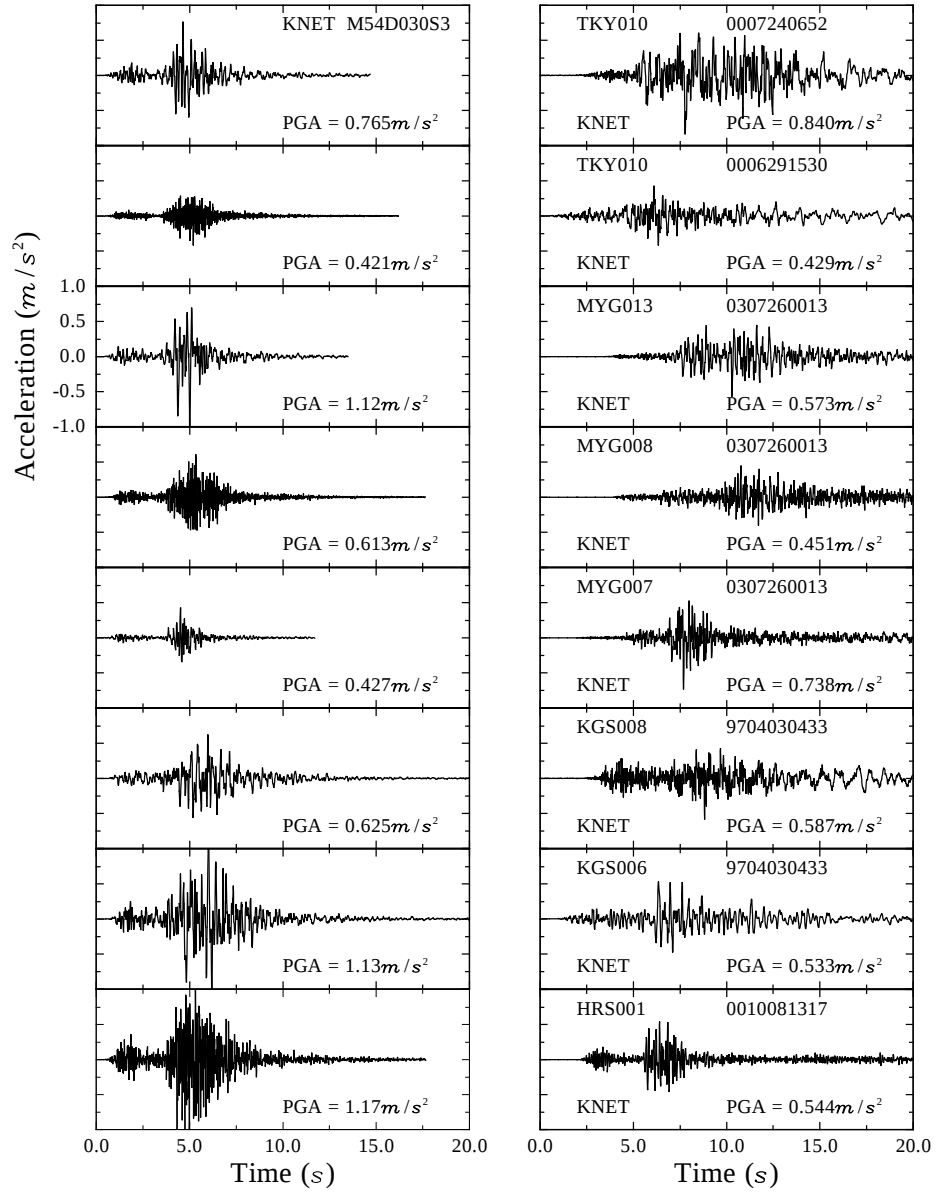


FIG. 6.13 – Comparison of the simulated variability (left) and the natural variability (right) for a 5.4 moment magnitude event located at 30 km on soil C. Station, date and network are specified in these last plots.

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY : APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

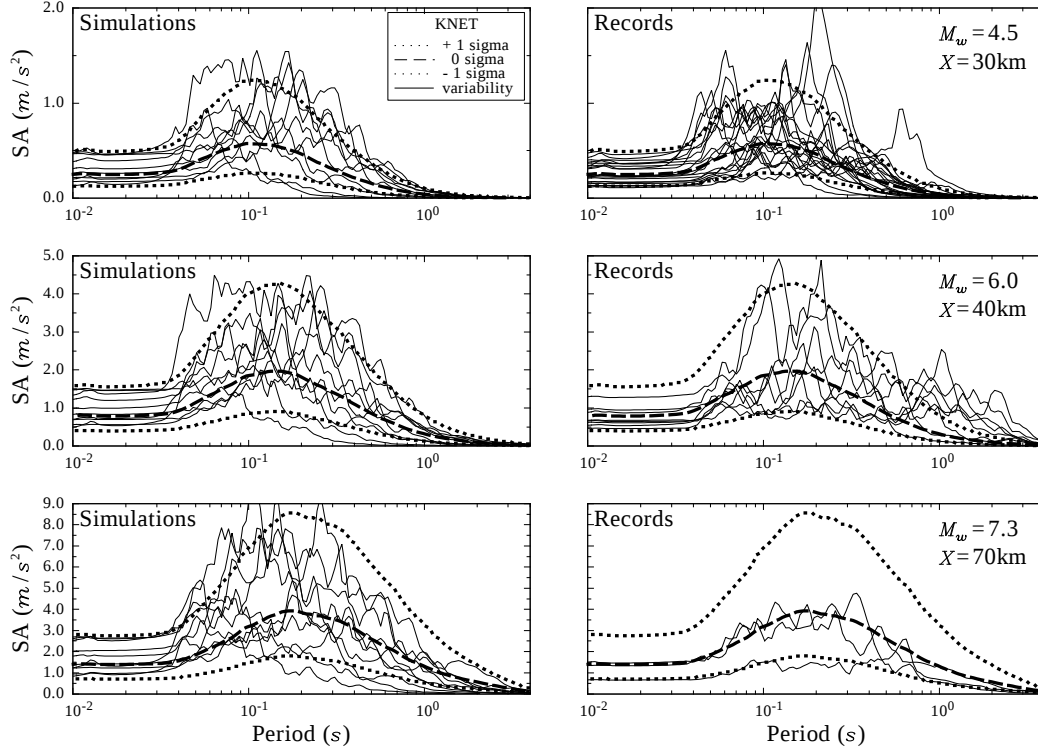


FIG. 6.14 – Comparison of the simulated variability (left) and the natural variability (right) for K-net. Successive rows correspond to three different scenarios (see magnitude and distance values in the right plots), located on geological soil condition C . All natural records are chosen in order to have $SA_{0.01s}$ bounded by one standard deviation around the median value.

In order to test the stability and convergence of the method with respect to the original database, a mirror synthetical database has been generated. For each simulation, a constrained MonteCarlo exploration of the possible predicted strong motion indicator values is done as aforementioned. This mirror database has then the same magnitude-distance-soil distribution as the original one. For each synthetic, A_I and SMD have been computed, and compared with the values from real records (Figures 6.15 and 6.16). This test shows that the ground motion distribution of the mirror database is similar to the distribution of the real one. Incidentally only a half morning was needed to generate the 9390 records of the K-net mirror database. This method is clearly a viable option for providing input to earthquake engineers quite rapidly. Furthermore, these synthetics may also be used in other nonlinear analyses (site response, landslides, liquefaction) (Boore, 2003).

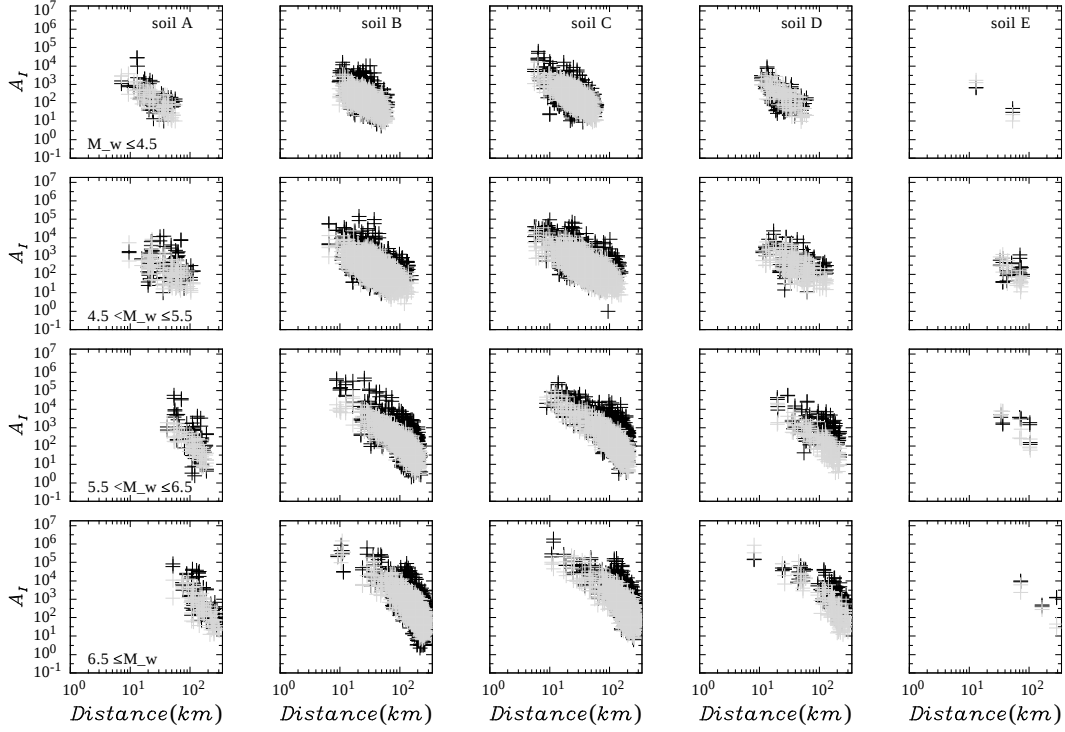


FIG. 6.15 – Comparison of the computed A_I for 9390 simulated (gray) and real (black) time histories. Each row corresponds to a magnitude range and each column refers to a different soil condition.

6.6.3 Applications to other regions

The method described in this paper is calibrated with a data set that allows to grasp the mean value of ground motion parameters extracted from the K-net Japanese database. We have also shown that the model reproduces well, both in frequency and time domains, the effects of the moment magnitude, distance to the source and site condition. Since the method relies on the existence of a strong motion database, the use of this model in other world regions is feasible. It is also possible to determine and to include in Equations 6.5 and 6.6 other parameter dependences, such as the focal mechanism or the saturation effects at close distances. This method was initially used with the Italian database in Sabetta & Pugliese (1996). The database used in Berge-Thierry et al. (2003) to compute empirical strong motion prediction equations for Europe, has also been treated to propose synthetic time histories. Additionally, an interesting issue of this model lies in the implementation of the technique using Kik-net borehole records in order to generate

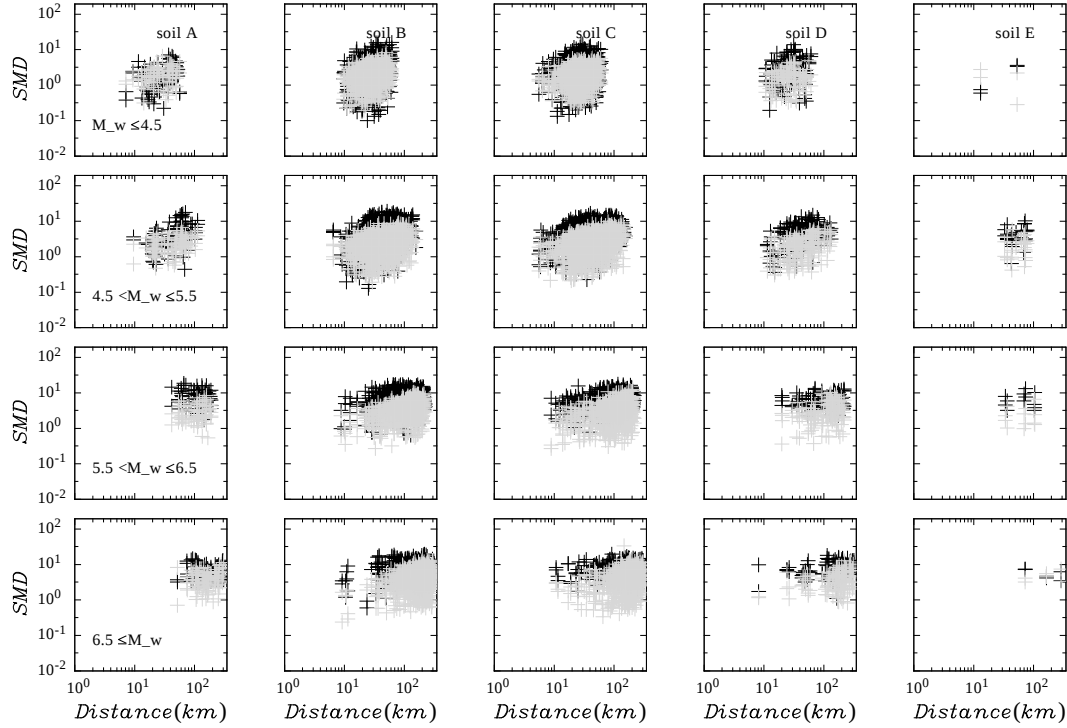


FIG. 6.16 – Same as Figure 6.15, but for SMD .

strong ground motion histories at depth (GL-100 and GL-200 m).

6.6.4 Method shortcomings

In spite of the easy implementation of the current model and the fast generation of realistic accelerograms, there are some problems that remain unsolved. The first one is related to the somewhat alike shape of all simulated time histories. Figure 6.13 shows that all accelerograms look similar to each other except for the amplitude and duration, something that is not observed in real records. This comes from the fact that the chosen envelope in the time domain is meant to represent well the P , S and coda waves only (Figure 6.1A). In addition, the selected envelope function (the lognormal function) is unique, which means that there is no variability in the envelope shape. This lack of envelop variability is also a weakness of traditional stochastic methods which are using an exponential shape (Boore, 2003).

The second issue is related to the reliability of this method to compute synthetic prediction equations of the ground motion. This is a rather important application in mo-

derate seismicity regions where stochastic methods have been used to predict the ground motion (Atkinson & Boore, 1997). A simple test used in this work consists in reproducing a mirror database and re-computing the corresponding prediction equations. The comparison between these synthetic equations and the empirical equations used in the model reveals that there is a mismatch between the corresponding equation coefficients as well as the standard deviation, except for the PGA due to the scaling of the synthetics with respect to this value. Figures 6.15 and 6.16 show, however, that the synthetic indicators (in gray) lie within the 68% confidence limits of the predicted indicators (in black). The variability computed using the synthetic database is smaller than the observed in the original database. This is to be expected since values are allowed to lie between -1σ and $+1\sigma$ to compute the synthetics. Nonetheless, no significant deviation is observed between the synthetic and original predictions. In addition, the method can easily be adapted to allow a greater variability (between -2σ and $+2\sigma$ for example), depending on results shown by the quantile plots.

The third comment is related to the use of a simple point source approximation to compute empirical ground motion equations. In particular, there is no saturation term with magnitude at close distances to the source. In addition, no magnitude dependency for the standard deviation is considered, which may have improved the results (Abrahamson & Silva, 1997). Moreover, recent studies also show a possible attenuation rate as a function of the distance (Ambraseys et al., 2005, Pousse et al., 2005c).

6.7 Conclusions

An improved stochastic model to generate non-stationary acceleration time histories has been developed. This model relies on existing strong ground motion data in a given region. The synthetics generation depends on the magnitude, source-site distance, and site conditions. An important feature of the model is the inclusion of the natural variability observed in real data. The acceleration time histories are modeled using time envelopes for the P , S and coda waves. Application of this method with other databases, such as the Kik-net (surface and borehole data in Japan), could provide with ground motion at depth. Resulting synthetics could then be used in studies involving soil-structure interaction and nonlinear soil behavior. The simulation code used in this study is available from the authors upon request.

Acknowledgements

We are very grateful to the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan, for providing the K-net and Kik-net data. We thank Fabio Sabetta for his comments which help us to initiate this study. We also appreciate the help provided by Yoshi Fukushima during the implementation of his regression code and the information concerning the fault parameters for large events in Japan. Graphs shown in this paper were done using Dislin 8.1 (Michels, 2003) and GMT (Wessel & Smith, 1998). In addition, the signal processing and data format storage was done using SAC2000 (Goldstein et al., 2003).

6.8 Appendix : empirical model

The model adopts the mathematical formalism of the moment-generating and characteristic functions (Ang & Tang, 1975).

6.8.1 The spectral moments

The spectrogram $PS(t, f)$ is defined as :

$$PS(t, f) = \left| \int_{-\infty}^{+\infty} w(t-u)x(u)e^{-i2\pi fu}du \right|^2, \quad (6.9)$$

where t is time and, f is frequency. $x(u)$ is the ground acceleration at time u , and $w(t-u)$ is a T -length running smoothing window. Thus, the j^{th} spectral moment M_j defined at time τ is (Sabetta et al., 1986) :

$$M_j(\tau) = \int_0^{+\infty} f^j PS(\tau, f) df \quad j = 0, 1, 2; \quad (6.10)$$

These spectral moments are related to physical parameters such as the instantaneous average power $Pa(\tau)$, the central frequency $F_c(\tau)$, and the frequency bandwidth $F_b(\tau)$ (Ang & Tang, 1975, Vanmarcke, 1980, Lai, 1982) :

$$Pa(\tau) = M_0(\tau) \quad (6.11)$$

$$F_c(\tau) = \frac{M_1(\tau)}{M_0(\tau)} \quad (6.12)$$

$$F_b(\tau) = \left(\frac{M_2(\tau)}{M_0(\tau)} - \left(\frac{M_1(\tau)}{M_0(\tau)} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (6.13)$$

where $Pa(\tau)$ corresponds to the area under the PSD . The central frequency $F_c(\tau)$ measures where the PSD is concentrated along the frequency axis. The frequency bandwidth $F_b(\tau)$ corresponds to the dispersion of PSD around the central frequency.

6.8.2 Relations between spectral moments for the distribution of $\log(f)$ and for the distribution of f

Each τ centered time segment of the ground acceleration can be expressed as follow :

$$\begin{aligned} a(u)w(\tau - u) &= \int_0^\infty \sqrt{PS(\tau, f)} \exp(-i2\pi fu) df \\ w(\tau - u) \neq 0 &\quad \text{for} \quad \tau - \frac{T}{2} < \tau - u < \tau + \frac{T}{2} \end{aligned}$$

$\sqrt{PS(\tau, f)}$ is the Fourier Transform of the ground acceleration, whose integral along frequency is equal to the modulus of the instantaneous average power (see Equation 6.1). As said in the moment-generating and characteristic function theory, it is possible to reconstruct the $PS(\tau, f)$ function with the three first spectral moment. In particular, we define a simple function approximating $PS(\tau, f)$, as a lognormal function.

We can model Equation 6.1 at τ as :

$$\frac{PS(\tau, f)}{Pa(\tau)} = PS_\tau(f) = \frac{\sqrt{PS(\tau, f)}^2}{Pa(\tau)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta f} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\log(f) - \lambda}{\zeta}\right)^2\right) \quad (6.14)$$

λ and ζ are the expected value and standard deviation of $\log(f)$, respectively, and are the parameters of the distribution. The probability that the normalized power spectral density function of the selected part of the accelerogram will assume values in an interval $[a, b]$ is with an appropriate variable change :

$$s = \frac{\log(f) - \lambda}{\zeta} \quad (6.15)$$

$$df = f\zeta ds \quad (6.16)$$

$$P(a < PS_\tau \leq b) = \int_{\frac{\log(a) - \lambda}{\zeta}}^{\frac{\log(b) - \lambda}{\zeta}} \frac{1}{1 \times \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}(s)^2\right) ds \quad (6.17)$$

We observe that the probability is a function of the parameters λ and ζ . The function under the integral sign corresponds to the Gaussian density function with a zero mean value and a unit standard value.

Of course, $P(-\infty < PS_\tau < +\infty) = 1$. λ and ζ are related to the expected value

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND
MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY :
APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

μ and standard deviation σ of the variable f as follows : let $g = \log(f)$. It follows from Equation 6.14 and the spectral moment theory that :

$$\begin{aligned}\mu &= M_1 \\ \mu &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(g) \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{g-\lambda}{\zeta}\right)^2\right) dg\end{aligned}$$

By completing the square on the exponent, we obtain :

$$\mu = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{g-(\lambda+\zeta^2)}{\zeta}\right)^2\right) dg \right) \exp\left(\lambda + \frac{1}{2}\zeta^2\right)$$

The quantity within the brackets is the total unit area of the Gaussian density function with a mean value equal to $\lambda + \zeta^2$ and a standard value equal to ζ (see Equation 6.17), hence :

$$\mu = \exp\left(\lambda + \frac{1}{2}\zeta^2\right)$$

Thus, for the expected value of the distribution of $\log(f)$ in Equation 6.14, we have :

$$\lambda = \log(\mu) - \frac{1}{2}\zeta^2 \quad (6.18)$$

Similarly, computing the second spectral moment of PS_τ (see Equation 6.14), and proceeding as previously,

$$\begin{aligned}M_2 &= \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{g-(\lambda+2\zeta^2)}{\zeta}\right)^2\right) dg \right) \exp(2(\lambda + \zeta^2)) \\ M_2 &= \exp(2(\lambda + \zeta^2))\end{aligned}$$

Thence according to the definition of the standard deviation σ , we can deduce :

$$\begin{aligned}\sigma^2 &= M_2 - M_1^2 \\ \sigma^2 &= \mu^2(\exp(\zeta^2) - 1)\end{aligned}$$

Then for the standard value of the distribution of $\log(f)$ in Equation 6.14, we obtain :

$$\zeta^2 = \log\left(1 + \frac{\sigma^2}{\mu^2}\right) \quad (6.19)$$

6.8.3 Spectrogram model

According to Equation 6.12 and 6.13, we have :

$$\begin{aligned} F_c(\tau) &= \mu \\ F_b(\tau) &= \sigma \end{aligned}$$

Then, we model Equation 6.14 at τ , according to Equation 6.14, 6.18 and 6.19 as :

$$\begin{aligned} \frac{PS(\tau, f)}{Pa(\tau)} &= PS_\tau(f) \\ &= \frac{1}{f \sqrt{2\pi \log \left(1 + \frac{F_b(\tau)^2}{F_c(\tau)^2} \right)}} \\ &\quad \times \exp \left(\frac{-\frac{1}{2} \left(\log(f) - \log(F_c(\tau)) + \frac{1}{2} \log \left(1 + \frac{F_b(\tau)^2}{F_c(\tau)^2} \right) \right)^2}{\log \left(1 + \frac{F_b(\tau)^2}{F_c(\tau)^2} \right)} \right) \end{aligned} \quad (6.20)$$

The values of $Pa(\tau)$, $F_c(\tau)$ and $F_b(\tau)$ are the instantaneous power, and the expected value and variance of the frequency f in the signal. Equation 6.20 is same as Equation 6.2 in the text, extended to all τ .

6.9 Compléments

6.9.1 Les analyses de la base de données miroir

La Section 6.6.2 mentionne l'analyse de la base de données miroir au moyen des Equations 6.5 et 6.6. La Figure 6.17 présente les résultats en comparant les prédictions médianes et à $+\sigma$ ainsi obtenues à celles réalisées à partir de la base de données réelles. Il faut noter que les deux domaines de prédiction se superposent, bien que les prédictions médianes ne sont pas égales. Cette figure confirme par exemple que la valeur de durée de phase forte des accélérogrammes synthétiques sera souvent inférieure à celle calculée pour un scénario réel équivalent. L'utilisateur du code informatique servant à la simulation des accélérogrammes aura la possibilité d'effectuer un test sur chaque simulation pour la retenir ou non, en fonction par exemple de la valeur que prend le *SMD* synthétique.

6.9.2 Remarques sur la paramétrisation du modèle

Le modèle présenté dans ce chapitre procède à un certain nombre de simplifications du signal accélérométrique. La Section 6.6.4 énonce déjà quelques limites, et les points suivants peuvent être ajoutés :

- la forme de l’enveloppe est figée et ne rend pas compte de l’écrasement que l’on peut observer lors de la présence d’ondes de surface (durée de réception de la partie énergétique du signal plus longue). Une variable additionnelle peut être ici ajoutée pour tenir compte de ce phénomène, ou bien une modélisation de la propagation du signal dans un milieu complexe peut également tenter de reproduire cette observation.
- Le centrage de l’enveloppe de l’onde de compression au 1/3 du temps d’arrivée des ondes de cisaillement est un choix arbitraire, mais que l’utilisateur du code de simulation peut modifier à sa guise.
- Enfin, le spectre de Fourier des accélérogrammes synthétiques n’est pas satisfaisant à la fois en terme de localisation de la fréquence coin et en terme de niveau de plateau (voir la Figure 6.12), en particulier pour les fortes magnitudes. Ce point pourrait être amélioré si l’enveloppe du spectrogramme était modifiée de sorte à avoir un plateau à basse fréquence plutôt qu’une branche montante d’une distribution lognormale.

Ces simplifications et limites, intrinsèques à la méthode, ainsi que celles énoncées à la Section 6.6.4 devraient être améliorées à l’avenir.

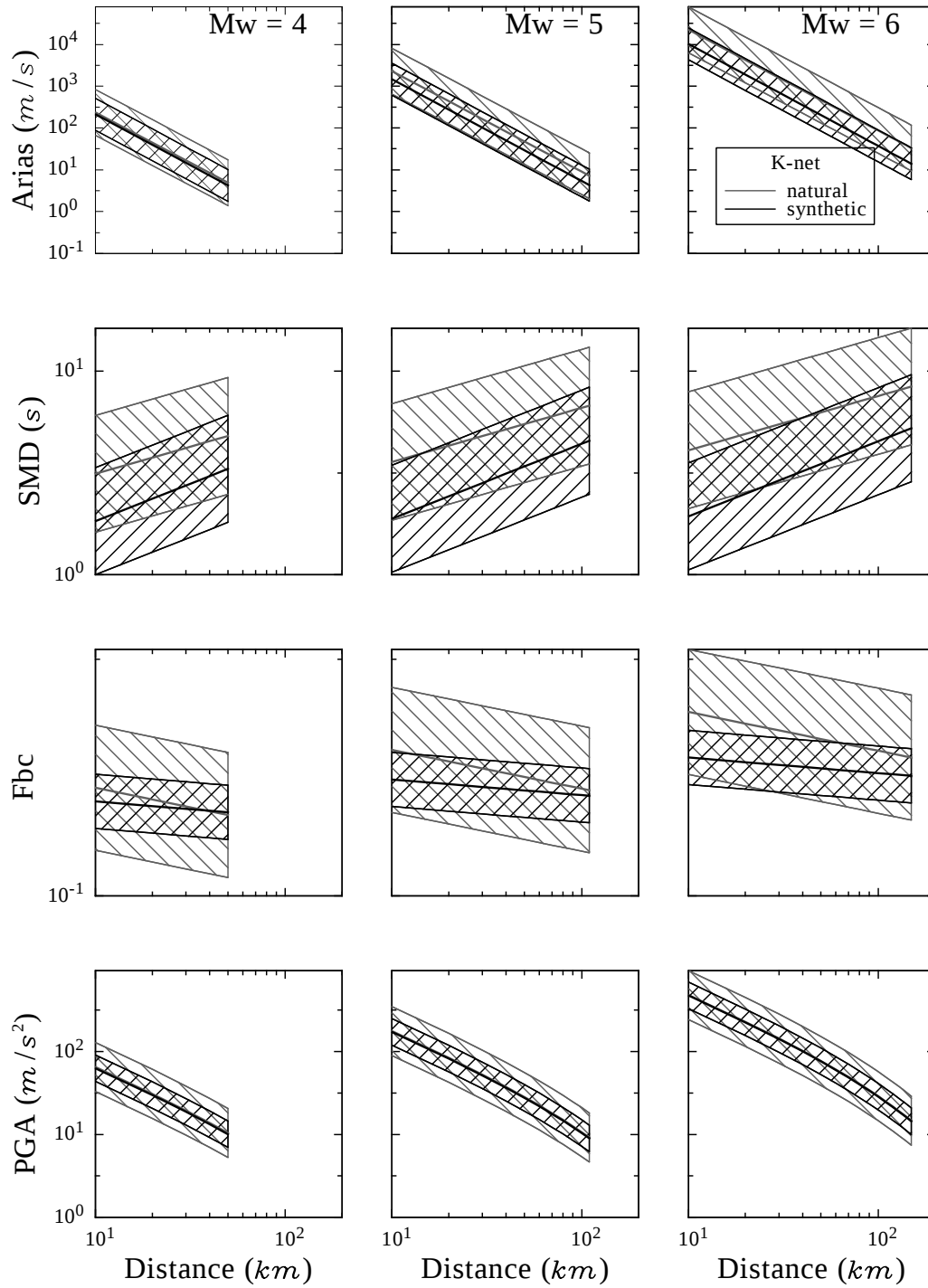


FIG. 6.17 – Comparaison des prédictions réalisées pour chacun des indicateurs, à partir de la base de données réelles (en gris) et de la base de données miroir (en noir) pour quelques scénarios choisis.

◇6. NON STATIONARY STOCHASTIC SIMULATION OF STRONG GROUND
MOTION TIME HISTORIES INCLUDING NATURAL VARIABILITY :
APPLICATION TO THE K-NET JAPANESE DATABASE

Chapitre 7.

Applications du modèle à d'autres bases de données

7.1 Simulation temporelle du mouvement sismique en profondeur : analyse des données de Kik-net

7.1.1 Intérêt des simulations en profondeur

Les traces temporelles du mouvement sismique ont une importance capitale pour les études non-linéaires (Kramer, 1996, Sabetta & Pugliese, 1996, Thrainsson & Kiremidjian, 2002). Les études de comportement d'une colonne de sol nécessitent donc de pouvoir choisir un mouvement incident non affecté par les phénomènes de surface (Bonilla, 2000) et la coutume des ingénieurs veut que les enregistrements de surface soient translatés à la profondeur incidente voulue en les convoluant par une fonction de transfert élastique ; cette fonction de transfert représente la propagation entre la profondeur d'enregistrement et la profondeur cible (Kramer, 1996, Bonilla, 2000, Betbeder-Matibet, 2003). Mais les accélérogrammes sont le résultat de la conjonction de nombreux phénomènes : la source, la rupture, le chemin parcouru par l'onde, les conditions locales de site sont autant de facteurs qui influencent le mouvement sismique (Kramer, 1996). Dans ces conditions, il devient difficile de modéliser par la méthode de la déconvolution des accélérogrammes en profondeur, et il semble préférable d'utiliser une méthode qui permet de simuler de tels accélérogrammes, avec la variabilité associée, qui plus est, pour procéder ensuite au calcul non-linéaire. L'exploitation du réseau Kik-net s'avère ici d'une extrême importance.

7.1.2 Résultats

La base de données constituée des enregistrements de profondeur de Kik-net présents sur la Figure 2.3 et recensés dans la Table 2.6 a été soumise à la méthode de génération d'accélérogrammes synthétiques présentée dans le Chapitre 6. La Table 7.1 présente le

TAB. 7.1 – Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données de profondeur Kik-net. $B' = B + 100$ (voir l'Equation 6.7).

Kik-net : 335 séismes					
Coefficients	a	b	GL-100 m	GL-200 m	sigma
$\log_{10}(A)$	-.6704E-01	-.7790E-01	0.1511E+01	0.1513E+01	0.1354E+00
$\log_{10}(B')$	0.1578E-02	-.3714E-02	0.1992E+01	0.1991E+01	0.9723E-02
$\log_{10}(Ai)$	0.1494E+01	-.2917E+01	-.2119E+01	-.2175E+01	0.6107E+00
$\log_{10}(SMD)$	0.4822E-02	0.6363E+00	-.7583E+00	-.7512E+00	0.3459E+00
$\log_{10}(Fbc)$	0.7922E-01	0.1127E-01	-.5389E+00	-.5217E+00	0.1068E+00
$\log_{10}(Pga)$	0.6683E+00	-.3598E-02	-.1065E+01	-.1094E+01	0.3437E+00

résultat des analyses réalisées sur les données de Kik-net en profondeur, avec $k = 2$ dans les Equations 6.5, 6.6 et 6.8. En ce qui concerne le ratio F_b/F_c , l'analyse des résultats obtenus pour Kik-net en profondeur suggère qu'il augmente avec la distance, contrairement à ce qui est obtenu pour K-net. Cette observation soulève donc la question de la forme de l'Equation 6.6 qui est très probablement trop simpliste pour cet indicateur. Le résultat obtenu pour les autres indicateurs, en revanche, reste interprétable physiquement et en accord avec ce que les résultats de la base de données K-net suggèrent.

Les Figures 7.1, 7.2 et 7.3 présentent les comparaisons entre les simulations et les données réelles établies en reproduisant une base de données synthétiques ayant la même distribution en magnitude, distance et profondeur d'enfouissement que celle expérimentale en profondeur. La même calibration de l'enveloppe de puissance utilisés pour les simulations relatives à K-net a été utilisée (Table 6.1). Les colonnes de gauches présentent les simulations sur fond de données réelles (respectivement à 100 et 200 m de profondeur) et les colonnes de droite présentent les données réelles sur fond de données synthétiques : il y a un bon accord entre les gammes de valeur. Cependant, la durée de phase forte est sous-estimée comme cela avait déjà été le cas dans le Chapitre 6 pour K-net. Cette sous-estimation peut être corrigée en utilisant un filtre pour sélectionner les meilleures données simulées : en effet, la forme de l'enveloppe que nous avons choisi semble bien correspondre pour les séismes de magnitude modérées; pour les cas représentés sur la Figure 7.2, nous avons accepté la simulation si l'écart à la valeur prédite en amont de la simulation est inférieure à 100%. Au vu de la Figure 6.8, il eût certainement mieux valu limiter l'exploration MonteCarlo de la distribution lognormale entre $-1/2 \times \sigma$ et $+1 \times \sigma$ pour l'indicateur de durée de phase forte, et accepter la simulation si la valeur recalculée était également dans ce domaine; ceci, afin de recentrer le nuage de points simulés. Une autre solution consiste à calibrer le modèle sur les forts séismes uniquement et modifier en conséquence la Table 6.1, puisqu'un examen attentif de la Figure 7.2 révèle que la

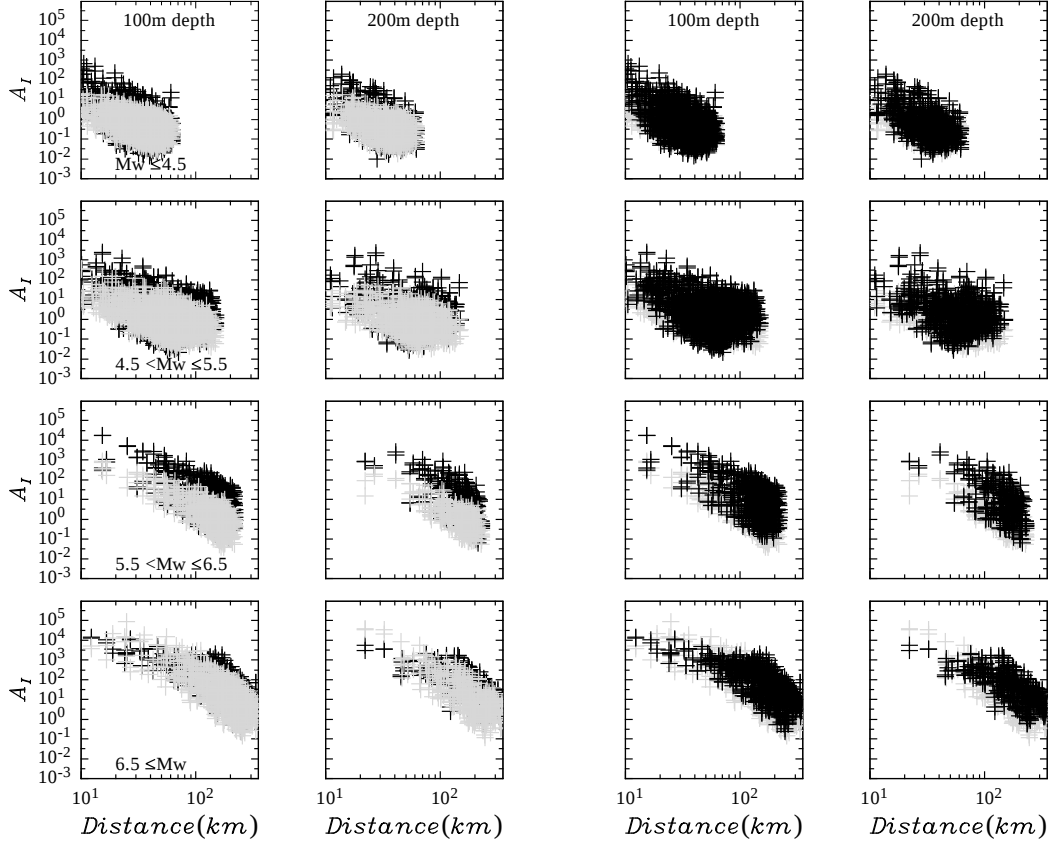


FIG. 7.1 – Même représentation que la Figure 6.15, pour l' A_I . Les 7724 simulations (en gris) sont comparées aux 7724 données réelles (en noir) sur les deux colonnes de gauche (respectivement pour les profondeurs 100 et 200 m). Les deux colonnes de droite présentent une vision inversée.

sous-estimation est surtout observable pour ces séismes ($M_w \geq 5,5$).

7.1.3 Comparaison des résultats de surface et de profondeur

Les Tables 7.1 et 7.2 présentent le résultat des inversions réalisées sur les données de Kik-net. C'est-à-dire que $k = 4$ (Kik-net surface) et $k = 2$ (Kik-net profondeur) dans les Equations 6.5, 6.6 et 6.8. L'analyse des résultats des régressions renseignés dans les Tables 6.6, 7.1 et 7.2 montre que les indicateurs de mouvement fort sont différemment modélisés d'une base à une autre. En particulier, si le PGA et l' A_I voient leur valeur augmenter avec la magnitude et diminuer avec la distance, les indicateurs de durée et de rapport de fréquence (SMD et F_b/F_c) ont un comportement différent d'une base à

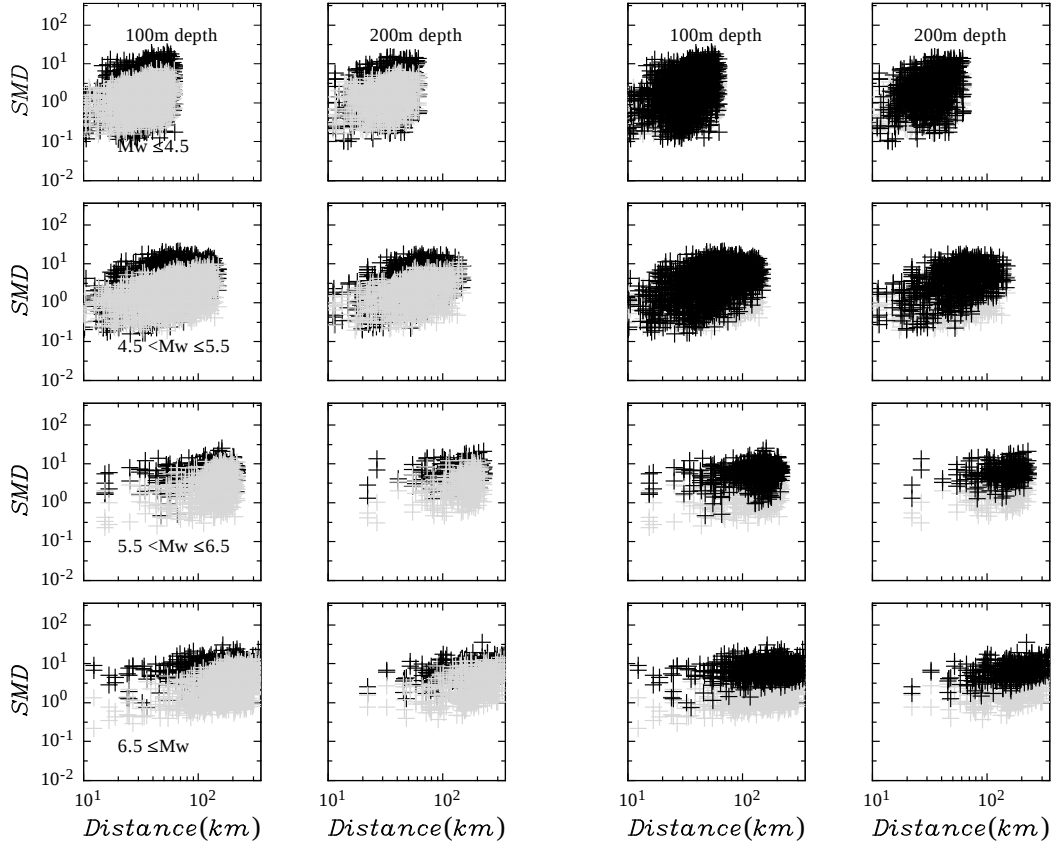


FIG. 7.2 – Même représentation que la Figure 7.1, pour la SMD .

l'autre : la modélisation réalisée avec les données de K-net propose que SMD augmente avec la magnitude, tandis que celle réalisée avec les données de surface Kik-net propose une décroissance avec la magnitude, ce qui n'est pas un résultat physique. Il faut également noter que la Table 7.1 (données de profondeur Kik-net) suggère une augmentation de SMD avec la magnitude, ce qui pointe le fait que le modèle du point source appliqué à l'indicateur de durée de phase forte (SMD) produit des résultats différents au sein d'un même réseau, entre données de surface et données de profondeur. Ces résultats apportent un bémol aux bons résultats des modélisations réalisées avec la base de données K-net. Pour ce qui concerne F_b/F_c , les analyses de Kik-net suggèrent qu'il augmente avec la distance, contrairement à ce que propose celle de K-net. Ces observations soulèvent la question de la forme de l'Equation 6.6 (modèle du point source, sans atténuation anélastique) choisie pour ces deux derniers indicateurs. Abrahamson & Silva (1996) proposent

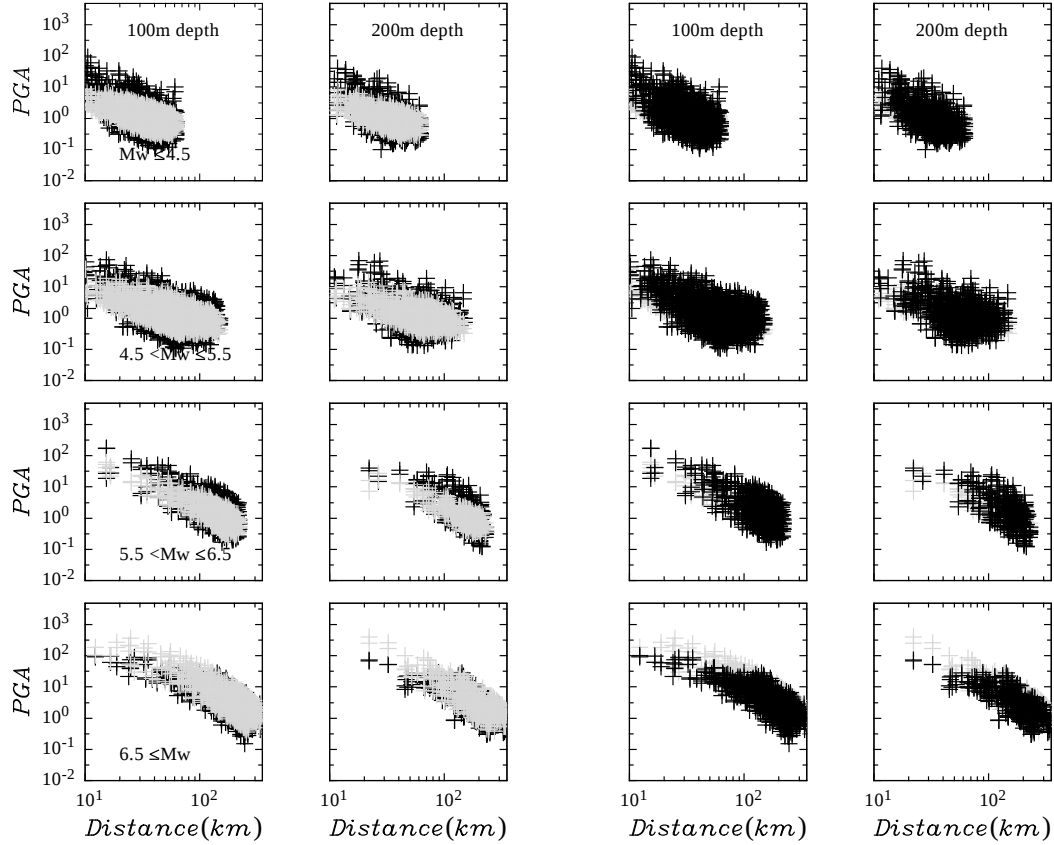


FIG. 7.3 – Même représentation que la Figure 7.1, pour le PGA .

ainsi une équation formalisée :

$$\log(SMD) = \log \left(\frac{\left(\frac{\exp(b_1 + b_2(M - M^*))}{10^{1.5M + 16.05}} \right)^{-1/3}}{4.9 \times 10^6 \beta} + c_1 + c_2(r - r_c) \right) + D_{rat} \quad r \geq r_c = 10 \text{ km}$$

$$\log(SMD) = \log \left(\frac{\left(\frac{\exp(b_1 + b_2(M - M^*))}{10^{1.5M + 16.05}} \right)^{-1/3}}{4.9 \times 10^6 \beta} + c_1 \right) + D_{rat} \quad r \leq r_c = 10 \text{ km}$$

L'adresse http://nisee.berkeley.edu/library/PEER-200109/stewart200109_ch3.pdf renseigne sur les valeurs et significations des coefficients de l'équation. Mentionner cette équation n'a ici d'autre but que de montrer la complexité que peut revêtir une équation qui modélise une forte dépendance de l'indicateur étudié avec la magnitude, ainsi que

TAB. 7.2 – Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données de surface Kik-net. À comparer avec la Table 6.6. $B' = B + 100$ (voir l'Equation 6.7).

Kik-net : 335 séismes							
Coefficients	a	b	sol A	sol B	sol C	sol D	sigma
$\log_{10}(A)$	-.4771E-01	-.3468E-01	0.1420E+01	0.1383E+01	0.1335E+01	0.1230E+01	0.1365E+00
$\log_{10}(B')$	0.6404E-03	0.1697E-02	0.1987E+01	0.1986E+01	0.1985E+01	0.1986E+01	0.8711E-02
$\log_{10}(Ai)$	0.1351E+01	-.2976E+01	-.2466E+00	0.3522E-02	0.2162E+00	0.4381E+00	0.7204E+00
$\log_{10}(SMD)$	-.1513E-01	0.4651E+00	-.2620E+00	-.2187E+00	-.1902E+00	-.8804E-01	0.3141E+00
$\log_{10}(Fbc)$	0.7776E-01	0.1879E-01	-.7649E+00	-.7309E+00	-.6445E+00	-.6047E+00	0.1605E+00
$\log_{10}(Pga)$	0.6441E+00	-.3970E-02	-.3655E+00	-.2701E+00	-.2207E+00	-.1552E+00	0.3804E+00

l'augmentation de sa valeur avec la distance : en effet, Abrahamson & Silva ont choisi pas moins de 8 paramètres pour la modélisation. Dans le cas d'une calibration de la méthode de génération d'accélérogrammes synthétiques à une base de données choisie, il est bien entendu possible de changer la forme des équations prédictives de mouvement fort.

7.2 Simulation du mouvement sismique en Europe : analyse de la base de données de mouvement fort européenne

7.2.1 Description de la base de données européenne utilisée dans cette étude

La méthode présentée dans le Chapitre 6 a également été appliquée à une base de données européenne issue de celle utilisée pour la RFS 2001-01 (Ambraseys et al., 2000, Berge-Thierry et al., 2003). Le travail est présenté en détail dans Rey & Berge-Thierry (2003, 2005).

La base de données de travail comprend finalement 730 enregistrements horizontaux et 128 séismes, dont certains proviennent des États-Unis. Le domaine magnitude-distance couvert par cette base de données s'étend respectivement sur les segments [4,0 7,9] (magnitude) et [4,0 330,0] (distance hypocentrale) (Berge-Thierry et al., 2003). Deux catégories de sol ont été définies, dont le critère de classification est la moyenne harmonique des vitesses des ondes S sur les 30 premiers mètres sous la surface du sol, V_{s30} , dont nous avons déjà parlé : $V_{s30} \geq 800 \text{ m.s}^{-1}$ range le sol dans la catégorie rocher, et $800 \text{ m.s}^{-1} \geq V_{s30} \geq 300 \text{ m.s}^{-1}$ range le sol dans la catégorie des sols sédimentaires

TAB. 7.3 – Valeurs des coefficients obtenus pour procéder à la simulation des accélérogrammes synthétiques reliés empiriquement à la base de données européenne RFS modifiée (Berge-Thierry et al., 2003, Rey & Berge-Thierry, 2003, 2005). Noter la différence de modélisation de la fréquence centrale F_c .

Europe : 128 séismes					
Coefficients	a	b	Rocher	Sol	sigma
$\log_{10}(A_i)$	0.7402E+00	-.1808E+01	0.1051E+01	0.1176E+01	0.4987E+00
$\log_{10}(SMD)$	0.9074E-01	0.4989E+00	-.2839E+00	-.2373E+00	0.2244E+00
$\log_{10}(Fbc)$	0.1902E-01	0.3510E-01	-.3081E+00	-.2635E+00	0.1021E+00
$\log_{10}(Pga)$	0.3109E+00	-.9966E-03	0.1558E+01	0.1605E+01	0.2833E+00
Modélisation de F_c	A		B		sigma
Rocher	-.0196*M+2.1465		0.0129*M-0.2088		0.5
Sol	-.0677*M+2.4292		0.0299*M-0.4437		0.5

(Berge-Thierry et al., 2003). Dans le cas où la valeur du paramètre V_{s30} n'est pas accessible, alors c'est la classification de Joyner & Boore (1981) qui est utilisée, selon des critères géologiques et géophysiques.

7.2.2 Résultats obtenus

La Table 7.3 rassemble les coefficients obtenus pour les régressions réalisées sur la base de données européenne (Rey & Berge-Thierry, 2003, 2005). Les résultats des regressions montrent que le PGA et l' A_I augmentent avec la magnitude, mais diminuent avec la distance. F_b/F_c et SMD ont également un comportement tel qu'ils augmentent avec la magnitude et avec la distance. Il faut cependant observer que la fréquence centrale a été modélisée différemment que pour les bases de données japonaises : ainsi l'Equation 6.7 est maintenue, à ceci près que les coefficients A et B ne sont soumis qu'à une inversion globale, uniquement dépendante de la magnitude. C'est avec ces coefficients que deux scénarii intéressants pour le cas de la France ont été simulés.

7.2.3 Application à quelques scénarii français

La méthode stochastique développée dans le Chapitre 6 devrait permettre de tirer avantageusement parti de la variabilité du mouvement sismique pour évaluer les destructions que pourraient occasionner des séismes susceptibles de se produire à proximité de la ville de Nice et dans un environnement très proche de la ville de Grenoble. La suite de la présente section présente les résultats de simulation du mouvement du sol, obtenus au moyen de la méthode développée au cours de ce projet de recherche.

Le cas de Nice

Le 20 juillet 1564, a eu lieu un séisme nissart qui a fortement affecté l'arrière pays niçois et qu'on situe entre les vallées de la Tinée et de la Vésubie, quelques kilomètres à l'Ouest de Roquebillière (Cadiot & Vogt, 1979). Fortement ressenti sur 2500 km², responsable de 800 à 900 morts et de la destruction d'une dizaine de localités, ce séisme de magnitude supérieure à 6,0 a probablement provoqué des glissements de terrain ayant eu des effets destructeurs. Un autre séisme important, estimé à 6,5, fut ressenti à Nice en 1887 (Levret et al., 1994, Lambert et al., 1997).

La structuration de l'Arc de Nice s'est faite principalement à partir de l'ère tertiaire à l'Oligo-Aquitainien (vers 25 Ma), en réponse à un régime de contrainte compressif (Labbaume et al., 1989, Ritz, 1992). La formation de cet arc est liée au décollement et au glissement vers le Sud de la couverture du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour. Cette couverture est constituée de terrains sédimentaires secondaires et tertiaires, son décollement a été favorisé par la présence à la base de la série sédimentaire d'argiles et d'évaporites du Trias qui ont joué le rôle d'un lubrifiant (Gèze, 1963). Le glissement a été guidé latéralement à l'Ouest et à l'Est par deux systèmes de failles décrochantes, orientés Nord-Nord-Est à Sud-Sud-Ouest : les systèmes de Vésubie-Mont Férion-St.-Blaise-Aspremont et Breil-Sospel-Monaco, respectivement. Les mécanismes au foyer disponibles dans la région sont principalement décrochantes ou inverses et sont compatibles avec une direction de la contrainte compressive maximale variant d'Ouest en Est de N-S à NW-SE (Grellet et al., 1993, Rebai et al., 1992, Martin et al., 2002a). L'activité sismique y est toujours présente.

Le cas de Grenoble

Dans le domaine du risque sismique, ce sont les scientifiques qui les premiers ont attiré l'attention des décideurs locaux sur les particularités du bassin grenoblois : la configuration du sous-sol, constitué d'une cuvette d'alluvions postglaciaires épaisse, induit une forte amplification du mouvement du sol en cas de séisme (Lebrun, 1997). De nombreuses études ont par la suite été menées sur la région grenobloise afin de définir et de préciser l'aléa sismique (Cotton et al., 1999, Bettig et al., 2003, Moczo et al., 2004). L'analyse de la sismicité historique, le développement et l'installation du réseau de surveillance sismique Sismalp (géré par le LGIT, à Grenoble) ont permis d'obtenir une vision fine de la sismicité alpine. En particulier, le fonctionnement depuis 15 ans du réseau Sismalp a mis en évidence des zones sismogéniques actives, qui sont le foyer d'une activité soutenue, comme celle située en bordure occidentale de la chaîne de Belledonne. L'analyse de toutes ces informations montre que, pour la région grenobloise, on doit considérer

la possibilité de séismes au moins comparables à ceux d'Annecy (1996-Magnitude 5,3), de Corrençon (1962-Magnitude 5,3) ou de Chamonix (1905) à proximité immédiate de l'agglomération grenobloise. Des études récentes montrent que leur magnitude pourrait être au moins égale à 5,5 (Guéguen, 2004, [http : //www - lgit.obs.ujf - grenoble.fr/ ~ pgueg/VULNERAP/motivations.html](http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/~pgueg/VULNERAP/motivations.html)).

Plusieurs campagnes de reconnaissance ont permis de mettre en évidence le comportement de cette cuvette grenobloise très particulière. Des effets de résonance et de réverbération sur les limites externes de la cuvette grenobloise (bordée par les massifs de Belledonne, Chartreuse et Vercors) induisent des amplifications du mouvement du sol et sa prolongation temporelle (Lebrun, 1997). Des facteurs d'amplification de l'ordre de 10 ont ainsi été identifiés, pour une gamme de fréquences intéressant celle des constructions de la cuvette grenobloise (bâtiments de plus de 5 étages, Guéguen, 2004, [http : //www - lgit.obs.ujf - grenoble.fr/ ~ pgueg/VULNERAP/motivations.html](http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/~pgueg/VULNERAP/motivations.html)). Ceci explique également la sensibilité des constructions de grande hauteur (plus de 10 étages) à des séismes lointains (Valais, Ligurie, Provence), sensibilité qui se traduit par la frayeur des habitants des tours de l'Île Verte lors du séisme du Frioul en 1976 situé pourtant à quelques 500 km à l'Est.

Les simulations ; comparaison avec le Japon

Les études réalisées dans ces deux régions françaises suggèrent pour l'aléa un scénario de magnitude 6,3 situé à une distance de 30 km de la ville de Nice, tandis qu'il a été jugé possible un scénario de séisme de magnitude 5,5 situé à 12 km de la ville de Grenoble. Les travaux de Rey & Berge-Thierry (2003, 2005) ont permis de simuler de tels scénarii à gauche sur la Figure 7.4. Cette figure compare trois accélérogrammes simulés à chaque fois à ce que la base de données de K-net permet de simuler (à droite).

Les simulations du séisme de magnitude 6,3 à 30 km de Nice devraient donner une idée "*assez*" juste de ce qui peut s'y produire, l'introduction de la variabilité dans ces simulations propose que les valeurs de PGA oscillent entre 1,05 et 1,45 $m.s^{-2}$. En revanche, il est très probable que les simulations correspondant au cas de Grenoble ne sont pas réalistes, dans la mesure où les effets 3D sont très importants (Cotton et al., 1999, Bettig et al., 2003, Moczo et al., 2004). La durée des signaux en particulier est très probablement sous évaluée par les simulations. C'est certainement là la limite du modèle présenté dans le Chapitre 6, qui ne permet de simuler que des accélérogrammes "*moyens*" en des sites "*pas trop*" particuliers. Une alternative qui peut s'avérer intéressante pour le cas grenoblois consiste à modéliser la propagation d'un signal simulé au rocher dans un milieu plus mou afin d'obtenir des simulations plus réalistes.

La Figure 7.4 présente dans la colonne de droite les simulations correspondant aux scénarii équivalents de ceux de Nice et de Grenoble, mais valables pour le cas du Japon. Il semble que les *PGA* sont plus faibles pour l'Europe, tandis que ce sont les valeurs japonaises de *SMD* qui sont les plus faibles. Il faut y voir ici très probablement le résultat de la différence des terrains qui sont présents en Europe et aux Etats-Unis d'un côté et au Japon de l'autre. En effet, la configuration en vastes bassins sédimentaires des premiers provoque un piégeage des ondes qui augmente ainsi la durée des signaux par de multiples réflexions. Le sol volcanique du Japon ainsi que les sols sédimentaires peu profonds expliquent très certainement quant à eux la durée plus faible des signaux.

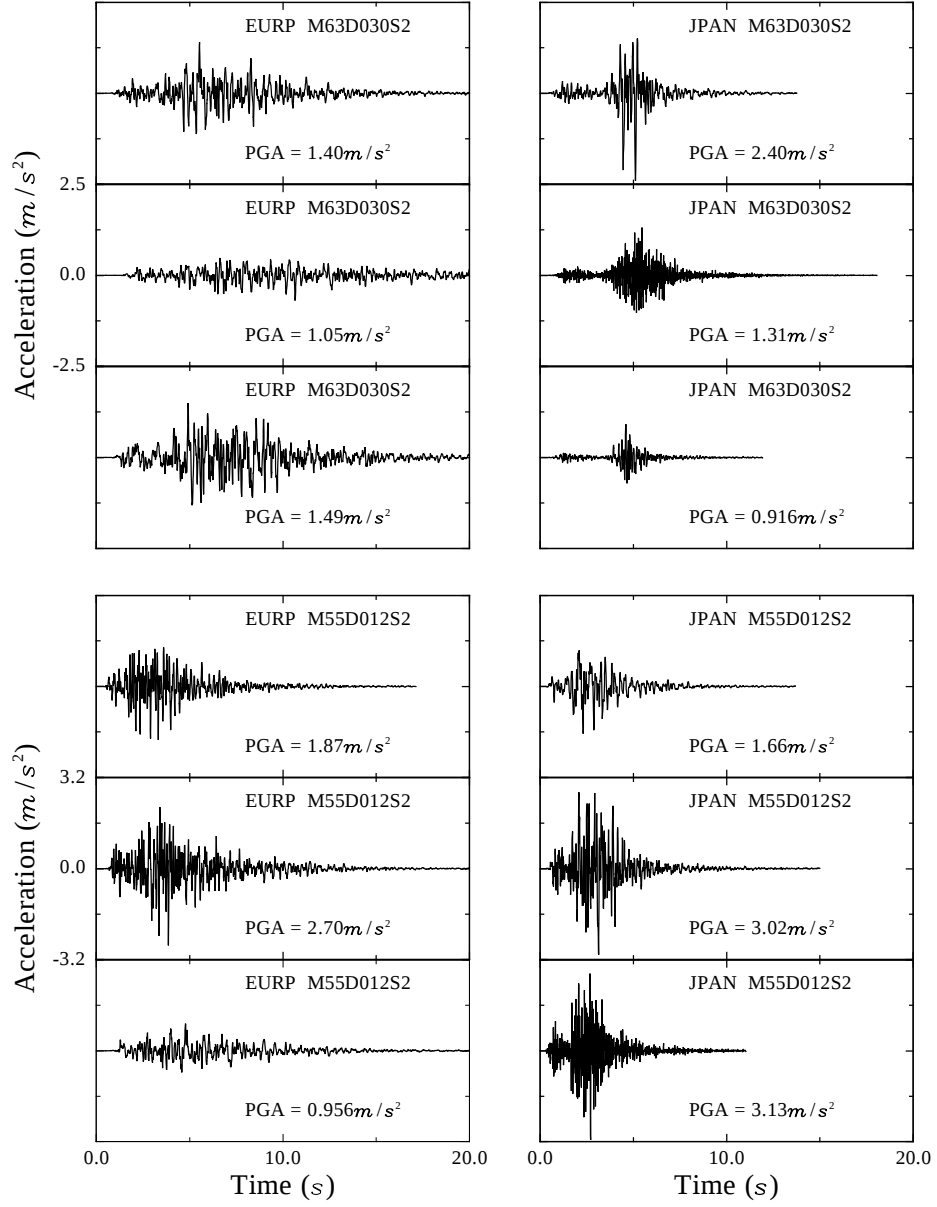


FIG. 7.4 – Scénarii d'un séisme de magnitude 6,3 situé à 30 km de Nice et d'un séisme de magnitude 5,5 situé à 12 km de Grenoble. A droite figurent à titre de comparaison les mêmes simulations pour le cas du Japon.

-PARTIE IV-

DES MOUVEMENTS FAIBLES AUX
MOUVEMENTS FORTS :

PRÉDICTIONS ET SIGNATURE
NON-LINÉAIRE

Chapitre 8.

Do weak (strong) motion models predict strong (weak) ground motion ? Results from the Kik-net records analysis.

GUILLAUME POUSSE*(1,2), FABRICE COTTON(2)
LUIS FABIAN BONILLA(1) and PHILIPPE GUÉGUEN(2)

*(1) Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire,
B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France
* guillaume.pousse@irsn.fr*

** and at L.G.I.T, B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

*(2) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique,
B.P.53, 38041 Grenoble Cedex 9, France*

In preparation for Bulletin of Seismological Society of America (Pousse et al., 2005c)

Abstract

Borehole rock Kik-net ground motion data ($4.0 \leq M_w \leq 7.3$, 337 events, 3894 records) have been used to derive ground motion empirical models based on various magnitude bin datasets. Our data analysis shows that ground motions from large earthquakes decay slower than those from small earthquakes and the magnitude scaling of ground motions decreases with magnitude. We show that models calibrated only on large magnitude records overestimate the effects of small and moderate earthquakes. This result explains the overestimation of weak motion records by strong motion model recently observed in Europe. This overestimation does not imply regional differences of ground motion attenuation. Additionally, we illustrate the pitfalls of deriving empirical equations from recordings of small magnitude earthquakes and applying them for predictions of larger events. Our results suggest that the use of a ground motion model outside the magnitude and distance range of the dataset used to calibrate the model depends on the chosen functional form. We finally point out the magnitude scaling of the ground motion aleatory variability.

8.1 Introduction

Several studies have recently used background seismicity weak-motion recordings for the purpose of producing predictive relationships for the ground motion (Malagnini et al., 1999, 2002, Bay et al., 2003, Frisenda et al., 2004, Marin et al., 2004, Bragato & Slejko, 2005). These methods are a promising way for the estimation of strong motion in areas where past recordings from large earthquakes are unavailable. In addition, the excitation and the attenuation of these *weak ground motion models* are calibrated at regional scale.

These new local empirical *weak ground motion models* have been compared by their authors with the most significant *strong ground motion models* commonly used for seismic hazard evaluation in Europe (Ambraseys et al., 1996, Sabetta & Pugliese, 1996). These comparisons (Frisenda et al., 2004, Marin et al., 2004, Bragato & Slejko, 2005) have shown strong differences between the prediction of small to moderate earthquakes (magnitude between 4 and 6) obtained with *weak* and *strong ground motion models*, respectively : ground motion relationships obtained for great seismic events systematically overestimate ground motion parameters derived from lower magnitude earthquakes. In some papers (Marin et al., 2004), it has been suggested that seismotectonics regional variations could explain these discrepancies.

Several observational, numerical or theoretical analyses have however suggested that other factors than regional variations could explain these discrepancies between *weak* and *strong motion models*. The differences between the source properties of moderate and large earthquakes could provide a first way to explain these differences. Assuming a ω^{-2} source model, the logarithm amplitude of the displacement Fourier spectra at a given frequency increases with a coefficient of 1.5 for small magnitudes and 0.5 for large magnitude (Fuku-

shima et al., 2003). Recent studies have also suggested that small and large earthquakes do not have similar properties with respect to rupture physics : for earthquakes with M_w larger than 5 to 6, dynamic friction may drop due to shear melting which increases the radiated energy (Brodsky & Kanamori, 2001). Second, there is some evidence that the decay rate of ground motions could be dependent on the magnitude of the causative earthquake. Ambraseys et al. (2005) have recently shown that their data support a decay rate that varies with magnitude, where ground motions from small earthquakes decay more rapidly with distance than ground motions from large earthquakes. This magnitude dependent decay is also supported by ground motion simulations of Anderson (2000).

Because of these results, the general question to what degree *weak* (*strong*, respectively) *motion models* could be used for strong (weak, respectively) motion prediction is currently discussed in the seismological and earthquake engineering community. More generally there is a need to evaluate if empirical ground motion models (both *strong* and *weak motion models*) can be used outside the magnitude range of the database used to derive them. This evaluation has to be done urgently since empirical *weak motion models* are already used for strong motion prediction in some recent hazard studies (Marin et al., 2004). Due to the improvement of accelerometric networks in low seismicity areas, moderate earthquakes (magnitude between 4 and 5) are now recorded by several near field stations, and there is also a need to explain why *strong motion relations* used to produce most of the existing hazard maps are overestimating these new recorded motions.

The analysis and illustration of the pitfalls of deriving empirical equations from recordings of small (large) magnitude earthquakes and applying them for predictions of larger (smaller) events is quite impossible in moderate seismicity areas. In most regions, weak and strong motion records have been collected by different networks. Moreover, velocity vertical records for weak motion records usually dominate background seismicity, whereas horizontal records dominate acceleration databases collected for earthquakes engineering purposes (Youngs et al., 1997, Raoof et al., 1999, Berge-Thierry et al., 2003, Ambraseys et al., 2005). Furthermore, velocity stations dedicated to earthquake location determinations are usually located on "hard rock". On the contrary, most of the strong motion stations are located in urban areas on sedimentary and weathered soft rock sites.

The data collected by the Kik-net array (<http://www.kik.bosai.go.jp>) then provides a unique opportunity to compare weak and strong motion, source and path properties without any instrumentation or regional bias mentioned above. The studied data are borehole records, because influence of the nonlinear site effect is in this way greatly diminished. Empirical ground motion models have been derived for two subsets provided by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention in Japan. These two subsets are dealing with *weak motion* due to small earthquakes and with *strong*

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

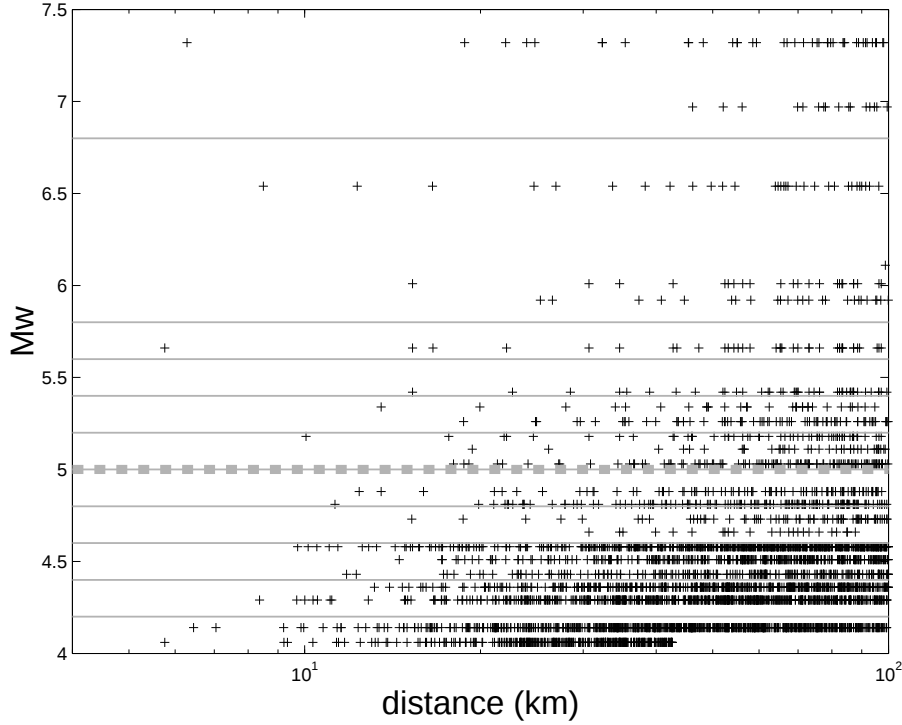


FIG. 8.1 – Distribution of the accelerometric records with respects to moment magnitude and rupture distance for Kik-net borehole data (see Pousse et al. (2005a) for more details). The horizontal gray dashed line ($M_w = 5.0$) defines a weak motion and a strong motion datasets (Section 8.4.1). Ten thin gray lines define eleven subsets given in Table 8.4, for estimating the variation of the decay rate with the magnitude (Section 8.4.2).

motion due to large earthquakes (in fact, *weak motion* and *strong motion* are an abuse of language, because high accelerations can occur with small earthquakes). By using these new ground motion models, we try in this study to elucidate the following issues :

- (1) the *strong motion model* ability to predict ground motion of small to moderate earthquakes,
- (2) the *weak motion model* ability to predict ground motion of large earthquakes,
- (3) the comparison of ground motion distance decays and magnitude effects for both *strong* and *weak motion models*,
- (4) the comparison of the aleatory variability for both *weak* and *strong motion models*.

8.2 The Kik-net Database

The Kiban-Kyoshin network is located in Japan. Each station of this network has the advantage of coupling two sensors. The first one is located at the surface, and the second is installed at GL-100 or GL-200 m depth. In this study, we use the borehole records in order to avoid any nonlinear effect due to the shallow soil layers. Additionally, only near field records with distance less than 100 km are used as shown on Figure 8.1. All records between 1996 and October 2004 were downloaded. Further selection criteria were performed to have events with magnitude greater than 4 and depth less than 25 km in order to avoid subduction related records. The *JMA* magnitude is converted to seismic moment magnitude in order to have homogeneous data description with other studies according to the Fukushima (1996) relationship. Additionally, the chosen distance definition in this study is the closest distance to the rupture, which corresponds to the hypocentral distance for small to moderate earthquakes or when the source dimensions remain unknown (see <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/index-e.html> for more details). Table 8.1 lists the events for which source geometry is taken into account (large events with magnitude greater than 5.5). We model the slip region as a rectangular patch (Figure 8.2, where W and L refer to the width and length of the rupture). At long distances, hypocentral and rupture distances are practically the same. Figure 8.1 shows a relative good coverage of magnitudes and distances.

A visual inspection was performed on these data in order to check for glitches and to keep only the main event if multiple events were recorded in the time series. We filtered uniformly each signals between 0.25 and 25 Hz with a non causal 4 poles Butterworth filter (Sabetta & Pugliese, 1996, Berge-Thierry et al., 2003). For a more detailed description of the data processing, please refer to Pousse et al. (2005a).

8.3 Ground motion models

8.3.1 Ground Motion Model Prediction Equation

Acceleration response spectra prediction equations of both horizontal components have been computed from 0.01 up to 4 s (5% damping). In addition, we considered in this study the geometrical mean of both horizontal components (Douglas, 2003). The regression has been performed according to Equation 8.1 :

$$\log_{10}(PSA_{ij}(f)) = a(f)M_i + b(f)X_j - \log_{10}(X_j) + S(f) \quad (8.1)$$

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

TAB. 8.1 – Events for which the source geometry is taken into account for defining the source-receiver distance. See also Figure 8.2. M_{jma} is provided by the web site. M_w is computed using Fukushima (1996) conversion equation.

Date	M_{jma}	M_w	Length (km)	Width (km)
11/08/1996	5.9	5.7	10	5
26/03/1997	6.2	5.9	15	7.5
13/05/1997	6.2	5.9	10	5
25/06/1997	6.1	5.8	10	5
01/07/2000	6.4	6.1	15	7.5
15/07/2000	6.2	5.9	10	5
30/07/2000	6.4	6.1	15	7.5
06/10/2000	7.3	7.3	20	10
25/02/2001	5.8	5.6	12	10
18/12/2001	7.3	7.3	28	18
26/09/2003	7.0	6.8	90	70
30/05/2004	6.4	6.1	25	30
05/09/2004	6.5	6.2	50	30
05/09/2004	7.3	7.3	60	30
05/09/2004	6.1	5.8	30	20
23/10/2004	6.5	6.2	30	20

where PSA_{ij} is the pseudo acceleration response spectra for the i^{th} event recorded at the j^{th} station. M , X and S are the moment magnitude, the closest distance to the rupture and an additionnal constant. a is the coefficient related to the magnitude; b is the coefficient related to the distance and corresponds to the properties of the medium (anelastic attenuation and scattering); $-\log_{10}(X)$ represents the geometrical spreading. This equation describes a simple point source with geometrical spreading and anelastic attenuation (Joyner & Boore, 1981, Fukushima & Tanaka, 1990, Berge-Thierry et al., 2003). The regression follows the two-step method (Joyner & Boore, 1981, Fukushima & Tanaka, 1990), which considers independently the magnitude and the distance. This parametric relation has been used by several popular ground motion model and has been extensively used in Europe (Ambraseys et al., 1996, Berge-Thierry et al., 2003). According to Anderson (2000), Equation 8.1 is characterized by a constant magnitude scaling, with $d(PSA_{ij}(f))/dM$ equal to $a(f)$; distance attenuation curves obtained for different values of magnitude have the same shape and are simply scaled by the quantity $a(f)M_i$. Bragato & Slejko (2005) carefully study the data for 0.5 magnitude wide classes. They conclude that the magnitude scaling $a(f)$ decreases with magnitude and that a magnitude dependent attenuation models has to be considered in empirical studies.

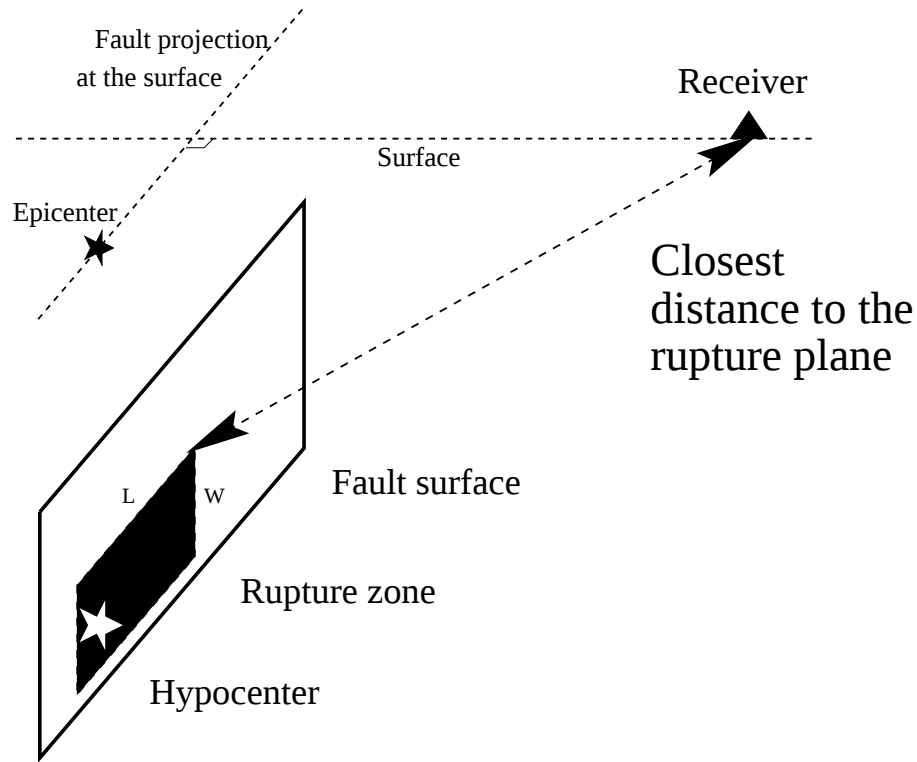


FIG. 8.2 – Scheme showing the definition of closest distance to the rupture plane. This figure shows the case of a vertical fault.

8.3.2 Regression results

Empirical ground motion models have been derived for two subsets. These two subsets are dealing with motion due to small earthquakes ($M_w \leq 5.0$, *weak motion model*) and with motion due to large earthquakes ($M_w > 5.0$, *strong motion model*), as shown on Figure 8.1 (gray horizontal dashed curve at $M_w = 5.0$). Notice on this figure that there is no event with magnitude strictly equal to 5, for this reason in the rest of this study, we note indiscriminately $M_w > 5.0$ or $M_w \geq 5.0$. Table 8.2 gives the statistics of the data subsets.

Figure 8.3 shows the coefficients behavior as a function of the period. Notice that the b coefficients are exaggerated with a factor of 1000. Additionally, those b -values are in general negative, which are in agreement with the physical meaning of having Q positive. Notice that b increases with an increasing period, accordingly to Fukushima et al. (2003). However, for long periods above than 3 s, the b -values for the *weak motion model* become positive and greater than the b -values for the *strong motion model*. It is possible that some records of small events might have been contaminated by instrumental noise at

TAB. 8.2 – Data used in this study, providing by Kiban-Kyoshin network (Kik-net). 337 events recorded up to 100 km are used.

Kik-net at depth : 337 events			
Magnitude range	$4 \leq M_w \leq 5$	$5 < M_w \leq 7.3$	Total
Events	310	27	337
Records	3376	518	3894

such frequency range (Abrahamson & Silva, 1997, Fukushima et al., 2003, Ambraseys et al., 2005). A close view to their relative values clearly shows that small event motions attenuate faster with distance than bigger event motions do. A similar look at the source term indicates for the whole frequency range that $a_{M_w \leq 5 \text{ dataset}}(f) \geq a_{M_w > 5 \text{ dataset}}(f)$.

8.3.3 Residuals analysis

In order to investigate the stability of the regression, we analyse the bias distribution of the distance and magnitude in terms of residual plots. Figures 8.4 and 8.5 show the residual distribution of the data corresponding to large events with respect to the distance and magnitude, respectively. The figures show the residuals for four spectral periods of the prediction equation. Analogous representations corresponding to small earthquakes are shown on Figures 8.6 and 8.7. We can observe that there is no significant bias in the computed regressions.

In addition, Figure 8.8 (8.9, respectively) shows a quantile plot of residuals for the same four spectral periods mentioned above and for the large events (small events, respectively). Notice that the residuals have been normalised by dividing residual values by the computed standard deviation. The idea of these plots is to see up to how many standard deviations the data follow a lognormal distribution. In general, this value is not the same for all periods. For example, for the data of large event the logarithm of the residuals seem to deviate from a normal distribution approximately above 4 standard deviations. However, at 4 s the data behave lognormally on a smaller domain (3 standard deviations) (Figure 8.8). Residual values of small earthquakes conversely suggests that the lognormal behavior is followed on a range of 4 standard deviations. Such a representation of the residuals in quantile-quantile plots (Bommer et al., 2004) show a similar deviation from the best-fitting lognormal distribution above a certain level, generally around two standard deviations.

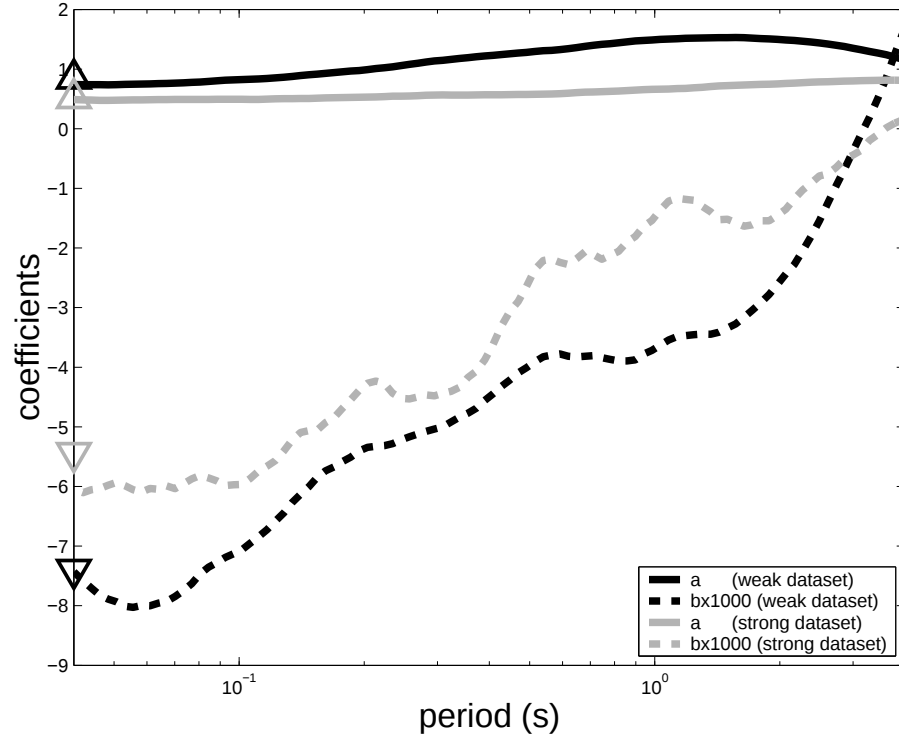


FIG. 8.3 – Period dependence of the coefficient a , related to the magnitude, and of the coefficient b , exaggerated with a factor of 1000 and related to anelastic attenuation. Coefficients provided by strong motion dataset (gray) and weak motion dataset (black) are plotted. Open triangles correspond to the values obtained for the *PGA*.

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

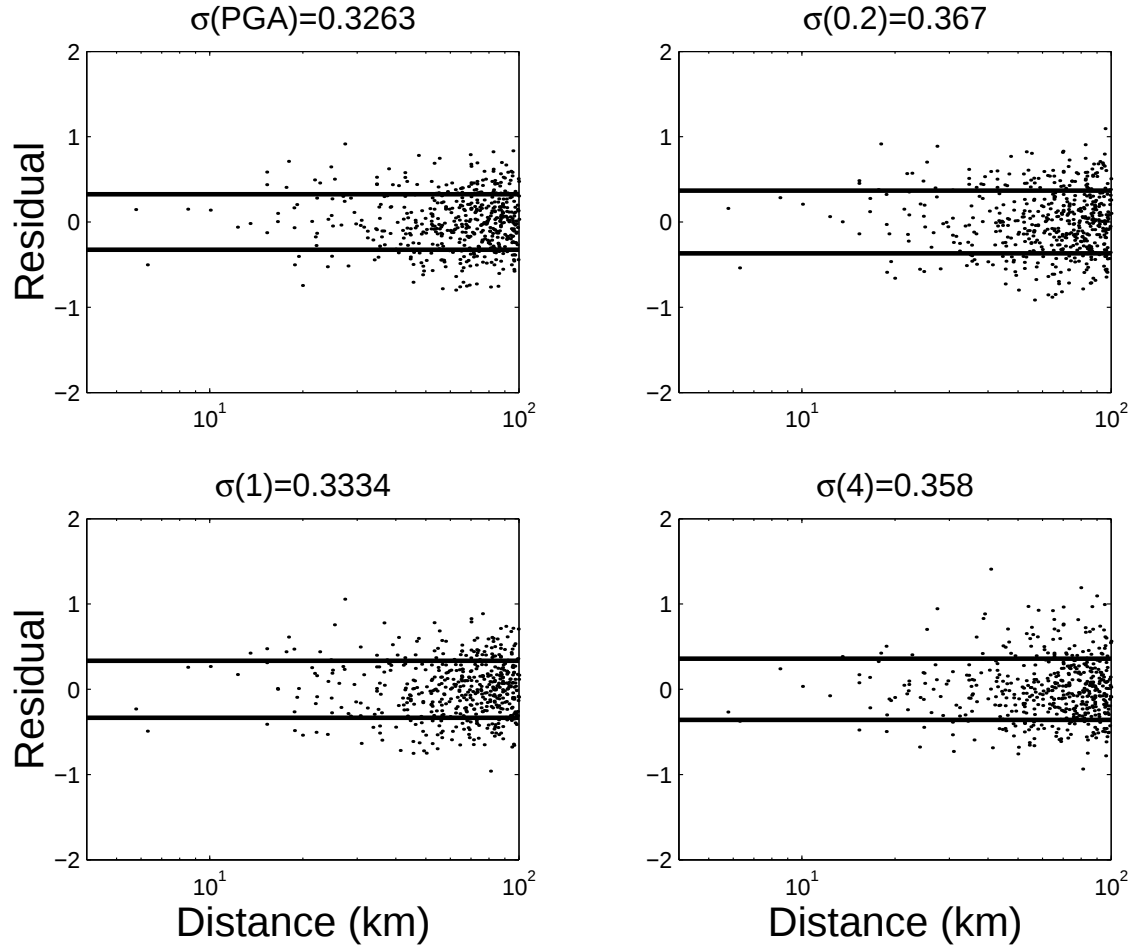


FIG. 8.4 – Residual values between the log₁₀ of the observed spectral acceleration at *PGA*, 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the *strong motion prediction equation* presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the closest distance to the fault. Heavy horizontal lines are located at the σ value. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.

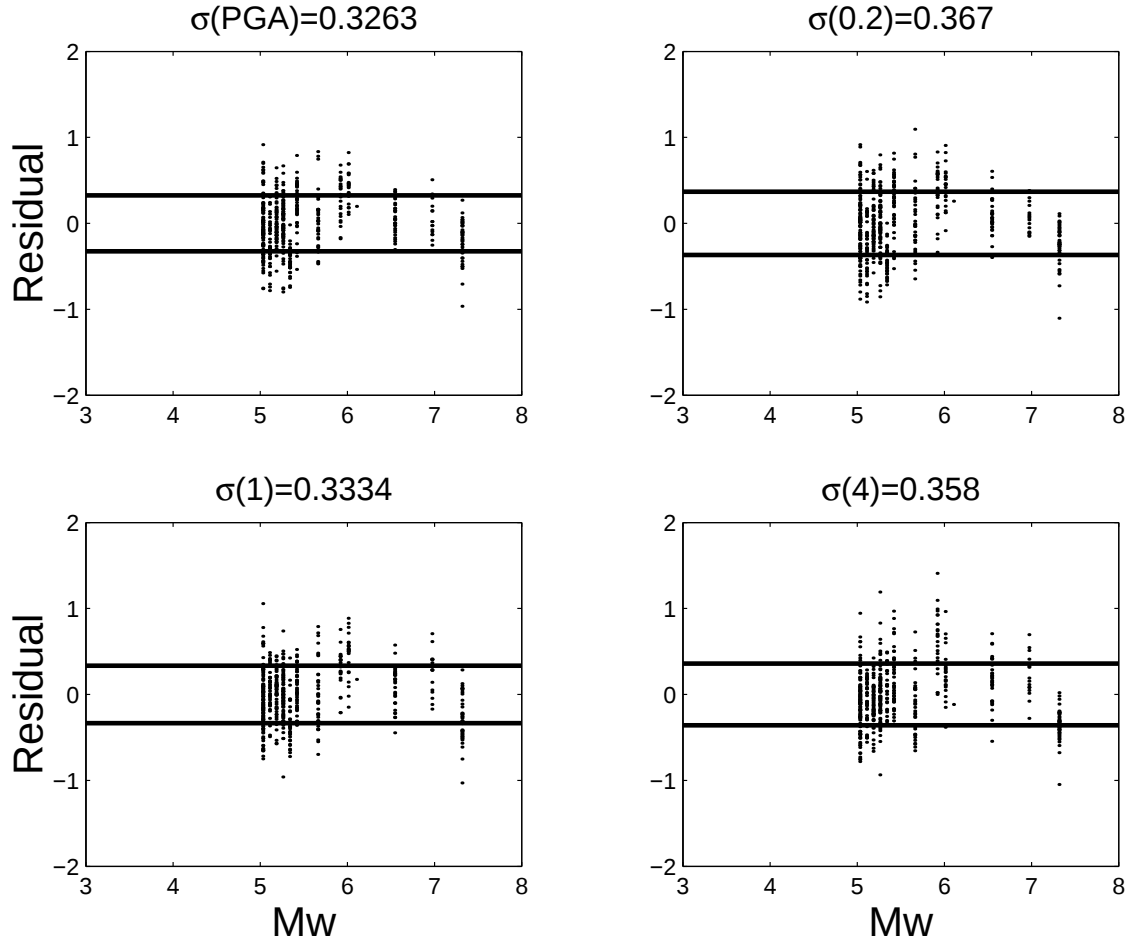


FIG. 8.5 – Residual values between the $\log_{10}$ of the observed spectral acceleration at PGA , 0.2, 1 and 4 s and the predicted one, using the *strong motion prediction equation* presented in this study (for horizontal motion, 5% damping), depending on the moment magnitude. Heavy horizontal lines are located at the σ value. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

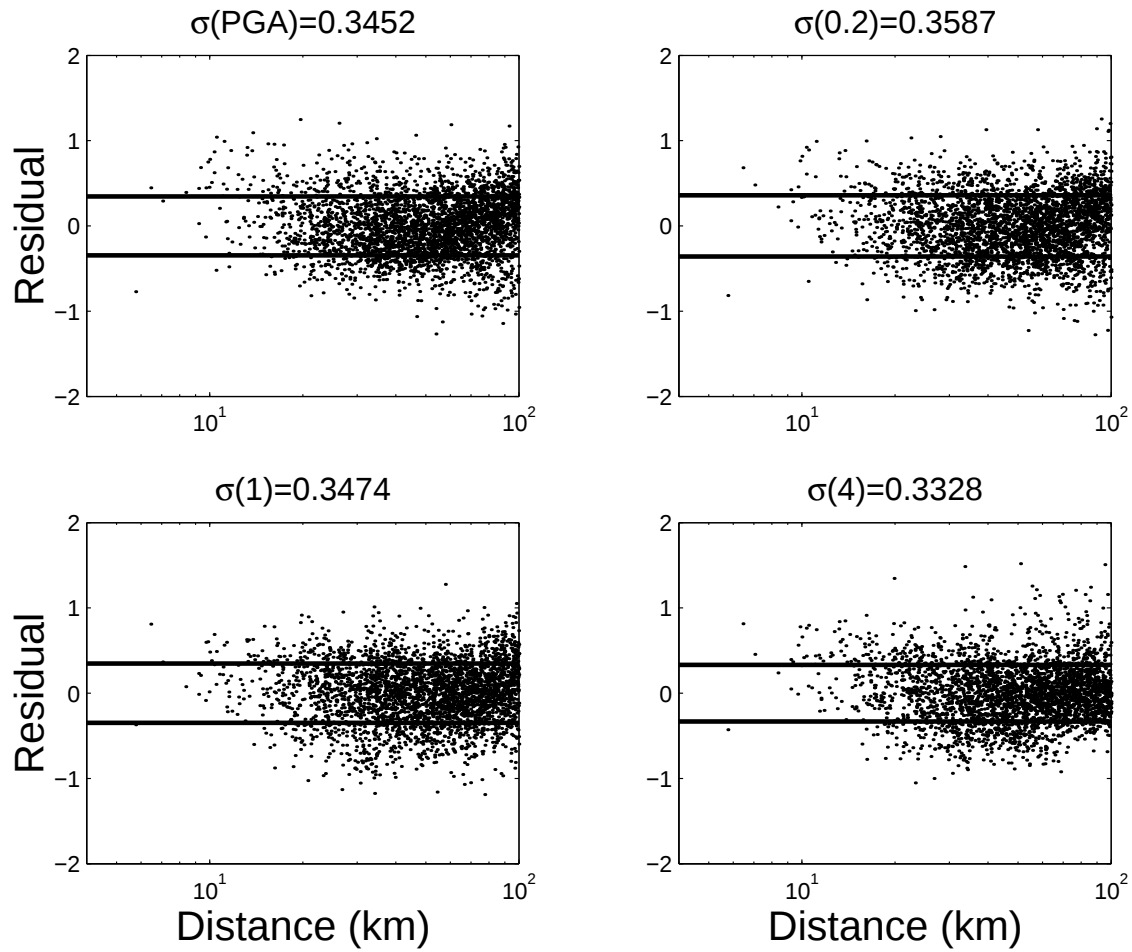


FIG. 8.6 – Same as Figure 8.4, but using the *weak motion prediction equation* obtained with the small magnitude values subset.

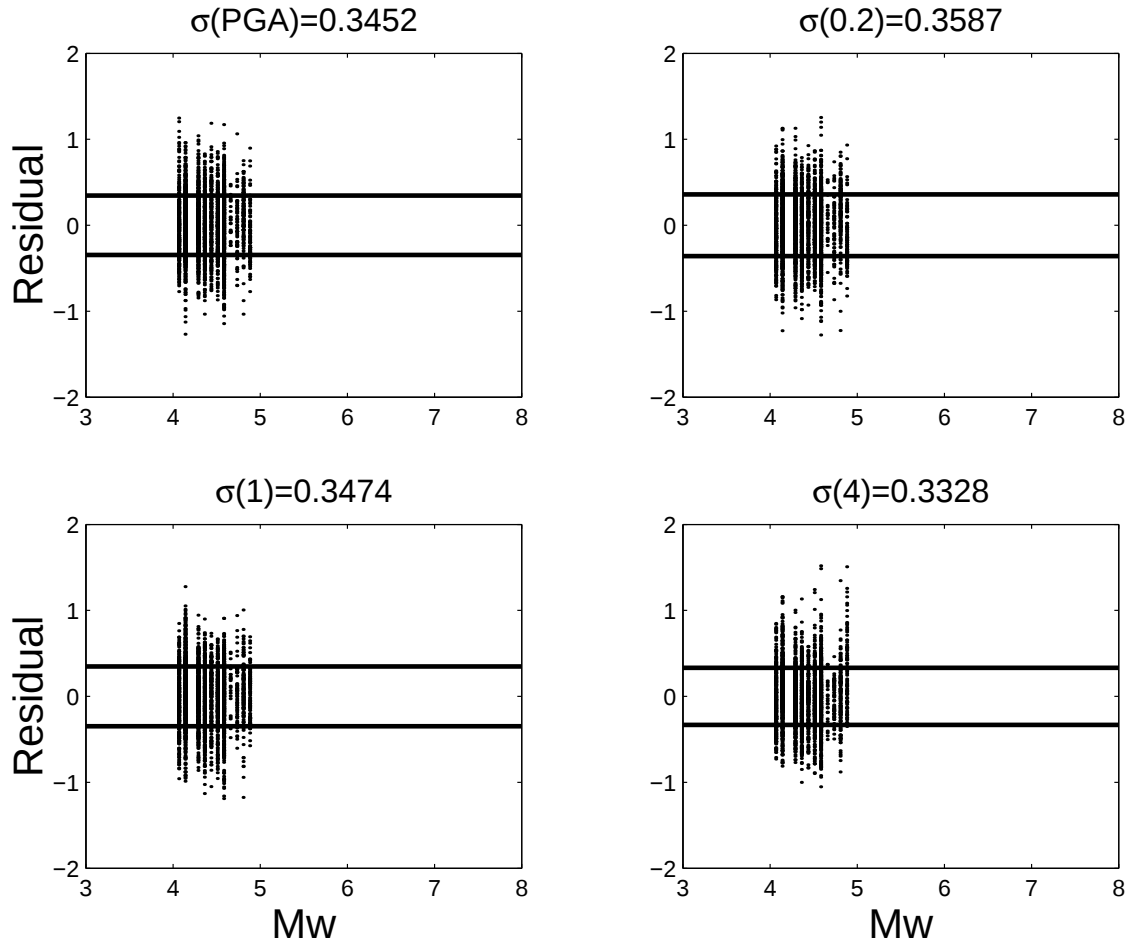


FIG. 8.7 – Same as Figure 8.5, but using the *weak motion prediction equation* obtained with the small magnitude values subset.

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

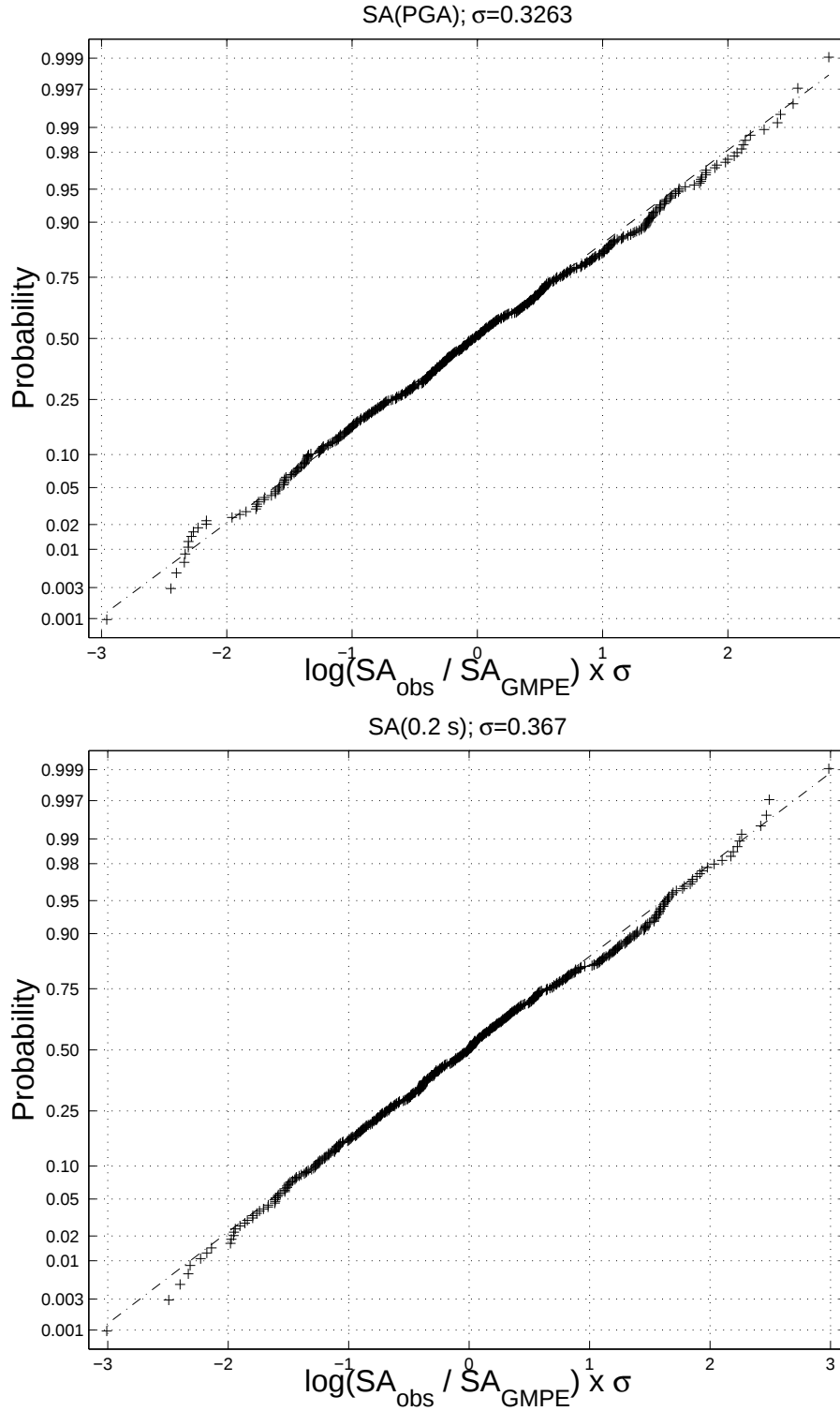


FIG. 8.8 – Normal quantile plot indicating on the y-axis the cumulative percentage of data (cross) that reaches a number of σ (on the x-axis) at *PGA*, 0.2, 1 and 4 s. The line assumes a lognormal distribution. These plots are dealing with results obtained with the large magnitude values subset.

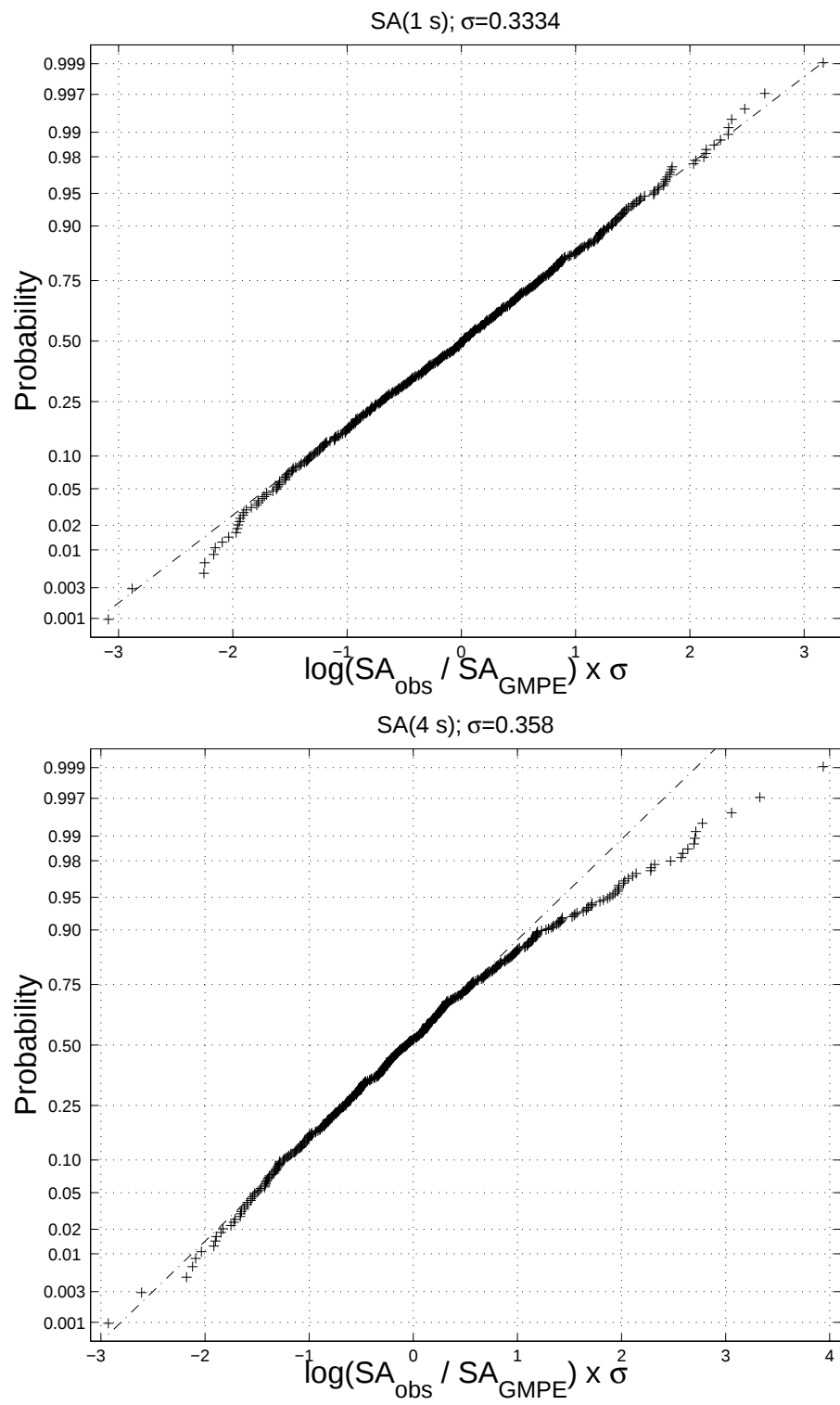


FIG. 8.8 – Continued

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

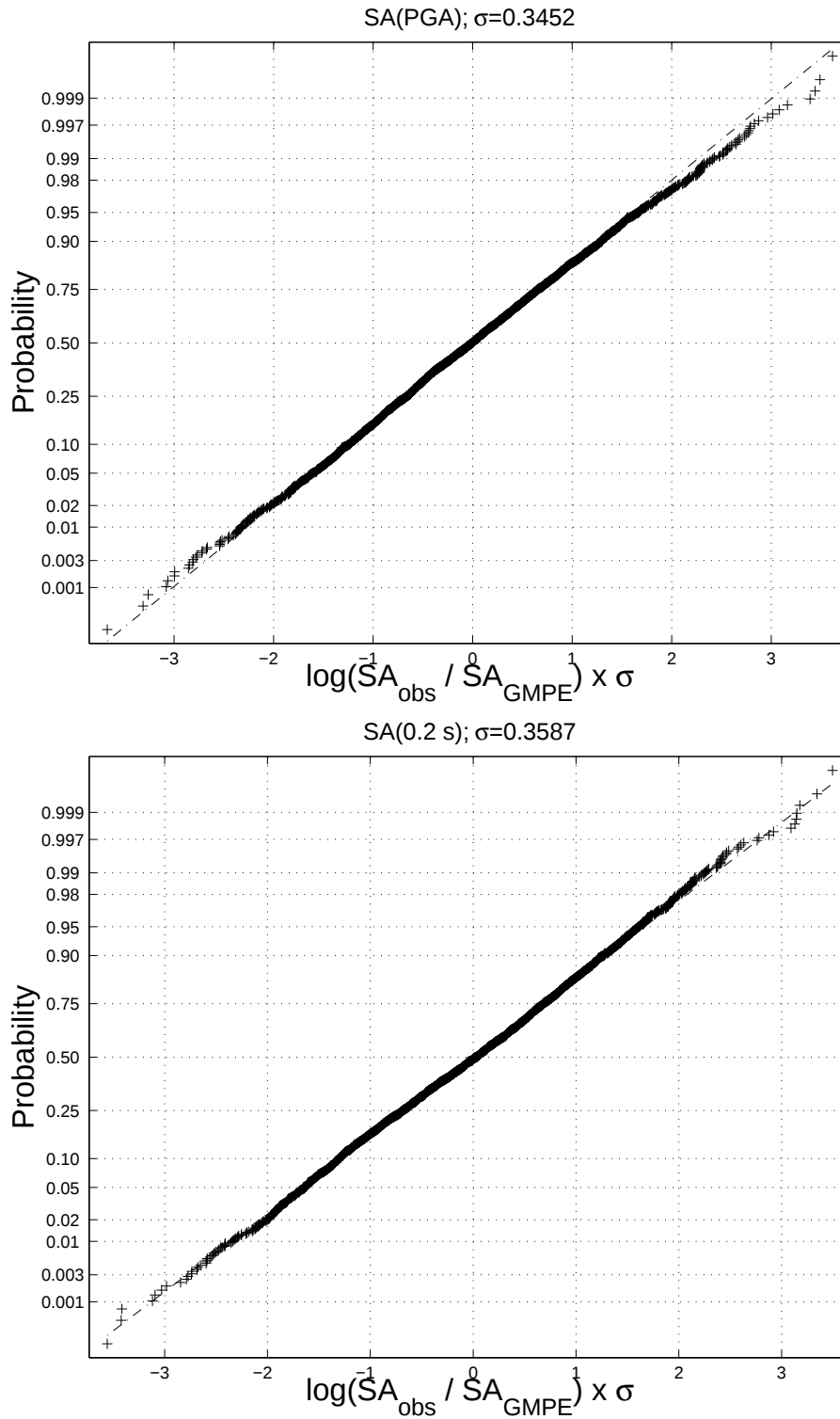


FIG. 8.9 – Same as Figure 8.8, but using the *weak motion prediction equation* obtained with the small magnitude values subset.

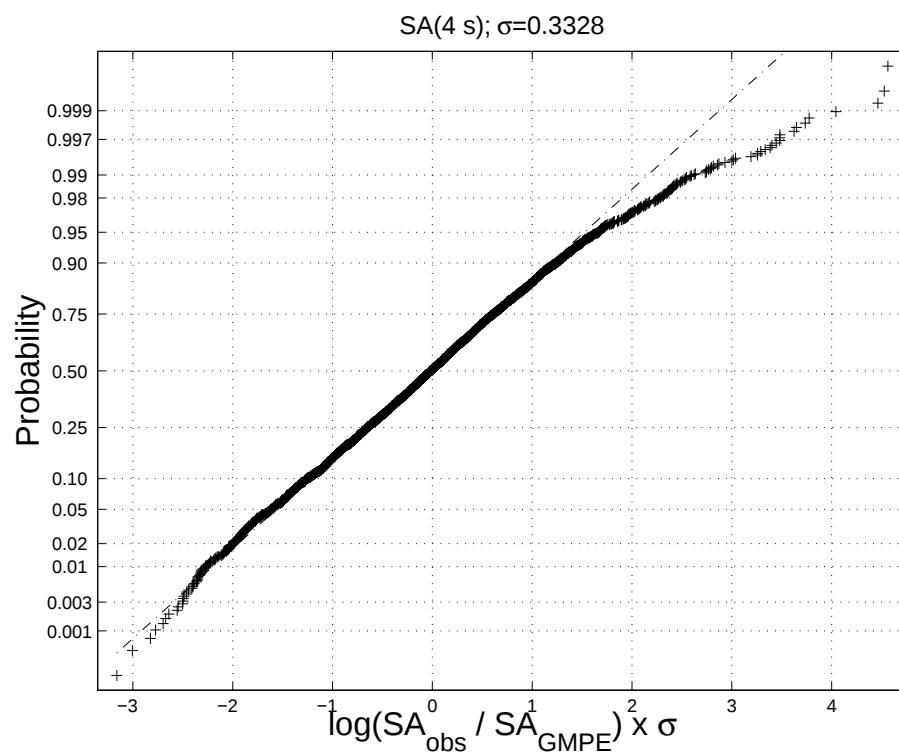
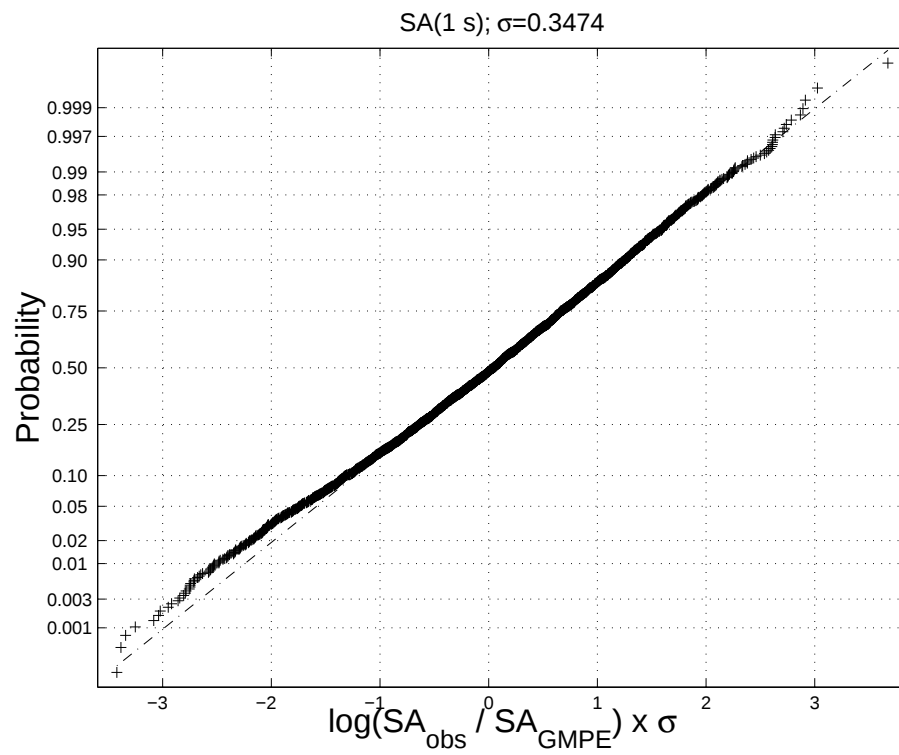


FIG. 8.9 – Continued

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

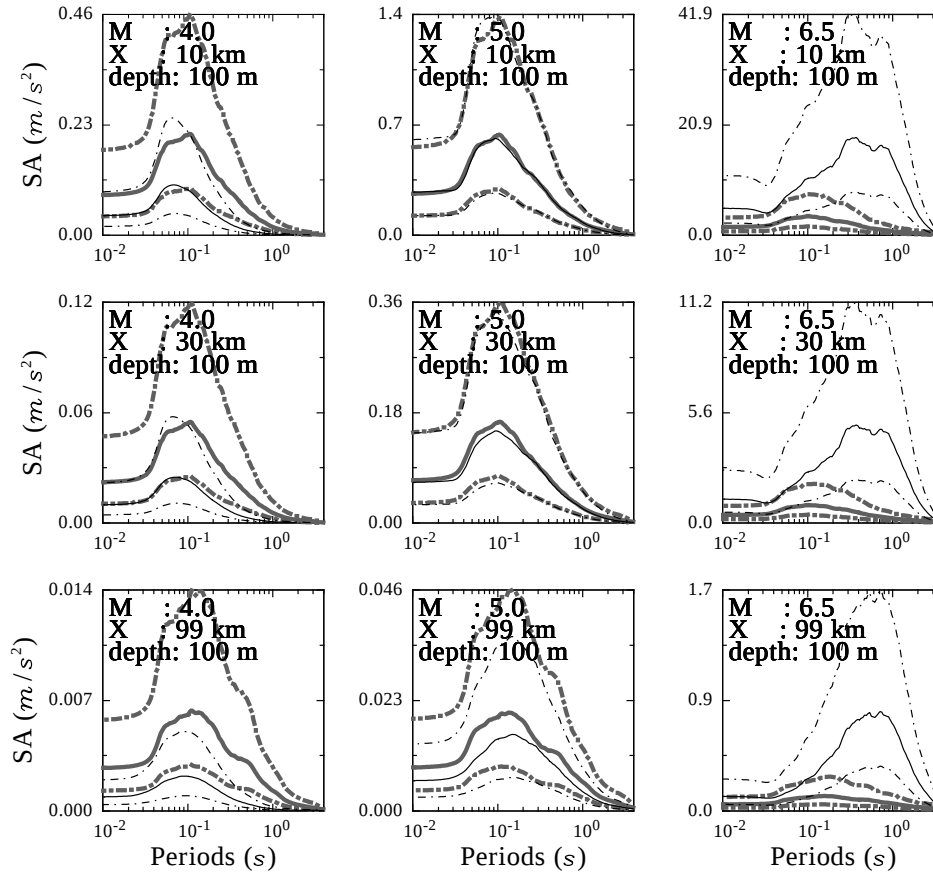


FIG. 8.10 – Comparison of predicted spectra obtained with both subsets. Three magnitude values and three distances are considered. The predicted spectra are assumed to be expected at GL-100 m. Thick gray lines are referring to predictions obtained with the large magnitude values subset.

8.4 Weak and strong motion models ground motion predictions

8.4.1 Ground motion predictions comparison

On the basis of the two sets of computed coefficients, the ground motion has been predicted for three different magnitude earthquakes $M_w = 4.0$, $M_w = 5.0$ and $M_w = 6.5$. Three distance scenarios (short, intermediate and large distance from the source) have been selected for each simulation. The acceleration response spectra are shown on Figure 8.10.

- Predictions of the $M_w = 6.5$ earthquake ground motion obtained by means of ground

motion model derived with the small earthquakes subset ($M_w \leq 5.0$) systematically overestimate the predictions obtained with coefficients corresponding to the large earthquakes subset (right column on Figure 8.10).

- Predictions of the $M_w = 5.0$ earthquake ground motion obtained by means of ground motion models derived with the large earthquakes subset overestimate the predictions obtained with coefficients corresponding to the small earthquakes subset for a far distance event.
- Predictions of the $M_w = 4.0$ earthquake ground motion obtained by means of ground motion model derived with the large earthquakes subset ($M_w > 5.0$) systematically overestimate the predictions obtained with coefficients corresponding to the small earthquakes subset (left column on Figure 8.10).

On the Figure 8.11, observed *PGA* and predicted ones (obtained with both previous described subsets) are compared for various distances and six magnitude scenarios. *Weak motion model* clearly overestimates the observed strong ground motions at all distances for the $M_w = 7.3$ and $M_w = 6.5$ scenarios. This is the consequence of the inequality $a_{M_w \leq 5 \text{ dataset}}(f) \geq a_{M_w > 5 \text{ dataset}}(f)$. However, notice that the *strong motion model* predicts higher ground motions than the *weak motion model* for the $M_w = 4.1$ scenario. In addition, for moderate $M_w = 5.2$ scenario, the relative amplitude of both models is distance dependent : predictions at far distance obtained by means of ground motion models derived with the large earthquakes overestimate the one obtained by means of ground motion models derived with the small earthquakes; it is the contrary at short distances. In that case, the coefficient S in Equation 8.1 counter-balances the observed differences with ground motion magnitude coefficient : $S_{M_w \leq 5 \text{ dataset}}(f) \leq S_{M_w > 5 \text{ dataset}}(f)$. We illustrate the fact that the extrapolation of the models (even *weak motion model* or *strong motion model*) outside its validity range yields in all cases to overestimations with respect to what the complementary model predicts. This is due to combined effects of both coefficients S and a (see Equation 8.1).

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

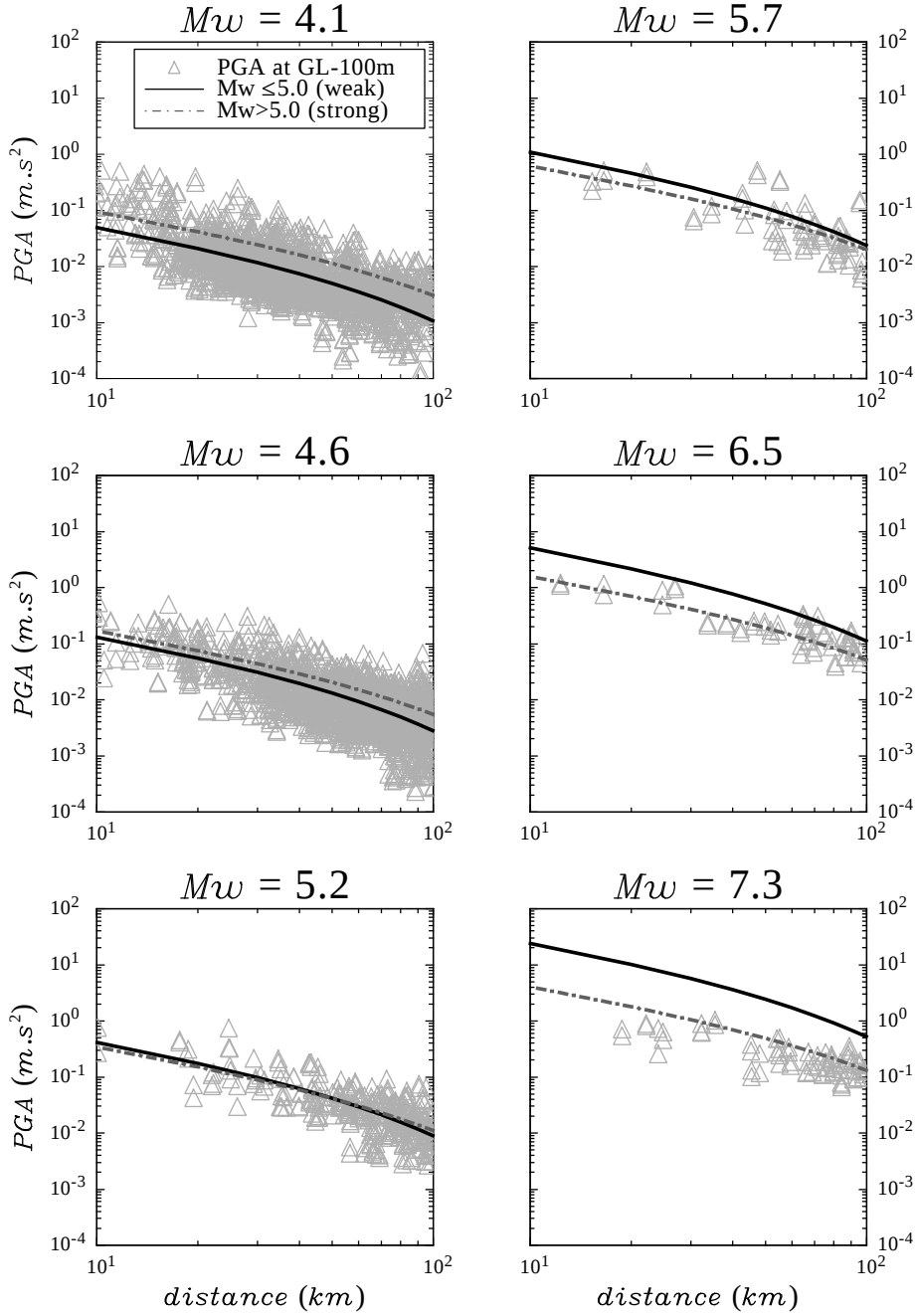


FIG. 8.11 – Comparison of recorded data at depth and predicted spectral value SA_{0s} . The predictions were obtained with both subsets. As the magnitude increases, the bias of the predictions obtained with the small events subset is increasing.

TAB. 8.3 – Statistics obtained for the successive datasets defined with a decreasing lower bound value of magnitude.

Kik-net at depth : 337 events		
Magnitude range	Events	Records
$5.5 \leq M_w \leq 7.3$	10	174
$5.0 \leq M_w \leq 7.3$	27	518
$4.5 \leq M_w \leq 7.3$	101	1757
$4.0 \leq M_w \leq 7.3$	337	3894

8.4.2 Observed shape of regression for ground motion

Ground motion model magnitude coefficient comparison

The analysis of resulting coefficients obtained in Section 8.4.1 shows that inversion of small events subset produces a larger magnitude coefficient ($a_{M_w \leq 5 \text{ dataset}}(f) \geq a_{M_w > 5 \text{ dataset}}(f)$) in Equation 8.1, see Figure 8.3). As an other validation, we perform inversions according to Equation 8.1 on various subsets and we choose the lower magnitude boundary of the subsets to decrease for each inversion : four inversions were performed with four different magnitude values defined as successive lower bounds of each subset ($M_w = 5.5$, $M_w = 5.0$, $M_w = 4.5$ and $M_w = 4.0$, see Table 8.3). This allows to investigate the impact of small magnitude events on the computation. Analyses of the results confirm above mentioned observation ($a_{many \text{ small events}}(f) \geq a_{less \text{ small events}}(f)$, for the whole frequency range). For this reason, predictions (extrapolations) obtained using the *weak motion model* overestimate predictions obtained using the *strong motion model*, as shown on Figures 8.10 and 8.11 for large earthquake scenarios.

Ground motion decay rate comparison

In this section, ground motion models (Equation 8.1) have been derived for various magnitude range subsets. Table 8.4 gives the statistics of these subsets and Figure 8.1 shows the data within each subset, where the subsets are defined by the thin gray lines. Figures 8.12 and 8.13 are illustrating the results for the *PGA* and for *SA_{1s}*. As previously, recorded data and predictions are compared. Despite the fact that the number of events in each magnitude range subset may be too poor to have a full statistical sense, this analysis shows that small events generally indicate a faster distance decay ($b_{small \text{ event}}(f) \leq b_{large \text{ event}}(f)$) in Equation 8.1). In addition, our analysis shows that these decay differences are more pronounced for higher frequencies (compare decay rates on Figures 8.12 and 8.13). Table 8.5 shows the computed values for the decays at *PGA*

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

TAB. 8.4 – Statistics obtained for the binning test (Section 8.4.2) performed in this study. Table 8.5 exhibits the corresponding decay rates.

Kik-net at depth : 337 events				
Magnitude range	Events (E)	Records (R)	R/E	Distance range
$4.0 \leq M_w \leq 4.2$	143	1008	~ 7	$6 \leq X \leq 100$
$4.2 < M_w \leq 4.4$	74	930	~ 12	$8 \leq X \leq 100$
$4.4 < M_w \leq 4.6$	71	1114	~ 16	$10 \leq X \leq 100$
$4.6 < M_w \leq 4.8$	12	89	~ 7	$15 \leq X \leq 100$
$4.8 < M_w \leq 5.0$	10	235	~ 23	$11 \leq X \leq 100$
$5.0 < M_w \leq 5.2$	9	199	~ 22	$10 \leq X \leq 100$
$5.2 < M_w \leq 5.4$	6	102	~ 17	$13 \leq X \leq 100$
$5.4 < M_w \leq 5.6$	2	43	~ 21	$15 \leq X \leq 100$
$5.6 < M_w \leq 5.8$	2	37	~ 18	$5 \leq X \leq 100$
$5.8 < M_w \leq 6.8$	5	80	~ 16	$8 \leq X \leq 100$
$6.8 < M_w \leq 7.3$	3	57	~ 19	$1 \leq X \leq 100$
Total	337	3894	-	$1 \leq X \leq 100$

and 1 s, and gives the position.

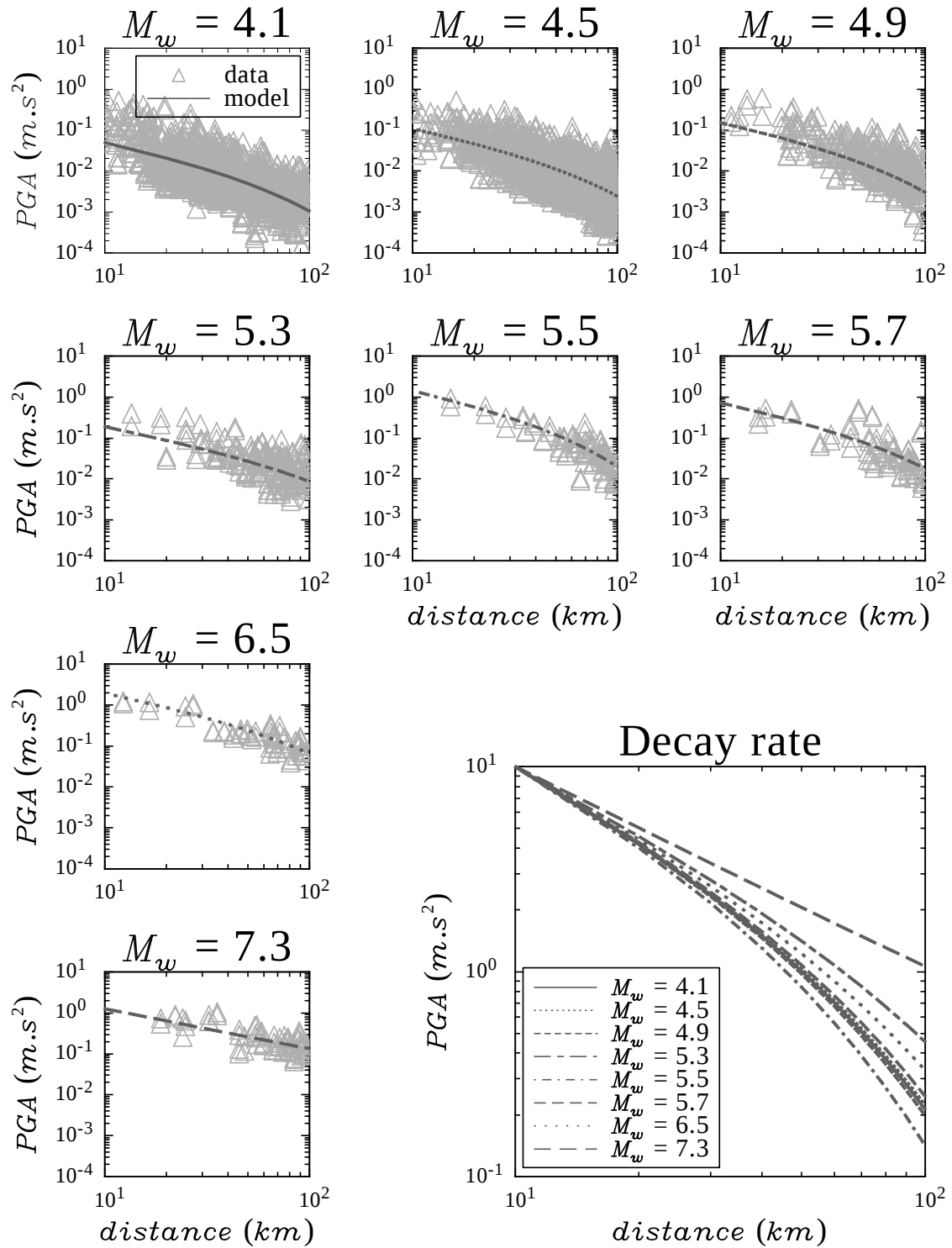


FIG. 8.12 – Comparison of recorded data at depth and predicted spectral value PGA . The predictions were obtained with inversions performed on several non overlapping magnitude domains, see Table 8.4.

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

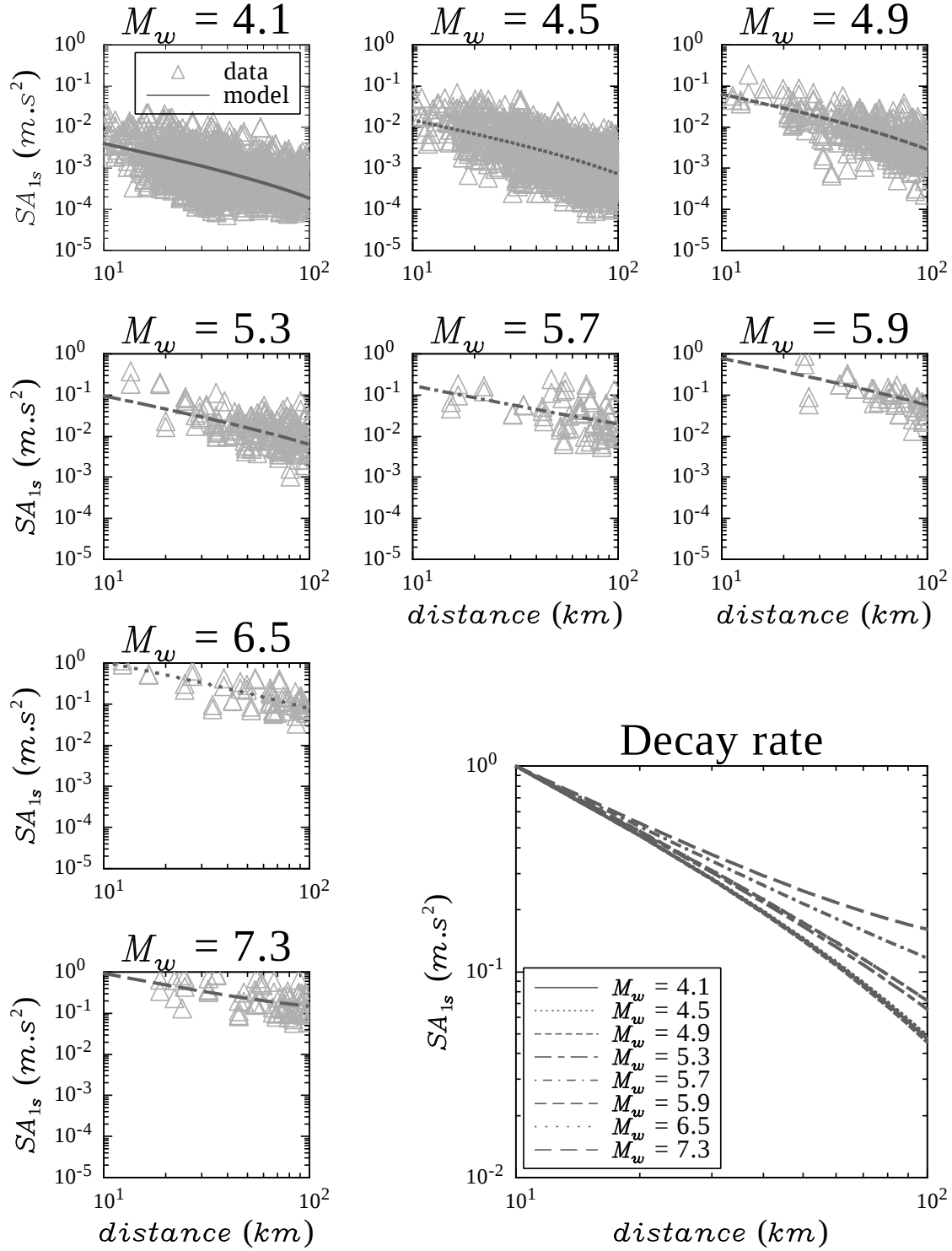


FIG. 8.13 – Same as Figure 8.12, but concerning the spectral value SA_{1s} . See also Table 8.4.

TAB. 8.5 – Values obtained for $b(f)$ (see Equation 8.1) in Section 8.4.2. It deals with the PGA and the SA_{1s} . Corresponding plots are Figures 8.12 and 8.13. "rank" classes the coefficients in a decreasing order.

Quantification of the decays				
Magnitude range	$b(PGA)$	rank	$b(1s)$	rank
$4.0 \leq M_w \leq 4.2$	-7.476E-03	8	-3.623E-03	8
$4.2 < M_w \leq 4.4$	-7.490E-03	9	-4.099E-03	11
$4.4 < M_w \leq 4.6$	-7.236E-03	7	-3.466E-03	7
$4.6 < M_w \leq 4.8$	-6.488E-03	4	-3.636E-03	9
$4.8 < M_w \leq 5.0$	-7.808E-03	10	-3.799E-03	10
$5.0 < M_w \leq 5.2$	-6.915E-03	6	-2.911E-03	6
$5.2 < M_w \leq 5.4$	-3.803E-03	2	-2.021E-03	4
$5.4 < M_w \leq 5.6$	-9.437E-03	11	-2.593E-03	5
$5.6 < M_w \leq 5.8$	-6.760E-03	5	7.442E-04	2
$5.8 < M_w \leq 6.8$	-5.347E-03	3	-1.564E-03	3
$6.8 < M_w \leq 7.3$	2.915E-04	1	2.296E-03	1

8.4.3 Ground motion aleatory variability comparison

Figures 8.14 and 8.15 are dealing with the standard deviations obtained in Sections 8.4.1 and 8.4.2. This comparison shows that the data from small earthquakes are more dispersed at large period, whereas it is the contrary for large events. We studied if peaks occurring near to 0.04 and 4 s are related to the filtering process, but a close view to the results obtained with another computed regression, performed with no filtered data, reveals almost the same amplitude and shape for the standard deviation curves. However, both standard deviations computed in Section 8.4.1 are of comparable absolute level. We did investigate the dependence of scatter on magnitude by plotting the computed standard deviation against mean M_w of the interval (see Table 8.4). Figure 8.15 shows similar results as those obtained in Youngs et al. (1995) and Ambraseys et al. (2005). The aleatory variability is magnitude dependent : the fitted line coefficients for PGA show that there is a decrease in variability with increasing M_w . The dashed line shows the same tendency with the SA_{1s} , although it is less pronounced.

8.5 Discussion

8.5.1 Finite source effects and magnitude dependent attenuation

Our results show that the distance ground motion decay is magnitude dependent. Our analysis is conducted for distances less than 100 kilometers, incidentally the influence

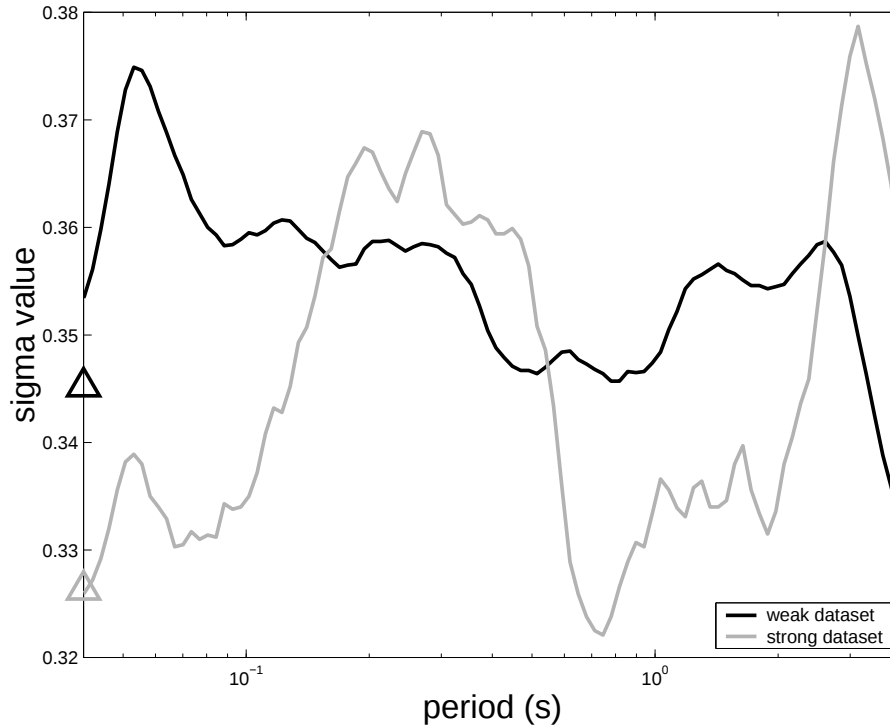


FIG. 8.14 – Comparison of standard deviations obtained with both subsets indicated on Figure 8.1. Open triangles correspond to the values obtained for the *PGA*.

of the Moho reverberations on the decay is reduced. The residuals (Figure 8.4) does not show any evidence of Moho reverberations and confirm the use of a simple decay predictive equation.

Physical reasons could explain this magnitude-dependent decay. Frankel et al. (1990) has shown that upgoing direct waves are reflected off the underside of the layer interfaces above the source. As hypocentral distance increases, the upgoing ray impinges at a shallower angle on the surface, reflecting increasing amounts of energy downwards and reducing the energy transmitted to the surface. For crustal structures without interfaces above the source Frankel et al. (1990) find $1/r$ decay. The geometrical decay should therefore, as already noted, be strongly dependent also on the depth of the earthquake. For moderate and large earthquakes the source can no longer be considered a point source. The size of the fault will mean the decay rate will be lesser for earthquakes with small fault planes and this will compensate a faster decay rate than -1. Recently, Anderson (2000) has given another physical reason to explain that ground motion decays less rapidly with distance for larger magnitude earthquakes. A larger earthquake, with more subevents spread over a greater time period, will have constructive interference among the various arrivals. Our

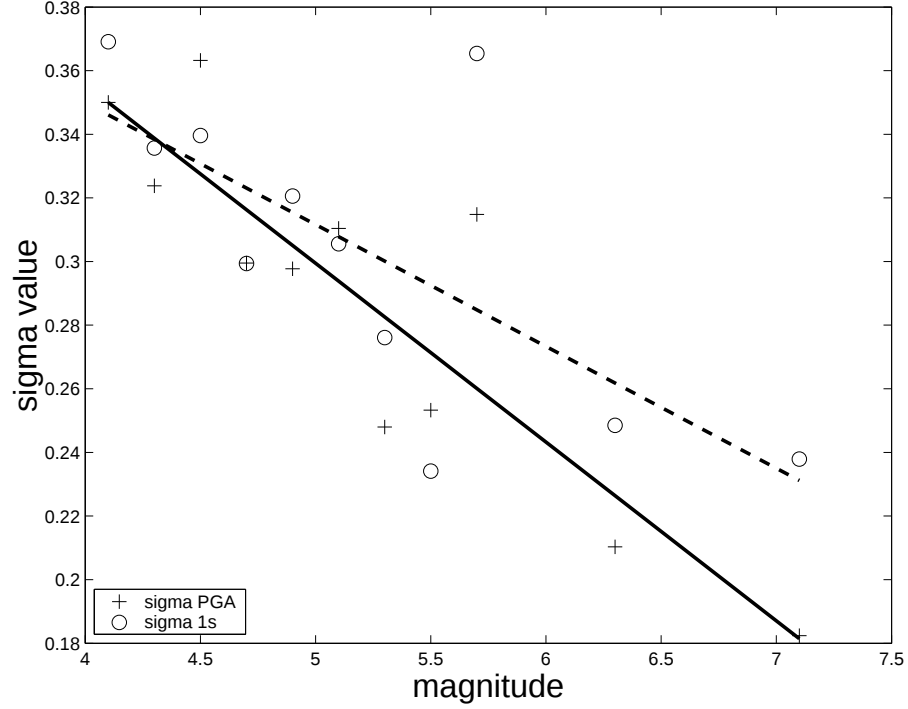


FIG. 8.15 – Observed dependence of σ on M_w using the binned data for PGA and SA_{1s} . The fitted line has the equation : $\sigma = 0.5804 - 0.0562M_w$ (for the PGA). The fitted dashed line has the equation : $\sigma = 0.5031 - 0.0383M_w$ (for the SA_{1s}).

results and ground motion simulations of Frankel et al. (1990) and Anderson (2000) then suggest that the decay magnitude dependency is due to finite source effects.

Ground motion models based on a point source approximation and derived from the weak motion background seismicity do not take into account these finite source effects. This could limit the use of these models for strong motion prediction.

8.5.2 Ground motion magnitude scaling

Our results also show that the magnitude scaling of our simple empirical models decreases with magnitude. A similar result has been found by Bragato & Slejko (2005). Assuming the ω^{-2} model, Fukushima et al. (2003) demonstrate that the curve of the relation between the magnitude and the logarithmic amplitude of the Fourier spectra at a given period depends on magnitude and takes values between 0.5 and 1.5. Our results deals with the magnitude dependency of response spectra. Response spectra at a given distance depend on time histories durations. Since these durations are distance dependent, Fourier and Response spectra do not have necessarily the same magnitude scaling dependency

(Fukushima & Midorikawa, 1993, Fukushima, 1996). Our results show, however, that a magnitude scaling also exists for response spectra.

This result has important implications for the extrapolation toward larger magnitude of ground motion models. Simple models (Ambraseys et al., 1996, Sabetta & Pugliese, 1996, Boore et al., 1997, Berge-Thierry et al., 2003, Marin et al., 2004) are using magnitude independent functional forms : letting Y designate the response spectra acceleration and M the magnitude dY/dM is independant of both magnitude and distance. Our results show that these simple models with a constant magnitude scaling cannot be extrapolated to magnitude and distances that are not well represented in the data set used to derive them (Bragato & Slejko, 2005).

Our analysis then suggest that empirical models that show a magnitude dependent attenuation (Fukushima, 1996, Abrahamson & Silva, 1997, Sadigh et al., 1997, Ambraseys et al., 2005) might be preferable for extrapolation to magnitude and distances that are not well represented in the data set used to derive the models.

8.5.3 Small and moderate earthquakes ground motion prediction

According to our analysis, constant magnitude scaling empirical ground motion models calibrated on strong motion data overestimate the effects of small earthquake recorded in the same area. This result explain the recently observed overestimation of weak motion records by *strong motion models* in Europe (1997 Umbria-Marche sequence in central Italy, 1998 Bovec earthquake in western Slovenia, 2002 Moggio earthquake in northern Italy) : Figure 8.16 compares recorded data corresponding to the $M_w = 4.6$ Nice (France) event (February 2001) and the $M_w = 4.4$ Estaing event (May 2002) to surface predictions obtained with the models of Ambraseys et al. (1996), Sabetta & Pugliese (1996), Berge-Thierry et al. (2003) and Pousse et al. (2005a). Our current results obtained with the borehole Kik-net data show that this overestimation does not imply neither regional differences of ground motion attenuation nor the fact that these *strong ground motion models* can not be used for seismic hazard analysis for which large earthquakes control the hazard. However, our results could play a role for hazard evaluation for short term return period : the use of *strong ground motion models* without a dependence on magnitude of the distance attenuation (Ambraseys et al., 1996, Sabetta & Pugliese, 1996, Berge-Thierry et al., 2003) will tend to overestimate hazard estimates for these short return periods for which small earthquake magnitudes dominate the hazard.

8.5.4 Implication for stochastic models

Stochastic models are based on the ω^{-2} model and therefore they take into account the nonlinear magnitude scaling. Another source factor could, however, limits the magnitude and distance validity range of stochastic ground motion models : it is still not clear if small and large earthquakes have similar rupture physics properties and a similar ratio between the radiated energy and the moment (Ide & Beroza, 2001, Kanamori & Rivera, 2004). For earthquakes with M_w larger than 5 to 6 dynamic friction may drop due to shear melting which increases the radiated energy. The use of stochastic based models with stress drops calibrated on small event could underpredict the ground motions due to larger earthquakes as suggested on one example by Scherbaum et al. (2004). The study of such a stress drop scaling for stochastic models was, however, beyond the scope of our study. As a result of these potential scaling effects, the use of *weak motion stochastic models* for strong ground motion prediction is not straightforward. These *weak motion models* are, however, essential for host to target adjustments of the hybrid approach Campbell (2003). These stochastic model can be used to generate response spectral correction filters for each ground motion model to account for differences in source, path and site parameters between host and target regions. See also Scherbaum et al. (2005) and Cotton et al. (2005).

8.5.5 Magnitude scaling of the aleatory variability

Ground motion models aleatory uncertainty play a crucial role for hazard evaluation. Our study provides new results about the magnitude scaling of the aleatory variability. As already shown by several authors (Youngs et al., 1995, Abrahamson & Silva, 1997) we confirm that the aleatory variability of large earthquakes is generally smaller than for small events. A possible reason for this discrepancy between small and large events could be soil nonlinearity (Youngs et al., 1995). However, borehole stations are located at depth where nonlinearity is assumed not to occur. Figure 8.14 also suggests that the data from small earthquakes are more dispersed at large period, despite the presence of the peak at 3 s for the large events. As mentioned above, another computation performed with no filtered data does not change the results. In particular, both peaks at 0.05 s do not disappear. Figure 8.14 suggests that standard deviation obtained with the *weak motion model* remains almost constant, whereas the standard deviation obtained with the *strong motion model* shows an intriguing peak around 0.3 s. However, we do not have any explanation for that. One possible reason for the larger uncertainty of the strong motion at intermediate period could be due to downgoing waves reflected at the free surface that may affect the records at depth.

8.6 Conclusion

The Kik-net ground motion data ($4.0 \leq M_w \leq 7.3$, 337 events, 3894 records) show that ground motions from large earthquakes decay slower than those from small earthquakes. Our data analysis also shows that the magnitude scaling of ground motions decreases with magnitude.

These two results imply that strong ground motion model overestimates the effects of small and moderate earthquakes and help us to point out the pitfalls of deriving empirical equations from recordings of small-magnitude earthquakes and applying them to predictions for larger events.

Our results suggest that the use of *weak motion models* for strong motion prediction is not straightforward and could lead to an overestimation of the hazard due to large earthquakes. These models could lead, however, to an underestimation of the hazard due to moderate events. This is due to the fact that point sources models do not reproduce the ground motion decay of finite sources.

These results discourage the use of ground motion models established without data whose magnitude correspond to the desired hazard scenarios. In a logic tree hazard evaluation, null weights must be given, outside the "data range" to empirical ground motion models whose decay is magnitude independent or to models for which the magnitude scaling does not decrease with magnitude.

In addition, we show that the aleatory variability is magnitude dependent : we confirm that the aleatory variability of large earthquakes is generally smaller than for small events. Our results also suggest that the frequency dependence of the aleatory variability is not the same for weak and strong motions (i.e small and large earthquakes).

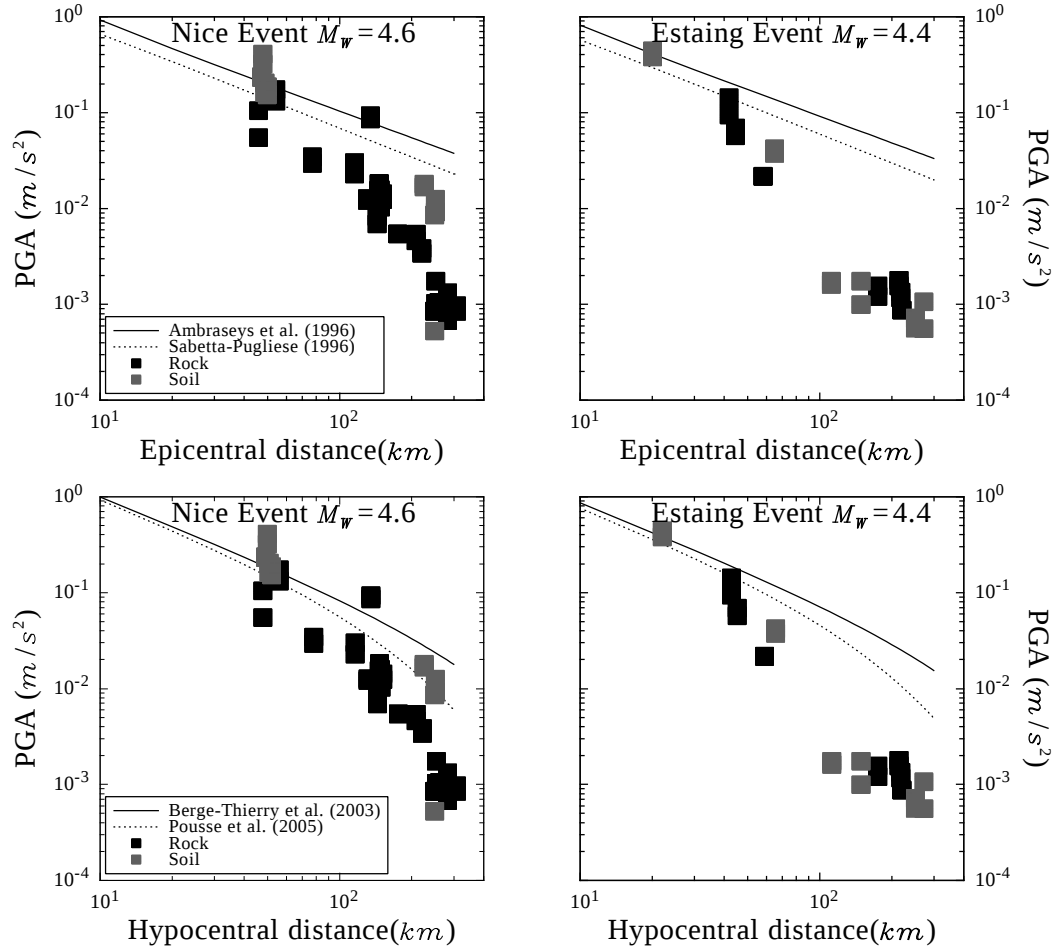


FIG. 8.16 – Comparison between recorded PGA for two events in France (both rock and soil sites), and predicted PGA , using first the relations derived by Ambraseys et al. (1996) and Sabetta & Pugliese (1996) for the epicentral distance, and second the relations derived by Berge-Thierry et al. (2003) and Pousse et al. (2005a) for the hypocentral distance.

◇8. DO WEAK (STRONG) MOTION MODELS PREDICT STRONG (WEAK) GROUND MOTION ? RESULTS FROM THE KIK-NET RECORDS ANALYSIS.

Chapitre 9. Signature de la réponse non-linéaire des sols : prédictions de spectres de réponse spécifiques au site

9.1 Introduction

Il a depuis longtemps été reconnu que la sévérité et le contenu fréquentiel du mouvement du sol en un site particulier sont significativement dépendants des caractéristiques mécaniques et géologiques des couches sous-jacentes (Borcherdt et al., 1979, Joyner et al., 1981, Seed et al., 1988). L'évidence du comportement non-linéaire des sols est apparue lors d'essais cycliques réalisés en laboratoire où une déformation importante du matériel provoquait l'apparition d'une boucle d'hystérésis dans le plan contrainte-déformation (Konder & Zelasko, 1963, Hardin & Drnevich, 1972a,b, Vucetic, 1990). De nombreuses tentatives ont été faites pour modéliser le comportement non-linéaire des sols, et pour modéliser la propagation des ondes dans de tels milieux (Lee & Finn, 1978, Pyke, 1979, Ni et al., 1997, Bonilla, 2000). Les sismologues, quant à eux, supposent des milieux de propagation linéaire, en raison notamment des bons résultats de la méthode des fonctions de Green empiriques (Hartzell, 1978). D'autre part, les effets de la non-linéarité peuvent être mineurs devant les incertitudes liées aux valeurs des paramètres géotechniques, aux effets de directivité ou au contenu trop bruité du signal (Field et al., 1997). O'Connell (1999), quant à lui, a pu reproduire pour le séisme de Northridge du 17 janvier 1994, de magnitude 6,7, les amplifications plus faibles pour le choc principal que pour les répliques du séisme en utilisant la propagation linéaire dans un milieu tri-dimensionnel comportant des hétérogénéités. Cependant, suite au séisme destructeur de Loma Prieta du 17 octobre 1989 (magnitude 7,0), très largement enregistré, Chin & Aki (1991) avaient étudié les effets de site et conclu de la présence de non-linéarité des sols dans la zone épiscopentrale. Finalement, l'impact des mouvements forts sur le comportement local des couches de sol induit des

perturbations dont certaines manifestations peuvent directement s'observer dans le signal sismique : Bonilla et al. (2005) citent quelques exemples de tels enregistrements.

Avec l'essor des techniques d'aléa probabiliste, Faccioli (1976), Whitman & Protonotarios (1977), Hwang & Huo (1994), Tsai (2000) et Bazzurro & Cornell (2004a,b) ont consacré du temps à l'étude statistique des amplifications du sol : il s'agit de caractériser et quantifier l'impact du comportement non-linéaire des sols sur l'aléa lui-même. Ce Chapitre 9 se concentre sur l'effet de site non-linéaire et propose une méthodologie pour prendre en compte ce phénomène dans l'évaluation du mouvement, afin de modifier en conséquence le mouvement que l'on prédit à la surface d'une colonne de sol particulière. La nouveauté de cette étude consiste en un premier temps en l'utilisation de données de profondeur pour calibrer le modèle présenté dans le Chapitre 6, pour en un second temps simuler des accélérogrammes en profondeur et modéliser la propagation des ondes dans une colonne de sol spécifique.

La propagation des ondes sismiques dans un milieu dépend directement des propriétés mécaniques du matériel traversé. La perturbation transverse du milieu, qui consiste en une déformation de celui-ci, est reliée à la contrainte appliquée au milieu par son module de cisaillement. Ainsi, pour de faibles déformations, le module de cisaillement $G = G_{max}$ se calcule comme $G_{max} = \rho \times V_s^2$ (Kramer, 1996), où ρ est la densité du matériel et V_s la vitesse des ondes de cisaillement. Pour des déformations plus importantes, ce module de cisaillement G évolue avec la déformation, tandis que le matériel absorbe d'autant plus d'énergie transportée par l'onde sismique qu'il se déforme. Une valeur d'amortissement caractérise cette absorption par le milieu ; cet amortissement résulte d'une interaction entre l'onde et le milieu, et il provoque une perte en énergie de cette onde et un échauffement du matériel (Kramer, 1996). Ce phénomène d'absorption est proportionnel à la surface de la boucle d'hystérésis, laquelle est d'autant plus grande que le module de cisaillement G diminue au cours de la déformation. Les essais de laboratoire permettent de caractériser pour différents milieux les courbes de réduction du module de cisaillement G/G_{max} et d'amortissement en fonction du taux de déformation. Pour le cas d'un sol constitué de sable uniquement (ce qui sera le cas pour chacun des sols étudiés dans ce chapitre), l'Electric Power Research Institute (1993) propose des courbes génériques présentées sur la Figure 9.1. Cette figure montre les courbes de réduction du module de cisaillement G/G_{max} (à gauche) et d'amortissement (à droite) en fonction du taux de déformation. De plus, les sables ont la caractéristique de voir ces courbes évoluer avec la profondeur d'enfouissement, et leur comportement se rapproche au fur et à mesure de celui d'un matériel linéaire (Vucetic & Dobry, 1991).

Le phénomène de non-linéarité des sols s'observe en particulier lors de la comparaison d'enregistrements de surface et de profondeur. Ainsi, les rapports spectraux que l'on

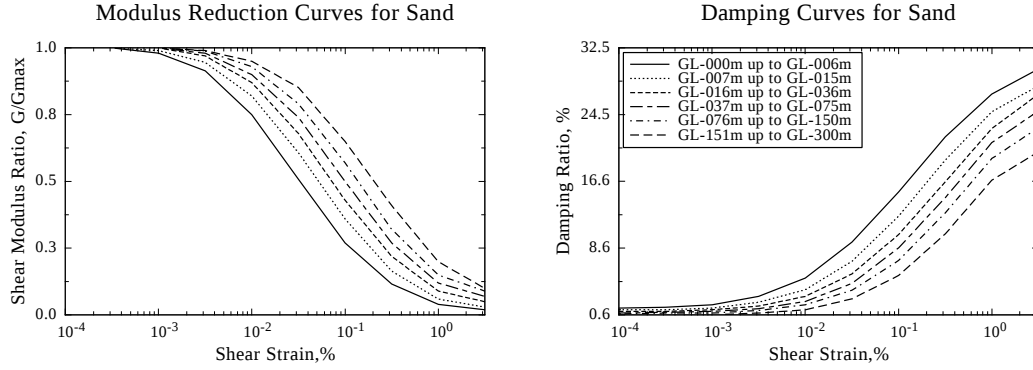


FIG. 9.1 – courbes G/G_{max} et d'amortissement pour le sable (EPRI, 1993). L'amortissement est automatiquement calculé au cours du processus simulant la propagation de l'onde dans cette étude.

peut calculer avec des données de forages montrent une amplification spectrale moindre que celle attendue pour une propagation linéaire de l'onde et une migration du contenu fréquentiel vers les basses fréquences (Wen et al., 1994). Raisonnons pour le cas d'une couche de sable située à la surface du sol et d'épaisseur h . Alors nous pouvons écrire sa fréquence de résonance comme $f_0 = V_s/4h$ (Kramer, 1996). Or nous avons vu précédemment que $G = \rho \times V_s^2$, où G est le module de cisaillement de la couche de sable. En conséquence, la dégradation du module de cisaillement provoque une évolution de la fréquence de résonance vers les basses fréquences. Le signal sismique s'enrichit alors à ces fréquences (Kramer, 1996). Un second effet de la non-linéarité des sols se déduit de l'observation des courbes d'amortissement de la Figure 9.1 : une augmentation de l'amortissement provoque alors une décroissance de l'amplitude de l'onde, d'où la diminution de l'amplification.

L'étude de la réponse non-linéaire des sols à une sollicitation sismique a nécessité le développement d'une formulation mathématique et de codes numériques. Deux approches numériques existent. La première, qualifiée de linéaire équivalent, suppose un amortissement et un module de cisaillement dont les valeurs sont compatibles avec la déformation maximale engendrée dans la couche de sol (Schnabel et al., 1972, Idriss & Sun, 1992). La seconde rassemble les formulations abordant le problème dans le plan contrainte-déformation et utilise des équations constitutives (Kramer, 1996).

La procédure du calcul non-linéaire retenue pour l'étude est celle développée par Joyner & Chen (1975), où la relation contrainte-déformation est basée sur la formulation d'Iwan (1967). La modélisation de cette relation est réalisée à l'aide d'un assemblage de ressorts rangés en série de façon que les raideurs associées deviennent de plus en plus

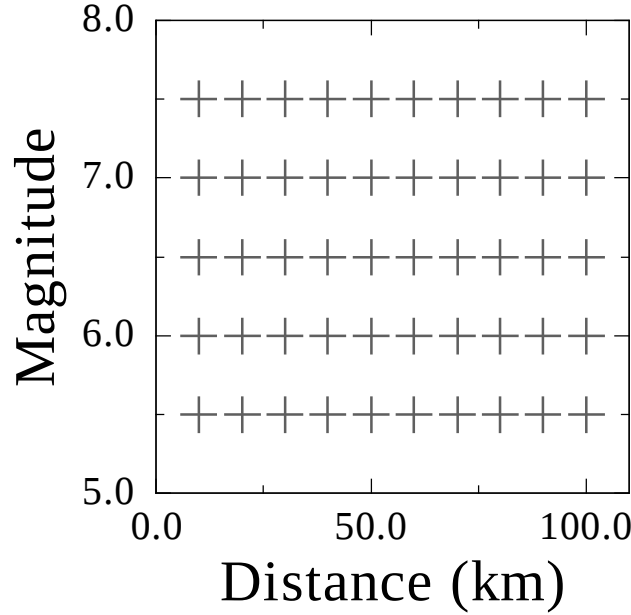


FIG. 9.2 – Domaine magnitude-distance exploré dans cette section. Il y a 20 simulations par croix, soit 1000 accélérogrammes.

faibles. À mesure que la contrainte augmente, les ressorts se compriment successivement. Hartzell et al. (2004) ont modifié la formulation pour rendre possible la prise en compte de la dégradation du module de cisaillement qui est mesurée au cours d'expériences de laboratoire. Dans cette étude, la modélisation de la dégradation du module de cisaillement provient de courbes génériques développées par l'Electric Power Research Institute (1993) pour le cas du sable (Figure 9.1, à gauche). L'amortissement est automatiquement calculé au cours du processus et les courbes génériques correspondantes de l'Electric Power Research Institute (1993) ne sont donc pas utilisées.

9.2 Mise en œuvre de l'expérience

9.2.1 Génération des accélérogrammes en profondeur

La méthode présentée dans le Chapitre 6 consiste à simuler des accélérogrammes reproduisant la non-stationnarité et dont les indicateurs A_I , SMD , PGA , F_b/F_c et $F_c(t)$ ont un comportement empiriquement relié au scénario sismique envisagé. D'autre part, basée sur l'hypothèse d'une dispersion normale du résidu des logarithmes de ces indicateurs autour de leur valeur médiane, la variabilité du mouvement sismique peut être modéli-

TAB. 9.1 – Statistiques des données utilisées pour ce Chapitre 9 et provenant du réseau Kiban-Kyoshin network (Kik-net). La profondeur d’enfouissement désigne les deux familles de données utilisées pour l’étude.

Kik-net en profondeur ($5,5 \leq M_w \leq 7,3$) : 20 séismes		
profondeur d’enfouissement	100 m	200 m
Séismes perçus	20	19
Statistique des stations présentes	317	154
Enregistrements (orientés Est-Ouest) disponibles	799	365

sée. Enfin, les spectres de réponse en accélération se sont révélés être dans le domaine d’existence attendu (voir la Figure 6.14).

Pour ces raisons, cette méthode de simulation a été choisie afin d’explorer le comportement mécanique non-linéaire et la dépendance au signal accélérométrique placé en entrée d’une colonne de sol choisie. La Figure 9.2 montre le domaine magnitude-distance couvert par les simulations, où chaque croix représente un total de 20 essais. La méthode de génération stochastique a été calibrée sur la base de données de profondeur Kik-net (les séismes ont une profondeur maximale de 25 km, de sorte à se placer dans un contexte de sismicité crustale). La Table 7.1 (Chapitre 7) indique le résultat des analyses menées sur toutes les données de profondeur, obtenu en utilisant le modèle du point source pour chaque indicateur sismique (voir le Chapitre 6). D’autre part, les composantes horizontales sont supposées indépendantes pour cette étude : la méthode de génération d’accélérogrammes synthétiques nécessite l’indépendance des composantes horizontales pour la modélisation de l’évolution temporelle de la fréquence centrale des signaux.

Par ailleurs, nous avons calculé une relation prédictive d’accélération spectrale sur le modèle de l’Equation 4.4 (dans laquelle $k = 2$, pour distinguer les enregistrements situés à moins de 150 m de profondeur de ceux au-delà). Cependant, seule une portion de la base de données Kik-net, constituée des séismes de magnitude supérieure à 5,5, a été utilisée. La Table 9.1 révèle les statistiques de l’étude.

9.2.2 Choix des colonnes de sol

Le code de Hartzell et al. (2004), NOAHW, a été utilisé pour modéliser la propagation des ondes dans les profils de sol associés aux stations *ABSH04* (sol de classe *A*, voir Table 4.3), *ABSH06* (classe *C*) et *TKCH07* (classe *D*), dont les profils de vitesse des ondes de cisaillement sont représentés sur la Figure 9.3. La Table 9.2 renseigne sur la valeur des paramètres qui ont servi à modéliser le milieu de propagation. Seul le sol de type *A* est un matériau supposé linéaire, et n’est utile qu’à titre de comparaison pour les

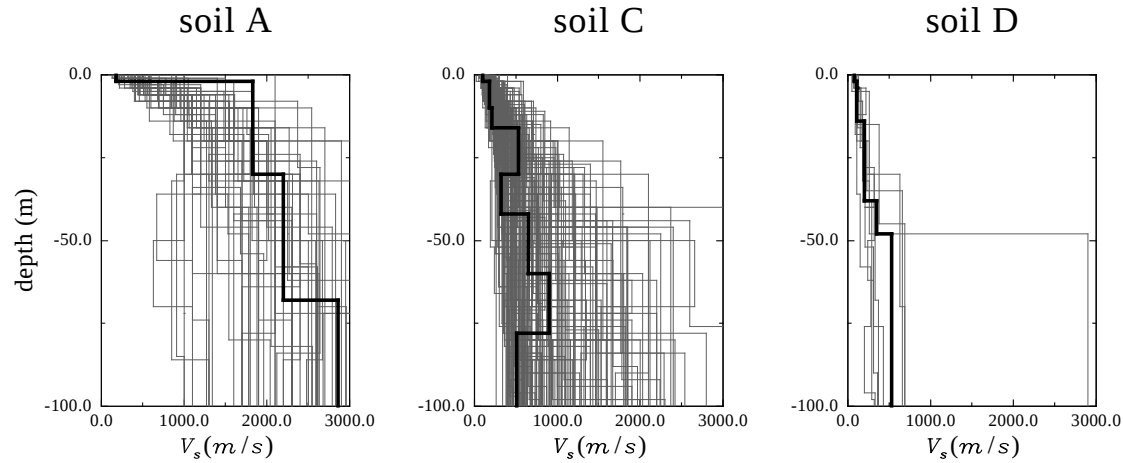


FIG. 9.3 – Famille de profils de vitesse des ondes S issus de la base de données Kik-net. 3 profils de sol (en noir) sont choisis au sein des familles. La propagation à travers le sol A est linéaire, celle à travers les sols C et D est non-linéaire.

tests réalisés avec les deux autres sols. Pour cette raison, les courbes de réduction G/G_{max} ne sont pas utilisées pour ce sol. Finalement, chacune des colonnes de sol est supposée n'être constituée que de sable, afin de pouvoir utiliser les courbes de la Figure 9.1, et il a été supposé que la nappe phréatique affleure à la surface des sols. Cette dernière hypothèse n'a pas d'influence puisque nous considérons que le milieu n'est pas capable de générer des pressions de pores importantes. Il faut de plus ajouter que le signal envisagé en entrée des colonnes de sol est un signal incident uniquement. C'est-à-dire qu'il n'est pas perturbé par les ondes de réflexion, en provenance des couches de sol supérieures (c'est la "*condition aux limites élastique*" dans la Table 9.2).

TAB. 9.2 – Valeurs des paramètres utilisées pour décrire les propriétés du matériel dans lequel se propagent les ondes. Les courbes de réduction G/G_{max} sont utilisées pour une propagation non-linéaire, et dans ce cas, les valeurs de Q ne sont pas utilisées.

couche	profondeur (m)	α ($m.s^{-1}$)	β ($m.s^{-1}$)	ρ ($kg.m^{-3}$)	Q	courbe G/G_{max}
Station ABSH04 (classe A)						
1	0	480	180	2150	50	-
2	2	3760	1830	2800	500	-
3	7	3760	1830	2800	500	-
4	16	3760	1830	2800	500	-
5	30	3760	2000	2800	500	-

suite page suivante ...

... suite de la page précédente

couche	profondeur (m)	α (m.s ⁻¹)	β (m.s ⁻¹)	ρ (kg.m ⁻³)	Q	courbe G/G_{max}
6	37	3760	2000	2800	500	-
7	68	4910	2860	3000	700	-
8	76	4910	2860	3000	700	-
rocher	100	condition aux limites élastique				

Station ABSH06 (classe C)

1	0	380	100	1750	50	GL-000 m → GL-006 m
2	2	1520	180	1850	50	GL-000 m → GL-006 m
3	7	1520	180	1850	50	GL-007 m → GL-015 m
4	10	1520	210	2000	50	GL-007 m → GL-015 m
5	16	1830	530	2500	50	GL-016 m → GL-036 m
6	30	1830	320	2500	50	GL-016 m → GL-036 m
7	37	1830	320	2500	50	GL-037 m → GL-075 m
8	42	1830	650	2800	100	GL-037 m → GL-075 m
9	60	1830	900	3000	200	GL-037 m → GL-075 m
10	76	1830	900	3000	200	GL-076 m → GL-150 m
11	78	1830	510	3000	200	GL-076 m → GL-150 m
rocher	100	condition aux limites élastique				

Station TKCH07 (classe D)

1	0	280	80	1750	50	GL-000 m → GL-006 m
2	2	280	110	1850	50	GL-000 m → GL-006 m
3	4	1060	110	2000	50	GL-000 m → GL-006 m
4	7	1060	110	2000	50	GL-007 m → GL-015 m
5	14	1060	200	2100	50	GL-007 m → GL-015 m
6	16	1060	200	2100	50	GL-016 m → GL-036 m
7	30	1060	200	2100	50	GL-016 m → GL-036 m
8	37	1060	200	2100	50	GL-037 m → GL-075 m
9	38	1650	350	2400	50	GL-037 m → GL-075 m
10	48	1650	530	2500	100	GL-037 m → GL-075 m
11	76	1650	530	2500	100	GL-076 m → GL-150 m
rocher	100	condition aux limites élastique				

Nous avons simulé pour chaque colonne de sol *C* et *D* deux propagations : la première linéaire, pour laquelle les valeurs de Q renseignées dans la Table 9.2 sont utilisées, et la seconde non-linéaire, pour laquelle les courbes G/G_{max} de l'Electric Power Research Institute (1993) sont exploitées. La Figure 9.4 montre la simulation à 100 m de profondeur d'un scénario de magnitude 7,0 à 30 km et les accélérogrammes attendus à la surface aux sites *ABSH06* et *TKCH07*. Deux accélérogrammes sont montrés pour chaque colonne de sol puisque la propagation à travers ces colonnes de sol est calculée de façon linéaire dans un premier temps, puis non-linéaire dans un second temps. Les simulations révèlent dans chacun des cas une amplification entre la profondeur et la surface, mais l'hypothèse d'une propagation non-linéaire indique également que cette amplification est amoindrie

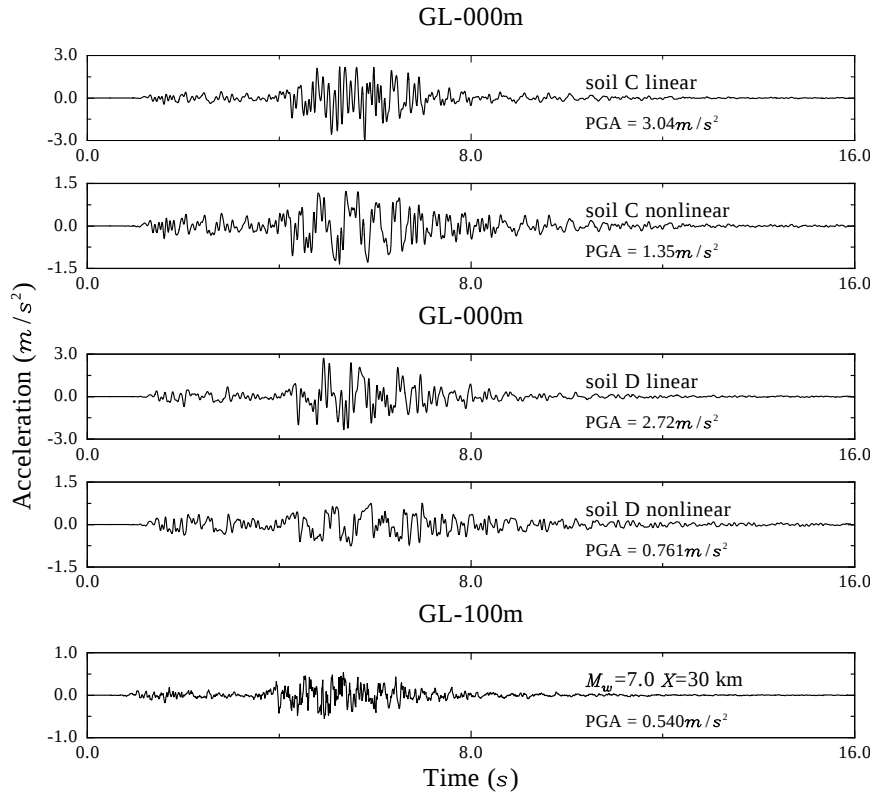


FIG. 9.4 – Comparaison de propagations linéaire et non-linéaire à travers les colonnes de sol *ABSH06* (type *C*) et *TKCH07* (type *D*) d'un signal accélérométrique simulé correspondant à un scénario de magnitude 7,0 situé à 30 km (en bas). Noter que l'échelle des ordonnées change.

pour ces sols. Il faut noter en particulier que ce phénomène d'amplification amoindrie est plus prononcé pour le cas du sol *TKCH07*, de type *D* : le rapport des *PGA* montre qu'il y a eu plus d'atténuation pour ce sol.

9.3 Développement des fonctions d'amplification du mouvement de profondeur

9.3.1 Observation du phénomène non-linéaire

Les signaux synthétiques générés par la méthode de simulation sont placés en entrée des colonnes de sol et le code de propagation des ondes calcule les signaux correspondants à la surface de ces colonnes de sol. Les signaux en surface et en profondeur sont ensuite

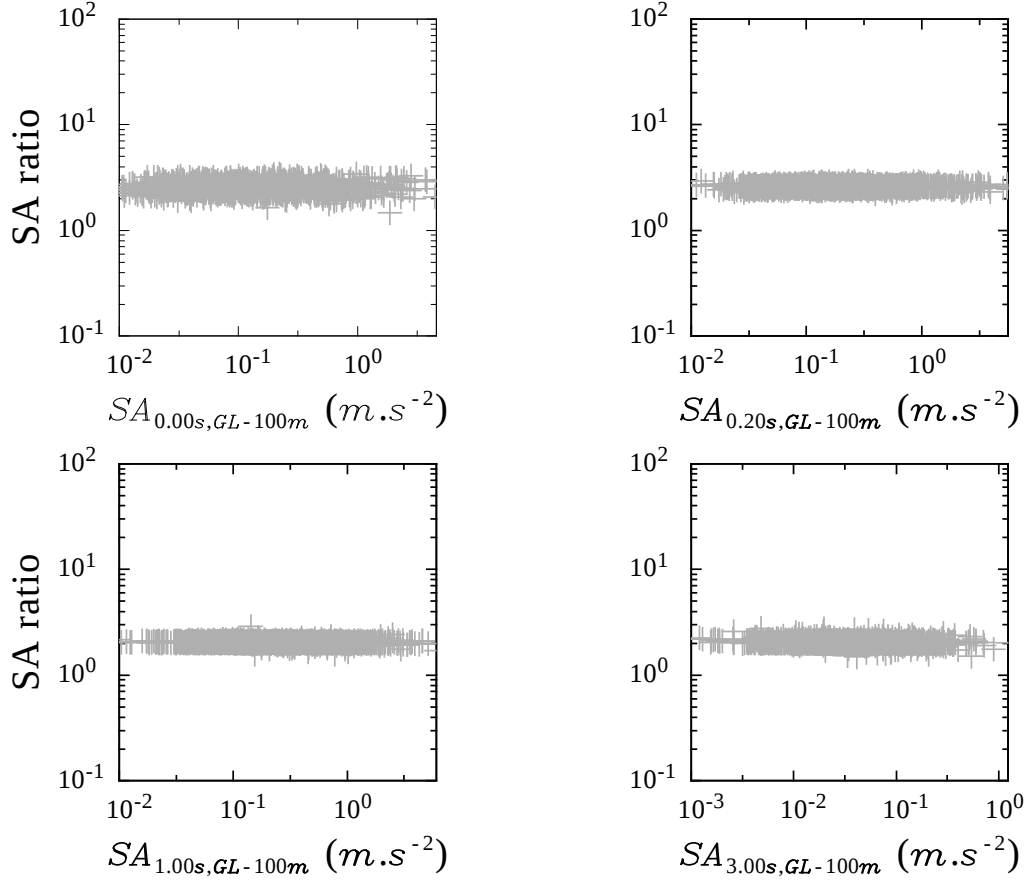


FIG. 9.5 – Situation des simulations effectuées pour un sol de classe *A*, avec le profil de vitesse de la station *ABSH04*, voir la Figure 9.3. La propagation des ondes dans le sol *ABSH04* est linéaire.

assujétis au calcul des spectres de réponse en accélération afin d’obtenir les rapports $AF(f) = SA_{surface}(f)/SA_{profondeur}(f)$, où $SA(f)$ désigne le spectre en accélération et $AF(f)$ rend compte de l’amplification spectrale du sol à la fréquence d’intérêt f . Les Figures 9.5, 9.6 et 9.7 montrent les résultats sur 4 diagrammes représentant la valeur du rapport en fonction de la valeur en entrée, pour les 4 périodes spectrales $T = 0,0\text{ s}$, $T = 0,2\text{ s}$, $T = 1,0\text{ s}$ et $T = 3,0\text{ s}$. Les croix grises positionnent les cas synthétiques et chaque figure fait référence à un sol particulier.

Les simulations montrent un nuage horizontal de croix grises pour une propagation linéaire (Figure 9.5), et un fléchissement des données simulées pour une propagation non-linéaire (Figures 9.6 et 9.7), caractéristique du phénomène d’absorption des sols (Ni et al., 2000). Par exemple pour la station *ABSH06* (sol de classe *C*), le point de fléchissement

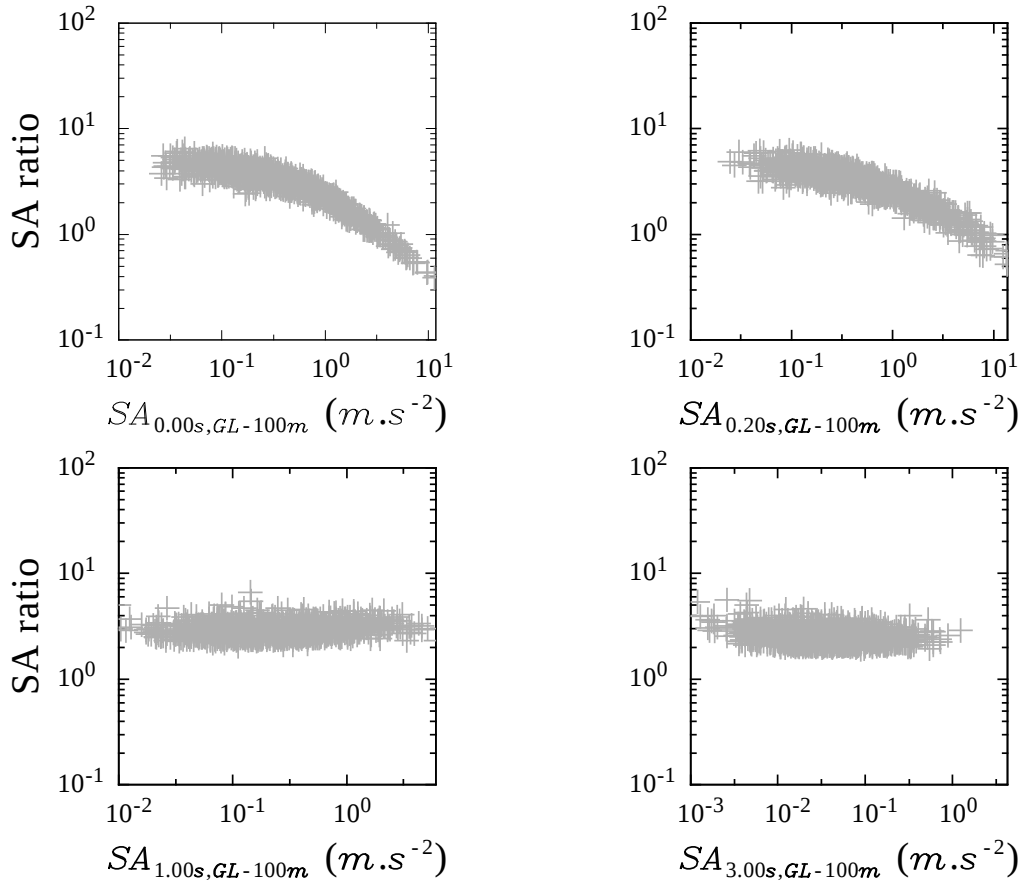


FIG. 9.6 – Idem que pour la Figure 9.5 pour le profil de vitesse de la station *ABSH06* (classe *C*). La propagation des ondes dans ce sol est non-linéaire.

au *PGA* est observé dès une valeur d'entrée de $0,03 m.s^{-2}$. En surface, cela correspond d'après la Figure 9.6 à des accélérations proches de $0,1 m.s^{-2}$. Il faut également noter qu'à mesure que la période augmente, le fléchissement caractéristique s'amenuise puis disparaît (Ni et al., 2000). Une comparaison des Figures 9.6 et 9.7 indique que le sol de classe *D* a un comportement non-linéaire plus prononcé que le sol de classe *C*. Ceci s'observe par exemple pour le diagramme à $1,0 s$ où le point de fléchissement apparaît pour une valeur d'accélération spectrale en profondeur égale à $0,6 m.s^{-2}$ (soit environ $4,2 m.s^{-2}$ en surface), alors que le sol *C* n'a déjà plus de comportement non-linéaire. Il faut noter en dernier lieu que les nuages de croix grises montrées sur la Figure 9.5 sont centrés autour d'une valeur de rapport spectral égale à 2. Cela est dû au fait que les signaux placés en entrée de la colonne de sol et considérés pour l'analyse sont des signaux incidents seulement. Dans ces conditions, il apparaît un facteur 2 provoqué par l'effet de

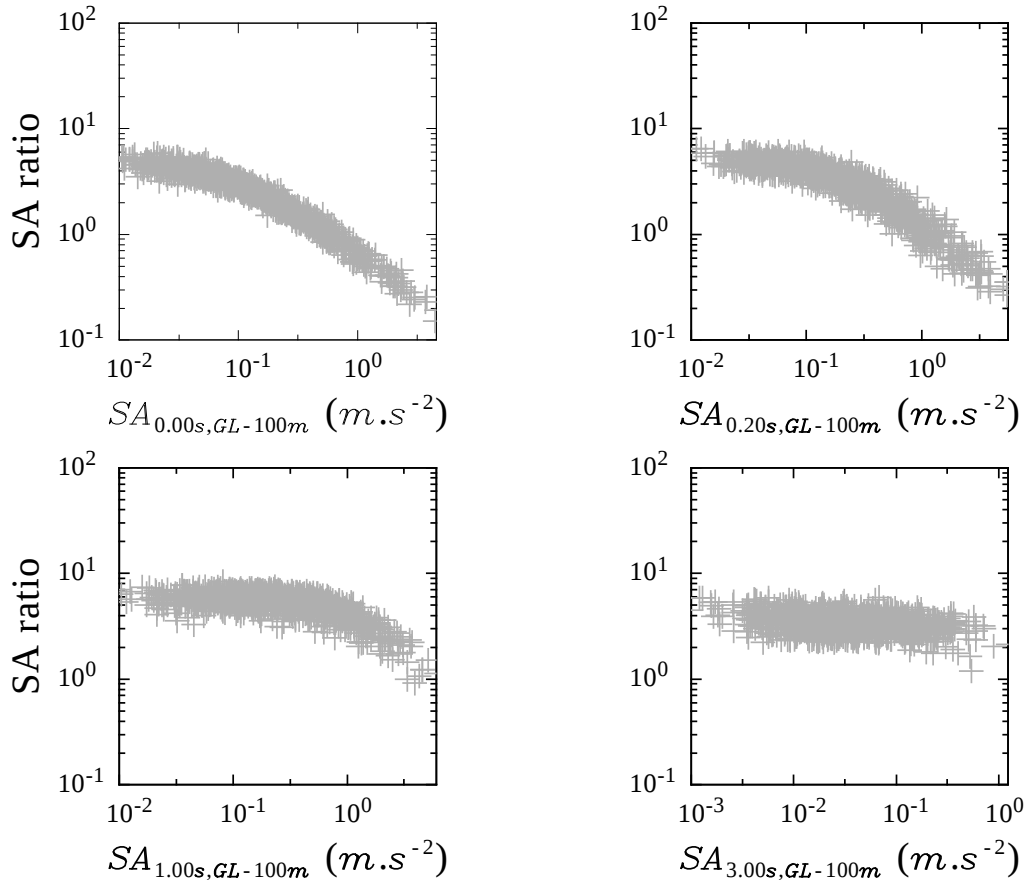


FIG. 9.7 – Idem que pour la Figure 9.5 pour le profil de vitesse de la station *TKCH07* (classe *D*). La propagation des ondes dans ce sol est non-linéaire.

surface libre.

9.3.2 Obtention des fonctions d'amplification

Au moyen des simulations représentées sur les Figures 9.5, 9.6 et 9.7, il est possible de mesurer l'impact de la non-linéarité des sols sur le mouvement sismique. Les fonctions d'amplification du mouvement en profondeur, appelées "Rock Motion Modification curves" (RMM) dans la littérature (Ni et al., 2000), peuvent être calculées. En multipliant le mouvement spectral en profondeur par ces fonctions, nous sommes capables de prédire un spectre d'accélération à la surface de la colonne de sol d'intérêt (ici *ABSH06* ou *TKCH07*) qui prend en compte l'effet de site non-linéaire. Pour trouver ces fonctions d'amplifications, une régression est réalisée pour chaque valeur de période de sorte à

TAB. 9.3 – Coefficients de régression obtenus pour l'établissement des fonctions d'amplification du mouvement en profondeur (rocher) (voir l'Equation 9.1). La Figure 9.8 illustre le cas du sol *ABSH06*.

Coefficients pour la station <i>ABSH06</i> (classe <i>C</i>)			
	a	b	c
$T = 0,0 \text{ s}$	0,52	-0,58	-0,08
$T = 0,2 \text{ s}$	0,88	-0,38	-0,05
$T = 1,0 \text{ s}$	1,07	0,0	0,0
$T = 3,0 \text{ s}$	0,77	-0,03	0,0
Coefficients pour la station <i>TKCH07</i> (classe <i>D</i>)			
$T = 0,0 \text{ s}$	-0,04	-0,75	-0,08
$T = 0,2 \text{ s}$	0,74	-0,60	-0,10
$T = 1,0 \text{ s}$	0,94	-0,54	-0,08
$T = 3,0 \text{ s}$	0,95	-0,05	0,0

rendre compte de la tendance moyenne de la courbure observée sur les précédentes figures (dans le cas qui nous intéresse, il s'agit des Figures 9.6 et 9.7). Les formes des équations retenues pour le développement de ces fonctions sont celles retenues au cours de l'étude de Bazzurro & Cornell (2004a).

$$AF(f) = \exp(a + b \log(SA(f)) + c(\log(SA(f)))^2) \quad (9.1)$$

$SA(f)$ est l'accélération spectrale (pseudo-accélération) en profondeur, et $AF(f)$ est le rapport déjà présenté $AF(f) = SA_{surface}(f)/SA_{profondeur}(f)$. La Table 9.3 renseigne sur les coefficients obtenus pour la résolution de l'Equation 9.1, appliquée pour les périodes spectrales $T = 0,0 \text{ s}$, $T = 0,2 \text{ s}$, $T = 1,0 \text{ s}$ et $T = 3,0 \text{ s}$. La Figure 9.8 montre le résultat des régressions pour la station *ABSH06* (classe *C*). Un examen révèle l'existence d'un point de fléchissement ($0,0 \text{ s}$ et $0,2 \text{ s}$), au-dessus duquel l'amplitude $SA_{GL-100m}$ déclenche le phénomène de non-linéarité. Il faut également observer pour ces diagrammes (périodes spectrales $T = 0,0 \text{ s}$ et $T = 0,2 \text{ s}$) l'existence d'un point où le rapport spectral $AF(f)$ devient égal à l'unité, puis diminue encore au-delà. Ce point de déamplification est respectivement atteint pour des valeurs spectrales en profondeur égales à 2 m.s^{-2} et 4 m.s^{-2} (mêmes valeurs en surface puisque $AF(f) = 1,0$) : toute pseudo-accélération supérieure à ces valeurs, à la base de la colonne de sol *ABSH06*, diminue en surface. L'observation de la fonction d'amplification à $1,0 \text{ s}$ indique une absence de tout phénomène de non-linéarité, quelle que soit l'amplitude $SA_{GL-100m}$, et enfin, l'observation à $3,0 \text{ s}$ montre une pente négative que l'on peut plus probablement associer au modèle (Equation 9.1) qu'à l'apparition de non-linéarité.

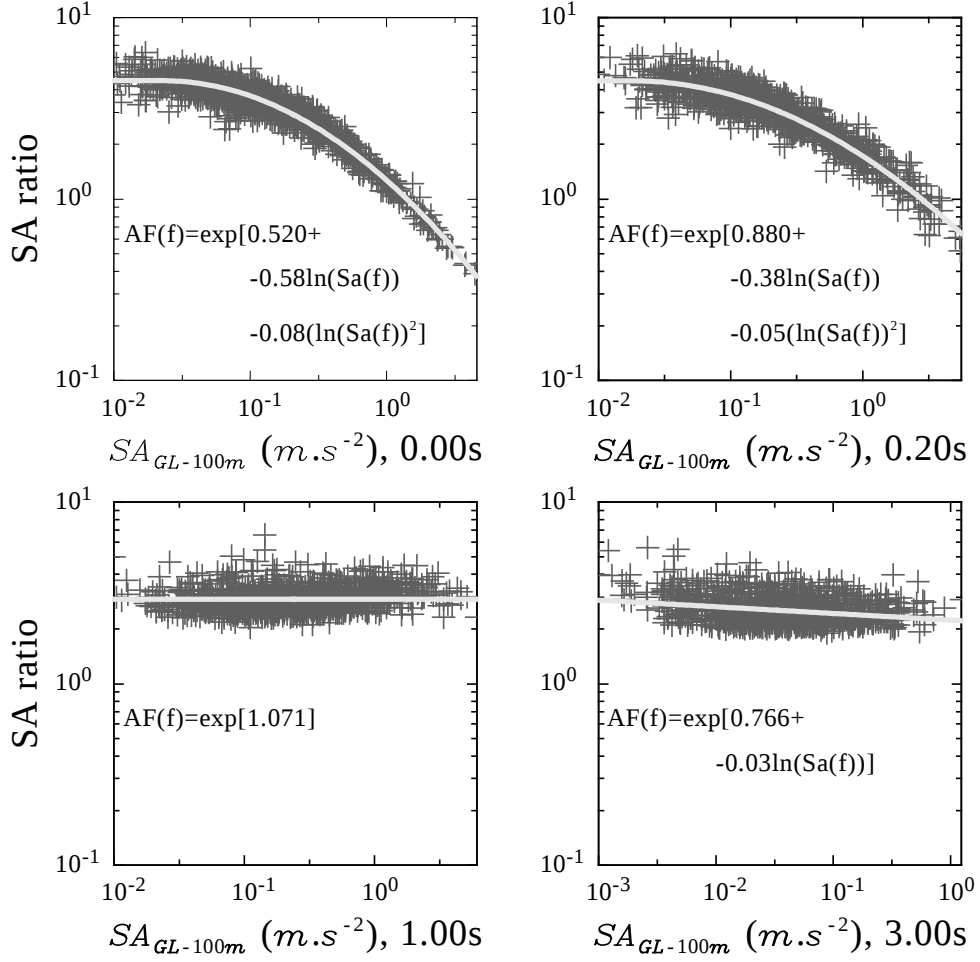


FIG. 9.8 – Fonctions d’amplification du mouvement de profondeur obtenues pour la station ABSH06 (classe C).

Nous comparons nos résultats obtenus au *PGA*, à 5 Hz et à 1 Hz avec ceux de Ni et al. (2000) et Bazzurro & Cornell (2004a) sur la Figure 9.9 (respectivement à gauche, au milieu et à droite) : Ni et al. (2000) ont utilisé deux scénarii de magnitude 6,4 et 7,0 produits par la méthode de Zeng et al. (1994) et enregistrés le premier jusqu’à 40 km et le second jusqu’à 100 km de distance. Il faut de plus noter qu’ils ne font propager leurs signaux que sur une épaisseur de 30 m. Bazzurro & Cornell (2004a) ont quant à eux utilisé une colonne de sol de 100 m et des enregistrements sur sites rocheux, de sorte à couvrir un plus large domaine du plan magnitude-distance. Il faut également mentionner que Bazzurro & Cornell (2004a) ont pris en compte l’effet de la pression de pores dans leur étude, contrairement à Ni et al. (2000). Pour ce qui concerne cette étude, nous avons

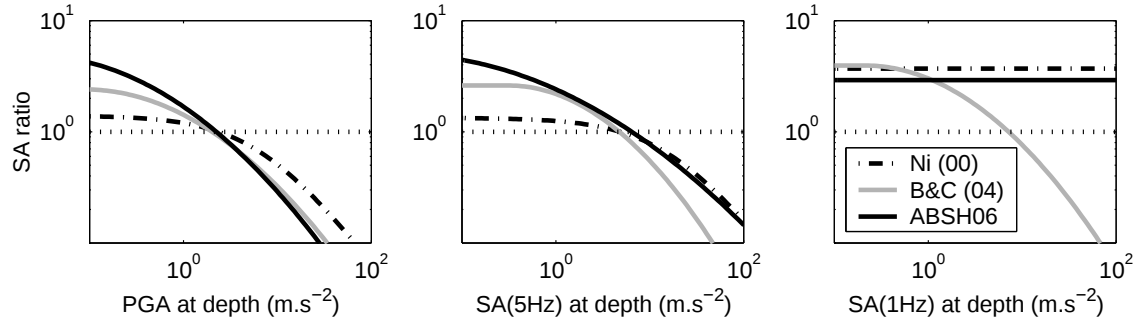


FIG. 9.9 – Comparaison de trois courbes d’amplification obtenues au *PGA* (à gauche), à 5 Hz (au milieu) et à 1 Hz (à droite). La première est obtenue par Ni et al. (2000), la seconde par Bazzurro & Cornell (2004a), pour un site constitué de sable, et la troisième par cette étude, également pour un sol constitué de sable. Pour ces trois cas, V_s^{30} est comparable : il s’agit d’un sol *D* (National Earthquake Hazards Reduction Program, 2000) pour les deux premières études et d’un sol *C* (Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance, 2002) pour cette étude (station *ABSH06*). (Voir la Table 4.3).

considéré la pression intersticielle comme négligeable.

- Il faut observer que chacun des trois sols se comporte de façon non-linéaire au *PGA* et à 5 Hz. Mais, tandis que seul le sol de Bazzurro & Cornell (2004a) admet un comportement non-linéaire à 1 Hz, les deux autres sols adoptent un comportement linéaire à cette fréquence. Ceci est dû à la rhéologie des sols, différente pour chacune des expériences des différents auteurs. En particulier, Bazzurro & Cornell (2004a) ont pris en compte la pression de pores : le milieu est soumis à une contrainte d’autant plus forte, et cela peut être la cause du comportement observé à 1 Hz. Il faut noter que les fonctions d’amplification du mouvement de profondeur obtenues au cours de cette étude pour le sol *ABSH06* (traits noirs) se rapprochent progressivement de celles obtenues par Ni et al. (2000) à mesure que la fréquence diminue.
- Il faut également observer sur la Figure 9.9 au *PGA* (respectivement à 5 Hz) que toute pseudo-accélération en profondeur supérieure à 2 ou 3 $m.s^{-2}$ (respectivement à 4 ou 5 $m.s^{-2}$) est déamplifiée en surface ($AF(f) \leq 1,0$). Il est très intéressant de constater que c’est un résultat commun aux différents modèles.
- D’autre part, il faut noter au *PGA* et à 5 Hz que c’est le sol japonais qui a l’amplification la plus importante, pour des pseudo-accélérations faibles en profondeur. Nous retrouvons ici une particularité des sols japonais que nous avons déjà mentionnée dans le Chapitre 4.

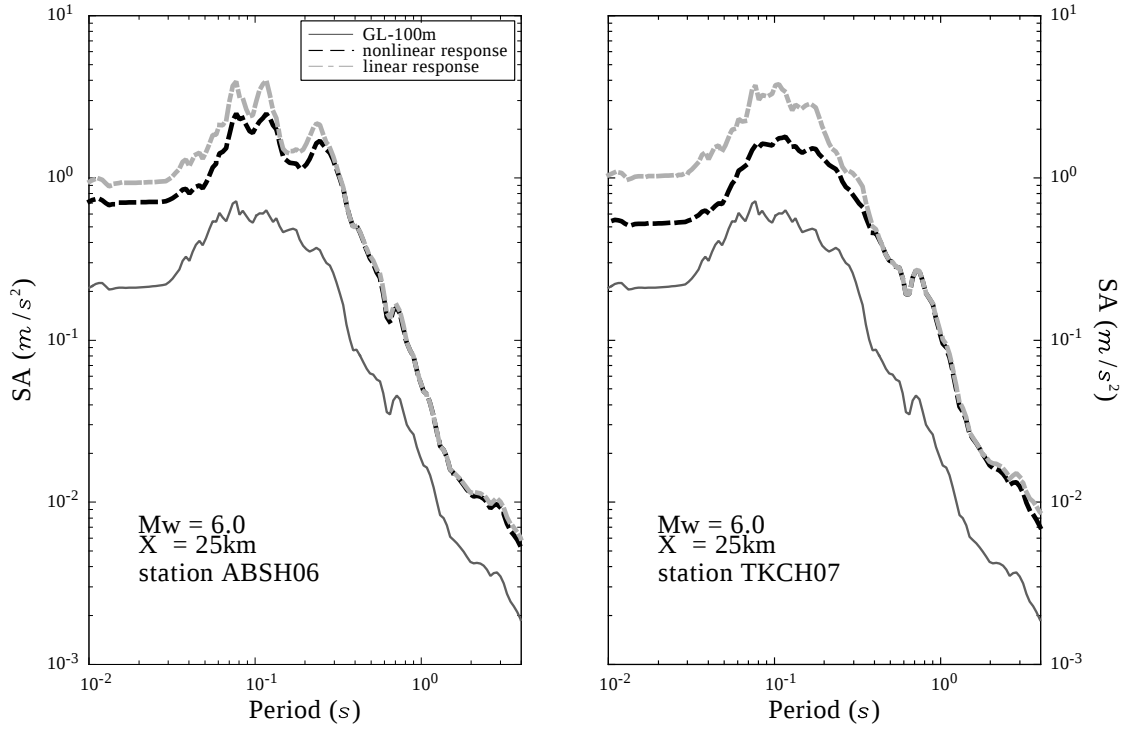


FIG. 9.10 – 4 spectres de réponse (traits épais), après amplification du mouvement en profondeur (spectre inférieur) par la prise en compte des réponses linéaire et non-linéaire des colonnes de sol *ABSH06* (classe *C*) et *TKCH07* (classe *D*). Dans le cas non-linéaire, les fonctions d'amplification des sols $AF(f)$ ont été utilisées à chaque période spectrale.

- Au *PGA*, les différences les plus prononcées concernent nos résultats et ceux de Ni et al. (2000) (à la fois en terme d'amplitude et de pente). À cela, nous évoquons deux raisons : nous simulons des données sur une plus large gamme de magnitude et de distance, contraignant ainsi mieux la modélisation aux faibles sollicitations, et nous considérons que le signal parcourt 100 m de couche de sol dans cette étude, tandis qu'il ne parcourt que 30 m dans l'étude de Ni et al. (2000). Cette dernière raison explique en particulier pourquoi la pente est plus faible : à valeur de *PGA* comparable en surface, et sans phénomène de déamplification, le *PGA* à 30 m de profondeur est plus important que celui à 100 m de profondeur, impliquant un rapport $AF(T = 0, 0 \text{ s})$ plus faible. C'est l'inverse en cas de déamplification.

9.3.3 Amplification du spectre en profondeur par la colonne de sol et scénarii d'apparition de la déamplification

Sur la base des courbes de régressions obtenues, il est possible de modifier un spectre de réponse généré à 100 m de profondeur pour obtenir un spectre de réponse en accélération à la surface du sol. La Figure 9.10 montre ainsi 2 scénarii de magnitude $M_w = 6,0$ éloignés chacun de 25 km des sites *ABSH06* (cas à gauche) et *TKCH07*. Deux spectres de réponse en surface ont pu être ainsi obtenus pour chaque cas, qui correspondent à la modification du spectre de profondeur par la réponse de la colonne de sol. Dans un cas, la réponse est linéaire et dans l'autre, non-linéaire. Il faut noter l'atténuation du contenu à période courte du spectre de réponse que provoque le phénomène de non-linéarité. L'écart entre ces deux types de réponse est modifié par la définition de la colonne de sol : le site *TKCH07* (sol *D*) atténue plus le mouvement que le site *ABSH06* (sol *C*), en accord avec ce qui est attendu. En toute rigueur, on peut attendre d'un sol *D* que l'atténuation moindre soit encore accentuée, puisqu'il faudrait traiter ce type de sol en contraintes effectives, et non totales (Foray, pers. comm., 2005). Par ailleurs, il faut observer le léger décalage des pics entre les deux spectres de réponse du sol *C* : les pics du spectre correspondant au cas non-linéaire ont très légèrement migré vers les périodes longues.

L'exploitation des fonctions d'amplification obtenues dans la section précédente permet également de prédire quand la non-linéarité devient importante ; et *a fortiori* quand les signaux de profondeur diminuent d'amplitude. Cette question est initiée par le constat très intéressant issu de la comparaison des trois résultats d'expériences sur la Figure 9.9 : ils indiquent des valeurs de pseudo-accélération au point de déamplification qui sont identiques d'une étude à l'autre, à la fois au *PGA* et à 5 Hz. Il est alors légitime de prédire pour quels scénarii de séisme l'effet du comportement non-linéaire des sols est autant remarquable. Nous allons chercher à identifier dans un plan magnitude-distance le domaine d'apparition de la déamplification. Pour cela, nous nous limitons au *PGA* et nous utilisons la relation prédictive d'accélération spectrale établie avec la base de données de magnitude supérieure à 5,5 (voir la Section 9.2 et l'Equation 4.4, pour laquelle nous avons distingué deux types de site). Une comparaison entre les valeurs prédites de $SA(T = 0,0\text{ s})$ et la valeur de référence $SA_{prof=surf}(T = 0,0\text{ s})$ pour laquelle $AF(T = 0,0\text{ s}) = 1,0$ indique donc dans le plan magnitude-distance le domaine d'apparition de la déamplification, due à un comportement non-linéaire de la station *ABSH06* (classe *C*). La Figure 9.11 montre les résultats pour le *PGA* ($T = 0,0\text{ s}$). Il apparaît qu'une déamplification du mouvement en profondeur peut être envisagé pour un scénario médian de magnitude 6,5 et éloigné de 10 km. À $+\sigma$, le scénario de magnitude 5,5 et éloigné de 10 km produit le même effet.

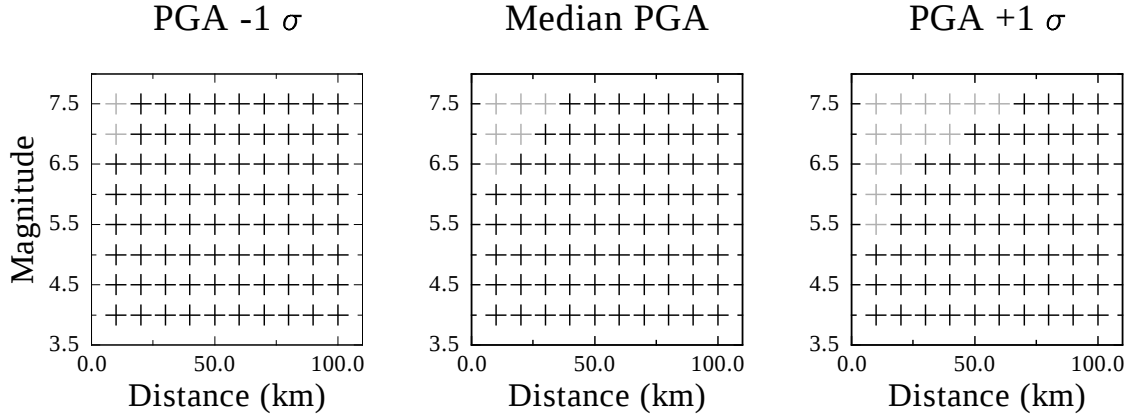


FIG. 9.11 – Domaines du plan magnitude-distance où le phénomène de déamplification du mouvement en profondeur apparaît, et d’où il est absent, pour la station *ABSH06* (classe *C*) et d’après le résultat de l’analyse des données utilisées (telles que $M_w \geq 5,5$) dans la Section 9.2. Les croix grises indiquent le domaine où le mouvement de surface est inférieur au mouvement de profondeur.

9.4 Discussion et conclusion

Le phénomène de non-linéarité se caractérise par un décalage du contenu fréquentiel des signaux vers les basses fréquences et par une amplification moindre que celle obtenue avec une propagation dans un milieu linéaire. Dans ce chapitre, nous détectons la non-linéarité à travers un fléchissement du rapport $AF(f) = SA_{surface}(f)/SA_{profondeur}(f)$. Le phénomène apparaît pour les périodes courtes et tend à disparaître alors que la période augmente. Ce résultat avait déjà été obtenu par Ni et al. (2000) et Bazzurro & Cornell (2004a). La nouveauté ici consiste à avoir utilisé une méthode de simulation empirique pour explorer un vaste domaine du plan magnitude-distance. En comparaison, Ni et al. (2000) n’ont modélisé que deux scénarii de magnitude 6,4 et 7,0 à l’aide de la méthode de Zeng et al. (1994), tandis que Bazzurro & Cornell (2004a) ont exploré une plus large gamme de magnitude, avec des enregistrements de surface. Nous trouvons que le phénomène de non-linéarité des sols apparaît au *PGA* pour des amplitudes de mouvement en profondeur qui sont de l’ordre du millième de la valeur de l’accélération gravitationnelle terrestre g (soit en surface, un mouvement équivalent au centième de g). Cependant, il est clair que pour de telles valeurs, l’effet de la non-linéarité est imperceptible. Au contraire, le comportement non-linéaire peut jouer un grand rôle, jusqu’à atteindre le seuil de déamplification du signal entre la profondeur et la surface : l’étude nous a permis de retrouver les valeurs seuil de 2 à 3 $m.s^{-2}$, au-delà desquelles le *PGA* en surface est plus faible que

celui en profondeur (Idriss, 1991, Ni et al., 2000, Bazzurro & Cornell, 2004a).

La comparaison de nos résultats avec ceux de Ni et al. (2000) et Bazzurro & Cornell (2004a) est très intéressante dans la mesure où les résultats obtenus localisent un point de déamplification pour les hautes fréquences qui est très proche d'une étude à l'autre. Ceci a des conséquences pratiques concernant les études probabilistes. En effet, l'utilisation de deux ou trois codes de propagation des ondes non-linéaire (au lieu d'un grand nombre) devrait suffire pour évaluer quand la non-linéarité joue un rôle important pour l'estimation de l'aléa.

L'approche présentée dans cette étude propose une évaluation du mouvement de surface différente de celle obtenue par l'utilisation de relations prédictives de mouvement fort établies en surface. Son intérêt réside dans la prise en compte de la spécificité du site d'intérêt. Bien souvent, la méconnaissance des paramètres géotechniques et du profil de vitesse du sol en un site est la règle. Pour y pallier, une pratique courante consiste à considérer en un site que les paramètres géotechniques ne sont pas différents de ceux que l'on peut trouver au sein de la base de données ayant servi au calcul de la relation prédictive de mouvement fort (Bazzurro & Cornell, 2004a,b). Il est donc important d'évaluer l'impact des fluctuations des paramètres géotechniques sur l'évaluation du mouvement. D'après les récentes études de Bazzurro & Cornell (2004a), il semble que les incertitudes liées aux paramètres des sols ont des effets moins importants que celles de signaux accélérométriques sur la prédiction de l'évolution du rapport $AF(f)$ avec la fréquence. Notre étude, quant à elle, constitue une étape préliminaire que des considérations de variation des paramètres géotechniques doivent encore compléter. L'objectif demeure la diminution des incertitudes pour l'évaluation du mouvement en surface.

Conclusion générale

C'est la nécessité d'évaluer le mouvement du sol occasionné par un séisme qui a motivé ce projet de recherche. Il s'insère en amont du travail des ingénieurs du bâtiment et ambitionne de fournir des éléments exploitables pour l'amélioration de la gestion du risque lié au séisme.

Rappel des résultats

Le travail réalisé au cours du projet de recherche s'appuie sur des données japonaises de bonne qualité issues de deux réseaux sismologiques denses qui permettent d'avoir des enregistrements de séismes majeurs à des distances proches de la source (Kinoshita, 1998, Aoi et al., 2000a,b, Fujiwara et al., 2004). Les enregistrements correspondent à des événements de magnitude comprise entre 4,0 et 7,3 et s'étendent sur une large gamme de distances, allant de 1,0 à 330,0 km. Les enregistrements collectés correspondent à des événements ayant eu lieu depuis le début de fonctionnement des réseaux jusqu'à la fin du mois d'octobre de l'année 2004. Tous ces séismes sont eux-même situés jusqu'à une profondeur focale maximale de 25 km. Enfin, la caractérisation géotechnique des sites sous chacune des stations sismiques renseigne sur les profils de vitesse des ondes S . Sur la base de ces informations, un classement des stations a été réalisé d'après les propositions de l'Eurocode 8 (Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance, 2002).

Dans le Chapitre 2, l'étude statistique des bases de données a révélé que le réseau K-net est nettement moins fourni en petits événements ($4,0 \leq M_w \leq 5,0$) que le réseau Kik-net. Cette différence que nous ne sommes pas en mesure d'expliquer est pourtant la source des écarts de prédiction spectrale observés entre ces deux réseaux au Chapitre 4.

Ce Chapitre 4 nous a permis d'établir des relations prédictives d'accélération spectrale calibrées sur les bases de données japonaises. Nous avons exploité la relation prédictive d'accélération spectrale calibrée sur K-net pour modifier les propositions de spectres forfaitaires de l'Eurocode 8 en vue de l'élaboration de son annexe nationale française. Au-delà de l'aspect réglementaire, ce Chapitre 4 a fait ressortir que les spectres prédits sur des sols meubles ont un contenu à période longue plus important que ceux prédits

sur des sols plus rigides. C'est un nouveau résultat qui ne peut pas être obtenu avec des bases de données européennes, pour lesquelles les informations géotechniques sont moins exhaustives qu'au Japon (Ambraseys et al., 2000). D'autre part, nous avons démontré le contenu haute fréquence des signaux japonais, qui se traduit par un contenu spectral plus important à période courte ($\leq 0,1$ s) que ce que d'autres relations prédictives de mouvement fort suggèrent (Ambraseys et al., 1996, Sabetta & Pugliese, 1996, Abrahamson & Silva, 1997, Boore et al., 1997, Berge-Thierry et al., 2003). Ce point a été éclairci par l'analyse du modèle de prédiction du mouvement sismique obtenu avec les enregistrements de profondeur de Kik-net : nous avons ainsi pu mettre en cause les sols japonais dans ce phénomène d'amplification haute fréquence des signaux accélérométriques.

Dans le Chapitre 6, la base de données K-net a servi au développement d'une nouvelle méthode de génération d'accélérogrammes synthétiques. Des relations prédictives de mouvements forts ont été calculées pour des indicateurs sismiques (*durée de phase forte*, *intensité d'Arias*, *PGA* et *contenu fréquentiel*), et l'introduction de ces relations dans le modèle nous permet de construire un signal accélérométrique dont les valeurs d'indicateurs sismiques sont empiriquement reliées aux conditions de magnitude, de distance et de site choisies pour la simulation. D'autre part, la méthode permet de simuler les deux ondes de volume *P* et *S*, ainsi que la coda. Un avantage du modèle réside en sa capacité à simuler la variabilité naturelle du mouvement, que nous avons introduite en autorisant une exploration MonteCarlo des distributions prédites de chaque indicateur sismique. Cet aspect novateur fait du modèle un bon candidat pour des études non-linéaires de comportement de bâtiments ou de sols en réponse à une sollicitation sismique (Kramer, 1996, Sabetta & Pugliese, 1996, Thrainsson & Kiremidjian, 2002, Betbeder-Matibet, 2003). Enfin, les temps de calcul pour simuler un scénario sont très courts. Il faut ajouter que cette méthode présente l'avantage de pouvoir être transposable aux endroits où des bases de données existent, suffisamment documentées pour pouvoir établir des relations prédictives de mouvement fort.

Le Chapitre 7 nous a ainsi permis de calibrer la méthode sur une base de données européenne, permettant la simulation de deux scénarii sismiques susceptibles de se produire à Nice et à Grenoble respectivement. Mais du fait de la géométrie particulière de la vallée grenobloise, il est préférable d'utiliser le modèle de génération d'accélérogrammes pour simuler le mouvement au rocher.

Nous avons tenté d'apporter dans le Chapitre 8 quelques réponses au problème posé par l'extrapolation des prédictions spectrales au cas d'un scénario sismique défini en dehors du domaine couvert par les données qui ont servi au calcul de la relation prédictive de mouvement fort. Nous avons analysé la base de données de profondeur Kik-net et mis en évidence que les caractéristiques d'atténuation du mouvement avec la

distance et d'amplification avec la magnitude sont dépendantes de la taille du séisme : ainsi la première est plus rapide pour les petits séismes et la seconde sature à mesure que la taille du séisme augmente (Malagnini et al., 1999, Anderson, 2000, O'Connell & Ake, 2002, Ambraseys et al., 2005). L'étude démontre qu'avec un modèle de mouvement fort issu d'une analyse de séismes modérés, l'extrapolation des prédictions à un scénario de magnitude importante conduit à une surestimation probable du mouvement sismique réel à proche distance. Ce résultat a des implications fortes dans les zones à sismicité modérée, comme la France par exemple.

Enfin, dans le Chapitre 9, nous proposons une méthodologie pour prendre en compte la réponse non-linéaire des sols et prédire ainsi le spectre de réponse à la surface d'un site d'intérêt. Nous avons utilisé la méthode de simulation d'accélérogramme synthétique développée dans le Chapitre 6 et calibrée sur la base de données de profondeur Kik-net (Chapitre 7) pour aborder le problème. Nous avons aussi utilisé un code aux différences finies (Hartzell et al., 2004, NOAHW) pour développer des fonctions d'amplification du mouvement au rocher en profondeur (Ni et al., 2000) applicables à la station du réseau Kik-net *ABSH06*. Ces fonctions permettent de calculer le mouvement spectral en surface, connaissant le mouvement spectral en profondeur.

Mais si nous avons pu au cours de ce travail de thèse simuler le mouvement sismique en utilisant des relations prédictives de mouvement fort calibrées sur les bases de données japonaises, il demeure des pistes à explorer qui permettraient d'améliorer encore les résultats obtenus.

Perspectives

La méthode développée dans le Chapitre 6 nécessite des améliorations ultérieures pour permettre de simuler des valeurs de la *durée de phase forte* plus élevées. Nous pensons que c'est la forme choisie pour l'enveloppe temporelle des signaux qui est en cause : si elle est satisfaisante pour les séismes modérés, elle doit être améliorée pour permettre de rendre compte de l'effet de source étendue des gros séismes. Ceux-là génèrent en effet plusieurs trains d'onde successifs, provoquant un étalement du signal au cours du temps.

Ce projet de recherche exhibe des défauts de la formulation choisie pour les relations prédictives de mouvement fort. Les Chapitres 7 et 8 montrent les défauts du modèle de point source respectivement pour les indicateurs de mouvement sismique et pour le spectre de réponse.

- Le Chapitre 7 a permis de comparer les résultats des analyses des bases de données japonaises. Si les résultats pour K-net sont réalistes, ceux de Kik-net montrent

l'imperfection du modèle du point source pour certains indicateurs (*durée de phase forte* et *rapport de fréquence*). Un raffinement du modèle du point source doit donc être apporté.

- Le Chapitre 8 indique clairement que le mouvement du sol provoqué par les petits et les gros séismes a des caractéristiques d'atténuation en distance et d'amplification en magnitude qui sont différentes. Il est nécessaire de développer une formulation qui prend en compte ces différences.

Les remarques relatives à la prédiction du spectre de réponse concernent le cas de la France, puisque des données de petits séismes y sont accessibles. Un ajout de la dépendance avec la magnitude des termes d'atténuation avec la distance et d'augmentation avec la magnitude doit être effectué avant de calculer des relations prédictives de mouvement fort. Cependant, il manquera néanmoins des données de gros séismes pour contraindre la régression aux fortes valeurs de magnitude. La probabilité d'occurrence d'un séisme destructeur existe et une façon de prédire judicieusement le mouvement consisterait à exploiter la méthode de Campbell (2003) : l'utilisation des données de mouvement faible permettrait de caractériser des facteurs d'ajustement qui tiennent compte des différences de Q-coda, de type de croûte et de taux de déformation entre une région d'origine (où les données existent en nombre) et une région d'application (où le mouvement doit être prédit, par exemple en France). Ces facteurs d'ajustement peuvent ensuite être introduits dans des modèles stochastiques tels que celui de Boore (2003) pour développer des relations prédictives de mouvement fort.

Références bibliographiques

- N. A. Abrahamson & K. M. Shedlock, 1997. Overview, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :9–23.
- N. A. Abrahamson & W. J. Silva, 1997. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :94–127.
- K. Aki & B. Chouet, 1975. Origin of Coda Waves : Source, Attenuation, and Scattering Effects, *J. Geophys. Res.*, 80 :3322–3342.
- K. Aki & P. G. Richards, 1980. *Quantitative Seismology : Theory and Methods, Volume I*, 557 pp. W. H. Freeman and Co., New York.
- N. Ambraseys, P. Smit, R. Becardi, D. Rinaldi, F. Cotton, & C. Berge-Thierry, 2000. *Dissemination of European Strong Motion Data*. CDROM-collection, European Commission, Environment and Climate Research Program.
- N. N. Ambraseys, J. Douglas, S. K. Sarma, & P. M. Smit, 2005. Equations for the Estimation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3(1) :1–53.
- N. N. Ambraseys, K. A. Simpson, & J. Bommer, 1996. Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 25 :371–400.
- J. G. Anderson, 2000. Expected Shape of Regressions for Ground Motion Parameters on Rock, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(6B) :S43–52.
- A. Ang & W. Tang, 1975. *Probability Concepts in Engineering Planning and Design, Volume I-Basic Principles*. John Wiley & Sons.
- S. Aoi, K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, & Y. Okada, 2000a. New Japanese Uphole / Downhole Strong-Motion Observation Network : Kiknet, *Seis. Res. Lett.*, 72 :239.
- S. Aoi, K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, & Y. Okada, 2000b. New Strong-Motion Observation Network : Kiknet, *EOS*, 81 :F863.

- R. J. Archuleta, 1984. A Faulting Model for the 1979 Imperial Valley Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89 :10821–10834.
- R. J. Archuleta, 2000. Nonlinearity in Observed and Computed Accelerograms, in *Proceeding of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Aston Koedyk Ltd (pub)*. Paper reference number 0338.
- A. Arias, 1970. *A Measure of Earthquake Intensity*. Seismic Design of Nuclear Power Plants. R. Hansen, M. I. T. Press, Cambridge, Massachusetts.
- G. M. Atkinson & D. M. Boore, 1997. Some Comparison Between Recent Ground Motion Relation, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :24–40.
- G. M. Atkinson & D. M. Boore, 2003. Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and Other Regions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(4) :1703–1729.
- G. M. Atkinson & P. G. Somerville, 1994. Calibration of Time History Simulation Methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(2) :400–414.
- F. Bay, D. Fah, L. Malagnini, & D. Giardini, 2003. Spectral Shear Wave Ground Motion Scaling in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(1) :414–429.
- P. Bazzurro & C. A. Cornell, 2004a. Ground-Motion Amplification in Soil Sites with Uncertain Properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2090–2109.
- P. Bazzurro & C. A. Cornell, 2004b. Nonlinear Soil-Site Effects in Probabilistic Seismic-Hazard Analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2110–2123.
- I. A. Beresnev & G. M. Atkinson, 1997. Modeling Finite Fault Radiation from the ω^n Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 :67–84.
- C. Berge-Thierry, P. Bernard, & A. Herrero, 2001. Simulating Strong Ground Motion with the k^{-2} Kinematic Source Model : An Application to the Seismic Hazard in the Erzincan Basin, Turkey, *Journal of Seismology*, 5 :85–101.
- C. Berge-Thierry, F. Cotton, O. Scotti, D. A. Griot-Pommer, & Y. Fukushima, 2003. New Empirical Response Spectral Attenuation Laws for Moderate European Earthquakes, *Journal of Earthquake Engineering*, 7(2) :193–222.
- G. C. Beroza & P. Spudich, 1988. Linearized Inversion for Fault Rupture Behavior : Application to the 1984 Morgan Hill, California, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 93 : 6275–6296.

- J. Betbeder-Matibet, 2003. *Les Phénomènes Sismiques, Risques et Aléas Sismiques, Prévention Parasismique*. HERMES, 3 volumes.
- B. Bettig, P. Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou, & D. Hatzfeld, 2003. Analysis of Dense Array Noise Measurements Using the Modified SPatial Auto Correlation Method (SPAC). Application to the Grenoble Area, *Boletín de Geofísica Teoría e Aplicada*, 42 (3/4) :281–304.
- B. Bolt, 1969. Duration of Strong Motion, *Proceedings of the 4th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile*, pages 1304–1315.
- J. J. Bommer, N. A. Abrahamson, F. O. Strasser, A. Pecker, P. Y. Bard, H. Bungum, F. Cotton, D. Fah, F. Sabetta, F. Scherbaum, & J. Studer, 2004. The Challenge of Defining Upper Bounds on Earthquake Ground Motions, *Seis. Res. Lett.*, 75(1) :82–95.
- J. J. Bommer & A. B. Acevedo, 2004. The Use of Real Earthquake Accelerograms as Input to Dynamic Analysis, *Journal of Earthquake Engineering*, 8 :43–91.
- J. J. Bommer & A. Martinez-Pereira, 1999. The Effective Duration of Earthquake Strong Motion, *Journal of Earthquake Engineering*, 3 :127–172.
- L. F. Bonilla, 2000. Computation of Linear and Nonlinear Site Response for Near Field Ground-Motion, *Ph.D. Thesis, University of California, Santa Barbara*.
- L. F. Bonilla, R. J. Archuleta, & D. Lavallée, 2005. Hysteretic and Dilatant Behavior of Cohesionless Soils and their Effects on Nonlinear Site Response : Field Data Observations and Modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, submitted.
- D. M. Boore, 1983. Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Model of the Radiated Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73 :1865–1894.
- D. M. Boore, 2003. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method, *Pure Appl. Geophys.*, 160 :635–676.
- D. M. Boore, 2004. Estimating V_{s30} (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depths < 30 m), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(2) :591–597.
- D. M. Boore & J. J. Bommer, 2005. Processing of Strong Motion Accelerograms : Needs, Options and Consequences, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25 :93–115.
- D. M. Boore, W. B. Joyner, & T. E. Fumal, 1997. Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes : a Summary of Recent Work, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :128–153.

- R. D. Borchardt, J. F. Gibbs, & T. E. Fumal, 1979. *Progress on Ground Motion Predictions for the San Francisco Bay Region, California*. Progress on Seismic Zonation in the San Francisco Bay Region. E. E. Brabb, USGS, Circular 807, 13-25.
- M. Bouchon, M. P. Bouin, H. Karabulut, M. N. Toksîz, M. Dietrich, & A. Rosakis, 2001. How Fast is Rupture during an Earthquake? New Insights from the 1999 Turkey Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 28 :2723–2726.
- P. L. Bragato, 2004. Regression Analysis with Truncated Samples and Its Application to Ground Motion Attenuation Studies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(4) :1369–1378.
- P. L. Bragato & D. Slejko, 2005. Empirical Ground Motion Attenuation Relations for the Eastern Alps in the Magnitude Range 2.5-6.3, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(1) :252–276.
- E. Brodsky & H. Kanamori, 2001. Elastohydrodynamic Lubrification of Faults, *J. Geophys. Res.*, 106(B8) :16357–16374.
- B. Cadiot & J. Vogt, 1979. Les Tremblements de Terre en France; Le Séisme Nissart de 1564, *Doc n° 59 du BRGM, mémoire du BRGM n° 96*.
- K. W. Campbell, 1981. Near Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71(6) :2039–2071.
- K. W. Campbell, 1997. Empirical Near Source Attenuation Relationships for Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo Absolute Acceleration Response Spectra, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :154–179.
- K. W. Campbell, 2003. Prediction of Strong Ground Motion Using the Hybrid Empirical Method and its Use in the Development of Ground Motion (Attenuation) Relations in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(4) :1012–1033.
- R. D. Catchings & W. M. Kohler, 1996. Reflected Seismic Waves and their Effect on Strong Shaking during the 1989 Loma Prieta, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86 :1401–1416.
- B-H. Chin & K. Aki, 1991. Simultaneous Study of the Source, Path, and Site Effects on Strong Ground Motion during the 1989 Loma Prieta Earthquake; a Preliminary Result on Pervasive Nonlinear Effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81 :1859–1884.
- F. Cotton, C. Berge-Thierry, F. Lemeille, A. Pitarka, B. Lebrun, & M. Vallon, 1999. Three Dimensional Simulation of Earthquakes in the Grenoble's Basin (Western Alps),

Proceedings of the second international symposium on the effects of surface geology, Yokohama, Japan, 1-3 december, pages 873–878.

- F. Cotton, F. Scherbaum, J. J. Bommer, & H. Bungum, 2005. Criteria for Selecting and Adjusting Ground Motion Models for Specific Target Regions : Application to Central Europe and Rock Sites, *Journal of Seismology*, in prep.
- G. C. Cultera, D. M. Boore, W. B. Joyner, & C. M. Dietel, 1999. Nonlinear Soil Response in the Vicinity of the Van Norman Complex Following the 1994 Northridge, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89 :1214–1231.
- J. Douglas, 2003. Earthquake Ground Motion Estimation Using Strong Ground Motion Records : A Review of Equations for the Estimation of Peak Ground Acceleration and Response Spectral Ordinates, *Earth-Science Reviews*, 61 :43–104.
- EPRI Electric Power Research Institute, 1993. Guidelines for Determining Design Basis Ground Motions, *Technical report EPRI TR-102293*.
- EC8 Eurocode 8 Commentaries : Design provisions for earthquake resistance of structures, 2000. Part1-1 : General rules - seismic actions and general requirements for structures, *Commentaries on Proposed Amendments to EC8. Second Draft*.
- EC8 Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance, 2002. Part 1 : General rules, seismic actions and rules for buildings, *Revised Final Project Team Draft (preStage 49). Doc CEN/TC250/SC8/N317*.
- E. Faccioli, 1976. A Stochastic Approach to Soil Amplification, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66 :1277–1291.
- M. Fehler & H. Sato, 2003. Coda, *Pure Appl. Geophys.*, 160(3-4) :541–554.
- E. H. Field, P. A. Johnson, I. A. Beresnev, & Y. Zeng, 1997. Nonlinear Ground-Motion Amplification by Sediments during the 1994 Northridge Earthquake, *Nature*, 390 :599–602.
- A. Frankel, A. McGarr, J. Bicknell, J. Mori, L. Seeber, & E. Cranswick, 1990. Attenuation of High Frequency Shear Waves in the Crust : Measurements from New York State, South Africa, and Southern California, *J. Geophys. Res.*, 95 :17441–17457.
- M. Frisenda, M. Massa, D. Spallarossa, & C. Eva, 2004. Attenuation Relationship for Low Magnitude Earthquake Using Standard Seismometric Records, *Journal of Earthquake Engineering*, 8(6) :1–18.

- H. Fujiwara, S. Aoi, T. Kunugi, & S. Adachi, 2004. Strong-Motion Observation Networks of NIED : K-NET and KIK-net, http://www.cosmos-eq.org/Projects/Fujiwara_paper.pdf, abstract.
- Y. Fukushima, 1996. Scaling Relations for Strong Ground Motion Prediction Models with M^2 Terms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(2) :329–336.
- Y. Fukushima, C. Berge-Thierry, P. Volant, D. A. Griot-Pommeroy, & F. Cotton, 2003. Attenuation Relation for West Eurasia Determined with Recent Near-Fault Records from California, Japan and Turkey, *Journal of Earthquake Engineering*, 7(4) :573–598.
- Y. Fukushima & S. Midorikawa, 1993. Prediction of Velocity Response Spectra for Seismic Motions and on Rock Site Considering Nonlinear Scaling of M_w^2 Term, *J. Struct. Construction Eng. (Trans. Architectural Inst. Japan, (in Japanese))*, 447 :39–49.
- Y. Fukushima & T. Tanaka, 1990. A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80(4) :757–783.
- D. A. Gasparini & E. H. Vanmarcke, 1979. Simulated Earthquake Motions Compatible with Prescribed Response Spectra, *Evaluation of Seismic Safety of Buildings Report No. 2, Department of Civil Engineering, MIT, Cambridge, Massachusetts, 99pp.*
- B. Gèze, 1963. Caractères Structuraux de l'Arc de Nice (Alpes Maritimes), *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, pages 289–300.
- P. Goldstein, D. Dodge, M. Firpo, & L. Minner, 2003. *SAC2000 : Signal Processing and Analysis Tools for Seismologists and Engineers*. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- B. Grellet, Ph. Combes, Th. Granier, & H. Philip, 1993. Sismotectonique de la France Métropolitaine dans son Cadre Géologique et Géophysique, *Mém. Soc. géol. Fr.*, 164.
- T. C. Hanks, 1979. b Values and $\omega^{-\gamma}$ Seismic Source Model : Implication for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-Frequency Strong Ground Motions, *J. Geophys. Res.*, 84 :2235–2242.
- T. C. Hanks & K. Krawinkler, 1991. The 1989 Loma Prieta, California, Earthquake and its Effects : Introduction to the Special Issue, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81 :1415–1423.
- T. C. Hanks & R. K. McGuire, 1981. The Character of High-Frequency Strong Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71 :2071–2095.

- B. O. Hardin & V. P. Drnevich, 1972a. Shear Modulus and Damping in Soil : Design Equations and Curves, *J. Soil Mech. Foundations Div. ASCE*, 98 :667–692.
- B. O. Hardin & V. P. Drnevich, 1972b. Shear Modulus and Damping in Soil : Measurement and Parameter Effects, *J. Soil Mech. Foundations Div. ASCE*, 98 :603–624.
- R. A. Harris & S. M. Day, 1997. Effects of a Low Velocity Zone on Dynamic Rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 :1267–1280.
- S. Hartzell, L. F. Bonilla, & R. A. Williams, 2004. Prediction of Nonlinear Soil Effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 :1609–1629.
- S. H. Hartzell, 1978. Earthquakes Aftershocks as Green’s Functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5 :1–4.
- S. H. Hartzell, M. Guatteri, P. M. Mai, P.-C. Liu, & M. Fisk, 2005. Calculation of Broad-band Time Histories of Ground Motion, Part II : Kinematic and Dynamic Modeling Using Theoretical Green’s Functions and Comparison with the 1994 Northridge Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(2) :614–645.
- M. Herraiz & A. F. Espinosa, 1987. Coda Waves : A Review, *Pure Appl. Geophys.*, 12 (5) :499–577.
- H. H. M. Hwang & J. R. Huo, 1994. Generation of Hazard-Consistent Ground Motion, *Soil Dyn. and Earthquake Eng.*, 13 :377–386.
- S. Ide & G. C. Beroza, 2001. Does Apparent Stress Vary with Earthquake Size ?, *Geophys. Res. Lett.*, 28(17) :3349–3352.
- I. M. Idriss, 1991. *Procedures for Selecting Earthquake Ground Motions at Rock Sites*. National Institute of Standards and Technology. Gaithersburg, Maryland, Rept. No. NIST GCR93-635.
- I. M. Idriss & J. I. Sun, 1992. *User’s Manual for SHAKE91 : a Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits*. Department of Civil Engineering Technical Report. University of California, Davis.
- K. Irikura, 1983. Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst., (Kyoto Univ.)*, 33 :63–104.

- W. D. Iwan, 1967. On a Class of Models for the Yielding Behavior of Continuous and Composite Systems, *J. Appl. Mech.*, 34 :612–617.
- W. B. Joyner & D. M. Boore, 1981. Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71(6) :2011–2038.
- W. B. Joyner & A. T. F. Chen, 1975. Calculation of Nonlinear Ground Response in Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65 :1315–1336.
- W. B. Joyner, R. E. Warrick, & T. E. Fumal, 1981. The Effect of Quaternary Alluvium on Strong Ground Motion in the Coyote Lake, California Earthquake of 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71 :1333–1349.
- H. Kanamori, 1977. The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82 : 2981–2987.
- H. Kanamori & L. Rivera, 2004. Static and Dynamic Scaling Relations for Earthquakes and their Implications for Rupture Speed and Stress Drop, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 (1) :314–319.
- M. K. Kaul, 1978. Spectrum-Consistent Time-History Generation, *Journal of the Engineering Mechanics Division*, 104(ME4) :781–788.
- H. Kawase, 1996. The Cause of the Damage Belt in Kobe : The "Bassin Edge Effect" Constructive Interference of the Direct S-wave with the Bassin-induced Diffracted/Rayleigh Waves, *Seis. Res. Lett.*, 67(5) :25–34.
- S. Kinoshita, 1998. Kyoshin Net (K-NET), *Seis. Res. Lett.*, 69(4) :309–332.
- A. D. Kiureghian & A. Neuenhofer, 1991. Response Spectrum Method for Multiple-Support Seismic Excitation, *UCB/EERC Rep. Berkeley, California*.
- D. Komatitsch, Q. Liu, J. Tromp, P. Suss, C. Stidham, & J. H. Shaw, 2004. Simulations of Ground Motion in the Los Angeles Basin based upon the Spectral Element Method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 :187–206.
- R. L. Konder & J. S. Zelasko, 1963. A Hyperbolic Stress-Strain Formulation for Sands, *Proceedings of 2nd Pan American Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Brazil*, pages 289–324.

- S.L. Kramer, 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458.
- J. Kristek & P. Moczo, 2003. Seismic-wave Propagation in Viscoelastic Media with Material Discontinuities : a 3-D 4th-Order Staggered-Grid Finite-Difference Modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(5) :2273–2280.
- P. Labaume, J. F. Ritz, & H. Philip, 1989. Failles Normales Récentes dans les Alpes Sud-Occidentales, leurs Relations avec la Tectonique Compressive, *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 308 :1553–1560.
- S. P. Lai, 1982. Statistical Characterization of Strong Ground Motions Using Power Spectral Density Function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :259–274.
- J. Lambert, P. Bernard, G. Czitrom, J. Y. Dubié, P. Godefroy, & A. Levret-Albaret, 1997. *Les Tremblements de Terre en France*. Éditions BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, 45060, Orléans, France.
- T. Lay & T.C. Wallace, 1995. *Modern Global Seismology*. International Geophysics Series, Volume 58. Academic Press, Harcourt Brace & Company, 525 B Street, Suite 1900, San Diego, California 92101-4495.
- B. Lebrun, 1997. *Les Effets de Site : Études Expérimentale et Simulation de Trois Configurations*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble.
- K. W. Lee & W. D. L. Finn, 1978. *Dynamic Effective Stress Response Analysis of Soil Deposit with Energy Transmitting Boundary Including Assessment of Liquefaction Potential*. Soil Mechanics Series. University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- A. Levret, J. C. Backe, & M. Cushing, 1994. Atlas of Macroseismic Maps for French Earthquakes with their Principal Characteristics, *Natural Hazards*, 10 :19–46.
- Y. G. Li, J. E. Vidale, K. Aki, C. J. Marone, & W. H. K. Lee, 1994. Fine Structure of the Landers Fault Zone ; Segmentation and the Rupture Process, *Science*, 256 :367–370.
- P. Lussou, P. Y. Bard, F. Cotton, & Y. Fukushima, 2001. Seismic Design Regulation Codes : Contribution of K-net Data to Site Effect Evaluation, *Journal of Earthquake Engineering*, 5(1) :13–33.
- L. Malagnini, A. Akinici, R. B. Herrmann, N. A. Pino, & L. Scognamiglio, 2002. Characteristics of the Ground Motion in Northeastern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(6) : 2186–2204.

- L. Malagnini, R. B. Herrmann, B. M. Di, & K. Koch, 1999. Ground Motion Attenuation at Regional Distance in Italy and Germany, *Seis. Res. Lett.*, 70(2) :214.
- L. Margerin, M. Campillo, N. M. Shapiro, & B. Van Tiggelen, 1999. Residence Time of Diffuse Waves in the Crust as a Physical Interpretation of Coda Q : Application to Seismograms Recorded in Mexico, *Geophys. J. Int.*, 138(2) :343–352.
- L. Margerin, M. Campillo, & B. Van Tiggelen, 1998. Radiative Transfer and Diffusion of Waves in a Layered Medium : New Insight into Coda Q, *Geophys. J. Int.*, 134 :596–612.
- S. Marin, J. P. Avouac, N. Marc, & A. Schlupp, 2004. A Probabilistic Approach to Seismic Hazard in Metropolitan France, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2137–2163.
- Ch. Martin, Ph. Combes, R. Secanell, G. Lignon, D. Carbon, A. Fioravanti, & B. Grellet, 2002a. Champ de Contrainte Post-Pliocene et Déformation Récentes, *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- Ch. Martin, Ph. Combes, R. Secanell, G. Lignon, D. Carbon, A. Fioravanti, & B. Grellet, 2002b. Révision du Zonage Sismique de la France. Etude Probabiliste, *Rapport GEOTER GTR/MATE/0701-150*.
- T. Masuda & M. Ohtake, 1992. Comment on 'A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake in Japan' by Fukushima and Tanaka, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82 :521–522.
- R. K. McGuire & T. C. Hanks, 1980. RMS Accelerations and Spectral Amplitudes of Strong Ground Motion during the San Fernando, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70 :1907–1919.
- H. Michels, 2003. DISLIN 8.1 A Data Plotting Library, *Max-Planck-Institut fuer Aeronomie*.
- J. Milne, 1898. *Seismology*. 1st edn. Kegan Paul, Trench Truber, London.
- P. Moczo, J. Kristek, & M. Galis, 2004. Simulation of the Planar Free Surface with Near Surface Lateral Discontinuities in the Finite Difference Modeling of Seismic Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 :760–768.
- F. Naiem & M. Lew, 1995. On the Use of Design Spectrum Compatible Time Histories, *Earthquake Spectra*, 11(1) :111–127.

- NEHRP National Earthquake Hazards Reduction Program, 2000. Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings, *Federal Emergency Management Agency Report FEMA 368 and 369, Washington D.C., March 2001.*
- R. F. Nau, R. M. Oliver, & K. S. Pister, 1982. Simulating and Analyzing Artificial Nonstationary Earthquake Ground Motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :615–636.
- S. H. Ni, J. G. Anderson, Y. Zeng, & R. V. Siddharthan, 2000. Expected Signature of Nonlinearity on Regression for Strong Ground Motion Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(6B) :S53–S64.
- S. H. Ni, R. V. Siddharthan, & J. G. Anderson, 1997. Characteristics of Nonlinear Soil Response of Deep Saturated Soil Deposits, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 :342–355.
- D. R. H. O’Connell, 1999. Replication of Apparent Nonlinear Seismic Response with Linear Wave Propagation Models, *Science*, 283 :2033–2045.
- D. R. H. O’Connell & J. P. Ake, 2002. *Earthquake Ground Motion Estimation*. Earthquake volume of the hazards and disasters series. Routledge, Ltd., Academic Press, Amsterdam.
- D. D. Oglesby & R. J. Archuleta, 1997. A Faulting Model for the 1992 Petrolia Earthquake : Can Extreme Ground Acceleration Be A Source Effect ?, *J. Geophys. Res.*, 102 : 11877–11897.
- G. Pousse, C. Berge-Thierry, F. Bonilla, & P. Y. Bard, 2005a. Eurocode 8 Design Response Spectra Evaluation Using the K-net Japanese Database, *Journal of Earthquake Engineering*, 9(4) :547–574.
- G. Pousse, L. F. Bonilla, F. Cotton, & L. Margerin, 2005b. Non Stationary Stochastic Simulation of Strong Ground Motion Time Histories Including Natural Variability : Application to the K-net Japanese Database, *Bull. Seism. Soc. Am.*, submitted.
- G. Pousse, F. Cotton, L. F. Bonilla, & P. Guéguen, 2005c. Do Weak (Strong) Motion Models Predict Strong (Weak) Ground Motion ? Results from the Kik-net Records Analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in prep.
- R. Pyke, 1979. Nonlinear Soil Model for Irregular Cyclic Loadings, *J. of the Geotech. Engrg. Div.*, 105 :715–726.

- M. Raoof, R. B. Herrmann, & L. Malagnini, 1999. Attenuation and Excitation of Three Component Ground Motion in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(4) :888–902.
- S. Rebai, H. Philip, & A. Taboada, 1992. Modern Tectonic Stress Field in the Mediterranean Region : Evidence for Stress Deviation at Different Scales, *Geophys. J. Int.*, 110 : 106–140.
- L. F. Restrepo–Velez & J. J. Bommer, 2003. An Exploration of the Nature of the Scatter in Ground Motion Prediction Equations and the Implications for Seismic Hazard Assessment, *Journal of Earthquake Engineering*, 7(1) :171–199.
- J. Rey & C. Berge-Thierry, 2003. Détermination de Lois d'Atténuation pour Différents Indicateurs du Mouvement Fort : Application à la Base de Données Utilisée pour la Sûreté des Installations Nucléaires, *VIe Colloque National AFPS, Ecole Polytechnique*.
- J. Rey & C. Berge-Thierry, 2005. Etude de la Variabilité de Signaux Synthétiques Générés par trois Codes de Calcul et de la Pertinence des Indicateurs du Mouvement Sismique Calculés sur ces Signaux, *Note technique DEI/SARG/2005-035*.
- RMS Risk Management Solutions, 2003. *RMSTM Japan Earthquake Methodology*. 7015 Gateway Boulevard Newark, CA 94560.
- J. F. Ritz, 1992. Tectonique Récente et Sismotectonique des Alpes du Sud, Analyse en Termes de Contraintes, *Quaternaire*, 3 :111–124.
- F. R. Rofooei, A. Mobarake, & G. Ahmadi, 2001. Generation of Artificial Earthquake Records with a Nonstationary Kanai-Tajimi Model, *Eng. Struct.*, 23 :827–837.
- F. Sabetta, R. Masiani, & A. Giuffrè, 1986. Frequency Nonstationarity in Italian Strong Motion Accelerograms, *Proc. 8th European Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal*, 3(2) :25–32.
- F. Sabetta & A. Pugliese, 1996. Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(2) :337–352.
- K. Sadigh, C. Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, & R. R. Youngs, 1997. Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) :180–189.
- G. R. Saragoni & G. C. Hart, 1974. Simulation of Artificial Earthquakes, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 2 :249–267.

- H. Sato & M. C. Fehler, 1998. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. Modern Acoustics and Signal Processing. Springer, AIP-PRESS, Berlin.
- H. Sato, M. Korn, & F. Scherbaum (Editors), 1997. Special Issue. Stochastic Seismology : Stochastic Seismic Wave Fields and Realistic Media, *Selected papers from the symposium held at Neustadt, Germany, on March 11-15, 1996, Physics of the Earth and Planetary Interiors, v.104, Nos 1-3*.
- F. Scherbaum, J. J. Bommer, H. Bungum, F. Cotton, & N. A. Abrahamson, 2005. Composite Ground Motion Models and Logic Trees : Methodology, Sensitivities and Uncertainties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.
- F. Scherbaum, F. Cotton, & P. Smit, 2004. On the Use of Response Spectral-Reference Data for the Selection and Ranking of Ground Motion Models for Seismic-Hazard Analysis in Regions of Moderate Seismicity : The Case of Rock Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2164–2185.
- P. B. Schnabel, J. Lysmer, & J. B. Seed, 1972. *A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites*. Earthquake Engineering Research Center Technical Report UCB/EERC-72/12. University of California, Berkeley, 102 pp.
- J. F. Schneider, W. J. Silva, & C. Stark, 1993. Ground Motion Model for the 1989 M 6.9 Loma Prieta Earthquake Including Effect of Source, Path and Site, *Earthquake Spectra*, 9 :251–287.
- H. B. Seed, M. P. Romo, J. I. Sun, A. Jaime, & J. Lysmer, 1988. The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - Relationships between Soil Conditions and Earthquake Ground Motions, *Earthquake Spectra*, 4 :687–729.
- T. C. Shin, K. W. Kuo, W. H. K. Lee, T. L. Teng, & Y. B. Tsai, 2000. A Preliminary Report of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Seis. Res. Lett.*, 91 :24–30.
- W. J. Silva & K. Lee, 1987. WES RASCAL Code for Synthesizing Earthquakes Ground Motions, *State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States, Report 24, US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Miscellaneous Paper S-73-1, 120 pp*.
- P. Spudich & E. Cranswick, 1984. Direct Observation of Rupture Propagation during the 1979 Imperial Valley Earthquake Using a Short Baseline Accelerometer Array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74 :2083–2114.

- R. S. Stein & G. Ekström, 1992. Seismicity and Geometry of a 110-km-long Blind Thrust Fault : 2 Synthesis of the 1982-1985 California Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 97 :4865–4883.
- H. Thrainsson & A. S Kiremidjian, 2002. Simulation of Digital Earthquake Accelerograms Using the Inverse Discrete Fourier Transform, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 31 :2023–2048.
- M. D. Trifunac & A. G. Brady, 1975. A Study on the Duration of Strong Earthquake Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65(3) :581–626.
- C. C. P. Tsai, 2000. Probabilistic Seismic Hazard Analysis Considering Nonlinear Site Effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90 :1–7.
- K. Tsuda, R. J. Archuleta, & K. Koketsu, 2004. Quantifying Spatial Distribution of Site Response by Use of the Yokohama High Density Strong Motion Network, *Bull. Seism. Soc. Am.*, submitted.
- T. Utsu, 2004. *Relationships between Magnitude Scales, Chapter 44, pp. 733-746*. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, 81A. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, Amsterdam.
- E. H. Vanmarcke, 1979. Representation of Earthquake Ground Motion : Scaled Accelerograms and Equivalent Response Spectra, *State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States, Report 14, Miscellaneous Paper S-73-1. US Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi*.
- E. H. Vanmarcke, 1980. Parameters of the Spectral Density Function, their Significance in the Time and Frequency Domain, *M. I. T. Civil Engineering and Design*, 60(1).
- M. Vucetic, 1990. Normalized Behavior of Clay under Irregular Cyclic Loading, *Can. Geotech J.*, 27 :29–46.
- M. Vucetic & R. Dobry, 1991. Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response, *J. Geotech. Eng. ASCE*, 117 :89–107.
- K. Wen, I. Beresnev, & Y. T. Yeh, 1994. Nonlinear Soil Amplification Inferred from Downhole Strong Seismic Motion Data, *Geophys. Res. Lett.*, 21 :2625–2628.
- P. Wessel & W. H. F. Smith, 1998. New, Improved Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS*, 79 :579.

- R. V. Whitman & J. N. Protonotarios, 1977. Inelastic Response to Site-Modified Ground Motions, *J. of Geotech. Eng. Div.*, 103 :1037–1053.
- R. R. Youngs, N. Abrahamson, F. I. Maksidi, & K. Sadigh, 1995. Magnitude-Dependent Variance of Peak Ground Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85(4) :1161–1176.
- R. R. Youngs, S. J. Chiou, W. J. Silva, & J. R. Humphrey, 1997. Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes, *Seis. Res. Lett.*, 68(1) : 58–73.
- Y. Zeng, J. G. Anderson, & G. Yu, 1994. A Composite Source Model for Computing Realistic Strong Ground Motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21 :725–728.

Résumé

Analyse des données accélérométriques de K-net et Kik-net : implications pour la prédiction du mouvement sismique - accélérogrammes et spectres de réponse - et la prise en compte des effets de site non-linéaire.

Ce projet de recherche contribue à la caractérisation du mouvement sismique. Le travail s'appuie sur deux réseaux japonais, où les événements retenus ont une profondeur inférieure à 25 km et une magnitude comprise entre 4,0 et 7,3. L'analyse de K-net permet de calculer une relation prédictive d'accélération spectrale afin de tester les formes spectrales forfaitaires de l'Eurocode 8. Nous mettons en évidence le contenu haute fréquence des signaux japonais et le rôle des sols dans l'amplification spectrale à basse fréquence. De plus, nous développons une méthode empirique de génération stochastique d'accélérogrammes synthétiques non-stationnaires qui permet d'obtenir pour une magnitude, une distance et un type de sol, plusieurs enregistrements susceptibles d'être générés au site considéré. Par ailleurs, l'exploitation des enregistrements de profondeur de Kik-net permet d'explorer la question du domaine de validité des modèles prédictifs et de préciser le cas où on extrapole les prédictions. Enfin, nous étudions le comportement non-linéaire des sols.

Abstract

Analysis of K-net and Kik-net data : implications for ground motion prediction - acceleration time histories, response spectra and nonlinear site response -

This thesis intends to characterize ground motion during earthquake. This work is based on two Japanese networks. It deals with databases of shallow events, depth less than 25 km, with magnitude between 4.0 and 7.3. The analysis of K-net allows to compute a spectral ground motion prediction equation and to review the shape of the Eurocode 8 design spectra. We show the larger amplification at short period for Japanese data and bring in light the soil amplification that takes place at large period. In addition, we develop a new empirical model for simulating synthetic stochastic nonstationary acceleration time histories. By specifying magnitude, distance and site effect, this model allows to produce many time histories, that a seismic event is liable to produce at the place of interest. Furthermore, the study of near-field borehole records of the Kik-net allows to explore the validity domain of predictive equations and to explain what occurs by extrapolating ground motion predictions. Finally, we show that nonlinearity reduces the dispersion of ground motion at the surface.

Ce mémoire a été écrit
∴ sous $\text{\LaTeX} 2_{\epsilon}$ ∴
entre Paris,
Grenoble, Vineuil
et Fontenay-aux-Roses.

PARIS, 2005