

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
REPUBLIC ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
جامعة أبي بكر بلقايد- تلمسان  
Université Aboubakr Belkaïd- Tlemcen –  
Faculté de TECHNOLOGIE



## THESE

Présentée pour l'obtention du grade de **DOCTEUR EN SCIENCES**

**En** : Génie Civil

**Spécialité** : Seismic Risk Earthquake Engineering

**Par** : **GUIZ Amine**

**Sujet**

### **Influence de l'effet de site sur la variabilité spatiale du signal sismique**

Soutenue le 03/03/2022 devant le jury composé de :

Mohammed MATALLAH	Président	UAB. Tlemcen
Djawad ZENDAGUI	Directeur	UAB. Tlemcen
Boumediene DERRAS	Examineur	UMT. Saida
Mouloud MANSOURI	Examineur	UFA. Sétif 1
Karim HAMD AOUI	Invité	UAB. Tlemcen

# Remerciements

Cette thèse de doctorat est le fruit de l'accompagnement et du soutien de nombreuses personnes qui m'ont apporté leur aide précieuse dans la préparation et l'accomplissement de ce travail, je dois donc remercier tous ceux qui m'ont permis de près ou de loin d'obtenir le statut de docteur.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude et mes vifs remerciements à mon directeur de thèse Monsieur le Pr Djawad Zendagui pour ses conseils, son intérêt et sa motivation non seulement pendant la préparation de cette thèse, mais aussi tout au long de mon cursus des études de doctorat.

Je suis redevable aux Dr Khalissa Layadi et Dr Fethi Semmane, chercheurs au centre de recherche en astronomie astrophysique et géophysique (CRAAG) d'Alger, qui ont collaboré pour avoir fourni la base de données sismique utilisée dans de cette thèse. Je tiens à les remercier pour leur soutien continu.

Je tiens à exprimer ma gratitude au Pr Ebru Harmandar, chercheur à l'université Sıtkı Koçman de Muğla en Turquie, avec qui j'ai eu le plaisir de travailler avec elle pendant la période de la bourse d'étude dans le cadre du programme national exceptionnel PNE 2019/2020. J'apprécie toutes ses contributions en termes de temps précieux, d'idées et d'intérêt. Je voudrais également lui exprimer mes remerciements particuliers pour avoir rendu mon séjour à Muğla dans les meilleures conditions qui soient.

Je remercie le Pr Mohammed MATALLAH d'avoir généreusement accepté de présider mon jury.

Mes remerciements aux Pr Boumediene DERRAS, Pr Mouloud MANSOURI et Pr Karim HAMDAOUI, pour leur participation à l'examinassions de ma thèse de doctorat et pour leurs précieux commentaires.

Je voudrais adresser mes sincères remerciements à mes chers parents pour leur soutien, leurs encouragements et pour tout ce qu'ils ont fait pour moi. Mes remerciements les plus chaleureux vont également à ma femme qui m'a aidé et soutenu tout au long de ces années de travail. Je tiens également à remercier mes frères et mes sœurs, d'avoir toujours été ma source d'inspiration. Je tiens à remercier mes beaux-parents pour leur sollicitude.

Enfin, je voudrais remercier tous ceux et celles qui m'ont apporté leur aide et qui n'ont pas été directement mentionnés, je resterai reconnaissant pour toujours.

# Table des matières

Remerciements .....	ii
Table des matières .....	iii
ملخص.....	vi
Résumé .....	vii
Abstract .....	viii
Liste des Tableaux .....	ix
Liste des Figures .....	x
Notations utilisées .....	xiii
<b>Chapitre 1 .....</b>	<b>1</b>
<b>Introduction générale.....</b>	<b>1</b>
1.1 Introduction .....	1
1.2 Objectifs de la thèse .....	3
1.3 Organisation de la thèse .....	4
<b>Chapitre 2 .....</b>	<b>6</b>
<b>Partie I : Influence de l'effet de site sur la SVGM : Eléments de base et Etat de L'art .....</b>	<b>6</b>
2.1 Introduction .....	6
2.2 Les causes physiques de la SVGM.....	7
2.3 Outil de modélisation du mouvement sismique différentiel .....	10
2.3.1 Définition de la fonction de cohérence.....	10
2.3.2 Modèles de cohérence empiriques .....	13
2.3.3 Modèles de cohérence analytiques ou semi-empiriques.....	16
2.4 Problématique .....	21
2.5 Conclusion.....	22
<b>Partie II : Estimation de l'effet de site.....</b>	<b>23</b>
2.6 Introduction .....	23
2.7 Quelques exemples sur la prise en compte de l'effet de site.....	24
2.8 Caractérisation de l'effet de site.....	27
2.8.1 Identification de l'effet de site .....	27
2.8.2 Détermination des paramètres $V_{sm}$ , $V_{s30}$ et $f_0$ .....	27
2.8.3 Classification des sites selon $V_{s30}$ et $f_0$ .....	29
2.9 Aperçu sur les travaux antérieurs relatifs à l'influence de l'effet de site sur la SVGM.....	32
2.10 Étude critique sur l'influence de l'effet de site sur la SVGM.....	37
2.11 Conclusion .....	38
<b>Chapitre 3 .....</b>	<b>39</b>
<b>Description du site de la région de Chlef, du réseau temporaire installé et des données sismiques collectées.....</b>	<b>39</b>
3.1 Introduction .....	39
3.2 Site de la région de Chlef.....	40
3.2.1 Sismotectonique.....	40
3.2.2 Sismicité.....	41
3.2.3 Géologie.....	42
3.3 Réseau sismique temporaire installé dans la ville de Chlef .....	43

3.4	Acquisition des données sismiques .....	47
3.5	Conclusion.....	48
<b>Chapitre 4</b>	<b>.....</b>	<b>51</b>
<b>Développement du modèle de cohérence de la SVGM.....</b>	<b>.....</b>	<b>51</b>
4.1	Introduction .....	51
4.2	Traitement des données.....	53
4.3	Estimation de la cohérence à partir des données collectées .....	55
4.3.1	La fonction d'inter densité spectrale de puissance.....	57
4.3.2	La fonction de densité spectrale de puissance.....	58
4.3.3	Fonction de cohérence .....	59
4.4	Formulation du modèle de cohérence.....	66
4.5	Conclusion.....	73
<b>Chapitre 5</b>	<b>.....</b>	<b>75</b>
<b>Analyse de la fonction de cohérence de la SVGM.....</b>	<b>.....</b>	<b>75</b>
5.1	Introduction .....	75
5.2	Analyse paramétrique de la fonction cohérence de la SVGM.....	76
5.2.1	Effet de la fréquence $f$ et/ou la distance de séparation $d$ .....	76
5.2.2	Effet de $Vs30$ sur la variation de la fonction de cohérence.....	80
5.2.3	Effet de $f0$ sur la variation de la fonction de cohérence .....	83
5.3	Analyse comparative de la fonction cohérence de la SVGM .....	92
5.3.1	Comparaison des fonctions de cohérence EW, NS et VER .....	92
5.3.2	Analyse comparative des modèles de cohérence de la SVGM... ..	98
5.4	Conclusion.....	106
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>.....</b>	<b>108</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>.....</b>	<b>111</b>



## ملخص

معظم نماذج الاتساق المقترحة تعتبر أن المواقع لها شكل تربة موحد. هذا الافتراض غير صالح، لا سيما بالنسبة للهياكل الممتدة مثل الجسور التي يتم إنجازها بشكل عام في مواقع ذات عدم تجانس جانبيًا. بالإضافة إلى ذلك، ركزت هذه النماذج فقط على الحركة الأفقية للأرض مع إهمال الحركة الرأسية للأرض.

في هذه الدراسة، تم تطوير نموذج تماسك تجريبي يعتمد على متوسط سرعة انتشار موجة القص على عمق 30 مترًا،  $V_{s30}$ ، الذي يعتبر من أحد المعلمات التي تقدر تأثير الموقع، يصف هذا النموذج التباين المكاني للثلاث مكونات الحركة الزلزالية للأرض. أيضًا، تحليل التباين المكاني للحركة الزلزالية للأرض SVGM للبيانات المسجلة من أجل رؤية تأثير التردد الأساسي للتربة  $f_0$  كمؤشر إضافي لتقدير تأثير الموقع. في هذا السياق، تعتمد هذه الدراسة على الأحداث الزلزالية المسجلة من شبكة مؤقتة مكونة من تسع محطات رصد زلزالية تقع في مدينة الشلف. تم إجراء تحليل الانحدار باستخدام بيانات 15 حدثًا من ديسمبر 2014 إلى أكتوبر 2015.

كما هو متوقع، تتناقص وظيفة التماسك مع زيادة التردد و/أو المسافة الفاصلة. تشير النتائج إلى أن  $V_{s30}$  يسبب زيادة في قيم التماسك. يثبت تحليل SVGM أن  $f_0$  له تأثير على التماسك. يتناقص اتجاه دالة الاتساق التي تم الحصول عليها لكل زوج من المحطات مع تناقص  $f_0$  المحدد لإحدى المحطات أو كليهما. لذلك، تتأثر وظيفة التماسك بشكل كبير بتأثير الموقع. تشير المقارنة بين المكونات الثلاثة لوظيفة الاتساق إلى أن نتائج المكون NS دائمًا ما تكون أعلى مقارنة بنتائج المكون EW والمكون الرأسي. يمكن استخدام النموذج المقترح في تصميم الهياكل ذات الإثارات الزلزالية الداعمة المختلفة.

### الكلمات المفتاحية:

التباين المكاني، وظيفة التماسك، تأثير الموقع،  $V_{s30}$ ،  $f_0$ ، مدينة الشلف.

## Résumé

La plupart des modèles de cohérence proposés suppose que les sites ont un profil de sol uniforme. Cette hypothèse n'est pas valide, en particulier pour les structures étendues telles que les ponts qui sont généralement réalisés sur des sites présentant une hétérogénéité latérale. De plus, ces modèles se sont concentrés uniquement sur le mouvement horizontal du sol tout en négligeant le mouvement vertical du sol.

Dans cette étude, un modèle de cohérence empirique est développé, basé sur la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur 30 mètres de profondeur,  $V_{s30}$ , considérée comme l'un des paramètres estimant l'effet de site, ce modèle décrit la variabilité spatiale pour trois composantes du mouvement sismique du sol. Aussi, une analyse de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM des données enregistrées afin de voir l'influence de la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  comme un indicateur supplémentaire pour estimer l'effet site. Dans ce contexte, cette étude s'appuie sur les événements sismiques enregistrés à partir d'un réseau temporaire constitué de neuf stations sismologiques situées dans la ville de Chlef. L'analyse de régression a été effectuée en utilisant les données de 15 événements survenus de Décembre 2014 à Octobre 2015.

Comme prévu, la fonction de cohérence diminue avec l'augmentation de la fréquence et/ou de la distance de séparation. Les résultats indiquent que la  $V_{s30}$  à provoquer une augmentation des valeurs de cohérence. L'analyse de la SVGM prouve que le  $f_0$  impacte sur la cohérence. La tendance de la fonction de cohérence obtenue pour chaque paire de stations diminue avec la diminution de  $f_0$  définie pour l'une ou les deux stations. Par conséquent, la fonction de cohérence est influencée de manière significative par l'effet de site. La comparaison des trois composantes de la fonction de cohérence indique que les résultats de la composante NS sont toujours plus élevés par rapport à ceux de la composante EW et verticale. Le modèle proposé peut être utilisé dans la conception de structures avec différentes excitations sismiques de support.

### Mots clés :

Variabilité spatiale, Fonction de cohérence, Effet de Site,  $V_{s30}$ ,  $f_0$ , Ville de Chlef.

## Abstract

Most coherency models are proposed assuming that sites have a uniform soil profile. This assumption is not valid, especially for extended structures such as bridges which are generally built on sites having a lateral heterogeneity. Also, these models have focused only on the horizontal ground motion while neglecting the vertical ground motion.

In this study, an empirical coherency model is developed, based on the average shear wave velocity over the upper 30 m of depth,  $V_{s30}$ , considered as one of the parameters estimating the site effect, this model describes the spatial variability for three components of seismic ground motion. Also, an analysis of the spatial variability of seismic ground motion SVGM of data recorded in order to see the influence of the fundamental frequency of soil  $f_0$  as an additional indicator to estimate the site effect. In this context, this study based on the seismic events recorded from a temporary array consisting nine seismological stations located in Chlef city. Regression analysis has been achieved by using data from 15 events triggered from December 2014 to October 2015.

As expected, the coherency function decreases with the increase of frequency and/or separation distance. The results indicate that the  $V_{s30}$  tend to cause increase in the coherency values. The SVGM analysis proves that the  $f_0$  impacts the coherency. Tendency of the lagged coherency obtained for each station pair decreases with the decrease of  $f_0$  defined for one or both stations. Therefore, the lagged coherency is influenced significantly by site effect. The comparison of three components of the coherency function indicates that the results of NS component is always higher compared to those of the EW and vertical component. The proposed model can be used in the design of structures with different support seismic excitations.

### Keywords:

Spatial variability, Coherency function, Site effect,  $V_{s30}$ ,  $f_0$ , Chlef city.

## Liste des Tableaux

Tableau 1 Classification des sites selon UBC 97 .....	29
Tableau 2 Classification des sites selon Eurocode8 .....	30
Tableau 3 Classification des sites selon RPA 99/2003 .....	30
Tableau 4 Sismicité historique de la région du Bas-Chéiff.....	42
Tableau 5 Coordonnées et élévation des stations sismologiques .....	44
Tableau 6 Liste des évènements sismiques utilisés dans cette étude.....	48
Tableau 7 $V_{s30}$ et $f_0$ pour chaque site où les neuf stations sismologiques ont été installées .....	66
Tableau 8 Distances de séparation en mètre entre les neuf stations sismologiques .....	67
Tableau 9 Paramètre $\beta$ basé sur l'équation (4-4) pour les trois directions du mouvement sismique du sol .....	68

## Liste des Figures

Figure 2-1 Illustration des causes physiques de la SVGM : (a) l'effet de passage d'onde, (b) l'effet de la source étendue et (b) l'effet de perte de cohérence (Zerva, 2009).	8
Figure 2-2 Configuration du réseau d'accélérographes SMART-1 (Harichandran, 1999).	9
Figure 2-3 Accélérogrammes enregistrés sur des stations distantes de 200m C00 et I06 (Harichandran, 1999).	10
Figure 2-4 Variation des modèles de cohérence empiriques avec la fréquence à des distances de séparation 100m, 300m et 500m.	20
Figure 2-5 Variation des modèles de cohérence analytiques ou semi-empiriques avec la fréquence à des distances de séparation 100m, 300m et 500m.	21
Figure 2-6 Accélérogrammes du séisme de Guerrero-Michoacan du 19 septembre 1985 (Çelebi, 1988).	25
Figure 2-7 Partie de la baie de San Francisco, montrant l'emplacement des deux stations d'enregistrements sismiques sur Yerba Buena Island et à Alameda Naval Air Station (ANAS), (Harvey Carlisle, 1994).	25
Figure 2-8 Mouvements sismiques enregistrés EW aux stations de : (A) Yerba Buena Island et (B) Alameda Naval Air Station (ANAS), (Harvey Carlisle, 1994).	26
Figure 2-9 L'emplacement des stations d'enregistrements sismiques et leurs valeurs de PGA (Pic Ground Acceleration) de la composante EW (Laouami, 2003).	26
Figure 2-10 Rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale.	29
Figure 3-1 Localisation de la ville de Chlef (cercle rouge) dans un contexte sismotectonique (à gauche) et topographique (à droite) (extrait de Yelles et al., 2006).	41
Figure 3-2 Gauche : Situation géographique et topographique des sillons du bassin du Bas-Chéiff selon Perrodon (1957). Droite : Carte géologique du bassin néogène du Bas-Chéiff (Meghraoui et al., 1986, modifiée).	43
Figure 3-3 La carte de la géologie locale de la ville de Chlef et le réseau sismique temporaire y installé (Layadi et al., 2016).	45
Figure 3-4 Profil de sol pour chaque site où les stations sismologiques ont été installées (Layadi et al., 2018).	46
Figure 3-5 Fonctions de transfert utilisées pour déterminer $f_0$ : bleu pour les stations ECJ, MUS et PRC ; rouge pour les stations LYA et KAR ; gris pour les stations ECZ et SR2 ; noir pour les stations ECF et STO (Layadi et al., 2018).	46
Figure 3-6 Localisation des séismes utilisés dans cette étude (cercles gris foncé et gris clair).	47

Figure 4-1 Exemple de fenêtre de Hamming à 11 points ( $M=5$ ).....	54
Figure 4-2 Histoire temporelle d'accélération ( $m/s^2$ ) pour neuf enregistrements tirés de l'évènement du : 23 Décembre 2014. ....	55
Figure 4-3 Densité spectrale de puissance estimée à chaque station d'enregistrement pour les trois directions durant l'évènement du : 17 Mars 2015. ....	59
Figure 4-4 La fonction de cohérence entre les stations I06 et I12 enregistrée par SMART-1. Gauche : Cette étude. Droite : Zerva and Zervas (2002).....	60
Figure 4- 5 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'évènement du : 17 Mars 2015. ....	61
Figure 4- 6 Variation de la cohérence estimée pour la direction NS durant l'évènement du : 17 Mars 2015. ....	62
Figure 4- 7 Variation de la cohérence estimée pour la direction VER durant l'évènement du : 17 Mars 2015. ....	63
Figure 4- 8 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'évènement du : 26 Avril 2015. ....	64
Figure 4- 9 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'évènement du : 11 Juillet 2015.....	65
Figure 4- 10 Variation de la cohérence estimée en fonction de la fréquence et la distance de séparation durant deux évènements pour les trois directions du mouvement sismique du sol. ....	66
Figure 4- 11 Les valeurs de cohérence estimées à partir d'évènement 3 et calculées par le modèle proposé pour une distance de séparation 807m. ....	70
Figure 4- 12 Résidus du modèle de cohérence pour plusieurs cas. ....	73
Figure 5-1 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction EW du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30. ....	77
Figure 5-2 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction NS du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30. ....	78
Figure 5-3 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction VER du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30. ....	79
Figure 5-4 Effet de CVs30 sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. ....	81
Figure 5-5 Effet de Vs30 sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. ....	83
Figure 5-6 Effet de $f_0$ sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. ....	85
Figure 5-7 Effet de CFFS sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. ....	87
Figure 5-8 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFFS durant les trois premiers évènements pour la direction EW du mouvement sismique du sol. ....	89

Figure 5-9 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFFS durant les trois premiers évènements pour la direction NS du mouvement sismique du sol. ....	90
Figure 5-10 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFFS durant les trois premiers évènements pour la direction VER du mouvement sismique du sol. ....	92
Figure 5-11 Comparaison des trois composantes de la fonction cohérence pour plusieurs cas.....	97
Figure 5-12 Comparaison de la composante horizontale du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de cohérence sélectionnés pour plusieurs distances de séparation d. ....	101
Figure 5-13 Comparaison de la composante verticale du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de cohérence sélectionnés pour plusieurs distances de séparation d. ....	105

## Notations utilisées

$\gamma_{xy}(\omega)$  : Fonction de cohérence entre deux mouvements sismiques mesurés en deux points  $x$  et  $y$ .

$|\gamma_{xy}(\omega)|$  : Module de la fonction de cohérence.

$S_{xy}(\omega)$  : Fonction d'inter densité spectrale de puissance (Cross-DSP).

$S_{xx}(\omega)$  : Fonction de densité spectrale de puissance (Auto-DSP).

$\theta_{xy}(\omega)$  : Phase spectrale de la fonction de cohérence.

$\omega$  : Fréquence angulaire.

$f$  : Fréquence.

$d$  : distance de séparation.

$\delta$  : Facteur d'incohérence du modèle de cohérence de Luco et Wang (1986).

$V_{app}$  : Vitesse apparente de propagation des ondes sismiques.

$\kappa, \nu$  : Constantes du modèle de Novak et Hindy (1979).

$V_s$  : Vitesse de propagation d'onde de cisaillement.

$\sigma$  : Ecart type.

$\rho_1, \rho_2$  et  $\rho_3$  : Constantes du modèle de Feng et Hu (1981).

$a(\omega)$  : Fonction de la pulsation utilisée dans le modèle de Loh (1985).

$A, \alpha, k, \omega_0$  et  $b$  : Paramètres du modèle de Harichandran et Vanmarcke (1986).

$d_L$  : Distance de séparation projetée suivant l'axe parallèle par rapport à la direction de propagation.

$d_T$  : Distance de séparation projetée suivant l'axe perpendiculaire par rapport à la direction de propagation.

$\beta_1, \beta_2, \alpha_1$  et  $\alpha_2$  : Paramètres à estimés utilisés dans le modèle de Hao et al. (1989).

$a, b, c, d, e$  et  $g$  : Constantes du modèle de Hao et al. (1989).

$a(\omega)$  Et  $b(\omega)$  : Fonctions utilisés dans le modèle de Qu et al. (1996).

$a_1, a_2, b_1$  et  $b$  : Constantes du modèle de de Qu et al. (1996).

$a, b, c, e, m, n$  et  $p$  : Paramètres utilisés dans le modèle de Somerville et al. (1991).

$\beta(\omega, d)$  Et  $\alpha(\omega, d)$  : Fonctions utilisés dans le modèle de Der Kiureghuan (1996).

$H(\omega)$  : Fonction de transfert du profil de sol utilisés dans le modèle de Der Kiureghuan (1996).

$V_{sm}$  : Vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur toute la profondeur.

$V_{s30}$  : Vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur.

$f_0$  : Fréquence fondamentale du sol.

$h_i$  : Epaisseur de la couche  $i$  du profil de sol.

$H$  : Epaisseur totale du profil de sol.

$V_{si}$  : Vitesse de propagation d'onde de cisaillement à travers la couche  $i$ .

$S_{EW}, S_{NS}$  et  $S_{UP}$  : Spectres de Fourier des accélérogrammes enregistrés à la surface de la composante Est-Ouest, Nord-Sud et Verticale respectivement.

$A, B, C, D, E$  et  $F$  : Types de sol selon la classification UBC 97.

$A, B, C, D, E, S_1$  et  $S_2$  : Types de sol selon la classification Eurocode8.

$S_1, S_2, S_3$  et  $S_4$  : Types de sol selon la classification RPA 99/2003.

$SVGM$  : Variabilité Spatiale Du Mouvement Sismique du Sol.

$a(\vec{r}_x, t)$  Et  $a(\vec{r}_y, t)$  : Fenêtres de temps d'accélération sélectionnées à deux stations sismologiques  $x$  et  $y$ .

$\vec{r}_x$  Et  $\vec{r}_y$  : Emplacements de deux stations sismologiques.

$T$  : Durée des fenêtres temporelles.

$N$  : Nombre d'échantillons de données.

$\Delta t$  : Pas de temps.

$\omega_n$  : Fréquence angulaire correspondante au numéro du pas  $n$ .

$W(\omega)$  : Fenêtres de lissage spectral.

$\beta$  : Paramètre du modèle proposé dans cette étude.

$CV_{s30}$  : Coefficient des vitesses moyennes de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur pour deux points  $x$  et  $y$ .

$CFFS$  : Coefficient des fréquences fondamentales du sol pour deux points  $x$  et  $y$ .

$i$  : Désigne le nombre complexe  $\sqrt{-1}$ .

$\tan^{-1}$  : Inverse de la tangente.



# Chapitre 1

## Introduction générale

### 1.1 Introduction

Les séismes sont parmi les risques naturels les plus meurtriers de l'histoire, présentent un danger inévitable pour les habitants et les infrastructures dans les régions où la sismicité est active. En raison de l'urbanisation croissante, de nombreux centres urbains ont été réalisés à proximité de failles sismiques. Par conséquent, l'un des principaux défis des pratiques d'ingénierie modernes est de mieux comprendre les processus associés aux séismes afin d'atténuer leurs effets et comment faire face aux futurs séismes. La pression accumulée dans la couche externe de la terre fait glisser soudainement les roches, entraînant un séisme. L'énergie rayonne loin de la source de ce mouvement soudain se propage rapidement sous forme des ondes sismiques à travers la croûte terrestre atteignant la surface du sol où elles produisent des secousses, c'est-à-dire le mouvement du sol. En conséquence, les facteurs qui influencent le mouvement du sol lors des séismes sont attribués à la complexité de la source, du chemin de propagation et des effets du site. Les sismologues et ingénieurs fondent leur compréhension sur la connaissance de ces effets afin d'estimer ainsi que de prédire le niveau et la nature du mouvement du sol. Lorsque les ondes sismiques traversent la structure du sol,

elles sont variées par la géologie locale et les conditions du sol, de sorte que leur vitesse de propagation se diminue et l'amplitude devient plus grande. Étant donné que la géométrie et les conditions locales du sol varient souvent sur de courtes distances, le mouvement du sol peut varier considérablement dans une petite zone.

En fait, plusieurs études ont rapporté des variations spatiales significatives dans le mouvement du sol lors de séismes destructeurs majeurs passés (Shabestari et Yamazaki, 2003). Il a souvent été observé que le degré de dommage varie d'un site à l'autre, ce qui indique systématiquement une variation de mouvement du sol que l'on appelle la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM. Par définition, la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM indique la différence d'amplitude et de phase du mouvement du sol enregistré sur des zones étendues. Cette variabilité a un effet important sur la réponse dynamique des structures étendues telles que les ponts, les pipelines et les barrages, etc. Habituellement, il est considéré que ces structures sont excitées par un chargement sismique spatialement uniforme pour la conception et l'analyse parasismiques, cette hypothèse devient inadéquate. Donc, Il devrait de préférence d'inclure cette variabilité spatiale dans la conception et l'analyse parasismiques de ces structures construites généralement sur des sites présentant une inhomogénéité dans la géologie et la géométrie de surface.

Il est bien connu que les structures étendues sont réalisées sur des sites présentant une topographie irrégulière et des types sols différents tels que les vallées sédimentaires. De tels sites donnent lieu à la formation des ondes de surface, ce qui peut entraîner de fortes amplifications (effet de site) et une perte de corrélation du mouvement du sol (SVGGM). De plus, les mouvements du sol sont amplifiés par les vallées sédimentaires lors des séismes. En conséquence, une variabilité spatiale d'amplitude et de phase se produise, en particulier près des bords des bassins sédimentaires, cette variabilité engendre des forces pseudo-statiques additionnelles en plus des forces d'inertie, ce qui peut augmenter considérablement les forces sismiques sur les structures étendues. Certaines questions importantes nécessitant des éclaircissements sont donc : Quelles sont les propriétés physiques et

géométriques d'un chaque site géologique qui contribuent à cette variabilité ? Dans quelle mesure la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM est-elle causée par la structure géologique locale ? Il est évidemment nécessaire de répondre à ces questions pour bien comprendre ce phénomène affecté par la variation des sites grâce aux observations expérimentales et de simulations numériques.

L'installation de réseaux sismologiques à travers le monde entier a lancé pour la modélisation et l'analyse du mouvement sismique du sol. Cependant, la plupart de ces réseaux sont installés sur des sites où les conditions du sol sont uniformes. De plus, la plupart des études analytiques ont utilisé une approche stochastique (estimation de cohérence) pour modéliser la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM (Zerva, 2009). Cependant, une approche purement stochastique exclut la variation spatiale des caractéristiques locales du profil de sol qui contribue à la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM. Par conséquent, des efforts de recherche supplémentaires sont nécessaires pour comprendre pleinement les causes physiques sous-jacentes à la variabilité spatiale des mouvements sismique du sol SVGM pour les applications d'ingénierie.

## **1.2 Objectifs de la thèse**

L'objectif de cette thèse est donc : de comprendre les paramètres clés qui contrôlent localement la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM, ainsi que d'étudier leurs contributions relatives à cette variabilité ; d'évaluer et d'améliorer les relations de quantification des variations spatiales existantes en étudiant les données sismiques disponibles à partir d'un réseau temporaire installé dans la ville de Chlef ; d'étudier la possibilité d'utiliser d'une forme fonctionnelle pour la modélisation de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM ; d'analyser la SVGM vis à vis les paramètres locaux des sites ; et de comparer la forme attendue de la SVGM avec les modèles actuellement disponibles afin de voir les similitudes.

Cette étude se concentre sur : l'étude de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM à l'aide des données sismiques enregistrées ; le développement d'une méthodologie rationnelle pour l'interpolation du mouvement du sol enregistrés par des stations sismologiques d'un réseau discret ; l'étude de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM vis à vis à la réponse du site ; la dérivation d'un modèle de cohérence de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM pour l'évaluation de la simulation de la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM nécessaire à la conception de structures étendues.

### **1.3 Organisation de la thèse**

La présente thèse est organisée en cinq chapitres dont le premier est consacré à une introduction générale qui comprend le contexte et les objectifs attendus de cette étude, les quatre autres chapitres sont les suivants :

Chapitre 2 : Il est divisé en deux parties, la première est consacrée à un rappel théorique sur le phénomène de la SVGM. Les causes physiques de la SVGM, les propriétés générales de la fonction de cohérence qui décrit cette SVGM et les modèles de cohérence disponibles dans la littérature sont présentés. La deuxième partie traite l'effet de site, est commencée par la présentation de quelques séismes dans l'histoire qui ont pris en compte l'effet de site. Ensuite, la caractérisation de l'effet de site est exposée en identifiant les paramètres clés qui l'estiment. Enfin, une revue de littérature en matière de l'influence de l'effet de site sur la SVGM est présentée.

Chapitre 3 : Il présente une description du site de la région de Chlef, où s'est déroulée l'expérience sismologique. Un bref aperçu de la sismotectonique, de la sismicité et de la géologie de la région est fourni. Ensuite, une description du réseau sismique temporaire installé et de type de matériel utilisé est exposée. Enfin, l'ensemble des événements utilisés pour l'analyse de la SVGM est présenté.

Chapitre 4 : Il traite la procédure d'estimation de la cohérence basée sur l'analyse spectrale conventionnelle. Les procédures de traitement des données sismiques sont mises en évidence. Les valeurs de cohérence estimée à partir des données sismiques des événements enregistrés par les stations sismologiques sont présentées. La procédure de régression pour l'évaluation du modèle de cohérence de la SVGM est expliquée. Les résidus sont illustrés pour le modèle de cohérence établi.

Chapitre 5 : Il présente une analyse paramétrique et autre comparative du modèle de cohérence développé dans le chapitre 4. Dans l'analyse paramétrique, le degré de dépendance de la fonction de cohérence vis-à-vis les paramètres clés qui estiment l'effet de site présentés dans la deuxième partie du chapitre 2 est abordé. Dans l'analyse comparative, les similitudes entre le modèle de cohérence développé avec d'autres modèles de cohérences ont été discutées. Cette analyse est effectuée pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

Nous terminerons cette étude par une conclusion générale sur l'utilité de ce travail de recherche et les résultats obtenus, et on expose des perspectives pour les futures études possibles dans cet axe de recherche.

## Chapitre 2

# Partie I : Influence de l'effet de site sur la SVGM : Eléments de base et Etat de L'art

### 2.1 Introduction

Les signaux sismiques sont complètement différents en amplitude et en fréquence, même sur de très petites distances (Clouteau, 1990), la variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM peut affecter de manière significative les réponses sismiques des structures étendues (Harichandran, 1991 ; Vanmarcke, 1992 ; Zerva et Zervas, 2002 ; Benmansour et al., 2012), la caractérisation de la SVGM est importante pour l'analyse sismique précise des pipelines, tunnels, barrages, ponts, ainsi que sur centrales nucléaires. Considérant que beaucoup de structures étendues tels que les ponts, sont situés dans des bassins sédimentaires, un grand nombre de chercheurs ont indiqué que l'analyse de la variabilité entre le mouvement du sol des supports adjacents et/ou relativement éloignés est essentielle.

La SVGM comporte deux parties : la variation de la forme d'onde (phase) et la variation d'amplitude. La cohérence explique la variation de la forme d'onde. Cela

signifie que la cohérence décrit la similitude entre les mouvements du sol à différents endroits dans le domaine fréquentiel. Ainsi, le degré de corrélation entre les amplitudes et les angles de phase de deux histoires temporelles est interprété dans le domaine fréquentiel. Par conséquent, plusieurs travaux ont été effectués, ces investigations ont été menées afin d'une part, de modéliser la SVGM (Harichandran et Vanmarcke, 1986 ; Luco et Wong, 1986 ; Abrahamson et al., 1991 ; Der Kiureghian, 1996) et d'autres part d'identifier leurs effets sur le comportement sismique des structures (Harichandran, 1991 ; Vanmarcke, 1992 ; Zerva et Zervas, 2002 ; Benmansour et al., 2012).

Puisque la présente étude est consacrée à l'influence de l'effet de site sur la SVGM, ce chapitre va nous permettre de présenter une revue bibliographique des travaux de recherches les plus importantes effectuées dans ce domaine. A partir de cette étude, nous présenterons les principaux points d'investigation et de contribution du présent travail de recherche. Alors, nous allons entamer ce chapitre par la caractérisation de la SVGM. Ensuite, nous exposons quelques modèles de cohérence proposés dans la littérature. Puis, nous présentons la problématique posée dans le présent travail de recherche. On clôture ce chapitre par quelques commentaires et conclusions.

## **2.2 Les causes physiques de la SVGM**

Le mouvement du sol à un site donné peut être affecté par différents facteurs qui peuvent être largement regroupés en : type de la source sismique (ponctuel ou étendu), chemin (réflexion et diffraction des ondes sismiques à travers les couches de sol) et effets du site (variation des caractéristiques géométriques et mécaniques du massif de sol et topographies locales). Cependant, dans la littérature, quatre causes principales de la SVGM ont été reconnues (Der Kiureghian, 1996), à savoir l'effet de passage d'onde, l'effet de perte de cohérence, l'effet de site et l'effet d'atténuation. La Figure 2-1 illustre schématiquement certaines de ces principales causes physiques contribuant à la SVGM.

- (a) L'effet de passage d'onde qui est dû à la différence du temps d'arrivé des ondes sismiques aux différentes stations d'enregistrement du fait de la variation de leur vitesse de propagation.
- (b) L'effet de perte de cohérence due aux réfractions et réflexions multiples des ondes sismiques le long de leurs trajets du foyer au site considéré.
- (c) L'effet de site dû à la variation spatiale des caractéristiques locales du profil de sol, qui a une influence directe sur l'amplitude et le contenu fréquentiel du mouvement sismique enregistré à la surface comparée à celui enregistré au substratum.
- (d) L'effet d'atténuation dû à la diminution graduelle de l'amplitude du mouvement sismique avec la distance à cause de la dissipation de l'énergie dans le sol. Dans le cas de calcul des structures on néglige cet effet, car son impact ne prend effet que pour des grandes distances par rapport à celles des structures.

Dans la littérature, il est généralement reconnu que l'effet de passage d'onde est caractérisé par la vitesse apparente de propagation des ondes sismiques. L'effet de perte de cohérence est défini par la fonction de cohérence qui décroît exponentiellement avec la distance de séparation et la fréquence, tandis que l'effet de site est représenté en définissant différents spectres de réponse (ou de puissance) aux appuis de la structure. Chacun de ces spectres est estimé selon les conditions locales du site correspondant.

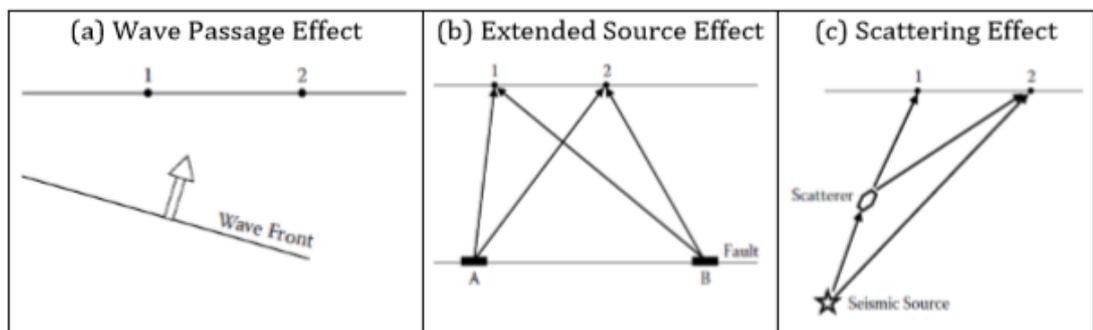


Figure 2-1 Illustration des causes physiques de la SVGM : (a) l'effet de passage d'onde, (b) l'effet de la source étendue et (b) l'effet de perte de cohérence (Zerva, 2009).

Pour comprendre et modéliser la SVGM, plusieurs réseaux de sismographes denses permanents et temporaires ont été installés sur de nombreux sites à travers le monde, les données enregistrées sur ces réseaux ont fourni des informations précieuses. L'un des premiers réseaux est celui d'EL-Centro, qui a enregistré le séisme d'Imperial Valley de 1979. En 1980, un dense réseau d'accélérographes SMART-1 (Strong Motion Array in Taiwan) (Figure 2-2) a été installé à Lotung (Nord-est de Taïwan), les enregistrements de ce réseau ont été exploités pour modéliser la SVGM (Figure 2-3). Une extension de ce réseau a été effectuée sur des petites distances de séparation LSST (Large Scale Seismic Test). Il existe de nombreux autres réseaux tels que le réseau Chiba à Tokyo, le réseau Euroseistest en Grèce et ainsi de suite. La plupart de ces réseaux supposent que les stations d'enregistrement des mouvements sismiques sont situées dans des conditions de sol uniformes.

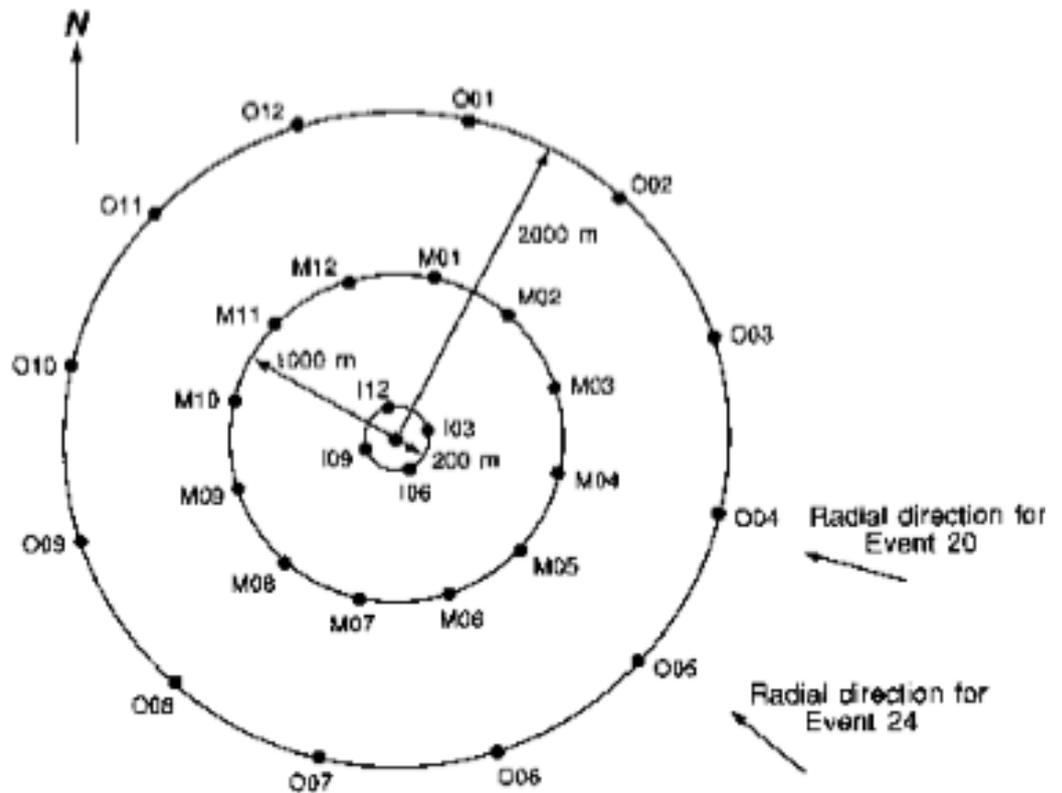


Figure 2-2 Configuration du réseau d'accélérographes SMART-1 (Harichandran, 1999).

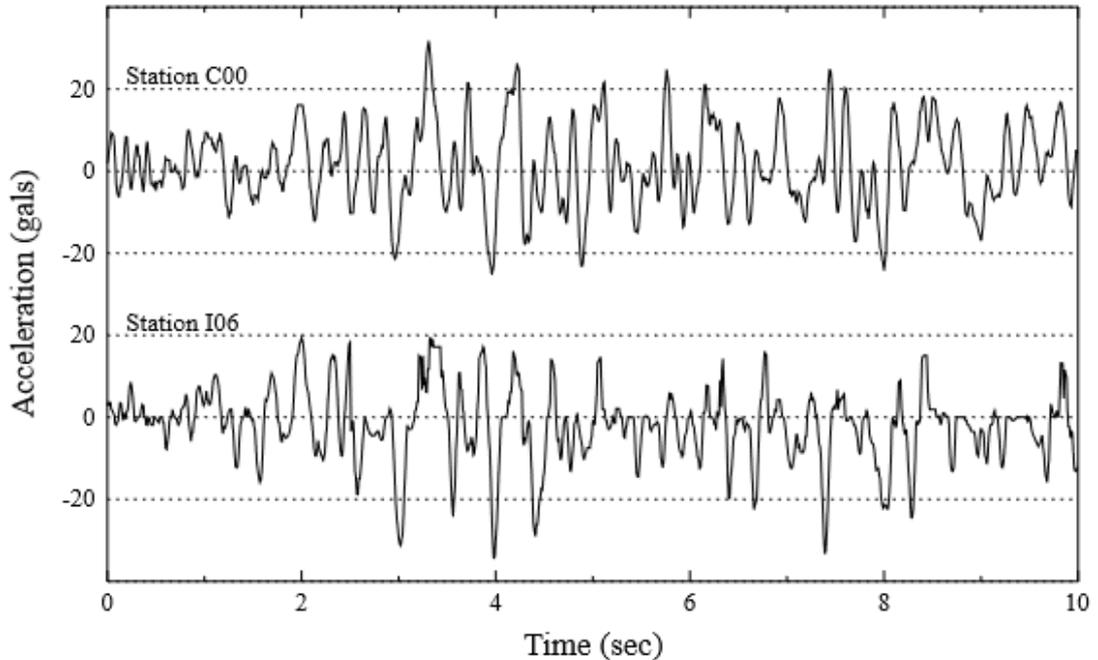


Figure 2-3 Accélérogrammes enregistrés sur des stations distantes de 200m C00 et I06 (Harichandran, 1999).

## **2.3 Outil de modélisation du mouvement sismique différentiel**

### **2.3.1 Définition de la fonction de cohérence**

Dans un premier temps, la covariance est utilisée pour dériver la fonction de cohérence. Pour les applications d'ingénierie, généralement la covariance conçue comme des fonctions statistiques de second ordre entre les accélérogrammes enregistrés aux différentes stations d'enregistrement est utilisée pour caractériser la SVGM. La description du domaine fréquentiel des fonctions statistiques du second ordre est utilisé en raison de sa commodité mathématique dans l'analyse des vibrations aléatoires.

Harichandran et Vanmarcke (1986), Luco et Wong (1986), Abrahamson et al. (1991) et Zerva et Zervas (2002) ont étudiés la SVGM dans le domaine fréquentiel. Plus précisément, le spectre de puissance croisée normalisé, à savoir la fonction de cohérence  $\gamma_{xy}(\omega)$ , entre deux accélérogrammes enregistrés à deux stations  $x$  et  $y$  définie par l'équation (2-1).

$$\gamma_{xy}(\omega) = \frac{S_{xy}(\omega)}{\sqrt{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)}} \quad (2-1)$$

Où :

$S_{xy}(\omega)$  Est la fonction d'inter densité spectrale de puissance (Cross-DSP) entre deux mouvements sismiques de fréquence angulaire mesurés en deux points  $x$  et  $y$ .

$S_{xx}(\omega)$  Et  $S_{yy}(\omega)$  sont respectivement les fonctions de densité spectrale de puissance (Auto-DSP) du mouvement sismique au niveau des points  $x$  et  $y$ .

Par conséquent, la fonction cohérence est généralement une fonction complexe et peut s'écrire comme suit :

$$\gamma_{xy}(\omega) = |\gamma_{xy}(\omega)| \exp(i\theta_{xy}(\omega)) \quad (2-2)$$

$$\theta_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im}(\gamma_{xy}(\omega))}{\text{Re}(\gamma_{xy}(\omega))} \right] = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im}(S_{xy}(\omega))}{\text{Re}(S_{xy}(\omega))} \right] \quad (2-3)$$

Où :

$|\gamma_{xy}(\omega)|$  Est le module de la fonction de cohérence, nommé en anglais **Lagged coherency** indique le degré de corrélation linéaire entre les processus aléatoires enregistrés à deux stations. D'après la définition, il est évident que  $0 \leq |\gamma_{xy}(\omega)| \leq 1$ .

$i$  Désigne le nombre complexe  $\sqrt{-1}$ ,  $\theta_{xy}(\omega)$  est la phase spectrale et  $\tan^{-1}$  est l'inverse de la tangente.

$\text{Im}(\gamma_{xy}(\omega))$  Et  $\text{Re}(\gamma_{xy}(\omega))$  sont respectivement les parties imaginaire et réelle de  $\gamma_{xy}(\omega)$ .

La partie réelle de la fonction de cohérence  $Re(\gamma_{xy}(\omega))$  est communément appelée en anglais **Unlagged coherency** et le carré du module cohérence  $|\gamma_{xy}(\omega)|^2$  est appelé fonction de cohérence. Cependant, **Lagged coherency** est le format le plus couramment utilisé pour caractériser la SVGM, nommé aussi fonction de cohérence.

La fonction de cohérence permet de mesurer le caractère dispersif du mouvement sismique entre deux stations d'enregistrement séparés d'une distance  $d_{xy}$ . Elle est caractérisée par son amplitude et sa phase, variant avec la distance de séparation  $d_{xy}$  et la fréquence  $f$ . L'amplitude caractérise l'effet de perte de cohérence, quant à la phase spectrale, elle décrit l'angle de déphasage provoqué par les ondes entre les deux points, caractérisant ainsi l'effet de propagation des ondes. Cet effet peut être simplifié en utilisant l'approximation donnée par l'équation (2-4). Cette simplification est valide lorsque la direction de propagation des ondes sismiques se coïncide avec la direction du vecteur de séparation entre les deux points  $x$  et  $y$ .

$$\theta_{xy}(\omega) = \frac{\omega d_{xy}}{V_{app}} \quad (2-4)$$

Où  $V_{app}$  est la vitesse apparente de propagation des ondes sismiques (supposée constante).

Il convient de noter que Novak et Hindy (1979) ont présenté pour la première fois en génie parasismique une analyse stochastique de la réponse d'une conduite en pipeline soumis à un mouvement sismique subissant une perte de cohérence. L'expression, à l'origine basée sur l'ingénierie du vent, était la suivante :

$$|\gamma_{xy}(\omega)| = \exp \left[ -\kappa \left( \frac{\omega d_{xy}}{v_s} \right)^\nu \right] \quad (2-5)$$

Où :

$\kappa$  Et  $\nu$  sont des constantes du modèle.

$V_s$  Est la vitesse de propagation d'onde de cisaillement.

Après l'installation des réseaux de sismographes, en particulier le réseau SMART-1 et à partir de leurs données enregistrées, plusieurs travaux de recherches ont été accomplis sur la modélisation de la SVGM, ces modèles peuvent être subdivisés en deux axes de recherches distinctes : modèles empiriques et modèles analytiques ou semi-empiriques. Il existe de nombreux modèles de cohérence dans la littérature. Tous ces modèles se caractérisent par une variation décroissante de la fonction de cohérence par rapport à la fréquence  $f$  et la distance de séparation  $d$  entre les stations d'enregistrement. Par contre, le taux de variation de cette fonction est souvent différent d'un modèle par rapport à un autre (Santa-cruz et al., 2000). Dans ce qui suit, nous allons présenter les différents modèles de cohérence de la SVGM les plus couramment référencés dans la littérature.

### **2.3.2 Modèles de cohérence empiriques**

Les modèles de cohérence empiriques se basent essentiellement sur le traitement statistique et probabiliste des données enregistrées par des différents réseaux d'accélérogrammes. En raison : 1) de la variabilité des données sismiques enregistrées sur différents sites et lors de différents événements ; 2) les différences dans le traitement numérique des données utilisées par divers chercheurs ; et 3) les différentes formes fonctionnelles utilisées dans l'ajustement de régression d'une fonction de cohérence. Plusieurs modèles de cohérence empiriques ont été développés, on cite principalement les suivants :

- Feng et Hu (1981) :

Compte tenu du site isotrope homogène, la fonction de densité spectrale de puissance (Auto-DSP) du mouvement sismique pour chaque point est identique. La diminution de la fonction d'inter densité spectrale de puissance (Cross-DSP) avec la distance entre deux points est ajustée comme une fonction d'atténuation exponentielle :

$$\gamma_{xy}(\omega, d) = \exp\left[\left(\rho_1\omega + \frac{\rho_2}{\sigma}\right)\rho_3|d| + i\frac{\omega d}{v}\right] \quad (2-6)$$

Où  $\sigma$  est l'écart type des enregistrements du réseau,  $v$  est la vitesse de propagation des ondes sismiques et  $\rho_1, \rho_2$  et  $\rho_3$  sont les constantes du modèle.

- Loh (1985) :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)| = \exp[-a(\omega)|d|] \quad (2-7)$$

Où  $a(\omega)$  est en fonction de la pulsation  $\omega$ , elle est déterminée à partir de l'événement 5 de SMART-1.

- Harichandran et Vanmarcke (1986) :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)| = A \exp\left[\frac{2|d|}{\alpha\theta(\omega)}(1 - A + \alpha A)\right] + (1 - A) \exp\left[-\frac{2|d|}{\theta(\omega)}(1 - A + \alpha A)\right] \quad (2-8)$$

$$\theta(\omega) = k \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^b\right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2-9)$$

Où  $A, \alpha, k, \omega_0$  et  $b$  sont des paramètres du modèle.

Ce modèle, qui est peut-être l'un des modèles empiriques les plus utilisés dans la littérature (Zerva, 2009), a été élaboré grâce au traitement des données des événements 20 et 24 recueillis sur le réseau SMART-1.

- Hao et al. (1989) :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d_L, d_T)| = \exp(-\beta_1 d_L - \beta_2 d_T) \exp\left[(-\alpha_1 \sqrt{d_L} - \alpha_2 \sqrt{d_T}) \left(\frac{\omega}{2\pi}\right)^2\right] \quad (2-10)$$

Où :

$d_L$  Et  $d_T$  sont les distances de séparation projetées suivant respectivement les axes parallèle et perpendiculaire par rapport à la direction de propagation.

$\beta_1, \beta_2, \alpha_1$  Et  $\alpha_2$  sont estimés en utilisant la méthode des moindres carrés. Les paramètres  $\beta_1, \beta_2$  peuvent être calculés lorsque  $f$  est fixé à zéro et  $\alpha_1, \alpha_2$  sont en fonction de la pulsation  $\omega$  peuvent être calculés à partir des équations suivantes :

$$\alpha_1 = \frac{2\pi}{\omega} a + \frac{\omega}{2\pi} b + c \quad (2-11)$$

$$\alpha_2 = \frac{2\pi}{\omega} d + \frac{\omega}{2\pi} e + g \quad (2-12)$$

Dans lequel les constantes  $a, b, c, d, e$  et  $g$  sont obtenues par la méthode des moindres carrés.

- Abrahamson et al. (1991) :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)| = \tanh \left\{ (2.54 - 0.012d) \left[ \exp[(-0.115 - 0.00084d)\omega] + \frac{\omega^{-0.878}}{3} \right] \right\} + 0.35 \quad (2-13)$$

Où  $\omega$  est la fréquence et  $\tanh$  est la tangente hyperbolique. Ce modèle de cohérence a été développé par le biais du traitement statistique des données du réseau LSST durant 15 événements sismiques. De ce fait, ce modèle n'est valable que pour de faibles distances (inférieures ou égales à 100 m).

- Qu et al. (1996) :

Ils ont référencé la détermination des spectres de réponse de conception dans les codes parasismique. La valeur moyenne de la fonction cohérence collectée pour plusieurs événements sismiques a été calculée dont laquelle le modèle de cohérence empirique peut être obtenu afin d'augmenter sa valeur pratique. Du point de vue des applications d'ingénierie, cette idée peut fournir des leçons précieuses. Le modèle proposé est donné par :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)| = \exp[-a(\omega)d^{b(\omega)}] \quad (2-14)$$

Dans laquelle  $a(\omega)$  et  $b(\omega)$  sont des paramètres variant avec la fréquence qui peuvent être dérivés par la méthode des moindres carrés de fréquences discrètes. Selon le diagramme de dispersion ajusté,  $a(\omega)$  est une fonction presque quadratique, et  $b(\omega)$  est proche d'une fonction linéaire :

$$a(\omega) = a_1\omega^2 + a_2 \quad (2-15)$$

$$b(\omega) = b_1\omega + b \quad (2-16)$$

### 2.3.3 Modèles de cohérence analytiques ou semi-empiriques

Les modèles de cohérence analytiques ou semi-empiriques de la SVGGM se base essentiellement sur les études analytiques et les concepts mathématiques à partir d'un modèle physique donné, et parfois a besoin des données d'enregistrement pour déterminer leurs paramètres. Plusieurs auteurs se sont orientés dans leurs recherches vers cette approche. Il s'agit essentiellement des contributions suivantes :

- Luco et Wong (1986) :

En se basant sur les études de propagation des ondes de cisaillement dans un milieu aléatoire, Luco et Wong ont proposé un modèle simplifié ayant la forme suivante :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)| = \exp \left[ - \left( \frac{\delta \omega d}{v_s} \right)^2 \right] \quad (2-17)$$

Où :

$\delta$  Est un paramètre caractérisant le degré d'incohérence du milieu.

$V_S$  Est la vitesse de propagation des ondes de cisaillement.

Ce modèle est le plus utilisé dans les codes de calculs car il ne requiert la connaissance que d'un seul paramètre.

- Kausel et Pais (1987) :

En supposant que le mouvement sismique est une superposition des ondes de cisaillement qui se propagent dans un sol homogène, Kausel et Pais ont estimé les propriétés statistiques du mouvement sismique en tout point du massif de sol. L'importance de ce modèle réside dans sa capacité de déterminer la SGVM en surface et en profondeur.

- Somerville et al. (1991) :

Ont attribué la SVGGM à l'effet de passage d'onde, aux dimensions limitées de la source, à la propagation compliquée des ondes sismiques de la source au site et aux conditions du site. Les deux premiers facteurs sont considérés par  $\gamma_{xy}(\omega, d)^{source}$ , les deux derniers facteurs sont considérés par  $\gamma_{xy}(\omega, d)^{path}$  et le modèle de fonction de cohérence totale peut être exprimé par :

$$\gamma_{xy}(\omega, d)^{totale} = \gamma_{xy}(\omega, d)^{source} \gamma_{xy}(\omega, d)^{path} \quad (2-18)$$

Avec :

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)^{path}| = \arctan([a - b \ln(d)] \exp[-c\omega] + d) \quad (2-19)$$

$$|\gamma_{xy}(\omega, d)^{source}| = \arctan(e \cdot \exp[-m\omega - nd] + p) \quad (2-20)$$

Où  $a, b, c, e, m, n$  et  $p$  sont des paramètres du modèle.

- Der Kiureghuan (1996) :

Il a élaboré un modèle à partir des études portant sur les notions élémentaires de la théorie des processus aléatoires, et les hypothèses simplificatrices

de propagation des ondes sismiques dans le sol. Il décrit la fonction de cohérence par le produit de trois termes dont chacun décrit un des effets contribuant dans la SVGGM, à savoir : l'effet de perte de cohérence, l'effet de passage d'onde et l'effet de site.

Ce produit s'écrit sous la forme suivante :

$$\gamma_{xy}(\omega, d) = \gamma_{xy}(\omega, d)^{perte\ de\ cohérence} \cdot \gamma_{xy}(\omega, d)^{passage\ d'onde} \cdot \gamma_{xy}(\omega, d)^{site} \quad (2-21)$$

Avec :

$\gamma_{xy}(\omega, d)^{perte\ de\ cohérence}$  : représente l'effet de perte de cohérence.

$\gamma_{xy}(\omega, d)^{passage\ d'onde}$  : représente l'effet de passage d'onde.

$\gamma_{xy}(\omega, d)^{site}$  : représente l'effet de site, ils s'écrivent :

$$\gamma_{xy}(\omega, d)^{perte\ de\ cohérence} = \cos[\beta(\omega, d)] \exp\left[-\frac{1}{2}\alpha^2(\omega, d)\right] \quad (2-22)$$

$$\gamma_{xy}(\omega, d)^{passage\ d'onde} = \exp\left[-i\frac{\omega d^l}{V_{app}}\right] \quad (2-23)$$

$$\gamma_{xy}(\omega, d)^{site} = \exp[i\theta_{xy}(\omega)] \quad (2-24)$$

Où :

$\beta(\omega, d)$  : Ce terme découle de la perturbation aléatoire des ondes sismiques.

$\alpha(\omega, d)$  : Ce terme découle de l'altération de la phase d'onde.

$d^l$  : Distance de séparation projetée dans la direction de propagation des ondes.

$V_{app}$  : vitesse apparente des ondes sismiques.

$$\theta_{xy}(\omega) = \theta_x(\omega) - \theta_y(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}[H_x(\omega)H_y(-\omega)]}{\text{Re}[H_x(\omega)H_y(-\omega)]} \quad (2-25)$$

$H(\omega)$  : est la fonction de transfert du profil de sol.

En comparant les deux effets de site et de passage d'onde, Der Kiureghuan (1996) a remarqué que l'effet de site est prépondérant pour les structures situées dans les régions où les conditions locales du sol changent rapidement et qui possèdent plusieurs modes propres dans l'intervalle 0.5 et 1.5 Hz tel que les ponts à moyenne et à courte travée, cependant pour les structures à grande travée comme les ponts suspendus de fréquence inférieure à 5 Hz c'est l'effet de propagation d'onde qui est significatif.

- Zendagui et al. (1999) :

Dans ce modèle une nouvelle approche appelée (Complete Stochastic Deamplification Approach, CSDA) a été développée. Elle se base essentiellement sur l'étude analytique de propagation des ondes de volume dans un milieu semi-infini. Les propriétés statistiques du champ sismique en surface et en profondeur sont établies en termes de fonction de cohérence horizontale et verticale. Cette approche peut être appliquée pour l'analyse de propagation des ondes sismiques dans un milieu élastique semi-infini et un milieu stratifié, et le mouvement sismique est représenté par les ondes de volume. Les résultats obtenus ont montré la nécessité de différencier les fonctions de cohérence horizontales et verticales.

- Laouami et Labbe (2001) :

Ils ont présenté une approche stochastique pour comprendre et investiguer la SVGM. A cet effet, un modèle analytique de la fonction de cohérence est proposé. L'approche considère que le mouvement sismique comme une combinaison d'une onde progressive sur le site (composante cohérente) et d'un facteur aléatoire moyen nul qui représente l'effet de perte de cohérence. Les paramètres du sol telles que la fréquence fondamentale et le coefficient d'amortissement s'intègrent en modélisant la composante cohérente avec la densité spectrale de puissance de Kanai-Tajimi

couramment utilisée. Les résultats trouvés montrent que la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation : de la vitesse de propagation apparente des mouvements sismiques à la surface du sol et de la longueur de corrélation. Tandis que, la fonction de cohérence décroît avec l'augmentation : du contenu fréquentiel du mouvement, de la distance de séparation entre les stations d'enregistrement et du paramètre de diffusion qui est l'écart type du facteur aléatoire. La comparaison de la fonction de cohérence du modèle proposé avec celle obtenue par le modèle d'Amrahamson et al. (1991) montre une similitude assez bien entre eux.

Les Figures 2-4 et 2-5 présentent la décroissance exponentielle de la fonction de cohérence de quelques modèles empiriques et analytiques ou semi-empiriques de la SVGM décrits ci-dessus en fonction de la fréquence à différentes distances de séparation.

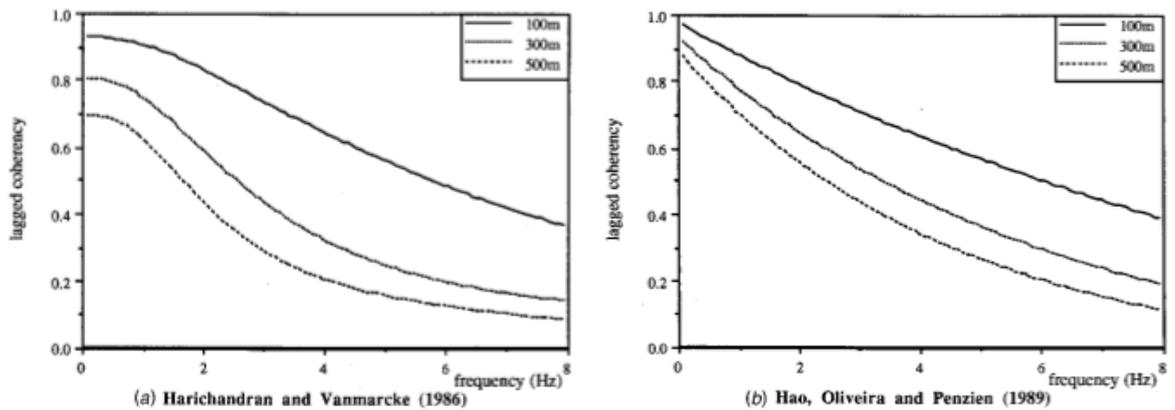


Figure 2-4 Variation des modèles de cohérence empiriques avec la fréquence à des distances de séparation 100m, 300m et 500m.

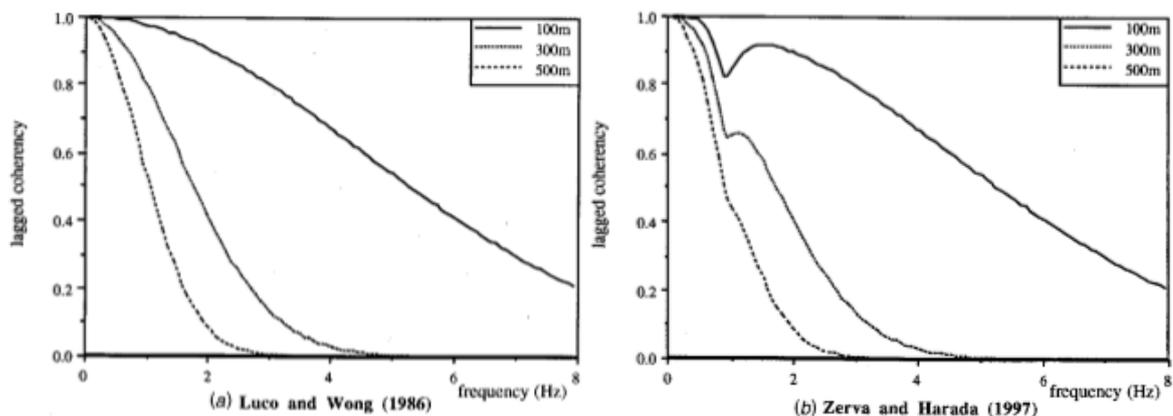


Figure 2-5 Variation des modèles de cohérence analytiques ou semi-empiriques avec la fréquence à des distances de séparation 100m, 300m et 500m.

## 2.4 Problématique

A la lumière de l'ensemble des travaux présentés, l'étude de la SVGM a beaucoup attiré l'attention des chercheurs d'une part, en raison de l'importance de modéliser cette variabilité afin de fournir des modèles et des approches de cohérence, et d'autre part, la nécessité de prendre en compte les effets de cette variabilité sur la réponse dynamique des structures. La revue bibliographique a montré que les travaux qui portent sur les effets de la SVGM sont nettement plus nombreux que ceux portant sur la modélisation de cette variabilité, du fait de la complexité du phénomène étudié.

L'examen détaillé de ce qui précède sur la modélisation de la SVGM montre que le point commun entre les différents modèles de cohérence réside dans le fait que ces modèles ont tous des formes conduisant à des valeurs de fonction de cohérence décroissante par rapport à la fréquence et/ou la distance de séparation. Tandis que, la plupart de ces modèles de cohérence ne reflète pas les effets d'autres paramètres, y compris l'état géologique du terrain et les caractéristiques locales du profil de sol. En plus, ces modèles de cohérence se sont également concentrés à décrire la variabilité spatiale uniquement du mouvement horizontal du sol et négligé l'étude du mouvement vertical du sol. Tous ces points nous amènent à poser les questions suivantes : Comment identifier un site géologique donné, en

fonction de sa composition physique et de sa géométrie à partir d'un ou plusieurs paramètres ? Peut-on inclure ce paramètre dans un nouveau modèle de cohérence ? Est-il possible pour ce nouveau modèle de cohérence de décrire la variabilité spatiale dans le sens vertical du mouvement du sol ?

A cet effet, l'objectif principal du présent travail de recherche vise à établir un modèle de cohérence empirique en tenant compte les caractéristiques locales du site et qui décrit la variabilité spatiale des mouvements horizontal et vertical du sol, ce modèle de cohérence sera utilisé pour étudier la réponse dynamique des structures étendues en particulier qui sont fondées sur des sites ayant une hétérogénéité latérale du sol.

## **2.5 Conclusion**

Ce chapitre a présenté une revue bibliographique des diverses contributions en matière de modélisation et d'analyse de la SVGGM. L'analyse critique des différents modèles de cohérence exposés montre une grande variabilité entre eux, d'autant plus qu'ils ne traitent pas l'effet de site. De plus la plupart de ces modèles de cohérence se concentrent à décrire la SVGGM uniquement dans la direction horizontale. Ils doivent donc être améliorés. Ces deux points auront sûrement une influence sur la réponse dynamique des structures étendues. Afin de résoudre cette problématique, une méthodologie détaillée sera présentée dans le chapitre 4 pour formuler le modèle de cohérence empirique attendu. Le chapitre suivant sera consacré à l'estimation de l'effet de site.

# Partie II : Estimation de l'effet de site

## 2.6 Introduction

La dispersion des dommages est l'un des effets les plus importants des séismes, car la destruction dans certaines zones est plus importante que sur d'autres sites même lorsque les distances par rapport à la source est la même. Ce phénomène est dû aux effets de site, qui peuvent influencer sur le comportement des mouvements sismiques se propageant à partir de la roche de base (Olivier, 2000), provoquent des concentrations de dommages lors des séismes et peuvent aussi influencer significativement les réponses des structures spatialement étendues. Les effets locaux du site ont un impact important sur les mouvements du sol en surface (Aki, 1993). Alors, ces effets doivent être pris en compte pour la synthèse de la SVGM dans les codes parasismiques.

Par définition, l'effet de site est cette caractéristique qu'à chaque site géologique, selon sa composition physique et sa géométrie, de répondre différemment aux sollicitations produites par un séisme (accélération, déformations, contraintes...). De ce fait, l'effet de site comporte deux grands types (Naganoh et al., 1993), le premier est lié à la lithologie où pour lequel un contraste d'impédance entre un substratum rigide et une couverture meuble provoque des réflexions multiples puis un piégeage des ondes dans la couche superficielle, le deuxième est lié à la topographie où la forme très prononcée de certains reliefs constitue un piège pour les ondes qui se focalisent sur certaines zones du relief et subissent des amplifications et un allongement notable du signal. Par conséquent, ce phénomène conduit à une amplification des mouvements sismiques (Field et al., 1997).

L'estimation de l'effet de site se fait par plusieurs méthodes basées sur des modèles expérimentaux, théoriques, numériques et neuronales (Kudo, 1995) qui permettent de déterminer un spectre de réponse spécifique au site beaucoup plus adapté pour tenir compte des effets locaux du site et également de définir des paramètres décrivant l'effet de site tels que la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  (Klimis, 1998 ; Bard, 2000) et la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  (Saragoni, 1998), ces deux derniers paramètres font l'objet principal dans ce chapitre.

Nous allons alors commencer ce chapitre par la présentation de quelques faits marquants dans l'histoire qui tiennent en compte l'effet de site. Ensuite, nous aborderons la caractérisation de l'effet de site en définissant les paramètres  $V_{s30}$  et  $f_0$ , et également en citant quelques classifications des sites basées sur ces deux paramètres. Puis, nous exposons les travaux antérieurs les plus importants relatifs à l'influence de l'effet de site sur la SVGM. Enfin, on terminera ce chapitre par une conclusion.

## **2.7 Quelques exemples sur la prise en compte de l'effet de site**

Nous allons présenter ci-dessous une sélection de séismes les plus importants dans l'histoire qui ont pris en compte l'effet de site.

- Séisme de Guerrero-Michoacan :

Le 19 septembre 1985, un séisme dévastateur de magnitude 8.1 s'est produit en Mexique. À la ville de Mexico située à 350 kilomètres de l'épicentre, les dégâts étaient très graves à cause de l'amplification induite par le bassin sédimentaire sur lequel la ville a été construite, tandis que les dommages dans la zone épiscopentrale étaient modérés. L'ampleur des dommages à un endroit éloigné de la zone épiscopentrale du séisme indiqua à penser que l'amplification était causée principalement par l'effet du site (Seed and Sun, 1989 ; Gutierrez et al., 1992).

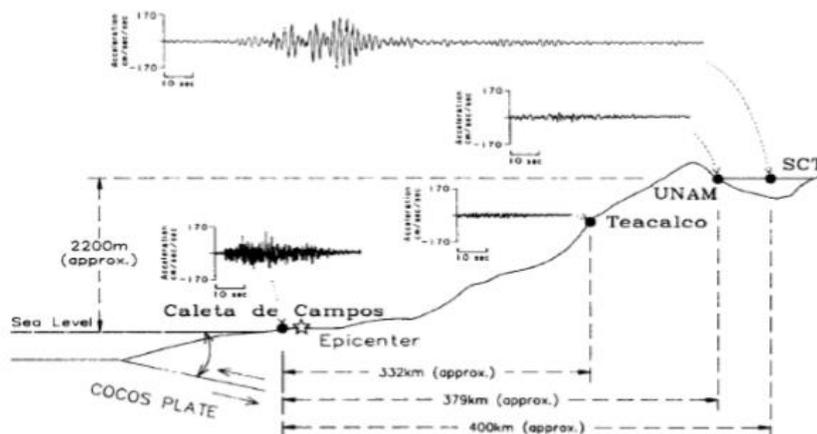


Figure 2-6 Accélérogrammes du séisme de Guerrero-Michoacan du 19 septembre 1985 (Çelebi, 1988).

- Séisme de Loma Prieta :

Le 17 octobre 1989, un séisme de magnitude 7.1 s'est produit en nord de la Californie dans la région de Loma Prieta des montagnes de Santa Cruz, à 100 kilomètres au sud de la baie de San Francisco. Le séisme a causé des dégâts importants non seulement dans les villes voisines telles que Santa Cruz et Watsonville, mais également dans le grand centre urbain San Francisco. Les preuves obtenues ont indiqué que les conditions locales de la géologie de San Francisco ont influencé sur le comportement du site et les dommages observés (Boatwright et al., 1991 ; Borchardt, 1994).

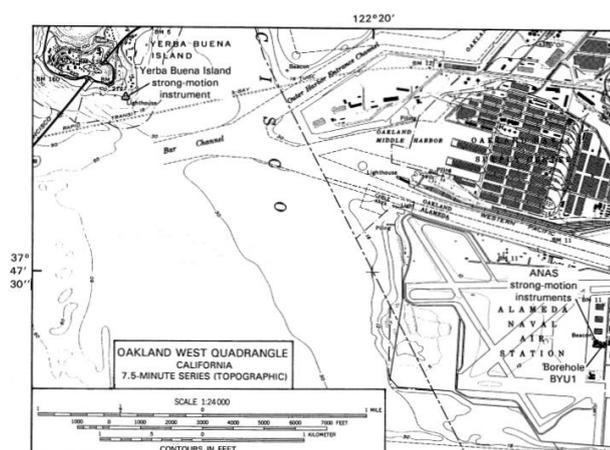


Figure 2-7 Partie de la baie de San Francisco, montrant l'emplacement des deux stations d'enregistrements sismiques sur Yerba Buena Island et à Alameda Naval Air Station (ANAS), (Harvey Carlisle, 1994).

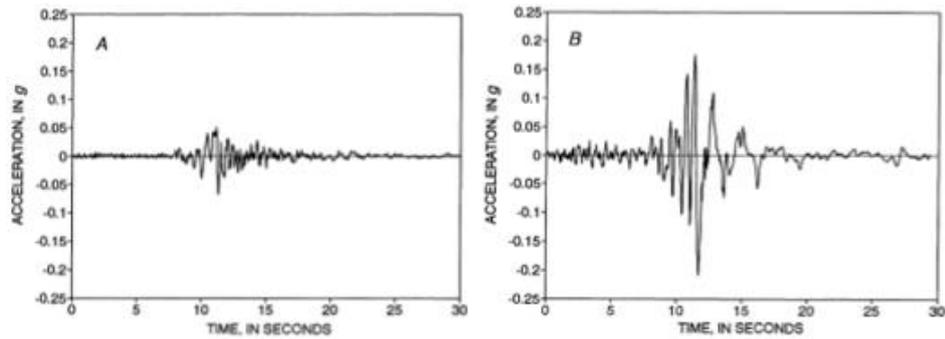


Figure 2-8 Mouvements sismiques enregistrés EW aux stations de : (A) Yerba Buena Island et (B) Alameda Naval Air Station (ANAS), (Harvey Carlisle, 1994).

- Séisme de Boumerdès :

Le 21 mai 2003, la région centrale algérienne, en particulier les wilayas de Boumerdès et d'Alger, a été frappée par un séisme destructeur de magnitude 6.8. L'épicentre est situé entre Thenia et Zemmouri, la profondeur du foyer est d'environ de 10 kilomètres. Les stations Kaddara 1 et 2 sont les stations d'enregistrement les plus proches de l'épicentre et la distance entre eux est de 150 mètres.

Cependant, les enregistrements sismiques des stations 1 et 2 en termes d'accélérations maximales dans la direction EW ont montré une variation très significative qui suggère la présence de l'effet de site.

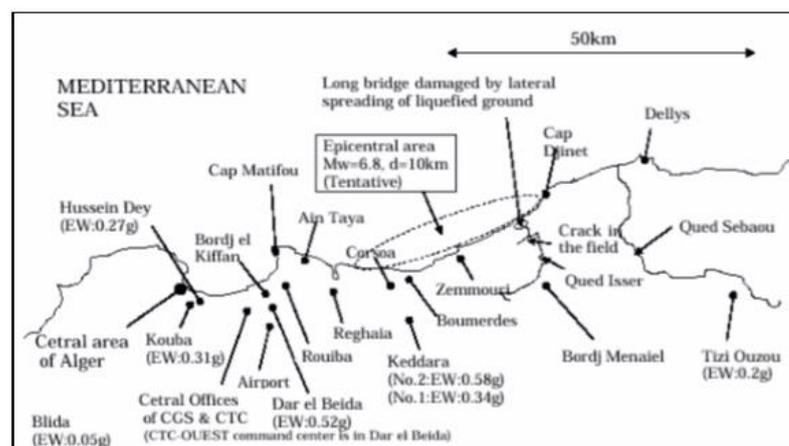


Figure 2-9 L'emplacement des stations d'enregistrements sismiques et leurs valeurs de PGA (Pic Ground Acceleration) de la composante EW (Laouami, 2003).

## 2.8 Caractérisation de l'effet de site

### 2.8.1 Identification de l'effet de site

La sélection de spectres de réponse élastique spécifiques en fonction des catégories de sols est le moyen le plus simple de tenir compte des effets du site dans les projets d'ingénierie et les cartes de risques à usage général. La plupart des codes parasismiques utilisent : La vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur toute la profondeur  $V_{sm}$ , la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  et la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  pour discriminer les catégories de sol. Bien que, des doutes aient surgi sur la capacité de  $V_{s30}$  à prédire l'amplification réelle du sol. Par conséquent,  $f_0$  devient soit une alternative, soit un complément de  $V_{s30}$ .

Les travaux de Borchardt et Glassmoyer (1992) et Borchardt (1994) ont été les premiers à proposer l'adoption du paramètre  $V_{s30}$  comme outil pour discriminer les sols à réponse sismique similaire, puis elle a été largement utilisée depuis lors (Martin et Dobry, 1994 ; Dickenson et Seed, 1996 ; Dobry et al., 2000 ; Pitilakis et al., 2001).

### 2.8.2 Détermination des paramètres $V_{sm}$ , $V_{s30}$ et $f_0$

Les paramètres  $V_{sm}$ ,  $V_{s30}$  et  $f_0$  sont déterminés par les expressions suivantes :

La vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur toute la profondeur  $V_{sm}$  :

$$V_{sm} = \frac{H}{\sum_i^n \frac{h_i}{V_{si}}} \text{ (RPA, 99/2003)} \quad (2-26)$$

Où :

$h_i$  Est l'épaisseur de la couche  $i$ .

$H$  Est l'épaisseur totale du profil de sol.

$V_{si}$  Est la vitesse de propagation d'onde de cisaillement à travers la couche  $i$ .

La vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  :

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_i^n \frac{h_i}{V_{si}}} \text{ (Lussou, 2001)} \quad (2-27)$$

La fréquence fondamentale du sol  $f_0$  :

$$f_0 = \frac{V_{sm}}{4H} \text{ (Das, 1983)} \quad (2-28)$$

Alternativement, des techniques empiriques peuvent être exploitées pour déterminer  $f_0$  à partir des enregistrements sismiques d'une seule station sismologique, nous citons en particulier la méthode HVSR (Horizontal Vertical Spectral Ratio) qui se base sur le rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale (Lermo et Chávez-García, 1993) où la fréquence fondamentale  $f_0$  est obtenue à l'aide de la formule développée par Theodulidis et al. (1996) qui a été représentée dans la Figure 2-10 où  $S_{EW}$ ,  $S_{NS}$  et  $S_{UP}$  sont les spectres de Fourier des accélérogrammes enregistrés à la surface de la composante est-ouest, nord-sud et verticale respectivement.

Cette technique peut être aussi appliquée aux enregistrements des bruits ambiants générés par le trafic (Nogoshi et Igarashi, 1970 ; Nakamura, 1989), cette méthode donne des estimations fiables de la fréquence fondamentale  $f_0$  qui peut exprimer les effets de site.

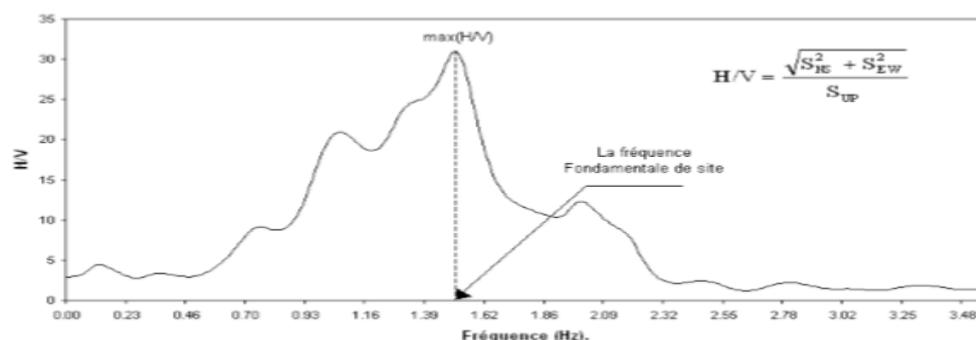


Figure 2-10 Rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale.

### 2.8.3 Classification des sites selon $V_{s30}$ et $f_0$

Les codes parasismiques prennent en compte les effets du site en introduisant différentes catégories de sites. Le code uniforme du bâtiment (UBC 97) a reconnu l'importance des effets locaux du site par la détermination du paramètre  $V_{s30}$  pour des six types de sols différents. L'Eurocode8 a défini cinq principaux types de sol et deux types spéciaux dépendants de  $V_{s30}$  pour chaque type, tandis que RPA 99/2003 considère quatre types de sol.

Les trois tableaux suivants montrent les différents types de sol avec la vitesse de propagation d'onde de cisaillement  $V_s$  correspondante définies dans les trois codes.

Tableau 1 Classification des sites selon UBC 97

Site	Type de sol	$V_{s30}$ (m/s)
A	Roche dur	> 1500
B	Roche	760 – 1500
C	Sol très dense et roche tendre	360 – 760
D	Profil de sol rigide	180 – 360
E	Profil de sol mou	< 180
F	Sols nécessitant une évaluation spécifique au site	

Tableau 2 Classification des sites selon Eurocode8

Site	Type de sol	$V_{s30}$ (m/s)
A	Site rocheux	$> 800$
B	Site ferme	$360 - 800$
C	Site profond de sable moyennement dense et gravier ou d'argile moyennement raide	$180 - 360$
D	Site de sol sans cohésion de densité faible à moyenne	$< 180$
E	Site de sol avec une couche superficielle d'alluvions repose sur un matériau plus raide	
S1	Site composé ou contenant une couche argileuse de plus de 10 m d'épaisseur	$< 100$ (Valeur indicative)
S2	Site de sol liquéfiable d'argiles sensibles ou autre sol non compris précédemment	

Tableau 3 Classification des sites selon RPA 99/2003

Site	Type de sol	$V_s$ (m/s)
S1	Rocheux	$\geq 800$
S2	Ferme	$\geq 400 - < 800$
S3	Meuble	$\geq 200 - < 400$
S4	Très meuble	$\geq 100 - < 200$

Comme il est indiqué dans les trois tableaux précédents, les vitesses de propagation d'onde de cisaillement pour Eurocode8 et UBC 97 sont prises pour

une profondeur de 30m, alors que pour RPA 99/2003, la profondeur est de 10 à 20 premiers mètres de profondeur.

À ce stade et à partir des classifications des sites citées ci-dessus, une question importante se pose : Est-il suffisant de considérer que  $V_{s30}$  comme paramètre pour décrire l'effet du site ?

Pour répondre à cette question, Pitilakis (2004) a trouvé que l'utilisation de  $V_{s30}$  comme critère de base pour la description des effets des sites et la classification des sites dans la pratique de l'ingénierie, sans tenir compte d'autres paramètres peut être trompeuse. De plus, des observations ont montré que pour deux sites identiques c'est-à-dire ayant presque la même  $V_{s30}$ , les fréquences fondamentales des deux sites  $f_0$  ne seront pas toujours égales (Comme c'est le cas dans notre étude). En raison de cette différence de  $f_0$ , l'effet de site sur ces deux sites est tout à fait différent.

Il est maintenant couramment noté que  $V_{s30}$  n'est pas l'indicateur le plus approprié de l'amplification du sol. En conséquence, plusieurs indicateurs alternatifs ou supplémentaires ont été suggérés, tels que la période fondamentale de site  $T_0$  (Pitilakis et al., 2004 ; 2006) ce qui aboutit en conséquence à une variété de schémas de classification proposés. Dans ce contexte, Luzi et al. (2011) ont proposé deux classifications de sols dans lesquelles la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  devient soit une alternative, soit un complément de  $V_{s30}$ . Les performances des classifications dérivées sont obtenues grâce à l'estimation de l'écart type associé aux équations de prédiction du mouvement du sol des spectres de réponse d'accélération pour des enregistrements sismiques extraits d'une base de données en Italie. Par conséquent, ils ont trouvé qu'il y a une réduction significative de l'écart type lorsque la classification est basée sur le couple  $(V_{s30}, f_0)$ , bien qu'une classification basée sur  $f_0$  seulement conduit également à des résultats satisfaisants, comparables à ceux obtenus en supposant une classification basée sur  $V_{s30}$ . Ils ont également considéré que les formes spectrales proposées par Eurocode8 ne sont pas suffisamment adéquates pour représenter ces enregistrements sismiques sur des

sites amplifiant de très basses fréquences ou caractérisés par des contrastes de vitesse peu profonds. Pitilakis et al. (2013) ont présenté une nouvelle classification des sols et des sites, cette classification constitue une étape supplémentaire par rapport aux travaux antérieurs (Pitilakis et al., 2004 ; 2006), qui reposaient exclusivement sur des analyses théoriques 1D de divers modèles représentatifs des conditions réalistes du site. Selon cette classification, les sites sont classés en six catégories (A, B, C, D, E et X). Cette classification inclut le type de sol, la stratigraphie, l'épaisseur et la rigidité, la période fondamentale du sol  $T_0$  et la vitesse moyenne des ondes de cisaillement de l'ensemble du dépôt de sol  $V_{sm}$ . De plus, l'étude de Boudghene Stambouli et al. (2017 ; 2018) avait pour but de fournir une évaluation quantitative de la performance de différents paramètres du site pour prédire les principales caractéristiques de l'amplification du sol, ils ont identifié les paramètres du site qui contrôlent mieux l'amplification du sol. La méthodologie est basée sur les réseaux de neurones généralisés, ils ont utilisé un modèle viscoélastique linéaire d'un ensemble de 858 colonnes de sol réel soumis à un ensemble de 14 accélérogrammes réels avec un contenu fréquentiel variables est calculée, la performance de chaque combinaison des paramètres du site est évaluée par la réduction de la variance par rapport à la variabilité initiale des facteurs d'amplification pour les profils choisis. Par conséquent, ils ont trouvé que le couple  $(V_{s30}, f_0)$  est le plus performant pour décrire l'amplification du sol à courte et moyenne période.

## **2.9 Aperçu sur les travaux antérieurs relatifs à l'influence de l'effet de site sur la SVGM**

Dans cette section nous allons présenter les principaux travaux qui ont focalisé leurs recherches sur l'étude de la VSGM en tenant compte l'effet de site.

- Schneider et al. (1992) :

Ils ont décrit l'effet de site pour la première fois, ils ont étudié la SVGM par comparaison de la fonction de cohérence empirique obtenue à partir d'un réseau constitué de dix stations d'enregistrement, la moitié de ces stations ont été

déployées sur un site rocheux et l'autre moitié sur des sites mous. Les résultats ont montré que les valeurs de cohérence des sites rocheux sont plus importantes que celles des sites mous.

- Chui et al. (1995) :

Ils ont comparé la fonction de cohérence obtenue à partir des réseaux SMART-1 et SMART-2 situés à Taiwan. Ce dernier a été installé sur des sédiments plus consolidés. Ils ont conclu qu'il y avait une petite différence de cohérence, des études plus détaillées et systématiques liées aux effets des conditions du site sur la cohérence n'ont pas été possibles sur la base des données observées en raison du nombre relativement petit de ces réseaux.

- Zerva et Harada (1997) :

Ils ont développé un modèle semi-empirique spécifique au site. Le modèle se rapproche de la topographie du site par une couche étendue horizontalement avec des caractéristiques aléatoires recouvrant un demi-espace (substratum rocheux). La SVGM incident à l'interface roche-couche intègre l'effet de la perte de cohérence due à la dispersion des ondes pendant leur propagation dans le socle rocheux, et l'effet de site résulte de la transmission verticale des ondes de cisaillement à travers les couches stochastiques. Ils ont montré que la fonction de cohérence à la surface du sol est similaire à celle du mouvement incident à l'interface roche-couche sauf à la fréquence fondamentale de la couche où elle diminue considérablement. Ils ont montré également que pour des conditions de sol mou, la stochasticité de la couche contrôle les déformations sismiques du sol. Cette approche peut être utilisée pour la description de la SVGM dans l'analyse de la réponse sismique des pipelines enterrées et sursol.

- Liao et Li (2002) :

Ils ont introduit la méthode d'expansion orthogonale dans une approche numérique pour estimer de manière analytique l'effet de l'incertitude des caractéristiques du sol sur la fonction de cohérence. Cette méthodologie est basée sur des techniques de simulation d'éléments finis de mouvement des ondes

sismiques, qui peuvent être facilement utilisées pour modéliser éventuellement l'irrégularités de la couche de sol. Lorsque la stochasticité des couches de sol est prise en compte, la méthode d'expansion polynomiale orthogonale est utilisée pour traiter les variables aléatoires spatiales dans les équations de mouvement des ondes sismiques. L'effet de la stochasticité du sol sur la fonction de cohérence peut également être évalué. Ils ont montré que l'irrégularité de la couche de surface d'un site aux propriétés déterministes du sol soumis à une excitation d'entrée aléatoire non identique peut réduire les valeurs de la fonction de cohérence au voisinage des fréquences fondamentale du site. En outre, la stochasticité dans la couche de sol a également tendance à entraîner une diminution des valeurs de la fonction de cohérence à proximité des fréquences de fondamentale des sites.

- Zerva et Stephenson (2011) :

Ils ont analysé les données enregistrées à partir d'un réseau dense installé dans la vallée de Parkway en Wainuiomata de la Nouvelle-Zélande, le réseau se composait de stations à la fois sur le bassin sédimentaire et sur la roche molle. La configuration du réseau se rend uniquement pour l'étude de la SVGM sur des sites à topographie irrégulière pour l'évaluation de la réponse sismique du pont : les emplacements des stations de roche molle entourant la vallée peuvent être considérés comme les emplacements des culées du pont, et les emplacements des stations dans le bassin sédimentaire comme ceux des piles intermédiaires du pont. L'analyse a suggéré que les mouvements dans la vallée étaient dominés par les ondes de surface. Les données de la vallée ont indiqué des corrélations significatives dans les gammes de fréquences fondamentales des ondes de surface qui contrôlent les mouvements analysés. Ils ont souligné à l'importance de la topographie irrégulière et de la formation d'ondes de surface dans la compréhension physique et la modélisation de la SVGM.

- Laib et al. (2015) :

Ils ont proposé un modèle probabiliste de cohérence pour examiner évaluer analytiquement les effets de l'hétérogénéité latérale du sol et, en particulier, les effets des fluctuations aléatoires de la fréquence fondamentale du sol, sur la

fonction de cohérence de la SVGGM et la réponse sismique des structures multi-supports. Le modèle proposé inclut l'effet de passage d'onde, l'effet de perte de cohérence et en particulier, les effets de site, qui sont basés sur l'hypothèse d'ondes de cisaillement se propageant verticalement à travers une couche horizontale avec des caractéristiques aléatoires. Par conséquent, l'applicabilité de l'approche est limitée aux sites qui peuvent être représentés par des couches de sol horizontales et qui possèdent une topographie quasi-régulière. Pour mettre en évidence l'effet de site, les fonctions de cohérence sont évaluées pour trois conditions du sol. Les résultats trouvés indiquent que les effets d'hétérogénéité latérale du sol ont tendance à entraîner une diminution des valeurs de la fonction de cohérence. Cette diminution n'est pas limitée au voisinage de la fréquence de fondamentale du sol, mais atteint des fréquences considérablement élevées. Par conséquent, la tendance de la fonction de cohérence (décroissance exponentielle) peut être influencée de manière significative par l'effet de site. En plus, les résultats de l'application du modèle de cohérence proposé pour évaluer la réponse sismique des structures multi-supports indiquent que plus l'hétérogénéité du sol est grande, plus les déplacements dynamiques et les forces de cisaillement dans les supports de la structure sont importants.

- Todorovska et al. (2015) :

Ils ont utilisé la fonction de cohérence empirique pour décrire la SVGGM et pour analyser la réponse sismique des structures étendues. Il est reconnu depuis longtemps que la fonction cohérence dépend des conditions du site, comme le démontre la comparaison des cohérences estimées à partir des enregistrements sismiques des réseaux installés sur une géologie différente, de ce fait, ils ont étudié les effets des conditions du site en utilisant le mouvement sismique généré à la surface du sol. Neuf sites sont considérés, chacun étant caractérisé par une combinaison : d'un paramètre d'état local du sol  $S_L$ , d'un paramètre de site géologique  $S$ , et par un ensemble correspondant de couches parallèles. Trois valeurs de  $S_L$  ont été considérées pour représenter : le sol rocheux, le sol rigide et le sol profond, et trois valeurs de  $S$  ont été considérées pour représenter : les

sédiments, la roche du socle géologique et la géologie intermédiaire. Les résultats trouvés montrent que, pour de petites distances de séparation, l'incohérence du mouvement sismique du sol dépend des propriétés des couches de sol, des sédiments et de la géologie sous-jacente. Ils ont montré également que la cohérence diminue avec la diminution de la rigidité du sol et des couches rocheuses près de la surface du sol, et avec des dépôts de sol progressivement plus profonds.

- Derbal et al. (2019) :

Ils ont généré des signaux sismiques spatialement variables en tenant compte tous les facteurs de la SVGM, tels que le passage d'onde, la perte de cohérence et en particulier les conditions géologiques locales du site. La fonction de densité spectrale de puissance filtrée de Tajimi-Kanai et la fonction de cohérence empirique sont utilisées pour définir le mouvement sismique du sol en profondeur. Sur la base de la théorie de propagation d'onde sismique directionnelle, les mouvements sismiques à la surface sont dérivés en considérant l'effet d'amplification du site. Ils ont démontré que le fait de négliger l'effet de site, c'est-à-dire ne considérer que les effets de perte de cohérence et de passage d'onde, peut conduire à une sous-estimation du chargement sismique spatial appliqué aux structures étendues.

- Garakaninezhad et Bastami (2019) :

Ils ont corrélé les accélérations spectrales verticales (*SA*) à des périodes uniques et multiples. Dans la première partie, les accélérations spectrales verticales (*SA*) sont corrélées à huit périodes comprises entre 0,0 et 3,0 s à l'aide des enregistrements compilés à partir de dix séismes survenus en Californie, au Japon, à Taiwan et au Mexique. Les résultats trouvés montrent que les corrélations des *SA* verticales sur des courtes périodes dépendent des conditions régionales du site indiquées par  $V_{s30}$ . Et par conséquent, l'effet de  $V_{s30}$  sur la corrélation des *SA* verticales diminue cette corrélation. Dans la deuxième partie, une corrélation multivariée est étudiée, Sur la base de cette corrélation, un modèle prédictif est proposé pour simuler les *SA* verticales à plusieurs périodes et différents sites.

## **2.10 Étude critique sur l'influence de l'effet de site sur la SVGM**

Bien que la recherche relative à la modélisation et l'étude de la SVGM ait commencé à la fin des années 70, ceci grâce au développement des modèles de cohérence analytique et empirique décrivant la SVGM (Feng et Hu, 1981 ; Loh, 1985 ; Harichandran et Vanmarcke, 1986 ; Luco et Wong, 1986 ; Kausel et Pais, 1987 ; Hao et al., 1989), ce n'est qu'à partir des années 90 que cet axe de recherche a connu un grand essor suite à l'étude de la SVGM sous l'influence de l'effet de site (Schneider et al., 1992 ; Chui et al., 1995 ; Zerva et Harada, 1997 ; Liao et Li, 2002 ; Zerva et Stephenson, 2011 ; Laib et al., 2015 ; Todorovska et al., 2015 ; Derbal et al., 2019 ; Garakaninezhad et Bastami, 2019), cet état de fait a motivé les chercheurs à la modélisation de la SVGM en tenant compte l'effet de site.

Les études effectuées sur la caractérisation de l'effet de site ont montré qu'ils existent plusieurs paramètres décrivant cet effet de site, on cite notamment la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  et la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  pour discriminer les catégories de sol (Nakamura, 1989 ; Lermo et Chávez-García, 1993 ; Borchardt, 1994 ; Martin et Dobry, 1994 ; Dickenson et Seed, 1996 ; Dobry et al., 2000 ; Pitilakis et al., 2001 ; Pitilakis, 2004 ; Luzi et al., 2011). A ce stade, une question très importante se pose :  $V_{s30}$  et  $f_0$  sont-ils les meilleurs proxys possibles pour décrire l'effet de site ? Pour répondre à cette question, les travaux réalisés par Boudghene Stambouli et al. (2018) qui présentent une évaluation quantitative de la performance de différents paramètres du site pour prédire les principales propriétés de l'amplification du sol, nous a permis de conclure que le couple  $(V_{s30}, f_0)$  est le plus performant pour décrire l'amplification du sol à courte et moyenne période.

A la lumière de tout ce qui précède, et sur la base de la problématique posée dans la partie I, on peut dire que l'objectif attendu de cette étude est devenu plus clair et précis. Donc, un modèle de cohérence empirique décrivant la variabilité

spatiale suivant les trois directions du mouvement sismique du sol sera établi en intégrant les deux paramètres  $V_{s30}$  et  $f_0$  en combinaison ou séparément.

## **2.11 Conclusion**

Ce chapitre a pour but principal d'estimer l'effet de site c'est-à-dire trouver des paramètres simples et efficaces pour décrire ce phénomène. De ce fait, nous avons trouvé que les paramètres les plus largement utilisés pour classer les sols et en particulier pour décrire l'effet de site sont le couple  $(V_{s30}, f_0)$ , où :  $V_{s30}$  est la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur, et  $f_0$  est la fréquence fondamentale du sol.

Ces paramètres sont liés entre eux et capables de capturer les différents aspects de la réponse sismique du sol, c'est parce que  $V_{s30}$  est liée à la réponse moyenne dans les 30 premiers mètres, tandis que  $f_0$  apporte des informations combinées sur la rigidité du sol et la profondeur du substratum rocheux. Dans le chapitre 4 ces deux paramètres seront utilisés en combinaison ou séparément pour la formulation du modèle de cohérence attendu qui va décrire l'effet de site.

Nous avons constaté également que l'amplification des mouvements sismiques résulte fortement lors de la propagation des ondes sismiques dans les bassins sédimentaires ou dans les sites où il y a la stratigraphie, et c'est ce que nous avons vu en exposant les séismes les plus importants dans l'histoire qui ont pris en compte l'effet de site.

Dans le prochain chapitre, une description sur le réseau temporaire de stations sismologiques, le site où ce réseau a été installé et les données sismiques collectées sera présentée.

## Chapitre 3

# Description du site de la région de Chlef, du réseau temporaire installé et des données sismiques collectées

### 3.1 Introduction

L'installation des réseaux sismiques permet d'analyser la SVGM. Le réseau d'El Centro constitué de sept stations sismologiques installées linéairement était l'un des premiers réseaux qui a enregistré le séisme de 1979 dans la vallée impériale. Un autre réseau, situé à Lotung, au Nord-Est de Taiwan, qui a fourni une grande quantité de données sismiques pour des événements de petite et grande magnitude qui ont été largement utilisés par des sismologues pour étudier la SVGM sur des petites distances (Abrahamson 1993, Laouami et al., 2001), ce dernier est une extension du réseau dense SMART-1 (Strong Motion ARray, Taiwan) qui a été installé à la fin des années soixante-dix. L'exploitation des enregistrements sismiques de SMART-1 a permis pour la première fois d'avoir une idée sur la SVGM même si les points d'enregistrement étaient très proches. Le réseau LSST a été installé en 1985 près de la station M08 du réseau SMART-1. Des réseaux supplémentaires permanents et temporaires ont été déployés dans le monde entier pour : analyser les propriétés des mouvements sismiques, étudier l'effet de site,

modéliser la SVGM, on cite par exemple les réseaux : EPRI Parkfield, San Fernando Valley, Imperial Valley, en Californie ; Chiba en Tokyo, Japon ; Nice, France ; Thessalonique, EUROSEISTEST, en Grèce ; L'Aquila en Italie (Zerva et Zervas, 2002).

Dans cette étude, la SVGM est examinée en utilisant les données enregistrées par le réseau temporaire installé dans la ville de Chlef. Par conséquent, ce chapitre vise à présenter une brève description du site de la région de Chlef, du réseau temporaire installé et des données sismiques collectées. Alors, nous allons commencer ce chapitre par un bref aperçu de la sismotectonique, de la sismicité et de la géologie de la région de Chlef. Ensuite, nous présentons la mise en place, la description et les caractéristiques du réseau sismologique. Puis, nous exposons le catalogue des séismes enregistrés, la qualité des données et l'ensemble des événements utilisés dans cette étude. Ce chapitre sera terminé par une conclusion.

## **3.2 Site de la région de Chlef**

### **3.2.1 Sismotectonique**

Entre les montagnes de Dahra s'étendant jusqu'à la mer méditerranée au nord, et les montagnes d'Ouarsenis au sud, se trouve la vallée du Bas-Chélif, caractérisée par de nombreuses structures actives, et d'autres probablement actives (Figure 3-1). Meghraoui et al. (1982) ont présenté une carte sismotectonique détaillée de la région de Chlef dans leur étude.

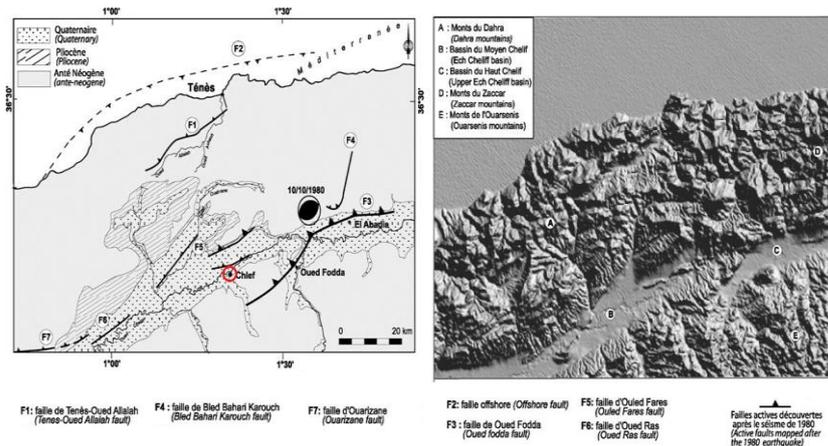


Figure 3-1 Localisation de la ville de Chlef (cercle rouge) dans un contexte sismotectonique (à gauche) et topographique (à droite) (extrait de Yelles et al., 2006).

Cinq principales failles ont été pris en compte pour le développement du modèle régional d'aléa sismique de la région de Chlef d'après l'étude WCC (1984) :

- La faille active d'Oued Fodda (ou la faille d'El Asnam) (Faille nommée **F4** sur la Figure 3-1) (Brives, 1923 ; King and Vita-Finzi, 1981 ; Yielding et al., 1981 ; Philip and Meghraoui, 1983).
- La zone de failles actives d'Oued Allah-Ténès (Faille nommée **F2** sur la Figure 3-1) (Brives, 1923 ; Yelles et al., 2006).
- La zone faillée probablement active de la vallée du Bas-Chélif (Faille nommée **F5** sur la Figure 3-1) (WCC, 1984 ; Yelles et al., 2006).
- La faille probablement active de Bled Baheri Karouch (Faille nommée **F3** sur la Figure 3-1) (Meghraoui, 1982 ; WCC, 1984).
- La zone faillée en mer (Faille nommée **F1** sur la Figure 3-1) (WCC, 1984 ; Domzig et al., 2006 ; Yelles et al., 2006).

### 3.2.2 Sismicité

La ville de Chlef est actuellement considérée comme la zone d'activité sismique la plus élevée en Algérie, classée en zone III (haute sismicité) selon le Règlement Parasismique Algérien (RPA99, version 2003) et caractérisée par la

survenue de séismes historiquement majeurs. Les événements sismiques les plus importants qui ont frappé la région de Chlef sont cités dans le Tableau 4.

Tableau 4 Sismicité historique de la région du Bas-Chélif

Date	Lat. N (°)	Long. E (°)	Intensité	Magnitude	Réf
15/01/1891	36.55	1.86	X	-	WCC (1984)
25/08/1922	36.39	1.21	VIII	-	WCC (1984)
24/08/1928	35.87	0.77	VIII	-	WCC (1984)
07/09/1934	36.25	1.71	IX	-	WCC (1984)
09/09/1954	36.38	1.48	XI	6.8	WCC (1984)
04/02/1955	36.30	1.50	VIII	5.5	WCC (1984)
14/02/1956	36.50	1.50	VII	5.9	WCC (1984)
15/08/1957	36.10	1.50	VIII	5.7	WCC (1984)
10/10/1980	36.15	1.37	X	7.3	WCC (1984)
16/12/2006	36.28	1.22	V	5.0	WCC (1984)

### 3.2.3 Géologie

Le bassin Chélif appartient au Tell occidental algérien et correspond à une vaste cuvette intra-montagneuse, orienté est-ouest. Ce bassin est subdivisé en Haut, Moyen et Bas Chélif. Ce dernier est caractérisé par 3 sillons : nord, médian et sud, séparés par des secteurs montagneux (Dahra, Ouarsenis, Beni Chograne) (Perrodon, 1957) (Figure 3-2) :

- a- Le sillon nord correspond au plateau Hachacha (ou Bosquet).
- b- Le sillon médian englobe les plaines de la Macta, la Mina, Chélif et les plateaux de Mostaganem.
- c- Le sillon sud occupe la plaine de Mascara.

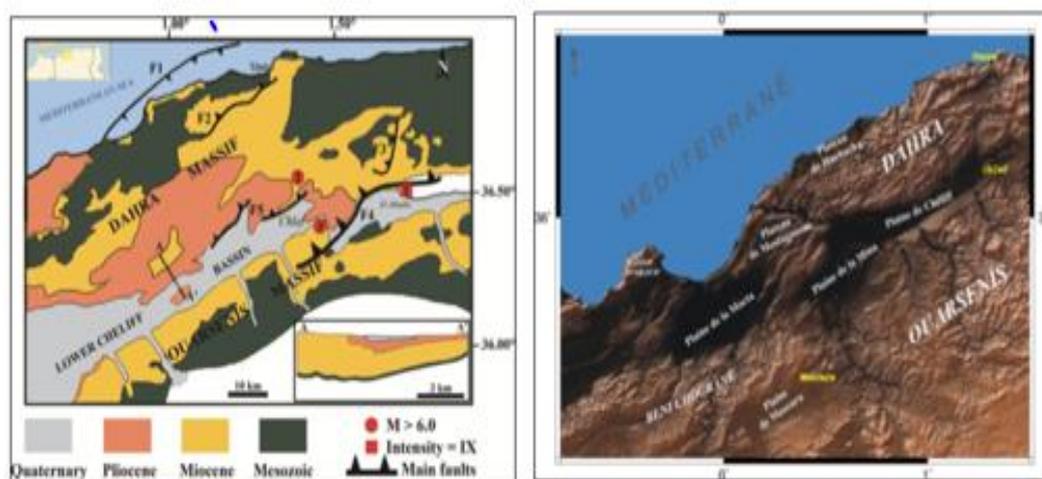


Figure 3-2 Gauche : Situation géographique et topographique des sillons du bassin du Bas-Chélif selon Perrodon (1957). Droite : Carte géologique du bassin néogène du Bas-Chélif (Meghraoui et al., 1986, modifiée).

### **3.3 Réseau sismique temporaire installé dans la ville de Chlef**

L'estimation expérimentale de la SVGM requiert l'existence d'un équipement sismologique (digitaliseur, capteur antenne GPS et panneau solaire) installé dans un champ approprié permettant un enregistrement sismique de haute qualité. A travers l'étude de Layadi et al. (2016), le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) a installé neuf (09) stations sismologiques dans la ville de Chlef, ces stations sont équipées par un digitaliseur DATA-CUBE<sup>3</sup> couplée à des captures de courte période L22 (Mark Product) de fréquence de coupure 2 Hz fonctionnent au mode continue à fréquence d'échantillonnage de 100 Hz, qui ont un bruit instrumental très faible. Le réseau est situé à proximité de la station fixe ABZH, qui est considérée comme une station de référence. Il est à noter que chaque station sismologique était équipée d'un récepteur GPS. Le réseau sismique a fonctionné pendant dix (10) mois (du 17 Décembre 2014 au 30 Octobre 2015). Les sites d'emplacement des stations sismologiques ont été nommés par des abréviations en relation avec le lieu d'installation (Tableau 5) : KAR, STO, ECF, LYA, MUS, ECJ, PRC, ECZ et SR2.

Tableau 5 Coordonnées et élévation des stations sismologiques

<b>Site</b>	<b>PRC</b>	<b>KAR</b>	<b>ECF</b>	<b>LYA</b>	<b>ECJ</b>	<b>MUS</b>	<b>STO</b>	<b>ECZ</b>	<b>SR2</b>
Lat. (°)	36.1719	36.1709	36.1706	36.1824	36.1701	36.1637	36.1613	36.1646	36.1576
Long. (°)	1.3470	1.3126	1.3269	1.3317	1.3383	1.3306	1.3115	1.3531	1.3507
Z (m)	154.2	130.8	148.3	160.3	179.9	201.0	99.0	206.9	174.0

La distribution des stations sismologiques était en fonction de la géologie local de la ville de Chlef (Figure 3-3), deux (02) stations sismologiques ont été installées sur le rocher du Miocène, le reste des stations sismologiques a été installé sur le Quaternaire. Cette distribution a permis de fournir différentes valeurs de : la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$ , la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  pour chaque site. La Figure 3-4 montre les profils de sol en termes de la vitesse de propagation d'onde de cisaillement  $V_s$  et de profondeur (Layadi et al., 2018) pour chaque site où les stations sismologiques ont été installées. Layadi et al. (2016) ont montré dans leur étude que toutes les stations sismologiques du réseau temporaire ont une fréquence fondamentale du sol  $f_0$  dans la gamme des basses fréquences, mais les stations KAR ECF, STO et LYA ont un deuxième pic d'amplification dans le domaine des hautes fréquences (Figure 3-5), utilisant les séismes que nous allons mentionner ci-dessous.

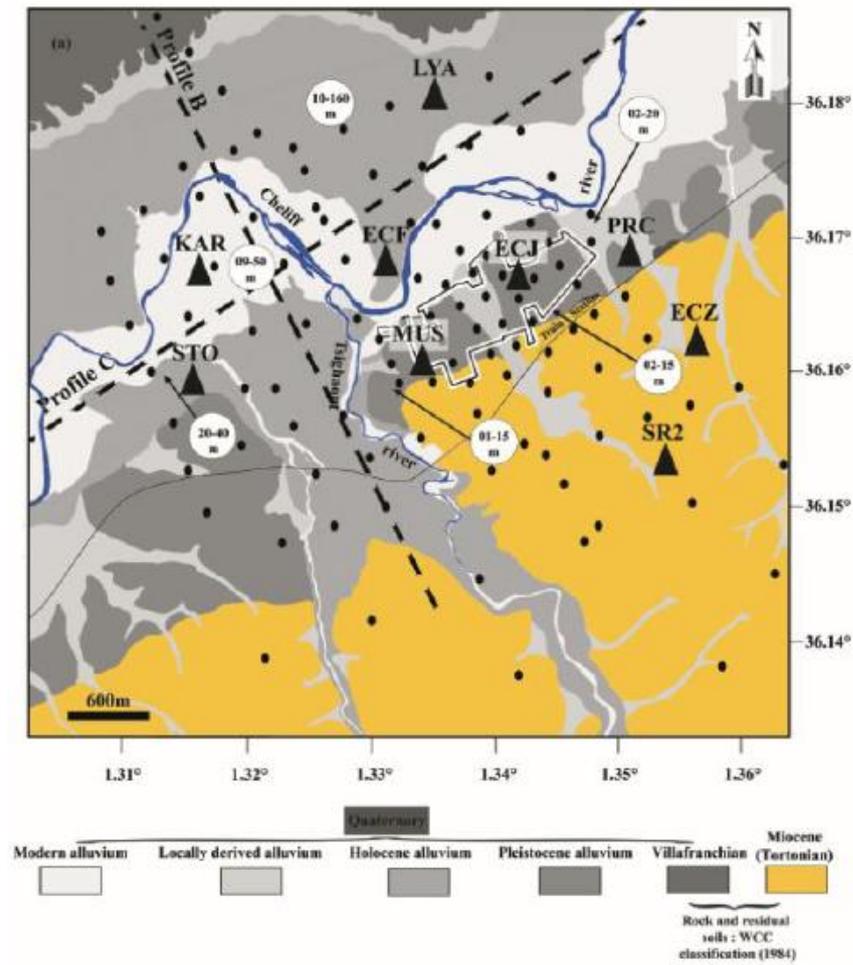


Figure 3-3 La carte de la géologie locale de la ville de Chlef et le réseau sismique temporaire y installé (Layadi et al., 2016).

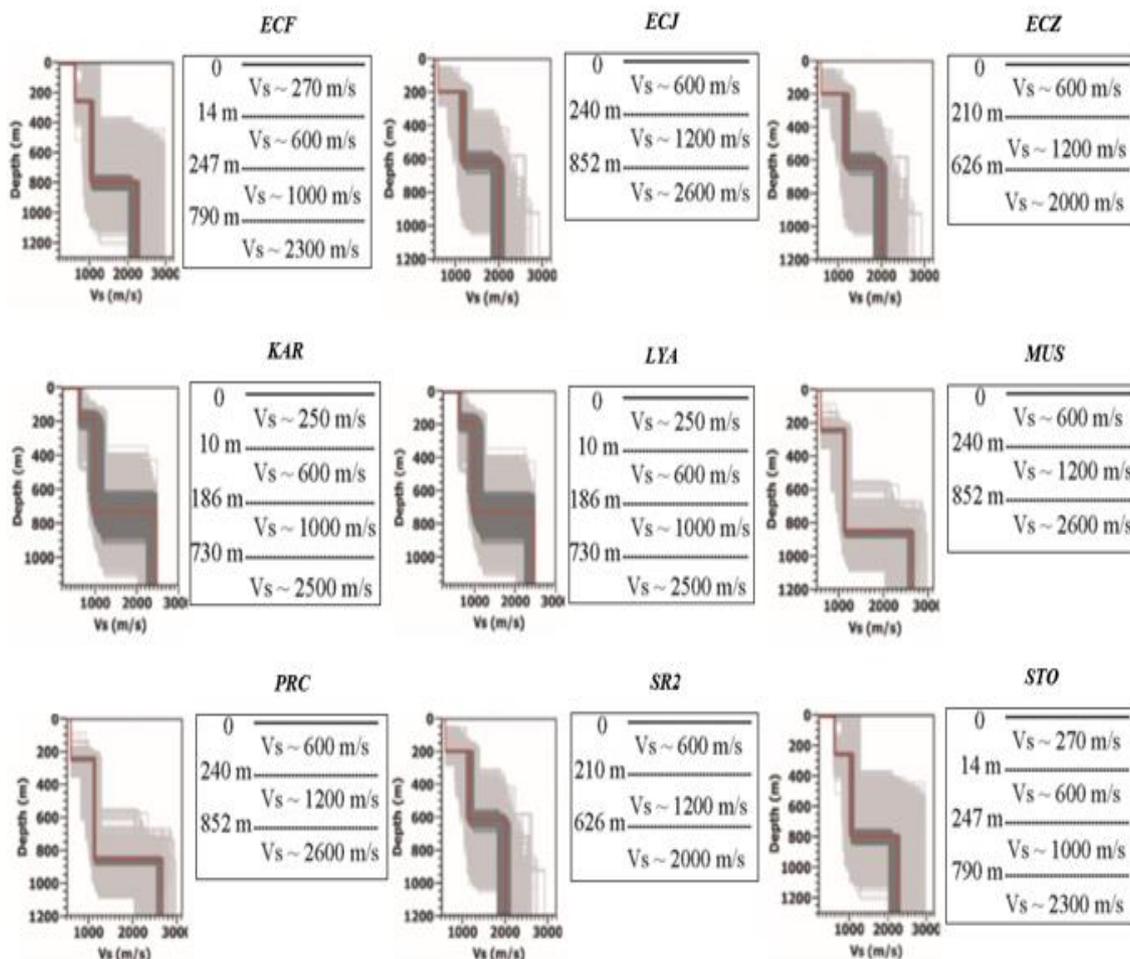


Figure 3-4 Profil de sol pour chaque site où les stations sismologiques ont été installées (Layadi et al., 2018).

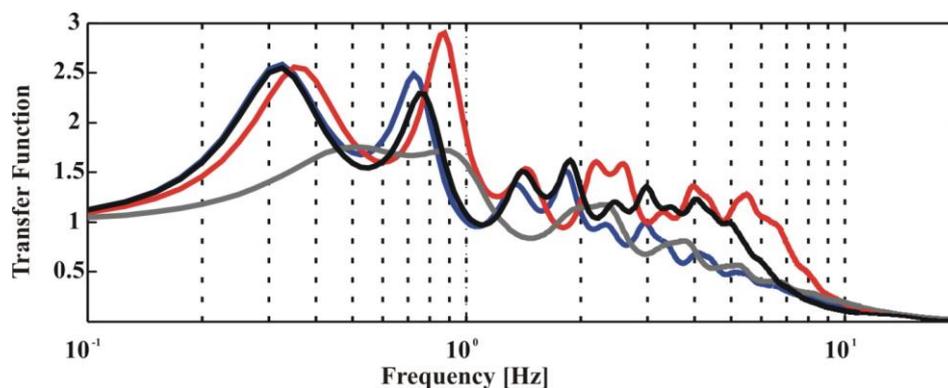


Figure 3-5 Fonctions de transfert utilisées pour déterminer  $f_0$  : bleu pour les stations ECJ, MUS et PRC ; rouge pour les stations LYA et KAR ; gris pour les stations ECZ et SR2 ; noir pour les stations ECF et STO (Layadi et al., 2018).

### 3.4 Acquisition des données sismiques

Au cours des dix (10) mois à la ville de Chlef, plus de cent cinquante (150) événements sismiques (locaux, régionaux et télé sismiques) se sont produits dans la région de Chlef. Quinze (15) événements sismiques (locaux et régionaux) ont été utilisés dans notre étude (Figure 3-6), en raison de leur contenu fréquentiel riche en basse et à haute fréquence, au contrario des événements lointains, dont le contenu fréquentiel est plutôt riche en très basse fréquence. Les différents événements sismiques enregistrés par chaque station sont présentés dans le Tableau 6.

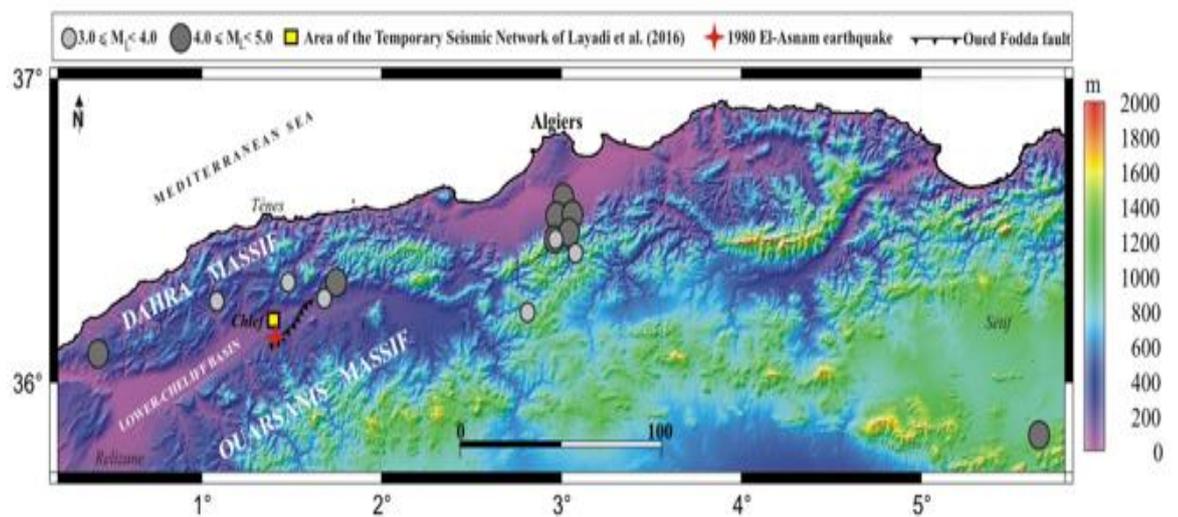


Figure 3-6 Localisation des séismes utilisés dans cette étude (cercles gris foncé et gris clair).

Tableau 6 Liste des évènements sismiques utilisés dans cette étude

N°	Date and Time	Lat. N (°)	Lon. E (°)	d (km)	M <sub>L</sub>	PRC	ECJ	MUS	LYA	KAR	ECZ	SR2	STO	ECF
01	19/12/2014	36.5531	3.0111	155	4.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*
02	23/12/2014	36.5531	3.0111	155	4.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*
03	23/12/2014	36.4992	3.0111	155	4.4	*	*	*	*	*	*	*	*	*
04	26/12/2014	36.4992	3.0111	155	4.3	*	*	*	*	*		*	*	*
05	01/02/2015	36.4992	3.0111	154	3.9			*	*		*	*	*	
06	16/03/2015	36.0939	0.4240	82	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*
07	16/03/2015	36.2679	1.0831	24	3.5	*	*	*	*	*		*	*	*
08	17/03/2015	36.3806	1.4132	23	2.3	*		*	*	*	*	*	*	*
09	21/03/2015	35.7865	1.2933	45	2.8	*	*	*		*	*	*	*	*
10	21/03/2015	36.2762	1.6814	33	2.8	*	*	*	*	*	*	*	*	*
11	11/07/2015	36.2298	2.8118	130	3.5	*	*	*	*	*	*	*	*	
12	15/07/2015	36.5454	1.6767	52	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*
13	22/08/2015	36.3308	1.7470	41	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*
14	04/09/2015	36.2762	1.6814	34	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*
15	09/10/2015	36.3308	1.4770	41	3.1	*		*	*	*	*	*	*	*

### 3.5 Conclusion

La collecte des données sismiques utiles est une tâche très importante pour étudier l'influence de l'effet de site sur la SVGM expérimentalement. Dans le présent chapitre, nous avons présenté une brève description : Du bassin du Bas-Chélif du point de vue sismologique, sismotectonique et géologique. Du réseau

sismologique temporaire installé dans la ville de Chlef. Des données sismiques collectées d'après l'étude de Layadi et al. (2016).

La base de données sismique traitée (Quinze (15) événements sismiques) sera utilisée directement dans le chapitre suivant pour l'estimation expérimentale de la SVGM, les résultats géotechniques et sismologiques de la région de Chlef (en particulier la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  et la fréquence fondamentale du sol  $f_0$ ) extraites principalement de l'étude de Layadi et al. (2018) seront exploités dans le chapitre 5 pour voir leurs influences sur la variation de la fonction de cohérence.



## Chapitre 4

# Développement du modèle de cohérence de la SVGM

### 4.1 Introduction

Comme indiqué au chapitre 2, les supports des structures étendues telles que les pipelines, les tunnels, les barrages et les ponts peuvent subir des mouvements différentiels lors d'un tremblement de terre, et par conséquent le comportement de ces structures peut également être affecté par la SVGM qui peut induire une augmentation des déformations dans les structures (Luco et Wong, 1986).

Pour une estimation quantitative de cette SVGM, l'installation des réseaux de stations sismologiques permanents ou temporaires est nécessaire, car les données enregistrées par ces réseaux fournissent des informations précieuses pour comprendre et modéliser la SVGM, c'est à dire pour développer des modèles de cohérence empiriques permettant d'étudier la réponse dynamique des structures étendues. La majorité des études ont utilisé une approche stochastique pour modéliser la SVGM au cours de la fenêtre d'onde de cisaillement S. La plupart de ces réseaux sont situés dans des conditions de sol uniformes, alors que les stations sismologiques de réseau utilisé pour la présente étude sont situées dans des conditions de sol non-uniformes c'est à dire les sites ayant des  $f_0$  et des  $V_{s30}$

différentes, de plus les distances de séparation entre les stations d'enregistrement sont importantes. Cependant, la fonction de cohérence à caractériser dépend de la fréquence  $f$ , de la distance de séparation  $d$  et de la  $f_0$  et/ou  $V_{s30}$ . L'interprétation de la fonction de cohérence à haute fréquence ( $> 10$  Hz) nécessite des réseaux avec une distance de séparation très courte ( $< 20$  m) (Abrahamson, 1992), c'est pourquoi tous nos analyses seront faites à des fréquences basses ( $< 10$  Hz).

De plus, il est bien connu que les structures étendues sont établies dans des sites présentant une variation de type de sol qui donne lieu à la formation d'ondes de surface qui peuvent conduire à des amplifications importantes, à une perte de corrélation et à des déformations importantes du sol dans le mouvement sismique (Bard et Bouchon, 1980 ; Moczo et Bard, 1993 ; Cornou et al., 2003 ; Scandella et Paolucci, 2010). Dans ce contexte, le réseau de stations sismologiques qui a été installé dans le bassin sédimentaire de la ville de Chlef nous donne l'opportunité de modéliser la SVGM c'est à dire d'étudier la fonction de cohérence sur une plage assez large de distances de séparation et d'un nombre d'évènements sélectionnés caractérisés par des magnitudes locales comprises entre 2.3 et 4.5 et des distances épacentrales comprises entre 23 et 155 km. La fonction de cohérence de la partie la plus énergétique du mouvement du sol (à partir du début de l'onde S) sera estimée pour chaque paire possible au sein du réseau.

Dans ce chapitre, un modèle de cohérence empirique de la SVGM de la ville de Chlef sera développé. Tout d'abord, les procédures d'estimation conventionnelles de la fonction de cohérence sont introduites. Ensuite, la fonction de cohérence est estimée en appliquant un schéma d'estimation de cohérence conventionnel à quinze événements sismiques enregistrés par le réseau de stations sismologiques et suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. Puis, le modèle de cohérence est formulé par une analyse de régression non linéaire des quinze événements enregistrés.

## **4.2 Traitement des données**

Avant d'appliquer les schémas d'estimation spectrale à la fenêtre temporelle sélectionnée, toute l'histoire temporelle d'un signal enregistré doit être prétraitée pour l'ajustement de la ligne de base et la correction de l'instrumentation. Pour mieux caractériser l'homogénéité des champs aléatoires de mouvement du sol, les fenêtres temporelles sélectionnées peuvent être alignées par rapport à une station de référence pour supprimer l'effet de passage d'onde apparent à travers le réseau. Les décalages temporels dans l'alignement peuvent être déterminés en estimant la corrélation entre les stations et en évaluant les coefficients de corrélation maximum positifs (Boissieres et Vanmarcke, 1995). Après les opérations de prétraitement et d'alignement, la fonction de cohérence peut être obtenue en estimant les fonctions de densité spectrale de puissance (Auto-DSP) et la fonction d'inter densité spectrale de puissance (Cross-DSP), comme il est indiqué dans l'équation (2-1).

L'application de fenêtres de lissage est indispensable dans la procédure d'estimation de la cohérence, sinon la cohérence de l'échantillon est identique à l'unité quelles que soient les propriétés des processus aléatoires (Jenkins et Watts, 1968). De plus, la fenêtre de lissage contrôle les statistiques (variance et biais) des estimations de la cohérence ainsi que sa résolution. Les fenêtres de lissage couramment utilisées dans l'estimation de spectre conventionnelle sont : Les fenêtres Bartlett, Hamming et Hanning (Stoica et Moses, 1997). Ces fenêtres de lissage donnent des résultats similaires tant que les largeurs de bande équivalentes des fenêtres spectrales sont les mêmes (Harichandran, 1991). Par conséquent, la sélection d'une largeur de bande équivalente appropriée des fenêtres spectrales est plus importante que le choix des types de fenêtres spectrales de lissage. Ainsi, les longueurs des fenêtres de lissage sont sélectionnées en considérant le compromis entre le biais et la variance des estimateurs. Abrahamson et al. (1991) ont indiqué que le choix de la fenêtre de lissage devrait être basé non seulement sur les propriétés statistiques des estimations de la cohérence, mais aussi sur l'objectif de l'application. Ils ont suggéré une fenêtre de Hamming à 11 points ( $M = 5$  pour le  $m$  dans l'équation (4-2)) lorsque la longueur de la fenêtre de temps est inférieure à

2000 pas et que les estimations de la cohérence doivent être utilisées dans l'analyse structurale. Cela signifie que la moyenne de la fonction d'inter densité spectrale de puissance complexe sur 11 fréquences peut fournir un compromis raisonnable entre la résolution de la fréquence et le biais et l'incertitude. La fenêtre de Hamming est une version lissée d'une fenêtre triangulaire, illustrée à la Figure 4-1.

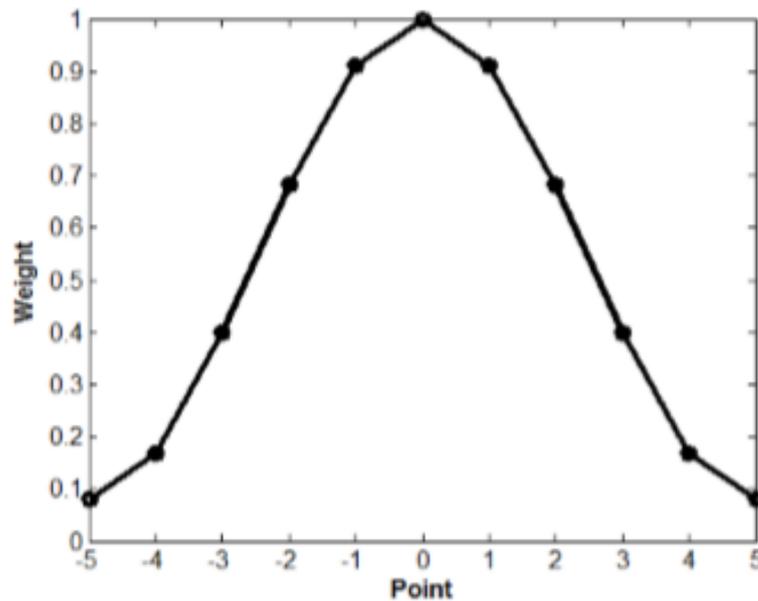


Figure 4-1 Exemple de fenêtre de Hamming à 11 points ( $M=5$ ).

Avec l'hypothèse d'homogénéité, de stationnarité et d'ergodicité, il est courant de choisir des fenêtres temporelles spécifiques, généralement que la partie des ondes de cisaillement (S) des sismogrammes pour estimer la fonction de cohérence, car dans la plupart des cas, l'onde de cisaillement porte l'énergie la plus forte dans les enregistrements d'un séisme et généralement est l'élément le plus dommageable du point de vue de l'ingénierie. La fenêtre temporelle sélectionnée est considérée comme un segment d'un processus stationnaire de durée limitée. Différentes longueurs de fenêtre temporelle ont été utilisées en fonction des événements sismiques spécifiques et des histoires temporelles enregistrés (Par exemple : 5, 9, 10, 21 secondes (Hao et al., 1989) ; 2 secondes (Schneider et al., 1990) ; 10 secondes (Harichandran, 1991 ; Boissières et Vanmarcke, 1995). Il est parfois difficile d'identifier une partie d'onde (S) claire du signal car elle peut souvent être accompagnée d'autres composantes d'onde.

Pour les quinze événements étudiés qui sont répertoriés avec leurs paramètres clés dans le Tableau 6, l'onde sismique a montré une incohérence considérable pour les directions : Est-Ouest EW, Nord-Sud NS et Vertical VER. Dans cette section, nous ne présenterons que le deuxième événement survenu le : 23 décembre 2014 à 08h59, les enregistrements d'accélération des neuf stations sismologiques (Soient : ECF, ECJ, ECZ, KAR, -LYA, MUS, PRC, SR2 et STO) et pour les trois directions sont indiqués à la Figure 4-2.

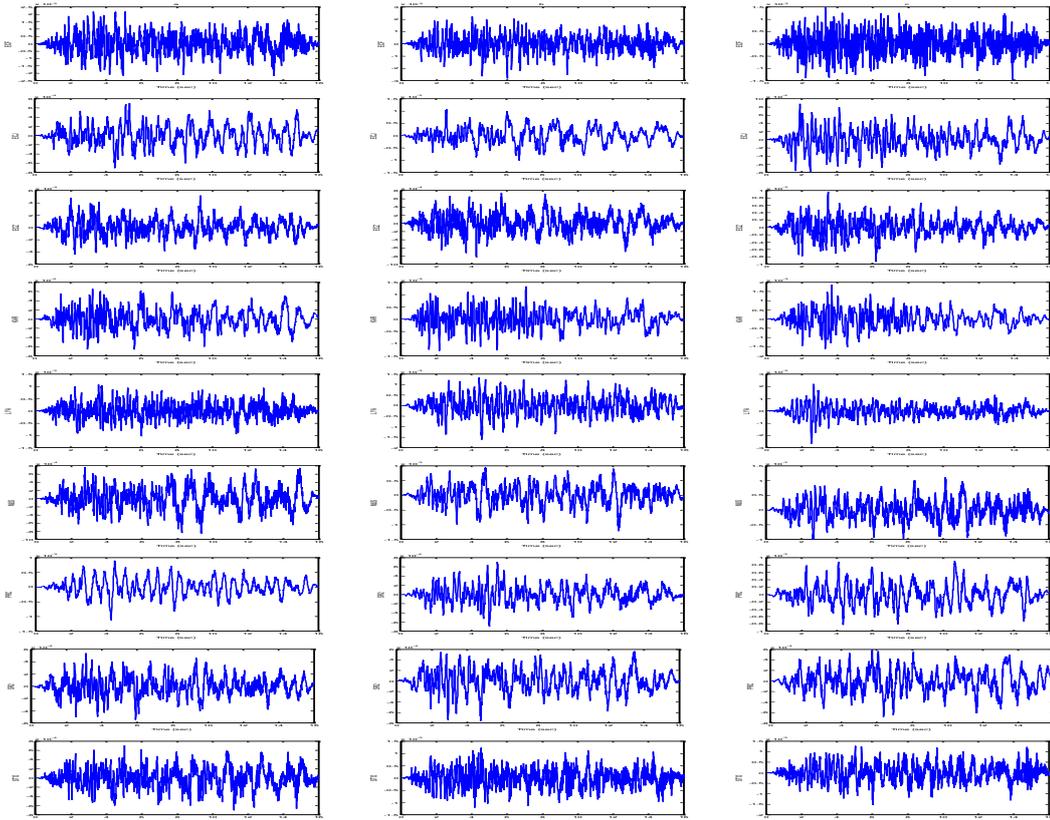


Figure 4-2 Histoire temporelle d'accélération (m/s<sup>2</sup>) pour neuf enregistrements tirés de l'évènement du : 23 Décembre 2014.

### 4.3 Estimation de la cohérence à partir des données collectées

Soient  $a(\vec{r}_x, t)$  et  $a(\vec{r}_y, t)$  les fenêtres de temps d'accélération sélectionnées à deux stations dont les emplacements sont notés  $\vec{r}_x$  et  $\vec{r}_y$ . Supposons que la durée des fenêtres temporelles soit  $T = N \cdot \Delta t$ , qui est le produit du nombre d'échantillons de données  $N$  et du pas de temps  $\Delta t$ . La forme discrète de la

transformée de Fourier d'une fenêtre temporelle au  $n^{\text{ème}}$  pas de fréquence ( $\omega_n = n \cdot \Delta\omega$ ) peut être obtenue comme suit (Zerva et Zervas, 2002) :

$$A_x(\omega_n) = \sqrt{\frac{\Delta t}{2\pi N}} \sum_{s=0}^{N-1} a_x(s \cdot \Delta t) \exp(-i\omega_n s \Delta t) \quad (4-1)$$

La procédure d'estimation de la cohérence de la SVGM à partir des données enregistrées considère que les mouvements sont des réalisations de champs aléatoires spatio-temporels. Afin d'extraire des informations précieuses à partir de la quantité limitée de données disponibles, telles que les histoires temporelles d'accélération enregistrés aux stations du réseau lors d'un événement sismique, certaines hypothèses doivent être faites (Zerva et Zervas, 2002) :

- On suppose que le champ aléatoire est homogène dans l'espace, c'est-à-dire que tous les descripteurs stochastiques du mouvement dépendent que de la distance de séparation entre les stations, mais indépendamment du site dans lequel la station d'enregistrement est placée. Cette hypothèse implique que le contenu fréquentiel (amplitude) du mouvement sismique aux différentes stations d'enregistrement ne varie pas de manière significative. Étant donné que la majorité des réseaux d'instruments denses sont situés sur des conditions de sol assez uniformes, l'hypothèse d'homogénéité est valide. Mais dans notre étude, on peut s'attendre à une variation significative du contenu fréquentiel du mouvement puisque les stations d'enregistrement sont situées dans des conditions de sol locales différentes.
- On suppose en outre que les histoires temporelles d'accélération enregistrés aux stations du réseau sont des processus aléatoires stationnaires. La stationnarité implique que les fonctions de cohérence ne dépendent pas du temps absolu, mais sont des fonctions qui dépendent de la différence du temps (ou de décalage temporel) ; en ce sens, les histoires temporelles n'ont ni début ni fin. Bien que cette

hypothèse semble irréaliste, ce n'est pas le cas : la plupart des caractéristiques du mouvement sismique du sol pour les applications d'ingénierie sont évaluées à partir de la fenêtre d'onde de cisaillement (S), c'est-à-dire d'un segment de l'histoire temporelle sismique réel. Ce segment de mouvement de l'histoire temporelle d'accélération réel peut être considéré comme un segment d'une histoire temporelle infinie avec des caractéristiques uniformes dans le temps, c'est-à-dire un processus stationnaire. Pour un processus stationnaire, l'amplitude et la phase du mouvement ne sont pas des fonctions du temps. On suppose également que les histoires temporelles stationnaires aux stations d'enregistrement sont ergodiques. Un processus stationnaire est ergodique, si les moyennes prises le long de toute réalisation du processus sont identiques aux moyennes d'ensemble, c'est-à-dire que les informations contenues dans chaque réalisation sont suffisantes pour la description complète du processus.

#### **4.3.1 La fonction d'inter densité spectrale de puissance**

La moyenne de la fonction d'inter densité spectrale de puissance des données enregistrées à deux stations sur la surface du sol est décrite par le champ aléatoire du mouvement sismique du sol (accélérations).

La fonction d'inter densité spectrale de puissance lissée de forme discrète est donnée comme suit (Zerva et Zervas, 2002) :

$$S_{xy}(\omega_n) = \sum_{m=-M}^M W(m, \Delta\omega) (A_x(\omega_n + m, \Delta\omega)) (A_y^*(\omega_n + m, \Delta\omega)) \quad (4-2)$$

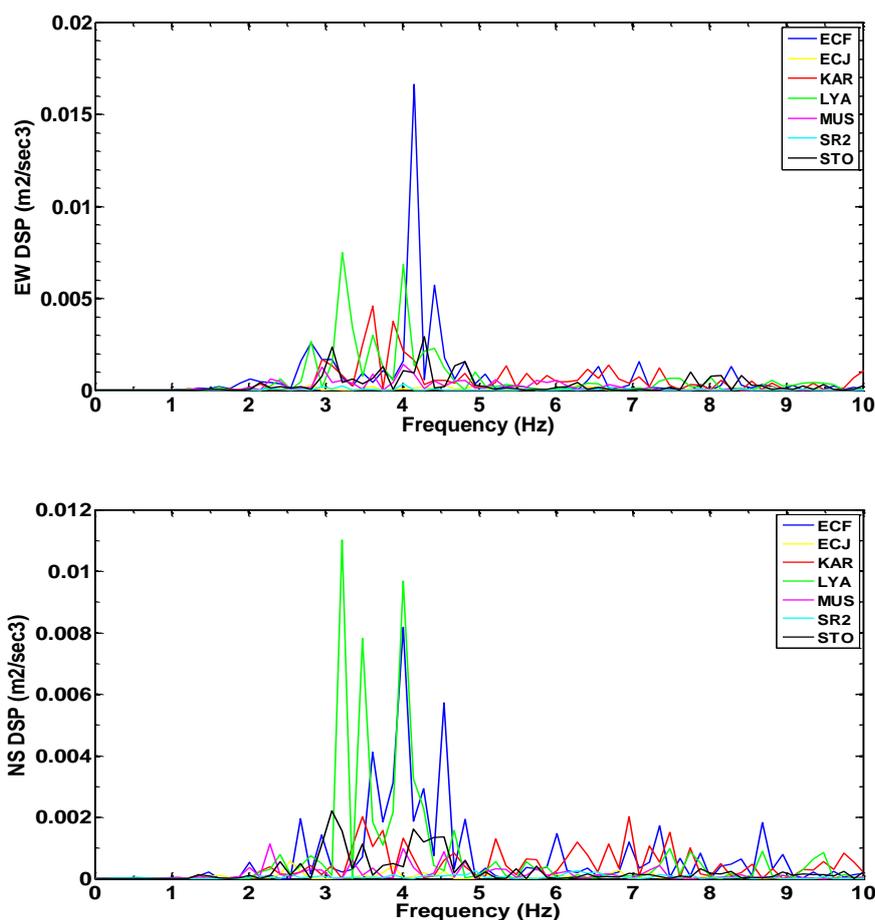
Où \* est une notation indiquant le conjugué complexe, le pas de fréquence  $\Delta\omega$  est égal à  $2\pi/\omega$ , et  $W(\omega)$  désigne des fenêtres de lissage spectral.

### 4.3.2 La fonction de densité spectrale de puissance

Les densités spectrales de puissance du mouvement (c'est-à-dire  $x = y$ ) sont estimées à partir de l'analyse des données enregistrées à chaque station et sont communément appelées estimations ponctuelles du mouvement :

$$S_{xx}(\omega_n) = \sum_{m=-M}^M W(m, \Delta\omega) |A_x(\omega_n + m, \Delta\omega)|^2 \quad (4-3)$$

La Figure 4-3 montre la variation de la fonction de densité spectrale de puissance pour les directions EW, NS et VER lors de l'événement enregistré le : 16 Mars 2015, par les neuf stations sismologiques (Soient : ECF, ECJ, ECZ, KAR, - LYA, MUS, PRC, SR2 et STO).



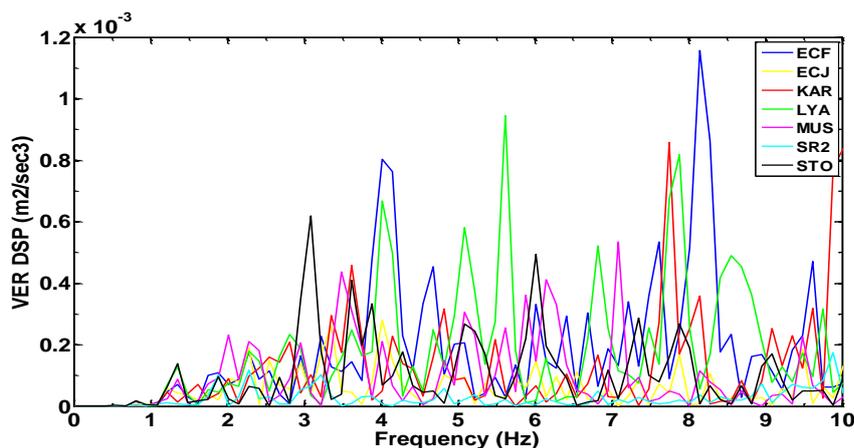


Figure 4-3 Densité spectrale de puissance estimée à chaque station d'enregistrement pour les trois directions durant l'événement du : 17 Mars 2015.

Sur la base des densités spectrales de puissance lissés et de la fonction d'inter densité spectrale de puissance lissée, la fonction de cohérence correspondante peut alors être calculée par l'équation (2-1). Avec les estimations de la fonction de cohérence, les paramètres du modèle de cohérence correspondants peuvent être déterminés plus avant par des schémas d'ajustement des moindres carrés (Harichandran et Vanmarcke, 1986 ; Hao et al., 1989 ; Abrahamson et al., 1991). En plus, les histoires temporelles d'accélération, de vitesse et de déplacement peuvent également être utilisés pour l'estimation de la cohérence en fonction de la disponibilité des données. Théoriquement, les fonctions de cohérence obtenues à partir des histoires temporelles d'accélération, de vitesse et de déplacement sont les mêmes ; néanmoins, il existe des différences mineures entre les fonctions de cohérence estimées en raison des différentes gammes de fréquences fondamentales et des opérations de lissage, mais la tendance générale est similaire dans tous les cas (Zerva et Zervas, 2002).

### 4.3.3 Fonction de cohérence

Pour le calcul des valeurs de cohérence, un programme est écrit en MATLAB. Tout d'abord, les données issues de l'événement 5 enregistrées par le réseau SMART-1 sont utilisées pour la vérification du programme. Les valeurs de cohérences calculées à partir des données du réseau SMART-1 sont comparées aux résultats obtenus par Zerva et Zervas (2002) qui ont utilisé les mêmes données

pour le calcul de la cohérence. Comme l'illustre la Figure 4-4, les résultats sont presque identiques.

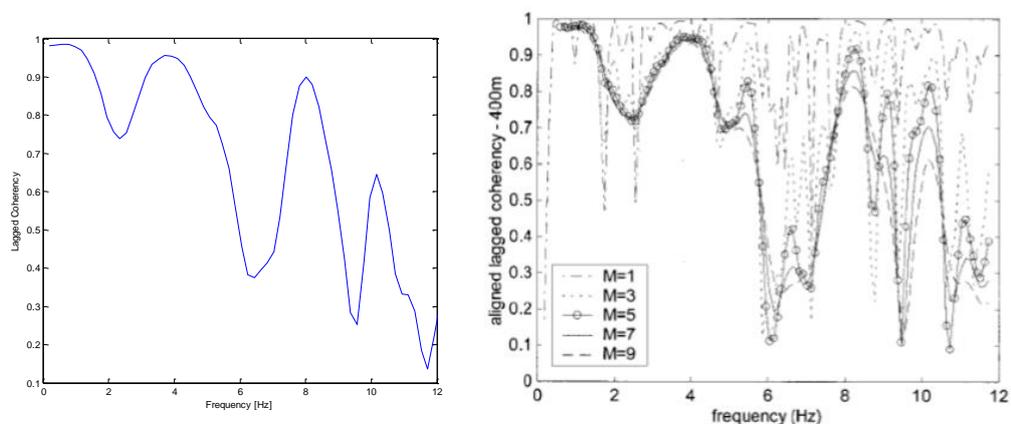
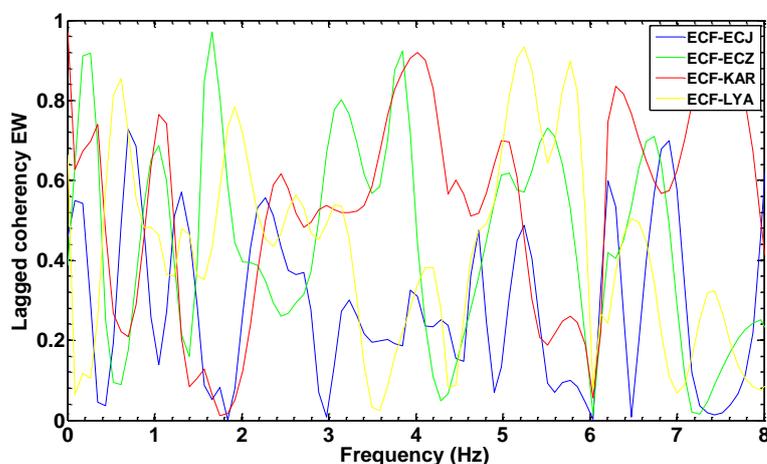


Figure 4-4 La fonction de cohérence entre les stations I06 et I12 enregistrée par SMART-1. Gauche : Cette étude. Droite : Zerva and Zervas (2002).

Après la vérification du programme, les valeurs de cohérence ont été calculées à partir des données des quinze événements enregistrés pour les trois directions : EW, NS et VER considérant les fenêtres Hamming à 11 points en utilisant l'équation (2-1). Trente-six paires de distances de séparation (Soient : 1-2, 1-3, 1-4, ....., 8-9) sont utilisées. Dans les Figures 4-5, 4-6 et 4-7 qui montrent la variation de la cohérence pour les directions EW, NS et VER respectivement lors de l'événement enregistré le : 17 Mars 2015. Juste pour clarification, nous n'avons utilisé que douze paires de distances de séparation (Soient : ECF-ECJ, ECF-ECZ, ECF-KAR, ECF-LYA, ECJ-ECZ, ECJ-KAR, ECJ-LYA, ECJ-MUS, ECZ-KAR, ECZ-LYA, ECZ-MUS et ECZ-PRC).



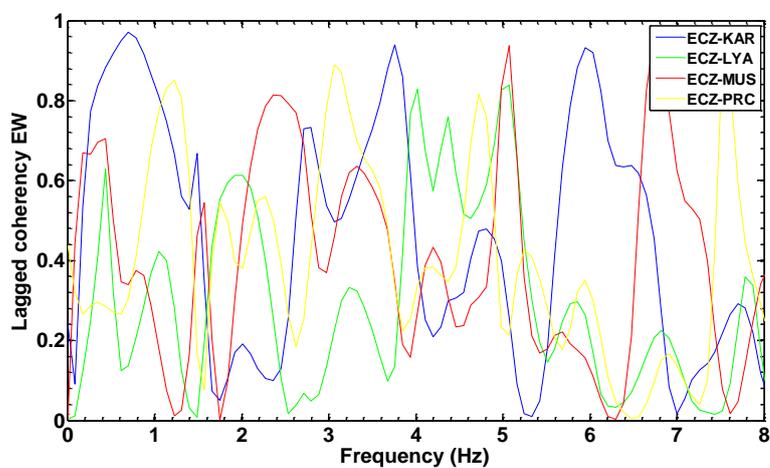
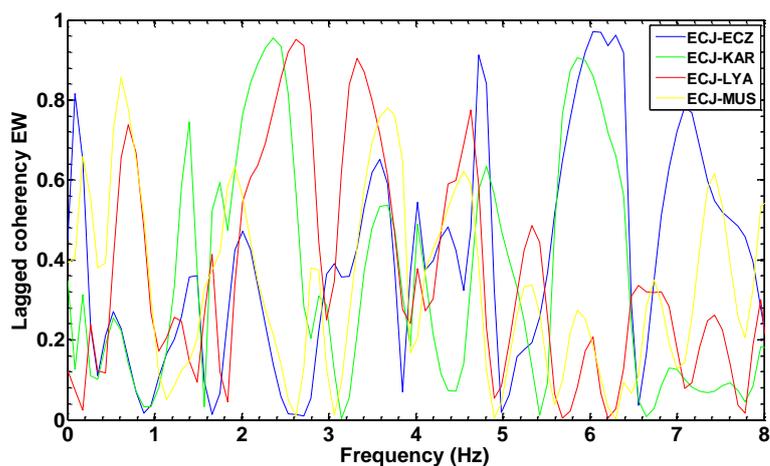
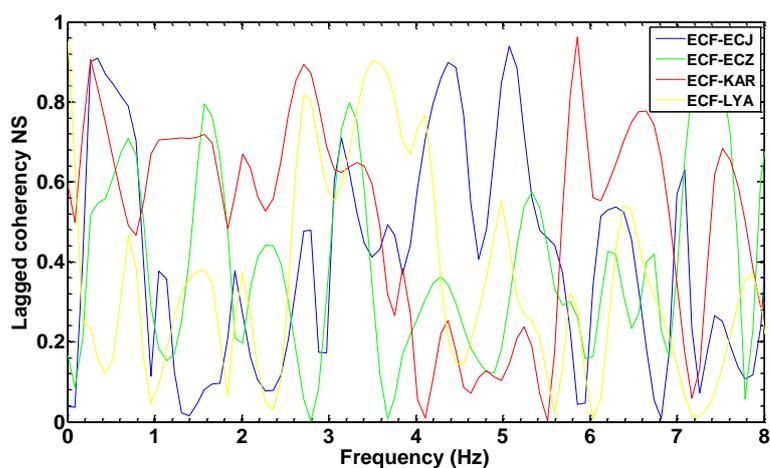


Figure 4- 5 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'événement du : 17 Mars 2015.



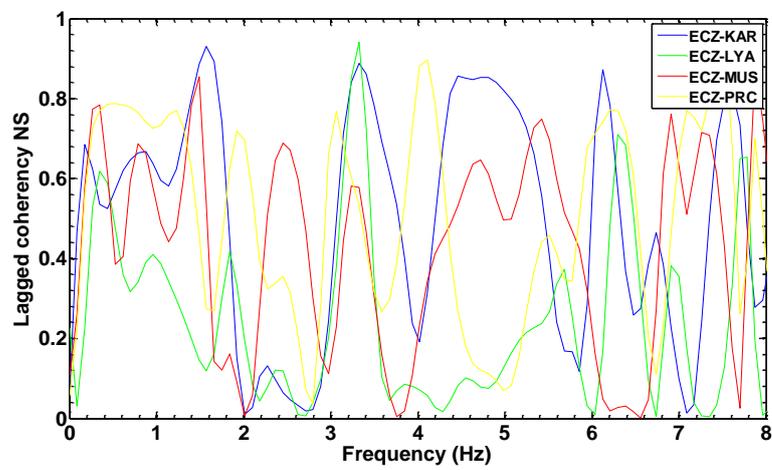
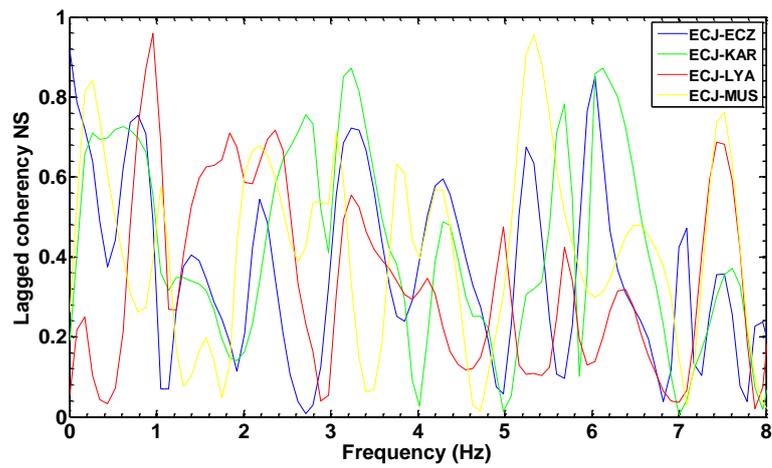
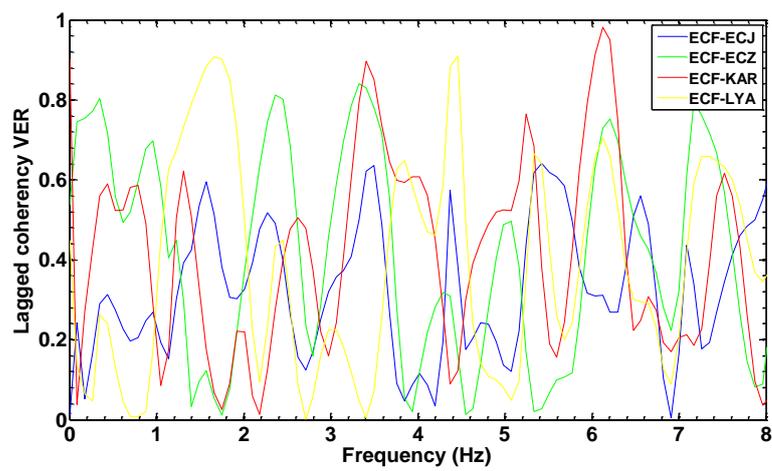


Figure 4- 6 Variation de la cohérence estimée pour la direction NS durant l'événement du : 17 Mars 2015.



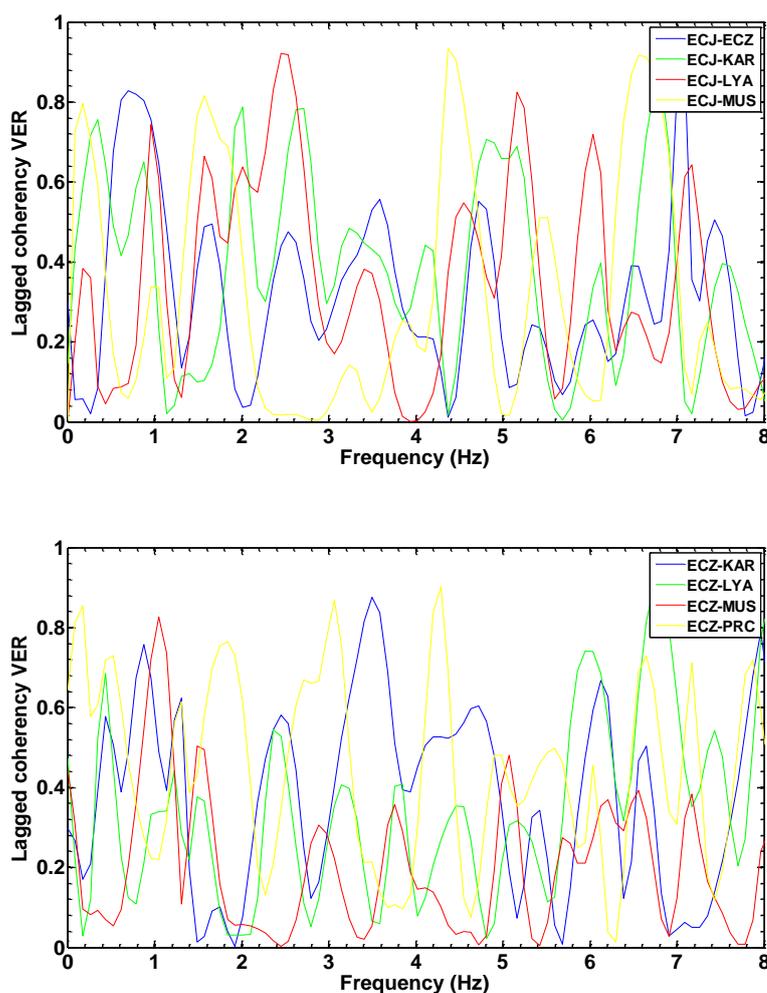


Figure 4- 7 Variation de la cohérence estimée pour la direction VER durant l'événement du : 17 Mars 2015.

Les valeurs de cohérence pour la direction EW estimées à partir des données des événements du : 26 Avril 2015 et 11 Juillet 2015 sont illustrés dans les Figures 4-8 et 4-9 respectivement. Dans cette section, nous n'avons utilisé que dix-huit paires de distances de séparation (Soient : ECZ-KAR, ECZ-LYA, ECZ-MUS, ECZ-PRC, ECZ-SR2, ECZ-STO, KAR-LYA, KAR-MUS, KAR-PRC, KAR-SR2, KAR-STO, LYA-MUS, LYA-PRC, LYA-SR2, LYA-STO, MUS-PRC, MUS -SR2 et MUS -STO).

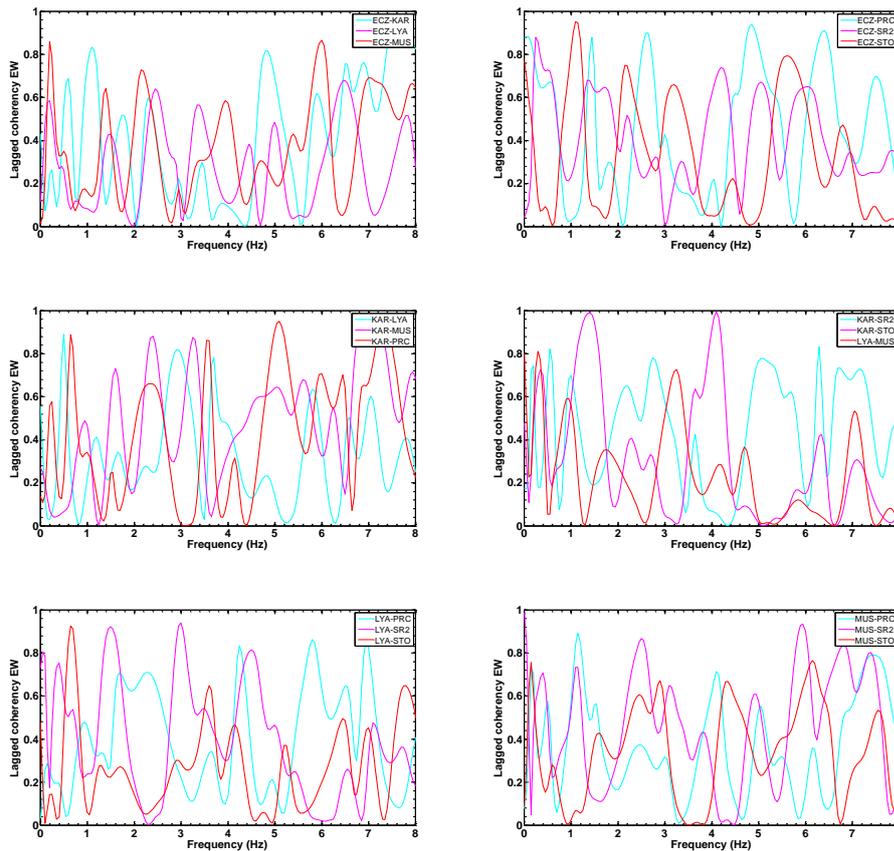
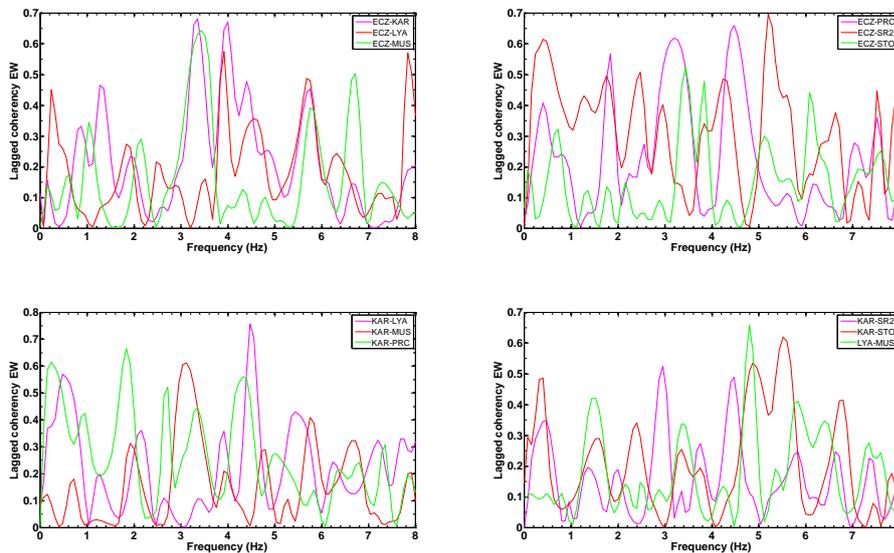


Figure 4- 8 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'événement du : 26 Avril 2015.



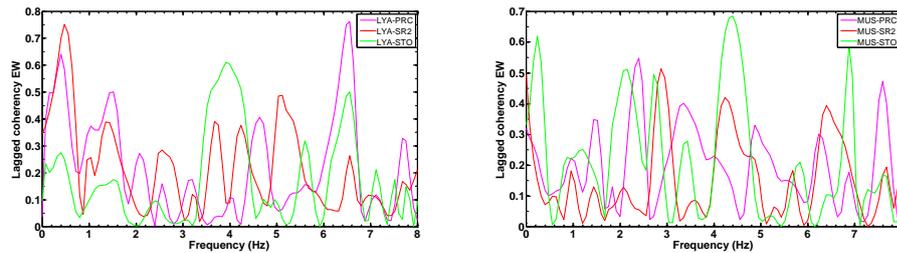
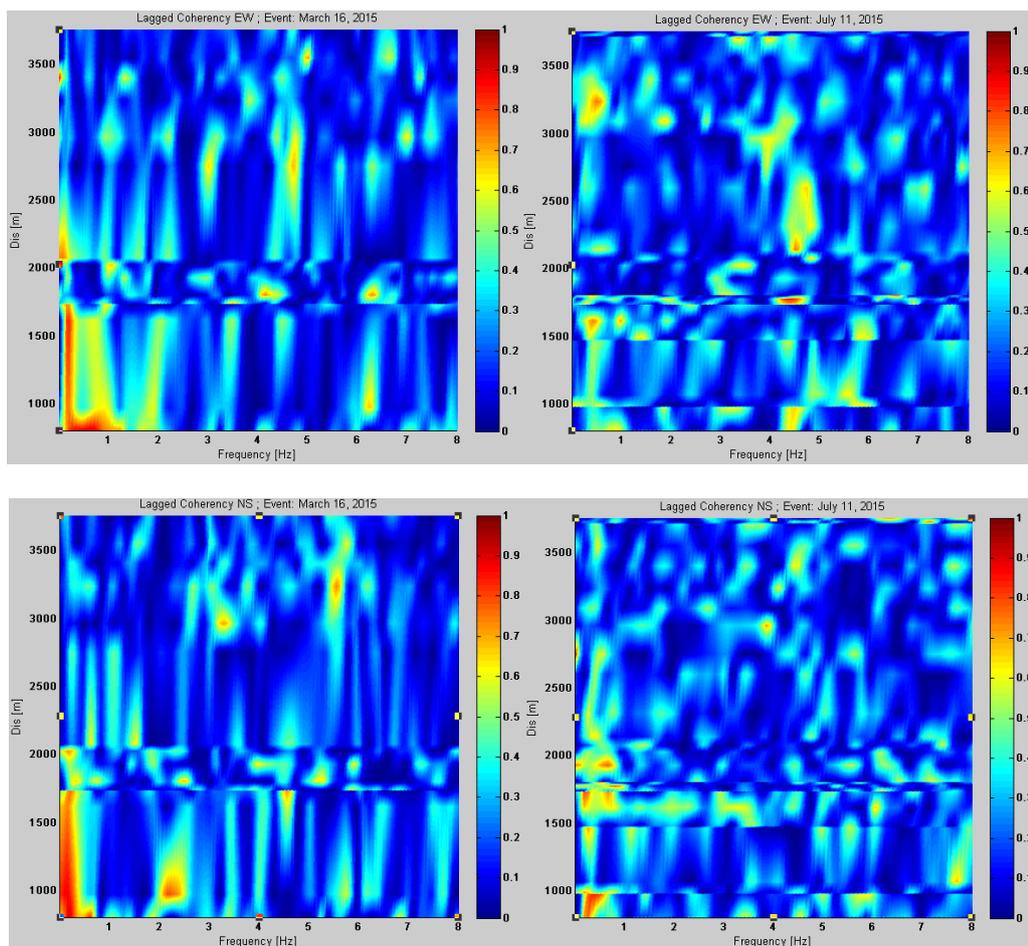


Figure 4- 9 Variation de la cohérence estimée pour la direction EW durant l'événement du : 11 Juillet 2015.

La Figure 4-10 en 3-D représente la variation de de cohérence pour les trois directions du mouvement sismique du sol en fonction de la distance de séparation  $d$  et de la fréquence  $f$ . Comme il était prévu, les valeurs de cohérence estimées pour toutes les données augmentent généralement lorsque la distance de séparation  $d$  et/ou la fréquence  $f$  diminuent.



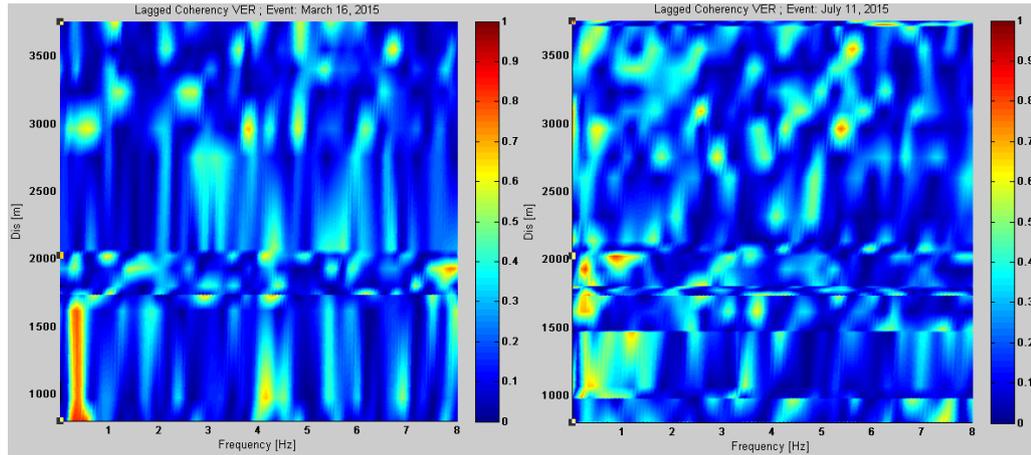


Figure 4- 10 Variation de la cohérence estimée en fonction de la fréquence et la distance de séparation durant deux évènements pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

#### 4.4 Formulation du modèle de cohérence

Nous cherchons à étudier la dépendance de la fonction de cohérence sur certains paramètres tels que la fréquence  $f$  (Enochson et Goodman, 1965), la distance de séparation entre les stations d'enregistrement  $d$  et en particulier la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  et/ou la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$ , en considérant les quinze évènements enregistrés. Ces paramètres seront utilisés dans l'analyse paramétrique de la fonction de cohérence pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

Les sites où les neuf stations sismologiques ont été installées ont des  $f_0$  et  $V_{s30}$  différentes (Tableau 7, les Figures 3-4 et 3-5), ainsi que trente-six paires de distances de séparation sont présentées dans le Tableau 8.

Tableau 7  $V_{s30}$  et  $f_0$  pour chaque site où les neuf stations sismologiques ont été installées

	ECF	ECJ	ECZ	KAR	LYA	MUS	PRC	SR2	STO
$f_0(\text{Hz})$	0.3254	0.3254	0.5006	0.8760	0.8760	0.3254	0.3254	0.5006	0.3254
$V_{s30}(\text{m/s})$	380	600	600	410	410	600	600	600	380

Tableau 8 Distances de séparation en mètre entre les neuf stations  
sismologiques

	<b>ECF</b>	<b>ECJ</b>	<b>ECZ</b>	<b>KAR</b>	<b>LYA</b>	<b>MUS</b>	<b>PRC</b>	<b>SR2</b>	<b>STO</b>
<b>ECF</b>	0								
<b>ECJ</b>	1027	0							
<b>ECZ</b>	2449	1464	0						
<b>KAR</b>	1286	2313	3709	0					
<b>LYA</b>	1378	1488	2757	2140	0				
<b>MUS</b>	834	991	2026	1805	2077	0			
<b>PRC</b>	1813	807	978	3096	1803	1733	0		
<b>SR2</b>	2581	1779	806	3731	3239	1930	1621	0	
<b>STO</b>	1727	2601	3760	1069	2963	1738	3403	3550	0

À la lumière de ce qui cité ci-dessus, deux questions très importantes se posent : Quelle sera la forme du modèle de cohérence faut-il développer ? Quel est le paramètre décrivant l'effet de site c'est à dire  $V_{s30}$  ou  $f_0$  que nous devons l'introduire dans le modèle de cohérence à développer ?

Pour répondre à ces deux questions, Hindy et Novak (1980), Loh (1985), Harichandran et Vanmarcke (1986) et Luco et Wong (1986) ont proposé des modèles de cohérence sous une forme exponentielle décroissante. De plus, notre modèle attendu traite l'influence de l'effet de site sur la SVGM et dans la littérature, les modèles de cohérence disponibles ne dépendent pas de  $f_0$  mais certains d'entre eux dépendent de la vitesse, dont nous mentionnons le modèle de cohérence le plus utilisé est celui de Luco et Wong (1986) cité dans le chapitre 2 qui dépend également de  $V_{sm}$ . Par conséquent nous proposerons une forme identique à celle de Luco et Wong (1986) sauf que dans notre modèle nous allons mettre au dénominateur une multiplication ( $V_{s30,x} * V_{s30,y}$ ) au lieu de  $V_{sm}$ .

Donc, le modèle de la fonction de cohérence adopté prend la forme suivante :

$$|\gamma_{xy}(f, d)| = \exp \left[ - \left( \frac{\beta f d}{V_{s30,x} * V_{s30,y}} \right)^2 \right] \quad (4-4)$$

Où  $f$  est la fréquence,  $d$  est la distance de séparation entre deux stations d'enregistrement en mètre,  $V_{s30,x}$  et  $V_{s30,y}$  sont la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur aux points  $x$  et  $y$  respectivement et  $\beta$  est un paramètre déterminé par une analyse de régression non linéaire.

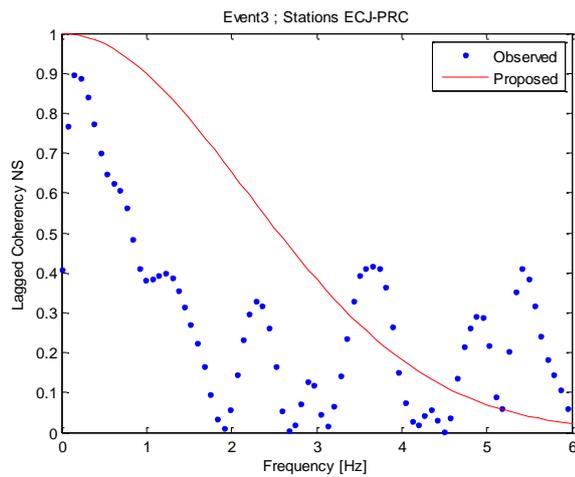
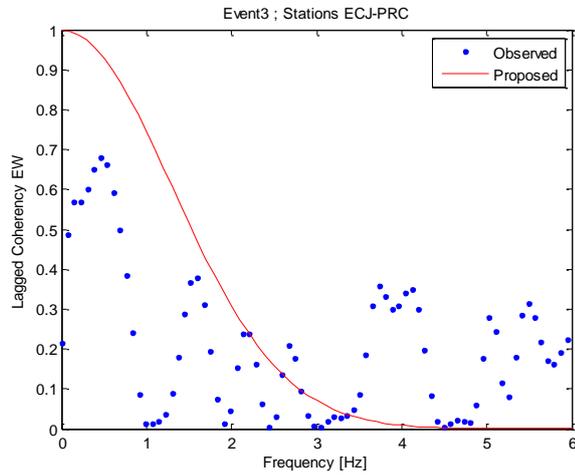
Sur la base de l'analyse de régression non linéaire des quinze événements individuels dans la première étape et combinés dans la deuxième étape, nous pouvons déterminer le paramètre  $\beta$ . Le Tableau 9 représente les valeurs du paramètre  $\beta$  à partir de l'analyse de régression non linéaire que pour quatre événements individuels à titre d'exemple dans la première étape et tous les événements combinés dans la deuxième étape.

Tableau 9 Paramètre  $\beta$  basé sur l'équation (4-4) pour les trois directions du mouvement sismique du sol

	<b>Direction EW</b>	<b>Direction NS</b>	<b>Direction VER</b>
<b>23 12 2014 08h59</b>	375,9469	398,3078	631,8265
<b>16 03 2015 11h13</b>	368,6014	486,4173	1094,8225
<b>21 03 2015 12h43</b>	31,0165	12,6199	15,1038
<b>26 05 2015 01h4</b>	30,2506	26,8247	38,6141
<b>Tous les évènements</b>	242,1908	145,5405	253,6261

Pour chaque événement, les valeurs de cohérence sont regroupées en trente-six paires de distances de séparation comme indiqué ci-dessus. A titre d'exemple, les valeurs de cohérence estimées à partir des données sismiques collectées de

l'évènement 3 et pour une paire de distance de séparation (Soit : ECJ-PRC) sont présentées dans la Figure 4-11. Les valeurs de cohérence dérivées par le modèle proposé en fonction de la fréquence sont représentées sur la même figure pour la même de distances de séparation (Dis=807m).



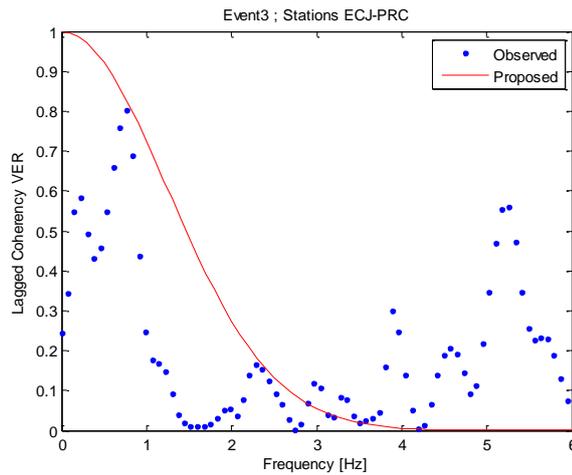
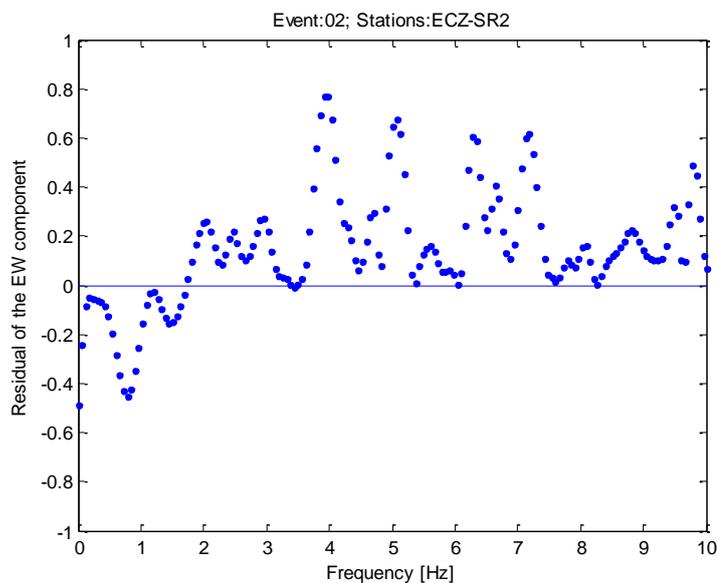
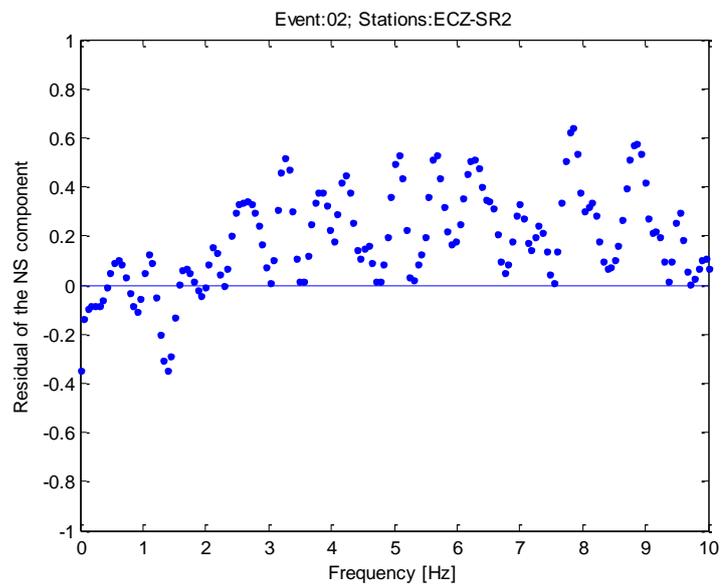
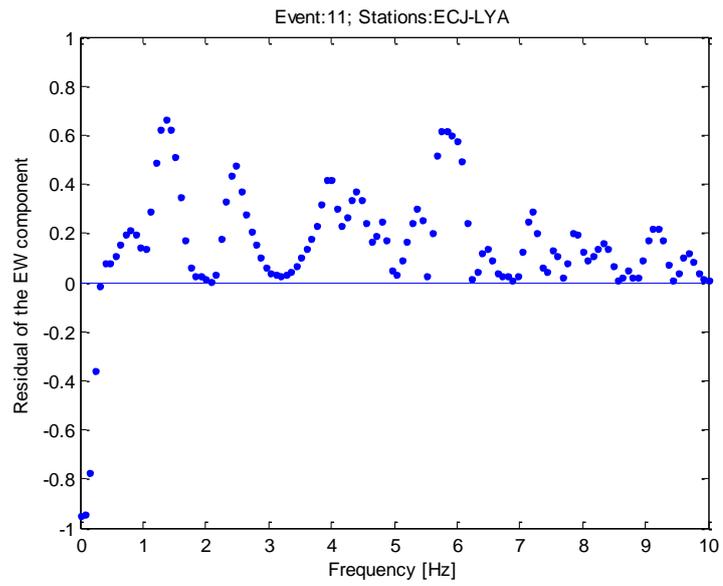
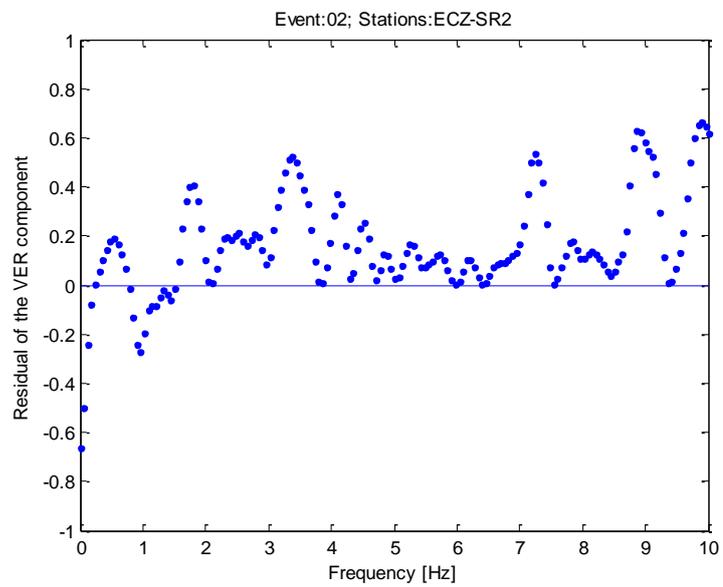
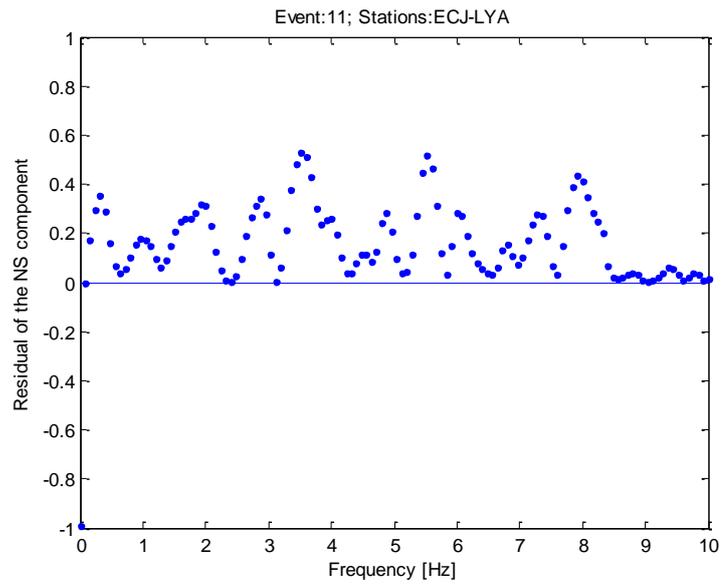


Figure 4- 11 Les valeurs de cohérence estimées à partir d'évènement 3 et calculées par le modèle proposé pour une distance de séparation 807m.

La différence entre les valeurs de cohérence obtenus par le modèle proposé d'une part et l'estimation directe à partir les données collectées d'autre part nous donne les résidus. Dans la Figure 4-12, les résidus calculés sont représentés pour douze cas différents. Tous les résidus impliquent la combinaison de valeurs de cohérence calculées à partir des quinze événements. Comme il semble sur la Figure 4-12, les résidus n'ont pas de tendance et de dépendance systématiques à la fréquence ou à la distance de séparation.







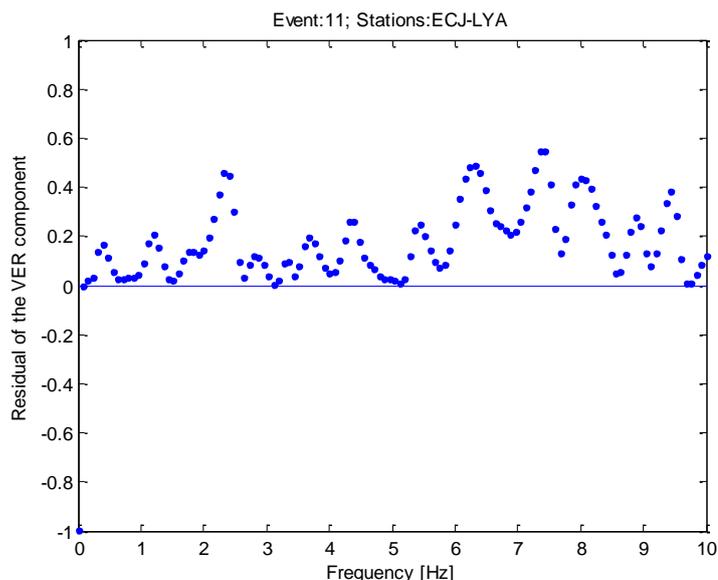


Figure 4- 12 Résidus du modèle de cohérence pour plusieurs cas.

## 4.5 Conclusion

Ce chapitre a été consacré au développement d'un modèle de cohérence empirique qui permet d'évaluer les propriétés statistiques du mouvement sismique à la surface du sol, c'est-à-dire mesurer la SVGM suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. L'équation (4-4) représente la forme adoptée pour ce modèle.

La réponse sismique du bassin sédimentaire de la ville de Chlef est déterminée en termes d'histoires temporelles d'accélération à neuf récepteurs de surface, suivant les trois directions du mouvement sismique et pour les quinze événements sismiques. La corrélation des mouvements sismiques en termes d'accélération a donnée les valeurs de cohérence estimées, comme prévu, nous avons constaté que ces valeurs à une tendance décroissante lorsque la fréquence  $f$  et/ou la distance de séparation  $d$  augmentent. En fait, une variation a été observée à la fois pour  $V_{s30}$  et  $f_0$  pour les neuf sites où les stations sismologiques ont été installées en raison de la présence du bassin sédimentaire de la ville de Chlef, c'est-à-dire l'effet de site. L'analyse de régression non linéaire des quinze événements combinés en introduisant les valeurs de cohérence estimées, les valeurs de fréquences  $f$ , les

trente-six paires de distances de séparation  $d$  entre les stations sismologiques et les valeurs de  $V_{s30}$  de chaque site a conduit au développement du modèle de cohérence empirique attendu.

À ce stade d'étude, plusieurs questions se posent : Comment les paramètres cités ci-dessus affectent-ils la variation de la fonction de cohérence ? Quelles sont les similitudes entre le modèle de cohérence proposé et ceux disponibles dans la littérature ? Dans quelle mesure est-il important d'utiliser le modèle proposé ? Le chapitre suivant nous permettra de répondre à ces questions à travers une analyse paramétrique et autre comparative du modèle proposé.

## Chapitre 5

# Analyse de la fonction de cohérence de la SVGM

### 5.1 Introduction

Il est reconnu qu'une bonne caractérisation de la SVGM est essentielle pour la conception des structures étendues telles que les pipelines, les tunnels, les barrages et les ponts (Stewart et al., 2001). En fait, La simulation d'histoires temporelles spatialement variables est indispensable pour étudier les effets de la SVGM sur la réponse sismique de ces structures (Porter, 2003). Actuellement, plusieurs modèles sont disponibles dans la littérature pour décrire cette SVGM évaluée en termes de fonction de cohérence, qui dépend généralement de la fréquence  $f$  et de la distance de séparation  $d$ . Puisque le modèle développé dans cette étude dépend de la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  en plus de la de la fréquence  $f$  et de la distance de séparation  $d$ , ce chapitre est divisé en deux parties, la première est une analyse paramétrique du modèle proposé pour voir l'effet des paramètres précités sur la fonction de cohérence, la deuxième est une analyse comparative entre les fonctions de cohérence obtenues par le biais du modèle proposé et les modèles de : Luco et

Wong (1986), Harichandran et Vanmarcke (1986), Abrahamson (1993) et Zendagui (1999).

## **5.2 Analyse paramétrique de la fonction cohérence de la SVGM**

Le modèle de cohérence empirique développé dans le chapitre 4, permet de décrire la SVGM en tenant compte l'effet de site et ce par la mise en place de la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. Cette approche (l'équation (4-4)) dépend d'un certain nombre de paramètres tels que la fréquence  $f$ , la distance de séparation  $d$  et en particulier la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$ , va nous permettre d'aborder la problématique du degré de dépendance de la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol vis-à-vis de ces paramètres. Bien que notre modèle de cohérence ne dépend pas de la fréquence fondamentale du sol  $f_0$ , nous pouvons également voir l'effet de  $f_0$  sur la fonction de cohérence à travers les valeurs de cohérence estimées directement à partir des données collectées. La démarche adoptée dans cette analyse paramétrique dans l'identification des effets d'un des paramètres suscités sur la variation de la fonction de cohérence consiste à fixer les autres paramètres et faire varier ce paramètre afin que nous puissions identifier ces effets.

### **5.2.1 Effet de la fréquence $f$ et/ou la distance de séparation $d$**

Tout d'abord, nous devons définir le produit des vitesses moyennes de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur aux points  $x$  et  $y$  respectivement ( $V_{s30,x} * V_{s30,y}$ ) représenté dans l'équation (4-4) comme un coefficient des vitesses moyennes de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $CV_{s30}$ , c'est-à-dire  $CV_{s30} = V_{s30,x} * V_{s30,y}$ .

Ensuite, trois cas de  $CV_{s30}$  sont considérés pour l'examen de l'effet de la fréquence  $f$  et/ou de la distance de séparation  $d$  sur la variation de la fonction de cohérence : (1)  $CV_{s30} = 380 * 380$ , (2)  $CV_{s30} = 380 * 410$  et (3)  $CV_{s30} =$

380 \* 600. Cette analyse sera effectuée pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol.

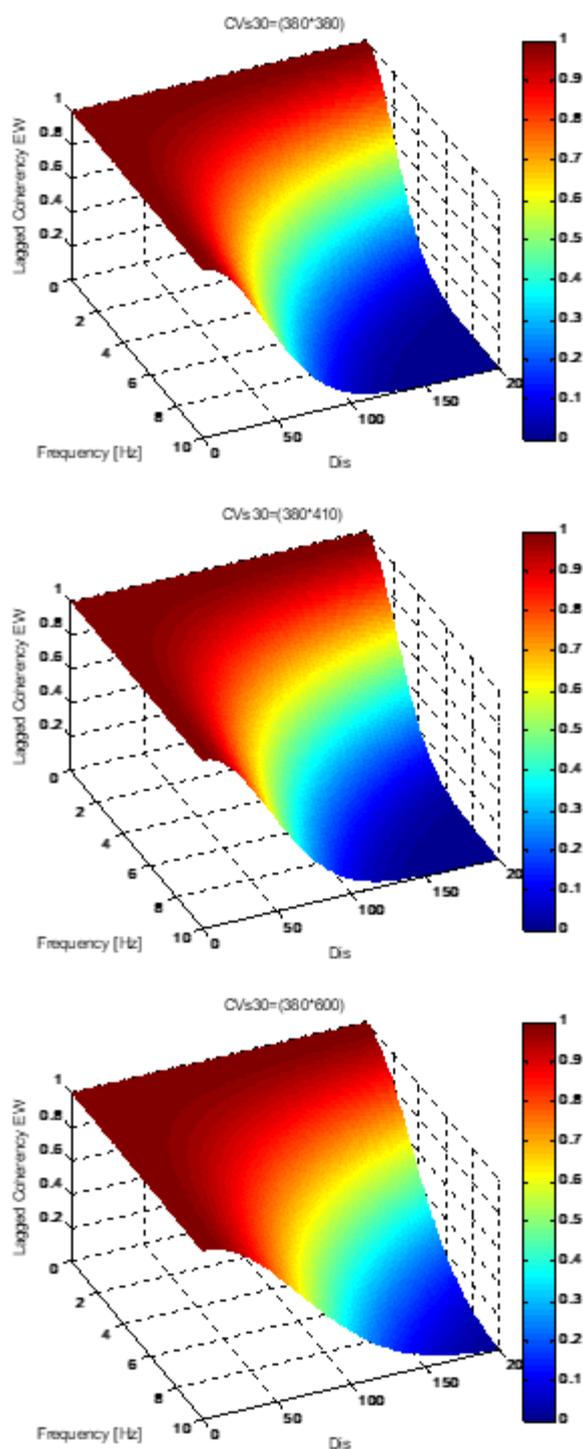


Figure 5-1 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction EW du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30.

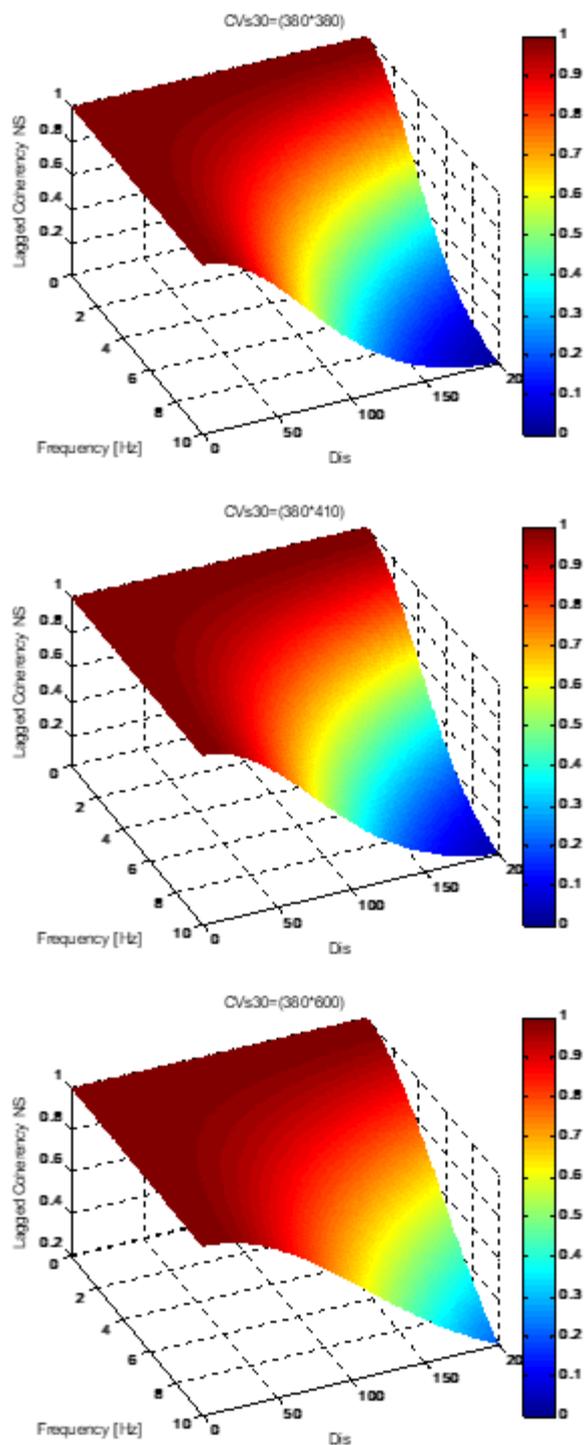


Figure 5-2 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction NS du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30.

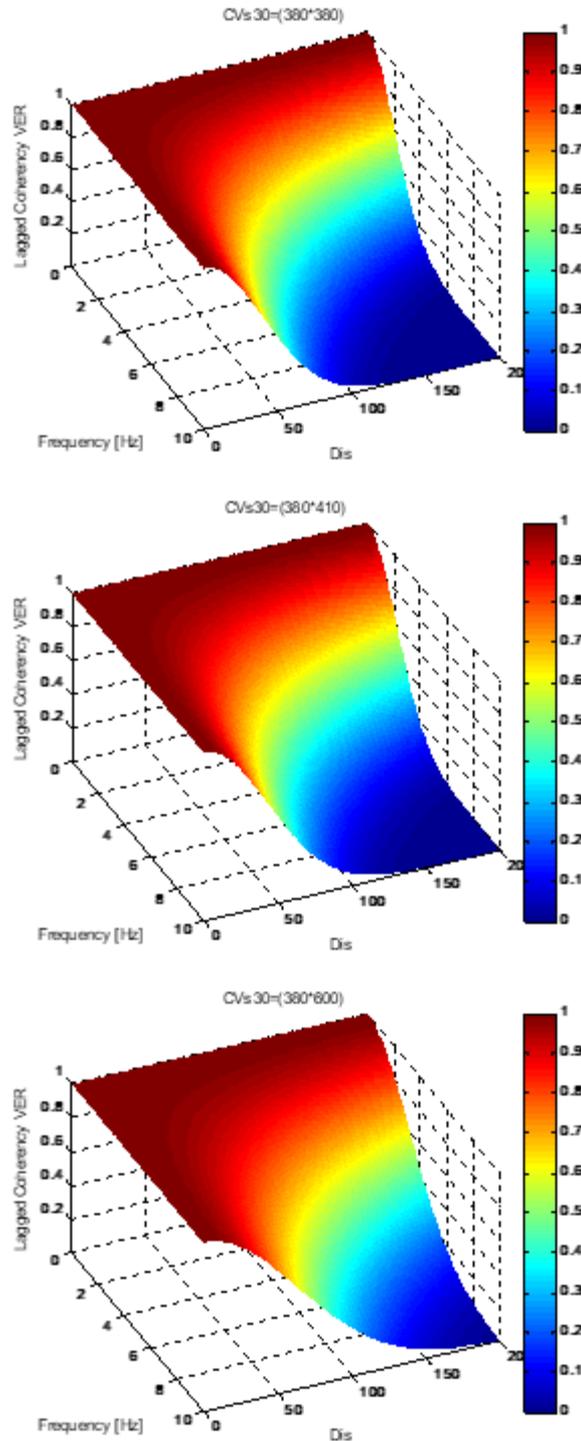


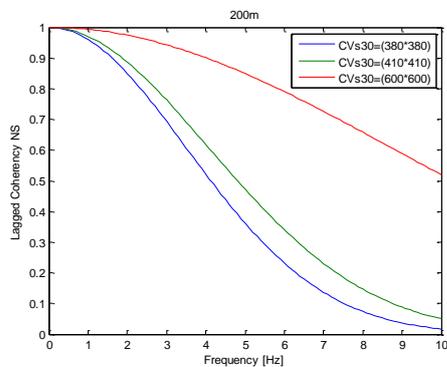
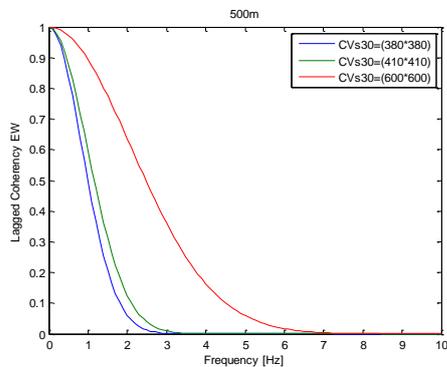
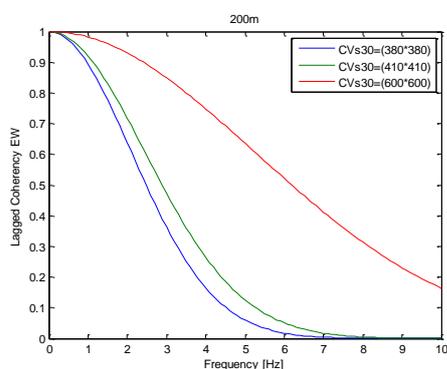
Figure 5-3 Variation de la fonction de cohérence suivant la direction VER du mouvement sismique du sol pour les trois cas de CVs30.

Les Figures 0-1, 0-2 et 0-3 en 3-D montrent la variation de la fonction de cohérence sous l'effet de la fréquence  $f$  et/ou de la distance de séparation  $d$ , pour les trois cas du  $CV_{S30}$  et pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol. Quel que soit  $CV_{S30}$  considéré, la fonction de cohérence diminue

avec l'augmentation de  $f$  et/ou  $d$ . Cette diminution de la fonction de cohérence est observée pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

### 5.2.2 Effet de $V_{s30}$ sur la variation de la fonction de cohérence

Pour étudier l'effet du  $CV_{s30}$  (c'est-à-dire l'effet du  $V_{s30}$ ) sur la variation de la fonction cohérence, deux cas de distance de séparation  $d$  sont considérés : (1)  $d = 200\text{m}$  et (2)  $d = 500\text{m}$ . Cette analyse sera effectuée pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol.



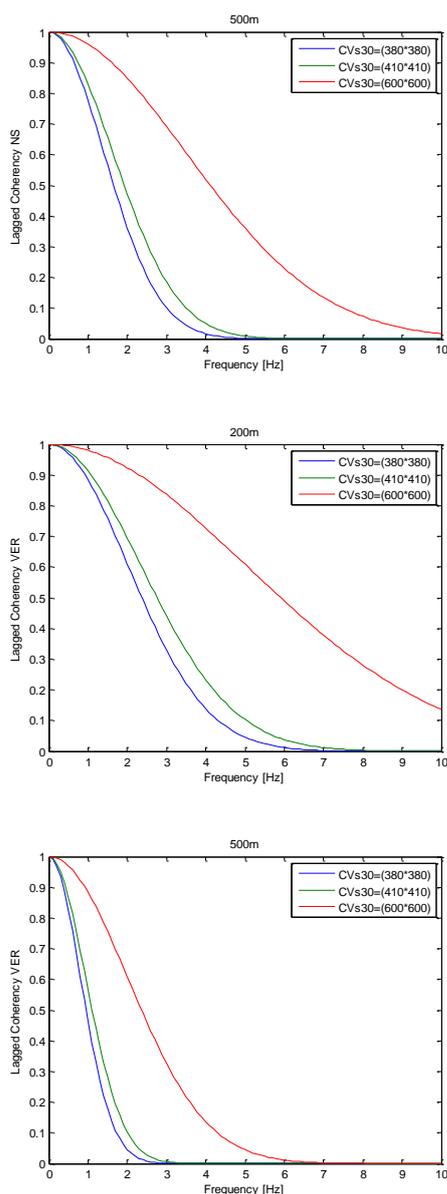
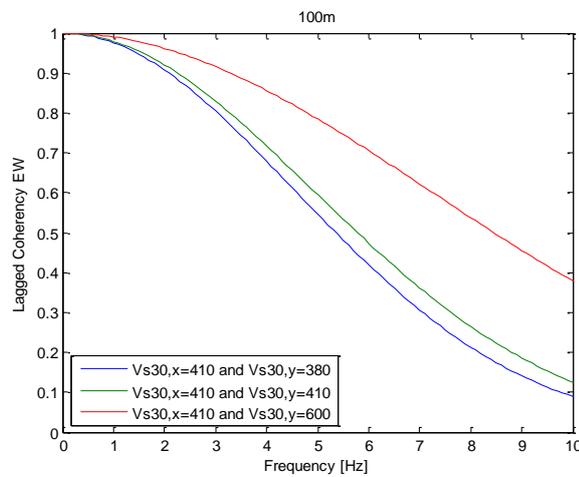


Figure 5-4 Effet de  $CV_{s30}$  sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol.

La Figure 0-4 montre la variation de la fonction de cohérence sous l'effet de  $CV_{s30}$ , pour les deux cas de distance de séparation  $d$  et pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol. Quelle que soit la distance de séparation  $d$  considérée, la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation du  $CV_{s30}$ . Cette augmentation de la fonction de cohérence est observée pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

Maintenant, nous devons souligner que les valeurs faibles de  $V_{s30}$  correspondent à un sol meuble, tandis que les valeurs plus élevées de  $V_{s30}$  impliquent que le sol est rocheux (Pitilakis, 2013), en se basant sur ceci, nous voulons toucher une observation très importante concernant l'effet du  $CV_{s30}$  en détail c'est-à-dire l'effet de  $V_{s30}$  pour chacun des deux sites à étudier sur la variation de la fonction de cohérence. Des résultats intéressants ont été obtenus (Figure 0-5), si on suppose que les deux sites à étudier  $x$  et  $y$  ont des vitesses moyennes de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30,x}$  et  $V_{s30,y}$  respectivement, et si on connaît  $V_{s30,x}$  alors, la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation du  $V_{s30,y}$  c'est-à-dire le point  $y$  situé sur un sol rocheux, et diminue avec la diminution du  $V_{s30,y}$  c'est-à-dire le point  $y$  situé sur un sol meuble. Ce résultat est observé pour une distance de séparation  $d = 100m$  et pour les trois directions du mouvement sismique du sol.



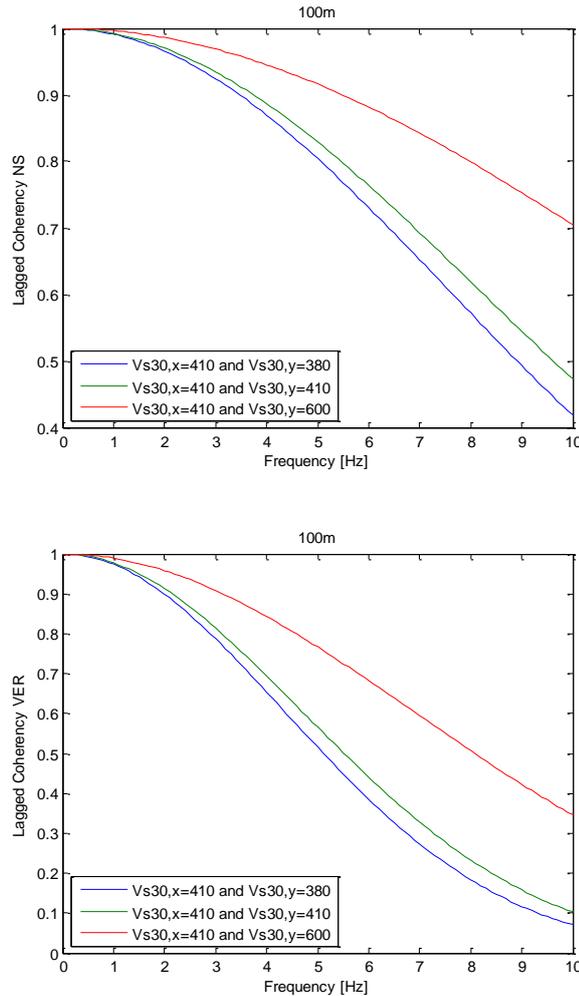
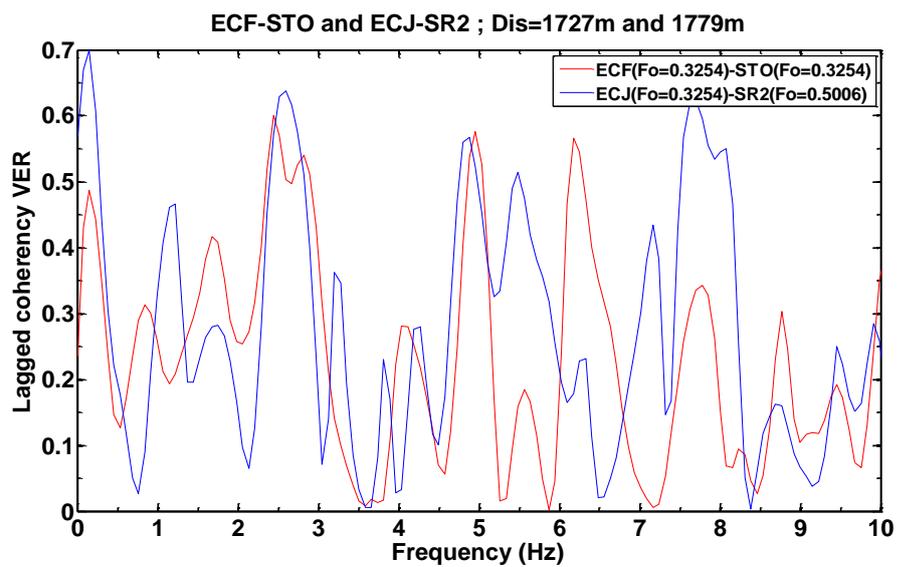
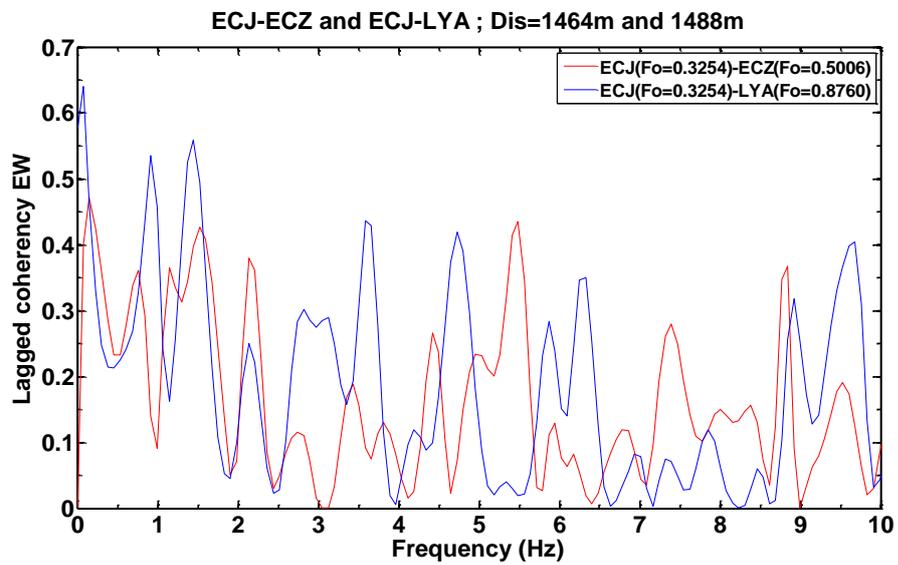


Figure 5-5 Effet de Vs30 sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol.

### 5.2.3 Effet de $f_0$ sur la variation de la fonction de cohérence

Comme nous avons indiqué précédemment, l'analyse de l'effet de  $f_0$  sur la variation de la fonction de cohérence sera faite à partir des valeurs de cohérence estimées, c'est-à-dire pour chaque événement et pour chaque direction du mouvement sismique du sol (puisque notre modèle de cohérence ne dépend pas de  $f_0$ ). Du point de vue de simplicité, notre analyse sera faite en comparant deux fonctions de cohérence estimées à partir des données collectées pour un seul événement (l'événement enregistré le : 26 Décembre 2014) et suivant les trois directions du mouvement sismique du sol. Pour que l'analyse soit juste, les deux fonctions de cohérence à comparer doivent avoir presque la même distance de séparation  $d$ , alors qu'elles ont des  $f_0$  différentes. Généralement, les sols meubles

ont des faibles valeurs de  $f_0$ , tandis que les sols rocheux ont des valeurs plus élevées de  $f_0$  (Pitilakis, 2013).



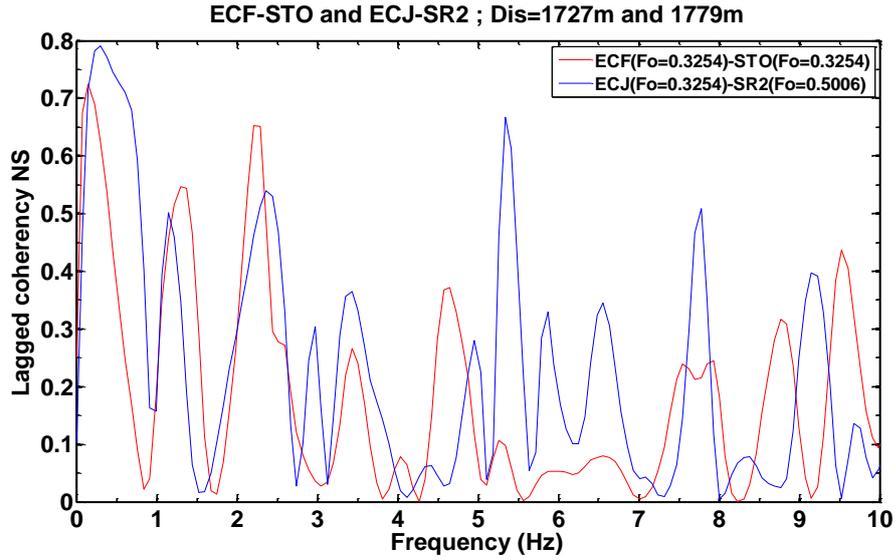
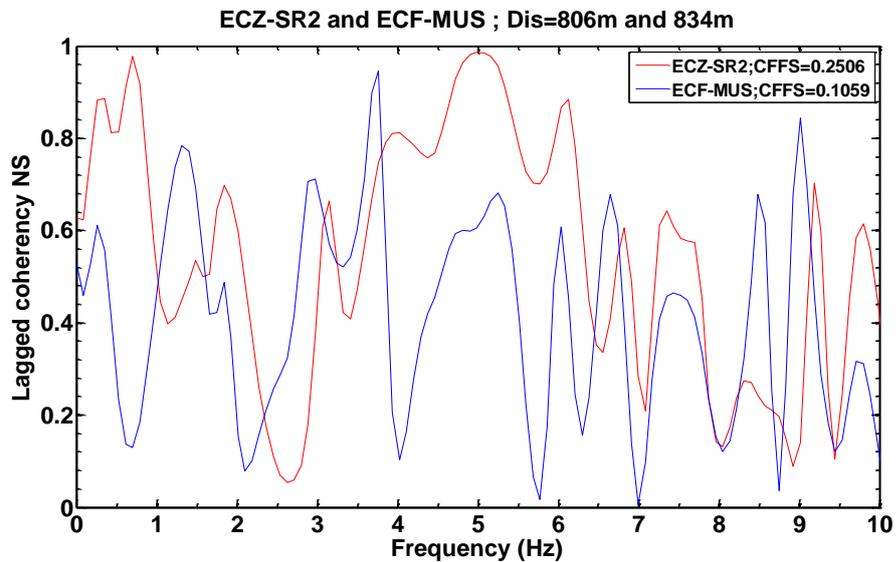
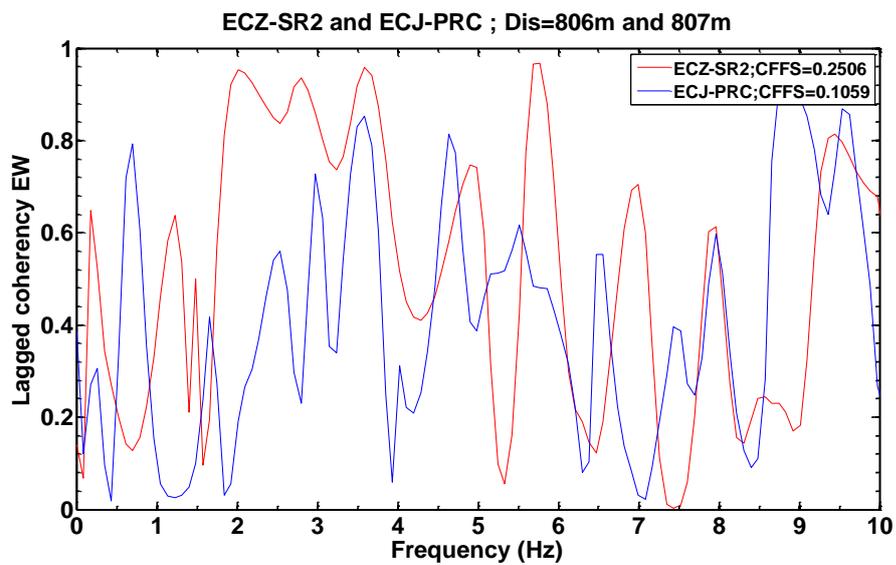


Figure 5-6 Effet de  $f_0$  sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol.

La Figure 0-6 montre la variation de la fonction de cohérence sous l'effet de  $f_0$  pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol. Si on suppose que les deux sites à étudier  $x$  et  $y$  ont des fréquences fondamentales du sol  $f_{0,x}$  et  $f_{0,y}$  respectivement, et si on connaît  $f_{0,x}$  alors, la tendance de la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation de  $f_{0,y}$  c'est-à-dire le point  $y$  situé sur un sol rocheux, et diminue avec la diminution de  $f_{0,y}$  c'est-à-dire le point  $y$  situé sur un sol meuble. Ce résultat est observé pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

Comme nous avons défini  $CV_{s30}$  précédemment, nous devons définir également le produit des fréquences fondamentales du sol aux points  $x$  et  $y$  respectivement ( $f_{0,x} * f_{0,y}$ ) comme un coefficient des fréquences fondamentales du sol  $CFFS$ , c'est-à-dire  $CFFS = f_{0,x} * f_{0,y}$ . Nous avons proposé une multiplication ( $CFFS = f_{0,x} * f_{0,y}$ ) et non pas un rapport ( $CFFS = f_{0,x}/f_{0,y}$ ), puisque nous savons très bien que pour les deux stations d'enregistrement  $x$  et  $y$ , la fonction cohérence estimée dans les deux sens est la même ( $\gamma_{xy}(f, d) = \gamma_{yx}(f, d)$ ), donc le rapport nous donne deux coefficients des fréquences fondamentales du sol  $CFFS$  ( $CFFS_{xy} = f_{0,x}/f_{0,y} \neq CFFS_{yx} = f_{0,y}/f_{0,x}$ ) et

par conséquent deux fonctions de cohérence différentes ( $\gamma_{xy}(f, d) \neq \gamma_{yx}(f, d)$ ). Nous voulons étudier l'effet de *CFFS* sur la fonction de cohérence, alors, nous devons prendre deux fonctions de cohérence à comparer ayant presque la même distance de séparation ( $d \approx 800m$ ), ces deux fonctions de cohérence sont estimées à partir des données collectées pour un seul événement (l'événement enregistré le : 17 Mars 2015). Cette analyse sera effectuée pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol.



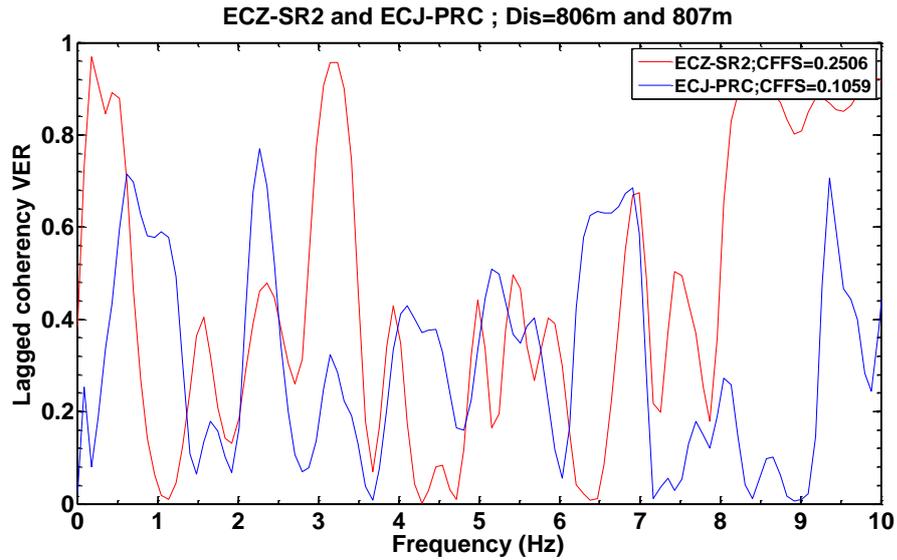
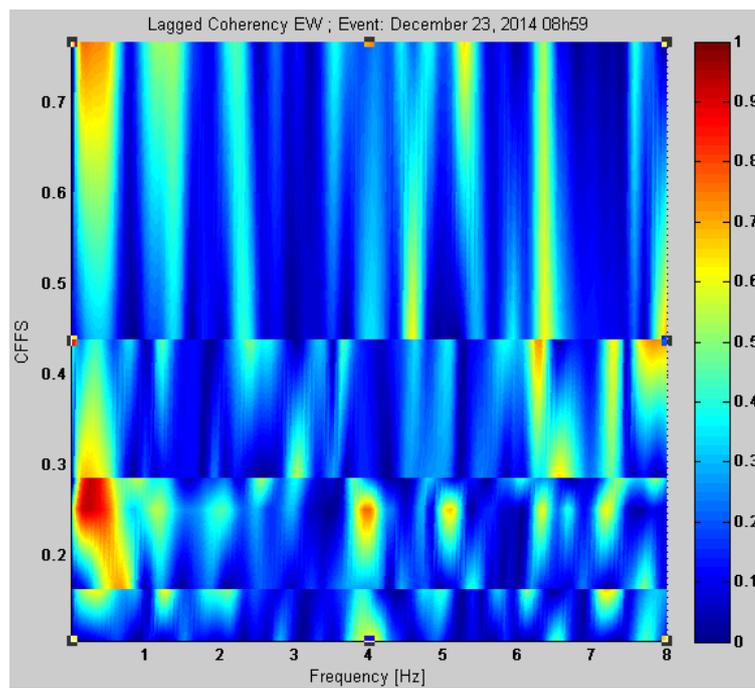
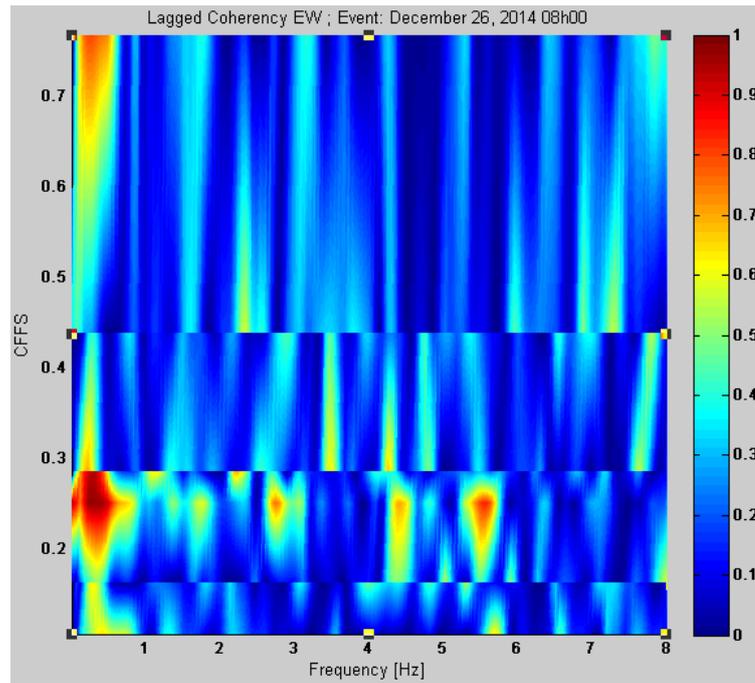


Figure 5-7 Effet de CFFS sur la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol.

La Figure 0-7 montre la variation de la fonction de cohérence sous l'effet de *CFFS* pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol. Pour une valeur particulière de la distance de séparation  $d$ , la tendance de la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation de *CFFS* et diminue avec la diminution de *CFFS*. Ce résultat est observé pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

Nous devons maintenant comparer toutes les paires disponibles des fonctions de cohérence estimées de chaque événement pour confirmer le résultat tiré ci-dessus, et cela ne peut être fait que par un schéma en 3-D. Cette analyse sera effectuée que pour les trois premiers événements parce qu'ils ont été enregistrés par toutes les stations sismologiques.



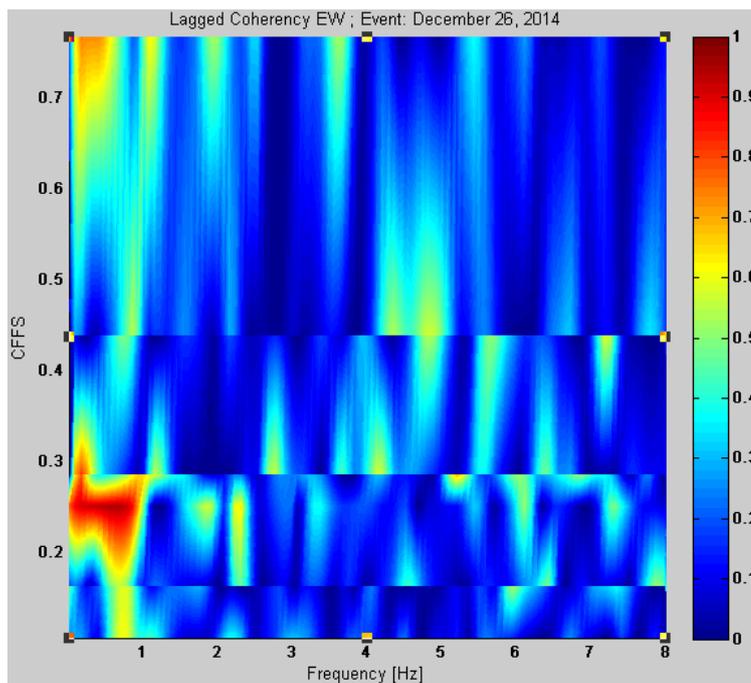
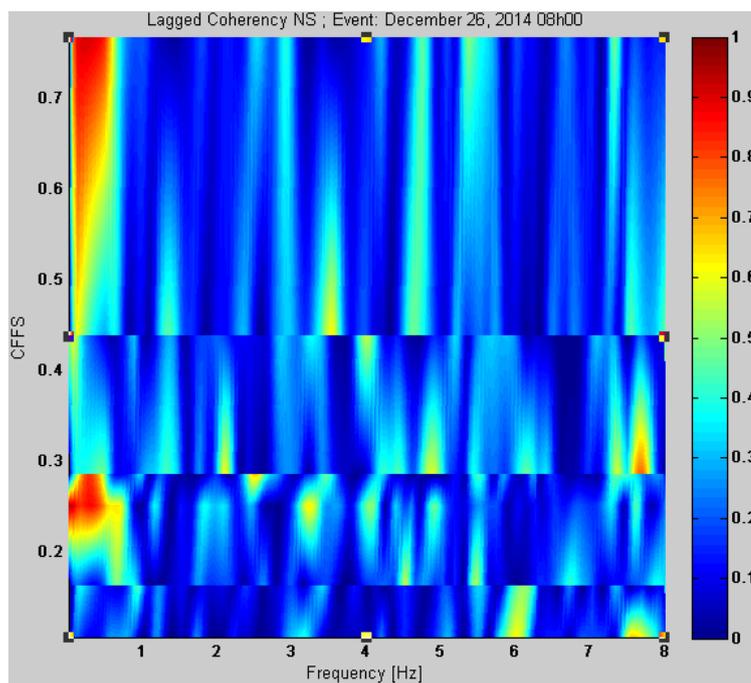


Figure 5-8 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFSS durant les trois premiers évènements pour la direction EW du mouvement sismique du sol.



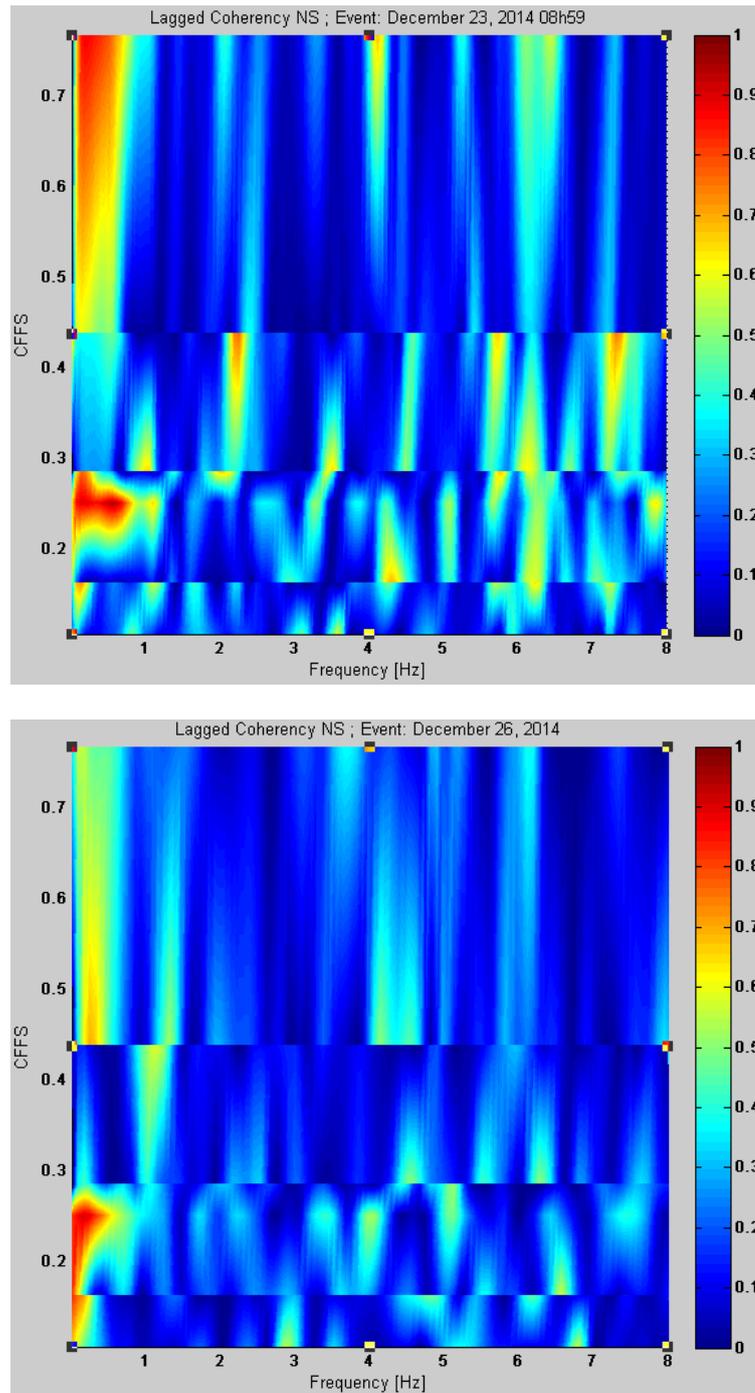
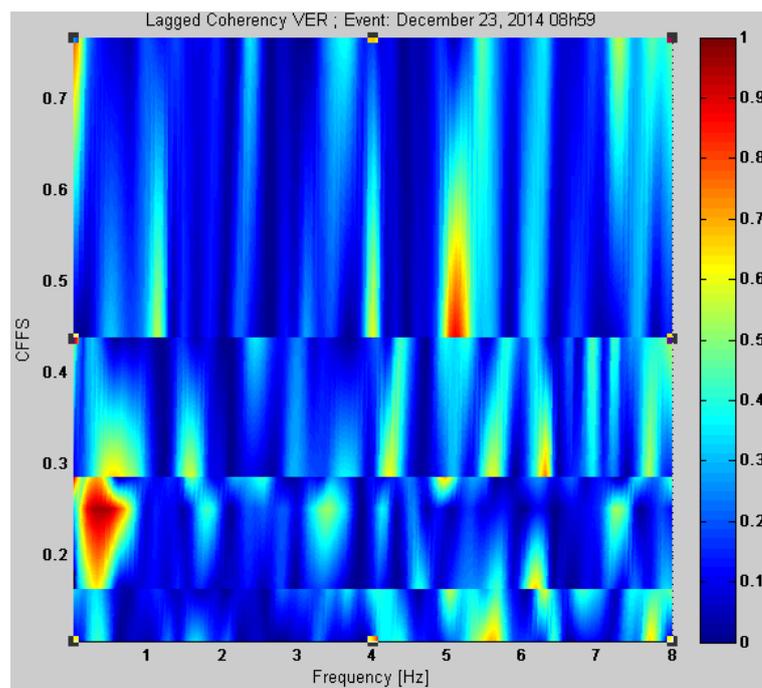
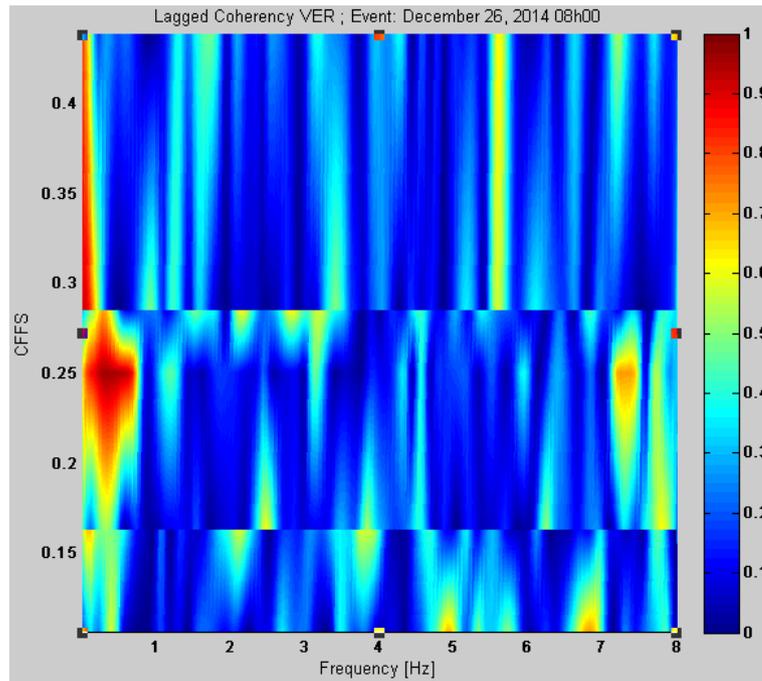


Figure 5-9 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFSS durant les trois premiers évènements pour la direction NS du mouvement sismique du sol.



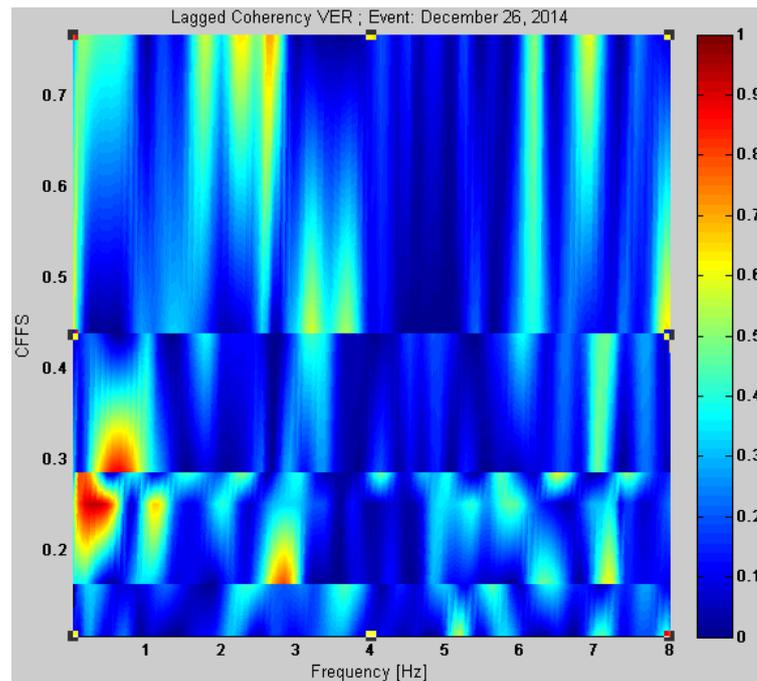


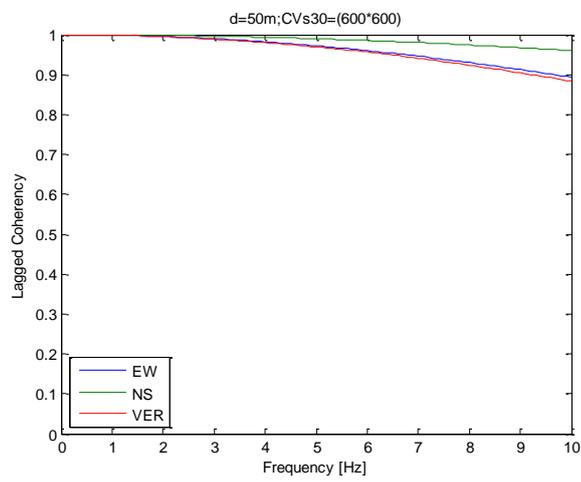
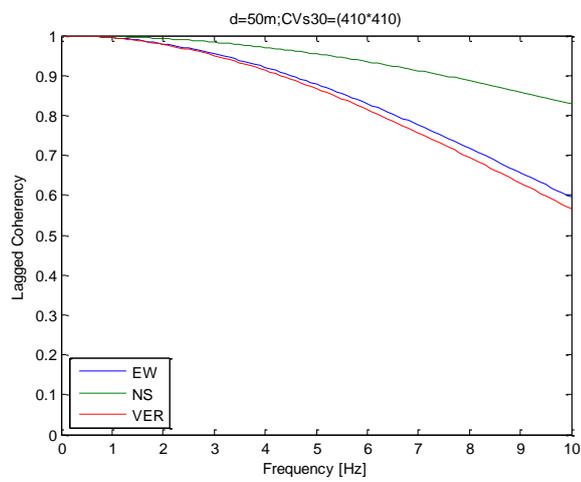
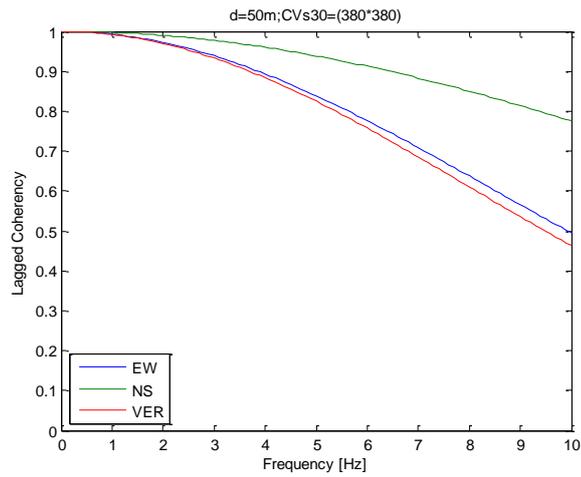
Figure 5-10 Variation de la cohérence estimée en fonction de CFFS durant les trois premiers évènements pour la direction VER du mouvement sismique du sol.

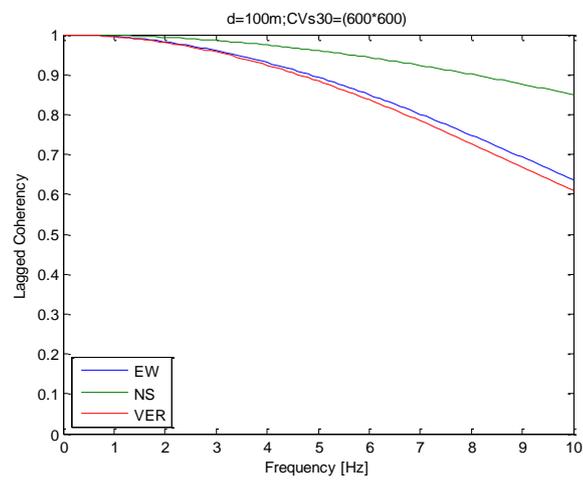
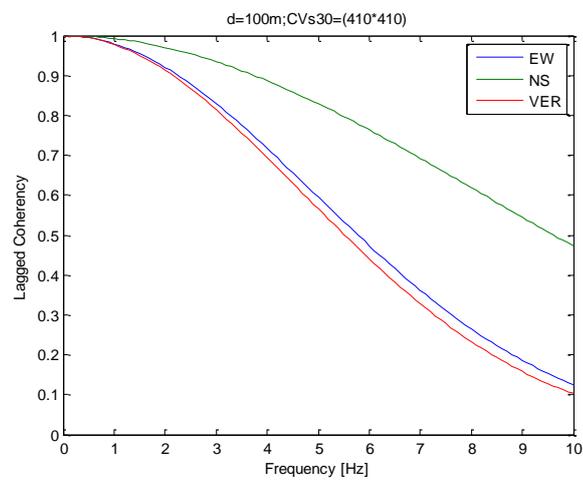
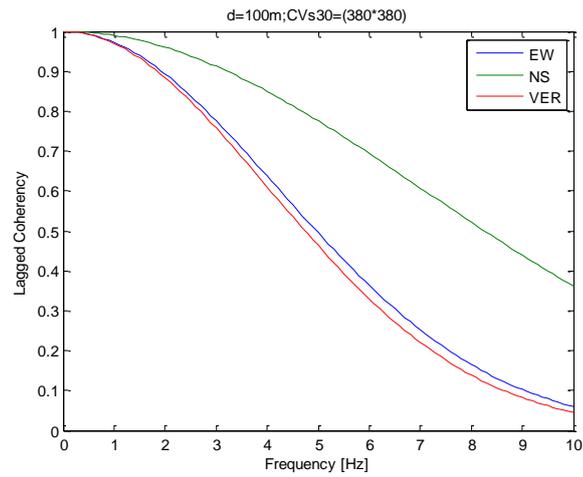
Les Figures 0-8, 0-9 et 0-10 en 3-D montrent la variation de la fonction de cohérence sous l'effet de *CFFS* durant les trois premiers évènements pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol. L'examen de ces Figures montre que, pour chaque évènement, la tendance de la fonction de cohérence augmente avec l'augmentation de *CFFS* et diminue avec la diminution de *CFFS*. Ce résultat est observé pour les trois directions du mouvement sismique du sol.

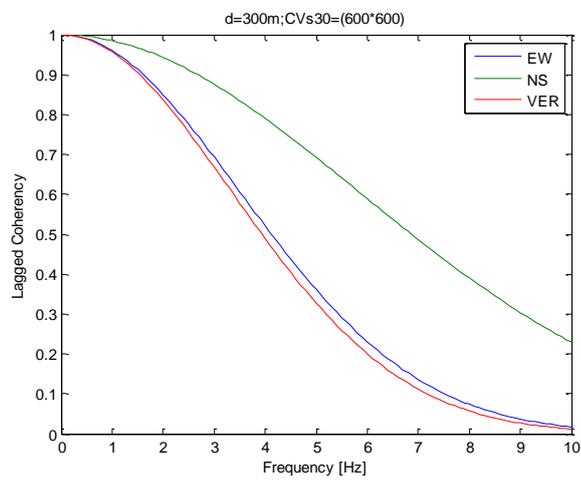
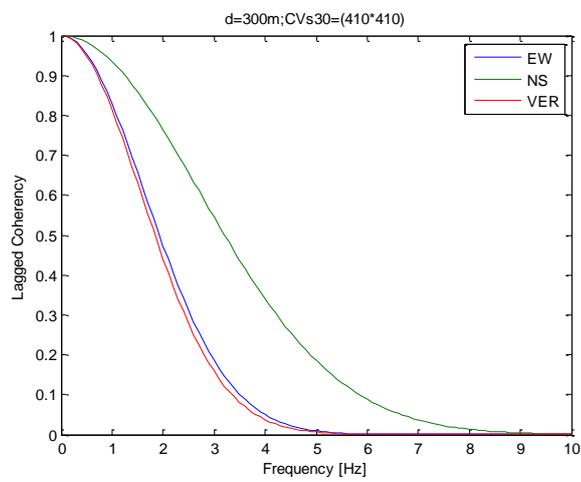
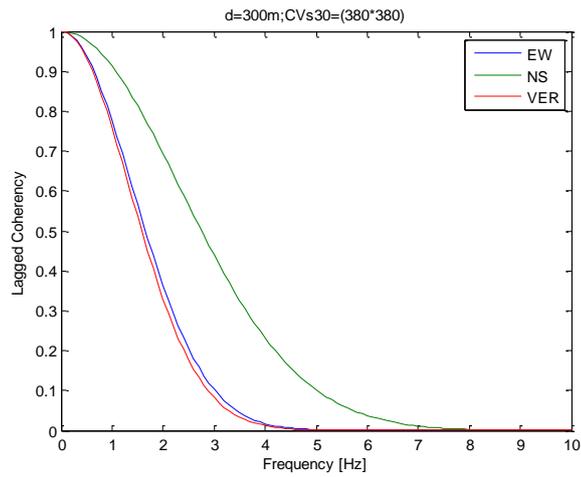
### **5.3 Analyse comparative de la fonction cohérence de la SVGM**

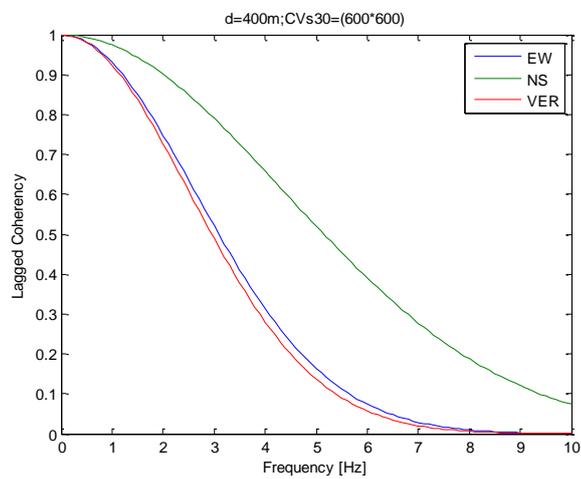
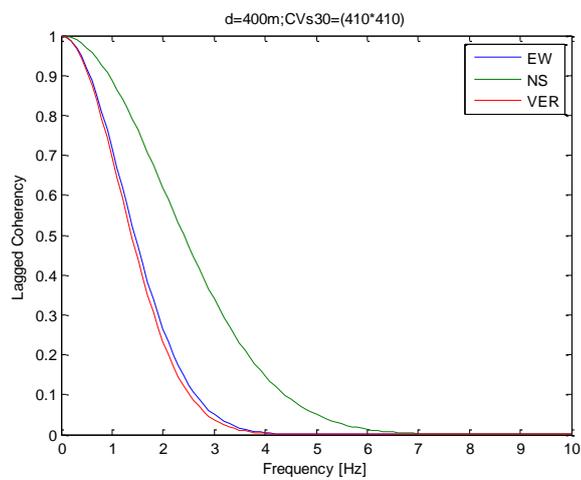
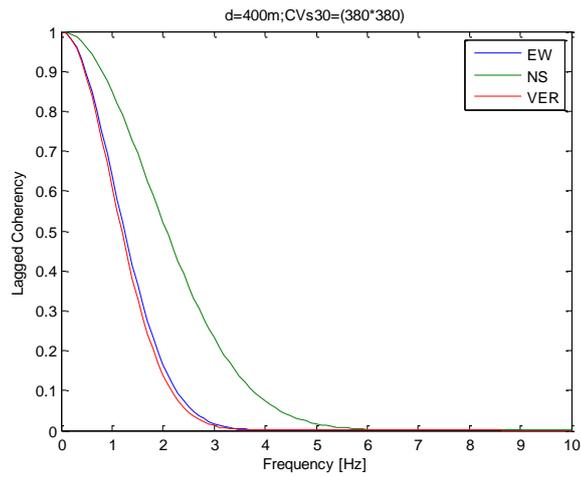
#### **5.3.1 Comparaison des fonctions de cohérence EW, NS et VER**

Le modèle de cohérence empirique proposé dans cette étude a été obtenu à partir des enregistrements sismiques en termes d'accélération pour les directions EW, NS et VER du mouvement sismique du sol, de ce fait, trois fonctions de cohérences seront déterminées et comparées les unes aux autres. Pour ce faire, quinze cas liés à la distance de séparation  $d$  et  $CV_{s30}$  seront présentés.









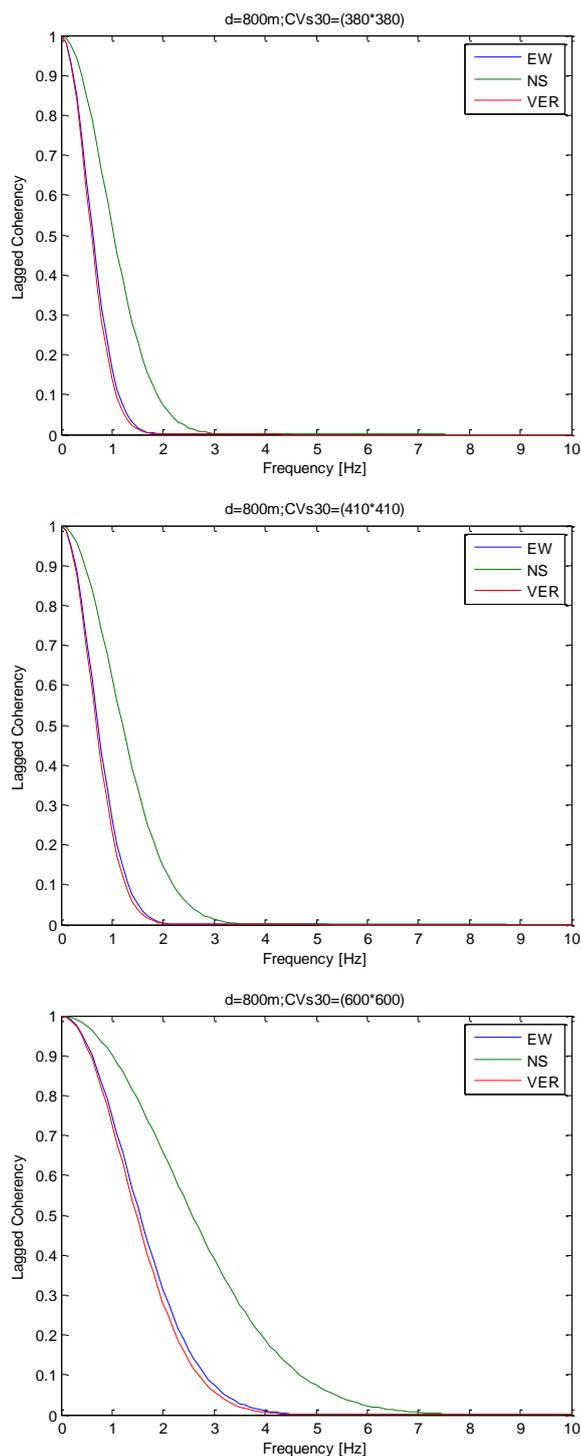


Figure 5-11 Comparaison des trois composantes de la fonction cohérence pour plusieurs cas.

La Figure 0-11 montre la comparaison des trois composantes EW, NS et VER de la fonction de cohérence pour plusieurs cas liés à la distance de séparation  $d$  et du  $CV_{s30}$ . L'examen de cette Figure montre que, les valeurs de la composante NS de la fonction de cohérence pour toutes les distances de séparation  $d$  et/ou pour

les trois cas du  $CV_{s30}$ , sont toujours supérieures aux celles des composantes EW et VER.

Pour un  $CV_{s30}$  particulier, les faibles valeurs de la distance de séparation  $d$  donnent des valeurs de la composante EW de la fonction de cohérence supérieures à celles de la composante VER, tandis que, plus la distance de séparation  $d$  tend à augmenter, les valeurs de la composante EW de la fonction de cohérence et celles de la composante VER se convergent entre eux.

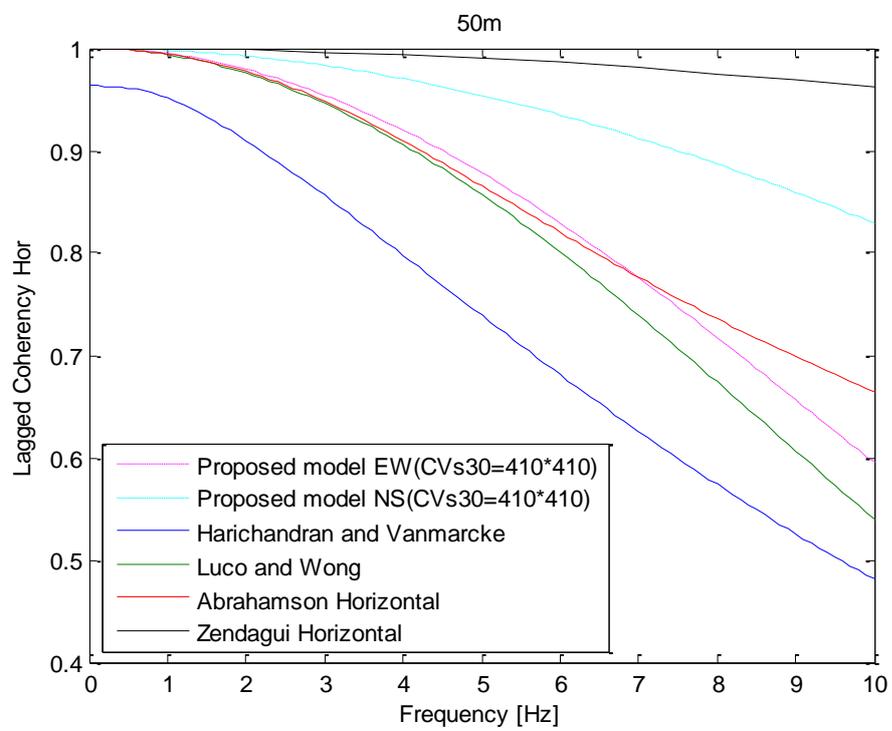
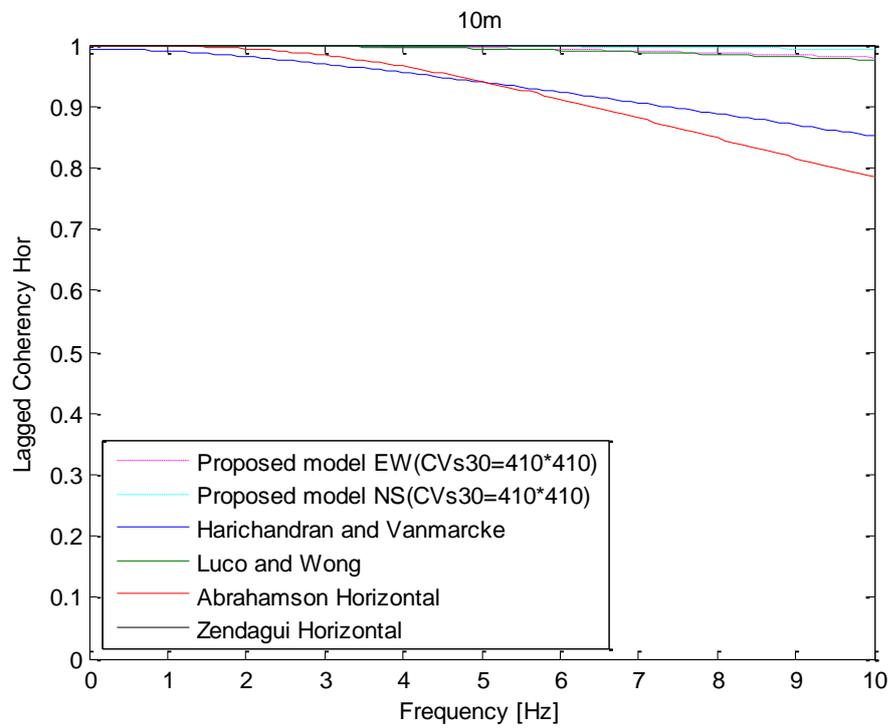
Pour une distance de séparation  $d$  particulière, les faibles valeurs du  $CV_{s30}$  donnent des valeurs des composantes EW et VER de la fonction de cohérence convergentes entre eux, tandis que, plus  $CV_{s30}$  tend à augmenter, les valeurs de la composante EW de la fonction de cohérence deviennent supérieures à celles de la composante VER.

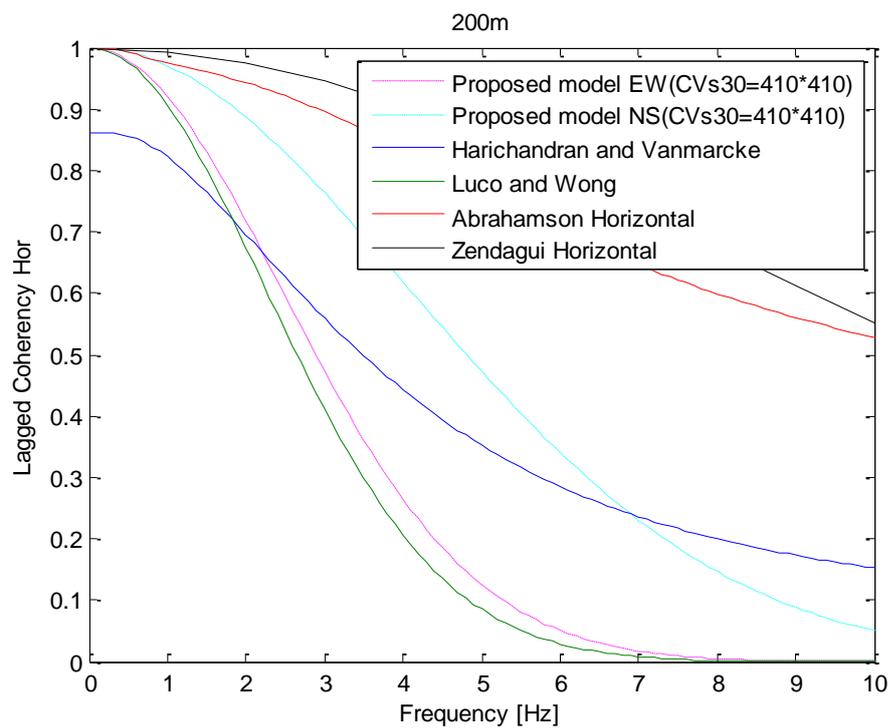
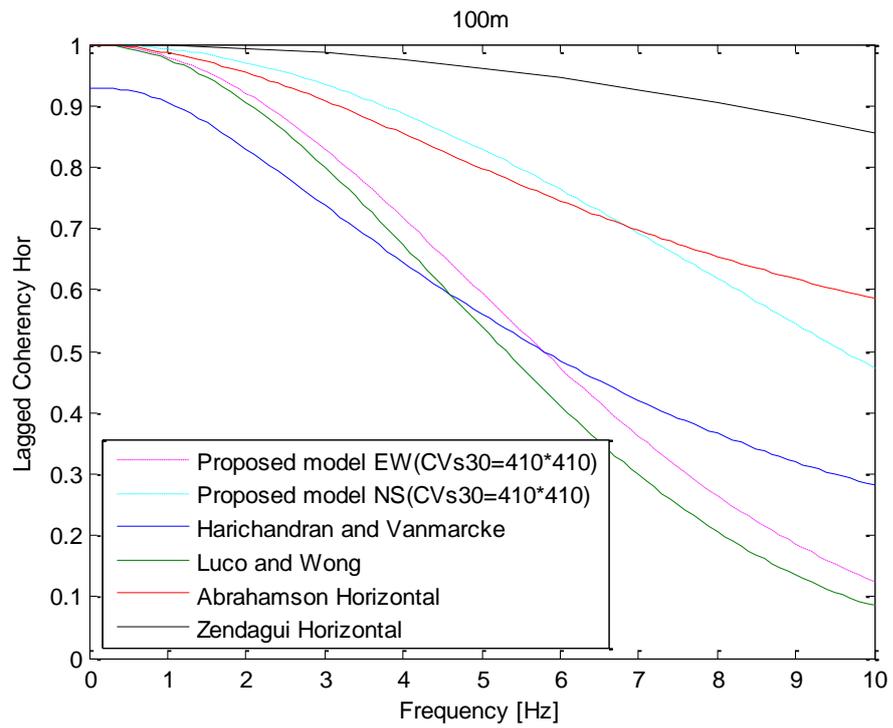
### **5.3.2 Analyse comparative des modèles de cohérence de la SVGM**

Le but de cette analyse est de mener une étude comparative entre les fonctions de cohérence obtenues par le biais de notre modèle et les modèles de : Luco et Wong (1986), Harichandran et Vanmarcke (1986), Abrahamson (1993) et Zendagui (1999) cités en détail au chapitre 2, et puisque le modèle proposé dans cette étude décrit la SVGM suivant les trois directions du mouvement sismique du sol, l'analyse comparative se fera en deux parties : Dans la première partie, nous allons analyser la composante horizontale de la fonction de cohérence de la SVGM, tandis que, dans la seconde partie, cette analyse sera faite pour la composante verticale de la fonction de cohérence de la SVGM. Pour notre modèle de cohérence, le cas que nous allons étudier dans cette section correspond à la valeur intermédiaire de  $V_{s30}$  dans notre étude, c'est-à-dire  $V_{s30} = 410 \text{ m/s}$ , et par conséquent le coefficient des vitesses moyennes de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $CV_{s30}$  devient  $CV_{s30} = 410 * 410$ .

La Figure 0-12 montre la comparaison des deux composantes horizontales (EW et NS) du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de

cohérence sélectionnés ci-dessus pour six distances de séparation : 10m, 50m, 100m, 200m, 400m et 500m.





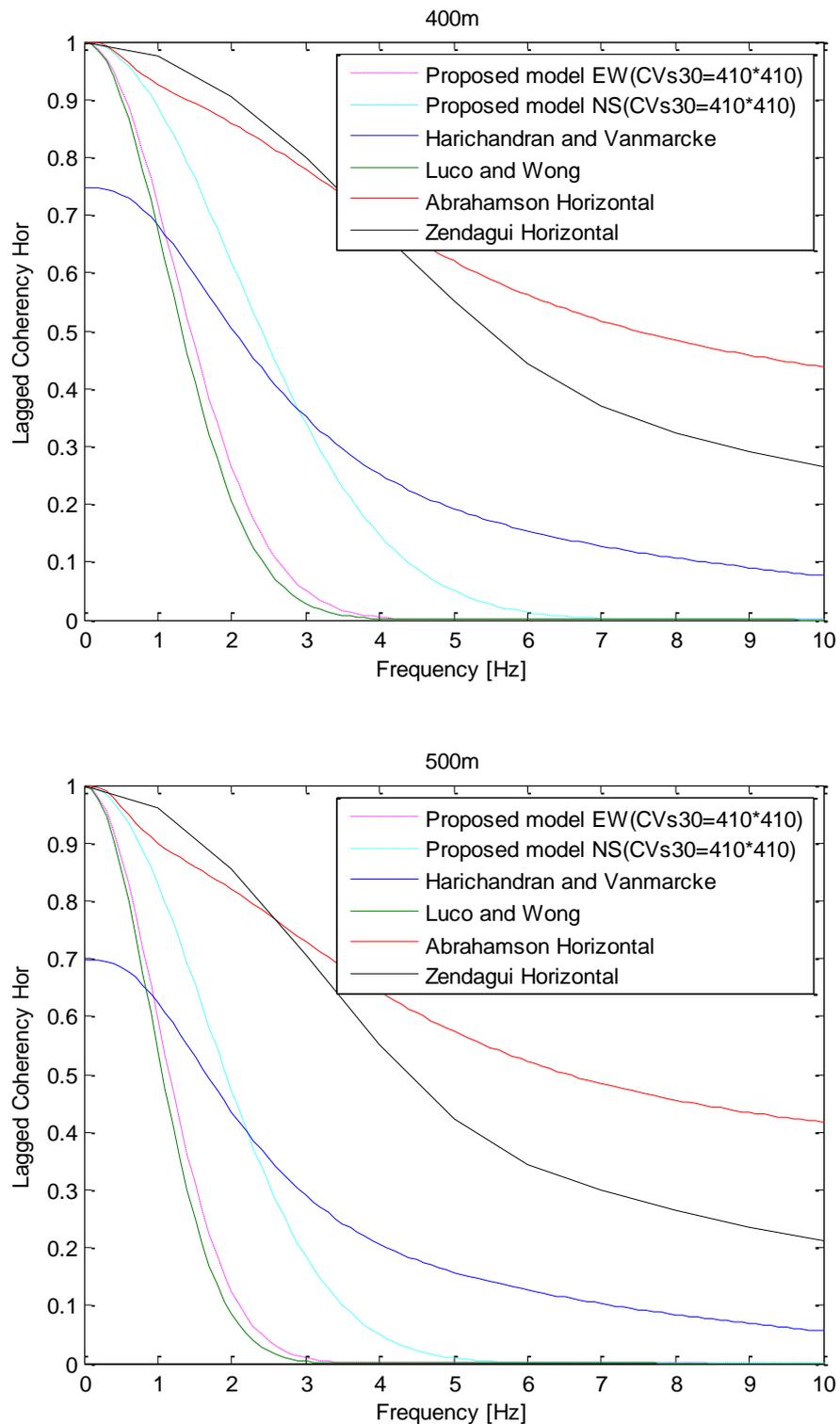
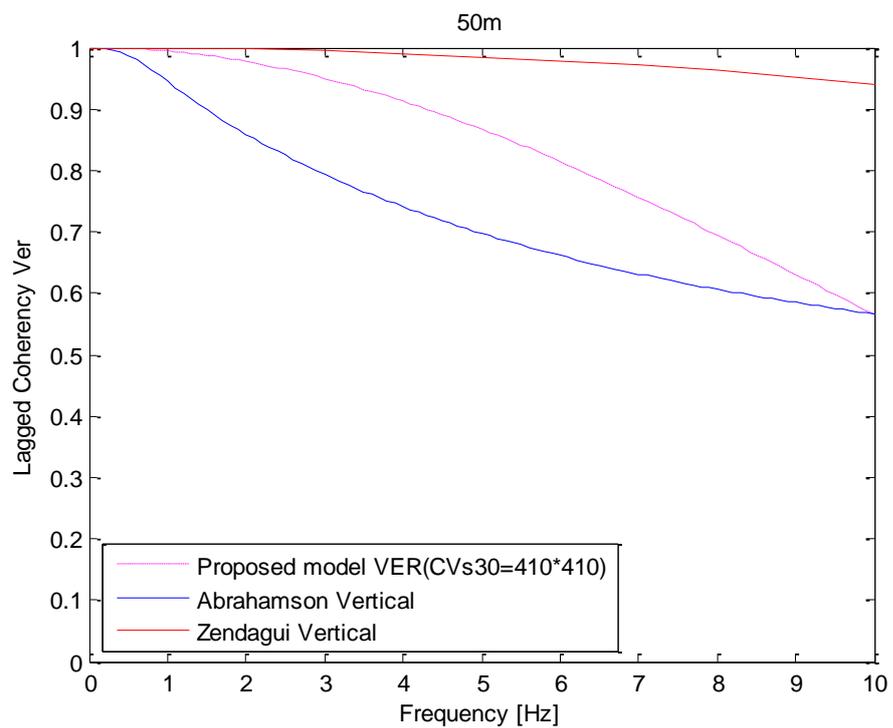
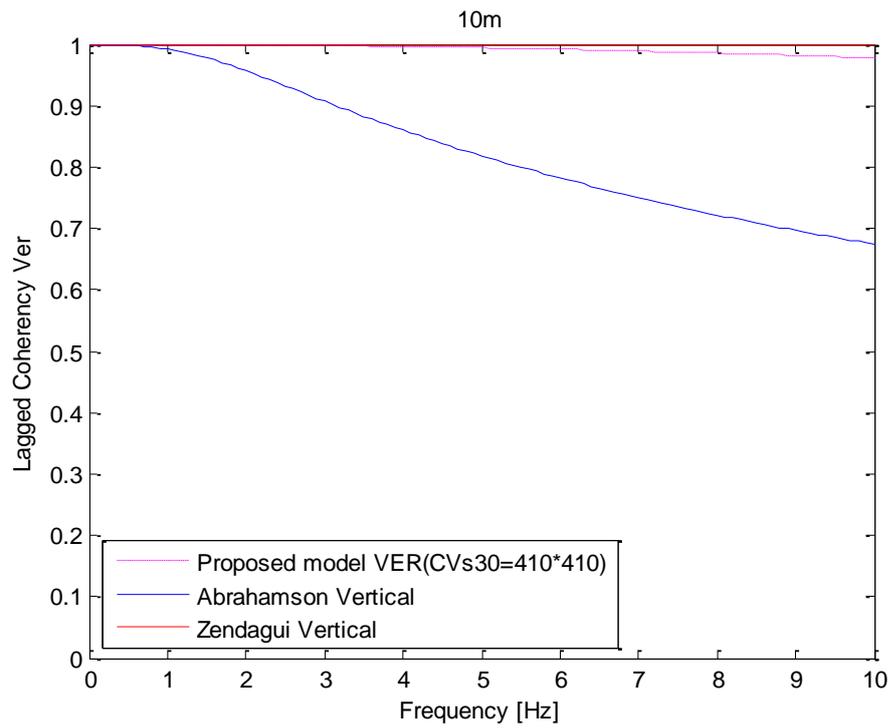


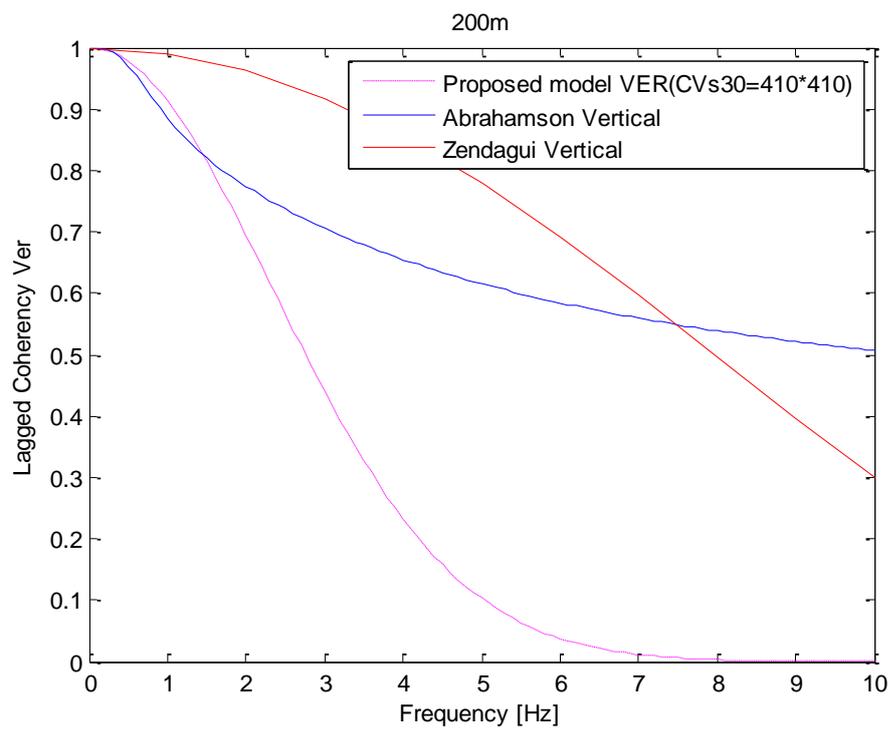
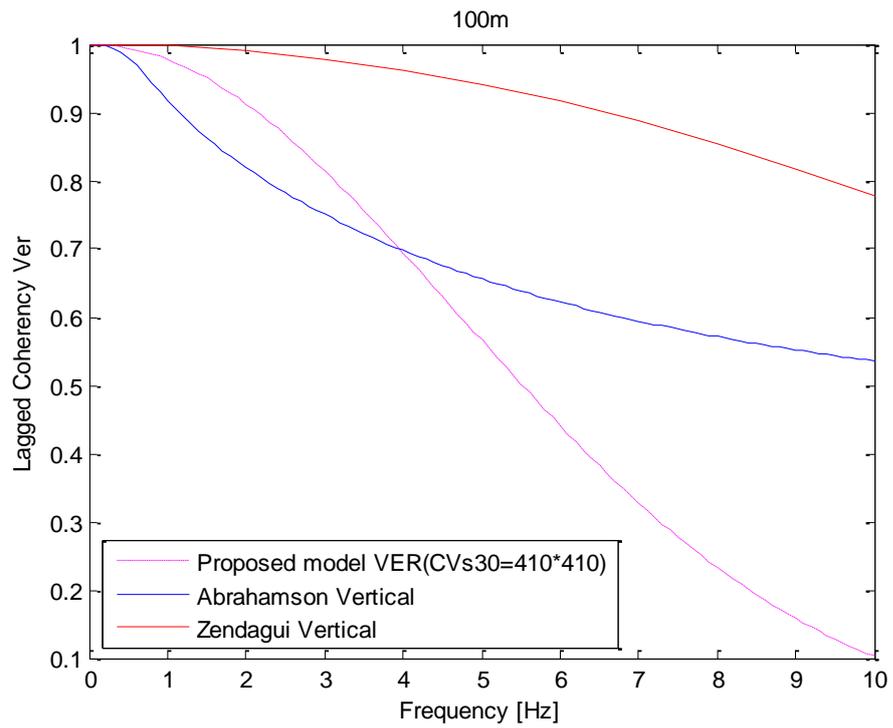
Figure 5-12 Comparaison de la composante horizontale du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de cohérence sélectionnés pour plusieurs distances de séparation  $d$ .

L'examen de la Figure 0-12 montre que, tous les modèles de cohérence s'approchent de zéro à des fréquences  $f$  plus élevées et/ou pour des longues distances de séparation  $d$ . De plus, notre modèle de cohérence semble être en bon accord avec : le modèle de Luco et Wong (1986) pour toutes les distances de séparation  $d$  et sur toute la gamme des fréquences  $f$ , le modèle de Zendagui (1999) pour les distances de séparation  $d \leq 10\text{m}$  sur toute la gamme des fréquences  $f$  et pour les distances de séparation  $10\text{m} < d \leq 100\text{m}$  sur la gamme des fréquences  $f \leq 5\text{Hz}$ , le modèle d'Abrahamson (1993) pour les distances de séparation  $d \leq 100\text{m}$  sur toute la gamme des fréquences  $f$ , et le modèle de Harichandran et Vanmarke (1986) pour les distances de séparation  $d \geq 100\text{m}$  sur la gamme des fréquences  $f \leq 6\text{Hz}$ .

Nous avons également remarqué que pour les distances de séparation  $d > 100\text{m}$ , les valeurs de la cohérence obtenues par le modèle d'Abrahamson (1993) commencent à diverger aux celles obtenues par les autres modèles, ce qui confirme que ce modèle n'est pas valable que pour les courtes distances de séparation  $d$ . Il apparaît ainsi que les modèles de cohérence analytiques s'adaptent mieux aux courtes distances de séparation  $d$  et/ou aux basses fréquences  $f$ , alors que les modèles de cohérence empiriques sont plus performants pour les longues distances de séparation  $d$ .

Nous allons maintenant passer à la comparaison de la fonction de cohérence suivant la direction verticale du mouvement sismique du sol, la Figure 0-13 montre la comparaison de la composante verticale (VER) du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de cohérence de : Abrahamson (1993) et Zendagui (1999) (car seuls ces deux modèles parmi les modèles sélectionnés permettent de calculer la fonction de cohérence suivant la direction verticale du mouvement sismique du sol), cette analyse sera effectuée pour six distances de séparation : 10m, 50m, 100m, 200m, 400m et 500m.





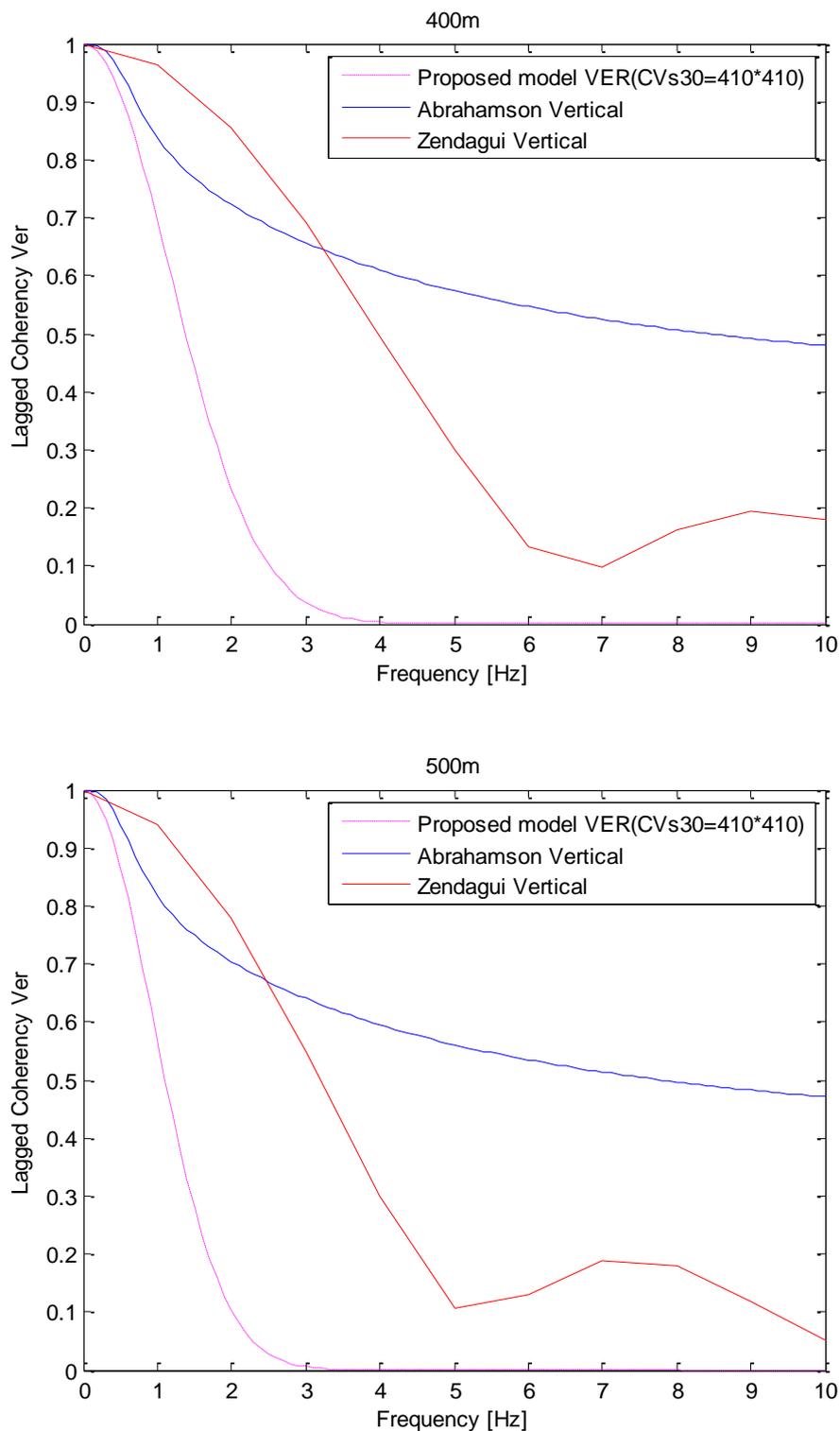


Figure 5-13 Comparaison de la composante verticale du modèle de cohérence proposé dans cette étude avec les modèles de cohérence sélectionnés pour plusieurs distances de séparation d.

L'examen de la Figure 0-13 montre que, notre modèle de cohérence semble être en bon accord avec le modèle de Zendagui (1999) pour les distances de

séparation  $d \leq 10\text{m}$  sur toute la gamme des fréquences  $f$ , la raison en est que le modèle de Zendagui (1999) est un modèle analytique. En revanche, le modèle de cohérence proposé dans cette étude semble être en bon accord avec le modèle empirique d'Abrahamson (1993) pour les distances de séparation  $d \leq 50\text{m}$  sur toute la gamme des fréquences  $f$  et pour les distances de séparation  $50\text{m} < d \leq 100\text{m}$  sur la gamme des fréquences  $f \leq 5\text{Hz}$ . On peut dire que le modèle de cohérence proposé soit sous-estime les valeurs de cohérence par rapport aux celles obtenues par le modèle empirique d'Abrahamson (1993) pour les distances de séparation de  $d \leq 50\text{m}$ , soit surestime les valeurs de cohérence par rapport aux celles obtenues par le modèle empirique d'Abrahamson (1993) pour les distances de séparation de  $d > 50\text{m}$ .

## **5.4 Conclusion**

Le présent chapitre a été consacré à l'analyse de la SVGM en utilisant le modèle de cohérence empirique développé dans le chapitre 4, c'est-à-dire nous avons étudié la SVGM en examinant la fonction de cohérence. Par conséquent, nous avons effectué une analyse paramétrique dans la première étape et une autre comparative dans la deuxième étape.

L'analyse paramétrique a pour but d'identifier le degré de dépendance de la fonction de cohérence obtenue par le modèle proposé suivant ses trois composantes vis-à-vis la fréquence  $f$ , la distance de séparation  $d$ , la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  et la fréquence fondamentale du sol  $f_0$ . L'analyse paramétrique menée sur l'effet de la fréquence  $f$  et/ou la distance de séparation  $d$  sur la variation de la fonction de cohérence suivant les trois directions du mouvement sismique du sol a montré que la fonction cohérence diminue lorsque  $f$  et/ou  $d$  augmentent. De plus, L'analyse de l'effet de  $V_{s30}$  sur la variation de la fonction de cohérence a été montré que la fonction de cohérence augmente lorsque la  $V_{s30}$  augmente. L'analyse de l'effet de  $f_0$  sur la variation de la fonction de cohérence estimée à partir des

données collectées a montré que la tendance de la fonction de cohérence estimée augmente lorsque la  $f_0$  augmente.

L'analyse comparative a pour but de déterminer les similitudes entre le modèle de cohérence proposé dans cette étude avec d'autres modèles de cohérences, en particulier le modèle de : Luco et Wong (1986), Harichandran et Vanmarcke (1986), Abrahamson (1993) et Zendagui (1999). Les résultats trouvés ont montré que le modèle de cohérence proposé semble être en bon accord avec : le modèle de Luco et Wong (1986) pour toutes les distances de séparation  $d$  et sur toute la gamme des fréquences  $f$ , et avec les autres modèles de cohérence pour les faibles : distances de séparation  $d$  et/ou fréquences  $f$ . La comparaison entre les trois composantes de la fonction de cohérence obtenue par le modèle proposé a montré que les valeurs de la composante NS de la fonction de cohérence sont toujours supérieures aux celles des composantes EW et VER.

## **Conclusion générale**

La variabilité spatiale du mouvement sismique du sol SVGM peut se produire en raison des propriétés de la source, de la propagation des ondes sismiques à travers les différentes couches de sol et des effets de site dus essentiellement à la variation des caractéristiques géométriques et mécaniques du massif de sol et de la topographie locale. Il devrait de préférence prise en compte la SVGM lors de la conception de ces structures. Pour l'évaluation de la réponse sismique non linéaire des structures étendues établies sur différents sites, la solution déterministe est essentielle avec l'effet de la SVGM en tenant compte l'effet de site inclus en termes d'excitation multi-supports.

L'estimation de la SVGM entre les stations sismologiques est importante pour caractériser ce phénomène. Ainsi, les propriétés statistiques de la variabilité spatiale en termes de distance de séparation entre les stations sismologiques sur des zones étendues ont été étudiées par les chercheurs.

Dans cette thèse, une analyse des histoires temporelles des signaux sismiques des mouvements du sol enregistrés par un réseau sismique temporaire installé dans la ville de Chlef est effectuée pour comprendre la SVGM. L'objectif est d'évaluer et d'améliorer les relations de quantification des variations spatiales existantes en étudiant les données disponibles à partir de ce réseau. De plus, la possibilité d'employer d'une forme fonctionnelle pour la modélisation de la SVGM est étudiée. Puisque les stations sismologiques sont installées sur des sites présentant des types de sols différents, la forme fonctionnelle développée incorporait un paramètre qui distinguait le site. Une méthodologie pour l'évaluation de la distribution du mouvement du sol dans un contexte urbain est développée. Cette méthodologie est d'interpoler le mouvement sismique du sol mesuré par des

stations sismologiques pour l'utilisation dans l'ajustement du biais d'évaluation des cartes sismiques avec les mesures empiriques du mouvement sismique du sol. Enfin, une analyse de la SVGM est effectuée.

Les événements enregistrés par le réseau sismique sont utilisés pour l'estimation des paramètres du sol sur une distance ou une zone. L'estimation de l'effet de site à un ensemble arbitraire de points étroitement espacés est présentée. Donc, la forme fonctionnelle de la SVGM dépend d'un paramètre qui estime l'effet de site en plus de la distance de séparation. L'estimation de la SVGM entre les stations sismologiques est importante pour caractériser l'incertitude susmentionnée.

Les propriétés générales de la fonction de cohérence et les procédures d'estimation des valeurs de cohérence basée sur l'analyse spectrale conventionnelle sont étudiées à partir des données sismiques enregistrées par le réseau sismique. Lors du calcul des valeurs de cohérence, un code est généré. Pour la validation de ce code, les données de Strong Motion Array à Taiwan (SMART-1) sont utilisées. La configuration du réseau sismique temporaire installé dans la ville de Chlef est illustré et les propriétés des événements correspondants sont expliquées. La procédure de régression pour l'évaluation du modèle de cohérence est expliquée. En conclusion, un nouveau modèle de cohérence est développé.

Enfin, l'analyse paramétrique de la SVGM a montré que la fonction de cohérence diminue lorsque la fréquence  $f$  et/ou la distance de séparation  $d$  augmentent, c'est tout à fait normal, puisque si on prend deux signaux sismiques ayant deux petites valeurs de fréquence propre, la ressemblance (la cohésion) entre eux est considérable (la cohérence tend vers 1), alors que si les deux valeurs de fréquence propre de ces deux signaux sismiques deviennent grandes, la ressemblance (la cohésion) entre ces deux signaux sismiques commence à s'estomper (la cohérence tend vers 0). De plus, L'analyse de la SVGM sous l'effet de la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  a montré que la fonction de cohérence augmente lorsque la  $V_{s30}$  augmente. L'analyse de la SVGM sous l'effet de la la fréquence fondamentale du sol  $f_0$  a montré que la tendance de la fonction de cohérence estimée à partir des

données sismiques collectées augmente lorsque la  $f_0$  augmente. L'analyse comparative de la SVGM a montré que la fonction de cohérence obtenue par le modèle proposé dans cette étude avec certains modèles disponibles dans la littérature présentait des similitudes dans une certaine mesure.

Par conséquent, et à la lumière de ce qui précède, on suggère d'utiliser le modèle de cohérence proposé dans cette étude pour la conception des structures étendues qui ont des supports mis sur des sites présentant des types de sols différents.

## **Perspectives**

Ce travail a permis de prendre en compte la vitesse moyenne de propagation d'onde de cisaillement sur trente mètres de profondeur  $V_{s30}$  dans la modélisation de la SVGM. De nombreuses améliorations peuvent être envisagées. On commencera par la nécessité d'inclure d'autres paramètres estimant l'effet de site dans le modèle de cohérence à établir. On pourra également envisager d'établir un modèle de cohérence qui décrit la SVGM en profondeur comme à la surface, mais pour cela il nous faut une base de données sismiques enregistrée en profondeur. Si nous arrivons à établir un modèle de cohérence qui décrit la SVGM en profondeur comme à la surface, alors nous viserons à étudier la relation entre les fonctions de cohérence à la surface et en profondeur afin d'extraire des fonctions de transfert des sites.

## **Bibliographie**

- Abrahamson, N. Schneider, J. F. and Stepp, J. C. (1991). Empirical Spatial Coherency Functions for Applications to Soil-structure Interaction Analyses. Earthquake Spectra. 7(1): 1–27.
- Abrahamson, N. (1992). Spatial Variation of Earthquake Ground Motion for Application to Soil-Structure Interaction. Electrical Power Research Institute, Rpt. No. EPRI TR-100463, Tier 1.
- Abrahamson, N. (1993). Spatial variation of multiple support inputs. Proceedings of the 1st U.S. Seminar on Seismic Evaluation and Retrofit of Steel Bridges. A Caltrans and University of California at Berkeley Seminar.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. Tectonophysics, 218, 93-111
- Bard, P. Y. and Bouchon, M. (1980). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. Bulletin of the Seismological Society of America. 70(4), 1263-1286.
- Bard, P. Y. and J. Riepl-Thomas. (2000). Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion. Chp. 2 Wave motion in earthquake eng., Kausel and Manolis eds, WIT Press, Southampton, Boston, 37–95.
- Benmansour, N. Djafour, M. Bekkouche, A. Zendagui, D. and Benyacoub, A. (2012). Seismic response evaluation of bridges under differential ground motion: a comparison with the new Algerian provisions. European Journal of Environmental and Civil Engineering, 16(7), 863-881.
- Boatwright, J. Seekins, L. C. Fumal, T. E. Liu, H-P. Mueller, C. S. (1991). Ground motion amplification in the Marina District. Bulletin of the Seismological Society of America (1991) 81 (5): 1980–1997.
- Boissieres, H. P. and E. H. Vanmarcke. (1995). Estimation of Lags for a Seismograph Array: Wave Propagation and Composite Correlation. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 14, pp. 5-22.
- Borcherdt, R. D. Glassmoyer, G. (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. B Seismol Soc Am 82:603–641.
- Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site dependent response spectra for design (methodology and justification). Earthquake Spectra. 10:617–653.
- Boudghene Stambouli, A. Zendagui, D. Bard, P. Y. and Derras, B (2017). Deriving amplification factors from simple site parameters using generalized

- regression neural networks: implications for relevant site proxies. Earth, Planets and Space (2017) 69:99.
- Boudghene Stambouli, A. (2018). Estimation de l'effet de site par la méthode des réseaux de neurones artificiels. Thèse de doctorat, Université Abou Bekr Belkaid - Tlemcen.
- Brives, A. (1923). Carte géologique détaillée, échelle 1:50 000. feuille 58, Cavaignac.
- Chiu, H. C. Amirbekian, R. V. and Bolt, B. A. (1995). Transferability of strong ground-motion coherency between the SMART1 and SMART2 arrays. Bull Seismol Soc Am. 85(1):342-8.
- Clouteau, D. (1990). Propagation d'ondes dans les milieux hétérogènes. Application à la tenue d'ouvrages sous séismes. Thèse de doctorat, Ecole Centrale de Paris.
- Cornou, C. Bard, P. Y. and Dietrich, M. (2003). Contribution of dense array analysis to basin-edge-induced waves identification and quantification, part II: Application to Grenoble basin, French Alps. Bull seism Soc Am. 93(6), 2624–2648, 2003.
- Das, M. (1983). Principles of soil dynamic. PWS-KENT. Publishing Company Boston, USA.
- Derbal, R. Benmansour, N. Djafour, M. Matallah, M. and Ivorra, S. (2019). Generation of spatial seismic ground motions considering local site conditions. Proceedings of the 5th ICEES, 8-11 October 2019, METU Ankara, Turkey.
- Der Kiureghian, A. (1996). A coherency model for spatially varying ground motions. Earthq Eng Struct Dyn 25:99–111.
- Dickenson, S. E. and Seed, R. B. (1996). Nonlinear dynamic response of soft and deep cohesive soil deposits. Proceedings of the international workshop on site response subjected to strong earthquake motions. vol 2, pp 67–81.
- Dobry, R. Borcherdt, R. D. Crouse, C. B. Idriss, I. M. Joyner, W. N. Martin, G. R. Power, M. S. Rinne, E. E. and Seed, R. B. (2000). New Site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. Earthquake Spectra. 16(1):41–67.
- Domzig, A. C, Le Roy, A.K, Yelles-Chaouche. J, Déverchère. J-P, Bouillin. R, Bracène. B, Mercier de Lépinay. E, Calais. V, Gaullier. A, Kherroubi. P, Le Roy. B, Savoye. and H, Pauc. (2006). Africa–Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria. Preliminary results from the Maradja cruise. C. R. Geosci. 338.
- Enochson, L. D. and Goodman, N. R. (1965). Gaussian approximations to the distributions of sample coherence. Tech Report, AFFDLTR-65-57, Wright-Patterson Air Force Base.
- Eurocode 8. (2004). Design of structures for earthquake resistance-Part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings. European Committee for Standardization (CEN), EN 1998-1, eurocodes.jrc.eceuropa.eu/. Last accessed Feb 2016.
- Feng, Q. and Hu, Y. (1981). Spatial Correlation Model of Ground Motion. Earthquake Engineering and Engineering Vibration. 1(2): 1–8.

- Field, E. H. Johnson, P. A. Beresnev, I. A. and Yuehua, Z. (1997). Nonlinear ground motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake. Nature, 390, 599– 602. doi:10.1038/37586.
- Garakaninezhad, A. and Bastami, M. (2019). Intra-event spatial correlation model for the vertical component of response spectral accelerations. Journal of Seismology 23, 853–867.
- Gelebi, M. (1988). Topographical and geological amplification : Case studies and engineering implications. International Workshop on Spatial Variation of earthquake Ground Motion, USA.
- Gutierrez, C. and Singh, S. K. (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data. Bull. Seismol. Soc. Am. 82, 642–659.
- Hao, H. Oliveira, C. S. and Penzien, J. (1989). Multiple-Station Ground Motion Processing and Simulation based on SMART-1 Array Data. Nuclear Engineering Design, Vol. 111, pp. 293-310.
- Harichandran, R. S. Vanmarcke, E. H. (1986). Stochastic variation of earthquake ground motion in space and time. J Eng Mech 112(2):154–174.
- Harichandran, R. S. (1991). Estimating the spatial variation of earthquake ground motion from dense array recordings. Struct Saf. 10(1):219–233.
- Harichandran, R. (1999). Spatial Variation of Earthquake Ground Motion. Department of Civil and Environmental Engineering, Michigan State University, USA.
- Harvey Carlisle. (1994). Ground-response studies at the alameda naval air station. The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17,1989: Strong Ground Motion and Ground Failure.
- Hindy, A. and Novak, M. (1980). Response of Pipelines to Random Ground Motion. Journal of the Engineering Mechanics Division. 106(2): 339–360.
- Jenkins, G. M. and Watts, D. G. (1968). Spectral Analysis and Its Application. Holden-Day, San Francisco.
- Kausel, E. Pais, A. (1987). Stochastic deconvolution of earthquake motions. Journal of the Eng. Mech. Division, ASCE, Vol. 113, No.2, 266-277.
- King, G. C. P. and Vita-Findi, C. (1981). Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980. Nature 292, 22–26. DOI: 10.1038/292022A0.
- Klimis, N. S. Margaris, B. N. and Koliopoulos, P. K. (1998). Response spectra estimation according to the EC8 and NEHRP soil classification provisions: a comparison study based on Hellenic data. Proceeding of the 11th European Conference on Earthquake Engineering T8 Site effects, spatial variability of seismic motion.
- Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. In: Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, France.
- Laib, A. Laouami, N. and Slimani, A. (2015). Modeling of soil heterogeneity and its effects on seismic response of multi-support structures. Earthq Eng & Eng Vib. 14: 423-437.

- Laouami, N. and Labbe, P. (2001). Analytical Approach for Evaluation of the Seismic Ground Motion Coherency Function. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 21(8): 727–733.
- Laouami, N. Slimani, A. Bouhadad, Y. Nour, A. & Larbes, S. (2003). Analysis of Strong Ground Motions Recorded during the 21st May, 2003 Boumerdes, Algeria, Earthquake. CSEM / EMSC News letter.
- Layadi, K. Semmane, F. and Yelles-Chaouche, A. K. (2016). Site-effects investigation in the city of Chlef (formerly El-Asnam), Algeria, using earthquake and ambient vibration data. Bulletin of the Seismological Society of America 106(5), 2185–2196.
- Layadi, K. Semmane, F. and Yelles-Chaouche, A. K. (2018). S-wave velocity structure of Chlef City, Algeria, by inversion of Rayleigh wave ellipticity. Near Surface Geophysics 16, 328-339.
- Lermo, J. Chávez García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. B Seismol Soc Am 83:1574–1594.
- Liao, S. and Li, J. (2002). A Stochastic Approach to Site-response Component in Seismic Ground Motion Coherency Model. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 22: 813–820.
- Loh, C. H. (1985). Analysis of the spatial variation of seismic waves and ground movements from smart-1 array data. Earthq Eng Struct Dyn 13(5):561–581.
- Luco, J. E. Wong, H. L. (1986). Response of a rigid foundation to a spatially random ground motion. Earthq Eng Struct Dyn 14(6) :891–908.
- Lussou, P. (2001). Calcul du mouvement sismique associé à un séisme de référence pour un site donnée avec prise en compte de l'effet de site. Méthode empirique linéaire et modélisation de l'effet de site non-linéaire. Observatoire de Grenoble et laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, France.
- Luzi, L. Puglia, R. Pacor, F. Gallipoli, M. R. Bindi, D. Mucciarelli, M. (2011). Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to  $V_s$ , 30. Bull Earthq Eng 9(6):1877–1898.
- Martin, G. R. and Dobry, R. (1994). Earthquake site response and seismic code provisions. NCEER Bull. 8(4):1–6.
- Meghraoui, M. (1982). Etude néotectonique de la région nord-est d'El-Asnam : relation avec 418 le séisme du 10 octobre 1980. 3th cycle thesis, Paris7 Univ., pp 210.
- Meghraoui, M. Cisternas, A. and Philip, H. (1986). Seismotectonics of lower Cheliff basin: Structural background of El Asnam (Algeria) earthquake. Tectonics 5, 809–836.
- Moczo, P. and Bard, P. Y. (1993). Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities. Bull. seism. Soc. Am. 83, 85-106, 1993.
- Naganoh, M. Kagami, H. and Muratami, H. (1993). Effects of surface and subsurface irregularities, In: Earthquake motions and ground conditions. Chapter 3.3. Architectural Institute of Japan, Tokyo.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface. Q. Rep. 30, 25–33.

- Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremor. J. Seismol. Soc. Jpn. 23, 264–280.
- Novak, M. and Hindy, A. (1979). Seismic Response of Buried Pipelines. 3rd Canadian Conference on Earthquake Engineering, Montreal, Canada.
- Olivier, B. F. (2000). L'effet de site. <http://www.mssmat.ecp.fr>.
- Perrodon, A. (1957). Etude géologique des bassins Néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie 12.
- Philip, H. and Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 1980. Tectonics 2, 17–49 DOI: 10.1029/TC002i001p00017.
- Pitilakis, K. D. Makra, K. A. and Raptakis, D. G. (2001). 2D vs 3D site effects with potential applications to seismic norms: the case of EUROSEISTEST and Thessaloniki. Proceedings of the XV th ICSMGE, Istanbul, pp 123–133.
- Pitilakis, K. Gazepis, C. Anastasiadis, A. (2004). Design response spectra and soil classification for seismic code provisions. In: Proceedings of 13th world conference on earthquake engineering, paper n.2904, Vancouver, B.C., Canada.
- Pitilakis, K. Gazepis, C. Anastasiadis, A. (2006). Design response spectra and soil classification for seismic code provisions. In: Proceedings of geotechnical evaluation and application of the seismic Eurocode EC8 2003–2006, ETC-12 Workshop, NTUA Athens, pp 37–52.
- Pitilakis, K. Riga, E. Anastasiadis, A. (2013). New code site classification, amplification factors and normalized response spectra based on a worldwide ground motion database. Bull Earthq Eng 11(4):925–966.
- Porter, K. A. An Overview of PEER's Performance-based Earthquake Engineering Methodology. Proceeding of Nineth International Conference on Applications of Statistics and Probability in Civil Engineering, San Francisco, California.
- Qu, T. Wang, J. and Wang, Q. (1996). Practical PSD Ground Motion Model with Spatial Effect. Acta Seismologica Sinica, 18(1): 55–62. (in Chinese).
- RPA 99/2003. Algerian Seismic Code (2004). Ministry of Housing and Urban Planning, Algeria.
- Santa-Cruz, S. Heredia-Zavoni, E. Harichandran, R. S. (2000). Low-frequency behavior of coherency for strong ground motions in Mexico City and Japan. In: 12th World conference in earthquake engineering, Auckland, New-Zealand, Paper No. 76:1–8.
- Saragoni, G. R. Lobos, C. & Gómez-Bernal, A. (1998). Site and Earthquake Mechanism Effect on Design Response Spectra. 11th European Conference on Earthquake Engineering, Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410 982 3.
- Scandella, L. and Paolucci, R. (2010). Earthquake induced ground strains in the presence of strong lateral soil heterogeneities. Bulletin of Earthquake Engineering. 8(6), 1527-1546.
- Schneider, J. F. Stepp, J. C. Abrahamson, N. A. (1992). The spatial variation of earthquake ground motion and effects of local site conditions. In Proc of 10th world conf on earthquake engineering.

- Seed, H. B. and Sun, J. H. (1989). Implication of site effects in the Mexico City earthquake of September 19, 1985 for earthquake-resistance-design criteria in the San Francisco Bay Area of California. Report No. UCB/EERC-89/03, University of California, Berkeley, California.
- Shabestari, K. T. & Yamazaki, F. (2003). Near-fault spatial variation in strong ground motion due to rupture directivity and hanging wall effects from the Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Earthquake Engng. Struct. Dyn.*, 32, 2197–2219.
- Somerville, P. G. McLaren, J. P. Sen, M. K. and Helmberger, D. V. (1991). The Influence of Site Conditions on the Spatial Incoherence of Ground Motions. *Structural Safety*, 10(1): 1–14.
- Stewart, J. P. Chiou, S. J. Bray, J. D. Graves, R. W. Somerville, P. and Abrahamson, N. A. (2001). Ground Motion Evaluation Procedures for Performance-Based Design. Pacific Earthquake Engineering Research Center Report No. PEER 2001/09.
- Stoica, P. and Moses, R. (1997). Introduction to Spectral Analysis. Prentice Hall, New Jersey.
- Theodulidis, N. Bard, P. Y. Archuleta, R. J. & Bouchon, M. (1996). Horizontal to vertical spectra ratio and geological conditions: the case of Garner valley downhole array in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, pp. 306–319.
- Todorovska M.I, Trifunac M.D, Ding H, Orbović N. (2015) Coherency of dispersed synthetic earthquake ground motion at small separation distances: Dependence on site conditions, *Soil Dyn Earthq Eng* 79 (2015) 253-264
- Uniform Building Code. (1997). Structural engineering design provisions. In: International conference of building officials, vol 2.
- Vanmarcke, E. H. (1992). Local spatial variation of earthquake ground motion. *Proc. WCEE*, pp 6615–6620.
- WCC (Woodward Clyde Consultants). (1984). Seismic microzonation of Ech-Chellif region- Algeria. Volume I and II.
- Yelles-Chaouche, A. K. Boudiaf, A. Djellit, H. and Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *C. R. Geosci.* 338, 126–139.
- Yielding, G. Jackson, J. A. King, G. C. P. Sinvhal, H. Vita-Finzi, C. and Wood, R.M. (1981). Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 56, 287–304.
- Zendagui, D. Berrah, M. K. Kausel, E. (1999). Stochastic deamplification of spatially varying seismic motions. *Soil Dyn Earthq Eng* 18:409–21.
- Zerva, A. Harada, T. (1997). Effect of surface layer stochasticity on seismic ground motion coherence and strain estimates. *Soil Dyn Earthq Eng* 16:445–57.
- Zerva, A. and Zervas, V. (2002). Spatial Variation of Seismic Ground Motions: An Overview. *Applied Mechanics Review*. 55(3): 271–297.
- Zerva, A. (2009). Spatial Variation of Seismic Ground Motions: Modeling and Engineering Applications. New York CRC Press.

Zerva, A. Stephenson, W. R. (2011). Stochastic Characteristics of Seismic Excitations at a Non-Uniform (Rock and Soil) Site. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 31, 1261-1284.