Estimation des mouvements sismiques à Port-au-Prince (Haïti) : mesures des amplifications locales et simulations numériques

Sadrac St Fleur

▶ **To cite this version:**

Sadrac St Fleur. Estimation des mouvements sismiques à Port-au-Prince (Haïti) : mesures des amplifications locales et simulations numériques. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2016. Français. NNT : 2016AZUR4099 . tel-01471674

HAL Id: tel-01471674

https://theses.hal.science/tel-01471674

Submitted on 7 Mar 2017

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

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

UNIVERSITE COTE D'AZUR - UFR SCIENCES
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE Nice Sophia Antipolis
Spécialité : Sciences de l'Univers - Sismologie

présentée et soutenue par
Sadrac ST FLEUR

Estimation des mouvements sismiques à Port-au-Prince (Haïti) :

mesures des amplifications locales et simulations numériques

Thèse dirigée par Françoise COURBOULEX, Directrice de Recherche, Géoazur
et codirigée par Etienne BERTRAND, Chargé de Recherche, CEREMA

préparée au laboratoire Géoazur à Sophia-Antipolis et CEREMA à Nice

soutenue le 18 novembre 2016, devant le jury composé de :

Myriam BELVAUX	Ingénieur, BRGM	Examinatrice
Étienne BERTRAND	Chargé de recherche, CEREMA Nice	Directeur de thèse
Dominique BOISSON	Professeur, UEH	Examinateur
Éric CALAIS	Professeur, ENS	Rapporteur
Cécile CORNOU	Chargée de recherche, IRD	Rapporteur
Françoise COURBOULEX	Directrice de Recherche, CNRS	Directrice de thèse
Emmanuel TRIC	Professeur, UNS	Examinateur

A la mémoire des nombreuses

victimes du tremblement de terre

du 12 janvier 2010

Dieu nous pardonne TOUJOURS

Les hommes nous pardonnent PARFOIS

Mais la nature ne nous pardonne JAMAIS

……

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé avec la collaboration très précieuse d'une équipe de personnes auxquelles j'adresse mes remerciements les plus sincères. Je tiens à remercier dans un premier temps, mes encadrants Etienne Bertrand et Françoise Courboulex pour avoir dirigé cette thèse et m'avoir permis de développer mes connaissances d'ingénieurs tout en découvrant un domaine qui m'était totalement étranger il y a 5 ans, la sismologie. Ces années de thèse auraient été bien différentes sans la présence de ces deux personnes qui m'ont beaucoup aidé, encouragé et conseillé dans les moments les plus difficiles.

Mes remerciements spéciaux s'adressent également à Emmanuel Tric, directeur de Géoazur, pour m'avoir intégré au sein du laboratoire et m'avoir accordé toute sa confiance ; Je tiens aussi à remercier sa femme Bettina et ses enfants Maë et Tidjani pour m'avoir offert un cadre familial très agréable.

Je remercie tous les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de s'investir dans ce travail :

- Dominique Boisson, professeur à l'Université d'Etat d'Haïti et coordonnateur de l'URGéo, qui a accepté de parcourir les 8000 km séparant Port-au-Prince de Nice pour participer à mon jury. Qu'il trouve ici toute l'expression de ma reconnaissance pour les nombreux soutiens dont j'ai pu bénéficier, de sa part, lors de mes séjours en Haïti ;
- Éric Calais, professeur à l'École Normale Supérieure et rapporteur de ma thèse, qui s'est beaucoup investi ces dernières années pour l'amélioration de la connaissance du risque sismique en Haïti ;
- Cécile Cornou, chargée de recherche IRD et rapporteur de ma thèse. Merci pour les échanges qu'on a eu à Fréjus sur les effets de site si particuliers en Haïti ;
- Myriam Belveaux, ingénieur au BRGM, toute ma reconnaissance pour nos échanges amicaux tout au long de ce travail.

Cette thèse est aussi le fruit d'une collaboration entre les laboratoires Géoazur, CEREMA et URGéo, et avec les financements de l'IRD et du projet RAP-RESIF. Du côté de CEREMA, je remercie tous les gens chaleureux qui font vivre si bien ce laboratoire. Je pense ici à Julie, Phil, Diego, les secrétaires, …. Je tiens également à témoigner ma reconnaissance à tous les gens du laboratoire Géoazur, pour l'expérience enrichissante et pleine d'intérêt qu'elles m'ont fait vivre durant ces quatre ans : Alain, Julien, Laetitia, Aurélien, Clément, Zoé, Quentin, Nestor, Valérie, Jenny, Véro, Caroline, Fabienne, Candice, Émilie, Edouard, Lionel, Corrine, Huyen, Diane, Maurin, Lucie, Magalie, Marie-Hélène, …. Un grand merci à tous ces gens !!!

J'ai beaucoup apprécié l'intérêt qu'ont porté Bernard Mercier de Lépinay et Anne Deschamps pour mes travaux, ainsi que leur enthousiasme et leurs encouragements. Merci pour les discussions plein d'idées qu'on a eu tout au long de cette étude. Je ne pourrais pas passer non plus sous silence la contribution, la patience, les suggestions et la collaboration indispensable de nombreux professeurs dont Bertrand Delouis, Anthony Sladen, Alessandra Ribodetti, Tony Monfret, Guust Nolet, Jean-François Thimus, Edgard Etienne, Hérissé Guirand, Evens Toussaint, Raoul Momplaisir, Francis Elien.

Je voudrais aussi très spécialement remercier tous mes collègues de l'URGéo qui m'ont aidé et soutenu durant toutes ces années : Berthoumieux (mon correcteur de forme), Kelly, Sophia, et Victor. Un grand merci aussi à tous les personnels de la Faculté des Sciences : les membres du conseil de direction, les professeurs, les secrétaires, Marie-Michelle, Nirvah, M. Lefranc, Pascale et Gina. Toute ma sympathie et mes remerciements à l'équipe BETA et en particulier à Mme Roberte Momplaisir, à M. Yves Fritz Joseph et son équipe du LNBTP, à M. Bobby Piard (CNIGS) et à M. Claude Prépetit (BME).

Et puis enfin, je remercie de tout mon cœur les personnes qui font partie intégrante de ma vie. Je pense en premier lieu à mon amour Loodeeng Daméus, à ma tendre famille et en particulier à ma mère Claudette Philogène (manmie Clo), mon père Leclerc ST Fleur, mes sœurs : Berline, Daphnée, Clerline, Ruth-Gaëlle; mes tantes, mes oncles, mes cousins et cousines qui ont toujours été très présents. Je pense aussi à mes ami(e)s : Michael, Amosse, Seraphin, Roby, Nanoune, Ronaldine, Georgeline, Jeannette et son mari, M. et Mme Chériné, Isaac et mes ami(es) du CJN, M. et Mme Bazin, Guerline et sa famille, Scheffer et sa famille, Evens, Falcao, Holy Gim, Gabriel, Guerlain, Thintiot (my bro), Claudomir, Kenjy, Adulex, Levêque, Ti Paul, Sabrina, Vanessa (la mexicaine), Audrey Delabre (ma fidèle correctrice), …

Un grand merci à tous !!!

RÉSUMÉ

L'agglomération de Port-au-Prince est située sur le bord sud-ouest de la plaine du Cul-de-Sac, et à cheval sur les premiers contreforts du massif de la Selle. De part sa structure géomorphologique, elle est sujette à des effets de site sismiques : amplification des vibrations en surface et allongement de la durée du signal. Pour fournir une meilleure prévision du mouvement du sol attendu dans la région pour un séisme futur, ce travail de thèse propose de détecter et de quantifier les effets de site à Port-au-Prince, d'analyser les caractéristiques des ondes sismiques piégées dans la couche meuble du bassin, et de simuler des accélérogrammes synthétiques réalistes que produirait un séisme futur.

A cette fin, nous proposons pour l'estimation des effets de site, d'analyser les signaux de 78 séismes de faible magnitude qui ont eu lieu entre mars 2010 et février 2013 et qui ont été enregistrés sur 12 stations sismologiques réparties dans la région de Port-au-Prince. Nous appliquons deux méthodes de rapports spectraux : la méthode H/V séisme (HVEQ), qui ne nécessite aucune station de référence, et la méthode du rapport spectral classique (SSR) en utilisant deux sites de référence situés dans le calcaire pélagique du massif de la Selle. Cette étude met en évidence une forte variabilité spatiale dans les amplifications mesurées, qui est tout à fait cohérente avec la géologie de surface très hétérogène de la zone. On note des amplifications à basse fréquence particulièrement inquiétantes sur le site situé sur les sédiments marins proches de la côte (station HVPR). Sur les contreforts du massif de la Selle, les réverbérations des ondes sismiques conduisent à des focalisations du champ d'ondes qui amplifient fortement le mouvement sismique au sommet de la colline (Station HVCV). En plus de l'effet d'amplification obtenu sur les rapports spectraux, nous mettons en évidence, grâce à une représentation sous forme de spectrogrammes (Transformées de Stockwell), un allongement du signal sur certaines stations dû à la présence d'ondes de surface.

En parallèle de ce travail effectué sur les données sismologiques, une compilation des données géotechniques de différente nature (SONDAGES, MESURES GÉOPHYSIQUES et/ou GÉOTECHNIQUES, MASW, H/V BRUIT DE FOND …) nous permet de déterminer une colonne de sol sous chaque station. Cette colonne de sol, utilisée en entrée de simulations numériques 1D nous permet d'obtenir des fonctions de transfert numériques. Ces fonctions de transfert sont en bonne adéquation avec la plupart des résultats obtenus sur les rapports spectraux à haute fréquence (F>3Hz). La simulation est cependant incapable de reproduire les effets plus complexes (3D) et à plus basse fréquence.

La deuxième partie de ce travail de thèse est consacrée à des tests de mise en œuvre de méthodes de simulation permettant de prendre en compte les effets de site. Nous utilisons d'abord une méthode de sommation stochastique de fonctions de Green empiriques (EGF). Nous choisissons les signaux de plusieurs répliques du séisme d'Haïti de 2010 comme fonction de Green empirique pour simuler "en aveugle" plusieurs séismes hypothétiques avec des magnitudes différentes. Les résultats obtenus pour ces simulations montrent que les accélérations maximales du sol les plus fortes sont attendues dans les sédiments quaternaires près de la côte et sur les crêtes des collines de Canapé-Vert (sud de Port-au-Prince). Ensuite, une méthode hybride de simulation combinant fonctions de transfert complexes et simulations EGF au rocher a été mise en place, et validée à partir de test sur des sites instrumentés de la région métropolitaine de Port-au-Prince.

Les différents résultats obtenus dans cette thèse contribuent à une meilleure connaissance quantitative de l'aléa sismique dans l'agglomération port-au-princienne.

ABSTRACT

The town of Port-au-Prince is located on the southwestern edge of the plain of the Cul-de-Sac, and riding on the first foothills of the Massif de la Selle. Given its geomorphological structure, it is prone to seismic site effects: amplification of surface waves and extension of the signal duration. To provide a better prediction of ground motion expected in the area for a future earthquake, this thesis proposes to detect and quantify the site effects at Port-au-Prince, to analyze the characteristics of seismic waves trapped in the loose layer of the basin and to simulate realistic synthetic accelerograms from future earthquake.

To this end, we propose first to estimate the site effects and to analyze signals from 78 earthquakes of low magnitude that occurred between March 2010 and February 2013, which were recorded on 12 seismic stations in the region of Port-au-Prince. We use two methods of spectral ratios: The H/V earthquake method (HVEQ), which requires no reference station, and the classical spectral ratio (SSR) using two reference sites in the pelagic limestone of the Massif de la Selle. This study shows a strong spatial variability in the measured amplifications, which is quite consistent with the heterogeneous surface geology of the area. We notice uncanny amplifications at low frequency amplification on the site on marine sediments close to the coast (HVPR station). In the foothills of the Massif de la Selle, the reflection of the seismic waves lead to the concentration of the wave fields that strongly amplify seismic ground motion at the top of the hill (HVCV Station). In addition to the amplification effect obtained on spectral ratios, we highlight, through spectrogram representations (Stockwell Transforms), an increase of the signal duration on some stations due to the presence of surface waves.

In parallel to this work on the seismological data, a compilation of the geotechnical data of different nature (GEOPHYSICAL AND/OR GEOTECHNICAL MEASUREMENTS, H/V AMBIENT NOISE, MASW, BOREHOLES, ...) allows us to determine a soil column under each station. This soil column, used as input in 1D numerical simulations, allows us to obtain digital transfer functions. These transfer functions are in good agreement with most results obtained on the high frequency spectral ratios (F>3Hz). The simulation is however unable to reproduce more complex effects (3D) and at lower frequency.

The second part of this thesis is devoted to implement sample simulation tests to take into account the site effects. We first use a stochastic sum methodology of empirical Green functions (EGF). We choose the signals of several aftershocks in Haiti in 2010 as empirical Green's function to simulate "blind" with several hypothetical earthquakes of different magnitudes. The results for these simulations show that the peak ground acceleration is expected in Quaternary sediments near the coast and on the ridge of Canapé-Vert hills (south of Port-au-Prince). Then, a hybrid simulation method combining complex transfer functions and the EGF simulation on bedrock was set up and validated from testing on instrumented sites in the metropolitan area of Port-au-Prince.

The different results obtained in this study contribute quantitatively to a better understanding of the seismic hazard in the city of Port-au-Prince.

RESUMEN

La aglomeración de Puerto Príncipe está situada en el extremo sudoeste de la llanura de Cul-de-Sac, y a caballo sobre las primeras estribaciones del macizo de la Selle.

Debido a su estructura geomorfológica, es propensa a efectos de sitio sísmicos: amplificación de las vibraciones de la superficie y el alargamiento de la duración de la señal. Para proporcionar una mejor predicción de movimiento del suelo esperado en la región para un futuro terremoto, esta tesis propone detectar y cuantificar los lugares de impacto en Puerto Príncipe, de analizar las características de las ondas sísmicas atrapadas en la capa suelta de la cuenca, y de simular acelerogramas sintéticos realistas para producir un futuro terremoto.

Con este fin, proponemos estimar los efectos de sitio, analizar las señales de 78 terremotos de baja magnitud que se produjeron entre marzo 2010 y febrero 2013 y que fueron registrados en 12 estaciones sismológicas repartidas en la región de Puerto Príncipe. Aplicamos dos métodos de coeficientes espectrales: el método H/V terremoto (HVEQ), que no requiere de ninguna estación de referencia, y el método de relación espectral clásico (SSR) que utiliza dos sitios de referencia situados en la piedra caliza pelágica del macizo de la Selle. Este estudio muestra una fuerte variabilidad espacial en las amplificaciones de medición, el cual es bastante coherente con la geología de la superficie muy heterogénea de la zona. Notamos amplificaciones de baja frecuencia particularmente inquietantes sobre un sitio que se encuentra sobre los sedimentos marinos cercanos a la costa (estación HVPR). En las estribaciones del macizo de la Selle, las reverberaciones de las ondas sísmicas conducen a la focalización de campos de ondas que amplifican fuertemente el movimiento sísmico en la parte superior de la colina (estación HVCV). Además del efecto de amplificación obtenido en los reportes espectrales, destacamos, gracias a una representación en forma de espectrogramas (Trasformados de Stockwell), un alargamiento de la señal en algunas estaciones debido a la presencia de ondas de superficie.

En paralelo a este trabajo efectuado sobre los datos sismológicos, una compilación de datos geotécnicos de diversa naturaleza (SONDEOS, MEDIDAS GEOFÍSICAS y/o GEOTÉCNICAS, MASW, H/V RUIDO DE FONDO, etc.) nos permite determinar una columna de suelo sobre cada estación. Esta columna de suelo, utilizada como entrada de simulaciones numéricas ID, nos permite obtener funciones de transferencia digital.

Estas funciones de transferencia están en concordancia con la mayor parte de los resultados obtenidos en los reportes espectrales de alta frecuencia (F>3Hz). Sin embargo, la simulación es incapaz de reproducir los efectos más complejos (3D) y a más baja frecuencia.

La segunda parte de esta tesis está dedicada a poner en práctica los métodos de simulación que permiten tomar en cuenta los efectos del sitio. En primer lugar, utilizamos un método de sumas estocástico de funciones empíricas (EGF). Escogimos las señales procedentes de varias réplicas del terremoto de Haití en 2010 como función empírica para simular "a ciegas" varios terremotos hipotéticos de diferentes magnitudes. Los resultados obtenidos de estas simulaciones muestran que las aceleraciones máximas del suelo más fuertes son esperadas en los sedimentos cuaternarios cerca de la costa y en las crestas de las colinas de Canapé-Vert (al sur de Puerto Príncipe). En seguida, un método hibrido de simulación combina funciones de transferencia complejas y simulaciones EGF en las rocas ha sido puesto en práctica y validado a partir de pruebas en sitios instrumentados de la región metropolitana de Puerto Príncipe.

Los diferentes resultados obtenidos en esta tesis contribuyen a un mejor conocimiento cuantitativo de la amenaza sísmica en la aglomeración Puerto Principiana.

KISA KI DI NAN TÈZ SA ?

Vil Pòtoprens lan chita kò l nan kwen sidwès plenn yo rele kildesak la ak yon pati li nan pye mòn boutilye. Jan Pòtoprens plase an e ak sa nou jwenn anba tè a fè ke lè gen goudougoudou gen anpil chans pou tè a souke plis toujou e sa ki ka lakoz gro dega, fè moun pèdi la vi yo ak tout sa yo genyen. Nan lide pou nou bay bon jan enfòmasyon sou koman tè a kapab souke si ta gen yon tranbleman tè nan jou kap vini yo, dokiman sa chache konnen ki zòn nan kapital la ki pran plis frap lè tè a deside tranble, koman goudougoudou pase nan zòn sa yo, kisa ki lakoz kèk katye plis sekwe ke yon lòt. Dokiman sa bay tou kèk ekzanp de sa nou kapab anrejistre kom siyal si yon lot tranbleman tè ta frape vil la.

Pou nou te ka rive jwenn enfòmasyon sa yo nou te travay ak 78 ti tranbleman tè ki te pase nan Pòtoprens soti nan mwa mas 2010 pou te rive nan mwa fevrye 2013. Ti sekous sa yo te anrejistre sou 12 ti aparèy ki rele estasyon sismolojik. Ti aparèy sa yo se leta avek zanmi nan peyi letranje ki te plase yo plizyè kote nan kapital la aprè goudougoudou te fin pase nan lanne 2010. Nou te aplike 2 metod pou nou te ka jwenn bon jan rezilta sou koman tè a sekwe. Gen yon premye metod ke yo rele H sou V seyis (H/V séisme), li menm li pran siyal ki anrejistre a, li devize soukous ki sakaje w debò a sa yo rele nan lang fransè a « composantes horizontales » avec soukous ki voye w anlè a « composante verticale ». Valè ou jwenn nan se valè fwa soukous lan ogmante nan jan li ta dwe ye nòmalman. Lot metod lan ke yo rele sit sou referans (site/référénce), se metod ki konsidere ke nan yon zòn goudougoudou rete jan li ta dwe ye an kidonk soukous yo pa ogmante, enben li pran siyal nan yon lòt zòn soukous lan ogmante, li divize l pa kote soukous lan pa ogmante a. Valè ou jwenn nan se valè fwa soukous lan ogmante nan zòn sa. Enben lè nou fè travay sa sou Pòtoprens nou wè ke lè goudougoudou pase tè a pa sekwe ditou menm jan tout kote. Soukous yo depann anpil de zòn yo. Sa ki toutafè nòmal lè nou konnen koman tè a pa menm bagay nan kapital la. Nan zòn kote tè a mou anpil tankou nan zòn bò lanmè a (zòn ki gen estasyon sismolojik HVPR la), tè a sekwe anpil, sa ki ka bay gro traka pou kay ki wo anpil yo. Lè soukous lan rive nan zòn sa yo li rete chita kò l, li brase kò l anba tè a, sa ki fè li fè plis tan toujou epi bay gro problèm. Nan zòn ki sou tèt mòn yo tankou kote estasyon sismolojik HVCV an ye a (zòn kanapevè), lè soukous lan rive li frape nan arebò mòn yo, li antre anba tè a, li retounen ankò nan arebò mòn yo, sa ki fè soukous lan ogmante et brase bil moun ak kay li jwenn sou pasaj li. Gras ak yon lot teknik ki rele transfòme stokwèl (Transformée de Stockwell), nou rive montre ke nan kote tè an moun an tankou bò lanmé a, mouvman soukous lan fè an lakoz ke tranbleman tè a dire plis toujou.

A kote travay sou ti tranbleman tè yo, nou itilize rezilta etid ki konn fèt sou tè a, tankou lè yo fouye tou pou gade koman tè a ye, lè yo frape tè a pou konnen vitès soukous yo ka pase, …, nou itlize tout enfòmasyon sa yo pou nou jwenn koman tè a ye nan zòn ki gen estasyon sismologik yo. Lè nou rantre koman tè a ye nan pwogram sou òdinatè nou jwenn pou frekans ki wo yo (sa ki plis interese ti kay yo) preske menm rezilta ak metod nou te aplike anvan yo sou koman tè a sekwe. Men travay sa pa pèmèt nou jwenn bon rezilta pou frekans ki fèb yo, paske premyèman nou pa vreman konn koman tè a ye aprè 30-40 mèt e an plis travay sa pakapab bay enfòmasyon sou koman soukous yo brase bil tè a nan zòn ki mou yo.

Nan yon dezyèm pati nan tèz la nou bay kèk ekzanp sou siyal nou kapab enrejistre si ta vin gen yon mechan tranbleman tè ki pase nan jou kap vini yo. Nou aplike yon premye metod ke yo rele Fonksyon Grin Anpirik (Fonctions de Green Empiriques). Nou iltilze kèk ti tranbleman de tè ki te pase aprè goudougoudou 2010 et nou chache jwenn koman soukous lan tap ye si li te pi fò. Rezilta nou jwenn pou metod sa fè nou wè ke se bò lanmè a ak zòn kanapevè tè a ap souke pi fò si yon pi gwo tranbleman tè ta pase. Aprè sa nou itlise yon lòt metod ki pran valè fwa sekous lan ogmante nan kèk zòn nan premye rezilta nou te jwenn yo, li kombine valè sa ak siyal nan zòn kote soukous lan pa ogmante a pou bay ki jan soukous lan ap omante nan lòt zòn yo. Nou konpare rezilta nou jwenn nan metod sa ak rezilta nou te jwenn pou metod Fonksyon Grin Anpirik lan. Rezilta yo sanble tankou 2 gout dlo. Dezyèm metod sa ap itil anpil nan lòt etid ki gen pou fèt, paske se yon bon manyè pou nou jwenn siyal nan kèk zòn san nou pap bezwen gen yon ti tranbleman tè deja tankou jan metod Fonksyon Grin Anpirik lan mande sa.

Tout rezilta sa yo nou jwenn lan pèmèt ke nou pi byen konprann sa ki pase nan Pòtoprens lè gen goudougoudou, konsa nap kapab proteje tèt nou pi byen.

" *Atansyon pa kapon, se mèt kò ki veye kò* "

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS **5**

RÉSUMÉ – ABSTRACT – RESUMEN – REZIME **7**

Chapitre 0

INTRODUCTION GÉNÉRALE **19**
0.1. Approche générale **19**
0.1.1. Evaluation de l'aléa sismique 20
0.1.2. Les effets de site 21
0.2. Mise en contexte et motivations **23**

Chapitre 1

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET SISMOTECTONIQUE D'HAÏTI **27**
1.1. Généralités **27**
1.2. Contexte géologique et tectonique **28**
1.3. Sismicité historique **31**
1.4. Le séisme du 12 Janvier 2010 et ses répliques **32**
1.4.1. Faille de Léogâne 32
1.4.2. Estimation des dégâts – Dommages aux bâtiments 34
1.4.3. Intensité du séisme selon l'échelle de Mercalli modifiée (MMI) 37
1.4.4. Les répliques du séisme d'Haïti du 12 Janvier 2010 37

Chapitre 2

PORT-AU-PRINCE : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOTECHNIQUE **39**
2.1. Généralités **39**
2.2. Contexte géologique de Port-au-Prince **39**
2.3. Contexte morphostructural de Port-au-Prince **43**
2.4. Contexte géotechnique de Port-au-Prince **44**
2.4.1. Données géotechniques et géophysiques collectées 45
2.4.2. Classification NEHRP du sol pour la région de Port-au-Prince 46
2.4.3. Colonnes de sol au voisinage des stations sismologiques 48
2.5. Contexte lithologique **48**

Chapitre 3

PORT-AU-PRINCE : CONTEXTE SISMOLOGIQUE **53**
3.1. Séismes ressentis à Port-au-Prince **53**
3.2. Les réseaux sismologiques **54**

3.2.1. Les réseaux existants lors du séisme du 12 Janvier 2010 54
3.2.2. Les installations temporaires post-sismiques 54
3.2.2.1. Stations américaines 54
3.2.2.2. Stations françaises 57
3.2.3. Les installations permanentes post-sismiques 58
3.2.3.1. Sous-réseau des stations canadiennes 58
3.2.3.2. Sous-réseau des stations USGS-BME 58
3.2.3.3. Sous-réseau des stations « *Sismo à l'école* » 58
3.3. Localisation des événements post-sismiques (janvier 2010 – février 2013) 59
3.3.1. Le problème de la localisation et l'algorithme NLLoc (Non-Linear Location) 60
3.3.2. Les métadonnées 62
3.3.2.1. Identification d'événements 63
3.3.2.2. Pointé des ondes P et S 63
3.3.3. Le modèle de vitesse 64
3.3.4. Le temps de trajet 64
3.3.5. Application du programme NLLoc 66
3.3.6. Analyse et interprétation des résultats de la localisation des événements 66
3.3.7. Précision des localisations 68

Chapitre 4

EFFETS DE SITE : CARACTÉRISATION ET ÉVALUATION 71
4.1. Généralités 71
4.2. Caractérisation des effets de site 72
4.2.1. Les effets de la topographie de surface 73
4.2.2. Les effets de site lithologiques 1D 75
4.2.3. Les effets latéraux des remplissages sédimentaires 77
4.2.4. Les effets du comportement non-linéaire du sol 78
4.3. Méthodes expérimentales d'évaluation des effets de site 79
4.3.1. Méthode de la fonction de transfert ou méthode des rapports spectraux (SSR) 79
4.3.2. Méthode H/V séismes (HVEQ) 81
4.3.3. Méthode H/V bruit de fond (HVSN) 82
4.4. Mise en évidence des effets de site dans l'agglomération de Port-au-Prince 82
4.5. Evaluation des effets de site dans l'agglomération de Port-au-Prince 84
4.5.1. Description des traitements 85
4.5.1.1. Choix des données utilisables 85
4.5.1.2. Correction de la réponse instrumentale 85
4.5.1.3. Traitement des données pour les rapports spectraux 85
4.5.2. Résultats des rapports spectraux H/V séismes 88
4.5.3. Résultats des rapports site/référence 90
4.5.3.1. Rapports spectraux SSR avec HCEA comme site de référence 91
4.5.3.2. Rapports spectraux SSR avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence… 93
4.6. Discussion 96

Chapitre 5

EFFETS DE SITE : SIMULATION NUMÉRIQUE 1D 101

5.1. Présentation de la méthode 101

5.2. Simulation numérique de la réponse sismique des sites du réseau sismologique de Port-au-Prince 105

5.2.1. Les caractéristiques et paramètres du profil de colonne de sol 105

5.2.2. Mouvement d'entrée 107

5.2.3. Présentation des résultats et comparaison avec les rapports spectraux empiriques 108

5.3. Mise en évidence d'effets 3D non modélisés par la simulation numérique 1D 110

5.4. Conclusions 112

Chapitre 6

SOMMATION DE PETITS SÉISMES POUR L'ÉVALUATION DES MOUVEMENTS FORTS (MÉTHODE DES FONCTIONS DE GREEN EMPIRIQUES) 113

6.1. Généralités 113

6.2. La méthode des Fonctions de Green Empiriques (EGFs) 115

6.3. Les hypothèses de la méthode de simulation par Fonctions de Green Empiriques 116

6.3.1. Hypothèses de similarité 116

6.3.2. Hypothèses de linéarité de la réponse du sol 117

6.3.3. Hypothèses de Mécanisme au foyer identiques 118

6.4. Définition d'un modèle de référence dans le domaine spectral (Implication des lois d'échelles sur la méthode EGF) 118

6.5. Schéma de sommation des fonctions de Green Empiriques 121

6.5.1. Approche cinématique 121

6.5.2. Approche stochastique 122

6.6. Paramètres d'entrée du programme de simulation SIMULSTOC 124

6.7. Critères d'utilisation des Fonctions Green Empirique 126

6.8. Applications sur des données réelles : Détermination des paramètres d'entrée 126

6.8.1. Les scénarios 126

6.8.2. Choix des petits séismes utilisés comme Fonction de Green Empirique (EGFs) 127

6.8.3. Détermination des paramètres d'entrée 130

6.9. Applications sur des données réelles : Résultats des simulations 135

6.9.1. Valeurs de pic en fonction de la distance 135

6.9.2. Résultats dans le domaine temporel 137

6.9.3. Spectres de réponse 145

6.10. Comparaison des résultats des simulations EGFs avec des modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol (GMPEs) 147

6.10.1. Comparaison des valeurs mesurées sur les principales répliques utilisées comme EGF avec les prédictions de quatre GMPEs au rocher à la station HCEA 149

6.10.2. Comparaison des simulations EGF avec la GMPE de Chiou and Youngs, (2008) 149

6.10.3. Comparaison des spectres de réponse simulés avec les spectres réglementaires de l'IBC……. 152

6.10.4. Comparaison des spectres de réponse simulés avec les spectres du microzonage sismique de Port-au-Prince 156

6.11. Variabilité des résultats 159
6.12. Conclusions 160

Chapitre 7

NOUVELLE APPROCHE HYBRIDE COMBINANT LA SIMULATION EGF AU ROCHER AVEC LES FONCTIONS DE TRANSFERT POUR LA PRÉVISION DES MOUVEMENTS DU SOL 163
7.1. Principe de l'approche et schéma de calcul du mouvement du sol 163
7.2. Prise en compte du déphasage site-référence dans la prévision du mouvement sismique…. 165
7.2.1. Estimation de la phase du signal 165
7.2.2. Tests réalisés sur des accélérogrammes synthétiques 167
7.2.3. Tests réalisés sur des accélérogrammes réels 170
7.3. Application de l'approche à Port-au-Prince (Haïti) 173
7.4. Conclusions 176

CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES 177

BIBLIOGRAPHIE 181

GLOSSAIRE 197

ANNEXES 199
Annexe I. St. Fleur *et al.*, 2016 (BSSA) 201
Annexe II. Bulletin spécial N° 01 de l'Unité Technique en Sismologie (UTS) 219
Annexe III. Bulletin spécial N° 05 de l'Unité Technique en Sismologie (UTS) 229

Chapitre 0

INTRODUCTION GÉNÉRALE

0.1. Approche générale

Le séisme est un risque naturel majeur parmi les plus meurtriers, tant par ses effets directs (chutes d'objets, effondrements de bâtiments) que par les phénomènes qu'il peut engendrer (mouvements de terrain, raz-de-marée, etc.). Il est source de nombreuses interrogations et exerce une grande fascination dans l'imaginaire collectif. Même si aujourd'hui les origines physiques des tremblements de terre sont de mieux en mieux connues, la puissance des secousses étonne encore parfois et ils restent un phénomène imprévisible. C'est donc par des approches déterministe et probabiliste que le problème est appréhendé, et à défaut de pouvoir prévoir un séisme, on s'attache à en limiter les dégâts par la prévention.

Toutefois, malgré le progrès constant des connaissances scientifiques en matière de compréhension et de prévention, les séismes ne laissent pourtant pas d'être catastrophiques pour les états, non seulement en terme de vies humaines mais aussi de coût économique. Les exemples catastrophiques les plus contemporains, tels que le séisme de Port-au-Prince (Haïti 2010, Mw=7.0), de Tohoku (Japon 2011, Mw=9), d'Izmit (Turquie 1999, Mw=7.6), de Kobe (Japon 1995, Mw=7.3), de Northridge (USA 1994, Mw=6.9), du Chi-Chi (Taiwan 1999, Mw=7.3) montrent la fragilité des environnements urbains face à la puissance destructrice de ces événements. Quel que soit l'endroit frappé par le séisme, les mêmes observations se répètent : les bâtiments les plus fragiles sont très endommagés, les constructions en maçonnerie ou en terre résistent les moins et subissent très souvent de plein fouet les secousses. Les zones de destruction sont très dispersées sans logique géographique apparente et les populations sont souvent prises par surprise. Pourtant, derrière ces observations générales et répétitives se cache une logique scientifique selon laquelle l'amplification du mouvement sismique d'un site est très souvent liée à des effets locaux, dus à la géologie et à la morphologie du site.

Le séisme de Mexico (1985) illustre parfaitement cette logique, car distant à près de 400km de la ville de Mexico, il y causa des dégâts particulièrement importants. Cet événement de magnitude Mw=8.5 fit au total 9 500 morts, 30 000 blessés et 100 000 sans-logis. 420 bâtiments furent détruits et 3 124 autres sérieusement endommagés. Le coût total de ce tremblement de terre est estimé à 3 ou 4 milliards de dollars américains. Ces effets

extrêmement dévastateurs furent repertoriés dans le quartier de la vieille ville où des immeubles de 10 à 20 étages furent construits sur un remplissage sédimentaire d'un dépôt lacustre (Rosenblueth, 1986; Flores *et al.,* 1987). Cet exemple montre que la prévention contre les séismes constitue un enjeu économique et social majeur dans les pays où le risque sismique est significatif.

0.1.1. Evaluation de l'aléa sismique

Une bonne connaissance de l'aléa apparaît comme un des éléments essentiels pour mieux prévenir les risques sismiques. L'analyse de l'aléa sismique se découpe généralement en deux volets : l'étude de la source sismique elle-même (déformation et activité des failles initiation et dynamique de la rupture), et l'étude de l'effet en surface des ondes émises par la source. Tout l'objet de la recherche sur cet aspect consiste à décrire quantitativement à l'aide d'un certain nombre de paramètres les effets attendus, et de pouvoir prédire la valeur de ces paramètres pour des séismes futurs. Ces paramètres se classent eux-mêmes en trois catégories, selon les trois facteurs principaux qui décomposent l'effet mesurable d'un séisme : les paramètres liés à la source, ceux liés au trajet et ceux liés aux conditions locales (Figure 0.1).

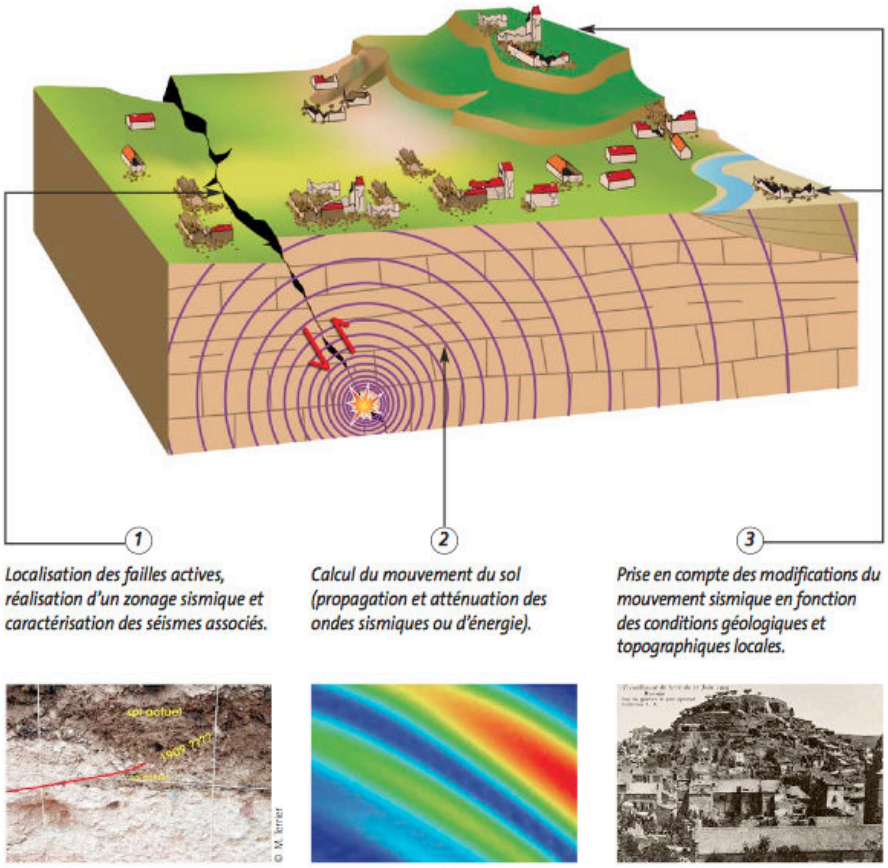


Figure 0.1.- *Représentation schématique de l'évaluation de l'aléa sismique, d'après le classeur "Le risque sismique en PACA", coédition BRGM, DIREN PACA, Région PACA, décembre 2006.*

L'évaluation de l'aléa sismique comporte donc trois étapes. Les deux premières concernent l'évaluation de l'aléa régional, la dernière concerne l'évaluation de l'aléa local (Figure 0.1).

Tout d'abord, on commence par identifier les sources sismiques en localisant les failles actives et en évaluant leur potentiel sismique. Cette première étape qui requiert une analyse détaillée des données géologiques, sismologiques et géodésiques permet d'aboutir à la réalisation d'un zonage sismotectonique.

La seconde étape est le calcul du mouvement sismique de référence constituant l'aléa régional. Elle conduit à définir le mouvement sismique (ou vibration) du sol considéré « au rocher ». Cette définition ne tient pas compte des conditions de site qui pourraient modifier localement le signal. Ce mouvement sismique au rocher dépend à la fois des paramètres du séisme de référence et de l'atténuation des mouvements du sol avec la distance.

Enfin, la prise en compte des modifications de la vibration sismique par les conditions géologiques et topographiques locales constitue l'étude de l'aléa local. Les vibrations associées aux ondes sismiques peuvent être caractérisées par leur fréquence et par leur amplitude. En fonction de la nature et de la géométrie des formations superficielles, les amplitudes des vibrations sismiques sont très variables ainsi que leur durée et leur contenu fréquentiel. On distingue dans l'aléa local les effets directs et les effets induits (indirects). C'est sur ces effets directs que sera concentré mon travail de thèse.

0.1.2. Les effets de site

Les conditions locales peuvent donc considérablement modifier le mouvement sismique en surface et aggraver les dommages dans les structures. Ces effets liés aux conditions locales, appelés aussi « effets de site », sont communément classés en deux catégories : les effets de site topographiques et les effets de site lithologiques.

Les effets de site topographiques sont liés aux accidents géomorphologiques. Par exemple, la propagation des ondes dans les surfaces avec une géométrie plutôt convexe (collines, montagne, etc.) tend à amplifier le mouvement sismique au sommet, tandis qu'une géométrie concave tend à le désamplifier à la base (Gaffet and Bouchon, 1989; Assimaki *et al.,* 2005; Maufroy *et al.,* 2012). Les effets de site topographiques mettent en jeu une focalisation particulière du champ d'ondes. Ils sont généralement supposés de moins d'importance que l'amplification entraînée par les sédiments. Cependant, dans certains cas de fortes amplifications topographiques ont été signalées dans des sites spécifiques (Tucker *et al.,* 1984; Shakal *et al.,* 1988; Spudich *et al.,* 1996). Geli *et al.* (1988) ont montré par des simulations que les rapports d'amplifications topographiques varient généralement de 2 à 10.

Les effets de site lithologiques sont liés à la nature des matériaux qui composent le sous-sol. En général, l'amplification est contrôlée par le contraste de rigidité qui existe entre les couches sédimentaires de sub-surface et les formations sous-jacentes plus rigides (Borcherdt, 1970; Su *et al.,* 1998; Joyner, 2000). Du fait de ces contrastes d'impédance, les ondes sismiques subissent d'importantes réverbérations aux interfaces des couches. Il en résulte une amplification significative du mouvement sismique en surface et un prolongement de sa durée (Bard and Bouchon, 1985). Cette amplification a été un facteur prédominant dans la distribution des dommages au cours de nombreux tremblements de terre récents et historiques (Singh *et al.,* 1988; Gazetas *et al.,* 2002; McCrink *et al.,* 2010). Dans les normes de construction parasismique, les effets de site lithologiques sont généralement caractérisés par un paramètre de classification standard, Vs_{30}, la vitesse moyenne des ondes de cisaillement dans la partie supérieure de 30 m. Cet indice ne tient pas compte de la variabilité du profil de vitesse ou de la structure de vitesse en dessous des 30 m (Régnier *et al.,* 2014).

L'importance de ces effets de site sur l'aggravation du risque sismique conduit au développement de méthodes destinés à les mesurer et de modèles destinés à les caractériser. De gros efforts ont été faits dans ce sens depuis le séisme de Caracas en 1967, à la fois pour intégrer cette prise en compte de manière simple dans la réglementation parasismique, et pour élaborer des méthodes plus sophistiquées pour les études ponctuelles. Aujourd'hui, nombreux sont les outils qui permettent de caractériser la modification du signal sismique par les conditions géologiques. Cependant, il s'avère dans la pratique qu'en dépit du niveau élevé du risque sismique à certains endroits de la planète (comme par exemple l'île d'Hispaniola), ces méthodes ne sont toujours pas appliquées. D'une part, dans ces zones, le manque de connaissance détaillée des propriétés locales du milieu rend difficile l'utilisation des méthodes d'estimation simple et forfaitaire du mouvement du sol. Et d'autre part, les méthodes plus élaborées apparaissent souvent trop coûteuses pour une mise en œuvre systématique, en particulier pour les pays en voie de développement et les pays à sismicité modérée.

En Haïti, nous ne sommes pas en reste. La sismicité modérée de notre pays conduit à un oubli rapide, voire un déni, du risque sismique. Pourtant, plusieurs séismes historiques majeurs ont eu lieu au cours des quatre derniers siècles et ont produit des effets importants dans les régions Nord (Cap-Haitien) et Sud (Port-au-Prince) du pays. Le dernier en date a eu lieu le 12 janvier 2010. Bien que d'une magnitude relativement modeste (Mw=7) comparée à celle de méga-séismes de subduction comme le séisme Japonais qui a eu lieu un an plus tard (Mw= 9), il a provoqué une catastrophe sans précédent à Port-au-Prince et dans les villes avoisinantes (Eberhard *et al.,* 2010 ; Fierro and Perry, 2010 ; Miyamoto et al., 2011).

0.2. Mise en contexte et motivations

Le séisme du 12 janvier 2010 a fait près de 230 000 morts, des centaines de milliers de blessés et plus d'un million de sans-abri (Bellerive, 2010; Fierro and Perry, 2010). À Port-au-Prince, près de 97 000 structures résidentielles ont été détruites et 188 000 ont été endommagées au-delà de la réparation, dont le Palais national, la Cour suprême, le Palais de Justice, l'Assemblée nationale, et les postes de police, ainsi que les ministères de Finances, de l'Education Nationale, des Travaux Publics, de la Communication et de la Culture. Les hôpitaux et centres médicaux ont, eux aussi, subi des dommages graves, paralysant l'efficacité des efforts d'intervention d'urgence. Une description détaillée des dommages observés dans la région de Port-au-Prince et ses environs peut être trouvée dans Fierro and Perry, 2010; Rathje *et al.* 2010; Miyamoto *et al.* 2011.

L'étendue des dégâts a été initialement attribuée à la proximité du tremblement de terre à la ville de Port-au-Prince, l'extrême vulnérabilité de nombreuses structures, et une forte densité de population (Hough *et al.,* 2011). Cependant, plusieurs auteurs (Hough *et al.,* 2010; Hough *et al.,* 2011; Assimaki and Jeong, 2013) ont observé également une correspondance entre les concentrations élevées de dégâts et la présence de forts reliefs topographiques, et/ou de géométries souterraines complexes. La distribution de l'ensemble des dommages pour le séisme d'Haïti suggère une corrélation avec des caractéristiques topographiques à petite échelle et la structure géologique locale (Hough *et al.,* 2011).

Aucune trace de mouvement fort n'est disponible pour le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010. La seule station qui était en place à l'époque, HAIF, placée au lycée français « Alexandre Dumas », était un vélocimètre qui a saturé dès la première seconde de signal. Des simulations cinématiques et dynamiques la rupture ont été réalisées par Mavroeidis and Scotti, (2013) et Douilly *et al.,* (2015) afin de simuler les mouvements du sol mais aucune de ces simulations ne comprenait les effets de site. Pour estimer la réponse du site pour les stations de la région métropolitaine de Port-au-Prince, Hough *et al.,* (2010, 2011) ont calculé les rapports spectraux sur un petit nombre d'enregistrements de répliques et ont montré que les mouvements du sol pour certaines stations de la vallée et des crêtes de collines ont été systématiquement amplifiés par rapport aux mouvements du sol à une station de référence. Assimaki and Jeong, (2013) ont également observé des amplifications pour une station située sur la crête d'une colline, et attribuent ces effets à un couplage d'amplification lithologique-topographique. Toutefois, seul un nombre limité d'enregistrements de répliques ont été analysés dans ces études.

En parallèle, un microzonage sismique pour la ville de Port-au-Prince a été réalisé en partenariat entre le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), le Bureau des Mines et de l'Energie (BME) et le Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics (LNBTP) (Bertil *et al.,* 2013). Ce microzonage couvre la zone urbaine de Port-au-Prince sur environ 80 km^2 et est réparti sur les communes de Port-au-Prince, Tabarre, Delmas, Pétion-ville et Cité-Soleil. Il est basé sur 35 profils de vitesse des ondes de cisaillement et sur une nouvelle carte géologique établie par Cox et al., (2011). Ces auteurs ont utilisé une méthode d'analyse multicanal des ondes de surface (MASW) pour déterminer les valeurs de Vs_{30} dans différents sites à Port-au-Prince. Cette nouvelle carte géologique réalisée par l'organisation " *Geotechnical Extreme Events Reconnaissance (GEER)* " n'a pas été comparée préalablement à la réponse du site estimée à partir des enregistrements de répliques.

Des questions subsistent encore sur les caractéristiques du mouvement sismique du sol à Port-au-Prince pendant le séisme de 2010. En particulier, l'importance et l'origine de l'amplification des ondes sismiques doivent être approfondies. Le lien entre le contexte géologique et géotechnique, la variabilité des effets de site et la concentration des dommages doivent également être étudiés plus en détail afin de mieux caractériser les secousses attendues lors de futurs grands tremblements de terre. Dans cette étude, nous analysons l'ensemble des événements enregistrés dans la ville de Port-au-Prince depuis 2010 avec les données géotechniques et géologiques pour caractériser plus finement les effets de site.

Notre objectif dans le cadre de ce travail de thèse est non seulement de caractériser les mouvements du sol dans l'agglomération de Port-au-Prince sur une large gamme de fréquences en déterminant les fonctions de transfert de certains sites par calcul des rapports spectraux (méthodes empiriques et simulation numérique 1-D), mais aussi de simuler des accélérogrammes réalistes pour un séisme futur par application d'une méthode de sommation dite de *" Fonctions de Green Empiriques (EGF)* ". Une nouvelle approche de simulation hybride combinant les fonctions de Green empiriques avec les fonctions de transfert sera aussi développée dans ce travail.

Cette thèse présente ainsi trois parties :

I. **Contexte géodynamique, sismotectonique d'Haïti et contexte géologique et géotechnique de Port-au-Prince** : Après avoir présenté brièvement le cadre géologique d'Haïti, nous décrirons les données sismologiques rassemblées sur le séisme du 12 Janvier 2010. Puis nous présenterons les réseaux de stations sismologiques qui ont permis la localisation des événements enregistrés, ainsi que les études géotechniques réalisées pour établir les propriétés des colonnes de sol au voisinage des stations, nécessaires pour nos modélisations ;

II. **Caractérisation des effets de site par les rapports spectraux** : Nous présenterons les méthodes H/V séisme (HVSR) et Site/Référence (SSR) que nous avons mis en œuvre, leurs résultats, et la simulation numérique 1D avec l'approche linéaire équivalente. Nous comparerons les résultats des fonctions de transfert des différentes méthodes et nous chercherons à interpréter les effets 2D/3D par les transformées de Stockwell ; Les résultats de cette partie ont été publiés dans le « *Bulletin of Seismological Society of America* » (papier en annexe).

III. **Simulation des mouvements forts du sol** : Dans un premier temps, nous utiliserons une méthode des fonctions de Green Empiriques (EGF) stochastique pour déterminer des accélérogrammes synthétiques réalistes pour plusieurs séismes cibles. Ensuite, nous proposerons une méthode hybride combinant EGF et Fonctions de Transfert, en choisissant une station de référence, puis nous chercherons à valider cette méthode à partir de données réelles, et à en déterminer les limites d'applications.

Chapitre 1

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET SISMOTECTONIQUE D'HAÏTI

1.1. Généralités

La République d'Haïti occupe le tiers occidental (27 750 km^2) de l'île d'Hispaniola, située dans le nord-est des Caraïbes entre Porto Rico à l'est et la Jamaïque et Cuba à l'ouest (Figure 1.1). Elle a une population totale d'environ 10 millions d'habitants et sa plus grande ville, Port-au-Prince, la capitale, compte près de 2.5 à 3 millions d'habitants. Haïti, de par sa position géographique et sismotectonique est menacée par plusieurs types de catastrophes naturelles, dont les tremblements de terre (Scherer, 1912; Bakun *et al.,* 2012). En effet, l'île d'Haïti est située dans une zone de grandes failles tectoniques séparant la plaque Caraïbe de la plaque Amérique du Nord, avec des vitesses de déplacement des plaques de l'ordre de 18 à 20 mm/an. (DeMets *et al.,* 2000; Mann *et al.,* 2002).

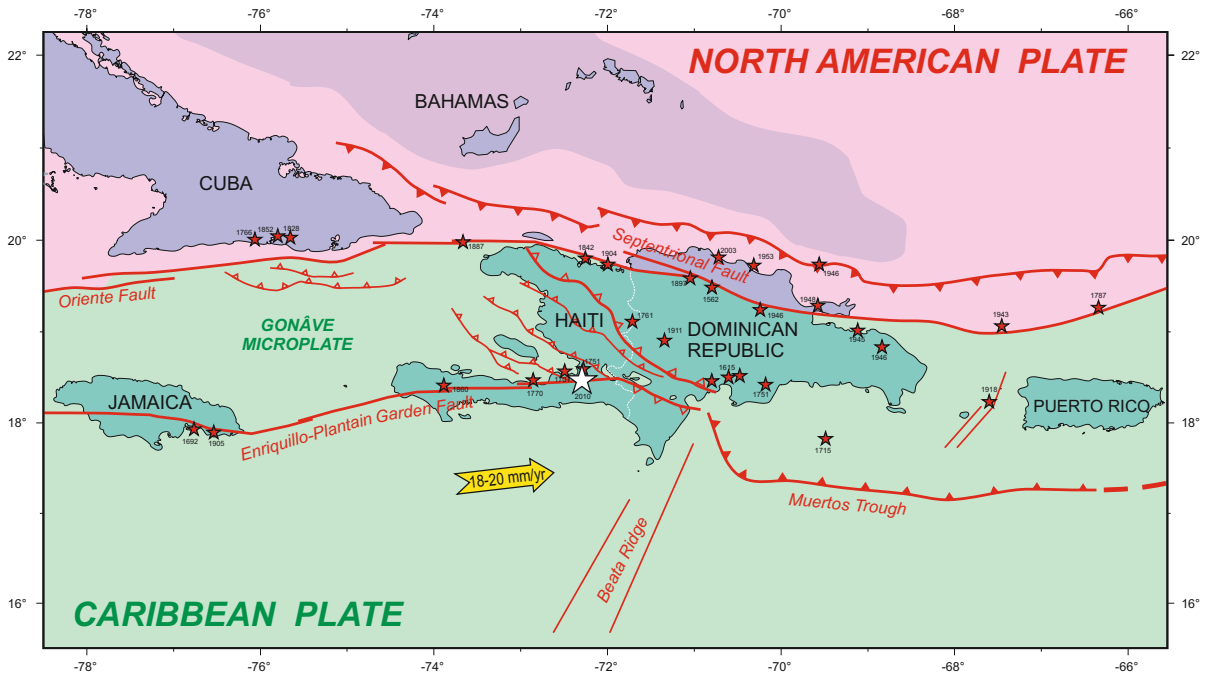


Figure 1.1.- *Cadre tectonique de la frontière entre les plaques Nord-américaine et des Caraïbes à Hispaniola. Les failles actives majeures sont représentées en rouge. Les étoiles correspondent aux grands séismes historiques. La vitesse moyenne de déplacement de la plaque caribéenne par rapport à la plaque Nord-Américaine, supposée fixe, est estimée à 18-20 mm/an.*

1.2. Contexte géologique et tectonique

D'un point de vue géologique, l'île d'Hispaniola fait partie de l'arc des Grandes Antilles, qui s'étend de Cuba aux Iles Vierges. Elle est constituée d'un arc insulaire mis en place à partir du Crétacé inférieur jusqu'à la fin du Crétacé supérieur (Pindell and Barrett, 1990; Mann *et al.,* 1991) lors de la subduction vers l'ouest d'un fond océanique en position Atlantique (proto-Caraïbe) sous la bordure orientale de la plaque Pacifique. Au tout début du Tertiaire (Paléocène/Eocène inférieur), la collision de l'épaisse plate-forme carbonatée des Bahamas, armée de croûte continentale, a entraîné le blocage de cette subduction, la mise en place de grands accidents décrochants E-W le long desquels le déplacement de la plaque Caraïbe s'infléchit, et le développement de plis et failles de chevauchement affectant les sédiments crétacés et tertiaires dans toutes les Grandes Antilles.

À partir du Crétacé s'accumulent dans les fosses de subsidence antillaises des couches épaisses de sédiments : argiles schisteuses, marnes, calcaires, mêlés de produits volcaniques (basaltes, diorites, etc.) intrusifs et extrusifs. Les éléments volcaniques l'emportent largement sur les éléments détritiques au Crétacé. Leur part diminue dans la suite : de l'Oligocène au Miocène, le sédimentaire tient beaucoup plus de place que le volcanique ; le Pliocène ne montre guère que des sédiments continentaux ; quelques affleurements de roches volcaniques, en contexte extensif, apparaissent au quaternaire (Butterlin, 1960).

Les côtes de l'île varient de plages de sable fin à des terrasses de corail soulevées avec des falaises dépouillées face à la mer, et des pentes montagneuses qui disparaissent sous l'eau. À l'intérieur des terres, le terrain varie de larges vallées à des hautes chaînes de montagnes accidentées (Eberhard *et al.,* 2010; Nairn and Stehli, 1975). Dans l'ensemble, le territoire d'Haïti se présente comme une succession de chaînons plissés et faillés de direction ONO-ESE, à vergence SO au nord de la plaine du Cul-de-Sac, O-E au Sud. On observe une série d'anticlinaux et de synclinaux arqués, souvent limités par des failles inverses, ou transpressives senestres (voir Figure 1.2) (Butterlin, 1960 ; Mann *et al.,* 1984).

L'île d'Hispaniola se trouve à l'ouest de la vaste zone de transition tectonique entre la subduction frontale de la plaque Nord-américaine sous la plaque Caraïbe et le mouvement de décrochement à peu près Est-Ouest le long de la fosse des Caïmans (Figure 1.1) (Calais *et al.,* 1992; Ali *et al.,* 2008). Le déplacement constant entre les deux plaques tectoniques induit des contraintes mécaniques le long de leur frontière. Ces dernières s'exercent en particulier sur certaines zones de fractures préexistantes, failles tectoniques qui sont donc les sources de la menace sismique. Les données de géodésie spatiale (GPS) montrent que la plaque Caraïbe se déplace dans la direction Nord-Est (N70◦E) à une vitesse de 18-20 mm/an par rapport à la plaque Nord-américaine (DeMets *et al.,* 2000), ce qui implique une convergence oblique au

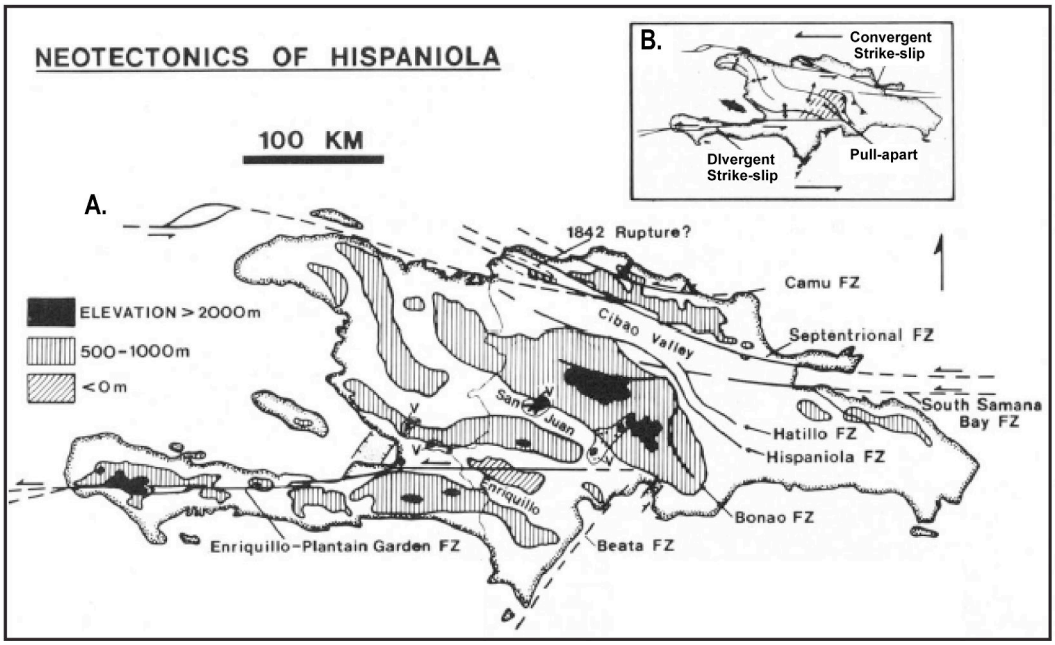


Figure 1.2.- *Résumé des structures néotectoniques d'Hispaniola qui se sont développées depuis le Miocène.* **a|** *Topographie, failles récentes, et centres des volcans récents ;* **b|** *Carte schématique des principales caractéristiques structurelles à Hispaniola produites depuis le Miocène par le mouvement relatif des plaques Nord-américaine – Caraïbes. Le mouvement est transformé entre les deux zones de failles décrochantes par la structure d'extension « pull-apart » nord-sud dans la partie centre-ouest de l'île (Mann et al., 1984).*

niveau des îles d'Hispaniola et de Porto-Rico (portées par la plaque Caraïbe) et la lithosphère océanique de la plaque Nord-américaine.

Cette convergence oblique entre les deux plaques est accommodée, avec un partitionnement de la déformation par des mouvements décrochants et des failles inverses (Calais *et al.,* 2002). En effet, presque toute la déformation compressive est prise en compte en partie par plusieurs structures de compression dans Hispaniola (Pubellier *et al.,* 2000; Calais *et al.,* 2002; Granja Bruña et al., 2009) et en partie le long de la faille Nord Hispaniola, relié à l'est au système de fossé de Porto-Rico (Dolan *et al.,* 1998; Calais *et al.,* 2002). Pour sa part, le déplacement décrochant senestre est concentré sur deux zones de failles majeures, siège de séismes historiques importants : 1) le système de faille *Enriquillo Plantain Garden Fault Zone* (EPGFZ), qui prend en écharpe la Presqu'île du Sud d'Haïti. C'est un système de grandes failles décrochantes senestres, majoritairement verticales en surface, de direction générale N80°E sur lequel plusieurs failles inverses secondaires, principalement au large des côtes, sont branchées. Ce système prend en compte environ 7 ± 2 mm/an de déplacement latéral (Calais *et al.,* 2010); 2) le système *Oriente/Septentrional Zone Fault* (OSFZ), à peu près parallèle à la côte nord d'Haïti, qui prend en compte environ 9 ± 2 mm/an de déplacement

latéral (Calais *et al.,* 2010). Ces deux systèmes de failles subparallèles sont les principales failles actives formant la limite entre les plaques tectoniques Caraïbes et Amérique du Nord dans les Grandes Antilles (voir Figure 1.1). Les données géodésiques récentes montrent que les systèmes de failles EPGFZ et OSFZ sont verrouillés et accumulent des contraintes susceptibles d'être finalement libérées lors de grands tremblements de terre (Manaker *et al., 2008*).

Les principales sources sismiques en Haïti, ainsi que leur sismicité historique depuis le XVIIIe siècle (Scherer, 1912; Dolan *et al.,* 1998; Mann *et al.,* 2002), sont relativement bien connues et cartographiées, on retrouve :

- La **faille d'Enriquillo** (ou d'Enriquillo-Plantain Garden) traverse la Presqu'île du Sud de Tiburon à Miragoâne puis Pétion-ville d'ouest en est, puis continue en s'infléchissant légèrement vers l'est le long de la bordure sud de la plaine du Cul-de-Sac jusqu'au lac Enriquillo en République Dominicaine. Il s'agit d'une faille décrochante senestre, apparemment verticale, sur laquelle se branchent des failles inverses, essentiellement en mer. A l'ouest d'Haïti, elle se prolonge en mer dans la Passage de la Navasse, atteignant la Jamaïque où elle forme la bordure nord de la plaine de Plantain Garden (Mann *et al.,* 2002);
- La **faille Septentrionale** : Cette faille se connecte, depuis le Passage du Vent (Winward Passage), à la faille de l'Oriente, longeant le sud de Cuba, passe par le canal de la Tortue, longe la côte au large de Cap-Haïtien, puis s'engage à terre, dans la vallée du Cibao en République Dominicaine. Il s'agit d'une faille décrochante senestre, essentiellement verticale;
- La fa**ille Nord Hispaniola** est parallèle à la côte nord de l'île à environ 50 km au nord. Il s'agit d'une faille inverse, qui se connecte vers l'Est avec la fosse de Porto Rico, qui marque la subduction de la plaque Amérique du Nord sous la plaque Caraïbe. A l'est, elle disparaît au nord du Passage du Vent;
- Le **système de failles Muertos-Neiba-Matheux**. Il s'agit d'un système de failles inverses à vergence sud, dont l'activité sismique reste assez mal connue ;
- La **faille de Léogâne** (non cartographiée). Il s'agit d'un tronçon de faille active qui se trouve entre Carrefour et Léogâne, à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Port-au-Prince, et à une profondeur de l'ordre de 12 km. Cette faille est orientée N80°, presque verticale.

D'autres failles pourraient être en mesure de générer des grands tremblements de terre en Haïti, en particulier dans la région du Plateau central. Elles ne sont pas présentées ici en raison de données insuffisantes sur leur potentiel sismogénique (Pubellier *et al.,* 2000).

1.3. Sismicité historique

Des rapports de tremblements de terre dans les Grandes Antilles datent du XVIe siècle, quand la région a été colonisée par les Espagnols. Salterain, (1883) et Taber, (1922) ont été parmi les premiers à signaler et cataloguer systématiquement les événements sismiques importants dans le NE des Caraïbes. Plus tard, des travaux de Kelleher et al., (1973) ont contribué à affiner le catalogue des événements historiques dans la région. Les données sur les événements sismiques sont rares avant 1750; lorsque les colons ont commencé à se répandre à travers les îles, ils ont aussi commencé à établir des documents écrits et cohérents des événements ressentis. Les premiers événements connus, avant 1900, sont très mal localisés. Les connaissances actuelles sur la géologie régionale et les failles actives, ainsi que les rapports de dommages ont donc été utilisés pour définir les emplacements de ces événements historiques.

Le premier grand tremblement de terre documenté dans la région NE des Caraïbes a eu lieu dans le Nord de l'actuelle République dominicaine, le 2 décembre 1562, (ou 1564 selon certains auteurs) (Moreau de Jonnes, 1822; Poey, 1857; ten Brink *et al.,* 2011). Dans la partie occidentale d'Hispaniola un séisme dévastateur dont la magnitude estimée est M = 6.6 ± 0.3 est survenu le 9 novembre 1701, soit quatre ans après la reprise de contrôle d'Haïti par la France. Cet événement a causé de nombreuses destructions dans plusieurs villages de la plaine du Cul-de-Sac et à Petit-Goâve (Moreau de Saint-Méry, 1797; Scherer, 1912; Taber, 1922). Le maximum de dégâts a été signalé à Léogâne et la route menant de Léogâne à Petit-Goâve le long de la côte s'était effondrée (Moreau de Saint-Méry, 1797).

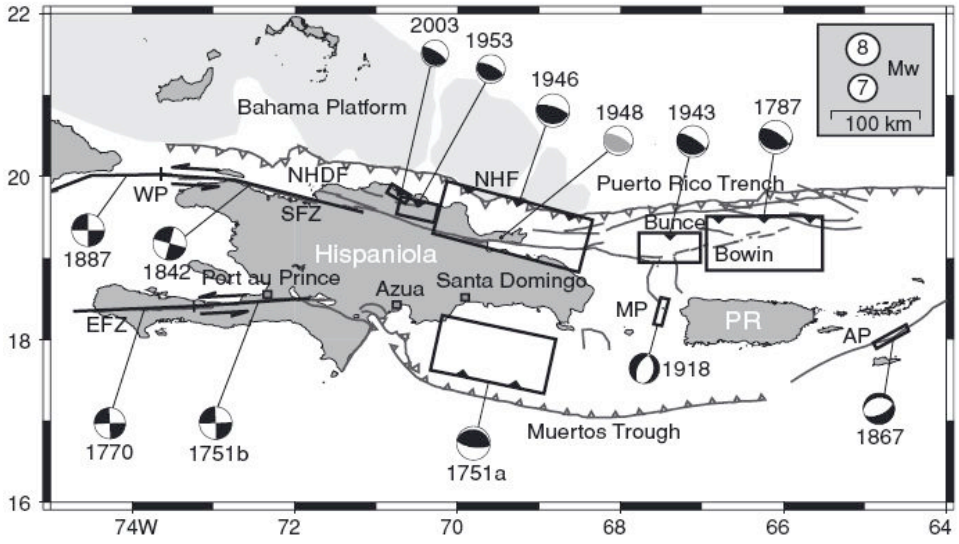


Figure 1.3.- *Carte montrant les mécanismes au foyer et la projection de surface des plans de rupture estimés pour les grands séismes historiques et récents dans la région depuis 1751. NHDF, North Hispaniola Deformation Front; NHF, Nord Hispaniola Fault; WP, Windward Passage; EFZ Enriquillo Fault Zone; SFZ, Fault Zone Septentrional; MP, Mona Passage; PR (Ali et al., 2008).*

Trois séismes significatifs : le 18 octobre 1751, le 21 novembre 1751, et le 3 juin 1770, se sont produits dans les 70 années qui ont suivi le séisme de 1701, avec des séquences de répliques violentes. Le tremblement de terre du 3 juin 1770, d'une magnitude estimée de 7.5, a été ressenti dans toute l'île Hispaniola et jusqu'à la Jamaïque. Les plaines de Léogâne, Port-au-Prince et Petit-Goâve ont considérablement souffert. Plus à l'ouest encore, la ville des Cayes a subi des dommages graves et une partie de la rive a sombré (Moreau de Saint-Méry, 1797). Les emplacements de ces grands séismes historiques ainsi que leur mécanisme au foyer probable sont indiqués sur la Figure 1.3.

Lors des 240 années qui s'écoulent entre 1770 et 2010, contrairement à ce qui a été constaté au XVIIIe siècle, il n'existe aucune preuve d'activité sismique significative sur le système de failles EPGFZ. Le seul tremblement de terre significatif signalé au cours de cette période est survenu le 8 avril 1860 (magnitude M = 6.3), à proximité du système de faille Enriquillo, mais probablement au large des côtes sur une structure secondaire (Bakun *et al.,* 2012). Cet événement a été accompagné d'un tsunami au large de la ville d'Anse-à-Veau, située sur la côte nord de la faille Enriquillo (Taber, 1922).

Au nord d'Hispaniola, le long de la Faille Septentrionale, un événement historique majeur a eu lieu le 7 mai 1842, avec une magnitude estimée M = 8.0, affectant gravement la partie nord d'Haïti et provoquant un tsunami avec une montée d'eau de trois mètres à Port-de-Paix (Calais *et al.,* 2002). C'est l'un des plus grands séismes historiques qui ait eu lieu sur l'île, avec une rupture estimée de 300 km le long de la Faille Septentrionale (Mann *et al.,* 2002).

1.4. Le séisme du 12 Janvier 2010 et ses répliques

1.4.1. Faille de Léogâne

Étonnamment, le séisme du 12 janvier 2010, de magnitude Mw = 7.0, n'a pas rompu en surface la faille bien connue d'Enriquillo Plantain Garden. D'après une modélisation de la rupture par mesures de déformation cosismique (GPS) et d'interférométrie radar à ouverture synthétique (InSAR), il a été déterminé que l'événement a du se produire sur une faille à fort pendage située juste au nord de la trace principale de la faille Enriquillo (Calais *et al.,* 2010). Cette faille, qui plonge abruptement vers le nord, a été nommée « Faille de Léogâne » par ces auteurs. Hayes *et al.,* (2010) ont trouvé un résultat similaire à partir de la modélisation des données InSAR, de soulèvements de corail, et de formes d'ondes télésismiques, mais proposent également une composante mineure de glissement cosismique sur deux autres failles, dont l'une peut être la trace principale de la faille Enriquillo-Plantain Garden.

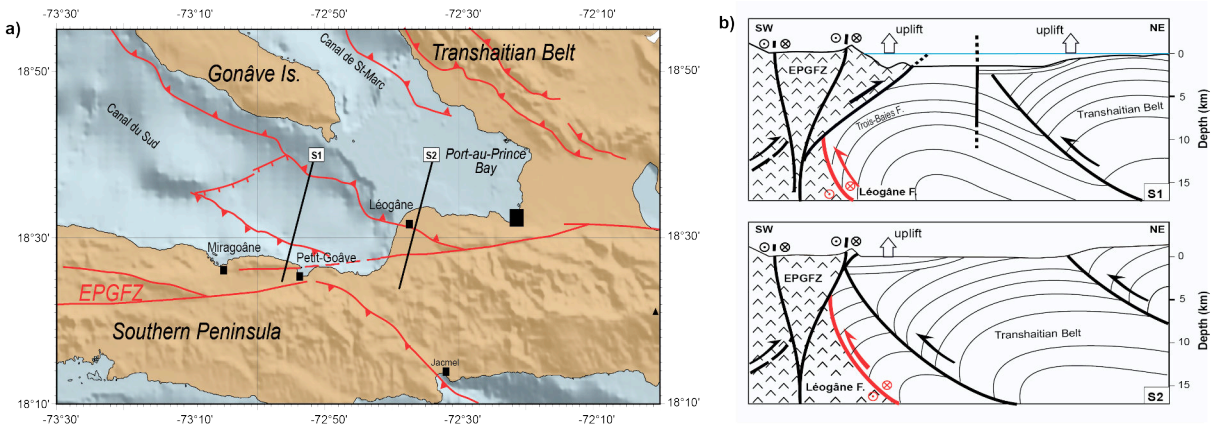


Figure 1.4.- a| *Cadre tectonique et morphologique de la presqu'île du sud d'Haïti et emplacements des coupes de la figure b.* **b|** *coupes interprétatives, S1 (en haut) : à travers le bassin de la Gonâve, montrant la faille des Trois-Baies, qui fait partie de la structure florale de l'EPGFZ. Et S2 (en bas) : à travers la plaine de Léogâne et la baie de Port-au-Prince. Le trait rouge indique le segment de faille activé par le tremblement de terre du 12 janvier 2010 (Mercier de Lépinay et al., 2011). Notons que la direction de la faille de Léogâne (N80°E) est sensiblement oblique par rapport à la direction de la ceinture transhaitienne et à la faille des Trois-Baies (N120°E).*

L'épicentre de cet événement est situé à proximité de la petite ville de Gressier, à l'Ouest de Port-au-Prince et à l'Est de Léogâne (Calais *et al.,* 2010; Symithe *et al.,* 2013). Le mécanisme focal du choc principal ainsi que les données d'interférométrie radar et de mesures GPS indiquent un mouvement inverse senestre sur une faille à pendage ENE-WSW (N71°E) (Nettles and Hjörleifsdóttir, 2010; Mercier de Lépinay *et al.,* 2011; Douilly *et al.,* 2013). Cette faille de Léogâne, est légèrement oblique par rapport à la direction principale de EPGFZ (N80° E) ; c'est une faille située en profondeur, à environ 12km (voir Figure 1.4).

Les observations des répliques réalisées juste après le séisme du 12 janvier 2010 à partir des données d'un réseau temporaire de stations sous-marines déployé un mois après la catastrophe (Mercier de Lépinay *et al.,* 2011; Douilly *et al.,* 2013), confirment l'hypothèse de Calais *et al.,* (2010) et Hayes *et al.,* (2010), selon laquelle, la rupture principale n'a pas eu lieu sur la faille Enriquillo Plantain Garden (EPGFZ), contrairement aux hypothèses initiales (Figure 1.). De plus la coupe B-B' sur cette figure montre que ces répliques, dans la moitié est de la carte, se répartissent selon un plan penté vers le Nord. Par ailleurs, on observe dans la partie ouest de la carte un second groupe de répliques qui dessine cette fois un plan avec une pente plus faible vers le sud. Ce plan correspond à la « Faille des Trois Baies » définie en surface par Momplaisir, (1986). Un catalogue sismique des répliques a été élaboré en décembre 2011 par l'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie en Haïti.

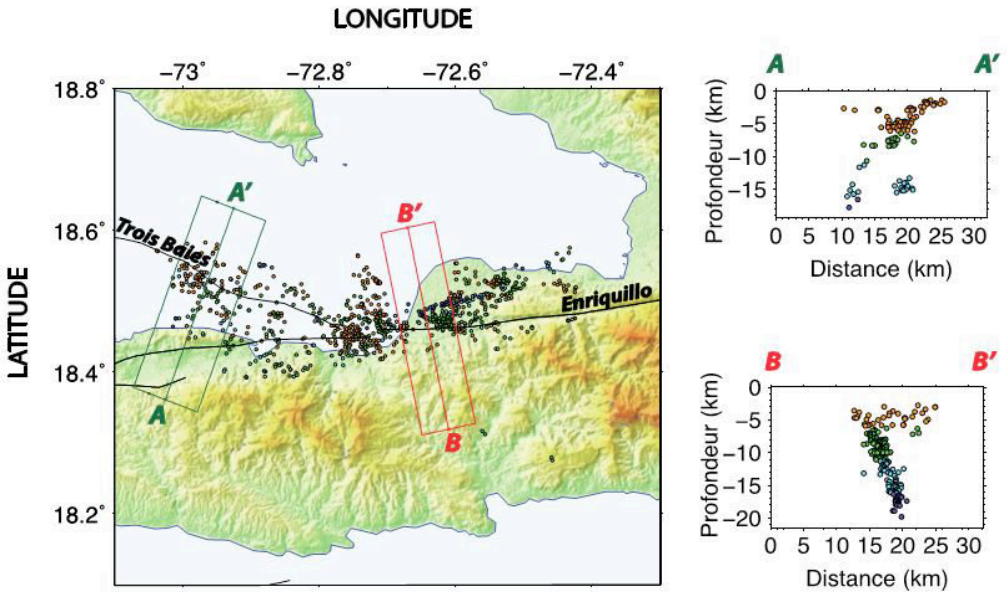


Figure 1.5.- *Répartition spatiale des répliques du séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 (Douilly et al., 2013). Sur la figure de gauche, on constate que les répliques ne coïncident pas uniquement avec la faille EPGFZ. Les figures de droite sont des coupes montrant la position des répliques en fonction de la profondeur. La coupe B-B', à l'Est, montre un alignement à pendage vers le Nord, la faille de Léogâne. La coupe AA', à l'Ouest, montre l'alignement des répliques sur la faille des Trois Baies à pendage vers le Sud.*

1.4.2. Estimation des dégâts – Dommages aux bâtiments

Le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010, d'une magnitude relativement modeste de Mw = 7.0, a cependant provoqué une catastrophe sans précédent à Port-au-Prince, ainsi que dans les petites villes près de l'épicentre du choc principal. Nous déplorons près de 230 000 morts, des centaines de milliers de blessés et plus d'un million de sans-abri (Bellerive, 2010; Eberhard et al., 2010; Fierro and Perry, 2010).

À Port-au-Prince, de nombreux bâtiments ont été détruits ou gravement endommagés. Plus précisément, plus de 97 000 structures résidentielles ont été détruites et 188 000 ont été endommagées au-delà de la réparation, dont le Palais national, la Cour suprême, le Palais de Justice, l'Assemblée Nationale, et les postes de police, ainsi que les ministères des Finances, de l'Éducation Nationale, des Travaux Publics, de la Communication et de la Culture (Miyamoto *et al.,* 2011; DesRoches *et al.,* 2011). Les hôpitaux et les centres médicaux ont subi aussi des dommages importants, paralysant l'efficacité des efforts d'intervention d'urgence. Une description détaillée des dommages observés dans la région de Port-au-Prince et ses environs peut être trouvée dans Fierro and Perry, 2010; Rathje *et al.,* 2011; Miyamoto *et al.,* 2011.

Dans un premier temps, l'étendue des dégâts a été attribuée à la proximité du séisme à la ville de Port-au-Prince, à l'extrême vulnérabilité de nombreuses structures, et à la forte densité de population (Rathje *et al.,* 2011). Cependant, bien que la répartition des dommages ne puisse donner qu'une indication grossière et imprécise de la distribution des secousses, plusieurs auteurs (Hough *et al.,* 2010; Hough *et al.,* 2011; Assimaki and Jeong, 2013) ont détecté une correspondance étroite entre la bande des dégâts élevés et la présence de forts reliefs topographiques (Canapé-Vert et Montana), et/ou des géométries complexes souterraines (vallée du Cul-de-Sac). La distribution de dommages pour le séisme du 12 janvier 2010 suggère alors une corrélation générale avec des caractéristiques topographiques à petite échelle et la structure géologique locale (voir Figure 1.).

Plusieurs auteurs ont étudié les différents types de dommages à travers Port-au-Prince et leur relation avec les conditions géologiques locales, et les caractéristiques topographiques (Rathje *et al.,* 2011; Miyamoto *et al.,* 2011). Leurs résultats montrent que les dommages à travers la ville de Port-au-Prince ont été sévères et généralisés, avec des dizaines de milliers de bâtiments lourdement endommagés ou effondrés. L'intensité des dommages à travers la ville varie considérablement d'un quartier à un autre. De plus, plusieurs crêtes et vallées escarpées ont connu des dommages importants. Et les concentrations de ces dommages le long des flancs des vallées abruptes se sont généralement produites dans les bidonvilles. Cette observation révèle le défi de prédire les effets de la topographie sur les mouvements du sol. Le Tableau 1.1 ci-dessous résume l'évaluation statistique des dégâts observés pour le séisme du 12 janvier 2010 par rapport aux données géologiques, et de l'information topographique.

Zone d'étude	Unité Géologique	Forme Topographique	Type/Classe de Zone	Nombre total de bâtiments	Intensité de dommage (%)
Fort National	Pf	Crête de colline	Bidonville	14 371	33
St. Gérard (nord)	Mpb	Crête de colline	Densité élevée	2 797	55
Hôtel Montana	Mpb	Crête de colline	Densité faible	582	74
St. Gérard (sud)	Mpb	Vallée abrupte	Bidonville	3 467	32
Bois Patate (ouest)	Pf	Vallée abrupte	Bidonville	1 617	40
Bois Patate (est)	Mpb	Vallée abrupte	Bidonville	730	48

Tableau 1.1.- *Intensité des dommages à Port-au-Prince pour le séisme du 12 janvier 2010 (Haïti) par rapport aux données géologiques, et de l'information topographique. Pf, Pliocene fan deposits ; Mpb, Mio-pliocene fan conglomerate (Rathje et al., 2011).*

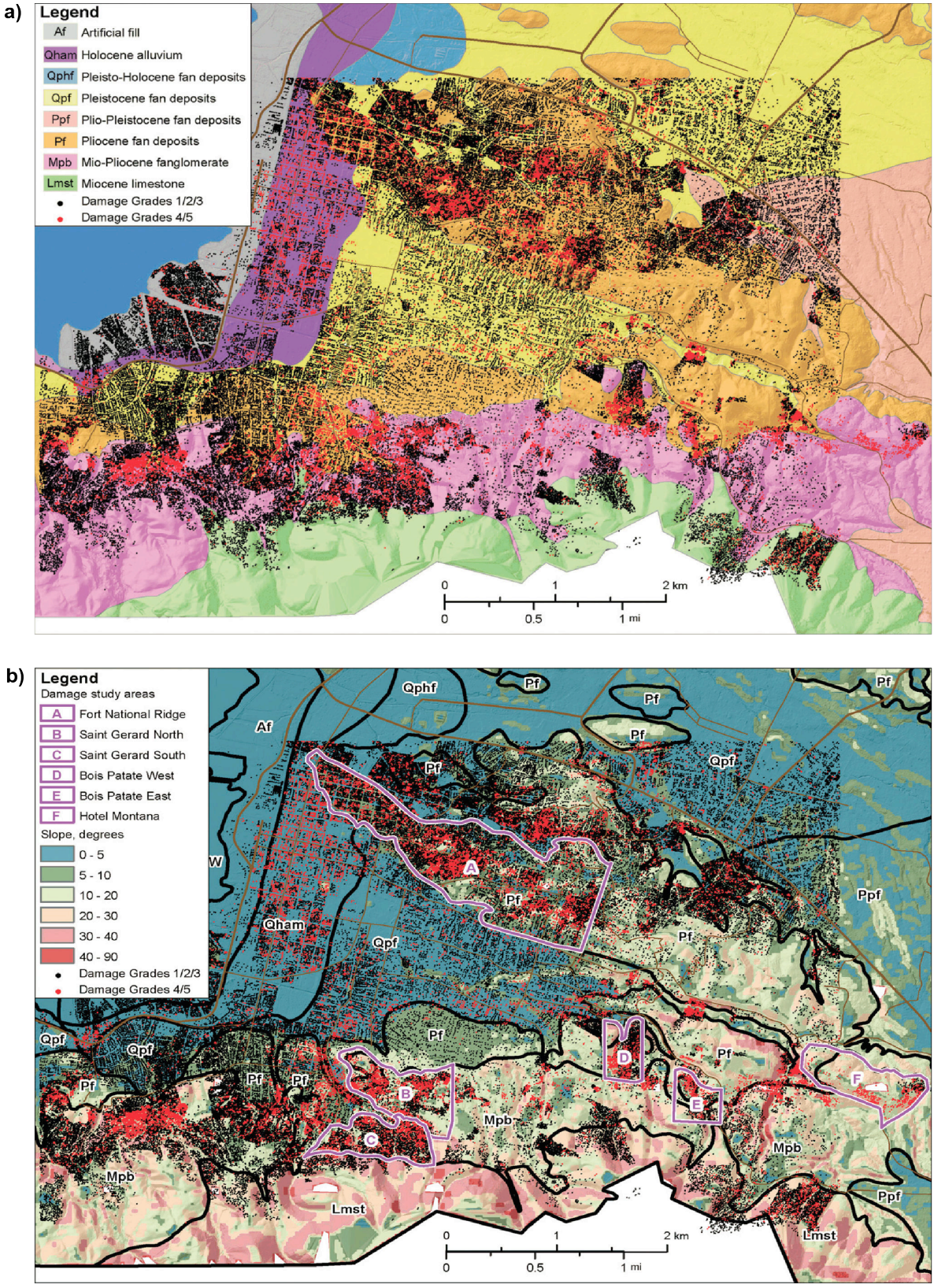


Figure 1.6.- *Carte de corrélation des dégâts avec les caractéristiques topographiques à petite échelle et la structure géologique locale (Rathje et al., 2011).* ***a)*** *Superposition de l'inventaire des dommages sur la carte géologique de Port-au-Prince de Bachhuber et al. (2010).* ***b)*** *Superposition du bilan des dommages sur la carte des intensités de pentes à travers Port-au-Prince (Rathje et al., 2011).*

1.4.3. Intensité du séisme selon l'échelle de Mercalli modifiée (MMI)

Pour tenter de mieux comprendre la discordance entre l'amplitude des destructions et la magnitude relativement modérée du séisme, les niveaux de destruction observés ont été classés et comparés à l'échelle d'Intensité de Mercalli Modifiée (MMI), qui associe une intensité au dommage.

Toutes les structures hautes de Port-au-Prince n'ont pas été détruites : l'intensité assignée est alors inférieure à VIII. De plus, des dégâts structuraux ont été signalés sur de vieux bâtiments, de sorte que l'intensité assignée doit être supérieure à VII. Une intensité moyenne de 7.5 sur l'échelle MMI a donc été attribuée à Port-au-Prince pour le séisme du 12 Janvier, à l'aide du questionnaire online « *Did You Feel It ? »* (Earthquake Hazards Program, 2010). L'affectation de cette valeur d'intensité à Port-au-Prince est compatible avec les critères d'association d'intensité et de dommages utilisés pour attribuer des intensités aux séismes historiques.

1.4.4. Les répliques du séisme d'Haïti du 12 janvier 2010

Le choc principal (*mainshock*) du 12 janvier 2010 a été suivi par une activité sismique intense durant quelques mois (*répliques, aftershocks*), ainsi que cela se produit habituellement après chaque séisme important, avec une diminution rapide de la fréquence et de la magnitude de ces répliques. Leur magnitude peut cependant être suffisante pour qu'elles soient ressenties par la population, voire pour causer des dégâts, en particulier aux bâtiments déjà endommagés. Après la catastrophe, un réseau temporaire de stations sismiques portables a été déployé dans les zones touchées, afin d'enregistrer les répliques du tremblement de terre (cette partie sera traitée au Chapitre 3).

Le nombre d'événements détectés à partir des stations sismologiques a été estimé à 1113 entre le 12 janvier 2010 et le 28 novembre 2011. L'analyse statistique de ces événements a été publiée dans le bulletin N° 1 de l'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie (BME) (voir bulletin sismologique N° 1 en annexe II).

Dans le cadre de cette thèse, pour caractériser l'effet de site à Port-au-Prince, nous avons sélectionné un ensemble d'événements enregistrés entre janvier 2010 et février 2013. Ils seront présentés dans le Chapitre 3.

Chapitre 2

PORT-AU-PRINCE : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOTECHNIQUE

2.1. Généralités

La région métropolitaine de Port-au-Prince est située dans le coin sud-ouest de la dépression du Cul-de-Sac, une grande vallée de Rift qui se prolonge vers l'Est en République Dominicaine. Dans cette vallée se sont accumulés des milliers de mètres de sédiments détritiques depuis le début de l'Eocène. Ces sédiments sont connus par des forages profonds : ce sont essentiellement des sédiments détritiques dont la source est principalement le relief en formation de sa bordure nord (McLaughlin *et al.,* 1991; Mann *et al.,* 1991; Pubellier *et al.,* 2000). La frontière sud de la dépression du Cul-de-Sac est matérialisée par les escarpements de faille du système Enriquillo Plantain Garden Fault Zone (EPGFZ).

La ville a connu une histoire géologique complexe comprenant la déformation tectonique, l'érosion et la sédimentation dans une zone de déformation régionale associée au système décrochant senestre « Enriquillo-Plantain Garden Fault Zone (EPGFZ) » et à des failles inverses secondaires adjacentes (Figure 2.1). La partie la plus proche d'EPGFZ est située à environ 5 à 7 km au Sud de Port-au-Prince, mais cette section de la faille n'a pas rompu lors du séisme du 12 janvier 2010. D'autres failles et plis potentiellement actifs sont associés au système EPGFZ à l'avant de la chaîne de montagnes et collines de la partie sud de Port-au-Prince. Ces failles secondaires transpressives peuvent être interprétées comme des "structures en fleur " (*flower structure*) qui se connectent en profondeur avec la faille principale d'EPGFZ, accommodant une partie de la déformation tectonique locale par partitionnement des contraintes. La région de Port-au-Prince a donc des expressions géomorphologiques compatibles avec le fonctionnement de failles actives holocènes (Rathje *et al.,* 2011; Cox *et al.,* 2011).

2.2. Contexte géologique de Port-au-Prince

La carte géologique régionale de la Figure 2.1 indique que Port-au-Prince est principalement installée sur des dépôts sédimentaires d'âge pliocènes faiblement cimentés, des dépôts de calcaire d'âge miocènes que l'on rencontre dans les collines abruptes du sud et des formations d'âge quaternaire au nord de la ville et le long de la côte à l'ouest de la ville, comme par

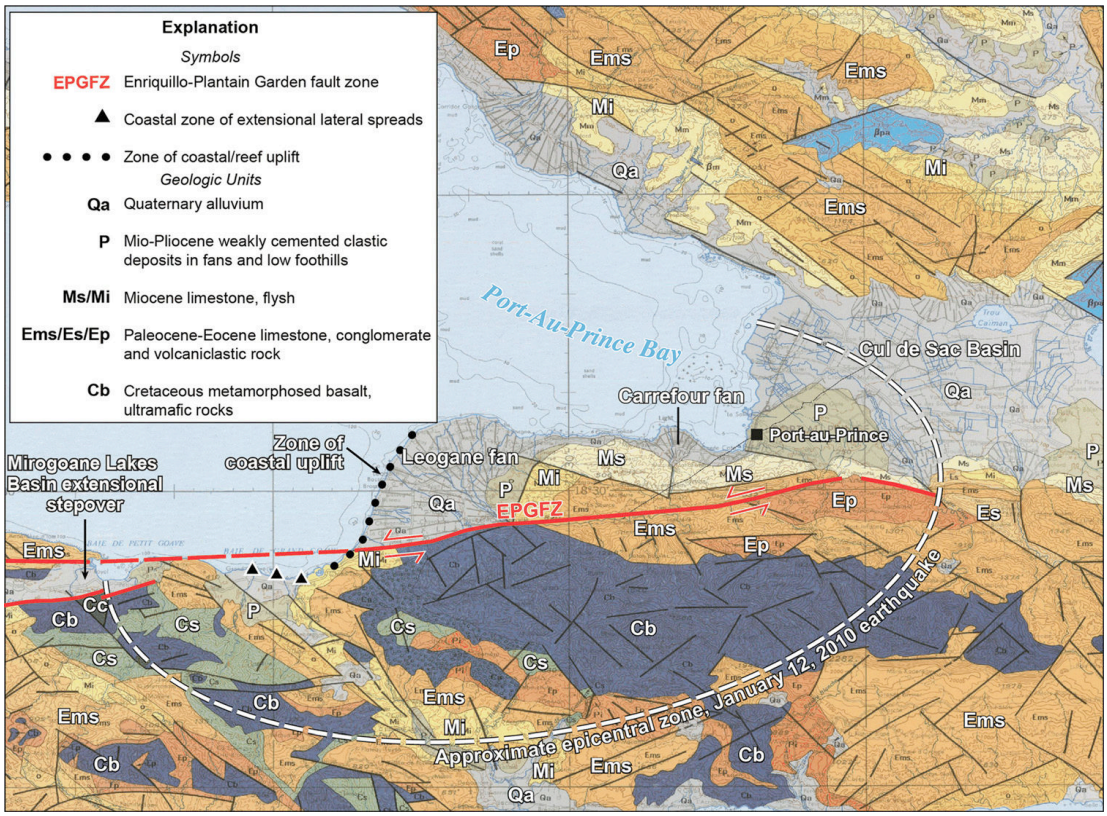


Figure 2.1.-*Cadre Géologique de la région métropolitaine de Port-au-Prince montrant l'étendue de sédiments quaternaires et les unités du Pliocène [modifiée de la carte géologique à l'échelle 1:250 000 de Boisson and Momplaisir, (1987)].*

exemple, l'éventail sédimentaire fluviatile de Carrefour (*Carrefour fan*). Une carte géologique détaillée de la zone métropolitaine de Port-au-Prince a été dressée dans le cadre du projet de microzonage sismique de l'agglomération (Bertil *et al.,* 2013). Elle est basée sur la cartographie de reconnaissance de terrain et l'interprétation géomorphologique de MNT à haute résolution, telles que décrites par Cox *et al.* (2011). Cette carte géologique au 1/25 000 est présentée sur la Figure 2.2 (Terrier *et al.,* 2015) : elle fournit des détails précis sur les unités géologiques de surface et sur la topographie autour de Port-au-Prince.

L'activité tectonique le long de ce système EPGFZ dans la région de Port-au-Prince a commencé à la base du Miocène moyen, comme le montre la transition entre une sédimentation pélagique calme et la sédimentation de haute énergie sur l'escarpement nord du Massif de la Selle. A partir de cette époque, d'épais éventails gravitaires sous-marins se déposent le long des grands escarpements sous-marins qui se sont développés au sud de la Plaine du Cul-de-Sac (Butterlin, 1960; Boisson and Momplaisir, 1987). Mais cette information sur l'évolution tectonique de la région reposait sur des données stratigraphiques et cartographiques clairsemées. Après le séisme du 12 janvier 2010, des travaux de détails ont

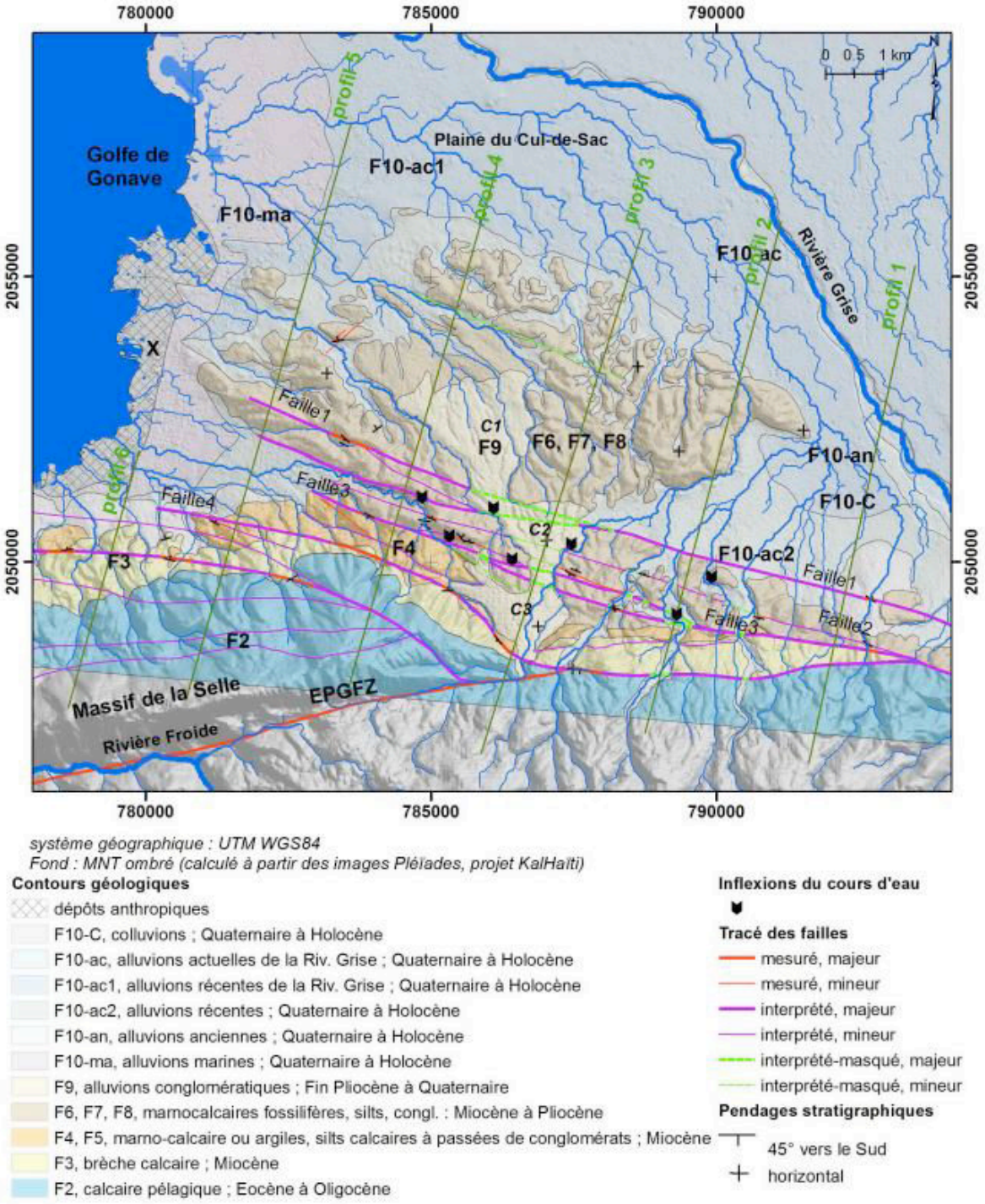


Figure 2.2.- *Nouvelle carte géologique de la région métropolitaine de Port-au-Prince avec le système de faille Enriquillo-Plantain Garden Fault Zone (EPGFZ), et localisation des profils topographiques de la Figure 2.4 (Terrier et al., 2015).*

été effectués par un projet de l'organisation « *Geotechnical Extreme Events Reconnaissance (GEER)* » afin de préciser les aspects géotechniques et géologiques de la région (Bachhuber *et al.,* 2010; Rathje *et al.,* 2011; Cox *et al.,* 2011; Terrier *et al.,* 2014).

Le résultat de ces études, synthétisés par Terrier et *al.* (2014) et sur la base des données stratigraphiques de Butterlin, (1960), montre qu'un épais éventail sédimentaire s'accumule le long des reliefs de faille active sous-marine lors de nombreux épisodes successifs du Miocène moyen au début du Pliocène. A partir de la base du Pliocène, la région émerge progressivement : l'éventail sédimentaire est alors puissamment raviné et disséqué, et des formations alluviales viennent tapisser les fonds de rivière et la plaine du Cul-de-Sac. Des sédiments fluviatiles drainés essentiellement par la Rivière Grise et des dépôts marins côtiers viennent recouvrir partiellement les formations antérieures lors d'épisodes successifs d'inondation.

En bordure des reliefs émergés, des glissements (*landslides*) et colluvions accentuent la complexité du système sédimentaire de Port-au-Prince. L'aire métropolitaine de Port-au-Prince est donc installée sur ce vaste éventail sédimentaire polygénique. La complexité de ce substratum reflète un fonctionnement permanent mais discontinu du système de failles actives d'Enriquillo-Plantain Garden (EPGF) et des failles associées.

De plus, dans la région métropolitaine de Port-au-Prince, de nombreuses zones ont fait l'objet de remblaiement récent (depuis plusieurs dizaines d'années jusqu'à aujourd'hui). Ainsi, la ville a régulièrement cherché à gagner de la surface sur la mer. Mais presqu'aucune donnée n'est disponible sur l'organisation spatio-temporelle de ces remblaiements. Il en est de même concernant la nature des matériaux utilisés, leur épaisseur, les modalités de leur mise en œuvre, ou bien encore la nature du substratum (voir Figure 2.3).

Plus récemment, des quartiers d'habitats précaires (*Cité L'Eternel* et *Cité Soleil* par exemple) se sont développés de manière spectaculaire, sur d'anciennes décharges mises en place en progressant sur la mer. Il convient d'ajouter que la mise hors d'eau des terres basses a été facilitée au fil du temps par d'importants apports terrigènes liés à la forte érosion des versants drainés par les cours d'eau de Port-au-Prince et de ses environs. Enfin, le développement portuaire de Port-au-Prince s'est également réalisé en partie en gagnant sur la mer, et se poursuit encore de la sorte (Hauss *et al.,* 2010).

Le remblaiement artificiel dans les zones portuaires de Port-au-Prince et Carrefour a été affecté massivement par des phénomènes de liquéfaction lors du séisme du 12 Janvier 2010 (voir Figure 2.3). Dans le secteur du port de Port-au-Prince, le glissement latéral (lié à un pendage non horizontal) induit de la liquéfaction a entraîné l'effondrement de la pile nord du

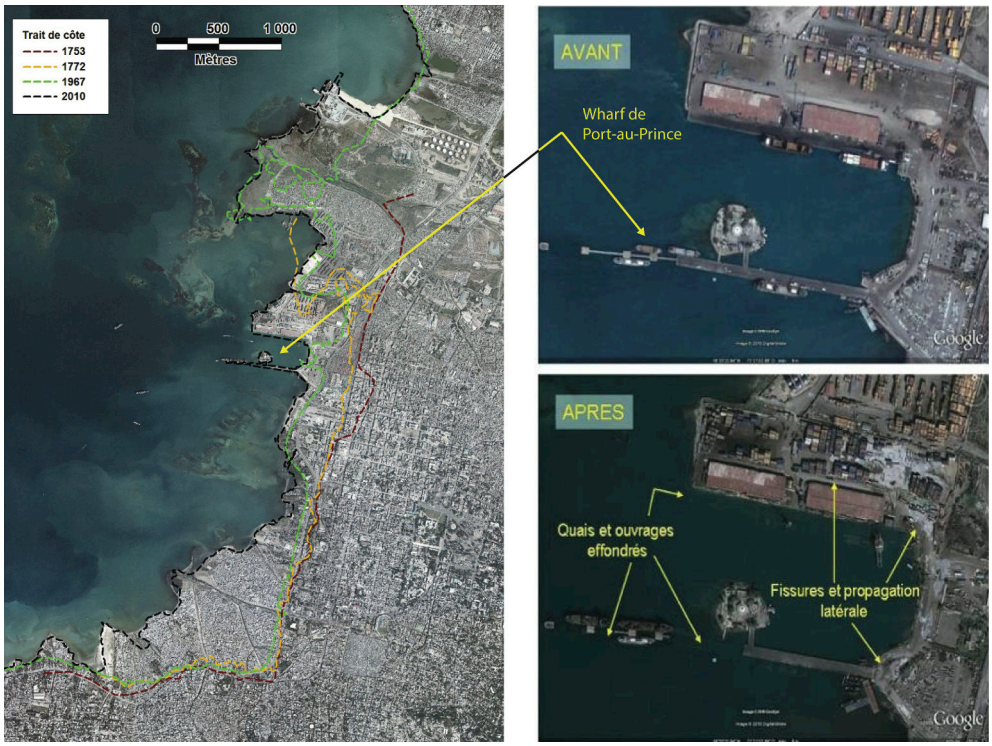


Figure 2.3.- *A droite, zone de dépôt anthropique et variation de la ligne de côte entre 1753 et 2010. En haut à droite, les installations portuaires de Port-au-Prince avant le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 et en bas à droite, liquéfaction et effondrement des quais et ouvrages des installations portuaires après le séisme (Bertil et al., 2014).*

wharf, des dommages aux deux entrepôts à ossature d'acier, ainsi qu'à d'autres installations portuaires (Green *et al.,* 2011; Werner *et al.,* 2011). L'analyse des données géotechniques recueillies après le séisme indique que le potentiel de liquéfaction des sols le long de la côte est très élevé, ce qui est cohérent avec l'étendue et la gravité des défaillances du sol induites par la liquéfaction au niveau du port.

2.3. Contexte morphostructural de Port-au-Prince

La topographie actuelle de Port-au-Prince résulte en grande partie de l'orogenèse pliocène et du jeu des failles délimitant des compartiments, à laquelle se superpose l'érosion quaternaire. L'axe orographique principal est situé au Sud. Il correspond au massif de la Selle dont la direction N80°E est étroitement déterminée par la direction structurale de l'EPGFZ. Entre la plaine alluviale du Cul-de-Sac et le versant nord du massif de la Selle, de petits chaînons de direction moyenne N110°E marquent la topographie (voir Figure 2.4) (Terrier *et al.,* 2014; Terrier *et al.,* 2015). Les reliefs sont limités, à l'Est et au Nord, par les formations alluviales de la Rivière Grise, et à l'Ouest, par des alluvions marines. Au Sud, ce sont des colluvions de pente ou des cônes de déjections qui recouvrent localement ces mornes.

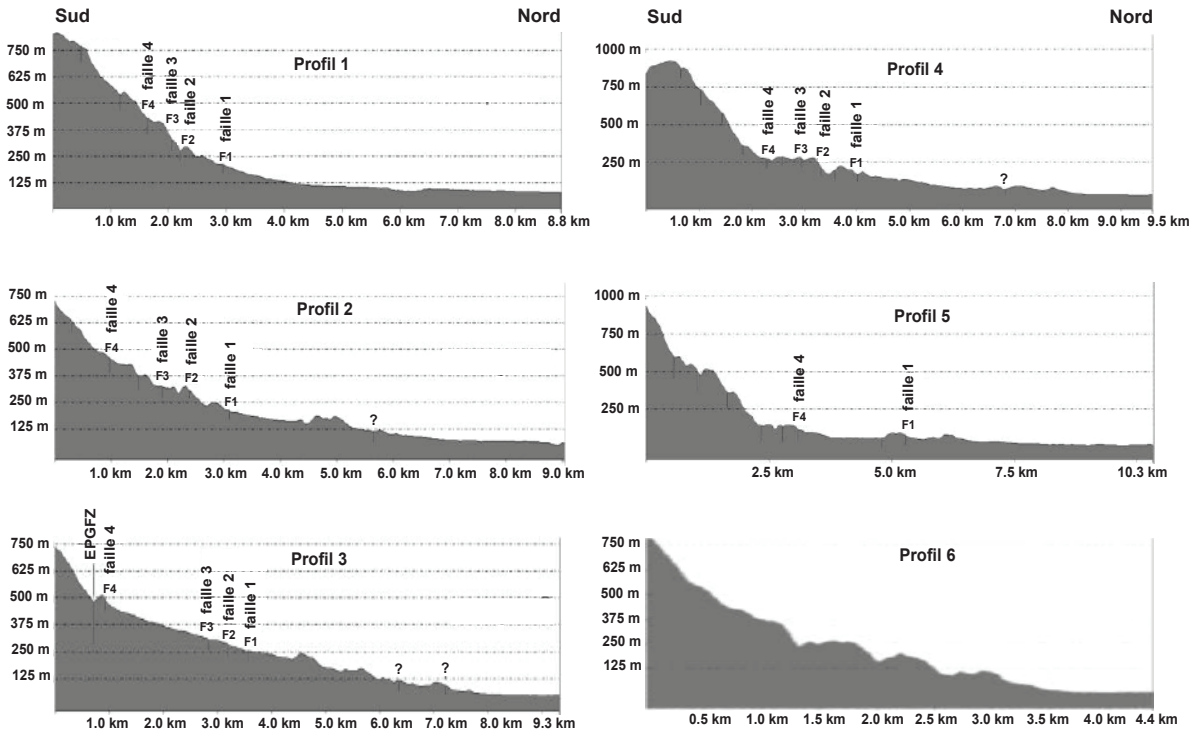


Figure 2.4.- *Coupes topographiques réalisées à partir du MNT (Pléiades, KalHaïti) depuis le versant nord du massif de la Selle jusqu'à la Plaine du Cul-de-Sac. Ces profils sont localisés sur la* ***Figure 2.2*** *(Terrier et al., 2015).*

La topographie de la région de Port-au-Prince est dominée au sud par un ensemble de plis montagneux. Les crêtes rocheuses et les collines se prolongent dans la partie centrale et orientale de la ville (zone Delmas), et sont profondément incisées par des ruisseaux avec des allées étroites entre les montagnes. Les zones les plus densément peuplées sont situées sur les contreforts des collines et le début de la plaine alluviale jusqu'à la côte (Cox *et al.,* 2011).

Les coupes topographiques réalisées à partir du MNT (élaboré à partir d'images Pléiades dans le cadre du projet KalHaïti) depuis les hauts du Massif de la Selle jusqu'à la plaine alluviale du Cul-de-Sac montrent une descente rapide du relief du Sud vers le Nord (Figure 2.4). Des variations du gradient de pente sont notées à l'aplomb des failles, indiquant par endroit des ruptures de pente atteignant une cinquantaine de mètres de dénivelé (Terrier *et al.,* 2015).

2.4. Contexte géotechnique de Port-au-Prince

Le contexte géotechnique de Port-au-Prince est particulièrement difficile à décrire, car il n'existe pas de base de données nationale (telle que la Banque de données nationale du Sous-Sol – BSS - gérée en France par le BRGM), permettant de rassembler les informations sur le sous-sol, aussi bien pour la géologie, l'hydrogéologie et la géotechnique. Il n'existe pas non

plus de cadre réglementaire national ou issu d'une organisation professionnelle locale permettant de fixer des exigences pour les études de sol (à l'instar de la norme AFNOR NF P 94-500 utilisée en France). Ainsi, jusqu'en 2010 les quelques rapports géotechniques disponibles (comparés au nombre de bâtiments construits à Port-au-Prince) n'étaient pas géoréférencés et ne suivaient pas un cadre règlementaire national. Autant dire combien il était difficile de disposer d'informations géotechniques sur le sous-sol.

Depuis, le LNBTP (Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics) s'est lancé dans une vaste démarche de numérisation de ses rapports afin de faciliter leur exploitation. Ce sont ainsi 408 rapports d'études, réalisés pour des Maîtres d'Ouvrage aussi bien publics que privés, qui sont répertoriés entre 1976 et 2006 pour le Département de l'Ouest incluant Port-au-Prince (Hauss *et al.,* 2010). Ce chiffre est à comparer aux dizaines de milliers de bâtiments présents dans la zone.

Ainsi, dans le cadre de cette thèse, une partie du travail a été consacrée à l'analyse du contexte géotechnique de Port-au-Prince. Une première étape a consisté à collecter toutes les données existantes disponibles. Elle s'est accompagnée d'un travail préliminaire de traitement et d'uniformisation des informations qui ont été rassemblées dans une base de données géoréférencées. Cette première phase s'est terminée par une analyse de l'état des connaissances sur le territoire de la région métropolitaine de Port-au-Prince et notamment au voisinage des stations sismologiques. La seconde étape a été dédiée à l'analyse des travaux déjà réalisés sur le zonage géotechnique de Port-au-Prince et à la réalisation de mesures complémentaires sur certains sites spécifiques comme PAPH, HCEA et HVCV. Dans cette phase, on s'est intéressé en particulier à la classification des sols pour la région de Port-au-Prince proposée par l'équipe GEER. Enfin, toutes ces données ont été regroupées et une interprétation croisée nous a permis d'établir des colonnes de sol au voisinage des stations sismologiques décrites à la sous-section 2.4.3.

2.4.1. Données géotechniques et géophysiques collectées

Les données géotechniques et géophysiques utilisées dans le cadre de cette thèse proviennent principalement de :

- 123 rapports d'études géotechniques du LNBTP entre 1976-2013;
- 18 rapports du bureau d'étude GEOTECHSOL en 2011-2012;
- 12 rapports du laboratoire URGEO (Unité de Recherche en Géotechnique) de l'Université d'Etat d'Haïti entre 2006 et 2010 (Boisson and Thimus, 2010);
- 36 profils MASW effectués par l'équipe GEER pour le macrozonage sismique de Port-au-Prince en 2010 (Cox *et al.,* 2011);

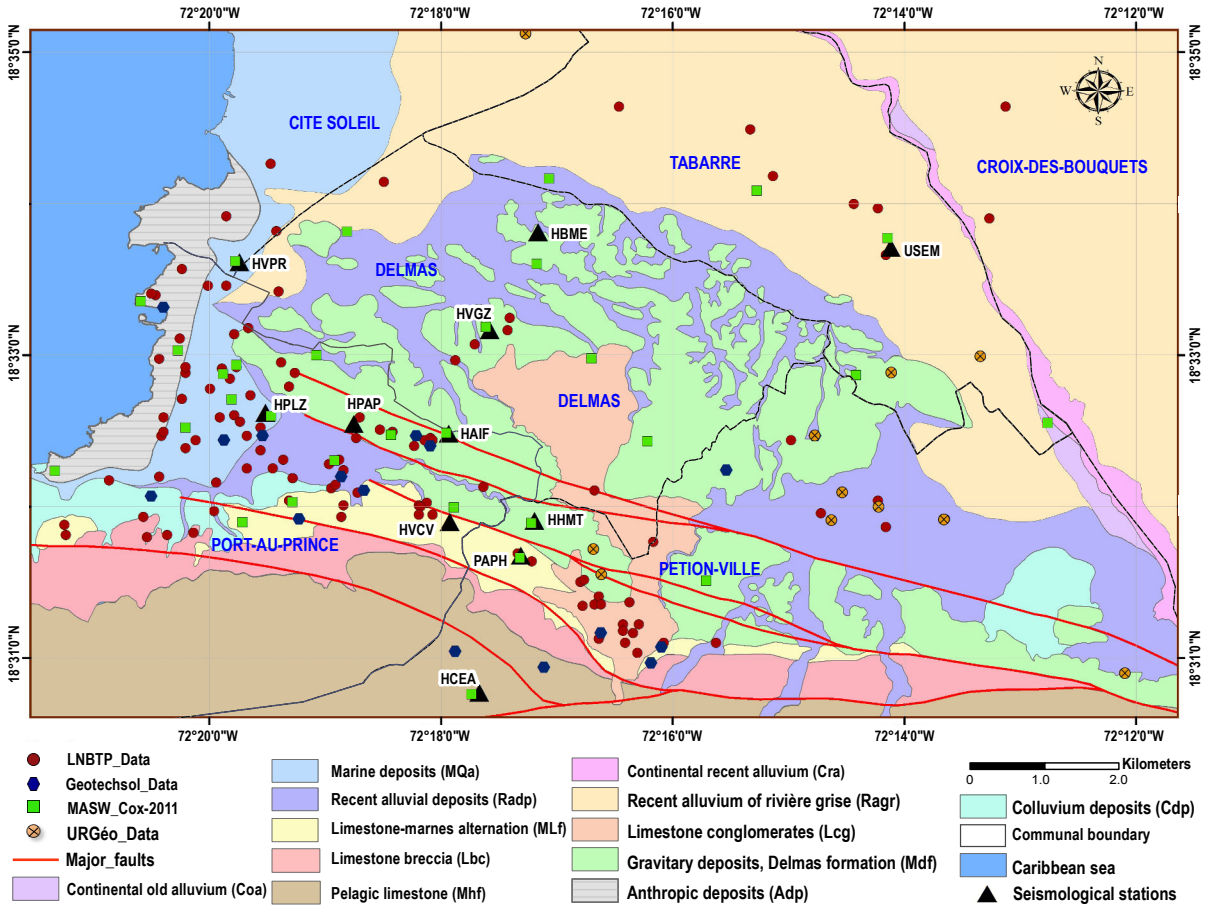


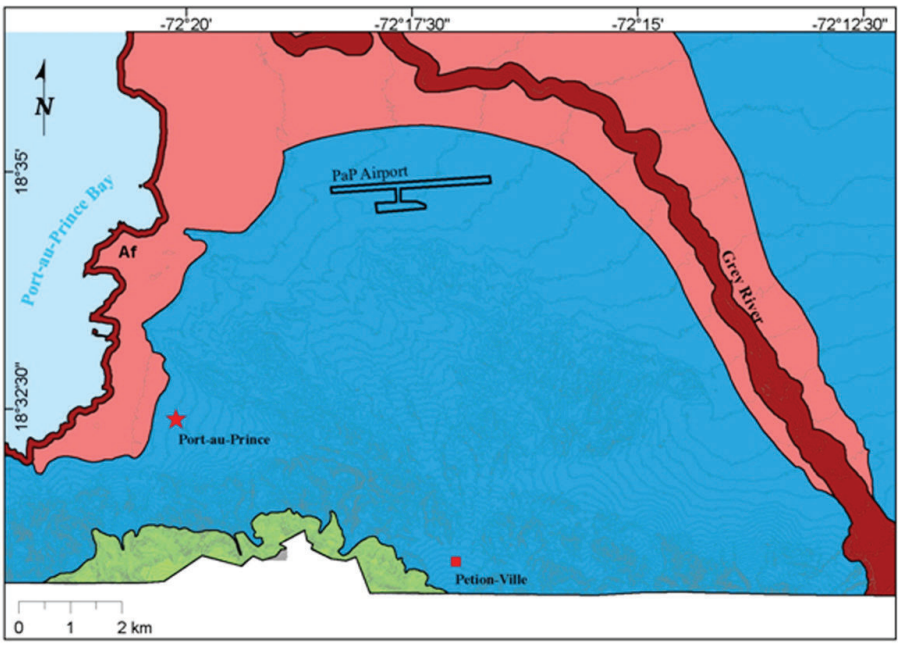
Figure 2.5.- *Emplacement des données géotechniques et géophysiques collectées. En rouge les données du LNBTP, en bleu celles de Géotechsol, en orange les données de l'URGéo de la Faculté des Sciences et en vert les investigations géophysiques de l'équipe GEER [Cox et al., 2011]. En fond, la nouvelle carte géologique de la région métropolitaine de Port-au-Prince [Terrier et al., 2015]. Les triangles noirs représentent les stations sismologiques installées après le séisme du 12 janvier 2010.*

La répartition spatiale de ces données est reportée sur la Figure 2.5. Ces informations sont inégalement réparties avec une concentration sur les centres villes de Port-au-Prince et de Pétion-ville. Il est à noter qu'il existe beaucoup moins d'informations sur la partie Nord de la région de Port-au-Prince.

2.4.2. Classification NEHRP du sol pour la région de Port-au-Prince

Après le séisme du 12 janvier 2010, des travaux ont été réalisés à Port-au-Prince par l'équipe du GEER, afin d'identifier et de cartographier des zones présentant des caractéristiques géologiques et géomécaniques communes, et une réponse sismique homogène. En se basant sur les unités géologiques ainsi que les valeurs de Vs_{30} déterminées pour 36 sites en utilisant la méthode MASW, Cox *et al.* (2011) ont établi une carte préliminaire de classification des

sites pour la région de Port-au-Prince. Cette carte, présentée en Figure 2.6, montre qu'une grande partie de la région métropolitaine de Port-au-Prince appartient aux classes C ou D, suivant la classification NEHRP, basée strictement sur des valeurs de Vs_{30}. Seule une petite partie de la zone cartographiée est classée B. Cependant, il faut souligner que certaines zones de la carte géologique identifiées comme des dépôts d'alluvions d'âge holocènes et/ou des remblais côtiers artificiels peuvent être classées comme site E ou F, en fonction de conditions souterraines locales (par exemple, la présence d'argile molle ou de sol liquéfiable), mais ne peuvent pas être déterminées uniquement selon le profil VS. Par conséquent, les auteurs de la carte ont attribué par prudence une classification D/E pour toutes les unités géologiques qui sont classées comme D uniquement à partir des valeurs de Vs_{30}.



NEHRP Seismic Site Classification Zones (IBC 2009)

NEHRP B

NEHRP C - Localized areas of stiffer rock, correlating to Site class B conditions, may exist within the map zone for Site Class C. Howerver, in this zone it is conservative to develop design response spectra assuming C conditions if site specific data is not available to prove B conditions.

NEHRP D/E - Soils within this zone may classify as either Site Class D or E, depending on the presence or absence of soft clay. Site specific subsurface investigation is required to determine if D or E conditions exist. In the absence of subsurface data, design response spectra should be developed for both D and E conditions and the resulting spectra enveloped.

NEHRP F - Liquefaction and lateral spreading ground failure is possible in these areas and site specific investigations should be conclued.

Figure 2.6.- *Carte de classification NEHRP pour la région métropolitaine de Port-au-Prince, basée sur la carte géologique de Bachhuber et al., (2010) ainsi que sur les valeurs de Vs_{30} déterminées pour 36 sites en utilisant la méthode MASW (Cox et al., 2011).*

Cette carte de classification pour la région métropolitaine de Port-au-Prince a été affinée dans le cadre de cette thèse grâce aux données collectées et à des mesures complémentaires de VS et de profils H/V. Elle permettra de définir au mieux le contexte géotechnique de la région de Port-au-Prince et d'établir des colonnes de sol spécifiques au voisinage des stations sismologiques.

2.4.3. Colonnes de sol au voisinage des stations sismologiques

Afin d'analyser le comportement géomécanique des sites de la région métropolitaine de Port-au-Prince, il est indispensable d'établir des colonnes de sol types associées à des profils de vitesse des ondes de cisaillement. Le manque d'informations concernant le sous-sol à certains endroits ne nous a pas permis d'établir des colonnes de sol partout à Port-au-Prince. Cependant, à partir de l'analyse conjointe des données géologiques, des investigations géotechniques collectées et des mesures MASW (*Multi-chanel Analysis Surface Waves*) réalisées par Cox *et al.* (2011), nous avons pu établir une douzaine de colonnes de sol spécifiques au voisinage immédiat des différentes stations sismologiques de Port-au-Prince, et déterminer les paramètres géomécaniques nécessaires à l'évaluation des effets de site lithologiques. Ces colonnes de sol sont présentées au Tableau 2.1 et à la Figure 2.7. Elles seront utilisées au Chapitre 5 pour la simulation numérique 1-D de la réponse sismique du sol.

Dans ces colonnes de sol, le substratum sismique est considéré comme un milieu rocheux qui se distingue en principe par son faible niveau d'altération ou de fracturation ; il constitue le milieu rocheux de référence. Il est généralement admis que le substratum sismique présente une vitesse VS au minimum égale à 800 m/s, ce qui correspond à la classe B de la classification NERHP (Klimis *et al.,* 1998; Holzer *et al.,* 2005). Les limites des couches dans les colonnes de sol sont déterminées en fonction du contraste de vitesse des ondes P et S mesurée à partir d'essais MASW. Les autres paramètres géotechniques de la table proviennent de la synthèse des investigations géotechniques dans le voisinage immédiat des stations.

2.5. Contexte lithologique

Conformément à des critères d'ordre géotechnique et géologique nous avons identifié cinq ensembles lithostratigraphiques (voir Figure 2.8) :

- Le substratum du Massif de la Selle, constitué de calcaires pélagiques d'âge tertiaire déposés jusqu'à la fin du Miocène inférieur (Plm). La station HCEA se trouve sur cette formation. Cette unité est bordée au Nord par l'escarpement principal de EPGFZ, et composée d'une formation bréchique et recristallisée (Bml). Les stations de HVCV et PAPH sont localisées sur cette zone ;

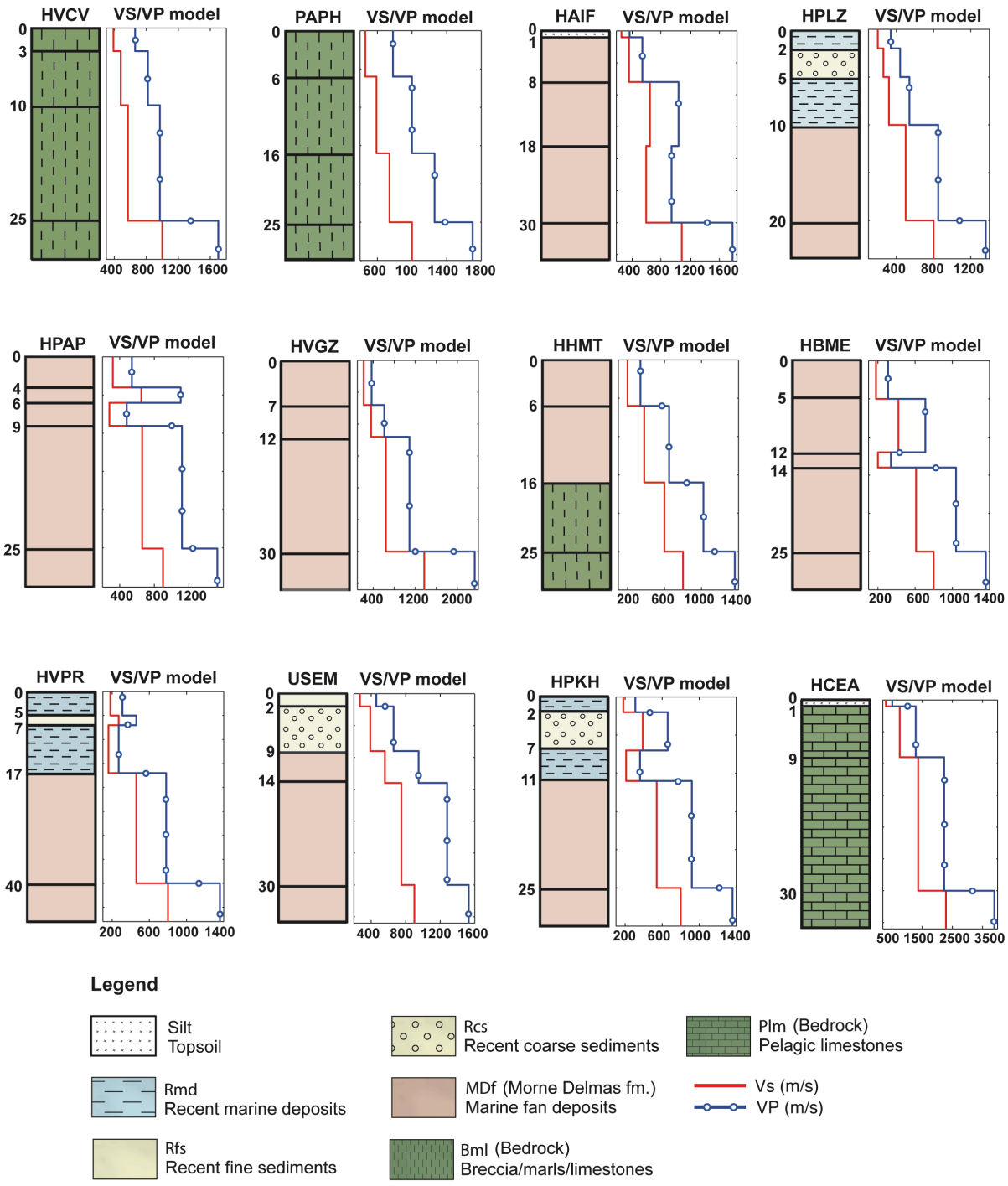


Figure 2.7.- *Colonnes de sol pour les sites à proximité des stations sismologiques de Port-au-Prince, avec le contexte géologique local et les profils de vitesse associés. Les limites des couches sont déterminées en fonction du contraste de vitesse des ondes P et S mesurée à partir d'essais MASW (Cox et al., 2011) ; la géologie est extraite de la carte de la Figure 2.8 et le rapport Vp/Vs est considéré comme constant et égal à 1.7.*

Nom Station	Épaisseur (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Dénomination géotechnique	IP	Unité géologique	γh (kN/m^3)	E (MPa)	μ
	3.0	390	660	Calcaire sableux	30	Brèches/Marnes	19	25	0.3
HVCV	7.0	480	820	Sablo limono-graveleux	20	Brèches/Marnes	20	17	0.3
	15.0	570	970	Grave	10	Brèches/Marnes	20	40	0.3
	ND	1000	1700	Substratum sismique	-	ND	-	60	0.3
	6.0	460	780	Calcaire sableux	30	Brèches/Marnes	18	15	0.3
PAPH	10.0	590	1000	Calcaire sableux	20	Brèches/Marnes	19	40	0.3
	9.0	740	1260	Calcaire	10	Brèches/Marnes	20	60	0.3
	ND	1000	1700	Substratum sismique	-	ND	-	70	0.3
	2.0	200	340	Limon à sable argileuse	20	Dépôts marins	19	16	0.3
	3.0	260	440	Grave	20	Dépôts alluvions	19	25	0.3
HPLZ	5.0	320	540	Limon à sable argileuse	10	Dépôts marins	20	32	0.3
	10.0	500	850	Grave	10	Dépôts Alluvions	20	40	0.3
	ND	800	1360	Substratum sismique	-	ND	-	60	0.3
	1.0	180	310	Limon	20	Terre arable	19	16	0.3
	7.0	300	510	Sable à grave limoneuse	20	Dépôts gravitaires	19	25	0.3
HAIF	10.0	630	1080	Grave	10	Dépôts gravitaires	20	32	0.3
	12.0	570	970	Grave	20	Dépôts gravitaires	20	40	0.3
	ND	1130	1930	Substratum sismique	-	ND	-	60	0.3
	4.0	320	540	Sable à grave limoneuse	19	Dépôts gravitaires	40	22	0.3
	2.0	650	1105	Grave	24	Dépôts gravitaires	22	30	0.3
HPAP	3.0	280	480	Sable à grave limoneuse	<5	Dépôts gravitaires	-	40	0.3
	16.0	660	1120	Grave	26	Dépôts gravitaires	31	12	0.3
	ND	900	1530	Substratum sismique	<5	ND	-	70	0.3
	7.0	220	370	Sable à grave limoneuse	20	Dépôts gravitaires	19	22	0.3
HVGZ	5.0	360	610	Grave	20	Dépôts gravitaires	20	20	0.3
	18.0	640	1090	Grave	25	Dépôts gravitaires	20	15	0.3
	ND	1370	2330	Substratum sismique	-	ND	21	60	0.3
	6.0	200	340	Sable à grave limoneuse	20	Dépôts gravitaires	19	25	0.3
HHMT	10.0	380	650	Sable à grave limoneuse	10	Dépôts gravitaires	20	35	0.3
	9.0	600	1020	Calcaire sableux	10	Brèches/Marnes	20	40	0.3
	ND	800	1360	Substratum sismique	-	ND	21	60	0.3
	5.0	180	310	Sable à grave limoneuse	20	Dépôts gravitaires	19	20	0.3
	7.0	420	710	Grave	20	Dépôts gravitaires	20	30	0.3
HBME	2.0	200	340	Limon argileuse	25	Dépôts gravitaires	20	30	0.3
	11.0	610	1040	Grave	10	Dépôts gravitaires	20	35	0.3
	ND	800	1360	Substratum sismique	-	ND	21	60	0.3
	5.0	180	310	Limon à sable argileuse	20	Dépôts marins	19	22	0.3
	2.0	270	460	Limon argileuse	20	Dépôts alluvions	20	25	0.3
HVPR	10.0	160	270	Limon à sable argileuse	20	Dépôts marins	20	25	0.3
	23.0	460	780	Grave	15	Dépôts gravitaires	20	35	0.3
	ND	800	1360	Substratum sismique	-	ND	21	60	0.3
	2.0	180	310	Limon à sable argileuse	20	Dépôts marins	19	16	0.3
	5.0	390	660	Grave	20	Dépôts alluvions	19	25	0.3
HPKH	4.0	210	360	Limon à sable argileuse	10	Dépôts marins	20	32	0.3
	14.0	540	920	Grave	10	Dépôts gravitaires	20	40	0.3
	ND	800	1360	Substratum sismique	-	ND	-	60	0.3
	2.0	270	460	Limon argileuse	20	Dépôts alluvions	19	19	0.3
	7.0	390	660	Grave	25	Dépôts alluvions	20	20	0.3
USEM	5.0	560	950	Sable à grave limoneuse	<5	Dépôts gravitaires	-	25	0.3
	16.0	750	1280	Grave	20	Dépôts gravitaires	21	30	0.3
	ND	900	1530	Substratum sismique	<5	ND	-	70	0.3
	1.0	300	510	Limon	20	Terre arable	19	22	0.3
HCEA	8.0	760	1290	Calcaire	<5	Calcaires/Marnes	-	25	0.3
	21.0	1370	2230	Calcaire	-	Calcaires/Marnes	-	45	0.3
	ND	2900	3890	Calcaire sain	-	ND	-	60	0.3

Tableau 2.1.- *Description des colonnes de sol pour les sites à proximité des stations sismologiques de Port-au-Prince. Vp – vitesse de compression; Vs – vitesse de cisaillement; IP – indice de plasticité; γh – densité humide; E – module d'Young; μ - coefficient de Poisson.*

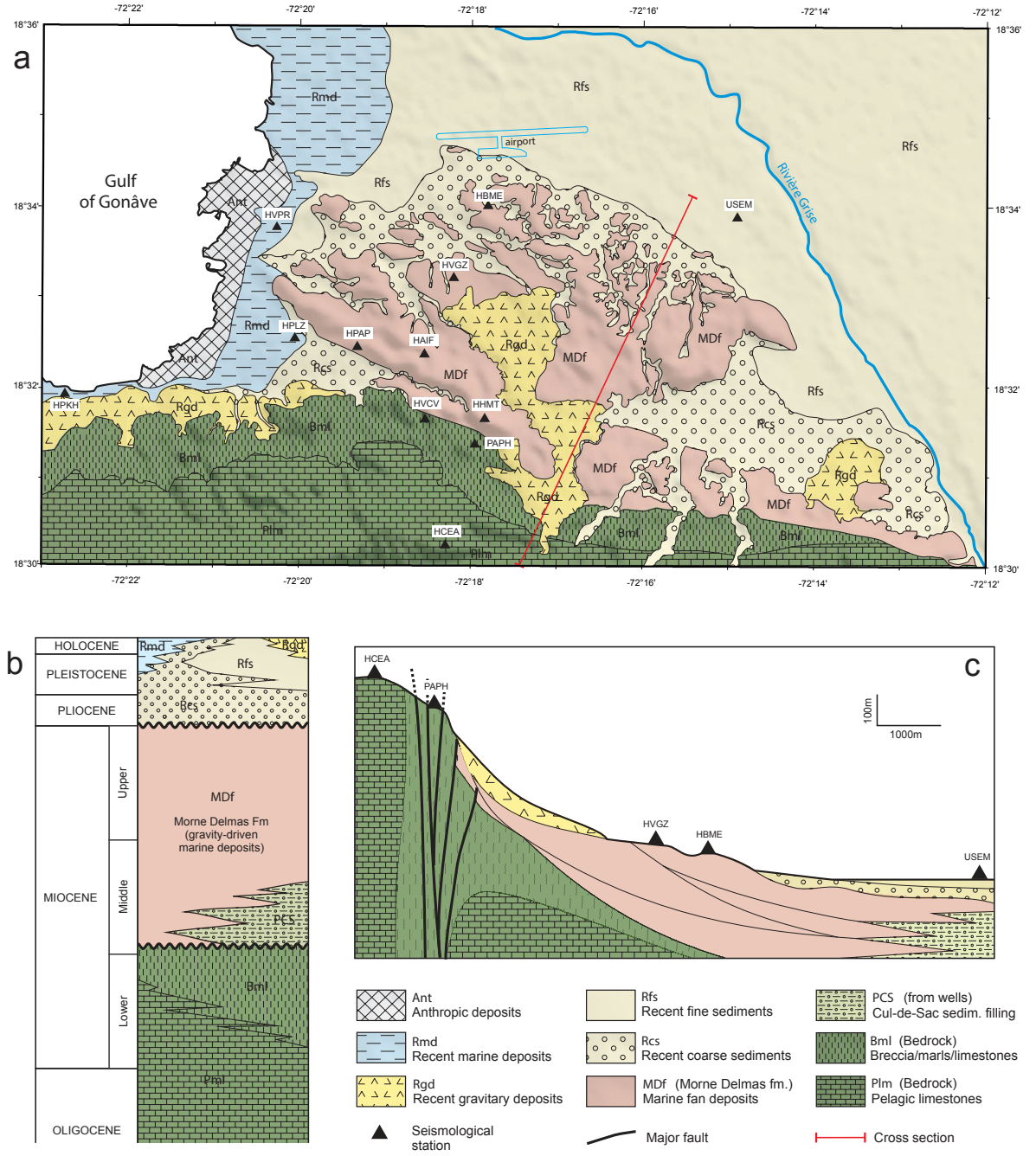


Figure 2.8.- a|*Cadre lithostratigraphique de la zone métropolitaine de Port-au-Prince (les contours de la carte sont issus de la carte géologique de (Terrier et al., 2014). Les triangles noirs indiquent l'emplacement des stations sismologiques. La ligne rouge situe la section transversale de la Figure 2.8c (en bas à droite).* **b|** *Synthèse litho-stratigraphique pour le secteur de Port-au-Prince; séquence stratigraphique basé sur le travail de (Butterlin, 1960).* **c|** *Section géologique NNE-SSW, entre la plaine alluviale de Port-au-Prince et la bordure du relief au sud de la plaine*

- Des dépôts gravitaires marins (MDf), qui s'accumulent entre le début de Miocène moyen et la fin du Miocène supérieur (Terrier *et al.,* 2014) ou, selon Cox *et al.* (2011), durant le Pliocène inférieur. Cette formation correspond à peu près à la *Formation Morne Delmas* de Butterlin, (1960) , et est constituée par des roches détritiques, conglomérats, sables, grès et argiles. L'épaisseur moyenne de cette unité polygénique est évaluée entre 300 et 500 m (Butterlin, 1960). La plupart des stations sismologiques (HHMT, HAIF, HPAP, HVGZ et HBME) est installée sur cette unité (Figure 2.8);

- Une formation d'alluvions fluviatiles d'âge Pliocène, Pléistocène (Rgd), constituée de calcaires récifaux et d'alluvions consolidées, tapissant le fond des ravines ;

- Des formations colluviales (Rcs) résultant de grands glissements de terrain (*landslides*) ou d'éboulements de falaises qui se sont produits en milieu continental au Pléistocène et à l'Holocène ;

- Des sédiments récents et superficiels, constitués d'alluvions fluviatiles de la Rivière Grise (Rfs), où l'on retrouve la station USEM, ou marins (Rmd) déposés lors d'épisodes d'inondations au Pleistocène et à l'Holocène. Sur cette dernière unité, on retrouve les stations HVPR, HPLZ et HPKH (Figure 2.8).

Chapitre 3

PORT-AU-PRINCE : CONTEXTE SISMOLOGIQUE

3.1. Séismes ressentis à Port-au-Prince

L'agglomération de Port-au-Prince a déjà connu des séismes majeurs capables d'engendrer des dégâts significatifs comme lors de la destruction de Port au Prince en 1751 puis en 1770 (Intensité : VIII – IX). La Plaine du Cul-de-Sac a été particulièrement affectée par les forts séismes du XVIIIème siècle d'intensité VIII en 1701, 1751, 1770 et 1784. Le séisme de 1770, plus fort que celui de 1751, aurait fait 250 victimes à Port-au-Prince et 50 à Léogâne. Le dernier séisme meurtrier en Haïti, précédent l'épisode de 2010 fut celui de 1953, qui fit 6 victimes.

Peu de séismes instrumentaux ont été enregistrés en Haïti depuis 1954. D'une part, peu de secousses avaient été ressenties : deux séismes de magnitude mb = 4.7 et 4.8 dans la région de Petit-Goâve/Port Royal le 28 avril 1990, et un séisme de magnitude mb=4.3 largement ressenti à Port-au-Prince le 11 mai 2005 (épicentre proche de Port-au-Prince). D'autre part les séismes faibles (magnitudes inférieures à 4) n'étaient pas captés en raison de l'absence de stations sismiques permanentes en Haïti. En septembre 2008, plusieurs secousses ont été ressenties à Port-au-Prince, non détectées par l'USGS, et ainsi sans information sur leur localisation et leur magnitude. (Source : http://newsgroups.derkeiler.com/-Archive/Soc/soc.culture.haiti/2008-09/msg00063.html).

Ainsi, seuls les nombreux témoignages historiques pouvaient révéler l'existence d'un risque sismique élevé à Port-au-Prince. Mais l'absence, depuis le XIXème, siècle de sismicité forte ayant occasionné des dommages ou des victimes avait effacé la mémoire du risque auprès des populations. Ce constat n'est pas étranger aux conséquences dramatiques du dernier séisme dévastateur de la région de Port-au-Prince, le 12 janvier 2010. Ainsi, afin d'éviter au pays de connaître la même catastrophe humanitaire qu'en 2010, une série de mesures a été adoptée pour réduire la vulnérabilité du pays face au risque sismique. L'installation de stations sismologiques fait partie de ces mesures : ces stations sont destinées à la surveillance sismique générale du territoire, au suivi en temps réel de la sismicité et à la détermination des paramètres-source des séismes. Les données enregistrées sur ces stations seront archivées à des fins de recherche.

3.2. Les réseaux sismologiques

Les coordonnées spatiales et temporelles ainsi que la magnitude d'un séisme sont déterminées à partir des données envoyées par les différentes stations des réseaux sismologiques. Ainsi, six ans après le séisme d'Haïti et grâce à un réseau de plusieurs stations distribuées sur l'ensemble du territoire, il est possible de déterminer l'hypocentre et la magnitude de tous les séismes survenus sur les différentes failles tectoniques d'Haïti. Cette surveillance en temps réel de l'activité sismique du territoire est assurée par l'UTS (Unité Technique en Sismologie), rattachée au Bureau des Mines et de l'Energie (BME), situé à Port-au-Prince.

La prise de conscience de l'importance de la mise en place de réseaux de surveillance sismique en Haïti date clairement du séisme du 12 janvier 2010. Auparavant, il n'existait pas de réseau local organisé ; mais aussitôt après la catastrophe, des équipes internationales ont cherché à pallier ce manque, déployant de petits réseaux de surveillance permanents (Canada), ou temporaires (USA, France, ...). Ces réseaux sont encore insuffisants actuellement pour obtenir des localisations précises dans tout le pays.

3.2.1. Les réseaux existants lors du séisme du 12 janvier 2010

Il n'y avait aucun réseau de surveillance sismique sur le territoire haïtien au moment du séisme. Les stations les plus proches sont celles de la République Dominicaine et la station américaine de Guantanamo à Cuba, distante de plus de 200 km. Le réseau français de stations sismiques à vocation pédagogique « *Sismo à l'Ecole* » avait toutefois installé une station sismologique au lycée français *Alexandre Dumas* à Port-au-Prince (cf. www.edusismo.org). La station fonctionnait lors du séisme mais l'enregistrement est saturé (voir Figure 3.1). Il n'est donc exploitable ni pour la localisation, ni pour la détermination de l'accélération maximale du sol.

3.2.2. Les installations temporaires post-sismiques

Les réseaux temporaires sont utilisés pour des opérations spécifiques, ponctuelles et limitées dans le temps. Ils sont souvent déployés après un séisme majeur, près de l'épicentre, pour enregistrer l'essaim de petits séismes qui ont toujours lieu après un tremblement de terre important et qui fournissent des renseignements sur la cause du séisme principal. Ainsi, après le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010, des stations temporaires ont été installées de façon indépendante par des équipes d'ingénieurs et chercheurs américains et français.

3.2.2.1. Stations américaines

Pour pallier le problème de l'absence de stations sismologiques en Haïti lors du séisme du 12 janvier et le manque d'informations sur la faille qui a rompu, l'*USGS* (*United States*

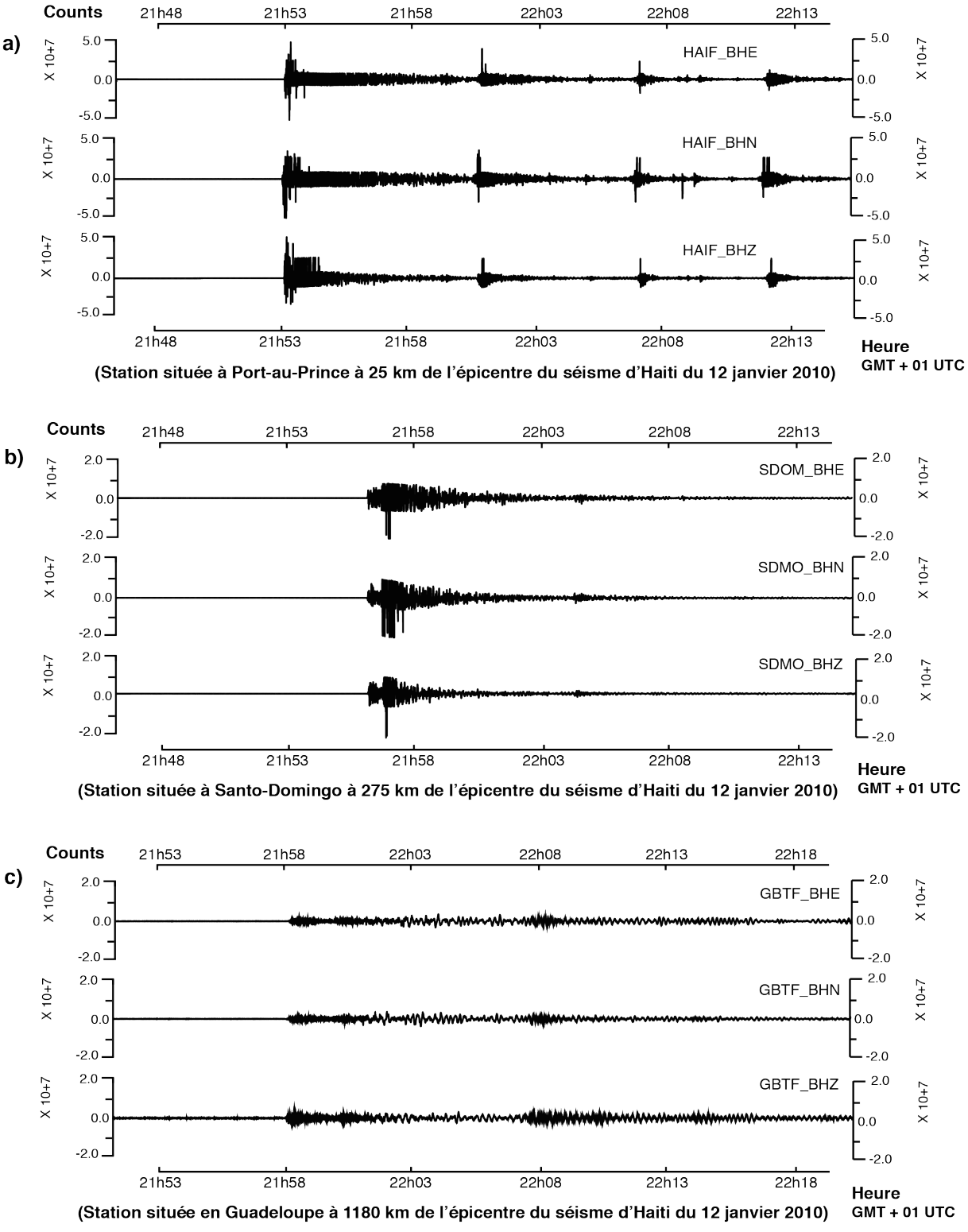


Figure 3.1.- *Enregistrement du choc principal et des premières répliques sur les stations « Sismos à l'école ». a| Tracé du signal sur la station HAIF du lycée français de Port-au-Prince située à 25 km de l'épicentre du tremblement de terre du 12 janvier 2010. b| L'enregistrement du signal du séisme sur la station SDOM du lycée français de ST. Domingue, située à 275 km de l'épicentre. Et enfin la partie c de la figure présente le signal sur la station GBTF du lycée Rivière des Pères à Basse Terre (Guadeloupe) située à plus de 1180 km de l'épicentre du séisme (cf. www.edusismo.org).*

Geological Survey) a déployé quatre stations accélérométriques entre le 27 janvier 2010 et le 2 février 2010. Deux de ces stations ont été installées à l'Ouest de Port-au-Prince, dans les zones Oliver et Grand-Goâve, et les deux autres dans la région de Port-au-Prince, dont une à l'ambassade des Etats-Unis à Tabarre (Hauss *et al.*, 2010).

En dehors de ces accéléromètres, l'USGS a aussi implanté une quinzaine d'autres stations sismiques temporaires. L'une d'entre elle est installée à Dufort (à l'ouest de Léogâne et à proximité de la faille Enriquillo Plantain Garden). Il n'y avait pas de transmission temps-réel, les événements sismiques étaient enregistrés sur place sur déclenchement. Le suivi technique de ces stations était assuré par le Bureau des Mines et de l'Energie (BME). Cependant, le BME n'a pas pu nous donner d'informations sur l'emplacement de toutes les stations temporaires installées par l'équipe USGS : seules deux de ces stations (triangles gris sur la carte) sont donc présentées sur la Figure 3.2.

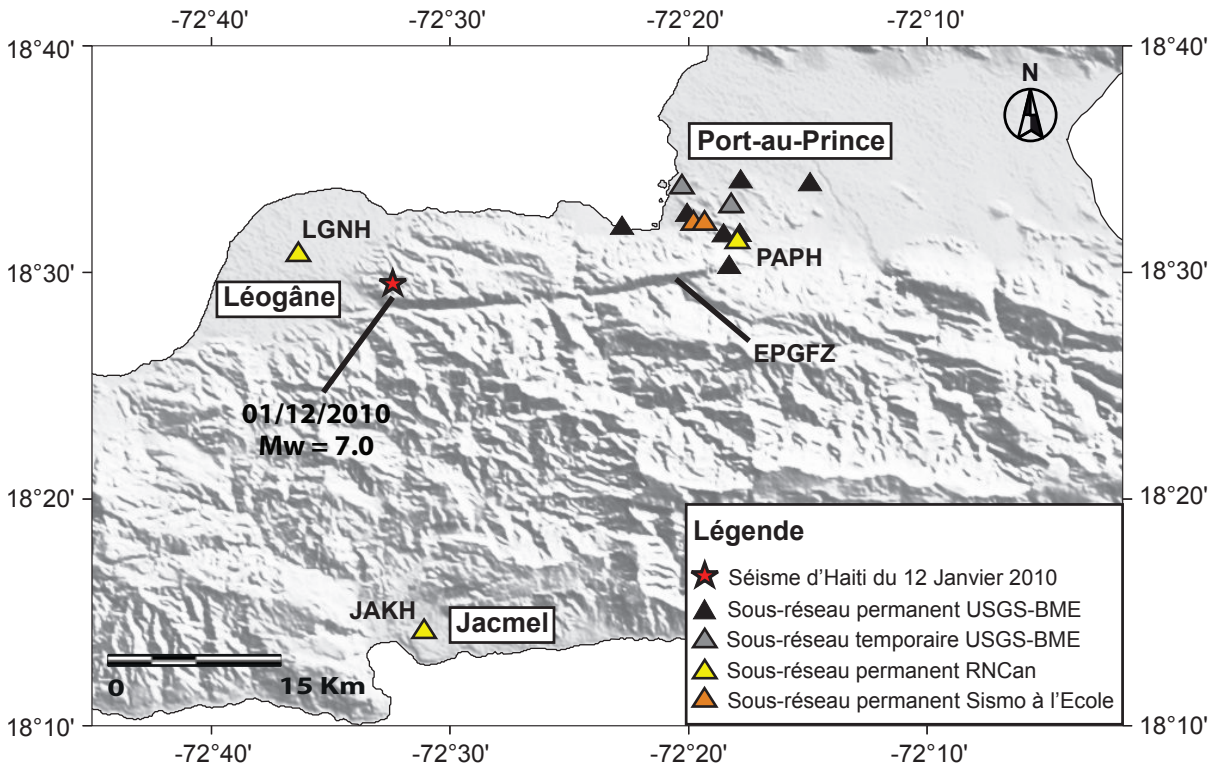


Figure 3.2.- *Position des stations temporaires et permanentes des différents réseaux sismologiques utilisés dans cette étude. Les triangles noirs et gris représentent respectivement les stations des réseaux permanent et provisoire, installés par l'équipe haïtiano-américaine USGS-BME, les triangles jaunes représentent les stations du réseau permanent installé par l'équipe de chercheurs canadiens RNCAN et les triangles orange les stations du réseau pédagogique « Sismo à l'Ecole ». L'étoile rouge représente la position de l'épicentre du séisme du 12 janvier 2010.*

3.2.2.2. Stations françaises

Une campagne marine, Haïti-OBS, a été organisée dans le but de déployer des stations sismiques de fond de mer de part et d'autre de la Presqu'île du Sud, afin de pallier le manque de stations à terre et d'améliorer la géométrie du réseau temporaire. La mise en œuvre de ce réseau d'enregistrement des répliques a impliqué chercheurs et ingénieurs de Géoazur (Nice-Sophia, Villefranche/Mer), de l'UBO (Brest), de l'Ifremer-GM (Brest), de l'UAG (Pointe-à-Pître) et de l'IPGP (Observatoire de Martinique). Au total, 21 sismomètres sous-marins (OBS, *Ocean Bottom Seismometers*) ont été déployés, en zones semi-profondes (de 500m à 3500m), au cours de cette mission à bord du R/V L'Atalante du 6 au 15 février 2010. Parmi ceux-ci, 15 OBS "MicrOBS" (Ifremer-GM) avec une autonomie de trois semaines et 6 OBS "Hippo" (Geoazur) une autonomie de trois mois. Le réseau d'OBS a été complété par l'installation de quatre stations sismologiques à terre par Yves Mazabraud (Université Antilles-Guyane) entre le 16 et le 23 février vers Miragoâne – Grand Goâve. Trois de ces stations à terre ont été enlevées en mai 2010. La Figure 3.3 présente la position des différentes stations temporaires de l'équipe Haïti-OBS.

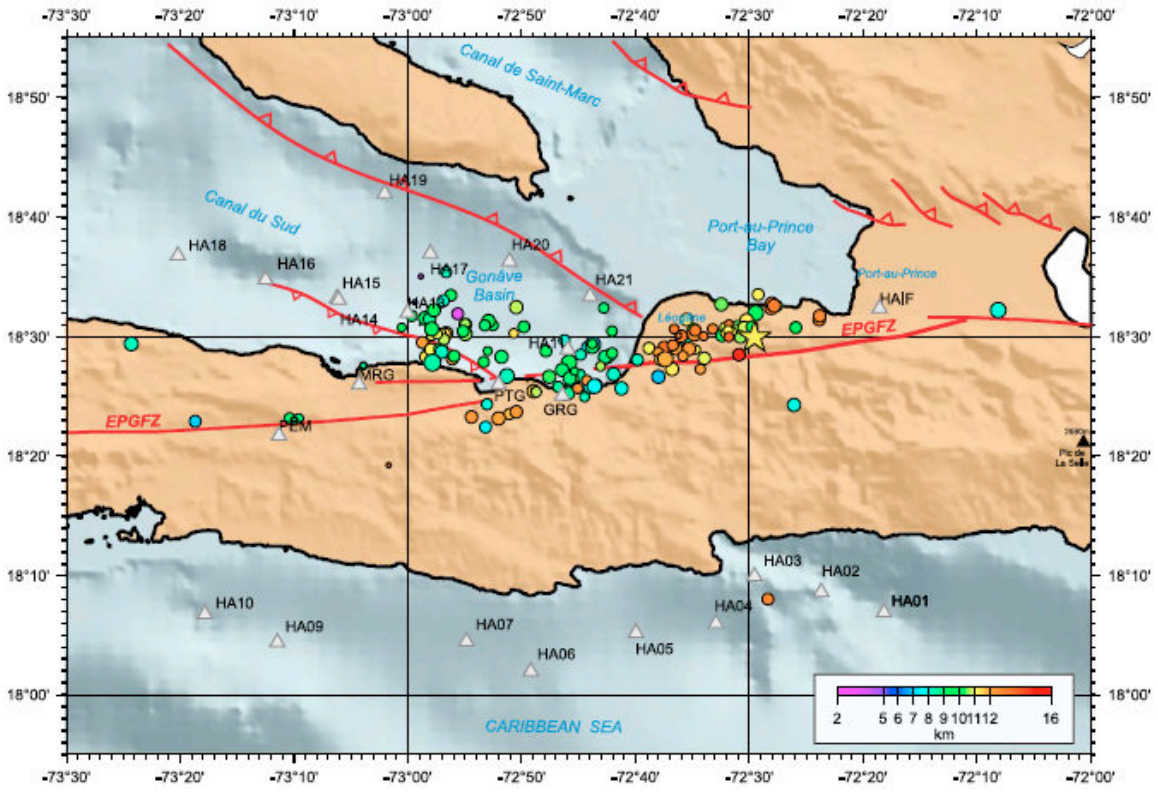


Figure 3.3.- *Position des stations temporaires de l'équipe Haïti-OBS (les triangles) et répartition des répliques observées au cours de la période allant du 14 février au 1er mars 2010 (les cercles). L'échelle de couleur, en bas à droite, indique la profondeur des répliques. Les traits rouges montrent la trace en surface de l'EPGFZ et l'étoile jaune l'emplacement du choc principal [Mercier de Lépinay et al., 2011].*

3.2.3. Les installations permanentes post-sismiques

Un réseau sismologique permanent constitué de plusieurs sous-réseaux a été mis en place après le séisme du 12 janvier 2010. Ce réseau est destiné à fournir à la communauté scientifique et technique (chercheurs et ingénieurs) les données permettant de comprendre les phénomènes relatifs au mouvement du sol lors de séismes (amplitude, non-linéarité, liquéfaction, etc.) afin de mieux appréhender l'aléa sismique et de façon plus générale le risque sismique en Haïti. Les différentes stations de ce réseau permanent ont été installées de façon indépendante par des équipes d'ingénieurs et chercheurs haïtiens, français, canadiens et américains. La répartition spatiale de ces différentes stations est présentée en Figure 3.3.

3.2.3.1. Sous-réseau des stations canadiennes

En collaboration avec le gouvernement haïtien, des scientifiques de Ressources Naturelles Canada (RNCan) ont installé en Haïti trois stations de surveillance sismique, placées respectivement à Port-au-Prince (PAPH), Jacmel (JAKH) et Léogâne (LGNH). Chaque station est équipée d'un capteur large bande et d'un accéléromètre avec un système d'acquisition 24 bits (Bent, 2011). Les données sont transmises en mode continu à l'administration centrale de RNCan à Ottawa, et participent au système d'alerte rapide de tsunamis dans les Caraïbes. Elles sont ouvertes et mises à disposition gratuitement via le site web de l'IRIS. Les positions de ces stations sont indiquées sur la carte de la Figure 3.3.

3.2.3.2. Sous-réseau des stations USGS-BME

Outre des stations temporaires, plusieurs capteurs permanents de mouvements forts ont été fournis par l'USGS *(United States Geological Survey)* et installés en collaboration avec le Bureau des Mines et de l'Energie (BME) d'Haïti. Ces stations sont installées dans la grande région métropolitaine de Port-au-Prince, et équipées d'un accéléromètre à trois composantes, avec un système d'acquisition 24 bits (Figure 3.3). Ce réseau comprend un site de référence (HCEA), situé dans les collines du sud de Port-au-Prince, où les dommages du choc principal ont été limités. Une description complète de ce réseau est présentée dans Hough *et al.* (2010).

3.2.3.3. Sous-réseau des stations « *Sismo à l'école* »

Deux stations du réseau pédagogique "Sismo à l'école" (http://www.edusismo.org/) complètent le dispositif du réseau permanent. Elles sont installées au collège Catts Pressoir (HPAP) et au lycée français Alexandre Dumas de Port-au-Prince (HAIF) pour favoriser le développement des sciences à l'école et sensibiliser les élèves aux risques naturels. Ces vélocimètres à trois composantes fournissent des informations sismiques temps-réel, mais n'enregistrent que des faibles mouvements du sol. Leurs positions sont indiquées sur la carte de la Figure 3.3.

Une Unité Technique en Sismologie (UTS) a été créée en 2011 au Bureau des Mines et de l'Energie (BME) afin de prendre en charge, non seulement, la gestion de ce réseau permanent, mais aussi le traitement et de l'archivage des données sismiques. Cette unité est également chargée de répondre aux demandes d'information émanant des organismes publics en matière de sécurité civile. Tout séisme important fait l'objet d'une alerte par bulletin transmis au service concerné de la Direction de la Protection Civile. Une description des caractéristiques de toutes les stations sismiques utilisées dans le cadre de cette thèse (permanentes et temporaires) est donnée dans le Tableau 3.1 ci-dessous.

Nom Station	Site (lieu)	Latitude (degré)	Longitude (degré)	Nom Sous-réseau	Type de Réseau	Date Installation
JAKH*	Jacmel	18.237	-72.518	RNCan	Permanent	16/02/2010
LGNH*	Léogâne	18.511	-72.606	RNCan	Permanent	16/02/2010
PAPH	Juvénat	18.523	-72.299	RNCan	Permanent	16/02/2010
HCEA	Laboule	18.504	-72.305	USGS-BME	Permanent	09/03/2010
HBME	Delmas	18.563	-72.297	USGS-BME	Permanent	09/03/2010
HVGZ	Delmas	18.553	-72.304	USGS-BME	Temporaire	17/03/2010
HVPR	Pont-Rouge	18.563	-72.338	USGS-BME	Temporaire	11/03/2010
HPLZ	Centre-ville	18.323	-72.199	USGS-BME	Permanent	13/11/2010
USEM	Tabarre	18.564	-72.249	USGS-BME	Permanent	27/01/2010
HHMT	Bourdon	18.527	-72.297	USGS-BME	Permanent	10/03/2010
HVCV	Canapé-vert	18.529	-72.309	USGS-BME	Permanent	11/03/2010
HPKH	Martissant	18.533	-72.380	USGS-BME	Permanent	12/03/2010
HAIF	Delmas	18.539	-72.309	Sismo à l'école	Permanent	Avant 2010
HPAP	Lalue	18.537	-72.322	Sismo à l'école	Permanent	18/05/2010

Tableau 3.1.- *Localisation et description des caractéristiques des stations du réseau sismologique haïtien utilisé dans cette étude (stations temporaires et permanentes). Les noms avec une étoile indiquent les stations situées en dehors de la zone métropolitaine de Port-au-Prince. Toutes ces stations ont été utilisées pour localiser les événements enregistrés en Haïti après le séisme du 12 janvier 2010.*

3.3. Localisation des événements post-sismiques (janvier 2010 – février 2013)

La localisation d'un tremblement de terre consiste à indiquer le lieu et le moment d'apparition de la libération d'énergie. L'emplacement qui se réfère à l'épicentre ou l'hypocentre est nécessaire pour une évaluation du risque sismique et une caractérisation des effets de site.

Ainsi, dans le cadre de cette étude, une des méthodes utilisées pour évaluer les effets de site est basée sur l'hypothèse que les sources des signaux sont loin du réseau. Pour vérifier cette hypothèse, une connaissance de la position de chaque événement est essentielle. Parmi les 78 séismes utilisés dans cette étude et enregistrés sur les trois années qui ont suivi l'événement du 12 janvier 2010, seuls 36 ont été localisés, par Douilly *et al.,* (2013). Nous avons donc utilisé le programme NLLoc (Lomax *et al.,* 2000) pour déterminer l'emplacement des 42 événements non localisés.

3.3.1. Le problème de la localisation et l'algorithme NLLoc (Non-Linear Location)

La localisation d'un séisme consiste en un problème inverse classique : on part des données pour déterminer les paramètres du modèle qui sont la position hypocentrale et le temps d'origine du tremblement de terre. De nombreuses localisations potentielles (lieu et temps) sont examinées, et celles pour lesquelles l'écart entre les temps d'arrivée prédits et mesurés est la plus petite sont conservées comme les meilleures estimations de la position réelle.

Le problème de la localisation est intrinsèquement non linéaire. En effet, dans le cas le plus simple qui est celui d'un modèle de vitesse homogène, la relation qui lie les paramètres du modèle (position hypocentrale et temps d'origine) aux données (temps d'arrivée des phases) est non linéaire. Dans un milieu homogène avec une vitesse d'onde v et la lenteur définie comme u=1/v, le temps d'arrivée, t_{obs}, observé en un point Obs (x_{obs}, y_{obs}, z_{obs}) d'un signal émis au temps d'origine t_0 à une source d'un point O(x_0, y_0, z_0) est donnée par l'équation :

$$t_{obs} = t_0 + u[(x_{obs}\text{-}x_0)^2 + (y_{obs}\text{-}y_0)^2 + (z_{obs}\text{-}z_0)^2]^{1/2} \quad \textbf{(3.1)}$$

Il y a deux stratégies possibles pour résoudre ce problème de minimisation : la première est l'approche de linéarisation (Equation 3.2), dans laquelle la relation est écrite comme une série de Taylor au premier ordre (Gaiger, 1912). La seconde est l'approche non linéaire basée sur la formulation de Tarantola et Vallette, (1982). Dans cette dernière approche l'hypocentre est recherché sur une grille dont les nœuds représentent des hypocentres. L'hypocentre optimal est le nœud où l'on minimise une fonction coût définie à partir des écarts entre les temps observés et théoriques.

$$t_{obs} = t_0 + dt + \frac{\partial t_0}{\partial x}dx + \frac{\partial t_0}{\partial y}dy + \frac{\partial t_0}{\partial z}dz + e_0 \quad \textbf{(3.2)}$$

e_0 est l'erreur qu'on cherche à minimiser, au sens des moindres carrés.

Tarantola et Vallette, (1982) ont démontré qu'il est possible d'introduire une approche probabiliste au problème inverse non linéaire en incorporant la fonction coût dans une fonction de densité de probabilité, PDF.

$$pdf(O) \propto exp\left(-\frac{1}{2} \sum_{obs_i} \frac{\left[T_{obs_i} - T_{calc_i}\right]}{{\sigma_i}^2} \right) \qquad \textbf{(3.3)}$$

T_{obsi} correspond au temps de trajet observé entre la station i et le point d'origine O(x_0, y_0, z_0), et T_{calci} est le temps de trajet calculé par le modèle théorique. L'écart-type σ_i représente l'incertitude attribuée aux temps de trajets observé et calculé.

La technique de Tarantola et Vallette a été mise en œuvre par Anthony Lomax dans le code de localisation NLLoc (Lomax *et al.,* 2000) utilisé dans ce travail de thèse. Dans NLLoc la fonction coût (Equation 3.4) est définie comme la somme des doubles différences entre les temps observés et les temps estimés à chaque couple de stations. Chaque double différence définit le lieu des points pour lesquels la différence des temps de trajets entre deux stations est constante (Font et al., 2004).

$$pdf(O) \propto \sum_{obs_a . obs_b} \frac{1}{\sqrt{{\sigma_a}^2 - {\sigma_b}^2}} \exp\left\{ -\frac{\left[\left(T_{obs_a}(O) - T_{obs_b}(O)\right) - \left(T_{calc_a}(O) - T_{calc_b}(O)\right)\right]^2}{{\sigma_a}^2 + {\sigma_b}^2} \right\} \qquad \textbf{(3.4)}$$

Où $T_{obsa}(O)$ et $T_{calca}(O)$ sont les temps de trajet respectivement observé et calculé entre la station a et le point d'origine O, $T_{obsb}(O)$ et $T_{calcb}(O)$ sont de la même manière, les temps de trajet observé et calculé entre la station b et le point d'origine O(x0, y0, z0). Les écarts-types σ_a et σ_b représentent les incertitudes attribuées aux temps de trajets observé et calculé. On suppose que l'erreur suit une distribution gaussienne.

La principale force de cette description de la PDF réside dans le fait qu'une pondération en fonction de l'erreur qui multiplie l'exponentielle donne très peu de poids aux données très erronées. L'exploration de la PDF est réalisée par l'algorithme Monte Carlo – Metropolis (Metropolis and Ulam, 1949 ; Sambridge and Mosegaard, 2002) qui permet une analyse non-systématique de l'espace des paramètres avec pour chaque itération deux étapes : 1) la génération aléatoire d'un modèle et 2) la sélection ou le rejet du modèle selon des critères d'acceptation. Ainsi à l'itération i+1, les valeurs de la fonction coût PDF des modèles m_{i+1} et m_i (précédente itération) sont comparées pour définir schématiquement la probabilité d'acceptation p du modèle :

$$p = \begin{cases} \exp(F_{i+1} - F_i) & pour \quad F_i \geq F_{i+1} \\ 1 & pour \quad F_i \geq F_{i+1} \end{cases} \qquad \textbf{(3.5)}$$

Ainsi, si l'écart entre les données et les prédictions du modèle est plus faible qu'à l'itération précédente, la probabilité d'acceptation est de 1 et le modèle est toujours accepté. A l'inverse, si la fonction coût augmente, plus la différence entre les deux modèles m_{i+1} et m_i est grande, et plus la probabilité d'acceptation est faible. Cet algorithme populaire et robuste est adapté à de grands espaces de paramètres par la forme de sa marche aléatoire qui épargne l'exploration du vide. De plus, il permet de se détacher d'un minimum local et d'explorer des densités de probabilité a posteriori complexes, tout en étant indépendant d'un modèle initial.

De nos jours, de nombreuses méthodes de localisation des hypocentres existent, qu'elles soient itératives ou non. Mais dans notre étude le choix de NLLoc se justifie, non seulement par son extrême rapidité à l'exécution, mais aussi, par sa robustesse puisqu'il est très largement employé dans les problèmes de localisations des deux dernières décennies. L'algorithme de localisation utilisé dans NLLoc (Lomax *et al.,* 2000) suit l'approche d'inversion de Tarantola and Valette, (1982), et les méthodes de localisation des tremblements de terre de Tarantola and Valette, (1982), Moser *et al.,* (1992) et Wittlinger *et al.,* (1993). Ce programme permet d'obtenir quatre inconnues (ou paramètres) : la longitude (ϕ_h) et la latitude (θ_h) de l'épicentre ainsi que la profondeur (z_h) et l'heure d'origine (t_h) du séisme, nécessite en entrée des métadonnées, un modèle de vitesse et des temps de trajet.

3.3.2. Les métadonnées

Les données utilisées pour contraindre la localisation d'un tremblement de terre sont généralement dérivées de sismogrammes enregistrés sur des stations sismiques réparties autour de la zone de la source du séisme. Le choix des emplacements de ces stations (avant que les données aient été collectées) est un aspect important dans la détermination des données pour la localisation des tremblements de terre. Une fois que les stations sont installées et ont enregistré les sismogrammes des tremblements de terre d'intérêt, un ensemble de données sensible à l'emplacement de la source de l'événement doit être extrait. Le plus souvent pour la localisation d'un tremblement de terre, le jeu de données sera le temps d'arrivée des phases et les incertitudes associées, collectés manuellement ou automatiquement à partir de sismogrammes. Il est souvent facile de détecter et de sélectionner manuellement les arrivées, car l'œil humain peut identifier un changement d'amplitude ou de fréquence du signal, même en présence de bruit important (voir Figure 3.4). Le pointé de la phase S est parfois plus difficile parce que l'onde arrive dans la coda P et peut être précédée par des phases converties ; c'est un problème courant avec les enregistrements au niveau local (jusqu'à environ 100 km) et quasi-régional (jusqu'à environ 300 km), surtout si les composantes horizontales des sismogrammes ne sont pas disponibles. La détection automatique des arrivées P et S est plus rapide, mais beaucoup plus difficile, en particulier en présence de niveaux de bruit élevés.

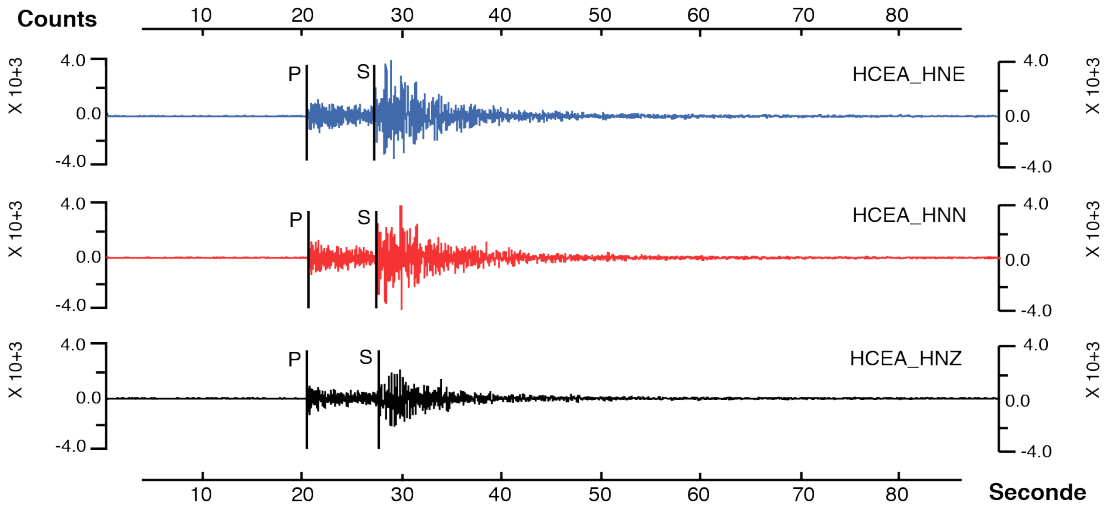


Figure 3.4.- *Sélection manuelle des premières arrivées des ondes P et S sur le signal des 3 composantes d'un petit tremblement de terre enregistré le 11 avril 2010 (16h32) à la station HCEA (sud de Port-au-Prince) du réseau USGS-BME.*

3.3.2.1. Identification d'événements

La première étape du processus de détermination des données est la recherche de signal correspondant à un événement unique. Dans un intervalle de temps précis, le signal de chaque station est visualisé et quand un motif de variation identique est repéré sur au moins deux stations, la possibilité d'un événement unique est alors déclarée. Cependant, comme de multiples facteurs parasites viennent affecter la mesure d'un sismomètre, dans cette étude nous avons analysé chaque enregistrement, composante par composante, afin de déterminer si le signal décelé correspond effectivement à un séisme ou s'il est dû à des artéfacts. Parfois le bruit local d'un événement peut être le passage d'un véhicule à proximité d'une station ou parfois le signal d'un front d'onde d'un séisme peut être rendu inexploitable s'il arrive juste après le front d'onde d'un autre séisme le précédant, auquel cas, seule la reconnaissance de l'œil humain peut juger de la qualité pertinente d'un enregistrement.

Dans le cadre de cette étude, nous avons sélectionné 42 séismes, enregistrés sur trois composantes (ou six composantes pour les stations RNCan), avec une bonne qualité pour effectuer l'étape de localisation.

3.3.2.2. Pointé des ondes P et S

La qualité de nos enregistrements étant suffisamment bonne, nous avons pris le parti de ne pas filtrer les données, dans l'optique de garder un maximum de précision temporelle et d'amplitude afin de respecter au mieux la position géographique pour chaque événement. Le pointé consiste à déterminer le moment où la station reçoit le front d'onde sismique. Dans

cette étude, cette procédure est entièrement effectuée à la main. Nous observons les trois composantes simultanément, et nous mesurons l'information de temps d'arrivée et d'incertitude associée (100 ms pour les ondes P et 250 ms pour les ondes S). Le programme utilisé pour tout ce traitement de données est SAC (Software implémenté par l'Université de Californie) qui compte avec une interface graphique.

L'arrivée de l'onde P est distinguée principalement par le changement d'amplitude dans la composante verticale, car elle est très fortement composée de hautes fréquences. En revanche, la composante S est plus forte en basses fréquences, et on la distingue par son changement dans l'amplitude de ses composantes horizontales.

3.3.3. Le modèle de vitesse

Le modèle de vitesse indique les vitesses d'ondes sismiques dans le sous-sol dans un modèle 1D ou 3D. Quand un grand nombre de données est disponible, la structure de vitesse est parfois inversée en même temps que la localisation par la tomographie sismique, mais ce sont de très grands problèmes inverses, résolus principalement avec des méthodes linéarisées. Habituellement, pour la localisation d'un tremblement de terre le modèle de vitesse est considéré comme connu et fixe.

En raison du manque d'informations géologiques et/ou géotechniques, le modèle de vitesse est souvent paramétré avec une vitesse variant seulement avec la profondeur. Ceci est communément appelé modèle 1D ou monodimensionnel, latéralement homogène. Un tel modèle peut être constitué d'une ou plusieurs couches constantes ou à gradient vertical de vitesse (voir Figure 3.5). Pour les travaux à l'échelle locale ou quasi-régionale, les couches peuvent être horizontales et planes. Lorsque plus d'informations sur la structure de vitesse est disponible, un modèle 3D peut être utilisé afin d'augmenter la précision des rayons de trajets et les temps de trajets, et donc de la localisation, par rapport à un modèle 1D. Dans cette étude, nous avons utilisé le modèle de vitesse 1D de Douilly *et al.* (2013), avec un gradient de vitesse dans les différentes couches afin d'éviter les forts contrastes d'impédance qui pourraient conduire à des erreurs de localisation (voir Figure 3.5 et Tableau 3.2)

3.3.4. Le temps de trajet

Le temps de trajet théorique des ondes sismiques à travers un modèle de vitesse donné, entre l'emplacement d'une source et d'un capteur est exigé par la plupart des algorithmes de localisation. Il existe trois classes de méthodes de calcul de temps de parcours : la méthode des formes d'ondes pleines, la méthode des rays et la méthode eikonale ou de front d'onde. Dans le cadre de cette étude, les temps de trajet entre chaque station et tous les nœuds d'une

grille spatiale x, y, z sont calculés en utilisant le principe d'approximation au premier-ordre de l'équation eikonale (Podvin and Lecomte, 1991).

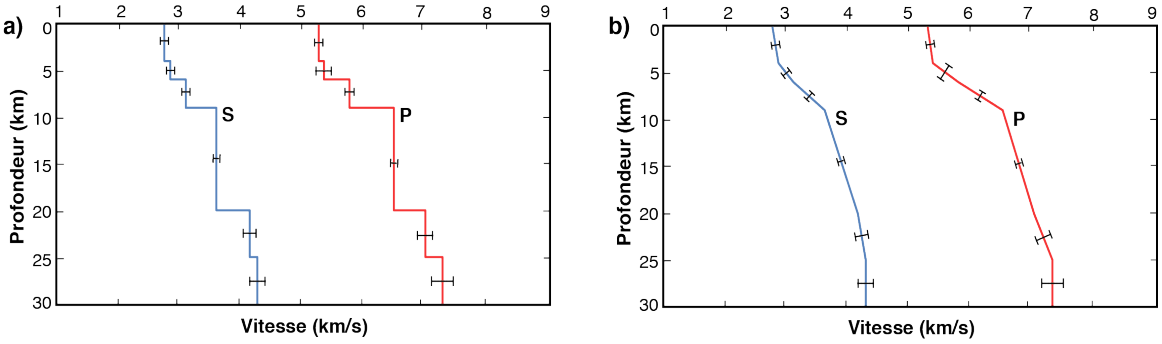


Figure 3.5.- a| *Modèle de vitesse 1D utilisé par Douilly et al (2013) pour la localisation de certaines répliques du séisme du 12 janvier 2010.* **b|** *Modèle de vitesse 1D utilisé dans le cadre de cette étude. Il est déduit du modèle de vitesse de Douilly et al (2013), avec un gradient de vitesse dans les différentes couches afin d'éviter les forts contrastes d'impédance.*

Profondeur (km)	Vitesse onde P (km/s)	Vitesse onde S (km/s)	$\frac{V_p}{V_s}$	Gradient Vitesse	Densité
0	5.28	2.76 ± 0.11	1.91 ± 0.11	0.02	2.7
4	5.36	2.86 ± 0.24	1.87 ± 0.13	0.21	2.7
6	5.78	3.10 ± 0.14	1.86 ± 0.12	0.24	2.7
9	6.50	3.61 ± 0.07	1.80 ± 0.05	0.05	2.7
20	7.01	4.15 ± 0.24	1.69 ± 0.19	0.06	3.4
25	7.30	4.27 ± 0.36	1.71 ± 0.23	-	3.4

Tableau 3.2.- *Caractéristiques du modèle de vitesse utilisé dans cette étude pour la localisation des événements enregistrés entre mars 2010 et février 2013.*

Le schéma de calcul de temps de trajet proposé dans Podvin and Lecomte, (1991) est simple et efficace. La solution suppose que le champ de vitesse soit divisé en une grille constituée de cellules carrées. Dans les cellules, les propriétés du milieu sont constantes, et l'onde propagée est supposée plane. L'algorithme proposé consiste à calculer les temps de trajet sur des anneaux carrés de plus en plus grands commençant au niveau de la position de la source et se propageant itérativement sur toute la grille. Les côtés de l'anneau sont considérés séparément dans un ordre quelconque et les temps de trajet sont calculés pour chaque point de grille en utilisant les points voisins.

3.3.5. Application du programme NLLoc

Le paquet NLLoc (non-linéaire location) est un ensemble de programmes pour la construction du modèle de vitesse, le calcul du temps de trajet non-linéaire et probabiliste et la recherche globale de localisation des séismes dans les structures 3D. Schématiquement, on peut diviser le processus en trois étapes :

1- Nous entrons le modèle de vitesse dans une grille en trois dimensions via le programme Vel2Grid ;
2- Nous calculons le temps de trajet pour chaque point de la grille en utilisant le programme Grid2Time ;
3- NonLinLoc calcule la fonction misfit des hypocentres « optimales » avec les temps de trajet observés et théoriques, en produisant une estimation de la fonction de densité de probabilité a posteriori pour la localisation de l'hypocentre.

Le programme NLLoc nous donne comme sortie pour chaque séisme les coordonnées du point de départ de la rupture sismique sur la faille (latitude, longitude et profondeur) ; le temps d'origine ; le RMS ; les résiduels pour chaque station et la carence en couverture angulaire associée à la localisation (GAP).

Nous pouvons aussi obtenir la distribution de probabilité pour chaque séisme et pour l'ensemble des événements à l'aide du programme de visualisation *Seismicity Viewer*.

3.3.6. Analyse et interprétation des résultats de la localisation des événements

Les enregistrements des premiers mois après le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 (localisés notamment dans Douilly *et al.* (2013)) font état d'une forte activité dans la région proche de l'hypocentre (Figure 3.6). On peut commencer par observer une concentration de sismicité dirigée vers l'Ouest et s'arrêtant autour de 40 km. Cependant, même si des événements localisés à proximité du choc principal continuent à se développer plusieurs mois après le séisme de 2010, la grande majorité des événements enregistrés entre juillet 2010 et février 2013 se trouve plutôt à l'Est vers la grande région métropolitaine de Port-au-Prince et ses environs. Ainsi, la distribution des épicentres des 78 séismes enregistrés entre le 27 janvier 2010 et le 26 février 2013 est caractérisée par deux clusters de séismicité. Le premier cluster de séismes à l'Ouest, enregistré entre janvier et juin 2010, est localisé autour de la station LNGH et le deuxième cluster à l'Est, enregistré entre juin 2010 et février 2013, est concentré autour de la station PAPH. L'observation des événements enregistrés sur les trois ans qui ont suivi le séisme du 12 janvier 2010 ouvre une porte sur la recherche de l'évolution temporelle de la sismicité (Figure 3.7). Ceci est très important, car il pourrait s'agir ici d'une migration vers l'Est des événements enregistrés.

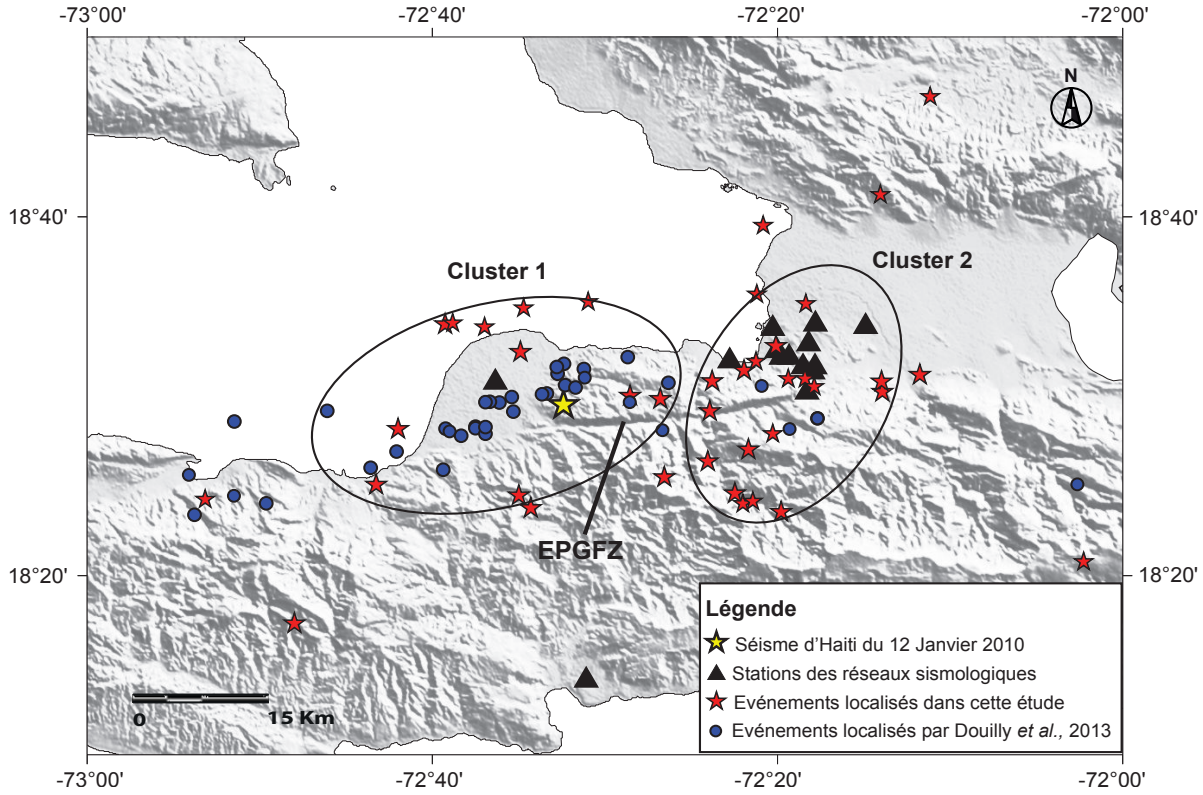


Figure 3.6.- *Localisation des stations sismiques (triangles) et des épicentres (cercles et étoiles) des différents événements enregistrés après le séisme du 12 janvier 2010. Les étoiles représentent les événements localisés dans ce travail (mars 2010-février 2013) et les cercles sont les événements localisés par Douilly et al, (2013) (février-juin 2010).*

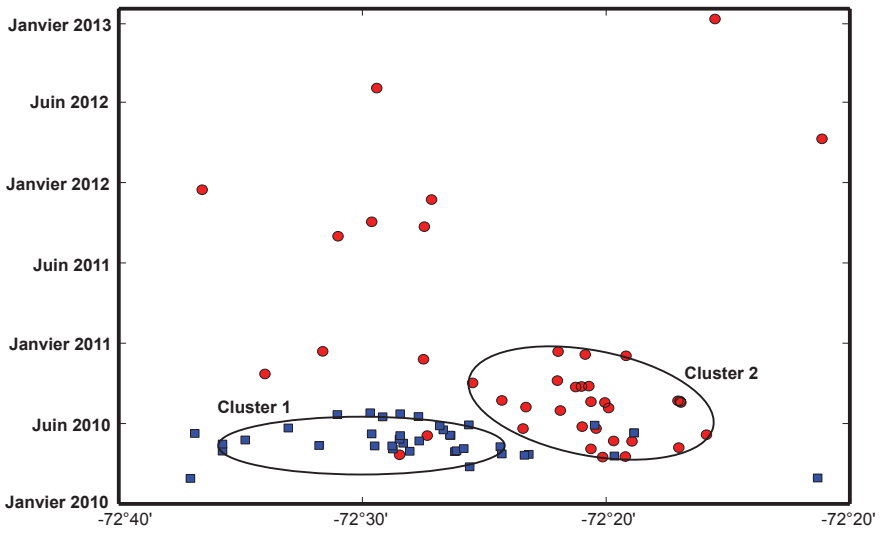


Figure 3.7.- *Catalogue de sismicité en regardant la variation temporelle en fonction de la longitude. Les carrés bleus représentent les répliques localisées par Douilly et al. (2013) et enregistrées entre janvier et juin 2010 et les cercles rouges représentent les événements localisés dans cette étude et enregistrés entre mars 2010 et février 2013.*

Il est aussi possible, même si le nombre de séismes est faible, d'observer le profil de la zone de faille de la presqu'île du Sud ; les séismes semblent s'aligner par rapport à la faille Enriquillo-Plantain Garden (EPGF). Nous pouvons également observer une très faible série de répliques qui apparaît au Nord et à l'Est de Port-au-Prince, vers la zone du système de failles des Muertos-Neiba-Matheux (Figure 3.6). La grande partie de la sismicité est très superficielle (profondeur < 10 km) et a lieu autour de 30 km du choc principal du séisme du 12 janvier 2010. Néanmoins, il faut faire attention aux valeurs trouvées pour la profondeur des séismes, car en raison de la distribution non uniforme des stations, la localisation est mal contrainte en profondeur.

Pour tester notre procédure, nous avons comparé notre localisation avec celle obtenue par Douilly *et al.* (2013) pour quatre événements enregistrés par de nombreuses stations. Les résultats obtenus sont très proches, avec une différence maximale dans la localisation épicentrale d'environ 3 km. Les différents paramètres de localisation obtenus à partir du programme NLLoc sont indiqués dans le Tableau 3.3.

3.3.7. Précision des localisations

L'erreur sur nos localisations est la somme d'erreurs statistiques dues à une certaine dispersion des données entre elles, et d'erreurs systématiques, dues notamment à une mauvaise connaissance de la structure globale et à des effets de site sous certaines stations.

La dispersion des données est à peu près prise en compte par les paramètres de NLLoc. Cependant, on voit clairement que les séismes en dehors du réseau révèlement rapidement une très mauvaise contrainte sur chacun des paramètres de localisation. Dans notre étude, la plupart des séismes ont un GAP supérieur à 300, ce qui les situe en dehors du réseau (voir Tableau 3.3). Comme nous savons que plus le nombre de phases N est grand, mieux la localisation est contrainte, nous avons utilisé à la fois les phases P et S et ainsi localisé les événements avec $N \geq 8$.

De plus, étant donné que notre modèle ne décrit pas parfaitement la réalité (ce qui est très souvent le cas), une erreur systématique est induite de cette différence. Cette erreur ne peut pas aisément être mesurée ; on ne peut faire que des tests synthétiques qui ne correspondront jamais complètement à la réalité. Dans notre étude, le niveau de précision des localisations est acceptable : ces résultats seront indispensables à la caractérisation de l'effet de site à Port-au-Prince.

Date JJ/MM/AA	Temps d'arrivée (HH : MM : SS)	Latitude (degré)	Longitude (degré)	Profondeur (km)	RMS	ERH	ERZ	GAP (degré)
15/03/2010	17 : 53 : 04	18.465	-72.338	16	0.07	6.06	4.69	340
16/03/2010	12 : 15 : 05	18.516	-72.307	8	0.06	5.27	2.47	313
20/03/2010	18 : 09 : 31	18.564	-72.616	4	0.09	3.56	1.79	347
03/04/2010	09 : 44 : 00	18.595	-72.354	3	0.14	6.16	2.38	279
06/04/2010	21 : 48 : 02	18.687	-72234	2	0.18	2.58	1.06	302
20/04/2010	15 : 14 : 21	18.510	-72.298	4	0.10	3.12	2.37	296
21/04/2010	22 : 52 : 50	18.516	-72.323	4	0.01	2.39	1.12	225
03/05/2010	20 : 28 : 53	18.582	-72.579	12	0.08	3.08	1.84	344
05/05/2010	02 : 03 : 18	18.520	-72.196	2	0.08	0.96	0.91	275
19/05/2010	01 : 55 : 44	18.498	-72.447	3	0.03	2.71	2.08	335
19/05/2010	01 : 56 : 32	18.658	-72.347	8	0.01	4.49	3.15	282
23/05/2010	09 : 44 : 48	18.524	-72.366	1	0.01	3.13	0.61	291
23/05/2010	09 : 45 : 19	18.498	-72.290	3	0.07	4.07	2.12	305
29/06/2010	19 : 45 : 28	18.514	-72.396	1	0.06	5.31	0.82	322
05/07/2010	20 : 39 : 01	18.393	-72.330	11	0.10	3.35	3.05	346
07/07/2010	05 : 37 : 26	18.425	-72.443	8	0.08	4.03	4.96	240
17/07/2010	12 : 15 : 56	18.547	-72.335	9	0.07	0.49	0.37	88
19/07/2010	22 : 38 : 28	18.532	-72.354	8	0.07	2.70	3.74	210
20/07/2010	00 : 24 : 44	18.504	-72.232	2	0.10	5.65	1.49	314
20/07/2010	01 : 16 : 21	18.514	-72.233	3	0.08	3.97	1.58	310
22/07/2010	10 : 23 : 43	18.500	-72.476	8	0.07	5.63	4.31	339
22/08/2010	02 : 32 : 24	18.410	-72.375	6	0.07	1.33	3.06	259
23/08/2010	19 : 07 : 22	18.400	-72.367	6	0.01	5.71	3.28	352
23/08/2010	19 : 41 : 06	18.395	-72.355	4	0.08	4.28	2.17	354
23/08/2010	19 : 41 : 45	18.402	-72.357	8	0.01	3.15	2.79	270
01/09/2010	03 : 26 : 23	18.588	-72.516	6	0.01	2.83	2.36	352
06/09/2010	06 : 58 : 47	18.439	-72.401	4	0.05	3.10	2.15	235
21/09/2010	04 : 33 : 06	18.289	-72.800	2	0.10	0.97	0.33	334
24/09/2010	21 : 36 : 47	18.669	-72.357	11	0.06	3.41	3.67	330
24/10/2010	03 : 07 : 17	18.408	-72.583	5	0.09	4.32	2.13	278
02/11/2010	04 : 52 : 18	18.586	-72.306	6	0.02	3.01	1.38	306
05/11/2010	02 : 52 : 34	18.450	-72.362	5	0.03	2.16	2.53	302
11/11/2010	14 : 57 : 33	18.486	-72.399	2	0.05	2.07	1.39	302
12/11/2010	16 : 58 : 59	18.417	-72.721	2	0.09	2.98	1.89	331
31/07/2011	01 : 19 : 02	18.469	-72.700	2	0.04	3.24	1.07	350
21/08/2011	11 : 15 : 44	18.541	-72.582	4	0.04	5.29	3.36	346
02/09/2011	12 : 46 : 51	18.567	-72.655	1	0.11	5.31	2.89	348
22/10/2011	18 : 54 : 49	18.396	-72.572	4	0.01	3.18	2.36	349
14/11/2011	11 : 53 : 52	18.404	-72.886	12	0.09	2.41	2.63	302
08/03/2012	02 : 51 : 37	18.462	-72.495	7	0.14	4.23	3.35	296
02/09/2012	12 : 03 : 41	18.568	-72.647	8	0.09	1.97	2.78	263
26/02/2013	00 : 39 : 07	18.538	-72.258	1	0.01	2.26	0.74	313

Tableau 3.3.- *Paramètres de localisation de 42 événements enregistrés entre mars 2010 et février 2013*

Chapitre 4

EFFETS DE SITE : CARACTÉRISATION ET ÉVALUATION

4.1. Généralités

On distingue trois termes dont sont fonction les vibrations sismiques observées en surface (Aki and Richards, 1980) : l'effet de source - lié à la taille, la géométrie et le mode de rupture de la faille - ; l'effet de propagation des ondes sismiques depuis la source jusqu'en surface ; et l'effet de site propre à décrire les modifications du mouvement sismique par les structures proches de la surface (voir Figure 4.1).

La représentation mathématique d'un mouvement sismique enregistré par une station MS(f) correspond dans le domaine fréquentiel (spectre de Fourier) au produit suivant :

$$MS(f) = S(f).P(f).F(f).I(f) \qquad \textbf{(4.1)}$$

Où S(f), P(f), F(f) et I(f) sont les termes représentant respectivement la source sismique, les effets de la propagation entre la source et la station, les conditions du site sous la station et la réponse instrumentale du sismomètre de la station. Le mouvement peut être évalué en termes de déplacement, de vitesse ou d'accélération du sol durant le séisme.

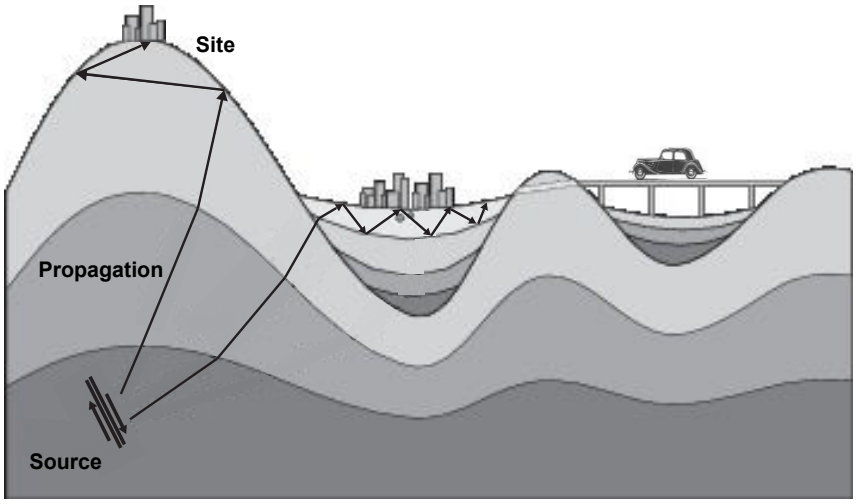


Figure 4.1.- *Schéma de la propagation des ondes sismiques depuis la source où elles sont générées jusqu'aux sites considérés où elles sont enregistrées. Les conditions locales du site sont caractérisées par la présence de couches superficielles ayant des propriétés géotechniques différentes du substratum rocheux, et/ou la présence de structures topographiques (modifié d'après Semblat and Pecker, 2009).*

Ainsi lors d'un événement sismique, les ondes qui se propagent depuis le foyer jusqu'à la surface subissent de multiples transformations liées aux milieux traversés. Généralement, les dégâts aux constructions décroissent lorsque l'on s'éloigne du foyer, car l'amplitude des ondes sismiques diminue avec la distance selon le phénomène d'atténuation. Toutefois dans de nombreux cas, il existe des zones où les mouvements de surface sont amplifiés du fait de la géologie locale et/ou de la structure topographique, provoquant des dommages plus importants (Mexico, 1985 ; Kobe, 1995). Le mouvement sismique est alors analysé selon deux échelles d'espace :

- Au niveau régional, le signal émis par la source est caractérisé par les mécanismes de radiation lors de la rupture et sa propagation dans la croûte terrestre. A cette échelle, les divers phénomènes liés à la source et à la propagation régionale déterminent l'aléa régional

- Au niveau local, les mouvements sismiques enregistrés à la surface du sol sont très affectés par les conditions géomorphologiques et lithologiques. L'ensemble de ces effets, liés aux conditions locales, détermine l'aléa local, dans lequel on distingue les effets directs et les effets induits comme les glissements de terrains, les éboulements, la liquéfaction des sols, etc…

La caractérisation et la prise en compte des effets directs liés aux conditions de sol (l'aléa local), sont primordiales pour l'évaluation du risque sismique. Ce sont ces phénomènes locaux, communément appelés effets de site, qui font l'objet de cette partie.

4.2. Caractérisation des effets de site

Un grand nombre de séismes dévastateurs ont été l'occasion, pour les scientifiques, de constater des effets anormaux liés à la présence de structures géologiques ou topographiques complexes. Ces effets peuvent considérablement affecter la réponse sismique d'un site et se traduisent fréquemment par une augmentation de l'amplitude des enregistrements de la secousse sismique à certaines fréquences et de la durée. Le cas le plus typique est celui du séisme de Michoacán (Mexique) en 1985 de magnitude 8.0 pour lequel les destructions les plus importantes ont été déplorées dans le bassin de Mexico situé à près de 400 km de l'épicentre (voir Figure 4.2). Cet ancien lac asséché a amplifié considérablement le signal avec une accélération maximale 60 fois plus élevée que celle enregistrée sur le rocher (Singh *et al.,* 1988). Depuis, les tremblements de terre de Loma Prieta (1987), de Northridge (1994), de Kobe (1995) et d'Izmit (1999) n'ont fait que confirmer l'importance de ces effets et la nécessité de les prendre en compte dans toute étude d'aléa sismique.

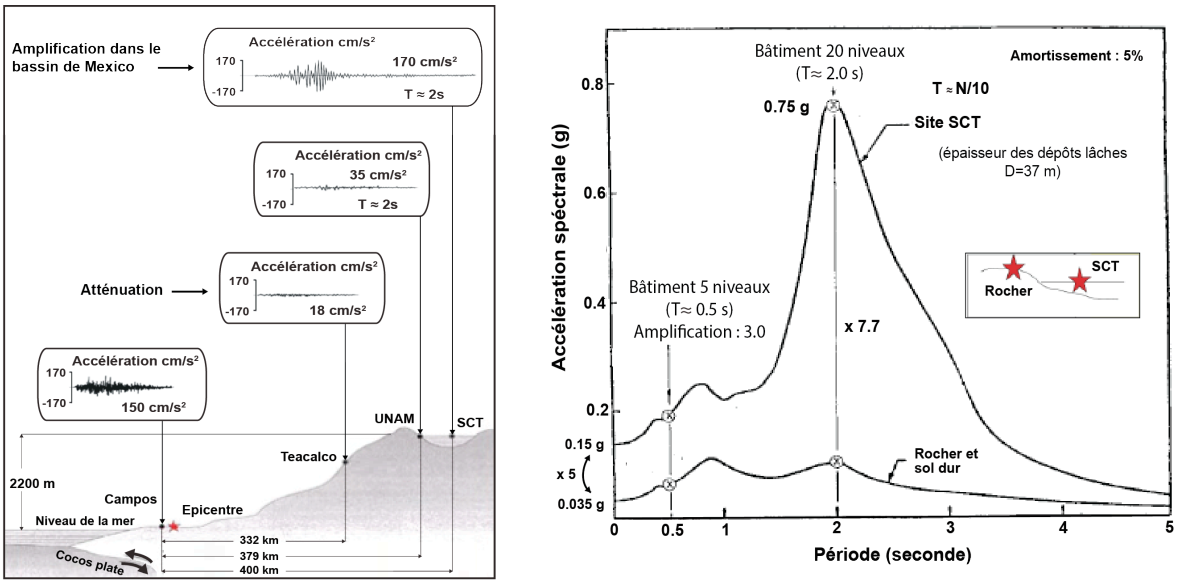


Figure 4.2.- *Effet de site à Mexico lors du séisme de 1985. La figure de gauche fait état des signaux enregistrés à différents endroits et celle de droite relate l'amplification spectrale du mouvement sismique à Mexico sur un site au rocher et un site dans la zone lacustre, celle ayant provoqué la plupart des destructions des bâtiments de 10-20 étages (source : Bureau de Recherches Géologiques et Minières – Institut des Sciences de la Terre Grenoble).*

Le terme effet de site englobe tous les effets qui, par la structure géotechnique et/ou géométrique du sol et du sous-sol, viennent perturber le mouvement sismique (voir Figure 4.3). Sont ainsi évoqués les effets provoqués par les reliefs topographiques (Geli *et al.,* 1988; Bouchon and Barker, 1996), les effets dus à des phénomènes de résonance dans les couches sédimentaires ou les remplissages anthropiques (Singh *et al.,* 1988; Bard and Bouchon, 1985), les effets induits par la structure bi ou tridimensionnelle du site (Graves, 1993; Phillips *et al.,* 1993) et les effets provoqués par le comportement non-linéaire du sol (Field *et al.,* 1997; Régnier *et al.,* 2013).

4.2.1. Les effets de la topographie de surface

L'effet de site topographique est le résultat, par interférence constructive, de la réflexion des ondes sismiques à l'intérieur des reliefs à ruptures de pentes très marquées (voir Figure 4.3a). Il se traduit par une modification en amplitude et en fréquence du mouvement du sol pendant un événement sismique (Kawase and Aki, 1990; Pedersen *et al.,* 1994). La bande de fréquences d'intérêt concerne les fréquences mises en jeu dans les études parasismiques, 0.1 à 25Hz (UIC-AFPS, 2014). Ainsi, les constructions implantées sur des structures topographiques pourront subir une action sismique beaucoup plus importante que sur un site voisin non accidenté.

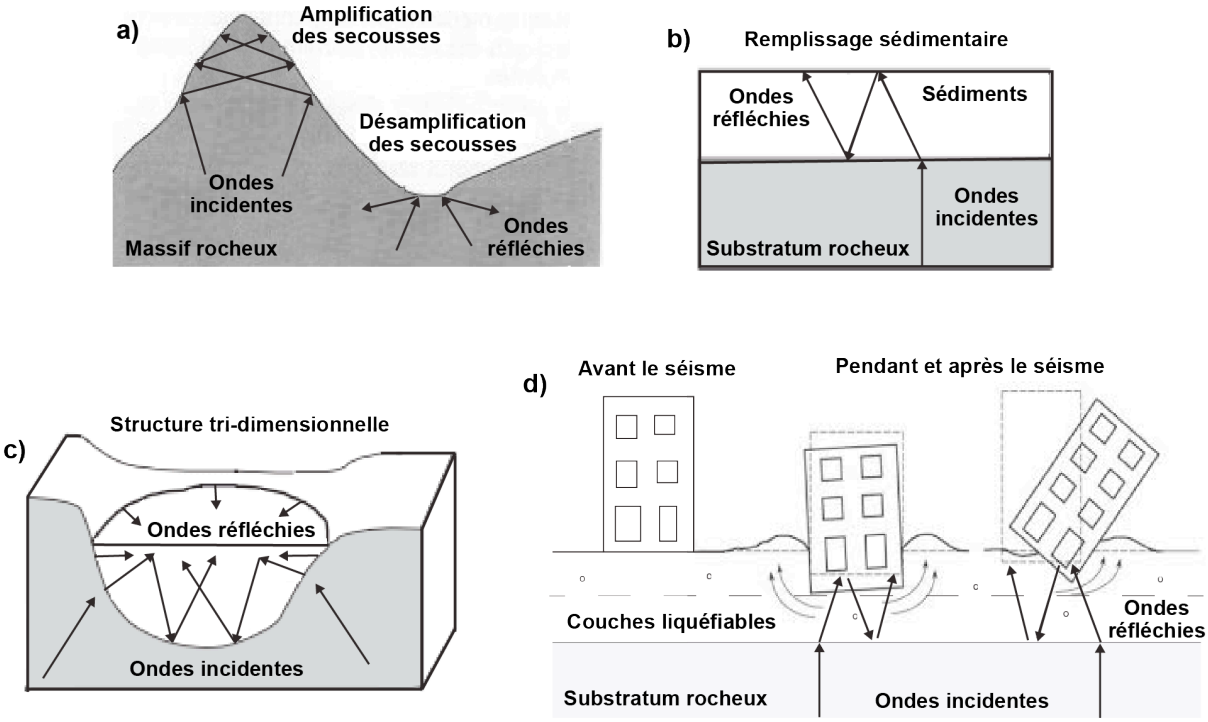


Figure 4.3.- *Schéma résumant les différents effets liés à la propagation des ondes sismiques dans le sol.* **a|** *Piégeage des ondes dans les reliefs à rupture de pente marquée.* **b|** *Réflexion des ondes incidentes dans un modèle tabulaire (effets de site 1D).* **c|** *Effet de site dans un bassin sédimentaire (effets 3D).* **d|** *Liquéfaction du sol sous sollicitations sismiques, produite par des effets non-linéaires [source : Cornou, (2002) - Google Images].*

Les résultats théoriques et expérimentaux, des études réalisées sur les effets de site topographiques, sont en général en bon accord sur le plan qualitatif, mais le niveau des amplifications calculées sous-estime quasi-systématiquement les amplifications observées sur le terrain. Les enregistrements à Tarzana lors du séisme de Northridge en 1994 illustrent parfaitement cette différence entre les amplifications théoriques et observées (Spudich *et al.*, 1996). Le fort niveau d'amplification enregistrée sur ce site paraît difficilement justifié par les faibles dimensions du relief ; la combinaison de la lithologie et de la réflexion des ondes incidentes semble être la cause la plus probable. Il apparaît ainsi que la réponse d'un relief (en tant qu'irrégularité topographique de la surface libre) est difficilement dissociable de la réponse due à la structure interne du massif. Pour une station placée sur le sommet d'un relief, le terme F(f) dans l'expression 4.1 peut être définie comme suit :

$$F(f) = T(f).r(f) \qquad \textbf{(4.2)}$$

Où T(f) est la fonction de site topographique et r(f) la fonction de tous les autres effets de site dus à la nature des matériaux (lithologique, structure, teneur en eau, etc.) sous la station.

Il est ainsi difficile d'élaborer correctement des règles quantitatives incluant les différents facteurs qui influent sur l'effet de site topographique. En effet, dans les zones à fort relief topographique, l'évaluation de l'aléa sismique nécessite une étude spécifique qui prenne en compte à la fois la structure 3D et les conditions du sol afin de capturer les effets locaux qui peuvent s'avérer particulièrement destructeurs.

4.2.2. Les effets de site lithologiques 1D

Il est reconnu depuis fort longtemps que dans les remplissages sédimentaires, le mouvement du sol est amplifié suite à des phénomènes de réverbération verticale du champ d'ondes incident dans des milieux peu consolidés (voir Figure 4.3b). Ces réverbérations peuvent être expliquées par le contraste d'impédance entre un milieu compétent (formation ayant des vitesses de propagation des ondes de cisaillement supérieures à 800 m/s) et un milieu meuble (milieu dans lequel la vitesse de propagation des ondes S est relativement faible) qui fait que les ondes de volume se trouvent piégées dans le milieu le moins compétent. Ces effets de site sont d'autant plus dommageables pour les constructions quand les fréquences des bâtiments coïncident avec la fréquence propre du sol.

L'effet de site lithologique 1D est lié à une stratigraphie plane et se manifeste à une échelle d'étude où les variations latérales de la géométrie et des propriétés du sous-sol sont négligeables. Le sol peut être alors assimilé à une superposition de couches unidirectionnelles d'épaisseur constante surmontant un substratum rocheux homogène qui correspond au milieu de propagation de l'onde incidente (voir Figure 4.4a). Pour un modèle unidimensionnel composé d'une couche de sol d'épaisseur H se trouvant au-dessus d'un demi-espace, le terme F(f) de l'équation 4.1 a une solution analytique (Kramer, 1996) :

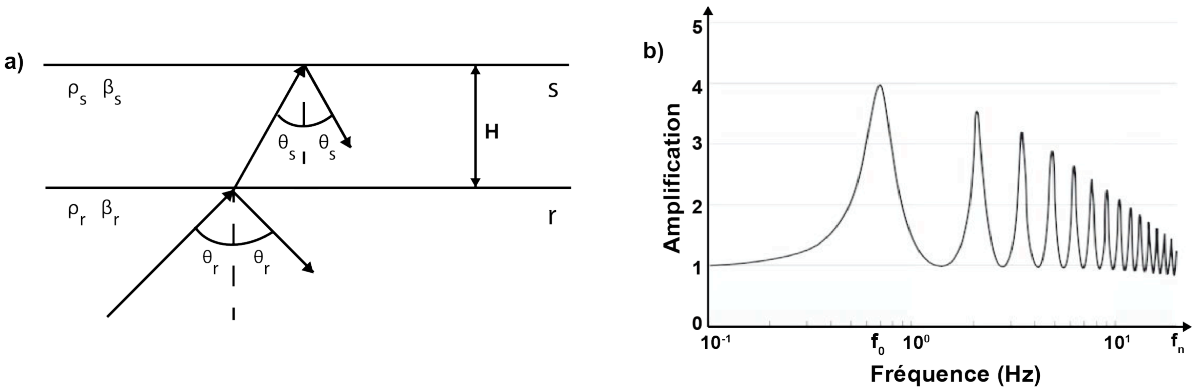


Figure 4.4.- a| *Modèle de couche unidimensionnel (1D). Réflexion et réfraction d'une onde SH dans une couche de sol meuble (s) d'épaisseur H surmontant un demi-espace rocheux (r).* $\boldsymbol{\beta}$ *et* $\boldsymbol{\rho}$ *définissent la vitesse des ondes de cisaillement et la densité respectivement dans chaque milieu.* **b|** *Amplification en fonction de la fréquence* $|\boldsymbol{F}(\boldsymbol{f})|$ *pour un modèle unidimensionnel d'une couche de sol sur un demi-espace.*

$$F(f) = \frac{1}{\cos(K_s.H) + \zeta i sin(K_s.H)} \quad \textbf{(4.3)}$$

Où K_S est le nombre d'ondes dans la couche de sol s et ζ le contraste d'impédance entre la couche de sol s et le demi-espace r. Les paramètres mentionnés dans l'équation 4.3 sont définis de la manière suivante :

$$K_s = 2\pi f. \sqrt{\frac{\rho_s}{G_s}} \quad \textbf{(4.4)}$$

$$\zeta = \frac{K_s . G^*_s}{K_r . G^*_r}, \qquad avec \quad K_r = 2\pi f. \sqrt{\frac{\rho_r}{G_r}} \quad \textbf{(4.5)}$$

$$G^* = G(1 + 2i\xi) \quad \textbf{(4.6)}$$

$$G = \rho . \beta^2 \quad \textbf{(4.7)}$$

Où ρ est la densité, ξ est l'amortissement, G est le module de cisaillement, β est la vitesse de cisaillement et les indices s et r désignent respectivement la couche de sol mou et le demi-espace rocheux. Bien que le terme F(f) soit un nombre complexe, l'effet de site est généralement représenté par son module $|F(f)|$ qui montre l'amplification en fonction de la fréquence (voir Figure 4.4b).

L'analyse du terme $|F(f)|$ indique qu'une augmentation du contraste de vitesse entre le sol mou et le demi-espace rocheux se traduit par une augmentation de l'amplification. Ce terme atteint son maximum à des fréquences particulières, f_n $(n \geq 0)$, caractéristiques de la résonance de la couche 1D. Elles sont fonctions de l'épaisseur H de la couche de sol meuble, de la vitesse des ondes de cisaillement β dans celle-ci et de l'angle d'incidence de l'onde à la surface libre θ_s :

$$f_n = \frac{2n+1}{4} . \frac{\beta_s}{H.\cos(\theta_s)} \quad \textbf{(4.8)}$$

Avec $n \geq 0$

Cette amplification maximale correspond au rapport d'impédance :

$$R = \frac{\rho_r . \beta_r}{\rho_s . \beta_s} . \frac{\cos(\theta_r)}{\cos(\theta_s)} \quad \textbf{(4.9)}$$

Des équations 4.8 et 4.9, on en déduit que l'angle de l'onde incidente a une influence sur les

fréquences de résonance et plus significativement sur la valeur d'amplification (l'angle θ_s s'avérant généralement faible du fait du contraste de vitesse). L'amplification maximale est alors obtenue sous une impédance verticale. Dans ce cas, l'équation 4.8 devient :

$$f_n = \frac{2n+1}{4} \cdot \frac{\beta_s}{\mathrm{H}} \qquad \textbf{(4.10)}$$

Avec $n \geq 0$

La prise en compte de l'amortissement dans le milieu diminue la valeur du pic maximum. Le premier pic (n=0), correspondant à f_0, est le moins atténué (voir Figure 4.4b); f_0 est communément appelé fréquence fondamentale de résonance de la couche unidimensionnelle et est définie par :

$$f_0 = \frac{\beta_s}{4H} \qquad \textbf{(4.11)}$$

L'amplification spectrale associée à f_0, dépendra quant à elle du rapport des propriétés de la couche de sol meuble et du substratum rocheux sous-jacent. Elle s'exprime par la relation suivante :

$$A_0 = \frac{1}{\frac{\rho_s \,.\, \beta_s}{\rho_r \,.\, \beta_r} + 0.5\pi\xi_s} \qquad \textbf{(4.12)}$$

Cette pulsation propre, caractéristique de la résonance de la couche 1D, est liée au piégeage des ondes dans celle-ci. Elle produit, en plus de l'effet d'amplification, un prolongement de la durée du signal.

En génie parasismique, ce modèle 1D est très couramment utilisé de par sa simplicité d'application. Il est souvent employé dans l'évaluation de l'aléa sismique et implémenté dans de nombreux codes pour le calcul du niveau d'amplification du mouvement sismique. Néanmoins, quand l'approximation par un milieu tabulaire n'est plus valide et que les effets 2D ne sont plus négligeables (ce qui correspond à un très grand nombre de cas), le modèle 1D affiche ses limites et ne devrait plus être utilisé pour le calcul de la réponse sismique des sols.

4.2.3. Les effets latéraux des remplissages sédimentaires

Les caractéristiques géométriques d'un bassin peuvent avoir une grande influence sur l'amplification du mouvement de surface. Les variations d'épaisseur conduisent à des focalisations et des interférences constructives du champ d'ondes piégées à l'intérieur du bassin. Ces phénomènes peuvent considérablement renforcer l'amplification du mouvement en surface et accroître sa durée (voir Figure 4.3c).

De nombreuses études ont déterminé les caractéristiques d'une résonnance 2D, ainsi que les paramètres qui influencent sur la réponse d'un bassin 2D/3D (King and Tucker, 1984; Bard and Bouchon, 1985). Ces études ont montré que les effets de bassin sur le mouvement de surface sont décomposables en deux types de phénomènes distincts : l'effet de résonance verticale et unidimensionnelle et la propagation d'une onde de surface se réfléchissant aux extrémités du bassin. Suivant la forme du bassin et plus précisément son encaissement, ces effets peuvent se différencier nettement ou interagir, donnant naissance à ce qu'on caractérise comme une résonnance 2D. Ainsi, plusieurs configurations sont possibles, selon la prépondérance de l'un ou l'autre des phénomènes. Cette prédominance est globalement contrôlée par l'élancement du bassin, défini comme le rapport de la demi-largeur sur l'épaisseur. Lorsque le bassin est allongé (élancement supérieur à 1), la résonance verticale se distingue nettement de la propagation des ondes de surface. La fréquence fondamentale de résonance du bassin reste proche du cas unidimensionnel. En revanche, lorsque le bassin est profond, la résonance verticale de la couche ne se distingue plus de la propagation des ondes de surface. Il en résulte un phénomène de résonance globale ou bidimensionnelle du bassin. La fréquence fondamentale de résonance 2D du bassin varie en fonction de l'élancement du bassin et du type d'ondes incidentes.

4.2.4. Les effets du comportement non-linéaire du sol

L'amplification d'un site dépend des propriétés mécaniques du sol, tels que le module de cisaillement et l'amortissement. Ces propriétés présentent une non-linéarité, c'est à dire que leur valeur dépend de la déformation subie par le sol, modifiant ainsi sa réponse sismique. La non-linéarité des sols est donc un effet qui se traduit par une diminution de l'amplification du site sous mouvement fort, par rapport à celui obtenu sous faible sollicitation (Yu *et al.,* 1993). Elle se caractérise souvent par un filtrage du contenu haute fréquence du rayonnement.

Des essais en laboratoire sur les sols meubles montrent, depuis longtemps, des comportements de type non-linéaire dès que l'on dépasse un certain seuil de déformation en cisaillement. Les séismes de Northridge (1994) et de Kobe (1995) ont mis en évidence, plus récemment des phénomènes de non-linéarité sur des enregistrements au niveau de sites particulièrement meubles soumis à de très fortes sollicitations sismiques. L'étude de ces différents cas a permis d'identifier les différentes origines des effets non-linéaires. Une première origine est le comportement contrainte/déformation non-réversible qui est causé par la rupture partielle ou totale du matériau. Une autre source est l'effet de la structure poreuse du sol composé d'un conglomérat de particules, les pores de ce squelette pouvant être remplis d'eau si le sol est en-dessous de la nappe phréatique. Lors d'un fort séisme, ces sols sablonneux peuvent subir un phénomène de liquéfaction, le sol perdant sa cohésion et commençant à couler comme un liquide (voir Figure 4.3d).

4.3. Méthodes expérimentales d'évaluation des effets de site

Au cours de ces trente dernières années, la mesure et la prévision des effets de site ont fait l'objet de nombreuses études, fondées soit sur les enregistrements des ondes générées par des séismes dans un site particulier (Borcherdt and Gibbs, 1976; Field, 1996; Bertrand *et al.,* 2011), ou des enregistrements de vibrations ambiantes (Nogoshi and Igarashi, 1970; Nakamura, 1989; Burjánek *et al.,* 2014). Des études ont également été établies sur des calculs numériques en utilisant des paramètres spécifiques du sol obtenus à partir des essais géotechniques et/ou géophysiques (Semblat *et al.,* 2002; Kennett, 1983). Le but principal de toutes ces études est d'estimer la réponse sismique des sites en termes de fonction de transfert. Les méthodes empiriques basées sur les enregistrements sismiques sont les plus fréquemment utilisées. Nous les présenterons ici et elles seront utilisées pour l'évaluation des effets de site à Port-au-Prince.

4.3.1. Méthode de la fonction de transfert ou méthode des rapports spectraux (SSR)

Cette méthode utilisée pour la première fois par Borcherdt (1970), consiste à déterminer la fonction de transfert d'un site suspecté d'amplifications en calculant le rapport du spectre de Fourier du mouvement observé en surface au spectre du mouvement enregistré sur un rocher de référence (voir Figure 4.5a). Le choix de la station de référence doit répondre à certains critères afin de se rapprocher le plus du cas théorique. Elle doit donc être installée, idéalement, sur une roche saine, horizontale, à proximité du site d'étude du bassin. La station de référence est ainsi, supposée, exempte de toute modification du signal sismique provoquée par la structure géologique sous-jacente ou par la topographie (Borcherdt and Gibbs, 1976).

En effectuant, à partir de l'équation 4.1, la division spectrale des vibrations, dues à un même séisme, d'un site de sol mou par rapport à une référence, on obtient le rapport suivant :

$$\frac{MS_{sol}(f)}{MS_{ref}(f)} = \frac{S_{sol}(f)\,.\,P_{sol}(f)\,.F_{sol}(f)\,.\,I_{sol}(f)}{S_{ref}(f)\,.\,P_{ref}(f)\,.F_{ref}(f)\,.\,I_{ref}(f)} \qquad \textbf{(4.13)}$$

Avec une distance site-référence faible par rapport à la distance épicentre-référence, on peut considérer que les effets de source et de propagation sont identiques entre les stations (Field and Jacob, 1995). De plus, une correction instrumentale pourra être effectuée pour ramener les enregistrements des deux stations à la même réponse. En supposant que $F_{ref}(f) = 1$, quelle que soit f (la station de référence n'étant pas soumise à un quelconque effet de site), on obtient donc la réponse spectrale, ou l'effet de site au sol mou, par la relation :

$$F_{sol}(f) = \frac{MS_{sol}(f)}{MS_{ref}(f)} \qquad \textbf{(4.14)}$$

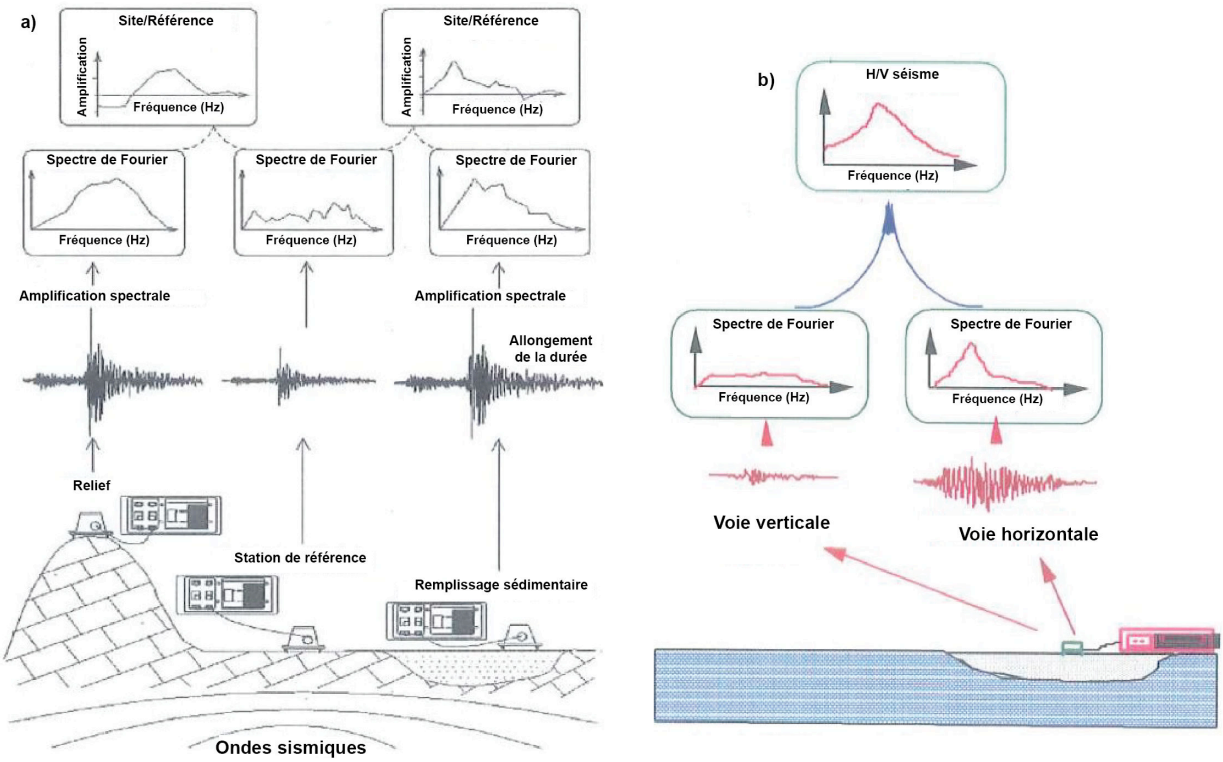


Figure 4.5.- a| *Principe de la méthode des rapports spectraux site/référence (SSR).* **b|** *Principe de la méthode H/V séisme (HVEQ) ou méthode des fonctions récepteurs (Duval et al., 2003).*

Il a été montré que le rapport spectral peut varier pour un même site, en fonction du séisme considéré (Field and Jacob, 1995). Cette variabilité est due principalement à la géométrie 3-D des interfaces des couches sédimentaires, au comportement non linéaire du sol, au contenu fréquentiel de la source et à son interaction avec le site (Raptakis et al., 2004). Pour évaluer cette variabilité et estimer à la fois la réponse du site et ses incertitudes, il est nécessaire d'analyser un grand nombre (N) d'événements pour chaque station et de calculer un rapport moyen appelé **fonction de transfert** du site.

$$F_{sol}(f) = \frac{\sum_{k=1}^{N}[F_{solk}(f)]}{N} \qquad \textbf{(4.15)}$$

Cette méthode permet d'évaluer non seulement les effets de site 1D mais aussi les effets 2D/3D caractérisés par la génération d'ondes de surface aux bords du bassin (Cornou and Bard, 2003). Cependant, cette méthode, dépend de la disponibilité d'un site de référence adéquat (site non assujetti à des effets locaux). Un tel site n'est pas toujours disponible, et d'autres méthodes alternatives ont été développées pour surmonter ce problème dans le procédé d'évaluation d'effets de site.

4.3.2. Méthode H/V séismes (HVEQ)

Cette méthode est également appelée méthode des fonctions récepteurs. Elle a été introduite en 1979 par Langston pour calculer à partir des ondes P, la structure de vitesse dans la croûte et le manteau supérieur (Langston, 1979). Par analogie, cette méthode a été ensuite utilisée sur les ondes S pour déterminer les effets de site à des échelles plus petites (Lermo and Chávez-García, 1993; Field and Jacob, 1995). L'hypothèse de base dans cette méthode est que la composante verticale du mouvement du sol n'est pas influencée par la structure locale. Alors, la réponse du site est approchée par le calcul de la déconvolution de la composante horizontale par la composante verticale des enregistrements. Dans la pratique, et dans le domaine fréquentiel, il consiste à diviser la moyenne quadratique des spectres de Fourier enregistrés par les composantes horizontales par le spectre de Fourier de la composante verticale (voir Figure 4.5b). Pour un séisme enregistré à la station j, cette formulation est exprimée par :

$$\frac{H}{N} = \sqrt{\frac{NS_j^{\,2} + EW_j^{\,2}}{2\,.\,V_j^{\,2}}} \qquad \textbf{(4.16)}$$

Où NS_j et EW_j sont les spectres de Fourier respectivement enregistrés par les composantes nord-sud et est-ouest à la station j. V_j est le spectre de Fourier de la composante verticale à la station j. Afin de miniser la dispersion de ce rapport spectral H/V d'un séisme à l'autre (effet d'azimut, de source, de distance, de magnitude), il faut donc obtenir un grande nombre (N) de rapports et calculer un rapport moyen du site. Le terme $F_{sol}(f)$ est donc exprimé par :

$$F_{sol}(f) = \frac{1}{N} \cdot \sum_{k=1}^{N} \sqrt{\frac{NS_k^{\,2} + EW_k^{\,2}}{2V_k^{\,2}}} \qquad \textbf{(4.17)}$$

Le rapport spectral HVEQ est une mesure approximative de l'amplification de la composante horizontale due à la géologie de sub-surface (Bonilla *et al.,* 1997; Cultrera *et al.,* 2014). Les travaux de Field (1996) ont montré que les estimations de la fréquence du pic prédominant par l'approche HVEQ sont semblables à celles obtenues avec des rapports spectraux traditionnels (SSR), mais le niveau absolu de l'amplification du site ne correspond pas à l'amplification obtenue par la méthode SSR. Plus récemment, en utilisant les enregistrements de tremblement de terre du Japon, Kawase *et al.* (2011) ont constaté que les rapports HVEQ sont assez stables et correspondent théoriquement à des fonctions de transfert 1-D pour les mouvements horizontaux des ondes S par rapport à des mouvements verticaux d'ondes P. Puis Nagashima *et al.* (2014) a vérifié la validité de cette formulation théorique en utilisant des données de répliques de Tohoku, au Japon.

4.3.3. Méthode H/V bruit de fond (HVSN)

Une autre technique empirique, la méthode H/V bruit de fond (HVSN), peut également être utilisée pour évaluer les effets de site. Cette méthode introduite par Nogoshi and Igarashi, (1970), puis développée par Nakamura, (1989) consiste à calculer le rapport entre les spectres horizontal et vertical du mouvement en surface mesuré à la même station sur le site d'étude, en utilisant l'enregistrement du bruit de fond. Elle présente l'avantage, comme la méthode HVEQ, d'utiliser une seule station, et ne nécessite pas l'enregistrement de séismes dont l'occurrence est aléatoire dans certaines zones de sismicité faible ou moyenne. Toutefois, l'utilisation de cette méthode dans les structures sédimentaires complexes reste très discutée (Haghshenas *et al.,* 2008 ; Guéguen, 2009).

4.4. Mise en évidence des effets de site dans l'agglomération de Port-au-Prince

Le tremblement de terre de 2010 a provoqué des dommages sur un territoire très étendu avec une importante concentration dans certaines zones. Les principaux renseignements sur la répartition des dommages sont extraits des études menées par Fierro and Perry, (2010) et Rathje *et al.* (2011). Une forte concentration de dommages a été ainsi relevée dans la partie basse de la ville de Port-au-Prince, qui correspond au centre-ville. Le sous-sol de cette zone est constitué d'alluvions quaternaires éventuellement surmontées de remblais récents. Le bâti est lui-même relativement spécifique avec de nombreux édifices imposants à usage commercial ou administratif, généralement constitués de plusieurs niveaux, en poteaux et poutres en béton armé. La quasi-totalité de ces hautes structures ont été détruites et cette concentration de dégâts est probablement liée à la présence des sédiments meubles épais.

Une autre zone de concentration de dommages est observée le long de la côte, au sein du cône alluvial quaternaire de Carrefour. En supposant la vulnérabilité du bâti comme homogène sur l'ensemble de ce cône alluvial, cette zone de concentration de dommages peut être interprétée comme le fruit d'un effet de site ayant amplifié le mouvement sismique dans certaines zones.

En dehors des descriptions qui précèdent, de nombreuses autres zones de concentration de dommages sont observées dans Port-au-Prince, au sein des reliefs marqués de la formation détritique du morne de Delmas (MDF) et des reliefs de piedmont de la formation du Miocène (Bml). Dans ces secteurs, on passe sur de courtes distances (quelques dizaines de mètres) de zones peu ou pas affectées par des dommages à des zones détruites à 70-80 %. En ce qui concerne l'habitat courant, le bâti semble relativement homogène. On peut donc considérer en première approche la pente comme un facteur aggravant du niveau de dommages observé. Dans un tel contexte, les zones de concentration de dommages aussi bien dans la formation de

Delmas qu'au sein du Miocène, sont très probablement liées à des effets de site lithologiques et topographiques (les pentes). Il est également possible qu'il y ait eu des effets de site particuliers 2D et/ou 3D, en relation avec la géométrie complexe du substratum sismique et les fortes variations latérales et verticales de faciès. De tels effets particuliers sont tout à fait plausibles dans un contexte de cône alluvial détritique comme celui de la formation du morne de Delmas (Bonnefoy-Claudet *et al.,* 2009).

Cette distribution de dégâts en 2010 a été notamment expliquée de façon cohérente par des mesures de bruit de fond menées par Hauss *et al.* (2010), Belvaux *et al.* (2013) et Cox *et al.* (2011). Les résultats HVSN ont montré que les bâtiments hauts (par exemple le bâtiment des Télécommunications S.A. au centre-ville) se sont effondrés dans une zone où la fréquence de résonance du sol se situait dans la gamme [0.5 – 1.5Hz], alors qu'à l'Est de Port-au-Prince aux environs de Pétion-ville la fréquence fondamentale des sols est de l'ordre de 1Hz à 2Hz et les immeubles endommagés sont moins élevés.

Ainsi, suite à cet événement le gouvernement haïtien a contacté le Bureau de Recherches Géologiques et Minières français (BRGM) afin de mener une étude sur les effets du tremblement de terre dans la zone urbaine de Port-au-Prince (environ 80 km^2) et d'évaluer les mouvements sismiques des événements pouvant se produire dans le futur. Ces travaux publiés dans Bertil *et al.* (2013) ainsi que les observations des signaux enregistrés par le réseau sismologique sur plusieurs sites à Port-au-Prince ont souligné des effets de site importants : allongement considérable de la durée des signaux sismiques et amplification du mouvement du sol sur une large gamme de fréquence (0.5 – 20Hz). La Figure 4.6 présente des signaux enregistrés suite à un séisme de magnitude locale 4.4 du 3 mai 2010 (19h21) par le réseau sismologique haïtien.

La variabilité des enregistrements illustre bien les effets d'amplification locale dans l'agglomération de Port-au-Prince. Les composantes nord-sud des accélérogrammes du tremblement de terre du 3 mai 2010 y sont présentées pour chaque station sur une vue 3-D de la topographie et des unités géologiques superficielles. Ce séisme est localisé au large des côtes de Léogâne (latitude = 18.538°; longitude = -72.643°; profondeur = 12 km). La variabilité du mouvement sismique peut être observée sur l'amplitude et la durée des accélérations enregistrées. Les secousses les plus fortes sont enregistrées à la station HVPR, installée dans le bassin sédimentaire de Port-au-Prince, et à la station HVCV, située sur la crête des collines de Canapé-Vert, alors que pour les stations HCEA et PAPH, toutes deux installées sur le massif calcaire du Sud de Port-au-Prince, les PGA les plus faibles sont enregistrés.

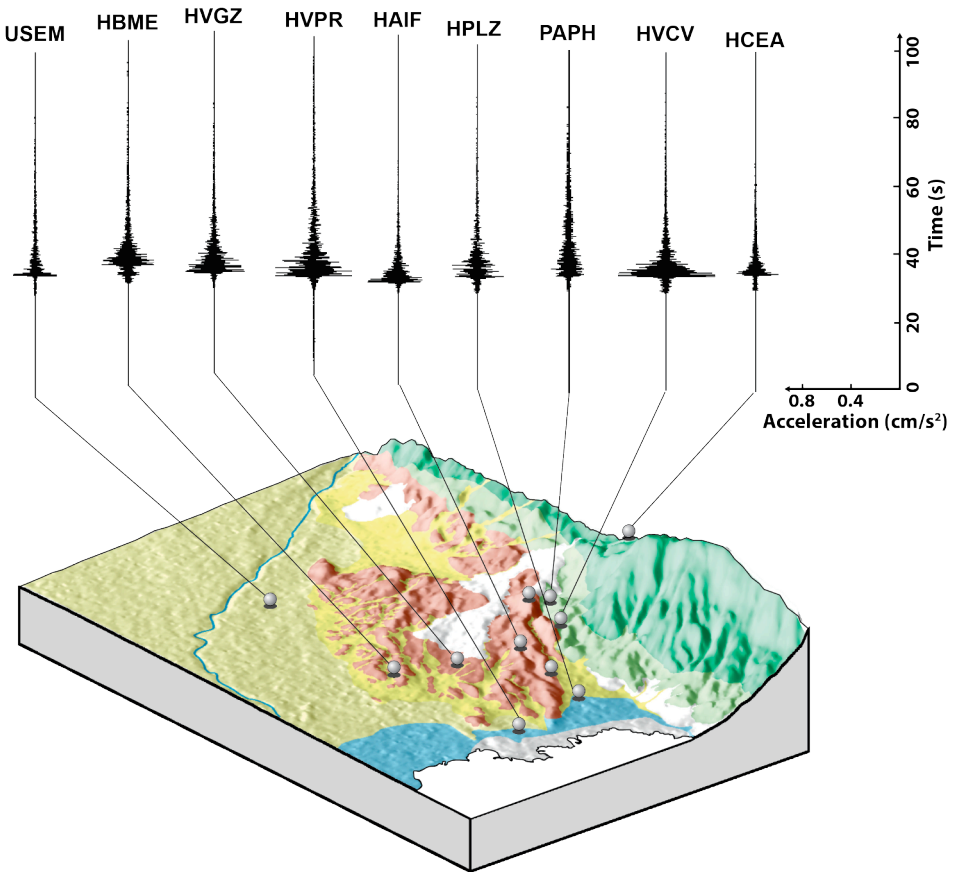


Figure 4.6.- *Bloc diagramme montrant la répartition spatiale du mouvement sismique (composante nord-sud) du séisme de 3 mai 2010 (19h21, Mw = 4.4). Ce séisme a été localisé au large des côtes de Léogâne à 20 km à l'ouest du réseau sismologique de Port-au-Prince. Les données topographiques ont été fournis par Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) avec une résolution de 90m environ.*

4.5. Evaluation des effets de site dans l'agglomération de Port-au-Prince

Les différentes stations sismologiques installées après le séisme du 12 janvier 2010 ont permis de collecter une quantité de données suffisantes pour évaluer les effets de site à divers endroits de la région métropolitaine de Port-au-Prince.

Le travail présenté dans cette deuxième partie de la thèse est une première étape dans la caractérisation de la réponse sismique dans le bassin de Port-au-Prince. Les rapports spectraux site/référence (SSR) ont été accompagnées par la méthode des fonctions récepteurs ou H/V séismes (HVEQ). Cette validation permettra notamment d'exploiter les événements enregistrés sur les divers sites même lorsque la station de référence est inopérante.

La méthode H/V séisme a été préférée à la méthode H/V bruit de fond (HVSR) car elle retranscrit plus fidèlement les fréquences pour lesquelles des amplifications ont été observées par la méthode des rapports spectraux site/référence (Field and Jacob, 1995).

4.5.1. Description des traitements

Les données des différentes stations sismologiques ont été collectées soit à travers des sites internet (IRIS et Sismo à l'école), soit par des communications personnelles (Allison Bent et Susan Hough). Ces données brutes nécessitent un traitement pour les rendre exploitables. Ce traitement s'effectue en amont de tout le processus et s'avère donc très important car il influe sur les résultats. Trois étapes de traitements sont alors réalisées :

- Choix des données utilisables ;
- Correction de la réponse instrumentale ;
- Traitement des données pour les rapports spectraux.

4.5.1.1. Choix des données utilisables

Les stations du réseau canadien sont munies de sismomètres à trois composantes vélocimétriques large bande et à trois composantes accélérométriques. Il a fallu tout d'abord observer ces données afin de selectionner celles à utiliser pour l'évaluation des effets de site dans la plaine de Port-au-Prince. L'observation des différents signaux révèle que pour certaines stations et pour certains événements la trace du signal pour le vélocimètre présente certaines anomalies ou est saturée (voir Figure 4.7). Nous avons donc choisi d'utiliser pour le calcul des rapports spectraux, les données accélérométriques. Pour les stations où il n'y a pas de capteurs accélérométriques, des données vélocimétriques pourront être utilisées uniquement après s'être assuré qu'elles ne présentent pas de saturation.

4.5.1.2. Correction de la réponse instrumentale

Après avoir choisi d'utiliser les traces des accéléromètres pour caractériser les mouvements du sol dans le bassin port-au-princien, l'étape suivante consiste à convertir les données du numériseur (count) en une valeur physique (m/s^2 ou % g). Nos capteurs vélocimétriques étant construits de façon à avoir une vitesse ou une réponse en accélération plate dans la bande de fréquence étudiée, la correction de la réponse instrumentale est simple et rapide. Il suffit donc de diviser le signal par la sensibilité des capteurs.

4.5.1.3. Traitement des données pour les rapports spectraux

Pour les deux méthodes (SSR et HVEQ), les enregistrements sismiques sont traités de manière similaire grâce aux codes mis au point par Etienne Bertrand au laboratoire CEREMA de Nice, dans l'environnement FORTRAN et SAC. Tout d'abord, nous avons sélectionné une fenêtre de signal de largeur fixée à 20 secondes à partir de la première arrivée de l'onde P (pour les données utilisées l'onde S est généralement incluse dans cette fenêtre de signal).

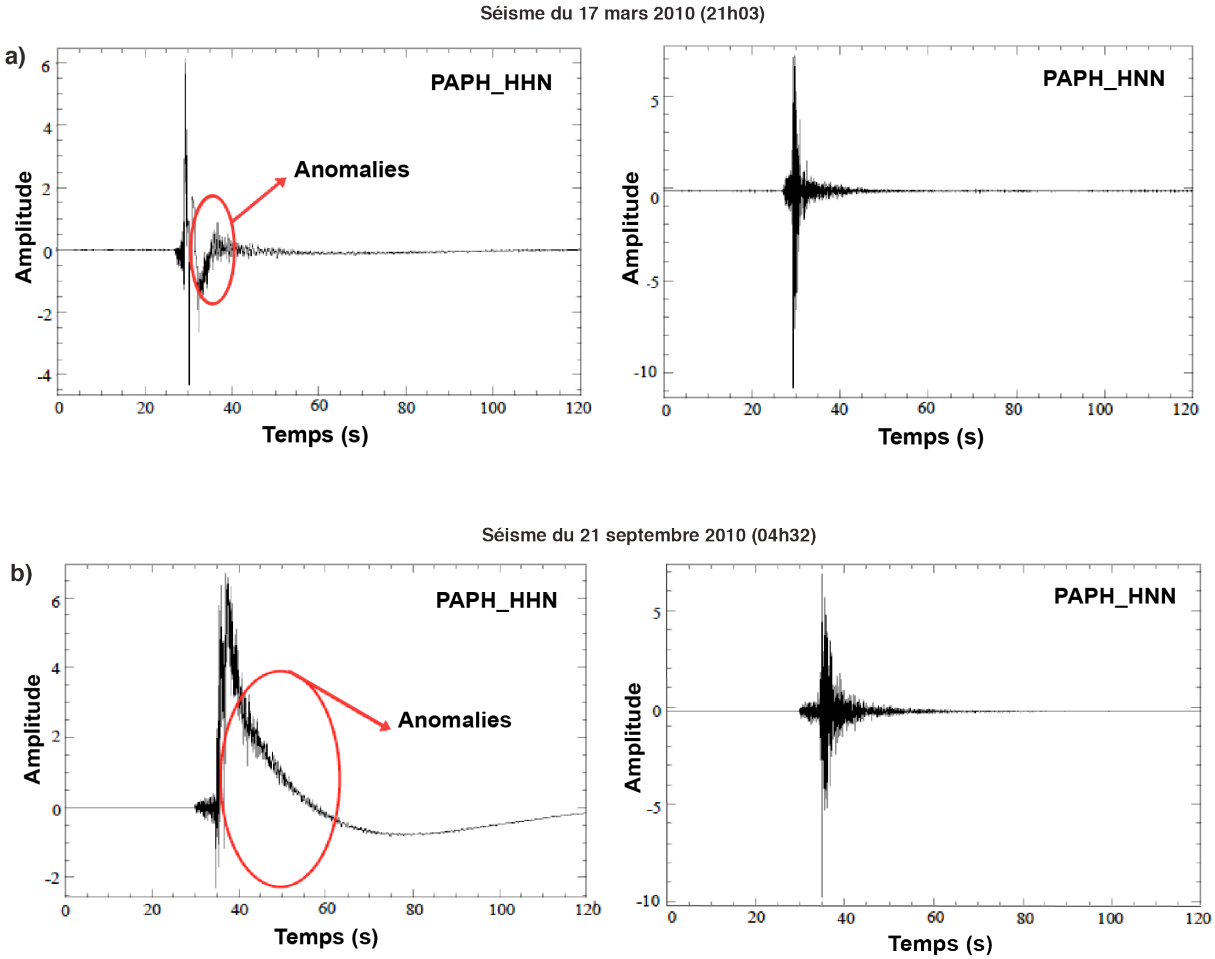


Figure 4.7.- a| *Signaux enregistrés sur la composante Nord-Sud de la station PAPH pour l'événement du 17 mars 2010 (21h03). A gauche la composante vélocimétrique et à droite la composante accélérométrique* **b|** *Composante Nord-Sud de la station PAPH pour l'événement enregistré le 21 septembre 2010 (04h32). A gauche la composante vélocimétrique et à droite la composante accélérométrique.*

Cette longueur de fenêtre permet une analyse pertinente à des fréquences aussi basses que 0.5Hz (Bard, 2004). Ensuite, les données de la fenêtre subissent une apodisation « cosine taper » avec une pente de 5% avant l'application d'une transformation de Fourier rapide. Enfin, les spectres de Fourier sont lissés en suivant un algorithme spécifique (Konno and Ohmachi, 1998). Ce lissage est d'autant plus efficace que la fréquence est élevée. Le paramètre utilisé ici est b = 40.

L'utilisation des méthodes de rapports spectraux pour quantifier les effets de site nécessite un bon rapport signal/bruit. Ici, pour évaluer le rapport signal sur bruit, une fenêtre de bruit pré-événement de 20s est choisi pour chaque enregistrement. Les spectres des données à la fois du

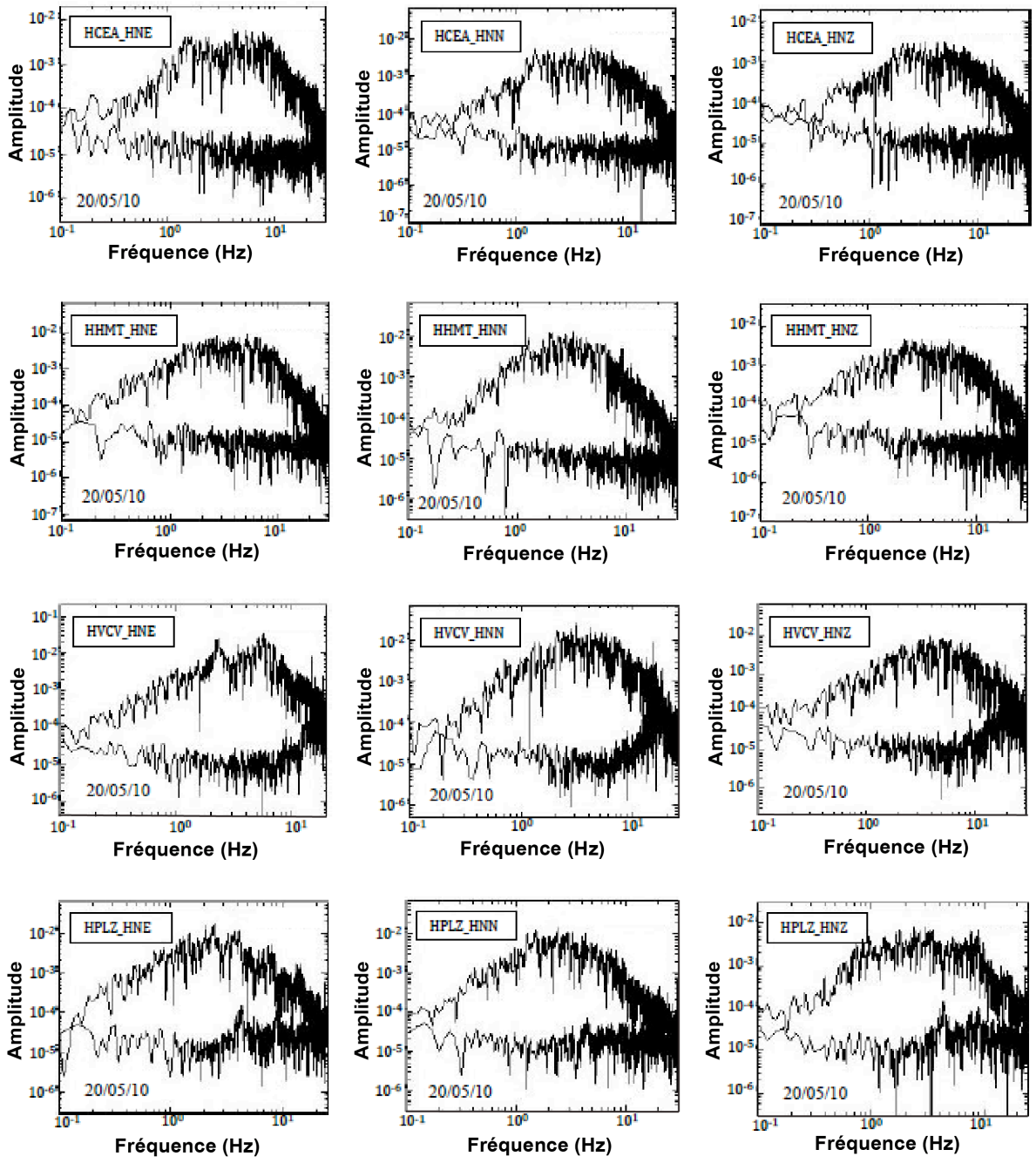


Figure 4.8.- *Spectres en déplacement du signal et du bruit pour certaines stations du réseau sismologique USGS-BME pour le séisme du 20 mai 2010 (06h33).*

bruit et des tremblements de terre ont été lissés et interpolés à un intervalle de fréquence commune, et seules des données avec un rapport signal/bruit supérieur à 3 ont été utilisées pour calculer les rapports spectraux (Field and Jacob, 1995). Pour cette raison, le nombre de tremblements de terre utilisés dans l'analyse est non seulement différent d'une station à une autre, mais il est également dépendant de la fréquence.

La Figure 4.8 présente le spectre de Fourier du signal et du bruit pour la réplique du 20 mai 2010 (06h33, mb=4.3), pour certaines stations du réseau USGS-BME. En abscisse est représentée en échelle logarithmique la fréquence et en ordonnée (échelle linéaire) l'amplitude du signal et du bruit. Dans la gamme de fréquence étudiée [0.5 20Hz] on a obtenu un rapport signal/bruit satisfaisant sur l'ensemble de nos spectres.

4.5.2. Résultats des rapports spectraux H/V séismes

Pour chaque site les résultats des méthodes H/V séisme sont proposés sous forme de graphiques. L'échelle utilisée est semi-logarithmique avec en abscisse la gamme de fréquence considérée (logarithmique) et en ordonnée l'amplitude du rapport HVEQ (voir Figure 4.9). En gris sont représentés les rapports spectraux pour les différents événements enregistrés à chacune de ces stations. La courbe noire en trait continu représente la moyenne des rapports spectraux HVEQ et les écarts-types sont indiqués par les courbes noires en trait discontinu.

Pour les stations HCEA, PAPH et HHMT, nous avons été en mesure d'analyser un grand nombre d'enregistrements pour lequel le rapport signal sur bruit était supérieur à 3 sur une large gamme de fréquences, alors qu'aux stations HVPR, HVGZ, HAIF et HPAP seulement quelques enregistrements sont disponibles. Nous nous sommes inspirés des critères d'interprétation des pics H/V du projet européen SESAME (Bonnefoy-Claudet, 2004) pour analyser les résultats de nos HVEQ. De plus, nous avons considéré comme "faible à modéré", tout pic dont la valeur de l'amplitude était comprise entre 3 et 5, au-delà le pic est considéré comme "fort ou élevé".

En général, les niveaux de pic des rapports spectraux HVEQ obtenus dans cette thèse, sont faibles à modérés. Dans la plupart des cas, il est même difficile de définir une fréquence de résonance. Cependant, pour certaines stations situées dans la plaine de Port-au-Prince (HVPR, HPLZ et USEM), dans le fan détritique (HVGZ), ou encore dans les collines du sud de Port-au-Prince (HVCV), les rapports spectraux HVEQ présentent des valeurs de pic supérieures à 3, dans la gamme de fréquences 0.5 et 5.0Hz. Toutefois, USEM est la seule station qui montre un pic très clair, centré sur 0.8 Hz. De plus HVCV est située au sommet d'une colline composée de calcaire altéré et fracturé, la courbe HVEQ observée pourrait refléter des effets de site lithologiques et topographiques, alors que la courbe HVEQ de la station USEM qui se trouve dans un dépôt alluvial de la plaine, peut être interprétée uniquement comme un effet de site lithologique.

Pour les autres stations (HPKH, HBME, HAIF, HCEA, HHMT, PAPH et HPAP) le rapport HVEQ moyen ne dépasse pas 3 dans la gamme de fréquences étudiée [0.5 - 20Hz]. Cependant, il est difficile d'être certain que ces sites sont exempts d'amplification sismique,

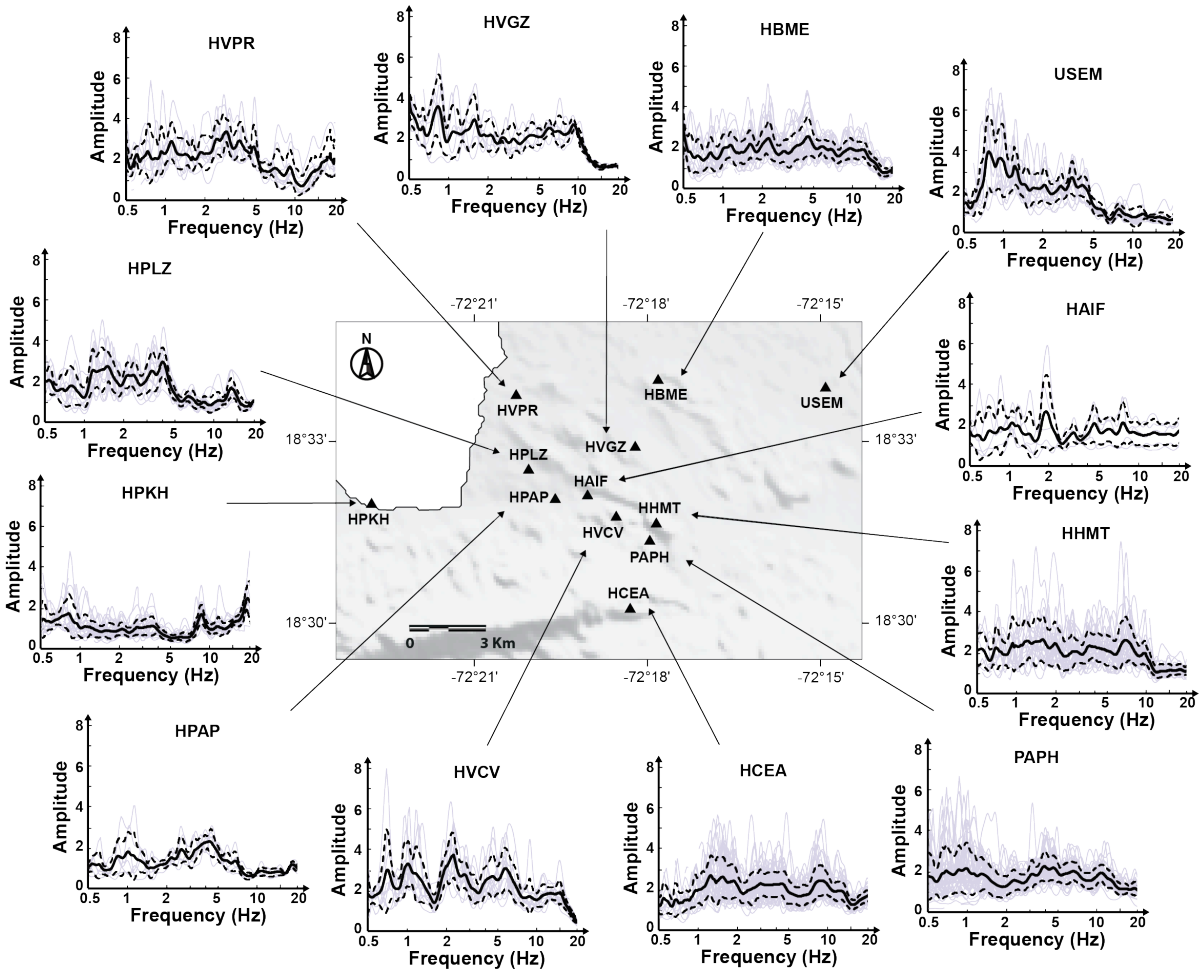


Figure 4.9.- *Résultats des rapports spectraux HVEQ pour les stations sismologiques de Port-au-Prince. Les lignes en gris représentent les rapports spectraux HVEQ pour les différents événements enregistrés à chacune des stations; La courbe noire en trait continu représente la moyenne des rapports spectraux et les écarts-types (sigma) sont indiqués par les courbes noires en trait discontinu. Le nombre de signaux considérés varie de 70 pour la station de HCEA à 5 pour la station HAIF. Les triangles noirs donnent l'emplacement des stations sismiques.*

vu la forme de leur courbe HVEQ moyen et la grande variabilité observée sur les rapports spectraux individuels. Par exemple, HPKH qui se trouve dans le remplissage quaternaire de la côte devrait être sujette à des effets de site lithologiques. L'absence de pic sur la courbe HVEQ dans cette étude, pourrait être le signe de la présence d'un gradient de vitesse dans le sous-sol. Le rapport HVEQ moyen quasi plat à HCEA et PAPH est compatible avec leur emplacement sur la roche dure. On remarque toutefois qu'à la station PAPH, le rapport HVEQ moyen atteint un niveau de 2 pour des fréquences inférieures à 1.2Hz, tandis qu'à HCEA ce niveau est observé pour des fréquences supérieures à 1.2 Hz. La variabilité, à basse fréquence, dans les rapports HVEQ est également beaucoup plus élevée à PAPH qu'à HCEA.

4.5.3. Résultats des rapports site/référence

Alors que nous avons choisi d'utiliser tous les tremblements de terre disponibles pour l'analyse des rapports spectraux HVEQ, cela n'a pas été possible pour l'analyse des rapports spectraux site/référence, puisque la distance entre la station étudiée et la station de référence doit être négligeable ou faible par rapport à la distance entre l'épicentre et la station de référence. Pour garder un nombre raisonnable d'événements, nous imposons une distance source-référence au moins 2 fois plus grande que la distance entre la référence et la station étudiée. Les 78 événements qui ont été utilisés au moins une fois dans l'analyse SSR sont représentés par un symbole plein dans la Figure 4.10.

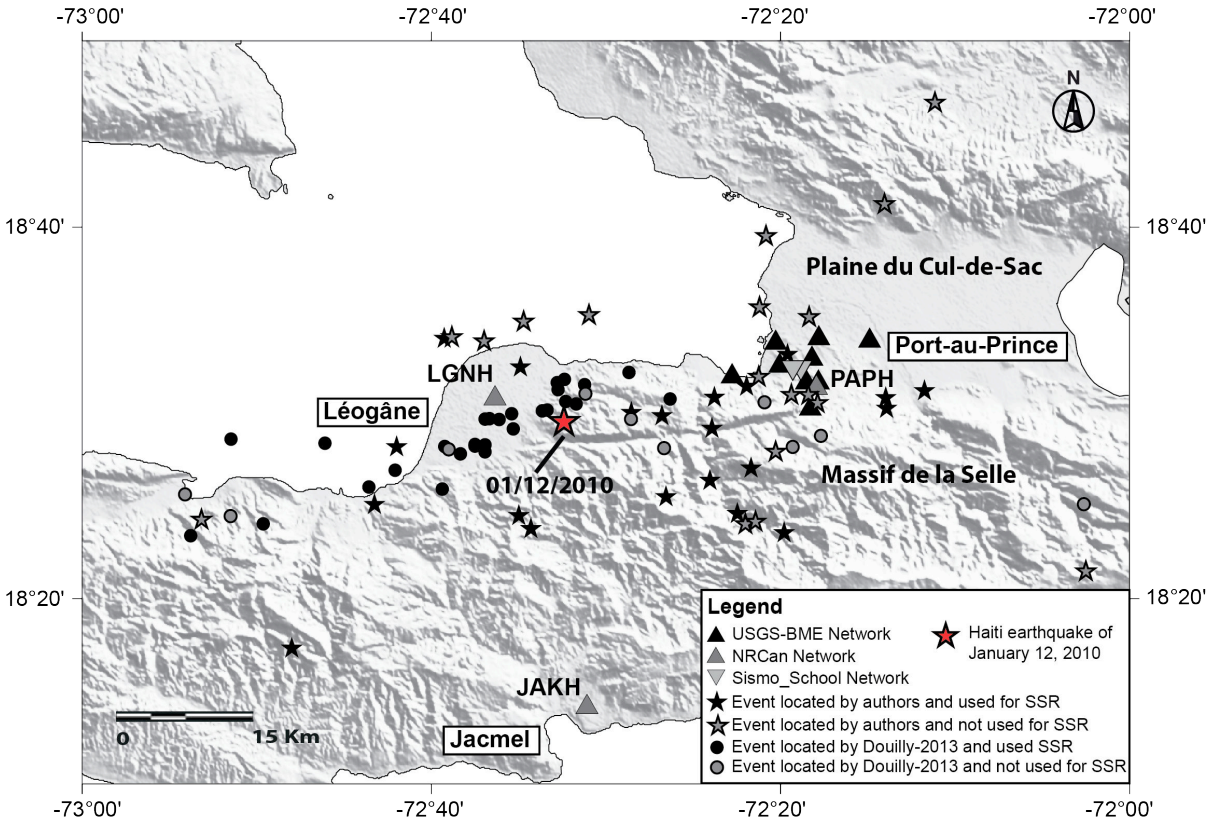


Figure 4.10.- *Localisation des stations sismiques (triangles) et épicentres (cercles et étoiles) des différents événements enregistrés. Les triangles noirs représentent les stations de réseau USGS-BME, les triangles gris foncé représentent le réseau NRCAN, et les triangles gris clair, les stations du réseau «Sismo à l'école». Les symboles pleins représentent les événements utilisés pour le calcul SSR et les symboles vides les événements non pris en compte dans le calcul des rapports spectraux site/référence (SSR). Les étoiles représentent les événements localisés dans ce travail (mars 2010-février 2013) et les cercles représentent les événements localisés par Douilly et al., 2013 (février-juin 2010).*

Ensuite, il nous a fallu définir une station de référence au sein du réseau de stations sismologiques de Port-au-Prince. Le site de cette station, caractérisé par des propriétés mécaniques remarquables, doit être exempt de tout effet de site. Nous avons alors considéré les critères suivants :

- Située dans une zone où le rocher est affleurant ;
- Placée dans un site évalué A ou B selon la classification NEHRP, avec $V_{S30} > 800$ m/s ;
- Ayant enregistré un grand nombre d'événements sismiques après le séisme du 12 janvier 2010 ;
- Exempte d'effets de site, c'est-à-dire caractérisée par une courbe moyenne HVEQ plate.

En somme, la station de référence doit être installée sur une roche saine, insensible aux effets de site, et assez proche de toutes les autres stations du réseau sismologique, de manière à ce que les effets de source et de propagation soient identiques pour la station de référence et les stations suspectées d'effets de site. Dans la nature, une telle station de référence n'existe que très rarement, la conjonction de toutes ces conditions étant en pratique très difficile à rencontrer. Nous avons ainsi constaté qu'aucune station du réseau sismologique de Port-au-Prince ne répond à tous les critères évoqués ci-dessus et, afin de pallier ce problème dans le calcul des rapports spectraux site/référence (SSR), nous avons testé plusieurs stations et plusieurs combinaisons de stations comme référence.

4.5.3.1. Rapports spectraux SSR avec HCEA comme site de référence

La station HCEA présente de nombreuses caractéristiques pour être considérée comme un bon choix de site de référence. En effet, elle est située sur le rocher du Massif de la Selle (sud de Port-au-Prince) ; elle présente une courbe HVEQ moyenne relativement plate, avec une amplitude inférieure à 3; et elle a déjà été utilisée dans d'autres travaux comme site de référence (Hough *et al.,* 2011 ; Assimaki and Jeong, 2013). Cependant, elle suscite certaines réserves qui doivent être prises en compte dans le cas de son utilisation pour l'évaluation des effets de site. Le rocher, sur lequel elle est installée, correspond à un relief topographique assez marqué qui peut générer des amplifications topographiques à basses fréquences, observées sous forme de désamplification dans la courbe HVEQ. De plus, la station se trouve à quelques mètres seulement de la faille Enriquillo Plantain-Garden, qui peut constituer un chemin préférentiel des ondes sismiques et engendrer une amplification des vibrations sismiques dans la zone. Dans un premier temps, nous avons, tout de même choisi cette station

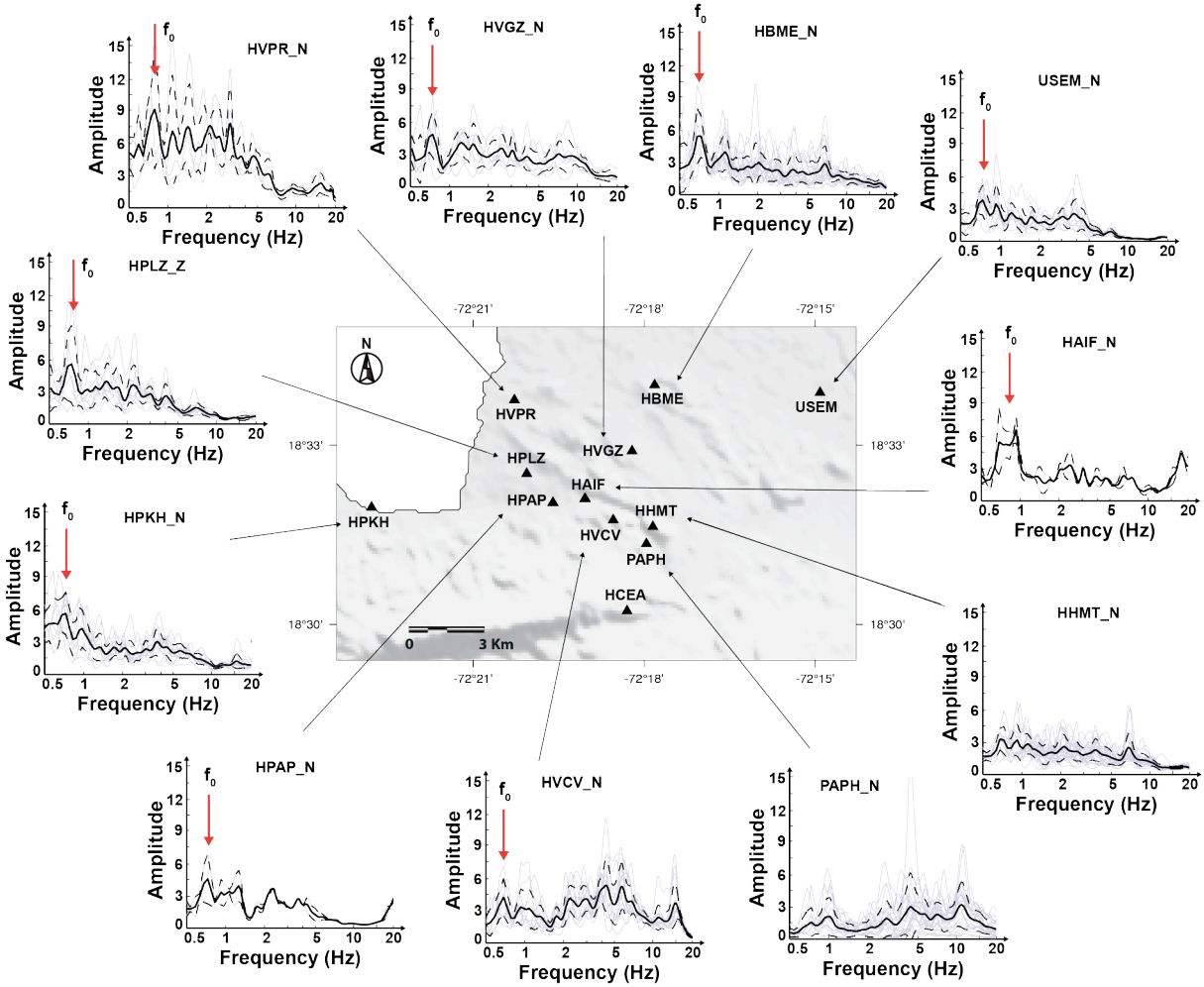


Figure 4.11.- *Résultats des rapports spectraux site/référence pour les différentes stations sismologiques (composante nord-sud), avec HCEA comme station de référence. Les lignes grisées représentent les rapports spectraux pour les différents événements utilisés, la ligne noire continue le SSR moyen; et les lignes noires discontinues les écarts-types.*

comme site de référence, afin d'évaluer l'effet de site à Port-au-Prince. Les principaux résultats déduits de ce premier test sont les suivants (voir Figure 4.11) :

- Présence d'un pic d'amplification basse fréquence [0.5 – 1Hz] sur différentes stations de l'agglomération de Port-au-Prince (flèche rouge sur la Figure 4.11).
- Forte amplification lithologique large bande [0.5 – 8Hz] sur la station HVPR du dépôt marin quaternaire près de la côte (niveau moyen d'amplification supérieure à 6).
- Peu de différence entre les deux composantes en termes de bande de fréquence amplifiée et de niveau d'amplification pour la plupart des stations de la région de Port-au-Prince.

- Possible amplification lithologique et/ou topographique sur la station HVCV des collines de Canapé-Vert dans la gamme de fréquence [2 – 8Hz].
- Très peu d'amplification observée sur les stations HHMT et PAPH des collines du Sud de Port-au-Prince.
- Forte variabilité sur certaines stations (HVPR, HVCV, etc.).
- Réponses de sol presque identiques pour les stations HPLZ, HVGZ, USEM, HPKH et HBME (niveau d'amplitude du pic observé proche de 6).

Dans un deuxième temps, nous avons également testé séparément les stations PAPH et HHMT comme site de référence, en raison de leur positionnement (sur un rocher fracturé et altéré), de leur courbe HVEQ relativement plate (amplitude inférieure à 3) et du nombre important d'événements qu'elles ont enregistrés. Cependant, en considérant ces stations, les niveaux d'amplifications observés sont plus faibles comparés aux résultats obtenus avec la station HCEA et les pics à basse fréquence disparaissent peu à peu sur presque toutes les stations. Ainsi, nous déduisons que la réponse sismique, avec HCEA comme site de référence, est probablement surestimée par le creux observé dans la courbe HVEQ obtenue à cette station. Par ailleurs, nous avons constaté, pour ces différentes stations, que les rapports moyens HVEQ ne sont pas totalement plats sur toute la gamme de fréquences étudiées et que la variabilité des rapports spectraux individuels est très grande, en particulier pour les stations HHMT et PAPH. Ces sites peuvent donc amplifier le mouvement sismique dans certains cas particuliers en fonction du tremblement de terre considéré (Hough *et al.,* 2011). Ainsi, afin de réduire l'impact des effets de chacune de ces stations prises séparément, sur la réponse sismique du sol, nous avons décidé de combiner les deux stations HCEA et PAPH et de prendre la moyenne comme une estimation du signal de référence (Maufroy *et al.,* 2012).

4.5.3.2. Rapports spectraux SSR avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence

Inspirés des travaux de Maufroy *et al.* (2012), et afin d'évaluer correctement le niveau réel d'amplification sur les sites, nous avons pris en compte simultanément les stations situées dans le calcaire pélagique du massif de la Selle. Les stations HCEA et PAPH sont ainsi utilisées comme une estimation du mouvement incident de référence. Les rapports spectraux SSR seront donc calculés en divisant les spectres de Fourier des enregistrements par la moyenne des spectres de Fourier correspondant obtenue à HCEA et PAPH, lorsqu'ils sont disponibles sur les deux stations. Si le mouvement du sol est disponible à seulement l'une des stations de référence, le rapport est calculé en utilisant un seul enregistrement. De plus, des

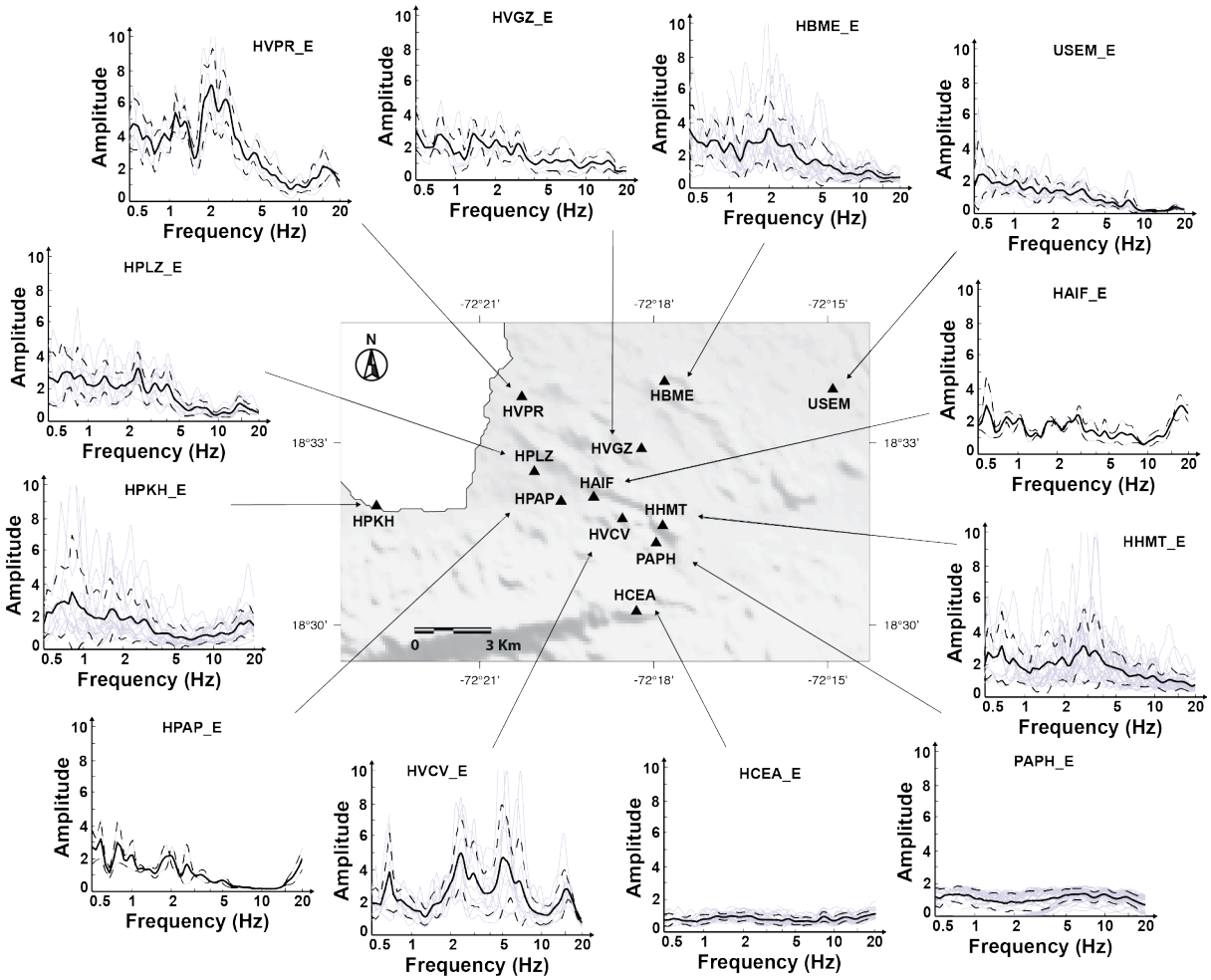


Figure 4.12.- *Résultats des rapports spectraux site/référence pour les différentes stations sismologiques (composante est-ouest), avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence. Les lignes grisées représentent les rapports spectraux pour les différents événements utilisés, la ligne noire continue le rapport SSR moyen; et les lignes noires discontinues les écarts-types sigma. Le nombre de signaux considérés varie de 60 pour la station HCEA à 2 pour les stations HAIF et HPAP. Les triangles noirs représentent la position des stations sismiques.*

critères similaires à ceux utilisés pour interpréter les résultats des rapports spectraux HVEQ sont adoptés pour analyser les pics de nos courbes SSR.

Les résultats du calcul SSR, avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence, sont représentés sur les Figure 4.12 et Figure 4.13, respectivement pour les composantes est-ouest et nord-sud. Comme prévu, nos stations de référence HCEA et PAPH, sont caractérisées par des courbes plates avec une amplitude presque constamment égale à un. Le niveau d'amplification observé sur les rapports spectraux SSR est généralement modéré, sauf pour les stations HVPR et HVCV. En effet, l'amplitude est en général inférieure à 4 sur toute la

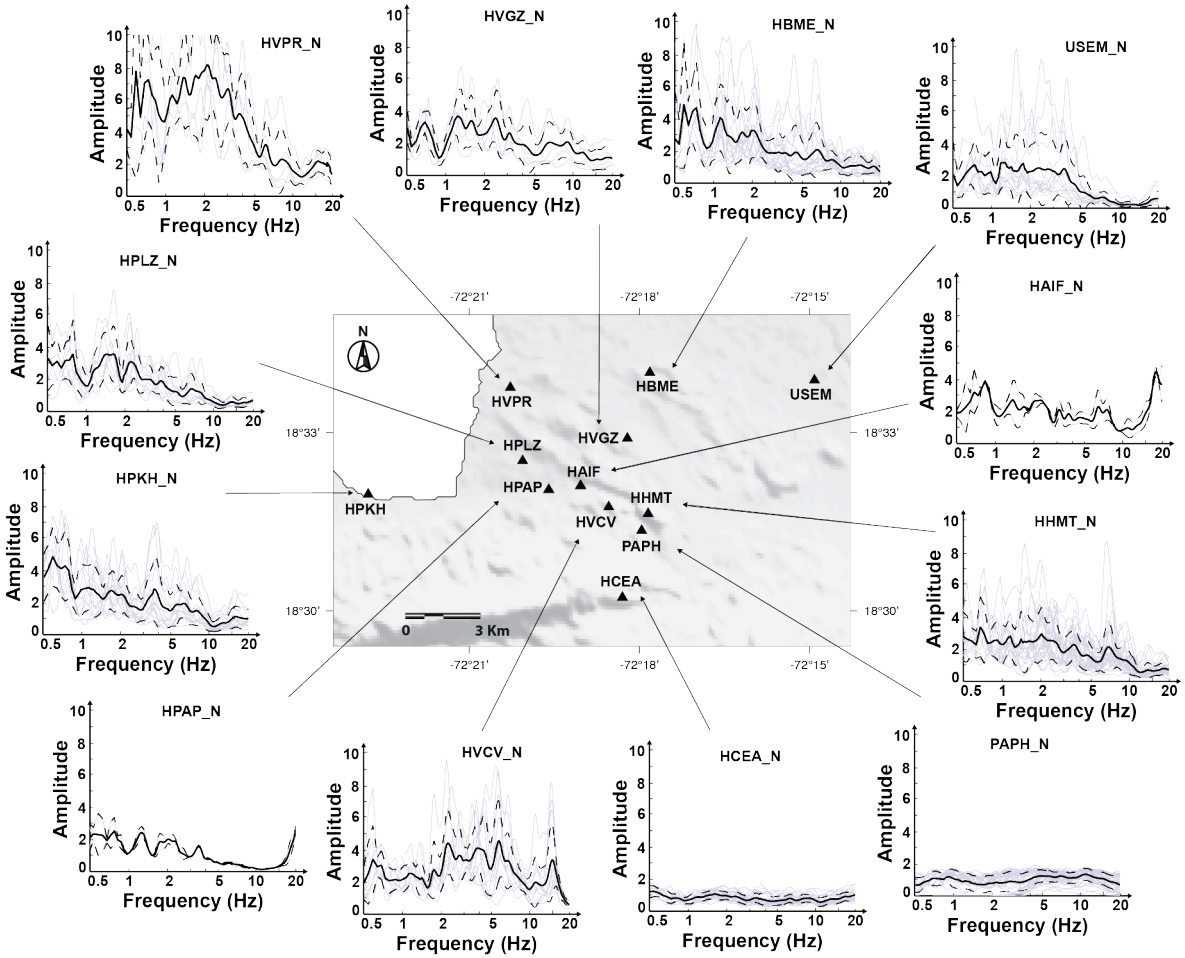


Figure 4.13.- *Résultats des rapports spectraux site/référence pour les différentes stations sismologiques (composante nord-sud), avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence. Les lignes grisées représentent les rapports spectraux pour les différents événements utilisés, la ligne noire continue le rapport SSR moyen; et les lignes noires discontinues les écarts-types sigma. Le nombre de signaux considérés varie de 60 pour la station HCEA à 2 pour les stations HAIF et HPAP. Les triangles noirs représentent la position des stations sismiques.*

gamme de fréquences analysée. Outre la station HVCV, nous constatons que les courbes SSR pour les deux composantes horizontales (est-ouest et nord-sud) sont différentes pour toutes les stations. En particulier à des fréquences inférieures à 2.5 Hz, l'amplitude des rapports spectraux SSR est plus grande sur la composante nord-sud. On remarque aussi une plus grande variabilité sur cette composante pour les rapports spectraux SSR des différents événements. Cette grande variabilité d'amplification, particulièrement visible à la station HHMT située sur la crête étroite des collines de Canapé-Vert, a été soulignée par Hough *et al.* (2011). A cette station, une légère amplification large bande (amplitude < 4) est observée entre 0.5 Hz et 4 Hz sur la composante nord-sud tandis que deux pics distincts autour de 0.8 Hz et 3 Hz sont visibles sur la composante est-ouest.

A la station HVCV, située le long d'une crête étroite d'une colline d'orientation est-ouest, les courbes SSR obtenues pour les deux composantes sont très similaires. Elles présentent 4 pics à des fréquences proches de 0.8 Hz, 2.5 Hz, 5.0 Hz et 15.0 Hz avec un facteur d'amplification supérieur à 4 (voir Figure 4.12 et Figure 4.13).

A la station HVPR, située sur les dépôts d'alluvions marines, une grande amplification (valeur moyenne de 8) est observée sur la composante nord-sud pour les fréquences inférieures à 5 Hz. Pour la composante est-ouest des rapports SSR, l'amplification est plus élevée à des fréquences proches de 2.5 Hz. Nous notons également une très grande variabilité dans les rapports spectraux individuels calculés pour la composante nord-sud. Quant à la station HVGZ, la moyenne des rapports spectraux SSR calculée montre une amplification en dessous de 4 Hz avec un niveau plus important sur la composante nord-sud.

Pour les stations restantes (HAIF, HBME, HPAP, HPKH et HPLZ), les amplifications les plus importantes atteignent un niveau de 3 à des fréquences proches de 1 Hz sur les deux composantes. Parmi les stations de la Plaine du Cul-de-Sac, USEM, présente les plus faibles valeurs d'amplitudes pour les rapports spectraux SSR. Ainsi, le niveau maximum du rapport moyen, observé sur la composante nord-sud entre 0.5 Hz et 4.0 Hz, est inférieur à 3. L'écart-type de cette composante est cependant très grand.

4.6. Discussion

La méthode H/V appliquée aux enregistrements de séismes (HVEQ) est connue pour être efficace en présence de structures géologiques horizontalement stratifiées (hypothèse 1-D) et de contraste d'impédance significatif entre la série sédimentaire et le sous-sol rocheux. Ceci n'est clairement pas le cas à Port-au-Prince, où de fortes variations latérales et des inversions de vitesse liées à une alternance de couches molles et rigides ont été observées. Des études antérieures (Castellaro and Mulargia, 2009; Chatelain *et al.,* 2008) ont montré que ces structures sédimentaires complexes peuvent avoir des effets significatifs sur les mesures des rapports spectraux HVEQ, en masquant les pics de résonance ou en provoquant une chute soudaine dans les courbes de réponse sismique du sol obtenues par la méthode HVEQ. Cela semble être le cas dans la plupart des stations sismologiques à Port-au-Prince. USEM est la seule station sur laquelle un pic de fréquence claire peut être détecté autour de 1 Hz, qui semble dû à la grande épaisseur de remplissage de sédiments meubles de la Plaine du Cul-de-Sac, à savoir plusieurs centaines de mètres.

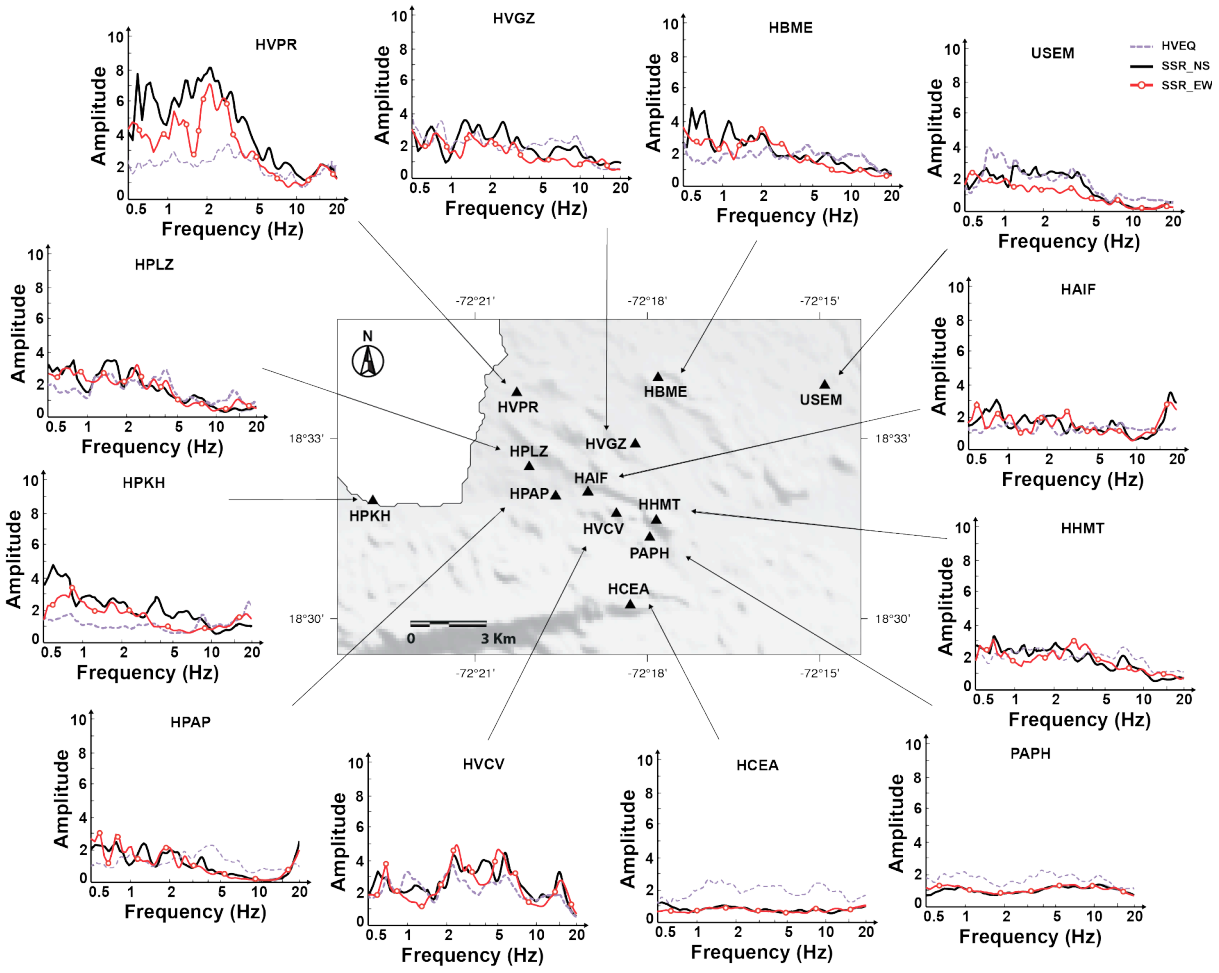


Figure 4.14.- *Comparaison entre les méthodes de rapports spectraux HVEQ et SSR. Les lignes noires montrent les rapports spectraux SSR moyens pour la composante nord-sud. Les lignes rouges avec cercle vide les rapports spectraux SSR moyens pour la composante est-ouest et les lignes mauves discontinues les rapports spectraux HVEQ moyens. Les triangles noirs indiquent l'emplacement des différentes stations sismiques.*

Par ailleurs, les résultats des rapports spectraux HVEQ varient d'une station à une autre, même pour des stations installées dans des zones géologiques similaires et avec la même classification de sol (même valeur de Vs_{30}). Ce résultat suggère que, dans le cas présent, le paramètre Vs_{30} n'est pas un indicateur suffisant pour estimer les effets de site.

Dans les zones avec des structures géologiques complexes, où de forts effets de site 2-D et 3-D sont susceptibles de se produire, la méthode site/référence (SSR) est plus adaptée à l'évaluation des effets de site. Dans ce travail, pour le calcul des rapports spectraux SSR, nous avons choisi de prendre en compte simultanément les stations HCEA et PAPH, situées à deux kilomètres l'une de l'autre, comme site de référence. Cette technique a été utilisée pour réduire au maximum l'erreur potentielle sur les résultats pour les autres sites. Nous avons

suivi l'approche proposée par Wilson and Pavlis, (2000) et Maufroy *et al.* (2012), qui consiste à appliquer une méthode de rapport spectral statistique appelée méthode de référence médiane (MRM), en utilisant la moyenne des stations comme une référence dans la recherche des effets de site. L'objectif de cette approche est de compenser la désamplification qui est observée parfois dans certaines zones, résultant d'une topographie donnée. Le site de référence, dans ce cas, n'est plus un site spécifique, mais une mesure moyenne sur un plus grand nombre de sites.

A Port-au-Prince, les courbes des rapports spectraux SSR présentent une variabilité spatiale importante. Par exemple, à la fréquence 4 Hz sur la composante nord-sud, la valeur de l'amplitude du rapport SSR moyen est deux fois plus grande à la station HVCV qu'à la station HHMT, situées à moins de deux kilomètres de distance l'une de l'autre. De plus, et hormis à la station HVCV, nous constatons que les variations d'amplification et de fréquence sont différentes pour les composantes nord-sud et est-ouest, ce qui suggère de grandes hétérogénéités latérales et/ou d'éventuels effets de site directionnels (Burjánek *et al.,* 2014).

Nos résultats suggèrent que la partie de la ville située près de la côte pourrait être affectée par une forte amplification induite par les sédiments. Cette amplification peut être attribuée à la présence de couches épaisses de sédiments meubles. Néanmoins, cette conclusion doit être corroborée avec davantage de données, car les résultats des rapports spectraux SSR à HVPR sont obtenus en utilisant uniquement cinq enregistrements de tremblements de terre. De plus, la position des séismes enregistrés peut conduire à une mauvaise interprétation : en effet, ils sont tous situés à l'ouest de Port-au-Prince, plus près de HVPR que les stations de référence, et donc les résultats SSR peuvent surestimer l'effet de site en raison d'un effet d'atténuation. Au contraire, à la station USEM, la plus à l'Est, l'effet inverse peut affecter le calcul SSR et l'effet de site peut donc être sous-estimé par l'analyse SSR. Il faut aussi garder à l'esprit que la distance site-référence n'est pas si faible par rapport à la distance événement-référence (Rapport d'au moins 2). Ce faible rapport pourrait engendrer, dans certains cas, des perturbations à certaines fréquences pour des stations comme HVPR ou HPKH.

Sur certaines stations de l'agglomération de Port-au-Prince, comme HVGZ, HBME ou HPKH, une grande différence, à basse fréquence, est observée entre les méthodes de rapports spectraux HVEQ et SSR (voir Figure 4.14). Cette différence pourrait provenir de la présence d'ondes de surface développées dans le bassin. Dans ce cas, il existe une amplification de la composante verticale du mouvement aux basses fréquences (voir Figure 4.15), ce qui rend discutable l'utilisation de la composante verticale comme référence pour le calcul du rapport spectral HVEQ. Ce point explique donc l'inadéquation des spectres d'amplification donnés par les méthodes SSR et HVEQ (Raptakis *et al.,* 1998).

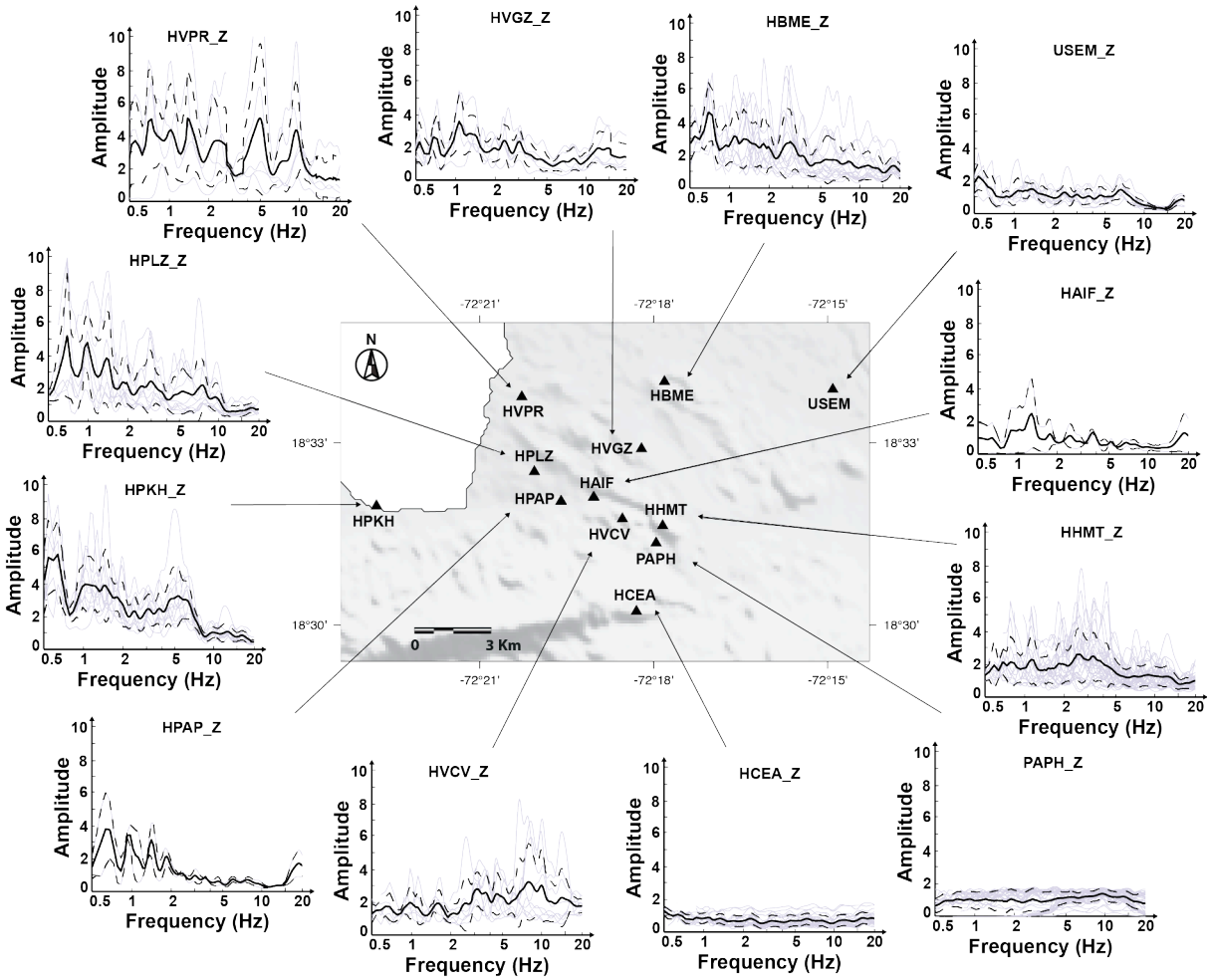


Figure 4.15.- *Résultats des rapports spectraux site/référence pour les différentes stations sismologiques, avec la moyenne de HCEA et PAPH comme site de référence (composante verticale). Les lignes grisées représentent les rapports spectraux pour les différents événements utilisés, la ligne noire continue le rapport SSR moyen; et les lignes noires discontinues les écart-types. Le nombre de signaux considérés varie de 60 pour la station HCEA à 2 pour les stations HAIF et HPAP. Les triangles noirs représentent la position des stations sismiques.*

Chapitre 5

EFFETS DE SITE : SIMULATION NUMÉRIQUE 1D

5.1. Présentation de la méthode

Les simulations numériques constituent un complément indispensable aux observations sismologiques des effets de site. Elles reposent sur une bonne connaissance des caractéristiques du sous-sol et des méthodes de simulation adaptées.

De nombreuses méthodes numériques existent et ont été développées pour répondre à la problématique de la modélisation des effets de site. Les simulations en 3D (méthodes spectrales, différences finies, éléments finis …) se développent de plus en plus grâce à l'accès facilité à des calculateurs puissants (Chávez-García *et al.,* 2002; Maufroy *et al.,* 2015; Chaljub *et al.,* 2015). Cependant, elles sont coûteuses en temps de calcul si l'on souhaite travailler à haute fréquence, et surtout nécessitent une connaissance précise du sous-sol. Ces méthodes souffrent donc de sérieuses limitations et leurs applications constituent un véritable défi dans les milieux où très peu d'informations sur la structure du sous-sol existent. Dans ces cas, la simulation numérique 1D de la réponse sismique à travers une colonne de sol reste l'approche la plus adaptée pour aider à mieux comprendre et caractériser les effets d'amplification des ondes sismiques.

Ces soixante dernières années, des progrès importants ont été réalisés dans l'élaboration de procédures analytiques pour évaluer numériquement l'influence des conditions locales du sol sur les mouvements de surface. Selon Kanai, (1951), les mouvements de surface sont principalement le résultat de la propagation vers la surface des ondes de cisaillement à travers des formations rocheuses sous-jacentes. Ainsi, des procédures ont été mises au point pour calculer les modifications du signal incident causées par des couches superficielles. De nombreuses études sur les effets de site ont été réalisées à l'aide de cette méthode fondée sur l'approche conventionnelle monodimensionnelle de la propagation d'onde avec des propriétés linéaires du sol. Comprenant la nécessité d'incorporer les propriétés non linéaires des sols (dépendants du niveau de déformation) dans l'analyse de réponse dynamique, Seed and Idriss, (1970) ont introduit une approche linéaire équivalente. Par la suite, Modaressi *et al.* (1995) et Mellal, (1997) ont travaillé sur ce sujet afin d'établir un code prenant en compte la non linéarité (CYBERQUAKE).

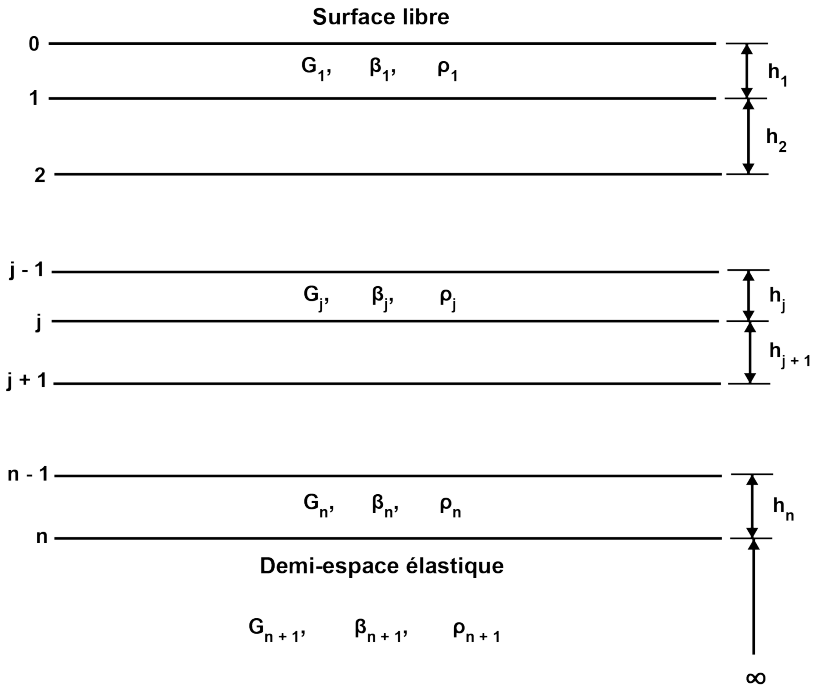


Figure 5.1.- *Modèle de structures multicouches viscoélastiques se trouvant au-dessus d'un demi-espace élastique utilisé pour développer l'approche théorique de la méthode de simulation numérique 1D de la réponse sismique du sol (Schnabel et al., 1972).*

La simulation du mouvement du sol créé par un tremblement de terre implique la résolution numérique des équations de l'élastodynamique. L'approche utilisée ici est extraite des travaux de Schnabel *et al.* (1972) et le modèle de structure multicouches pour le calcul est représenté sur la Figure 5.1. Il est composé de n couches de matériaux viscoélastiques recouvrant un demi-espace parfaitement élastique. L'hypothèse selon laquelle tous les mouvements sont causés par des ondes de cisaillement se propageant verticalement à travers la structure implique que tous les déplacements soient horizontaux et que dans chaque couche, ils satisfassent l'équation d'onde amortie :

$$\rho_j \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G_j \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta_j \cdot \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \qquad \textbf{(5.1)}$$

u = u (t, z) est le déplacement horizontal, t est le temps, z est la profondeur dans la couche j, et ρ_j, G_j et η_j sont respectivement la masse volumique, le module de cisaillement et la viscosité de la j^{ème} couche.

En régime permanent ou stationnaire, la solution de l'équation 5.1 est :

$$u = U_j(z) \,.\, \exp(i\omega t) \qquad \textbf{(5.2)}$$

Avec

$$U_j(z) = E_j \,.\exp\left(iK_j z\right) + F_j \,.\exp\left(\text{-}iK_j z\right) \quad \textbf{(5.3)}$$

Et

$$K_j = \omega / V_j \quad \textbf{(5.4)}$$

La variable V_j apparaissant dans l'équation 5.4 est le complexe de la vitesse des ondes de cisaillement pour le matériau de la j^{ème} couche. Cette vitesse est liée aux paramètres ρ_j, $G_j$et η_j par la relation :

$$V_j{}^2 = (G_j + i\omega\eta_j)/\rho_j \quad \textbf{(5.5)}$$

En supposant que, dans une couche j, la vitesse des ondes de cisaillement complexe V_j est indépendante de la fréquence dans la plage d'intérêt, il convient de reformuler l'équation 5.5 sous la forme :

$$V_j{}^2 = G_j \,.(1 + i2\beta_j)/\rho_j \quad \textbf{(5.6)}$$

Où β_j est la fraction de l'amortissement critique pour le matériau de la j^{ème} couche.

Le premier terme de l'équation 5.3 fait référence à une onde de cisaillement qui se propage dans la direction z négative (vers le haut dans la Figure 5.1) avec l'amplitude complexe E_j, et le second terme se réfère à une onde qui se propage dans la direction z positive (vers le bas dans la Figure 5.1) avec l'amplitude complexe F_j.

Les amplitudes E_j et F_j, j = 1, . . ., n + 1, varient d'une couche à l'autre, mais sont liées par les formules récursives suivantes :

$$E_{j+1} = \frac{1}{2} \,.E_j\left[\left(1 + \alpha_j\right).\exp\left(iK_j h_j\right) + \left(1 - \alpha_j\right).\exp\left(\text{-}iK_j h_j\right)\right] \quad \textbf{(5.7)}$$

Et

$$F_{j+1} = \frac{1}{2} \,.E_j\left[\left(1 - \alpha_j\right).\exp\left(iK_j h_j\right) + \left(1 + \alpha_j\right).\exp\left(\text{-}iK_j h_j\right)\right] \quad \textbf{(5.8)}$$

Où α_j, j = 1, . . ., n, sont les rapports d'impédance.

$$\alpha_j = \left(\rho_j \,.V_j\right)/\left(\rho_{j+1} \,.V_{j+1}\right) \quad \textbf{(5.9)}$$

Les formules dans les équations 5.7 et 5.8 assurent la continuité des contraintes et des déplacements au niveau des interfaces de couche et elles impliquent une surface sans contrainte au sommet de la première couche pour laquelle nous avons :

$$E_1 = F_1 = \frac{1}{2} . A_0 \qquad \textbf{(5.10)}$$

Où A_0 est l'amplitude de déplacement total à la surface libre.

Les équations 5.7 à 5.10 sont suffisantes pour déterminer l'ensemble des amplitudes E_j et F_j, j = 1, . . ., n + 1, en fonction de l'amplitude A_0 de la surface ou de toute autre amplitude dans le système de couches. En particulier, il est possible de calculer le rapport entre l'amplitude au toit du substratum et celle à la surface libre.

$$\frac{A_{n+1}}{A_0} = \frac{E_{n+1} + F_{n+1}}{2E_1} \qquad \textbf{(5.11)}$$

De même, si l'amplitude E_{n+1} de l'onde d'arrivée est supposée indépendante de la présence des couches supérieures du sol, on peut calculer le rapport :

$$\frac{B_0}{A_0} = \frac{E_{n+1}}{E_1} \qquad \textbf{(5.12)}$$

Où A_0 est l'amplitude de surface lorsque les couches de sol sont présentes et $B_0 = 2E_{n+1}$ est l'amplitude au niveau d'un affleurement de la roche mère.

Les accélérations du mouvement sismique à la surface (en haut de la couche) peuvent être obtenues par multiplication du spectre de Fourier du signal incident ou de celui enregistré en surface sur un rocher par des facteurs d'amplification définis par les équations 5.11 et 5.12. Ces dernières équations définissent les fonctions de transfert de la colonne de sol.

La résolution de l'équation différentielle des formes d'ondes (Équation 5.1), nécessite une loi de comportement du matériau reliant les contraintes dans le milieu à l'histoire de ses déformations. La loi de Hooke classiquement utilisée en sismologie relie linéairement la contrainte de cisaillement à la déformation via le module de cisaillement, mais elle est applicable tant que la déformation en cisaillement ne dépasse pas 10^{-5} (Davidovici, 1985). Au-delà de cette valeur, les dissipations plastiques deviennent importantes et les valeurs du module de cisaillement ont tendance à diminuer avec l'augmentation de la déformation. On sort du domaine élastique et on entre dans le domaine hystérétique, avec des déformations réversibles tant que la distorsion reste inférieure à 10^{-4}. Il est alors possible de modéliser le sol par un comportement linéaire avec amortissement, appelé aussi linéaire équivalent. Cette

approche consiste à remplacer le modèle de sol non linéaire par un modèle linéaire ayant des propriétés élastiques et dissipatives plus ou moins équivalentes à celles du matériau réel. Une description complète peut être trouvée dans Davidovici, (1985). Au-delà d'une distorsion de 10^{-4}, les changements dans la structure du sol engendrent des déformations irréversibles significatives et le problème ne peut être abordé que par des modèles non linéaires.

Ainsi, depuis plus d'une quarantaine d'années, de nombreuses études d'évaluation de mouvements modérés et forts, concernant les sols mous, sont effectuées en utilisant l'approche linéaire équivalente avec une colonne de sol 1D multicouche (Schnabel *et al.,* 1972 ; Bernardie *et al.,* 2006). Dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons pu obtenir la réponse sismique pour différents sites de l'agglomération de Port-au-Prince en utilisant cette approche linéaire équivalente, développée dans le logiciel CyberQuake proposé par Modaressi *et al.* (1995), et basée sur le modèle initial développé par Schnabel *et al.* (1972). Les fonctions de transfert numériques obtenues sont alors comparées aux résultats des rapports spectraux SSR et HVEQ calculés pour chaque station à Port-au-Prince.

5.2. Simulation numérique de la réponse sismique des sites du réseau sismologique de Port-au-Prince

Les diverses études géotechniques et/ou géophysiques menées dans la région de Port-au-Prince ont permis de collecter une quantité de données suffisantes pour modéliser les effets de site à certains endroits de la ville. Cette simulation numérique est une étape supplémentaire dans la caractérisation de la variabilité du mouvement sismique à Port-au-Prince. Le logiciel CyberQuake a été utilisé pour cette modélisation et le principe de l'approche consiste à propager dans une colonne de sol, depuis la base, une onde sismique à incidence verticale enregistrée à un affleurement rocheux de référence. Une fonction de transfert numérique est ainsi obtenue pour chaque site des stations du réseau sismologique de Port-au-Prince. Nous utiliserons les caractéristiques des colonnes de sol définies sous les stations dans la section 2.4 du Chapitre 2, l'approche linéaire équivalente pour le comportement du sol et des enregistrements de répliques du séisme du 12 janvier, comme signal d'entrée, pour simuler les effets de site.

5.2.1. Les caractéristiques et paramètres du profil de colonne de sol

Les colonnes de sol utilisées dans cette étude sont modélisées comme un milieu déformable multicouche semi-infini, latéralement homogène recouvrant un socle rigide et élastique. Ce socle sismique est le milieu rocheux de référence, il se distingue par son faible niveau de fracturation, et a une vitesse de cisaillement Vs au moins égale à 800 m/s, ce qui correspond aux sols des classes B ou A de la classification NEHRP, ou A des EC8. Les formations

lithologiques de nos colonnes de sol sont caractérisées par les valeurs moyennes des paramètres suivants : épaisseur, lithologie, vitesse des ondes S, vitesse des ondes P, densité ρ, courbes du module de cisaillement normalisé G(γ)/Gmax et du coefficient d'amortissement D(γ). Ces courbes fournissent en effet, les caractéristiques dynamiques du sol ; elles caractérisent la variation du module normalisé de cisaillement (G/Gmax) et du coefficient d'amortissement (D) du matériau en fonction de la distorsion (γ).

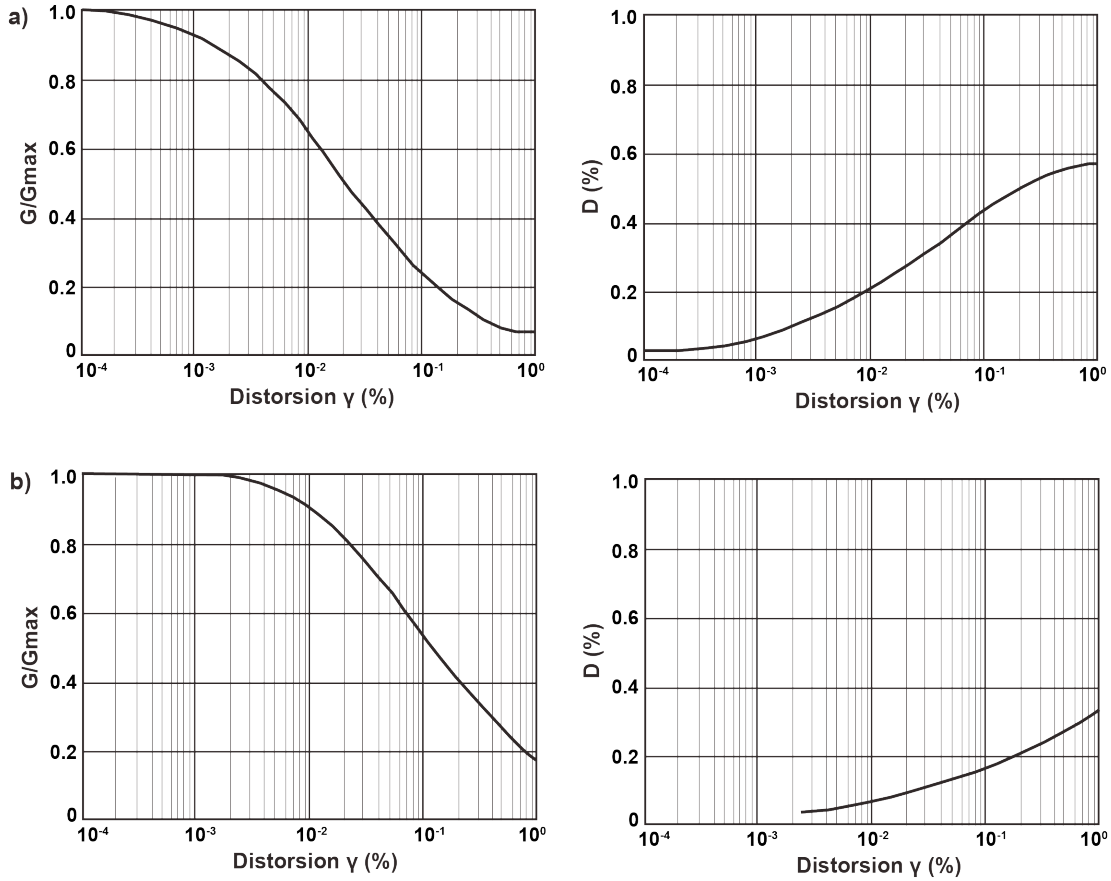


Figure 5.2.- a| *Courbes de module de cisaillement normalisé (à gauche) et du coefficient d'amortissement (à droite) pour des sols sableux (Seed and Idriss, 1970).* **b|** *Variation, pour les argiles, du module de cisaillement normalisé (à gauche) et du coefficient d'amortissement (à droite) en fonction de la déformation (Vucetic and Dobry, 1991).*

La plupart des paramètres des modèles de sol sont extraits du Tableau 2.1 du Chapitre 2. Tandis que les courbes du module de cisaillement normalisé G(γ)/Gmax et du coefficient d'amortissement D(γ) ont été calibrées en utilisant le simulateur de modèle élastoplastique intégré dans CyberQuake. Au cours de la procédure, les courbes G(γ)/Gmax et D(γ) simulées sont vérifiées afin de s'assurer qu'elles soient capables de reproduire correctement la fonction du comportement du sol. Ceci est fait par comparaison avec des courbes limites bien connues, telles que Seed and Idriss, (1970) pour les sables selon la densité relative et Vucetic and

Dobry, (1991) pour les argiles selon l'indice de plasticité (voir Figure 5.2). Des réajustements de plusieurs paramètres peuvent être nécessaires pour une meilleure conformité avec ces courbes de référence.

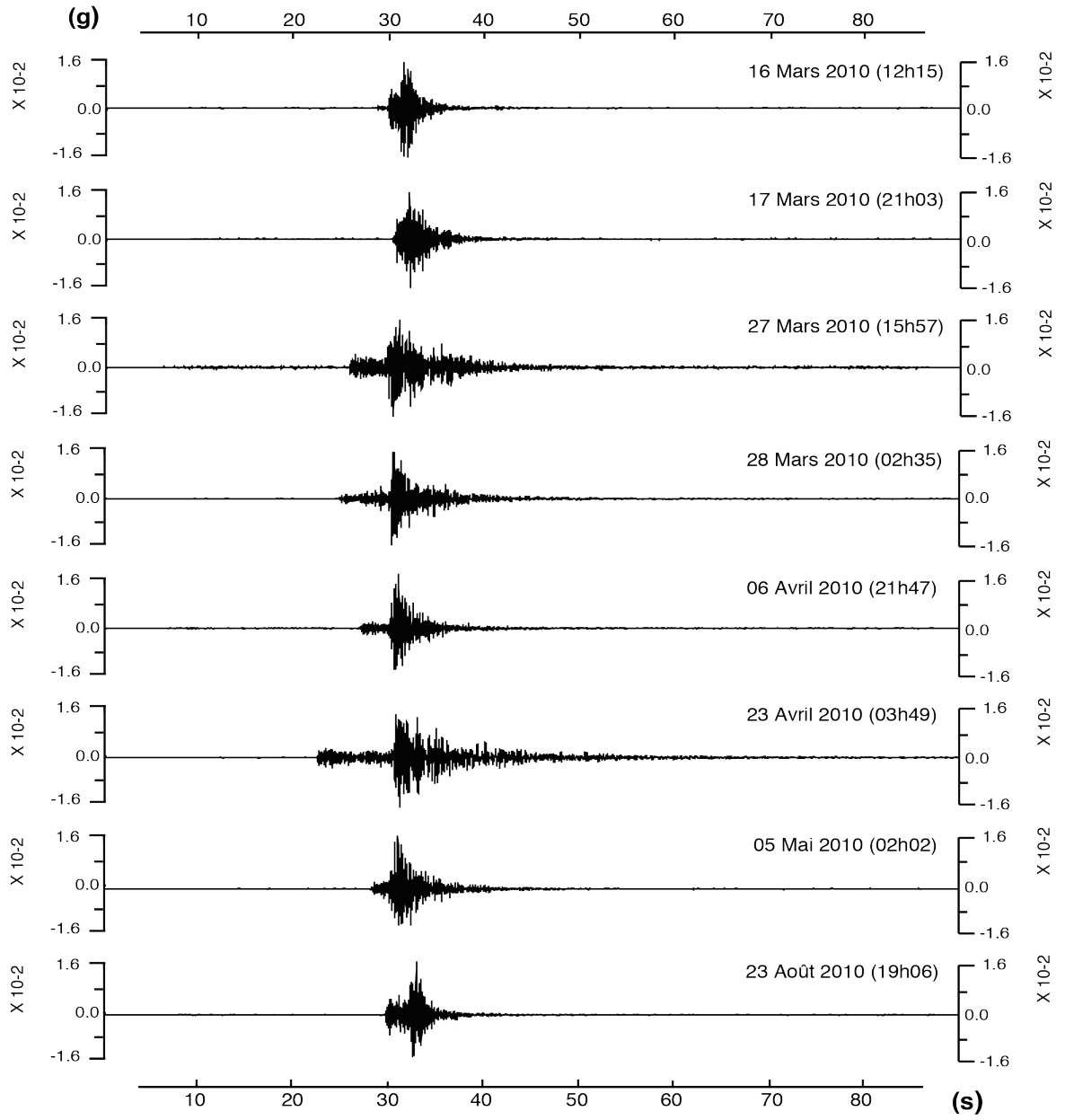


Figure 5.3.- *Signaux enregistrés à la station HCEA (composante nord-sud) et testés comme mouvement d'entrée dans le code CyberQuake. L'accélérogramme du 16 mars 2010 (12h15) a été retenu pour la simulation numérique de l'effet de site.*

5.2.2. Mouvement d'entrée

Afin de pouvoir comparer les résultats des simulations 1D de la réponse sismique du sol aux rapports spectraux HVEQ et SSR, des répliques du séisme du 12 janvier 2010 enregistrées à

HCEA, sont utilisées comme mouvement d'entrée dans le code CyberQuake. Au total, huit événements situés entre 10 et 30 km de la station HCEA ont été sélectionnés (voir Figure 5.3).

Etant donné le niveau de sollicitation quasi-identique d'un séisme à un autre, les réponses sismiques obtenues sont très semblables pour les huit séismes testés. Ainsi, nous présenterons uniquement les résultats obtenus pour l'événement du 16 mars 2010 (12h15) sur la composante nord-sud, à savoir la plus forte.

5.2.3. Présentation des résultats et comparaison avec les rapports spectraux empiriques

La Figure 5.4 présente les résultats obtenus. Les traits rouges montrent les rapports spectraux calculés entre le mouvement du sol simulé numériquement à la surface à chaque station (accélération de sortie) et le mouvement à la station HCEA (accélération d'entrée) dans la direction nord-sud. Les traits noir et mauve clair représentent respectivement les rapports spectraux empiriques SSR et HVEQ.

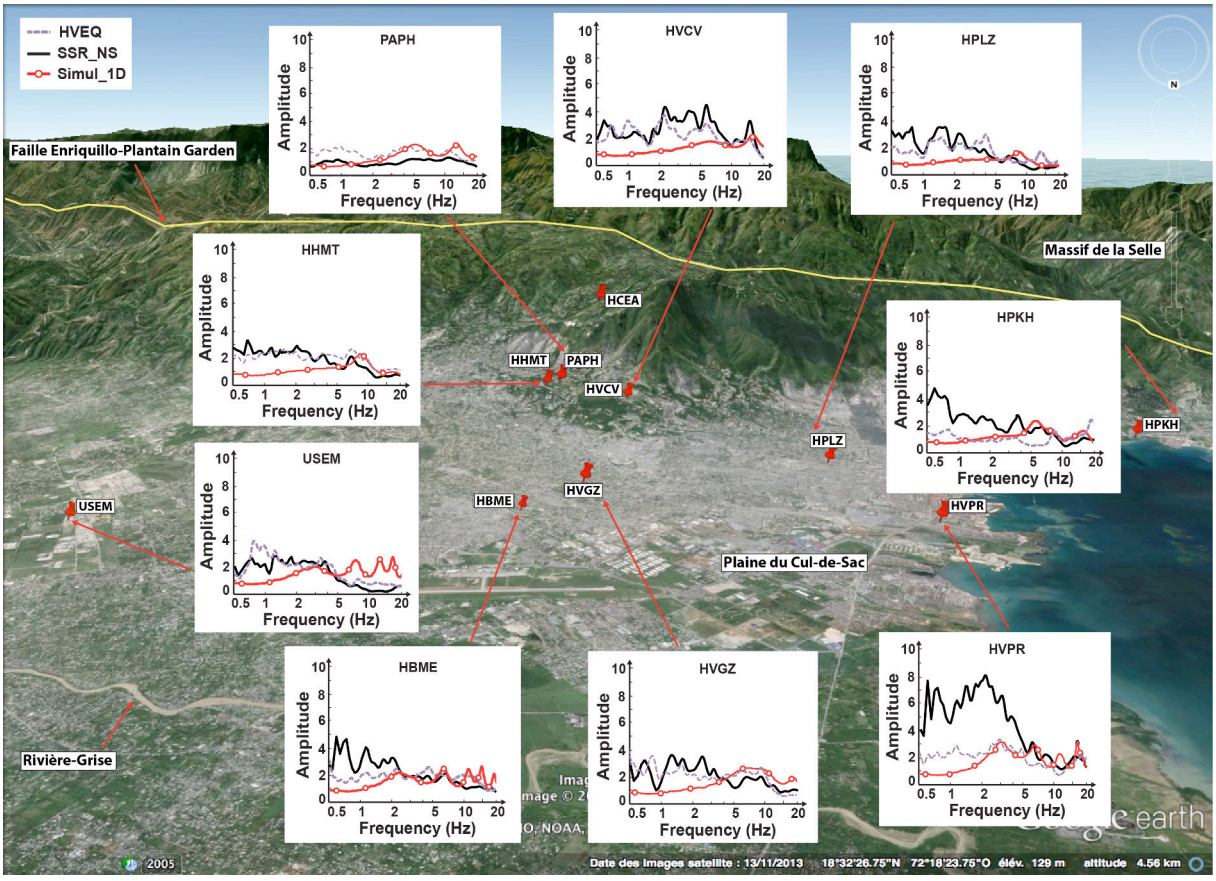


Figure 5.4.- *Comparaison entre les fonctions de transfert empiriques (SSR et HVEQ) et numériques (simulations 1-D CyberQuake, Modaressi et al., 1997). La ligne noire montre les rapports spectraux moyens SSR pour la composante NS. La ligne rouge la simulation 1-D de la réponse sismique du sol et la ligne mauve discontinue les rapports moyens HVEQ.*

La complexité de la structure géomorphologique de la région métropolitaine de Port-au-Prince rend difficile l'interprétation des courbes de réponses sismiques simulées. Néanmoins, il ressort de cette simulation 1D que des amplifications modérées, à des fréquences supérieures à 2Hz, sont susceptibles de se produire sur les sites des stations sismologiques de Port-au-Prince (voir Figure 5.4).

Pour la plupart des stations, un bon accord à hautes fréquences [5-20 Hz] est observé entre la simulation numérique 1-D et les rapports spectraux SSR et HVEQ. Il semblerait donc que, pour ces stations, la description géologique et géotechnique 1D du sous-sol que nous avons effectué grâce à une compilation des données existantes (voir Chapitre 2 et colonne de sol de la Figure 2.7 et Tableau 2.1) soit suffisante pour modéliser correctement les effets d'amplification à hautes fréquences. Cependant, à basses fréquences, pour toutes les stations une grande différence est observée entre les courbes des simulations numériques 1-D et les rapports spectraux empiriques. Ce désaccord pourrait être expliqué soit par l'existence d'un fort contraste de vitesse plus en profondeur, que nos colonnes de sol relativement superficielles ne sont pas en mesure de prendre en compte, soit par la présence des ondes de surface que la méthode 1-D ne peut pas reproduire. Avec ces deux configurations, les résultats de nos simulations numériques ne sont pas en mesure de reproduire les amplifications basses fréquences observées à la fois sur les rapports spectraux SSR et HVEQ.

A la station USEM de la plaine du Cul-de-Sac, une différence significative entre les courbes de simulations numériques 1-D et les rapports spectraux empiriques est observée pour toute la gamme de fréquences étudiée [0.5 – 20Hz]. Celle-ci est probablement due à une mauvaise description de la colonne de sol et/ou aux potentiels effets de bassins dans la plaine du Cul-de-Sac (amplification bidirectionnelle), qui ne peuvent pas être prises en compte par les simulations numériques 1-D.

Afin d'affiner les comparaisons, nous présentons sur la Figure 5.5 le RMS (*Root Mean Square*) entre la simulation numérique du sol et les rapports spectraux SSR calculés pour différentes bandes de fréquences. Pour les fréquences supérieures à 5Hz, le RMS est faible pour quasiment toutes les stations. A ces fréquences, la réponse sismique des sites semble être bien expliquée par les colonnes de sol 1D que nous avons considérées. En dessous de 5 Hz, on observe un mauvais ajustement entre les simulations numériques et les résultats des rapports spectraux SSR, et ce, en raison de la faible profondeur des colonnes de sol et/ou d'éventuels effets de site bi et/ou tridimensionnels. La valeur du RMS est particulièrement forte à la station HVPR, où l'amplification observée sur les signaux réels peut être liée non seulement à une couche de sédiments épais, mais aussi à la propagation des ondes de surface dans la plaine du Cul-de-Sac.

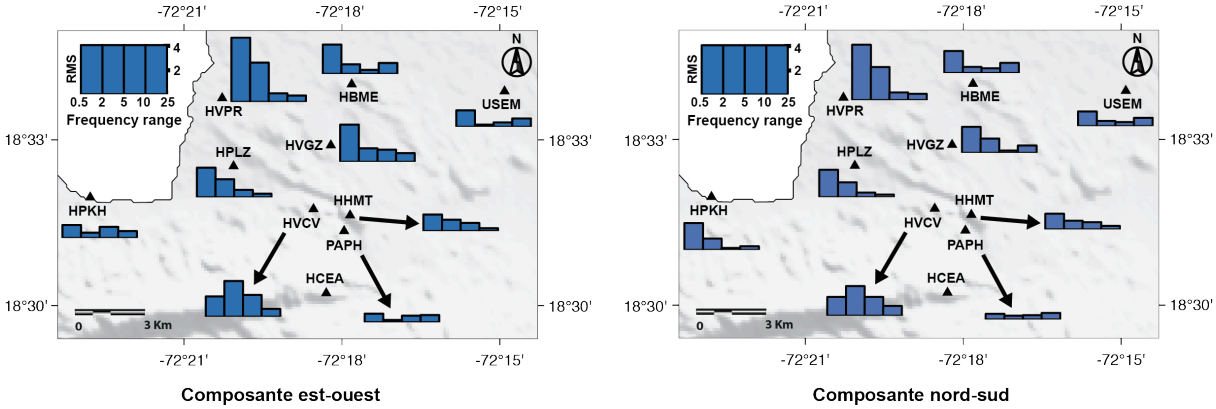


Figure 5.5.- *Diagramme RMS (Root Mean Square) entre la simulation numérique 1-D du sol et les rapports spectraux SSR calculés pour différentes bandes de fréquences ([0.5 - 2 Hz], [2 - 2Hz], [5 - 10Hz] et [10 - 20Hz]). A droite, la composante est-ouest, et à gauche, celle nord-sud. Les triangles noirs indiquent la position des stations.*

5.3. Mise en évidence d'effets 3D non modélisés par la simulation numérique 1D

Sur certaines stations de la zone métropolitaine de Port-au-Prince, comme HVPR, HPKH et HBME, une grande différence a été observée, à basses fréquences, entre les rapports spectraux simulés et les fonctions de transfert empiriques SSR. Cependant, pour ces stations les courbes des simulations numériques 1D se rapprochent beaucoup des rapports spectraux HVEQ (voir Figure 5.4). Ce constat traduit la mise en évidence, à basses fréquences, par les rapports spectraux SSR des effets 3D non pris en compte par les simulations numériques 1D et par les rapports spectraux HVEQ.

Afin de montrer l'influence possible des effets 3D, c'est-à-dire, l'allongement de la durée du signal par les ondes de surface, sur l'amplification observée à ces stations, nous proposons de visualiser les signaux dans le domaine temps-fréquence par le calcul des transformées de Stockwell (Stockwell *et al.,* 1996).

La transformée de Stockwell permet de voir l'évolution temporelle du contenu fréquentiel du signal. Nous allons ainsi vérifier la contribution des ondes de surface dans les enregistrements. Ici, nous présentons les transformées de Stockwell réalisées pour l'événement du 03 mai 2010 (19h21, mb=4.4) pour trois stations de la région de Port-au-Prince, où le contenu basses fréquences du mouvement du sol est important : HVPR, HBME et HPKH ; et trois stations du massif de la Selle, situées en dehors de la plaine, où ce contenu basses fréquences n'apparait pas : HCEA, PAPH et HVCV.

Les transformées de Stockwell, présentées dans la Figure 5.6, permettent de voir l'apport des ondes de surface dans le contenu basses fréquences des signaux pour les stations HVPR,

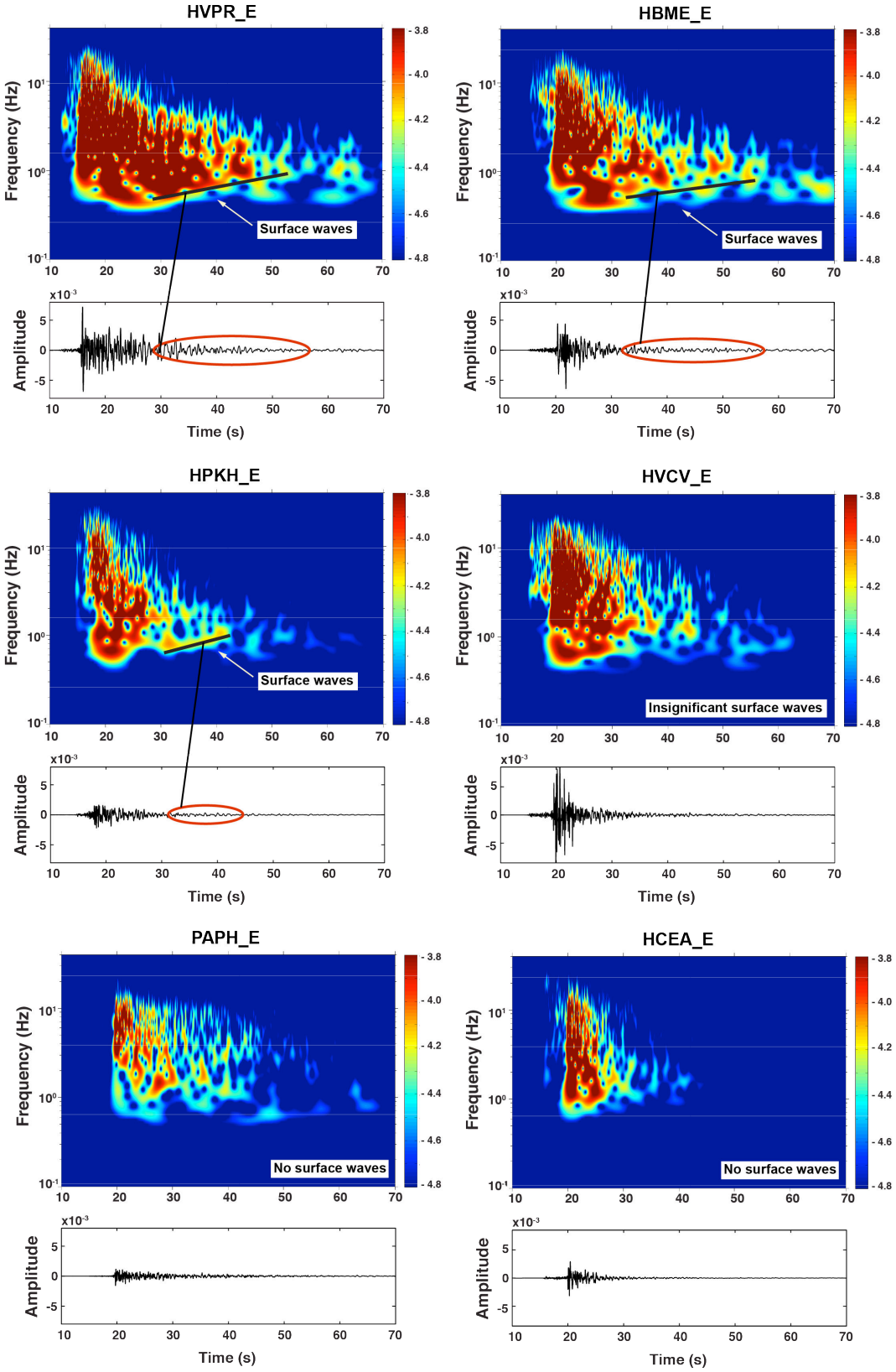


Figure 5.6.- *Transformées de Stockwell calculées pour la composante est-ouest de l'événement du 3 mai 2010 (19h21, mb = 4.4). Le calcul est réalisé pour trois stations dont le mouvement est contrôlé par des ondes de surface (HVPR, HPKH et HBME) et trois autres stations où l'onde de surface est insignifiante (HCEA, PAPH et HVCV). Ce séisme a été localisé à 25 km de la station HVPR.*

HPKH et HBME. On observe sur les enregistrements de ces stations un allongement significatif du signal en raison de l'arrivée, après les ondes S, des ondes de surface hautement énergétiques. Le comportement dispersif de ces ondes de surface est observé sur les spectrogrammes (voir Figure 5.6). Tandis que pour les stations PAPH, HCEA et HVCV la présence d'ondes de surface n'a pas été détectée. La différence sur HVCV entre les rapports spectraux empiriques et la simulation 1D est probablement due à l'épaisseur de la colonne de sol considérée et non à la contribution d'ondes de surface.

La présence de ces ondes de surface sur ces stations de la plaine renforce considérablement l'amplification du mouvement en surface et accroît sa durée, des phénomènes que les modèles 1D ne peuvent pas prendre en compte. Ces ondes de surface sont également à l'origine de l'amplification basses fréquences de la composante verticale du mouvement observée sur ces stations (voir Figure 4.15 du Chapitre 4). A l'inverse, aucune amplification n'a été observée sur la composante verticale de la station HVCV.

5.4. Conclusions

En termes de niveau d'amplification, à hautes fréquences, la simulation 1-D donne des résultats comparables aux rapports spectraux. L'intérêt de cette étude numérique apparaît nettement lorsque l'on considère des mesures plus globales d'effets de site dans cette zone géologique complexe et avec peu de sites instrumentés. Cependant, cette simulation numérique 1D ne nous permet pas de prendre en compte les effets d'ondes de surface, détectés à partir de la transformée de Stockwell, sur certaines stations. La prise en compte de ces effets 2D/3D sera traitée dans le chapitre 7 (la 3ème partie de cette étude), en combinant les fonctions de Green Empiriques avec des fonctions de transfert complexes (amplitude et phase) des mouvements du sol sur les stations de la région métropolitaine de Port-au-Prince.

Chapitre 6

SOMMATION DE PETITS SÉISMES POUR L'ÉVALUATION DES MOUVEMENTS FORTS (MÉTHODE DES FONCTIONS DE GREEN EMPIRIQUES)

6.1. Généralités

La simulation de mouvement du sol est une étape clé dans l'évaluation de l'impact possible d'un événement sismique dans une zone urbaine. Pour cette raison, il est essentiel dans l'aménagement du territoire et la préparation de plans de gestion de crise, de générer des enregistrements réalistes qui permettent de fournir des scénarios de risque sismique précis. Pour répondre à cette problématique scientifique majeure qui est celle de l'estimation des mouvements du sol attendus pour un futur séisme en un site donné, la plupart des études d'aléa sismique utilisent des modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol, connus dans la littérature scientifique sous le nom de "*Ground Motion Prediction Equation (GMPEs)*". Ces équations obtenues par des analyses de régression de bases de données mondiales ou locales d'enregistrement des mouvements du sol, permettent de calculer la valeur moyenne des paramètres des mouvements du sol [typiquement le PGA (*Pick Ground Acceleration*), le PGV (*Pick Ground Velocity*), et le spectre de réponse à différentes fréquences) et leur variabilité. Ces modèles prennent en compte les paramètres de premier ordre comme la magnitude du séisme, la distance faille-station et parfois d'autres variables comme le type de faille ou le mécanisme au foyer. Néanmoins dans ces modèles, les conditions de site ne sont prises en compte que de manière simplifiée.

Dans les GMPEs, la prise en compte de l'effet de site est généralement basée sur le paramètre Vs_{30} (valeur moyenne de la vitesse des ondes S sur les 30 premiers mètres de profondeur) directement ou bien sur une gamme de valeurs de Vs_{30} qui correspondent aux classifications des sols dans la réglementation parasismique.

De nombreuses GMPEs sont publiées chaque année. Citons par exemple le projet américain NGA (*Next Generation Attenuation project :* Boore and Atkinson, 2008; Campbell and Bozorgnia, 2008; Chiou and Youngs, 2008; Boore *et al.,* 2014; Abrahamson *et al.,* 2016) qui vise à proposer des GMPEs toujours mieux adaptées et dont les paramètres sont de plus en plus précis. Notons que les GMPEs sont différentes pour les zones de subduction et les zones intraplaques actives.

Bien que le nombre et la qualité des stations sismologiques aient considérablement augmenté dans le monde ces dernières années, certaines régions présentant une sismicité faible à modérée ou peu instrumentées, ne disposent pas de suffisamment d'enregistrements pour développer de telles relations empiriques. Des modèles développés pour d'autres régions du monde doivent être adoptés en faisant l'hypothèse qu'ils sont appropriés pour la zone d'étude. Les GMPEs sont indispensables pour pouvoir estimer les mouvements du sol, en particulier dans les calculs d'aléa sismique déterministe ou probabiliste (DSHA ou PSHA : Deterministic ou *Probabilistic Seismic Hazard Assesment*). Cependant elles présentent certaines limitations, comme leur incapacité à fournir des signaux en temps (indispensables pour les tests dynamiques de structures), ou à reproduire des effets de site spécifiques, ou encore leur restriction aux gammes de magnitudes ou de distances pour lesquelles elles sont dérivées.

Une façon de pallier aux limitations des GMPEs, est de mettre en œuvre des méthodes de simulation des mouvements complexes du sol produit par un séisme. Pour cela, de nombreuses méthodes ont été développées. Les méthodes purement numériques sont capables de modéliser à la fois le processus de rupture sismique (e.g Aochi and Ulrich, 2015), la propagation des ondes dans le sous-sol et les effets de site, (Lozos *et al.,* 2015; Chaljub *et al.,* 2015). Ces méthodes nécessitent des calculateurs puissants et surtout une bonne connaissance du sous-sol à basses et hautes fréquences pour que les résultats de ces simulations puissent être utilisables pour des problématiques d'aléa sismique. Douilly *et al.* (2015b) ont réalisé des simulations dynamiques de la rupture du séisme du 12 janvier 2010 en prenant en compte l'interaction entre différentes failles ou segments de faille possibles. Ils ont ensuite proposé des simulations pour un séisme de magnitude Mw=7.1 sur la faille Enriquillo en utilisant une méthode permettant de modéliser les hautes fréquences de la source (Douilly *et al.,* 2015b). Dans leurs simulations, ils n'ont cependant pas pu inclure les effets de site. En effet, dans de nombreuses régions, comme en Haïti, le milieu de propagation n'est pas connu de manière suffisamment précise pour simuler la propagation des ondes dans une gamme de fréquence pertinente en génie parasismique [0.1 – 25Hz]. Il est donc difficile d'obtenir des simulations réalistes, dans cette bande de fréquences, à partir de modèles purement numériques.

Une autre approche proposée initialement par (Hartzell, 1978) consiste à tirer profit des enregistrements de petits séismes pour représenter les effets du milieu de propagation. Cette approche a le grand avantage de prendre en compte non seulement la trajectoire des ondes dans un milieu complexe, mais aussi les effets d'atténuation, ainsi que les effets de site qui sont des informations contenues dans les enregistrements des petits séismes, qui ne sont difficilement reproductibles par une modélisation numérique à hautes fréquences. Les petits séismes doivent avoir lieu dans la zone source du séisme à simuler et être significativement plus faibles que celui-ci (1 à 2 ordres de magnitude en dessous). Leur enregistrement

représente alors la réponse impulsionnelle du milieu, c'est-à-dire la fonction de Green, et ils sont ainsi baptisés fonctions de Green Empiriques (EGF).

C'est cette méthode semi-empirique que nous avons choisi d'utiliser en Haïti, mettant ainsi à profit les enregistrements réels dont nous disposons. Le principe est de simuler le mouvement du sol produit par un gros séisme hypothétique (séisme cible) en superposant les enregistrements de plusieurs petits séismes réels (EGFs) décalés dans le temps de manière à reconstituer le processus de rupture du gros séisme.

6.2. La méthode des Fonctions de Green Empiriques (EGFs)

L'approche par Fonctions de Green Empiriques (EGFs) a été introduite pour la première fois par Hartzell, (1978) puis a ensuite été modifiée par de très nombreux auteurs dans des approches en point source ou en source étendue selon des schémas de rupture différents, nécessitant plus ou moins de précision dans la connaissance du séisme cible.

L'idée principale est de considérer que le signal d'un petit séisme contient la même information sur la propagation des ondes que celui d'un séisme plus fort qui aurait lieu dans la même zone et enregistré sur la même station. Seule la source entre les deux séismes diffère. Il suffira donc de reconstruire la source d'un séisme plus fort et d'utiliser le signal du petit séisme comme fonction de Green. En pratique, cela consiste à combiner de manière adéquate un nombre précis de signaux provenant du rayonnement d'un événement de petite taille ayant lieu sur la même faille que le séisme cible pour un site donné, par un facteur d'échelle (voir Figure 6.1).

Parmi les différentes méthodes EGFs existantes, nous avons choisi de privilégier, pour Haïti, une méthode qui nécessite le moins de paramètres d'entrée possible et qui tente de reproduire au mieux la variabilité des résultats.

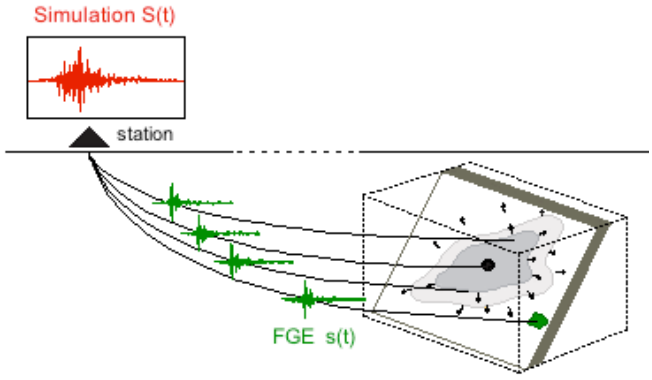


Figure 6.1.- *Simulation des mouvements du sol d'un séisme cible S(t) (en rouge) par la sommation des enregistrements d'un petit séisme s(t) (en vert) décalés dans le temps pour reconstituer le processus de rupture. Figure extraite de Kohrs-Sansorny, (2005).*

Le schéma de sommation choisi est basé sur les travaux de Joyner and Boore, (1986); Wennerberg, (1990) et Ordaz *et al.* (1995) qui permettent la génération d'un ensemble de fonctions source temporelles générées de façon stochastique en accord avec le modèle de source de Brune en oméga 2 (Brune, 1971) généralement admis. Nous utiliserons plus particulièrement une variante en deux étapes du schéma de sommation proposé par Kohrs-Sansorny *et al.* (2005) qui permet d'obtenir une variabilité des simulations plus réaliste (Honoré-Foundotos, 2013). Une description détaillée de cette méthode stochastique baptisée SIMULSTOC peut être trouvée dans la thèse de Kohrs-Sansorny, (2005) et dans l'article de Kohrs-Sansorny *et al.* (2005).

6.3. Les hypothèses de la méthode de simulation par Fonctions de Green Empiriques

6.3.1. Hypothèses de similarité

La méthode des fonctions de Green empiriques repose principalement sur l'hypothèse de similarité entre des séismes de tailles différentes, en considérant qu'un petit et un gros séisme sont des phénomènes similaires à un facteur d'échelle près (Aki, 1967). Cette similarité rend ainsi possible une représentation continue d'un processus de rupture par une somme de sous-événements (Beresnev and Atkinson, 2001).

Deux lois d'échelle, établies à partir d'observations sur le terrain, relient des séismes de tailles différentes :

Loi d'échelle des paramètres source

Dans cette loi d'échelle, on considère qu'un petit et un gros séisme sont des phénomènes géométriquement similaires (proportionnalité entre les paramètres sources Longueur L et largeur W de la faille). Cette hypothèse de similarité permet ainsi de relier le moment sismique M_0 d'un séisme avec la longueur L de la faille active et la chute de contrainte $\Delta\Sigma$ (Kanamori and Rivera, 2004) :

$$M_0 \propto \Delta\Sigma \, . \, L^3 \qquad \textbf{(6.1)}$$

Loi d'échelle des spectres sources

Cette loi est basée sur l'observation du contenu fréquentiel d'un grand nombre d'enregistrements de séismes de tailles différentes en représentation logarithmique – logarithmique. L'analyse de ces données montre qu'en moyenne le spectre d'amplitude en déplacement des séismes est caractérisé par un plateau de niveau proportionnel au moment sismique M_0, puis une décroissance en ω^{-2} au-delà d'une fréquence coin Fc, (Brune, 1970). Ce spectre est alors défini selon l'expression :

$$S(f) \propto \begin{cases} M_0 & si \quad f < F_c \\ M_0 \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & si \quad f > F_c \end{cases} \qquad \textbf{(6.2)}$$

Ce spectre est supporté par une asymptote à basses fréquences en ω^{-0} proportionnelle au moment sismique M_0 et par une asymptote suivant une décroissance en ω^{-2} à hautes fréquences (voir Figure 6.2). Ces deux asymptotes s'intersectent à la fréquence coin F_c (la fréquence coin étant inversement proportionnelle à la durée de la source : $F_c = 1/T_c$).

En dépit de certaines variations autour de ce modèle selon les données observées, il reste néanmoins très acceptable en moyenne sur l'ensemble des observations et est donc adapté à notre problème. Dans toute la suite de cette étude, ce modèle servira de modèle de référence.

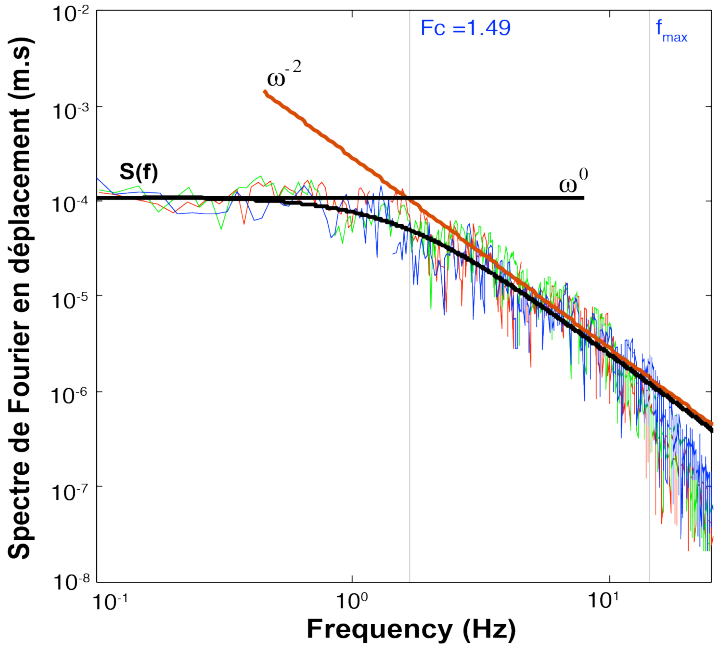


Figure 6.2.- *Exemple de spectres (en bleu, rouge et vert) obéissant au modèle en ω-2. Les spectres en déplacement en représentation logarithmique-logarithmique sont supportés par deux asymptotes basses (trait noir) et hautes fréquences (trait orange), qui s'intersectent à la fréquence coin Fc. Les données utilisées sont celles des trois composantes du séisme du 03 mai 2010 (19h21) à Port-au-Prince sur la station HVGZ (Mw=4.4, Fc = 1.49 Hz). Au-delà de fmax = 12 Hz, on observe les effets d'atténuation liés à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles.*

6.3.2. Hypothèses de linéarité de la réponse du sol

Cette méthode considère que les paramètres mécaniques du sol sont indépendants de son niveau de déformation ce qui implique que la réponse du milieu de propagation soit linéaire. Autrement dit, la méthode des fonctions de Green Empiriques (EGF) est basée sur

l'hypothèse des petites perturbations (typiquement des accélérations à la surface < 0.10g) et que les caractéristiques mécaniques du milieu ne dépendent pas des ondes qui s'y propagent. Dans cette étude, les effets non linéaires comme la liquéfaction des sols, qui se manifestent essentiellement dans le cas des séismes forts, seront négligés. Notons que des études en cours visent à prendre en compte ces effets (Thèse de David Castro en cours).

6.3.3. Hypothèses de Mécanismes au foyer identiques

Pour comparer les formes d'ondes du petit et du grand séisme, il faut en théorie que leurs mécanismes au foyer soient identiques. Des corrections d'amplitude pour chaque phase du sismogramme pourraient être introduites pour des mécanismes peu différents, (Hartzell, 1992). Dans le cadre de notre simulation du séisme futur, nous supposerons le mécanisme au foyer du séisme cible identique à celui du petit séisme.

6.4. Définition d'un modèle de référence dans le domaine spectral (Implication des lois d'échelles sur la méthode EGF)

En se basant sur les principes de la méthode des Fonctions de Green Empiriques, une source sismique peut donc être représentée par une multitude de petites sources (Aki, 1967) et son rayonnement comme la superposition du rayonnement de chacune des petites sources. Ainsi, Hartzell, (1978) propose de reconstruire le sismogramme d'un gros séisme S(t) en sommant une multitude de petits séismes Si(t), décalés dans le temps pour reconstituer le processus de rupture de durée Tr ($0 \leq ti \leq Tr$), suivant la relation :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} K.s_i\,(t - t_i) \qquad \textbf{(6.3)}$$

Où :

- η est le nombre de petits séismes superposés ;
- ti, les instants auxquels la contribution énergétique de chaque petit séisme est reçue à la station. Ils définissent l'histoire temporelle à introduire dans la sommation des Fonctions Green Empiriques (EGF) ;
- K est un facteur d'échelle qui permet de reconstituer le contenu énergétique du séisme cible ;
- $s_i(t)$ Sismogramme des différents petits séismes (EGF). Chacun représente empiriquement l'effet de propagation entre chaque point source et la station d'enregistrement.

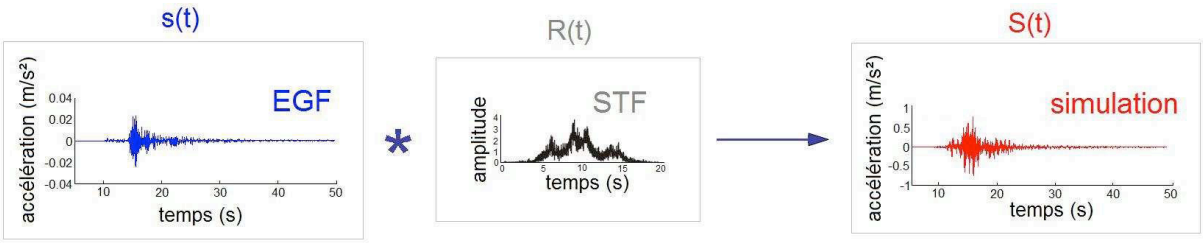


Figure 6.3.- *L'accélérogramme S(t) du séisme cible obtenu par le produit de convolution entre l'enregistrement du petit séisme s(t) et une fonction source numérique* R(t) *(Honoré-Foundotos, 2008).*

En nous inspirant d'autres travaux de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes (Bour, 1993; Irikura and Kamae, 1994; Kohrs-Sansorny *et al.,* 2005), nous utiliserons dans cette étude un seul et même petit séisme décalé dans le temps, pour reconstituer le processus de rupture. La relation 6.3 devient alors :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} K.s(t- t_i) \qquad \textbf{(6.4)}$$

Pour décrire l'évolution temporelle de la rupture du gros séisme en insérant des décalages temporels ti entre chaque sous-événement, on introduit une fonction source numérique R(t) définie par :

$$R(t) = K . \sum_{i=0}^{\eta-1} \delta(t- t_i) \qquad \textbf{(6.5)}$$

R(t) est une fonction source apparente, elle est la représentation mathématique du schéma de sommation temporelle des EGF's.

Dans le domaine temporel, l'accélérogramme S(t) simulé est obtenu par le produit de convolution entre le signal s(t) du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique et la fonction source numérique R(t) (voir Figure 6.3) :

$$S(t) = s(t)*R(t) \qquad \textbf{(6.6)}$$

Dans le domaine fréquentiel, le spectre de Fourier du séisme cible simulé S(f), s'écrit comme le produit des spectres de Fourier de la fonction source apparente R(f) et du petit séisme s(f). En ne s'intéressant qu'au module, l'expression du spectre en amplitude est la suivante :

$$S(f) = s(f)*R(f) \qquad \textbf{(6.7)}$$

Ainsi, pour être en accord avec les lois d'échelle, il faut que les spectres en déplacement du petit et du gros séisme respectent tous les deux le modèle en ω^{-2} (voir Figure 6.4a) et que la fonction source numérique temporelle R(t) ait un contenu spectral égal au rapport des spectres du séisme cible et de la fonction Green Empirique (voir Figure 6.4b) :

$$R(f) = \frac{S(f)}{s(f)} \qquad \textbf{(6.8)}$$

A partir des relations précédentes il est alors possible de définir un modèle de référence pour la fonction source numérique dans le domaine spectral :

$$R(f) = \begin{cases} \dfrac{M_0}{m_0} & si\ f < F_c \\ \dfrac{M_0}{m_0}.\left(\dfrac{F_c}{f}\right)^2 & si\ F_c \leq f \leq f_c \\ \dfrac{M_0}{m_0}.\left(\dfrac{F_c}{f_c}\right)^2 & si\ f > f_c \end{cases} \qquad \textbf{(6.9)}$$

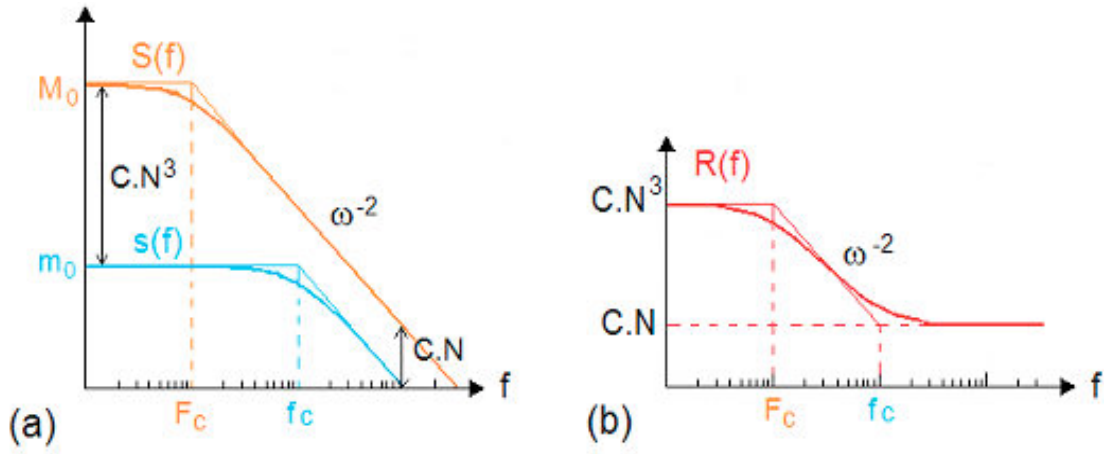


Figure 6.4.- a| *Spectres de Fourier en déplacement de l'EGF (en bleu) et du séisme cible (en orange) ;* **b|** *Spectre source de Fourier de la fonction source (en rouge) égal au rapport des spectres du séisme cible et de l'EGF (Kohrs-Sansorny et al., 2005).*

En considérant la loi d'échelle $M_0 \propto \Delta\Sigma \,.\, L^3$ et la relation de proportionnalité entre la fréquence coin Fc et la dimension de la faille du type $L \propto 1/F_c$, en posant C le rapport des chutes de contraintes entre le gros ($\Delta\Sigma$) et le petit séisme ($\Delta\sigma$), N le rapport des fréquences coin, nous obtenons :

$$\frac{M_0}{m_0} = CN^3 \qquad \textbf{(6.10)}$$

Avec notamment :

$$C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} \quad \textbf{(6.11)}$$

$$N = \frac{f_c}{F_c} \quad \textbf{(6.12)}$$

Et

$$L \propto \frac{1}{F_c} \quad \textbf{(6.13)}$$

L'équation 6.9 du modèle de référence pour la fonction source numérique devient alors :

$$R(f) = \begin{cases} CN^3 & si\ f < F_c \\ CN^3.\left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & si\ F_c \leq f \leq f_c \\ CN & si\ f > f_c \end{cases} \quad \textbf{(6.14)}$$

Cependant pour arriver à générer des sismogrammes réalistes à partir du signal d'un petit séisme et pour être en accord avec les lois d'échelle, l'utilisation de la méthode des EGFs nécessite d'établir un schéma de sommation approprié qui permette de contraindre notre fonction source numérique à suivre, dans les trois gammes de fréquences, le modèle de référence défini dans l'équation 6.14. Ce point sera l'objet de la section suivante.

6.5. Schéma de sommation des Fonctions de Green Empiriques

Le problème de la sommation des EGF's réside dans la détermination du nombre N de petits séismes à sommer et la manière de générer les décalages temporels t_i permettant de reproduire un spectre de Fourier en ω^{-2} dans une large bande de fréquence. La reproduction d'un schéma de sommation en accord avec les connaissances actuelles sur les lois d'échelle reste un obstacle épineux à franchir dans la modélisation de la source sismique.

De nombreuses approches ont été proposées pour sommer des petits séismes entre eux, (Joyner and Boore, 1986; Irikura and Kamae, 1994; Kohrs-Sansorny *et al.,* 2005). Toutefois deux types d'approches se distinguent particulièrement : l'approche dite stochastique que nous allons adopter pour cette étude et l'approche que nous appellerons ici cinématique.

6.5.1. Approche cinématique

De nombreux auteurs ont suivi une approche basée sur une représentation spatio-temporelle de la source sismique, afin de se rapprocher des connaissances actuelles sur la cinématique de la rupture (Bour, 1993; Irikura and Kamae, 1994; Pavic *et al.,* 2000). Cette approche dite

"*cinématique*" génère des décalages entre les petits séismes de manière à reproduire certaines caractéristiques de la source sismique, notamment la propagation de la rupture, la montée de la dislocation sur chaque sous-faille et la différence de propagation des ondes d'un bout à l'autre de la faille. Les problèmes rencontrés par les auteurs dans ce type d'approche sont nombreux et les solutions apportées à un même problème ne sont pas toujours homogènes. Elle nécessite la spécification de nombreux paramètres mal connus dans le cadre de la simulation d'un futur séisme : azimut, pendage, moment sismique, chute de contrainte, forme de la faille, position de l'hypocentre, temps de montée, vitesse de rupture, vitesse des ondes de cisaillement, …

Dans le cadre de cette thèse, notre rôle n'est pas de reproduire de la manière la plus précise possible un processus de rupture donné, à travers un modèle complexe, mais plutôt de simuler de manière réaliste les mouvements du sol qui pourraient être produits par un futur séisme. Nous voulons donc créer un modèle de rupture le plus simple possible, qui reconstitue les caractéristiques cinématiques et énergétiques de la rupture (modèle en ω^{-2} et loi de similitude), en faisant intervenir le minimum de paramètres. Pour cela nous choisirons délibérément de ne pas utiliser le modèle de source complexe, mais plutôt un modèle de source le plus simple possible : purement stochastique.

6.5.2. Approche stochastique

L'élimination de toute notion de physique de la source sismique est la manière la plus simple d'appréhender la problématique du schéma de sommation. Le problème devient alors purement numérique et se résume à produire des histoires temporelles de durées finies ayant un contenu spectral en accord avec le spectre de Fourier en ω^{-2} du modèle de référence. C'est l'approche stochastique suivie par de nombreux auteurs et dans laquelle la faille est représentée par un point source (Joyner and Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz *et al.,* 1995). Ce type d'approche a non seulement l'énorme avantage de s'affranchir de la connaissance de nombreux paramètres mal connus, mais elle permet aussi de se concentrer sur les caractéristiques énergétiques de la rupture. Dans cette optique, différents schémas de sommation ont été proposés.

Tout d'abord, Joyner and Boore, (1986) ont proposé de générer aléatoirement, avec une densité de probabilité uniforme, des décalages entre les petits séismes sur une période Tc donnée correspondant à la durée présumée de la source du séisme cible. Néanmoins, cette étude montre que seul un nombre de sommations η égal à N^4 et un facteur d'échelle k égal à 1/N permettent de reproduire simultanément le contenu basses et hautes fréquences requis par le modèle de référence.

Ensuite, quelques années plus tard Ordaz *et al.* (1995) ont déduit, à partir d'un schéma de sommation en une seule étape, l'expression analytique d'une densité de probabilité qui permettait de reconstruire une fonction source numérique exactement en accord avec le modèle de référence sur toute la gamme de fréquence (voir Figure 6.5a). Cependant, les histoires temporelles générées par un tel modèle sont beaucoup trop simples pour permettre de reproduire la complexité attendue d'une source sismique, et de plus, pour des différences de magnitude entre le gros et le petit séisme supérieures ou égales à deux ($M_w - m_w \geq 2$), cette méthode crée des fonctions sources numériques temporelles très similaires entre elles, avec une concentration d'énergie autour de la moitié de la durée de rupture (Honoré-Foundotos, 2013).

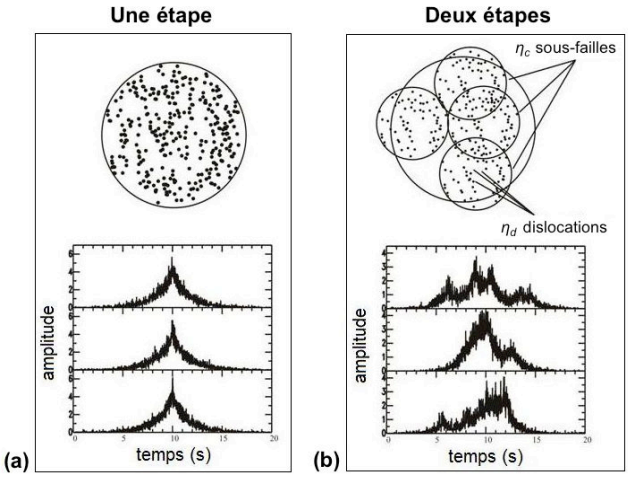


Figure 6.5.- *Fonctions sources numériques temporelles générées à partir d'un schéma de sommation.* **a|** *Schéma de sommation en une seule étape proposé par Ordaz et al. (1995);* **b|** *Schéma de sommation en deux étapes proposé par Kohrs-Sansorny et al. (2005).*

Sur la base des travaux de Joyner and Boore, (1986), Wennerberg, (1990) et Ordaz *et al.* (1995), Kohrs-Sansorny *et al.* (2005) ont développé une approche en deux étapes permettant de générer des histoires temporelles plus réalistes. En effet, dans cette approche l'évolution temporelle de la rupture est reconstituée en générant de manière aléatoire dans une première étape un nombre η_c de sous-événements suivant une densité de probabilité $\rho_c(t)$ sur toute la durée de la source Tc. Puis, dans une seconde étape indépendante de la première, un nombre η_d de sous-événements sont encore générés aléatoirement avec une densité de probabilité $\rho_d(t)$ sur une durée Td $\leq$ Tc centrée sur chacun des sous-événements générés dans la première étape. Au total, il faut qu'un nombre $\eta = \eta_c.\eta_d = N^4$ de sous-événements soit sommé ensemble (voir Figure 6.5b). Les fonctions sources temporelles ainsi générées sont suffisamment différentes les unes des autres pour être associées à une multitude de processus de rupture susceptibles de se produire durant un séisme.

Parmi les nombreux schémas de sommation possibles et présentés ci-dessus, seule l'approche de simulation stochastique en deux étapes développée par Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), sera utilisée dans cette thèse. En pratique, dans le domaine temporel un grand nombre de fonctions sources temporelles sont générées aléatoirement par le code SIMULSTOC, puis chaque fonction source temporelle représentative d'un processus de rupture donné est convoluée avec l'enregistrement du petit séisme pris comme fonction de Green empirique pour produire un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques (voir Figure 6.6). Cette méthode de simulation stochastique a en plus l'avantage d'être simple et rapide à mettre en œuvre et de nécessiter la spécification de seulement quatre paramètres d'entrée.

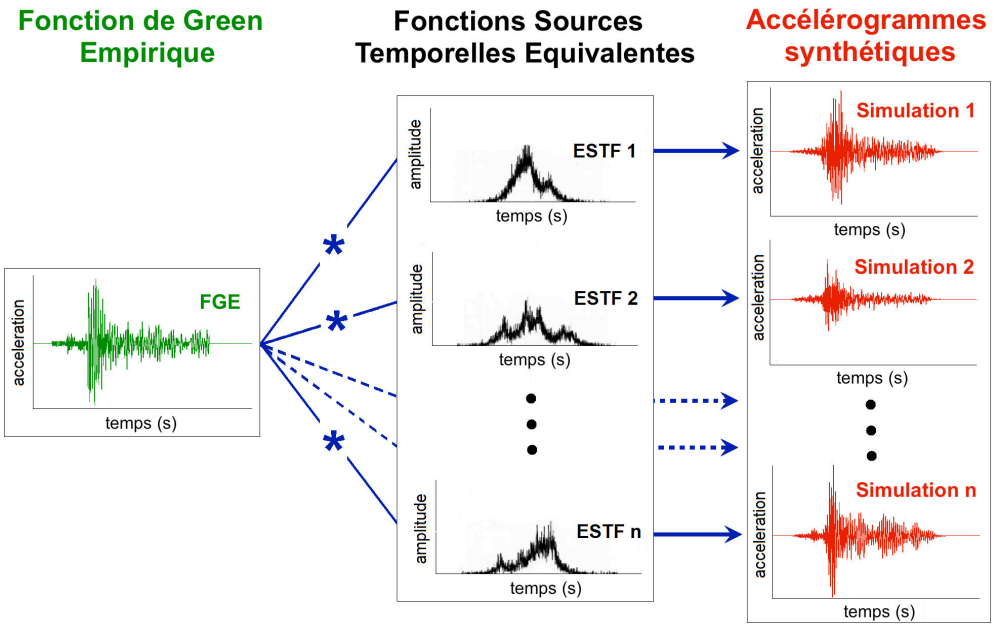


Figure 6.6.- *Dans le domaine temporel, un grand nombre de fonctions sources temporelles (en noir) sont générées de manière aléatoire. Puis chaque fonction source temporelle représentative d'un processus de rupture donné est convoluée avec l'enregistrement du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique (en vert) pour produire un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques (en rouge) (Honoré-Foundotos, 2013).*

6.6. Paramètres d'entrée du programme de simulation SIMULSTOC

Cette méthode de simulation nécessite la spécification de quatre paramètres d'entrée :

A- Moments sismiques du séisme cible (M_0) et du petit séisme utilisé comme EGF (m_0) :

Le moment sismique dépend de l'énergie libérée par un séisme, il est défini par la relation :

$$M_0 = \mu . S . \Delta u \qquad \textbf{(6.15)}$$

Où μ est la rigidité, S la surface de la zone de rupture et Δu le glissement moyen sur cette surface. Il faut donc relier cette grandeur, qui a la dimension d'une énergie, calculée à partir de la source, à la magnitude calculée à partir des signaux observés. Dans le cadre de la simulation, les moments sismiques M_0 et m_0 (en N.m) seront respectivement déduits des magnitudes de moment Mw (considérée pour l'événement cible) et mw (déterminée par le NEIC), à l'aide de la relation proposée par Kanamori, (1977) :

$$M_0 = 10^{\frac{3}{2}(M_w+6)} \quad \textbf{(6.16)}$$

B- Fréquence de coupure du petit séisme :

Appelée aussi fréquence coin, elle est déterminée à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement, en faisant l'hypothèse d'un modèle de source ω^{-2} (Brune, 1970). Un code de calcul "*Matlab*" permet de pointer visuellement la fréquence coin du petit séisme sur les spectres en déplacement. Des asymptotes en ω^0 et ω^{-2} sont calées respectivement sur les parties basses et hautes fréquences du spectre de Fourier en déplacement et la fréquence coin est donnée par leur intersection (voir Figure 6.2).

C- Rapport de chute de contrainte :

En un point donné de la faille, la chute de contrainte est définie comme la différence d'état de contrainte avant et après la rupture. Pour une rupture de cisaillement uniforme, la chute de contrainte statique est donnée par Aki, (1972) :

$$\Delta\sigma = C_c \,.\, \mu \,.\, \left(\frac{D}{L_c}\right) \quad \textbf{(6.17)}$$

Où :

Lc est la dimension caractéristique (longueur) de la surface de rupture ;

Cc est une constante dépendant de la géométrie de la faille et ayant une valeur proche de l'unité.

On peut donc relier moment sismique et chute de contrainte par la relation :

$$\Delta\sigma = C_c \,.\, \left(\frac{M_0}{{L_c}^3}\right) \quad \textbf{(6.18)}$$

Le rapport de chute de contrainte statique C qui se définit comme le rapport entre la chute de contrainte du séisme cible et celle de l'EGF est l'un des paramètres les plus délicats à déterminer. Il est relié aux fréquences de coupure et moments sismiques du séisme cible et de l'EGF par les équations 6.10 et 6.12 définies ci-dessus.

6.7. Critères d'utilisation des Fonctions Green Empiriques

Pour qu'un séisme puisse être assimilé à une fonction de Green empirique (EGF), il doit répondre à un certain nombre de critères :

- Avoir la **même localisation que le séisme cible** : le petit séisme doit avoir eu lieu suffisamment près du séisme cible. Dans l'idéal, on aimerait que la zone de rupture du petit séisme soit incluse dans celle du séisme cible. Dans le cadre de la simulation du futur séisme, nous construirons la faille autour de l'hypocentre du petit séisme (EGF).

- Avoir le **même mécanisme au foyer que le séisme cible** : pour ce qui est des mécanismes au foyer du petit et du gros séisme, ils doivent en théorie être identiques. En effet, si les mécanismes sont trop différents, les formes d'ondes générées ne pourront être comparables. Dans le cadre de la simulation du futur séisme, nous supposerons le mécanisme au foyer du séisme cible identique à celui du petit séisme ;

- Avoir un **bon rapport signal-sur-bruit** : ce critère est en lien avec le choix de la magnitude du petit séisme qui doit constituer un bon compromis entre le fait de choisir un séisme suffisamment gros pour qu'à basse fréquence l'énergie radiée ne soit pas trop faible par rapport au bruit de fond et en même temps suffisamment petit pour être assimilé à un point source.

6.8. Applications sur des données réelles : Détermination des paramètres d'entrée

Les précédentes sections ont été consacrées à la présentation de la méthode des Fonctions Green Empiriques et à la définition d'un schéma de sommation approprié. Nous allons maintenant, à partir de cette méthode, développer une approche de simulation en aveugle et utiliser les enregistrements de certaines répliques du séisme du 12 janvier 2010 comme Fonctions Green Empiriques pour réaliser des simulations des mouvements du sol pour plusieurs scénarios de rupture du choc principal.

6.8.1. Les scénarios

De nombreux travaux de recherches sont menés depuis le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 afin d'évaluer l'aléa sismique dans plusieurs régions du pays et notamment à Port-au-Prince. Parmi ces études, nous pouvons citer les travaux de Hough *et al.* (2010), Frankel *et al.* (2011), Rathje *et al.* (2011), Cox *et al.* (2011), Hough *et al.* (2011), Douilly *et al.* (2015a), Douilly *et al.* (2015b), etc. En parallèle de ces travaux sur l'aléa, un programme de microzonage a été mené par le BRGM afin d'évaluer l'aléa sismique local dans l'agglomération de Port-au-Prince (Bertil *et al.*, 2013; Terrier *et al.*, 2014; Terrier *et al.*, 2015).

L'objectif de ces études était de fournir le mouvement du sol et les effets de site attendus pour différents scénarios d'aléa. Pour cela, une méthodologie a été développée sur la connaissance de l'aléa sismique et les scénarios de séisme. L'étude de l'aléa s'est faite à deux échelles : locale et régionale. A l'échelle locale, ces études ont permis de définir la première carte de microzonage de la zone métropolitaine de Port-au-Prince et d'identifier ainsi les zones susceptibles d'induire des effets de site (Cox *et al.,* 2011; Bertil *et al.,* 2013; Terrier *et al.,* 2015). A l'échelle régionale, les études ont permis d'estimer des valeurs caractéristiques de magnitude de séismes ($6.5 \leq Mw \leq 7.7$) susceptibles de se produire sur la faille Enriquillo-Plantain Garden et les failles actives adjacentes (Frankel *et al.,* 2011). Une première estimation des accélérations maximales attendues au rocher a pu aussi être obtenue à partir de plusieurs lois d'atténuation. Bien que ces lois constituent une manière simple et efficace pour obtenir une estimation des mouvements du sol pour un scénario de séisme fixé, il est essentiel d'être conscient qu'au niveau de la région de Port-au-Prince il n'existe actuellement pas de lois d'atténuation adaptée. Les lois utilisées dans les études de Frankel *et al.* (2011) sont des loi adaptées au contexte Carlifornien.

Pour cela nous proposons donc dans notre étude d'estimer les mouvements du sol susceptibles d'être générés par des séismes de magnitude modérée dans la région de Port-au-Prince. Mais pour que cette prévision soit la plus réaliste possible, il est indispensable de connaître la magnitude du séisme attendu. Nous nous inspirons des travaux d'aléa de Frankel *et al.* (2011) et de la sismicité récente pour caractériser les séismes cibles. Ainsi, notre étude visera à simuler les mouvements du sol produits par trois séismes de magnitudes respectives Mw=6.0 (magnitude estimée pour le séisme du 8 avril 1860), Mw=6.5 (magnitude estimée pour le séisme survenu le 21 novembre 1751) et Mw=7.0 (magnitude du séisme qui a eu lieu le 12 janvier 2010).

6.8.2. Choix des petits séismes utilisés comme Fonction de Green Empirique (EGFs)

Le choc principal du séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 (23h53m, Mw = 7.0) a été suivi de très nombreuses répliques dont une soixantaine a été enregistrée par le réseau de Port-au-Prince. Le Tableau 6.1 et la Figure 6.7 présentent 10 des principales répliques ($3.2 \leq mb \leq 4.4$) potentiellement utilisables comme Fonctions de Green Empiriques dans la méthode de simulation. Le mécanisme au foyer du choc principal est issu de la solution de Global CMT (http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). Les moments sismiques et les mécanismes au foyer de neuf de ces principales répliques sont extraits de Douilly et al. (2013), tandis que pour l'événement du 20 mai 2010 (06h33), le mécanisme au foyer a été déterminé à partir du procédé FMNEAR de Delouis, (2014).

Date JJ/MM/AA	Temps d'arrivée (GMT + 01 UTC)	Latitude (degré)	Longitude (degré)	Profondeur (km)	Magnitude (mb)
21/03/2010	02 : 44 : 29	18.513	-72.439	3.0	4.1
28/03/2010	07 : 16 : 17	18.477	-72.858	4.5	4.2
08/04/2010	06 : 27 : 29	18.536	-72.478	14.0	3.2
10/04/2010	21 : 37 : 14	18.467	-72.650	9.0	4.0
11/04/2010	16 : 32 : 24	18.434	-72.726	7.0	3.9
14/04/2010	04 : 49 : 34	18.407	-72.858	4.0	4.1
23/04/2010	03 : 49 : 21	18.400	-72.827	9.0	4.0
03/05/2010	05 : 38 : 48	18.494	-72.615	14.0	4.0
03/05/2010	19 : 21 : 24	18.521	-72.546	12.0	4.4
20/05/2010	06 : 33 : 57	18.486	-72.768	10.0	4.3

Tableau 6.1.- *Caractéristiques des 10 principales répliques du séisme d'Haïti du 12 Janvier 2010, potentiellement utilisables comme Fonctions de Green Empiriques. Les coordonnées hypocentrales ont été évaluées dans Douilly et al. (2013) et les magnitudes par le "United States Geological Survey". En rouge sont représentées les répliques choisies comme Fonctions Green Empiriques.*

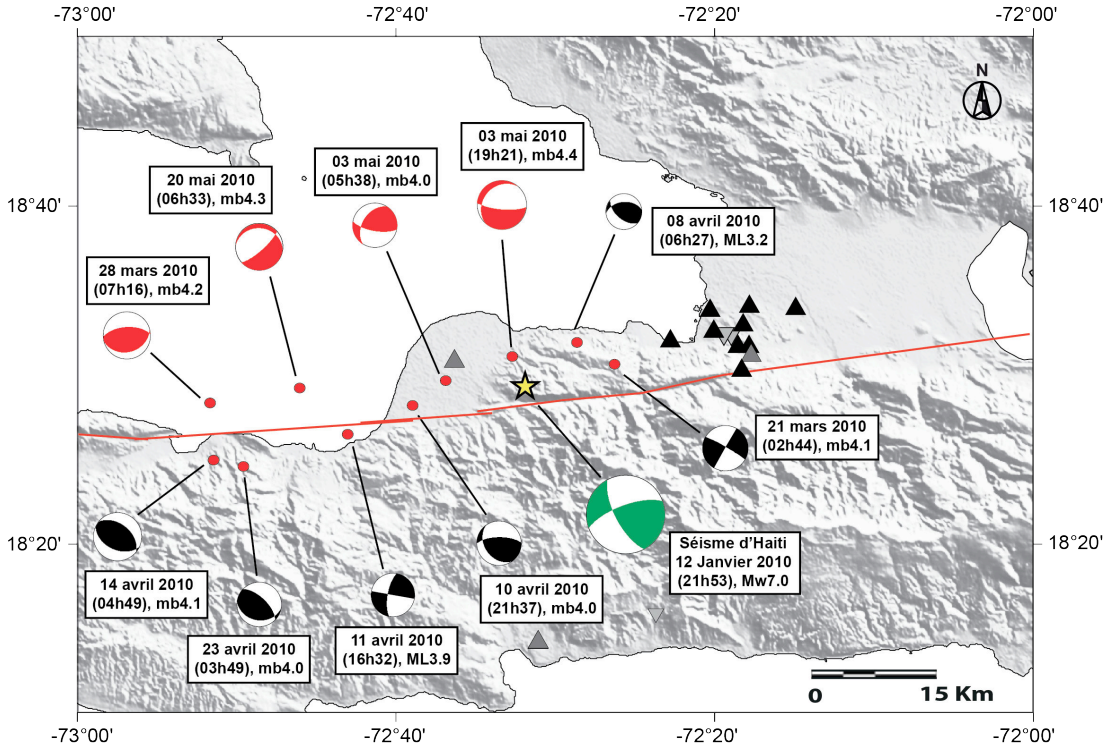


Figure 6.7.- *Localisation et mécanisme au foyer du choc principal et de ses 10 principales répliques potentiellement utilisables comme fonctions de Green Empiriques. Le mécanisme au foyer du choc principal est issu de la solution de Global CMT (http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). Les moments sismiques et les mécanismes au foyer des répliques sont extraits de Douilly et al. (2013).*

Cette technique FMNEAR repose à la fois sur l'inversion de forme d'onde d'enregistrements de sources sismiques proches et sur un modèle de source linéaire finie. Dans cette thèse, nous avons utilisé les enregistrements sur les différentes stations sismologiques, et le modèle de vitesse décrit dans la Figure 3.5 et Tableau 3.2 du Chapitre 3, pour déterminer les paramètres du mécanisme au foyer de l'événement du 20 mai 2010 (06h33). Ainsi, pour l'ensemble des principales répliques nous avons observé différents types de mécanismes au foyer, avec des plans de rupture allant de failles inverses à failles normales, en passant par des décrochements ou une combinaison de plusieurs modes de glissements. Cependant, bien que les mécanismes au foyer soient différents, une tendance générale se dessine, avec une contrainte de compression globalement est-ouest (voir Figure 6.7). Afin d'étudier l'influence du type de mécanisme au foyer sur le mouvement du sol simulé à Port-au-Prince, des répliques avec différents mécanismes seront sélectionnées comme Fonctions de Green Empiriques.

Dans le cadre de cette thèse, la capacité de chacune de ces dix répliques à être utilisées comme Fonction de Green Empirique sera étudiée en tenant compte du nombre de stations d'enregistrement, du rapport signal-sur-bruit des enregistrements, de la position de la source par rapport au réseau sismologique et du mécanisme au foyer. Parmi les 10 événements du Tableau 6.1, nous avons choisi d'utiliser comme Fonctions de Green Empiriques, les quatre répliques en rouge sur la carte de la Figure 6.7, qui nous semblent satisfaire au mieux les critères de sélection ci-dessus. Il s'agit de :

- La réplique du 03 mai 2010 (19h21, mb = 4.4), dont l'épicentre est situé à une dizaine de kilomètres à l'Est de Léogâne (voir Figure 6.7). Ce séisme et le choc principal du 12 janvier ont approximativement la même localisation hypocentrale, avec une distance d'environ 3 km entre les deux épicentres et une différence de profondeur d'un kilomètre. Il présente toutefois un mécanisme au foyer en faille normale.

- La réplique du 03 mai 2010 (05h38, mb = 4.0), dont l'épicentre est situé sous la ville de Léogâne. Ce séisme et le choc principal du 12 janvier ont un mécanisme foyer similaire (décrochement avec une composante inverse).

- La réplique du 20 mai 2010 (06h33, mb = 4.3), située en mer, à une quinzaine de kilomètres au large des côtes de Léogâne (voir Figure 6.7). Ce séisme présente, comme pour l'événement du 03 mai 2010 (19h21), un mécanisme au foyer en faille normale.

- La réplique du 28 mars 2010 (07h16, mb = 4.2), située au large des côtes de Petit-Goâve (ville partiellement détruite par le séisme du 12 janvier 2010). Ce séisme, situé

à une cinquantaine de kilomètre de Port-au-Prince, présente un mécanisme au foyer en faille inverse pure, très proche des caractéristiques de la faille des Trois Baies.

Les quatre séismes sélectionnés ($4.0 \leq mb \leq 4.4$) présentent différents mécanismes au foyer (faille normale, inverse pure et compressive). Ils ont été enregistrés avec un bon rapport signal-sur-bruit par un nombre satisfaisant de stations sismologiques déployées pendant la crise (sur au moins 10 stations d'enregistrement chacun). Les stations LGNH (située trop près de la faille potentielle) et JAKH (hors de la zone d'étude), ne seront pas utilisées pour simuler les différents séismes cibles. Rappelons tout de même que cette méthode des Fonctions de Green Empiriques ne nous permettra pas d'obtenir des simulations en tout point de la ville de Port-au-Prince, mais uniquement sur les sites équipés d'une station d'enregistrement.

Nous proposons de ce fait, de simuler les mouvements forts du sol produits par les trois séismes cibles (Mw=6.0, Mw=6.5 et Mw=7.0) pour chacune des quatre Fonctions de Green Empiriques sélectionnées et pour les différents sites instrumentés de Port-au-Prince.

6.8.3. Détermination des paramètres d'entrée

Après avoir choisi les petits séismes que nous allons utiliser comme Fonctions de Green empiriques, l'étape suivante consiste à déterminer les quatre paramètres d'entrée nécessaires à l'utilisation du code SIMULSTOC.

Les moments sismiques des petits séismes et des séismes cibles

Les moments sismiques M_0 des séismes cibles et m_0 des répliques utilisées comme Fonctions de Green Empiriques sont calculés à partir de l'équation 6.16 reliant le moment sismique à la magnitude (Kanamori, 1977). Les valeurs de ces paramètres pour les différents séismes cibles et les différentes Fonctions de Green Empiriques sont données dans le Tableau 6.2. Il est à noter que les valeurs des magnitudes des répliques utilisées comme EGF sont données par l'USGS en magnitudes de volume (mb). Cependant, aujourd'hui on utilise de plus en plus la magnitude de moment (mw) qui est directement reliée à une quantité physique, elle-même, associée à l'énergie émise par le tremblement de terre. Ainsi, dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi d'utiliser pour les petits séismes (EGF) des valeurs de magnitudes de moment égales aux magnitudes de volume, étant donné que la conversion par la méthode de Scordilis, 2006 donne des résultats assez poches.

Les fréquences de coupure (ou fréquence coin) des petits séismes

Les fréquences coin (fc) des petits séismes utilisés comme Fonctions de Green Empiriques sont déterminées par comparaison entre le spectre de Fourier en déplacement observé et le modèle en ω^{-2} pour les différentes stations. Elles sont données par l'intersection des

	Événement	Magnitude	Moment sismique
Séismes cibles	Scénario 1	Mw = 6.0	1.0000e+18
	Scénario 2	Mw = 6.5	5.6234e+18
	Scénario 3	Mw = 7.0	3.1623e+19
Fonctions de Green Empiriques	28 mars 2010 (07h16)	mw = 4.2	1.9953e+15
	03 mai 2010 (05h38)	mw = 4.0	1.0000e+15
	03 mai 2010 (19h21)	mw = 4.4	3.9811e+15
	20 mai 2010 (06h33)	mw = 4.3	2.8184e+15

Tableau 6.2.- *Valeurs des moments sismiques M_0 des séismes cibles et m_0 des Fonctions de Green Empiriques nécessaires à l'utilisation du code SIMULSTOC pour la simulation des mouvements du sol. Elles sont calculées à partir de l'équation de Kanamori, (1977). Les valeurs de magnitude de volume (mb) des petits séismes sont converties en magnitude de moment (mw) en utilisant la formule de Scordilis, 2006.*

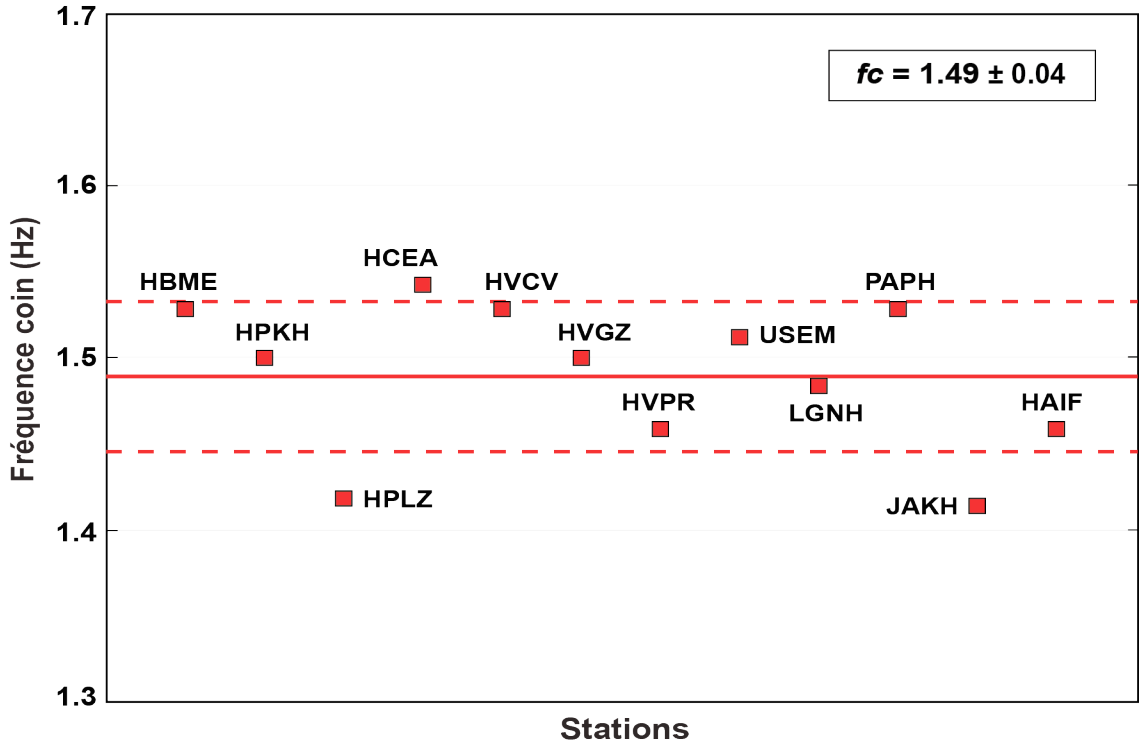


Figure 6.8.- *Exemple des valeurs de fréquences coin obtenues à chaque station à partir de l'analyse des spectres de Fourier du séisme du 03 mai 2010 (19h21, mw = 4.4). La valeur de fréquence coin moyenne est égale à 1.49 Hz (ligne rouge continue) avec un écart-type de ± 0.04 Hz (lignes rouges discontinues).*

asymptotes en ω^0 et ω^{-2} calées respectivement sur les parties basses et hautes fréquences du spectre de Fourier en déplacement (voir Figure 6.2). Après analyse des données disponibles pour chaque EGF, la fréquence coin est moyennée à partir des valeurs déterminées pour chaque station (un exemple, pour l'événement du 03 mai 2010 (19h21, mw = 4.4), est donné dans la Figure 6.8). Cette technique nous permet d'avoir une estimation moyenne de f_c, qui n'est valide que si le petit séisme n'a pas d'effet de directivité trop fort, ce qui induirait des variations importantes de fc avec l'azimut (Courboulex et al., 2013). Notons toutefois que pour certaines stations, au-delà des fréquences plus ou moins importantes, les spectres de Fourier en déplacement n'ont plus une chute spectrale en ω^{-2} mais en ω^{-3} (voir Figure 6.2). Cette augmentation de la chute spectrale peut donc être attribuée aux effets d'atténuation liée à la propagation des ondes et à l'altération des couches superficielles. Les fréquences coins utilisées dans les simulations figurent dans le Tableau 6.3.

Le rapport des chutes de contrainte C : une stratégie nouvelle basée sur une base de données mondiale

La chute de contrainte $\Delta\sigma$ est le paramètre source reconnu comme étant le plus important pour le contrôle des hautes fréquences (Hanks and McGuire, 1981). Ce paramètre est d'ailleurs directement ou indirectement, une entrée dans la plupart des méthodes de simulation de mouvement du sol (Douglas and Aochi, 2008). Sa détermination est donc une préoccupation majeure pour la prédiction des mouvements du sol à haute fréquence. La chute de contrainte moyenne sur un plan de faille peut être exprimée par l'équation 6.18. Elle peut également être calculée grâce à l'équation de Brune à partir des valeurs de Mo et de fc :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16}.M_0.{f_c}^3/(k.V_s)^3 \qquad \textbf{(6.19)}$$

Dans cette équation le paramètre k dépend des hypothèses du modèle de rupture et du type d'onde. Par exemple, Brune, (1971) a utilisé une valeur de k=0.37 pour les ondes S, alors que Madariaga, (1976) a choisi la valeur 0.26 pour le paramètre k.

Dans le cas des méthodes EGF, ce n'est pas la chute de contrainte en elle-même qui nous importe mais le rapport des chutes de contraintes entre le petit et le gros séisme. Si l'on s'en tient à une hypothèse stricte de self-similarité on peut considérer que ce rapport doit être égal à 1, ce qui implique que la chute de contrainte du séisme cible sera considérée automatiquement égale à celle du petit événement utilisé comme EGF. Si une telle approche a été utilisée longtemps par de nombreux auteurs qui pensaient que les variations de chute de contraintes devaient forcement être faibles dans une région donnée, on sait maintenant qu'elle n'est pas valide. En effet, si le petit séisme utilisé a une chute de contrainte très forte ou très faible, cela impliquera la même chose pour le séisme cible … et ceci n'est pas physiquement

		Rapport chute de contrainte (C)		
EGF (répliques)	**Fréquence coin (Hz)**	**Scénario 1 Mw = 6.0**	**Scénario 2 Mw = 6.5**	**Scénario 3 Mw = 7.0**
28 mars 2010 (07h16) mw = 4.2	1. 30	0.82	0.94	1.06
		1.38	1.58	1.78
		1.98	2.26	2.56
		2.90	3.25	3.67
		4.86	5.50	6.20
03 mai 2010 (05h38) mw = 4.0	1.57	0.94	1.07	1.20
		1.57	1.80	2.02
		2.26	2.58	2.91
		3.31	3.71	4.19
		5.52	6.27	7.05
03 mai 2010 (19h21) mw = 4.4	1.49	0.28	0.31	0.35
		0.47	0.53	0.59
		0.67	0.75	0.85
		0.96	1.09	1.22
		1.61	1.83	2.07
20 mai 2010 (06h33) mw = 4.3	1.55	0.35	0.39	0.44
		0.59	0.67	0.74
		0.85	0.95	1.07
		1.22	1.36	1.54
		2.06	2.30	2.60

Tableau 6.3.- *Fréquences de coupure (f_c) des petits séismes choisis comme fonction Green Empirique (EGF), et les valeurs possibles du paramètre de rapport des chutes de contrainte C (en accord avec la condition de N2 entier) pour les différents scénarios envisagés.*

justifié. Des travaux de Courboulex *et al.* (2010) sur ce sujet montrent une variation d'un facteur ~30 des résultats en fonction du petit séisme utilisé. Si la valeur 1 n'est pas justifiée pour le rapport des chutes de contrainte C, il faut donc trouver un moyen de la contraindre.

Dans le cas d'une validation, c'est-à-dire quand les enregistrements du séisme cible sont disponibles, la valeur de C peut être déterminée à partir de l'analyse des rapports spectraux entre le séisme cible et le petit séisme utilisé comme Fonction de Green Empirique (Hough and Kanamori, 2002; Courboulex *et al.,* 2010; Honoré-Foundotos, 2013; Dujardin *et al.,* 2016). Cependant, dans un vrai contexte de simulation en aveugle, comme c'est le cas dans

cette étude, le choc principal n'a pas encore eu lieu, les enregistrements du séisme cible ne sont bien sûr pas disponibles et le paramètre C ne peut pas être déterminé à partir de l'analyse des données. Causse *et al.* (2008) proposent de leur coté de calibrer la valeur de C pour que les résultats soient en bonne adéquation avec les GMPEs. Cette approche est intéressante mais il faut d'abord s'assurer que le GMPE est bien adapté à la prédiction dans la région.

Une nouvelle manière de contraindre ce paramètre a été proposée par Courboulex *et al.* (2015) en utilisant les résultats obtenus à partir d'une base de données mondiale de fonctions sources temporelles (STF) SCARDEC (Vallée, 2013; Courboulex *et al.,* 2015; Vallée and Douet, 2016; Courboulex *et al.,* 2016).

Cette base de données disponible librement propose la détermination du moment sismique, du mécanisme au foyer et de la fonction source temporelle pour tous les séismes de Mw > 5.8 survenus au cours des 20 dernières années. La détermination en temps réel (environ 15mn après le séisme) peut être obtenue sur le site *http://scardec.projects.sismo.ipgp.fr*.

A partir de cette base de données, Courboulex *et al.* (2016) ont proposé des équations qui prédisent la valeur moyenne et la variabilité des durées de fonctions sources temporelles pour les séismes de subduction et crustaux. Ainsi l'équation 6.20 ci-dessous sera utilisée pour prédire la valeur moyenne de la durée de la STF du séisme cible :

$$\log(T) = 0.31 log M_0 - 4.9 \qquad \textbf{(6.20)}$$

Où log représente le log décimal, T la durée totale de la fonction source temporelle et Mo le moment sismique.

Avec la valeur de la durée de la STF du séisme cible estimée à partir de la base de données SCARDEC, nous pouvons déduire la valeur de fréquence coin de cet événement et déterminer par la même occasion le rapport de chute de contrainte en utilisant les équations 6.10 et 6.12. La variabilité sur le rapport de chute de contrainte sera déterminée à partir de la variabilité sur la durée des fonctions sources temporelles

Dans les simulations il est donc important de ne pas choisir une seule valeur pour le paramètre C, mais plutôt de lui permettre une certaine variabilité dans une gamme donnée. De cette façon, pour chaque séisme cible et pour chaque EGF, nous avons choisi une gamme de 5 valeurs possibles de C avec une distribution log-normale selon Baltay *et al.* (2011). Le Tableau 6.3 présente les différentes valeurs possibles du paramètre C pour les différents scénarios de séismes. Nous pouvons observer sur la Figure 6.9 que ces valeurs de C suivent une distribution gaussienne. Cette observation est confirmée par le test de "quantile-quantile".

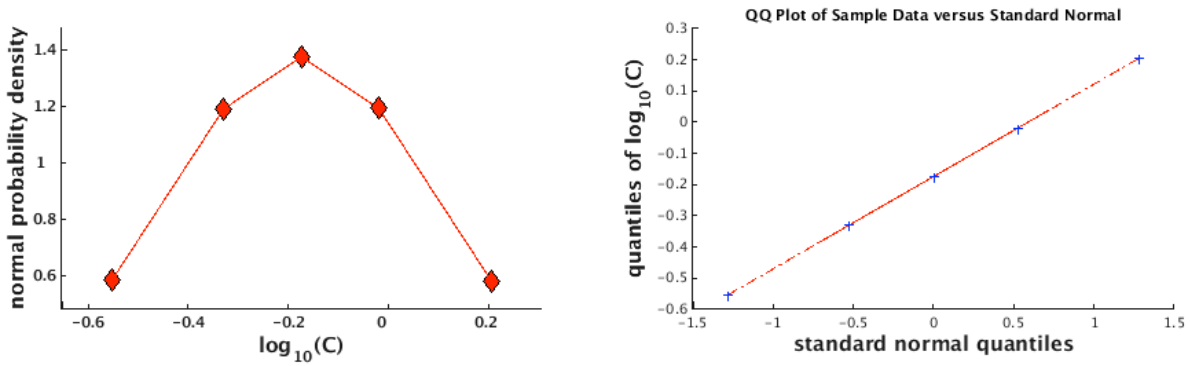


Figure 6.9.- *A gauche, fonction de densité de probabilité normale des log10(C) pour les 5 valeurs du paramètre C possibles pour la simulation du séisme cible Mw=6.0 à partir de l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4). A droite, test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des log10(C).*

Il s'agit d'une méthode qui permet de vérifier si des données suivent une loi normale ou non, et qui compare ici les quantiles de la distribution des valeurs de log10(C) en fonction des quantiles d'une distribution normale théorique de moyenne 0 et d'écart-type 1.

6.9. Applications sur des données réelles : Résultats des simulations

Avec les valeurs des moments sismiques et des fréquences coin que nous venons de définir (voir Tableau 6.2 et Tableau 6.3), nous avons choisi d'utiliser toutes les valeurs de C, obtenues à partir de la durée des STFs et sa variabilité, pour la simulation des séismes cibles. En générant 200 simulations différentes pour chacune des 5 valeurs de C prises successivement comme paramètre d'entrée, nous produisons au total un ensemble de 1 000 simulations pour chaque station, chaque composante et chaque Fonction de Green Empirique (EGF).

6.9.1. Valeurs de pic en fonction de la distance

Sur chaque accélérogramme simulé, on extrait la valeur de pic d'accélération et de vitesse : PGA et PGV. La Figure 6.10 présente les valeurs obtenues en fonction de la distance hypocentrale pour l'exemple des simulations du séisme cible Mw = 6.5 à partir de l'EGF du 3 mai 2010 (19h21, mw=4.4). Nous pouvons clairement observer sur cette figure la variabilité produite pour chaque valeur de C (variabilité intrinsèque à la méthode SIMULSTOC), ainsi que la variabilité induite par la prise en compte de 5 valeurs de C (variabilité imposée par le sigma de la base de données mondiale SCARDEC). Le choix de la valeur centrale de C (également imposé par les résultats de SCARDEC) va fortement conditionner le niveau médian que nous allons obtenir. Le nombre de valeurs de C, lui, va agir sur la variabilité des mouvements du sol.

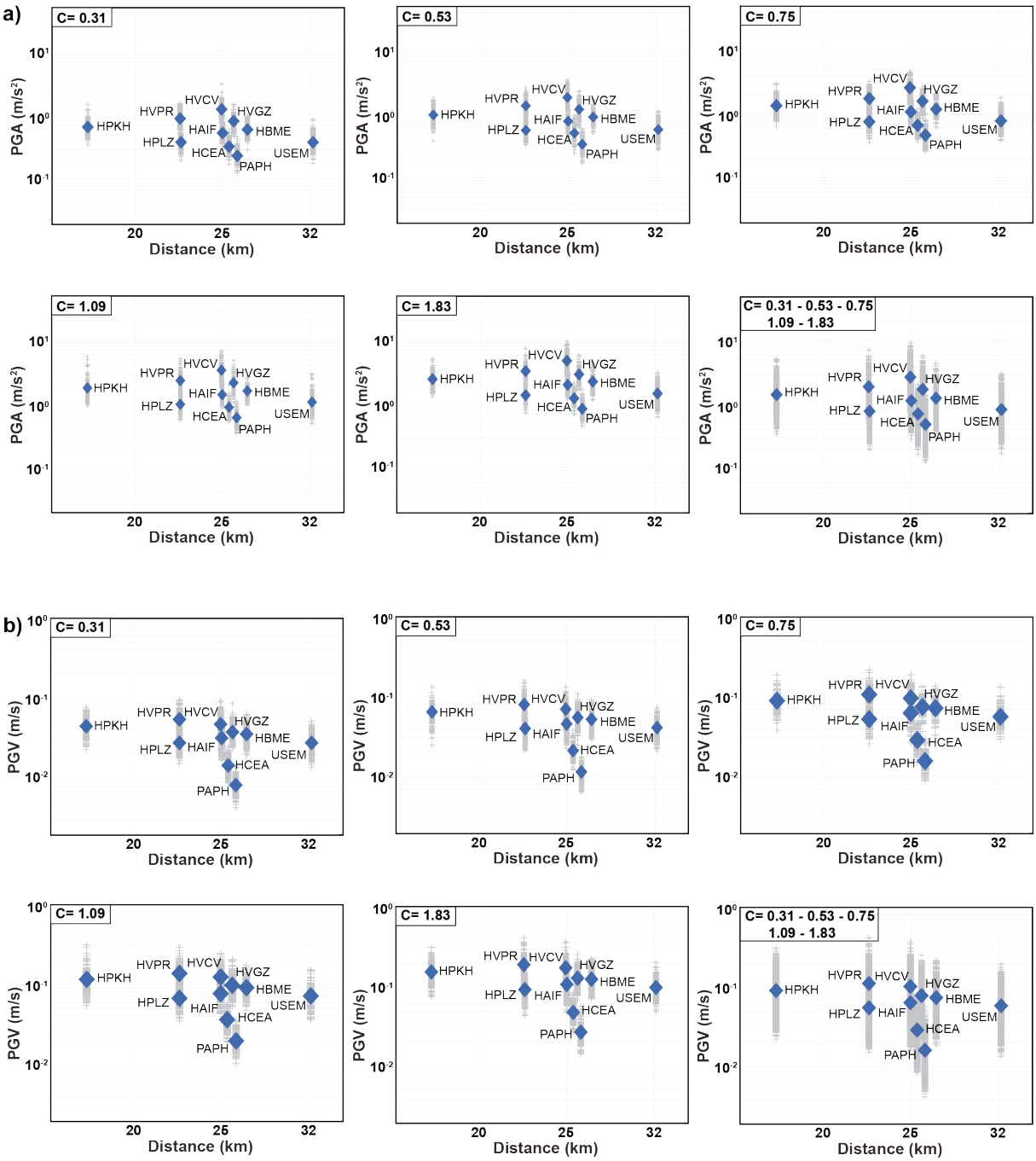


Figure 6.10.- *Valeurs de PGA* **(a)** *et PGV* **(b)** *obtenues à partir des simulations (composante Nord-Sud) du séisme cible Mw = 6.5 avec L'EGF du 3 mai 2010 (19h21, mw=4.4), en utilisant chaque valeur de C séparément, puis toutes les valeurs de C ensemble. Les losanges bleus représentent les valeurs moyennes et les croix grises les valeurs individuelles de chaque simulation.*

Cette représentation de PGA et de PGV en fonction de la distance nous permet d'observer une certaine disparité entre les valeurs pour des stations situées approximativement à la même distance de l'épicentre de l'événement du 03 mai 2010, 19h21 (à la station HVGZ par exemple, la valeur de PGV est presque 10 fois plus grande qu'à la station PAPH située

quasiment à la même distance épicentrale). Nous constatons également que les stations HVPR, HVCV et HVGZ sont celles qui présentent les valeurs de PGA et de PGV les plus fortes. Tandis que les stations PAPH et HCEA présentent les valeurs de pics les plus faibles. Pour cette simulation, les valeurs maximales d'accélération et de vitesse sont obtenues sur des stations du centre-ville de Port-au-Prince et des quartiers avoisinants (HVCV, HVPR, HVGZ…). Ces résultats viennent corroborer la présence d'effets de site détectée par la méthode des rapports spectraux (cf. Chapitre 4) sur les stations HVCV et HVPR. Afin d'approfondir notre analyse des différentes simulations nous présenterons les résultats dans les domaines temporel et spectral.

6.9.2. Résultats dans le domaine temporel

Le gros avantage de la méthode SIMULSTOC, par rapport aux méthodes stochastiques simples sans EGF [type SMSIM, Boore, (2003); Boore, (2009)], est qu'elle permet de produire des sismogrammes synthétiques réalistes. Etant donné que nous produisons 200 sismogrammes synthétiques par composante, par station et par valeur de C, il est impossible de tous les représenter dans le domaine temporel. Les Figures 6.11, 6.12, 6.13 et 6.14 présentent un échantillon, choisi au hasard, de 4 sismogrammes synthétiques (obtenus pour la valeur centrale de C) pour chaque station avec différentes EGF. Ici, Seules les composantes horizontales nord-sud des mouvements du sol seront présentées. Ces Figures permettent d'avoir une bonne idée de la forme d'onde et de la durée, en plus de l'information sur les valeurs de pic donnée par la Figure 6.10.

Les sismogrammes obtenus nous permettent d'observer d'importants effets d'amplification et d'allongement de la durée du signal sur certains sites de la ville. Nous pouvons particulièrement attirer l'attention sur les résultats obtenus pour la station HVPR, située sur un dépôt d'alluvions, qui est sujette à des effets de site lithologiques (cf. Chapitre 4). L'effet de site topographique de la station HVCV (cf. Chapitre 4) est également très bien pris en compte par nos simulations pour les composantes horizontales. Nous notons que ces amplifications sont observables non seulement en accélération, mais aussi sur les signaux en vitesse. Les ondes de surface générées dans le bassin sont particulièrement bien visibles sur les signaux en vitesse des stations (voir par exemple la station HVPR).

Les résultats des simulations du séisme cible Mw= 6.5 pour les différentes Fonctions de Green Empiriques sont synthétisés dans le Tableau 6.4, et les Figures 6.15 et 6.16 sous forme de cartes d'accélérations maximales du sol. Sur les cartes, pour chaque station du réseau sismologique de Port-au-Prince sont présentés un accélérogramme correspondant à une réalisation proche de la moyenne, ainsi que la valeur médiane des accélérations maximales

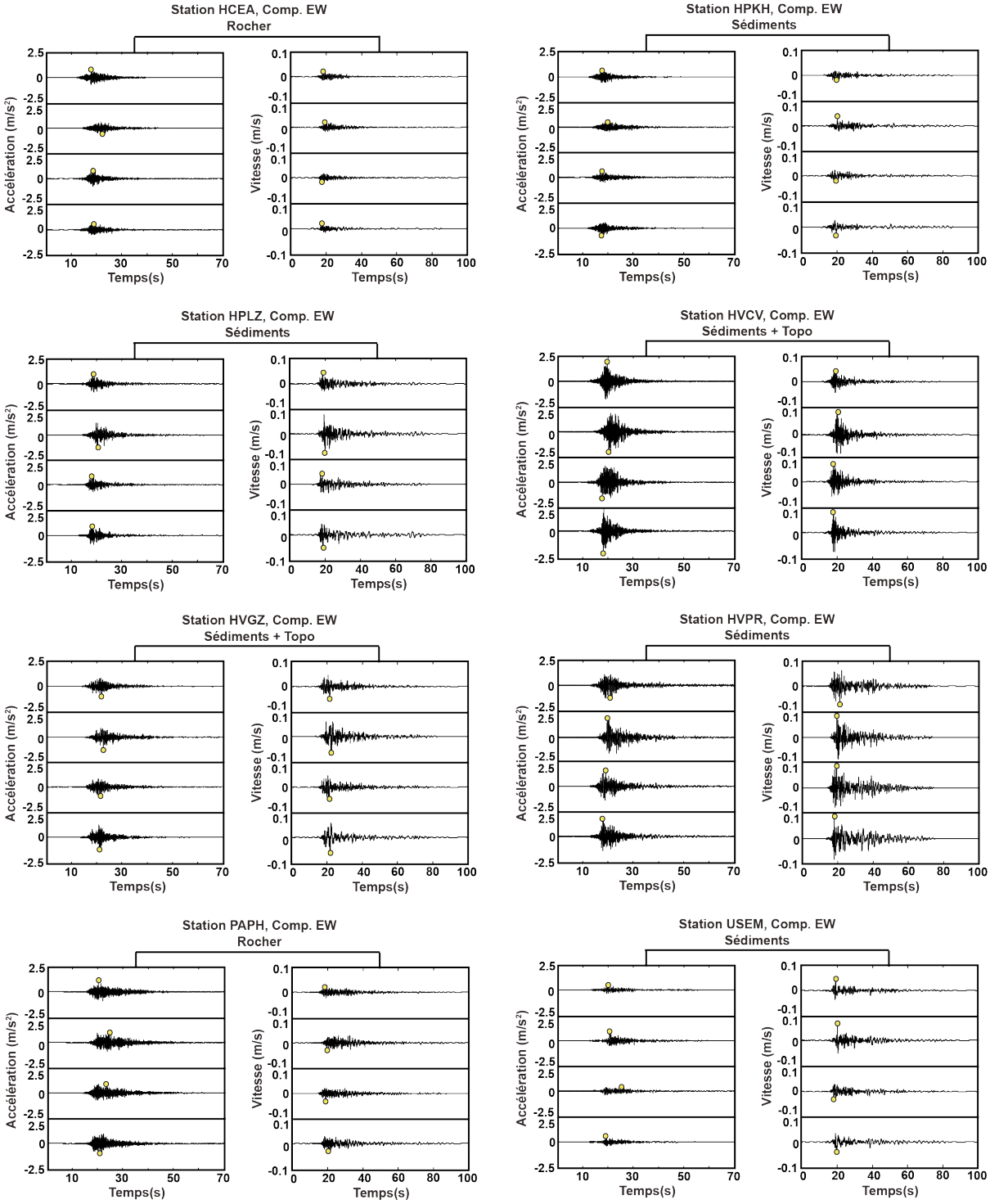


Figure 6.11.- *Échantillon de quatre accélérogrammes synthétiques (en accélération et en vitesse) pour chacune des stations d'enregistrement de l'événement du 03 mai 2010 (05h38, mw=4.0), considéré comme Fonction de Green Empirique pour la simulation du séisme cible Mw=6.5 (composante nord-sud). Les points jaunes sur les signaux indiquent la position des PGA et PGV.*

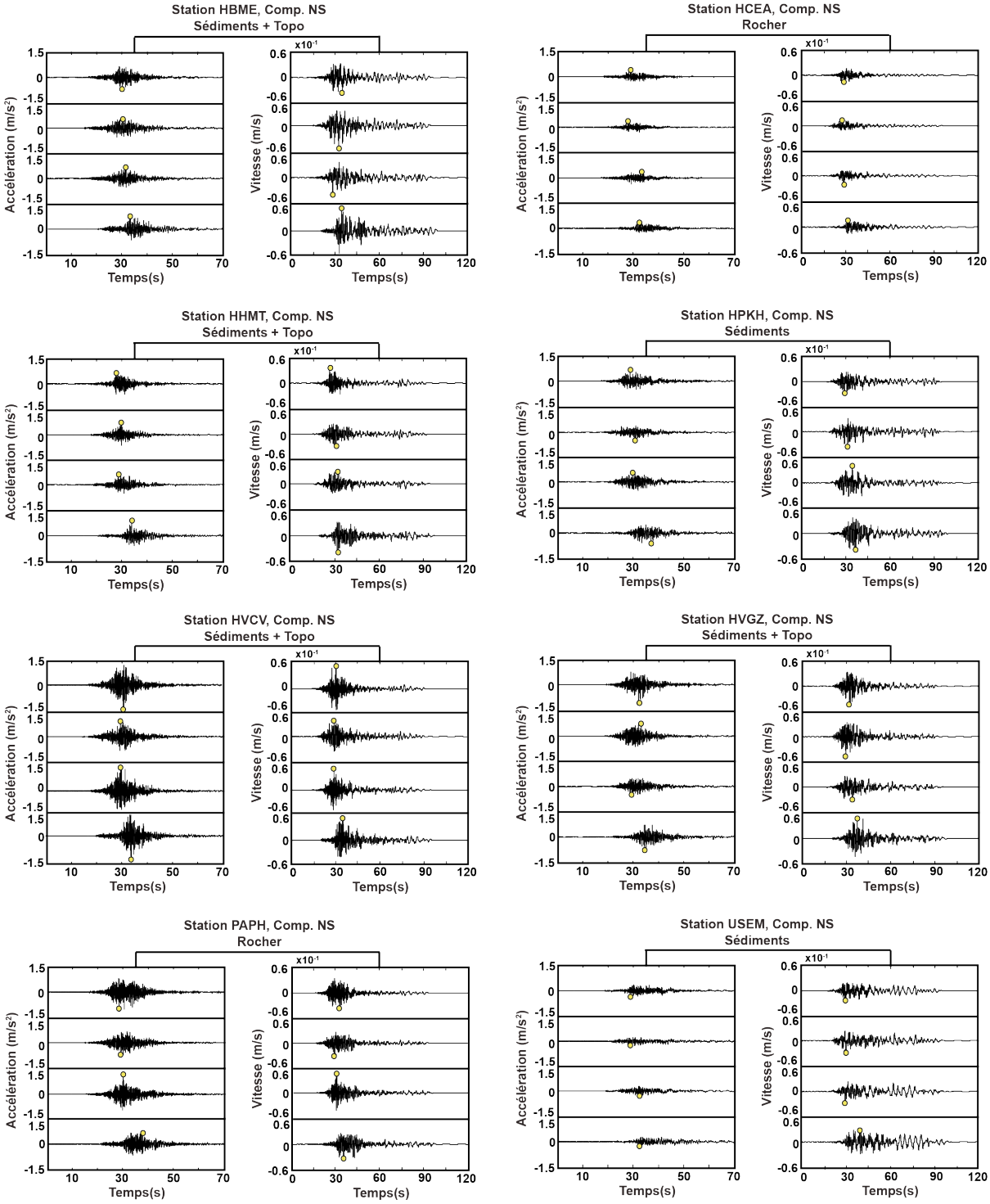


Figure 6.12.- *Échantillon de quatre accélérogrammes synthétiques (en accélération et en vitesse) pour chacune des stations d'enregistrement de l'événement du 28 mars 2010 (07h15, mw=4.2), considéré comme Fonction de Green Empirique pour la simulation du séisme cible Mw=6.5 (composante nord-sud). Les points jaunes sur les signaux indiquent la position des PGA et PGV.*

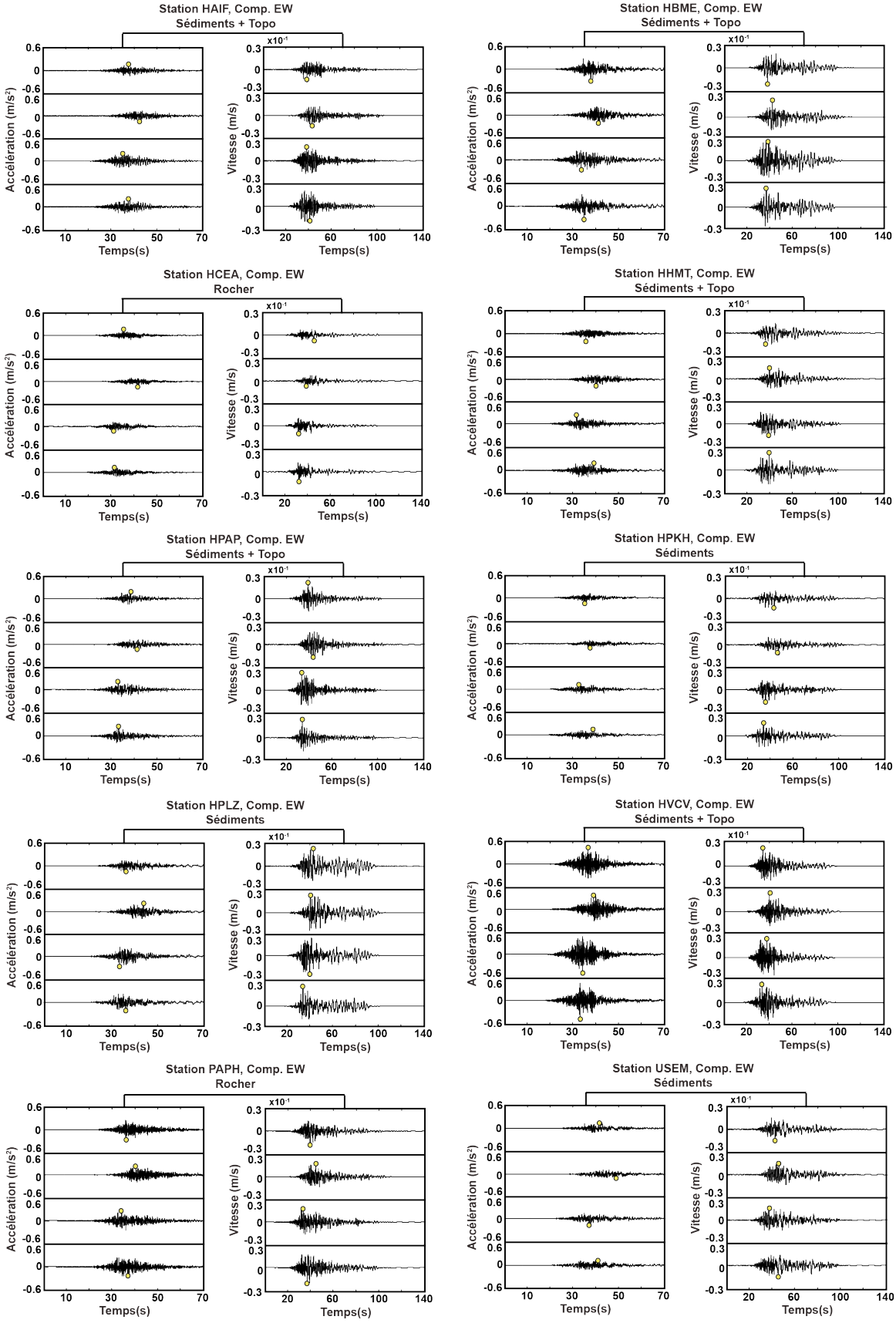


Figure 6.13.- *Même légende que les Figures 6.11 et 6.12, mais avec le séisme du 20 mai 2010 (06h33, mw=4.3), comme Fonction de Green Empirique pour la simulation du séisme cible Mw=6.5.*

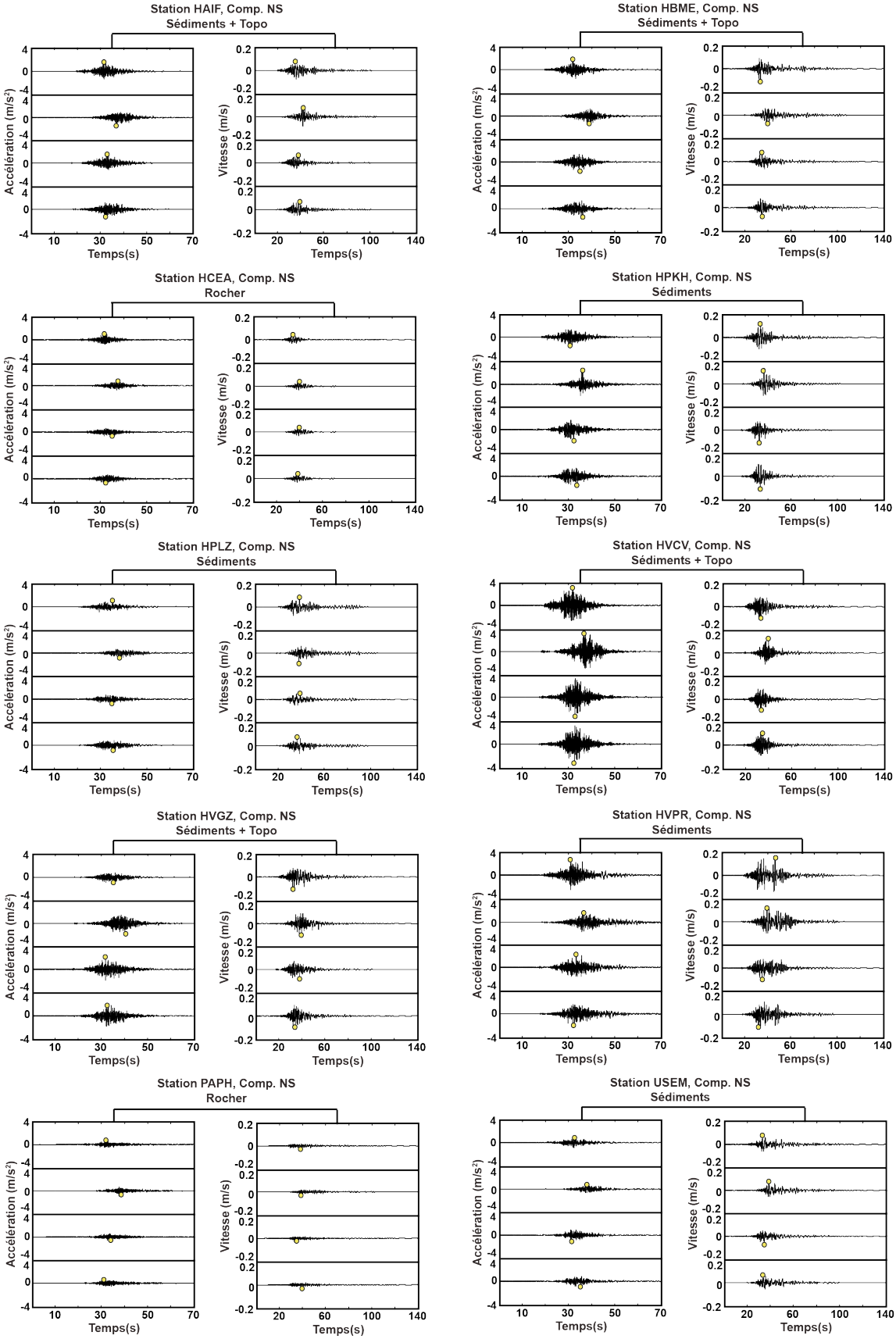


Figure 6.14.- *Même légende que les Figures 6.11 et 6.12, mais avec le séisme du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4), comme Fonction de Green Empirique pour la simulation du séisme cible Mw=6.5.*

(PGA) prédites par les simulations, l'écart-type et la valeur maximale (entre parenthèses). Les valeurs médianes des accélérations maximales étant souvent plus grandes sur la composante nord-sud, nous avons donc choisi de présenter cette composante pour l'analyse des résultats.

	PGA (g) Mw=6.5 03/05/10 (05h38)		**PGA (g) Mw=6.5 28/03/10 (07h15)**		**PGA (g) Mw=6.5 20/05/10 (06h33)**		**PGA (g) Mw=6.5 03/05/10 (19h21)**	
Stations	Médiane	Max	Médiane	Max	Médiane	Max	Médiane	Max
HAIF	-	-	-	-	0.03 ± 0.01	0.09	0.10 ± 0.05	0.40
HBME	-	-	0.07 ± 0.04	0.25	0.03 ± 0.01	0.13	0.12 ± 0.06	0.45
HCEA	0.08 ± 0.04	0.26	0.04 ± 0.02	0.17	0.02 ± 0.01	0.06	0.07 ± 0.03	0.21
HHMT	-	-	0.08 ± 0.04	0.30	0.03 ± 0.01	0.10	-	-
HPAP	-	-	-	-	0.02 ± 0.01	0.08	-	-
HPKH	0.09 ± 0.05	0.37	0.06 ± 0.03	0.22	0.03 ± 0.01	0.10	0.13 ± 0.07	0.54
HPLZ	0.08 ± 0.04	0.31	-	-	0.03 ± 0.01	0.09	0.08 ± 0.04	0.30
HVCV	0.22 ± 0.12	0.85	0.15 ± 0.08	0.59	0.05 ± 0.02	0.16	0.30 ± 0.14	1.00
HVGZ	0.13 ± 0.07	0.43	0.08 ± 0.04	0.30	-	-	0.16 ± 0.08	0.60
HVPR	0.13 ± 0.06	0.40	-	-	-	-	0.17 ± 0.09	0.73
PAPH	0.12 ± 0.06	0.41	0.11 ± 0.06	0.46	0.03 ± 0.01	0.10	0.05 ± 0.02	0.17
USEM	0.04 ± 0.02	0.16	0.04 ± 0.02	0.14	0.02 ± 0.01	0.08	0.08 ± 0.04	0.31

Tableau 6.4.- *Valeurs médianes des accélérations maximales (PGA) prédites par les simulations d'un séisme cible de magnitude Mw = 6.5 avec les différentes Fonctions de Green Empiriques (composante nord-sud). L'écart-type et la valeur maximale sont aussi indiqués dans le tableau.*

Nous constatons que pour le séisme simulé avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4), localisé à moins de deux kilomètres de l'épicentre du séisme du 12 janvier 2010, les plus fortes valeurs d'accélération du sol sont obtenues sur la station HVCV, installée sur une crête des collines de Canapé-Vert, avec des PGA atteignant 1.0g (la valeur médiane de PGA étant de 0.30g ± 0.14). Nous notons également d'importantes valeurs de PGA (Tableau 6.4) pour plusieurs stations de la ville de Port-au-Prince (HVPR, HVGZ, HPKH, HBME, etc.). Tandis que les stations USEM, PAPH et HCEA montrent des niveaux d'accélération beaucoup plus faibles avec des PGA médians de l'ordre de 0.07g ± 0.03.

Pour le séisme simulé avec l'EGF du 20 mai 2010 (06h33, mw=4.3), localisé en mer (voir Figure 6.16), les plus fortes valeurs d'accélération sont aussi obtenues sur la station HVCV avec des PGA atteignant 0.16g (la valeur médiane de PGA est égale à 0.05g ± 0.02). Pour toutes les autres stations, les valeurs médianes d'accélération maximale sont de l'ordre 0.03 ± 0.01g. Ces valeurs sont nettement inférieures aux accélérations reportées précédemment avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4). Ces faibles valeurs d'accélérations maximales sont

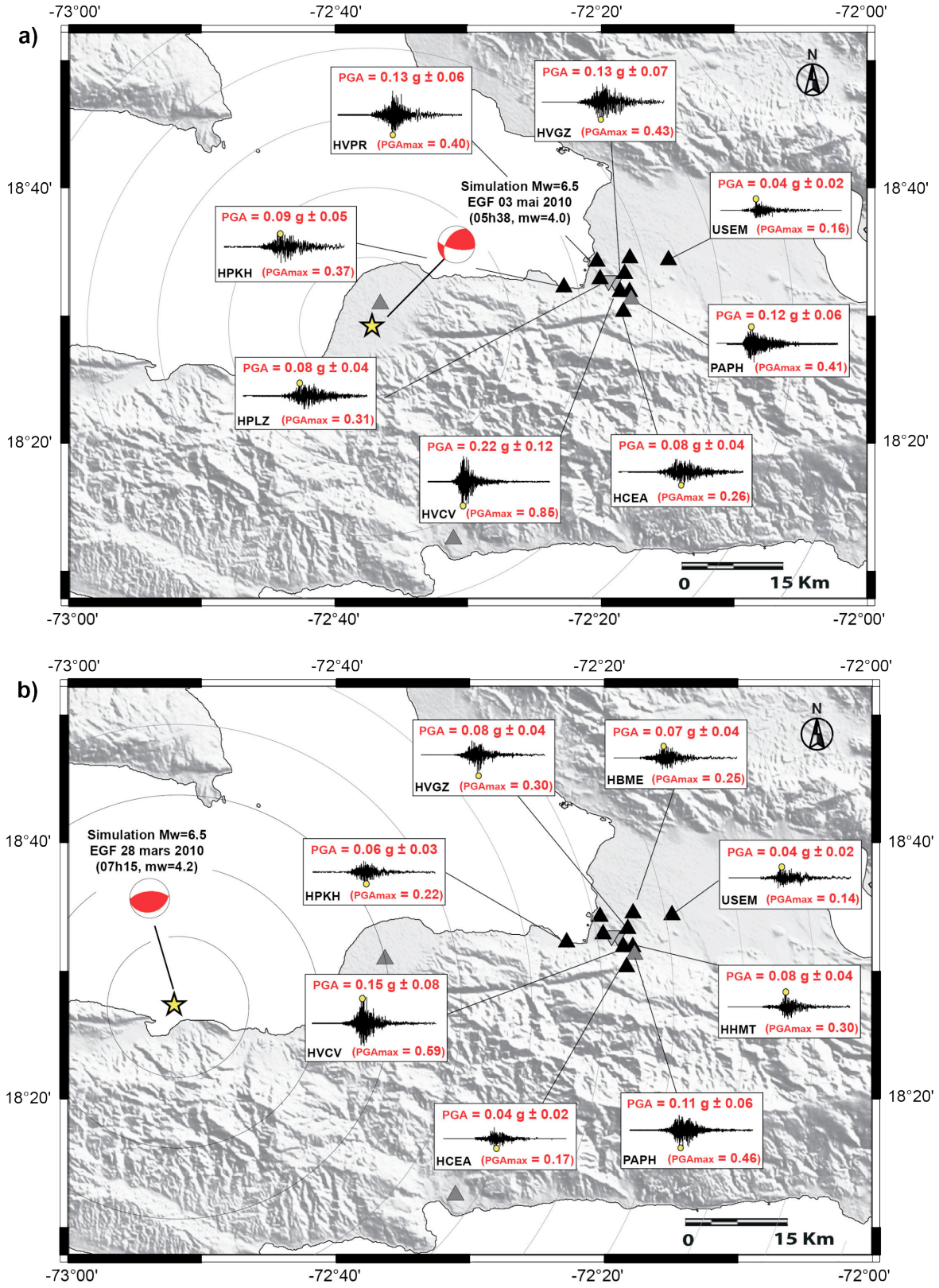


Figure 6.15.- *Estimation des accélérations maximales horizontales du sol produites par des séismes hypothétiques de magnitude Mw=6.5 avec* **a|** *l'événement du 03 mai 2010 (05h38, mw=4.0) comme Fonction de Green Empirique (EGF) et* **b|** *celui du 28 mars 2010 (07h15, mw=4.2) comme EGF. Les valeurs des PGA (en g) sur ces cartes correspondent à la valeur médiane, puis entre parenthèses la valeur maximale des accélérations maximales prédites par les simulations (composante nord-sud).*

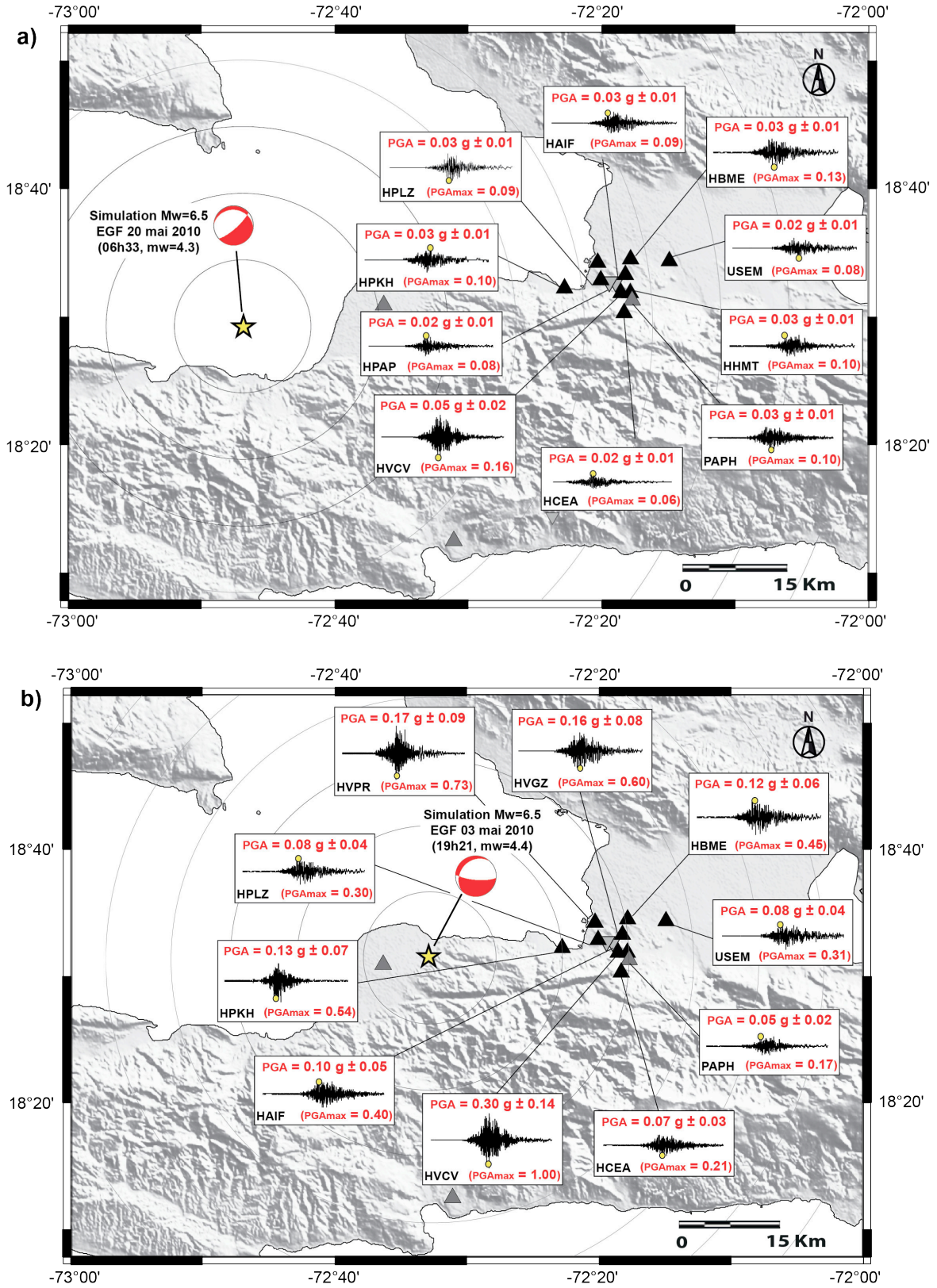


Figure 6.16.- *Estimation des accélérations maximales horizontales du sol produites par des séismes hypothétiques de magnitude Mw=6.5 avec* **a|** *l'événement du 20 mai 2010 (06h33, mw=4.3) comme Fonction de Green Empirique (EGF) et* **b|** *celui du 03 mars 2010 (19h21, mw=4.4) comme EGF. Les valeurs des PGA (en g) sur ces cartes correspondent à la valeur médiane, puis entre parenthèses la valeur maximale des accélérations maximales prédites par les simulations (composante nord-sud).*

dues en partie à la plus grande distance épicentrale (environ 50 km) du séisme du 20 mai 2010 (06h33), par rapport à celle du séisme du 03 mai 2010 (19h21) qui est de 20 km environ.

Ces mêmes observations ont été faites pour les séismes cibles de magnitude Mw=6.5, simulés à partir des Fonctions de Green Empiriques du 28 mars 2010 (07h15, mw=4.2) et du 03 mai 2010 (05h38, mw=4.0). Comme dans le cas des scénarios précédents, pour ces séismes les valeurs maximales d'accélération sont obtenues dans les collines du sud de Port-au-Prince à la station HVCV avec des valeurs médianes de PGA de l'ordre de 0.22g ± 0.12 pour le séisme du 03 mai 2010 (05h38) et 0.15g ± 0.08 pour le séisme du 28 mars 2010 (07h15). Tandis que les stations USEM de la plaine du Cul-de-Sac et HCEA du massif de la Selle montrent des niveaux d'accélération beaucoup plus faibles avec des valeurs médianes de PGA de l'ordre de 0.04g ± 0.02. Nous notons aussi d'importants PGA sur la station HVPR installée sur les dépôts alluvionnaires de la ville de Port-au-Prince.

Il est intéressant de noter la grande variabilité des résultats obtenus sur les 1000 simulations. En témoignent les valeurs de PGA, qui par exemple, pour le séisme simulé avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4) à la station HVCV, s'étalent de 0.06g à 1.0g (composante nord-sud). Ici, nous ne développerons pas plus en détail le sujet de la variabilité des résultats, elle sera en partie traitée à la section 6.11. Notons toutefois que les effets d'amplification sur certains sites de la ville de Port-au-Prince, ont été également observés pour les simulations avec les autres scénarios (Mw=6.0 et Mw=7.0).

6.9.3. Spectres de réponse

Les résultats des simulations peuvent également être analysés en termes de spectres de réponse en accélération, puisque cette représentation est largement utilisée dans les pratiques du génie parasismique. Ils sont représentés par l'accélération spectrale (en g ou en m/s2) en fonction de la période propre (en secondes) ou de la fréquence propre (en Hz) d'un oscillateur à un degré de liberté avec un amortissement. Ils décrivent donc la réponse maximale à prendre en compte dans le dimensionnement des structures et permettent de faire un lien entre sismologie et génie civil.

A partir des accélérogrammes synthétiques simulés, nous avons donc calculé les spectres de réponse élastiques (avec 5% d'amortissement critique), pour chaque station et chaque composante. Les valeurs médianes et les $16^{ème}$ et $84^{ème}$ percentiles sont calculés sur l'ensemble des 1000 simulations des séismes cibles, incluant une incertitude sur le paramètre C. Comme pour les séries temporelles, on obtient différents spectres d'accélération possibles avec une large gamme de valeurs. La Figure 6.17 présente ici les spectres de réponse (composante nord-sud) pour le scénario Mw=6.5 avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21).

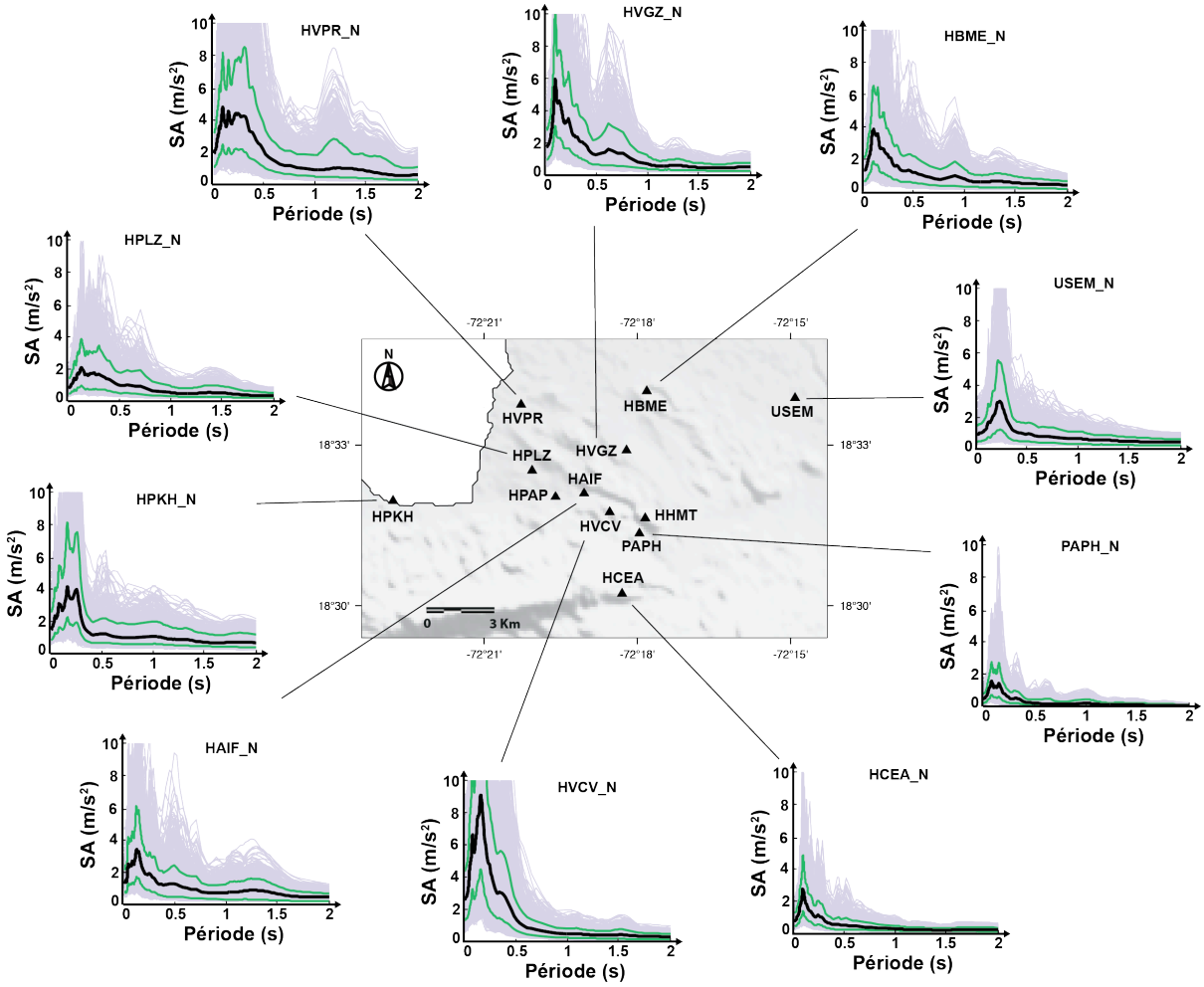


Figure 6.17.- *Spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des simulations (en mauve clair) d'un séisme cible Mw=6.5 avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4) pour chaque station (composante nord-sud). La médiane (ligne noire) et les 16ème et 84ème percentiles (lignes vertes) sont calculés sur l'ensemble des 1000 simulations.*

Les valeurs d'accélération spectrale obtenues sur les sites sédimentaires montrent clairement des effets de site locaux. La médiane des spectres de réponse des sites HVPR, HVCV et HVGZ montre de grandes amplitudes dans la gamme des périodes naturelles (entre 0 et 1.0s), tandis que d'autres stations comme HPLZ, HAIH et USEM présentent des valeurs d'accélération spectrale plus faibles. La station HCEA montre des amplitudes très faibles en raison de son emplacement au rocher. Comme observé dans des études antérieures (Salichon *et al.,* 2010; Honoré-Foundotos, 2013), les percentiles montrent que la dispersion des spectres de réponse est plus grande sur les sites de sédiments (HVPR, HVCV, HVGZ) que sur le site rocheux (HCEA).

Ainsi, comme nous pouvons le constater sur les cartes d'accélérations du sol, les plus fortes valeurs d'accélérations sont obtenues dans les quartiers du centre-ville de Port-au-Prince situés sur des dépôts d'alluvions (HVPR, HVGZ et HPLZ) et les collines adjacentes situées dans les conglomérats du massif de la Selle (HVCV).

La simulation des mouvements forts du sol à partir de la méthode des Fonctions de Green Empiriques est un moyen très utile pour fournir des renseignements et pour comparer les mouvements du sol d'une station à une autre. Toutefois, pour des simulations en aveugle, comme c'est le cas ici, aucun enregistrement de données n'est disponible pour affirmer si le mouvement du sol réellement observé à un site a bien été pris en compte par la simulation. Ainsi, pour évaluer l'apport de cette méthode à l'estimation de l'aléa sismique à Port-au-Prince, nous tentons de comparer les résultats obtenus dans cette étude à quelques modèles de prédiction des mouvements du sol empiriques (GMPEs) tirés de la littérature, ainsi qu'à des travaux d'estimation d'effets de site réalisés dans la zone.

6.10. Comparaison des résultats des simulations EGFs avec des modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol (GMPEs)

Nous allons maintenant comparer les résultats de nos simulations avec des modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol (GMPEs). Cependant, comme il n'existe actuellement aucune relation d'atténuation spécifiquement développée pour Haïti, nous sommes obligés d'utiliser des modèles de prédiction des mouvements du sol conçus pour d'autres régions du monde. Nous choisissons, comme l'a fait Frankel et al. (2011) en Haïti, de comparer nos résultats à 4 GMPEs du projet NGA (*Next Generation Attenuation*) développées pour la prédiction des mouvements du sol dans l'ouest des Etats-Unis : Boore and Atkinson, 2008; Campbell and Bozorgnia, 2008; Chiou and Youngs, 2008 et Idriss, 2008. Ces lois ont marqué une avancée significative dans le domaine des relations d'atténuation, en incluant dans les équations des termes additionnels pour la prise en compte d'effets tels que la réponse non-linéaire des sols, la profondeur des sédiments, le type de mécanisme de faille mis en jeu… Elles sont toutes issues de la base de données mondiale, mais utilisent différentes formulations. Elles ont été développées pour l'estimation du PGA, du PGV et des accélérations spectrales SA (avec 5% d'amortissement critique) des séismes crustaux peu profonds dans les régions tectoniques actives, principalement en Californie.

Avant de comparer ces lois avec nos simulations, nous allons dans un premier temps les comparer aux mesures à la station HCEA, obtenues pour les 4 petits séismes utilisés comme Fonctions de Green Empiriques. Ensuite nous utiliserons la loi qui semble la mieux adaptée pour comparer les résultats de nos simulations.

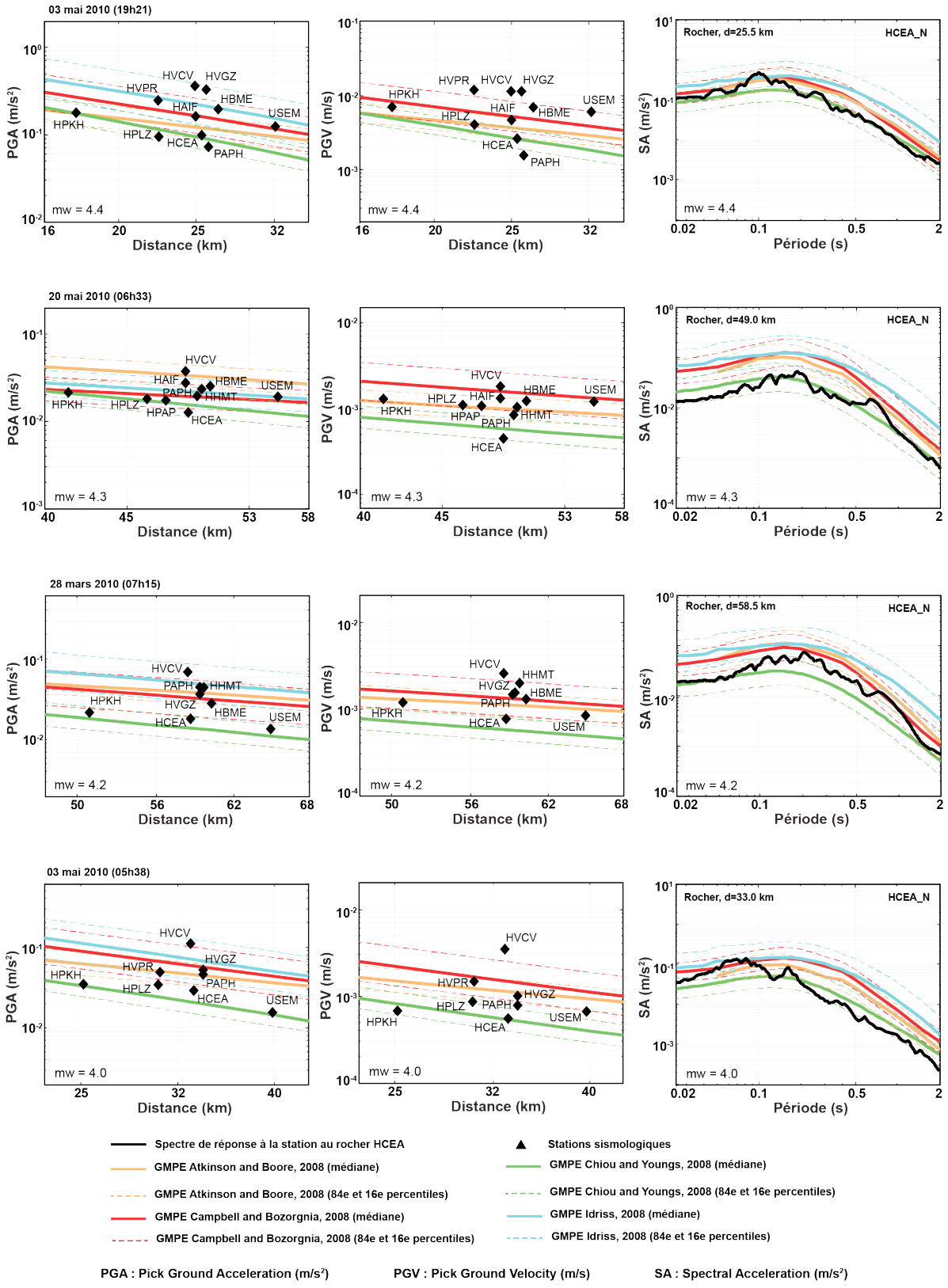


Figure 6.18.- *Comparaison entre les valeurs de PGA, PGV et spectre de réponse à la station HCEA, obtenues pour les répliques sélectionnées comme Fonction de Green Empirique (composante nord-sud) et celles prédites par les GMPEs du projet NGA (Boore and Atkinson, 2008; Campbell and Bozorgnia, 2008; Chiou and Youngs, 2008 et Idriss, 2008).*

6.10.1. Comparaison des valeurs mesurées sur les principales répliques utilisées comme EGF avec les prédictions de quatre GMPEs au rocher à la station HCEA

Une manière de tester l'adéquation d'une équation de prédiction est de la comparer aux données réelles enregistrées. Cette approche n'est évidement valide que si un nombre important de séismes de magnitude importante est disponible. Nous nous contenterons ici de comparer les valeurs de pic au rocher et le spectre de réponse des 4 répliques principales que nous utilions comme EGF avec les 4 équations de prédictions citées plus haut. Seule la station HCEA sera comparée étant donnée que c'est notre seule station au rocher. La Figure 6.18 présente la comparaison entre les valeurs des paramètres de mouvement du sol mesurés pour les petits séismes que nous avons choisis comme Fonctions de Green Empiriques (en noir) et celles prédites par les 4 GMPEs du projet NGA. Nous pouvons observer que dans l'ensemble, les valeurs de PGA et PGV mesurées à la station HCEA pour les différentes Fonctions de Green Empiriques sont très proches de celles prédites par les équations de Chiou and Youngs, 2008. Les autres lois sur-estiment systématiquement les valeurs de PGA et PGV observées pour les 4 événements utilisés comme EGF. Nous pouvons constater que cette loi prédit également assez bien les valeurs d'accélération spectrale qui ont été enregistrées à la station HCEA lors de ces différents séismes en particulier pour les périodes inférieures à 0.1 s.

C'est donc la GMPEs de Chiou and Youngs, (2008) que nous conserverons à titre comparatif pour nos simulations. Ce modèle a été développé pour l'estimation des paramètres des mouvements du sol pour des séismes crustaux superficiels, pour des distances de 0 à 100km et une large gamme de magnitudes (3<M<8). La base de données utilisée pour la régression est constituée de 3.551 enregistrements provenant de 173 séismes.

C'est pour la réplique du 03 mai 2010 (19h21) que l'adéquation est la meilleure sur la quasi-totalité du spectre de réponse (Figure 6.18 en haut à droite). C'est donc cette réplique que nous conserverons comme EGF pour présenter les résultats des simulations.

6.10.2. Comparaison des simulations EGF avec la GMPE de Chiou and Youngs, (2008)

La Figure 6.19 montre la comparaison entre les valeurs de PGA, PGV et spectre de réponse au rocher à la station HCEA obtenus à partir des simulations d'un séisme cible Mw=6.5 avec le petit séisme du 03 mai 2010 (19h21) pris comme Fonction de Green Empirique et celles prédites par les équations de Chiou and Youngs, (2008) pour un séisme de même magnitude. Pour chaque station est représentée la valeur moyenne de PGA et PGV des 1000 simulations (symbole noir), la prédition de la GMPE correspondant aux conditions de site au rocher (ligne rouge) et pour un sol mou (ligne verte). Les traits discontinus représentent l'écart-type pour les GMPEs au rocher. L'écart-type sur les 1000 simulations est représenté par un trait vertical gris. Notons que cette variabilité est du même ordre de grandeur pour les deux estimations

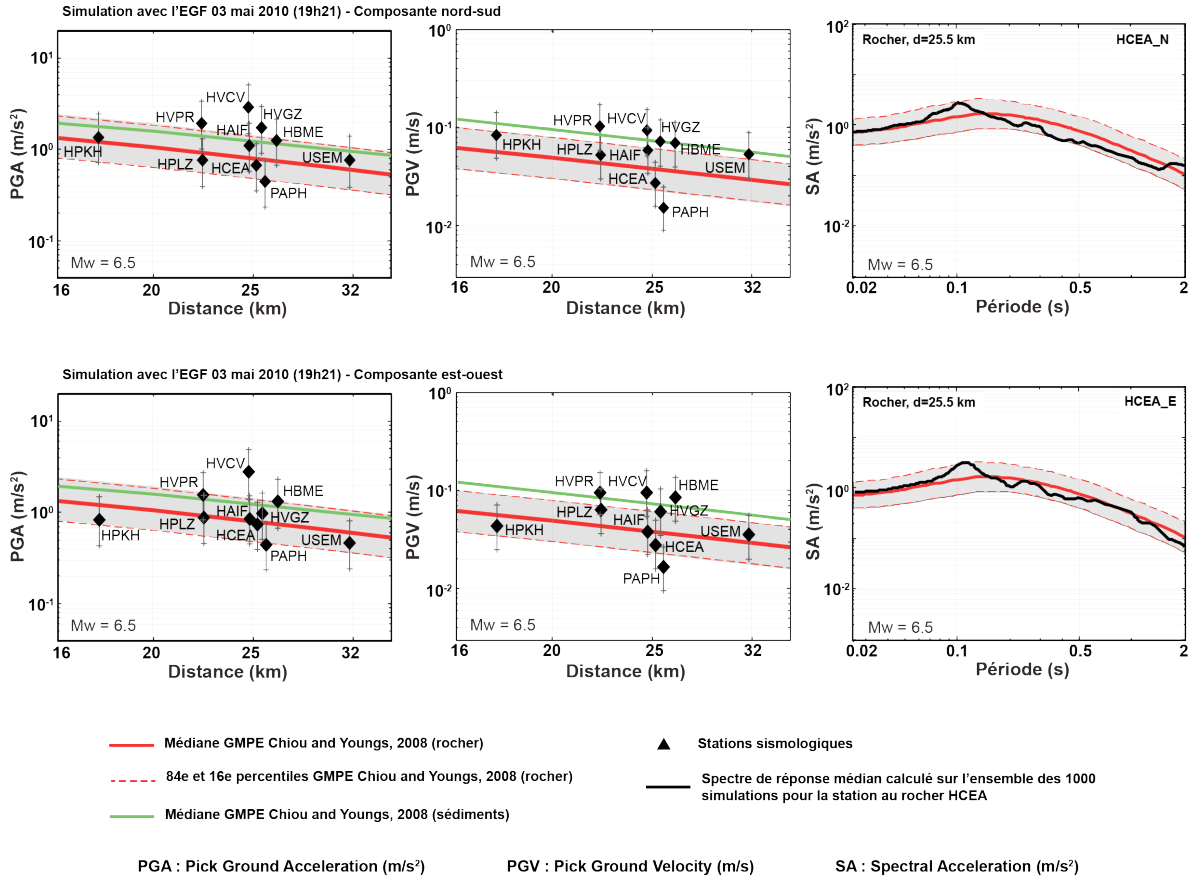


Figure 6.19.- *Comparaison entre les valeurs moyennes de PGA, PGV et spectre de réponse à la station HCEA, obtenues à partir des simulations d'un séisme de Mw=6.5 (composante nord-sud) et celles prédites par le GMPE Chiou and Youngs, (2008) du projet NGA (trait rouge GMPE au rocher et trait vert site sédimentaire). Pour chaque station, les valeurs moyennes et les écarts-types sont calculés à partir de la distribution des 1000 valeurs de simulations.*

(GMPES et simulation EGF). La colonne de droite représente la comparaison des spectres de réponse simulés pour la station HCEA située au rocher avec le spectre prédit par les GMPEs. Cette comparaison permet d'être à peu près sûr que l'ordre de grandeur des simulations est raisonnable.

Nous pouvons voir que pour certaines stations, où très peu d'effets de site ont été détectés, comme c'est le cas à HCEA, HPLZ, USEM et HPKH, les PGA et PGV simulés sont proches des valeurs moyennes prédites par la GMPE. Au contraire, pour la station HVCV subissant à la fois un effet de site topographique et lithologique, les valeurs de PGA simulées sont beaucoup plus fortes que celles prédites par la GMPE, même en utilisant les coefficients permettant de prendre en compte les conditions de site sur sol mou (ligne verte).

De cette comparaison, il ressort que les valeurs de PGA produites par notre approche de simulation en aveugle sont donc raisonnables et cohérentes avec celles estimées par la GMPE Chiou and Youngs, (2008). De plus, à l'exception de la station HVCV, où la présence d'importants effets de site a été décelée, les valeurs des paramètres de mouvement du sol PGA et PGV simulés se trouvent presque toujours entre les écart-types de celles prédites par le GMPE.

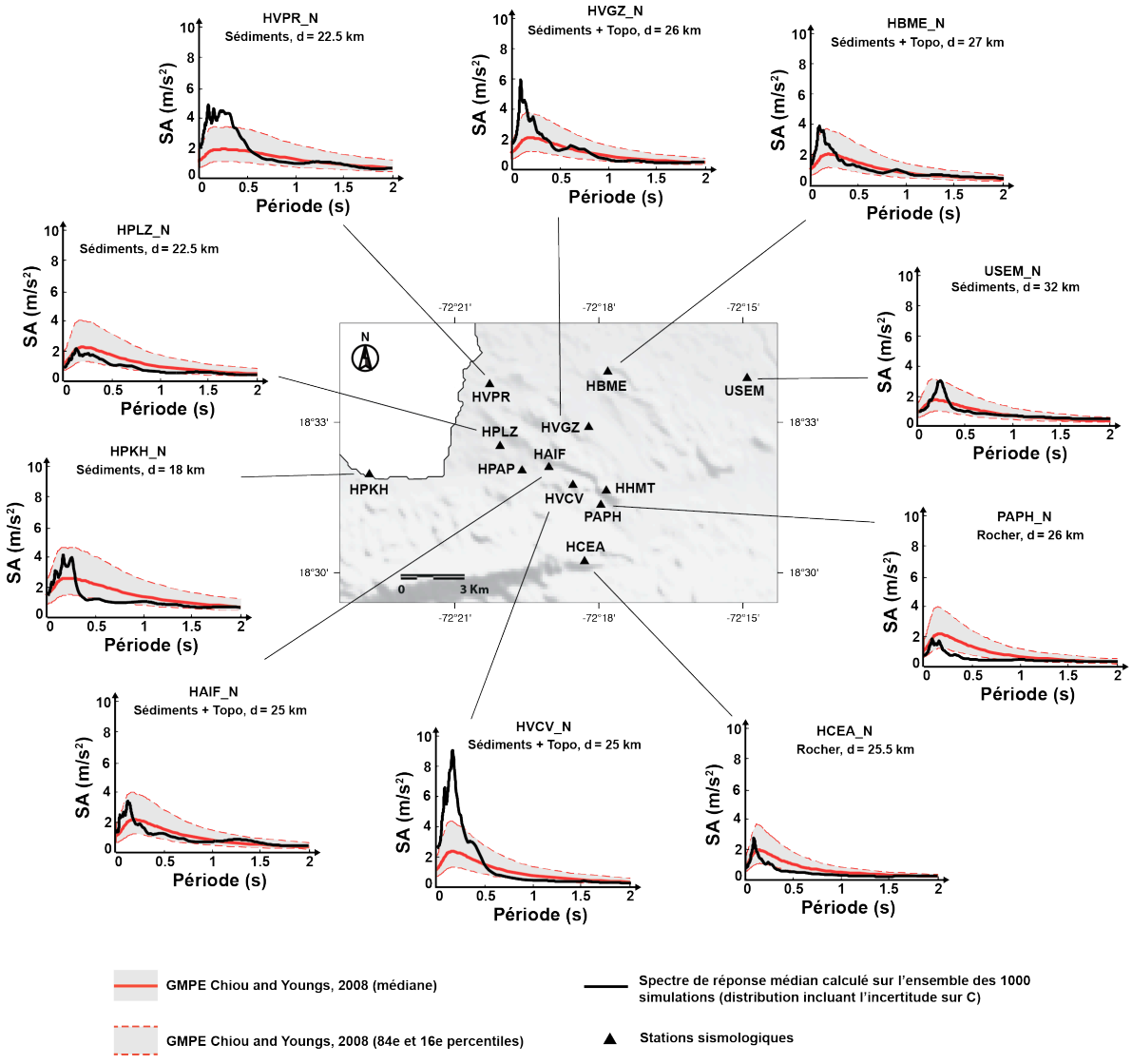


Figure 6.20.- *Comparaison entre les spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés pour la simulation d'un séisme cible Mw=6.5 avec la Fonction de Green Empirique du 03 mai 2010, 19h21 (composante nord-sud) et ceux prédits par la GMPE Chiou and Youngs, (2008) pour un séisme de même magnitude. Les traits rouges discontinus représentent les 16ème et 84ème percentiles de la GMPE.*

Nous pouvons maintenant comparer les résultats des simulations avec les GMPEs en terme de spectre de réponse élastique (Figure 6.20). La comparaison entre les valeurs médianes des spectres d'accélération obtenues à partir des simulations et celles prédites par les GMPEs de Chiou and Youngs, (2008), montrent cette fois ci des différences significatives, en particulier entre 0.1 et 0.5 secondes de périodes pour les stations HVPR, HVGZ, HBME et surtout HVCV. Pour les autres stations, les simulations se situent dans les valeurs moyennes +/- sigma des GMPEs (Figure 6.20), notamment pour les stations HCEA, HPLZ et PAPH.

Les GMPEs ne permettent évidement pas de reproduire la complexité des effets de site spécifiques à chaque station. C'est là l'illustration de l'un des principaux avantages des méthodes de simulation basées sur le principe des Fonctions de Green Empiriques, qui permettent de prendre en compte de manière implicite les effets de propagation et de site qui sont des informations contenues dans les enregistrements du petit séisme utilisé comme Fonction de Green Empiriques (EGFs).

6.10.3. Comparaison des spectres de réponse simulés avec les spectres réglementaires de l'IBC

La confrontation des spectres de réponse simulés et des spectres de réponse réglementaires en vigueur en Haiti est interessante afin de vérifier, sans en tirer des conclucions hâtives, comment se situent les niveaux de sollicitations simulées par rapport au dimensionnement du bâti neuf théoriquement considéré dans la ville.

Les règles parasismiques applicables en Haïti sont énoncées dans le Code National du Bâtiment d'Haïti (CNBH, 2012) édité par le Ministère des Travaux Publics des Transports et de la Communication (MTPTC). Les dispositions des codes de l'International Code Council (ICC) et en particulier celles de l'International Residential Code (IRC, 2009) et de l'International Building Code (IBC, 2009), sont reconnues comme les principaux codes de référence du CNBH. Les recommandations de l'IRC (2009) s'appliquent aux logements résidentiels pour une ou deux familles et ne dépassant pas trois niveaux. Les recommandations de l'IBC (2009) s'appliquent aux autres bâtiments.

La forme des spectres de réponse élastiques préconisés par l'IBC pour le dimensionnement des bâtiments s'appuie sur la norme ASCE 7-05. Celle-ci définit un spectre forfaitaire pour chaque classe de sol de la classification NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Program, États-Unis). Le spectre de référence au rocher est celui correspondant à un site de type B de cette classification, c'est-à-dire un site pour lequel la vitesse moyenne (Vs_{30}) de propagation des ondes de cisaillement dans les 30 premiers mètres est comprise entre 760 et 1500m/s^2.

Le spectre de réponse d'une classe de sol est construit à partir de deux paramètres S_{DS} et S_{D1} calculés à partir, d'une part des paramètres S_S et S_1 des valeurs d'accélération spectrale aux périodes 0.2s et 1.0s de l'aléa au rocher, et d'autre part, de coefficients d'amplification Fa (pour S_{DS}) et Fv (pour S_{D1}). Ces coefficients quantifient l'amplification en accélération spectrale par rapport à un sol rocheux (classe B) pour les périodes 0.2s (Fa) et 1.0s (Fv). Ils sont donnés dans le tableau suivant pour la ville de Port-au-Prince.

Classe de site NEHRP (IBC 2009)	**Coefficient Fa**	**Coefficient Fv**
A	0.8	0.8
B	1	1
C	1	1.3
D	1	1.5
E	0.9	2.4

Tableau 6. 5.- *Valeur des facteurs de site Fa et Fv sur la zone d'étude (Port-au-Prince - Haïti) pour les classes de site du code IBC 2009.*

Le spectre est ainsi défini par les équations suivantes :

$$S_{DS} = 2/3 \,.\, F_a . S_S \quad \textbf{(6.21)}$$

$$S_{D1} = 2/3 \,.\, F_v . S_1 \quad \textbf{(6.22)}$$

$$T_0 = 0.2*(S_{D1}/S_{DS}) \quad \textbf{(6.23)}$$

$$T_S = (S_{D1}/S_{DS}) \quad \textbf{(6.24)}$$

La forme des spectres de réponse est définie par les équations ci-dessus et illustrée en Figure 6.21. Le rapport plateau du spectre/PGA est fixe et égal à 2.5. Entre TS et TL, le spectre décroît en 1/T, tandis qu'au-delà de TL, il décroit en $1/T^2$ (voir Figure 6.21) La valeur de T_L est imposée régionalement et ne varie pas en fonction du type de sol. Pour Port-au-Prince, elle est indiquée comme étant au moins égale à 4 secondes. Les spectres de réponse sont calculés à 5% d'amortissement critique (amortissement préconisé pour le bâti courant dans les règles parasismiques IBC).

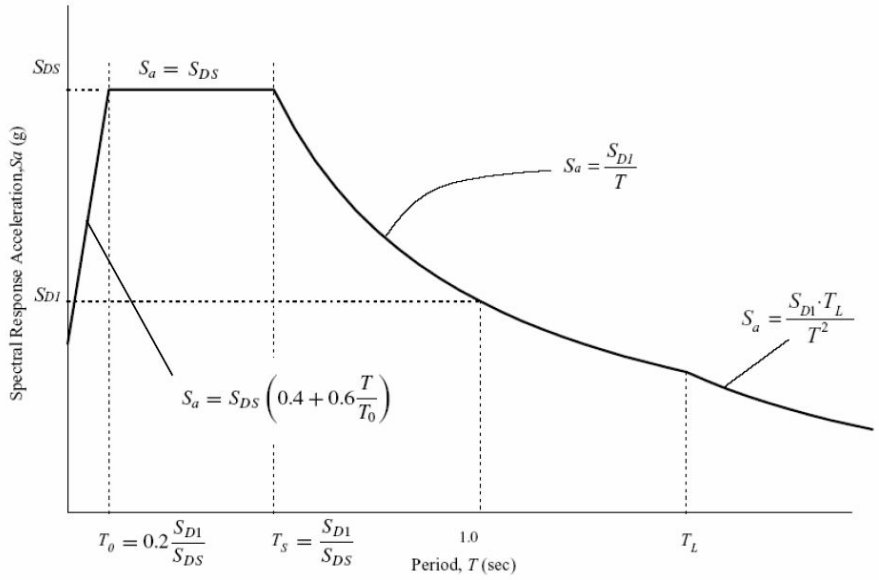


Figure 6.21.- *Représentation de spectre forfaitaire selon le code IBC (International Building Code).*

L'accélération d'ancrage des spectres élastiques au rocher dépend du facteur Ss (PGA=S_{DS}/2.5= 2Ss/7.5). Les valeurs de Ss et S1 sont déduites du travail de Frankel *et al.* (2011) portant sur une analyse probabiliste de l'aléa (voir Figure 6.22). La période de retour considérée dans l'IBC pour la définition de l'aléa de référence au rocher est de 2475 ans, c'est-à-dire une probabilité de dépassement de l'accélération de 2% en 50 ans. Les spectres de dimensionnement adoptés par le norme IBC correspondent à 2/3 du spectre à 2475 ans.

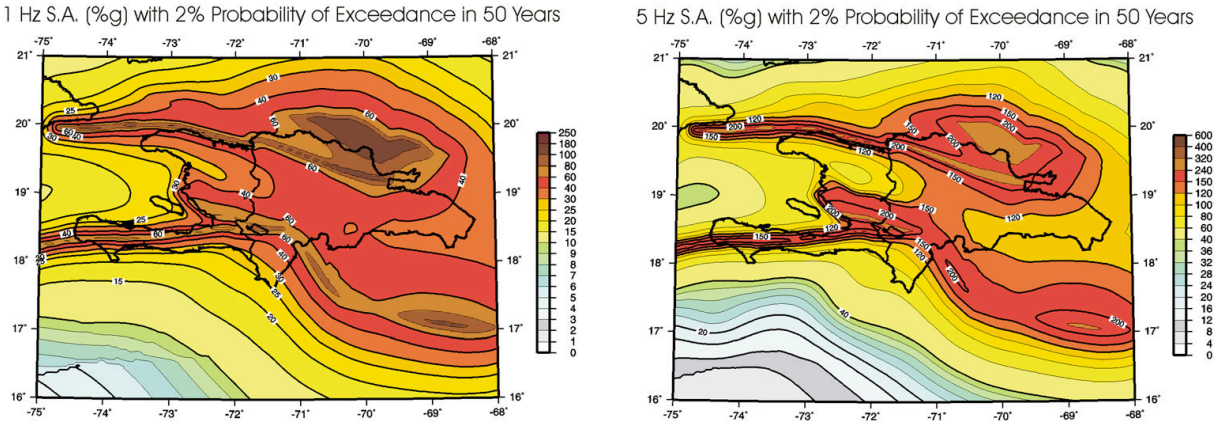


Figure 6.22.- *Cartes d'aléa pour les accélérations spectrales au rocher (5% de l'amortissement critique) pour les périodes 1.0s (à gauche) et 0.2s (à droite). Les valeurs d'accélération en pourcentage de g sont indiquées sur l'échelle de couleur à droite des figures. Le contour noir (foncé) indique la position sur la carte de l'île d'Hispaniola (Frankel et al., 2011).*

L'idée de la comparaison ici n'est pas de calibrer nos simulations aux spectres règlementaires, mais plutôt de se positionner par rapport au niveau d'aléa estimé par la règlementation. Nous comparons ainsi, les formes des spectres de réponse élastique simulés pour le scenario Mw=6.5, avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4) et les spectres IBC calés au PGA simulé. La Figure 6.23 illustre cette comparaison pour les différentes stations sismologiques de Port-au-Prince. Sans surprise, même en corrigeant le PGA, pour presque toutes les stations

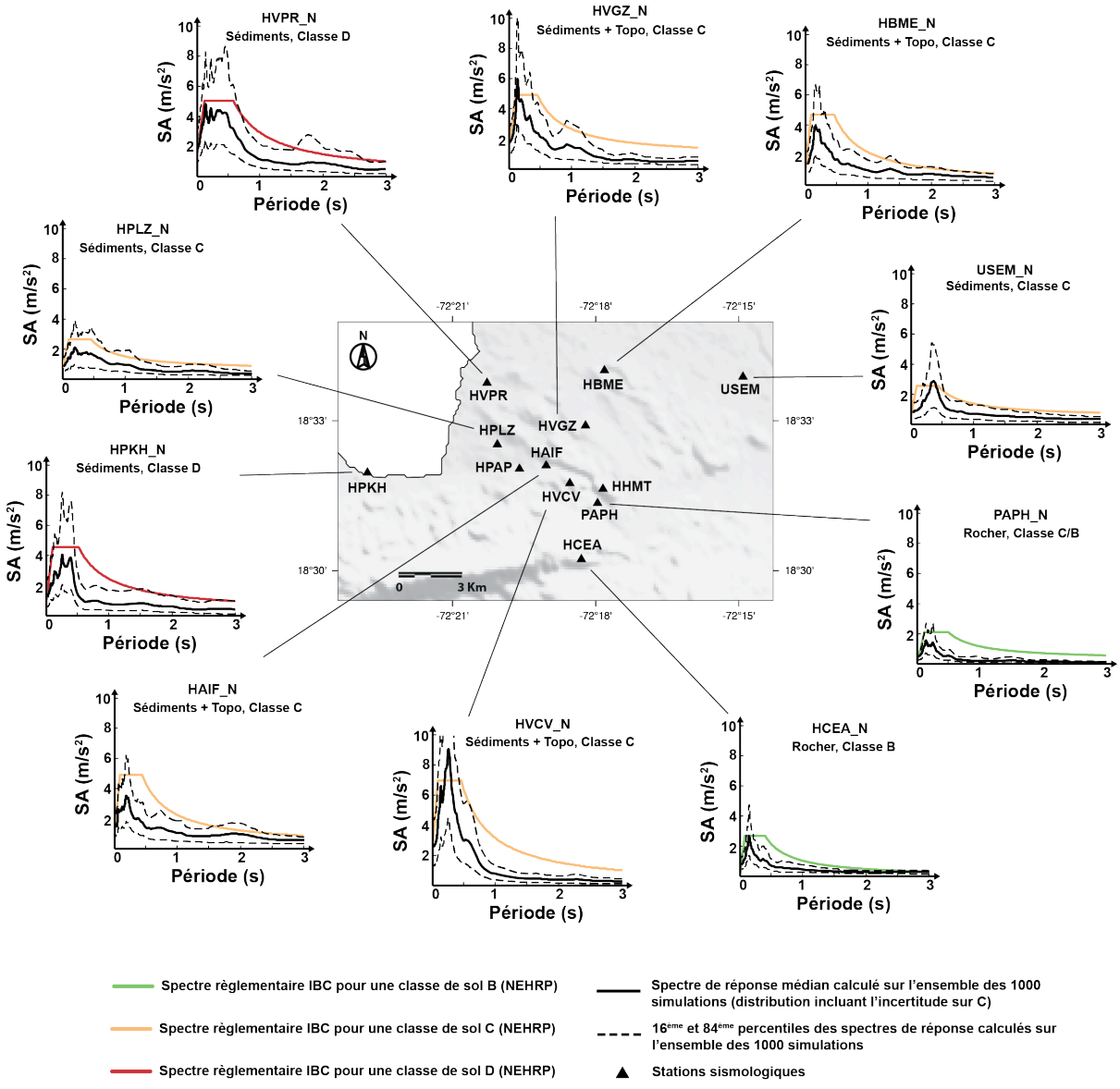


Figure 6.23.- *Comparaison des spectres de réponse simulés avec la méthode EGF pour un séisme de magnitude 6.5 à 20km de la ville (ligne noire) avec la règlementation IBC (International Building Code, 2009). Les spectres règlementaires sont calés sur le PGA ad hoc des simulations afin de ne comparer que les formes spectrales. Les spectres de réponse règlementaires ont été déterminés à partir des différentes cartes d'aléa sismique d'Haïti de Frankel et al. (2011) et des coefficients d'amplification Fa et Fv, basés sur les Vs_{30} de nos colonnes de sol (St Fleur et al., 2016).*

les spectres de réponse élastique de la norme sont supérieurs aux simulations déterministes moyennes effectuées ici. En effet, ces spectres de reponse normatifs englobent tous les scénarios sismiques possibles sur Haïti alors que nos calculs se focalisent sur un cas particulier. Si un tel scénario venait à se produire et que tous les bâtiments de Port-au-Prince étaient bâtis selon cette norme, la probabilité de dommages importants serait faible.

6.10.4. Comparaison des spectres de réponse simulés avec les spectres du microzonage sismique de Port-au-Prince

Le microzonage sismique de Port-au-Prince (Bertil *et al.,* 2013) définit des zones pour lesquelles la réponse sismique est homogène. Pour chacune de ces zones, un spectre de réponse élastique a été défini à partir d'une simulation numérique 1D. La forme des spectres est identique à ceux des IBC, seuls les coefficients d'amplification Fa et Fv différent de la classification NEHRP. Les spectres de réponse spécifiques aux différentes classes de sol sont illustrés sur la Figure 6.24 pour la commune de Port-au-Prince.

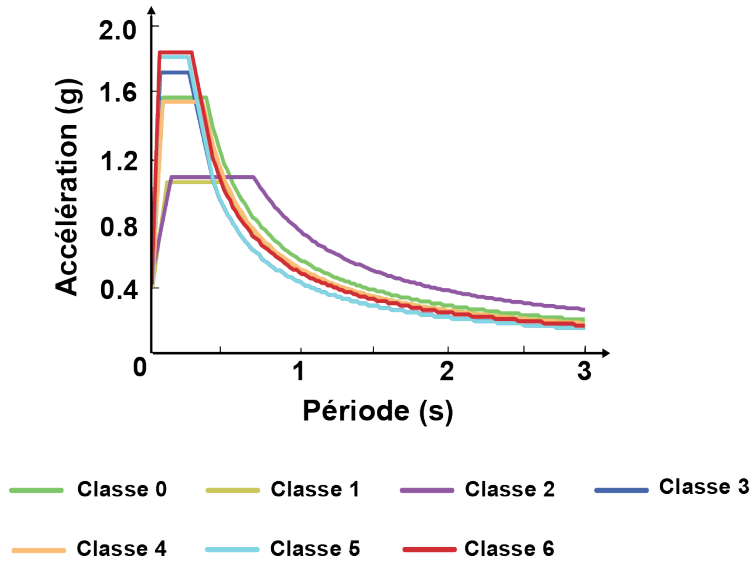


Figure 6.24.- *Spectres de réponse en accélération des 7 classes à effets de site lithologiques délimitées sur l'agglomération de Port-au-Prince (Bertil et al., 2013).*

Pour cette étude de microzonage sismique (Bertil *et al.,* 2013), sept classes d'effets de site lithologiques ont été distinguées (voir Figure 6.25), et pour chaque classe un spectre de réponse unique et caractéristique de l'effet de site a été défini. Les paramètres associés aux spectres de réponse spécifiques des classes à effets de site lithologiques sont présentés dans le Tableau 6.6.

	SDS (g)	SD1 (g)	PGA (g)	PGA rocher (g)	T0 (sec.)	Ts (sec.)	Fa	Fv
Classe 0	1.56	0.58	0.42	0.42	0.07	0.37	1.00	1.00
Classe 1	1.07	0.53	0.43	0.41	0.10	0.49	1.05	1.41
Classe 2	1.09	0.78	0.43	0.42	0.14	0.72	1.04	2.02
Classe 3	1.72	0.44	0.69	0.48	0.05	0.26	1.44	1.00
Classe 4	1.53	0.53	0.61	0.42	0.07	0.35	1.47	1.37
Classe 5	1.81	0.44	0.72	0.42	0.05	0.24	1.74	1.13
Classe 6	1.83	0.5	0.73	0.42	0.06	0.27	1.76	1.30

Tableau 6.6.- *Paramètres associés aux spectres de réponse spécifiques des classes à effets de site lithologiques (Bertil et al., 2013).*

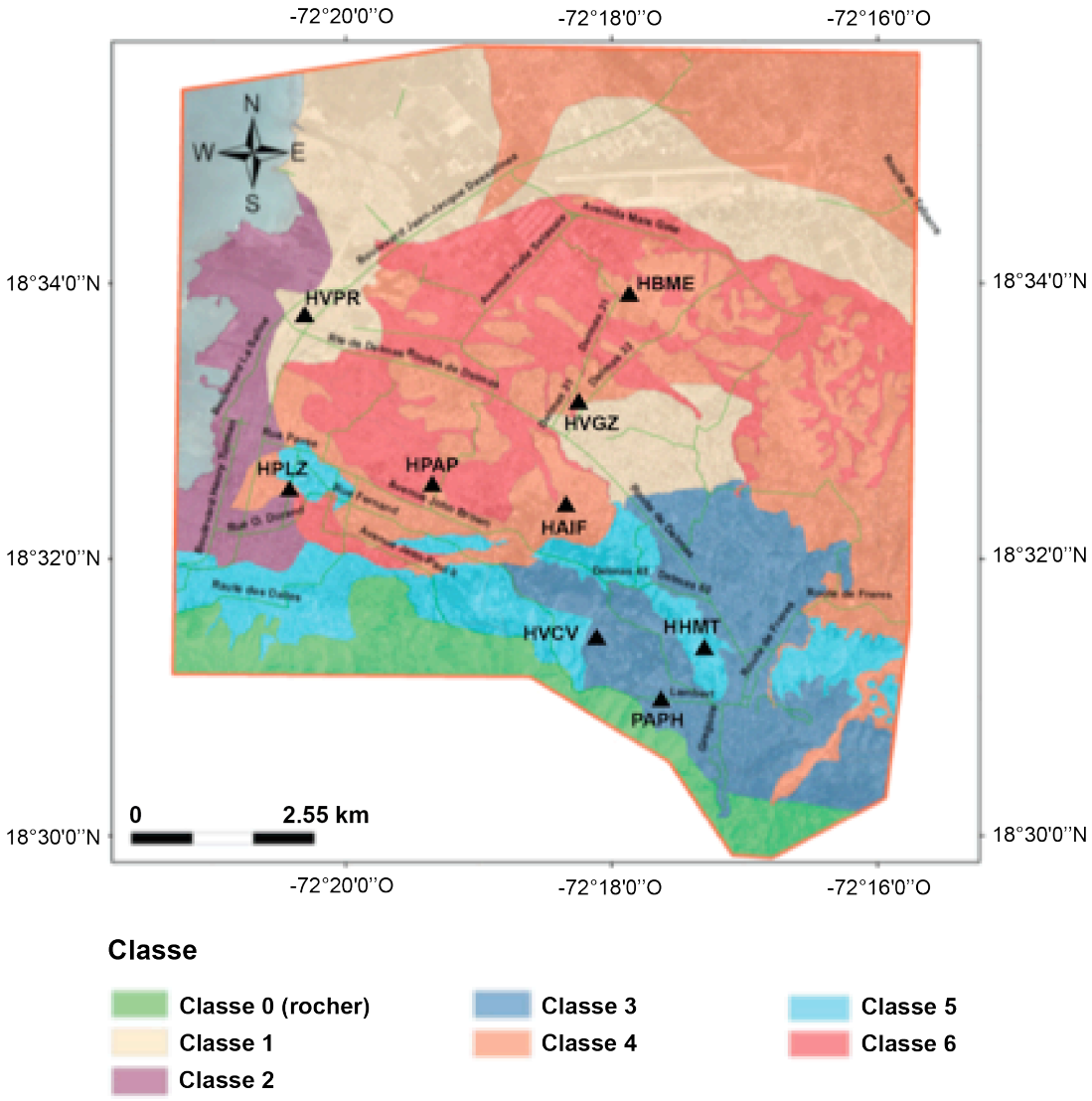


Figure 6.25.- *Zonage de la région métropolitaine de Port-au-Prince en classes d'effets de site lithologiques (Bertil et al., 2013).*

Étant donnée la grande différence observée entre les valeurs de PGA simulé à la station HCEA pour le séisme cible Mw=6.5 et celle de la carte d'aléa de Frankel *et al.* (2011), un ajustement des spectres de réponse du microzonage sismique de Port-au-Prince au PGA simulé sera nécessaire pour la comparaison avec les spectres de réponse simulés pour le scénario Mw=6.5 (voir Figure 6.26). Pour chacune des stations sismologiques de Port-au-

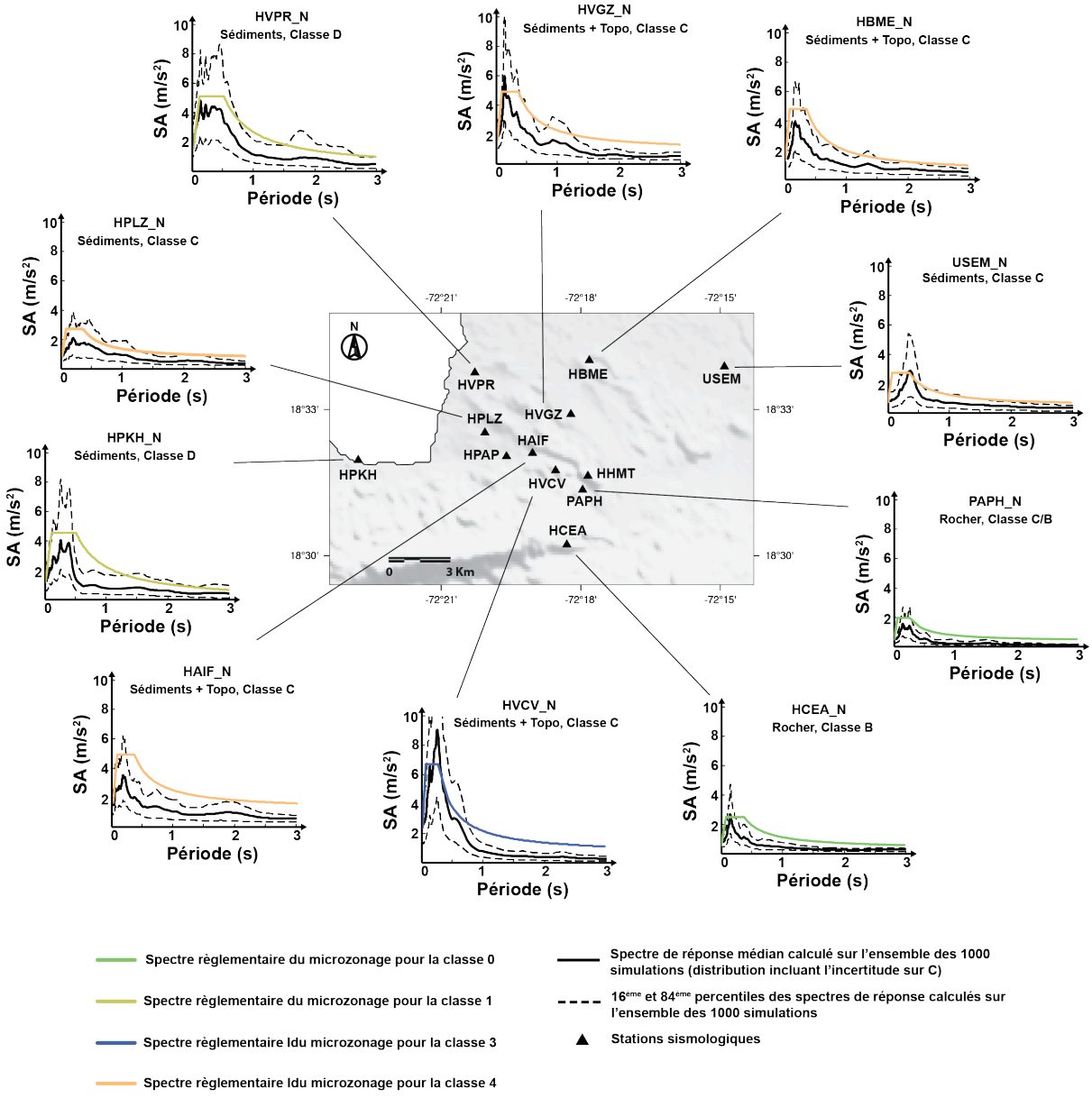


Figure 6.26.- *Comparaison des spectres de réponse en accélération simulés avec la méthode EGF pour un séisme de magnitude 6.5 à 20km de la ville (ligne noire) aux spectres spécifiques du microzonage sismique de Port-au-Prince. Les spectres de réponse du microzonage ont été déterminés à partir des différentes cartes d'aléa sismique d'Haïti (Frankel et al., 2011) et de la détermination des coefficients d'amplification Fa et Fv différents de ceux du NEHRP.*

Prince, nous avons associé une classe d'effets de site du microzonage sismique. Pour les stations HCEA, HPKH et USEM qui sont en dehors de la zone d'étude du microzonage sismique de Port-au-Prince, nous leur avons associé respectivement la classe 0, la classe 1 et la classe 4.

Pour chaque site, à l'exception de HVCV, le spectre de réponse normalisé prescrit par le microzonage sismique présente des amplitudes plus grandes que le spectre médian simulé par la méthode des Fonctions de Green Empiriques sur la totalité de la gamme des périodes observées (voir Figure 6.26). Ainsi, comme pour les spectres de la réglementation IBC 2009 les spectres du microzonage sismique (Bertil *et al.,* 2013) englobent bien le scénario sismique décrit ici. En d'autres termes, ce scénario ne dépasse pas les préconisations réglementaires sur Port-au-Prince.

6.11. Variabilité des résultats

Jusqu'à présent, nous avons surtout étudié la capacité de la méthode de simulation des fonctions de Green empiriques (EGF) à reproduire en moyenne les mouvements du sol observés, mais il est également intéressant de regarder la variabilité des mouvements du sol produite par nos simulations. En effet, la méthode Simulstoch permet de générer un grand nombre de simulations suffisamment variées pour être représentatives d'une multitude de mouvements du sol susceptibles de se produire en un site pour un séisme d'une magnitude donnée. Mais, il est important de comparer les valeurs des écarts-types simulés à ceux prédits par les GMPEs.

Dans cette étude, nous constatons que les écarts-types au PGA des simulations sont parfois plus grands que ceux des relations d'atténuation [ce constat a été déjà fait dans des études antérieures de Atkinson, (2006) et Honoré-Foundotos, (2013)]. En effet, dans nos simulations, il est fait l'hypothèse que la variabilité calculée pour le mouvement du sol est obtenue en regroupant la variabilité sur les différentes valeurs de C. Cela pourrait être partiellement responsable de valeurs d'écart-type qui intégreraient une variabilité des mouvements du sol potentiellement plus grande que celle qui a été observée pour le moment sur enregistrements par les réseaux. Cependant, sur l'ensemble de toutes les stations (voir Figure 6.19) la comparaison des écarts-types indique que la variabilité du paramètre C que nous avons imposé reste raisonnable et que la variabilité des mouvements du sol produite par l'approche de simulation par fonction de Green empirique est cohérente avec la variabilité des prédictions des mouvements du sol purement empiriques.

6.12. Conclusions

Dans cette étude nous mettons en œuvre une méthode de simulation d'accélérogrammes synthétiques pour trois hypothétiques tremblements de terre modérés, basés sur la connaissance de quelques paramètres et sur l'utilisation de plusieurs petits événements. Cette approche fournit une population d'accélégrommes synthétiques qui peuvent être utilisées pour estimer les mouvements du sol sur les sites instrumentés et les résultats qui en découlent sont :

1- Pour les différents scénarios et avec les différentes fonctions de Green empiriques, à terre comme en mer, les accélérations maximales du sol les plus fortes sont attendues dans les quartiers du centre-ville de Port-au-Prince et dans les collines adjacentes, notamment sur les sites HVCV, HVPR, HVGZ et HBME.

2- Le site de la station USEM de la plaine du Cul-de-Sac (installée à l'ambassade des USA) serait d'après cette étude très peu affecté par les séismes pour les différents scénarios et pour les différentes fonctions de Green empiriques. De même, sur la station HCEA, de faibles valeurs de PGA sont observées : de l'ordre de 0.07g ± 0.03 pour le séisme cible MW=6.5 avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4). Ces faibles valeurs d'accélérations maximales du sol simulées à la station HCEA sont dues principalement à son emplacement au rocher.

3- D'importants effets de site ont été pris en compte par cette étude, notamment sur le site de la station HVCV des conglomérats pélagiques du massif de la Selle et le site de la station HVPR des dépôts alluvionaires quaternaires. Les niveaux d'amplification obtenus sont comparables à ceux observés lors des précédentes études d'effets de site menées dans la zone par Hough et *al.* (2011); Assimaki and Jeong, (2013); Bertil *et al.* (2013) et St Fleur *et al.* (2016). Ces résultats montrent l'éfficacité de la méthode des Fonctions de Green Empiriques dans cette région. En prenant en compte tout le milieu de propagation, elle permet de reconstruire des effets de site locaux.

4- La confrontation de nos résultats avec la relation d'atténuation de Chiou and Youngs, (2008), montre que les modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol ne permettent pas d'évaluer de manière satisfaisante les amplifications locales dues à des effets de site, contrairement aux simulations réalisées par la méthode des fonctions de Green empiriques qui ont l'avantage de prendre en compte de manière implicite les effets de propagation et les effets de site.

Les résultats qui viennent d'être présentés constituent un premier test de cette méthode de simulation en aveugle des accélérogrammes synthétiques pour des hypothétiques tremblement de terre en Haiti. La méthode EGF utilisée ici ne permet pas d'obtenir des

simulations en tous points, mais uniquement sur les sites équipés d'une station d'enregistrement. Cela montre l'importance du nombre de points d'observation et une prochaine étape serait, non seulement, d'augmenter ce nombre de points, mais aussi d'utiliser d'autres approches, afin de mieux caractériser l'aléa sismique dans toute la région de Port-au-Prince et de présenter des nouvelles cartes d'aléa. A long terme les enjeux de cette étude sont à la fois d'ordre scientifique, économique et social. En effet, ces nouvelles cartes d'aléas combinées aux effets de vulnérabilité des bâtiments, permettraient par la suite aux ingénieurs de réaliser des scénarios de risque sismique plus précis, importants pour apporter des éléments décisifs dans l'aménagement du territoire et pour créer des plans de gestion de crise.

Chapitre 7

NOUVELLE APPROCHE HYBRIDE COMBINANT LA SIMULATION EGF AU ROCHER AVEC LES FONCTIONS DE TRANSFERT POUR LA PRÉVISION DES MOUVEMENTS DU SOL

Si la simulation par la méthode des fonctions de Green empiriques est un moyen rapide pour prévoir les mouvements forts et analyser la variabilité spatiale du mouvement sismique, elle est néanmoins limitée à des endroits équipés d'une station d'enregistrement. Et dans des zones où il n'existe que très peu de stations sismologiques, comme c'est le cas à Port-au-Prince (Haïti), son application est donc très restreinte. Une solution palliative consiste donc à combiner un mouvement de référence (au rocher) avec des fonctions de transfert du site estimées soit empiriquement, soit numériquement. Nous allons tester cette approche sur des simulations du mouvement au rocher par la méthode des EGFs. L'avantage de celle-ci est qu'elle ne nécessite qu'une seule station de référence au rocher pour enregistrer la sismicité.

7.1. Principe de l'approche et schéma de calcul du mouvement du sol

L'idée de base de cette approche est d'appliquer le processus en deux étapes. Dans un premier temps, on simule à partir de l'enregistrement au rocher d'un petit séisme, le mouvement sismique d'un plus grand événement en appliquant la méthode des fonctions de Green empiriques (EGF). Ensuite, on combine le spectre de Fourier (amplitude et phase) de ce signal simulé au rocher avec la fonction d'amplification du mouvement sismique propre au site (estimée via le calcul SSR) et la différence de phase entre le rocher et le site (voir Figure 7.1). L'approche que nous appellerons **simulation par fonction de transfert (FTR)**, sera « validée » par comparaison avec les simulations EGF réalisées sur les sites des stations sismologiques.

Les étapes de cette technique de simulation peuvent être décrites comme suit :

1- Sélectionner le signal d'un petit séisme s(t) d'un site de référence au rocher avec un bon rapport signal sur bruit (supérieur à 3) ;

2- Utiliser ce petit séisme comme fonction de Green empirique (EGF) pour simuler au site de référence un séisme S(t) de plus grande magnitude ;

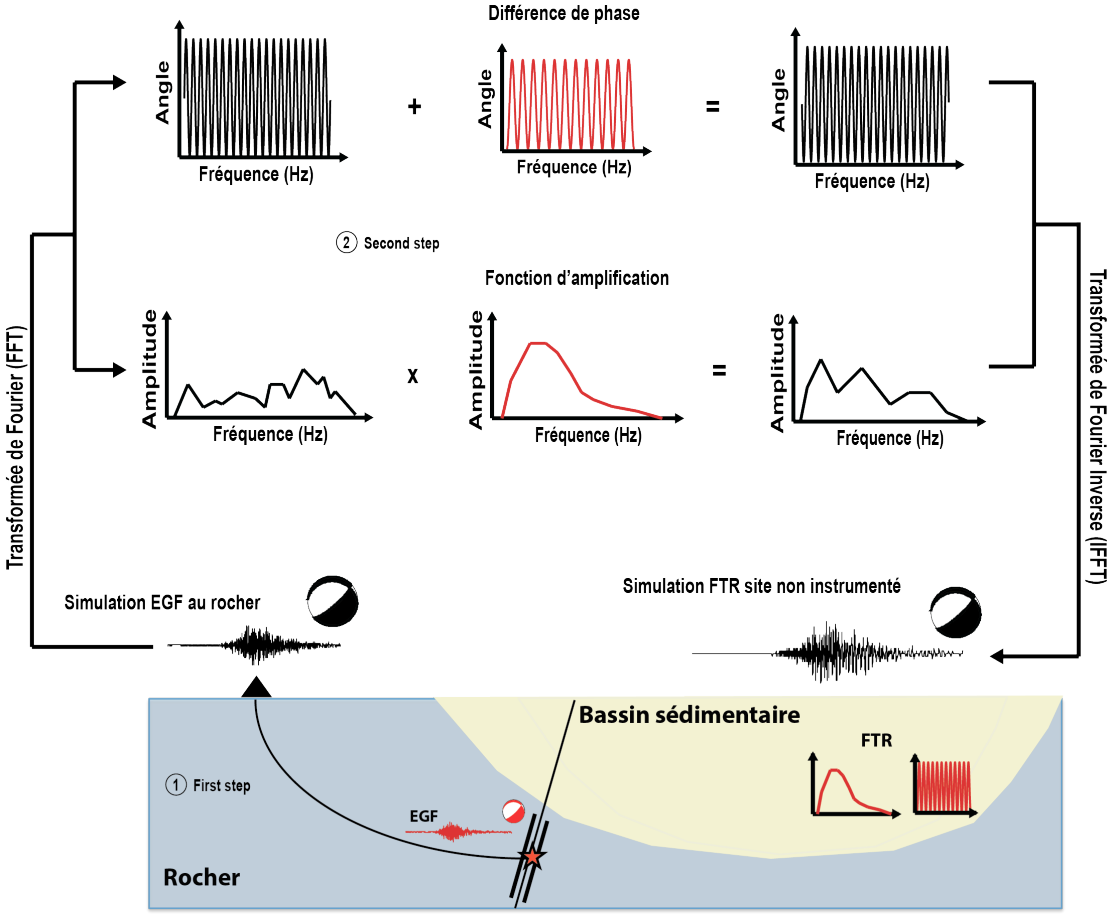


Figure 7.1.- *Principe de simulation en deux étapes des mouvements du sol : combinaison de la fonction de transfert (FTR) complète (amplitude et phase) d'un site avec un signal simulé par EGF au rocher.*

3- Calculer la transformée de Fourier $F(\omega)$ de ce signal au rocher S(t) :

$$F(\omega) = A(\omega) \,.\, exp^{(-i\varphi_R(\omega))} \qquad \textbf{(7.1)}$$

Avec $A(\omega)$ l'amplitude et $\varphi_R(\omega)$ la phase.

4- Multiplier l'amplitude du mouvement simulé au rocher $A(\omega)$ par la fonction d'amplification estimée sur le site par la méthode SSR. On obtient alors une nouvelle amplitude pour la transformée de Fourier :

$$A'(\omega) = A(\omega) \,.\, A_{FTR}(\omega) \qquad \textbf{(7.2)}$$

Avec $A_{FTR}(\omega)$ module de la fonction de transfert du site.

5- Modifier la phase du mouvement simulé au rocher $\varphi_R(\omega)$ par le déphasage entre le site et la référence $\varphi_{FTR}(\omega)$. On obtient alors une nouvelle phase :

$$\phi(\omega) = \varphi_R(\omega) + \varphi_{FTR}(\omega) \quad \textbf{(7.3)}$$

6- Construire un nouveau spectre de Fourier complexe $F'(\omega)$, correspondant au spectre du signal $S'(t)$ du site :

$$F'(\omega) = A'(\omega) . exp^{(-i\phi_R(\omega))} \quad \textbf{(7.4)}$$

7- Reconstituer dans le domaine temporel le signal synthétique par la transformée de Fourier inverse du spectre $F'(\omega)$.

Ces procédures sont illustrées dans la Figure 7.1.

7.2. **Prise en compte du déphasage site-référence dans la prévision du mouvement sismique**

7.2.1. Estimation de la phase du signal

La phase d'un signal vibratoire peut s'exprimer comme un angle ou comme un délai. La dérivée de la phase en angle φ du signal par rapport à la fréquence permet, en effet, de passer à la phase en temps (T_{gr}) :

$$T_{gr}(\omega) = \frac{d\phi(\omega)}{d\omega} \quad \textbf{(7.5)}$$

La quantité obtenue a une dimension temporelle et est définie comme un délai de groupe. Pour calculer cette dérivée, le spectre de phase doit d'abord être déplié (les sauts absolus supérieurs à π sont remplacés par leur complément 2π). Les variations de T_{gr} étant très grandes d'une fréquence à une autre, un processus de lissage a été proposé par Sawada, (1998). Ce processus est réalisé au moyen d'une fenêtre $W(\omega;\omega_0)$ fonction de la fréquence et tient compte de l'amplitude du signal, représenté par le spectre d'amplitude $A(\omega)$ de la transformée de Fourier. On obtient ainsi le délai de groupe moyen $\mu_{Tgr}(\omega)$ et le spectre de variance $\sigma_{Tgr}{}^2(\omega)$ à partir de $T_{gr}(\omega)$:

$$\mu_{Tgr}(\omega_0) = \frac{1}{S}\int_0^\infty W_A(\omega;\omega_0)T_{gr}(\omega)d\omega \quad \textbf{(7.6)}$$

Et

$$\sigma_{Tgr}{}^2(\omega_0) = \frac{1}{S}\int_0^\infty W_A(\omega;\omega_0)(T_{gr}(\omega)\text{-}\mu_{Tgr}(\omega_0))^2 d\omega \quad \textbf{(7.7)}$$

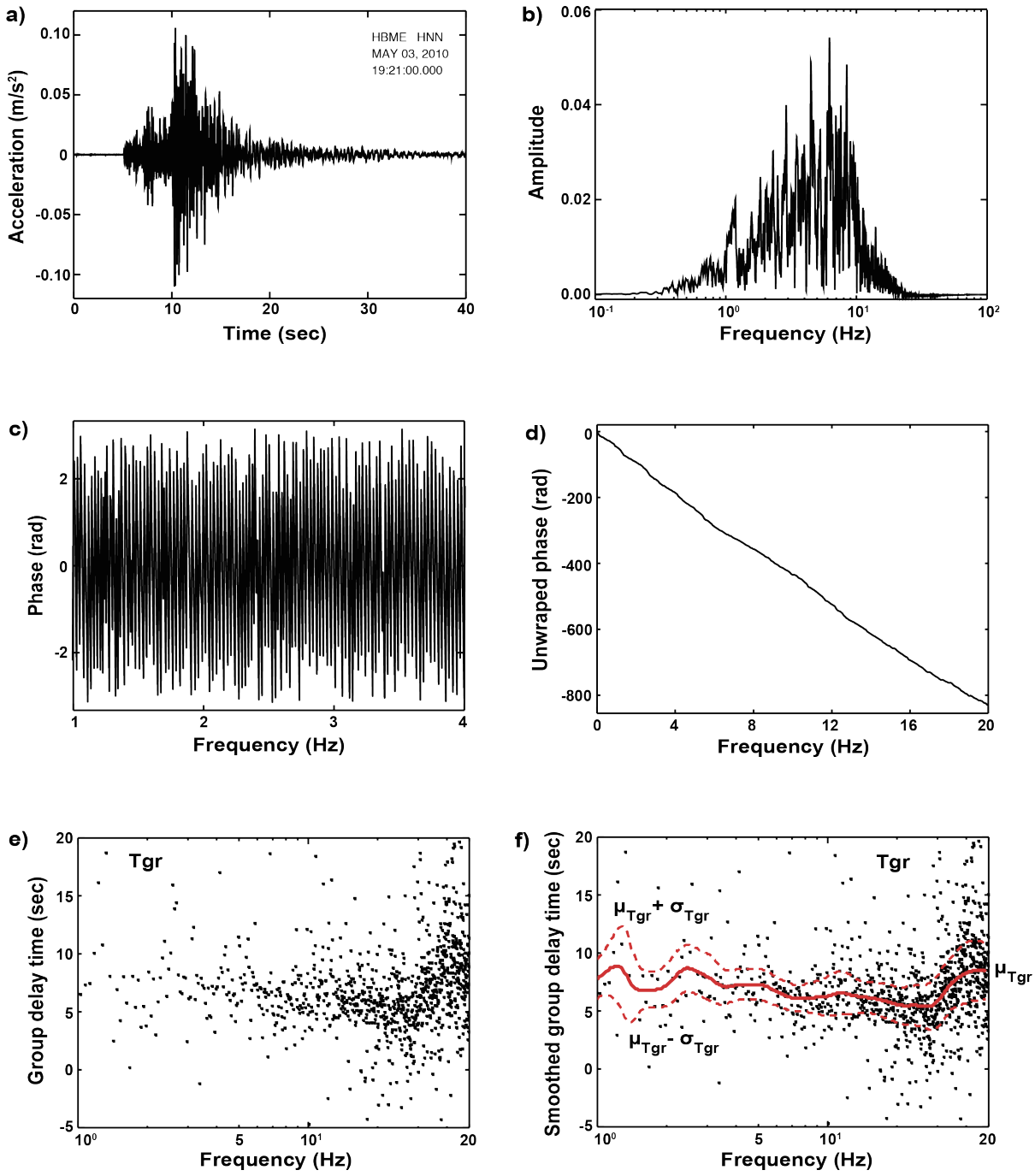


Figure 7.2.- *séisme du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4).* **a|** *accélérogramme observé à la station HBME pour la composante nord-sud;* **b|** *spectre d'amplitude;* **c|** *spectre de phase du signal;* **d|** *spectre de phase déplié;* **e|** *délai de groupe $T_{gr}(\omega)$ en seconde;* **f|** *délai de groupe lissé avec la fonction Konno and Ohmachi, (1998). La ligne rouge continue représente le spectre moyen $\mu_{Tgr}(\omega)$; les lignes rouges pointillées les écart-types associés.*

Où

$$W_A(\omega;\omega_0) = W(\omega;\omega_0)\frac{A(\omega)}{\mu_A(\omega)} \quad \textbf{(7.8)}$$

$$S = \int_0^\infty W_A(\omega;\omega_0)d\omega \quad \textbf{(7.9)}$$

$$\mu_A(\omega_0) = \frac{\int_0^\infty W(\omega;\omega_0)A(\omega)d\omega}{\int_0^\infty W(\omega;\omega_0)d\omega} \quad \textbf{(7.10)}$$

La Figure 7.2 montre un exemple de calcul de délai de groupe $T_{gr}(\omega)$ calculé à partir du signal (en accélération) enregistré sur la station HBME. La ligne rouge continue représente le spectre moyen $\mu_{Tgr}(\omega)$ et les lignes rouges pointillées, les écart-types associés. Le spectre d'amplitude A(ω) utilisé dans le calcul du temps de délai de groupe ainsi que la phase dépliée sont également présentés.

Des tests réalisés sur des accélérogrammes synthétiques et réels, dans les sections suivantes, nous permettront de mieux comprendre ce concept de délai de groupe moyen et d'étudier sa sensibilité au bruit.

7.2.2. Tests réalisés sur des accélérogrammes synthétiques

Dans cette partie nous réalisons une série de tests de mesure de la phase, sur des signaux synthétiques constitués de sinusoïdes tronquées avec différentes fréquences, différentes durées et différents décalages. Un premier test reproduit le travail de Beauval *et al.* (2003). Pour cela, nous utilisons un signal composé de trois sinusoïdes superposées avec des fréquences de 0.5, 1.0 et 5Hz et des durées de 12s, 4s et 6s respectivement. La sinusoïde de fréquence 1Hz et de durée 4s est décalée de 3s par rapport aux autres. Un calcul du délai de groupe lissé selon Sawada, (1998) est réalisé sur ce signal et le résultat est présenté sur la Figure 7.3. On constate que pour les fréquences des ondelettes présentes dans le signal (c'est-à-dire 0.5, 1.0 et 5.0Hz) les valeurs d'écart-type sont très petites, tandis qu'elles sont plus importantes aux autres fréquences. Le délai de groupe n'est significatif qu'à ces fréquences. Pour la fréquence 0.5Hz nous trouvons une durée de 6 secondes pour le délai de groupe, ce qui correspond à la moitié de la durée de l'ondelette asociée. À 5Hz le délai de groupe est de 3 secondes tandis qu'à 1Hz il est de 5 secondes. Cette valeur correspond à la somme du décalage introduit dans l'ondelette de fréquence 1Hz et de la moitié de sa durée. On en déduit que le délai de groupe prend en compte non seulement la durée du signal pour chaque fréquence mais aussi son décalage dans le temps. Il correspond donc à la valeur moyenne du temps d'arrivée de l'ondelette.

Plusieurs études antérieures ont mis l'accent sur l'importance d'un bon rapport signal sur bruit dans la détermination du délai de groupe (Beauval *et al.,* 2003; Pilz and Parolai, 2016). Ainsi, afin de tester cette sensibilité nous avons ajouté progressivement du bruit blanc dans ces signaux synthétiques, et pour chaque cas nous avons étudié la variabilité du délai de groupe selon le rapport signal sur bruit.

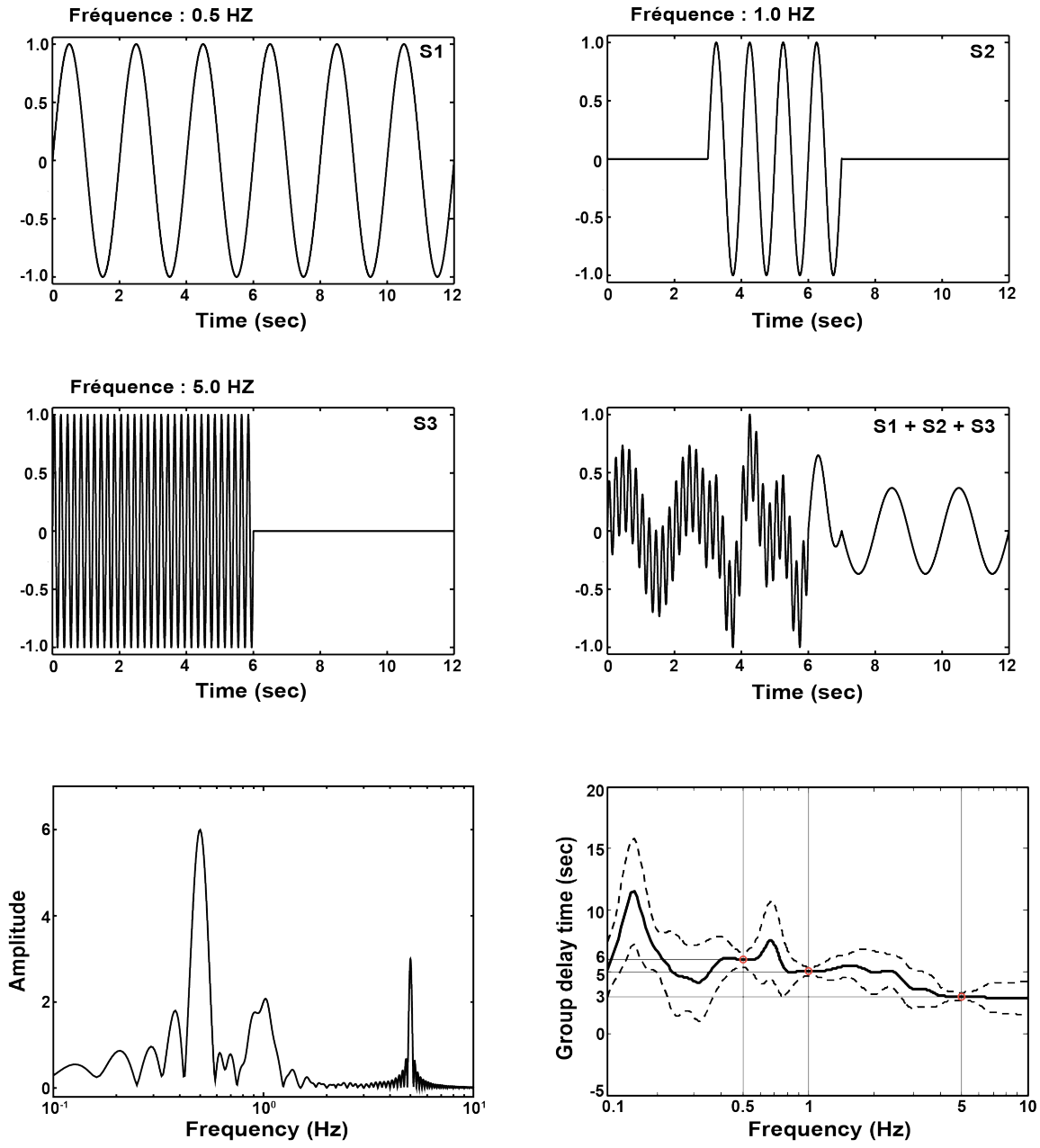


Figure 7.3.- *Calcul du délai de groupe moyen sur un signal synthétique constitué de trois ondelettes sinusoïdales avec des fréquences de 0.5, 1.0 et 5Hz et des durées de 12s, 4s et 6s respectivement. La sinusoïde de fréquence 1Hz et de durée 4s est décalée de 3s. le spectre d'amplitude pris en compte dans le lissage de $T_{gr}(\omega)$ est également représenté. La ligne continue correspond au délai de groupe moyen $\mu_{T_{gr}}(\omega)$; les lignes discontinues représentent les écarts-type $\sigma_{T_{gr}}(\omega)$.*

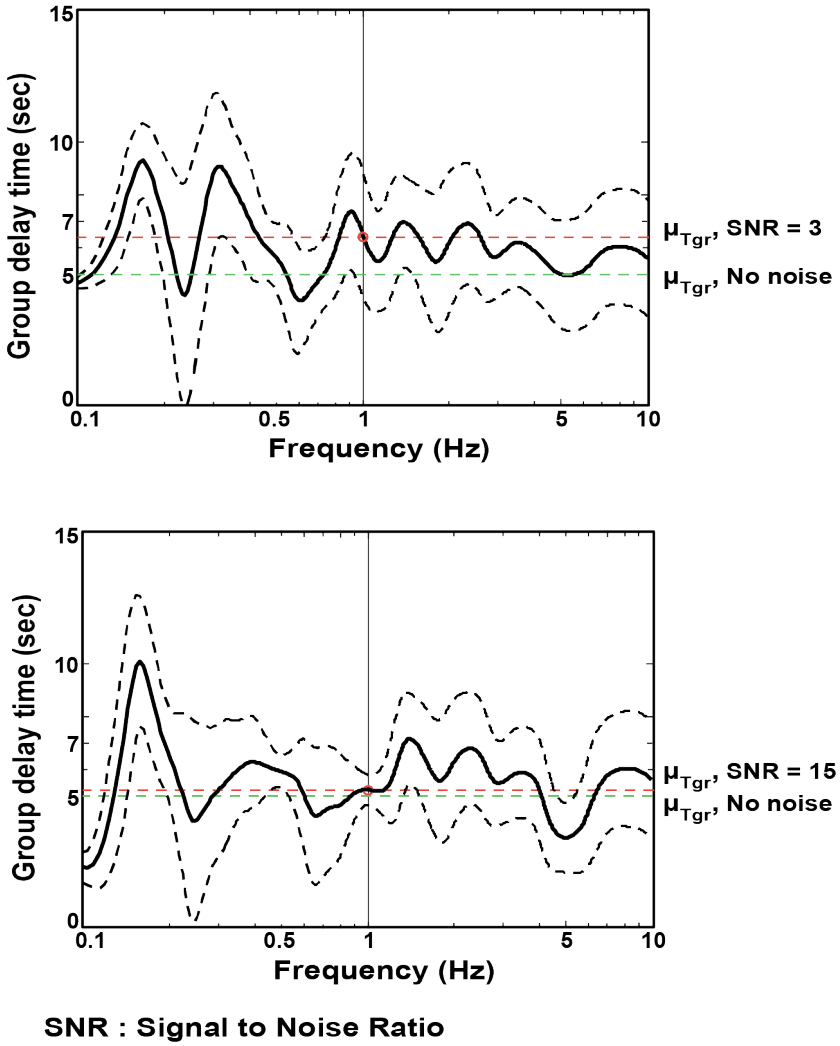


Figure 7.4.- *Calcul du délai de groupe moyen sur le signal synthétique bruité. Sur la figure du haut, un rapport signal bruit d'une valeur égale à 3 a été imposé à la fréquence 1Hz; Sur la figure du bas, le rapport signal sur bruit est égal à 15 à la fréquence 1Hz. Les traits rouges discontinus indiquent la valeur du délai de groupe pour le signal bruité. Les traits verts discontinus représentent la valeur du délai de groupe pour le signal non bruité.*

La Figure 7.4 présente les valeurs du délai de groupe moyen calculées pour le signal synthétique de notre test avec la présence d'un bruit blanc d'un rapport signal sur bruit égal à 3 dans le premier cas (figure du haut) et 15 dans le second cas (figure du bas). La valeur du délai de groupe moyen, à la fréquence 1Hz, pour le signal bruité (ligne rouge), ainsi que celle du signal non bruité (ligne verte) ont été indiquées sur les figures. De ce calcul on constate que plus le signal est bruité et plus l'erreur sur la valeur du délai de groupe est grande. Dans le but de déterminer à partir de quelle valeur de rapport signal sur bruit l'influence du bruit sur le calcul est négligeable, nous avons réalisé un grand nombre de calculs de délai de groupe

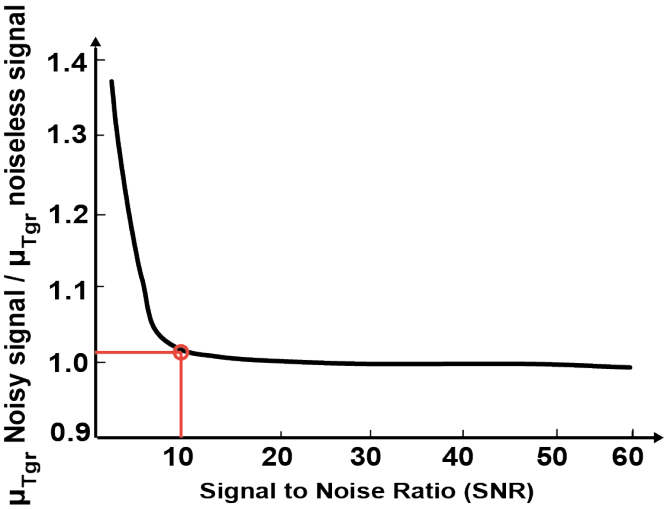


Figure 7.5.- *Synthèse des résultats de calcul du délai de groupe moyen pour un signal synthétique bruité avec différents niveaux de bruits. Sur la courbe est indiquée, en ordonnée, le rapport* $\mu_{Tgr}(\omega)$ *du signal bruité sur le signal non-bruité.*

pour ce signal synthétique bruité avec différents niveaux de bruits. Le résultat de ces tests est résumé dans la Figure 7.5 sous la forme d'un graphique avec le rapport signal sur bruit en abscisse et en ordonnée le rapport $\mu_{Tgr}(\omega)$ du signal bruité sur le signal non bruité pour les différents niveaux de bruit. Ces différents tests indiquent qu'un rapport signal sur bruit au moins égal à 10 est nécessaire pour obtenir une estimation robuste du délai de groupe moyen (voir Figure 7.5).

En pratique, il est très rare d'enregistrer un événement avec un rapport signal sur bruit supérieur à 10 pour toutes les fréquences présentes dans le signal. C'est pourquoi il est vivement recommandé d'utiliser plusieurs enregistrements de signaux dont les épicentres sont très proches afin de pouvoir calculer une moyenne pour le délai de groupe.

7.2.3. Tests réalisés sur des accélérogrammes réels

Nous avons utilisé la composante nord-sud des enregistrements aux stations HVPR et HCEA de l'événement du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4) pour tester l'estimation de la phase selon l'approche de Sawada, (1998). Nous avons tout d'abord calculé le rapport signal sur bruit pour chacune de ces stations afin de s'assurer que le délai de groupe soit bien contraint. Ainsi, dans la gamme des fréquences étudiées [0.5 – 20Hz] nous constatons que le rapport signal sur bruit est toujours supérieur à 10 (voir Figure 7.6a). Ensuite, nous avons calculé le délai de groupe moyen pour chacune des stations HVPR et HCEA. Les résultats sont présentés dans la Figure 7.6b.

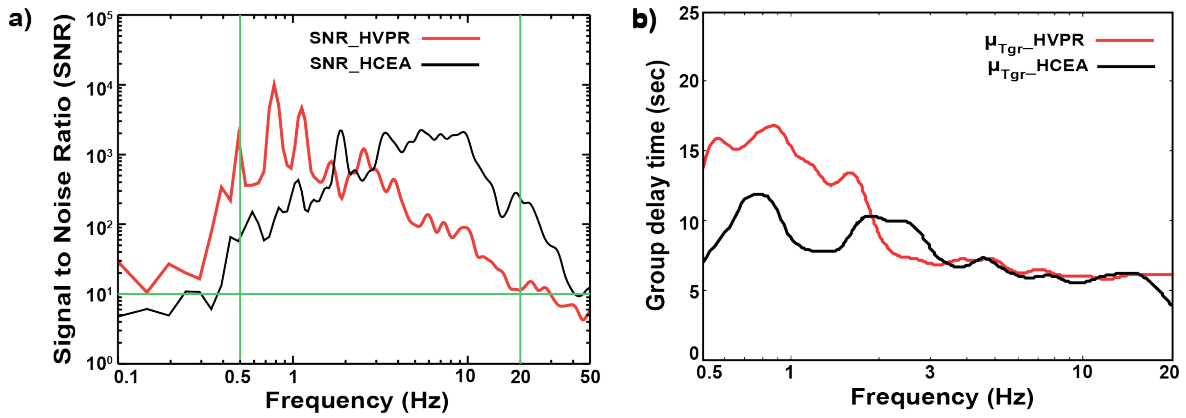


Figure 7.6.- a| *Rapport signal sur bruit pour les stations HCEA et HVPR.* **b|** *Comparaison entre les délai de groupe moyen calculés sur la station HVPR du bassin de Port-au-Prince et la station au rocher HCEA.*

Sur la Figure 7.6, nous observons, à basses fréquences (en dessous de 2 Hz), un délai de groupe plus important pour HVPR que pour HCEA. Cette augmentation de délai de groupe à basse fréquence est interprétée comme un allongement de la durée du signal à la station HVPR pour les fréquences inférieures à 2Hz. Ce résultat corrobore les observations faites sur les transformées de Stockwell du Chapitre 5, selon lesquelles l'amplification, à basses fréquences, détectée sur la station HVPR pourrait être due à un allongement de la durée du signal dû aux ondes de surface. De plus, la bande de fréquence où l'allongement de la durée du signal a été observé sur la station HVPR coïncide à celle amplifiée dans les rapports spectraux SSR. Cet exemple illustre parfaitement la mise en évidence, par la méthode de Sawada, (1998), de l'allongement de la durée du signal sur une station d'un site sédimentaire par rapport à une station au rocher.

De plus, pour tester la variabilité du mouvement du sol dans le calcul du délai de groupe, nous avons selectionné, à la station HVPR, les enregistrements (composante nord-sud) de quatre événements proches du séisme du 03 mai 2010, 19h21 (voir Figure 7.7), et déterminé pour chacun leur délai de groupe. Pour ce test, le rapport signal sur bruit de chacun de ces événements a été aussi déterminé afin de pouvoir vérifier leur niveau dans la gamme des fréquences étudiées. Sur les résultats présentés dans la Figure 7.8, nous constatons que pour tous ces événements un bon rapport signal sur bruit (supérieur à 10) a été déterminé et les valeurs du délai de groupe sont assez proches, à l'exception de l'événement du 08 avril 2010 (06h27) qui présente des valeurs de délai beaucoup plus faibles, à basses fréquences, mais probablement dues à sa distance très faible par rapport à la station HVPR. Cet exemple nous montre encore une fois l'importance de calculer la moyenne, sur une station pour le délai de groupe, afin de pouvoir prendre en compte la variabilité dans le calcul de l'allongement de la durée du signal.

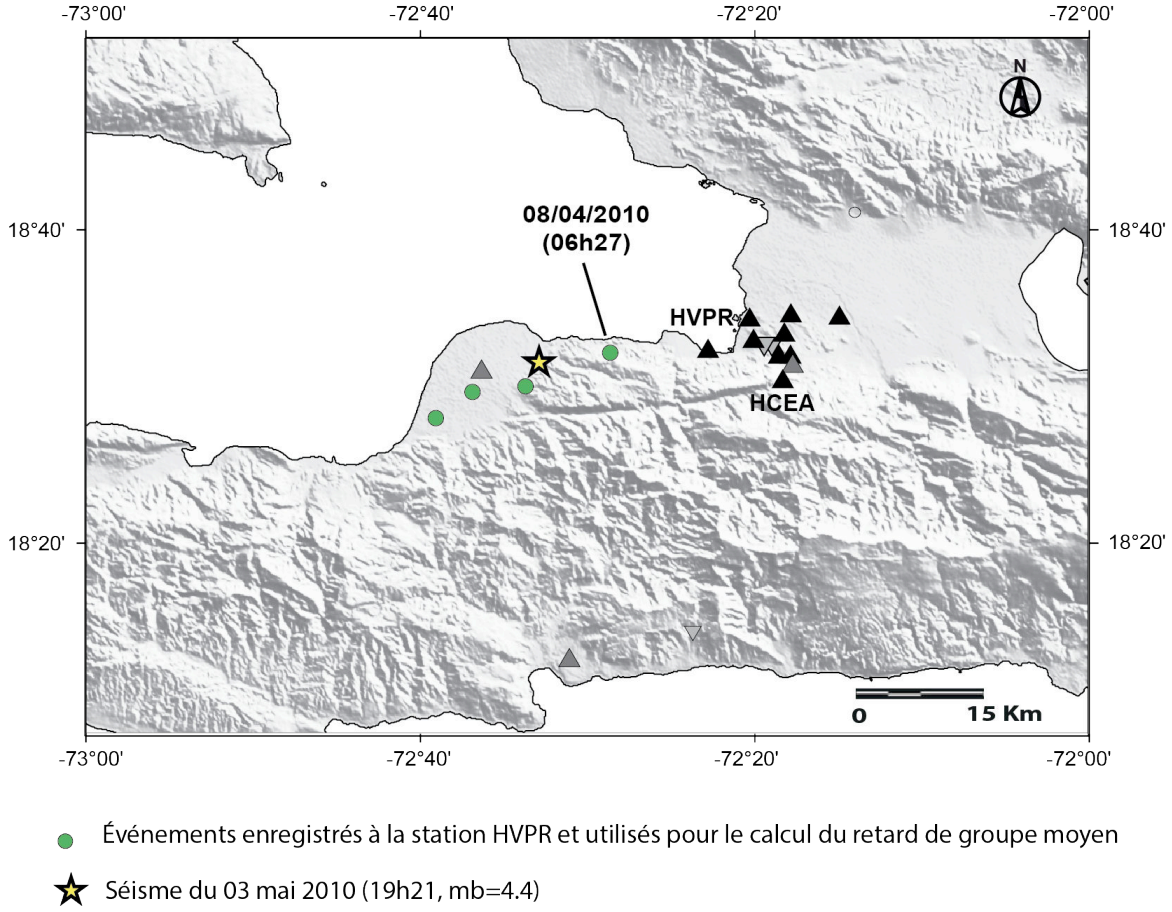


Figure 7.7.- *Epicentres des différents séismes enregistrés sur la station HVPR. En vert, les événements proches du séisme du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4) et sélectionnés dans le calcul du délai de groupe. L'étoile jaune représente l'événement du 03 mai 2010.*

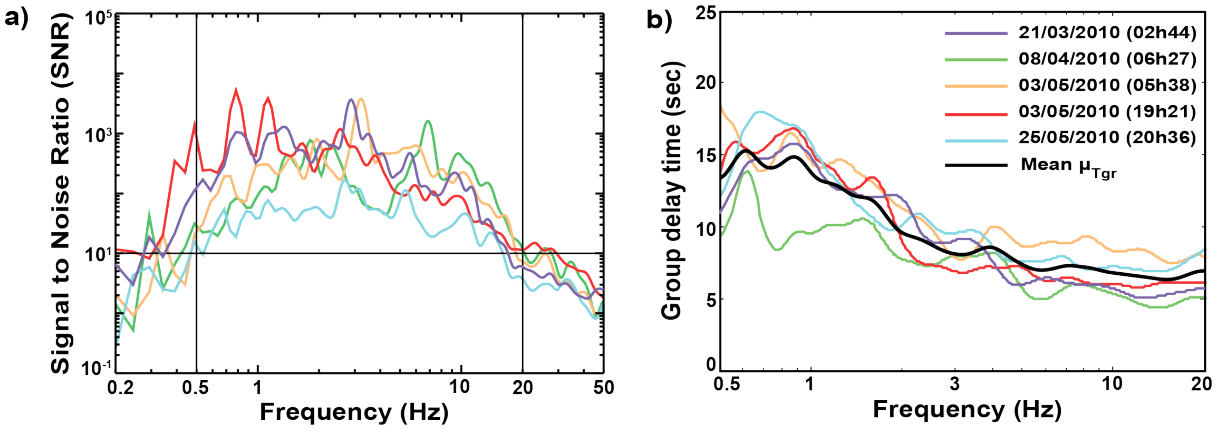


Figure 7.8.- *Rapport signal sur bruit pour les événements sélectionnées, à la station HVPR, pour le calcul du délai de groupe.* **b|** *Délais de groupe calculés à la station HVPR pour les différents séismes proche de l'événement du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4). En noir est représenté le délai de groupe moyen à la station HVPR pour ces différents séismes.*

7.3. Application de l'approche à Port-au-Prince (Haïti)

Dans cette partie, nous développons une simulation de mouvements sismiques tenant compte des effets de site selon une approche de convolution par fonction de transfert (FTR). La fonction d'amplification s'appliquant au module du spectre de Fourier des enregistrements au rocher sera déduite du calcul SSR. Pour tenir compte du déphasage entre la station de référence et le site, nous proposons d'estimer la phase de la fonction de transfert référence-site en calculant la différence entre les spectres de phase des enregistrements au site d'étude et au rocher pour plusieurs évènements proches. Le mouvement au rocher de référence est issu des simulations empiriques selon la méthode des EGFs. Nous avons choisi de considérer la simulation du séisme de Mw=6.5 avec l'EGF du 03 mai 2010 (19h21, mw=4.4). Les courbes des rapports spectraux SSR de chaque station, calculées au Chapitre 4, sont utilisées comme fonction d'amplification pour produire, par combinaison avec le signal au rocher, le spectre de Fourier en amplitude à ces différentes stations. La différence de phase est estimée à partir d'enregistrements d'évènements proches de la réplique du 03 mai 2010. La Figure 7.7 présente la répartition des événements qui ont été sélectionnés pour le calcul du déphasage du signal à la station HVPR.

La Figure 7.9 présente les résultats des sismogrammes synthétiques simulés par la méthode des fonctions de Green empiriques (en rouge), ainsi que les simulations par l'approche de convolution par fonctions de transfert avec utilisation de la phase de HCEA (en vert, Simulation FTR-1) et prise en compte du déphasage site-référence (en bleu, Simulation FTR-2). En noir est rappelée la simulation par la méthode des fonctions de Green empiriques du mouvement à la station HCEA qui a servi d'entrée pour les simulations par l'approche FTR.

La simulation FTR-1 semble donner des résultats satisfaisants, c'est à dire équivalents à la simulation EGF directe, sur la majorité des stations. Cependant, à HVPR, HBME et HVGZ les traces issues de la simulation FTR-2 sont plus proches des simulations EGF que celles résultant du clacul FTR-1. En particulier, l'allongement du signal y est mieux simulé.

La Figure 7.10 présente la comparaison entre les valeurs de PGA et PGV obtenues à partir des simulations d'un séisme cible Mw=6.5 par la méthode des fonctions de transfert (FTR-2) et celles prédites par le GMPE Chiou and Youngs, (2008) pour un séisme de même magnitude. Nous constatons que pour certaines stations où très peu d'effets de site ont été détectés, c'est à dire PAPH, HPLZ, USEM et HPKH, les simulations sont en adéquation avec les valeurs prédites par le GMPE. Tandis que pour les stations HVCV et HVPR soumises à des effets de site lithologique et/ou topographique importants, les valeurs de PGA observées sont légèrement sous-estimées par le GMPE, même en utilisant les coefficients permettant de prendre en compte les conditions de site sur sol mou (ligne verte).

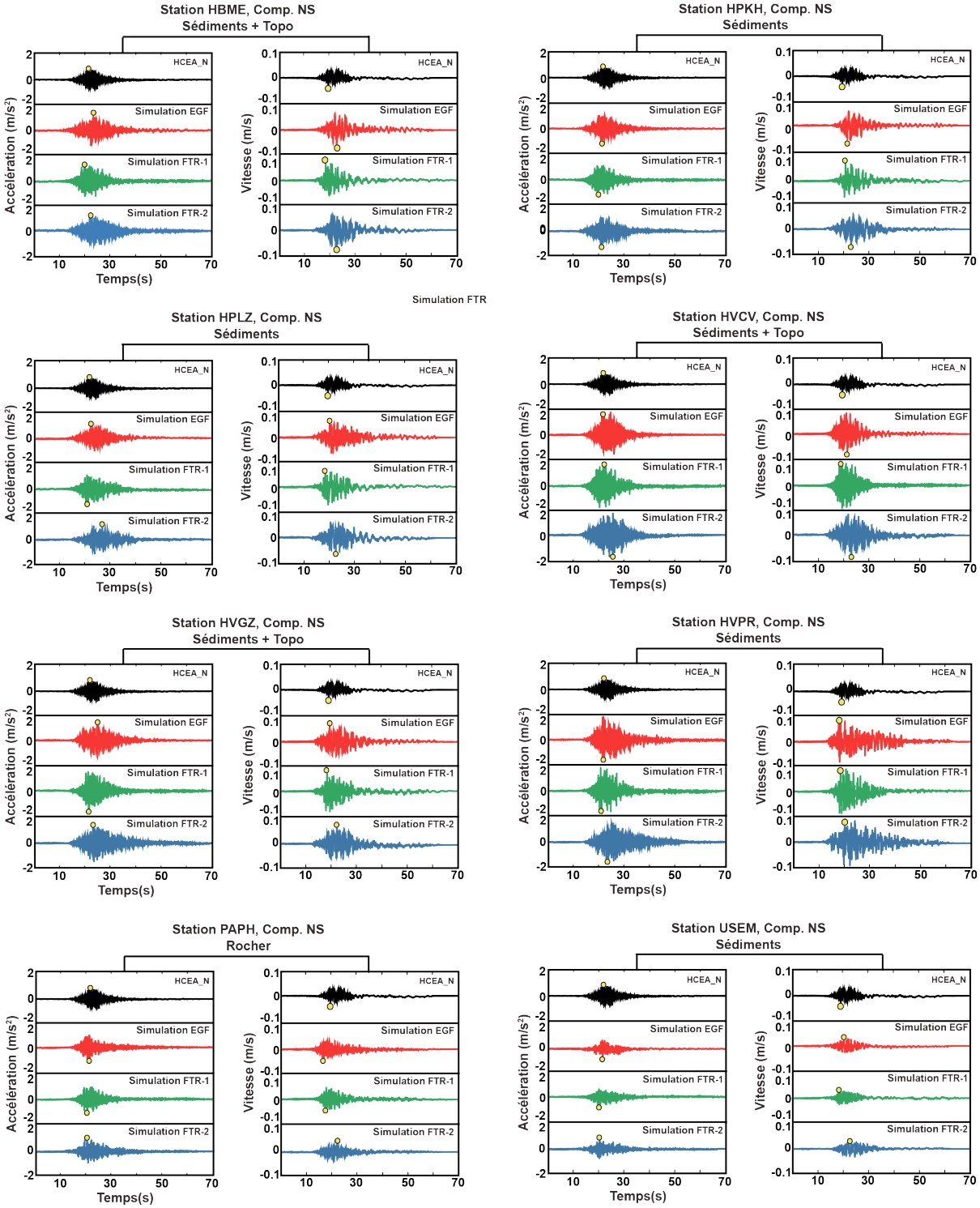


Figure 7.9.- *Sismogrammes synthétiques simulés par la méthode des fonctions de Green empiriques (en rouge) et par l'approche FTR appliquée avec la phase de HCEA (en vert, Simulation FTR-1) et avec prise en compte de l'allongement du signal (en bleu, Simulation FTR-2). Pour l'approche FTR, le séisme Mw=6.5 simulé à la station HCEA (composante nord-sud) par la méthode EGF avec l'événement du 03 mai 2010, 19h21 est utilisé comme mouvement de référence au rocher (en noir).*

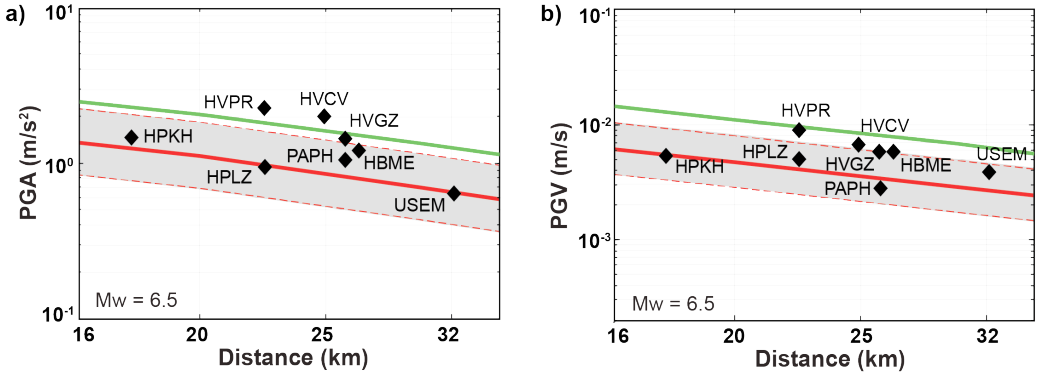


Figure 7.10.- *Comparaison entre les valeurs de a) PGA et b) PGV obtenues à partir de la simulation d'un séisme de magnitude Mw=6.5 par l'approche des fonctions de transfert (composante nord-sud) et celles prédites par le GMPE Chiou and Youngs, (2008) du projet NGA (trait rouge GMPE au rocher et trait vert site sédimentaire).*

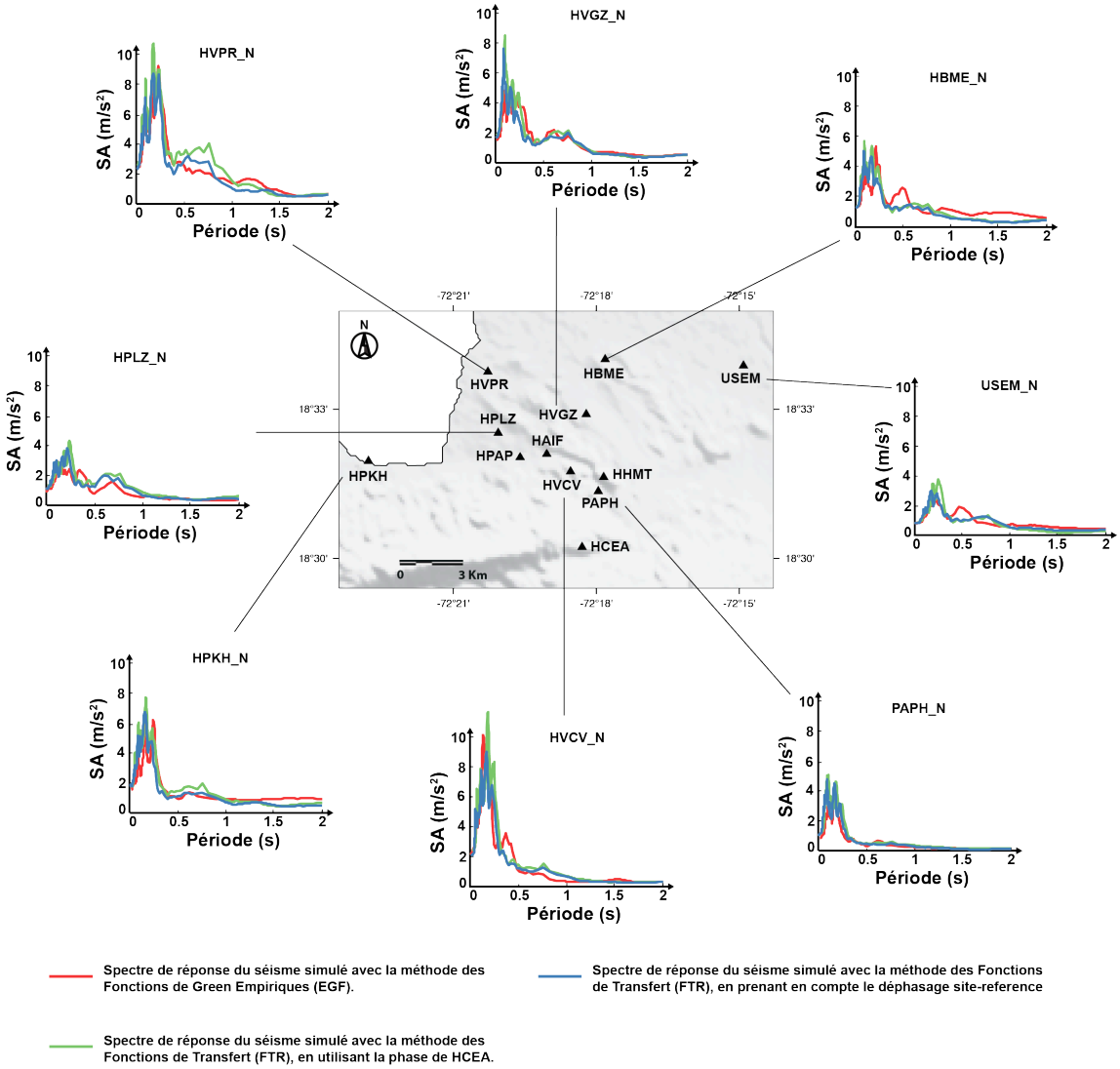


Figure 7.11.- *Comparaison entre les spectres de réponse en accélération simulés avec la méthode des fonctions de Green empiriques (lignes rouges) et ceux obtenus par les calculs FTR-1 (lignes vertes) et FTR-2 (lignes blues).*

La Figure 7.11 présente la comparaison entre les spectres de réponse élastiques des signaux simulés par l'approche des fonctions de transfert (FTR-1 : avec la phase de HCEA et FTR-2 : en tenant compte du déphasage site-référence) et ceux simulés directement par la méthode des fonctions de Green empiriques pour le scénario Mw=6.5 et avec le séisme du 03 mai 2010 (19h21) comme fonction de Green empirique.

Cette confrontation entre les spectres de réponse, permet de voir que pour les stations à effets de site et articulièrement celles où un allongement du signal est observé, la prise en compte du déphasage site-référence dans la simulation par fonction de transfert (FTR-2), diminue l'amplitude des spectres pour certaines périodes et les rapproche d'avantage des spectres simulés par la méthode des fonctions de Green empiriques. Cette modification est cependant mineure dans les cas étudiés ici.

7.4. Conclusions

Dans cette partie nous avons testé avec succès une technique hybride de simulation de mouvements forts, reposant sur une reconstruction dans le domaine temporel des signaux spécifiques à un site. Le procédé est une extension de la méthode du rapport spectral classique qui inclut non seulement le module mais aussi des changements de phase, combinée avec une approche par fonctions de Green empiriques sur un site unique au rocher. La technique est prometteuse et peut permettre des avancées significatives dans le domaine de la simulation des mouvements forts dans les endroits équipés de très peu de stations sismologiques.

Dans le cadre de cette thèse, cette approche de convolution par fonction de transfert présente des résultats quasi identiques à ceux obtenus pour la simulation par la méthode des fonctions de Green empiriques (EGF). Les spectres de réponse simulés par cette méthode reproduisent très bien à la fois l'amplitude et la forme des spectres de réponse obtenus par la méthode EGF. De plus, elle a permis de reproduire l'allongement de la durée du signal susceptible d'être engendrée par des ondes de surface sur certaines stations de la ville de Port-au-Prince.

Cependant, deux points de vigilence sont à considérer : (1) un bon rapport signal sur bruit est nécessaire pour obtenir une estimation robuste du déphasage site-référence (rapport au moins égal à 10); et (2) à moins que l'amplitude et les changements de phases soient mesurés sur les enregistrements de mouvements forts, cette technique ne prend pas en compte les effets non linéaires.

CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'une démarche de réduction du risque sismique à Port-au-Prince (Haïti). Il a pour objectif d'une part, de caractériser les effets de site et, en particulier, l'amplification des ondes sismiques, d'autre part de prédire les mouvements sismiques générés à Port-au-Prince par un futur séisme hypothétique dans une bande de fréquence pertinente pour les ingénieurs (0.1 - 25Hz). Le scénario d'un séisme de magnitude 6.5 a été étudié.

Cette étude s'articule autour de trois grandes parties :

- Une synthèse de l'état des connaissances en matière de sismotectonique et de géotechnique de la zone aboutissant à la définition des colonnes de sols spécifiques sous chaque station, utilisées pour la modélisation des effets de site ;
- Une recherche de corrélation entre les caractéristiques topographiques à petite échelle et/ou les structures géologiques, et les fonctions d'amplification des mouvements sismiques à Port-au-Prince.
- Une application de la méthode des Fonctions de Green Empiriques pour la simulation des mouvements forts sur les sites instrumentés de Port-au-Prince. Cette méthode est en outre combinée avec les fonctions de transfert rocher-site pour proposer une approche hybride de simulation des mouvements du sol tenant compte des effets de site locaux.

Qu'avons-nous appris sur les effets de site à Port-au-Prince ?

Les résultats combinés des analyses des signaux sismiques et des simulations numériques 1-D nous ont permis d'observer des amplifications liées au piégeage des ondes à certains endroits de la région métropolitaine de Port-au-Prince. Sur la côte de la plaine du Cul-de-Sac, à la station HVPR, on obtient des amplifications importantes à basse fréquence qui peuvent être dues soit à un effet 1D (remplissage sédimentaire profond de cette zone non connu) soit à un effet 3D. Nous observons sur cette station des ondes de surface particulièrement énergétiques générées dans le bassin, avec des fréquences comprises entre 0.5 et 1.0 Hz. La zone d'HVPR (zone de Cité-Soleil) est donc particulièrement risquée en cas de secousse. A la station HVCV, située sur les hauteurs, le relief conduit à des focalisations du champ d'ondes qui amplifient fortement le mouvement sismique au sommet de la colline. En revanche, sur d'autres stations de l'agglomération port-au-princienne, comme HBME ou HVGZ, seule une

amplification modérée du mouvement en surface est détectée. Aucune amplification du mouvement sismique n'a été observée pour la station HCEA située sur le calcaire pélagique du Massif de la Selle.

Pour les différentes simulations, les accélérations maximales du sol les plus fortes sont attendues sur le bord sud de la plaine du Cul-de-Sac à la station HVPR, et sur les contreforts du massif de la Selle (station HVCV), où les dépôts sédimentaires se sont accumulés au cours de nombreux épisodes successifs. Les accélérations maximales du sol les plus faibles ont été calculées à la station HCEA. Les résultats sur Port-au-Prince présentent une variabilité spatiale importante liés aux effets de site et à la différence de distance entre les stations et l'épicentre simulé.

Lors de cette étude nous avons comparé les résultats des méthodes des rapports spectraux empiriques SSR et HVEQ à ceux des simulations numériques 1-D. Sur la station HVPR, cette confrontation montre que seuls les rapports spectraux classiques SSR intègrent les effets d'ondes se propageant latéralement (effet 2D/3D), contrairement aux rapports HVEQ et aux simulations numériques 1-D. La contribution des phénomènes de diffraction dans l'amplification observée pourrait ainsi être estimée par la différence entre les rapports SSR et HVEQ. Cette étude montre également que le paramètre Vs_{30} n'est pas suffisant pour estimer l'effet de site là où, comme à Port-au-Prince, des effets de site multi-dimensionnels sont susceptibles de se produire.

Enfin, les modèles de prédiction des mouvements du sol ne permettent pas de bien estimer les amplifications dues à des effets de site, contrairement aux simulations réalisées par la méthode des fonctions de Green empiriques et l'approche des fonctions de transfert.

Cette étude a ainsi permis d'améliorer notre connaissance des effets de site à Port-au-Prince, mais nous ne considérons pas qu'elle a épuisé le sujet. Elle constitue une première étape et doit être complétée et améliorée. Ainsi de nombreuses études doivent continuer à être developpées sur des nouveaux axes de recherches comme les effets non-linéaires, l'atténuation, le mouvement sismique de référence, etc.

Quelles suites pour cette étude ?

Cette étude, à travers les problèmes qu'elle a soulevés, ouvre de nombreuses perspectives. De futurs travaux pourraient en partie permettre de lever certaines des limitations que nous avons évoquées tout au long de cette thèse. Parmi les perspectives on peut citer :

- La pérennisation et l'enrichissement des stations sismologiques à Port-au-Prince (augmentation du nombre de points d'observation) et dans l'ensemble du pays ;

- La détermination des fonctions de transfert complexe pour simuler le mouvement du sol dans toute l'agglomération de Port-au-Prince ;
- L'extrapolation de la simulation des mouvements forts à toute la région métropolitaine de Port-au-Prince ;
- La prise en compte d'autres scénarios de simulations en utilisant des méthodes permettant de simuler un séisme plus fort en champ proche (combinaison haute et basse fréquence)
- La prise en compte du comportement non-linéaire des sols dans les mouvements forts ;
- L'augmentation du nombre et de la profondeur des données de colonnes de sol ;
- La sensibilisation de la population sur le réel risque sismique en Haïti ;
- Le lancement des études de renforcement du bâti existant.

Cependant, même si nous suggérons que les rapports spectraux classiques SSR sont plus aptes à rendre compte des effets de site multidimensionnels, l'installation des capteurs représente un coût considérable pour n'obtenir finalement des informations qu'à des endroits ponctuels de la ville. Il n'est pas certain qu'Haïti aura, à court terme, les moyens nécessaires à la mise en place d'un réseau dense de stations sismologiques permanent. Une des solutions peut être de disposer d'un réseau temporaire que l'on pourrait déplacer pour déterminer en quelques mois les fonctions de transfert (s'il y a une sismicité suffisante). Un complément à l'enregistrement des événements est l'utilisation du bruit de fond sismique. L'utilisation de la technique H/V bruit de fond pourrait ainsi permettre en peu de temps et peu d'argent de fournir des renseignements sur d'éventuels effets d'amplification dans certaines zones de la région de Port-au-Prince. Il serait nécessaire aussi de réaliser ce type d'étude à d'autres endroits du pays, comme au Cap-Haïtien, par exemple, où d'éventuels effets d'amplifications d'ondes sismiques sont susceptibles de se produire lors d'un séisme majeur.

BIBLIOGRAPHIE

Abrahamson, N., Gregor, N., Addo, K., 2016. BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthq. Spectra* 32, 23–44.

Aki, K., 1972. Earthquake mechanism. *Tectonophysics* 13, 423–446.

Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72, 1217–1231.

Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol. 1, *WH Freeman and Co. N. Y.*

Ali, T.S., Freed, A.M., Calais, E., Manaker, D.M., McCann, W.R., 2008. Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophys. J. Int.* 174, 904–918.

Aochi, H., Ulrich, T., 2015. A probable earthquake scenario near Istanbul determined from dynamic simulations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*

Assimaki, D., Gazetas, G., Kausel, E., 2005. Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion : parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 1059–1089.

Assimaki, D., Jeong, S., 2013. Ground-Motion Observations at Hotel Montana during the M 7.0 2010 Haiti Earthquake: Topography or Soil Amplification? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2577–2590.

Atkinson, G.M., 2006. Single-station sigma. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 446–455.

Bachhuber, J.L., Rathje, E.M., Cox, B.R., Dulberg, R.A., Kottke, A., GEER, T., 2010. Geologic map of Port-au-Prince, *GEER (Geoengineering Extreme Events Reconnaissance)*.

Bakun, W.H., Flores, C.H., Uri, S., 2012. Significant earthquakes on the Enriquillo fault system, Hispaniola, 1500–2010 : Implications for seismic hazard. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 102, 18–30.

Baltay, A., Ide, S., Prieto, G., Beroza, G., 2011. Variability in earthquake stress drop and apparent stress. *Geophys. Res. Lett.* 38.

Bard, P.Y., 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations : measurements, processing and interpretation. *SESAME European research project*, WP12—Deliverable D23. 12. EVG1-CT-2000-00026, Dec. 2004, 1–62.

Bard, P.-Y., Bouchon, M., 1985. The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 519–541.

Beauval, C., Bard, P.-Y., Moczo, P., Kristek, J., 2003. Quantification of frequency-dependent lengthening of seismic ground-motion duration due to local geology: applications to the volvi area (Greece). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, 371–385.

Bellerive, J.M., 2010. Haiti Earthquake PDNA : Assessment of damage, losses, general and sectorial needs. Port Au Prince Haiti.

Belvaux, M., Noury, G., Auclair, S., Vanoudheusden, E., Bertil, D., 2013. Microzonage sismique de Port-au-Prince (Haïti) : Effets de site et Liquéfaction. (No. BRGM/RC-63102-FR).

Beresnev, I., Atkinson, G., 2001. Subevent structure of large earthquakes—A ground-motion perspective. *Geophys. Res. Lett.* 28, 53–56.

Bernardie, S., Foerster, E., Modaressi, H., 2006. Non-linear site response simulations in Chang-Hwa region during the 1999 Chi–Chi earthquake, Taiwan. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 26, 1038–1048.

Bertil, D., Prepetit, C., Belvaux, M., Noury, G., 2013. Microzonage sismique de Port-au-Prince (Haïti) : rapport de synthèse. Port-au-Prince, Haïti.

Bertil, D., Roulle, A., Belvaux, M., Terrier, M., Noury, G., Bitri, A., Samyn, K., Cochery, R., Bastone, V., Bialkowski, A., Auclair, S., Nachbaur, A., de Michele, M., 2014. Caractérisation de l'aléa sismique et faille active, Séance commune *CFGI - AFPS*, Paris, 27 Novembre 2014.

Bertrand, E., Duval, A.-M., Régnier, J., Azzara, R.M., Bergamashi, F., Bordoni, P., Cara, F., Cultrera, G., Di Giulio, G., Milana, G., others, 2011. Site effects of the Roio basin, L'Aquila. Bull. *Earthq. Eng.* 9, 809–823.

Boisson, D., Momplaisir, R., 1987. Carte géologique d'Haiti au 1:250.000, Bureau des Mines et de l'Energie, Port-au-Prince, Haiti.

Boisson, D., Thimus, J.-F., 2010. Atlas géotechnique de la zone de Pétion-Ville/Frères, Projet pilote de support géotechnique des zones habitables de Port-au-Prince, *Editions de l'Université d'Haïti*.

Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., Archuleta, R.J., 1997. Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 710–730.

Bonnefoy-Claudet, S., 2004. Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. *Université Joseph-Fourier-Grenoble I*.

Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L.F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P., Verdugo, R., 2009. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophys. J. Int.* 176, 925–937.

Boore, D.M., 2009. Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 3202–3216.

Boore, D.M., 2003. 85.13 SMSIM : Stochastic method SIMulation of ground motion from earthquakes. *Int. Geophys.* 81, 1631–1632.

Boore, D.M., Atkinson, G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthq. Spectra* 24, 99–138.

Boore, D.M., Stewart, J.P., Seyhan, E., Atkinson, G.M., 2014. NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthq. Spectra* 30, 1057–1085.

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

Borcherdt, R.D., Gibbs, J.F., 1976. Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 467–500.

Bouchon, M., Barker, J.S., 1996. Seismic response of a hill : the example of Tarzana, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 66–72.

Bour, M., 1993. Simulation de forts mouvements du sol à partir de petits séismes utilisés comme fonctions de Green empiriques.

Brune, J.N., 1971. Seismic sources, fault plane studies and tectonics. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 52.

Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.

Burjánek, J., Edwards, B., Fäh, D., 2014. Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography : A systematic approach. *Geophys. J. Int.* ggu014.

Butterlin, J., 1960. Géologie générale et régionale de la République d'Haïti. Vol. 6, *Paris Univ. Inst. Hautes Études Amérique Latine*, Travaux et Mém, 194.

Calais, E., Béthoux, N., Lépinay, B.M., 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction : A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics* 11, 114–123.

Calais, E., Freed, A., Mattioli, G., Amelung, F., Jónsson, S., Jansma, P., Hong, S.-H., Dixon, T., Prépetit, C., Momplaisir, R., 2010. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. *Nat. Geosci.* 3, 794–799.

Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lépinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* 29, 3–1.

Campbell, K.W., Bozorgnia, Y., 2008. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. *Earthq. Spectra* 24, 139–171.

Castellaro, S., Mulargia, F., 2009. Vs30 estimates using constrained H/V measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 761–773.

Causse, M., Cotton, F., Cornou, C., Bard, P.-Y., 2008. Calibrating median and uncertainty estimates for a practical use of empirical Green's functions technique. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 344–353.

Chaljub, E., Maufroy, E., Moczo, P., Kristek, J., Hollender, F., Bard, P.-Y., Priolo, E., Klin, P., De Martin, F., Zhang, Z., others, 2015. 3-D numerical simulations of earthquake ground motion in sedimentary basins: testing accuracy through stringent models. *Geophys. J. Int.* 201, 90–111.

Chatelain, J.-L., Guillier, B., Parvez, I.A., 2008. False site effects: The Anjar case, following the 2001 Bhuj (India) earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 79, 816–819.

Chávez-García, F.J., Castillo, J., Stephenson, W.R., 2002. 3D site effects : a thorough analysis of a high-quality dataset. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1941–1951.

Chiou, B.-J., Youngs, R.R., 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthq. Spectra* 24, 173–215.

Cornou, C., 2002. Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises) : implications pour les effets de site. *Université Joseph-Fourier-Grenoble I.*

Cornou, C., Bard, P.-Y., 2003. Site-to-bedrock over 1D transfer function ratio: An indicator of the proportion of edge-generated surface waves? *Geophys. Res. Lett.* 30.

Courboulex, F., Causse, M., Vallée, M., Chounet, A., Alfonso, N.V., 2015. The global SCARDEC Source Database to Constrain Ground Motion Simulation Input Parameters and their Variability. Presented at the *Seismological Society of America annual meeting*, Pasadena, California (USA).

Courboulex, F., Converset, J., Balestra, J., Delouis, B., 2010. Ground-motion simulations of the 2004 mw 6.4 les saintes, guadeloupe, earthquake using ten smaller events. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100, 116–130.

Courboulex, F., Dujardin, A., Vallée, M., Delouis, B., Sira, C., Deschamps, A., Honoré, L., Thouvenot, F., 2013. High-frequency directivity effect for an Mw 4.1 earthquake, widely felt by the population in southeastern France. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 3347–3353.

Courboulex, F., Vallée, M., Causse, M., Chounet, A., 2016. Stress-Drop Variability of Shallow Earthquakes Extracted from a Global Database of Source Time Functions. *Seismol. Res. Lett.*

Cox, B.R., Bachhuber, J., Rathje, E., Wood, C.M., Dulberg, R., Kottke, A., Green, R.A., Olson, S.M., 2011. Shear wave velocity-and geology-based seismic microzonation of Port-au-Prince, Haiti. *Earthq. Spectra* 27, S67–S92.

Cultrera, G., De Rubeis, V., Theodoulidis, N., Cadet, H., Bard, P.-Y., 2014. Statistical correlation of earthquake and ambient noise spectral ratios. *Bull. Earthq. Eng.* 12, 1493–1514.

Davidovici, V., 1985. Génie parasismique.

Delouis, B., 2014. FMNEAR : Determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bull. Seismol. Soc. Am.*

DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys Res Lett 27, 437–440.*

DesRoches, R., Comerio, M., Eberhard, M., Mooney, W., Rix, G.J., 2011. Overview of the 2010 Haiti earthquake. *Earthq. Spectra* 27, S1–S21.

Dolan, J.F., Mullins, H.T., Wald, D.J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 1–62.

Douglas, J., Aochi, H., 2008. A survey of techniques for predicting earthquake ground motions for engineering purposes. *Surv. Geophys.* 29, 187–220.

Douilly, R., 2015. Broadband Strong Ground Motion Simulation For a Potential Mw 7.1 Earthquake on The Enriquillo Fault in Haiti, in : 2015 *AGU Fall Meeting. Agu*.

Douilly, R., Aochi, H., Calais, E., Freed, A.M., 2015. Three-dimensional dynamic rupture simulations across interacting faults : The Mw7. 0, 2010, Haiti earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 1108–1128.

Douilly, R., Haase, J.S., Ellsworth, W.L., Bouin, M.-P., Calais, E., Symithe, S.J., Armbruster, J.G., de Lépinay, B.M., Deschamps, A., Mildor, S.-L., others, 2013. Crustal structure and fault geometry of the 2010 Haiti earthquake from temporary seismometer deployments. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2305–2325.

Dujardin, A., Causse, M., Courboulex, F., Traversa, P., 2016. Simulation of the Basin Effects in the Po Plain During the Emilia-Romagna Seismic Sequence (2012) Using Empirical Green's Functions. *Pure Appl. Geophys.* 1–18.

Duval, A.M., Bard, P.-Y., Lebrun, B., Lacave-Lachet, C., Riepl, J., Hatzfeld, D., 2003. Site effect parameters approach with microtremor and earthquake: synthesis from various surveys. *Boletin Geofis. Teor. E Appl.* 42, 267–280.

Earthquake Hazards Program, (2010a), 2010. Did You Feel It?, U.S. Geol. Surv., http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/dyfi/, (last accessed May 2011).

Eberhard, M.O., Baldridge, S., Marshall, J., Mooney, W., Rix, G.J., 2010. The MW 7.0 Haiti earthquake of January 12, 2010: USGS/EERI advance reconnaissance team report. US Geol. *Surv. Open-File Rep.* 1048, 58.

Field, E.H., 1996. Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 991–1005.

Field, E.H., Jacob, K.H., 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 1127–1143.

Field, E.H., Johnson, P.A., Beresnev, I.A., Zeng, Y., 1997. Nonlinear ground-motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake. *Nature* 390, 599–602.

Fierro, E., Perry, C., 2010. Preliminary Reconnaissance Report—12 January 2010 Haiti Earthquake (*The Pacific Earthquake Engineering Research Center, 2010*). HaitiReconnaissance Pdf.

Flores, J., Novaro, O., Seligman, T.H., 1987. Possible resonance effect in the distribution of earthquake damage in Mexico City. *Nature* 326, 783–785.

Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., Chiao, L.-Y., 2004. Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method. *Geophys. J. Int.* 158, 655–675.

Frankel, A., Harmsen, S., Mueller, C., Calais, E., Haase, J., 2011. Seismic hazard maps for Haiti. *Earthq. Spectra* 27, S23–S41.

Gaffet, S., Bouchon, M., 1989. Effects of two-dimensional topographies using the discrete wavenumber-boundary integral equation method in P–SV cases. *J. Acoust. Soc. Am.* 85, 2277–2283.

Gazetas, G., Kallou, P.V., Psarropoulos, P.N., 2002. Topography and soil effects in the MS 5.9 Parnitha (Athens) earthquake: the case of Adames. *Nat. Hazards* 27, 133–169.

Geli, L., Bard, P.-Y., Jullien, B., 1988. The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 42–63.

Granja Bruña, J.G., Ten Brink, U.S., Carbó-Gorosabel, A., Muñoz-Martín, A., Ballesteros, M.G., 2009. Morphotectonics of the central Muertos thrust belt and Muertos Trough (northeastern Caribbean). *Mar. Geol.* 263, 7–33.

Graves, R.W., 1993. Modeling three-dimensional site response effects in the Marina District Basin, San Francisco, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 1042–1063.

Green, R.A., Olson, S.M., Cox, B.R., Rix, G.J., Rathje, E., Bachhuber, J., French, J., Lasley, S., Martin, N., 2011. Geotechnical aspects of failures at Port-au-Prince Seaport during the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Earthq. Spectra* 27, S43–S65.

Guéguen, P., 2009. Sismologie Urbaine : Aléa local, dynamique des structures, interaction site-ville et vulnérabilité urbaine. *Université Joseph-Fourier-Grenoble I.*

Haghshenas, E., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Team, S.W., others, 2008. Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthq. Eng.* 6, 75–108.

Hanks, T.C., McGuire, R.K., 1981. The character of high-frequency strong ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 2071–2095.

Hartzell, S.H., 1992. Site response estimation from earthquake data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 2308–2327.

Hartzell, S.H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.* 5, 1–4.

Hauss, C., Bertil, D., Courtray, V., Dunand, F., Guilleminot, Y., Loustalot, G., Mompelat, J.-M., 2010. Le séisme d'Haïti du 12 Janvier 2010, rapport de la mission *AFPS*. Port-au-Prince, Haïti.

Hayes, G.P., Briggs, R.W., Sladen, A., Fielding, E.J., Prentice, C., Hudnut, K., Mann, P., Taylor, F.W., Crone, A.J., Gold, R., others, 2010. Complex rupture during the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Nat. Geosci.* 3, 800–805.

Holzer, T.L., Padovani, A.C., Bennett, M.J., Noce, T.E., Tinsley, J.C., 2005. Mapping NEHRP VS30 site classes. *Earthq. Spectra* 21, 353–370.

Honoré-Foundotos, L., 2013. Génération d'accélérogrammes synthétiques large-bande : contributiona l'estimation de l'aléa sismique par validation d'approches en aveugle. Thèse de doctorat. *Université de Nice*

Honoré-Foundotos, L., 2008. Mise au point d'une méthodologie hybride d'évaluation de l'aléa sismique. Test sur la crise des Saintes (Guadeloupe, 2004-2005) (Rapport de stage de Master 2). *Université de Nice*.

Hough, S.E., Altidor, J.R., Anglade, D., Given, D., Janvier, M.G., Maharrey, J.Z., Meremonte, M., Mildor, B.S.-L., Prepetit, C., Yong, A., 2010. Localized damage caused by topographic amplification during the 2010 M 7.0 Haiti earthquake. *Nat. Geosci.* 3, 778–782.

Hough, S.E., Kanamori, H., 2002. Source properties of earthquakes near the Salton Sea triggered by the 16 October 1999 M 7.1 Hector Mine, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1281–1289.

Hough, S.E., Yong, A., Altidor, J.R., Anglade, D., Given, D., Mildor, S.-L., 2011. Site characterization and site response in Port-au-Prince, Haiti. *Earthq. Spectra* 27, S137–S155.

Idriss, I.M., 2008. An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthq. Spectra* 24, 217–242.

Irikura, K., Kamae, K., 1994. Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique. *Ann. Geophys.* 37.

Joyner, W.B., 2000. Strong motion from surface waves in deep sedimentary basins. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, S95–S112.

Joyner, W.B., Boore, D.M., 1986. On Simulating Large Earthquakes by Green's–Function Addition of Smaller Earthquakes. *Earthq. Source Mech.* 269–274.

Kanai, K., 1951. Relation between the nature of surface layer and the amplitudes of earthquake motions. *Bull. Tokyo Earthq. Res. Inst.*

Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.* 82, 2981–2987.

Kanamori, H., Rivera, L., 2004. Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 314–319.

Kawase, H., Aki, K., 1990. Topography effect at the critical SV-wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 October 1987. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 1–22.

Kawase, H., Sánchez-Sesma, F.J., Matsushima, S., 2011. The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, 2001–2014.

Kelleher, J., Sykes, L., Oliver, J., 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.* 78, 2547–2585.

Kennett, B.L., 1983. Seismic wave propagation in stratified media. Cambridge : *Cambridge University Press.*

King, J.L., Tucker, B.E., 1984. Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 137–151.

Klimis, N.S., Margaris, B.N., Koliopoulos, P.K., 1998. Response spectra estimation according to the EC8 and NEHRP soil classification provisions: a comparison study based on Hellenic data, in: Proceeding of the *11th European Conference on Earthquake Engineering.*

Kohrs-Sansorny, C., 2005. Modélisation de la source sismique et sommation de petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts : Application à une meilleure estimation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France. *Université Nice Sophia Antipolis.*

Kohrs-Sansorny, C., Courboulex, F., Bour, M., Deschamps, A., 2005. A two-stage method for ground-motion simulation using stochastic summation of small earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 1387–1400.

Konno, K., Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 228–241.

Kramer, S.L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering Prentice Hall. *Up. Saddle River NJ.*

Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 84, 4749–4762.

Lermo, J., Chávez-García, F.J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 1574–1594.

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, in : Advances in Seismic Event Location. *Springer*, pp. 101–134.

Lozos, J.C., Oglesby, D.D., Brune, J.N., Olsen, K.B., 2015. Rupture and ground-motion models on the northern San Jacinto fault, incorporating realistic complexity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 1931–1946.

Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 639–666.

Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., De Chabalier, J.B., 2008. Interseismic plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean. *Geophys. J. Int.* 174, 889–903.

Mann, P., Burke, K., Matumoto, T., 1984. Neotectonics of Hispaniola: Plate motion, sedimentation, and seismicity at a restraining bend. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 311–324.

Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.-C., DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 7–1.

Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America.*

Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Kristek, J., Moczo, P., Klin, P., Priolo, E., Iwaki, A., Iwata, T., Etienne, V., others, 2015. Earthquake ground motion in the Mygdonian basin, Greece : the E2VP verification and validation of 3D numerical simulation up to 4 Hz. *Bull. Seismol. Soc. Am.*

Maufroy, E., Cruz-Atienza, V.M., Gaffet, S., 2012. A robust method for assessing 3-D topographic site effects : A case study at the LSBB Underground Laboratory, France. *Earthq. Spectra* 28, 1097–1115.

Mavroeidis, G.P., Scotti, C.M., 2013. Finite-Fault Simulation of Broadband Strong Ground Motion from the 2010 Mw 7.0 Haiti Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2557–2576.

McCrink, T.P., Wills, C.J., Real, C.R., Manson, M.W., 2010. Effects of topographic position and geology on shaking damage to residential wood-framed structures during the 2003 San Simeon earthquake, western San Luis Obispo County, California. *Earthq. Spectra* 26, 779–802.

McLaughlin, P.P., Van Den Bold, W.A., Mann, P., 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. *Geol. Soc. Am. Spec.* Pap. 262, 337–366.

Mellal, A., 1997. Analyse des effets du comportement non linéaire des sols sur le mouvement sismique.

Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Klingelhoefer, F., Mazabraud, Y., Delouis, B., Clouard, V., Hello, Y., Crozon, J., Marcaillou, B., Graindorge, D., others, 2011. The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. *Geophys. Res. Lett. 38.*

Metropolis, N., Ulam, S., 1949. The monte carlo method. *J. Am. Stat. Assoc.* 44, 335–341.

Miyamoto, H.K., Gilani, A.S., Wong, K., 2011. Massive damage assessment program and repair and reconstruction strategy in the aftermath of the 2010 Haiti earthquake. *Earthq. Spectra* 27, S219–S237.

Modaressi, H., Foerster, E., Aubry, D., Modaressi, A., 1995. Research and professional computer-aided dynamic analysis of soils, in : *First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*. pp. 1171–1176.

Momplaisir Bien-Aimé, R., 1986. Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Massif de la Hotte (Presqu'île du Sud d'Haïti) : Synthèse structurale des marges de la presqu'île à partir de données sismiques, Ph.D. Thesis, 210 pp., *Univ. Pierre-et-Marie-Curie* (Paris VI), France.

Moreau de Jonnes, A., 1822. Histoire Physique des Antilles Francaises. *Migneret*, Paris.

Moreau de Saint-Méry, M.L.E., 1797. Description Topographique, Physique, Civile, Politique, et Historique de la Partie Française de L'Isle Saint-Domingue : *Tome Premier. Philadelphia.*

Moser, T.J., Eck, T., Nolet, G., 1992. Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97, 6563–6572.

Nagashima, F., Matsushima, S., Kawase, H., Sánchez-Sesma, F.J., Hayakawa, T., Satoh, T., Oshima, M., 2014. Application of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, 2288–2302.

Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., 1975. The Gulf of Mexico and the Caribbean. *Springer US*, Boston, MA.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Railw. *Tech. Res. Inst. Q*. Rep. 30.

Nettles, M., Hjörleifsdóttir, V., 2010. Earthquake source parameters for the 2010 January Haiti main shock and aftershock sequence. *Geophys. J. Int.* 183, 375–380.

Nogoshi, M., Igarashi, T., 1970. On the propagation characteristics of microtremors. *J Seism Soc Jpn*. 23, 264–280.

Ordaz, M., Arboleda, J., Singh, S.K., 1995. A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 1635–1647.

Pavic, R., Koller, M.G., Bard, P.-Y., Lacave-Lachet, C., 2000. Ground motion prediction with the empirical Green's function technique: an assessment of uncertainties and confidence level. *J. Seismol.* 4, 59–77.

Pedersen, H., Le Brun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 1994. Ground-motion amplitude across ridges. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 1786–1800.

Phillips, W.S., Kinoshita, S., Fujiwara, H., 1993. Basin-induced Love waves observed using the strong-motion array at Fuchu, Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 64–84.

Pilz, M., Parolai, S., 2016. Ground Motion Forecasting Using a Reference Station and Complex Site- Response Functions Accounting for the Shallow Geology. *Bull. Seismol. Soc. Am.* doi:10.1785/0120150281

Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region : A plate tectonic perspective. Caribb. Reg. Boulder Colo. *Geol. Soc. Am. Geol. N. Am.* V H 405–432.

Podvin, P., Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.* 105, 271–284.

Poey, A., 1857. Catalogue chronologique des tremblements de terre ressentis dans les Indes-Occidentales, de 1530 à 1857. *Annu. Soc. Meteorol. Fr.* 5, 75–127.

Pubellier, M., Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.M., Amilcar, H., 2000. Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. *Tectonics* 19, 630–648.

Raptakis, D., Makra, K., Anastasiadis, A., Pitilakis, K., 2004. Complex site effects in Thessaloniki (Greece) : I. Soil structure and comparison of observations with 1D analysis. *Bull. Earthq. Eng.* 2, 271–290.

Raptakis, D., Theodulidis, N., Pitilakis, K., 1998. Data analysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi (Greece) : standard and horizontal-to-vertical spectral ratio techniques. *Earthq. Spectra* 14, 203–224.

Rathje, E., Bachhuber, J., Cox, B., French, J., Green, R., Olson, S., Rix, G., Wells, D., Suncar, O., Harp, E., others, 2011. Geotechnical engineering reconnaissance of the 2010 Haiti earthquake. *GEER Rep.*

Régnier, J., Bonilla, L.F., Bertrand, E., Semblat, J.-F., 2014. Influence of the VS Profiles beyond 30 m Depth on Linear Site Effects : Assessment from the KiK-net Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, 2337–2348.

Régnier, J., Cadet, H., Bonilla, L.F., Bertrand, E., Semblat, J.-F., 2013. Assessing Nonlinear Behavior of Soils in Seismic Site Response : Statistical Analysis on KiK-net Strong-Motion Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 1750–1770.

Rosenblueth, E., 1986. The Mexican earthquake : A firsthand report. *Civ. Eng.* 56, 38–40.

Salichon, J., Kohrs-Sansorny, C., Bertrand, E., Courboulex, F., 2010. A Mw 6.3 earthquake scenario in the city of Nice (southeast France) : ground motion simulations. *J. Seismol.* 14, 523–541.

Salterain, P., 1883. Ligera resena de los tremblores de tierra ocurridos en la isla de Cuba.

Sambridge, M., Mosegaard, K., 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.* 40.

Sawada, S., 1998. Phase characteristics on site amplification of layered ground with irregular interface. *Irikura Kudo Okada Sasatani Eds Eff. Surf. Geol. Seism.* Motion Balkema Roterdam.

Scherer, J., 1912. Great earthquakes in the island of Haiti. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2, 161–180.

Schnabel, P., Seed, H.B., Lysmer, J., 1972. Modification of seismograph records for effects of local soil conditions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 62, 1649–1664.

Scordilis, E.M., 2006. Empirical global relations converting M S and mb to moment magnitude. *J. Seismol.* 10, 225–236.

Seed, H.B., Idriss, I.M., 1970. Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses.

Semblat, J.-F., Duval, A.-M., Dangla, P., 2002. Seismic site effects in a deep alluvial basin : numerical analysis by the boundary element method. *Comput. Geotech.* 29, 573–585.

Semblat, J.F., Pecker, A., 2009. Waves and vibrations in soils: earthquakes, traffic, shocks, construction works. *Waves Vib. Soils Earthq. Traffic Shocks Constr.* Works 500–p.

Shakal, A., Huang, M.J., Cao, T.Q., 1988. The Whittier Narrows, California earthquake of October 1, 1987-CSMIP strong motion data. *Earthq. Spectra* 4, 75–100.

Singh, S.K., Lermo, J., Dominguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J.M., Mena, E., Quaas, R., 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985-A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site. *Earthq. Spectra* 4, 653–673.

Spudich, P., Hellweg, M., Lee, W.H.K., 1996. Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake : implications for mainshock motions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, S193–S208.

St Fleur, S., Bertrand, E., Courboulex, F., de Lépinay, B.M., Deschamps, A., Hough, S., Cultrera, G., Boisson, D., Prépetit, C., 2016. Site Effects in Port-au-Prince (Haiti) from the Analysis of Spectral Ratio and Numerical Simulations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*

Stockwell, R.G., Mansinha, L., Lowe, R.P., 1996. Localization of the complex spectrum : the S transform. Signal Process. *IEEE Trans.* On 44, 998–1001.

Su, F., Anderson, J.G., Zeng, Y., 1998. Study of weak and strong ground motion including nonlinearity from the Northridge, California, earthquake sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 1411–1425.

Symithe, S.J., Calais, E., Haase, J.S., Freed, A.M., Douilly, R., 2013. Coseismic slip distribution of the 2010 M 7.0 Haiti earthquake and resulting stress changes on regional faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2326–2343.

Taber, S., 1922. The great fault troughs of the Antilles. *J. Geol.* 89–114.

Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse problems = quest for information. *J Geophys* 50, 150–170.

ten Brink, U.S., Bakun, W.H., Flores, C.H., 2011. Historical perspective on seismic hazard to Hispaniola and the northeast Caribbean region. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 116.

Terrier, M., Bialkowski, A., Nachbaur, A., Prépetit, C., Joseph, Y.F., 2014. Revision of the geological context of the Port-au-Prince metropolitan area, Haiti: implications for slope failures and seismic hazard assessment. *Nat. Hazards Earth Syst.* Sci. 14, 2577–2587.

Terrier, M., Bialkowski, A., Prepetit, C., Joseph, Y.-F., Bertil, D., de Michele, M., 2015. Apport des images pléiades au microzonage sismique de Port-au-Prince (Haïti) : Application à l'étude géologique. Rev. Fr. *Photogrammétrie Télédétection* N 209, 59.

Tucker, B.E., King, J.L., Hatzfeld, D., Nersesov, I.L., 1984. Observations of hard-rock site effects. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 121–136.

UIC-AFPS, 2014. Mise en sécurité d'une installation sur sollicitation sismique : DT105 - Association Française du Génie Parasismique (AFPS).

Vallée, M., 2013. Source time function properties indicate a strain drop independent of earthquake depth and magnitude. *Nat. Commun.* 4.

Vallée, M., Douet, V., 2016. A new database of Source Time Functions (STFs) extracted from the SCARDEC method. *Phys. Earth Planet. Inter*.

Vucetic, M., Dobry, R., 1991. Effect of soil plasticity on cyclic response. *J. Geotech. Eng.* 117, 89–107.

Wennerberg, L., 1990. Stochastic summation of empirical Green's functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 1418–1432.

Werner, S., McCullough, N., Bruin, W., Augustine, A., Rix, G., Crowder, B., Tomblin, J., 2011. Seismic performance of Port de Port-au-Prince during the Haiti earthquake and post-earthquake restoration of cargo throughput. *Earthq. Spectra* 27, S387–S410.

Wilson, D.C., Pavlis, G.L., 2000. Near-surface site effects in crystalline bedrock : A comprehensive analysis of spectral amplitudes determined from a dense, three-component seismic array. *Earth Interact.* 4, 1–31.

Wittlinger, G., Herquel, G., Nakache, T., 1993. Earthquake location in strongly heterogeneous media. *Geophys. J. Int.* 115, 759–777.

Yu, G., Anderson, J.G., Siddharthan, R., 1993. On the characteristics of nonlinear soil response. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 218–244.

GLOSSAIRE

BME : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

BSS : Banque du Sous-Sol

BSSA : Bulletin of the Seismological Society of America

EGF : Empirical Green Function

EPGFZ : Enriquillo-Plantain Garden Fault Zone

GEER : Geotechnical Extreme Events Reconnaissance

GMPE : Ground Motion Predication Equation

GPS : Global Positioning System

HVSR : Horizontal to Vertical Spectral Ratio

IBC : International Building Code

InSAR : Iterferometric Synthetic Aperture Radar

LNBTP : Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics

MASW : Multichannel Analysis of Surface Waves Multicanal

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NEHRP : National Earthquake Hazards Reduction Program

NGA : Next Generation Attenuation

OSFZ : Oriente/Septentrional Fault Zone

PACA : Provence Alpes Côte d'Azur

PGA : Pick Ground Acceleration

PGV : Pick Ground velocity

PSHA : Probabilisic Seismic Hazard Assesment

RMS : Root Mean Square

RNCAN : Ressources Naturelles du Canada

SAC : Seismic Analysis Code

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

SSR : Standard Spectral Ratio

URGéo : Unité de Recherche en Géosciences

USGS : United States Geological Survey

UTS : Unité Technique en Sismologie

ANNEXES

Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 3, pp. 1298–1315, June 2016, doi: 10.1785/0120150238

Site Effects in Port-au-Prince (Haiti) from the Analysis of Spectral Ratio and Numerical Simulations

by Sadrac St Fleur, Etienne Bertrand, Françoise Courboulex, Bernard Mercier de Lépinay, Anne Deschamps, Susan Hough, Giovanna Cultrera, Dominique Boisson, and Claude Prépetit

Abstract To provide better insight into seismic ground motion in the Port-au-Prince metropolitan area, we investigate site effects at 12 seismological stations by analyzing 78 earthquakes with magnitude smaller than 5 that occurred between 2010 and 2013. Horizontal-to-vertical spectral ratio on earthquake recordings and a standard spectral ratio were applied to the seismic data. We also propose a simplified lithostratigraphic map and use available geotechnical and geophysical data to construct representative soil columns in the vicinity of each station that allow us to compute numerical transfer functions using 1D simulations. At most of the studied sites, spectral ratios are characterized by weak-motion amplification at frequencies above 5 Hz, in good agreement with the numerical transfer functions. A mismatch between the observed amplifications and simulated response at lower frequencies shows that the considered soil columns could be missing a deeper velocity contrast. Furthermore, strong amplification between 2 and 10 Hz linked to local topographic features is found at one station located in the south of the city, and substantial amplification below 5 Hz is detected near the coastline, which we attribute to deep and soft sediments as well as the presence of surface waves. We conclude that for most investigated sites in Port-au-Prince, seismic amplifications due to site effects are highly variable but seem not to be important at high frequencies. At some specific locations, however, they could strongly enhance the low-frequency content of the seismic ground shaking. Although our analysis does not consider nonlinear effects, we thus conclude that, apart from sites close to the coast, sediment-induced amplification probably had only a minor impact on the level of strong ground motion, and was not the main reason for the high level of damage in Port-au-Prince.

Introduction

The Haiti earthquake of 12 January 2010 (M_w 7) occurred along the active plate boundary separating the Caribbean and North American plates (Fig. 1). Oblique convergence between these two plates is accommodated by both strike-slip and reverse movement (Calais *et al.*, 2002). The deformation is mainly concentrated on two major fault zones: (1) the Enriquillo-Plantain Garden Fault Zone (EPGFZ) to the south, which crosses the Southern Peninsula of Haiti and (2) the Oriente/Septentrional Fault Zone (OSFZ) to the north, roughly parallel to the north coast of Haiti. These faults are the main sources of seismic hazard in Haiti. Nevertheless, the last M_w 7 January 2010 earthquake did not rupture the well-expressed main trace of EPGFZ (Prentice *et al.*, 2010). The epicenter of this event was located north of this trace, close to the small town of Gressier, west of Port-au-Prince and east of Léogâne (Calais *et al.*, 2010; Symithe *et al.*, 2013). According to these authors, the source of this event is a blind fault, the Léogâne fault, slightly oblique with respect to the main direction of EPGFZ (N80 °E).

The 2010 earthquake caused the death of nearly 230,000 people, an incalculable number of injuries and catastrophic levels of damage in Port-au-Prince and smaller cities around it (Miyamoto *et al.*, 2011). In Port-au-Prince, more than 97,000 residential structures were destroyed and 188,000 were damaged beyond repair due to the earthquake, including the National Palace, the Supreme Court, the Palace of Justice, the National Assembly, and police stations, as well as the Ministries of Finance, Education, Public Works, Communication, and Culture (Miyamoto *et al.*, 2011; Rathje *et al.*, 2011). Hospitals and medical centers also sustained severe damage, crippling the effectiveness of emergency response efforts. A detailed description of the damage observed in the Port-au-Prince region and surrounding areas can be found in Miyamoto *et al.* (2011) and Rathje *et al.* (2011).

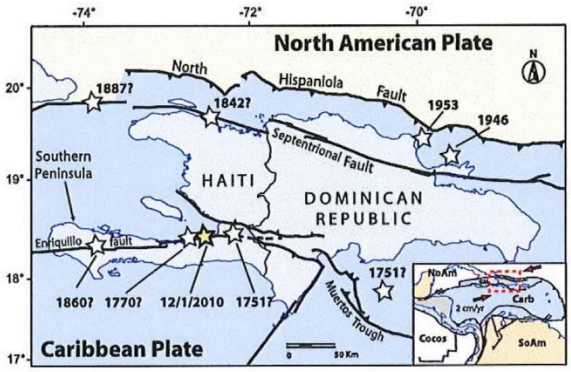


Figure 1. Tectonic setting of the North American–Caribbean plate boundary in Hispaniola. Major active faults are in solid black lines, and black triangles show reverse faults. The stars correspond to large historical earthquakes. The rectangle at the bottom right shows a global view of Haiti's position compared with Caribbean and North American plates (NoAm, North American plate; Carb, Caribbean plate; SoAm, South American plate; Cocos, Cocos plate). Dashed rectangle shows the area covered in the figure (modified from Symithe *et al.*, 2013). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

The extent of damage was initially attributed to the proximity of the earthquake to Port-au-Prince, the extreme vulnerability of many structures, and a high population density. Although it is expected that the damage distribution provides a coarse and imprecise indication of the shaking distribution, several authors (Hough *et al.*, 2010, 2011; Assimaki and Jeong, 2013) observed correspondence between concentrations of high damage in the Port-au-Prince area and the presence of strong topographic relief and/or complicated subsurface soil-layer geometries. Preliminary analysis of aftershock recordings also suggested that topographic amplification was significant at some sites (Hough *et al.*, 2010).

Amplification associated with near-surface sediments has been a predominant factor in the distribution of damages during many recent and historical earthquakes, including the 1985 Michoacán earthquake (M_w 8.0), during which the greatest destruction was observed in Mexico City, about 400 km from the epicenter (Singh *et al.*, 1988). In general, sediment-induced amplification is controlled by the impedance contrast of near-surface layers and the depth to basement (Borcherdt and Gibbs, 1976). Lithological site effects are commonly characterized using a standard classification parameter, V_{S30}, the average shear-wave velocity in the upper 30 m. This index does not account for the variability of the velocity profile or velocity structure below 30 m (Régnier *et al.*, 2014).

Topographic effects are generally assumed to be of less importance than sediment-induced amplification. Both theoretical considerations and numerical simulations of wave propagation in geometric surfaces with complex topography suggest amplification of ground motion on the ridges and mountain tops and desamplification at the base of hills (e.g., Geli *et al.*, 1988; Maufroy *et al.*, 2012). Some cases of strong topographic amplification have been reported at specific sites (Sánchez-Sesma *et al.*, 1985). In a comparative study of observations and predictions of topographic effects, Geli *et al.* (1988) showed that topographic amplification ratios typically range from 2 to 10.

No strong-motion record is available for the Haiti 2010 earthquake. The only station that was in place at the time, HAIF, at Alexandre Dumas French School, was a velocimeter that had not been bolted to the ground; the mainshock recording was saturated. Ground-motion simulations have been undertaken using dynamic (Douilly *et al.*, 2015) or kinematic source modeling (Mavroeidis and Scotti, 2013), but none of the simulations included site effects or topography.

To estimate site response for stations in the metropolitan area of Port-au-Prince, Hough *et al.* (2010, 2011) calculated spectral ratios on a small number of aftershock recordings and showed that ground motions at all the valley and ridge stations were systematically amplified relative to ground motions at a reference station. Assimaki and Jeong (2013) also observed amplifications on a station situated on the ridge of a hill, which is most likely attributed to coupled site-topographic amplification effects. However, only a limited number of aftershock recordings were analyzed in these studies.

In a parallel effort, a seismic site classification for the city of Port-au-Prince based on 35 shear-wave velocity profiles and on a new geologic map was developed by Cox *et al.* (2011). These authors used a multichannel analysis of surface wave (MASW) method to determine V_{S30} values at different sites throughout Port-au-Prince. Moreover, a seismic site classification microzonation for the city of Port-au-Prince has been produced in partnership between Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Bureau des Mines et de l'Energie (BME), and Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics (LNBTP). This seismic microzonation uses horizontal to vertical (H/V) with ambient vibration recordings and MASW measurements for determining a categorization of sites according to their level of hazard (Bertil *et al.*, 2013). In both cases, the site classification has not been compared to site response estimated directly from aftershock recordings.

Questions still remain about the characteristics of the seismic ground motion in Port-au-Prince during the 2010 earthquake. In particular, the importance and the origin of amplification due to site effects need to be addressed further. The link between the geological and geotechnical settings, the amplification of seismic waves, and the observed damage must also be investigated in more detail to better characterize expected shaking during future earthquakes. In this study, we analyze the full set of events recorded in the city of Port-au-Prince since 2010 together with geotechnical and geological data to characterize site effects more fully.

We start by describing the geological and geomorphological context in the metropolitan area of Port-au-Prince. Then, we propose a simplified lithostratigraphic map of Port-au-Prince based on the works of Cox *et al.* (2011) and Terrier *et al.* (2014) together with existing geotechnical and geophysical investigations. The collected data in the vicinity of the stations are combined with MASW measurements to

establish a 1D soil model under each station for which aftershocks data are available. We use these results to calculate the theoretical transfer functions using a 1D equivalent linear numerical simulation method. The seismological data allow us to estimate empirical transfer functions by computing several spectral ratios between the recordings at reference stations and the ones at the studied sites. The comparison of these ratios with the numerical transfer functions helps us to understand the origin of the ground-motion amplification in Port-au-Prince.

Seismic Data and Earthquake Locations

Following the 12 January 2010 Haiti earthquake, scientists from Natural Resources Canada (NRCan) installed three monitoring stations located respectively in Port-au-Prince (PAPH), Jacmel (JAKH), and Leogane (LGNH), in collaboration with the Haitian government. Each station was equipped with a broadband sensor and an accelerometer with a 24-bit acquisition system. Data are transmitted in continuous mode to NRCan central administration in Ottawa. They participate to the Caribbean early warning system for tsunamis and have been made freely available through Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).

In addition, nine strong-motion instruments were provided by the U.S. Geological Survey (USGS) and installed in collaboration with the BME of Haiti. Two of these instruments were deployed in late January 2010; seven were deployed in early March. These stations were installed in the greater Port-au-Prince metropolitan area and equipped with a three-component strong-motion accelerometer and a 24-bit acquisition system. A description of this deployment and preliminary results are presented by Hough *et al.* (2010). The deployment included a hard-rock site (HCEA) in the hills south of Port-au-Prince, where damage during the mainshock was limited. These instruments operated in triggered mode.

Two other stations contribute to the Haitian networks: HAIF and HPAP. These velocimetric three-component stations are part of a network called "Sismos à l'Ecole" which includes approximately 100 instruments installed for educational purposes in schools within France, as well as in French schools abroad (Courboulex *et al.*, 2012). Although these stations have recorded only a small number of events, these recordings are included in our analysis. A list of seismic sta-

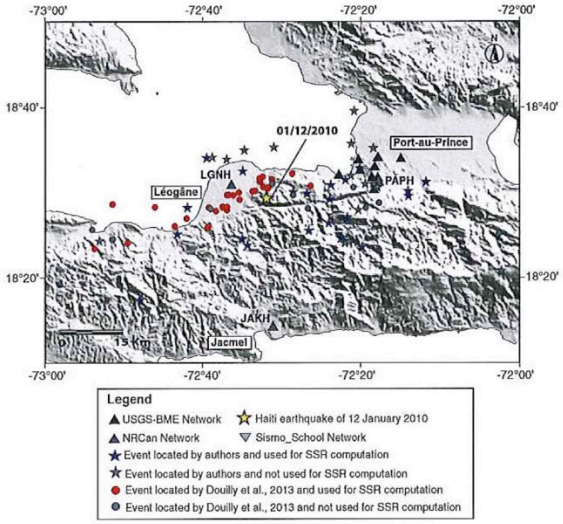


Figure 2. Location of seismic stations (triangles) and epicenters (circles and stars) of different recorded events. Black triangles represent the stations of the U.S. Geological Survey–Bureau des Mines et de l'Energie (USGS–BME) network, dark gray triangles stand for Natural Resources Canada (NRCan) network, and light gray inverted triangles stand for stations of "Sismo à l'école" network. Solid symbols represent events used for standard spectral ratio (SSR) analysis, and empty symbols represent events not considered for the SSR computation. Stars stand for events located in this work (March 2010–February 2013), and circles are the events located by Douilly *et al.* 2013 (February–June 2010). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

Table 1
Station List of the Haitian Seismological Network

Station Name	Latitude (°)	Longitude (°)	Site Name	Geology (unit)	V_{S30}(m/s)	Class NEHRP	Network Name	Actual Status
HBME	18.563	−72.297	Delmas	MDf	441	C	USGS–BME	Operating
HPLZ	18.323	−72.199	Downtown	Rmd	445	C	USGS–BME	Operating
USEM	18.564	−72.249	Tabarre	Rfs	480	C	USGS–BME	Operating
HCEA	18.504	−72.305	Laboule-10	Plm	1008	B	USGS–BME	Operating
HHMT	18.527	−72.297	Bourdon	MDf	467	C	USGS–BME	Operating
HVCV	18.529	−72.309	Canapé-Vert	Bml	562	C	USGS–BME	Operating
HPKH	18.533	−73.380	Martissant	Rmd	309	D	USGS–BME	Operating
HVPR	18.563	−72.338	Pont-Rouge	Rmd	308	D	USGS–BME	Closed
HVGZ	18.553	−72.304	Delmas	MDf	446	C	USGS–BME	Closed
HAIF	18.539	−72.309	Delmas	MDf	472	C	Sismo à l'école	Operating
HPAP	18.537	−72.322	Lalue	MDf	582	C	Sismo à l'école	Operating
PAPH	18.522	−72.299	Juvénat	Bml	714	B/C	NRCan	Operating
JAKH	18.238	−72.518	Jacmel	-	-	-	NRCan	Operating
LGNH	18.511	−72.605	Leogane	-	-	-	NRCan	Operating

NEHRP, National Earthquake Hazards Reduction Program; USGS–BME, U.S. Geological Survey–Bureau des Mines et de l'Energie; NRCan, Natural Resources Canada.

tions used in this study is shown in Table 1. The geology for different stations is deduced from the lithostratigraphic map of this study. V_{S30} values are computed from soil columns described in the next section.

We analyze three-component recordings of 78 earthquakes (see Tables A1 and A2) that occurred between 2010 and 2013 (Fig. 2). Thirty-six of the analyzed events (from January to June 2010) were located by Douilly *et al.* (2013) using temporary seismometers deployed both inland and offshore (Mercier de Lépinay *et al.*, 2011). We located the other 42 events using the nonlinear location method (NonLinLoc) developed by Lomax *et al.* (2009). The travel times between each station and all nodes of an x, y, z spatial grid are calculated once using the Eikonal finite-difference scheme of Podvin and Lecomte (1991) and then stored on disk as traveltime grid files. This location procedure determines a 4D location probability density function, over all possible solutions (spatial locations and origin times). The location is specified as the optimal solution (a point in space and time) with associated uncertainties. Fourteen seismic stations of the local network, distributed among Port-au-Prince, Leogane, and Jacmel, have been used for this work; nevertheless the station coverage is relatively poor for most of the 42 events. We picked P and S waves and associated an uncertainty of 100 and 200 ms, respectively. We used the same 1D velocity model as Douilly *et al.* (2013), modified to include a linear velocity gradient in each layer of the model to avoid high impedance contrasts. To check our procedure, we compared our location and the one previously obtained by Douilly *et al.* (2013) for few events recorded by many stations and obtained a maximum difference in epicentral location of about 3 km.

Geological and Geotechnical Setting

Geology of Port-au-Prince Region

The metropolitan region of Port-au-Prince is located in the southwest corner of the Cul-de-Sac Plain in which thousands of meters of detrital sediments accumulated since the early Eocene. These sediments came mainly from hills to the north (Pubellier *et al.*, 2000). The southern border of the Plaine du Cul-de-Sac is marked by the scarps of EPGFZ.

Tectonic activity along EPGFZ in the Port-au-Prince region began in the early-to-middle Miocene, as shown by the transition between a quiet pelagic sedimentation and high-energy sedimentation on the northern edge of the Massif de la Selle. From that time, thick gravity-driven submarine fans (see Fig. 3) formed along the large submarine scarps that developed south of the Plaine du Cul-de-Sac (Butterlin, 1960).

The inferred tectonic evolution of the area is based on sparse lithostratigraphic and cartographic data. After the 2010 earthquake, field investigations were carried out by Geotechnical Extreme Events Reconnaissance (GEER) organization to better characterize the geotechnical and geological aspects of the region (Cox *et al.*, 2011; Rathje *et al.*, 2011; Terrier *et al.*, 2014). According to work by Terrier *et al.*

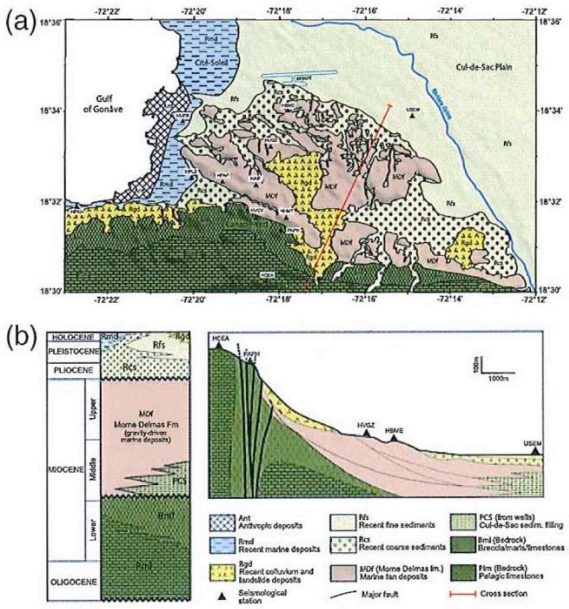


Figure 3. (a) Geological setting of the metropolitan area of Port-au-Prince (the outlines on the map are derived from geological maps in Cox *et al.*, 2011, and Terrier *et al.*, 2014). The black triangles show the location of seismic stations. The line shows the cross section in the bottom right figure. (b) (left) Lithostratigraphic synthesis for the Port-au-Prince study sector; stratigraphic sequence based on Butterlin (1960); (right) north-northeast–south-southwest (SSW) cross section (location in a). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

(2014), based on the stratigraphic data of Butterlin (1960), a thick sedimentary fan accumulates along the escarpments of submarine active faults at many successive episodes from middle Miocene to early Pliocene. From the base of the Pliocene, the region is gradually emerging: the sedimentary fan is then intensely dissected, and alluvial formations are deposited in the gullies and the Cul-de-Sac Plain. Fluvial sediments carried essentially by the Rivière Grise and coastal marine deposits partially overlie earlier formations during successive episodes of flooding. Bordering the emergent relief, landslides in colluvial deposits increase the complexity of the sedimentary system of Port-au-Prince.

Thus, in accordance with geological and geotechnical criteria, we simplified the geological maps of Cox *et al.* (2011) and Terrier *et al.* (2014) to propose a lithostratigraphic map in which we identified five units (Fig. 3a). Unit 1 is the bedrock of the Massif de la Selle, constituted of pelagic limestones deposited until the end of lower Miocene (Plm); station HCEA is installed on this unit. This formation is bordered to the north by the main escarpment of EPGFZ, composed of a brecciated and recrystallized formation (Bml). HVCV and PAPH stations are located on this unit. Unit 2 includes gravity-driven marine deposits (MDf), which accumulate between the beginning of middle Miocene and the end of upper Miocene (Terrier *et al.*, 2014), or, according to Cox *et al.*

(2011), during the lower Pliocene. This formation corresponds roughly to the Morne Delmas formation of Butterlin (1960), and comprises detritic rocks, conglomerates, sands, sandstones, and clays, with some fossiliferous carbonated levels. The average thickness of this polygenic unit is estimated between 300 to 500 m (Butterlin, 1960). Most of the seismic stations (HHMT, HAIF, HPAP, HVGZ and HBME) were located on this unit. Unit 3 is fluviatile alluvial formation, Pliocene, and Pleistocene in age (Rgd), constituted of reefal limestones and consolidated alluvium, covering the bed of the gullies. Unit 4 is composed of colluvium and landslides deposits formed in emerged environment during the Pleistocene and the Holocene (Rcs). Unit 5 includes recent and superficial sediments, consisting of quaternary alluvial deposits of the Rivière Grise (Rfs), where the USEM station was located, or marine (Rmd) deposited during flooding episodes of Pleistocene and Holocene, where stations HVPR, HPLZ, and HPKH were located (Fig. 3a). Unlike the study of Terrier *et al.* (2014) who based the definition of the units on the age origin of the sediments, we choose to draw our zoning on the nature and rheology of the materials and the soil's geotechnical characteristics. The result is a lithostratigraphic zoning composed of 9 zones instead of 12 for Terrier *et al.* (2014). Proceeding this way, we merged several formations proposed by the map of Terrier *et al.* (2014) into some units.

In the studied area, topography is dominated to the south by a complicated set of folds. Ridges and hills extend into the central and eastern part of Port-au-Prince and are deeply incised by streams with narrow valleys. The most densely populated areas are located on the foothills and the beginning of the alluvial plain up to the coastline on a complex and polygenic sedimentary fan. The complexity of the substratum reflects the discontinuous but permanent activity of EPGFZ. Figure 3b shows a north-northeast–south-southwest section, which extends from the alluvial plain of Port-au-Prince down to the relief which borders the southern section of the plain.

Geotechnical Settings for the Stations

To understand ground-motion amplification and its uncertainties, one must first constrain the geotechnical properties of a site (Douglas *et al.*, 2009). One of the most important parameters is the shear-wave velocity profile. We undertake a joint analysis of geological data, 55 geotechnical and geophysical investigations provided by the LNBTP and 10 MASW measurements (Cox *et al.*, 2011), to characterize the soil in the immediate vicinity of the seismological stations and to define a representative soil column with a detailed geotechnical description for each station (see Table A3). Data from LNBTP include soil classification, borings (30 m deep), standard penetration testing, H/V on noise, and MASW measurements.

The layer boundaries for soil columns are determined according to the velocity contrast of MASW measurements and the geology is derived from the map of Figure 3. The shear-wave velocity profile of each soil column results from the synthesis of the different MASW measurements available close to stations (MASW from Cox *et al.*, 2011, and/or MASW of LNBTP). At stations HVPR and HVCV, at which possible site effects are suspected, additional MASW measurements were performed by the authors and added to other velocity data already available. The V_P/V_S ratio is considered constant and set to 1.7. We obtain the other geotechnical parameters of the table from synthesis of geotechnical investigations in the immediate vicinity of our stations. These soil columns are used as inputs in the 1D seismic response computation.

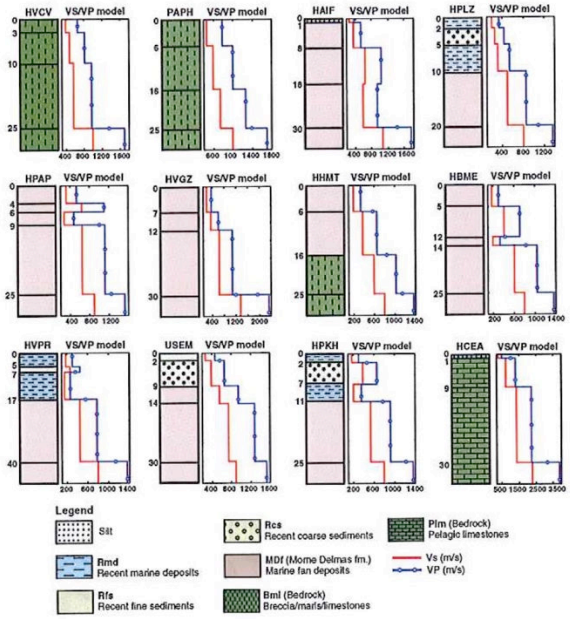


Figure 4. Interpreted soil columns under the seismological stations in Port-au-Prince with geological setting and velocities profiles. Layer boundaries are determined according to the wave velocity contrast of multichannel analysis of surface wave (MASW) measurements (Cox *et al.*, 2011), and the geology is derived from the map of Figure 3. The V_P/V_S ratio is considered as constant and equal to 1.7. In soil columns, the depths of layers are expressed in meters and shear-wave velocities in meters per second. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

Figure 4 shows the soil columns estimated underneath each station, with lithological description and associated velocity profile. The velocity profiles are highly variable from one station to the other, even for stations located on equivalent geological area. Several sublayers are recognized in the main geological units. Velocity inversions can be observed in some sites, in the marine fan deposits (HPAP, HBME, and HAIF) or in the recent sedimentary layers (HVPR and HPKH), due to the succession of sublayers having different mechanical properties. Interfaces characterized by important velocity increase were also observed at HVCV, PAPH, and HCEA. These interfaces are separating the weathered and fracturated limestones from harder rocks at 25–30 m depth.

Site Response Analysis

During the last 30 years, site effects have been the subject of many studies, based either on earthquake recordings (e.g., Borcherdt and Gibbs, 1976; Bertrand *et al.*, 2011) or ambient vibration recordings (e.g., Nakamura, 1989; Burjánek *et al.*, 2014). Studies were also established on numerical computations using specific soil parameters from geotechnical and/or geophysical investigations (e.g., Kennett, 1983; Semblat *et al.*, 2002). The main purpose of these studies is to estimate the seismic response of the sites in terms of a transfer function. The empirical technique of spectral ratios based on earthquake recordings is the most frequently used. In this article, we use two methods: the SSR method using reference hard rock sites and the so-called horizontal-to-vertical spectral ratio on earthquake recordings (HVEQ) method.

The standard spectral ratio (SSR) method allows estimation of the seismic transfer function by calculating the spectral ratio of seismic records at the site of interest and a reference site, assumed to be free from any seismic signal modification caused by the underlying geological structure or by the topography (Borcherdt and Gibbs, 1976). The reference station is chosen, ideally, on a horizontal hard-rock outcrop.

The SSR method is based on the principle that the distance between the studied station and the reference station is small compared to the distance between the hypocenter and the reference station, such that the effects of source and propagation are identical between stations. Then, under the assumption that the signal recorded at the reference station effectively corresponds to the ground motion on the bedrock, the spectral ratio represents the transfer function of the soil column underneath the site. It has been shown that the SSR can vary for the same site, depending on the considered earthquake (Field and Jacob, 1995). This variability is due mainly to the 3D geometry of the sedimentary layer interfaces, the nonlinear behavior of the soil, and/or the frequency content of the source and its interaction with the site (Raptakis *et al.*, 2004). To evaluate this variability and estimate both site response and its uncertainties, it is necessary to analyze not only one but several events. Furthermore, according to Field and Jacob (1995), reliable results are only obtained by considering a mean of several spectral ratios computed from a significant number of well-distributed earthquakes over a large magnitude and distance range. When these conditions are fulfilled, the mean spectral ratio can be considered as an estimated transfer function of the investigated site.

To overcome the problem of the reference site availability in the SSR method, alternative methods have been developed. One of these methods to estimate site response uses the spectral ratio between the horizontal and vertical spectra of the *S*-wave window (HVEQ) for each site. This method is based on the so-called receiver-function technique (e.g., Langston, 1979), which assumes that the site effects for the vertical component are relatively small in comparison to the horizontal component and can thus be neglected. Consequently, the HVEQ ratio is a rough measure of the amplification of the horizontal component, due to the soft layer (e.g., Bonilla *et al.*, 1997; Bertrand *et al.*, 2011; Cultrera *et al.*, 2014). Using the earthquake's response spectrum, Field (1996) showed that the estimates of the frequency of the predominant peak by the HVEQ approach are similar to the one obtained with traditional spectral ratios, but the absolute level of site amplification often does not correlate well. More recently, using earthquake records in Japan, Kawase *et al.* (2011) found that the HVEQ ratios are quite stable and do theoretically correspond to the 1D transfer functions for horizontal *S*-wave motions relative to those for vertical *P*-wave motions, with the impedance correction for bedrock amplitudes. Then Nagashima *et al.* (2014) verified the validity of that theoretical formulation using the aftershock data in Tohoku, Japan, for *S*-wave velocity inversion.

Data Selection and Processing

For both SSR and HVEQ methods, the earthquake recordings are processed similarly. First, the instrumental response is removed so that we can combine data from different instruments in the SSR computation. Then, a window of 20 s starting from the first arrival is used to include most of the *S* waves. This window length allows the analysis to be relevant to frequencies as low as 0.5 Hz. A 5% cosine taper has been implemented on the selected 20-s window signal before the fast Fourier transformation is applied. Finally, a Konno–Ohmachi smoothing scheme (with a power $b = 40$) was performed on the Fourier spectra (Konno and Ohmachi, 1998).

To assess the signal-to-noise ratio, a pre-event noise window of 20 s is selected for every recording. The spectra of both noise and earthquake data were smoothed and reinterpolated to a common frequency interval, and only data with a signal-to-noise ratio greater than 3 were used to compute spectral ratios. For this reason the number of earthquakes used in the analysis is not only different from one station to another but is also frequency dependent.

Whereas we chose to use all the available earthquakes for HVEQ analysis, this was not possible for SSR analysis, because the distance between the studied station and the reference station must be small compared with the distance between the hypocenter and the reference station. To keep a reasonable number of earthquakes, we impose a source–station distance at least 2 times larger than the distance between the reference and the studied station. Events that were used at least once in the SSR analysis are represented by a solid symbol in Figure 2.

As an example, the accelerograms (north–south component) of the 3 May 2010 earthquake (M_w 4.4) is presented at each station on a 3D view of the topography and the superficial geologic units (Fig. 5). This earthquake was located offshore Léogâne (latitude 18.538°; longitude −72.643°, depth 12 km) at 20 km west from the closest station of the Port-au-Prince seismological network. The figure illustrates the variability of the ground shaking across the network. This variability can be seen on the amplitude and the duration of the accelerograms. The strongest shaking is at HVPR, installed in

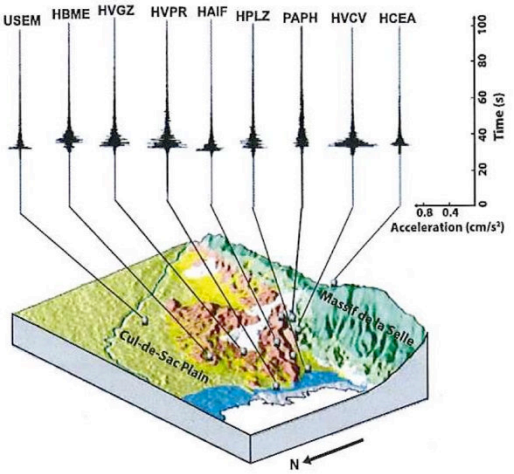


Figure 5. The spatial distribution of the seismic accelerations in the north–south component for the 3 May 2010 aftershock (M_w 4.4). This earthquake was located offshore Léogâne (latitude 18.538°; longitude –72.643°, depth 12 km) at 20 km west from the closest station of the Port-au-Prince seismological network. Topographic data have been provided by Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) with a resolution of 3 arcsec (about 90 m). Gray spheres represent the seismic stations, and geology is derived from the map of Figure 3. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

the plain, and HVCV, located on the ridge of Canapé-vert Hills, whereas for HCEA and PAPH, both located on the limestone massif, the peak ground acceleration is the weakest.

Results

HVEQ Results

The average value of the H/V ratio computed with both horizontal components (geometric mean of north–south and east–west components) is shown in Figure 6. On these plots, individual ratios computed for each event are shown together with the average and standard deviation. At HCEA, PAPH, and HHMT, we were able to analyze a large number of recordings because the signal-to-noise ratio was larger than 3 over a broad frequency range, whereas at HVPR, HVGZ, HAIF, and HPAP only a few recordings were suitable for HVEQ analysis. Only a small number of earthquakes were recorded at HAIF and HPAP. In addition, we follow interpretation criteria of peaks from the SESAME European project (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2004) to analyze our HVEQ results. Furthermore, we considered a peak as small to moderate if value of the amplitude is comprised between 3 and 5, otherwise if the amplitude is greater than 5, the peak is considered as large.

In general, the amplitude of the obtained HVEQ average ratio is small to moderate. In most cases, it is difficult to define a resonance frequency. However, an average HVEQ obtained at most of the stations located within the plain of Port-au-Prince (HVPR, HPLZ, and USEM), the detritic fan (HVGZ), and the ridge of Canape-vert hills (HVCV) exhibit values larger than 3 between 0.5 and 5.0 Hz. USEM is the only station that shows a very clear peak, centered on 0.8 Hz. Because HVCV is located at the top of a hill composed of weathered and fracturated limestone, the observed HVEQ curve could reflect both lithological and topographical site effects, whereas USEM is located on alluvium, so its HVEQ is interpreted solely as lithological site effect.

For the other stations (HPKH, HBME, HAIF HCEA, HHMT, PAPH, and HPAP), the mean HVEQ does not exceed 3 in the studied frequency range (0.5–20 Hz). The shape of these curves and the large variability seen on the individual spectral ratios make it difficult to be certain that these sites are free of seismic amplification. For instance, HPKH that is located on coastal landfill should be prone to lithological site effects. The lack of peak on the HVEQ curve observed here could be the sign of an absence of strong V_S contrast in the soil column. The nearly flat HVEQ curve at HCEA and PAPH is consistent with their location on hard rock. We notice that at PAPH the average HVEQ reaches a level of 2 below 1.2 Hz, whereas at HCEA this level is observed for frequencies larger than 1.2 Hz. The variability of the HVEQ computation is also much larger at PAPH than at HCEA at low frequency.

SSR Results

The first step before applying the SSR method is to define a reference station for the network of seismological stations in Haiti. Several factors have guided us in the choice of this site. Ideally, this station should be: (1) located on ground level where rock is outcropping, (2) rated B or A according to National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) classification, with a $V_{S30} > 780$ m/s, (3) equipped with a seismological station that recorded a large number of the earthquakes used in the study, and (4) free from site effects, thus characterized by a flat average HVEQ curve. This last criterion is often the most difficult to fulfill.

PAPH, HHMT, and HCEA seem to be the best reference station candidates, even if the associated HVEQ curves are not satisfactorily representative of sites devoid of local amplification. Indeed, the average HVEQ are not totally flat over the full frequency range, and the variability of the individual spectral ratios is very large, in particularly for station HHMT. These sites may thus amplify the seismic ground motion in some specific cases, depending on the considered earthquake (Hough *et al.*, 2011). A very large number of earthquakes were recorded at all three sites, but only HCEA and PAPH are located on rock sites, as shown by the geologic map in Figure 3.

We first attempt to compute the SSR using HCEA solely as a reference station but, as we observe a clear trough in its HVEQ at low frequency, the results probably overestimate the seismic responses below 1 Hz. Inspired by the work of Maufroy *et al.* (2012), we choose thus to consider both HCEA and PAPH recordings simultaneously to better estimate the regional reference ground motion. The SSR will thus be

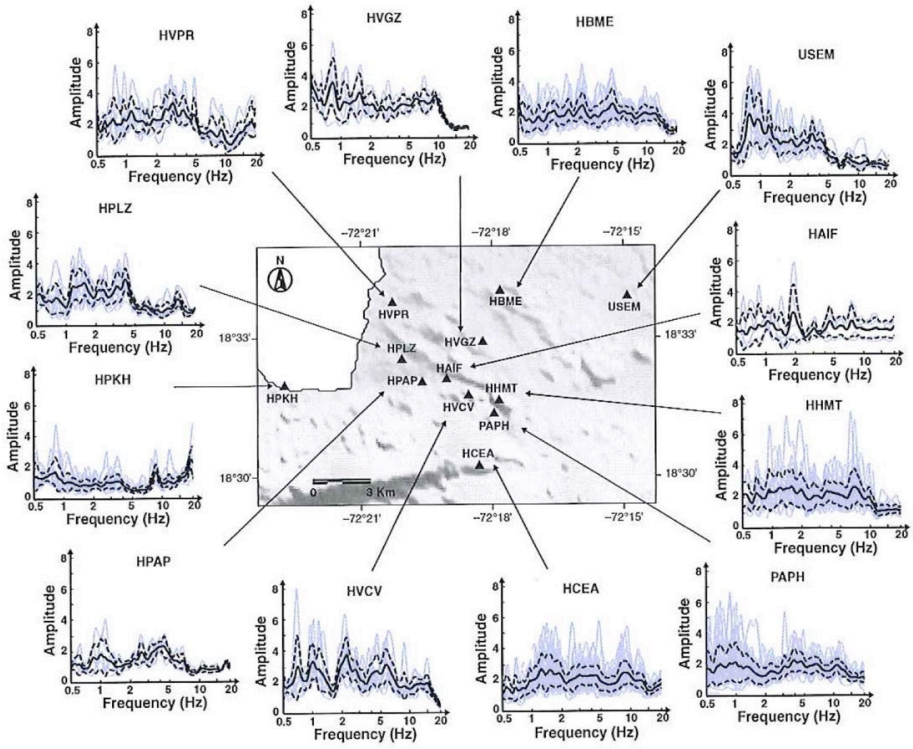


Figure 6. Horizontal-to-vertical spectral ratio on earthquake recordings (HVEQ) results for the seismological stations in Port-au-Prince. Gray lines are represented HVEQ for individual events; the black solid line is the average of these events; and the black dashed line is the one sigma standard deviation. The number of considered signals varies from 70 for HCEA station to 5 for HAIF station. The black triangles give the location of the seismic stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

computed by dividing the Fourier spectra of the recordings by the average of the corresponding Fourier spectra obtained at HCEA and PAPH when available on both stations. If the ground motion is available at only one of the reference stations, the ratio is computed using a single recording. In addition, similar criteria to those used to interpret the results of HVEQ ratios were adopted to analyze the peaks of our SSR.

The east–west and north–south components of SSR curves are plotted in Figures 7 and 8, respectively. As expected, PAPH and HCEA, our reference stations, are characterized by flat curves with amplitude almost constantly equal to one. Except for HVPR and HVCV, the level of amplification seen on the SSR is generally moderate. Indeed, the amplitude is in general smaller than 4 over the frequency range analyzed. Besides HVCV, we find that SSR curves for both horizontal components (east–west and north–south) are different for all stations. In particular, at frequencies lower than 2.5 Hz, the amplitude is larger on north–south SSR. We also notice higher variability on this component among the single-event SSR. This large amplification variability, particularly visible at HHMT station located on the narrow ridge of Canapé-vert hills, was pointed out by Hough *et al.* (2011). At this station, a broadband slight amplification (<4) is seen between 0.5 and 4 Hz on the north–south component, whereas two distinctive peaks around 0.8 and 3 Hz are found on the east–west component.

At HVCV located along a narrow east–west oriented crest, the SSR curves obtained for both components are very similar. They exhibit four peaks at frequencies close to 0.8, 2.5, 5, and 15 Hz, with an amplification factor above 4.

At HVPR, situated on marine alluvium deposits, a large amplification (average value of 8) is observed on the north–south component for frequencies smaller than 5 Hz. On the east–west SSR, the amplification is the largest at around 2.5 Hz. We also note a very high variability in the single-event ratios computed from the north–south component. The average SSR computed at HVGZ shows amplification below 4 Hz, with a larger level on the north–south component.

For the remainder stations (HAIF, HBME, HPAP, HPKH, and HPLZ), the largest amplification reaches a level of 3 below 1 Hz on both components. Of the stations on the Plaine du Cul de Sac, USEM exhibits the lowest SSR amplitudes. The maximum level of the average ratio, found on the north–south component between 0.5 and 4 Hz, is smaller than 3. The standard deviation on this component is, however, very large.

Thus, given the large variability between the results obtained at the 12 stations and the small number of studied sites, we could not define any soil classes with respect to the

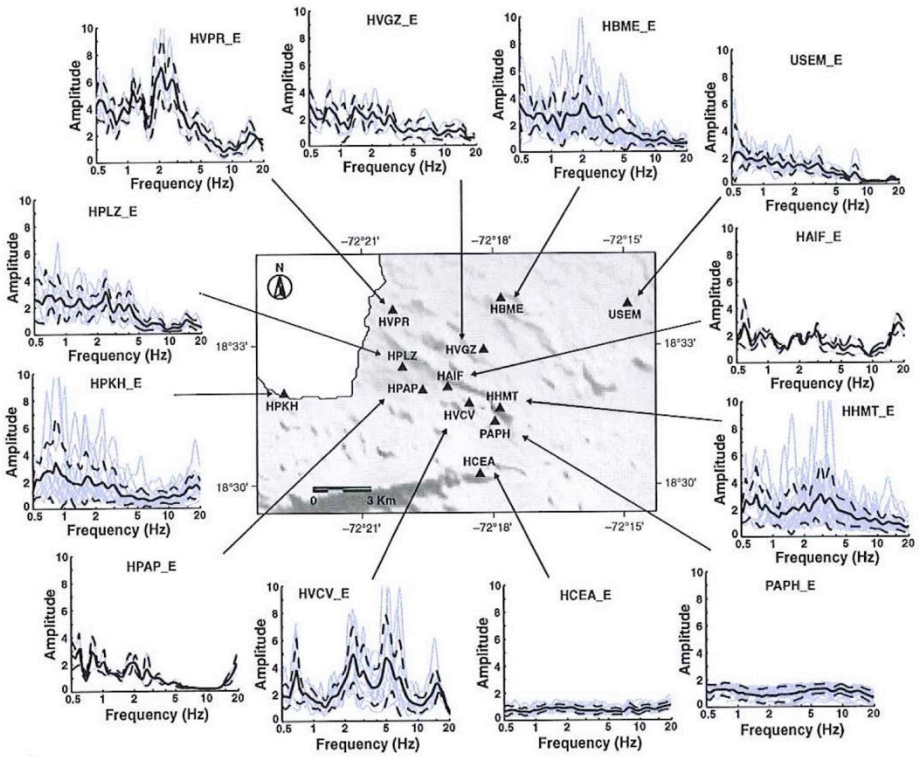


Figure 7. Standard spectral ratio (SSR) results for the seismological stations in Port-au-Prince (east–west component). Gray lines represent the spectral ratios for individual events; the black solid line is the average of these events; and the black dashed line is the one sigma standard deviation. The number of considered signals varies from 60 for HCEA station to 2 for HAIF station. The black triangles give the location of the seismic stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

seismic response. However, it is interesting to note that amplification at the various sites studied is moderate, except at HVCV and HVPR, and to a lesser extent HBME.

Numerical Simulation of the Seismic Response of the Soil

For more than 40 years, many site-effect studies were performed using numerical models of multilayered sediments (e.g., Seed *et al.*, 1984; Semblat *et al.*, 2002; Kawase *et al.*, 2011). To simulate the seismic response at the seismological stations in Port-au-Prince, we use a 1D equivalent linear (EQL) approach implemented in CyberQuake proposed by Modaressi *et al.* (1995) and based on the original model developed by Schnabel *et al.* (1972). A complete description of this approach can be found in Modaressi *et al.* (1995). The numerical transfer functions are then compared with the SSR computed for each station.

The EQL approach is preferred to a full nonlinear method because we know little about the soil column under Port-au-Prince and also because the SSR are computed from weak-to-moderate ground-motion recordings. In this situation, the EQL scheme has been proven to give satisfactory results (Schnabel *et al.*, 1972).

Each sediment layer of the considered 1D soil column is characterized by the following parameters: the shear modulus reduction curve $G(\gamma)/G\,\max$, the damping curve $D(\gamma)$, the thickness, the S-wave velocity, the P-wave velocity, and the density. The $G/G\,\max$ and D curves are derived from the literature (e.g., Schnabel *et al.*, 1972; Seed *et al.*, 1984). These parameters characterize, respectively, the variation of the shear modulus and the damping factor of the material according to its deformation (γ).

The principle of the method is to propagate in the soil column from the bottom to the top, a vertically incident seismic motion recorded at a reference rocky outcrop. The numerical transfer function is obtained by computing the spectral ratio between the ground motion at the surface and the input motion. A total of eight events recorded at the HCEA station and located at 10–30 km from HCEA were tested as input. Because the considered recordings are weak motion (peak ground acceleration ranging from 0.012–0.018g, with an average of 0.015g), the results are almost identical, and we present here only the result obtained with the 16 March 2010 (12:15 p.m.) earthquake. As we are working with 1D soil column, the input motion corresponds only to one horizontal component. We choose the north–south component. Figure 9 shows a comparison of the

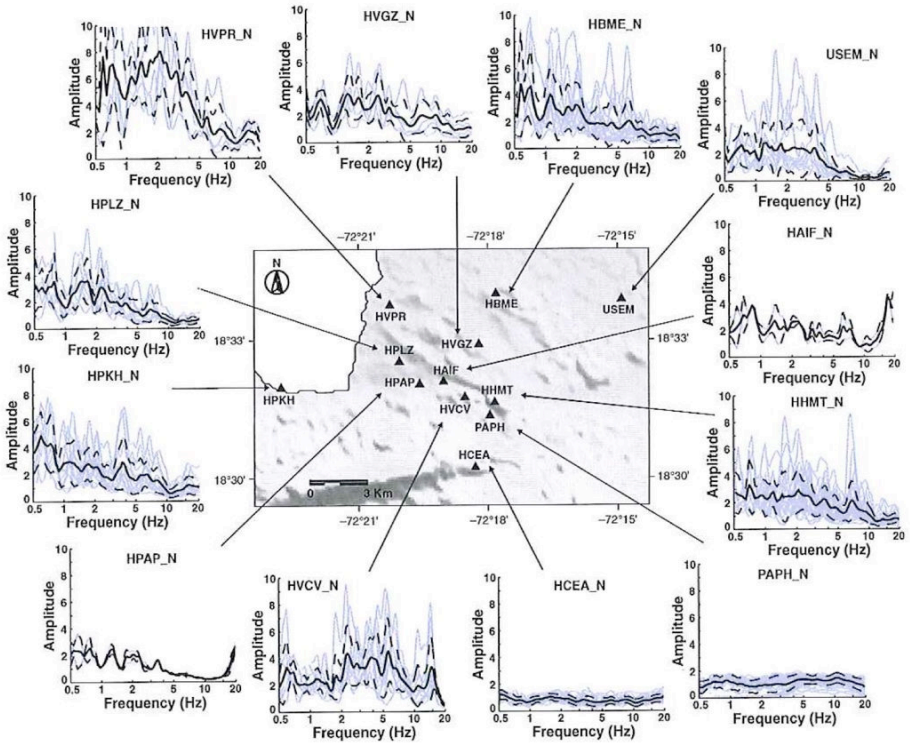


Figure 8. SSR results for the seismological stations in Port-au-Prince (north–south component). Gray lines represent the spectral ratios for individual events; the black solid line is the average of these events; and the black dashed line is the one sigma standard deviation. The number of considered signals varies from 60 for HCEA station to 2 for HAIF station. The black triangles give the location of the seismic stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

numerical transfer function simulated at the studied sites with the corresponding SSR and HVEQ.

At most of the stations, a good agreement at high frequency (5–20 Hz) can be observed between 1D numerical simulation and both SSR and HVEQ ratios. This shows that for these high frequencies, the considered soil columns at the 12 stations are consistent with the average moderate amplifications obtained by spectral ratio techniques. Thus, using the available geotechnical data, we were able to well reproduce the superficial geological structure of the studied zone. However, because our sediment columns generally exhibit only superficial strong-velocity contrasts (HVPR has the sediment column showing the larger thickness of slow-velocity layer with a strong-velocity contrast at 40 m depth), they are not able to reproduce the low-frequency amplifications seen using both the SSR and HVEQ methods. Furthermore, at USEM a significant difference between the 1D numerical simulation and spectral ratio curves for all frequencies is observed. This divergence between the curves is probably due to potential basin effects in the Cul-de-Sac Plain (bidirectional amplification) that cannot be taken into account by the 1D numerical simulations.

In an attempt to explain the origin of the amplification observed at some stations, we plot the time-frequency *S*-transforms (Stockwell *et al.*, 1996) of some recordings. As an example, the *S*-transform computed for the east–west component of the 3 May 2010 event recorded at HVPR, USEM, HCEA, and HVCV is shown in Figure 10. On these recordings we observe a significant signal lengthening due to the arrival of highly energetic surface waves 15 and 19 s after the *S* waves at HVPR and USEM, respectively. Large surface waves are not seen at HVCV and HCEA.

Discussion

The combined results of spectral ratio and numerical simulations help us to constrain the local hazard in the Port-au-Prince urban area by better understanding amplification in the city.

The HVEQ method applied to earthquakes is known to be efficient in the presence of horizontally stratified geological structures (1D hypothesis) and significant impedance contrast between the sedimentary series and the basement. This is clearly not the case in Port-au-Prince, where strong lateral variations and velocity inversions related to an alternating of soft and stiff layers have been observed. Previous studies (e.g., Chatelain *et al.*, 2008; Castellaro and Mulargia, 2009) have shown that these complex sedimentary structures can have significant effects on HVEQ measurements,

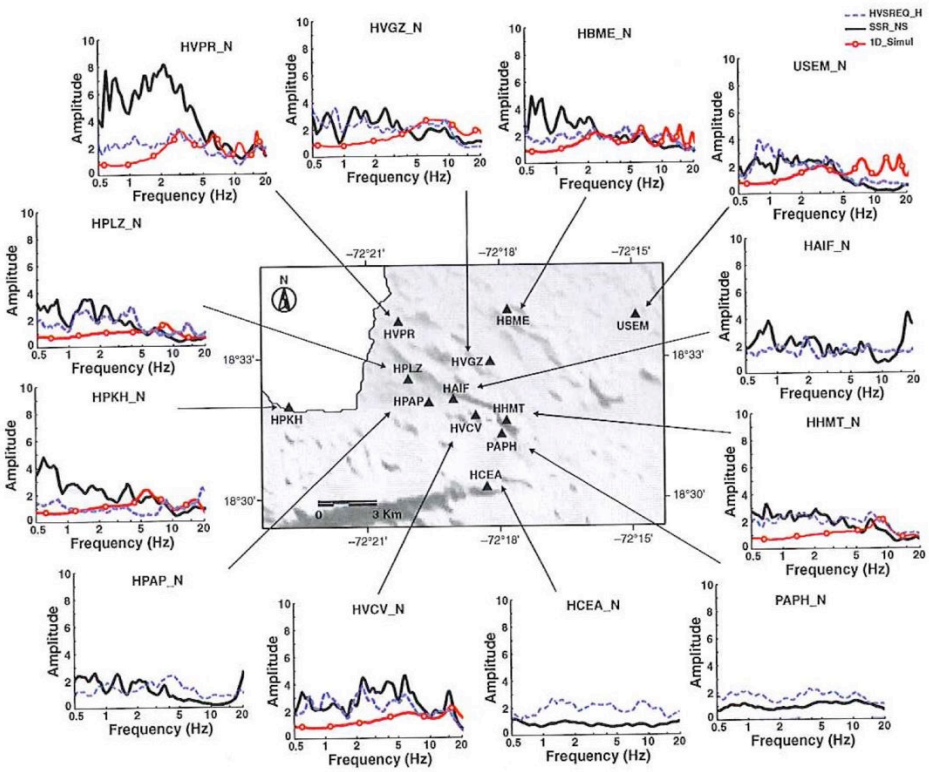


Figure 9. Comparison between SSR, HVEQ, and 1D equivalent linear (EQL) simulations (CyberQuake, Modaressi *et al.*, 1997). The black solid line shows the average SSR spectral ratios for the north–south component. The 1D simulation of soil seismic response is drawn in line with the empty circle and the HVEQ in the dashed line. The black triangles show the location of the seismic stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

including masking the resonance peaks or causing a sudden drop in a site response curve estimated using the HVEQ method. This seems to be the case at most of the seismological stations in Port-au-Prince. USEM is the only station at which a clear frequency peak can be detected around 1 Hz. It may be due to the large thickness of soft sediments filling the Cul-de-Sac Plain (several hundred meters).

Furthermore, the HVEQ results fluctuate from one station to another one, even for stations installed in similar geological zones and with the same soil classification (same V_{S30} values). This result suggests that, in the present case, the V_{S30} parameter is not such a good indicator for approximating site effects. The results of our study were compared to those found by BRGM in the seismic microzonation of the city of Port-au-Prince (Bertil *et al.*, 2013). A good agreement is observed between the results of the two studies in terms of variability of the soil response and the level of amplification. Indeed, Bertil *et al.* (2013) show also a strong amplification at low frequency on the coastline and a limited amplification at higher frequencies on the MDf unit.

In areas with complex geological structures, where strong 2D and 3D site effects are likely, as is the case in Haiti, the SSR method is preferred to estimate site effect. In this work, for SSR computation we choose to take into account simultaneously the stations HCEA and PAPH, located within 2 km of each other, as reference sites. This technique has been used to minimize the potential error on results at the other sites. We followed the approach proposed by Wilson and Pavlis (2000) and Maufroy *et al.* (2012), which consists in applying a statistical spectral ratio method called the median reference method, using the average of stations as a reference in the investigation of site effects. The goal of this approach is to compensate for deamplification that is sometimes observed in certain areas resulting from a given topography. The reference site in this case is no longer a specific site, but an average measure over a larger one.

In Port-au-Prince, the SSR curves exhibit an important spatial variability. For example, on the north–south component at 4 Hz, the SSR value is two times larger at HVCV than at HHMT, whereas these stations are less than 1 km apart. Moreover, except at HVCV, we find that amplification and frequency variations are different for the north–south and east–west components, which suggests large lateral heterogeneities and/or directional site effect (Burjánek *et al.*, 2014).

Our results suggest that the part of the city located close to the coastline might be affected by strong sediment-induced amplification. This amplification can be attributed to the presence of thick layers of soft sediments. Nevertheless, this result needs to be corroborated with more data, because the SSR results at HVPR are computed using only the

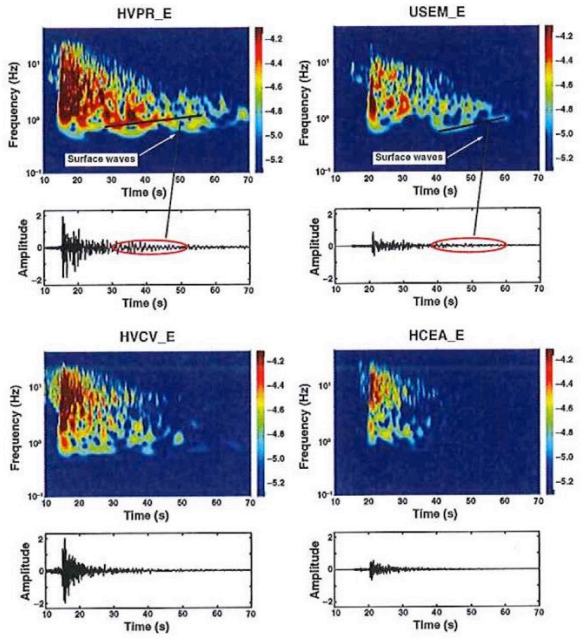


Figure 10. *S*-transform computed for the east–west component at HVPR, USEM, HVCV, and HCEA for the event of 3 May 2010 (M_w 4.4). Linear spectral amplitudes are shown, scaled by peak values in each panel. This earthquake was located at 25 km from the station HVPR. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

recordings of five earthquakes. Moreover, the location of the recorded earthquakes can lead to misinterpretation: they are located to the west of the station and are all closer to HVPR than to the reference stations, and thus the SSR results may overestimate the site effect due to an attenuation effect. On the contrary, at USEM, the easternmost station, the opposite effect may affect the SSR computation, and the site effect may be underestimated by the SSR analysis.

To better understand the source of the seismic ground-motion amplification observed on the SSR spectral ratios, we compared these results with 1D simulations on sediment columns defined from geotechnical investigations (Fig. 9). Because our knowledge of the sediment columns is limited in depth, only high-frequency results are reliable. This comparison shows for frequencies larger than 5 Hz, the computed SSR are in generally good agreement with the 1D description of the subsurface geology at almost all of the stations. Figure 11 represents the root mean square (rms) between the 1D numerical soil response and the computed SSR for different frequency bands. At all stations, the rms is low for frequencies larger than 5 Hz. Their behavior could be modeled by a simple 1D flat structure for this frequency band. Below 5 Hz, we observe a poor fit between the numerical simulations and SSR results, due to the shallow depth of the soil column velocity contrasts (depth not exceeding 40 m). At the HVPR station, the observed amplification may

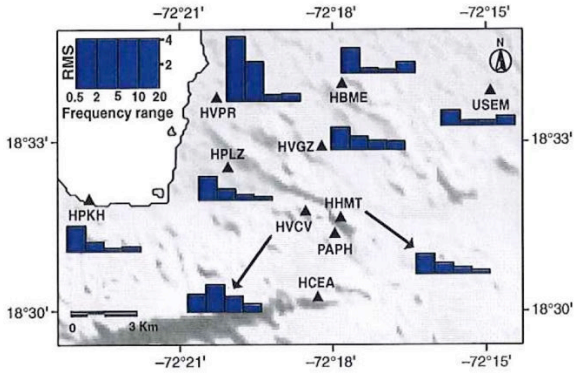


Figure 11. Root mean square (rms) diagram between the 1D numerical soil response and the computed SSR (north–south component) for different frequency bands ([0.5–2 Hz], [2–2 Hz], [5–10 Hz], and [10–20 Hz]). The black triangles show the location of the seismic stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

be linked not only to a sediment layer at depth but also to the propagation of surface waves through the Cul-de-Sac basin.

The high spatial variability of the spectral ratio results obtained in this study limits the extrapolation of our interpretation to other sites in Port-au-Prince. However, despite this large variability, local amplifications are probably not high throughout most of the metropolitan area.

Our analysis relies on weak ground motions from small earthquakes. For a large earthquake that generates strong ground motions, nonlinear behavior of the soil could lead to a different seismic response (Mellal, 1997; Arslan and Siyahi, 2006). Régnier *et al.* (2013) show that nonlinear soil behavior can increase the amplification at frequencies below a threshold frequency that depends on the considered site and decrease the amplification at higher frequencies. Thus, during the 2010 earthquake, the ground-motion amplifications due to site effects were likely even weaker than the ones measured in this study at high frequencies, at least for most of the investigated sites besides the ones close to the coast.

Conclusion

Using both HVEQ and SSR computations as well as 1D simulations of soil column transfer function, we find a large variability of site response throughout the city. However, we generally observe a low-to-moderate level of amplifications (a factor of 2–3) at most of the stations over a large frequency band. Simple 1D simulations explain well the site responses at high frequency, except at one site (HVCV), which may be prone to strong topographic effects (Hough *et al.*, 2010). The city is built on the southern edge of the Cul-de-Sac Plain, on the foothill of the Massif de la Selle, where the sedimentary deposits are accumulated at many successive episodes. The resulting complex topography and geological features could explain strong lateral heterogeneities of the superficial layers and the lack of clear peaks in the site response curves. We

suggest that this behavior could be extended to any place underlain by a similar sedimentary fan complex.

Only one station (HVPR), located near the coast, exhibits strong amplification that may be due to thick layers of soft sediments and/or to the occurrence of strong surface waves in the records. Moreover, this area could be prone to liquefaction phenomena. This part of the city, which includes "Cité Soleil," one of the poorest neighborhoods of Port-au-Prince, should therefore be a priority zone for further investigations.

Although this work was only conducted with weak motions that do not allow taking into account the nonlinear behavior of the soil, our results tend to prove that site effects probably played a moderate role in controlling the ground motions during the 2010 earthquake. Thus the damage distribution during this catastrophe was possibly due to the proximity of the fault rupture and the high vulnerability of location construction.

Data and Resources

Seismograms used in this study were collected from sensors installed after the earthquake of 12 January 2010 by scientists from Natural Resources Canada (NRCan) and U.S. Geological Survey (USGS). Data can be obtained from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Data Management Center at http://www.seismescanada.rncan.gc.ca/stndon/NEDB-BNDS/bull-fra.php (last accessed January 2016). In addition, other seismograms from stations of "Sismos à l'Ecole" Network complement our seismic database and can be accessed via http://www.edusismo.org/eve_select.php (last accessed January 2016). The magnitude of the largest events used for this study can be obtained from the National Earthquake Information Center (NEIC) Data Center at http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (last accessed January 2016).

Acknowledgments

We thank Allison Bent from Natural Resources Canada (NRCan) for her help in retrieving data from Canadian stations, Yves Fritz Joseph and the Laboratoire National du Bâtiment et des Travaux Publics (LNBTP) for the access to geotechnical data, and the team of URGéo and the Governing Board of the Faculty of Sciences of the University of State of Haiti. We also thank the director of Bureau des Mines et de l'Energie of Haiti, Ludner Remarais, and Roberte Momplaisir for their support in Haiti, D. Bertil, A. Roulé, and the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) team for fruitful discussions about microzonation in Port-au-Prince and the numeric version of the geological map, Alain Dujardin and Diego Mercerat for their help in adapting the procedures. The article benefited from the careful reading of Eric Calais, Elizabeth Cochran, Katherine Kendrick, and the remarks of two anonymous reviewers who helped to improve it. This work has been funded by the Institut de Recherche et de Développement (Ph.D. Grant), Géoazur lab (BRQ-South), and RAP-Resif network (MEDDE CONVENTION Number 2101675192).

References

Arslan, H., and B. Siyahi (2006). A comparative study on linear and nonlinear site response analysis, *Environ. Geol.* **50,** no. 8, 1193–1200.

Assimaki, D., and S. Jeong (2013). Ground-motion observations at Hotel Montana during the M 7.0 2010 Haiti earthquake: Topography or soil amplification? *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103,** no. 5, 2577–2590.

Bertil, D., C. Prépetit, M. Belvaux, G. Noury, and l'équipe microzonage, (2013). Microzonage sismique de Port-au-Prince (Haïti): rapport de synthèse, *Rapport Final. BRGM/RC-63100-FR*, 74 pp. (in French).

Bertrand, E., A.-M. Duval, J. Régnier, R. M. Azzara, F. Bergamaschi, P. Bordoni, F. Cara, G. Cultrera, G. Di Giulio, G. Milana, and J. Salichon (2011). Site effects of the Roio basin, L'Aquila, *Bull. Earthq. Eng.* **9,** doi: 10.1007/s10518-011-9254-6.

Bonilla, L. F., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87,** 710–730.

Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, J. Kristek, M. Ohrnberger, M. Wathelet, P. Y. Bard, and F. Cotton (2004). Simulation of seismic ambient noise: I. Results of H/V and array techniques on canonical models, *Proc. 13th World Conf. on Earthquake Engineering*, Vancouver, British Columbia, 1–6 August, paper number 2903.

Borcherdt, R. D., and J. F. Gibbs (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **66,** no. 2, 467–500.

Burjánek, J., B. Edwards, and D. Fäh (2014). Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography: A systematic approach, *Geophys. J. Int.* **197,** 608–619, doi: 10.1093/gji/ggu014.

Butterlin, J. (1960). *Géologie générale de la République d'Haïti*, Vol. 6, Paris Univ. Inst. Hautes Études Amérique Latine, Travaux et Mém, 194 (in French).

Calais, E., A. Freed, G. Mattioli, F. Amelung, S. Jónsson, P. Jansma, and R. Momplaisir (2010). Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake, *Nat. Geosci.* **3,** 794–799.

Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de Lépinay, P. Mann, G. Mattioli, and P. Jansma (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophys. Res. Int.* **29,** 3-1–3-4.

Castellaro, S., and F. Mulargia (2009). V_{S30} estimates using constrained H/V measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99,** 761–773.

Chatelain, J. L., B. Guillier, and I. A. Parvez (2008). False site effects: The Anjar case, following the 2001 Bhuj (India) earthquake, *Seismol. Res. Lett.* **79,** no. 6, 816–819.

Courboulex, F., J.-L. Berenguer, A. Tocheport, M. P. Bouin, E. Calais, Y. Esnault, C. Larroque, G. Nolet, and J. Virieux (2012). Sismos à l'Ecole: A worldwide network of realtime seismometers in schools, *Seismol. Res. Lett.* **83,** no. 5, 870–873.

Cox, B. R., J. Bachhuber, E. Rathje, C. M. Wood, R. Dulberg, A. Kottke, and S. M. Olson (2011). Shear wave velocity-and geology-based seismic microzonation of Port-au-Prince, Haiti, *Earthq. Spectra* **27,** S67–S92.

Cultrera, G., V. De Rubeis, N. Theodoulidis, H. Cadet, and P. Y. Bard (2014). Statistical correlation of earthquake and ambient noise spectral ratios, *Bull. Earthq. Eng.* **12,** no. 4, 1493–1514.

Douglas, J., P. Gehl, L. F. Bonilla, O. Scotti, J. Régnier, A.-M. Duval, and E. Bertrand (2009). Making the most of available site information for empirical ground-motion prediction, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99,** 1502–1520, doi 10.1785/0120080075.

Douilly, R., H. Aochi, E. Calais, and A. M. Freed (2015). 3D dynamic rupture simulations across interacting faults: The M_w 7. 0, 2010, Haiti earthquake, *J. Geophys. Res.* **120,** no. 2, 1108–1128.

Douilly, R., J. S. Haase, W. L. Ellsworth, M. P. Bouin, E. Calais, S. J. Symithe, J. G. Armbruster, B. Mercier de Lépinay, A. Deschamps, S.-L. Mildor, *et al.* (2013). Crustal structure and fault geometry of the 2010 Haiti earthquake from temporary seismometer deployments, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103,** no. 4, 2305–2325.

Field, E. H. (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin edge-induced waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86,** no. 4, 991–1005.

Field, E. H., and K. H. Jacob (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference site dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85,** no. 4, 1127–1143.

Geli, L., P. Y. Bard, and B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: A review and new results, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78,** no. 1, 42–63.

Hough, S. E., J. R. Altidor, D. Anglade, H. Benz, W. Ellsworth, D. Given, J. Hardebeck, M. G. Janvier, J. Z. Maharrey, Y. Mazabraud, *et al.* (2010). Localized damage associated with topographic amplification during the 12 January 2010 M 7.0 Haiti earthquake, *Nat. Geosci.* **3,** 778–782.

Hough, S. E., A. Yong, J. R. Altidor, D. Anglade, D. Given, and B. S.-L. Mildor (2011). Site characterization and site response in Port-au-Prince, Haiti, *Earthq. Spectra* **27,** S137–S155.

Kawase, H., F. J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima (2011). The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **101,** no. 5, 2001–2014.

Kennett, B. L. N. (1983). *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge Univ. Pres., Cambridge, United Kingdom.

Konno, K., and T. Ohmachi (1998). Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88,** 228–241.

Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* **84,** 4749–4762.

Lomax, A., A. Michelini, and A. Curtis (2009). Earthquake location, direct, global-search methods, *Encycl. Complex. Sys. Sci.* 2449–2473, doi: 10.1007/978-0-387-30440-3_150.

Maufroy, E., V. M. Cruz-Atienza, and S. Gaffet (2012). A robust method for assessing 3-D topographic site effects: A case study at the LSBB Underground Laboratory, France, *Earthq. Spectra* **28,** no. 3, 1097–1115.

Mavroeidis, G. P., and C. M. Scotti (2013). Finite-fault simulation of broadband strong ground motion from the 2010 M_w 7.0 Haiti earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103,** no. 5, 2557–2576.

Mellal, A. (1997). Analyse des effets du comportement non linéaire des sols sur le mouvement sismique, Thèse de doctorat, Ecole Centrale de Paris (in French).

Mercier de Lépinay, B. M., A. Deschamps, F. Klingelhoefer, Y. Mazabraud, B. Delouis, V. Clouard, Y. Hello, J. Crozon, B. Marcaillou, D. Graindorge, *et al.* (2011). The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations, *Geophys. Res. Lett.* **38,** L22305, doi: 10.1029/2011GL049799.

Miyamoto, H. K., A. S. J. Gilani, and K. Wong (2011). Massive damage assessment program and repair and reconstruction strategy in the aftermath of the 2010 Haiti earthquake, *Earthq. Spectra* **27,** S219–237.

Modaressi, H., E. Foerster, D. Aubry, and A. Modaressi (1995). Research and professional computer-aided dynamic analysis of soils, *First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, Tokyo, Japan, 1171–1176.

Modaressi, H., E. Foerster, and A. Mellal (1997). Computer aided seismic analysis of soils, *Proc. of the 6th Int Symp. on Numerical Models in Geomechanics*, NUMOG VI, Montréal, Québec, Canada, 2–4 July 1997.

Nagashima, F., S. Matsushima, H. Kawase, F. J. Sánchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh, and M. Oshima (2014). Application of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake ground motions to identify subsurface structures at and around the K-NET site in Tohoku, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **104,** no. 5, 2288–2302.

Nakamura, Y. A. (1989). Method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Rail. Tech. Res. Inst. Quarterly Rept.* **30,** 25–33.

Podvin, P., and I. Lecomte (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.* **105,** no. 1, 271–284.

Prentice, C., P. Mann, A. J. Crone, R. D. Gold, K. W. Hudnut, R. W. Briggs, R. D. Koehler, and P. Jean (2010). Seismic hazard of the Enriquillo–Plantain Garden fault in Haiti inferred from paleoseismology, *Nat. Geosci.* **3,** 789–793, doi: 10.1038/ngeo991.

Pubellier, M., A. Mauffret, S. Leroy, J. M. Vila, and H. Amilcar (2000). Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles, *Tectonics* **19,** 630–648.

Raptakis, D., K. Makra, A. Anastasiadis, and K. Pitilakis (2004). Complex site effects in Thessaloniki (Greece): I. Soil structure and comparison of observations with 1D analysis, *Bull. Earthq. Eng.* **2,** 271–290.

Rathje, E. M., J. Bachhuber, R. Bulberg, B. R. Cox, A. Kottke, C. Wood, R. A. Green, S. Olson, D. Wells, and G. Rix (2011). Damage patterns in Port-au-Prince during the 2010 Haiti earthquake, *Earthq. Spectra* **27,** S117–S136.

Régnier, J., L.-F. Bonilla, E. Bertrand, and J.-F. Semblat (2014). Influence of the V_S profiles beyond 30 m depth on linear site effects: Assessment from the KiK-net data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **104,** no. 5, 2337–2348.

Régnier, J., H. Cadet, L. Bonilla, E. Bertand, and J.-F. Semblat (2013). Assessing nonlinear behavior of soil in seismic site response: Statistical analysis on KiK-net strong motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103,** no. 3, 1750–1770.

Sánchez-Sesma, F. J., M. A. Bravo, and I. Herrera (1985). Surface motion of topographical irregularities for incident *P, SV,* and Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75,** no. 1, 263–269.

Schnabel, P., H. B. Seed, and J. Lysmer (1972). Modification of seismograph records for effects of local soil conditions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **62,** no. 6, 1649–1664.

Seed, H. B., R. T. Wong, I. M. Idriss, and K. Tokimatsu (1984). Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils, *J. Geotech. Eng. ASCE* **112,** 1016–1032.

Semblat, J. F., A.-M. Duval, and P. Dangla (2002). Seismic site effects in a deep alluvial basin: numerical analysis by the boundary element method, *Comput. Geotech.* **29,** no. 7, 573–585.

Singh, S. K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena, and R. Quaas (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthq. Spectra* **4,** no. 4, 653–673.

Stockwell, R. G., L. Mansinha, and R. P. Lowe (1996). Localization of the complex spectrum: The *S* transform, *IEEE Trans. Signal Process.* **44,** 998–1001.

Symithe, S. J., E. Calais, J. S. Haase, A. M. Freed, and R. Douilly (2013). Coseismic slip distribution of the 2010 M 7.0 Haiti earthquake and resulting stress changes on regional faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103,** no. 4, 2326–2343.

Terrier, M., A. Bialkowski, A. Nachbaur, C. Prépetit, and Y. F. Joseph (2014). Revision of the geological context of the Port-au-Prince metropolitan area, Haiti: Implications for slope failures and seismic hazard assessment, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **14,** 2577–2587.

Wilson, D. C., and G. L. Pavlis (2000). Near-surface site effects in crystalline bedrock: A comprehensive analysis of spectral amplitudes determined from a dense, three-component seismic array, *Earth Interact.* **4,** 1–31.

Appendix

Data Used for HVEQ and SSR Computation, and Soil Columns Construction

After the 12 January 2010 Haiti earthquake, a team of engineers and researchers deployed a seismological network of 14 stations at Port-au-Prince and the surrounding area. Events recorded on this network between January 2010

and February 2013 were initially located and used to calculate the horizontal-to-vertical spectral ratio on earthquake recordings (HVEQ) and standard spectral ratio (SSR). Forty two of these events shown in Table A1 were located in this study; whereas, the other ones have been located by Douilly *et al.* (2013) and shown in Table A2.

Moreover, results from geotechnical investigations have been used to produce soil columns for a 1D numerical simulation presented in Table A3. The shear-wave velocity profile for each soil column results from the synthesis of various multichannel analysis of surface wave (MASW) measurements close to the stations.

Géoazur, University Nice Sophia Antipolis
CNRS, IRD
Observatoire de la Côte d'Azur
UMR 7329
250 rue Albert Einstein
06560 Valbonne, France
sadrac.stfleur@geoazur.unice.fr
courboulex@geoazur.unice.fr
bmercier@geoazur.unice.fr
deschamps@geoazur.unice.fr
(S.S., F.C., B.M., A.D.)

CEREMA DTer Méditerranée
Laboratoire de Nice
56 Boulevard Stalingrad
06300 Nice, France
etienne.bertrand@cerema.fr
(E.B.)

U.S. Geological Survey
525 South Wilson Avenue
Pasadena, California 91106
hough@usgs.gov
(S.H.)

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)
Via di Vigna Murata, 605
00143, Roma, Italy
Giovanna.cultrera@ingv.it
(G.C.)

Unité de Recherche en Géotechnique (URGéo)
Université d'Etat d'Haïti
270 Angles rue Mgr. Guilloux et J. Janvier
HT 6112 Port-au-Prince, Haïti
dmboisson@yahoo.com
(D.B.)

Unité Technique en Sismologie (UTS)
Bureau des Mines et de l'Energie
11 rue Jacques 1er, Delmas 31
HT 6112 Port-au-Prince, Haiti
claudeprepetit@hotmail.com
(C.P.)

Manuscript received 23 March 2016;
Published Online 24 May 2016

Table A1
Matrix Presenting Stations with Available Records for Each Event Located by the Authors (March 2010–February 2013)

Date (yyyy/mm/dd)	hh:mm	Longitude (°)	Latitude (°)	HAIF	HBME	HCEA	HHMT	HPAP	HPKH	HPLZ	HVCV	HVGZ	HVPR	JAKH	LGNH	PAPH	USEM
2010/03/15	17:52	−72.338	18.465		X	X	X							X	X	X	
2010/03/16	12:14	−72.307	18.516		X	X	X				X					X	
2010/03/20	18:09	−72.616	18.564												X	X	
2010/04/03	09:43	−72.354	18.595		X				X				X	X	X	X	
2010/04/06	21:47	−72.234	18.687			X								X	X	X	X
2010/04/20	15:13	−72.298	18.509			X										X	
2010/04/21	22:52	−72.323	18.516			X	X									X	
2010/05/03	05:38	−72.615	18.494			X			X	X	X	X	X	X	X	X	X
2010/05/03	19:21	−72.546	18.521	X	X	X			X	X	X	X	X	X	X	X	X
2010/05/03	20:27	−72.579	18.582		X	X			X	X	X	X		X	X	X	X
2010/05/05	02:02	−72.196	18.582			X	X										X
2010/05/19	01:55	−72.347	18.658			X	X									X	
2010/05/23	09:44	−72.366	18.524			X	X							X	X		
2010/06/29	19:45	−72.396	18.514			X	X										
2010/07/05	20:38	−72.330	18.393		X	X	X			X	X						
2010/07/07	05:37	−72.443	18.425		X	X	X								X	X	
2010/07/17	07:01	−72.232	18.601	X									X		X		
2010/07/17	12:15	−72.335	18.547		X	X	X			X							
2010/07/19	22:38	−72.354	18.532			X			X								
2010/07/20	00:24	−72.232	18.504		X	X	X				X						
2010/07/20	01:15	−72.233	18.514			X	X				X						
2010/07/22	10:23	−72.476	18.500		X	X	X		X						X	X	
2010/08/22	02:31	−72.375	18.410		X	X			X	X			X		X	X	
2010/08/23	19:06	−72.367	18.400		X	X									X	X	
2010/08/23	19:40	−72.357	18.402		X	X									X	X	
2010/09/01	03:26	−72.516	18.588		X					X							
2010/09/06	06:58	−72.401	18.439			X			X						X	X	
2010/09/21	04:32	−72.780	18.289		X	X	X	X	X	X	X				X	X	
2010/09/24	21:36	−72.357	18.669			X			X							X	
2010/10/24	03:06	−72.583	18.408			X			X	X					X	X	
2010/11/02	04:51	−72.306	18.586			X			X						X	X	
2010/11/05	02:52	−72.362	18.450			X			X						X	X	
2010/11/11	14:57	−72.399	18.486			X			X							X	
2010/11/12	16:58	−72.721	18.418			X			X	X					X	X	
2011/07/31	01:18	−72.700	18.469			X	X										
2011/08/21	11:15	−72.582	18.541			X	X										
2011/09/02	12:46	−72.654	18.567			X	X										
2011/10/22	18:54	−72.572	18.396			X	X										
2011/11/14	11:53	−72.886	18.404					X							X		
2012/03/08	02:51	−72.038	18.346					X							X		
2012/09/02	12:03	−72.647	18.568					X							X		
2013/02/26	00:39	−72.186	18.778	X				X						X	X		

Table A2
Matrix Presenting Stations with Available Records for Each Event Located by Douilly *et al.* (2013) (January 2010–June 2010)

Date (yyyy/mm/dd)	hh:mm	Longitude (°)	Latitude (°)	HAIF	HBME	HCEA	HHMT	HPAP	HPKH	HPLZ	HVCV	HVGZ	HVPR	JAKH	LGNH	PAPH	USEM
2010/01/27	19:30	−72.902	18.427						X								X
2010/01/27	20:27	−72.044	18.418						X								X
2010/02/23	06:26	−72.520	18.517	X										X	X	X	
2010/03/17	21:03	−72.322	18.470			X										X	
2010/03/19	07:39	−72.445	18.468		X		X		X		X			X	X	X	
2010/03/21	02:44	−72.439	18.513		X	X	X		X			X	X		X	X	X
2010/03/22	11:39	−72.476	18.495		X		X							X	X	X	
2010/03/27	15:57	−72.540	18.530			X			X					X	X	X	
2010/03/28	02:35	−72.602	18.494		X	X	X		X		X			X	X	X	X
2010/03/28	07:15	−72.858	18.477		X	X	X		X		X	X		X	X	X	X
2010/03/29	16:57	−72.539	18.510		X	X								X	X	X	
2010/04/03	01:23	−72.625	18.472		X	X								X	X	X	
2010/04/03	12:55	−72.528	18.508		X	X			X			X	X	X	X	X	X
2010/04/08	06:27	−72.478	18.536		X	X			X			X	X	X	X	X	X
2010/04/10	12:45	−72.625	18.470			X								X	X	X	X
2010/04/10	21:36	−72.650	18.467		X				X			X		X	X	X	X
2010/04/11	16:32	−72.726	18.434		X	X						X	X	X	X	X	X
2010/04/14	04:49	−72.858	18.408	X										X	X	X	
2010/04/16	11:30	−72.611	18.495			X				X				X	X	X	
2010/04/21	07:31	−72.589	18.486			X	X							X	X	X	
2010/04/23	03:49	−72.827	18.400			X	X					X		X	X	X	
2010/04/25	03:59	−72.616	18.465			X	X							X	X		
2010/05/03	23:22	−72.547	18.527		X	X			X					X	X	X	X
2010/05/07	02:10	−72.654	18.470			X	X			X				X	X	X	
2010/05/07	21:29	−72.897	18.390			X	X							X	X	X	
2010/05/09	06:44	−72.295	18.479			X	X							X			
2010/05/16	05:33	−72.556	18.502		X	X			X					X	X	X	X
2010/05/20	06:33	−72.768	18.486	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X	X
2010/05/25	20:36	−72.561	18.502		X	X	X		X	X	X		X	X	X	X	
2010/05/26	12:35	−72.349	18.510			X	X							X		X	
2010/05/27	09:13	−72.521	18.525			X	X							X	X	X	
2010/06/15	16:40	−72.639	18.463			X	X							X	X		
2010/06/15	19:06	−72.590	18.499		X	X	X				X			X	X		
2010/06/20	11:25	−72.701	18.449			X	X							X			
2010/06/22	16:06	−72.615	18.471		X	X	X				X			X			
2010/06/24	00:34	−72.656	18.432		X	X	X				X			X			

Table A3

Soil Columns for the Seismological Stations in Port-au-Prince

Station Name	Thickness (m)	V_S(m/s)	V_P(m/s)	Geotechnical Denomination	IP	Geological Units	γh (kN/m^3)	E (MPa)	μ
HVCV	3.0	390	660	Clay	30	Calcareous Breccia	19	25	0.3
	7.0	480	820	Silty Gravel	20	Calcareous Breccia	20	17	0.3
	15.0	570	970	Silty Limestone	10	Calcareous Breccia	20	40	0.3
	ND	1000	1700	Seismic bedrock	-	ND	-	60	0.3
PAPH	6.0	460	780	Silt	30	Calcareous Breccia	18	15	0.3
	10.0	590	1000	Silty Limestone	20	Calcareous Breccia	19	40	0.3
	9.0	740	1260	Limestone	10	Calcareous Breccia	20	60	0.3
	ND	1000	1700	Seismic bedrock	-	ND	-	70	0.3
HPLZ	2.0	200	340	Clayey Silt	20	Marine Alluvia	19	16	0.3
	3.0	260	440	Clayey Gravel	20	Colluvia	19	25	0.3
	5.0	320	540	Silty Limestone Sand	10	Marine Alluvia	20	32	0.3
	10.0	500	850	Sandy to Gravelly Silt	10	Colluvia	20	40	0.3
	ND	800	1360	Seismic bedrock	-	ND	-	60	0.3
HAIF	1.0	180	310	Silty Gravel	20	Silt	19	16	0.3
	7.0	300	510	Silty to Clayey sand	20	Conglomerates/sand	19	25	0.3
	10.0	630	1080	Silty Limestone	10	Marl Limestone	20	32	0.3
	12.0	570	970	Silty to clayey Gravel	20	Conglomerates/silt	20	40	0.3
	ND	1130	1930	Limestone	-	Limestone	-	60	0.3
HPAP	4.0	320	540	Silty to Clayey sand	19	Conglomerates/sand	40	22	0.3
	2.0	650	1105	Silty to Clayey sand	24	Conglomerates/sand	22	30	0.3
	3.0	280	480	Silty Limestone	<5	Marl Limestone	-	40	0.3
	16.0	660	1120	Silty to clayey Gravel	26	Conglomerates/silt	31	12	0.3
	ND	900	1530	Limestone	<5	Limestone	-	70	0.3
HVGZ	7.0	220	370	Clay	20	Conglomerates	19	22	0.3
	5.0	360	610	Silty Gravel	20	Conglomerates/silt	20	20	0.3
	18.0	640	1090	Silty Gravel	25	Conglomerates/silt	20	15	0.3
	ND	1370	2330	Seismic bedrock	-	ND	21	60	0.3
HHMT	6.0	200	340	Sand to Silty Gravel	20	Conglomerates/sand	19	25	0.3
	10.0	380	650	Sand to Silty Gravel	10	Conglomerates/sand	20	35	0.3
	9.0	600	1020	Sandy Limestone	10	Calcareous Breccia	20	40	0.3
	ND	800	1360	Seismic bedrock	-	ND	21	60	0.3
HBME	5.0	180	310	Sand to Silty Gravel	20	Conglomerates/sand	19	20	0.3
	7.0	420	710	Clayey Gravel	20	Colluvia	20	30	0.3
	2.0	200	340	Silty limestone sand	25	Conglomerates/silt	20	30	0.3
	11.0	610	1040	Clayey Gravel	10	Colluvia	20	35	0.3
	ND	800	1360	Seismic bedrock	-	ND	21	60	0.3
HVPR	5.0	180	310	Clayey Silt	20	Marine Alluvia	19	22	0.3
	2.0	270	460	Clayey Gravel	20	Colluvia	20	25	0.3
	10.0	160	270	Silty Limestone Sand	20	Marine Alluvia	20	25	0.3
	23.0	460	780	Sandy to Gravelly Silt	15	Colluvia	20	35	0.3
	ND	800	1360	Seismic bedrock	-	ND	21	60	0.3
HPKH	2.0	180	310	Clayey Silt	20	Marine Alluvia	19	16	0.3
	5.0	390	660	Clayey Gravel	20	Colluvia	19	25	0.3
	4.0	210	360	Silty Limestone Sand	10	Marine Alluvia	20	32	0.3
	14.0	540	920	Sandy to Gravelly Silt	10	Colluvia	20	40	0.3
	ND	800	1360	Seismic bedrock	-	ND	-	60	0.3
USEM	2.0	270	460	Silty Gravel	20	Recent Alluvia	19	19	0.3
	7.0	390	660	Silty to Clayey Sand	25	Recent Alluvia	20	20	0.3
	5.0	560	950	Silty Limestone	<5	Colluvia	-	25	0.3
	16.0	750	1280	Silty to Clayey Gravel	20	Conglomerates/silt	21	30	0.3
	ND	900	1530	Seismic bedrock	<5	ND	-	70	0.3
HCEA	1.0	300	510	Silty Gravel	20	Silt	19	22	0.3
	8.0	760	1290	Limestone	<5	Pelagic Limestone	-	25	0.3
	21.0	1370	2230	Limestone	-	Pelagic Limestone	-	45	0.3
	ND	2900	3890	Bedrock	-	Pelagic Limestone	-	60	0.3

ND, Not determined or undetermined; IP, plasticity index; γh, density or specific weight; E, Young's modulus; μ, Poisson's ratio.

BULLETIN SPÉCIAL No 01 DE L'UNITÉ TECHNIQUE DE SISMOLOGIE (UTS) DU BUREAU DES MINES ET DE L'ÉNERGIE (BME)

PÉRIODE : 12 JANVIER 2010 – 12 JANVIER 2012

12 janvier 2010 – 12 janvier 2012

Deux ans déjà depuis que le sol d'Haïti a été fortement secoué à la suite d'un séisme peu profond de magnitude de moment M_w = 7, occasionnant la mort de plus de 200 000 personnes et des pertes économiques totalisant un montant proche de U.S $ 8 milliards, équivalant à 120 % du PIB du pays en 2009.

Deux ans déjà depuis que les scientifiques se penchent sur l'identification des failles à l'origine du séisme, sur la distribution spatiale des répliques et sur la nature géologique des sols d'Haïti susceptibles d'amplifier les effets des ondes sismiques.

Deux ans déjà depuis qu'un profond traumatisme psycho-social s'est installé au cœur de la population au point de provoquer des paniques non justifiées à la moindre secousse provoquée par les répliques.

L'UTS du BME a jugé utile de produire un bulletin spécial à l'occasion de la commémoration de ce second anniversaire en vue de faire le point, pour le grand public, sur les données les plus récentes relatives au séisme dévastateur du 12 janvier 2010.

Présentation de l'Unité Technique de Sismologie (UTS)

Créée par décision en date du 7 février 2011 par le Ministre des TPTC, Président du Conseil d'Administration du BME, l'UTS a pour mission essentielle de :

- surveiller la sismicité locale et régionale,
- centraliser et archiver les données sismologiques à des fins de recherche en Sciences de la Terre,
- informer les instances décisionnelles et la population sur l'activité sismique du pays tout en œuvrant à la prise en compte de l'alea sismique dans le cadre de la reconstruction du pays.

L'UTS gère actuellement un parc constitué d'une douzaine de stations sismologiques répartie sur l'ensemble du territoire national. Ces stations seront bientôt reliées à un centre d'opération où les données recueillies vont être traitées, archivées et diffusées à travers des bulletins trimestriels. Un bulletin circonstanciel sera produit à chaque séisme ressenti. La détermination de la dangerosité des failles sismiques principales à l'aide de techniques satellitaires GPS et radar est aussi assurée par l'UTS à travers la gestion d'une demi-douzaine de stations GPS à antennes fixes et près d'une trentaine de stations mobiles. L'UTS est également dotée d'un Système de Renforcement des Capacités (CBS) destiné à l'exploitation d'un Centre National de Données (CND).

Le personnel technique appelé à gérer l'UTS est en formation continue particulièrement à l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Martinique et de la Guadeloupe et à l'USGS des Etats-Unis. Il participe également aux formations dispensées par le CTBTO (*Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*).

L'UTS travaille en étroite collaboration avec ses partenaires tant nationaux qu'internationaux. Elle est au service de la population haïtienne et souhaite contribuer, avec les autres Institutions nationales, à la réduction de la vulnérabilité sismique en Haïti.

BME/UTS, Delmas 33, rue Jacques premier, no 11
bme.gouv.ht, tel. 509 34 01 58 92, 34 62 27 72, 34 07 72 23

Les répliques du séisme du 12 janvier 2010

Roby Douilly, Steeve Julien Symithe, Jennifer Haase et Eric Calais

Haïti, à cause des différentes failles qui la traversent, est menacée par des séismes comme celui du 12 Janvier 2010 qui a dévasté Port-au-Prince. Depuis cette triste date, nous remarquons que cette région continue d'être secouée par de petits tremblements de terre, que l'on appelle « répliques ». Ceci est typique de ce qui se passe après chaque séisme important, avec une diminution rapide de la fréquence de ces répliques, comme le montre la figure 1. Leur magnitude peut cependant continuer à être suffisante pour qu'elle soit ressentie par la population, voire pour causer des dégâts, en particulier aux bâtiments déjà endommagés. La figure 1 montre d'ailleurs que la magnitude des répliques ne diminue pas avec le temps.

Mais que veulent dire ces répliques ? Et que peut-on apprendre en les analysant ?

Il est bien connu qu'après un séisme, des répliques se déclenchent au niveau de la faille responsable du choc principal. Cartographier ces répliques en trois dimensions permet donc de remonter au « coupable » du séisme du 12 janvier 2010. Pour ce faire, le Bureau des Mines et de l'Energie, en collaboration avec d'autres laboratoires scientifiques, a installé des stations sismologiques pour enregistrer ces répliques et les localiser précisément.

Que peut nous apprendre une analyse des répliques ?

Les observations réalisées juste après le séisme du 12 janvier indiquaient que celui-ci n'avait pas eu lieu sur la faille Enriquillo Plantain Garden (EPG), contrairement aux hypothèses initiales (figure 2). Elles indiquaient au contraire la rupture d'une petite faille secondaire, baptisée « faille de Léogâne ». Cependant, aucune observation directe ne permettait alors de prouver l'existence de cette faille.

Grâce aux stations sismologiques déployées à terre (16 au total) et en mer (21 au total), la localisation précise de toutes les répliques a pu être réalisée.

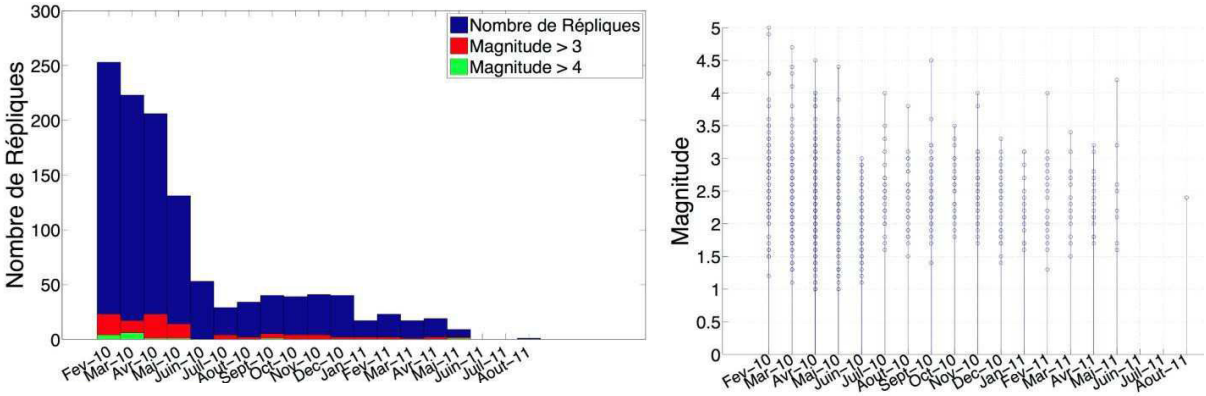


Figure 1 : Distribution des répliques en fonction du temps. *Les premières stations sismiques ont été installées en Haïti à partir du mois de février 2010, les informations sur les répliques manquent malheureusement pour le mois de janvier 2010. Le graphique de gauche montre, comme on le constate après tous les séismes importants, que la fréquence des répliques diminue rapidement avec le temps. Le graphique de droite montre que leur magnitude, par contre, ne diminue pas avec le temps. Les répliques de magnitude 3 et plus sont typiquement ressenties par la population.*

La figure 2 montre que leur répartition cartographique ne suit pas la faille EPG, mais est

décalée vers le nord. De plus la coupe B-B' sur cette figure montre que ces répliques, dans la moitié est de la carte, dessinent un plan penté vers le nord. Nous avons là la visualisation quasi-directe de la faille de Léogâne. L'analyse des répliques confirme donc – et précise – les résultats indirects et préliminaires obtenus juste après le séisme.

Par ailleurs, on observe dans la partie ouest de la carte de la figure 2 un second groupe de répliques qui dessine cette fois un plan avec une faible pente vers le sud. Ce plan correspond à la faille dite « des Trois Baies » (TB sur la figure 2), identifiée en mer par les géologues dans les années 1980. On sait que cette faille n'a pas bougé lors du séisme du 12 janvier 2010. Il est donc probable que ces répliques soient déclenchées à distance par le mouvement sismique sur la faille de Léogâne.

contraintes de rupture de Coulomb » provoqués par ce choc principal. Pour simplifier, le mouvement soudain d'une faille cause des perturbations dans les roches adjacentes, les mettant soit sous une pression additionnelle (donc augmentant la possibilité d'un séisme), soit au contraire relâchant légèrement cette pression (donc diminuant la possibilité d'un séisme). Une augmentation des contraintes de Coulomb tend donc à déclencher des répliques, une diminution tend au contraire à les inhiber.

On peut calculer sur ordinateur la répartition spatiale des changements de contraintes de Coulomb dans la région des répliques, c'est ce que montre la figure 3. On constate sur cette figure que

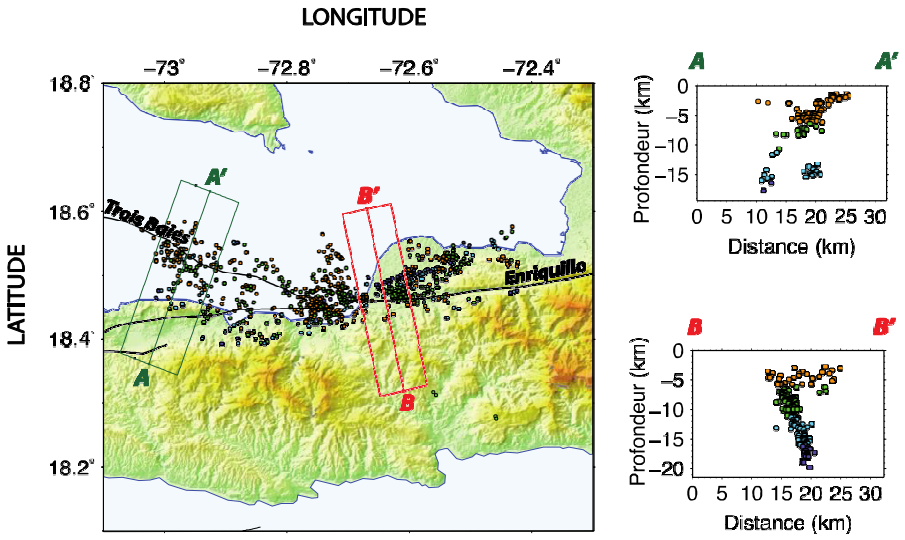


Figure 2. Répartition spatiale des répliques. *La figure de gauche montre la distribution des répliques en carte. On constate qu'elles ne coïncident pas avec la faille EPG. Les figures de droites sont des coupes montrant la position des répliques en fonction de la profondeur. La coupe B-B', à l'est, montre un alignement à pendage vers le nord, la faille de Léogâne. La coupe A-A', à l'ouest, montre l'alignement des répliques sur la faille des Trois Baies à pendage vers le sud.*

Comment peut-on expliquer ces répliques ?

Un mécanisme physique possible pour expliquer les répliques dans la partie ouest et leur lien avec le choc principal est celui dit des « changements de

la faille des Trois Baies se trouve dans une région d'augmentation de ces contraintes, ce qui appuie donc l'hypothèse qu'elles soient déclenchées à distance par le choc principal du 12 janvier 2010.

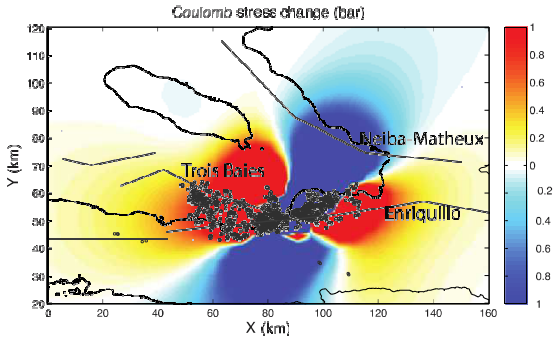


Figure 3. Variation des contraintes de rupture de Coulomb. *Les zones rouges sont celles d'augmentation des contraintes – les répliques y sont favorisées – les zones bleues indiquent une diminution des contraintes –les répliques y sont inhibées. Ce calcul est réalisé ici à une profondeur de 10 km pour des failles réceptrices de pendage 55°S, direction 130°N purement inverses. L'échelle de couleur montre la magnitude du changement de contraintes est en bars.*

Et pour le futur?

Au-delà de la question des répliques, une question importante est de savoir si le séisme du 12 janvier 2010 pourrait déclencher un autre séisme majeur dans la région, par un mécanisme similaire a celui des changements de contraintes de Coulomb expliqué ci-dessus. Pour apporter un élément de réponse, la figure 4 monte la variation de ces contraintes causée par le séisme du 2 janvier 2010 sur la faille d'Enriquillo.

On constate une augmentation des contraintes (rouge) à l'ouest de la zone de rupture du 12 janvier (vers Petit-Goâve, Miragoâne), mais par contre une diminution de celles-ci à l'est, où la faille traverse le sud de Port-au-Prince. Cela indique que le séisme du 12 janvier 2010 a favorisé la rupture du segment Petit-Goâve – Miragoâne de l'EPG, mais à diminué le risque sur le segment de Port-au-Prince.

On constate aussi que, sur le segment central de la faille d'Enriquillo, les résultats sont plus complexes avec une diminution globale des contraintes de Coulomb (diminution du risque de rupture) mais cependant deux régions où celles-ci augmentent. Ceci est dû à la distribution de glissement sur la faille de Léogâne et indique que, malgré l'énergie relâchée le 12 janvier 2010, la région reste à forte menace sismique.

Malheureusement, dans l'état actuel des connaissances ces calculs ne permettent pas de placer d'échelle de temps sur ces processus. Par ailleurs, notre manque de connaissances des propriétés des matériaux du sous-sol dans cette zone, les incertitudes qui planent sur la géométrie des failles et les hypothèses simplificatrices que nous avons adoptées pour ces calculs font que ces résultats demeurent très préliminaires.

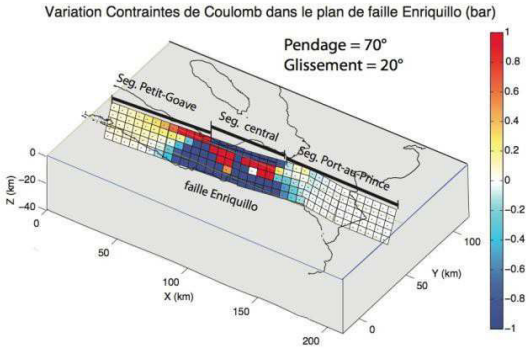


Figure 4 : Changement de contraintes de Coulomb sur la faille d'Enriquillo. *On constate que le séisme du 12 janvier 2010 a favorisé la rupture du segment Petit Goâve – Miragoâne (couleurs rouge-orangé) de l'EPG, mais à diminué le risque sur le segment de Port-au-Prince (couleur bleue). L'échelle de couleur montrant la magnitude du changement de contraintes est en bars.*

Ces travaux de recherche ont été réalisés par les doctorants Roby Douilly et Steeve Julien Symithe, actuellement en formation à l'Université de Purdue, Indiana, USA. Ces jeunes étudiants haïtiens, dont les études sont financées par la Fondation Voilà, travaillent sous la direction des professeurs Eric Calais, Jennifer Haase et Andrew Freed. Ces travaux sont aussi le fruit d'une collaboration entre l'Université de Purdue, le Bureau des Mines et de l'Energie et la Faculté des sciences de l'Université d'Etat d'Haïti. Ils bénéficient d'une importante contribution des laboratoires CNRS Géo Azur de Nice et de l'Institut de Physique du Globe de Paris (France) ainsi que de l'U.S. Geological Survey.

Quelques considérations sur les répliques occasionnées par le séisme du 12 janvier 2010

Claude Prépetit, Sophia Ulysse, Frantz Saint Preux

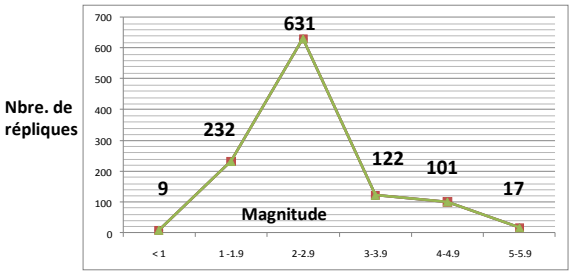
Suite au séisme du 12 janvier 2010, un réseau temporaire de stations sismiques légères a été déployé dans les zones touchées, de façon à enregistrer au mieux les répliques du tremblement de terre. Ce déploiement d'appareils était plus que nécessaire car il n'en existait pas sur le territoire haïtien avant le 12 janvier 2010. La distribution spatiale des répliques du séisme du 12 janvier et leurs mécanismes au foyer devaient permettre de mieux comprendre les caractéristiques sismo-tectoniques du secteur affecté. De plus, ces enregistrements ont permis de suivre l'activité sismique qui se poursuit encore à l'approche de la commémoration du second anniversaire du séisme.

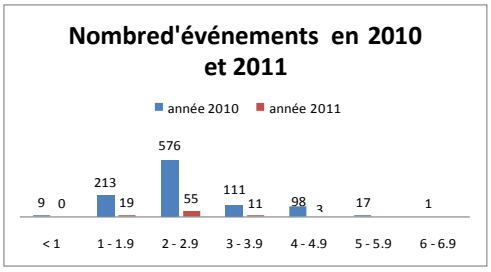
En collaboration avec le gouvernement haïtien et les organismes externes, la Commission géologique du Canada (CGC), a détaché en Haïti, après le séisme, les scientifiques de Ressources naturelles Canada (RNCan) en vue d'installer un réseau constitué de trois stations de surveillance situées à Port-au-Prince, Jacmel et Léogâne qui diffusent continuellement par satellite des données à l'administration centrale de RNCan à Ottawa. De là, l'information est partagée avec la U.S. Geological Survey (USGS) qui aide à détecter et à localiser les tremblements de terre avec précision.

Sur la base des enregistrements fournis par les stations RNCan en Haïti et du réseau mondial USGS, un catalogue sismique des répliques a été élaboré en décembre 2011 par Sophia Ulysse et Frantz Saint Preux de l'UTS alors en stage à l'Observatoire volcanologique et sismologique de la Martinique. Le nombre d'événements (répliques) qu'ils ont pu recueillir à partir des stations sismiques susdites a été estimé à 1113 entre le 12 janvier 2010 et le 28 novembre 2011.

- 78.4 % de ces répliques, soit 872, de magnitude comprise entre 1 et 2.9 n'ont pas été ressenties par la population. 21.6 %, soit 241, de magnitude comprise entre 3 et 6 ont été ressenties à des degrés divers.
- Les magnitudes les plus fréquentes enregistrées au cours de ces deux années sont comprises entre 2 et 2.9, ce qui représente 56.7 % des répliques, soit 631 événements qui font partie des séismes non ressentis.
- Les mois les plus secoués au cours de ces deux ans ont été les mois de mars, d'avril et de mai 2010. Pendant ces trois mois, il a été enregistré 567 événements, soit 50.8 % des répliques totales.
- Les cinq premiers mois qui ont suivi le séisme du 12 janvier ont connu 808 événements, soit 72.5 % des répliques.
- L'année 2010 a connu 1025 répliques tandis qu'en 2011, le nombre de répliques a été de 88, soit 92 % en 2010 et 8 % en 2011.
- Cependant la magnitude des répliques n'a pas suivi cette décroissance.

Le nombre de répliques va encore diminuer au cours de l'année 2012. Il est à souligner qu'entre mai et novembre 2011, soit une période de 7 mois, il a été seulement enregistré 14 répliques, soit une moyenne de 2 répliques par mois dont plus de la moitié (8 sur 14) n'a pas été ressentie.





Bulletin spécial no 01 de l'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie (BME)
12 janvier 2010 - 12 janvier 2012

Magnitudes / Mois	M < 1	1 à 1.9	2 à 2.9	3 à 3.9	4 à 4.9	5 à 5.9	6 à 6.9	Total	%
Janv. 2010	-	-	-	-	77	15	1	93	**8.45**
Février	-	9	51	25	7	2	-	94	**8.55**
Mars	-	40	159	19	5	-	-	223	**20**
Avril	3	63	114	25	3	-	-	208	**18.6**
Mai	3	39	76	15	3	-	-	136	**12.2**
Juin	2	28	23	1	-	-	-	54	**5**
Juillet	-	3	22	3	1	-	-	29	**2.6**
Août	-	6	23	4	-	-	-	33	**2.9**
Septembre	-	6	27	4	1	-	-	38	**3.4**
Octobre	1	5	26	7	-	-	-	39	**3.5**
Novembre	-	3	31	5	1	-	-	40	**3.6**
Décembre	-	11	24	3	-	-	-	38	**3.4**
Janv. 2011	-	4	11	2	-	-	-	17	**1.52**
Février	-	5	15	2	-	-	-	22	**2**
Mars	-	4	11	2	-	-	-	17	**1.52**
Avril	-	4	12	2	-	-	-	18	**1.6**
Mai	-	2	5	1	1	-	-	9	**0.8**
Juin	-	-	-	1	-	-	-	1	**0.09**
Juillet	-	-	-	-	1	-	-	1	**0.09**
Août	-	-	1	-	-	-	-	1	**0.09**
Novembre	-	-	-	1	1	-	-	2	**0.18**
Total	**9**	**232**	**631**	**122**	**101**	**17**	**1**	**1113**	**100%**
%	**0.8**	**20.9**	**56.7**	**11**	**9**	**1.52**	**0.09**	**100%**	

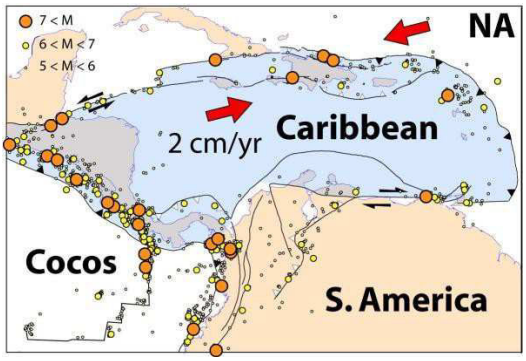
Tableau des répliques. Données brutes tirées du catalogue sismique établi pour la période allant du 12 janvier 2010 au 28 novembre 2011, d'après les enregistrements fournis par les stations sismiques RNCan et USGS.

Failles et aléa sismique en Haïti

Prof. Eric Calais, Purdue University, USA

Séismes et tectonique des plaques

Les travaux scientifiques ont montré, depuis les années 1960, que les 100 premiers kilomètres de la Terre sont rigides et découpés en douze blocs principaux qui bougent les uns par rapport aux autres. Ces blocs sont appelés « plaques tectoniques ». Les mouvements entre les plaques tectoniques sont de l'ordre de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres par an. Par exemple, le mouvement entre les plaques Caraïbe et Amérique du Nord en Haïti est d'environ 2 centimètres par an (Figure 1).



Bulletin spécial no 01 de l'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie (BME)
12 janvier 2010 - 12 janvier 2012

Figure 1 : *La plaque tectonique Caraïbe (en bleu) est entourée des plaques Cocos, Amérique du Nord (NA) et Amérique du Sud. Les traits noirs indiquent les principales failles qui délimitent ses frontières. Les cercles de couleurs montrent les séismes des 40 dernières années. Ils sont bien sûr concentrés le long des frontières de la plaque Caraïbe.*

Le mouvement relatif des plaques tectoniques induit des efforts aux contacts (ou frontières) entre celles-ci. Ce mouvement étant constant, les efforts s'accumulent et augmentent avec le temps. Il arrive qu'ils puissent être suffisants pour qu'une portion de frontière de plaque cède brusquement : c'est le séisme. Une fracture (ou faille) se forme de part et d'autre de laquelle deux blocs de roche bougent brusquement. Cet ébranlement produit des vibrations qui se propagent dans la Terre : ce sont les ondes sismiques. L'ensemble de ces phénomènes (fracturation, déplacement des roches, ondes sismiques) libère donc brusquement les efforts qui s'étaient lentement accumulés au cours du temps.

Une fois le séisme passé, la fracture où vient de se libérer cette énergie est à nouveau mise sous effort, car le mouvement des plaques tectoniques se poursuit. Il est donc inexorable que, quelques dizaines ou centaines d'années plus tard, elle cède à nouveau, lorsque les efforts qui s'y appliquent seront à nouveau suffisants. Ce cycle d'accumulation des efforts sous l'effet du mouvement lent des plaques tectoniques puis de relâchement brutal de ces efforts par un séisme, est appelé « cycle de déformation ». Il explique pourquoi les séismes tendent à se reproduire dans les mêmes régions au cours du temps.

De fait, si l'on connaît les lieux où ont eu lieu les séismes passés (par la cartographie des failles sismiques ou par l'analyse des séismes historiques par exemple), on peut déterminer les régions les plus exposées aux séismes futurs. Si, en plus, on connaît la vitesse à laquelle s'accumulent les efforts tectoniques sur une faille sismique donnée, on peut alors déterminer la magnitude d'un séisme potentiel.

Connaissant cette magnitude, on peut par le calcul déterminer le mouvement du sol possible dans toute une région. Cette approche forme la base de la cartographie de l'aléa sismique.

Les failles sismiques en Haïti

Les études géologiques en Haïti ont permis d'identifier deux principales zones de failles susceptibles de générer des séismes (Figure 2). Une première se trouve en mer le long de la côte nord : la faille Septentrionale. Il s'agit d'une faille de direction est-ouest, qui se prolonge à terre dans la vallée du Cibao en République Dominicaine. Elle est très vraisemblablement responsable du séisme du 7 mai 1842, de magnitude estimée à 8, qui a sévèrement affecté le nord du pays. La moitié de la population du Cap Haïtien périt et des dégâts majeurs furent causés à Port de Paix, Cap Haïtien, Fort Liberté, ainsi qu'en République Dominicaine (Monte Cristi, Santiago, la Vega). Le palais de Sans Souci et la Citadelle La Ferrière furent endommagés. Un tsunami affecta la côte nord d'Haïti, avec une inondation atteignant trois mètres de hauteur.

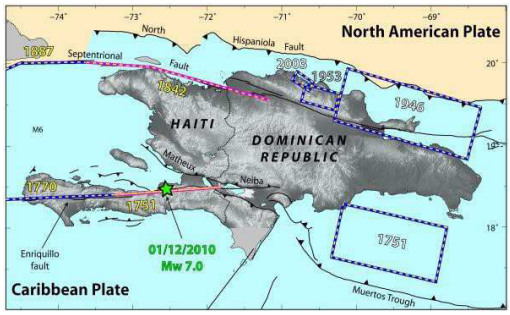


Figure 2 : *Principales failles sismiques en Hispaniola (traits noirs). Les traits de couleur (superposés à ces failles) indiquent les ruptures supposées des tremblements de terre historiques majeurs. L'épicentre du 12 janvier 2010 est indiqué par une étoile verte.*

Une seconde zone de faille traverse la Presqu'île du Sud d'Haïti de Tiburon à l'ouest jusqu'aux hauteurs de Pétionville (la faille traverse les carrières de Laboule) et se poursuit vers l'est vers Ganthier, Malpasse puis dans la vallée d'Enriquillo en République Dominicaine. C'est la faille dite

d'Enriquillo (Figure 2). Il est possible que cette faille ait causé les séismes historiques de novembre 1751 (magnitude estimée 7,5) et juin 1770 (magnitude estimée 7,0) qui détruisirent Port-au-Prince et affectèrent une grande partie de l'ouest et du sud du pays.

En plus de ces failles majeures connues, d'autres – plus petites et plus discrètes – ont été identifiées, en particulier en mer de part et d'autre de la Presqu'Ile du Sud, à quelques kilomètres seulement des côtes (Figure 2). Des indices géologiques laissent aussi supposer qu'une autre faille sismique longe la côte des Arcadins en mer, continuant vers l'est au pied de la chaîne des Matheux puis de la Sierra de Neiba en République Dominicaine (Figure 2). Par ailleurs, d'autres failles sismiques pourraient exister dans le centre du pays, car il a lui aussi été affecté par des séismes (relativement mineurs) dans le passé. Ce fut par exemple le cas le 6 octobre 1911 (zone affectée centrée sur San Juan de la Maguana, fortement ressenti à Hinche) et le 7 septembre 1912 (zone affectée centrée sur Hinche).

Enfin, le séisme dévastateur du 12 janvier 2010 de magnitude 7,0 a mis en évidence une faille tout à fait inconnue jusqu'alors, la faille de Léogâne. Les premières hypothèses émises après cet événement accusaient pourtant la faille d'Enriquillo. Cependant, les travaux des géologues et des géophysiciens ont montré que la faille responsable avait une direction, pendage et mécanisme différents de la faille d'Enriquillo. Celle-ci est de direction est-ouest, de pendage quasiment vertical et avec un mécanisme de mouvement purement latéral. La faille responsable a par contre une direction ENE-WSW, un pendage vers le nord (sous la ville de Léogâne), et une forte composante de déplacement vertical.

Cartographie de l'aléa sismique en Haïti

En plus de la sismicité historique et de la géométrie des failles sismiques, un troisième ingrédient est nécessaire pour déterminer l'aléa sismique régional : il faut savoir à quelle vitesse l'énergie sismique s'accumule sur ces failles. Connaissant cette vitesse, et au prix d'hypothèses sur la magnitude des séismes possibles sur ces failles, on peut déterminer leur « temps de retour ». Par exemple, une faille qui accumule de l'énergie sismique à 1 cm/an peut générer (en moyenne) un séisme de magnitude 7 tous les 200 ans.

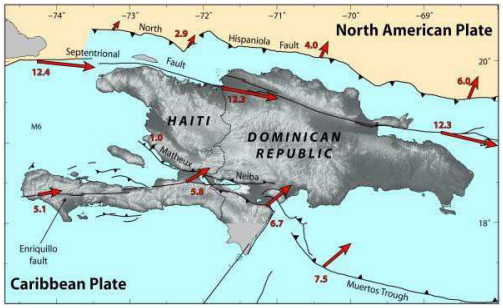


Figure 3 : *Les traits noirs indiquent les failles sismiques majeures (cf. Figure 2). Les flèches rouges indiquent la direction et la vitesse (chiffres donnés en mm/an) à laquelle s'accumule l'énergie sismique sur ces failles, déterminée à partir de mesures géodésiques GPS.*

La mesure de la vitesse à laquelle l'énergie sismique s'accumule sur les failles actives a été réalisée en Haïti en utilisant la technique du *Global Positioning System*, ou GPS. Une quarantaine de repères ont été placés au travers du pays depuis 2003. Leur position est relevée régulièrement par GPS, avec une précision millimétrique (au prix d'un travail minutieux et d'un traitement poussé des mesures réalisées en laboratoire). La comparaison des positions en fonction du temps donne alors le mouvement de chacun des repères. On peut ainsi suivre, en temps quasi réel, la déformation lente du pays sous l'effet du mouvement relatif des plaques Caraïbe et Amérique du Nord, puis en déduire l'énergie sismique correspondante sur chacune des failles majeures (Figure 3).

Une fois les caractéristiques des sources sismiques potentielles déterminées, on peut alors calculer en tout lieu le mouvement du sol que celles-ci seraient capables de générer. Ce mouvement du sol s'exprime en unité d'accélération (m/s/s), qui est la quantité physique directement liée à la force qui s'exercera sur un bâtiment en cas de séisme (force = masse x accélération). Ce calcul dépend des caractéristiques du sous-sol (« lois d'atténuation »)

car différents types de roches atténuent de façons différentes l'amplitude des ondes sismiques. On peut aussi, si cette information est disponible, prendre en compte les « effets de sites », c'est-à-dire les caractéristiques du sol superficiel (30 premiers mètres).

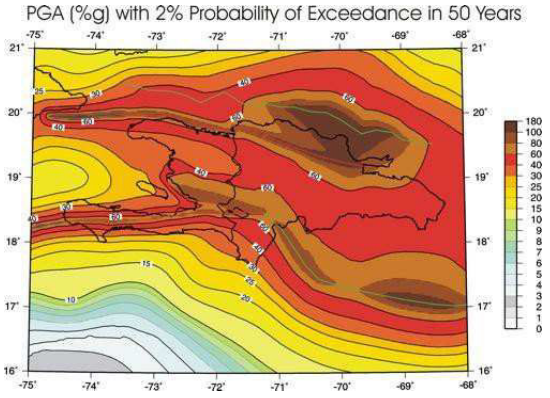


Figure 4 : *Carte d'aléa sismique montrant l'accélération du sol maximale ayant 2% de chance d'être dépassée dans un intervalle de temps de 50 ans. L'accélération est exprimée ici en pourcentage de l'accélération de la gravité (% de g, 1 g = 10 m/s/s).*

Enfin, une fois les sources sismiques caractérisées et la loi d'atténuation définie, un calcul statistique permet de déterminer, pour chaque séisme possible et en chaque lieu, la probabilité que l'accélération du sol dépasse une valeur donnée. On représente classiquement cette information en décidant a priori d'un certain niveau de risque. Par exemple, si l'on veut être prudent, on peut décider de représenter les accélérations du sol qui ont 2% de chance d'être dépassées sur 50 ans – dans ce cas, même les séismes rares (à temps de retour long) seront pris en compte. L'intervalle de temps de 50 ans typiquement considéré est arbitraire : il correspond à la durée de vie moyenne d'un bâtiment pour un assureur…

La Figure 4 montre le résultat final. On constate que l'essentiel d'Haïti se trouve à un niveau d'accélération du sol supérieur à 40% de g (à 2% de probabilité de dépassement en 50 ans), ce qui est considérable. En effet, des accélérations supérieures à 34% de g correspondent à une intensité macrosismique de 8 et plus, soit susceptible d'engendrer des dégâts importants à très importants à des bâtiments de qualité correcte. Ceci démontre que la totalité du territoire haïtien est exposée à la menace sismique. Bien sûr, on constate aussi que l'aléa sismique est le plus grand au voisinage des failles sismiques principales. Comme l'on pouvait s'y attendre, les zones les plus dangereuses sont la Presqu'Ile du Sud (le long de la faille d'Enriquillo) et la côte nord du pays (le long de la faille Septentrionale).

L'information présentée sur la Figure 4 constitue la base des calculs qui permettront à un ingénieur civil ou un architecte de dimensionner ouvrage ou bâtiment de manière parasismique. Ce calcul, ainsi que les méthodes de construction à mettre en œuvre, se réfèrent nécessairement à un « code de construction ». Celui-ci est en voie d'achèvement pour Haïti, mais les codes américain, canadien, européen (Eurocode 8) et international (IBC) ont d'ores et déjà été approuvés par le Ministère des Travaux Publics.

Conclusion

Notre connaissance de l'aléa sismique en Haïti reste très imparfaite. Il faudra encore des années de travail par des géologues, géophysiciens et ingénieurs pour affiner nos connaissances sur les failles sismiques (beaucoup manquent certainement l'appel !), les séismes historiques et les vitesses d'accumulation d'énergie sismique sur ces failles. La carte d'aléa sismique présentée sur la Figure 4 évoluera et se perfectionnera donc au cours du temps. Il est important que ce travail serve aussi à former la future génération de spécialistes haïtiens de la science des séismes.

En attendant, notre connaissance de l'aléa sismique en Haïti est suffisante pour prendre les mesures de prévention adéquates. L'information présentée ici était d'ailleurs, pour l'essentiel, disponible avant le 12 janvier 2010 et la possibilité d'un séisme de magnitude 7 dans la zone de faille d'Enriquillo connue. Il est crucial de profiter de la reconstruction pour enfin prendre en compte l'aléa sismique. Les méthodes sont connues : il faut

mettre en place un réseau national de surveillance sismologique**,** former les scientifiques associés, informer les citoyens, améliorer le niveau de compétence des professionnels de la construction, introduire l'aléa sismique dans les critères d'aménagement du territoire, établir des standards de construction et les faire respecter.

Le tout sur la base d'une définition rigoureuse de l'aléa sismique, donc d'une recherche scientifique qui doit encore largement monter en puissance.

Principales références bibliographiques

Calais, E., A. Freed, G. Mattioli, F. Amelung, S. Jónsson, P. Jansma, S.H. Hong, T. Dixon, C. Prépetit, and R. Momplaisir, The January 12, 2010, Mw 7.0 earthquake in Haiti: context and mechanism from an integrated geodetic study, Nature Geosciences, doi 10.1038/NGEO992, 2010.

Frankel, A., S. Harmsen, C. Mueller, E. Calais, and J. Haase, Seismic Hazard Maps For Haiti, Earthquake Spectra, 27, pp. S23-S41 (2011); doi:10.1193/1.3631016, 2011.

Frankel, A., S. Harmsen, C. Mueller, E. Calais, and J. Haase, Documentation for Initial Seismic Hazard Maps for Haiti, U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1067, 2010.

Mann, P., Taylor, F, Edwards, R. & Ku, T. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics 246, 1–69 (1995).

Manaker, D. M. et al. Interseismic plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean. Geophys. J. Int. 174, 889–903 (2008).

McCann, W. R. in Estimating the Threat of Tsunamogenic Earthquakes and Earthquake-Induced Landslide Tsunami in the Caribbean (eds Aurelio, M. & Philip, L.) 43–65 (World Scientific Publishing, 2006).

Prentice, C. et al. Seismic hazard of the Enriquillo-Plantain Garden fault in Haiti inferred from palaeoseismology. Nature Geosciences. doi:10.1038/NGEO991 (2010).

Pubellier, M., Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J. & Amilcar, H. Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. Tectonics 19, 630–648 (2000).

MTPTC

ONEV Observatoire National De l'Environnement Et De La Vulnérabilité
Ministère De l'Environnement

BUREAU DES MINES ET DE L'ÉNERGIE (BME)
UNITÉ TECHNIQUE DE SISMOLOGIE (UTS)
Delmas 31 - 33, rue Jacques Ier # 11, Haiti
Tél: (509) 41 03 36 60 / e-mail:uts.haiti@gmail.com

Bulletin sismique trimestriel 005 - Janvier à mars 2016

Mise en contexte

La convergence oblique de 20 mm/an entre la plaque Caraïbe et la plaque Nord Américaine provoque une déformation de la limite de ces plaques, faisant de notre île une région à fort aléa sismique. Certains séismes sont directement liés aux processus de glissement entre les deux plaques. D'autres plus superficiels résultent de la déformation de la plaque Caraïbe. Durant la période historique, plusieurs séismes ont causé des dégâts matériels et des victimes en Haïti (1701, 1751, 1770, 1842, 1860, etc.).

Six ans déjà depuis qu'Haïti a connu un nouveau séisme majeur peu profond de magnitude 7, qui a causé la mort de plus de 200 000 personnes et des pertes économiques totalisant un montant proche de U.S $ 8 milliards, équivalant à 120% du PIB du pays.

Depuis lors, les scientifiques se penchent sur l'évolution des failles actives, sur la distribution spatiale des nouvelles secousses et sur la nature géologique des sols d'Haïti susceptibles d'amplifier les effets des ondes sismiques.

L'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie (BME) s'associe au Ministère de l'Environnement (MDE) pour rappeler à tout un chacun que les séismes ne sont pas prédictibles et peuvent survenir à n'importe quel moment. Par conséquent, les actions de prévention du risque sismique restent et demeurent de rigueur : respect des normes parasismiques en vigueur, apprentissage du comportement à tenir avant, pendant et après un séisme.

Activité sismique en Haïti de janvier à mars 2016

L'Unité Technique de Sismologie (UTS) du Bureau des Mines et de l'Energie (BME), en partenariat avec l'Observatoire National de l'Environnement et de la Vulnérabilité (ONEV) du Ministère de l'Environnement (MDE), a enregistré et localisé sur Haïti et la République Dominicaine, au cours du premier trimestre de l'année 2016, environ vingt (20) séismes (figure 1 et tableau 1), de magnitudes comprises entre 1.7 et 5.2 sur l'échelle de Richter et d'Intensités très faibles à modérées variant de II à V sur l'échelle des Intensités macrosismiques (tableau 2).

Par rapport aux quatre trimestres de l'année 2015 le nombre de séismes n'a pas trop varié.

Des 20 secousses enregistrées au cours du trimestre en question, il est ressorti les observations suivantes :

- 7 secousses, soit 35 %, se situent en mer, dont 25 % en Haïti et 10 % en République Dominicaine.
- 40% des secousses sont localisées en République Dominicaine, à proximité de la frontière (Pédernales), donc ressenties en Haïti, 25% des secousses ont été localisées dans le Département de l'Ouest, 15% dans le Sud-est, 10% dans les Nippes et 10% dans le Nord, au large de la presqu'île du Nord-ouest.
- Sur les 20 secousses enregistrées, 4 ont été ressenties par la population.

Date	Heure locale	Coordonnées	Magnitude M_w	Profondeur (km)	Epicentre
31-12-15*	21-20-42utc	Lat: 19.43°N Long: 73.71°w	5.2	9	47 km SSW de Bombardopolis en mer (Ressentie)
14-01-16	19h:30:33utc	Lat: 18.55°N Long: 72.66°w	3.6	6	5 km NNW de Léogane en mer
27-01-16	00h28'45''	Lat.: 19.59°N, Long.: 70.84°W	3.5	13	Santiago de Los Calleros RD
28-01-16*	16h:07:34	Lat : 18.31° N Long : 72.48°W	3.9	3	10.5 NNE de Jacmel (Ressentie)
20-02-16*	05h18'53''	Lat. :18.52° N, Long. : 71.92°W	4.2	16	6.6 km à l'Est de Fond Parisien (Ressentie)
20-02-16	16h10'24''	Lat. : 18.49° N, Long. 71.89°W	3.0	27	6.7 km à l'Est de Fond Parisien
21-02-16	02h:51:54	Lat: 18.45°N Long: 72.38°W	1.7	15	10 km à l'Ouest de Kenscoff
21-02-16	11h54'43'	Lat : 18.21°N Long. :72.02°w	2.8	3	5.8 km au Sud-Est de Belle Anse
24-02-16	03h18'18''	Lat. : 18.90°N, Long. : 69.43°W	4.9	10	RD
27-02-16	15h:06:11	Lat : 18.10° N Long : 71.47°W	3.4	20	30 km au Nord-Est d'Anse-à-Pitres
03-03-16	14h:57:06	Lat : 17.82° N Long : 71.09° W	4.3	94	73 km à l'Est d'Anse-à-Pitres en mer
04-03-16	08h:15:20	Lat : 18.46° N Long :72.77° W	2.6	33	3.6 km au Nord de Grand Goave en mer
09-03-16	04h:43:51	Lat : 18.81° N Long : 73.40° W	3.0	2	35.7 à l'Ouest de Pointe à Raquettes, La Gonave, en mer
09-03-16	06-49-39	Lat: 18.17°N Long: 71.45°W	3.8	10	34.8 km au Nord-Est d'Anse-à-Pitres
10-03-16	05-35-05	Lat: 18.11°N Long: 71.51°W	3.4	13	26.8 km au Nord-Est d'Anse- à- Pitres
13-03-16	04-38-50	Lat: 18.13°N Long: 71.41°W	4.2	10	37.5 km au Nord-Est d'anse-à-Pitres
13-03-16	16-25-25	Lat: 18.43°N Long: 73.57°W	3.8	5	10.4 km au Sud-Ouest de Baradères
14-03-16	23-42-40	Lat: 17.94°N Long: 71.18°W	3.6	68	61 km à l'Est d'Anse-à-Pitres
14-03-16	06:53:08	Lat: 18.36°N Long: 72.39°W	2.8	4	14.9 km SSW de Kenscoff
28-03-16*	08-57-31	Lat:20.01°N Long:73.86°W	4.4	10	55 km WNW de Môle Saint Nicolas, en mer

Tableau 1. Liste des secousses ressenties et non ressenties durant la période de janvier à mars 2016 (*secousses ressenties)

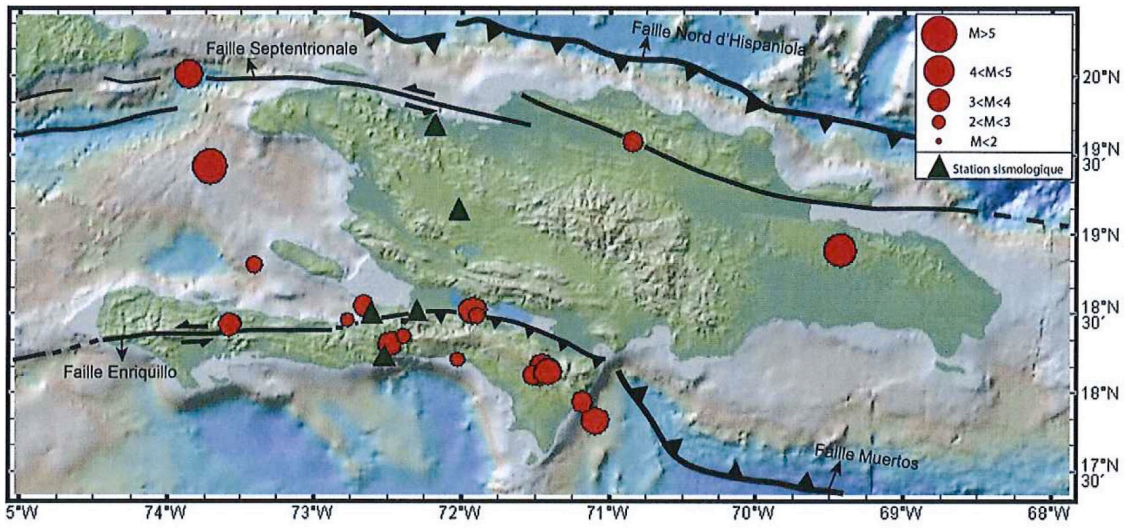


Figure 1 : Répartition spatiale des séismes localisés. Traits noirs : Failles principales connues. Les cercles rouges sont des séismes enregistrés de janvier à mars 2016 par le réseau sismologique local de l'Unité Technique de Sismologie (UTS/BME) en partenariat avec l'ONEV du Ministère de l'Environnement. Les triangles verts sont les stations sismiques à partir desquelles les secousses ont été enregistrées. Elles sont localisées à Juvénat, Jacmel, Léogane, Cap-Haïtien et Hinche (non fonctionnelle actuellement)

Intensités	**I**	**II**	**III**	**IV**	**V**	**VI**	**VII**	**VIII**	**IX**	**X+**
Perception Humaine	Non ressenti	Très faible	Faible	Légère	Modérée	Forte	Très forte	Sévère	Violente	Extrême
Dégâts probables	aucun				Très légers	Légers	Modérés	Moyens	Importants	Généralisés

Tableau 2. Définition simplifiée de l'échelle des intensités macrosismiques

Appel à témoignages sur les séismes ressentis

Vos témoignages nous intéressent et permettront aux ingénieurs et sismologues de mieux tenir compte des spécificités locales dans la mitigation du risque sismique en Haïti. Les intensités réelles (sévérité de la secousse au sol en un lieu donné qui est déduite des effets d'un séisme) ne peuvent être correctement déterminées que par recueil de témoignages. Si vous avez ressenti un séisme, même faiblement, vous êtes invité à le signaler à l'UTS en appelant au numéro suivant : 34 01 58 92. De plus, vous pouvez consulter tous les bulletins émis par l'UTS aux adresses suivantes : http://www.bme.gouv.ht/uts et **www.mtptc.gouv.ht**

Fait à Delmas, le 1er avril 2016

Pour authentification :

Claude Prépetit, Ing.
Coordonnateur de l'UTS au BME

Résumé

Afin de fournir une meilleure prévision du mouvement du sol attendu dans la région de Port-au-prince, ce travail de thèse propose de détecter et de quantifier les effets de site, d'analyser les caractéristiques des ondes sismiques piégées dans la couche meuble du bassin, et de simuler des accélérogrammes synthétiques réalistes que produirait un séisme futur.

A cette fin, nous proposons d'analyser les signaux de 78 séismes qui ont eu lieu entre mars 2010 et février 2013 en appliquant les méthodes de rapports spectraux H/V séisme et SSR. Cette étude met en évidence une forte variabilité spatiale dans les amplifications mesurées, qui est tout à fait cohérente avec la géologie de surface très hétérogène de la zone. On note aussi des amplifications à basse fréquence sur les sédiments marins proches de la côte. Sur les contreforts du massif de la Selle, les réverbérations des ondes sismiques amplifient fortement le mouvement sismique au sommet de la colline. De plus, sur certaines stations nous mettons en évidence, un allongement du signal dû à la présence d'ondes de surface.

Pour la génération des accélérogrammes synthétiques, nous utilisons d'abord la méthode des fonctions de Green empiriques. Les résultats obtenus montrent que les mouvements du sol les plus forts sont attendues dans les sédiments quaternaires près de la côte et sur les crêtes des collines du Sud de Port-au-Prince. Ensuite, une méthode hybride de simulation combinant fonctions de transfert complexes et simulations EGF au rocher a été mise en place, et validée à partir de test sur des sites instrumentés de la région métropolitaine de Port-au-Prince.

Abstract

In order to help estimating the seismic ground motion expected in the Port-au-Prince area (Haiti), we characterize local site effects, pointing out the seismic waves trapped in the loose layer of Cul-de-Sac basin, and provide realistic synthetic accelerograms for an hypothetical future earthquake.

To this end, we propose to analyze signals from 78 earthquakes that occurred between March 2010 and February 2013, by applying two methods of spectral ratios : The H/V earthquake method and the classical spectral ratio (SSR). A strong spatial variability was observed in the measured amplifications, which is quite consistent with the heterogeneous surface geology of the area. We notice in particular strong amplification on marine sediments close to the coast. In the foothills of the Massif de la Selle the reflection of the seismic waves lead to the concentration of the wave fields that strongly amplify seismic ground motion at the top of the hills. In addition, an increase of the signal duration due to the presence of surface waves was also highlighted on some stations of the plain.

For the generation of synthetic accelerograms, we first use Empirical Green functions (EGF) method. The results show that the strongest acceleration is expected in Quaternary sediments near the coast and on the ridge of south hills of Port-au-Prince. Then, a hybrid simulation method combining complex transfer functions (amplitude and phase) and the EGF simulation on bedrock was set up and validated from testing on instrumented sites in the metropolitan area of Port-au-Prince.