



**HAL**  
open science

# Contribution à la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles françaises: analyses des données sismologiques et accélérométriques régionales.

Mendy Gwladys Bengoubou-Valerius

► **To cite this version:**

Mendy Gwladys Bengoubou-Valerius. Contribution à la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles françaises: analyses des données sismologiques et accélérométriques régionales.. Planète et Univers [physics]. Université des Antilles-Guyane, 2008. Français. NNT: . tel-00409021

**HAL Id: tel-00409021**

**<https://theses.hal.science/tel-00409021>**

Submitted on 4 Aug 2009

**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 DES ANTILLES ET DE LA GUYANE**  
**Ecole Doctorale Pluridisciplinaire de l'UAG**

THESE DE DOCTORAT  
Pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

SPECIALITE  
Sciences de la Terre, option Sismologie

**CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE L'ALEA SISMIQUE**  
**DANS LES ANTILLES FRANCAISES**

**Analyses des données sismologiques et accélérométriques régionales**

Présentée par Mendy BENGOUBOU-VALERIUS

Soutenue le 12 décembre 2008

**Membres du Jury**

Auran RANDRIANASOLO	Professeur UAG (Guadeloupe)	Directeur de thèse
Pascal BERNARD	Professeur IPGP (Paris)	Co-directeur
Fabrice COTTON	Professeur LGIT (Grenoble)	Co-directeur
Oona SCOTTI	Chercheur IRSN (Paris)	Rapporteur
Michel CARA	Professeur ULP (Strasbourg)	Rapporteur
François BEAUDUCCEL	Chercheur IPGP (Paris)	Examineur
John DOUGLAS	Chercheur BRGM (Orléans)	Examineur invité

Travaux cofinancés par  
la Région Guadeloupe et le Fonds Social Européen et l'Institut de Physique du Globe de Paris







---

# Remerciements

---

*Avec les lignes qui suivent, la fin d'une aventure s'annonce. Lorsque j'écrivais le texte du corps de ma thèse, j'imaginai (histoire de me donner du courage face à la quantité qu'il restait à faire) ce pur moment de bonheur qu'aurait été la rédaction des remerciements. On y est.*

*Ces quatre dernières années ont été très riches en émotion, je me montrerai donc très bavarde pour les conclure, et ceux qui me connaissent, savent que ça ne sera pas très difficile pour moi.*

*Je tiens à remercier les membres de mon jury de thèse, avec qui cette aventure se termine. Merci à Michel Cara, Oona Scotti, John Douglas, François Beauducel, et à mes directeurs de thèse, Fabrice Cotton, Pascal Bernard et Auran Randrianasolo avec lesquels cette aventure a débuté. Je dois beaucoup à ces trois hommes, qui ont mis tout en branle afin que je puisse réaliser cette thèse : d'abord avec Fabrice à Grenoble me proposant une thèse sur les données du Réseau Accélérométrique Permanent et prenant souvent son téléphone pour décrocher un financement, puis avec Pascal ayant trouvé le financement à l'Institut de Physique du Globe de Paris et faisant les aller-retour Paris/Pointe-à-Pitre tout au long de cette thèse, et puis avec Auran tout de suite d'accord pour m'accueillir au sein de son labo pourtant à l'époque bien éloignée du monde de la sismologie. Je tiens vraiment à vous remercier de votre confiance, de votre aide, du temps que vous m'avez consacré, je sais que vous avez eu quelques sueurs froides avec mes grossesses.*

*Merci au Conseil Régional de Guadeloupe et à l'Institut de Physique du Globe de Paris pour le financement de ces travaux de recherche. Merci à Vincent Courtillot et Pascal Bernard de m'avoir accordé leur confiance, surtout pour la dernière année.*

*Je tiens à remercier ceux qui de près ou de loin m'ont permis d'utiliser des données de très bonnes qualités : le RAP, le Conseil Général de la Martinique, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, les Observatoires Volcanologiques et Sismologiques de la Martinique et de la Guadeloupe.*

*Je n'oublie pas les membres du Bureau Central Sismologique Français, Michel Cara et Christophe Sira, qui juste après le séisme des Saintes m'ont permis de partager avec eux une mission post-sismique, et bien sûr m'ont confié le dépouillement de l'enquête macrosismique individuelle lancée aux Saintes (si vous lisez la suite, vous comprendrez l'importance de ce geste), et Antoine Schlupp qui n'imagine même pas à quel point la conversation téléphonique que nous avons eu quelques jours avant l'envoi du manuscrit au jury, a été décisive pour une partie du chapitre 3.*

*Mercis aux collègues de l'UAG : Jean-Frédéric Lebrun et Jean-Len Léticée, pour leur bonne humeur continue au fil de ces années.*

*Des mercis particuliers pour les membres de l'équipe de l'OVSG. Comment pourrais-je vous oublier ? D'abord aux anciens : merci à Sara Bazin (qui repasse bientôt de l'autre côté de l'Atlantique après une longue escale en Martinique), elle m'a pris sous son aile dès mon arrivée à l'OVSG au début de ma thèse. Merci à Bertrand Figaro pour sa douceur, nombre de ces dépouillements ont permis ce travail; à Gilbert*

*Hammouya, pour son entrain et c'est vraiment dommage que je n'ais eu l'occasion de faire les sources avec toi ; à Didier Mallarino, pour ses proverbes zen et bien sûr pour son travail sur le CDSA. Un très grand merci à François Beauducel, merci pour ton temps, pour tes conseils avisés. J'ai été ton « padawan », les figures de ce manuscrit montrent comment l'initiation au sabre Matlab a été fructueuse. Mais longue sera la route pour égaler le maître.*

*Pour l'équipe actuelle : merci à Jean-Bernard de Chaballier, à Céline Dessert, à Christian Anténor-Habazac (ils ont toujours pris le temps de me rassurer), à Marie-Paule Bouin de m'avoir prise sous son aile pour la fin de ma thèse, à Alexis Bosson pour sa baguette magique d'informaticien, à Pascal Rival (pour le thé et les photos, maintenant je pense avoir du temps pour enfin regarder le DVD que tu m'as prêté depuis si longtemps), à Olivier Crispi (promis, je ferai les sources avec toi), à Alex (qui a toujours un petit mot gentil pour moi), à Christian Lambert et Jean-David Nagau (sa toujou ka fè di bien de palé é ri épi zot), à Thierry Kitou (devenu un vrai ami), à Véronique Daniel-Lurel (pilier de l'Observatoire, chaque mot échangé avec elle, chaque repas partagé ont été une vraie bouffée d'oxygène).*

*Pour les derniers arrivés: Frédéric Randriamora qui découvre les spécialités culinaires de Guadeloupe (je crois que tu te souviendras longtemps des bâtons de cacao) et à Lauriane qui a pris le temps de me signaler les dernières fautes d'inattention laissées.*

*Passons de l'autre côté du Houëlmont, ma nouvelle maison. Merci à Jean-Marc Mompelat (pour les cinq jours de 313 qui ont été les bienvenus). Un très grand merci à Didier Bertil, pour tout : pour le CDSA, pour ses conseils, pour son bizoutage « BD-batiuesque » à mon arrivée au BRGM, et surtout pour sa disponibilité.*

*Pour les missionnaires qui ont laissé des traces dans ma vie : merci à Seïd Bourrouis pour toutes les recettes de cuisine partagées, à Javier Ruiz devenu aussi un véritable ami (merci de m'avoir initié au  $\mathbb{R}^2$ , au fractal, aux FGE, d'avoir été là pour moi jusqu'à la dernière minute de rédaction de cette thèse alors que tu es de l'autre côté de la plaque Nord-Américaine, j'espère ne pas t'avoir rendu accro aux sucreries), merci à Dominique Gibert (pour la science, l'escalade et les carbets étincelants où comme des alouettes, les esprits se meuvent avec agilité au-dessus des nuages).*

*Merci au G'wo ka et à mon maître Bébé, qui déjà lorsque j'avais 9 neuf ans m'a appris à dansé « à la reprise » et qui depuis m'apprend à avoir confiance en moi.*

*Merci à mes amis : la bande de David, Yann, Vanessa, Karine, Sandro, Christelle, Willy et Sophie ; mes amis Thierry et Frédérique qui sont présents dans les bons et les mauvais moments. Merci aux encouragements d'un autre Thierry revu dix ans après nos années lycées.*

*Merci à la famille de mon compagnon Frédéric, en particulier à sa Marraine Marlène (sa bonté et sa gaieté donne la pêche), à Kevin, son filleul et parrain de mon aînée (une vraie bouffée de folie), à Leslie et Michel (toujours prêts à s'occuper des filles), à Man Tasia (merci pour les caresses sur mon gros ventre pendant chacune de mes grossesses), à ses parents Yves et Marlène (même prévenus à la dernière minute,*

*je peux toujours compter sur vous, pour le travail, les jours fériés, les réunions, le carnaval, merci pour tout), à son frère Jean-Marc de m'avoir accepté dès le premier jour.*

*Etant une maman, il est primordial pour moi de laisser mes filles en sachant que je peux être totalement sereine. Alors pour ça, vraiment un grand merci à toute l'équipe de la crèche de Petit-Paris.*

*Et maintenant, ma famille. Merci à toute ma famille, tantes, oncles, sur qui je peux compter pour tout et surtout pour les filles. Merci à une certaine Tata, que j'ai embêté souvent au téléphone pour avoir des renseignements pour comprendre comment obtenir une bourse régionale. Merci à mes cousines sur qui je peux aussi toujours compter, et .à mes cousins (qui ont été là pour moi pendant que nous faisons nos études dans l'hexagone, apprenant à supporter l'hiver, partageant des moments complices et des fous rires).*

*J'ai de tendres pensées pour ceux qui nous ont quitté : merci à mes grands-parents Papa Jo (pour la curiosité qu'il m'a donné) et Man Ninette (pour la vivacité), à mes arrière grand-mères Manman Irène et Man Mère (pour le fort caractère et la ténacité). Pour toi Papa, qui a quitté bien trop tôt ma vie, j'espère que tu es fier de moi ; et pour Tonton Philippe, qui a toujours été fier de moi (on en avait parlé et tu devais assister à ma soutenance).*

*Merci à Frédéric, mon compagnon (ces dix années partagées malgré la distance, puis ensemble d'un côté de l'Atlantique, puis de l'autre, ont été remplies de joie). Tu es mon ami et mon amour, partageant les moments en heur à mes côtés.*

*Merci à mes filles Anastasia et Alexia, ce sont mes plus grandes fiertés. Elles ont été très courageuses et très fortes, supportant mes absences, et le fait d'être toujours confiées pendant les vacances. Je vous embrasse fort et vous dit que je vous aime.*

*ET merci à ma maman, Aurore, femm doubout.*

*Je te dois tant, Maman,  
Et les mots me manquant  
Pour te le dire  
Je préfère te l'écrire  
Quelques vers, tu le sais  
Souvent j'en ai laissés  
Et une fois encore  
Je les utiliserai,  
Pour Maman, pour Aurore  
Pour crier haut et fort  
Que je t'aime Maman.*

*Mammam  
tou sa en té d'wèt dī  
Souven i pé pa sôti  
Alo en ka écri li  
Adan on poem tou piti  
Tou piti pou d'w fo  
Commen en emmè vou  
Mamman*



*A ma mère Aurore*  
*A mes filles Anastasia et Alexia*



# Résumé

L'arc des Petites Antilles situé sur la bordure nord-est de la plaque Caraïbe, résulte d'un phénomène de subduction, les plaques américaines plongeant sous celle de la Caraïbe avec une vitesse de 2 cm/an. Les Antilles Françaises représentent la région française où le risque sismique est le plus important. Ce travail dont l'objectif est d'améliorer la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles Françaises, repose sur les données du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) et sur celles du « Centre de Données des Antilles Françaises ». L'analyse de ces données permet de mieux contraindre la sismicité de l'arc. Deux zones de très faible sismicité sont mises en évidence : au nord près des Iles Vierges et au sud entre Sainte-Lucie et Grenade. D'autres points sont aussi résolus : imagerie de la subduction le long de l'arc, relations entre la sismicité superficielle et la tectonique active, variations de la pente (*b*-value) de la loi de Gutenberg-Richter. Le séisme majeur du 21 novembre 2004  $M_w=6.3$  est au cœur des deux derniers chapitres. Plusieurs aspects y sont présentés : macrosismicité avec l'évaluation d'intensités EMS98 obtenues du dépouillement de formulaires individuels recueillis pour les Iles des Saintes, et relocalisation par la méthode de maître/esclave du choc principal et de sa plus forte réplique du 14 février 2005, de façon à mieux contraindre l'imagerie de la source du choc principal, étape primordiale pour la dernière partie portant sur la modélisation des signaux du choc principal des Saintes. Nous tentons dans cette dernière partie de modéliser les enregistrements de mouvements forts avec une approche semi-empirique en se basant sur un modèle stochastique large-bande et proposons l'utilisation de plusieurs Fonctions de Green Empiriques (FGE) sélectionnées parmi les répliques du séisme des Saintes.

**Mots-clés :** Sismicité, subduction, Petites Antilles, risque sismique, données accélérométriques, modélisation de mouvements forts, source sismique, Séisme des Saintes.



# Abstract

The Lesser Antilles are a region of high volcanic and seismic activities due to the 1000 km convergence zone resulting from the subduction of the America plates below the Caribbean plate with a velocity of 2 cm/year. The CDSA seismic data base merges all the seismic data and meta-data available in French West Indies Islands from 1999 to 2004. It represents a significant improvement of earthquakes location and, thus, it allows an homogeneous vision of Lesser Antilles seismicity. We identify two low seismic activity areas: one, northward the arc, close to the Virgin islands, the other one, southward, in-between Santa Lucia and Grenada. The slab geometry is well defined by the seismicity, the relationship between seismicity and identified tectonic structures is pointed out. We show a spatial variation of the b-value of the Gutenberg-Richter law that we propose to be linked to possible seismic gaps.

We analyse the 2004, M=6.3, Les Saintes earthquake : the EMS98 macroseismic intensities in Les Saintes Islands are evaluated from an individual request. We use a master/slave method for hypocenter relocation of the mainshock and main aftershock (February 2005, M=5.9) to constrain the source model. Then, we model the strong motion records with a broad-band source modelling and empirical Green functions.

**Key-words:** Seismicity, subduction, Lesser Antilles, seismic hazard, accelerometric data, strong ground motion modelisation, seismic source, Les Saintes earthquake.

# TABLE DES MATIERES

<b>RESUME</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>10</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>17</b>
<b>CHAPITRE 1 L'ARC DES PETITES ANTILLES</b> .....	<b>21</b>
<b>1.1 Introduction</b> .....	<b>21</b>
<b>1.2 Cadre géodynamique</b> .....	<b>24</b>
1.2.1 <i>Le phénomène de subduction</i> .....	24
1.2.2 <i>La subduction des Petites Antilles</i> .....	25
1.2.3 <i>Le volcanisme des Petites Antilles</i> .....	30
<b>1.3 La sismicité des Petites Antilles</b> .....	<b>33</b>
1.3.1 <i>Sismicité et tectonique</i> .....	33
1.3.2 <i>Sismicité et données</i> .....	37
<b>1.4 Discussion sur le couplage de la subduction</b> .....	<b>39</b>
<b>1.5 Conclusion</b> .....	<b>41</b>
<b>CHAPITRE 2 ETUDE SPATIO-TEMPORELLE DE LA VALEUR DE B DANS L'ARC DES PETITES ANTILLES</b> .....	<b>67</b>
<b>Bootstrap Determination of <i>b</i>-values: An assessment of Statistical Estimators with Synthetic ETAS Sequences of Magnitudes</b> .....	<b>69</b>
2.1.1 <i>Introduction</i> .....	69
2.1.2 <i>ETAS synthetic earthquake sequence</i> .....	70
2.1.3 <i>Determination of <i>b</i>-values for short sequences of events</i> .....	72
2.1.4 <i>Bootstrap determination of <i>b</i>-values</i> .....	78
2.1.5 <i>Effects of Magnitude Quantization</i> .....	82
2.1.6 <i>Bootstrap discriminating different <i>b</i>-values from short sequences of magnitudes</i> .....	87
2.1.7 <i>Conclusion</i> .....	91
<b>2.2 Application à la sismicité des Petites Antilles</b> .....	<b>92</b>
2.2.1 <i>Analyse spatiale : le long de l'arc</i> .....	92
<b>2.3 Conclusion</b> .....	<b>100</b>
<b>CHAPITRE 3 LE SEISME DES SAINTES DU 21 NOVEMBRE 2004 <math>M_w</math> 6.3.....</b>	<b>105</b>
<b>3.1 Caractéristiques du séisme des Saintes</b> .....	<b>105</b>
3.1.1 <i>La localisation</i> .....	105
3.1.2 <i>Le mécanisme au foyer</i> .....	106
3.1.3 <i>La magnitude</i> .....	107
3.1.4 <i>Aspects macrosismiques</i> .....	107
3.1.5 <i>Analyse des données accélérométriques de mouvements forts</i> .....	116
<b>3.2 Relocalisation par méthodologie « maître/esclave »</b> .....	<b>118</b>
3.2.1 <i>Méthodologie</i> .....	119
3.2.2 <i>Applications</i> .....	121
3.2.3 <i>Résultats</i> .....	121
<b>3.3 Conclusion</b> .....	<b>126</b>
<b>CHAPITRE 4 SIMULATION DE MOUVEMENTS FORTS : APPLICATION AU SEISME DES SAINTES <math>MW = 6.3</math></b> .....	<b>129</b>
<b>4.1 Source sismique et champ de déplacement</b> .....	<b>130</b>
4.1.1 <i>Théorème de représentation</i> .....	130
<b>4.2 Version discrétisée du théorème de représentation</b> .....	<b>130</b>

<b>4.3 Principes de la modélisation par sommation de Fonctions de Green Empiriques (FGE).....</b>	<b>131</b>
4.3.1 <i>Principe de la méthode de sommation des FGE.....</i>	<i>131</i>
4.3.2 <i>Description de la méthode semi-empirique utilisée .....</i>	<i>133</i>
4.3.3 <i>Principe du modèle de source composite à distribution fractale.....</i>	<i>134</i>
4.4.1 <i>Observations.....</i>	<i>137</i>
4.4.2 <i>Imagerie de la source .....</i>	<i>138</i>
4.4.3 <i>Fonctions de Green Empirique (FGE).....</i>	<i>140</i>
4.4.4 <i>Modélisation d'accélérogrammes synthétiques par la méthode des FGE</i>	<i>143</i>
<b>4.5 Conclusion .....</b>	<b>153</b>
<b>CONCLUSION ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>157</b>
<b>ANNEXE A COMPLEMENT A L'ARTICLE « CDSA, A NEW SEISMOLOGICAL ... »</b>	<b>161</b>
<b>A.1 Sismicité profonde : le séisme du 29 novembre 2007, <math>M_w=7.4</math>.....</b>	<b>161</b>
A.1.1 <i>Profils verticaux.....</i>	<i>162</i>
A.1.2 <i>Mouvement fort .....</i>	<i>163</i>
<b>A.2 Sismicité superficielle.....</b>	<b>166</b>
A.2.1 <i>Tectonique active .....</i>	<i>166</i>
A.2.2 <i>Mouvements forts : le séisme des Saintes .....</i>	<i>169</i>
<b>ANNEXE B MACROSISMICITE .....</b>	<b>171</b>
<b>B.1 Enoncé de l'EMS98 .....</b>	<b>172</b>
<b>B.2 Abaque pour le traitement des formulaires collectifs.....</b>	<b>175</b>
<b>B.3 Traitement des formulaires individuels .....</b>	<b>177</b>
<b>B.4 Exemple de formulaire individuel rempli.....</b>	<b>179</b>
<b>ANNEXE C ANALYSE FREQUENTIELLE DES FGE UTILISEES POUR LA MODELISATION .....</b>	<b>181</b>
<b>C.1 FGE 3 .....</b>	<b>182</b>
C.1.1 <i>Analyse du spectre en déplacement .....</i>	<i>182</i>
C.1.2 <i>Analyse signal sur bruit à GBGA .....</i>	<i>183</i>
<b>C.2 FGE 11 .....</b>	<b>184</b>
C.2.1 <i>Analyse du spectre en déplacement .....</i>	<i>184</i>
C.2.2 <i>Analyse signal sur bruit à GBGA .....</i>	<i>185</i>
<b>C.3 FGE 21 .....</b>	<b>186</b>
C.3.1 <i>Analyse du spectre en déplacement .....</i>	<i>186</i>
C.3.2 <i>Analyse signal sur bruit .....</i>	<i>187</i>

# LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Carte structurale des Petites Antilles. Le trait gras indique l'arc récent, le trait fin l'arc ancien. Le trait en tiret indique la position approximative de l'anomalie de gravité. ....	23
Figure 1.2. Schéma de la subduction des Petites Antilles. ....	26
Figure 1.3. Naissance et évolution de la plaque Caraïbe (de haut en bas : 118.7 Ma, 84.5 Ma, 59.2 Ma et 20.5 Ma) d'après Pindell et al. (1988). ....	29
Figure 1.4. Schématisation de la géodynamique actuelle de la plaque Caraïbe. [1]Faille de Motagua-Polochie, [2] Faille Orientée, [3] Subduction de la plaque des Cocos, [4] Subduction de la plaque Amérique, [5] Faille de El Pilar. ....	30
Figure 1.5. Carte d'une année de sismicité (du 07 octobre 2007 au 06 octobre 2008) : on y dénombre 1125 évènements tectoniques (superficiels et profonds) dont 130 ressentis, 234 volcaniques dont 0 ressenti, et 14 autres (télésismiques, tirs de carrière, ...) (Site Web OVSG). ....	33
Figure 1.6. Cartographie des failles dans les Petites Antilles du passage d'Anegada à la Dominique. On observe un système de failles en « queue de cheval » cartographiées par Feuillet (2000). ....	35
Figure 1.7. Sismicité historique et instrumentale de 1950 à 1998 dans l'arc des Petites Antilles d'après Feuillet (2000). ....	38
Figure 2.1. First 5000 values of a synthetic earthquake sequence produced by the ETAS model given by equation (2.4), see text for parameters values. a) Magnitude sequence. b) Sequence of inter-event times. ....	71
Figure 2.2. Gutenberg-Richter curve of the synthetic magnitude series shown in Figure 2.1. ....	72
Figure 2.3. Statistics of b-values obtained for sub-series of length L extracted from the synthetic magnitude series shown in Figure 2.1. Thin solid curves are for the $b_{LR}$ determined by straight-line fitting of the GR curves, dashed lines are for the $b_{MLE}$ estimator, and thick solid lines are for the $b_{KS}$ estimator (see text for details). Tested lengths are L=50 (a), L=100 (b), L=200 (c), L=400(d). See Table 2.1 for means and standard deviations corresponding to these histograms. ....	74
Figure 2.4. Thick solid curves: Bootstrap histograms of the LR1 (top-left quarter of the figure), LR2 (top-right quarter), MLE (bottom-left quarter) and KS (bottom-right quarter) b-values for series of length L = 50 (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d). Thin solid curves: b-values histograms obtained from the analysis of a set of sub-series (see Figure 2.3). See Table 2.2 for means and standard deviations of these histograms... ..	81
Figure 2.5. Plot of bootstrap estimates for $b_{MLE}$ , for $b_U$ , for $b_B$ , for $b_{KS}$ for different levels of magnitude quantization ( $\Delta m = 0.1, 0.2, 0.3$ ), and for a single series of length L extracted from the ETAS sequence shown in Figure 2.1. Error bars are one standard deviation. ....	87
Figure 2.6. Histograms of the $b_B$ obtained by bootstrapping a single ETAS sequence with different b parameters: b = 0.9 (thin solid line), b = 1.0 (dashed line), and b = 1.1 (thick solid line). The magnitude increment $\Delta m = 0.2$ , and the length of the sequence is L = 50 (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d). ....	89
Figure 2.7. Histograms of the $b_U$ obtained by bootstrapping a single ETAS sequence with different b parameters: b = 0.9 (thin solid line), b = 1.0 (dashed line), and b = 1.1 (thick solid line). The magnitude increment $\Delta m = 0.2$ , and the length of the sequence is L = 50 (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d). ....	90

Figure 2.8. Distribution de la loi de Gutenberg-Richter pour la sismicité des Petites Antilles (catalogue CDSA) sans la crise des Saintes. La magnitude de complétude est comprise entre 3 et 3.5. Les traits rouges continus donne une indication de la pente..	94
Figure 2.9. Trajectoire de la fenêtre glissante pour le découpage en petites séquences de magnitude la sismicité de l'arc des Petites Antilles. Le trait continu noir indique la position approximative de la fosse. ....	95
Figure 2.10. Analyse spatiale le long de l'arc de la valeur de b. Pour chaque fenêtre de sismicité, figure la distribution de Gutenberg-Richter correspondant et la densité de probabilité de la valeur de b. ....	97
Figure 2.11. Suite de l'analyse spatiale le long de l'arc de la valeur de b. Pour chaque fenêtre de sismicité, figure la distribution de Gutenberg-Richter correspondant et la densité de probabilité de la valeur de b. ....	98
Figure 3.1. Localisation du choc principal du 21 novembre 2004 et des 28 plus importantes répliques (Magnitude > 4). Les traits gras indiquent la position des failles (Feuillet, 2000). Source : article CDSA, Bengoubou-Valérius et al., 2008.....	106
Figure 3.2. Mécanisme au foyer (source GEOSCOPE-IPGP) .....	106
Figure 3.3. Carte d'intensité EMS-98 suite au séisme des Saintes (BCSF, 2005) .....	108
Figure 3.4. Répartition des pseudo-intensités en fonction de la commune considérée. ....	110
Figure 3.5. (a) Pseudo-intensités estimées à partir du dépouillement de l'enquête macrosismique individuelle à Terre-de-Bas. (b) Localisation de la majorité des dégâts (BCSF, 2005) à Terre-de-Bas. On note une corrélation entre les zones où les intensités estimées sont élevées et où il y a eu le maximum de dommages. ....	112
Figure 3.6. (a) Pseudo-intensités estimées à partir du dépouillement de l'enquête macrosismique individuelle à Terre-de-Haut. (b) Résultats des mesures de bruit de fond dans le bourg de Terre-de-haut (Rapport CETE, 2006). On note une corrélation entre les zones où de fortes pseudo-intensités ont été estimées à partir de l'enquête individuelle et les zones où les mesures de bruit de fond montrent des effets de site. ....	114
Figure 3.7. Carte de localisation des stations accélérométriques en Guadeloupe. A celles-ci, se rajoutent celles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. L'étoile rouge indique le séisme du 21 novembre 2004, les carrés indiquent les stations accélérométriques, en noir celles déjà en place avant le séisme du 21 novembre, en rouge celles installées après. MOLA (au Moule), SROA (Sainte-Rose) et GBGA (Grand-Bourg) sont des exemples de noms de stations accélérométriques. ....	116
Figure 3.8. Enregistrement du séisme des Saintes à la station accélérométrique SROA. On distingue nettement l'arrivée de l'onde P puis de l'onde S (données en cm/s).....	117
Figure 3.9. Carte de l'étude montrant les deux événements esclaves à relocaliser (étoiles rouges) : le choc principal du 21 novembre 2004 et la réplique du 14 février 2005. Les cercles bleus indiquent la localisation des maîtres utilisés. Les triangles roses montrent la position des OBS installés entre décembre 2004 et janvier 2005, et les points noirs, la sismicité enregistrés par ces derniers (Bazin et al., en préparation). Le trait continu noir indique l'orientation des profils des figures suivantes. ....	119
Figure 3.10. Résultats en carte et en coupe de la relocalisation du choc principal (21/11/2004). L'étoile rouge indique la position initiale (avant relocalisation) de l'esclave et le cercle vert sa position après relocalisation. Le cercle vert représente l'évènement maître. Le trait rouge indique la position de la faille mis en évidence par les données OBS (Bazin et al., en préparation). En points noirs, figurent la sismicité CDSA sur la durée de la campagne OBS. ....	122
Figure 3.11. Résultats en carte et en coupe de la relocalisation de la réplique du 14 février 2005. Même légende que la figure 3.10. ....	123

Figure 3.12. Profils verticaux ( $45^\circ$ par rapport au nord : cf figure 3.9). (a) Sismicité du catalogue CDSA de décembre 2004 à Janvier 2005. (b) Sismicité 2 jours avant le 14février. (c) Sismicité pendant 2 jours après le choc du 14 février 2005. Les profils font 10 km de large, les axes sont en km.....	124
Figure 3.13. Profils verticaux ( $45^\circ$ par rapport au nord : cf. figure 3.9). (a) Sismicité du catalogue CDSA de décembre 2004 à Janvier 2005. (b) Sismicité 2 jours avant le 14février. (c) Sismicité pendant 2 jours après le choc du 14 février 2005. Les profils font 10 km de large, les axes sont en km.....	125
Figure 4.1. Schéma montrant les spectres en déplacement du séisme cible et de la fonction de Green empirique. Le moment sismique et la fréquence coin du séisme cible et de la FGE sont représentés par ( $M_0, F_c$ ) et ( $m_0, f_c$ ) respectivement (d'après Ruiz, 2007).	132
Figure 4.2. Configuration géométrique d'une source (rupture unilatérale) et de stations placées à 50 km du point origine (0) dans des positions directive, non-directive et anti-directive. Somerville et al. (1997) ont montré que les effets de la directivité génèrent des variations sur l'amplitude et la durée du mouvement sismique. ....	136
Figure 4.3. Enregistrement du séisme des Saintes à la station GBGA à Grand-Bourg Marie-Galante (de haut en bas : composante EW, NS et verticale).....	137
Figure 4.4. Comparaison de l'amplitude des signaux du choc principal à GBGA (station non-directive) et à PRFA (station directive). L'amplitude à GBGA est plus forte qu'à PRFA. En général c'est l'inverse, on observe les amplitudes les plus fortes à la station directive . ....	138
Figure 4.5. Exemple d'une distribution de glissement (vue 2D et 3D).....	139
Figure 4.6. (a) Localisations épacentrales des FGE potentielles ; (b)Localisations hypocentrales des FGE retenues pour l'étude. L'étoile rouge représente le séisme des Saintes, les cercles bleus les FGE. Les traits rouges donnent une approximation de la position de la faille considérée (approximation obtenue à partir des données OBS).	141
Figure 4.7. Signaux générés en vitesse (m/s) pour la composante Est de la station GBGA. Du haut vers le bas : modélisation obtenue en utilisant la FGE3, la FGE 11, la FGE 21 puis par sommation des FGE3, 11 et 21. (d) Enregistrement en vitesse du choc principal à GBGA, filtré entre 0.5 et 4 Hz. ....	146
Figure 4.8. Superposition des signaux identifiés ci-dessus. ....	147
Figure 4.9. Spectres en déplacement des signaux identifiés à la figure 4.7. En trait continu, le signal observé à GBGA ; en tiret les simulations.....	147
Figure 4.10. Signaux et spectres en vitesse à GBGA (composante est) de quelques FGE pour des profondeurs différentes (4, 7, 9 et 12 km). ....	149
Figure 4.11. Signaux et spectres en vitesse pour des FGN calculées pour différentes profondeurs (1.8, 3.5, 8.7 et 10.4 km). ....	151
Figure 4.12. Représentations spatiales 2D et 3D d'un glissements avec une chute de contraintes plus élevée.....	152
Figure 4.13. Comparaison entre (a) une simulation basses-fréquences, (b) une simulation plus hautes fréquences obtenu à partir du glissement précédent et en utilisant la FGE 3 ; et (c) le signal du séisme des Saintes filtré entre 0.5 et 4 Hz, pour la composante Est de la station GBGA (les signaux sont générés en vitesse). ....	153



# Introduction Générale

« Le tremblement de terre n'est pas autre chose que le souffle enfermé, luttant et faisant effort pour s'échapper vers la liberté » (Pline L'ancien, Histoire Naturelle, LXXXI, 192).

On pourrait croire qu'ils sont bien loin les temps où philosophes et naturalistes pensaient que les tremblements de terre étaient la conséquence de la circulation des vents dans un réseau souterrain de cavités. Et pourtant ! J'entends encore parfois, au détour d'une conversation « La pli ka tombé, an ka espéré ké la tè péké tremblé » (Il pleut, espérons que la Terre ne tremblera pas).

Le séisme des Saintes du 21 novembre 2004 est survenu après plusieurs jours d'averses intenses, un matin pluvieux à 7h41. Ce phénomène très brutal causa un haut degré de panique dans la population, en partie lié à la méconnaissance du phénomène. Dans les Antilles Françaises, autant des automatismes ont été acquis face au risque cyclonique transmis de génération en génération, autant le risque sismique était pratiquement inconnu des habitants jusqu'alors.

L'arc des Petites Antilles est une région sismique active puisque situé dans une zone de subduction où les plaques Amériques plongent sous la plaque Caraïbe. La sismicité instrumentale n'a enregistré que peu de séismes majeurs (1974 à Antigua, 1985 à Redonda), seule la sismicité historique témoigne que l'arc des Petites Antilles a déjà été le siège de séismes destructeurs (1843, 1897).

L'étude de la sismicité de cette région se base sur deux types de données : (1) les données vélocimétriques et (2) les données accélérométriques. Le premier type permet d'apporter des caractéristiques factuelles aux événements sismiques : localisation, magnitude... Les stations vélocimétriques sont installées par les observatoires Volcanologiques et Sismologiques de la Guadeloupe et de la Martinique, afin d'enregistrer la sismicité régionale et de donner assez rapidement des informations de premier ordre aux autorités locales et à la population.

Les données accélérométriques quant à elles, permettent de remonter jusqu'à l'histoire de la rupture des événements considérés à partir de l'analyse (spectrale) des enregistrements ;



et d'estimer le mouvement du sol « ground motion » à partir des pics d'accélération enregistrés.

Dans l'étude de l'aléa sismique d'une région, la possibilité d'estimer les mouvements forts attendus pour un séisme de magnitude donnée à une distance donnée est un point fondamental. C'est aussi un aspect qui intéresse fortement les ingénieurs de génie civil car la détermination de critères parasismiques pour les constructions repose sur la plausibilité et la reproductibilité des mouvements du sol attendus pour des séismes qui auraient lieu durant l'espérance de vie de ces structures. Ces estimations de mouvements forts sont appelées « loi ou modèle d'atténuation » et expriment l'accélération en fonction de la magnitude et de la distance (on tient parfois compte d'autres paramètres comme le type de faille, le type de sol). Le terme « atténuation » sous-entend que l'amplitude des paramètres du mouvement diminue quand on s'éloigne de la source, ce qui est généralement le cas (aux effets d'amplification près, et à l'exception toutefois de la durée).

Plusieurs stations accélérométriques furent ainsi installées dans les Antilles Françaises. Depuis 1977, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières y a installé des stations accélérométriques, complétées depuis 2001, par celles du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP). Ces dernières sont installées par les Observatoires Volcanologiques et Sismologiques de la Guadeloupe (OVSG) et de la Martinique (OVMP). Dès 1995, le Conseil Général de Martinique a déployé son propre réseau d'accéléromètres dans des bâtiments lui appartenant, en collaboration avec l'OVSM.

En 2004, avec une base de données de plus en plus conséquente et la volonté du RAP, des Observatoires et des autorités politiques locales, le projet de cette thèse a vu le jour, l'objectif étant de contribuer à l'amélioration de la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles Françaises. C'est au sein de l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe et de son équipe, que les travaux ont été menés.

La source principale de données provient de la base de données du Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA). Ce centre récemment né d'une collaboration entre les trois organismes de recherche de Sciences de la Terre présents dans les Antilles Françaises (UAG, IPGP, BRGM) a été inauguré en mai 2008. Sa mission principale est de compiler toutes les données sismologiques disponibles (qu'elles soient de formats différents, de type différents, d'organismes différents) sur l'ensemble de l'arc. Une base homogène est ainsi obtenue et mise à disposition du public et de la communauté scientifique.

Les travaux de cette thèse s'organisent autour de deux thèmes de façon générale, celui de la sismicité des Petites Antilles et celui du séisme des Saintes. Ce dernier survenu au cours de la thèse, a entraîné une réorientation des sujets abordés.

Le premier chapitre de ce manuscrit porte sur l'exploitation de la base de données du CDSA, pour essayer de mieux contraindre les caractéristiques de la sismicité de l'arc et de la subduction. Le deuxième chapitre traite de la distribution de Gutenberg-Richter.

La loi de distribution du nombre de séisme  $N$  dépassant une certaine magnitude  $M$ , en fonction de la magnitude est très simple :  $\log(N) = a - bM$ ,  $a$  donnant le niveau d'activité de la région étudiée sur une période de mesure, et  $b$  un paramètre universel valant environ 1. C'est une loi de puissance découverte par Gutenberg et Richter en 1954. Ainsi dans le chapitre 2, nous nous consacrons à l'étude spatio-temporelle de la valeur de  $b$ . Il nous a fallu d'abord développer, à partir de données synthétiques, une méthode de calcul de la valeur de  $b$  et de son incertitude, permettant de s'affranchir de l'hétérogénéité de la taille des séquences de magnitude que l'on peut observer sur des catalogues réels. Ensuite, dans la deuxième partie du chapitre, la méthode est appliquée à la sismicité des Petites Antilles. Les valeurs de  $b$  sont calculées le long de l'arc permettant de confronter les résultats au contexte sismotectonique.

Quant au séisme des Saintes, il est au cœur des chapitres 3 et 4. Le chapitre 3 montre les résultats de l'enquête macrosismique individuelle lancée juste après ce séisme, à partir de formulaires développés pour les Antilles Française dans le cadre d'une collaboration entre le CDSA et le Bureau Central Sismologique Français (BCSF). Il traite aussi du travail de relocalisation effectué sur le choc principal du 21 novembre 2004  $M_w = 6.3$  et sur sa réplique la plus forte du 14 février 2005  $M_w = 5.7$ . Ce dernier aspect nous permet de mieux contraindre les caractéristiques de la faille mise en jeu lors du choc principal, étape nécessaire aux travaux du chapitre 4. Ce dernier chapitre présente les résultats de la modélisation des enregistrements de mouvements forts obtenus lors du séisme des Saintes avec une approche semi-empirique, en se basant sur un modèle stochastique large-bande. Les Fonctions de Green Empiriques utilisées pour cette étude sont sélectionnées parmi les répliques du séisme des Saintes.

Chacun des chapitres s'appuie sur les résultats du précédent, ce qui permet de mieux comprendre le raisonnement tenu tout au long de ces travaux. En espérant qu'ils apportent un maillon supplémentaire pour une meilleure connaissance de la sismicité et de l'aléa sismique dans les Petites Antilles.



# Chapitre 1 L'arc des Petites Antilles

## 1.1 Introduction

Ce premier chapitre permet de rappeler succinctement le contexte géodynamique et sismotectonique de l'arc des Petites Antilles, étape primordiale et nécessaire pour la compréhension et l'appréhension de l'aléa sismique dans cette zone. Tout d'abord, apportons une petite précision : les Petites Antilles constituent la partie méridionale de l'arc Antillais. C'est un chapelet d'une vingtaine d'îles principales dessinant une courbe d'environ 850 km de long et qui s'étend du nord au sud : du passage d'Anegada (plateforme de Porto Rico et des Iles vierges) jusqu'à la marge continentale sud américaine (Venezuela orientale) (Figure 1.1). Cet arc est en fait composé de deux arcs coalescents de la Martinique jusqu'à Grenade et dédoublés vers le nord de la Dominique au passage d'Anegada :

- un arc externe dont l'activité volcanique est connue de l'Eocène à la base du Miocène (d'où l'appellation « arc ancien »), représentant aussi les Antilles Calcaires car recouvertes en partie ou en totalité de formations carbonatées, à relief faible généralement. On y compte du sud au nord : Marie-Galante, la Grande-Terre, la Désirade, Antigua, Barbuda, Saint-Barthélemy, Saint-Martin, Tintamarre, Anguilla, Dog et Sombrero.
- un arc interne (dit « arc récent ») où l'activité volcanique s'étend du Miocène supérieur jusqu'à l'actuel. Il s'agit des Antilles volcaniques : Saba, Saint-Eustache, Saint-Kitts, Nevis, Redonda, Montserrat, Basse-Terre, les Saintes, Dominique, Martinique, Sainte-Lucie, Saint-Vincent, Grenadines, Grenades.

Dans l'archipel des Grenadines, arc ancien et arc récent sont imbriqués. La Martinique appartient pour partie à l'arc ancien (est et sud), et pour partie à l'arc récent (ouest et nord). Le prisme d'accrétion de la Barbade forme une bande subméridienne coincée entre la fosse océanique à l'ouest et le front de déformation à l'est. Du nord au sud, sa largeur passe d'une quarantaine de km à près de 300 km (à la latitude de Grenade), et l'épaisseur des sédiments croissent aussi. Il s'agit d'une zone de très intense tectonisation des sédiments

accumulés dans la fosse océanique, qui se traduit par des déformations en compression (failles inverses, plis, décrochements).

De part sa structure actuelle assez complexe (2 arcs : externe et interne) et de l'évolution spatiale et temporelle de l'activité volcanique, une migration est-ouest de l'arc volcanique actif apparaît clairement. Ce déplacement est-ouest trouve son explication lorsqu'on resitue la région des Petites Antilles dans son contexte géodynamique en considérant les déformations de la lithosphère à l'échelle des plaques.

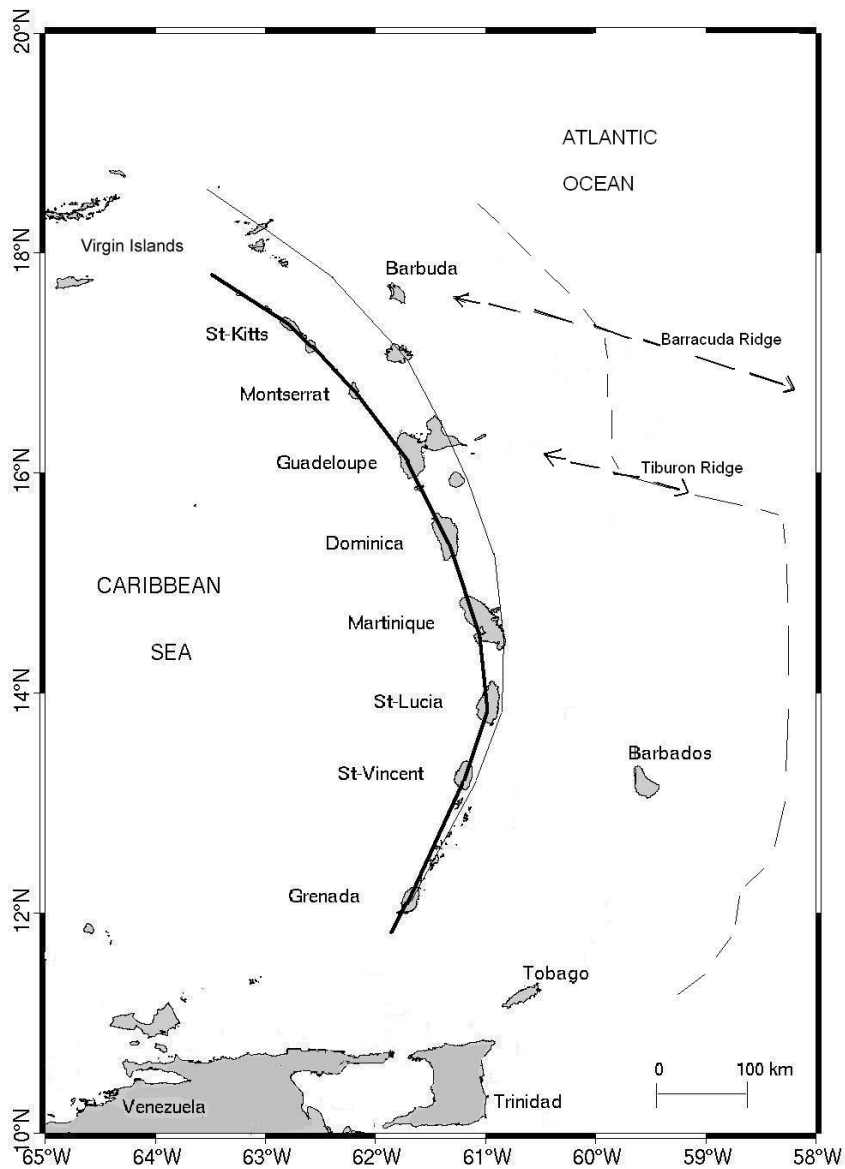


Figure 1.1. Carte structurale des Petites Antilles. Le trait gras indique l'arc récent, le trait fin l'arc ancien. Le trait en tiret indique la position approximative de l'anomalie de gravité.

## 1.2 Cadre géodynamique

### 1.2.1 Le phénomène de subduction

Avant de discuter du cas des Petites Antilles, nous présentons brièvement la subduction, qui est en fait le phénomène responsable de la formation de cet arc (*Molnar et Sykes, 1969*). La subduction est un affrontement entre deux plaques lithosphériques :

- deux plaques océaniques
- ou une plaque océanique et une plaque continentale.

Néanmoins, il intervient toujours une plaque océanique qui plonge sous une autre plaque de même nature ou pas. Les plaques océaniques sont formées au niveau des rides médio-océaniques. L'accrétion les fait s'éloigner de part et d'autre de la ride, avec des vitesses qui vont du centimètre à la dizaine de centimètres par an (dorsale lente, dorsale rapide). La plaque océanique qui arrive au niveau d'une zone de subduction, a donc une histoire plus ou moins longue selon la distance parcourue depuis la ride (par exemple 120 Ma pour le Japon, <50 Ma au niveau de l'Amérique du sud). Au cours de sa vie, la plaque océanique va évoluer : d'une part, l'interaction avec l'eau de mer constitue un véritable métamorphisme (hydrothermalisme, déstabilisation des minéraux des basaltes), et d'autre part, au fur et à mesure de son éloignement de la dorsale, la plaque océanique vieillit et refroidit, elle devient alors plus dense et s'enfonce. Il est alors aisé de comprendre qu'au niveau d'une zone de subduction, une « vieille » plaque océanique, très dense, s'enfoncera bien plus facilement qu'une plaque océanique « jeune » et légère. En outre, grâce à ce phénomène de subduction, on parvient à un recyclage de la croûte océanique dans le manteau. La plus vieille date du Jurassique et se situe au large du Japon (les croûtes océaniques les plus âgées ayant été totalement recyclées par subduction).

Dans la classification de *Uyeda et Kanamori (1979)*, on retrouve deux cas extrêmes :

- le type « Chilien » caractérisé par une forte vitesse de convergence, un régime de compression dans la plaque chevauchante et un fort couplage entre les deux plaques engendrant de forts séismes (magnitudes > 8). Par exemple, au niveau de la subduction du Chili, la plaque de Nazca très jeune (<50 Ma) et légère plonge difficilement sous une plaque continentale sud-américaine de densité voisine. Il en résulte un pendage du plan de subduction très faible et de fortes contraintes.
- le type « Mariannes » : faible vitesse de convergence, un régime de distension dans la plaque chevauchante et un « découplage » des plaques, produisant des séismes de plus faibles magnitudes (7 à 7.5). La plaque océanique Pacifique très vieille à cet

endroit (>150 Ma) plonge très facilement sous la plaque océanique Philippine. Le pendage du plan de *Wadati-Benioff* est très important, et les contraintes sont faibles.

En suivant le même raisonnement, les termes de subduction spontanée et de subduction forcée deviennent très explicites.

*Scholz et Campos (1995)* ont cherché, eux aussi, à développer un modèle dynamique de subduction, en considérant deux forces :

- une force dite « slab pull », il s'agit d'une force gravitationnelle ou de traction (résultante de la différence entre le poids du slab et la poussée d'Archimède, réaction de l'asthénosphère) ; cette force est verticale ;
- une force de résistance (résistance de l'asthénosphère à l'enfoncement du slab).

Dans leur modèle, ils introduisent un paramètre  $\beta$ , libre, leur permettant de décrire l'importance relative entre les deux forces et donc le couplage sismique de l'interface de la zone de subduction ( $\beta > 1$ , glissement stable ;  $\beta < 1$ , glissement instable). Appliqué de façon globale, leur modèle prédit avec succès le comportement de près de 80% des zones de subduction (Mariannes, Izu-Bonin ...).

### 1.2.2 La subduction des Petites Antilles

#### 1.2.2.1 Caractéristiques actuelles de la subduction

L'Est Caraïbe est une marge active où la plaque Amérique s'enfonce sous la plaque Caraïbe (Figure 1.2) à une vitesse de 2 cm/an (*Demets et al., 2000 ; Mann et al., 2002*), selon une direction WNW-ESE. Concernant le plan de subduction, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'angle de plongement et à une variation possible de cet angle le long de l'arc (*Dorel, 1981 ; Wadge and Shepherd, 1984*). Contrairement à ces premiers résultats, les études les plus récentes déterminent un pendage de 50 degrés ne montrant aucune variation significative du nord au sud (*Feuillet et al., 2002*). Ce point sera rediscuté dans l'article qui suit.

Quant à l'origine de la structure actuelle des Petites Antilles, à savoir sa disposition en 2 branches : arc ancien et arc récent, ce point est encore débattu. Certains auteurs pensent que le retrait de l'arc volcanique actif vers l'ouest est une réponse au changement de pendage de la lithosphère plongeante induite par la subduction d'un objet ou d'un segment océanique dont la croûte est anormalement épaissie (*McCann et Sykes, 1984*).

Si l'on se rappelle de la classification de *Uyeda et Kanamori (1979)*, les caractéristiques de la subduction des Petites Antilles (vitesse de convergence, âge de la plaque plongeante) lui confèrent un type intermédiaire, semblant justifier un niveau d'activité sismique relativement modéré par rapport à d'autres zones de subduction comme celle du Chili.



Dans notre cas, à la vitesse de convergence près, la subduction des Petites Antilles se rapprocherait plus de la subduction du NE Japon où une plaque océanique datant du Jurassique descend dans le manteau asthénosphérique.

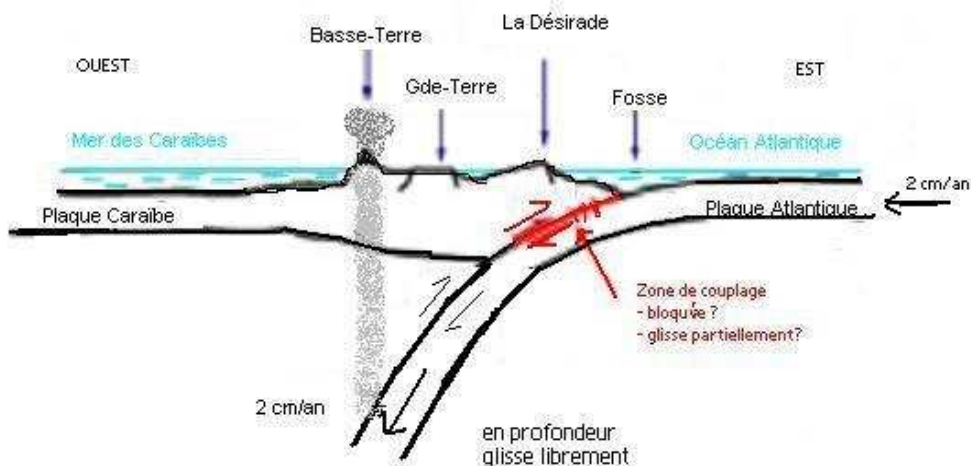


Figure 1.2. Schéma de la subduction des Petites Antilles.

### 1.2.2.2 La plaque Amériqque

La croûte océanique de la plaque Amérique est d'âge crétacé supérieur (80 à 100 Ma), il s'agit de l'une des plus vieilles croûtes subduites au monde. Cette plaque Amérique est assez complexe :

- la limite entre les deux entités que sont les plaques nord et sud américaines n'est pas clairement définie dans le domaine océanique Atlantique ;
- la structure de la plaque est marquée de zones de fractures, d'une possible pliure entre les îles de la Martinique et de Sainte-Lucie (*Wadge and Shepherd, 1984*) et surtout par trois rides majeures subparallèles d'orientation WNW-ESE, que sont du nord au sud, les rides de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie. Ce sont des reliefs majeurs sur le plancher océanique pouvant atteindre 1500 à 2000 m au-dessus du plancher océanique, 30 à 50 km de largeur et plusieurs centaines de kilomètres de long : 150 km pour celle de Tiburon (*Bouysse et al., 1990*), 450 km pour celle de Barracuda (*McCann et al., 1984*).

Ces rides, interprétées comme d'anciennes zones de fractures de la lithosphère Atlantique, sont dites asismiques car aucune sismicité ne leur est associée dans l'Atlantique. Il faut les distinguer de la ride médio-atlantique, région sismique active et zone d'accrétion du plancher océanique marquant la limite orientale de la plaque Amérique. Le mécanisme de

subduction de ces rides semble contrôler certaines caractéristiques du volcanisme de l'arc des Petites Antilles : le décalage vers l'ouest du front du volcanisme et l'arrêt généralisé de l'activité volcanique pendant près de 8 Ma (entre 30 et 22 Ma) en seraient des effets majeurs (*Andreieff et al., 1987*).

L'autre effet concerne la sismicité, puisque la subduction de telles aspérités influencerait le couplage interplaque, et aurait un rôle important dans le déclenchement de séismes de subduction. Ce rôle a été décrit, principalement par deux modèles :

- le modèle d'aspérité (*Kanamori, 1986*) : le déplacement cosismique maximal se produit au niveau des zones fortement couplées
- le modèle de barrière (*Aki, 1979*) où ce sont les zones faiblement couplées qui sont rompues et les régions fortement couplées ne subissent aucun déplacement, jouant alors le rôle de barrière.

*McCann (1984)* a montré, en étudiant la distribution de l'activité sismique dans l'arc des Petites Antilles que la ride de Barracuda est associée à une augmentation de l'activité alors que la ride de Tiburon correspond à une zone relativement silencieuse sur la période de sismicité instrumentale. Dans le même ordre d'idée (sur une possible influence de telles structures sur la sismicité), dans le cas du séisme de Sumatra du 26/12/2004, les zones de glissement maximal sont dans la prolongation d'anciennes failles transformantes de direction NS présentes sur la plaque Indo-australienne (*Roux, 2007*).

### **1.2.2.3 La plaque Caraïbe**

C'est une ouverture océanique au Jurassique entre les continents nord et sud américains qui est à l'origine de la formation de l'espace proto-Caraïbe. Formé dans le Pacifique à partir de la plaque Farallon, un plateau océanique épaissi s'est avancé vers le N-E en chevauchant la lithosphère nouvellement créée. La subduction de la lithosphère proto-Caraïbe sous cette plaque est à l'origine d'arcs volcaniques insulaires, future ossature des Grandes Antilles. L'arrêt du déplacement N-E suite à une collision avec la « plate-forme des Bahamas » entraînera une nouvelle subduction à l'arrière, source de volcanisme d'arc insulaire qui deviendra l'Amérique Centrale actuelle. Le développement de failles transformantes de direction générale E-W et une subduction vers l'est cette fois-ci sont à l'origine d'un nouvel arc volcanique, celui des Petites Antilles (Figure 1.3). La plaque Caraïbe est constituée (*Mann, 1999*).

Ainsi, depuis le début du Cénozoïque, la plaque Caraïbe, véritable patchwork de roches métamorphiques, plutoniques, volcaniques et de sédiments reposant sur de la croûte océanique, est séparée de la plaque nord-américaine par un système de failles décrochantes de direction générale E-W (Figure 1.4 [1] et [2]) dont la faille de Motagua qui coupe le

Guatemala. Le 4 février 1976, cette dernière a rejoué sur 240 km provoquant un séisme de magnitude 7.9 responsable de près de 23 000 victimes. La limite sud de la plaque est constituée de systèmes décrochants dextres complexes (faille de Pilar de direction EW coupant le nord du Venezuela, les failles de Bocono et d'Oca affectant la Colombie et les systèmes Dolorès- Mayaquil en Equateur ) (Figure 1.4 [5]).

Les limites est et ouest de la plaque Caraïbe sont le siège de subductions :

- la limite orientale est matérialisée par la subduction des Petites Antilles, siège d'un volcanisme actif et d'une sismicité assez importante (Figure 1.4 [4]),
- la limite occidentale plus complexe est composée : au sud par la subduction de la plaque de Nazca (plongeant sous l'Amérique du sud) et plus nord par celle de la plaque des Cocos (plongeant sous l'Amérique Centrale). Avec des vitesses moyennes de 9 cm/an, ces subductions sont classées parmi les plus rapides de la planète (Figure 1.4 [3]).

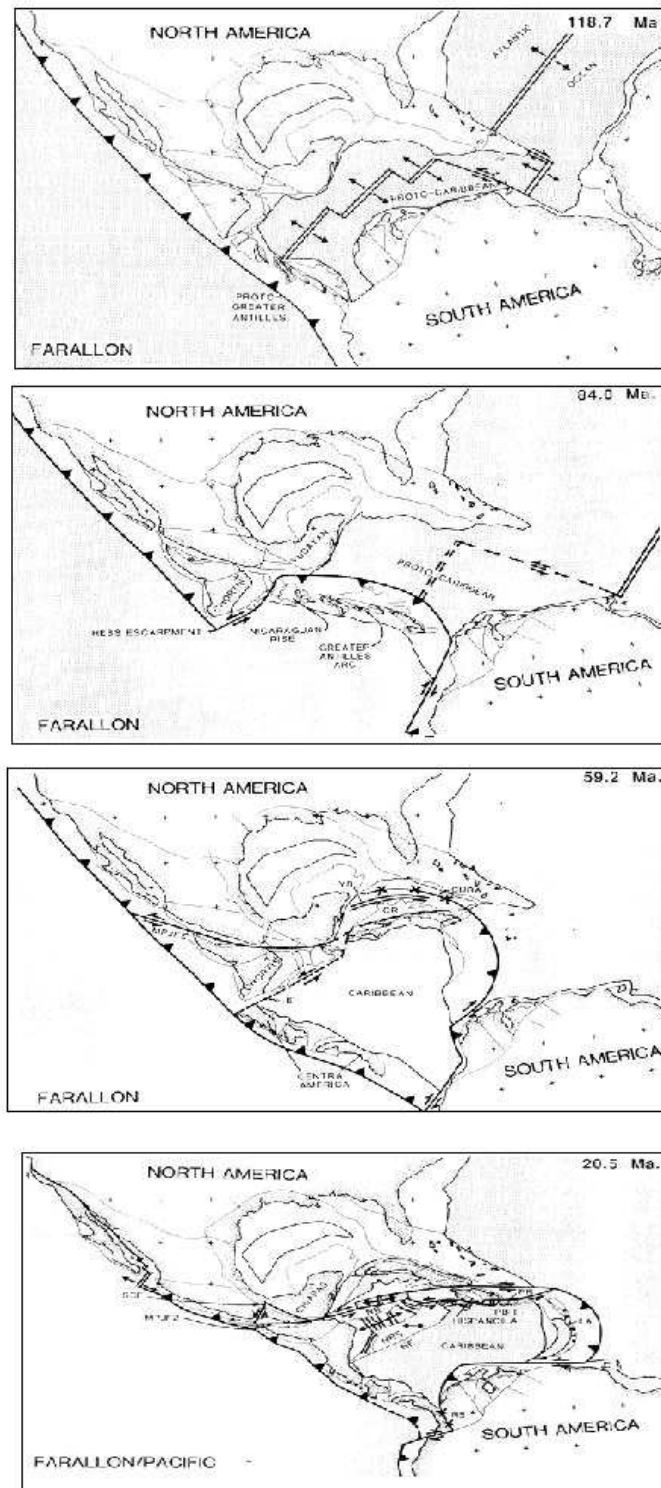


Figure 1.3. Naissance et évolution de la plaque Caraïbe (de haut en bas : 118.7 Ma, 84.5 Ma, 59.2 Ma et 20.5 Ma) d'après Pindell et al. (1988).



Figure 1.4. Schématisation de la géodynamique actuelle de la plaque Caraïbe. [1] Faille de Motagua-Polochie, [2] Faille Orientale, [3] Subduction de la plaque des Cocos, [4] Subduction de la plaque Amérique, [5] Faille de El Pilar.

### 1.2.3 Le volcanisme des Petites Antilles

L'arc des Petites Antilles est le siège d'un volcanisme intense et dangereux. L'histoire nous le rappelle. L'éruption de la Montagne Pelée en 1902 détruisit les villes de Saint-Pierre et de Morne-Rouge, faisant plus de 29 000 morts. En 1996, l'éruption de la Soufrière Hills à Montserrat causa 29 morts et dévasta la moitié sud de l'île, couvrant de cendres notamment la capitale Plymouth. Encore aujourd'hui, cette même Soufrière Hills est toujours en phase éruptive et représente un danger potentiel pour la population.

#### 1.2.3.1 Origine du volcanisme

Ce volcanisme est intrinsèquement lié au phénomène de subduction. Rappelons que la plaque océanique qui plonge, a pris naissance au niveau d'une dorsale. Au fur et à mesure de son écartement de l'axe de la dorsale, la plaque subit un refroidissement et une hydratation du fait de l'interaction avec l'eau de mer (ce qui va modifier la composition chimique des roches). Lorsqu'elle arrive au niveau de la zone de subduction, cette plaque

constituée de basaltes, de gabbros, de péridotites mais aussi de sédiments, va être confrontée à de nouvelles conditions de pression. L'augmentation de la pression (causé par l'enfoncement de la plaque) va entraîner un métamorphisme avec déshydratation de ses minéraux. La libération de l'eau au niveau du manteau situé au-dessus du plan de subduction abaisse le point de fusion des péridotites de cette zone, permettant une fusion partielle, pour des profondeurs comprises entre 100 et 200 km et pour des températures inférieures à 1000°C. Ce magma plus léger remonte dans les roches encaissantes soit lentement avec la formation de roches plutoniques, soit rapidement et aboutissant alors à un volcanisme. Il en résulte la formation d'un arc ou d'une cordillère parallèle au front de subduction, située à une distance (relativement constante pour toutes les zones de subduction) comprise entre 100 et 150 km au-dessus du plan de Wadati-Benioff.

### ***1.2.3.2 Volcanisme et éruptions des Petites Antilles***

On observe pour les arcs insulaires comme dans le cas des Petites Antilles, un volcanisme de subduction andésitique qualifié d'explosif qui se manifeste, dans sa forme la plus dangereuse, par des nuées ardentes. Ce caractère explosif provient de la forte viscosité de ce type de laves (un magma visqueux laisse échapper difficilement les gaz), viscosité qui provient elle-même de la forte teneur en éléments alcalins.

L'arc actuel compte du nord au sud, plus d'une dizaine de volcans identifiés. Petite particularité, le Kim'em Jenny, seul volcan sous-marin actif observé dans l'arc antillais. Il se situe au nord de la Grenade, et compte 12 éruptions en 62 ans (1939, 1943, 1953, 1965, 1966, 1972, 1974, 1977, 1988, 1990, 2001) (*David, 1998*). Ce volcan supposé très jeune du fait de son volume réduit et de sa forte activité, s'oublie à montrer quelques indices de son fougueux tempérament. En effet, l'éruption de 1974 a été observée depuis un avion : des bouillonnements violents et des dégagements de vapeur étaient visibles à la surface de la mer (*Boudon et Traineau, 1995*).

Dans le Tableau 1.1, figurent certaines dates clés pour quelques volcans des Petites Antilles, ce qui donne une idée de l'activité relativement importante du volcanisme de cette région. Quant à la problématique d'éventuelles conséquences des séismes majeurs sur l'activité volcanique (activation, éruption), la question reste ouverte. On peut juste faire les observations suivantes : au séisme d'Antigua de 1974, a succédé deux ans plus tard, l'éruption de la Soufrière en Guadeloupe. Le séisme de Redonda (près de Montserrat) a eu lieu en 1985 ; dix ans plus tard, la Soufrière Hills de Montserrat se mit en branle. Et on ne constate pour l'instant, comme conséquence du séisme des Saintes du 21 novembre 2004 sur le massif de la Soufrière de Guadeloupe, que des éboulements.

Iles	Volcans	Eruptions les plus récentes	
		Magmatiques	phréatiques
Montserrat	Soufrière Hills (le dôme a pu atteindre une hauteur maximale de 1093 m en mars 2003)	De décembre 1995 à l'actuel	Du 18 juillet au 15 novembre 1995
Guadeloupe	Soufrière (1467m)	1530 AD	Juillet 1976 à mars 1977
Dominique	9 volcans dont les plus hauts : Morne Diablotin (1421 m) Morne Trois Pitons (1394 m)	La plus récente a été localisée au niveau du Morne Patate au sein du complexe volcanique du Plat Pays, et remonte au moins à 500 ans.	2 éruptions phréatiques historiques pour la Vallée de la Désolation : 4 janvier 1880 9 juillet 1997
Martinique	Montagne Pelée (1397 m) 4 éruptions majeures au cours du dernier siècle	2 éruptions magmatiques avec formation de dômes : 1902-1905 1929-1932	2 éruptions phréatiques : Janvier à Avril 1792 Aout à octobre 1851
Sainte-Lucie	Soufrière (950 m pour le sommet le plus haut)	Dates les plus récentes pour l'activité de la Soufrière : 20000 ans BP	1766 (explosions phréatiques mineures)
Saint-Vincent	Soufrière (1220 m)	1902-1903 (éruption explosive) 1971-1972 (éruption effusive) 1979-1983 (éruption explosive avec mise en place d'un dôme)	

*Tableau 1.1. Dates des éruptions magmatiques et phréatiques les plus récentes pour quelques-uns des volcans actifs des Petites Antilles. (Source : Lindsay et al., 2005)*

## 1.3 La sismicité des Petites Antilles

### 1.3.1 Sismicité et tectonique

En resituant les données sismologiques dans le contexte géodynamique de l'arc, on peut distinguer :

- des séismes volcaniques liés au fonctionnement des volcans actifs,
- des séismes de subduction parmi lesquels on distingue les séismes « interface » (à l'interface des plaques Caraïbe et Amérique) des séismes intraplaque (dans la plaque Amérique).
- des séismes superficiels crustaux intraplaques Caraïbe.

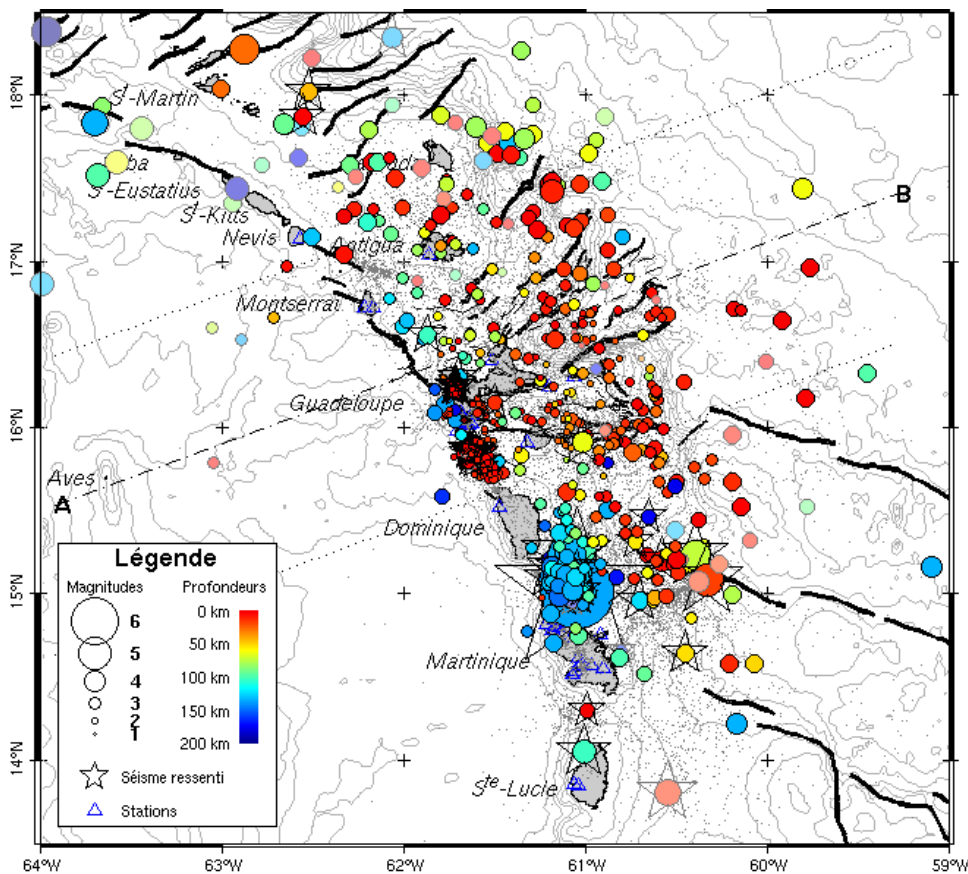


Figure 1.5. Carte d'une année de sismicité (du 07 octobre 2007 au 06 octobre 2008) : on y dénombre 1125 évènements tectoniques (superficiels et profonds) dont 130 ressentis, 234 volcaniques dont 0 ressenti, et 14 autres (télésismiques, tirs de carrière, ...) (Site Web OVSG).



### **1.3.1.1 Les séismes volcaniques**

Les séismes volcaniques sont souvent caractérisés par des essaims de secousses très superficielles, de faible magnitude ( $< 4.5$ ), rarement ressenties par la population ou alors dans une zone limitée. Ils sont localisés à l'aplomb ou en périphérie immédiate des édifices volcaniques et sont engendrés par des phénomènes associés au fonctionnement et aux éruptions magmatiques et/ou phréatiques du volcan (progression des magmas, ouverture de fractures...).

### **1.3.1.2 Les séismes de subduction**

Ils sont de deux types : « interface » et « intraslab », profondeur et mécanisme focaux permettent de les distinguer. En effet, *Tichelaar and Ruff (1993)* observent que les séismes « intraslab » ont lieu à des profondeurs supérieures à 50 km, une analyse plus fine montre qu'ils descendent jusqu'à 200 km dans le cas des Petites Antilles (*Bengoubou et al., 2008*). De plus, pour ces derniers, on a des mécanismes au foyer de failles normales indiquant un régime extensif au niveau du slab qui plonge dans le manteau. Ils sont générés par réactivation de fractures anciennes anté-subduction ou formées à un stade précoce de la subduction (lors de la flexure de la plaque), et pour les plus profonds, par « déchirements » de fragments lithosphériques (notamment pour de vieilles lithosphères subduites, qui plongent sous leur propre poids). Une autre alternative serait un effet mécanique de la déshydratation. Le séisme du 29 novembre 2007 de magnitude  $M_w$  7.4 (Tableau 1.2) localisé au nord de la Martinique à 152 km de profondeur, est un exemple d'évènements intraslab, il est l'objet de travaux actuels (*Bouin et al., en préparation*).

Les séismes « interface » sont localisés à des profondeurs plus superficielles ( $< 50$  km) et montrent des mécanismes au foyer en chevauchement, régime compressif logiquement causé par la convergence et l'affrontement des deux plaques. Seul le séisme du 8 février 1843 est connu pour être un fort séisme interface, malheureusement (ou heureusement ?) il appartient à la sismicité historique et on ne peut faire que des estimations de la source. *Bernard et Lambert (1985)* ont estimé sa magnitude entre 7.5 et 8 avec une dimension de la source de l'ordre de 100km et une localisation proche de la Grande-Terre et d'Antigua, entre les rides de Barracuda et Tiburon. Il est à noter que le plus grand séisme dont on soit sûr qu'il s'agisse d'un « interface », car ayant un mécanisme en chevauchement, date de 1969, de magnitude  $M_s=6.0$  et localisé dans la zone estimée source du séisme de 1843 (*Stein et al., 1982*).

### **1.3.1.3 Les séismes intraplaques Caraïbe**

Parmi les forts séismes enregistrés et ressentis ces dernières années aux Antilles, c'est ce dernier type qui prédomine. Ce sont des séismes dits crustaux, car ils ont lieu dans la

croûte (plaque Caraïbe) à des profondeurs hypocentrales superficielles (< 50 km) et pour la plupart entre 0 et 30 km de profondeur. Le séisme des Saintes du 21 novembre  $M_w = 6.3$  (Tableau 1.2) qui sera l'objet d'une attention plus poussée ultérieurement dans ce manuscrit, est un exemple de ce type de sismicité, ainsi que ceux (pour les plus importants) de 1897, 1851, 1914 et 1992 pour la Guadeloupe, les séismes dévastateurs de Nevis de 1690 et 1985 (Tableau 1.3). Ces événements « intraplaque » présentent des mécanismes en failles normales, et correspondent aux jeux de failles situées dans la partie externe de l'arc. Les travaux de *Feuillet (2000)* sur la tectonique des Petites Antilles mettent en évidence ce système de failles disposées en « queue de cheval » entre le passage d'Anegada et la Dominique, servant selon le modèle de déformation de l'auteur, à accommoder la composante extensive d'un grand système décrochant sénestre parallèle à la fosse (Figure 1.6).

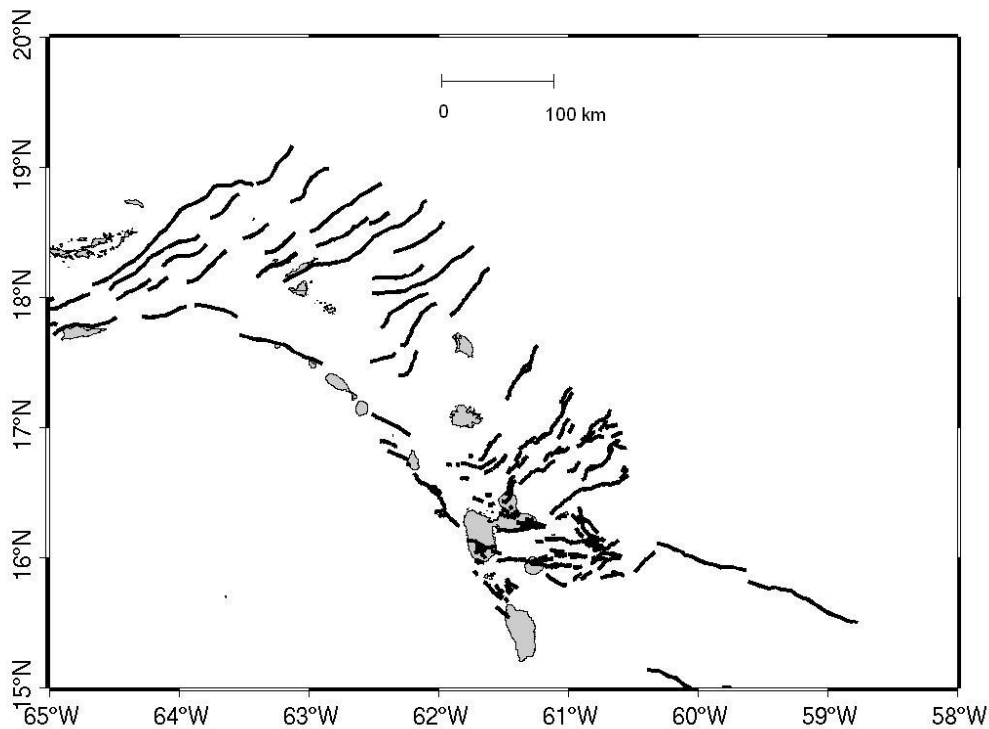


Figure 1.6. Cartographie des failles dans les Petites Antilles du passage d'Anegada à la Dominique. On observe un système de failles en « queue de cheval » cartographiées par Feuillet (2000).

	<b>Intraplaque</b>	<b>Intraslab</b>	<b>Interface ?</b>
Séisme	21 novembre 2005	29 novembre 2007	8 février 1843
Magnitude	Mw 6.3	Mw 7.4	7.5- 8
Profondeur hypocentrale	15 km	152 km	30 km
Mécanisme	Faille normale	Faille normale	Faille inverse (supposée)
Localisation et association à un accident géologique	Intraplaque Caraïbe, faille du Roseau entre Les Saintes et la Dominique de direction NW-SE	Intraplaque Amérique au niveau du slab plongeant : rupture possible sur une ancienne zone de fragilité	Chevauchement interplaque Caraïbe/ Amérique, entre les rides de Barracuda et Tiburon
Intensité	VII-IX aux Saintes	VII à Trinité, Fort-de-France en Martinique	IX à Pointe-à-Pitre en Guadeloupe

*Tableau 1.2. Caractéristiques des sources sismiques les plus récentes pour les différents types d'évènements observables dans l'arc des Petites Antilles.*

Séisme	Magnitude (Ms)	Profondeur focale (km)	Localisation	Intensité
16 mai 1851 ( <i>Bernard et al., 1986</i> )	5.5 ± 0.5 (estimation)	10 ± 5 km	Faille de Matéliane-Capesterre, faille du banc Colombie	VII en Guadeloupe
29 avril 1897 ( <i>Bernard et Lambert, 1985</i> )	5.5 (estimation)	5 ± 3 km	Faille du Gosier dans le petit Cul de Sac Marin	VIII en Guadeloupe (profondeur hypocentrale de 5 km)
16 mars 1985 ( <i>Feuillard, 1985</i> )	6.2	14 km	Localisé à Redonda, entre Montserrat et Nevis	IV à Saint-Martin, St-Barthélémy VI en Guadeloupe

*Tableau 1.3. Caractéristiques de quelques sources sismiques intraplaques (plaque Caraïbe) ressenties en Guadeloupe. Tous ces évènements ont un mécanisme au foyer de faille normale.*

### 1.3.2 Sismicité et données

L'arc des Petites Antilles présente des données instrumentales sur plus d'une soixantaine d'années et d'un peu plus de trois siècles et demi de données historiques (Figure 1.7)



### **1.3.2.1 Données instrumentales**

Les premières stations sismiques des Antilles françaises datent de 1932 en Martinique et de 1947 en Guadeloupe. A partir de 1972, l'Institut de Physique du Globe de Paris a développé un réseau local composé de 3 stations en Guadeloupe, 1 en Dominique et 5 en Martinique. Il a été modifié et amélioré en 1972 en ajoutant des stations à Antigua, Marie-Galante et Dominique.

Pour les îles anglophones, les britanniques y installent des stations dès 1952. De 1977 à 1980, l'Université de Trinidad installe un second réseau couvrant le nord et le sud des Petites Antilles.

Ainsi, la majorité des études de synthèse de la sismicité des Petites Antilles s'appuient au mieux sur soixante ans d'enregistrements. Du fait du niveau de sismicité assez moyen, on comprend aisément le nombre d'incertitudes qui restent à lever sur les caractéristiques de la sismicité de l'arc et aussi sur celles de la subduction de cette région (pendage du plan de Bénéoff, présence de gaps sismiques ou seuil de détection trop faible, ...).

### **1.3.2.2 Données macrosismiques**

Les premières secousses recensées datent de 1657 en Martinique et de 1669 en Guadeloupe. On dispose donc, de trois siècles et demi d'informations qui permettent d'apprécier, avec tout de même quelques incertitudes, les caractéristiques des séismes majeurs ressentis de façon significative dans plusieurs îles de l'arc. La qualité des observations s'améliore au XX<sup>ème</sup>, avec l'installation des observatoires et la réalisation d'enquêtes macrosismiques systématiques. Dès lors, on aboutit à une exploitation beaucoup plus sûre de ces données en les confrontant aux données instrumentales (calage pour les événements les plus récents entre intensité, magnitude et distance hypocentrale, extrapolable aux données historiques).

A l'heure actuelle, dès lors qu'un événement est ressenti, la population peut témoigner sur le site web du Bureau Central Sismologique Français (<http://www.seisme-france.fr>). Une enquête macrosismique est de plus effectuée sur le terrain pour les séismes les plus importants (récemment, le séisme du 21 novembre 2004 aux Saintes, et celui du 29 novembre 2007 en Martinique).

## **1.4 Discussion sur le couplage de la subduction**

Malgré les nombreuses connaissances de sismicité et de géodynamique qui commencent à être acquises sur l'arc des Petites Antilles, le couplage de la subduction de cette région reste encore mal connu.

Le taux de convergence entre les plaques Amérique et Caraïbe est de 2 cm/an. Cette faible vitesse de convergence malgré l'âge important de la lithosphère subductée fait de cet arc un cas tout à fait exceptionnel parmi des les zones de subduction. En effet, pour une plaque océanique de près de 100 millions d'années, on s'attendrait à des ordres de vitesse assez élevés. Ce faible taux de convergence de 2 cm/an pourrait suggérer que la subduction ne serait pas motrice, peut-être à cause de la faible longueur relative de la limite de la plaque nord-américaine : la force d'entraînement de la subduction serait alors insuffisante pour contrôler à elle seule la vitesse de la dérive de la plaque américaine (*Bernard, 1987*). Cependant des données GPS récentes montrent que la plaque Caraïbe chevauche activement la lithosphère Atlantique, suivant une direction perpendiculaire au front de déformation.

*Ruff et Kanamori (1980)* ont tenté de corréler la vitesse relative de convergence, l'âge de la plaque subduite et la magnitude maximale observée pour les séismes en chevauchement. Ainsi, pour les Petites Antilles, on aurait au maximum  $M_w=7.5$ , résultat plus ou moins en accord avec les estimations (entre 7.5 et 8) de *Bernard et al. (1988)* pour le séisme de 1843. Toutefois, cette faible valeur rend statistiquement anormal un séisme de magnitude 8 et classe la subduction antillaise comme découplée. Il est aisé de comprendre qu'avec le recul, on prend ce résultat avec des pincettes, puisqu'à Sumatra, la subduction avait été considérée comme pratiquement découplée (*Pacheco et al., 1993*). C'est celle-là même qui fut le théâtre, dix ans plus tard, du très grand séisme de subduction du 26 décembre 2004,  $M_w=9.1$ . Au moins, cet évènement confirma les résultats de *Newcomb et McCann (1987)*, qui montraient que cette limite de plaque avait rompu avec des séismes majeurs tout au long du XIX<sup>ème</sup> siècle.

Si l'on considère maintenant la sismicité instrumentale de l'arc. *Stein et al. (1982, 1986)* avaient déjà constaté que les plus forts séismes enregistrés depuis 1950 étaient des séismes intraplaques avec des mécanismes en failles normales, révélant un net découplage entre les deux plaques ce qui suggérait que le glissement se ferait pour l'essentiel par fluage sismique. A contrario, *McCann et Sykes (1982, 1984, 1986)*, considèrent qu'un fort couplage existe. Le glissement entre les deux plaques serait partiellement et temporairement bloqué sur de larges portions de l'arc, créant des gaps sismiques susceptibles d'être comblés par de forts séismes interface (magnitude > 8). En 1981, *Dorel* a ainsi mis en évidence un gap à l'Est de la Grande-Terre.

Les travaux de *Feuillard (1985)* sur la taille des sources de certains gros évènements (16 avril 1690 et 8 février 1843) et surtout ceux de *Bernard et al. (1988)* qui privilégient un mécanisme de chevauchement interplaque pour le séisme de 1843 apportent des arguments pour cette discussion sans pour autant y mettre un terme. Récemment, les travaux de *Roux*



(2007) ont permis de contraindre certains points clés de la structure sismogénique telle que la zone de contact entre croûte des deux plaques Amérique et Caraïbe.

En outre, l'influence des rides (Barracuda, Tiburon, Sainte-Lucie) lorsqu'elles entrent en subduction, leur interaction avec la plaque chevauchante reste un problème encore soumis à controverse (effet de barrière lors de la rupture de 1843 ?). Elles sont en tout cas susceptibles de modifier le caractère sismogénique de l'interplaque (Roux, 2007).

### **1.5 Conclusion**

L'arc des Petites Antilles est le siège d'une subduction où plaques Amérique et Caraïbe convergent (2 cm/an) et s'affrontent. Il en résulte un volcanisme actif et dangereux et une sismicité relativement importante. Les récentes secousses des Saintes et de la Martinique, de part le niveau d'intensité atteint et les dégâts (humains et structuraux) causés viennent remettre en mémoire et surtout justifient une véritable prise en compte du risque sismique dans les Petites Antilles, et notamment dans les Antilles françaises.

La distinction entre les différents types d'évènements (intraslab, interface, intraplaque) et leurs caractéristiques (magnitude, source) semble être, a priori une étape importante dans l'évaluation de l'aléa sismique dans cette région. Pourtant, on se rend bien compte que la vraie nécessité, c'est plutôt une meilleure appréciation du couplage de la subduction des Petites Antilles. Une fois ce problème résolu, on connaîtra la potentialité d'avoir des séismes majeurs (magnitude >7) pour cette région, quoique l'on s'en doute fortement, puisque de tels évènements ont déjà eu lieu dans le passé, mais surtout on aura une estimation de la magnitude maximale que ces évènements pourront atteindre.



## Références

- Andrieuff et al, (1987). Géologie de l'Arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe. Doctorat d'Etat ès Sciences, Bordeaux I. 359 pp.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research* 84: 6,140-6,148.
- Bengoubou, M., S. Bazin, D. Bertil, F. Beauducel and A. Bosson. (2008). CDSA: a new Seismological Data Center for the French Lesser Antilles. *Seismological Research Letters* 78 (1).
- Bernard, P. (1987). Du caractère complexe et agressif des sources sismiques. Paris, Université Denis Diderot Paris VII. Phd.
- Bernard, P. and J. Lambert. (1985). Les séismes majeurs du 8 février 1943 et du 29 avril 1897. Effets macrosismiques et caractéristiques focales. Etude de la vulnérabilité du bâti et corrélation avec les formations géologiques superficielles sur le site de Pointe-à-Pitre en 1897. 85 SGN 085 GEG. 85.
- Bernard, P. and J. Lambert. (1986). Macrosismicité des Petites Antilles: compte-rendu du séisme du 16 mars 1985 et exploitation des accélérogrammes. Technical Report 86 SGN 003 GEG, BRGM, France.
- Bernard, P. and J. Lambert. (1988). "Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles: Revision of the historical seismicity." *Bulletin of the Seismological Society of America* 78: 1,965-1,983.
- Boudon, G. and H., Traineau (1995). "Les volcans actifs de l'arc des Petites Antilles, Activité récente et risques associés." *Geologues* 107: 37-46.
- Bouin M.P., M.Bouchon, O. Coutant, S. Bazin. Source Parameters of Mw=7.4 Martinique intermediate-depth earthquake (Leeward Islands) of november 29, 2007: a slab pull-event with horizontal fault plane, en préparation.
- Bouysse, P., D. Westercamp (1990). Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175: 349-380.
- David, J. (1998). Synthèses des mesures de déformation à la Soufrière de Guadeloupe, 1976-1996: contribution à l'étude du fonctionnement du volcan. Institut de Physique du Globe de Paris. Paris, Université Denis Diderot Paris VII. Phd: 435.
- Demets, C. P. E., G.Jansma, S.Mattioli, T.H.Dixon, F.Farina, R.Bilham, E.Calais, P.Mann (2000). "GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion." *Geophysical Research Letters* 27: 437-440.
- Dorel, J. (1981). "Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67: 679-695.
- Feuillard, M. (1985). Note sur les conséquences macrosismiques de la secousse du 16 mars 1985. Ho=14h56, Observatoire Volcanologique de la Guadeloupe.
- Feuillet, N. (2000). Sismotectonique des Petites Antilles, Liaison entre activité sismique et volcanique, Université Denis Diderot Paris VII. Phd: 224.
- Feuillet, N., I. Manighetti and P. Taponnier (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* 107(B12): 2,331.
- Kanamori, H. (1986). "Rupture process of subduction zone earthquakes." *Annual Review of Earth and Planetary science* 14: 293-322.

- Lindsay, J.M., R.E.A. Robertson, J.B. Shepherd and S. Ali. (eds) 2005. Volcanic Hazards Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, The University of West Indies, Trinidad and Tobago, W.I.
- Mann, P., Ed. (1999). Caribbean Sedimentary Basins. Elsevier Sedimentary basins of the world series.
- Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, C. Demets, P. E. Jansma and G. S. Mattioli (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21(6): 1,057.
- McCann, W., and L.Sykes (1984). "Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the Northeastern Caribbean." *Journal of Geophysical Research* 89(B6): 4493-4519.
- Molnar, P., L. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society America Bulletin* 80: 1639-1684.
- Newcomb, K. R. a. W. R. M. (1987). Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc. *Journal of Geophysical Research* 92: 421-439.
- Pacheco, J. F., L.R. Sykes, and C.H. Scholz (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction types. *Journal of Geophysical Research* 98(B8): 14,133-14,159.
- Roux, E. (2007). Reconnaissance de la structuresismique de la zone de subduction des Petites Antilles (Guadeloupe et Martinique). Institut de Physique du Globe de Paris. Paris, Université Denis Diderot Paris VII. Phd: 296.
- Scholz, C. H., J. Campos (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 100(B11): 22,103-22,115.
- Stein, S., J. Engeln, D. Wiens, K. Fujita and R.C. Speed (1982). Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc. *Journal of Geophysical Research* 87: 8,642-8,664.
- Tichelaar, B. W., and L. J. Ruff (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 98(2,017-2,037).
- Uyeda, S., and H. Kanamori (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research* 84: 1049-1062.
- Wadge, G., and J. B. Shepherd (1984). Segmentation of the Lesser Antilles subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 98: 297-304.



## CDSA: A New Seismological Data Center for the French Lesser Antilles

Mendy Bengoubou-Valerius <sup>(1) (2)</sup>

Sara Bazin <sup>(2)</sup>

Didier Bertil <sup>(3)</sup>

François Beauducel <sup>(2)</sup>

Alexis Bosson <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> *Université des Antilles et de la Guyane*

<sup>(2)</sup> *Institut de Physique du Globe de Paris*

<sup>(3)</sup> *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*

« Publié »

### Résumé

La zone des Petites Antilles, siège d'une activité volcanique et sismique assez importante, résulte de la convergence entre les plaques Atlantique et Caraïbe avec une vitesse de l'ordre de 2 cm/an. La présence d'hétérogénéités structurales particulières (subduction oblique au nord, large prisme d'accrétion au sud, présence de rides asismiques plongeant avec la subduction, présence de failles actives au sein de l'arc volcanique) semble affecter les caractéristiques de la sismicité.

En 2000, le « Centre des Données Sismologiques des Antilles » a été créé dans le but de fournir des données sismologiques homogènes pour de multiples applications : recherche fondamentale, ingénierie parasismique, outil pédagogique. La première étape fut de réunir toutes les données disponibles jusqu'alors éparpillées entre plusieurs organismes sous différents formats numériques. Plus de 120 stations provenant de 10 réseaux différents et de différents types de capteurs (courte-période, large-bande, accéléromètres) sont concernées. Cet article présente les premiers résultats fournis avec cinq ans de base de données, et montre que l'on obtient une vision plus homogène de la sismicité de l'arc des Petites Antilles mettant ainsi en évidence des zones de plus faible activité, au nord près des Iles Vierges et au sud entre Sainte-Lucie et Grenade. L'amélioration de la précision de localisation permet de faire un parallèle entre les structures tectoniques et la sismicité superficielle détectée autour de la Guadeloupe et de la Martinique, mais aussi de mieux définir la géométrie du slab qui plonge avec un angle relativement constant (~50°) de Sainte-Lucie à Nevis. La base de données inclut les enregistrements de mouvements forts générés par les séismes de la région, des calculs de pics et de spectres d'accélération sont effectués, contribuant à une meilleure évaluation de l'aléa sismique dans les Petites Antilles.

## 1. Introduction

The Lesser Antilles, in the eastern Caribbean, is prone to a large seismic hazard due to the subduction of the Atlantic lithosphere beneath the Caribbean plate, with a slow convergence rate of 2 cm/yr (Demets *et al.* 2000; Mann *et al.* 2002). The largest historical earthquake in the region, in 1843 between Guadeloupe and Antigua, had a magnitude estimate of 7.5 to 8 (Bernard and Lambert 1988), but historical seismicity covers too short a period of time (less than three and one-half centuries) to estimate the recurrence time of strong events or their plausible maximum magnitude. The latest destructive earthquake, Les Saintes in Guadeloupe in 2004, had a magnitude 6.3 (Institut de Physique du Globe de Paris 2004; Bertil *et al.* 2004).

To better understand the regional geodynamics and assess the related seismic hazard, we must improve our knowledge and our understanding of the area's present seismicity. Since the 1950s, several regional research institutes have monitored local seismicity. The Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) and Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) have set up various seismological and accelerometric arrays to monitor the French islands of Guadeloupe and Martinique. As a consequence, several large datasets with very different formats and time spans exist, scattered among several sites. Providing a more integrated database for the seismicity of the Lesser Antilles arc was the primary motivation for creating the French Antilles Seismological Data Base (Centre de Données Sismologiques des Antilles, CDSA).

The aim of this paper is to introduce the newly created CDSA and to illustrate its capacity for improving our knowledge of the region's seismicity. In the first part of this study, we present the various arrays, waveform databases, and seismicity catalogs used by the CDSA. In the second part, we present and discuss new results provided by the CDSA database, particularly in terms of variations of seismic intensity along the arc, geometry of the subducting slab, and peak acceleration attenuation law.

## 2. WEAK- AND STRONG-MOTION REGIONAL ARRAYS

The study area is located at the eastern border of the Caribbean plate between 10° and 20° N and 58° and 65° W. It is bounded to the north by the Puerto Rico trench and to the South by El Pilar fault in Venezuela and it extends as far west as the Aves Rise. Therefore, it completely covers the Lesser Antilles volcanic arc, the Barbados accretionary prism and the subduction trench. This area spans 1,000 km north to south and 700 km east to west and is much wider than the area covered by the French monitoring network. So far, the French observatories of Guadeloupe and Martinique (OVSG and OVSM) have been able to locate seismic events only within a 300-km radius.

Five institutions (listed in table 1) publish regular seismic catalogs for the Lesser Antilles. Figure 1 presents examples of seismicity during a five-year period from these five catalogs. Each provides complementary information. The Puerto Rico Seismic Network (PRSN) is centered on the island of Puerto Rico, while the Fundacion Venezolana de Investigaciones Sismologicas (FUNVISIS) is centered on Venezuela. IPGP publishes a monthly synthesis from the OVSG and OVSM arrays, which cover the region between Antigua and St. Lucia. The Seismic Research Unit (SRU) array covers the whole arc, but its detection threshold is relatively high. The U.S. Geological Survey (USGS) provides a world seismicity catalog with a detection threshold of magnitude 4 in the Lesser Antilles. The Eastern Caribbean region is known as a moderate-to-high seismic hazard area (Bernard and Lambert 1988; Tanner and Shedlock 2004). But until the mid-1990s, very little strong-motion data had been recorded. Until the present day, strong-motion data have not been included in attenuation models for the Lesser Antilles. Regional seismic hazard assessments are based on general attenuation models such as Youngs

*et al.* (1997), Sadigh *et al.* (1997), or Ambraseys *et al.* (2005), which are not necessarily suitable for the local tectonic context. Local geology and topography in Martinique and Guadeloupe show large zones where strong amplification of surface ground motions are reported (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1995; Castro *et al.* 2003; Lebrun *et al.* 2004).

BRGM installed its first strong-motion array in Guadeloupe in 1977, equipped with SMA-1 Kinematics analog instruments. Only one earthquake (16 March 1985,  $M_w = 6.4$  at epicentral distances of more 100 km) was recorded by these stations (Bernard and Lambert 1986). During the past 10 years, several digital accelerometric arrays have been established in the French West Indies. In 1994, BRGM installed the first digital accelerometric network to study site effects in urban areas. The Conseil Général Martinique has instrumented public buildings in Martinique since 1999. IPGP installed 27 permanent stations in Martinique and Guadeloupe from 2001 to 2005 as part of the French Permanent Accelerometric Array (Réseau Accélérométrique Permanent, RAP). Two of those accelerometers have been installed in St. Martin and St. Barthélemy islands, which are French overseas collectivities or territories in the northern Lesser Antilles arc. Figure 2 shows the spatial distribution of stations, and table 2 describes the arrays. The RAP records are transmitted to the RAP central office (<http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr>) at the Laboratoire de Géophysique interne et de Tectonophysique (LGIT) at the Université Joseph Fourier (UJF) in Grenoble (France). All these strong-motion records, which are scattered among three institutions and in various numerical formats, are collected by CDSA.

*Table 1*

*Sources of seismic catalogs for the Lesser Antilles.*

<b>Institution</b>	<b>Institution Code</b>
Puerto Rico Seismic Network (PRSN)/ University of Puerto Rico <a href="http://redsismica.uprm.edu/">http://redsismica.uprm.edu/</a>	PRSN
Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) <a href="http://www.ipgp.jussieu.fr/">http://www.ipgp.jussieu.fr/</a>	OVSG/OVSM
Seismic Research Unit (SRU)/ University of West Indies (UWI) <a href="http://www.uwiseismic.com/">http://www.uwiseismic.com/</a>	SRU
Fundacion Venezolana de Investigaciones Sismologicas (FUNVISIS) <a href="http://www.funvisis.gob.ve/">http://www.funvisis.gob.ve/</a>	FUNVISIS
United State Geological Survey <a href="http://earthquake.usgs.gov/">http://earthquake.usgs.gov/</a>	USGS

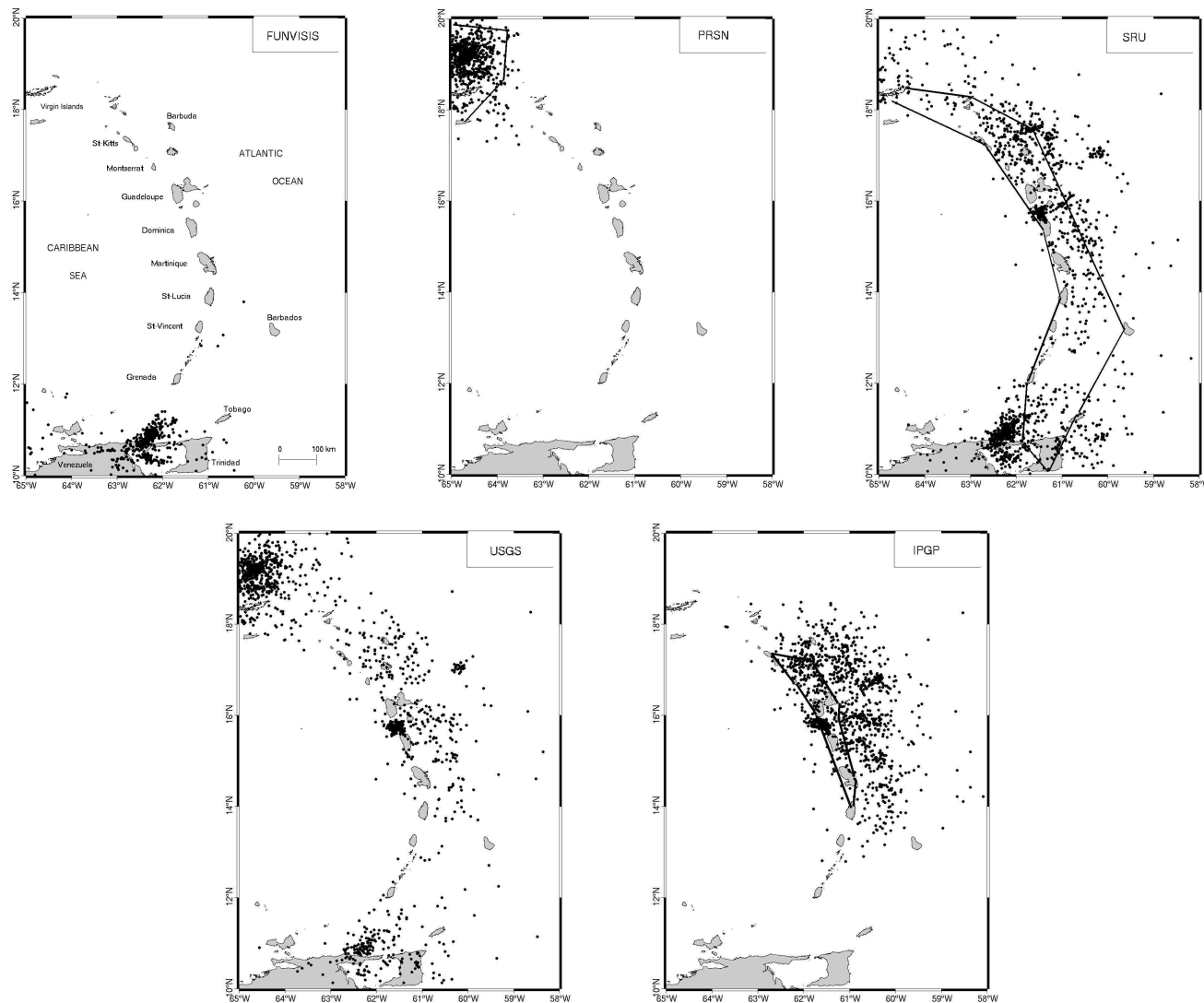


Figure 1. Seismicity maps for magnitude > 2.7 from the five regional reports used by CDSA: FUNVISIS, PRSN, SRU, USGS, IPGP. The volcanic arc of the Lesser Antilles is located between the Caribbean Sea and the Atlantic Ocean, resulting from the subduction of the American plate under the Caribbean plate. The polygons show the area covered by each network by linking the most outer stations (except for FUNVISIS and USGS whose stations network are outer of the Lesser Antilles arc).

Table 2

*Sources of seismic data used by CDSA.*

*In total, for 2005 the CDSA used 120 stations including 42 short-period stations, 10 broadband stations, and 69 accelerometric stations.*

<b>Network Name</b>	<b>Owner institution</b>	<b>Operator</b>	<b>Installation date</b>	<b>Sensors</b>	<b>station numbers in 2005</b>	<b>Objective</b>
Seismic monitoring network of OVSG	IPGP	OVSG	1950	Short period	25	Regional and volcanic seismicity survey around Guadeloupe
Broadband volcanic network of OVSG	IPGP	OVSG	2003	Broadband	5	Broadband surveyance of Soufrière Guadeloupe
Permanent accelerometric network of Guadeloupe	RAP	OVSG	2002	Accelerometer	12	Ground motion observations and estimation of site effects
Accelerometric network of BRGM Guadeloupe	BRGM	BRGM	1994	Accelerometer	6	Site effects studies
CDSA accelerometric network	IPGP BRGM	OVSG	2005	Accelerometer	7	RAP network extension for ground motion observations
“Sismo des Ecoles” network of Guadeloupe	BRGM	BRGM	2003	Short period	1	Project of seismometer installation in public school
Broadband network of Bouillante Guadeloupe	BRGM	BRGM	2004	Broadband	5	Study the geothermal field of Bouillante
Seismic monitoring network of Martinique	IPGP	OVSM	1950	Short period	16	Regional and volcanic seismicity survey around Martinique
Permanent accelerometric network of Martinique	RAP	OVSM	2002	Accelerometer	8	Ground motion observations and site effects estimation
BRGM accelerometric network of Martinique	BRGM	BRGM	1994	Accelerometer	7	Site effects studies
Accelerometric network of Conseil Général Martinique	Conseil General Martinique	OVSM	1998	Accelerometer	29	Ground motion estimations in buildings of the Conseil Général



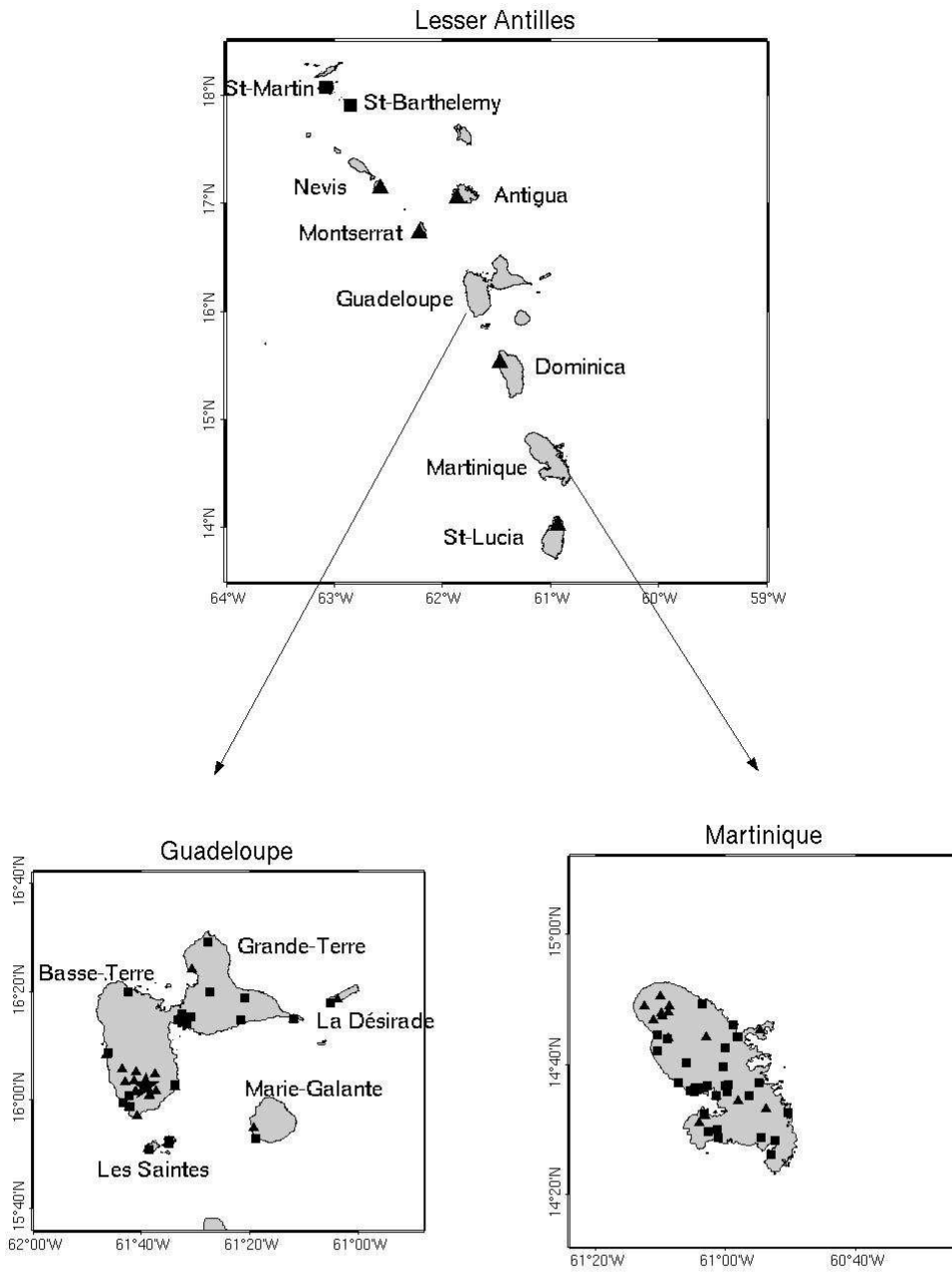


Figure 2. Station maps used by CDSA in Lesser Antilles, Guadeloupe and Martinique. Squares indicate accelerometric stations, triangles indicate short-period seismometers, and the star shows the location of the broadband network of Soufrière volcano in Guadeloupe.

### **3. CDSA DATA PROCESSING**

The Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA) was created to make available on request technical and scientific information about seismic activity in the Lesser Antilles. The Center involves three institutions: the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), which is interested in fundamental research on seismic source and hazard; the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), which studies seismic hazard and risk; and the Université des Antilles et de la Guyane (UAG), which is involved in geological research in the Lesser Antilles.

CDSA collects all available data from French West Indies arrays, centralizing them into a single database. The data processing consists of several steps:

- creating a unified seismic catalog;
- collecting all available signal records and seismic bulletins;
- calculating a new location; and
- presenting information about the strong motion and the felt seismicity.

#### **3.1. Unified Seismic Catalog**

CDSA has built a single reference catalog by merging the regional catalogs listed in table 1. A classification for different types of events has been defined: regional, volcanic, indeterminate, quarry blasts, and others (T and sonic waves). When several arrays provide different locations for the same event, the location of the closest array is kept and becomes the reference.

#### **3.2. Data Collecting**

The next step consists of collecting all available data : waveform records and phase data bulletins. Thanks to various cooperative agreements, the CDSA receives records collected by IPGP and BRGM in the French West Indies, as well as from accelerometric stations of the Conseil Général de Martinique. In table 2, we list the characteristics of the arrays. Figure 2 shows accelerometric, short-period, and broadband stations located in the Lesser Antilles. CDSA also gathers waveforms from one SRU station on St. Lucia (SLW) and from one Montserrat Volcanologic Observatory (MVO) station (MGH) on Montserrat. These waveform records and wave-arrival times are included in the database.

CDSA reduces the heterogeneity of the original recording formats to only two formats: IASPEI-SUDS and SAC. SUDS is used to visualize the data and pick the phase arrival times, because it was already used by the two observatories (OVSG and OVSM) that provide most of the data. SAC was also chosen because it is widely used, mainly for accelerometric data. All the waveforms related to phase picks are included in the database.

The data is validated by suppressing noisy records and by controlling time synchronization. An association process is used to identify each data file with a seismic event listed in the regional reference catalog. For events that are not referenced (teleseismic events, and regional events detected by too few stations to be located), the catalog is completed by adding the first arrival time detected for such events.

#### **3.3. New Location**

For each event with enough data (more than three stations and four phases), a new location is computed with the HYPOINVERSE-2000 program (Klein, 2002) using velocity and

ground-motion data. Earthquake focal depths can be as deep as 200 km in the subduction zone. Therefore the location process begins by determining a preliminary epicenter for a set of fixed depths between 0 and 200 km. The solution with the best root mean square (rms) is chosen as the trial hypocenter for definitive location. When epicentral distance for the closest station is greater than 200 km, the best fixed-depth solution is kept. Next, a seismologist manually validates each new location by keeping or rejecting the new solution. We don't keep the new solution if:

- no *S* wave is used for the location of a regional event;
- horizontal error is too large compared to  $D_{min}$ , the minimum distance at the closest station (for example, an error more than 15 km for  $D_{min} > 50$  km); and
- $D_{min}$  is more than 500 km.

A 1D velocity model determined by Dorel (1978) is used for the new location. It consists of a three-layer model with *P* velocities of, respectively, 3.5 km/s, 6.0 km/s, and 7.0 km/s, and a mantle velocity of 8.0 km/s. The thicknesses of the three layers are 3, 12, and 15 km. The *P*- to *S*-wave velocity ratio is taken to be 1.76.

Presently, CDSA calculates earthquake magnitude by using the duration form of Lee and Lahr (1975) for velocity records:

$M_d = 2 * \log(T) + 0.0035 * ED - 0.87$ , where *T* is the time lag in seconds between *P*-wave arrival time and the end of the *S* coda wave and *ED* is epicentral distance (km). This magnitude scale has been used by IPGP observatories OVSG and OVSM since their very first seismological bulletins. The correlation between  $M_d$  (IPGP) and  $M_w$  or  $m_b$  (USGS) is plotted in figure 3. The  $M_d$  magnitudes are shifted by 0.1 to 0.2 below the  $m_b$  values for magnitudes above 4.

The reference catalog is regularly updated with CDSA relocation results, except for distant events (greater than 200 km at the closest station). In the latter case, initial source parameters from the closest regional bulletin are kept as the best reference.

### 3.4. Strong Motion and Felt Seismicity

CDSA gathers strong-motion data provided by the French regional three-component accelerometric arrays. Hypocentral distance and peak ground acceleration (PGA) are computed for defining future attenuation laws. PGA is defined here as the maximum value of the two horizontal components for a given record. CDSA includes information about site conditions (rock, soil, or building). Site-effects evaluation is performed by Nakamura's technique (1989) based on the calculation of horizontal-to-vertical component spectral ratios (*H/V*) from ambient noise measurements (Douglas *et al.* 2006). When *H/V* measurements have been made on a station site, they are added to the database.

Information about the felt events is also stored. Observatories OVSG and OVSM list felt earthquakes in Guadeloupe and Martinique, respectively. On average, five to six earthquakes are felt locally every year. Moreover, CDSA collaborates with the French Central Seismology Office (BCSF; <http://www.franceseisme.fr>) for macroseismic investigation in the French West Indies. In particular, the CDSA team contributed to a BCSF macroseismic investigation that determined EMS98 intensities (European macroseismic scale) for each community of Guadeloupe after the 21 November 2004 Les Saintes earthquake (BCSF 2004).

### 3.5. Database

The CDSA database is managed by postgresSQL. The first dataset introduced in the database covers the period from January 2001 to May 2005. The CDSA seismic catalog provides a list of 11,860 events. Of these, 8,844 (75%) have signal or phase data detected by Guadeloupe and Martinique arrays. Among these, 4,967 (56%) have been relocated by CDSA, 503 (6%) are teleseismic events, and 3,374 (38%) do not have enough records for reliable hypocentral calculations. Accelerometric records exist for 2,260 events (26%).

On average, 74% of CDSA locations have a horizontal error less than 5 km, and 78% have less than 10 km for vertical error. Magnitude thresholds are evaluated from Gutenberg-Richter relations (Gutenberg and Richter 1954). We consider two categories of events: intraslabs (subduction earthquakes with depths > 50 km) and shallow events (depths < 30 km). For the second group, we have eliminated aftershocks of the 21 November 2004 event because the catalog is not complete for this seismic swarm. The magnitude threshold ( $M_d = 2.7$ ) is similar for the two types. The b values are quite close:  $b = 1.13$  (intraslab) and  $b = 1.38$  (shallow).

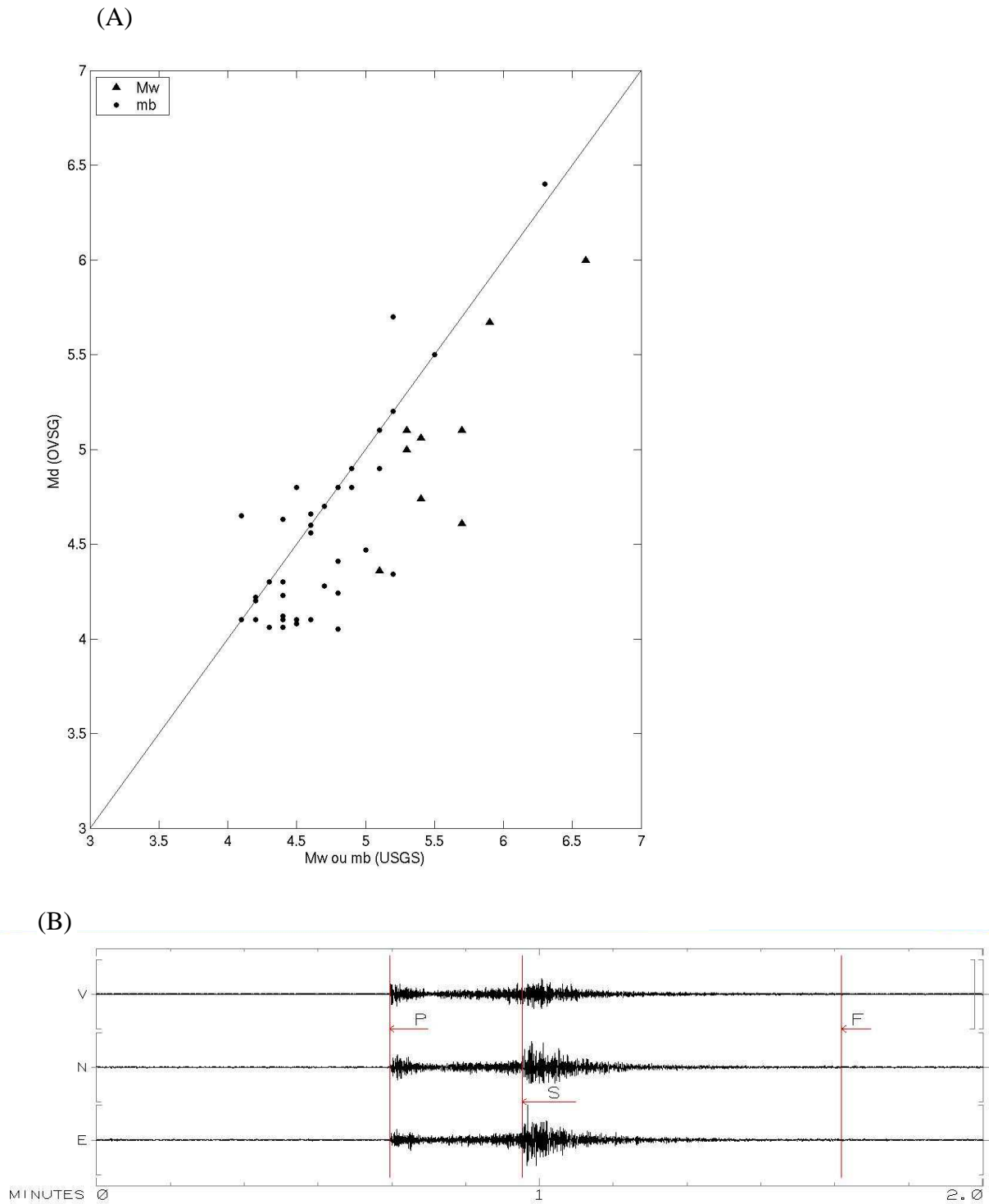


Figure 3. A: Comparison between Md (IPGP) used and Mw or mb (USGS); B: An example waveform where the P and S picks and the end of the S coda are shown.

#### 4. NEW EPICENTRAL LOCATION FROM CDSA

The seismicity of the new CDSA catalog is presented in figure 4. Note that the seismic activity is not distributed homogeneously along the plate border, and two particular regions show a lack of seismicity:

- between the Virgin Islands and St. Kitts (area called Anegada passage), to the north; and
- between St. Lucia and Grenada, to the south.

The USGS seismicity map (figure 1) shows the same two regions, which suggests that the lack of seismicity is not an artifact related to array geometries. To better quantify this heterogeneous seismic activity, we identify three zones defined by latitude: zone A (14.8°–18°), zone B (13.1°–14.8°), and zone C (12°–13.1°). We also consider zone D to the north with a latitude range of 17.8–20° and a longitude range 62–64°W. There aren't enough events in each of these zones to make accurate estimates of the parameter  $b$  of a Gutenberg-Richter law, so we followed a simpler approach. We calculate the number of events above magnitude 2.7 and magnitude 3 for the CDSA catalog and above magnitude 4 for the USGS catalog. The results are presented in table 3, together with the observed ratio between the number of small earthquakes ( $M > 2.7$  or  $> 3$ ) and large earthquakes ( $M > 4$ ).

Number of events above magnitudes 2.7 and 3 in the CDSA catalog and above magnitude 4 in the USGS catalog, and respective ratios between the two catalogs.					
	CDSA ( $M > 2.7$ )	CDSA ( $M > 3$ )	USGS ( $M > 4$ )	CDSA/USGS ( $M > 2.7$ )	CDSA/USGS ( $M > 3$ )
A(14.8°–18°)	1,021	539	109	13.4	4.9
B(13.1°– 14.8°)	106	68	4	26.5	17
C(12°–13.1°)	25	21	4	6.2	5.2
D(17.8°–20°)	98	92	21	4.7	4.4

Ratios in zones C and D are twice smaller than OK in zone A for magnitude cutoff 2.7 and nearly equal for magnitude cutoff 3. Thus, to the first order, zones C and D have the same seismicity behavior as zone A (a factor of 2 might be due to random fluctuations for these small numbers). Zone B, however, shows small-to-large magnitude ratios much larger than does zone A (factor of 4 for magnitude cutoff 3). Therefore, the decrease of large magnitudes in zone B is most probably real, leading to higher  $b$  values. These results also show that the detection capabilities of the arrays in zones B, C, and D do not seem significantly different than in zone A for  $M > 2.7$ .

The lower seismic activity observed south of St. Lucia was first reported by Dorel (1981) and Wadge and Shepherd (1984). The authors explained this feature by a lower coupling between the two tectonic plates. Our results provide a finer image of the seismicity by identifying zone B as a low-seismicity area with a lack of moderate earthquakes and zone C as an almost quiescent area. To the north, our study provides evidence for the relative seismic quiescence of area D, for which no explanation has yet been proposed.

From CDSA data, we can study the relationship between shallow seismicity (between 0 and 50 km) and active faults. The cutoff depth is based on the observed seismicity distribution and is in agreement with Tichelaar and Ruff (1993), who observed that worldwide intraslab earthquakes nearly all occur at depths deeper than 50 km. The shallow seismicity presents the same heterogeneity as for the complete catalog within the same zones. The change from high seismic activity (zone A) to lower activity (B and C) coincides with changes in the active tectonic structures mapped by Feuillet *et al.* (2002) and the deepening of the Barbados accretionary wedge. Interestingly, the quiescent area coincides with the deepest part of the wedge. This correlation might be related to high pore pressure within the sediments, which allows stable aseismic creep or volumetric anelastic strain. We have no explanation at present for the seismicity change from zone A to zone D to the north.

At a more detailed scale, we clearly see the high seismicity of Marie-Galante graben, which is a major active tectonic structure southeast of Guadeloupe (figure 4). Two other dense clusters are visible: one between Guadeloupe and Dominica, which corresponds to the aftershocks of Les Saintes 2004 earthquake; and the other, northeast of Guadeloupe which corresponds to a seismic swarm in 2001. The latter contains earthquakes of magnitude 3.3–4.8 that occurred between April and July 2001. Christeson *et al.* (2003) proposed that this cluster is located at the intersection of the subducted Barracuda Ridge with a backstop, forming a block of buoyant crust, accreted during the Late Miocene (Bangs *et al.* 2003). We note that the USGS National Earthquake Information Center (NEIC) location from this cluster is shifted by 40 km to the northeast with respect to the CDSA location. The latter appears more in agreement with this geodynamic interpretation.

The improvement of CDSA locations within zone A (close to Guadeloupe and Martinique) allows more detailed study of the area's seismicity. We observe that seismic swarms are more clustered than in the original catalogs. This can be illustrated by the case of Les Saintes 2004 sequence. The 21 November 2004 ( $M_w = 6.3$ ) earthquake is the most recent destructive event to strike the French West Indies. This shallow earthquake, which occurred south of Les Saintes archipelago between Guadeloupe and Dominica, was followed by numerous aftershocks. We use these data to test CDSA locations and compare them with USGS and IGP catalogs. Figure 5 shows the location of the mainshock and 28 main aftershocks with magnitudes greater than 4.0, as computed by the three arrays. The swarm detected by the USGS is scattered over 30 km and the mainshock is located 15 km westward. Seismograms recored by IGP stations clipped during the mainshock, and only one *S* phase could be picked up on the short-period network. The mainshock is shifted toward the east in comparison to the aftershock swarm. CDSA included accelerometric stations providing good *S* phases and obtained a location error of about 1 km for the mainshock. As a result, the CDSA swarm is less scattered than the others, and the mainshock epicenter is more accurately located within the swarm. The aftershocks are spread within a 25-km-long area, elongated in the NNW–SSE direction and fitting the fault systems mapped by Feuillet (2000).

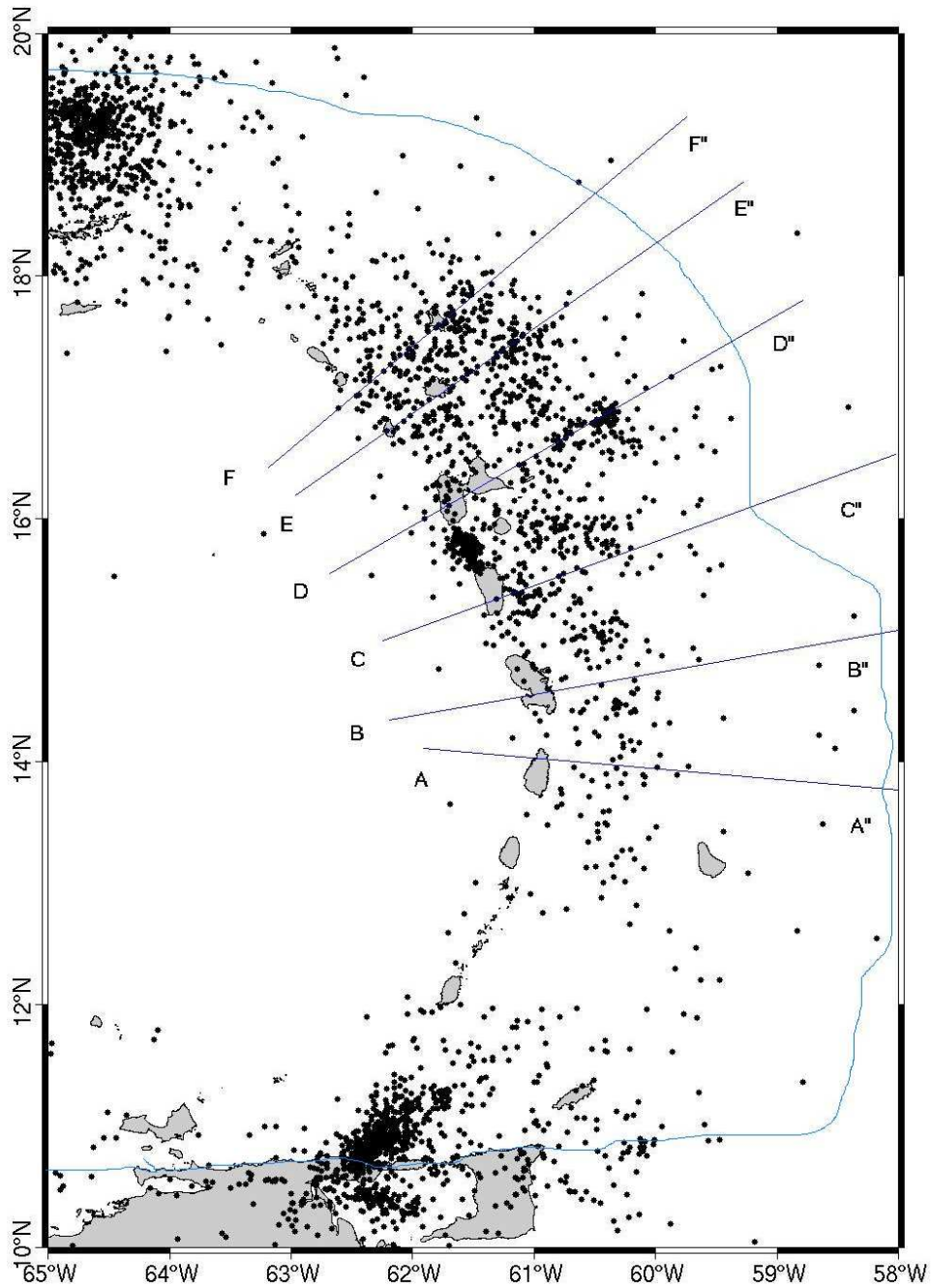


Figure 4. Seismicity map for magnitude  $M_d > 2.7$  of CDSA complete catalog. Profiles AA'', BB'', CC'', DD'', EE'' and FF'' indicate the orientation of the cross-sections shown in figure 6. The continuous line represent the oceanic trench.



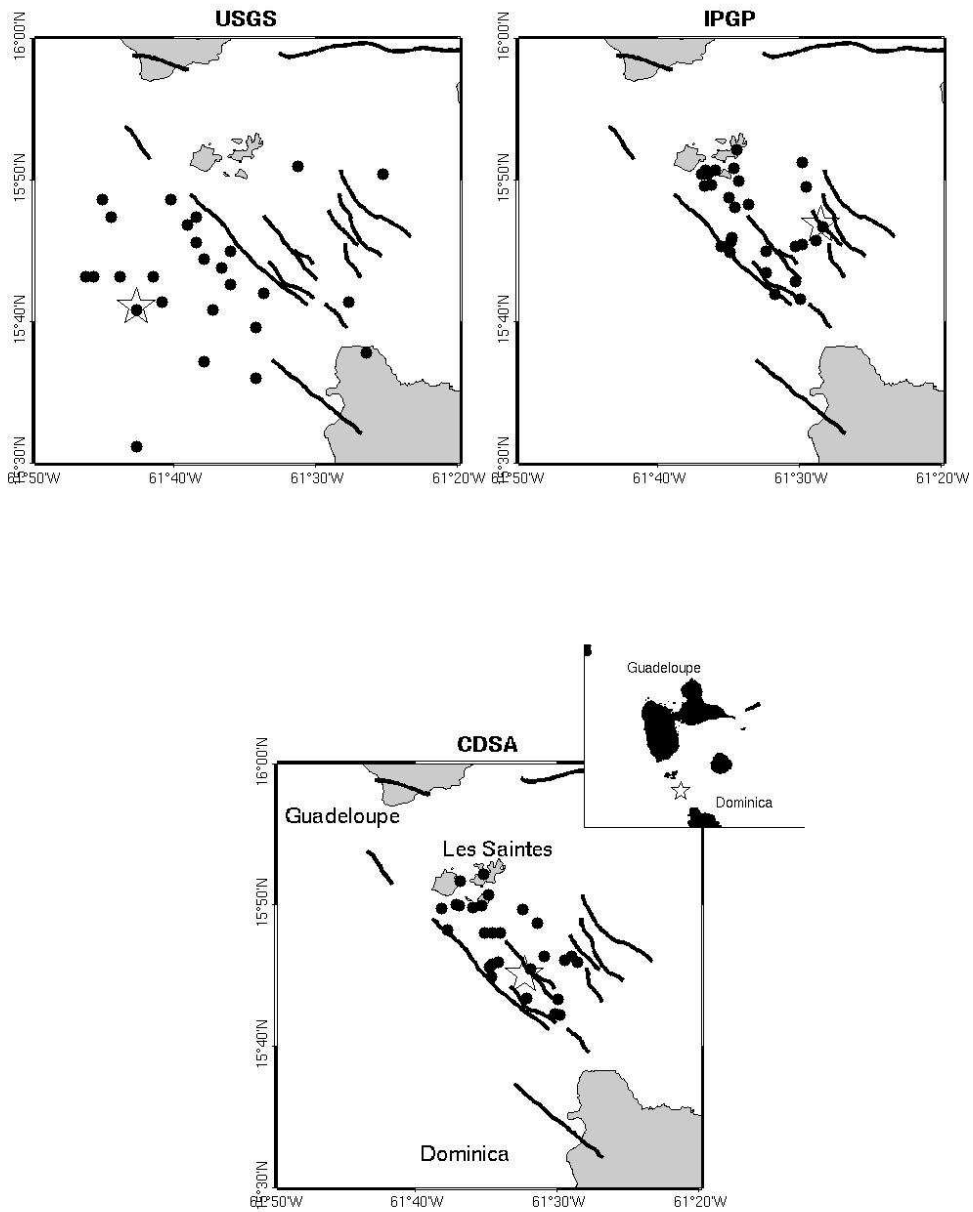


Figure 5. Position of the mainshock (21/11/04, Les Saintes event) and the 28 largest aftershocks (with magnitude  $M_d > 4$ ) located by different regional networks: USGS, IPGP and the new catalog. Regional faults of Feuillet (2000) are outlined.

## 5. SPATIAL VARIABILITY OF BENIOFF PLANE DIP ANGLE

The Lesser Antilles subducting plate has quite a complex structure, as described by a few authors who have shown a variable dip angle of the slab along the arc (Dorel 1981; Girardin and Gaulon 1983; Wadge and Shepherd 1984; Girardin *et al.* 1991; Feuillet *et al.* 2002). However, their results significantly differ from each other. For instance, to the north of Antigua, Wadge and Shepherd (1984) find a 50 to 60° dip whereas Dorel (1981) finds 30°, and to the south near St. Vincent, Wadge and Shepherd (1984) find a 45 to 50° dip whereas Dorel (1981) finds 30°. This apparent contradiction results from the small number and/or the large location uncertainties of the events in the catalogs. Others studies have provided evidence for a kink affecting the whole slab at depth, related to a triple junction between the Caribbean and the separated North and South American plates (Wadge and Shepherd 1984).

To investigate the variation of dip angle along the arc inferred from the new CDSA locations, we present vertical cross-sections for six profiles perpendicular to the arc through several active volcanic islands. These are shown in figure 6. The sections are 150 km wide, and the seismicity associated with the subduction slab is clearly observed from 50 to 200 km. There is no clear dip variation from north to south as a 50° dipping line globally fits the seismic clusters. This contradicts the results of Wadge and Shepherd (1984) because the contour of the mean position of the Benioff zone decreases in slope toward the north. However, for areas corresponding to profiles AA' and FF', the 50° dip angle value differs from the results of Dorel (1981) but agrees with the results of Wadge and Shepherd (1984). All these results remain preliminary, because only five years of data could be relocated by CDSA.

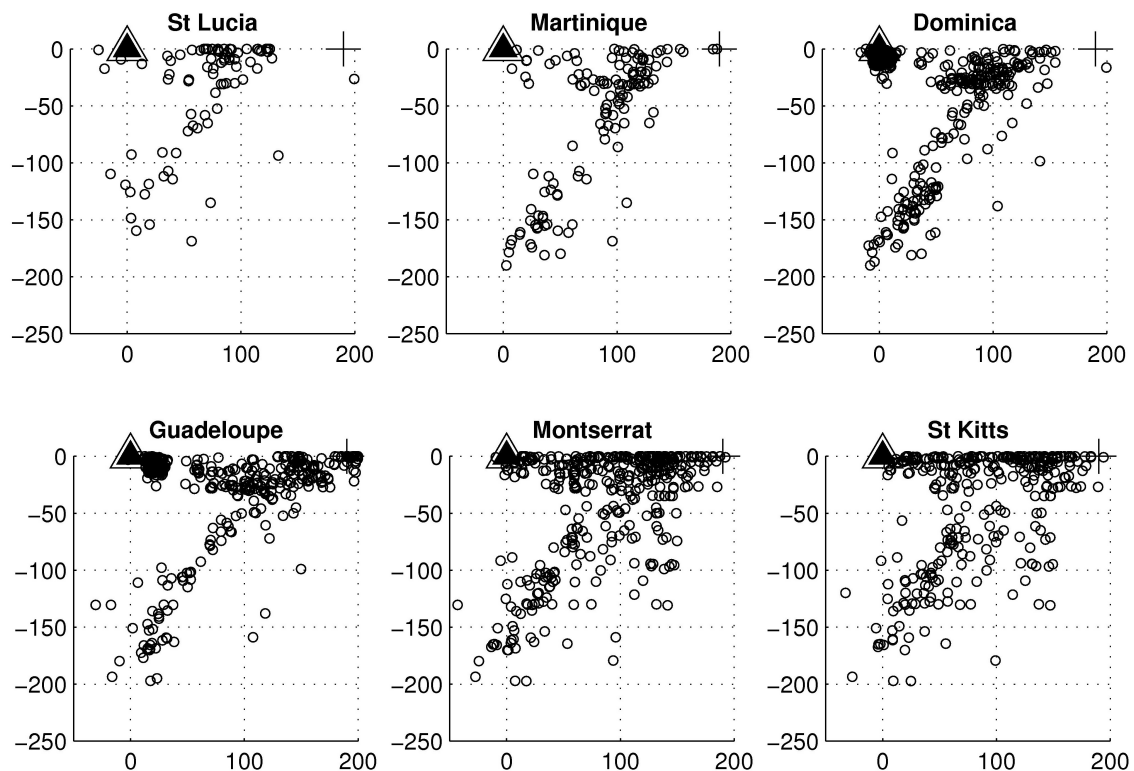


Figure 6. Seismicity cross-sections (magnitude > 2.7) for six profiles perpendicular to the arc, through active volcanic islands (AA'' to FF'' shown in figure 4). The sections are 150 km wide. Triangles on the horizontal axis indicate the active volcanic front. Plus signs show the position of the negative gravity anomaly.

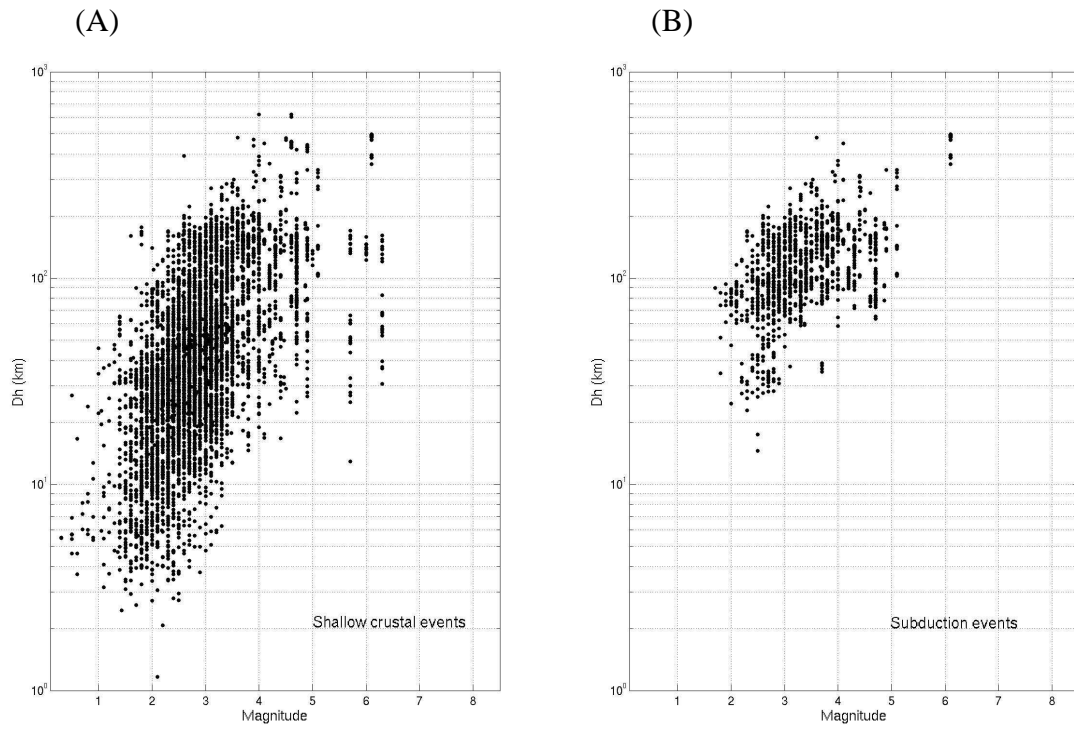
## 6. ATTENUATION LAWS

Here we distinguish shallow crustal earthquakes (< 50 km) (interface subduction or intraplate earthquakes) from intraslab subduction earthquakes (occurring within the subducting oceanic plate). The CDSA has gathered enough data from 2,260 events to allow us to compute PGA values. PGA estimates vary between 0.1 mg and 200 mg for hypocentral distances from 5 to 500 km. Figure 7 shows the magnitude-distance distribution of the strong-motion dataset collected for analysis. A large portion of the data comes from shallow crustal earthquakes, a majority of them from Les Saintes aftershock area. Magnitudes range from 1 to 6 and hypocentral distances from 2 to 500 km (figure 7A). For subduction earthquakes (figure 7B), magnitude and distance ranges are much smaller (about 2–5 for magnitude, 20–200 km for hypocentral distances).

The Les Saintes islands earthquake (2004/11/21,  $M_w = 6.3$ ) is the event for which we have the largest amount of accelerometric data. PGA distribution with distance is represented in figure 8 and table 4. The event was recorded by 46 stations at distances between 30 to 150 km. An illustration of site effects is presented in the seismograms of figure 9. For the mainshock, one compares the records at Ste. Rose (soil site) and Le Moule (rock site), both at 70 km from the epicenter, which provides a peak amplitude ratio of 2.

Unfortunately, there was no accelerometric station at Les Saintes Islands, near the activated fault. Therefore, the peak accelerations at these islands could only be estimated by interpolating the trend of its attenuation at a shorter distance. We estimate a PGA of 200–300 mg or larger, which is consistent with the EMS98 intensity VIII reported by BCSF on these islands (BCSF 2005).

In figure 8, we compare the acceleration data with the predicted acceleration using two attenuation laws computed for shallow crustal earthquakes (Sadigh *et al.* 1997; Chang *et al.* 2001). The Sadigh *et al.* (1997) model for rock sites is applicable to earthquakes with moment magnitudes of 4 to 8+ and distances up to 100 km. The Chang *et al.* (2001) model is valid for magnitudes of about 4 to 7 and for distances of about 5 to 250 km. The PGA prediction is rather good for Guadeloupe records at less than 100 km, but clearly overestimates the PGA observed in Martinique at about 150 km by a factor of 2 to 3. There are presently not enough magnitude 6 or larger earthquakes in the database to reliably constrain parameters for a new attenuation law.



*Figure 7. Magnitude-distance distributions of peak ground-motion data used in this study. (A) shallow crustal earthquakes; (B) subduction zone earthquakes.*

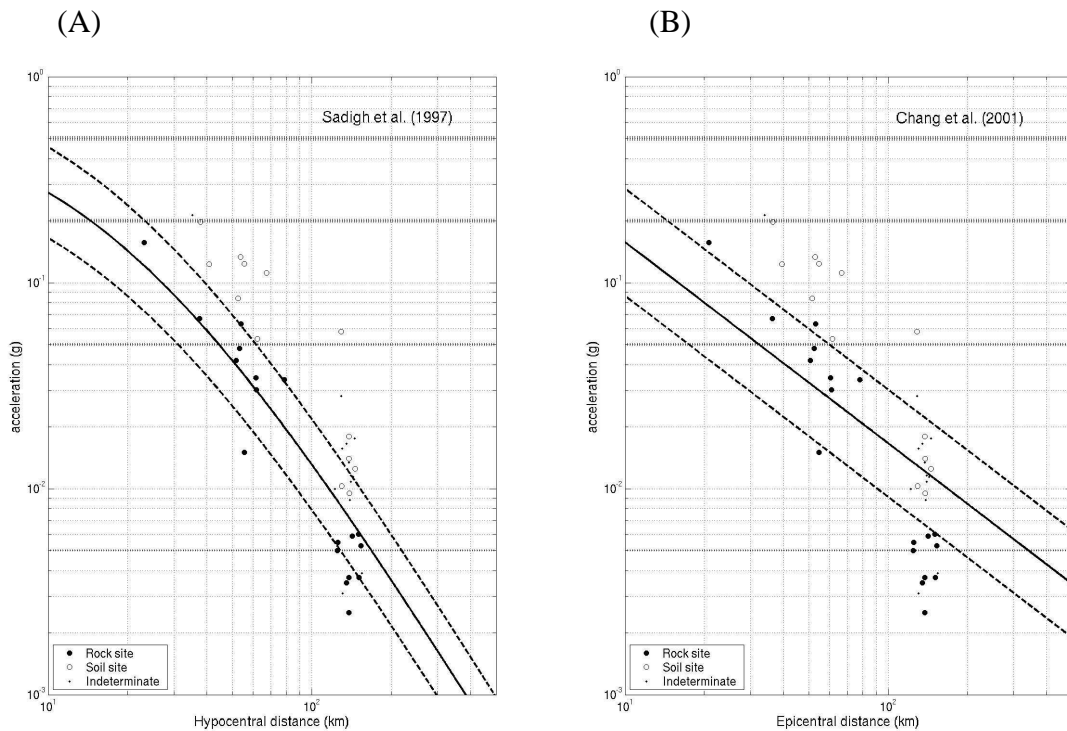


Figure 8. Comparison between PGA for the mainshock (Les Saintes, 11/21/04,  $M_w$  6.3) and the predicted values using two attenuation equations (Sadigh et al. 1997; Chang et al. 2001). The solid line indicates the predicted PGA, the broken lines indicate the standard error of the equation. Horizontal lines indicate empirical limits for degree of perception based on Feuillard (1984): from bottom to top, the earthquake is felt by few people, the earthquake is felt by a large majority of people, the earthquake can cause important damages, the earthquake can cause general panic.

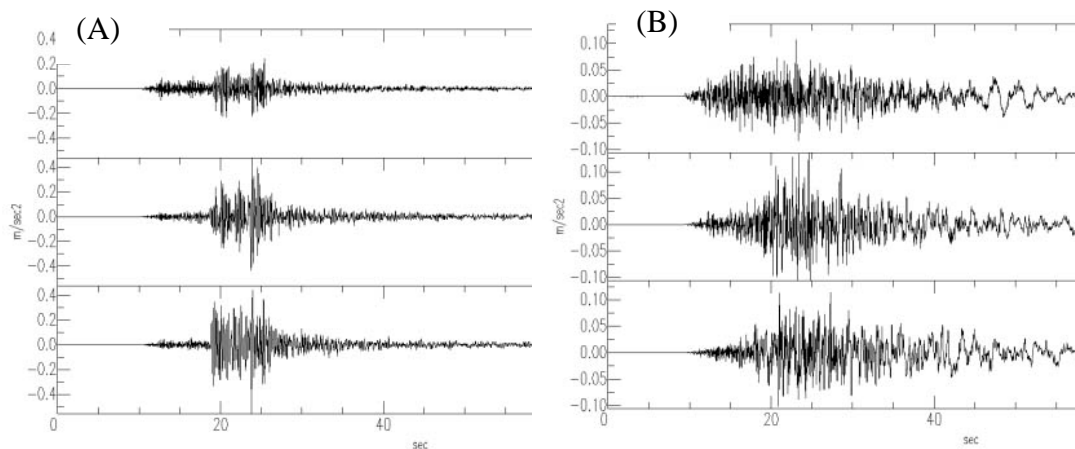


Figure 9. Comparison between records from two stations at the same distance (70 km) from the epicenter (11/21/04) with different site conditions: (A) SROA (soil site) and (B) MOLA (rock site).

Table 4

*Strong motions recorded by accelerometric stations in the French West Indies for the mainshock (Les Saintes, 11/21/04). Site conditions are indicated R for rock, S for soil, NA for indeterminate; the number indicates the type of classification: (1) for H/V measurements, (2) for geological determination (Douglas et al. 2005).*

Stations	Code	Networks	Type	Hypocentral distance (km)	PGA (g)
Grand-Bourg-Marie-Galante	GBGA	RAP-IPGP	R (1)	32.4	0.157
Houelmont-Gourbeyre	GHMA	BRGM-GUA	R (1)	35	0.213
Préfecture-Basse-Terre	PRFA	RAP-IPGP	R (1)	37.1	0.067
Belfont-Saint-Claude	GJYA	BRGM-GUA	R (1)	37.9	0.198
Aérodrome de Baillif	ABFA	RAP-IPGP	S (1)	40.1	0.123
Ecole de Pigeon-Bouillante	PIGA	RAP-IPGP	R (1)	53.3	0.048
Institut-Pasteur-Abymes	IPTA	RAP-IPGP	R (1)	55.9	0.042
Fengarol Pointe-à-Pitre	GFEA	BRGM-GUA	S (1)	56.6	0.084
Lauricisque Pointe-à-Pitre	GLAA	BRGM-GUA	S (1)	57.6	0.133
Antéa-Abymes	GBRA	BRGM-GUA	R (1)	58.3	0.063
Aéroport Glide fond	GGFA	BRGM-GUA	R (2)	59.5	0.015
Aéroport Glide surface	GGSA	BRGM-GUA	S (1)	59.5	0.124
Morne à l'Eau	MESA	RAP-IPGP	S (1)	67.3	0.053
Le Moule	MOLA	RAP-IPGP	R (1)	68	0.030
St-François	SFGA	RAP-IPGP	R (1)	68.9	0.034
Sainte-Rose	SROA	RAP-IPGP	S (1)	69.1	0.112
Anse-Bertrand	BERA	RAP-IPGP	R (1)	83.5	0.034
Observatoire Morne des Cadets	CGOB	CG-MAR	R (1)	121.9	0.010
Piscine Carbet	CGCA	CG-MAR	R (1)	124.1	0.005
Sainte Marie	MASM	RAP-IPGP	R (1)	126.4	0.006
Collège Saint-Just Trinité	CGTR	CG-MAR	S (1)	130	0.028
Mairie-Trinité	MTRA	BRGM-MAR	S (1)	130.1	0.058
Hôpital Trinité	MATR	RAP-IPGP	S (1)	130.3	0.010
Centre Thermal Absalon	CGAS	CG-MAR	S (1)	130.4	0.003
Réservoir Deux Terres	CGDT	CG-MAR	S (1)	131	0.016
Météo Desaix	MAME	RAP-IPGP	R (1)	134.9	0.006
Collège Saint Joseph	CGSJ	CG-MAR	S (1)	135.7	0.017
Exotarium-Fort-de-France	MEXA	BRGM-MAR	S (1)	137.7	0.018
Immeuble Concorde DDST	CGCO	CG-MAR	R (1)	137.8	0.003
Archives Départementales Haut	CGAH	CG-MAR	R (1)	137.9	0.013
Archives Départementales Bas	CGAS	CG-MAR	S (1)	137.9	0.004
Théâtre-Fort-de-France	MTHA	BRGM-MAR	S (1)	138.1	0.014
Dillon-Fort-de-France	MDIA	BRGM-MAR	S (1)	138.6	0.010
Centre culturel Atrium	CGAT	CG-MAR	S (1)	138.8	0.009
Collège Petit Manoir Lamentin	CGPB	CG-MAR	S (1)	140.6	0.011
Collège Place d'Armes	CGPA	CG-MAR	S (1)	140.8	0.012
Zone Aéro-Militaire	MAZM	RAP-IPGP	R (2)	142.3	0.006
Collège du François	CGFR	CG-MAR	NA	144.2	0.011
Barrage de la Manzo Haut	CGMH	CG-MAR	NA	146.1	0.018
Barrage de la Manzo Bas	CGMB	CG-MAR	NA	146.2	0.013
Diamant	MADI	RAP-IPGP	R (2)	150.8	0.004
Marin	MAMA	RAP-IPGP	R (1)	150.8	0.006
Collège Diamant	CGDI	CG-MAR	R (1)	153.3	0.005
Collège Vauclin	CGVA	CG-MAR	S (1)	155.6	0.004

## 7. Conclusions

The Lesser Antilles arc is prone to a large seismic hazard. The geodynamic context is relatively complex, the historical seismicity covers too-short a period of time (less than 3.5 centuries) to estimate the recurrence time of strong events, and seismicity associated with shallow active faults near the islands is not well-understood. Although several regional institutions produce catalogs of seismicity, the information remains partial. Under such conditions, the seismic hazard assessment is still relatively approximate and needs to be improved, which motivated the creation of the French Antilles Seismological Data Base, CDSA.

The purpose of CDSA is to collect and merge the data existing in the French Antilles. CDSA generates a new seismicity catalog that is as complete as possible. The five years of seismicity presently analyzed allow us to compare seismic activity on the whole arc and to see clearer evidence for variations in the seismicity level along the arc. The magnitude threshold is 2.7, and even lower near the islands of Guadeloupe and Martinique. We have been able to confirm a progressive increase of seismic activity from south to north between Martinique and Antigua and identify two presently quiescent zones, near St. Kitts to the north and Grenada to the south.

In the central part of the arc (17.5°N–13.5°N), the CDSA catalog improves our knowledge of the subduction zone and of the shallow seismicity because its hypocenter locations have smaller uncertainties than the original catalogs. It better defines the slab structure and dip angle: the latter seems constant between St. Lucia and St. Kitts, with a mean value of 50°. Moreover, the CDSA catalog better constrains the relationship between tectonic structures and seismicity, such as a backstop near Guadeloupe, and offshore active faults around Guadeloupe and Martinique, in particular for the 2004 Les Saintes seismic crisis. Including accelerometric data in CDSA has reduced location errors, but azimuth coverage is not improved: the problem of island–arc alignment remains. Only ocean-bottom instruments could improve this drawback. For this purpose, French OBS (ocean bottom seismometer) have been installed since 2006 by IPGP.

High-quality digital accelerometric data are recent in the Lesser Antilles, and there is not yet any attenuation relationship adapted for the Lesser Antilles. Preliminary results from the CDSA compilation show that standard attenuation laws overestimate peak accelerations at large distances by a factor of 2 to 3.

In conclusion, the newly created CDSA will improve regional hazard assessment and bring valuable input to applied and fundamental research, in particular through its accessibility on the Internet (<http://www.seismes-antilles.fr>). Presently, CDSA focuses on data collected by the French arrays, but it would be a great opportunity to set up a cooperative data exchange among different Caribbean countries and institutes involved in assessing the seismic hazard of this region.

## ACKNOWLEDGMENTS

The framework for creating CDSA was funded by the French government and Europe (CPER-DOCUP 2000-2006), the Guadeloupe region, and the main collaborators IPGP, BRGM, and UAG. We used data from IPGP observatories, BRGM, and RAP-IPGP to compute and plot figures in this paper. We would like to thank Auran Randrianosolo, Pascal Bernard, and Fabrice Cotton for their beneficial discussion and Didier Mallarino for his contribution to the creation of the CDSA database.

## REFERENCES

- Ambraseys, N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, and P. M. Smit (2005). Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering* **3** (1), 1–53.
- Bangs, N. L., G. L. Christeson, and T. H. Shipley (2003). Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system. *Journal of Geophysical Research* **108** (B7), 2,358.
- BCSF (French Central Seismology Office) (2005). *Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 Novembre 2004*. Note préliminaire, BCSF2005-NP3, 62 pps.
- Bernard, P., and J. Lambert (1986). *Macrosismicité des Petites Antilles: Compte-rendu des effets du séisme du 16 mars 1985 et exploitation des accélérogrammes*. Technical Report 86 SGN 003 GEG, BRGM, France.
- Bernard, P., and J. Lambert (1988). Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles: Revision of the historical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* **78**, 1,965–1,983.
- Bertil, D., S. Bazin, D. Mallarino, and F. Beauducel (2004). *Séisme des Saintes*. Rapport de synthèse, Centre de Données Sismologiques des Antilles, 8 décembre 2004.
- Bouin M.P., M.Bouchon, O. Coutant, S. Bazin. Source Parameters of Mw=7.4 Martinique intermediate-depth earthquake (Leeward Islands) of november 29, 2007:a slab pull-event with horizontal fault plane, en préparation.
- Castro, R. R., H. Fabriol, M. Bour, and B. Le Brun (2003). Attenuation site effects in the region of Guadeloupe, Lesser Antilles. *Bulletin of the Seismological Society of America* **93** (2), 612–626.
- Chang, T.-Y., F. Cotton, and J. Angelier (2001). Seismic attenuation and peak ground acceleration in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* **91**, 1,229–1,246.
- Christeson, G. L., N. L. Bangs, and T. H. Shipley (2003). Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone. *Journal of Geophysical Research* **108** (B7), 2,327–2,342.
- Demets, C., P.-E. Jansma, G.-S. Mattioli, T.-H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean–North America plate motion. *Geophysical Research Letters* **27**, 437–440.
- Dorel, J. (1978). Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin atlantique. PhD diss., Université Pierre et Marie Curie, Paris, 326 pps.
- Dorel, J. (1981). Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **67**, 679–695.
- Douglas J., D. Bertil, A. Roullé, P. Dominique, and P. Jousset (2006). A preliminary investigation of strong-motion data from the French Antilles. *Journal of Seismology* **10**, 271–299.



- Douglas, J., A. Roullé, P. Dominique, C. Maurin, and F. Dunand (2005). *Traitement des données accélérométriques du Conseil Général de la Martinique*. Rapport BRGM/MP-53906-FR.
- Feuillard, M. (1984). *Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique*. Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe, 349 pps.
- Feuillet, N. (2000). Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique. PhD diss., Université Paris 7- Denis Diderot, 284 pps.
- Feuillet, N., I. Manighetti, and P. Tapponnier (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* **107** (B12), 2,331.
- Gagnepain-Beyneix, J., J. C. Lepine, A. Necessian, and A. Hirn (1995). Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique island). *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**, 478–495.
- Girardin, N., and R. Gaulon (1982). Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone. *Earth and Planetary Science Letters* **62**, 340–348.
- Girardin, N., M. Feuillard et J.-P. Viode (1991). *Bulletin de la Société Géologique de France* **162** (6), 1003–1015.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1954). *Seismicity of the Earth*. Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Institut de Physique du Globe de Paris (2004). *Bilan mensuel de l'activité volcanique de la Soufrière de Guadeloupe et de la sismicité régionale*. Public reports of OVSG-IPGP, Institut de Physique du Globe de Paris, <http://www.ipgp.jussieu.fr>, ISSN 1622-4523.
- Klein, F. W. (2002) *User's Guide to Hypoinverse-2000, A Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes*. USGS Open File Report 02-171.
- Lebrun, B., A.-M. Duval, P.-Y. Bard, O. Monge, M. Bour, S. Vidal, and H. Fabriol (2004). Seismic microzonation: A comparison between geotechnical and seismological approaches in Pointe-à-Pitre (French West Indies). *Bulletin of Earthquake Engineering* **2** (1), 27–50.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1975). *HYP071 (Revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes*. USGS Open File Report 75-311, 113 pps.
- Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, C. Demets, P. E. Jansma, and G. S. Mattioli (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* **21** (6), 1,057.
- Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*, **30** (1), 25–33.
- Sadigh, K., C. Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, and R. R. Youngs (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters* **68**, 180–189.
- Tanner, J. G., and K. M. Shedlock (2004). Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean and Central and South America. *Tectonophysics* **390**, 159–175.
- Tichelaar, B. W., and L. J. Ruff (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research* **98**, 2,017–2,037.
- Wadge, G., and J. B. Shepherd (1984). Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* **71**, 297–304.
- Youngs, R. R., S. J. Chiou, W. J. Silva, and J. R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters* **68**, 58–73.

## Chapitre 2 Etude spatio-temporelle de la valeur de $b$ dans l'arc des Petites Antilles

Pas plus que sa date ou son lieu, la magnitude d'un séisme à venir n'est connue, ce qui rend difficile l'évaluation de l'aléa sismique. Pourtant, et heureusement, on a pu largement remarquer que les très grands séismes sont rarissimes alors que les petits séismes se comptent par milliers. Dès 1949, Beno Gutenberg et Charles Francis Richter se penchent sur l'étude statistique entre grands et petits séismes. De leurs travaux, résulte une loi de la distribution du nombre de séismes de magnitude égale ou supérieure à  $M$ , en fonction de la magnitude :  $\log(N) = a - bM$ . La variable  $a$  indique le taux de sismicité. Cette variable dépend de la période de mesure et de la région ; ainsi pour une région donnée, elle permet d'indiquer le temps de retour des séismes forts et de définir le niveau d'aléa sismique. La variable  $b$  souvent appelée  $b$ -value est un paramètre universel valant  $\sim 1$ . De manière extraordinaire, cette loi de puissance, est indépendante de la région considérée qu'elle soit fortement sismique ou pas, en Californie ou par exemple en Norvège, et indépendante de la période de temps considérée.

Bien que la valeur de  $b$  soit proche de 1 pour la sismicité mondiale, de nombreuses études montrent que la valeur de ce coefficient peut varier dans l'espace et le temps (*Wiemer and Benoit, 1996 ; Ayele and Kulhànek, 1997 ; Gerstenberger et al., 2001*). Des travaux récents montrent des cartographies spatio-temporelles de la  $b$ -value pour des régions actives comme les volcans dans le but d'identifier des zones de migration de magma (*Wyss et al., 1997, 2001 ; McNutt, 2005*) ou des diminutions de  $b$  dans le temps juste avant que ne surviennent des séismes importants (*Wyss and Habermann, 1988 ; Nuannin et al., 2005*).

Il semble alors intéressant, lorsque l'on étudie la sismicité des Petites Antilles, de confronter les variations spatio-temporelles de la valeur de  $b$  aux hétérogénéités sismiques temporelles (pré-crise, post-crise) et spatiales (lacunes au nord et au sud) de l'arc.

La première partie de ce chapitre traite de la détermination de la  $b$ -value par « bootstrapping », cette méthode nous permet de connaître l'incertitude sur le calcul de  $b$  pour de courtes séquences de magnitudes quantifiées. Dans la seconde, nous présentons les

premiers résultats de l'application de notre méthode de calcul des valeurs de  $b$  sur le catalogue sismique des Petites Antilles. Cette application reste préliminaire car elle ne porte que sur la sismicité superficielle : sismicité intraplaque et une partie de la sismicité de subduction (interface).

# Bootstrap Determination of $b$ -values: An assessment of Statistical Estimators with Synthetic ETAS Sequences of Magnitudes

Mendy Bengoubou-Valerius  
*Université des Antilles et de la Guyane, Guadeloupe, FWI*

Dominique Gibert  
*Institut de Physique du Globe de Paris, France*

« à soumettre »

## 2.1.1 Introduction

The power-law distribution of earthquake magnitudes, known as the Gutenberg-Richter (GR) law, constitutes one of the most remarkable features of the global seismicity, either natural or induced (*Gutenberg and Richter, 1944*). The GR law reads (*Main, 2000*),

$$p(M) = AM^{-b-1}, \quad (2.1)$$

where  $p(m)$  is the density of probability for an earthquake of magnitude  $m$  occur,  $A$  is a scaling factor fixing the rate of seismicity in the considered geographical region, and  $b$  is the so-called  $b$ -value which controls the relative balance between the occurrence of earthquakes with different magnitudes.

Although a value of  $b \sim 1$  is observed for the global worldwide seismicity (*Kagan, 1999*), numerous studies (see for instance, the abstract of the S13A and S22A sessions of the 2004 AGU fall meeting) report that the  $b$ -value may significantly change both in space and time (*Wiemer and Benoit, 1996; Ayele and Kulhànek, 1997; Wiemer et al., 1998; Gertenberger et al., 2001*). Spatial variations are tentatively attributed to depend on the fault heterogeneity (*Meyer et al., 2004*), and on the level of stress and pore pressure in the crust (*Sholz, 1968; Wyss, 1973; Amitrano, 2003; Schorlemmer et al., 2003*). Temporal decreases of the  $b$ -value have also been reported before the occurrence of main earthquakes (*Wyss and Habermann, 1988; Nuannin et al., 2005*). Recent studies present small-scale spatio-temporal mappings of the  $b$ -value under active regions such as volcanoes in order to identify regions of magma migration (*Wiemer and McNutt, 1997; Wyss et al., 1997, 2001; Murru et al., 2004; McNutt, 2005*).

Although the number of studies devoted to variations of the  $b$ -value regularly increases, a debate remains on the reality and the physical significance of these variations (*Frohlich, 2004*). Beside the necessity to progress on the physical understanding of the  $b$ -value variations, the assessment of the reliability of the reported variations is of a crucial importance. Because of the power-law behavior of the analysed sequence of magnitudes, the statistical determination of  $b$  poses specific issues early recognized by *Aki (1965)* and *Utsu (1965)* (see also *Bender, 1983*), and more recently by *Golstein et al. (2004)* in the general framework of the determination of power-law slopes encountered in many complex systems, physical or not. A recent review of the most popular  $b$  estimators, written by *Marzocchi and Sandri (2003)*, present and discusses the different statistical

estimators of  $b$  proposed in the seismological literature. These authors point out that the problem of the experimental determination of  $b$ -value remains open and that no unique practice is in usage in the seismological community, making difficult to compare results from independent studies.

In this present paper, we aim at contributing to the assessment of a practical methodology for determining  $b$ -values for short sequences of quantized magnitudes. Instead of assuming a particular model to derive the statistical characteristics of the  $b$  estimators, we use a non-parametric approach, namely the bootstrap method, to directly compute the probability density distributions of  $b$ -values from a single sequence of magnitudes. In the next section of this paper, we apply several classically used  $b$ -value estimators to a set of ETAS synthetic sequences with known parameters. By analyzing an ensemble of sequences, we obtain reference probability distributions of the statistical variations of the  $b$  estimates for both truncated and quantized sequences of magnitudes. In a next section, we consider the possibility to reconstruct the space of statistical realizations of sequences by bootstrapping a single sequence. An assessment of the different  $b$  estimators with respect to both the truncating and the quantification effects is proposed. The last section considers resolution issues and the possibility to distinguish different  $b$ -values.

### 2.1.2 ETAS synthetic earthquake sequence

In this section, we study the statistical variability of the evaluation of  $b$ -values from series counting a moderate number  $50 \leq L \leq 400$ , of events. Our aim is to quantify the statistical uncertainty associated with a particular  $b$ -value estimate from a short series. For this purpose, we use a synthetic series of magnitudes with known properties. The synthetic sequences of events is generated with the general branching process called the Epidemic-Type Aftershock Sequence (ETAS) and initially proposed by *Ogata (1985, 1988)*. This model has recently been used by *Enescu et al. (2006)* in their wavelet analysis of earthquake series. These authors showed that the wavelet transforms of synthetic sequences produced by the ETAS model are very similar to the wavelet transforms of real sequences of earthquake magnitudes.

The ETAS model produces a sequence of earthquakes (hereafter assumed to begin at  $t = 0$ ) which includes mainshocks and aftershocks whose time-occurrence follow the modified Omori law (*Utsu, 1961*). Accordingly, the rate of aftershocks produced by an earthquake of magnitude  $m_i$  occurring at time  $t_i$  is given by,

$$a_i(t) = R \frac{\exp[\alpha(m_i - m_z)]}{(t - t_i + c)^p} H(t - t_i), \quad (2.2)$$

where  $H$  is the Heaviside step distribution. The parameter  $R$  fixes the base level of the rate of production of earthquakes,  $\alpha$  measures the efficiency of an earthquake to produce aftershocks, and  $p \geq 1$  controls the decay rate of aftershock productivity. Only aftershocks with magnitude larger than  $m_z$  are produced. Contrary to the classical definition of aftershocks, the ETAS model allows aftershock to have a larger magnitude than their triggering earthquake (*Felzer et al., 2002*). The whole sequence is also constrained to satisfy the GR law with a given  $b$ -value,

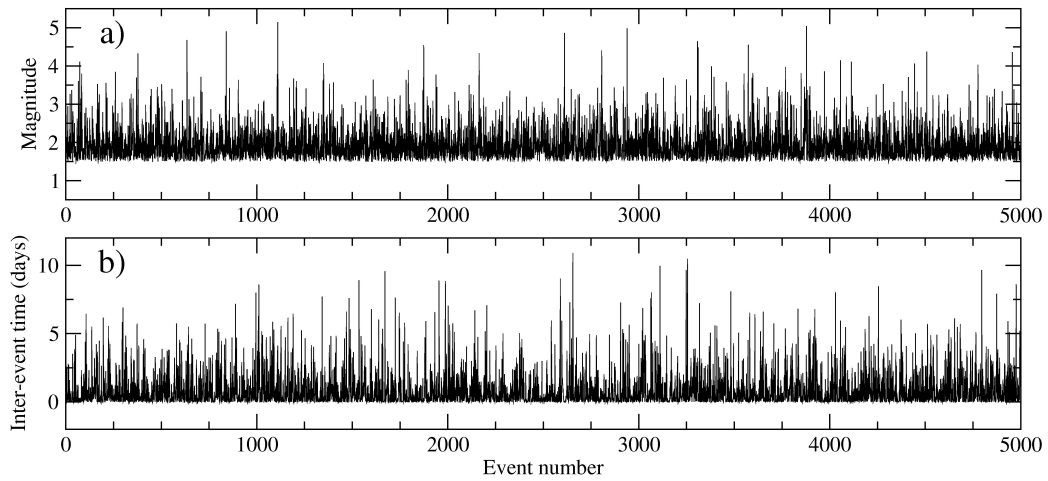
$$\log_{10}[N(m)] = a - bm, \quad (2.3)$$

where  $N(m)$  is the number of earthquakes with a magnitude greater than or equal to  $m$ .

The total rate of earthquakes of the model is obtained by summing all aftershock sequences,  $a_i(t)$ , completed by a Poisson process,  $\mu(t)$  aimed at representing the seismic activity induced by the regional tectonic loading :

$$r(t) = \mu(t) + \sum_i a_i(t). \quad (2.4)$$

Figure 2.1 a shows the first half of an ETAS magnitude sequence of  $N_T = 10000$  events generating with the following values of model parameters:  $b = 1$ ,  $m_Z = 1.5$ ,  $\mu = 0.5$ ,  $R = 0.04$ ,  $c = 0.01$ ,  $\alpha = 0.4$  and  $p = 1.2$ . Figure 2.1 b shows the inter-event times of the sequence. The cumulative curve of magnitudes is shown in Figure 2.2 where it can be observed that, as expected, the typical straight-line falloff behaviour of the distribution is respected for magnitudes  $m \geq m_Z$ .



*Figure 2.1. First 5000 values of a synthetic earthquake sequence produced by the ETAS model given by equation (2.4), see text for parameters values. a) Magnitude sequence. b) Sequence of inter-event times.*

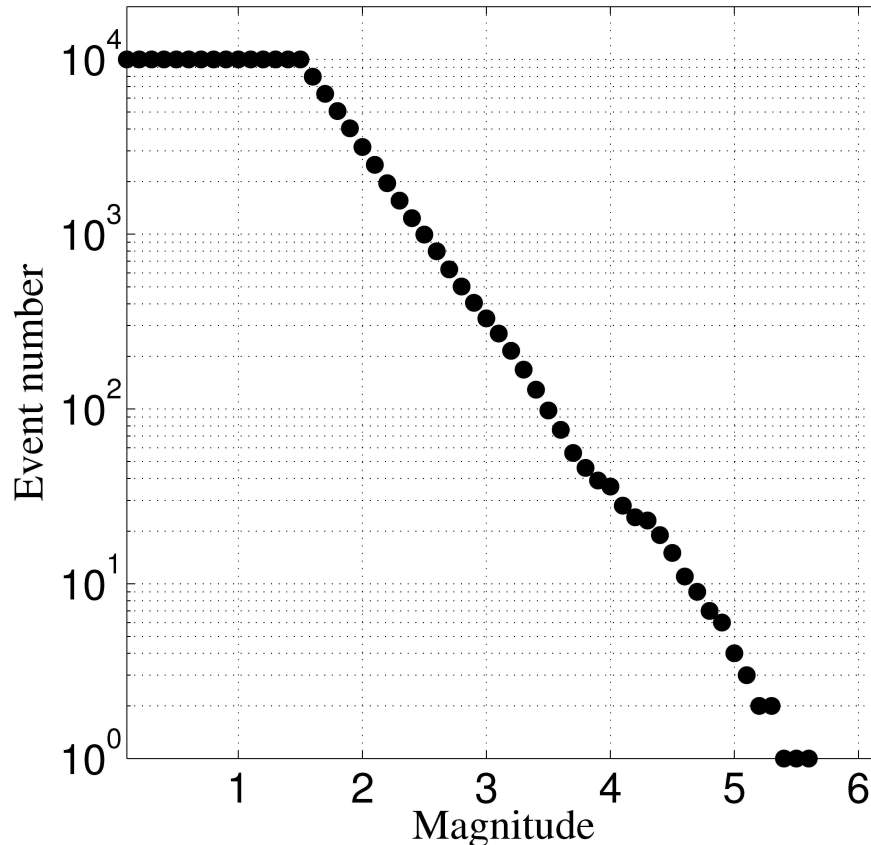


Figure 2.2. Gutenberg-Richter curve of the synthetic magnitude series shown in Figure 2.1.

### 2.1.3 Determination of $b$ -values for short sequences of events

We now address the question of the statistical variability of the  $b$ -values determined for finite-size sequences counting a small number of events. In practice, we split the long ETAS sequence of Figure 2.1 into  $K$  disjoint sub-sequences of length  $L$ , the  $b$ -value for each sub-sequences is computed with different estimators. The statistical distribution of the so-obtained  $b$ -value is studied afterward to derive the uncertainty over the  $b$ -value attributed to the finite size of the analyzed sequences. Three  $b$ -value estimators are presented and tested against a set of ETAS sub-sequences.

#### 2.1.3.1 Linear regression estimate (LR) of $b$

A method always in use to estimate the  $b$ -value of a sequence of events consists in fitting a straight line to an experimental GR curve (Okal and Kirby, 1995; Triep and Sykes, 1997; Main, 2000). Accordingly, we constructed  $K$  GR curves from a set of  $K$  ETAS sub-sequences of length  $L$  and computed the corresponding  $b$ -values through linear least-squares fitting of a straight line to the GR curves for magnitudes  $m \geq m_z = 1.5$  (see Figure 2.2). The linear (regression estimate of  $b$  is given by,

$$b_{LR} = \frac{B \sum_{i=1}^B m_i \log_{10}(N_i) - \sum_{i=1}^B m_i \sum_{i=1}^B \log_{10}(N_i)}{B \sum_{i=1}^B m_i^2 - \left( \sum_{i=1}^B m_i \right)^2}, \quad (2.5)$$

where  $B$  is the number of magnitude bins used in the discretized version of equation (2.3). Figure 2.3 shows the histograms (thin solid lines) of the  $b_{LR}$  for sub-sequences with a number of events  $L = 50, 100, 200$  and  $400$ . As expected, the histograms narrow as the number of events,  $L$ , forming the sub-sequences increases, indicating that the larger the number of events the smaller the uncertainty over the determined  $b$ -value. The standard deviations,  $\sigma_{LR}$ , of the  $b_{LR}$ 's reported in Table 2.1 confirm this fact and reveal a decrease of  $\sigma_{LR}$  by a factor of about 1.8 from  $L = 50$  to  $L = 400$ . This reduction of variance is less than the decrease expected for an eight-time increase of the number of data (see equation (2.1) below). Figure 2.3 also shows that the maximum of the LR histograms is biased toward the lower values of  $b$ , giving an average for  $b_{LR}$  negatively biased by about 5% (see Table 2.1). Interestingly, it can be observed that the bias remains almost constant whatever the number of events,  $L$ , used to construct the GR curves.



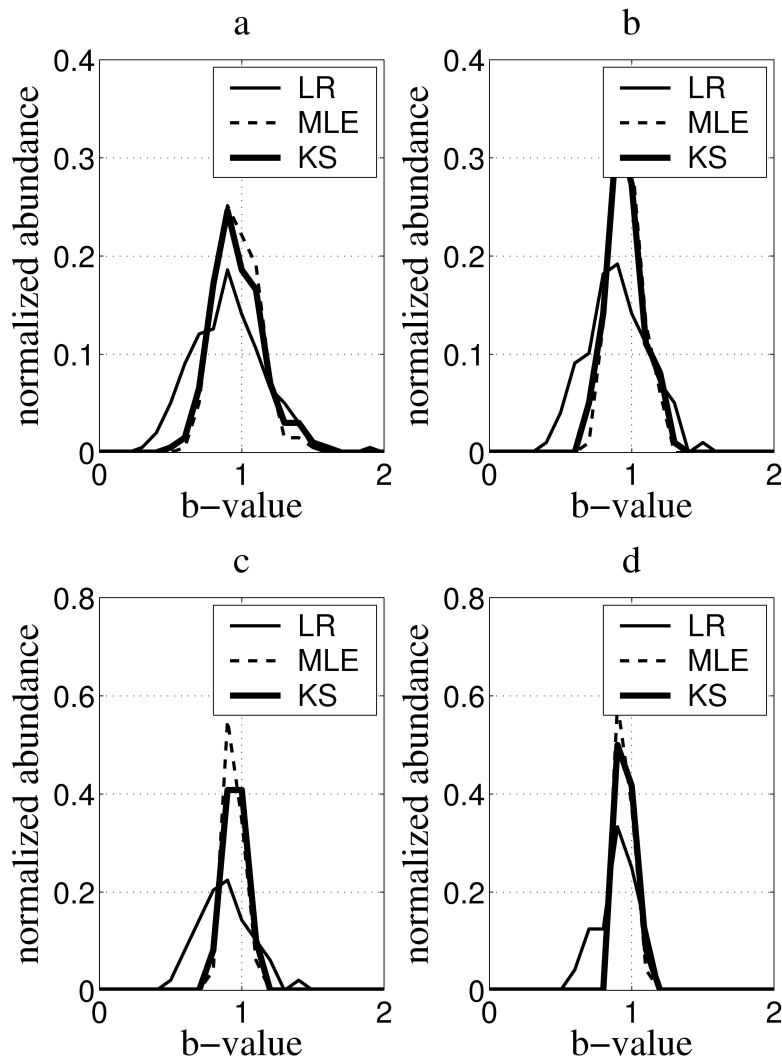


Figure 2.3. Statistics of  $b$ -values obtained for sub-series of length  $L$  extracted from the synthetic magnitude series shown in Figure 2.1. Thin solid curves are for the  $b_{LR}$  determined by straight-line fitting of the GR curves, dashed lines are for the  $b_{MLE}$  estimator, and thick solid lines are for the  $b_{KS}$  estimator (see text for details). Tested lengths are  $L=50$  (a),  $L=100$  (b),  $L=200$  (c),  $L=400$  (d). See Table 2.1 for means and standard deviations corresponding to these histograms.

### 2.1.3.2 Maximum likelihood estimate (MLE) of $b$

The problem of the bias in the determination of power-law slopes, and in the present study of  $b$ -values, has recently been re-addressed by Goldstein et al. (2004). These authors showed that the biased estimates of the power-law slopes obtained by linear regression (LR) fitting may be advantageously replaced by a Maximum Likelihood Estimate (MLE) derived by a bayesian criterion. An extensive comparison of both types of slope estimates performed by Newman (2005) confirms the generally superior performance of the MLE estimates against the LR ones. These difficulties were early recognized in the seismological community, and the MLE estimators were initially proposed by Aki (1965) and Utsu (1965) in the context of  $b$ -value estimations.

In order to make this paper self-consistent, and for futher usage in a next section, we now recall the main calculus leading to the MLE estimator of  $b$ . We suppose a power law probability distribution of the earthquake energies,

$$p(E) = \frac{b}{E_z} \left( \frac{E}{E_z} \right)^{-(b+1)}, \quad (2.6)$$

where  $E_z$  is the energy associated to the threshold magnitude  $m_z$ . For a given sequences of magnitudes,  $\mathcal{M} = \{m_i, i = 1, \dots, L\}$  the probability that the sequence  $\mathcal{M}$  was produced by a power-law stochastic process with slope  $b+1$  is given by,

$$l(b|\mathcal{M}) = \prod_{i=1}^L p(E_i). \quad (2.7)$$

Inserting (6) in equation (2.7), and taking the log-likelihood,  $\mathcal{L} = \ln(l)$ , we obtain,

$$\mathcal{L}(b|\mathcal{M}) = L \ln b - L \ln E_z - (b + 1) \sum_{i=1}^L \ln \left( \frac{E_i}{E_z} \right). \quad (2.8)$$

The MLE estimate of  $b$  is such that,

$$\left. \frac{\partial}{\partial b} \mathcal{L}(b|\mathcal{M}) \right|_{b_{MLE}} = 0, \quad (2.9)$$

giving

$$b_{MLE} = \frac{L}{\sum_{i=1}^L (\ln E_i - \ln E_z)}. \quad (2.10)$$

Accounting for the definition of the seismic magnitudes, the MLE estimators reads,

$$b_{MLE} = \frac{1}{\ln(10) \left[ L^{-1} \sum_{i=1}^L (m_i) - m_z \right]} \quad (2.11)$$

$$= \frac{1}{\ln(10) (\bar{m} - m_z)},$$

where  $\bar{m}$  is the average magnitude if the  $L$  events such that  $m_i \geq m_z$ . It should be noted that the  $\ln(10)$  factor in equation (2.11) does not appear in the formula given by *Newman (2005)*. This difference explains the 3.05 power-law slope obtained by this author for the distribution of California earthquakes instead of the  $b \sim 1$  value published in seismological studies. A similar  $\ln(10)$  normalizing factor for ETAS synthetic sequences is used by *Sornette and Werner (2005)*. The MLE estimator given in equation (2.11) explicitly depends on the threshold magnitude,  $m_z$ , and a wrong choice of this quantity may result in bias in the  $b_{MLE}$  estimate (*Wiemer and Wyss, 2000*). In any case,  $m_z$ , must never be (even slightly) smaller than the magnitude of completeness.

The histograms of the  $b_{MLE}$  of the ETAS sub-series are shown (dashed curves) in Figure 2.3 for  $L = 50, 100, 200$  and  $400$ . These histograms differ from the LR ones and appear more localized, indicating that the  $b_{MLE}$  are less scattered than the  $b_{LR}$  's. Also, the MLE histograms have their maximum less biased toward the small  $b$ -values. Indeed, as can be checked in Table 2.1, the mean  $b_{MLE}$  's fall very near the theoretical value,  $b = 1$ , of the ETAS series. The associated standard deviation,  $\sigma_{MLE}$ , are much smaller than the  $\sigma_{LR}$ , and are in full agreement with the formula given by *Aki (1965)*,

$$\sigma_{MLE} = \frac{b_{MLE}}{\sqrt{L}}, \quad (2.12)$$

which predicts = 0.14, 0.10, 0.07, and 0.05 for  $L = 50, 100, 200$  and  $400$  respectively.

### 2.1.3.3 Kolmogorov-Smirnov estimate (KS) of $b$

A third estimator for  $b$  can be obtained by maximizing the Kolmogorov-Smirnov probability that the data obey a power-law behavior. Accordingly, the  $b_{KS}$  estimator is defined as the value of  $b$  which minimizes the D-statistic of the Kolmogorov-Smirnov goodness-of-fit norm,

$$b_{KS} \text{ such } \min_b [\sup |N_i(m_j > m_i) - N(m_i, b)|], \quad (2.13)$$

where  $N(m_i)$  is the theoretical power law to be compared with the experimental cumulative curve  $N_i$ .

The histograms of the  $b_{KS}$  obtained for the set of the ETAS sub-sequences are shown as thick solid lines in Figure 2.3 for  $L = 50, 100, 200$  and  $400$ . These histograms are very similar to those of the  $b_{MLE}$  estimates, and as can be verified in Table 2.1, the averaged are not significantly different for the  $b_{MLE}$  and also fall very near the theoretical value,  $b = 1$ , of the ETAS series. The associated standard deviates,  $\sigma_{KS}$  are slightly larger than the  $\sigma_{MLE}$  and

are not so-well predicted by equation (2.1). However, the results presented here indicate that  $b_{KS}$  is also a good statistical estimator of the  $b$ -value.

$L$	$b_{LR}$	$b_{MLE}$	$B_{KS}$
50	0.95 (0.25)	1.02 (0.15)	1.00 (0.14)
100	0.95 (0.21)	1.01 (0.11)	0.99 (0.12)
200	0.94 (0.18)	1.00 (0.07)	0.99 (0.08)
400	0.94 (0.14)	1.00 (0.05)	1.00 (0.06)

Table 2.1. Statistics of the  $b$  estimates for a set of ETAS series of length  $L$ . Numbers in parenthesis are one standard deviation.

#### 2.1.3.4 Conclusion

The results presented in this section (see Table 2.1) confirm that the  $b_{LR}$  estimator suffers from the strongest bias and largest variance with respect to both the  $b_{MLE}$  and  $b_{KS}$  estimators whose performance are identical when applied to sequences of accurate magnitudes. This agrees with the recent claims of *Goldstein et al. (2004)* and *Newman (2005)* who recommend favoring MLE estimator.

### 2.1.4 Bootstrap determination of $b$ -values

We now address the practical determination of the statistical properties of the  $b$ -value determined from a single sequence of magnitudes. Contrarily to the situation encountered in the preceding section, the histograms quantifying the dispersions of the  $b$ -values can no more be evaluated from a set of sequences. Such a situation is often encountered and constitutes a challenge for statisticians, and in the following, we present a bootstrapping method to solve this problem. In the general case, there are however no guaranty that the bootstrap correctly reconstructs the statistical space and experimental assessment must be performed for the statistical quantity of interest, i.e. in the present study the  $b$ -value estimators presented in the former section.

#### 2.1.4.1 Methodology

Assuming that the sequence of data is representative of the whole variability of the underlying stochastic process, an ensemble of re-sampled sequences may be reconstructed by combinatorial arrangement of the original data. In this bootstrap approach, the original data are actually treated as if they were the entire unknown population. However, even a moderate number of data involves a huge amount of combinations, and the full set of re-sampled sequences is impossible to be exhaustively visited. In order to tackle with this practical difficulty, Efron (1982) and others proposed the so-called Monte Carlo bootstrapping which consists in randomly sampling the set of re-sampled sequences. An ensemble of sequences is obtained by randomly drawing (with replacement) data from the initial sequence. Since each re-sample sequence counts the same number of data as the original one, data are allowed to appear in duplicate. An ensemble of estimates of the quantities of interest (e.g. mean, variance,  $b$ -value estimate, etc...) is then derived from the set of re-sampled sequences and allows to compute various statistical parameters (mean, variance, histograms, etc...)

For this reason, we use the classical random re-sampling in the bootstrap implementations discussed below. In the following section, we propose several ways to re-sample a sequence of seismic events and check their performance through an application to the ETAS synthetic sequence of magnitudes. In particular we verify that the bootstrap effectively re-samples the same statistics as one observed with the sub-series splitting (Figure 2.3).

#### 2.1.4.2 Bootstrapping with the $b_{LR}$ estimator

Bootstrapping with the LR estimator may be applied in two ways depending on whether the re-sampling is performed on the points of the GR curve of the original sub-series or directly on the sequences of magnitudes. Because of the non-linear nature of the transformations applied to the data sequence (i.e. construction of the cumulative curve) to compute the  $b_{LR}$  estimator, the two approaches are not equivalent.

In the first case, the GR curve of the original sequence is re-sampled  $n$  times to produce a set of GR curves from which  $n$  LR  $b$ -values are derived (hereafter referred to as  $b_{LR1}$  estimates). Following Babu and Singh (1983), we set  $n = B(\ln B)^2$  where  $B$  is the number of points (i.e. bins) of the GR curve. The histograms of the LR1 estimates are shown as thick solid lines in Figure 2.4 for a series of length  $L = 50, 100, 200$  and  $400$ . The main characteristics of these histograms are their too narrow width with respect to the

corresponding histograms obtained by analyzing a set of ETAS sequences (thin solid lines in Figure 2.4), indicating that the re-sampling does not correctly explore the space of statistical realizations. We also observe a larger negative bias as can be checked in Table 2.2. A comparison with the histograms obtained from the analysis of an ensemble of sequences (solid line histograms in Figure 2.3) shows that the LR1 histograms are quite different. This indicate that bootstrapping does not correctly samples the statistics of the  $b_{LR1}$  estimator.

A second way to bootstrap the LR  $b$ -values is to re-sample the initial sequence of magnitude in order to produce  $n = L(\ln L)^2$  re-sampled sequences whose GR curves give  $n$  LR  $b$ -values (referred-to as  $b_{LR2}$  in the sequel). The corresponding histograms are shown as thick solid curves in Figure 2.4, and it can be noticed that their width is more similar to the one of the histograms obtained by analyzing a set of ETAS sequence (thin solid lines in Figure 2.4). Direct re-sampling of the sequence of magnitudes is then more efficient to explore the space of models. However, an important bias in the mean  $b_{LR}$  remains (Table 2.2).

#### **2.1.4.3 Bootstrapping with the Bayesian $b_{MLE}$ estimator**

Since the MLE  $b$ -values are directly obtained from the magnitude of the series without computing the cumulative GR curve, the only way to apply the bootstrap is to re-sample the original series as done for the LR2 estimator. Accordingly, a number  $n = L(\ln L)$  of re-samplings are performed to obtain  $n$   $b_{MLE}$  estimates. The corresponding histograms are shown (thick solid lines) in Figure 2.4. The variances of the bootstrapped  $b_{MLE}$  's are given in Table 2.2, and it can checked that the values of  $\sigma_{MLE}$  obtained by bootstrapping are in good accordance with the values given by equation (2.1) which predicts  $\sigma_{MLE} = 0.13, 0.09, 0.07$  and  $0.05$  for  $L = 50, 100, 200$  and  $400$  respectively. These tests indicate that the random re-sampling used in the bootstrap implementation in the present study efficiently reproduces the statistical distribution of the  $b$ -values determined with the MLE estimator.

#### **2.1.4.4 Bootstrapping with the Kolmogorov-Smirnov $b_{KS}$ estimator**

Bootstrap re-sampling for the  $b_{KS}$  estimator is identical to the procedure used for the MLE estimator, and the only difference resides in the manner to estimate the  $b_{KS}$  's (compare equations (2.11) and (2.13)). In the present study, we simply scan a range of  $b$ -values and look for the one minimizing the KS distance (equation (2.13)). The histograms of the obtained  $b_{KS}$  's are show as thick solid lines in Figure 2.4. The averaged  $b_{KS}$  's (Table 2.2) are slightly less-biased than the  $b_{MLE}$  's but suffer from a larger variance. From these tests, we conclude that bootstrapping correctly reproduces the statistical space of KS estimator with performances similar to those obtained for the MLE estimator.

#### **2.1.4.5 Remarks**

The tests performed in this section with the different  $b$ -value estimators show that the bootstrap re-sampling is not systematically able to provide a mean to reconstruct the space of the statistical realizations. In particular, the histograms of the individual bootstrapped  $b$ -values displayed in Figure 2.4 show that the LR estimates obtained by bootstrap re-sampling strongly depart from the estimates obtained by analyzing an ensemble of sequences of magnitude drawn from a common ETAS process.

Both the MLE and KS estimators perform correctly with the bootstrap re-sampling, and the histograms of the so-obtained  $b$ -values appear very similar to the ones obtained by analyzing a set of sequences (Figure 2.4). This is particularly true if the bootstrapped sequence counts more than  $L = 100$  data. For the re-sampling to be considered exhaustive, we found that the number of bootstrap drawing must be sufficiently large. Acknowledging the success of the bootstrap for the MLE and KS estimators in the case of synthetic sequences accurately known magnitudes, we now consider the more realistic case of quantized magnitudes similar to those encountered in actual data sets.

$L$	$B_{LR1}$	$B_{LR2}$	$b_{MLE}$	$B_{KS}$
50	0.77 (0.04)	0.78 (0.19)	0.93 (0.13)	0.92 (0.14)
100	0.73 (0.02)	0.73 (0.11)	0.90 (0.10)	0.94 (0.11)
200	0.86 (0.02)	0.86 (0.10)	0.95 (0.07)	0.97 (0.07)
400	0.89 (0.02)	0.90 (0.09)	0.95 (0.05)	0.96 (0.05)

*Table 2.2. Examples of statistics of the bootstrap  $b$  estimates for a single serie of length ( $L$ ) extracted from the ETAS series. Numbers in parenthesis are one standard deviation.*

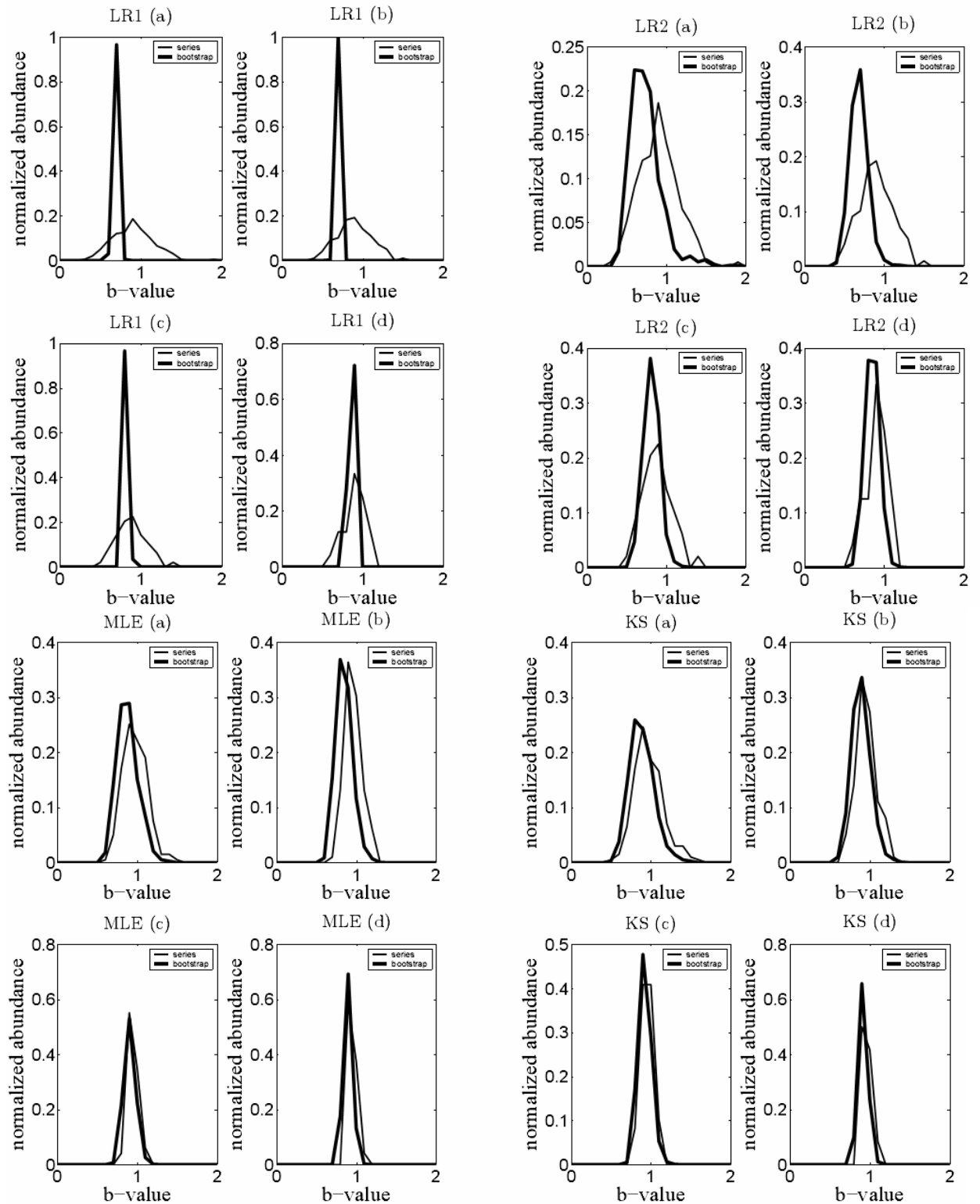


Figure 2.4. Thick solid curves: Bootstrap histograms of the LR1 (top-left quarter of the figure), LR2 (top-right quarter, MLE (bottom-left quarter) and KS (bottom-right quarter) b-values for series of length  $L = 50$  (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d). Thin solid curves: b-values histograms obtained from the analysis of a set of sub-series (see Figure 2.3). See Table 2.2 for means and standard deviations of these histograms.



## 2.1.5 Effects of Magnitude Quantization

Until now, the magnitude of the analyzed sequences were considered perfectly known with a negligible quantization error  $\Delta m = 10^{-5}$  due to numerical rounding in the computer code. Of course, such an accurate determination of the magnitude values is never reached in practice. In this section, we examine the effects of rounding errors over the determination of the  $b$ -value estimates.

### 2.1.5.1 Unbiased MLE $b$ -value estimators

In what follows, we assume that the magnitudes are quantized in intervals of width  $\Delta m$ , i.e. the  $L$  values of magnitudes in the analyzed sequence belong to the finite and discrete set  $S = \{m_n = m_z + n \Delta m, n = 0, \dots, N\}$ , where  $m_z$  is the quantized magnitude of completeness. Equation (6) implies that the probability density distribution of the magnitudes is a power law,

$$p(m) = A10^{-bm}, \quad (2.14)$$

where  $A$  is a suitable normalizing constant. A bias in the MLE  $b$ -value estimate may appear if the average magnitude which appears in equation (2.11) is taken as the average of the quantized magnitudes of the analyzed sequence. This can be checked by considering the average magnitude,  $\overline{m}_n$ , computed over the  $n$ 's bin interval  $[m_{n-1/2}, m_{n+1/2}]$ ;

$$\begin{aligned} \overline{m}_n &= A \int_{m_{n-1/2}}^{m_{n+1/2}} m 10^{-bm} dm \\ &= \frac{m_{n-1/2} - m_{n+1/2} 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}} + \frac{1}{\ln(10)b} \\ &= m_{n-1/2} + \frac{\Delta m}{1 - 10^{-b\Delta m}} + \frac{1}{\ln(10)b}. \end{aligned} \quad (2.15)$$

In practice, the average magnitude associated to the  $n$ 's bin is taken as,  $\overline{m}_{bn} = m_n = m_z + n\Delta m$ , i.e. the center of the  $[m_{n-1/2}, m_{n+1/2}]$  interval. The bias,  $\delta$ , is straightforwardly obtained from equation (2.15),

$$\begin{aligned} \delta &= \overline{m}_{bn} - \overline{m}_n \\ &= \frac{\Delta m}{2} \times \frac{1 + 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}} - \frac{1}{\ln(10)b}. \end{aligned} \quad (2.16)$$

Observed that the bias is constant whatever the interval considered.

The average of the discretized data is given by,

$$\begin{aligned}\overline{m}_{bN} &= \sum_{n=1}^N P_n \overline{m}_{bn} \\ &= \sum_{n=1}^N P_n \overline{m}_n + \delta\end{aligned}\quad (2.17)$$

with  $\sum_{n=1}^N P_n = 1$  where  $P_n$ 's are the probabilities integrated over the bins,

$$\begin{aligned}P_n &= \frac{-\ln(10)b}{10^{-bm_{N+\frac{1}{2}}} - 10^{-bm_{-\frac{1}{2}}}} \int_{m_{n-\frac{1}{2}}}^{m_{n+\frac{1}{2}}} 10^{-bm} dm \\ &= \frac{1}{10^{-bm_{N+\frac{1}{2}}} - 10^{-bm_{-\frac{1}{2}}}} \left[ 10^{-bm} \right]_{m_{n-\frac{1}{2}}}^{m_{n+\frac{1}{2}}} \\ &= \frac{10^{-bm_{n+\frac{1}{2}}} - 10^{-bm_{n-\frac{1}{2}}}}{10^{-bm_{N+\frac{1}{2}}} - 10^{-bm_{-\frac{1}{2}}}} \\ &= 10^{-b(n-\frac{1}{2})\Delta m} \frac{1 - 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-bN\Delta m}}.\end{aligned}\quad (2.18)$$

Considering equation (2.17) again, we obtain,

$$\overline{m}_{bN} = \overline{m}_N + \frac{\Delta m}{2} \times \frac{1 + 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}} - \frac{1}{\ln(10)b}.\quad (2.19)$$

The computation of the continuous average,  $\overline{m}_N$ , involves the same kind of integral as in equation (2.15) but for the whole interval  $[m_{-1/2}, m_{N+1/2}]$  spanning the range of the quantified magnitudes. This results in

$$\overline{m}_N = m_{-\frac{1}{2}} + \frac{N\Delta m}{1 - 10^{-bN\Delta m}} + \frac{1}{\ln(10)b},\quad (2.20)$$

and, inserting this last expression in equation (2.19) we obtain,

$$\begin{aligned}\overline{m}_{bN} &= m_{-\frac{1}{2}} + \frac{\Delta m}{2} + \frac{\Delta m 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}} - \frac{\Delta m N 10^{-bN\Delta m}}{1 - 10^{-bN\Delta m}} \\ &= m_z + \frac{\Delta m 10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}} - \frac{\Delta m N 10^{-bN\Delta m}}{1 - 10^{-bN\Delta m}}.\end{aligned}\quad (2.21)$$

In the expression above, the quantity  $\overline{m}_{bN}$  is the average magnitude which is effectively computed from the data. So, equation (2.21) may be used to derive a value for  $b$  (Bender, 1983).

Various degrees of approximation may be applied to the general expression (2.21). The first one consists in considering that  $m_{N+1/2} \rightarrow \infty$  (or equivalently, that  $N \rightarrow \infty$ ) so that the rightmost term of the second member of equation (2.21) vanishes. This approximation is almost always satisfied since generally  $N \geq 10$ . The average of the discrete magnitudes then reads,

$$\overline{m}_{b\infty} = m_z + \Delta m \frac{10^{-b\Delta m}}{1 - 10^{-b\Delta m}}. \quad (2.22)$$

The b-value estimate obtained by solving equation (2.22) is given by,

$$b_B = \frac{1}{\ln(10)\Delta m} \ln \left( 1 + \frac{\Delta m}{\overline{m}_{b\infty} - m_z} \right), \quad (2.23)$$

where  $m_z$  is the minimum quantized magnitude of analyzed magnitude sequence of length  $L$ . This b estimator is identical to the one used by *Tinti and Mulargia (1987)*.

A second simplification occurs if  $\Delta m \rightarrow 0$ , which gives,

$$\overline{m}_{b\infty} = m_{-\frac{1}{2}} + \frac{1}{\ln(10)b}, \quad (2.24)$$

where the asymptotic value for the last term was obtained by applying l'Hospital rule. Solving this equation leads to the unbiased b-value estimate given by *Utsu (1965)*,

$$b_U = \frac{1}{\ln(10) \left( \overline{m}_{b\infty} - m_z + \frac{\Delta m}{2} \right)}. \quad (2.25)$$

### 2.1.5.2 *Bootstrapping with the unbiased estimators*

We applied the bootstrap to a single synthetic ETAS sequence of length  $L = 50, 100, 200, 400$ , and for quantization levels  $\Delta m = 0.1, 0.2$  and  $0.3$ . For each particular test, it is important to check that the threshold magnitude,  $m_Z - \Delta m/2 \geq 1.5$  where  $1.5$  is the chosen minimum magnitude generated by the ETAS stochastic process. As for the previous bootstrap tests, the number,  $n$ , of re-sampling was computed accordingly to  $n = L(\ln L)^2$ .

The average and standard deviation for each  $(L, \Delta m)$  pairs and b-value estimator are given in Table 2.3 and shown in Figure 2.5. As expected, the  $b_{MLE}$  estimates are more and more biased as the  $\Delta m$  quantification level increases. Since the dispersion of the individual estimate narrows as the length  $L$  of the analyzed sequence the true  $b$ -value generally falls outside of the 95% confidence interval.

Both the  $b_U$  and the  $b_B$  estimates fall very near the true b-value which is generally included in the 95% confidence interval. The corrected version  $b_U$  of the MLE estimator is reported to be efficient for moderate quantification levels  $\Delta m \leq 0.20$  and to be significantly wrong beyond this limit (*Marzocchi and Sandri, 2003*). When higher quantification levels are encountered, as is the case for historical earthquake catalogs where  $\Delta m \geq 0.30$ , the  $b_B$  estimator must be used instead as confirmed by the results of Table 2.3.

The  $b_{KS}$  estimator appears strongly affected by the quantification effects and, despite its good behavior when used on non-quantified sequences, this estimator is clearly inadequate to analyze sequences with  $\Delta m \geq 0.1$ .

The standard deviations associated with the  $b_{MLE}$  estimates are systematically larger than those derived for the unbiased  $b_U$  and  $b_B$  estimators. For these latter estimators, the standard deviations are in good agreement with the values predicted by equation (2.1).

$\Delta m$	$L$	$b_{MLE}$	$b_U$	$b_B$	$b_{KS}$
$m_z$		eqn. (11)	eqn. (25)	eqn. (23)	eqn. (13)
0.1	50	1.17 (0.21)	1.03 (0.16)	1.03 (0.16)	0.98 (0.21)
1.6	100	1.01 (0.12)	0.91 (0.10)	0.91 (0.10)	0.86 (0.13)
	200	1.06 (0.09)	0.95 (0.07)	0.95 (0.07)	0.94 (0.13)
	400	1.11 (0.07)	0.99 (0.05)	0.99 (0.05)	0.84 (0.09)
0.2	50	1.13 (0.19)	0.89 (0.12)	0.91 (0.12)	0.85 (0.17)
1.6	100	1.09 (0.14)	0.87 (0.09)	0.88 (0.10)	0.74 (0.13)
	200	1.18 (0.11)	0.93 (0.07)	0.94 (0.07)	0.66 (0.08)
	400	1.19 (0.08)	0.93 (0.05)	0.95 (0.05)	0.57 (0.05)
0.3	50	1.48 (0.34)	0.97 (0.14)	1.01 (0.16)	0.52 (0.05)
1.8	100	1.44 (0.24)	0.96 (0.10)	1.00 (0.12)	0.52 (0.04)
	200	1.32 (0.14)	0.91 (0.06)	0.94 (0.07)	0.52 (0.03)
	400	1.40 (0.10)	0.94 (0.05)	0.98 (0.05)	0.50 (0.01)

Table 2.3. Statistics of bootstrap estimates for  $b_{MLE}$ ,  $b_U$ ,  $b_B$ , and  $b_{KS}$  for different levels of magnitude quantification ( $\Delta m = 0.1, 0.2, 0.3$ ), and for a single serie of length  $L$  extracted from the ETAS sequence shown in Figure 2.1. Numbers in parenthesis are one standard deviation. The magnitude of completeness,  $m_z$ , is adapted to the quantification level (see also Figure 2.5 and text for details).

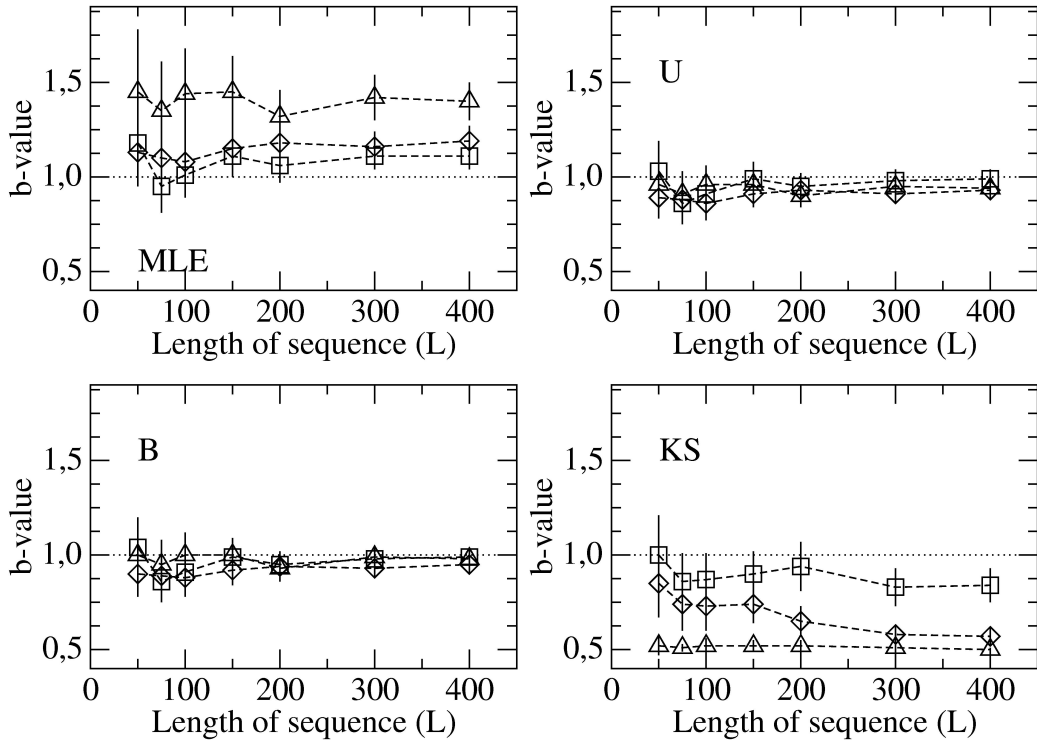


Figure 2.5. Plot of bootstrap estimates for  $b_{MLE}$ , for  $b_U$ , for  $b_B$ , for  $b_{KS}$  for different levels of magnitude quantization ( $\Delta m = 0.1, 0.2, 0.3$ ), and for a single serie of length  $L$  extracted from the ETAS sequence shown in Figure 2.1. Error bars are one standard deviation.

### 2.1.6 Bootstrap discriminating different $b$ -values from short sequences of magnitudes

We now consider the problem of the resolution of the different bootstrap estimators discussed above and their capability to distinguish different  $b$ -values from experimental sequences of quantized magnitudes. The histograms obtained by bootstrapping a sequence with  $b = 0.9, 1.0$  and  $1.1$  and  $\Delta m = 0.2$  are shown in Figure 2.6 et Figure 2.7 for the  $b_U$  and  $b_B$  estimators respectively. It can be observed that the histograms corresponding to different  $b$ -values are distinguishable for all lengths  $L$ .

The data reported in Table 2.4 confirm that, despite the small bias present in the results, the differences between the average bootstrapped  $b$  values fall near 0.1. The distinguishability increases for  $L = 200$  and  $400$ , and for these sequence lengths it is unambiguously possible to discriminate the different  $b$ -values. In all cases, the  $b_B$  estimator achieved better performances than the approximate  $b_U$  estimator.

<i>Estimator</i>	<i>L</i>	<i>b = 0.9</i>	<i>b = 1.0</i>	<i>b = 1.1</i>
$b_U$	50	0.82 (0.11)	0.89 (0.12)	1.02 (0.15)
	100	0.79 (0.08)	0.87 (0.09)	0.97 (0.10)
	200	0.83 (0.06)	0.93 (0.07)	1.03 (0.07)
	400	0.83 (0.04)	0.93 (0.05)	1.03 (0.05)
$b_B$	50	0.83 (0.12)	0.91 (0.12)	1.04 (0.15)
	100	0.80 (0.09)	0.88 (0.10)	0.99 (0.11)
	200	0.84 (0.06)	0.94 (0.07)	1.05 (0.08)
	400	0.85 (0.04)	0.95 (0.05)	1.05 (0.05)

*Table 2.4. Statistics of  $b_U$  and  $b_B$  bootstrap estimates for a single serie of length  $L$  extracted from the ETAS series with a  $\Delta m = 0.2$ . Numbers in parenthesis are one standard deviation.*

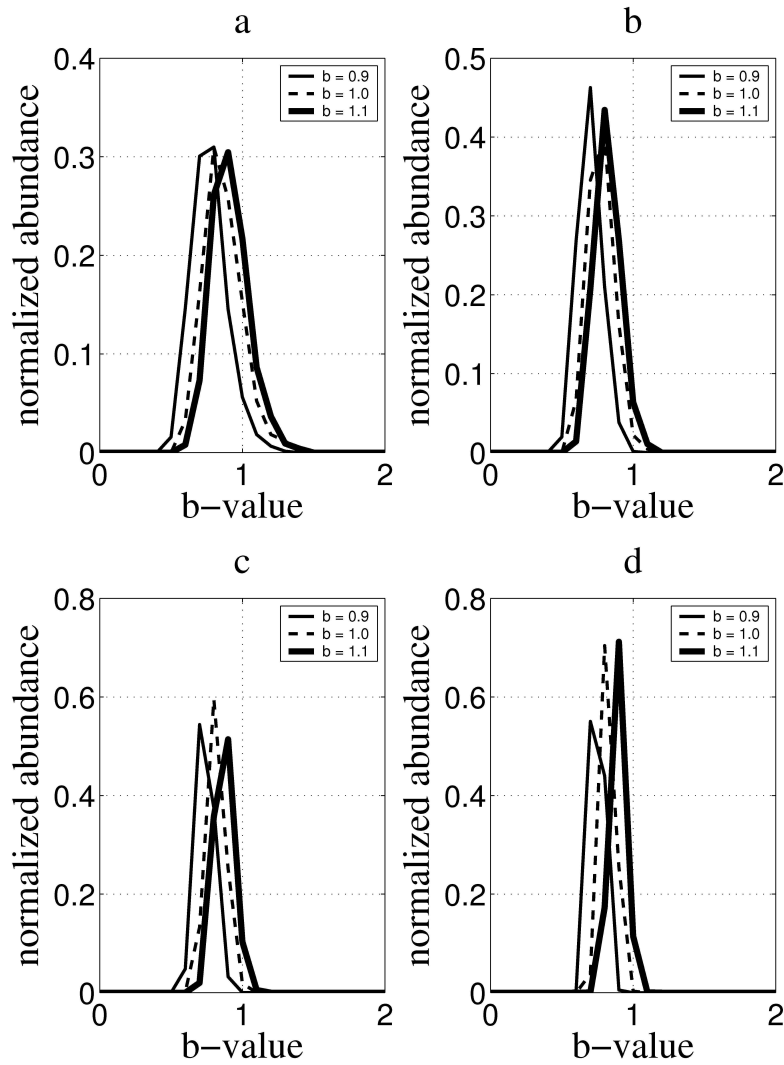


Figure 2.6. Histograms of the  $b_B$  obtained by bootstrapping a single ETAS sequence with different  $b$  parameters:  $b = 0.9$  (thin solid line),  $b = 1.0$  (dashed line), and  $b = 1.1$  (thick solid line). The magnitude increment  $\Delta m = 0.2$ , and the length of the sequence is  $L = 50$  (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d).



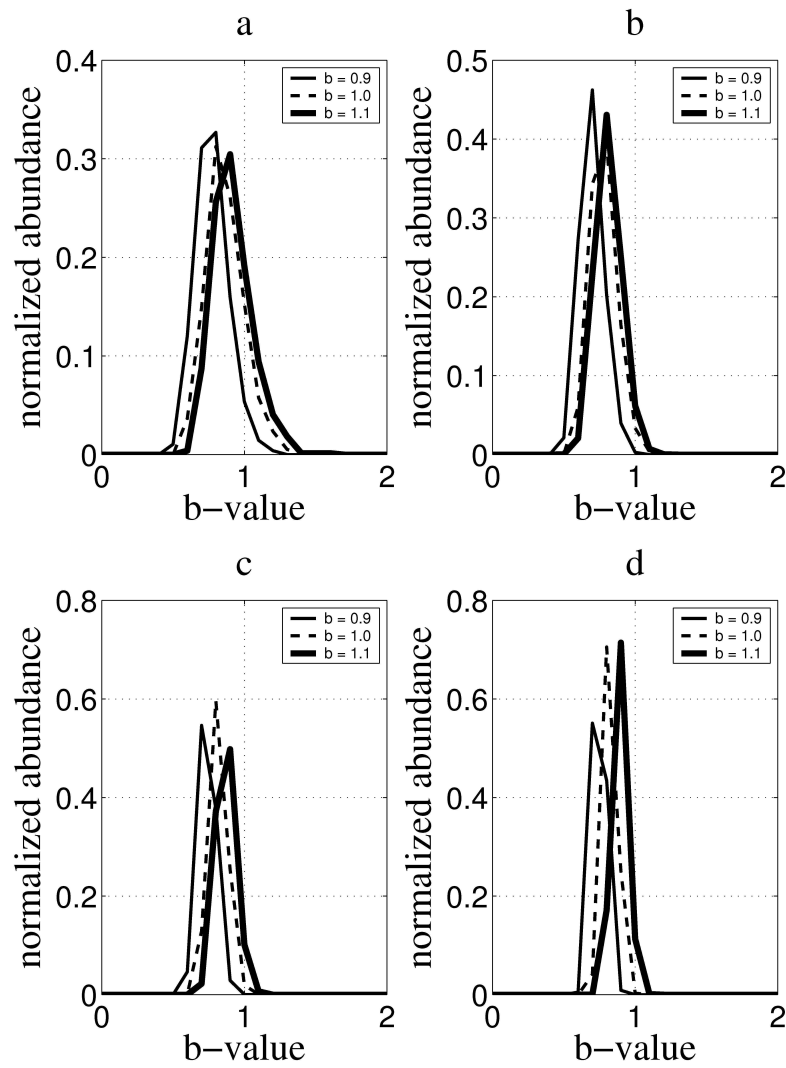


Figure 2.7. Histograms of the  $b_U$  obtained by bootstrapping a single ETAS sequence with different  $b$  parameters:  $b = 0.9$  (thin solid line),  $b = 1.0$  (dashed line), and  $b = 1.1$  (thick solid line). The magnitude increment  $\Delta m = 0.2$ , and the length of the sequence is  $L = 50$  (a), 100 (b), 200 (c) and 400 (d).

## 2.1.7 Conclusion

In this study, we perform several tests to assess the reliability of various  $b$ -value estimators. These tests are designed to successively account for practical issues encountered when analyzing actual sequences of magnitudes. The questions addressed in the present paper are:

- The statistical uncertainty of the  $b$ -value estimates induced by the finite size of the analyzed sequence of magnitude. This question is studied by analyzing a set of sequences of length  $L$  produced by an ETAS statistical model with  $b = 1.0$  (Figure 2.1). The tests are done for sequences with  $L = 50, 100, 200$  and  $400$  events, and histograms of the individual  $b$  estimators are shown (Figure 2.3). Both the  $b_{MLE}$  and the  $b_{KS}$  estimators appear unbiased while the  $b_{LR}$  is negatively biased by about 5%. This bias does not depend on the length of the analyzed sequences. The experimental standard deviation of both  $b_{MLE}$  and  $b_{KS}$  is well-predicted by formula (2.1).
- The analysis of a single sequence of magnitudes is performed with a bootstrap resampling procedure. The results presented in the present study show that this method correctly reconstructs the statistical space for both  $b_{MLE}$  and  $b_{KS}$  estimators (Figure 2.4). This is not the case of the  $b_{LR}$  estimators whose statistical distribution strongly differs from the one obtained for the analysis of a set of ETAS sequences with a common  $b$ -value. The classical resampling where the bootstrap sequences are obtained by randomly drawing events in the original sequence appears efficient and neither the block-bootstrap nor the Bayesian bootstrap were necessary.
- The third question considered in this paper is about the effects produced by the quantification of the magnitude values (Figure 2.5 and Table 2.3). Two unbiased versions of the  $b_{MLE}$  estimator, one ( $b_U$ ) initially proposed by *Utsu (1965)* and another ( $b_B$ ) derived by *Bender (1983)*, are tested for quantification levels  $\Delta m = 0.1, 0.2$  and  $0.3$ . Both  $b_U$  and  $b_B$  correctly reproduce the statistical distribution obtained during the analysis of sequences of (almost) exact magnitudes with the  $b_{MLE}$  estimator (*Aki, 1965*). The experimental standard deviation of  $b_U$  and  $b_B$  are well-predicted by *Aki's* formula (2.1).
- The last question raised in the present study addresses the resolution which can be achieved by both the  $b_U$  and  $b_B$  estimators to distinguish sequences with different  $b$ -values. Our tests (Figure 2.6, Figure 2.7 and Table 2.4) indicate that, despite a remaining small bias, both estimators are able to clearly resolve  $b$ -value discrepancies  $\Delta b \sim 0.1$  even for short sequences ( $L = 50$ ) with  $\Delta m = 0.2$ . In all cases,  $b_B$  estimator achieved better performances than the approximate  $b_U$  estimator.

Owing to the tests performed in the present study, we recommend to estimate the  $b$ -value of real sequences of magnitudes with a bootstrap procedure applied to the  $b_B$  estimator. The number of bootstrap sequences must be larger than  $n = L(\ln L)^2$  in order to correctly sample the statistical space.

## 2.2 Application à la sismicité des Petites Antilles

Dans l'article présentant le Centre de Données Sismologiques Antillais, quelques valeurs de  $b$  ont commencé à être calculées sur la partie centrale de l'arc entre 13.5°N et 18°N, la zone la mieux couverte par les réseaux utilisés par le CDSA. Dans la même logique, il semblait intéressant de faire une étude préliminaire spatiale des valeurs de  $b$ , mettant en évidence de possibles variations le long de l'arc antillais. Si l'on garde en mémoire les caractéristiques de la sismicité antillaise développée dans le premier chapitre, on observe deux zones de très faible sismicité, l'une au nord, au niveau du passage d'Anegada, et l'autre au sud, entre Sainte-Lucie et Grenade.

Ces zones de faible sismicité correspondent-elles à une tendance particulière de la valeur de  $b$  ?

En outre, la méthode du bootstrapping trouve tout son intérêt dans cette application puisqu'elle nous permet de connaître les incertitudes des calculs de  $b$  effectués sur les courtes séquences d'évènements du catalogue de sismicité de l'arc antillais.

### 2.2.1 Analyse spatiale : le long de l'arc

#### 2.2.1.1 Méthodologie

Pour cette analyse spatiale, on utilise le catalogue du CDSA, catalogue le plus complet pour la zone qui nous intéresse et dont les caractéristiques ont été étudiées au chapitre précédent. Ses caractéristiques sont détaillées dans la 2<sup>ème</sup> partie du chapitre 1 (5 ans de sismicité (janvier 2001 à mai 2005)). La magnitude utilisée est la magnitude de durée (corrélation entre  $M_d$  (IPGP) et  $M_w$  ou  $m_b$  (USGS)) : figure 3(a) article CDSA dans le chapitre 1).

Le calcul d'une loi de Gutenberg-Richter sur l'ensemble de l'arc montre une magnitude de complétude comprise entre 3 et 3.5 (Figure 2.8). La détermination de la magnitude de complétude et de son incertitude est un problème récurrent dans les études portant sur la sismicité d'une région. Woessner et Wiemer (2005) ont développé une méthode de calcul de la magnitude de complétude en modélisant la distribution fréquence-magnitude entièrement. Dans notre cas, on considérera que la magnitude de complétude est 3.

De plus, pour minimiser les erreurs de calculs qui pourraient être produites parce qu'on les effectue sur des sous-ensembles ayant des magnitudes seuil différentes, un dernier critère est appliqué à la magnitude : ne seront considérés que les évènements de magnitude supérieure à la magnitude de complétude du catalogue entier, en se basant sur l'hypothèse

qu'elle est supérieure aux différentes magnitudes de chacune des sous-séquences sismiques considérées.

Le calcul de la valeur de  $b$ , sur les séquences successives prendra en compte les évènements superficiels (profondeur  $< 40$  km) de magnitude supérieure à 3 (magnitude de complétude du catalogue entier). Ces derniers correspondent à des séismes intraplaque Caraïbe mais aussi à des séismes « interface ». Seule la détermination des mécanismes au foyer (non calculés pour la majorité des évènements de ce catalogue) permettrait de distinguer les deux types d'évènements. Dans notre cas, le choix arbitraire de ne considérer que la sismicité superficielle nous permet essentiellement de diminuer le nombre d'évènements considérés de façon à réduire le temps de calcul qui peut être assez long avec la méthode de bootstrapping.

Tous les évènements correspondant à la crise des Saintes (incomplète jusqu'à aujourd'hui) sont enlevés et on fait l'hypothèse qu'il n'y a pas eu d'autres crises majeures qui contraindraient fortement le calcul de la  $b$ -value dans une fenêtre. Ce procédé de « deswarming » a déjà été utilisé par Farell et al. (2004) pour une cartographie de la valeur de  $b$  au niveau du système volcanique et hydrothermale de Yellowstone.

Enfin, pour sélectionner les différentes sous-séquences sismiques successives, on utilisera une fenêtre de  $2^\circ$  de latitude sur  $2^\circ$  de longitude. Cette fenêtre va glisser et parcourir l'arc du nord au sud (d'où le terme de "fenêtre glissante") de façon à isoler successivement différentes séquences sismiques. Par souci d'homogénéisation du calcul, la surface de notre fenêtre glissante restera constante tout le long de l'arc, sa trajectoire permettant tout de même de prendre en compte l'essentiel de la sismicité (Figure 2.9).

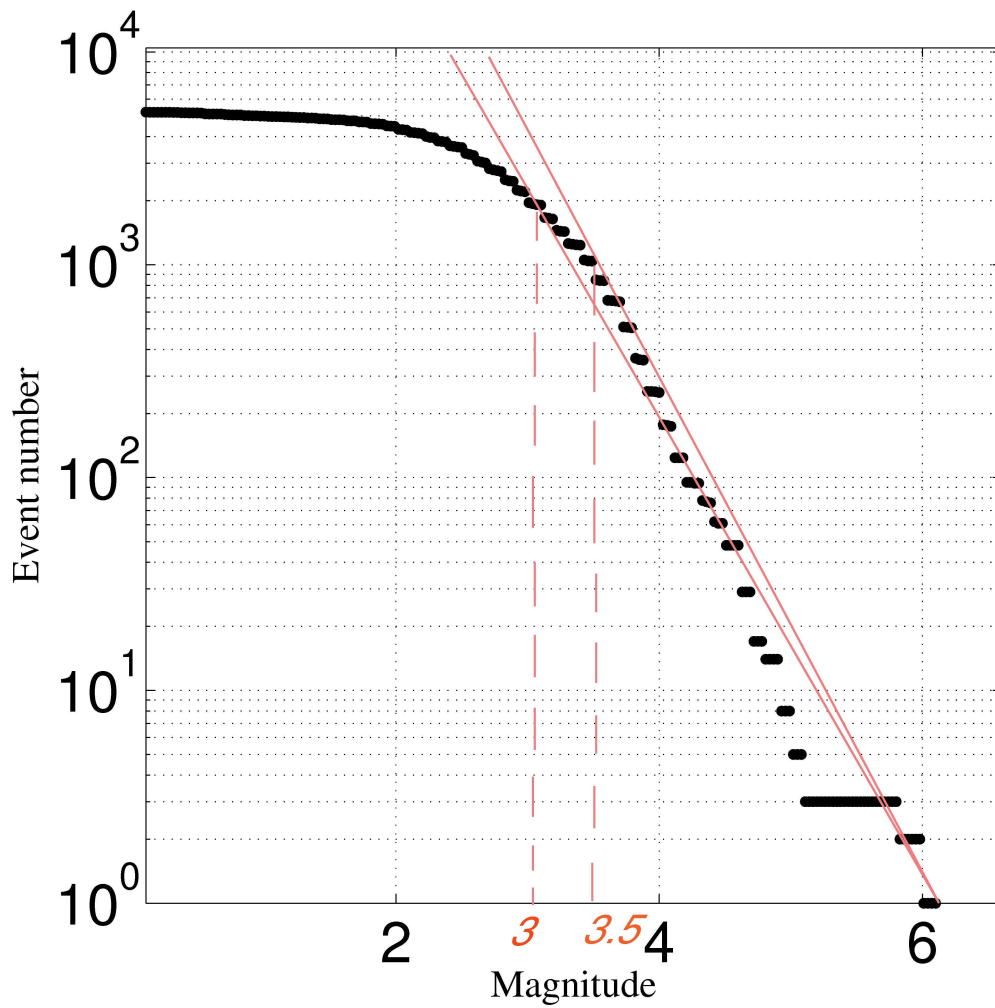


Figure 2.8. Distribution de la loi de Gutenberg-Richter pour la sismicité des Petites Antilles (catalogue CDSA) sans la crise des Saintes. La magnitude de complétude est comprise entre 3 et 3.5. Les traits rouges continus donne une indication de la pente.

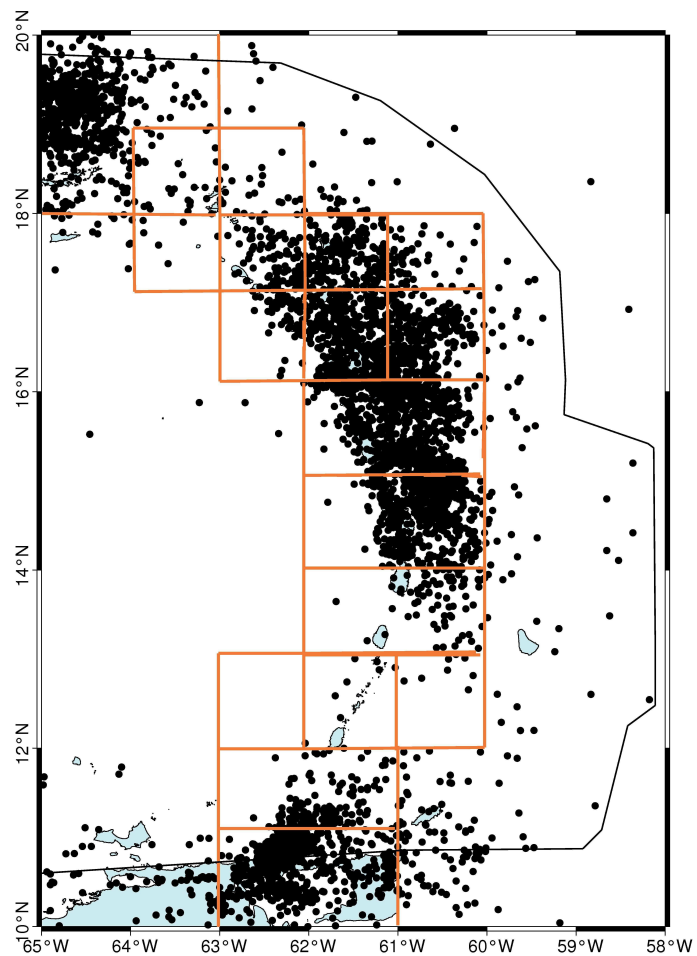


Figure 2.9. Trajectoire de la fenêtre glissante pour le découpage en petites séquences de magnitude la sismicité de l'arc des Petites Antilles. Le trait continu noir indique la position approximative de la fosse.

**2.2.1.2 Résultats préliminaires**

Les valeurs de  $b$  sont donc calculées en appliquant la méthode de bootstrapping développée précédemment. C'est l'estimateur statistique  $b_U$ , considéré comme le plus efficace (1<sup>ière</sup> partie de ce chapitre), qui est utilisé. Pour chaque séquence considérée, il faut rappeler que le calcul est effectué pour des magnitudes supérieures à la magnitude de complétude du catalogue entier (magnitude  $> 3$ ).

Fenêtre	Nombres d'évènements de magnitude $> 3$	Valeur de $b$	Incertitude
A	380	0.58	0.07
B	99	0.91	0.16
C	341	1.22	0.07
D	440	1.11	0.06
E	357	1.15	0.08
F	163	1.17	0.14
G	70	0.84	0.10
H	38	0.72	0.17
I	81	1.29	0.10
J	381	1.00	0.07

*Tableau 2.1 Résultats du calcul de la valeur de  $b$ .*

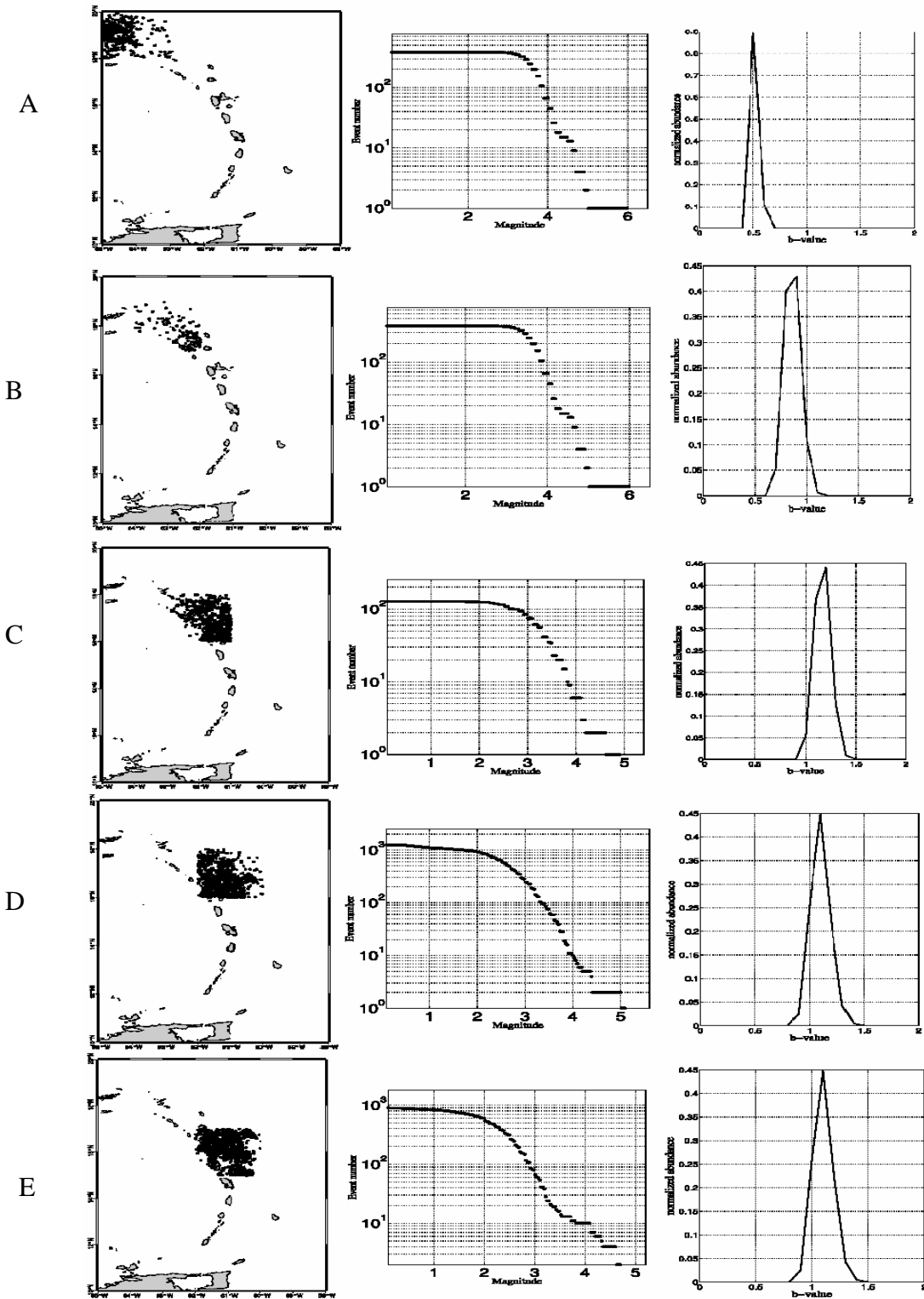


Figure 2.10. Analyse spatiale le long de l'arc de la valeur de  $b$ . Pour chaque fenêtre de sismicité, figure la distribution de Gutenberg-Richter correspondant et la densité de probabilité de la valeur de  $b$ .



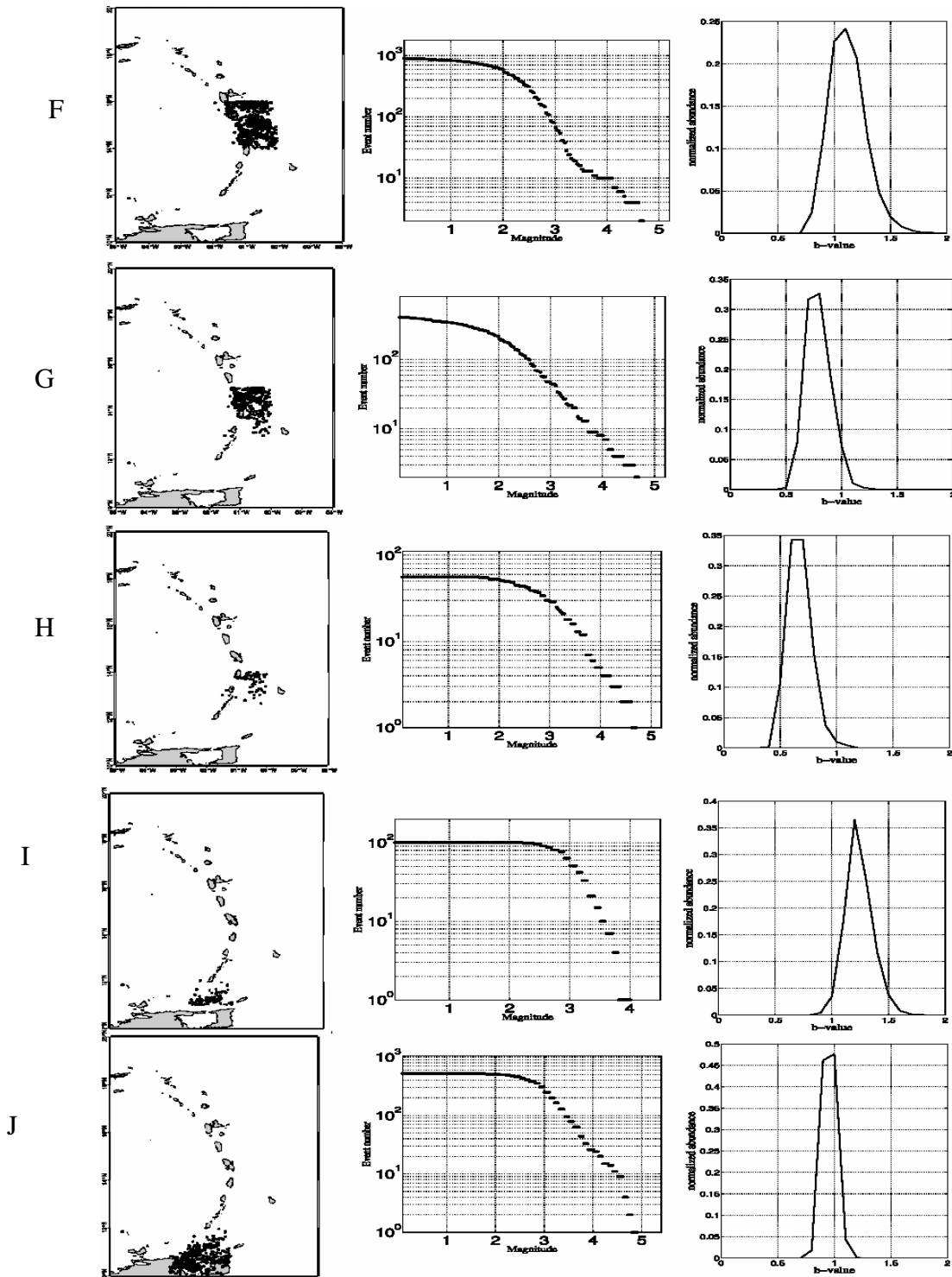


Figure 2.11. Suite de l'analyse spatiale le long de l'arc de la valeur de  $b$ . Pour chaque fenêtre de sismicité, figure la distribution de Gutenberg-Richter correspondant et la densité de probabilité de la valeur de  $b$ .

### 2.2.1.3 Discussion

La taille des séquences considérée varie le long de l'arc selon le contexte sismotectonique. Les séquences de petites tailles correspondent évidemment aux zones de faible activité sismique, mises en évidence dans le chapitre précédent. La lacune du nord correspond à la fenêtre B et celle du sud aux fenêtres G à I (Figure 2.10 et Figure 2.11).

Une variation de la valeur de  $b$  le long de l'arc est observée (Figure 2.10 et Figure 2.11). La valeur de  $b$  pour la sismicité mondiale est de 1, les valeurs de  $b$  calculées seront donc comparées à cette valeur étalon. Les résultats sont récapitulés dans le Tableau 2.1 :

- La valeur calculée est inférieure à 1 dans les fenêtres A, B et G, H.
- Elle est supérieure à 1 dans les fenêtres C, D, E, F et I.
- Dans la fenêtre J, la valeur de  $b$  est de 1.

#### Que signifie une valeur supérieure ou inférieure à 1 ?

La valeur de  $b$ , qui représente la pente de la distribution de Gutenberg-Richter, indique la proportion entre gros et petits séismes. Une valeur de  $b$  égale à 1 revient à dire que si l'on augmente la magnitude seuil d'une unité, on divise le nombre de séismes par 10. Par exemple, pour 10 « magnitude » 6, on aurait 1 « magnitude » 7 :

En modifiant la valeur de  $b$ , la proportion entre gros et petits séismes est modifiée :

- si l'on diminue la valeur de  $b$ , on augmente la proportion des gros séismes par rapport aux petits.
- si l'on augmente la valeur de  $b$ , on diminue la proportion des gros séismes par rapport aux petits.

#### Valeurs de $b$ élevées

Les fenêtres pour lesquelles les valeurs de  $b$  sont  $> 1$ , correspondent aux zones où l'activité sismique est importante (C, D, E, F) sauf pour la fenêtre I qui coïncide avec la fin de la lacune du sud. Les valeurs de  $b$  anormalement élevées sont situées généralement dans des zones très fracturées comme dans les zones volcaniques et les systèmes hydrothermaux (McNutt, 2004). La valeur de  $b$  pour la sismicité du Golfe de Corinthe est 1.5, il s'agit d'un système de rift (Pascal Bernard, communication personnelle) Les valeurs de  $b$  obtenues dans ce travail sont cohérentes avec le contexte géologique et sismotectonique de l'arc des Petites Antilles. Les fenêtres C, D, E et F correspondent à une aire où se concentre l'activité volcanique, et la tectonique superficielle due aux failles du système en queue de cheval (chapitre 1).

La valeur de  $b$  élevée calculée pour la fenêtre I trouverait son explication du fait que la zone considérée est parcourue de failles appartenant à un système décrochant complexe qui marque la limite sud de la plaque Caraïbe.

### Valeurs de $b$ faibles

Aux zones de faible activité sismique (fenêtre B et H) correspond une valeur de  $b$  anormalement faible.

Les études de  $b$ -value menées par *Nakaya (2000)* sur la zone de subduction du Japon montrent que la zone activée par le séisme de Tokachi-oki  $M_w = 8.0$ , présentent des valeurs de  $b$  faibles avant le séisme, indiquant un état de contrainte élevé.

Les travaux de *Sobiesiak (2000)* et *Sobiesiak et al. (2007)* sur la zone de subduction du Chili montrent, que pour le séisme d'Antofagasta  $M_w = 8.0$ , les aires qui ont fortement glissées sont corrélées avec des valeurs de  $b$  élevées calculées sur la distribution des répliques.

Si l'on extrapole les résultats précédant à la sismicité superficielle de l'arc, les valeurs de  $b$  confirmeraient l'hypothèse que ces lacunes seraient des gaps sismiques, en accord avec l'hypothèse de *Dorel (1981)* pour la lacune située au sud de la Martinique.

## 2.3 Conclusion

L'étude spatio-temporelle de la valeur de  $b$  le long de l'arc antillais s'est faite en deux parties :

- la première a consisté à développer une méthode de calcul basée sur le bootstrapping permettant de garder une cohérence sur les résultats et leur incertitude malgré l'hétérogénéité de la taille des séquences de magnitudes considérées.
- La seconde porte sur l'application de cette méthode sur la sismicité de l'arc des Petites Antilles. Cette partie ne traite que des résultats obtenus pour la sismicité superficielle. Une première analyse montre que les valeurs élevées de  $b$  correspondent aux zones fracturées (volcanique et tectonique), et que les valeurs faibles correspondent aux zones de très faible sismicité située au nord près des Iles Vierges et au sud entre Sainte-Lucie et Grenade, pour lesquels certains auteurs ont émis l'hypothèse qu'il s'agissait de gaps sismiques précédant des séismes majeurs.

*Engdhal et Kisslinger (1977)* ont montré que l'intervalle de temps entre 2 séismes majeurs au niveau d'une lacune sismique était proportionnel à la magnitude du séisme à venir. Au

cours de la sismicité historique qui commence à la deuxième moitié du XVII<sup>ème</sup> siècle dans les Petites Antilles, aucun évènement majeur n'a comblé ces lacunes sismiques. Il y a au moins trois siècles que ces lacunes existent. Autre hypothèse : elles peuvent aussi correspondre à des zones asismiques ou à des zones où la déformation est répartie sur plusieurs segments.

Nous sommes bien conscients que les résultats présentés sont préliminaires. Une analyse du catalogue de sismicité plus fine reste aussi nécessaire afin d'assurer une bonne évaluation de la magnitude de complétude, à l'échelle du catalogue entier mais aussi à l'échelle des séquences sismiques de petite taille à considérer.

Il sera alors possible d'affiner notre étude et de la compléter notamment en tenant compte des séismes de subduction. Les résultats de l'ensemble (séismes superficiels, séismes de subduction) devraient nous indiquer si la cartographie spatiale de la valeur de  $b$  serait un bon outil pour l'évaluation de l'état de contrainte d'une région considérée. Une tout autre approche tout aussi intéressante est d'analyser les variations temporelles de la valeur de  $b$  au cours d'une crise sismique comme celle des Saintes.

## REFERENCES

- Aki, K. Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log(N) = a - bM$  and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 237-239, 1965.
- Amitrano, D., Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the  $b$ -value, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2044, doi:10.1029/2001JB000680, 2003.
- Ayele, A. And O. Kulhànek, Spatial and temporal variation of seismicity in the horn of Africa from 1960 to 1993, *Geophys. J. Int.*, 130, 805-810, 1997.
- Bender, B., Maximum likelihood estimation  $b$ -value for magnitude grouped data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 831851, 1983.
- Babu, G.J. and Singh, Inference on means using the bootstrap, *Ann. Stat.*, 11, 999-1003, 1983.
- Dorel, J. Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 67, 679-695, 1981.
- Efron, B., The Jackknife, the Bootstrap and others Resampling Plans, CBMS monograph #38, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, 1982.
- Enescu, B., I. Kiyoshi, and Z.R. Struzik, Wavelet-based multiscale resolution analysis of real and simulated time-series of earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 163, 63, 74, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02810.x, 2006.
- Engdhal, E. R. and C. Kisslinger, Seismological precursors to a magnitude 5 earthquake in the central Aleutian Islands, *J. Phys. Earth*, 25, 243-250, 1977.
- Farell, J. B-value mapping of the Yellowstone Volcnic and hydrothermal system, S13A AGU Fall Meeting, S22A, <http://www.agu.org/meetings/fm04>, 2004.
- Felzer, K.R., T.W.Becker, R.E. Abercrombie, G.Ekström and J.R. Rice, Triggering of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 Mw 7.3 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2190, doi:10.1029/2001JB000911, 2002.
- Frohlich, C., To  $b$  or ot to  $b$  ? Is there value in  $b$  value research ? AGU Fall Meeting, S22A, <http://www.agu.org/meetings/fm04>, 2004.
- Gerstenberger, M., S. Wiemer, and D.Gardini, A systematic test of the hypothesis that the  $b$ -value varies with depth in California, *Geophys.Res.Let.*, 28, 57-60, 2001.
- Goldstein, M. L., S. A.Morris, and G. G. Yen, Problems with fitting to the power law distribution, *Eur. Phys. J.*, B41, 255258, 2004.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 34, 185-188, 1944.
- Kagan, Y., The Universality of the frequency-magnitude relationship, *Pure and Appl. Geophys.*, 155, 537-574, 1999.
- Main, I., Apparent Breaks in Scaling in the Earthquake Cumulative Frequency-Magnitude Distribution: Fact or Artifact ? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 8697, 2000.
- Marzocchi, W., and L. Sandri, A review and new insights on the estimation of the  $b$ -value and its uncertainty, *Annals of Geophys.*, 46, 1271-1282, 2003.
- McNutt, S.R., Volcanic seismology, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 32, 461-491, 2005.
- Meyer, U., M. Sobiesiak, S. Schmidt, H. Goetze, and C.Krawczyk, Identifying asperities: Correlating  $b$ -value and isostatic residual anomaly maps, AGU Falls meetings, S13A, <http://www.agu.org/meetings/fm04>, 2004.

- Murru, M., R. Console, A. Lisi, and C. Montuori, Mapping of the b-values anomalies in Colfiorito tectonic zone (Central Italy) and beneath Mt Etna volcano (Sicily, Italy), AGU Falls meetings, S13A, <http://www.agu.org/meetings/fm04>, 2004.
- Nakaya, S. A zone of anomalously low b-values within the subducting slab prior to the september 26, 2003 Tokachi-Oki, Japan, earthquake (M=8.0). AGU Fall Meeting, S13A, <http://www.agu.org/meetings/fm04>, 2004.
- Newman, M.E.J., Power laws, Pareto distributions and Zipfs law, *Contemporary Physics*, 43, 323-351, 2005.
- Nuannin, P., O. Kulhànek, and L. Persson, Spatial and temporal b-values anomalies preceding the devastating off coast of NW Sumatra Earthquake of December 26, 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L11307, doi:10.1029/2005GL022679, 2005.
- Ogata, Y., Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, Res.Memo. (Technical Report) 288, Inst.Statist.Math., Tokyo, 1985.
- Ogata, Y., statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J. Amer. Statist. Assoc.*, 83, 927, 1988.
- Okal, E., and S. H. Kirby, Frequency-moment distribution of deep earthquake:implication for the seismogenic zone at the bottom of the slabs, *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 92, 169-187, 1995.
- Scholz, C. H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc.Am.*, 58, 399-415, 1968.
- Schorlemmer, D., G. Neri, S. Wiemer, and A. Mostaccio, Stability and significance tests for b-value anomalies:Example from the Tyrrhenian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (16), 1835, doi:10.1029/2003GL017335, 2003.
- Sobiesiak, M. Fault Plane Structure of the Antofagasta, Chile Earthquake of 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4, 581-584, 2000.
- Sobiesiak, M., U. Meyer, S. Schmidt, H.-J. Götze and C.M. Krawczyk. Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile, *J. Geophys. Research*, 112, 1-11, 2007.
- Sornette, D., M.J. Werner, Constraints on the size of the smallest Triggering Earthquake from the ETAS Model, Baths Law, and Observed aftershocks sequences, *J. Geophys. Res.*, 110 (B08), 304, doi: 10.1029/ 2004JB003535, 2005.
- Tinti, S., and F. Mulargia, Confidence intervals of b-values for grouped magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 2125-2134, 1987.
- Triep, E. G., and L. R. Sykes, Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: implications for change in stress, earthquake prediction, and hazard assessment, *J. Geophys. Res.*, 102, 9923-9948, 1997.
- Utsu, T., Statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, 521-605, 1961.
- Utsu, T., A method for determining the value of b in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, 99-103, 1965.
- Wiemer, S., and M. Wyss, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples of Alaska, the Western United States and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869, 2000.
- Wiemer, S., and J. Benoit, Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in Alaska and New Zealand subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1557-1560, 1996.
- Wiemer, S., and S. McNutt, Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St.Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192, 1997.

- Wiemer, S., S. R. McNutt and M. Wyss, Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California, *Geophys. Res. Int.*, *134*, 409-421, 1998.
- Wyss, M., Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *31*, 341-359, 1973.
- Wyss, M., and R. E. Habermann, Precursory quiescence before the August 1982 Stone Canyon, San Andrea Fault, earthquakes, *Pure and Appl. Geophys.*, *126*, 333-356, 1988.
- Wyss, M., K. Shimazaki, and S. Wiemer, Mapping active magma chambers by b values beneath the Off-Ito volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, *102*, 20413-20422, 1997.

# Chapitre 3 Le séisme des Saintes du 21 novembre 2004 $M_w$ 6.3

Le 21 novembre à 11h41 (heure GMT) soit 7h41 (heure locale) est survenu un séisme important de magnitude  $M_w=6.3$  localisé entre les îles des Saintes et de la Dominique. Les bâtiments et structures de ces îles ont subi de nombreux dégâts, et la mort d'une fillette a été déplorée. Un petit précurseur de magnitude  $M_d=3.1$  a été enregistré et le choc principal a été suivi par plus de 30 000 répliques, qui ont encore lieu aujourd'hui. La plus importante de ces répliques est celle du 14 février 2005 14h05 de magnitude  $M_w=5.7$ .

Ce chapitre permet de faire le point sur les informations relatives à cet événement, qu'elles aient été fournies dans les jours suivants le séisme (localisation, magnitude, mécanisme au foyer ...), ou alors obtenues récemment (relocalisation par méthodologie maître/esclave, relocalisation des centroïdes). Ce chapitre de synthèse paraît indispensable puisque ce séisme des Saintes est au cœur de l'étude abordée dans le chapitre suivant.

## 3.1 Caractéristiques du séisme des Saintes

### 3.1.1 La localisation

Le CDSA localise le séisme des Saintes, à environ 15 km au sud des îles des Saintes, sur un réseau de failles normales qui jalonnent la zone entre les Saintes et la Dominique. La figure 3.1 montre la localisation du choc principal et ses plus grosses répliques de magnitude supérieure à 4 (catalogue CDSA). L'essaim couvre une zone d'environ 25 km de long, selon une direction NNW-SSE, en accord avec le système de failles cartographiées. Il s'agit donc d'un séisme intraplaque Caraïbe.



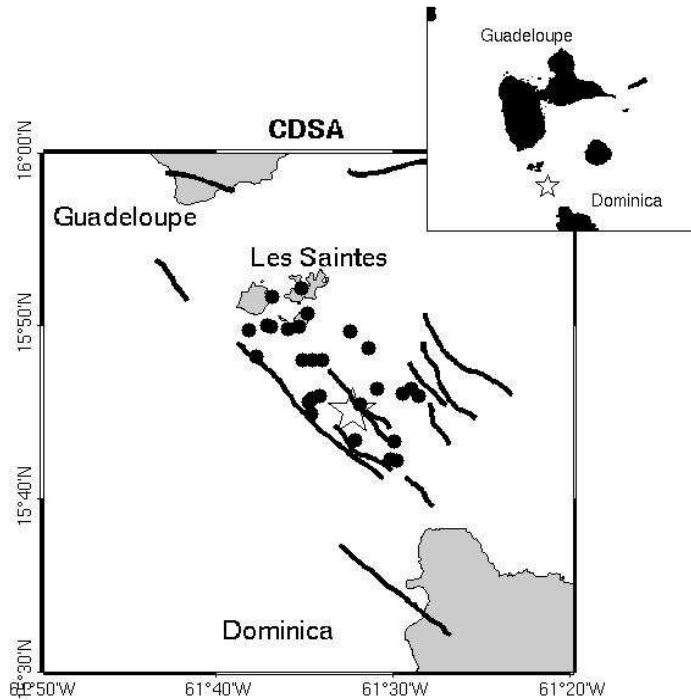


Figure 3.1. Localisation du choc principal du 21 novembre 2004 et des 28 plus importantes répliques (Magnitude > 4). Les traits gras indiquent la position des failles (Feuillet, 2000). Source : article CDSA, Bengoubou-Valérius et al., 2008.

### 3.1.2 Le mécanisme au foyer

Les mécanismes au foyer calculés par l'United States Geological Survey (USGS) et le réseau Géoscope sont similaires et traduisent un glissement en faille normale, c'est-à-dire issu d'une déformation en extension sur un plan de direction NW-SE.

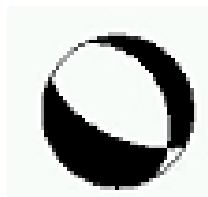


Figure 3.2. Mécanisme au foyer (source GEOSCOPE-IPGP)

### 3.1.3 La magnitude

La magnitude est un outil essentiel en sismologie (notion introduite en 1935 par *Richter*). Il existe toujours une incertitude sur les valeurs de magnitudes calculées, le tableau 3.1 récapitule donc les différentes déterminations obtenues.

Organismes	USGS	Géoscope-IPGP	NEIC	DASE
Magnitudes	Mw=6.3	Mw=6.3	Ms=6	Mb=6.4 Ms=6.3

*Tableau 3.1. Différentes estimations des magnitudes de moment pour le séisme des Saintes*

La magnitude qui nous intéresse ici est la magnitude de moment  $M_w$ , directement lié au moment sismique (*Aki et Richards, 1980*). On retiendra comme magnitude  $M_w=6.3$ .

### 3.1.4 Aspects macrosismiques

Le séisme des Saintes a été ressenti sur l'ensemble de l'arc antillais, de Barbuda au nord jusqu'à Sainte-Lucie au sud, soit sur un rayon de plus de 200 km par rapport à l'épicentre. Les dommages sont heureusement assez limités, la majorité ayant eu lieu sur les îles des Saintes et de la Dominique (rapport AFPS). Une enquête macrosismique a été menée sur le terrain par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF) entre le 24 novembre et le 1<sup>er</sup> décembre, au cours de laquelle les enquêteurs (*Michel CARA, Christophe Sira, Benoît Lebrun, Didier Bertil*) ont sillonné les communes pour évaluer les effets sur la population, les bâtiments et les éventuels effets sur la nature tels que les glissements de terrain, chute de pierres, variation du niveau d'eau dans les lacs. Les niveaux d'intensités subies par les différentes communes de la Guadeloupe et estimées lors de cette enquête sont montrés sur la carte de la figure 3.3. On y observe des intensités qui vont de IV pour le nord de la Basse-Terre et la Grande-Terre à VIII aux Saintes, zone la plus touchée. Cette distribution traduit donc essentiellement l'éloignement des communes par rapport à l'épicentre du séisme, à savoir que les zones les plus proches sont les plus touchées et à mesure que l'on s'éloigne, le niveau de dégât subi par la commune diminue. Des communes comme Baillif, Vieux-Fort et Goyave, montrent cependant une intensité plus faible que des communes situées à des distances épacentrales comparables.

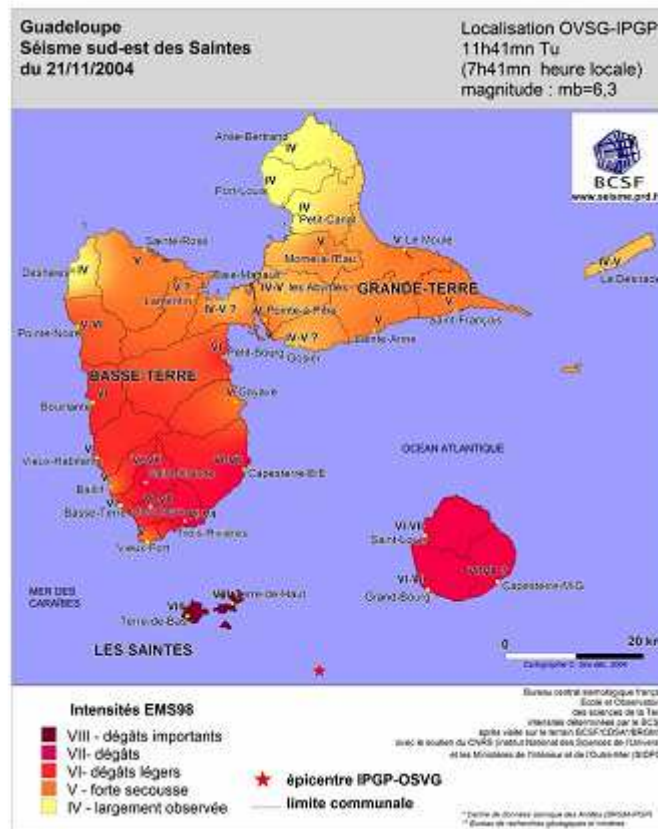


Figure 3.3. Carte d'intensité EMS-98 suite au séisme des Saintes (BCSF, 2005)

Dans le même temps, des formulaires d'enquêtes macrosismiques ont été distribués : formulaires collectifs pour les mairies, gendarmeries, casernes de pompiers des communes, formulaires individuels aux habitants. A partir du dépouillement de cette enquête, on cherche à mettre en évidence des différences d'effets qui ont pu avoir lieu entre les îlets des Saintes: Terre-de-Haut et Terre-de-Bas, mais aussi à l'intérieur d'une même île. Les résultats pourraient permettre d'évaluer les endroits où les dégâts ont été localement plus importants du fait d'effets de site liés à la géologie. L'utilisation des données macrosismiques pour détecter des effets de site n'est pas si évidente, Schlupp et al. (2006) ont déjà tenté cette démarche sur la commune d'Epinal pour le séisme de Rambervillers (22 février 2003,  $M_w=4.7$ ) sans mettre en évidence de différences entre les observations au rocher et au sédiment.

### 3.1.4.1 Formulaires individuels

Le BCSF nous a fait parvenir 76 formulaires individuels pour l'archipel des Saintes, soit 37 pour Terre-de-Haut et 39 pour Terre-de-Bas, déjà triés par lieu-dit. Le dépouillement basé sur l'échelle macrosismique EMS98 a été effectué en partie dans le cadre d'un stage de Maîtrise. A chaque formulaire, est attribuée une intensité EMS98.

Le qualificatif de « pseudo » sera utilisé pour les intensités estimées à partir des formulaires individuels pour signifier que la statistique des effets sur la zone est absente au niveau du témoignage individuel. Un tel témoignage est localisé à l'adresse et l'intensité est ramenée au sol. Une mission aux Saintes a eu lieu par la suite (décembre 2006) afin de localiser au GPS les adresses de ces témoignages (à condition de la précision du nom ou de l'adresse complète), ce qui permet de ramener au sol l'intensité estimée.

### **3.1.4.2 Formulaires collectifs**

Les formulaires collectifs sont destinés aux mairies, gendarmeries, casernes de pompiers. Comme pour les formulaires individuels, à partir d'un formulaire collectif, une intensité EMS98 est estimée. Cette dernière est valable pour la commune, les réponses étant des statistiques représentatives des effets sur la commune entière. Chacun des îlets des Saintes, Terre-de-haut et Terre-de-bas est une commune, le nombre de formulaires qui nous est parvenu est de 2 pour Terre-de-Haut (pompiers et gendarmerie) et de 1 pour Terre-de-Bas (gendarmerie).

### **3.1.4.3 Résultats**

#### A l'échelle de la commune

Les intensités estimées à partir des formulaires collectifs sont VIII, pour les deux îles Terre-de-Bas et Terre-de-Haut. Ces dernières sont en accord avec celle du BCSF (*BCSF, 2005*).

La figure 3.4 montre la répartition des valeurs de pseudo-intensités déduites des témoignages individuels en fonction de l'île considérée. On observe une bonne cohérence entre les deux îles avec un maximum à VII, soit un degré de moins que les valeurs déduites des formulaires collectifs.

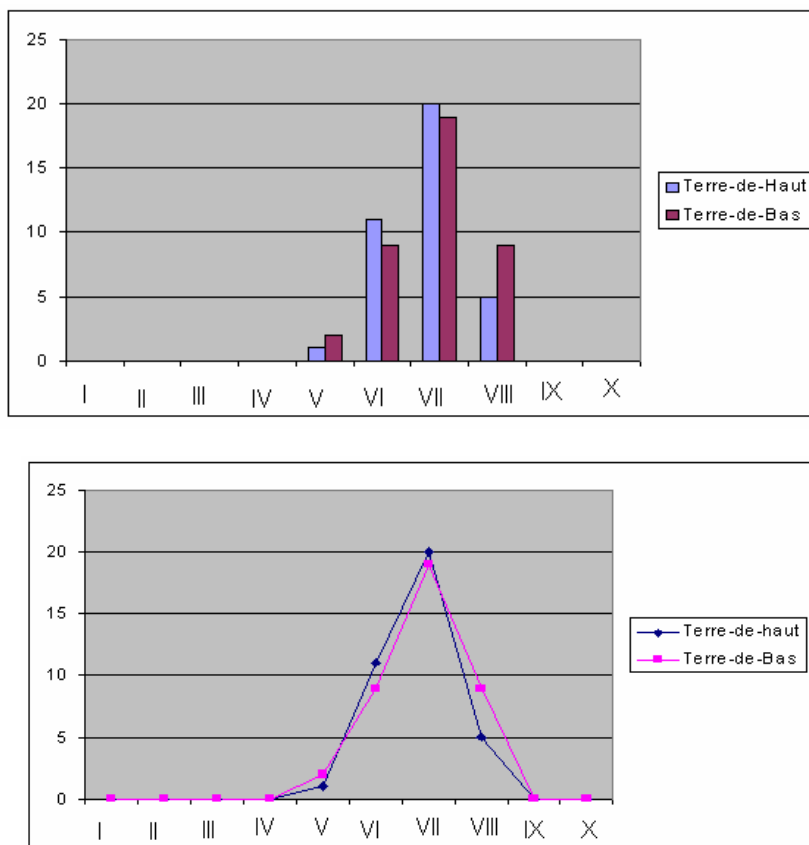


Figure 3.4. Répartition des pseudo-intensités en fonction de la commune considérée.

#### A l'échelle du lieu-dit

Du dépouillement des formulaires individuels, différentes estimations d'intensité sont obtenues. Les résultats (Figure 3.5 et Figure 3.6) restent en moyenne cohérents avec les résultats précédents.

Pour l'île de Terre-de-Bas (Figure 3.5), il ressort une nette différence d'intensité entre les lieux-dits de Petites Anses (IX) et de Grande-Anse (VII). La majorité des dégâts ont eu lieu sur cette partie de l'île (BCSF, 2005).

Pour l'île de Terre-de-Haut (Figure 3.6), la répartition est plus homogène. Cependant c'est le lieu-dit du Mouillage qui comptabilise en majorité les intensités supérieures à VII.

#### Peut-on relier nos observations à la géologie et aux mesures sismiques ?

##### *Terre-de-Bas*

Du dépouillement des formulaires individuels, il ressort que les effets du séisme des Saintes ont été plus importants du côté de Petites Anses que de celui de Grande Anse. L'observation des dégâts majeurs va dans le même sens puisqu'ils sont concentrés au niveau de Petites Anses. De cette constatation, on soupçonne naturellement la possibilité

d'un effet de site à Petites Anses, à savoir l'amplification de l'amplitude des ondes pour certaines fréquences à cet endroit, ce qui expliquerait d'une part les résultats du dépouillement de l'enquête, et d'autre part pourquoi les dégâts se sont concentrés dans cette partie de l'île.

Est-ce vraiment le cas ?

La majeure partie de l'archipel des Saintes est formée de matériaux d'origine volcanique : cendres, coulées, dépôts de nuées ardentes, intrusions, dykes (*Jacques et Maury, 1988*). En outre, la dépression de Petites Anses est comblée partiellement par des couches de cendres volcaniques reposant sur des dépôts de nuée ardente. Cette information est un premier élément de réponse car elle montre que le sol de Petites Anses, de part sa nature peut faire l'objet d'effet de site.

Cette hypothèse peut être confirmée à partir de mesures de bruit de fond, méthode qui permet de mettre en évidence les zones à effet de site (*Nakamura, 1989*). Des mesures de ce type ont été effectuées sur l'île de Terre-de-Bas (*Rapport CETE, 2006*). Au centre de Petites Anses, les courbes obtenues sont caractérisées par des pics vers 2 Hz indiquant un effet de site pour cette fréquence, alors qu'à partir des mesures effectuées à l'extérieur les courbes obtenues sont sans pic. Ce constat semble indiquer que le remplissage de la dépression du centre de Petites Anses par des cendres volcaniques est à l'origine d'un effet de site expliquant la concentration des dégâts dans cette partie de l'île. Cette hypothèse est parfaitement en accord avec les fortes valeurs de pseudo-intensités qui y ont été estimées.



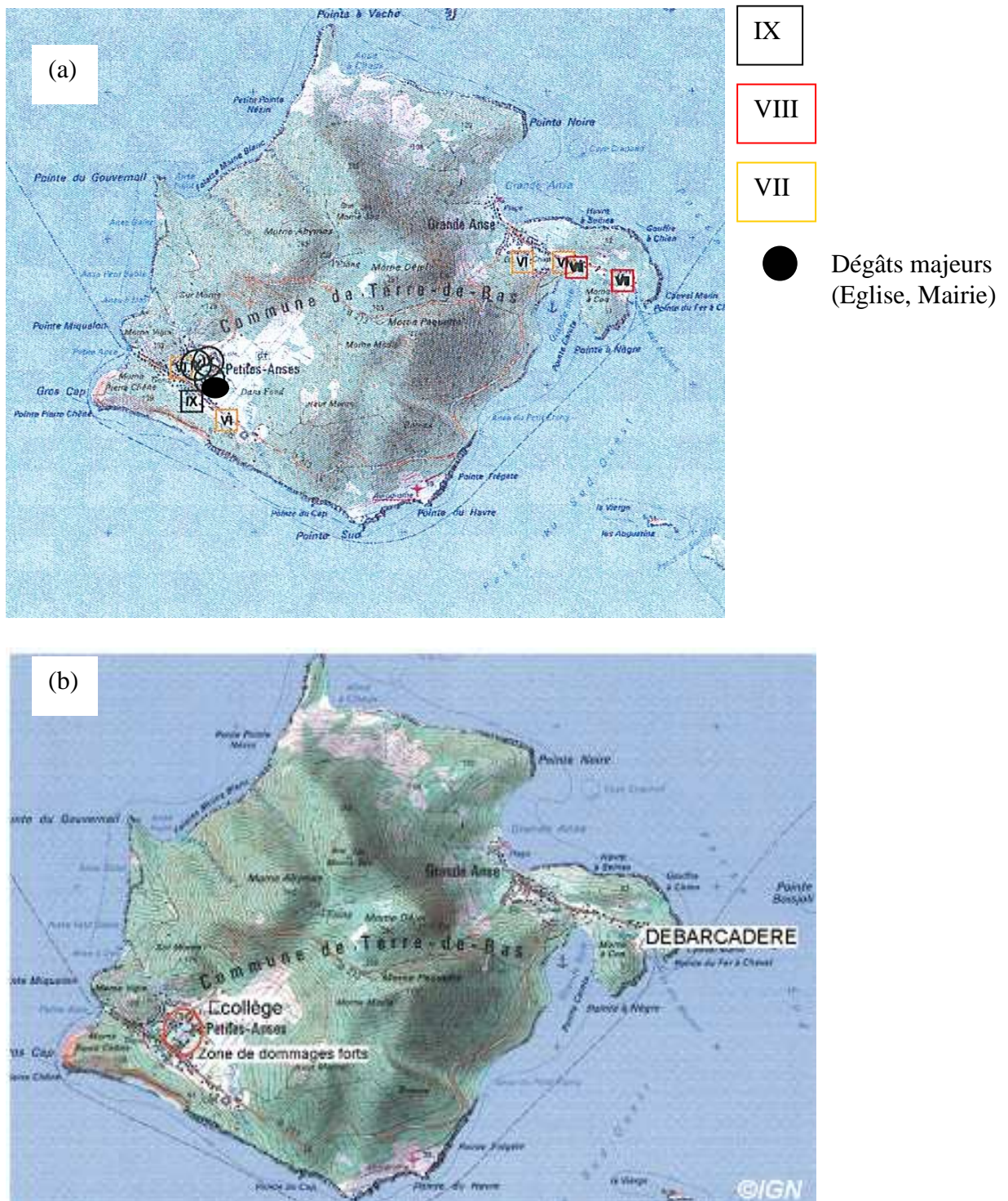


Figure 3.5. (a) Pseudo-intensités estimées à partir du dépouillement de l'enquête macrosismique individuelle à Terre-de-Bas. (b) Localisation de la majorité des dégâts (BCSF, 2005) à Terre-de-Bas. On note une corrélation entre les zones où les intensités estimées sont élevées et où il y a eu le maximum de dommages.

### *Terre-de-haut :*

Suivons le même raisonnement que pour Terre-de-Bas : les endroits où les pseudo-intensités estimées sont élevées, correspondent-ils à des zones à effet de site ?

La majeure partie de l'île est classée en zone de rocher sain (*Rapport BRGM R-40897, 2000*). Cependant, les mesures de bruit de fond sur l'île mettent en évidence un effet de site clairement visible en bord de mer qui s'atténue rapidement en montant sur les mornes (*Rapport CETE, 2006*). Cette observation est en accord avec les résultats du dépouillement de l'enquête : les zones où ont été estimées de forte pseudo-intensité correspondent aux parties de l'île où se situent des dégâts majeurs et où les mesures sismiques permettent de soupçonner des effets de site.





#### **3.1.4.4 Conclusion**

Les résultats de cette enquête macrosismique individuelle sont en accord :

- d'une part avec les intensités déduites des formulaires collectifs
- d'autre part, avec les données géologiques et les mesures de bruit de fond.

Les parties qui concentrent les fortes intensités correspondent à des zones où la géologie et les mesures sismiques permettaient de suspecter la probabilité d'effets de site. C'est un constat important car jusqu'alors il avait été difficile de pouvoir relier de telles données macrosismiques (pseudo-intensités) à une réalité géologique.

### 3.1.5 Analyse des données accélérométriques de mouvements forts

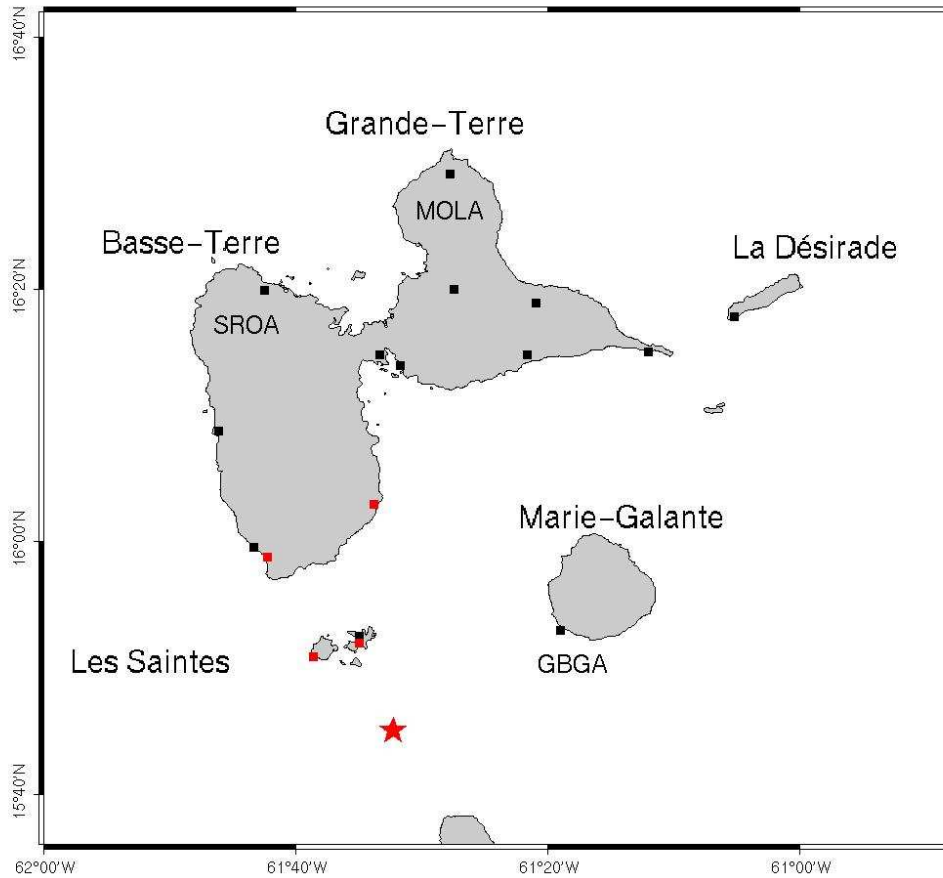
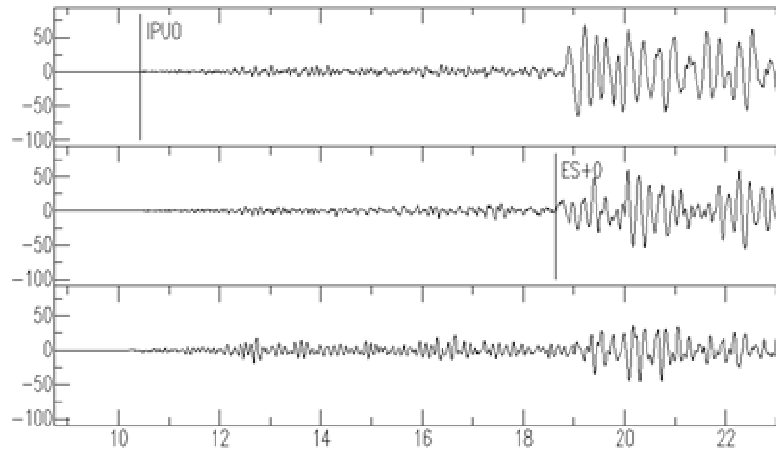


Figure 3.7. Carte de localisation des stations accélérométriques en Guadeloupe. A celles-ci, se rajoutent celles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. L'étoile rouge indique le séisme du 21 novembre 2004, les carrés indiquent les stations accélérométriques, en noir celles déjà en place avant le séisme du 21 novembre, en rouge celles installées après. MOLA (au Moule), SROA (Sainte-Rose) et GBGA (Grand-Bourg) sont des exemples de noms de stations accélérométriques.

Le séisme du 21 novembre 2004 est l'évènement pour lequel nous disposons, jusqu'au séisme de la Martinique (29 novembre 2007), du plus de données accélérométriques, il a été enregistré par 44 stations accélérométriques, 17 stations en Guadeloupe situées entre 20 et 80 km de l'épicentre, et 27 stations en Martinique localisées entre 110 et 150 km de l'épicentre. Contrairement aux vélocimètres classiques, les stations accélérométriques ne saturent pas pour des séismes de grande magnitude. La Figure 3.8 montre les signaux du séisme des Saintes pour une station accélérométrique, où l'on distingue les arrivées des ondes P et S (essentielle pour une bonne localisation).



*Figure 3.8. Enregistrement du séisme des Saintes à la station accélérométrique SROA. On distingue nettement l'arrivée de l'onde P puis de l'onde S (données en cm/s).*

Pour cet aspect de mouvements forts, certains points ont déjà été abordés au chapitre 1 dans l'article sur le CDSA. Des effets de site ont été mis en évidence et les données enregistrées ont été comparées aux accélérations prédites par différents modèles d'atténuation développées pour d'autres régions du monde (Californie, Taïwan) pour des séismes intraplaques crustaux comme celui des Saintes. Ainsi, on a montré que les prédictions issues de ces modèles sont assez cohérentes avec les accélérations observées en Guadeloupe, mais que ces prédictions surestiment les observations d'un facteur 2 à 3 pour les distances supérieures à 150 km (*cf.* chapitre 1 figure 8).

### **3.2 Relocalisation par méthodologie « maître/esclave »**

La localisation du séisme du 21 novembre situe l'épicentre au niveau d'un système de failles normales de direction NW-SE localisées entre les Saintes et la Dominique (Figure 3.9). Les travaux de recherche consacrés à ce séisme ont tout d'abord cherché à savoir quelle faille avait joué lors de ce séisme. L'étude de l'histoire cinématique de la rupture de la source réalisée par *Delouis et al. (2007)* ne permet pas de trancher entre deux failles antithétiques.

Dans le cadre de ce travail de thèse, il nous semblait important d'apporter des contraintes nouvelles sur l'identité de cette faille. Nous avons donc décidé de relocaliser par la méthode de « maître/esclave » le choc principal et de sa plus grosse réplique (14/02/2005 18h05  $M_w$  5.7).



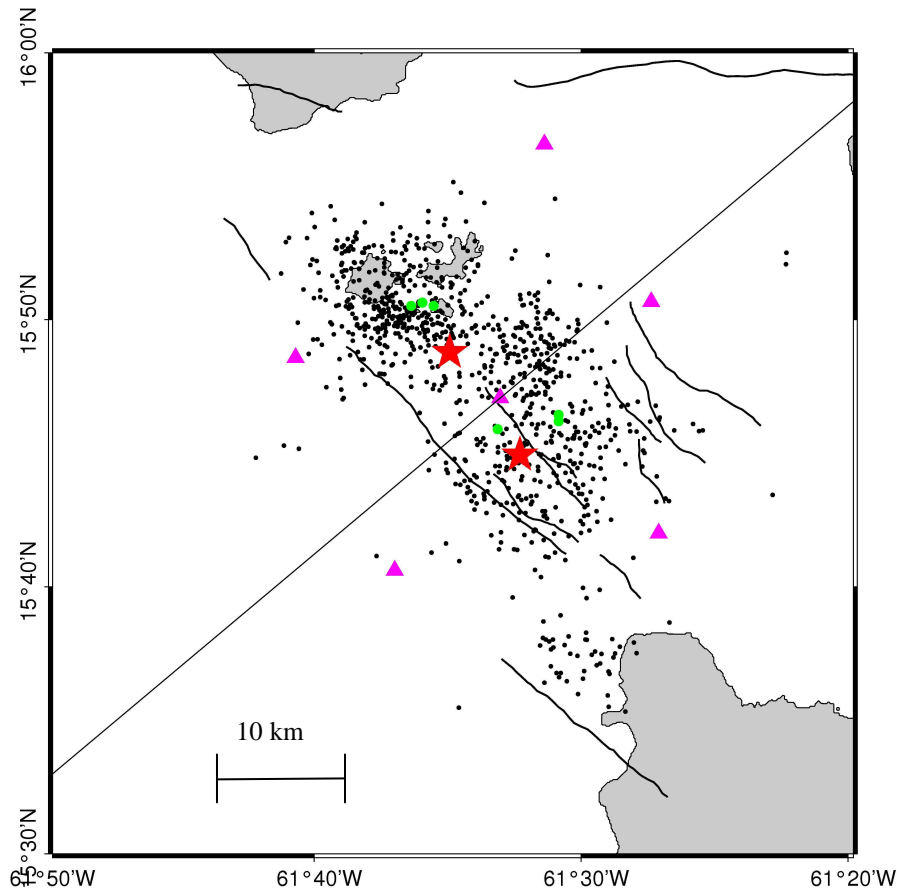


Figure 3.9. Carte de l'étude montrant les deux évènements esclaves à relocaliser (étoiles rouges) : le choc principal du 21 novembre 2004 et la réplique du 14 février 2005. Les cercles bleus indiquent la localisation des maîtres utilisés. Les triangles roses montrent la position des OBS installés entre décembre 2004 et janvier 2005, et les points noirs, la sismicité enregistrés par ces derniers (Bazin et al., en préparation). Le trait continu noir indique l'orientation des profils des figures suivantes.

### 3.2.1 Méthodologie

Le procédé de relocalisation par maître/esclave comme son nom l'indique consiste à relocaliser un évènement esclave, dans notre cas les séismes du 21 novembre 2004 et du 14 février 2005, à partir d'un ou de plusieurs évènements maître considérés comme bien voire très bien localisés (Figure 3.9). Cette méthode de relocalisation par maître/esclave a précédé celle de la double différence. Dans notre étude, nous allons utiliser comme évènement maître, des évènements enregistrés lors d'une campagne OBS (Ocean Bottom Seismometer) qui s'est déroulée entre le 16 décembre 2004 et le 25 janvier 2005. De part l'apport des données OBS (Bazin et al., en préparation), ces évènements sont considérés comme bien localisés. Plusieurs critères sont de plus appliqués pour sélectionner ces maîtres dans le catalogue OBS :

- ils ont été enregistrés par les OBS et ont déclenché les stations accélérométriques installées aux Saintes,

- la distance maître/esclave est inférieure à 5 km (on considère ainsi que les rais sismiques ont traversé le même milieu sauf au niveau de la source qui est petite).
- pour ces évènements 5 phases (ondes P + S) voire 6 sont disponibles

Maître	Date	Latitude	Longitude	Prof	Rms	Magnitude
Maître 1	2004 1221 1947 27.6	15 50.64	-61 35.94	6.6	0.1	3.
Maître 3	2004 1226 1519 15.9	15 46.2	-61 32.94	4.1	0.2	1.
Maître 8	2005 122 0000 24.7	15 46.44	-61 30.84	10.0	0.1	3.
Maître 9	2004 1217 0707 32.0	15 50.04	-61 34.8	11.0	0.2	3.0
Maître 11	2004 1219 0512 22.8	15 47.88	-61 34.2	7.1	0.1	0.0
Maître 13	2004 1221 1947 27.8	15 50.52	-61 36.36	10.0	0.2	3.5
Maître 18	2004 1226 1519 16.3	15 45.9	-61 33.12	5.5	0.3	0.0
Maître 31	2005 0104 1944 50.8	15 50.52	-61 35.52	11.4	0.2	0.8
Maître 35	2005 0122 0000 24.8	15 46.2	-61 30.84	12.2	0.2	3.1

*Tableau 3.2. Liste des répliques maîtres potentiels*

Dans notre procédé de calcul, on appellera:

- M1, l'évènement maître utilisé pour la relocalisation
- E1, l'esclave à relocaliser
- Localisation OBS, la localisation obtenue à partir des phases enregistrées par les OBS
- Les stations communes, les stations ayant enregistrées l'esclave et le maître. Maître et esclave ont pu ne pas être enregistrés par exactement toutes les mêmes stations, du fait de l'installation de certaines stations après le choc principal (par exemple, les stations accélérométriques des Saintes).

Pour un maître M1, on récupère les phases obtenues avec les OBS, la localisation OBS et les données courte-période et accélérométriques correspondantes à l'évènement. On utilise le programme Hypo71 pour la relocalisation de cet évènement. Dans un fichier « entrée » du programme Hypo71, on fixe la localisation OBS (latitude, longitude, profondeur) et on laisse le temps libre. Un premier calcul permet d'obtenir pour chacune des stations utilisées, des temps théoriques que l'on aurait eus pour chacune d'entre elle avec la localisation OBS fixée. On peut ainsi calculer des délais (observé – calculé) pour chaque station utilisée, en fait il s'agit des corrections en temps à apporter pour obtenir la même localisation.

Pour l'esclave E1 choisi, dans son fichier d'entrée de hypo71, on corrige les temps d'arrivée des stations communes, des délais (observé-calculé) obtenus à l'étape précédente, et on recalcule, avec ces temps corrigés, la « relocalisation » pour l'esclave E1.

### 3.2.2 Applications

Nos deux évènements esclaves sont

- le choc principal du 21 novembre,  $M_w=6.3$ , 11h41
- et la réplique la plus importante datant du 14 février 2005,  $M_w=5.7$  18h05.

Pour chacun des esclaves, des évènements maîtres ont été sélectionnés selon des critères de sélection expliqués précédemment.

Maître	8	18	35
Nombre de phases pointées	7P 7S	5P 5S	7P 7S
Distance maître/esclave	4.5	2.3	3.5

Tableau 3.3. Tableau des évènements maîtres pour le choc principal (21/11/2004). La 1<sup>ère</sup> ligne correspond au code de l'évènement maître (cf :tableau 3.2)

Maître	1	13	31
Nombre de phases pointées	9P 8S	9P 8S	9P 7S
Distance maître/esclave	2.2	2.1	3.4

Tableau 3.4. Tableau des évènements maîtres pour l'évènement du 14/02/2005. La 1<sup>ère</sup> ligne correspond au code de l'évènement maître (cf :Tableau 3.2).

### 3.2.3 Résultats

#### 3.2.3.1 Relocalisation du choc principal : 21 novembre 2004, $M_w$ 6.3.

On relocalise par la méthode de relocalisation maître/esclave, le choc principal, en utilisant la méthodologie décrite précédemment et 3 évènements maîtres (Tableau 3.2 et Tableau 3.3). Le tableau 3.5 et la figure 3.10 montrent les résultats respectifs pour ces trois maîtres.

Maître	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	Résidu
Maître 8	15° 44.43	-61° 31.49	10.85	0.08
Maître 18	15° 45.55	-61° 31.31	8.02	0.14
Maître 35	15° 44.37	-61° 30.78	14.78	0.10

Tableau 3.5. Résultats de la relocalisation du 21/11/2004



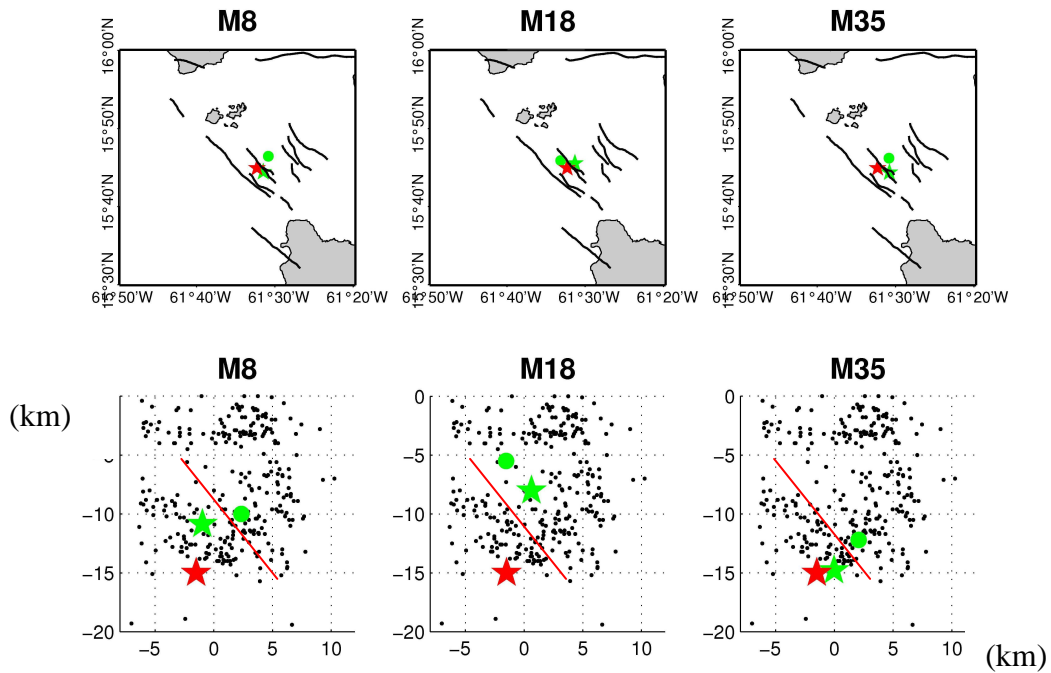


Figure 3.10. Résultats en carte et en coupe de la relocalisation du choc principal (21/11/2004). L'étoile rouge indique la position initiale (avant relocalisation) de l'esclave et le cercle vert sa position après relocalisation. Le cercle vert représente l'évènement maître. Le trait rouge indique la position de la faille mis en évidence par les données OBS (Bazin et al., en préparation). En points noirs, figurent la sismicité CDSA sur la durée de la campagne OBS.

Sur la figure 3.10, on montre en carte et en coupe les résultats de la relocalisation du 21 novembre 2004. En carte, on remarque une position épacentrale voisine de la localisation initiale, alors qu'en coupe, les 3 relocalisations remontent la position de l'hypocentre vers la surface en le plaçant toujours au niveau de la faille dont le pendage plonge vers l'est.

### 3.2.3.2 Relocalisation de la réplique du 14 février 2005, $M_w$ 5.7.

En suivant la même méthodologie que précédemment, on obtient les résultats suivants (tableau 3.6 et figure 3.11).

Maître	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	Résidu
Maître 1	15 49.29	-61 33.88	8.11	0.12
Maître 13	15 48.28	-61 34.57	12.19	0.11
Maître 31	15 48.93	-61 33.81	11.25	0.09

Tableau 3.6. Résultats de la relocalisation du 14/02/2005

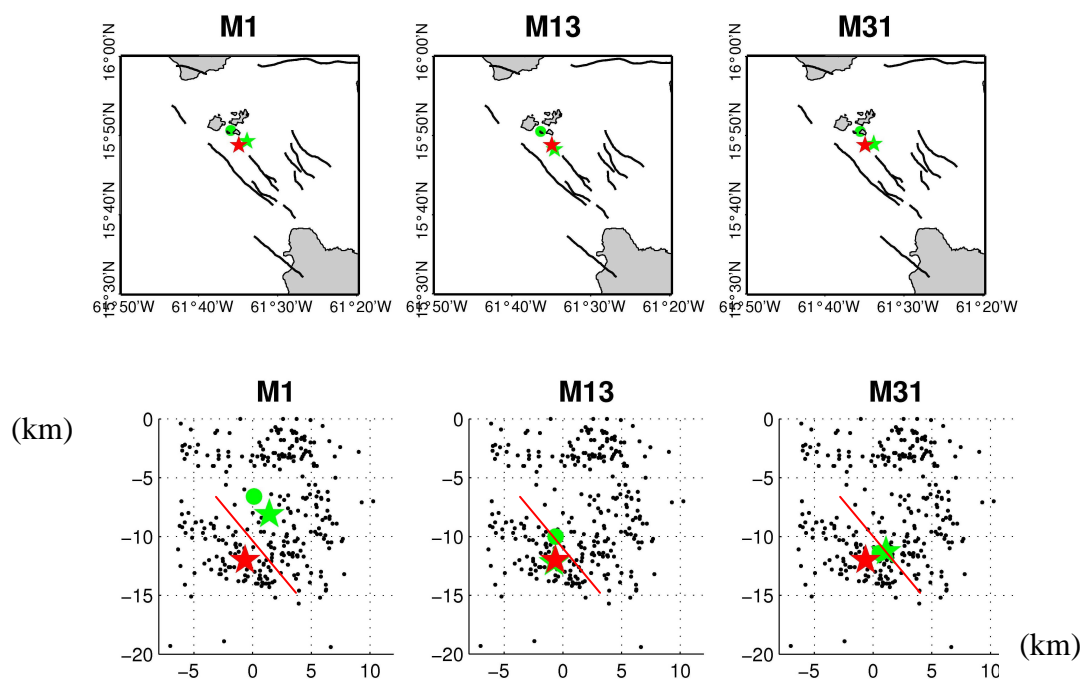


Figure 3.11. Résultats en carte et en coupe de la relocalisation de la réplique du 14 février 2005. Même légende que la figure 3.10.

Les relocalisations de la réplique du 14 février 2005, pour 2 des résultats placent la position de l'évènement très proche de sa localisation initiale en carte et en coupe. Dans le cas du 14/02/2005, il est plus difficile de trancher, pour affirmer qu'il s'agit bien de la même faille que le choc principal qui a rompu ou son antithétique.

### 3.2.3.3 Analyses des répliques

Une analyse de la distribution des répliques est nécessaire pour contraindre mieux la rupture du 14 février. Les figures 3.12 (a) et 3.13 (a) montrent deux profils verticaux, réalisés respectivement selon un axe perpendiculaire au réseau de failles considérées et le long de ce réseau. La sismicité qui y figure correspond au catalogue CDSA durant la même période que la campagne OBS. On observe deux essais sismiques :

- un premier superficiel au NW avec une extension de près de 10 km
- un second plus profond au SE, qui montre un pendage à l'est en accord avec les données OBS (*Bazin et al., en préparation*) qui donne une image plus fine de la faille mise en jeu lors du choc principal.

Lorsque l'on observe selon les mêmes axes la sismicité 2 jours avant et 2 jours après le 14 février (répliques de la grosse réplique) (figure 3.12 (a) et (b) ; figure 3.13 (a) et (b)), on remarque qu'avant il n'y a rien, alors qu'après cette sismicité superficielle est activée. Ce résultat à défaut de nous permettre de trancher sur la faille mise en jeu lors du 14 février, suggère que la rupture de cette grosse réplique s'est propagée jusqu'en surface.

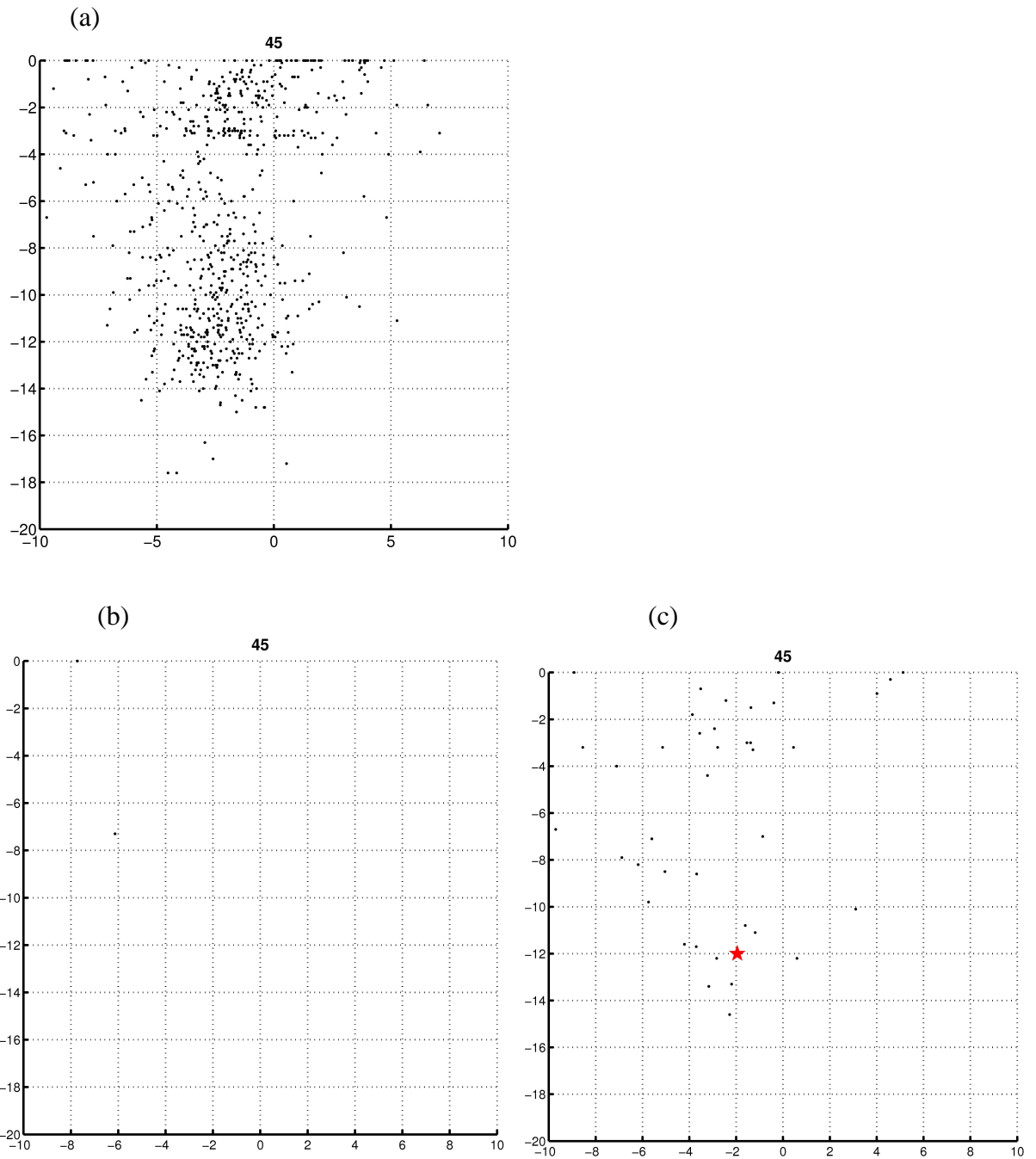


Figure 3.12. Profils verticaux ( $45^\circ$  par rapport au nord : cf figure 3.9). (a) Sismicité du catalogue CDSA de décembre 2004 à Janvier 2005. (b) Sismicité 2 jours avant le 14 février. (c) Sismicité pendant 2 jours après le choc du 14 février 2005. Les profils font 10 km de large, les axes sont en km.

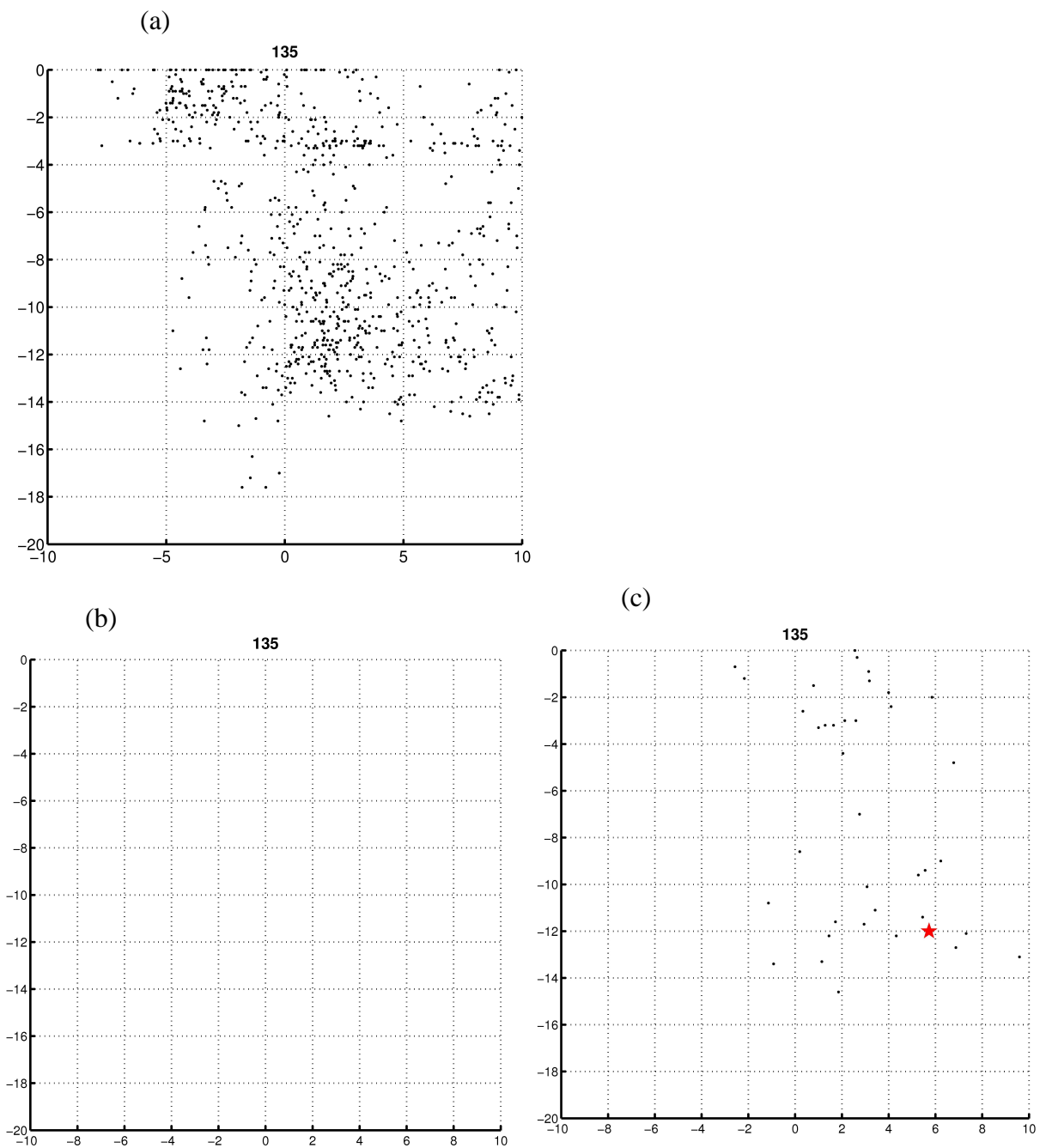


Figure 3.13. Profils verticaux ( $45^\circ$  par rapport au nord : cf. figure 3.9). (a) Sismicité du catalogue CDSA de décembre 2004 à Janvier 2005. (b) Sismicité 2 jours avant le 14 février. (c) Sismicité pendant 2 jours après le choc du 14 février 2005. Les profils font 10 km de large, les axes sont en km.

### **3.3 Conclusion**

Ce chapitre sur le séisme des Saintes récapitule dans un premier temps les caractéristiques principales (localisation, magnitude), puis expose nos nouveaux résultats.

Tout d'abord, nous montrons les estimations de pseudo-intensités obtenues à partir du dépouillement d'une enquête macrosismique individuelle lancée juste après le 21 novembre 2004. Ces dernières sont en accord avec celles du BCSF, et pour les plus fortes correspondent à des zones suspectées d'effet de site du fait de la géologie et des mesures de bruit de fond. C'est la première fois que telle corrélation (cohérence entre les localisations des pseudo-intensités élevées et des zones à effet de site) a pu être mise en évidence ; de là à en tirer la conclusion que l'on peut systématiquement utiliser des données macrosismiques pour détecter des effets de site, nous ne nous y risquons pas.

Le deuxième point principal abordé concerne les résultats de la relocalisation par maître/esclave. Ils repositionnent l'hypocentre du séisme des Saintes au niveau de la faille dont le pendage est à l'est, permettant de mieux contraindre ce paramètre de la source du séisme des Saintes, primordial pour la suite de nos travaux. Quant à la réplique du 14 février, à ce point de l'étude, la question reste ouverte : « est-ce la même faille qui a joué ou pas ? ». Une analyse fine de la localisation des répliques de cette grosse réplique est en cours.

## REFERENCES

- Aki, K. et P. Richards (1980). *Quantitative Seismology, theory and methods*. W.H. Freeman and Co., S. Francisco, 2 vol.
- Bazin, S., (en préparation). Données OBS sur la crise des Saintes.
- BCSF (French Central Seismology Office) (2005). Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 Novembre 2004. Note préliminaire, BCSF2005-NP3, 62 pps.
- BRGM (2000). Evaluation des mouvements sismique à l'échelle régionale (cas du séisme lointain et du comportement linéaire équivalent). Rapport BRGM R40897 à la Préfecture de la Région Guadeloupe, XIème GPERGuadeloupe.
- Cara, M., A. Schlup et C. Sira (2007). Observations sismologiques: Sismicité de la France en 2003, 2004, 2005. BCSF ULP/EOST – CNRS/INSU, Strasbourg.
- CETE (2006). Compte-rendu de mission post-sismique en Guadeloupe, Séisme des Saintes du 21 novembre 2004. Rapport, 287 pps
- Delouis, B., M. Vallée, and V. Cruz-Atienza, The Mw=6.3 Saintes earthquake (West Indies) : source kinematics determination and uncertainties in a poorly known crustal structure, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10050, 2007.
- Feuillet, N. (2000). Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique. PhD diss., Université Paris 7- Denis Diderot, 284 pps.
- Jacques, D., Maury, R.C. (1988). Carte géologique du département de la Guadeloupe: Les Saintes. 1/ 20 000, Orléans, *BRGM*, carte + notice 28 pp.
- Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*, 30 (1), 25–33.
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.



# Chapitre 4 Simulation de mouvements forts : application au Séisme des Saintes $M_w = 6.3$ .

Ce chapitre présente le travail de modélisation de sismogrammes effectué pour le séisme du 21 novembre 2004 magnitude  $M_w=6.3$ . Cette étude se base sur une technique de sommation de petits séismes appelés Fonction de Green Empiriques. Cette méthode permet de prendre en compte la complexité de la propagation des ondes dans un milieu réel. On utilise comme FGE, des répliques du choc principal du 21 novembre, de faible magnitude et bien localisées, que l'on combine avec un modèle de source cinématique complexe. Cette étude réalisée en collaboration étroite avec Javier Ruiz, est en fait l'application au séisme des Saintes, d'une méthodologie développée par Javier Ruiz au cours de sa thèse (Ruiz, 2007).

La première partie du chapitre consiste à présenter brièvement le principe de la méthode des FGE, puis le modèle de source cinématique utilisé en se basant principalement sur les écrits de Ruiz (2007). Enfin, on se consacrera à l'étude de modélisation *stricto sensu* à savoir le choix des FGE à utiliser et les modélisations obtenues pour le séisme des Saintes.



## 4.1 Source sismique et champ de déplacement

Avant d'expliquer les principes de la modélisation par sommation de fonctions de Green numériques, il faut se remémorer quelques équations sur lesquelles repose la suite de l'étude. Un tremblement de terre correspond au glissement brusque des deux lèvres d'une faille qui cède lorsque la contrainte est trop forte. Ce processus de rupture peut être décrit par les équations de l'élastodynamique (*Aki et Richards, 1980*). La libération brutale de l'énergie élastique accumulée génère des ondes sismiques, se propageant dans toutes les directions depuis la source. On observe alors un mouvement du sol dû à l'interaction du champ d'onde rayonné lors de la rupture sismique avec le milieu géologique.

### 4.1.1 Théorème de représentation

A partir du théorème de représentation et en considérant une source sismique de dimension finie (avec une surface  $\Sigma$ ), le champ de déplacement sismique  $u(x,t)$  en un point d'observation peut être exprimé au travers de l'équation suivante (*Aki et Richards, 1980*) :

$$u_n(\vec{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq}(\vec{\xi}, \tau) \otimes G_{np,q}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau) d\Sigma_{\xi} \quad (4.1)$$

Où l'opérateur  $\otimes$  représente une convolution,  $u_n$  est un point sur la faille, le terme  $G_{np,q}$  est la dérivée de la fonction de Green  $G_{np}$  par rapport à  $\xi_q$ . Le tenseur de moment sismique est défini par l'expression :

$$m_{pq} = \Delta u_i(\vec{\xi}, t) v_j c_{ijpq} \quad (4.2)$$

où  $\Delta u_i(t)$  représente la discontinuité en déplacement sur le plan de faille ;  $v_j$  est la normale à la surface et  $c_{ijpq}$  est le tenseur généralisé de Hooke. La fonction de Green correspond au champ de déplacement pour une force impulsive et unitaire. Elle dépend de la position de la source et du point d'observation. La fonction de Green satisfait l'équation de l'élastodynamique.

## 4.2 Version discrétisée du théorème de représentation

Pour l'application numérique, le plan de faille (considéré comme rectangulaire et planaire, de dimension  $L \times W$ ) est discrétisé en sous-failles rectangulaires élémentaires de surface ( $\Delta\Sigma_{ij} = \Delta x \Delta y$ ). Pour chaque sous-faille (i,j), on définit (1) une vitesse de glissement local (2) la fonction  $g_{nij}$  qui est la solution en double couple pour le cas d'une source ponctuelle

(représentant la réponse du milieu) et (3) un temps de passage du front de rupture,  $t_{ij}^r$ , en choisissant a priori la position de l'hypocentre. En utilisant une expression discrète du théorème de représentation, la vitesse du sol peut être formulée par l'équation suivante :

$$\dot{u}_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \dot{s}_{ij}(t - t_{ij}^r) \otimes g_{nij} \Delta \Sigma_{ij} \quad (4.3)$$

Avec  $i = 1 \dots N_x$  (nombre de sous-faille selon l'azimut de la faille),  $j = 1 \dots N_y$  (nombre de sous-failles selon le pendage,  $\Delta x = L/N_x$  et  $\Delta y = L/N_y$  sont les pas de discrétisation spatiale. Les paramètres de discrétisation spatiale et de discrétisation temporelle sont liés selon la relation (Herrero, 1994) :

$$\frac{v_r}{\Delta x} > \frac{1}{\tau} > f_{\max} \quad (4.4)$$

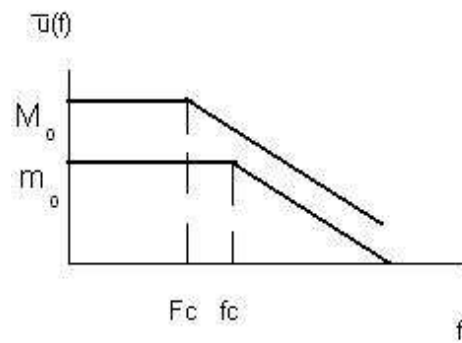
Où  $f_{\max} = 1 / (2\Delta t)$ , avec  $\Delta t$  le pas de discrétisation temporelle. Pour une faille de dimension donnée, le temps de calcul sera contraint par la fréquence maximale de modélisation choisie.

### 4.3 Principes de la modélisation par sommation de Fonctions de Green Empiriques (FGE)

#### 4.3.1 Principe de la méthode de sommation des FGE

La méthode de sommation des FGE introduite par *Hartzell (1989)*, consiste à simuler le rayonnement d'un séisme de magnitude importante en sommant les enregistrements de séisme de plus faible magnitude, décalés en temps pour prendre en compte les effets liés aux dimensions et à la durée de la rupture du séisme cible. Cette technique repose sur le principe de similarité entre le séisme cible et le petit séisme, à savoir que la forme spectrale du séisme cible et celle du petit séisme sont les mêmes à un facteur d'échelle près.

Selon *Aki (1967)*, la forme spectrale en champ lointain est en  $\omega^2$ . La figure 4.1 montre un schéma simplifié des spectres en déplacement du séisme cible et de la FGE. Ces deux spectres suivent la forme spectrale en  $\omega^2$  caractérisée par le moment sismique  $M_0$  (mesuré à basse fréquence) et la fréquence coin,  $F_c$ . Au-delà de la fréquence coin, les amplitudes sont proportionnelles à  $\omega^{-2}$  (en déplacement).



*Figure 4.1. Schéma montrant les spectres en déplacement du séisme cible et de la fonction de Green empirique. Le moment sismique et la fréquence coin du séisme cible et de la FGE sont représentés par  $(M_0, F_c)$  et  $(m_0, f_c)$  respectivement (d'après Ruiz, 2007).*

Les conditions d'application de cette méthode sont les suivantes :

- L'hypothèse de linéarité doit être respectée, c'est-à-dire que la réponse du milieu de propagation doit être indépendante de l'amplitude des ondes ;
- La ou les FGE doivent être acquises dans la même configuration source- station que le séisme cible ;
- La ou les FGE doivent avoir le même mécanisme au foyer que le séisme cible;
- L'hypothèse de similarité entre les formes spectrales du séisme cible et de la ou des FGE doit être respectée, sauf si la FGE est considérée comme impulsionnelle ;

Dans une prochaine étape, ces conditions d'applications vont contraindre fortement notre sélection des FGE.

En outre pour utiliser cette technique de sommation, une méthode simple consiste à discrétiser le plan de faille en sous-failles dont les dimensions correspondent à celles du petit évènement considéré comme FGE (*Irikura et Kamae, 1994*). Le mouvement du sol produit par le séisme « cible » est obtenu par la somme des contributions de chacune des sous-failles. Ces contributions sont corrigées par un facteur d'expansion géométrique,  $M_i$ , lié à la distance entre la source élémentaire et la station, et par un filtrage,  $F_i$ , introduit pour obtenir les fonctions source du séisme cible et de la FGE. L'accélération modélisée pour le séisme cible,  $A(t)$  s'exprime à partir de l'accélération enregistrée pour le petit évènement  $a(t)$ , comme suit :

$$A(t) = \sum_{i=1}^N M_i F_i(t - t_i) \otimes a(t) \quad (4.5)$$

### 4.3.2 Description de la méthode semi-empirique utilisée

La méthode semi-empirique utilisée combine un modèle de source cinématique complexe avec des FGE dites hybrides. Elle repose sur l'hypothèse que les enregistrements du mouvement du sol occasionnés par des séismes de petite magnitude peuvent être considérés comme la réponse impulsionnelle du milieu jusqu'à la fréquence coin ( $f_c$ ). Jusqu'à cette fréquence coin, le petit séisme est considéré comme une source ponctuelle, dimension et effet de la source étant négligeables. Ainsi, la FGE peut être utilisée jusqu'à la fréquence coin comme Fonction de Green.

D'autre part, les enregistrements des petits séismes sont dominés à basse fréquence par du bruit sismique, ce qui est d'autant plus vrai que le séisme est de faible magnitude. Grâce à une analyse signal sur bruit, on peut déterminer la fréquence minimale utilisable de la FGE pour ne garder que la partie exploitable du signal à l'aide d'un filtre passe-haut. Pour compléter la FGE à basse fréquence, une Fonction de Green synthétique est calculée pour

chaque sous-faille en utilisant un modèle de vitesse représentatif du milieu. Ainsi, on utilise une fonction de Green dite hybride construite pour les basses fréquences à partir d'une fonction de Green numérique, et pour les hautes fréquences à partir d'une FGE.

### 4.3.3 Principe du modèle de source composite à distribution fractale

Dans les modèles de source composite, la source sismique est décrite par la sommation de petits séismes (*Das et Aki, 1977 ; Zeng et al., 1994 ; Frankel, 1995*). Chaque sous-événement est caractérisé par des paramètres liés à une dimension caractéristique de la source (L ou le rayon R équivalent). Parmi ces modèles, on peut distinguer ceux où l'on suppose que les sous-événements ont la même taille (*Das et Aki, 1977 ; Papageorgiou et Aki, 1983*), de ceux pour lesquels la distribution de la taille des sous-événements suit une certaine loi de distribution (*Hartzell, 1978 ; Frankel, 1991, Zeng et al., 1994*).

Pour cette étude, nous utilisons un modèle dont les différentes tailles des sous-événements suivent une loi de distribution fractale. La génération d'un glissement composite va s'effectuer en deux étapes :

- (1) l'estimation de la distribution fractale des sous-événements  $N(R)$  selon la méthode de *Zeng et al. (1994)*;
- (2) et la distribution aléatoire de ces sous-événements sur un plan de faille.

#### 4.3.3.1 Distribution de la taille des sous événements

La distribution de la taille est auto-similaire (*Frankel, 1991*) et le nombre de sous-événements plus grands que R est donné par la relation suivante :

$$\frac{dN}{d \ln(R)} = pR^{-D} \quad (4.6)$$

Où R est le rayon du sous-événement, p est une constante de proportionnalité et D est la dimension fractale de la distribution. Selon *Frankel (1991)*, et en se basant sur certaines hypothèses (auto-similarité, chutes de contraintes et moments sismiques), le rayonnement haute fréquence de ce modèle suit la forme spectrale en  $\omega^2$ . Cependant, une des limitations de ce modèle vient du fait que la surface du séisme cible est exactement couverte par la surface des sous-événements. Or, on ne peut pas ajuster en même temps la surface du séisme cible et le moment sismique de la réalisation. On va utiliser alors le modèle de *Zeng et al. (1994)* qui relâche cette contrainte et qui propose un modèle cinématique de source composite en ajustant le moment sismique de la distribution à celui du séisme cible, la surface des sous-événements étant plus grande que celle du séisme cible.

### 4.3.3.2 Caractéristiques spectrales du glissement composite

Chaque sous-événement est défini comme un crack circulaire (*Anderson, 1997*) dont la fonction de glissement est définie par (*Eshelby, 1957*) :

$$\Delta \tilde{u}(\vec{k}; R) = \frac{24}{7\pi} \frac{\Delta \sigma_d}{\mu} \iint \sqrt{R^2 - r^2} e^{i\vec{k} \cdot \vec{\xi}} d\vec{\xi} \quad (4.7)$$

Où  $\mu$  est la rigidité,  $R$  est le rayon du crack,  $\Delta \sigma_d$  est la chute de contrainte et  $r$  est la distance entre un point de la faille et le centre du crack. Les sous-événements sont distribués aléatoirement sur un plan de faille. En s'inspirant des travaux d'*Andrews (1980)*, *Ruiz (2007)* montre le comportement asymptotique de l'amplitude spectrale pour les grands nombre d'onde :

$$\left| \Delta \tilde{u}(\vec{k}) \right| \propto k^{-3 + \frac{D}{2}} \quad (4.8)$$

Ce qui lui permet aussi de définir l'amplitude spectrale de la chute de contrainte au travers de la relation  $\Delta \sigma(k) \sim k^{-2 + D/2}$ .

Le modèle en  $\omega^2$  proposé par *Aki (1967)* est une référence classique et incontournable parmi les sismologues. *Aki (1967)* montre que les spectres en déplacement des séismes sont composés d'un plateau (niveau plat) aux basses fréquences et d'une décroissance dont la pente est proportionnelle à  $\omega^{-2}$  pour les hautes fréquences. Comme le note *Andrews (1980)*, pour obtenir un rayonnement sismique dont le spectre est en  $\omega^2$ , il faut choisir un glissement composite caractérisé par une décroissance en  $k^2$  pour les grands nombres d'onde. Ainsi, *Ruiz (2007)* montre qu'il convient de choisir une dimension fractale  $D = 2$ , en accord avec *Frankel (1991)* et *Zeng et al. (1994)*.

### 4.3.3.3 Cinématique du modèle de source composite à distribution fractale

La cinématique de la mise en place de ce modèle de source composite de glissement repose sur certaines hypothèses :

- (1) la vitesse de rupture est supposée constante
- (2) et la fonction source temporelle associée à chaque hétérogénéité est une fonction boîte  $F(t, R)$  de largeur  $\tau(R)$ .

Les travaux de *Bernard et al. (1996)* puis repris par *Ruiz (2007)* ont défini le temps de montée selon l'expression :

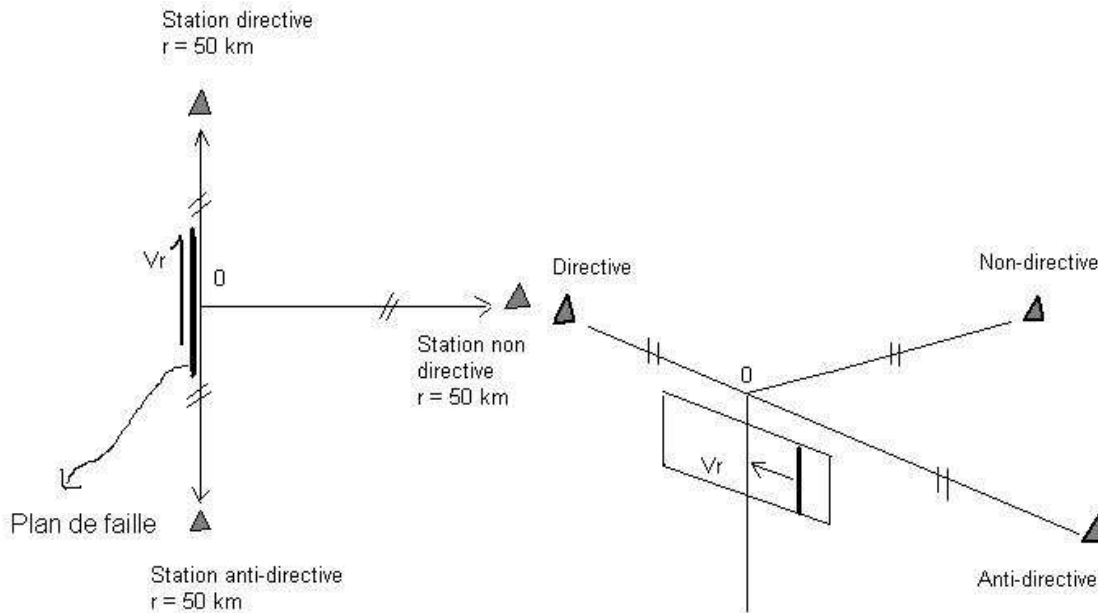
$$\tau(R) = \begin{cases} \tau_{\max} & R \geq \frac{L_0}{2a} \\ \tau_{\max} \frac{2aR}{L_0} & R < \frac{L_0}{2a} \end{cases} \quad (4.9)$$

Où  $L_0$  est la largeur du pulse, et  $\tau_{\max} = L_0 / V_r$  et  $a$  ( $a=0.5$ ) sont des paramètres définis par *Bernard et al. (1996)*.

La fonction boîte  $F(\omega, R)$  de largeur  $\tau(R)$  s'exprime dans le domaine des fréquences comme suit :

$$F(\omega; R) = \begin{cases} \frac{\sin(\frac{\omega \tau_{\max}}{2})}{\frac{\omega \tau_{\max}}{2}} & R \geq \frac{L_0}{2a} \\ \frac{\sin(\frac{\omega R}{v_r})}{\frac{\omega R}{v_r}} & R < \frac{L_0}{2a} \end{cases} \quad (4.10)$$

*Ruiz (2007)* a développé par la suite un modèle plus évolué faisant apparaître dans l'expression la variable  $R_p$ , temps de montée maximal, et le paramètre  $h$  qui permet de contrôler les effets de la directivité (figure 4.2).



*Figure 4.2. Configuration géométrique d'une source (rupture unilatérale) et de stations placées à 50 km du point origine (0) dans des positions directive, non-directive et anti-directive. Somerville et al. (1997) ont montré que les effets de la directivité génèrent des variations sur l'amplitude et la durée du mouvement sismique.*

## 4.4 Modélisation d'accélérogrammes synthétiques pour le séisme des Saintes, $M_w$ 6.3

Essayons d'appliquer ces idées en place, au séisme des Saintes du 21 novembre 2004 11h41, décrit plus en détail dans le chapitre précédent. Il s'agit de l'un des séismes les plus récents des Petites Antilles, de magnitude  $M_w = 6.3$  et ayant occasionnés d'importants dégâts sur les structures et bâtiments des îles proches de son épicentre. A ce jour, il a été suivi de plus de 30 000 répliques, dont la plus forte est celle du 14 février 2005 à 18h05  $M_w = 5.7$ .

### 4.4.1 Observations

Toutes les stations accélérométriques opérationnelles lors du séisme du 21 novembre 2004 ont déclenché en Guadeloupe et en Martinique, soit 46 stations pour des distances comprises entre 30 et 150 km. Malheureusement, aucune station n'était encore en place sur les îles de Saintes. Dans notre étude, on va se concentrer sur le site de GBGA (station non directive pour cet évènement) situé à 30 km de l'épicentre.

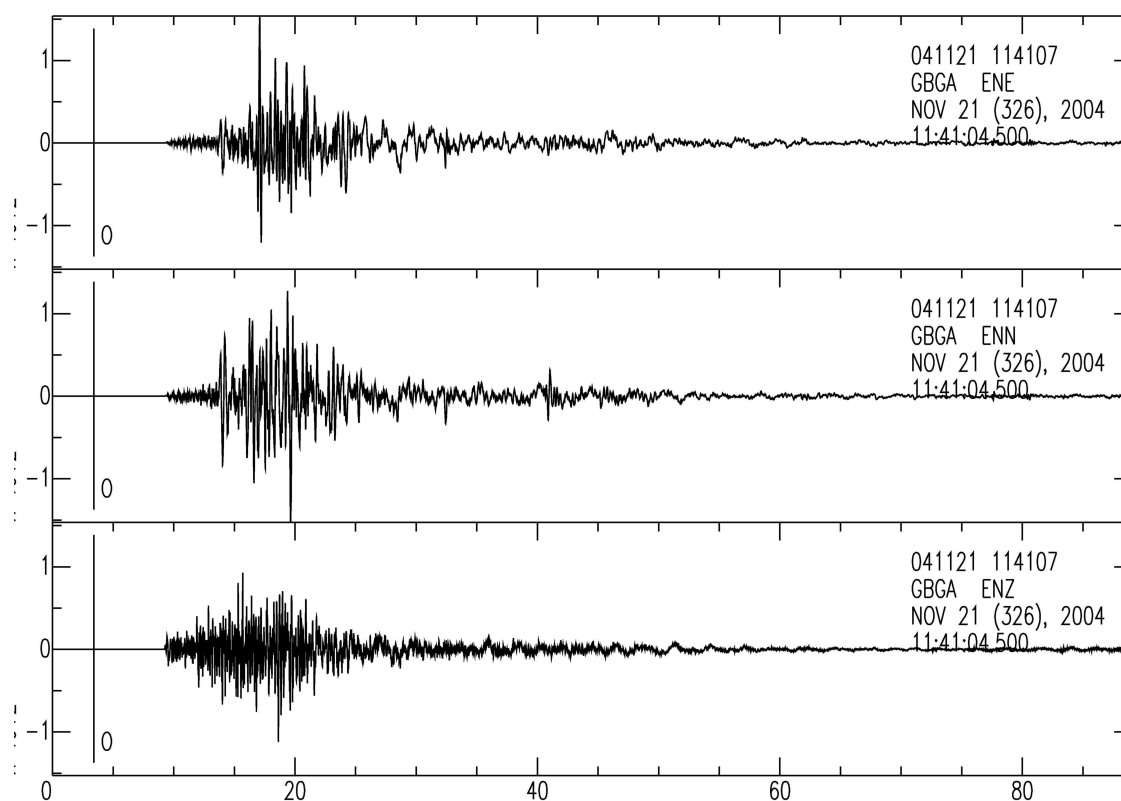


Figure 4.3. Enregistrement du séisme des Saintes à la station GBGA à Grand-Bourg Marie-Galante (de haut en bas : composante EW, NS et verticale)



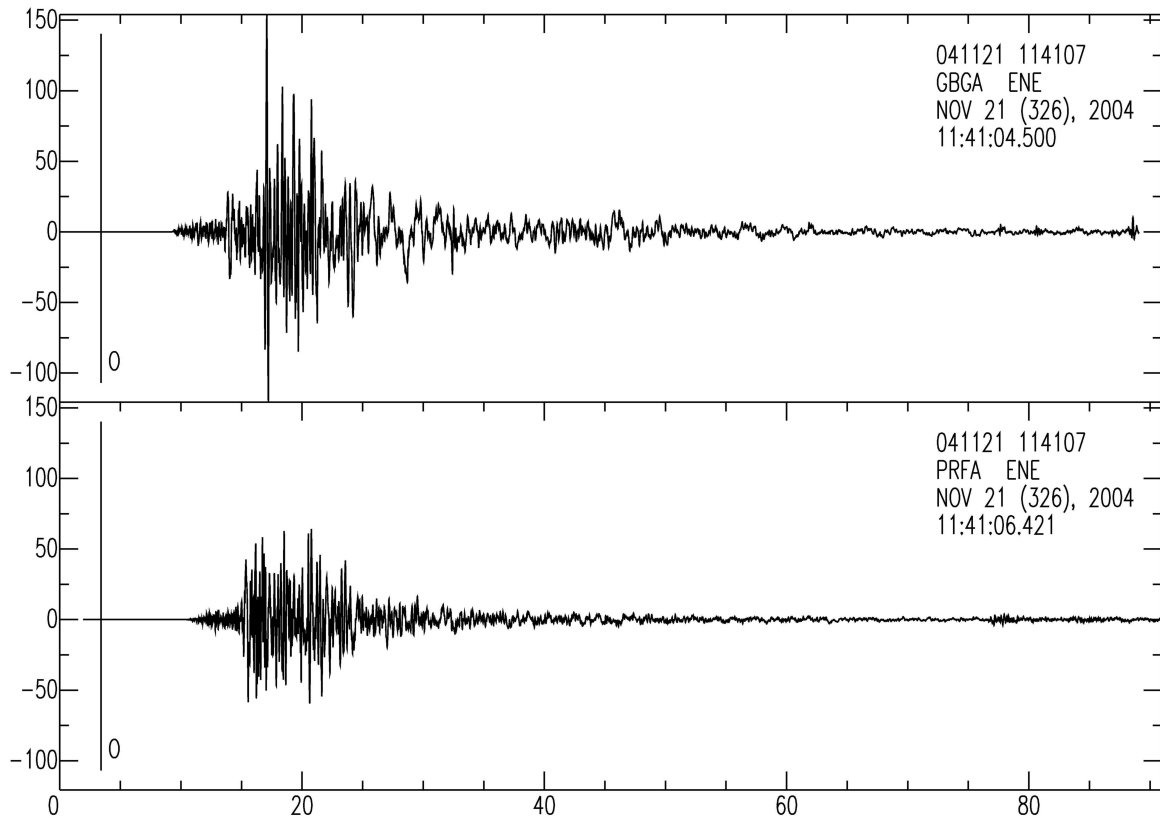


Figure 4.4. Comparaison de l'amplitude des signaux du choc principal à GBGA (station non-directive) et à PRFA (station directive). L'amplitude à GBGA est plus forte qu'à PRFA. En général c'est l'inverse, on observe les amplitudes les plus fortes à la station directive .

## 4.4.2 Imagerie de la source

### 4.4.2.1 Géométrie de la faille

Pour le calcul du glissement et des fonctions de Green numériques, la géométrie de la faille est nécessaire. A partir de la distribution spatiale des répliques du 21 novembre et des différents mécanismes au foyer calculés (Harvard, Géoscope), les paramètres caractéristiques de la géométrie de la faille ont été déterminés (Tableau 4.1).

DIMENSION L × W (KM <sup>2</sup> )	16 × 12
STRIKE (DEGRES)	320
DIP (DEGRES)	50
RAKE (DEGRES)	54

Tableau 4.1 : Géométrie de la faille utilisée pour les calculs

#### 4.4.2.2 Distribution et vitesse de glissement

La méthode que nous utilisons pour cette étape, consiste à générer plusieurs distributions de glissement (cf *Ruiz, 2007*). En pratique, il s'agit de calculer plusieurs glissements de façon aléatoire, et de garder en mémoire les paramètres qui les génèrent afin de pouvoir les retrouver. L'objectif est de calculer des sismogrammes pour ces différents glissements afin de comparer les synthétiques aux observés et ainsi de retracer le glissement qui a eu lieu pour notre séisme « cible ». La figure 4.5 montre des exemples de glissements calculés. La vitesse moyenne de rupture est égale à  $V_r \sim 1.85$  km/s. Cette valeur est proche de celle de 2 km/s obtenue par *Delouis et al. (2007)* dans leurs travaux sur la cinématique de la rupture du séisme des Saintes. Ils mettent aussi en évidence, deux patchs de glissement : un principal au SE de l'hypocentre autour de 8 km de profondeur, et une zone de glissement secondaire au NW de l'hypocentre autour de 8 km de profondeur.

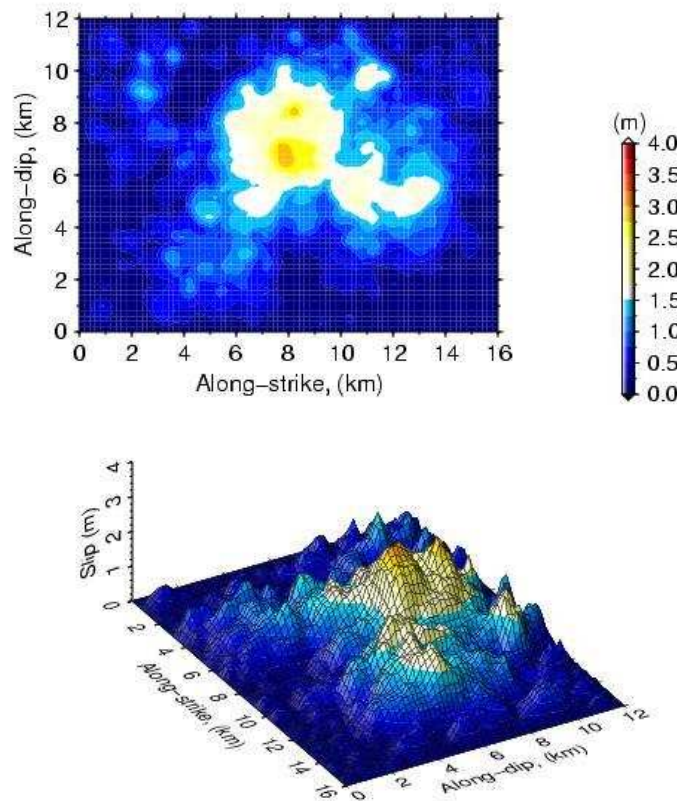


Figure 4.5. Exemple d'une distribution de glissement (vue 2D et 3D).

### 4.4.3 Fonctions de Green Empirique (FGE)

#### 4.4.3.1 Sélection des FGE

La méthode semi-empirique utilisée tire avantage de l'utilisation de séismes de faible magnitude comme Fonction de Green Empiriques. Dans notre étude, ces petits séismes vont être sélectionnés parmi les répliques du choc principal du 21 novembre selon les critères contraints par les conditions d'application de la méthode de sommation des FGE exposée précédemment. Ces critères sont les suivants :

- La ou les FGE doivent avoir été très bien localisées
- La ou les FGE doivent avoir des enregistrements avec un très bon rapport signal sur bruit (supérieur à 3).
- La ou les FGE doivent avoir une localisation et un mécanisme au foyer similaires au séisme cible.

La liste de FGE potentielles se réduit lorsque l'on applique ces critères successivement. Pour satisfaire le critère de localisation, les FGE potentielles sont choisies parmi les répliques enregistrées lors de la campagne OBS entre le 16 décembre 2004 et le 25 janvier 2005. Parmi ces dernières, on ne garde que celles qui ont une magnitude supérieure à 3.1, car c'est à partir de cette magnitude que le rapport signal sur bruit est très bon ( $> 3$ ).

Après cette première sélection, on est confronté au problème du mécanisme au foyer, car pour ces répliques, aucun mécanisme au foyer n'a été déterminé. Afin de minimiser ce problème, on décide de ne garder que les répliques dont les épicentres sont localisés sur la projection en surface de la faille supposée responsable du choc principal, et dont la visualisation en coupe montre une localisation hypocentrale similaire ou proche de celle du choc principal. La figure 4.6 montre en carte les localisations épicentrales des FGE potentielles de magnitude entre 3.1 et 4 enregistrées par les OBS et en coupe les localisations hypocentrales des FGE finalement sélectionnées à cause de leur localisation très proche du choc principal. On obtient ainsi un petit nombre de répliques qui serviront de FGE.

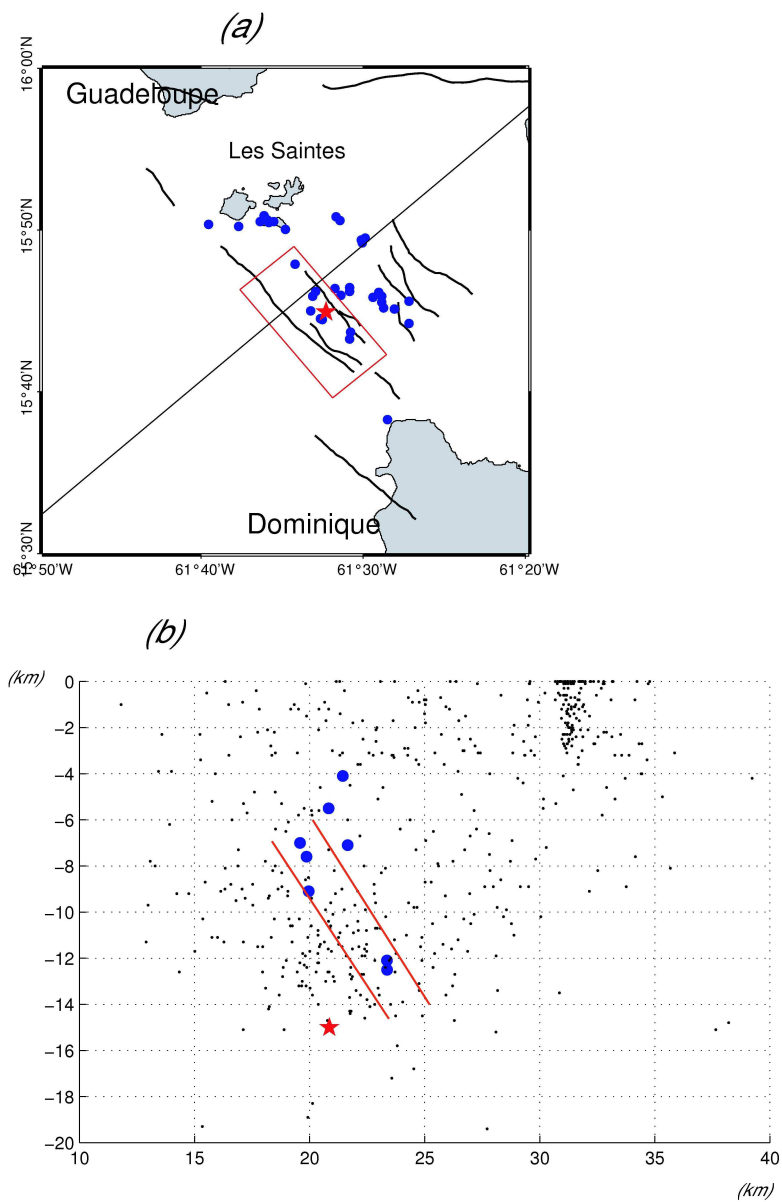


Figure 4.6. (a) Localisations épicentrales des FGE potentielles ; (b) Localisations hypocentrales des FGE retenues pour l'étude. L'étoile rouge représente le séisme des Saintes, les cercles bleus les FGE. Les traits rouges donnent une approximation de la position de la faille considérée (approximation obtenue à partir des données OBS).

Après la sélection de ces FGE, l'étape suivante consiste à analyser le signal de ces petits séismes :

- (1) une analyse signal sur bruit est nécessaire pour déterminer la fréquence minimale utilisable de ces signaux. En effet, à basse fréquence, le signal est dominé par du bruit sismique.
- (2) Une analyse spectrale permet de déterminer la fréquence coin du spectre en déplacement, ceci afin de savoir jusqu'à quelle fréquence on peut utiliser le petit séisme comme réponse impulsionnelle. Dans cette étape, on estime aussi le moment sismique  $M_0$  moyen de la FGE.

Ainsi, cette analyse des signaux des répliques choisies comme FGE permet de préciser une bande fréquentielle de validité des simulations obtenues.

#### **4.4.4 Modélisation d'accélérogrammes synthétiques par la méthode des FGE**

Dans notre étude de modélisation de mouvements forts, les accélérogrammes synthétiques sont obtenus en combinant le modèle cinématique (décrit précédemment) à des fonctions de Green dites hybrides (combinaison en fréquence des fonctions de Green empiriques et de fonction de Green numériques)

##### **4.4.4.1 Calcul des Fonctions de Green Numériques (FGN)**

Nos fonctions de Green numériques (FGN) sont calculées en ondes S jusqu'à 4 Hz dans le modèle de vitesse détaillé ci-dessus (Tableau 4.2), selon la méthode de sommation des nombres d'ondes discrets (*Bouchon et Aki, 1977*) en utilisant le code AXITRA (*Coutant, 1990*).

---

EPAISSEUR (KM)	V <sub>P</sub> (KM/S)	V <sub>S</sub> (KM/S)	DENSITE	Q <sub>P</sub>	Q <sub>S</sub>
0	1.225	0.625	1.8	80	40
0.6	3.63	2.04	2.16	100	50
1	3.81	2.14	2.59	200	100
2	4.29	2.41	2.71	500	250
3	5.34	3.00	2.89	600	300
5	5.68	3.19	2.97	800	400
11	5.90	3.32	3.00	800	400
13	6.09	3.42	3.02	800	400
15	7.09	3.98	3.11	1000	500
30	8.09	4.54	3.18	1000	500

---

*Tableau 4.2 : Paramètres du milieu géologique tabulaire utilisé pour le calcul des fonctions de Green numériques : épaisseur et vitesse des ondes P et S (d'après Duclos, 2005 modifié par Bengoubou et Ruiz en 2008).*

#### 4.4.4.2 FGE utilisées

Les résultats que l'on montre ci-après sont obtenus en utilisant les FGE suivantes :

FGE	DATE	MAGNITUDE (MD)	DISTANCE AU CHOC PRINCIPAL (KM)
3	26/12/2004 15H19	4.1	4.41
11	19/12/2004 05H12	3.2	6.84
21	26/12/2004 16H41	3.1	4.24

*Tableau 4.3. Caractéristiques des FGE utilisées pour la modélisation des mouvements forts du séisme du 21/11/2004.*

#### 4.4.4.3 Estimation des Fonctions de Green Hybrides

L'étape finale consiste à estimer les fonctions de Green hybrides pour chaque sous-faille. Cette fonction hybride résulte de la combinaison en fréquence d'une fonction de Green numérique pour les basses fréquences et d'une fonction de Green empirique pour les hautes fréquences. On utilise pour la construire des filtres complémentaires à phase nulle pour une fréquence de coupure égale à la fréquence minimale utile. Par simplification, la fréquence de coupure a été fixée à 1 Hz pour toutes les stations. Le calcul des FGN a été décrit précédemment, et la FGE est décalée en temps afin de synchroniser le pointé de l'onde S avec le temps théorique d'arrivée de l'onde S au point d'observation et corrigée en amplitude en utilisant notamment l'estimation du moment sismique de la réplique.



4.4.4.4 Résultats

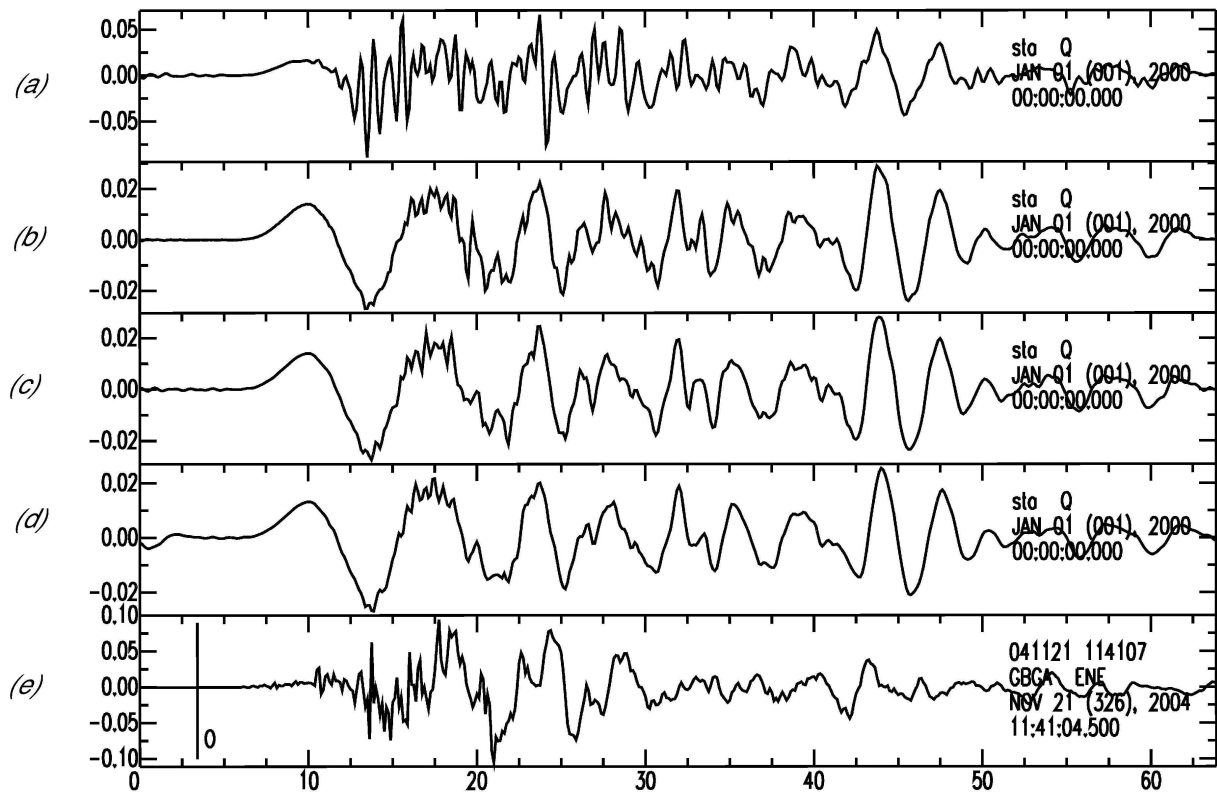


Figure 4.7. Signaux générés en vitesse (m/s) pour la composante Est de la station GBGA. Du haut vers le bas : modélisation obtenue en utilisant la FGE3, la FGE 11, la FGE 21 puis par sommation des FGE3, 11 et 21. (d) Enregistrement en vitesse du choc principal à GBGA, filtré entre 0.5 et 4 Hz.

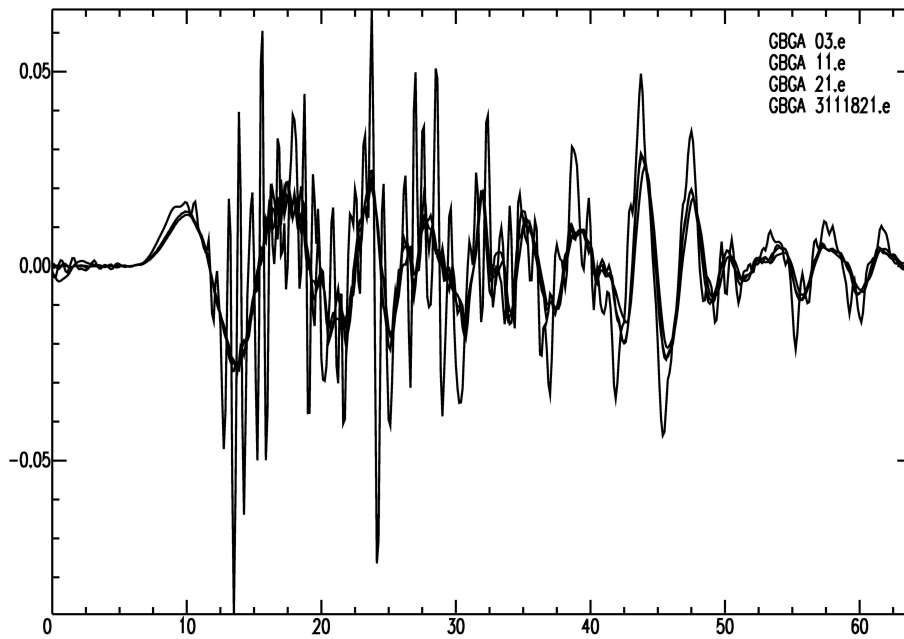


Figure 4.8. Superposition des signaux identifiés ci-dessus.

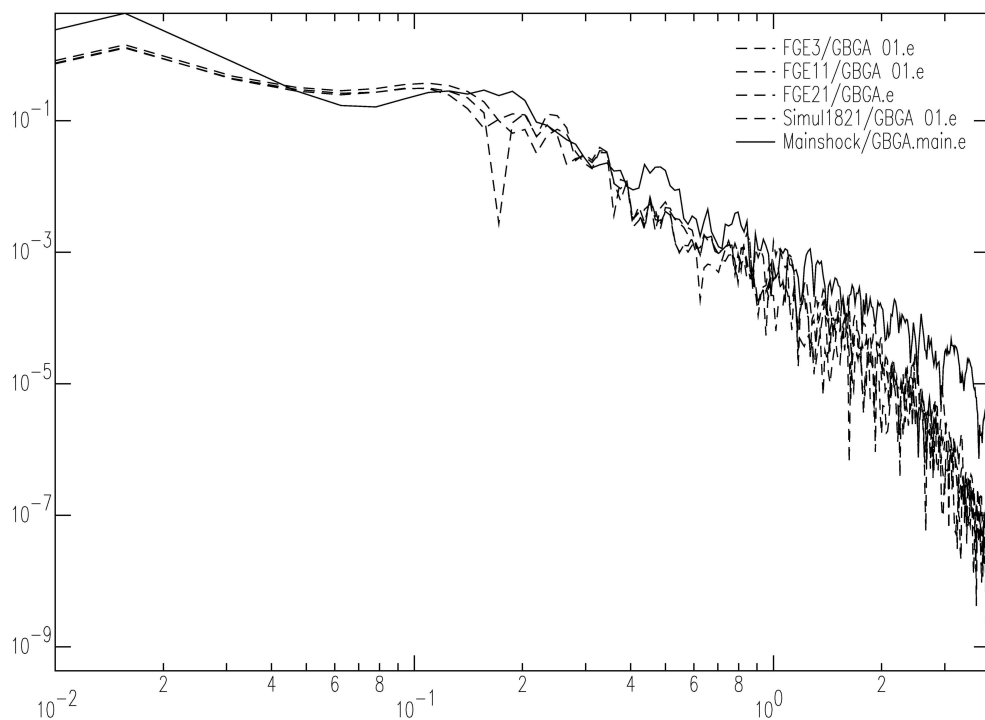


Figure 4.9. Spectres en déplacement des signaux identifiés à la figure 4.7. En trait continu, le signal observé à GBGA ; en tiret les simulations.

Ces résultats bien que semblant satisfaisants a priori, car les mouvements forts enregistrés à GBGA sont assez bien modélisés, ces derniers ne nous conviennent pas car ils sont trop basse fréquence (Figure 4.7, figure 4.8 et figure 4.9).

Pourquoi obtient-on des résultats si basses-fréquences ?

#### ***4.4.4.5 Analyse fine des FGE***

L'analyse de plusieurs FGE pour des profondeurs décroissantes (figure 4.10) montre :

- sur les signaux, des arrivées tardives vers 40 s d'ondes de surface de plus en plus énergétiques
- des spectres en vitesse de plus en plus distordus (par rapport à une norme théorique qui est une croissance en  $f$  jusqu'à la fréquence coin, puis une décroissance en  $f^{-1}$ ).

Ces deux constatations (arrivée d'ondes de surface tardive, spectres distordus) indiquent un surplus de basses fréquences, due probablement à une propagation dans des couches de faibles vitesses. Ces basses fréquences peuvent être expliquées soit par un effet de propagation, soit par un effet de source. Nous allons tester ces deux hypothèses.

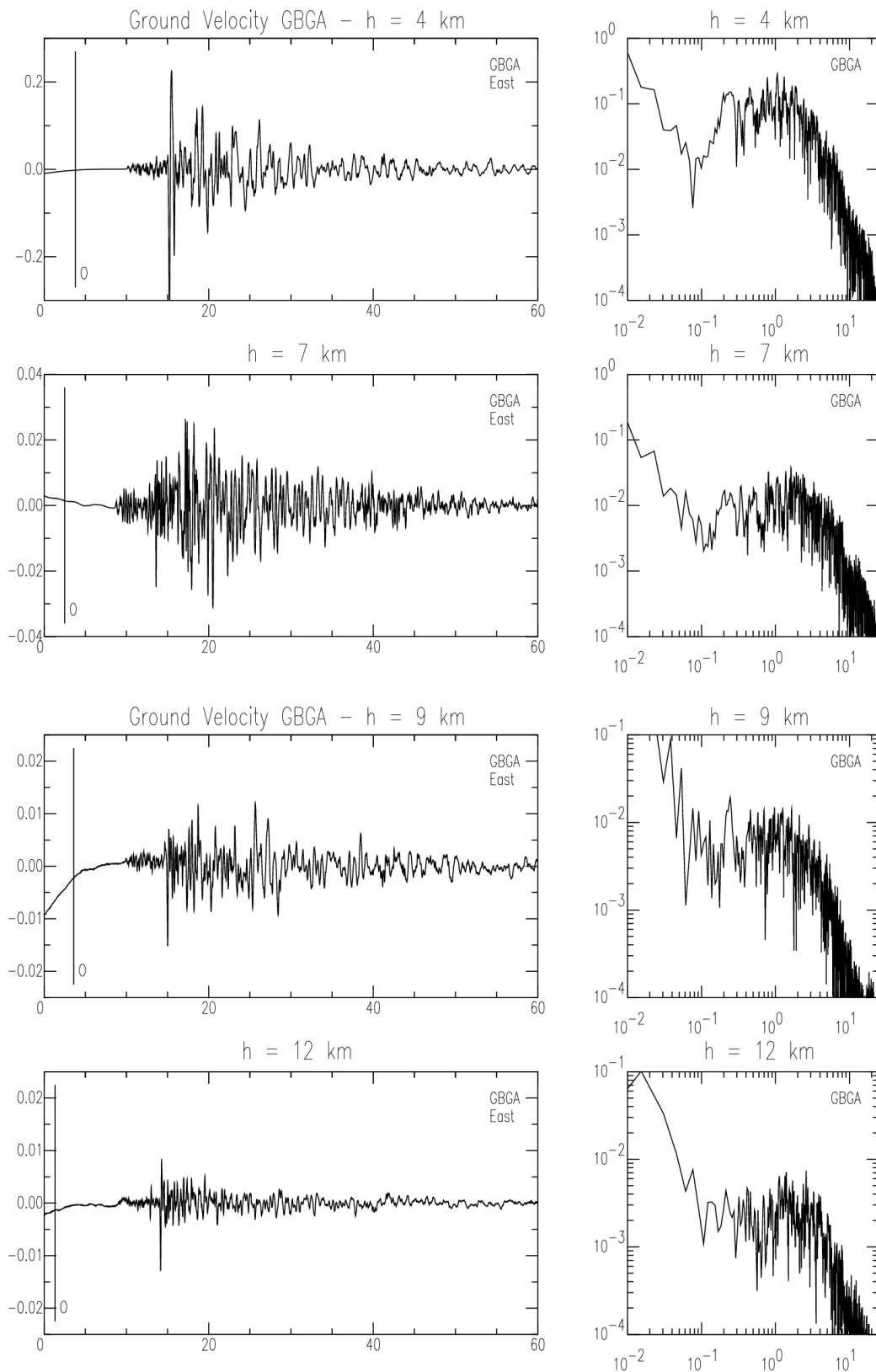


Figure 4.10. Signaux et spectres en vitesse à GBGA (composante est) de quelques FGE pour des profondeurs différentes (4, 7, 9 et 12 km).

#### **4.4.4.6 Rappel du modèle de vitesse**

Le modèle de vitesse utilisé (Tableau 4.3) présente une couche superficielle de faible vitesse, qui trouvait une première justification dans l'inversion des données OBS (Duclos, 2005) puis dans l'observation d'ondes de surfaces tardives sur les enregistrements à GBGA.

#### **4.4.4.7 Analyse des FGN**

Les FGN sont donc calculées à partir du modèle ci-dessus (détaillé dans le tableau 4.3). L'analyse de ces FGN (figure 4.11) montre des caractéristiques similaires aux FGE, à savoir des arrivées d'ondes tardives de plus en plus énergétiques et un spectre de plus en plus distordu lorsque les profondeurs considérées diminuent.

Les modélisations reproduisent donc bien les effets de propagation, et le fait que les simulations trop basses-fréquences soient liées à une modélisation de source inadaptée.

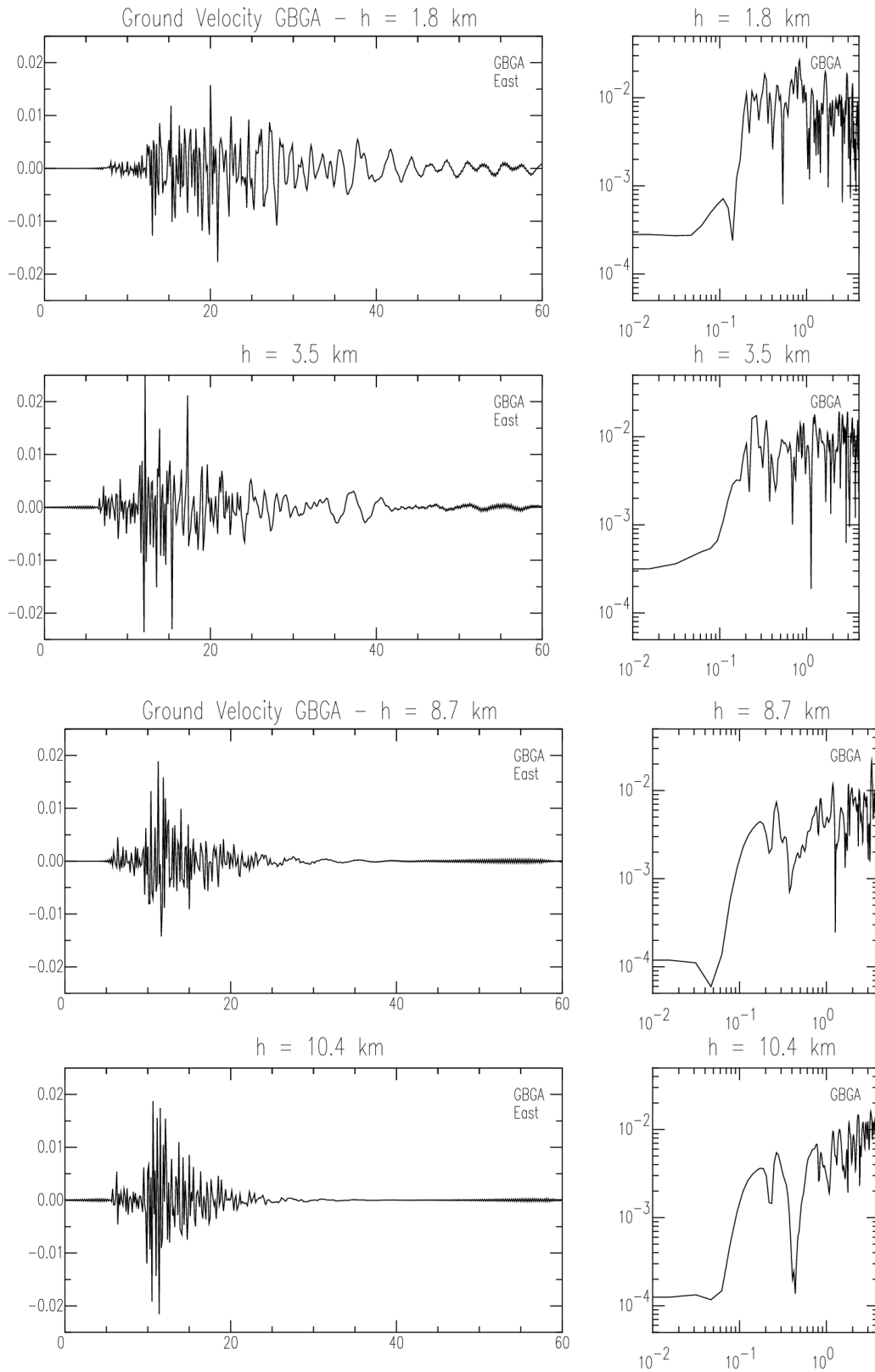
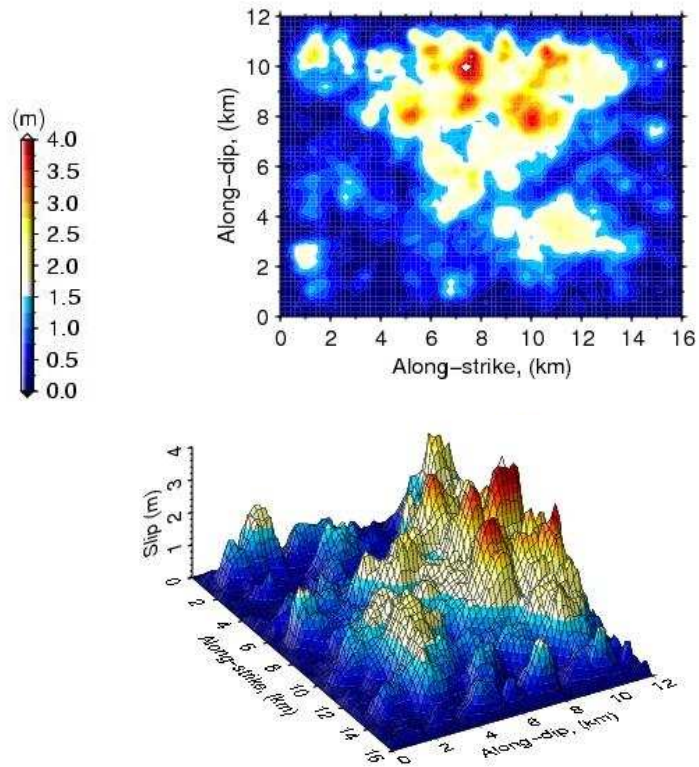


Figure 4.11. Signaux et spectres en vitesse pour des FGN calculées pour différentes profondeurs (1.8, 3.5, 8.7 et 10.4 km).

**4.4.4.8 Nouveaux résultats**

Pour une radiation de la source entre 0.5 et 4 hz, un plus grand nombre de petites aspérités peut être introduit dans notre modèle de source. Pour cela, la dimension fractale est modifiée (paramètre D de l'équation 4.6).



*Figure 4.12. Représentations spatiales 2D et 3D d'un glissements avec une chute de contraintes plus élevée.*

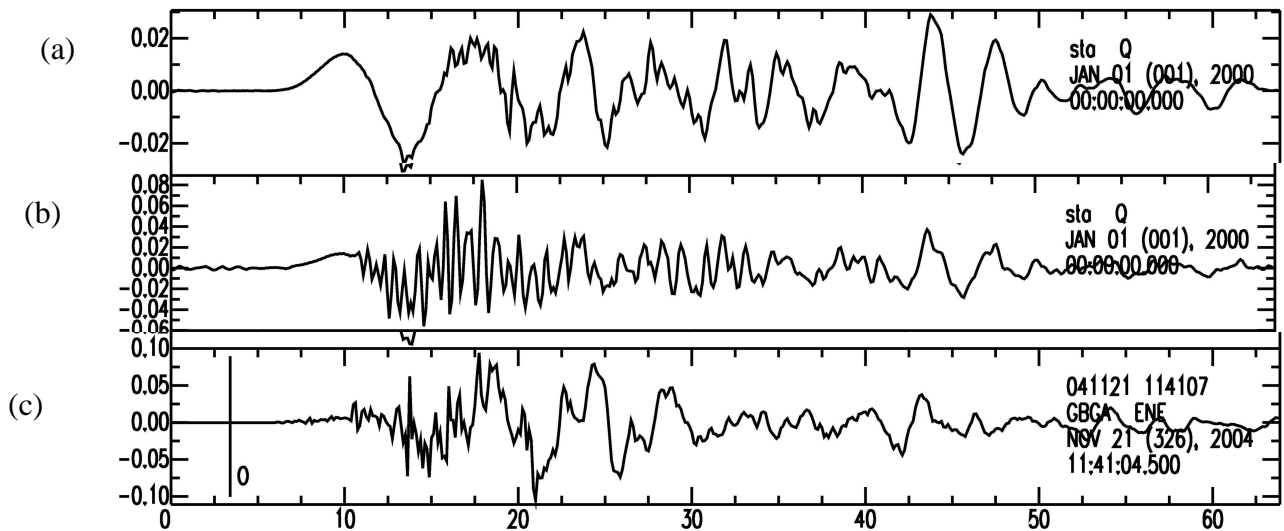


Figure 4.13. Comparaison entre (a) une simulation basses-fréquences, (b) une simulation plus hautes fréquences obtenu à partir du glissement précédent et en utilisant la FGE 3 ; et (c) le signal du séisme des Saintes filtré entre 0.5 et 4 Hz, pour la composante Est de la station GBGA (les signaux sont générés en vitesse).

## 4.5 Conclusion

Dans cette étude de modélisation des mouvements forts du séisme des Saintes, on utilise un modèle cinématique stochastique de sources composites où la distribution de la taille des sous-événements est fractale. La vitesse de rupture est constante, et chaque source élémentaire est décrite par un modèle de glissement de type « crack » qui est déclenché lorsque le front de rupture atteint le point de nucléation localisé selon une loi d'échelle. Chaque sous-événement est mis en place avec un temps de montée dépendant de sa taille. La forme spectrale du glissement final est en  $\omega^2$ .

Ensuite on génère des sismogrammes synthétiques en combinant ce modèle cinématique avec des Fonctions de Green dites hybrides, car elles sont construites pour les basses fréquences avec des FGN, et pour les hautes fréquences avec des FGE. Dans cette application, nous proposons l'utilisation de plusieurs FGE sélectionnées parmi les répliques du choc principal du 21/11/2004.

De l'analyse de ces dernières (arrivées tardives d'ondes de surface, spectres en vitesse distordus) combinées avec les informations tirées des données OBS, découle la nécessité de la présence d'une couche à faible vitesse dans notre modèle de vitesse. L'analyse des FGN montre que ce dernier est très réaliste puisque les FGN possèdent les mêmes caractéristiques que les FGE. La modélisation prend donc bien en compte la propagation,



et les résultats très basses fréquences obtenus dans un premier temps, ne trouve leur explication que dans les caractéristiques de la source.

Pour modéliser la radiation de la source entre 0.5 et 4 Hz, l'introduction dans notre modèle de source d'un plus grand nombre d'aspérités est nécessaire. Cette étape est possible en modifiant la dimension fractale du modèle composite utilisé. Une autre solution consiste à augmenter d'un facteur 4 à 5 la chute de contraintes des petites aspérités. Dans ce dernier cas, les paramètres classiques issus des travaux de *Zeng et al. (1994)* et de *Javier (2007)* sont inadéquats car basés sur l'hypothèse que la chute de contraintes est la même pour toutes les aspérités.

Augmenter la densité de petites aspérités, ou la chute de contrainte de ces petites aspérités peut permettre de se rapprocher de la réalité du contexte géologique. Les Saintes sont une structure volcanique, sur laquelle la présence de dykes et d'autres objets volcaniques y est très probable. Ce sont autant d'aspérités qui devront casser de façon plus ou moins hétérogène.

La suite logique de cette étude est de tenter de modéliser les mouvements forts à des stations autres que GBGA, notamment à la station PRFA, située à la même distance du choc du 21 novembre 2004 que la station GBGA mais en position directive. Une autre étape possible est la comparaison des PGA (Peak ground acceleration) et des PGV (peak ground velocity) qui pourront être estimés à partir de ces simulations, aux valeurs observées lors du séisme des Saintes, ainsi qu'aux valeurs prédites par les modèles d'atténuation qui conviennent le mieux à la sismicité intraplaque des Petites Antilles.

## REFERENCES

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72, 1217-1231.
- Aki, K. et P. Richards (1980). *Quantitative Seismology, theory and methods.* W.H. Freeman and Co., S. Francisco, 2 vol.
- Anderson, J. G. (1997). Seismic energy and stress drop parameters for a composite source model. *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 85-96.
- Andrews, D.J. (1980). A stochastic fault model, I, static case. *J. Geophys. Res.* 85, 3867-3877.
- Bazin, S., (en préparation). Données OBS sur la crise des Saintes.
- Bernard P., A. Herrero, and C. Berge (1996). Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1149-1160.
- Bouchon, M and K. Aki (1977). Discrete wavenumber representation of seismic-sources wave fields. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 259-277.
- Coutant, O. (1990). Programme de Simulation Numérique AXITRA. Rapport LGIT, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Das, S. and K. Aki (1977a). A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 50, 643-668.
- Das, S. and K. Aki (1977b). Fault Plane With Barriers: A Versatile Earthquake Model. *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670.
- Delouis, B., M. Vallée, and V. Cruz-Atienza, The Mw=6.3 Saintes earthquake (West Indies) : source kinematics determination and uncertainties in a poorly known crustal structure, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10050, 2007.
- Duclos, C. (2006). Etude de la crise sismique des Saintes (Guadeloupe) avec des sismomètres de fonds de mer (OBS). Rapport de stage, IPGP, 27pp.
- Eshelby, J.D. (1957). The determination of the elastic field of a ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc. Roy. Soc. London*, A 241, 376-396.
- Frankel, A. (1991). High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on faults. *J. Geophys. Res.* 96, 6291-6302.
- Frankel, A. (1995). Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes: the Loma Prieta mainshock as a test case. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1144-1160.
- Hartzell, S.H. (1978). Earthquakes aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4.
- Hartzell, S., S. Harmsen, A. Frankel and S. Larsen (1999). Calculation of Broadband Time Histories of Ground Motion: Comparison of Methods and Validation using Strong-Ground Motion from the 1994 Northridge Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1484-1504.
- Herrero, A. (1994). Paramétrisation spatio-temporelle et spectrale des sources sismiques : application au risque sismique. Thèse de Doctorat, Université Paris VII.

- Irikura, K. and K. Kamae (1994). Estimation of strong motion in broad band frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's functions technique. *Erice, Annali de Geophysicae*, Vol. XXXVII, 1721-1743.
- Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1983). A specific barrier model or the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong motion, Part. I: description of model. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 693-722.
- Ruiz, J. (2007). Génération d'accélérogrammes synthétiques large-bande par modélisation cinématique de la rupture sismique, IRSN, 282pp.
- Zeng, Y., J. G. Anderson and G. Yu (1994). A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 725-728.

# Conclusion et perspectives

Ces travaux de thèse qui utilisent pour la première fois les données issues du Centre de Données Sismologiques des Antilles permettent de clarifier certains points sur les caractéristiques sismiques de l'arc des Petites Antilles et d'aborder plusieurs aspects relatifs au séisme des Saintes.

Les premiers résultats valorisant la base de données du CDSA nous ont permis d'avoir une vision plus homogène de la sismicité de l'arc des Petites Antilles. Deux zones de faible sismicité ont été mises en évidence, la première au nord près des Iles Vierges et la seconde au sud entre Sainte-Lucie et Grenade. L'amélioration des localisations du fait de l'intégration des enregistrements accélérométriques dans la base du CDSA permet de relier la sismicité superficielle à la tectonique. Quant à la sismicité profonde, l'imagerie du slab est affinée et ne montre aucun changement particulier du pendage du slab le long de l'arc.

La distribution de Gutenberg-Richter a ensuite été abordée. Observe-t-on ou pas une variation de la valeur de  $b$  (pente de la distribution de Gutenberg-Richter) le long de l'arc des Petites Antilles ? Le calcul de cette valeur et de son incertitude semblait a priori difficile du fait de l'hétérogénéité de la sismicité le long de l'arc (présence de lacunes et une sismicité décroissante du nord au sud). Il nous a donc fallu développer une méthode permettant de s'affranchir de la variation de taille des séquences de magnitudes étudiées. Notre réponse est donc une méthode basée sur le bootstrapping : ré-échantillonner de façon aléatoire une séquence sismique. La séquence reproduite a la même densité de probabilité que la séquence initiale, réduisant d'une façon considérable l'erreur que l'on pourrait introduire sur des séquences de très petites tailles. L'application à la sismicité superficielle antillaise, montre que la valeur de  $b$  varie le long de l'arc. Les valeurs élevées de  $b$  correspondent aux zones fracturées (volcanique et tectonique), et les valeurs faibles

correspondent aux zones de très faible sismicité située au nord près des Iles Vierges et au sud entre Sainte-Lucie et Grenade, confirmant l'hypothèse de gaps sismiques.

Quant au travail sur le séisme des Saintes, les résultats principaux sont :

- les estimations de pseudo-intensités basées sur l'échelle EMS98 et issues du dépouillement de l'enquête macrosismique individuelle lancée juste après le séisme dans les îles des Saintes : Terre-de-haut et Terre-de-Bas. Sur chacun des deux îlets, sont mis en évidence des zones où les estimations sont supérieures au reste de l'îlet, elles correspondent aux zones suspectées d'effet de site du fait de la géologie et confirmés par les mesures de bruit de fond.
- Les relocalisations du choc principal du 21 novembre 2004  $M_w = 6.3$  et de la réplique du 14 février 2005  $M_w = 5.7$  à partir de données issues d'une campagne OBS qui a eu lieu entre décembre 2004 et janvier 2005. L'objectif principal de cette relocalisation provenait du fait que malgré les nombreuses études sur l'histoire cinématique de la rupture du choc du 21 novembre 2004, aucune ne permettait de trancher entre deux failles antithétiques potentiellement responsable l'une comme l'autre de ce choc. Le résultat obtenu permet d'argumenter pour un pendage de faille vers l'est. Quant à la réplique du 14 février 2005, la relocalisation ne permet pas de trancher pour une rupture sur la même faille que le choc principal, mais une étude préliminaire des répliques de cette réplique montre que la rupture s'est propagée jusqu'à la surface.
- La modélisation des mouvements forts enregistrés lors du choc principal, en utilisant comme Fonction de Green Empiriques des répliques de ce séisme. Les simulations obtenues sont très basses-fréquences. Deux hypothèses ont été testées pour les expliquer : effet de propagation ou effet de source. L'analyse des FGE puis celle des FGN ont permis de conclure que le modèle de vitesse utilisé était adéquat et que les simulations aient bien en compte l'effet de la propagation. Les résultats basses fréquences sont donc le fait de l'utilisation d'un modèle de source inadapté.

De nombreux aspects de la sismologie furent abordés dans le cadre de ces travaux de doctorat, permettant d'apporter quelques réponses aussi bien sur les caractéristiques de la sismicité des Petites Antilles que sur l'histoire de la rupture du séisme des Saintes. D'autres mailles du filet restent encore à être tissées. L'une d'entre elle est la magnitude de moment. Après les coordonnées hypocentrales d'un évènement, la magnitude est la grandeur la plus importante. Jusqu'à présent, les observatoires de Guadeloupe et de Martinique déterminent une magnitude de durée pour les évènements enregistrés qui sature

pour les magnitudes supérieures à 4. Il est primordial de calculer une magnitude de moment car directement proportionnelle au moment sismique et donc à l'énergie rayonnée lors d'un séisme. Au cours de la thèse, nous avons commencé à développer un algorithme qui permettrait un calcul automatique sur les données acquises au sein des Observatoires. Ce travail est à continuer.

Un autre thème à poursuivre porte sur le calcul de la valeur de  $b$ . Comme pour la sismicité superficielle, des variations de la valeur de  $b$  le long de l'arc pour la sismicité profonde peuvent-elles être observées et reliées au contexte géodynamique de la région ? Au cours des crises sismiques, comme celle des Saintes, pouvons-nous mettre en évidence des tendances de la valeur de  $b$  avant et/ou après un choc majeur ?

Quant à l'évaluation de l'aléa sismique (en essayant d'estimer une magnitude maximale) sur des zones sismotectonique comme celle des Petites Antilles, c'est une problématique abordée longtemps mais qui reste d'actualité et qui implique aussi la prise en compte de la sismicité historique, et donc d'une magnitude de complétude variable dans le temps et d'une quantization de la magnitude importante (au moins 0.5).

L'arc des Petites Antilles est une région qui compte à peine plus de soixante-dix ans de sismicité instrumentale. De nombreuses énigmes demeurent. Et nous pourrions continuer à énumérer de nombreux points qui seraient autant de clés permettant de comprendre, dans cette partie du monde, « l'écume de la Terre ».



# Annexe A Complément à l'article « CDSA, a new seismological ... »

La deuxième partie du chapitre 1 est consacrée à l'article sur le CDSA qui montre les premiers résultats apportés par une telle base de données. Cette annexe complète ce travail, d'abord en analysant rapidement le séisme de Martinique du 29 novembre 2007, puis en faisant quelques observations intéressantes sur la sismicité superficielle.

## **A.1 Sismicité profonde : le séisme du 29 novembre 2007, $M_w=7.4$**

Le séisme du 29 novembre 2007,  $M_w=7.4$  est l'évènement le plus important (en terme de magnitude) qui ait affecté l'arc des Petites Antilles depuis le séisme du 8 octobre 1974,  $M_w=7.5$  qui a eu lieu au nord d'Antigua. Son épicentre se situe au nord de la Martinique (figure A.1) et son foyer, à une profondeur intermédiaire de 152 km, montrant qu'il s'agit d'un séisme intraplaque dans la lithosphère plongeante.

En terme d'intensité, le séisme du 29 novembre 2007 a été ressenti jusqu'à de très grandes distances de son épicentre, dans tout l'arc des Petites Antilles depuis Porto Rico et même jusqu'en Guyane (*BCSF, 2007*), et ceci du fait de sa forte magnitude. Toutefois, compte tenu de cette magnitude, l'importante profondeur de l'hypocentre explique que les dégâts occasionnés restent faibles (les ondes ayant été atténuées depuis le foyer). Pour comparaison, le séisme du 21 novembre 2005  $M_w=6.3$ , donc environ 30 fois plus faible en énergie et plus superficiel aussi (14 km), a causé beaucoup plus de dégâts (*BCSF, 2005*).

Ce séisme de Martinique du 29 novembre 2007, est le séisme pour lequel on a le plus de données car il a été enregistré par toutes les stations opérationnelles des réseaux Guadeloupe et Martinique



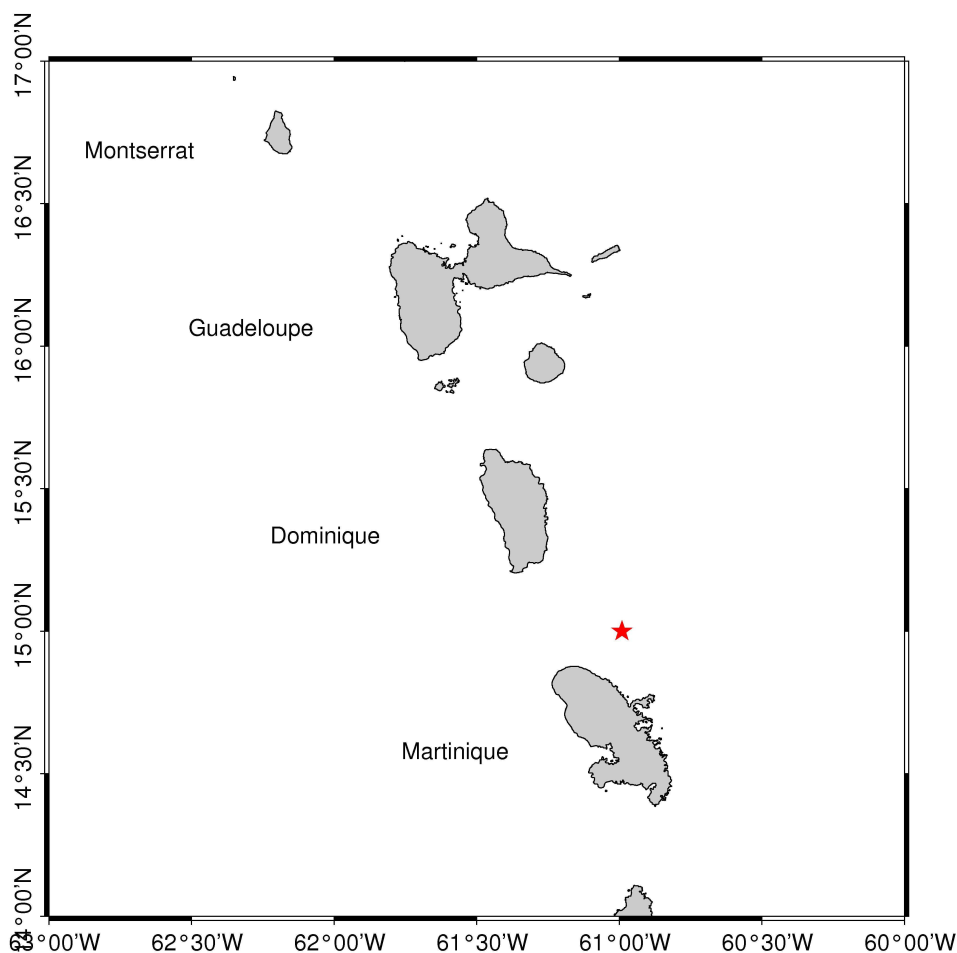


Figure A. 1. Carte localisant le séisme du 29 novembre 2007 (étoile rouge).

### A.1.1 Profils verticaux

Les résultats (figure A.2) montrent que l'hypocentre du séisme du 29 novembre 2007 se place parfaitement sur le slab préalablement imagé par les localisations CDSA. Ce résultat confirme la cohérence de localisation, et surtout une localisation fiable de la microsismicité.

Quant au processus de rupture de cet évènement, *Bouin et al. (en préparation)* montrent que la rupture s'est faite dans le slab suivant un plan subhorizontal, avec probablement une rupture entière de la croûte océanique du slab, puis propagation vers l'ouest. Le mécanisme montre un axe en tension concordant avec l'axe de plongement du slab, suggérant un état de contrainte en « slab pull », à des profondeurs présentant de la fusion partielle.

Ce même type d'évènement observé dans d'autres zones de subduction, comme celle du Chili, pour des profondeurs de l'ordre de 100 km peuvent être très dévastateurs.

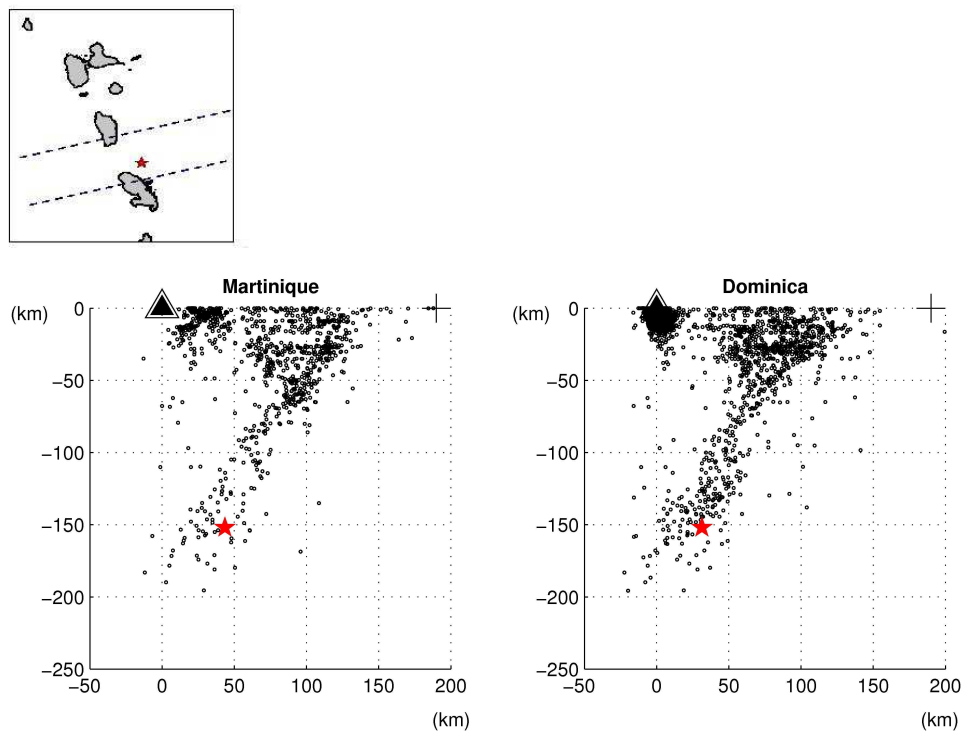


Figure A. 2. Profils verticaux sous la Dominique et la Martinique (section de 100 km de large). Le triangle indique la position du volcan actif ; le signe plus indique l'anomalie négative de gravité et l'étoile rouge, l'hypocentre du séisme de Martinique.

### A.1.2 Mouvement fort

Les zones de subduction sont des régions où l'aléa sismique est important ; dans la plupart des cas, l'un des premiers aspects afin de l'évaluer est de développer des modèles d'atténuation servant à prédire des niveaux d'accélération que l'on pourrait atteindre selon la magnitude et la distance de l'événement considéré. Dans notre cas, on ne peut que comparer les données enregistrées avec des accélérations prédites pour d'autres zones de subduction. Listons les modèles

- *Youngs et al. (1997)* développé pour des séismes de subduction mondiaux de magnitude supérieure à 5 et des distances de 10 à 500 km.
- *Chang et al. (2001)* développé pour Taiwan à partir d'évènements de magnitudes comprises entre 4.7 et 6.3 et des profondeurs focales entre 39.9 et 146.4 km.
- *Fukushima et Tanaka (1990)* développé pour le Japon pour des magnitudes entre 6 et 8, et des distances hypocentrales de 15 à 500 km.

Avant d'analyser la comparaison entre données et prédictions, on constate (figure A.3) que les accélérations de certaines stations au sol sont plus faibles que celles au rocher, et que certaines stations au rocher montrent des accélérations plus importantes que celles au sol. Une vérification de la classification et des paramètres d'enregistrement des stations est nécessaire : la station SGFR a déjà été requalifiée en type « sédiment » (*Berge, 2008*).

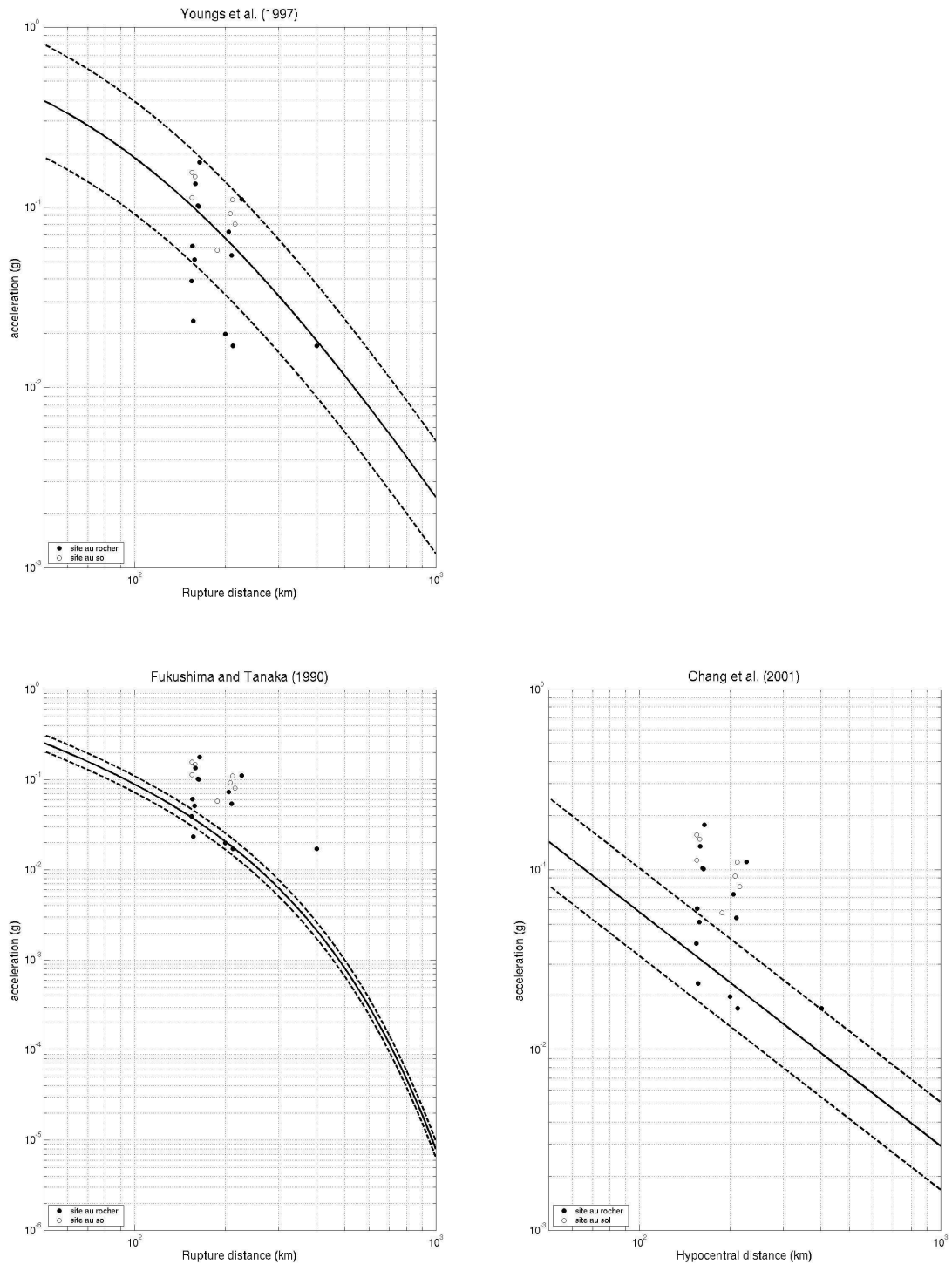


Figure A. 3. Comparaison entre les pga enregistrés le 29 novembre 2007 et les prédictions de 4 modèles d'atténuation (Youngs et al., 1997 ; Fukushima and Tanaka, 1990 ; Chang et al., 2001). La ligne continue indique les accélérations prédites, les lignes interrompues montrent l'écart-type.

Les modèles de *Youngs et al. (1997)* a été développé avec des données de subductions mondiales. On remarque (figure A.4) que celui de *Youngs et al. (1997)* est assez correct sauf pour quelques données au rocher. Ces observations confirment les travaux de *Douglas et al. (2006)*.

Maintenant si l'on compare à des modèles développés pour d'autres zones de subduction, on note que le modèle de *Fukushima et Tanaka (1990)* développé pour le Japon sous-estime le niveau d'accélération atteint, celui de *Chang et al. (2001)* développé pour Taïwan s'ajuste un peu mieux aux données (bien que la magnitude du séisme de Martinique le place en dehors du domaine de validité de ce modèle), pourtant la subduction du Japon est bien plus proche de celle des Petites Antilles, que ne l'est la subduction de Taïwan. En effet, au NE Japon, on a une lithosphère Jurassique qui plonge sous une croûte intermédiaire (croûte océanique modifiée) : contexte géodynamique similaire à celui des Petites Antilles, à la vitesse de convergence près puisque les vitesses sont plus rapides au Japon (~10 cm/an). Le contexte géodynamique de Taïwan, bien plus compliqué, montre deux subductions : une au NE où la plaque philippine plonge sous la plaque eurasienne donnant naissance à l'arc insulaire de Ryuku, l'autre au SW où cette fois-ci c'est la plaque eurasienne qui plonge sous celle des Philippines à l'origine de l'arc insulaire de Luzon, et tout ceci avec des vitesses de l'ordre de 82 mm/an.

Ainsi, il reste beaucoup de questions sur cet aspect de mouvement fort, d'atténuation et d'aléa sismique dans la région des Petites Antilles. Quoiqu'il faille bien l'avouer, le séisme du 29 novembre 2007, premier évènement d'une telle magnitude pour lequel on a des données de mouvements forts, apporte quelques premières réponses sur la connaissance de la subduction des Petites Antilles.

## **A.2 Sismicité superficielle**

### **A.2.1 Tectonique active**

Nous avons déjà tenté, dans l'article sur le CDSA, une première approche pour mettre en parallèle la sismicité superficielle et la tectonique active. En observant attentivement la sismicité superficielle (entre 0 et 50 km) (figure A.4 (A)), on remarque une nette diminution de la sismicité du nord au sud. C'est une observation qui est aussi valable lorsque l'on analyse la sismicité de l'arc en coupe (figure 8 de l'article CDSA). A quoi peut-on relier ces observations ?

La figure A.4 (B) montre en carte la distribution des failles actives, de direction principale NE-SW disposées selon un système en queue de cheval des Iles Vierges à la Dominique (*Feuillet, 2000*). Ensuite sont présentes plus au sud, des failles de direction principale NW-

SE, issues certainement de l'intense tectonisation du prisme de la Barbade situé à ce niveau de l'arc.

Si l'on superpose sismicité superficielle (entre 0 et 50 km) et failles actives, on note que la progression d'une sismicité importante vers une sismicité faible coïncide avec l'évolution des structures tectoniques actives et la présence du prisme d'accrétion de la Barbade. A plus petites échelles, le même type d'observations est fait avec différents essaims sismiques observés (sud-est de la Guadeloupe : graben de Marie-Galante, entre la Guadeloupe et la Dominique : répliques du séisme des Saintes du 21 novembre 2004) (*chapitre 1 article CDSA*).

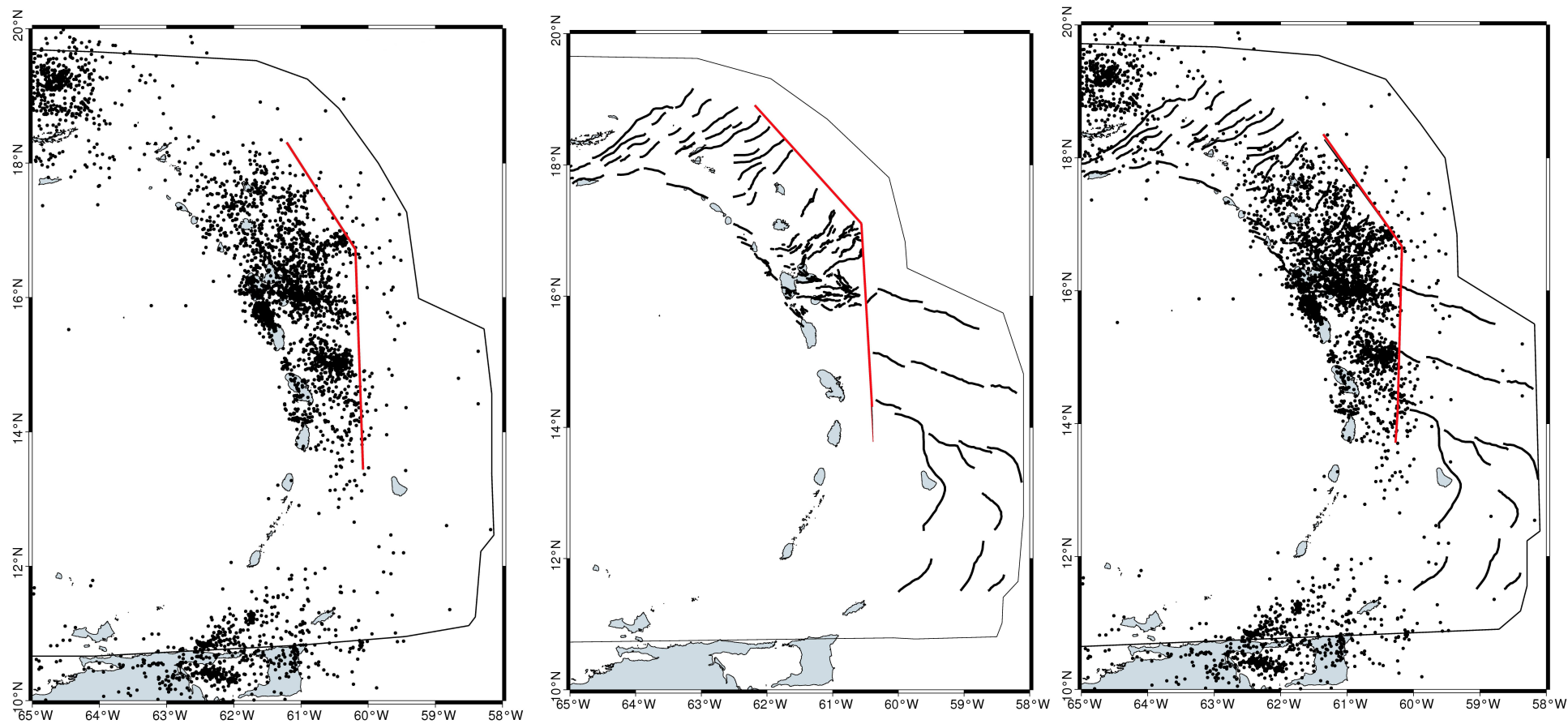


Figure A. 4. Relations entre la sismicité superficielle (< 50 km, catalogue CDSA) et la tectonique active (Feuillet et al., 2000).

## A.2.2 Mouvements forts : le séisme des Saintes

Les accélérations obtenues lors du séisme du 21 novembre ont déjà été comparées à deux modèles d'atténuation (*Chang et al., 2001 ; Sadigh, 1997*). Les travaux de *Douglas et al. (2006)* sur l'étude des mouvements forts dans les Antilles Françaises montrent que le modèle d'*Ambraseys et al. (2005)* développé pour des événements crustaux de magnitude  $> 5$  et pour des distances inférieures à 100 km, est le plus approprié pour la sismicité crustale de cette région. La figure A.5 montre une comparaison entre les enregistrements et les accélérations prédites par ce dernier pour le séisme des Saintes. Le modèle s'ajuste assez bien aux stations au rocher, surestimant toutes celles qui sortent de son domaine de validité (distances  $> 100$  km). A l'inverse, il prédit assez bien les accélérations pour les stations au sol pour des distances supérieures à 100 km, alors qu'il sous-estime le niveau atteint par celles qui entrent dans le domaine de validité (distance  $< 100$  km).

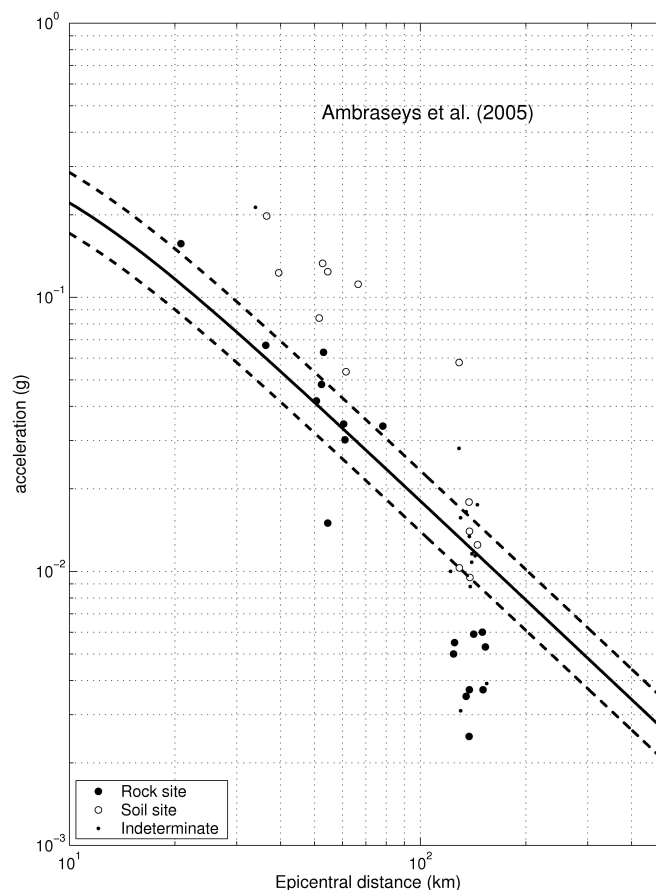


Figure A. 5. Comparaison entre les PGA enregistrés pour le choc principal du séisme des Saintes avec le modèle d'atténuation d'Ambraseys et al., 2005. La ligne en trait continu indique les PGA prédits au rocher et les lignes en tiret, l'écart-type.



**REFERENCES**

- Ambraseys, N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, and P. M. Smit (2005). Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering* **3** (1), 1–53.
- Atkinson, G.M. and D. M. Boore (2003). Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93** (4), 1703–1729.
- BCSF (French Central Seismology Office) (2005). *Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 Novembre 2004*. Note préliminaire, BCSF2005-NP3, 62 pps.
- Berge-Thierry C., Le séisme de Nord Martinique, 29 novembre 2007, Mw=7,4, Bureau d’Evaluation des Risques Sismiques pour la Sûreté des Installations, Note technique DEI/SARG/2008-008, 2008.
- Bouin M.P., M.Bouchon, O. Coutant, S. Bazin. Source Parameters of Mw=7.4 Martinique intermediate-depth earthquake (Leeward Islands) of november 29, 2007:a slab pull-event with horizontal fault plane, en préparation.
- Chang, T.-Y., F. Cotton, and J. Angelier (2001). Seismic attenuation and peak ground acceleration in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* **91**, 1,229–1,246.
- Douglas J., D. Bertil, A. Roullé, P. Dominique, and P. Jousset (2006). A preliminary investigation of strong-motion data from the French Antilles. *Journal of Seismology* **10**, 271–299.
- Feuillet, N. (2000). Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique. PhD diss., Université Paris 7- Denis Diderot, 284 pps.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka (2003). A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80** (4), 757-783.
- Sadigh, K., C. Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdisi, and R. R. Youngs (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters* **68**, 180–189.
- Schlupp A., C. Sira, M. Cara, S. Bazin, C. Michel, J. Régnier, C. Beauval, N. Feuillet, J.-B. De Chabalier, A.-V. Barras, S. Auclair, M.-P. Bouin, C. Duclos, M. Granet (2008) - Séisme de Martinique du 29 novembre 2007, rapport du BCSF : synthèse sismologique et étude macrosismique, BCSF2008-R1, 132p.
- Youngs, R. R., S. J. Chiou, W. J. Silva, and J. R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters* **68**, 58–73.

## **Annexe B Macrosismicité**

## **B.1 Enoncé de l'EMS98**

### **I- Secousse imperceptible**

- a) Non ressentie, même dans les circonstances les plus favorables.
- b) Sans effet.
- c) Aucun dégât.

### **II- Rarement perceptible**

- a) La secousse n'est ressentie que dans des cas isolés (<1%) par des personnes au repos dans des positions particulièrement réceptives, à l'intérieur des habitations.
- b) Sans effet.
- c) Pas de dégâts.

### **III- Faible**

- a) La secousse est ressentie à l'intérieur des habitations par quelques personnes. Les personnes au repos ressentent une oscillation ou un léger tremblement.
- b) Les objets suspendus oscillent légèrement.
- c) Aucun dégât.

### **IV- Largement observée**

- a) La secousse est ressentie à l'intérieur des habitations par de nombreuses personnes et n'est ressentie à l'extérieur que par un petit nombre. Quelques dormeurs sont réveillés. Le niveau des vibrations n'est pas effrayant. Les vibrations sont modérées. Les observateurs ressentent un léger tremblement ou une légère oscillation du bâtiment, de la pièce ou du lit, de la chaise etc.
- b) La porcelaine, les verres, les portes et les fenêtres vibrent. Balancement des objets suspendus. Dans quelques cas, secousse visible du mobilier léger. Les menuiseries craquent dans quelques cas
- c) Aucun dégât.

### **V- Forte**

- a) La secousse est ressentie à l'intérieur des habitations par la plupart des personnes et à l'extérieur par quelques personnes. Quelques personnes effrayées se précipitent dehors. Réveil de la plupart des dormeurs. Les observateurs ressentent une forte secousse ou une forte oscillation de l'ensemble du bâtiment, de la pièce, ou du mobilier.
- b) Balancement important des objets suspendus. La porcelaine et les verres s'entrechoquent. De petits objets, dont le centre de gravité est élevé et/ou mal posés peuvent se déplacer ou tomber. Des portes et des fenêtres s'ouvrent et se ferment. Dans quelques cas, des vitres se brisent. Les liquides oscillent et peuvent être projetés hors des récipients pleins. Les animaux deviennent nerveux à l'intérieur.
- c) Dégâts de degré 1 de quelques bâtiments de classes de vulnérabilité A et B.

### **VI- Dégâts légers**

- a) Secousse ressentie par la plupart des personnes à l'intérieur des habitations et par de nombreuses personnes à l'extérieur. Quelques personnes perdent leur sang-froid. De nombreuses personnes effrayées se précipitent dehors.

- b) De petits objets de stabilité moyenne peuvent tomber et le mobilier peut être déplacé. Dans certains cas, bris de vaisselle et de verres. Les animaux d'élevage (même à l'extérieur) peuvent s'affoler.
- c) De nombreux bâtiments de classes de vulnérabilité A et B subissent des dégâts de degré 1, quelques uns de classe A et B subissent des dégâts de degré 2; quelques dégâts de classe C subissent des dégâts de degré 1

#### **VII- Dégâts**

- a) La plupart des personnes sont effrayées et essaient de se précipiter dehors. De nombreuses personnes éprouvent des difficultés à se tenir debout, en particulier aux étages supérieurs.
- b) Les meubles sont déplacés et les meubles dont le centre de gravité est élevé peuvent se retourner. Les objets tombent des étagères en grand nombre. Les récipients, les réservoirs et les piscines débordent.
- c) De nombreux bâtiments de classe A subissent des dégâts de degrés 3, quelques uns de degré 4. De nombreux bâtiments de classe B subissent des dégâts de degrés 2 quelques uns de degré 3. Quelques bâtiments de classe C subissent des dégâts de degrés 2.  
Quelques bâtiments de classe D subissent des dégâts de degrés 1.

#### **VIII- Dégâts importants**

- a) La plupart des personnes éprouvent des difficultés à se tenir debout, même à l'extérieur.
- b) Les meubles peuvent se renverser. Des objets comme les téléviseurs, les machines à écrire, etc tombent par terre. Possibilité de déplacement, de rotation ou de renversement des pierres tombales. On peut observer des vagues sur un terrain très mou.
- c) De nombreux bâtiments de classe A subissent des dégâts de degrés 4, quelques uns de degré 5. De nombreux bâtiments de classe B subissent des dégâts de degrés 3, quelques uns de degré 4. De nombreux bâtiments de classe C subissent des dégâts de degrés 2, quelques uns de degré 3. Quelques bâtiments de classe D subissent des dégâts de degrés 2.

#### **IX- Destructiions**

- a) Panique générale. Des personnes peuvent être projetées au sol.
- b) De nombreux monuments et colonnes tombent ou sont vrillés. On peut observer des vagues sur un terrain mou
- c) De nombreux bâtiments de classe A subissent des dégâts de degrés 5.  
De nombreux bâtiments de classe B subissent des dégâts de degrés 4, quelques uns de degré 5.  
De nombreux bâtiments de classe C subissent des dégâts de degrés 3, quelques uns de degré 4.  
De nombreux bâtiments de classe D subissent des dégâts de degrés 2, quelques uns de degré 3. Quelques bâtiments de classe E subissent des dégâts de degrés 2.

#### **X- Destructiions importantes**

- c) La plupart des bâtiments de classe A subissent des dégâts de degré 5.  
La plupart des bâtiments de classe B subissent des dégâts de degré 5.  
De nombreux bâtiments de classe C subissent des dégâts de degrés 4, quelques uns de degré 5.

De nombreux bâtiments de classe D subissent des dégâts de degrés 3, quelques uns de degré 4.

De nombreux bâtiments de classe E subissent des dégâts de degrés 2, quelques uns de degré 3. Quelques bâtiments de classe F subissent des dégâts de degrés 2.

#### **XI- Catastrophe**

c) La plupart des bâtiments de classe B subissent des dégâts de degré 5.

La plupart des bâtiments de classe C subissent des dégâts de degré 5.

De nombreux bâtiments de classe D subissent des dégâts de degrés 4, quelques uns de degré 5.

De nombreux bâtiments de classe E subissent des dégâts de degrés 3, quelques uns de degré 4.

De nombreux bâtiments de classe F subissent des dégâts de degrés 2, quelques uns de degré 3.

#### **XII- Catastrophe généralisée**


c) Tous les bâtiments des classes de vulnérabilité A, B et pratiquement tous ceux de vulnérabilité C sont détruits. La plupart des bâtiments de classe de vulnérabilité D, E et F sont détruits. Les effets du tremblement de terre ont atteint leur maximum concevable.

## B.2 Abaque pour le traitement des formulaires collectifs


Traitement des témoignages (Abaque)

Enquête  
macrosismique

**FORMULAIRE  
COLLECTIF**



**CDSA**  
Centre de Données  
Sismologiques des  
Antilles



**BCSF**  
Bureau Central  
Sismologique Français

**Témoignages relatifs aux séismes ressentis dans les Antilles Françaises**

Le séisme a-t-il été ressenti ?  OUI  NON

Sur la commune de : \_\_\_\_\_ Code Postal : \_\_\_\_\_

Lieu dit, quartier : \_\_\_\_\_

Questionnaire rempli le : \_\_ / \_\_ / 200\_\_ par : \_\_\_\_\_

Nom<sup>(facultatif)</sup> : \_\_\_\_\_


Prénom<sup>(facultatif)</sup> : \_\_\_\_\_

Organisme : \_\_\_\_\_

**SEISME DU** : \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / 200\_\_  
A \_\_\_\_ heure(s) \_\_\_\_ minute(s)  
(Heure locale)


---

	peu de personnes (inférieur à 10%)	de nombreuses personnes (de 10 à 50%)	La plupart Des personnes (supérieur à 50%)	
<b>Effets sur les personnes</b>	<b>La secousse a été ressentie par :</b>			
	◆ A l'intérieur			
	- Rdc, 1 <sup>er</sup> , 2 <sup>ème</sup> étage	<input type="checkbox"/> III	<input type="checkbox"/> IV	<input type="checkbox"/> V
	- 3 <sup>ème</sup> étage et plus	<input type="checkbox"/> IV	<input type="checkbox"/> V	<input type="checkbox"/> VI
	◆ A l'extérieur (plein air)	<input type="checkbox"/> IV	<input type="checkbox"/> V	<input type="checkbox"/> VI
	<b>Elle a été ressentie comme :</b>			
		un balancement faible <input type="checkbox"/>	moyen <input type="checkbox"/>	fort <input type="checkbox"/>
		une vibration faible <input type="checkbox"/>	moyen <input type="checkbox"/>	fort <input type="checkbox"/>
	◆ Les personnes	(inférieur à 10%)	(de 10 à 50%)	(supérieur à 50%)
	-ont été réveillées	<input type="checkbox"/> IV	<input type="checkbox"/> V	<input type="checkbox"/> VI
-sont sorties du bâtiment	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/> VII	
-ont perdu l'équilibre : à l'intérieur	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> VII	<input type="checkbox"/>	
à l'extérieur	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
◆ La secousse a :	inquiété <input type="checkbox"/> IV - V	effrayé <input type="checkbox"/> > VI	paniqué <input type="checkbox"/> > VII - VIII	
<b>Effets sur les objets</b>	Inférieur au 3 <sup>ème</sup>   3 <sup>ème</sup> étage ou + Faible moyen fort   faible moyen fort			
	■ oscillations des objets suspendus (lustres, cadres...)	<input type="checkbox"/> IV <input type="checkbox"/> V <input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	■ vibrations des petits objets (verres, vaisselle, bibelots...)	<input type="checkbox"/> IV <input type="checkbox"/> V <input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	■ tremblement du mobilier léger (chaise, table de chevet...)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	■ vibration des portes, fenêtres, vitres,	<input type="checkbox"/> IV <input type="checkbox"/> V <input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	<b>OUI   NON</b>			
	■ ouvertures ou fermetures de portes, fenêtres, vitres,	<input type="checkbox"/> V <input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	■ bris d'objets (tableaux, verrerie, porcelaine...)	<input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	<b>Déplacement, chutes de :</b>			
	■ petits objets instables ou mal fixés	<input type="checkbox"/> V <input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ mobilier léger (chaise, table de chevet ...)	<input type="checkbox"/> VI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
■ mobilier lourd (armoires, buffet...)	<input type="checkbox"/> VI <input type="checkbox"/> VII	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	








Service des Antilles

CDSA. Centre de Données Sismologiques des Antilles  
Le Houelmont. Route de l'Observatoire.  
97113 Gourbeyre. Guadeloupe  
Tél : 0590 99 61 75-Fax : 0590 99 11 34



IPGP  
Institut de Physique du Globe  
Paris

BCSF - 5 rue René Descartes - 67084 Strasbourg Cedex - Fax. 03 90 24 01 25 Site Internet : [www.seisme.prd.fr](http://www.seisme.prd.fr)

		DESCRIPTION DE LA COMMUNE					
		Répartition en % (approximatif) du type de bâtiment sur la commune :					
							
		TYPE 1; Habitat de fortune □□% A-B	TYPE 2 Maison traditionnelle en bois □□% B	TYPE 3 Maison en maçonnerie □□% B-b	TYPE 4 Maison/villa Béton □□% C-F	TYPE 5 Immeuble Collectif □□% B-b	
		Nombre (approximatif) de bâtiments présents sur la commune □□□□□ ne sait pas □					
		DESCRIPTION DES DEGATS					
		Nombre de bâtiments ayant connu des dégâts □□□□□ ne sait pas □					
		Sur le nombre de bâtiments touchés □□ % de type 1 □□ % de type 2 □□ % de type 3 □ ne sait pas □□ % de type 4 □□ % de type 5					
Effets sur les constructions	Parmi ces bâtiments touchés quelle est la fréquence des dégâts ?		Indiquez			P = Peu N = Nombreux G = Généralisés	
			Type 1 tout venant	Type 2 bois	Type 3 maçonnerie	Type 4 béton	Type 5 collectif
	■	fissures fines ou superficielles (quelques mm)	b°1 □	□	□	□	□
	■	fissures larges et profondes (quelques cm)	b°2 □	□	□	□	□
	■	chute de petits morceaux de plâtre ou d'éléments mal scellés	b°1 □	□	□	□	□
	■	chutes de gros morceaux de plâtre ou de crépis (supérieur à 20%)	b°2 □	□	□	□	□
	■	écroulement de morceaux de cloisons, murs, pignons	b°4 □	□	□	□	□
	■	fissures aux joints de poutres, poteaux, angles de murs ou dalles	b°2-4 □	□	□	□	□
	■	chute de mortier aux joints de mur ou dalles armées	b°2 □	□	□	□	□
	TOITURE						
■	Chutes de tôles, tuiles, ardoises provenant du toit	b°2-4 □	□	□	□	□	
■	Effondrement partiel	b°4 □	□	□	□	□	
■	Effondrement total	b°5 □	□	□	□	□	
Autres observations	Notez ici des informations complémentaires ou autres dégâts observés (glissements de terrain, chute de rocher, crevasse dans le sol, débit des sources, niveau des sources, niveaux des puits, phénomènes lumineux, autres secousses ressenties (date et heure)...						




## B.3 Traitement des formulaires individuels


*Traitement des témoignages (Abaque)*

**Enquête séisme**  
formulaire individuel

Même si le séisme n'a pas été ressenti, merci de renvoyer ce questionnaire.



**CDSA**  
Centre de Données Sismologiques des Antilles



**Bureau central sismologique BCSF français**

---

**Avez-vous personnellement ressenti le séisme?**  OUI  NON

sur la commune de (lieu d'observation) :

Adresse :

Code postal :

**SEISME DU :**  /  / 2 0 0

à  heure(s)  minute(s)

rempli le :  /  / 2 0 0

Nom (facultatif) :

Prénom :

---

Situation du témoin

■ à l'intérieur d'un bâtiment  à l'extérieur ( plein air )

■ à l'étage : SS  RdC  1er, 2e  3e, 4e  5e et plus

■ debout  assis  couché

---

Type de bâtiment

■ maison  immeuble collectif  nombre d'étage

habitat de fortune (tôles, bois etc.)	en moellons (pierres)	maçonnerie parpaings	poteau /poutre en béton + remplissage en maçonnerie	bois et maçonnerie	en bois seulement	en béton
<input type="checkbox"/> A.B	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> B.D	<input type="checkbox"/> B.D	<input type="checkbox"/> B.D	<input type="checkbox"/> D	<input type="checkbox"/> C.F

■ date de construction :  avant 1945  entre 1946 et 1997  après 1997

■ sur un terrain plat  en pente  *Pe*

■ maison construite par un professionnel  *Cm Coups de main Pi*

■ habitation sur pilotis

---

Effets sur le témoin

■ j'ai ressenti une secousse : faible  *III* moyenne  *IV* forte  *V*

■ la secousse a duré approximativement  secondes

■ la secousse m'a réveillé(e)  *IV*

■ je suis sorti(e) du bâtiment  *VI*

■ j'ai perdu l'équilibre  *VII*

■ la secousse m'a : inquiété  *IV-V* effrayé  *V* paniqué  *>VII- VIII*

---

Effets sur les objets

**Oscillations, vibrations ...**

	faible	moyen	fort
■ oscillation des objets suspendus (lustres, cadres)	<input type="checkbox"/> <i>IV</i>	<input type="checkbox"/> <i>V</i>	<input type="checkbox"/>
■ vibration des petits objets (verres, assiettes, bibelots etc.)	<input type="checkbox"/> <i>IV</i>	<input type="checkbox"/> <i>V</i>	<input type="checkbox"/>
■ tremblement du mobilier léger (chaise, table de chevet, etc.)	<input type="checkbox"/> <i>IV</i>	<input type="checkbox"/> <i>V</i>	<input type="checkbox"/>
■ vibration des portes, fenêtres, vitres, vitrines	<input type="checkbox"/> <i>IV</i>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ craquement des poutres, planchers et meubles	<input type="checkbox"/> <i>IV</i>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

**oui**

*V*

*VI*

	déplac.	chute
■ oscillation des liquides dans les récipients	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ débordement des liquides des récipients pleins	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ ouverture et fermeture de portes ou de fenêtres	<input type="checkbox"/> <i>V</i>	<input type="checkbox"/>
■ bris d'objets (tableaux, verrerie, porcelaine, etc.) , vitres	<input type="checkbox"/> <i>VI</i>	<input type="checkbox"/>

**Déplacements, chutes de :**

	déplac.	chute
■ petits objets instables ou mal fixés	<input type="checkbox"/> <i>VI</i>	<input type="checkbox"/> <i>VI</i>
■ mobilier léger (lit, chaise, table de chevet, etc.)	<input type="checkbox"/> <i>VI</i>	<input type="checkbox"/>
■ mobilier lourd (armoire, buffet, etc.)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/> <i>VII</i>

Bruits

■ grondement faible et lointain

■ tonnerre proche et fort

■ explosion

autre :

Vous disposez d'un droit d'accès, de modification, de rectification et de suppression des données qui vous concernant (art 34 de la loi "Informatique et libertés" du 6 janvier 1978). Pour l'exercer, adressez vous au BCSF à l'adresse en première page.



CDSA, Centre de Données Sismologiques des Antilles. Le Houelmont. Route de l'Observatoire. 97113 Gourbeyre. Guadeloupe Tél. 0590 99 61 75 Fax : 0590 99 11 34

BCSF - 5 rue René Descartes - 67084 Strasbourg Cedex Site Internet : www.seisme.prd.fr





Effets sur votre bâtiment

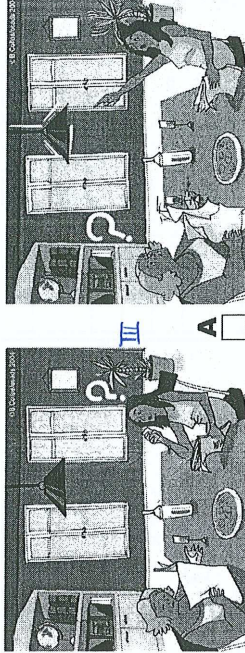
(selon la vulnérabilité du bâtiment)

Fréquences des dégâts relevés

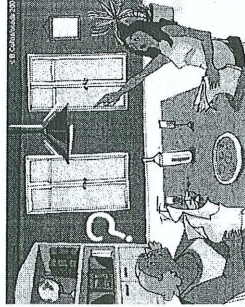
	peu	nombreux généralisés
■ fissures fines ou superficielles (quelques mm)	<input type="checkbox"/>	b <sup>1</sup> <input type="checkbox"/>
■ fissures larges et profondes (quelques cm)	<input type="checkbox"/>	b <sup>2</sup> <input type="checkbox"/>
■ chute de petits morceaux de plâtre ou d'éléments hauts mal scellés	<input type="checkbox"/>	b <sup>1</sup> <input type="checkbox"/>
■ chute de gros morceaux de plâtre ou de revêtement	<input type="checkbox"/>	b <sup>2</sup> <input type="checkbox"/>
■ écoulement de morceaux de cloisons, murs, pignons	<input type="checkbox"/>	b <sup>4</sup> <input type="checkbox"/>
■ fissures aux joints de poutres, poteaux, angles de murs	<input type="checkbox"/>	b <sup>1</sup> , b <sup>3</sup> <input type="checkbox"/>
■ chute de mortier aux joints de murs ou dalles armées	<input type="checkbox"/>	b <sup>1</sup> <input type="checkbox"/>
■ effondrement partiel de planchers	<input type="checkbox"/>	b <sup>4</sup> <input type="checkbox"/>
■ effondrement de poteaux ou d'un étage	<input type="checkbox"/>	b <sup>4</sup> <input type="checkbox"/>
<b>TOITURES</b>		
■ chute de tuiles, de tôles, d'ardoises	<input type="checkbox"/>	b <sup>2</sup> <input type="checkbox"/>
■ effondrement partiel	<input type="checkbox"/>	b <sup>4</sup> OUI <input type="checkbox"/>
■ effondrement total	<input type="checkbox"/>	b <sup>5</sup> OUI <input type="checkbox"/>

Observations complémentaires : glissements de terrain, chute de rochers, crevasse, débit ou niveau des sources, niveau des puits, phénomènes lumineux, autres secousses (date et heure)

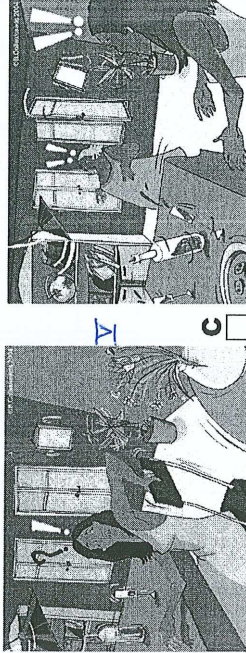
Quelle image correspond le mieux à la secousse vécue ?



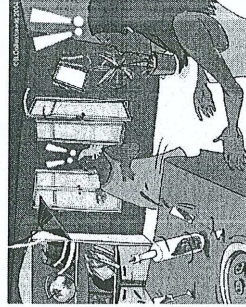
A



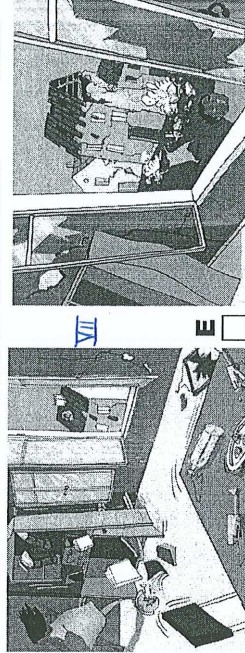
B



C



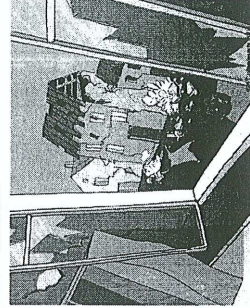
D



E



F



G

XIII - IX

XVII - VIII

XV - VI

IV

Illustration : Atelier de scénarisation de Strasbourg

## B.4 Exemple de formulaire individuel rempli


Occo 6

VIII


### Enquête séisme

formulaire individuel

Même si le séisme n'a pas été ressenti, merci de renvoyer ce questionnaire,



**CDSA**  
Centre de Données Sismologiques des Antilles



**Bureau central sismologique français**

**Avez-vous personnellement ressenti le séisme?**  OUI  NON

sur la commune de (lieu d'observation):

TERRE DE BAS

Adresse (facultatif):

PETITE ANSE PA

Code postal: 97136

**SEISME DU :**

21/11/2004

à 07 heure(s) 45 minute(s)

rempli le: 27/12/2004

Nom (facultatif):

Prénom:

**Situation du témoin**

- à l'intérieur d'un bâtiment  à l'extérieur (plein air)
- à l'étage: SS  RdC  1er, 2e  3e, 4e  5e et plus
- débout  assis  couché

**Type de bâtiment**

- maison  immeuble collectif  nombre d'étage:

habitat de fortune (tôles, bois etc.)	en moellons (pierres)	maçonnerie parpaings	poteau/poutre en béton + remplissage en maçonnerie	bois et maçonnerie	en bois seulement	en béton
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

■ date de construction:

- avant 1945
- entre 1946 et 1997
- après 1997

- sur un terrain plat  en pente
- maison construite par un professionnel  habitation sur pilotis

**Effets sur le témoin**

- j'ai ressenti une secousse: faible  moyenne  forte
- la secousse a duré approximativement 06 secondes
- la secousse m'a réveillé(e)
- je suis sorti(e) du bâtiment
- j'ai perdu l'équilibre
- la secousse m'a: inquieté  effrayé  paniqué

**Effets sur les objets**

**Oscillations, vibrations ...**

	faible	moyen	fort
oscillation des objets suspendus (lustres, cadres)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
vibration des petits objets (verres, assiettes, bibelots, etc.)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
tremblement du mobilier léger (chaise, table de chevet, etc.)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
vibration des portes, fenêtres, vitres, vitrines	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
craquement des poutres, planchers et meubles	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
<b>oui</b>			
oscillation des liquides dans les récipients	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
débordement des liquides des récipients pleins	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
ouverture et fermeture de portes ou de fenêtres	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
bris d'objets (tableaux, verrerie, porcelaine, etc.), vitres	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<b>déplac. chute</b>			
petits objets instables ou mal fixés	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
mobilier léger (lit, chaise, table de chevet, etc.)	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
mobilier lourd (armoire, buffet, etc.)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

**Bruits**

- grondement faible et lointain
- tonnerre proche et fort
- explosion
- autre:

Vous disposez d'un droit d'accès, de modification, de rectification et de suppression des données qui vous concernent (art. 34 de la loi "Informatique et libertés" du 6 janvier 1978). Pour l'exercer, adressez vous au BCSF à l'adresse en première page.



CDSA. Centre de Données Sismologiques des Antilles. Le Houelmont. Route de l'Observatoire. 97113 Gourbeyre. Guadeloupe Tél: 0590 99 61 75 Fax: 0590 99 11 34

BCSF - 5 rue René Descartes - 67084 Strasbourg Cedex Site Internet: www.seisme.prd.fr





Quelle image correspond le mieux à la secousse vécue ?

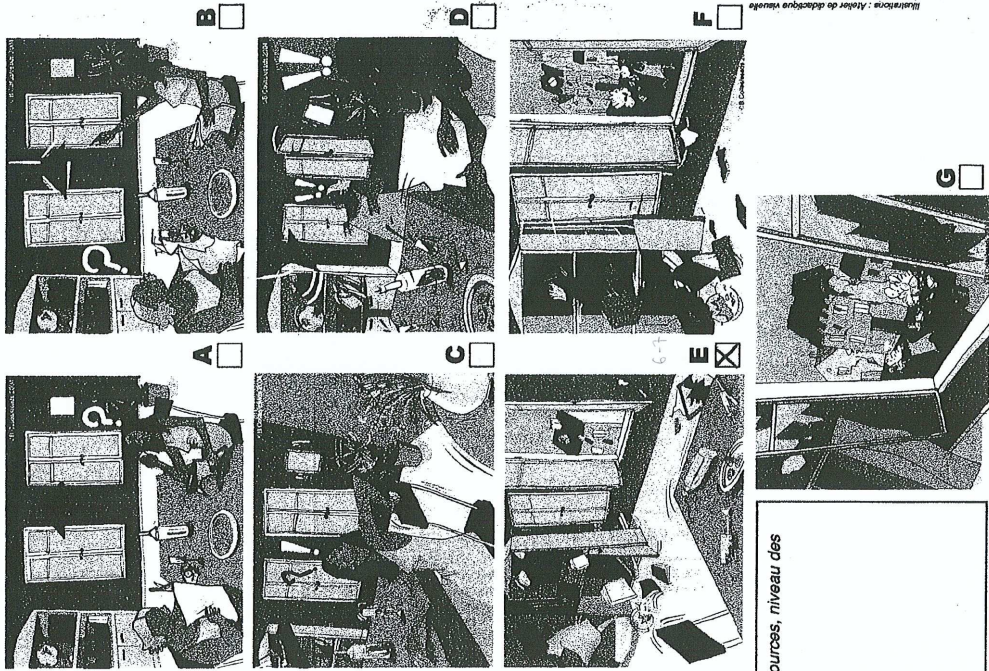


Illustration : Maître de décoration Hebert Ecole supérieure des arts décoratifs de Strasbourg

Effets sur votre bâtiment

Fréquences des dégâts relevés

	peu	nombreux généralisés
■ fissures fines ou superficielles (quelques mm)	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
■ fissures larges et profondes (quelques cm)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ chute de petits morceaux de plâtre ou d'éléments hauts mal scellés	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ chute de gros morceaux de plâtre ou de revêtement	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ écroulement de morceaux de cloisons, murs, pignons	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ fissures aux joints de poutres, poteaux, angles de murs	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
■ chute de mortier aux joints de murs ou dalles armées	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ effondrement partiel de planchers	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ effondrement de poteaux ou d'un étage	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<b>TOITURES</b>		
■ chute de tuiles, de tôles, d'ardoises	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
■ effondrement partiel	OUI <input type="checkbox"/>	OUI <input type="checkbox"/>
■ effondrement total	OUI <input type="checkbox"/>	OUI <input type="checkbox"/>

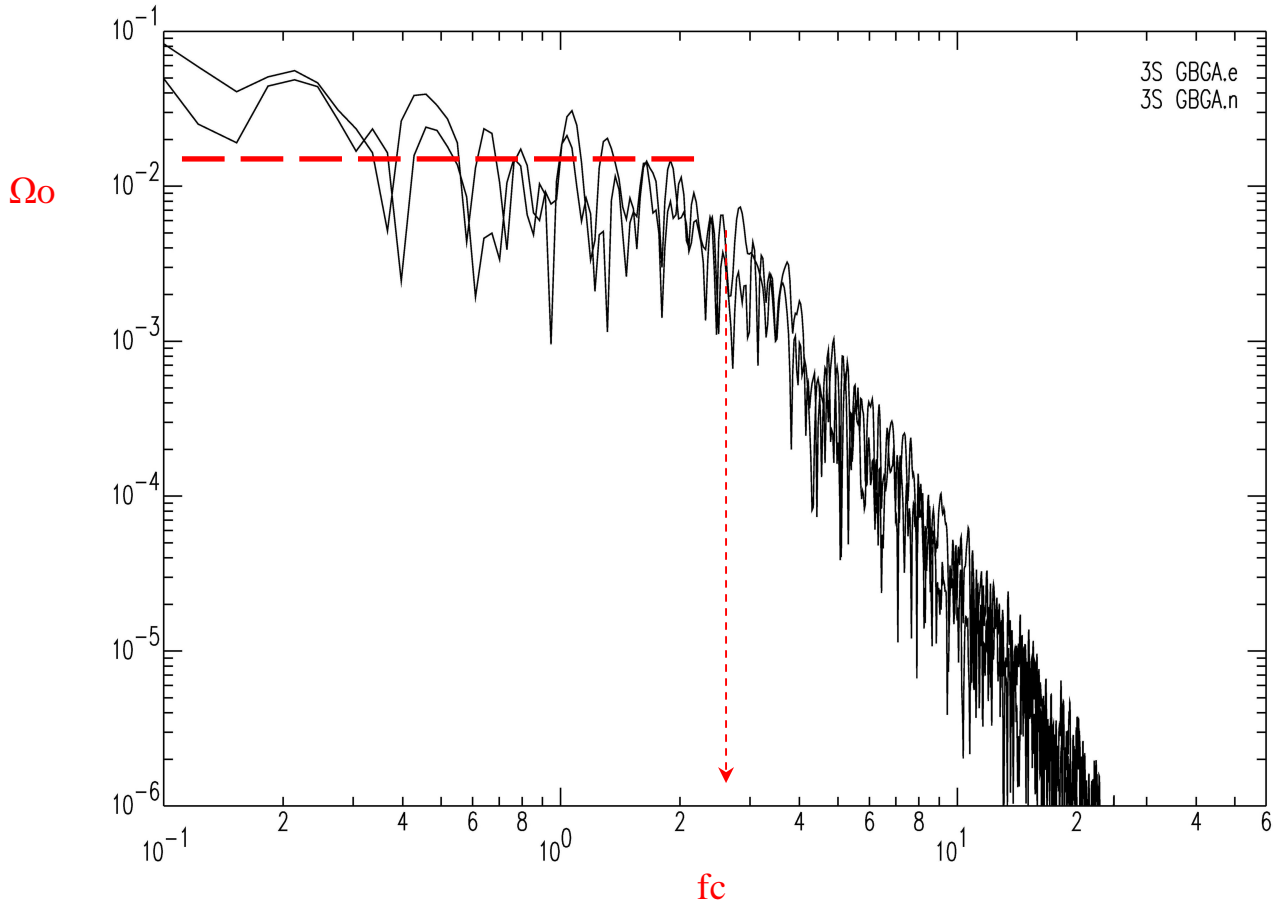
Observations complémentaires : glissements de terrain, chute de rochers, crevasse, débit ou niveau des sources, niveau des puits, phénomènes lumineux, autres secousses (date et heure)

# **Annexe C Analyse fréquentielle des FGE utilisées pour la modélisation**

## C.1 FGE 3

Réplique des Saintes du 26-12-2004 15h19  
Localisation CDSA : latitude 15.7465, longitude -61.579, profondeur=10.1 km, Md=4.1

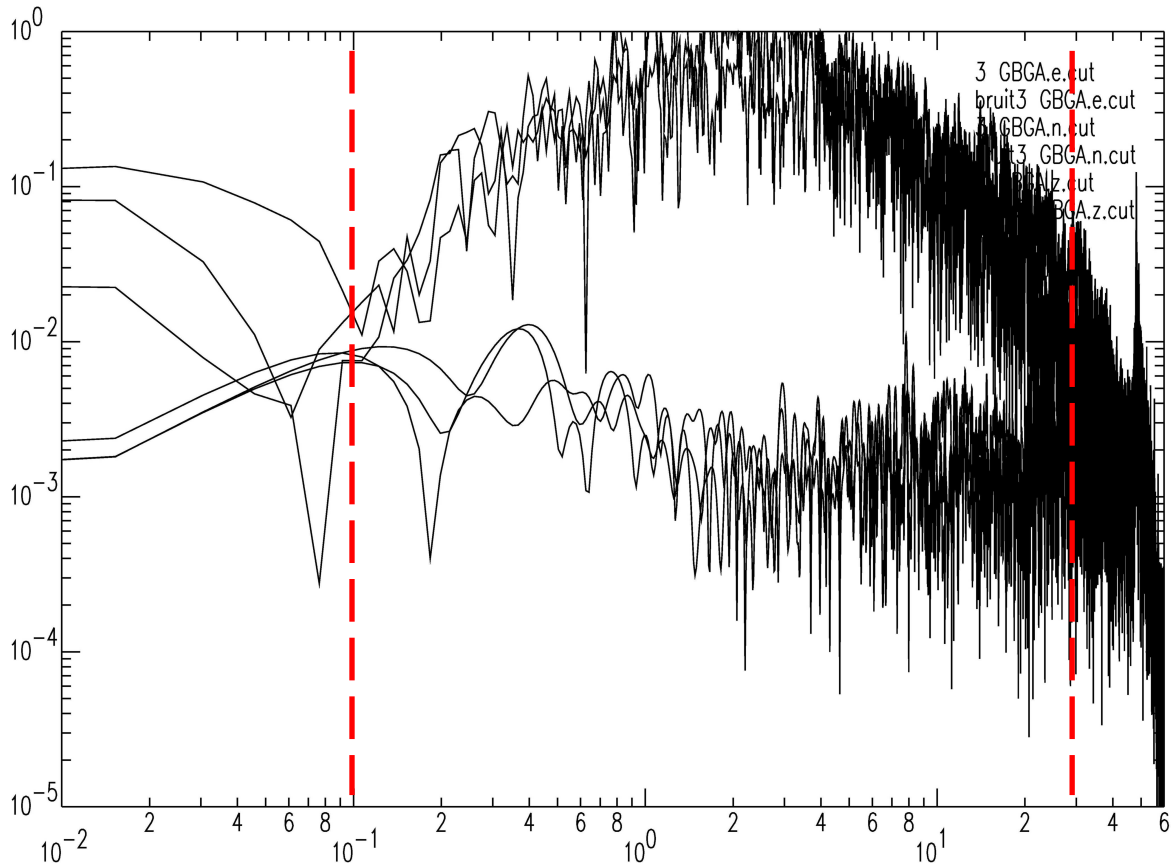
### C.1.1 Analyse du spectre en déplacement



On peut considérer la réponse comme impulsionnelle jusqu'à 2.5 Hz

### C.1.2 Analyse signal sur bruit à GBGA

Entre 0.1Hz et 30 Hz, les spectres du signal et du bruit se distinguent. La fréquence minimale utilisable est de 0.1 Hz.



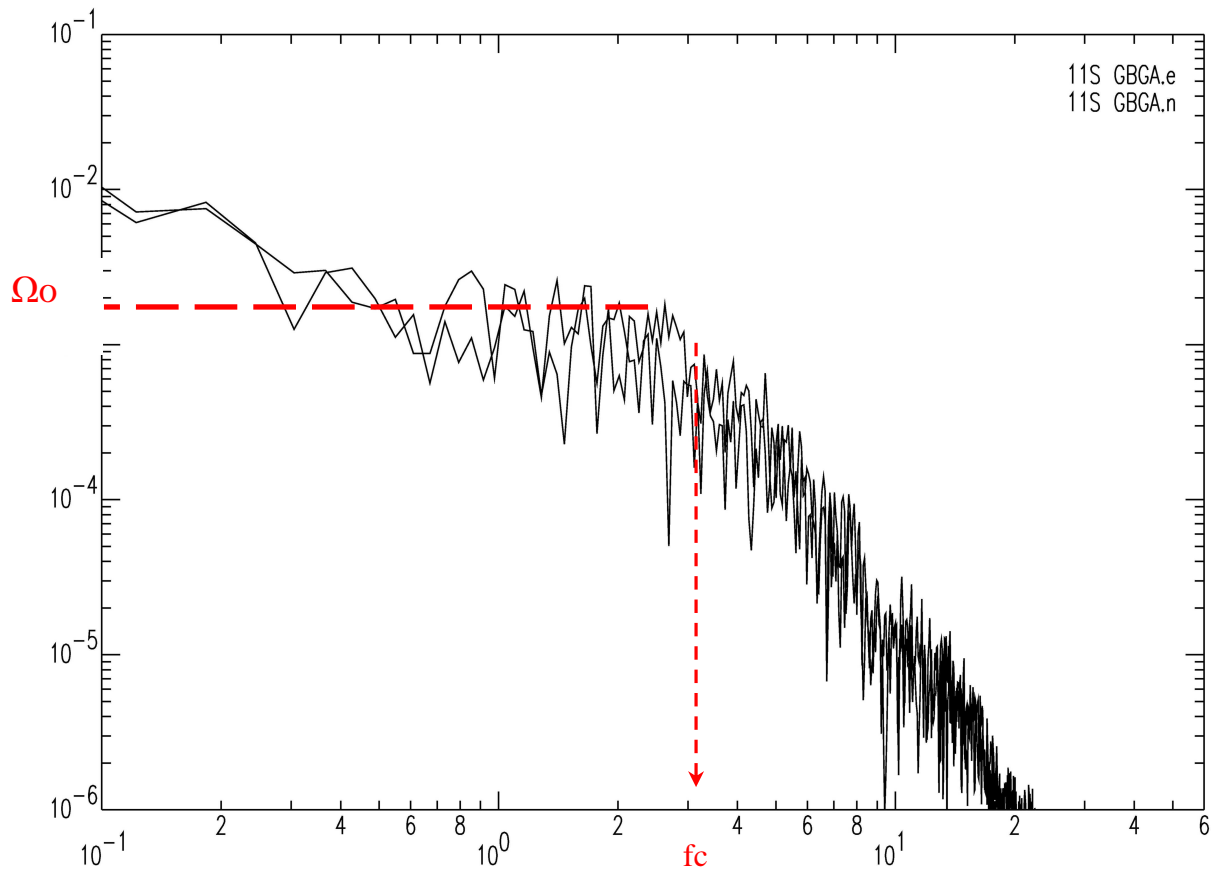
La gamme de validité de la simulation est :

- fréquence minimale (signal/bruit) – fc soit 0.1 Hz-2.5 Hz.

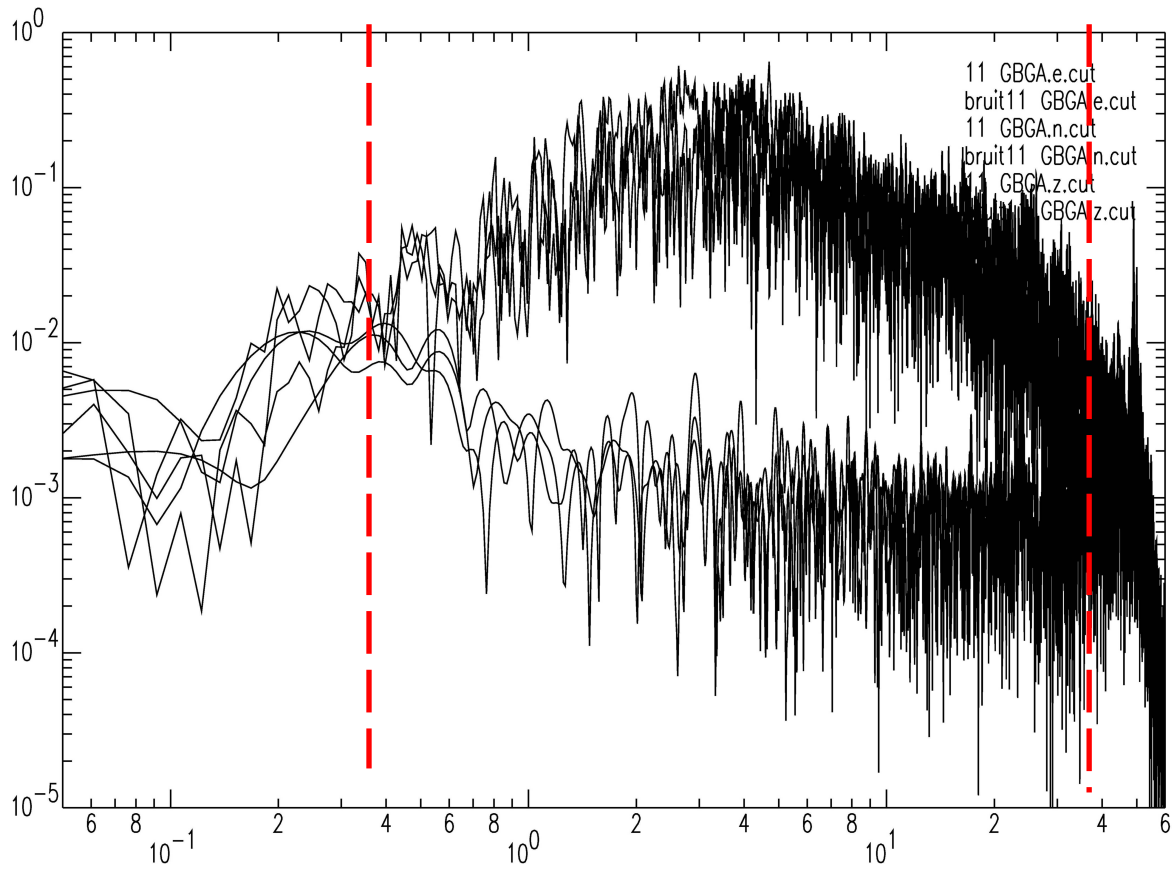
## C.2 FGE 11

Réplique des Saintes du 19-12-2004 05h12  
Localisation CDSA : latitude 15.8002, longitude -61.576, profondeur=10.7 km, Md=3.2

### C.2.1 Analyse du spectre en déplacement



## C.2.2 Analyse signal sur bruit à GBGA



Signal utilisable entre 0.4 et 40 Hz  
Gamme de validité de la simulation : 0.4 - 3 Hz.

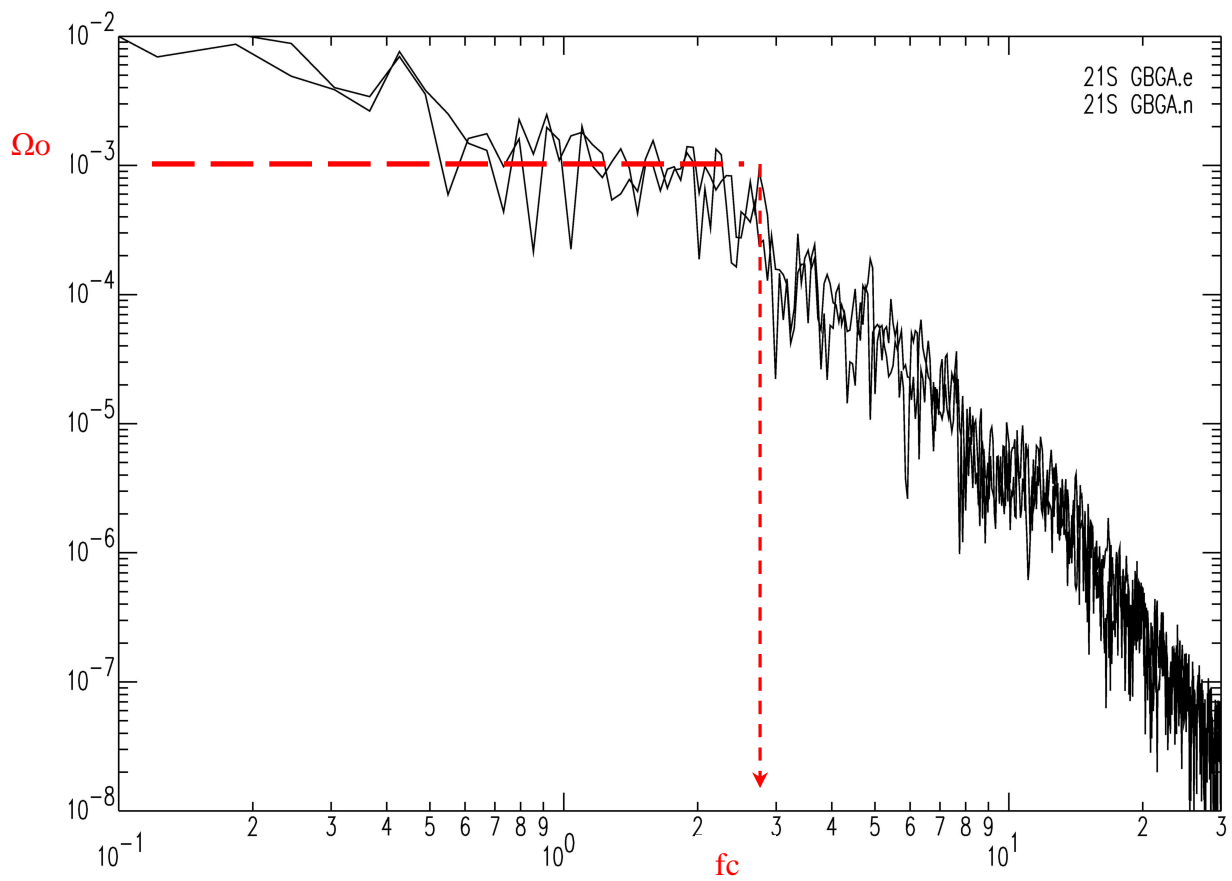


## C.3 FGE 21

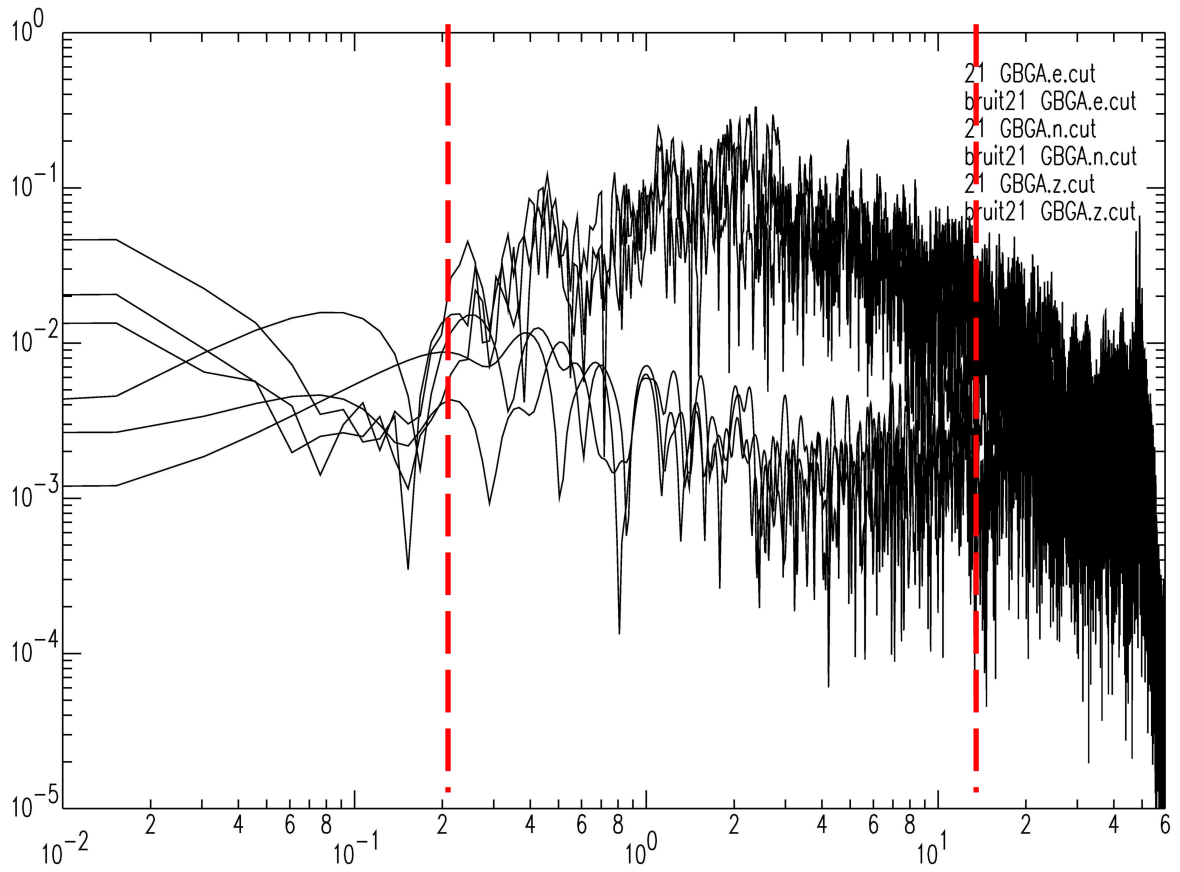
Réplique des Saintes du 26-12-2004 16h41

Localisation CDSA : latitude 15.742, longitude -61.544, profondeur=7.6, Md = 3.1

### C.3.1 Analyse du spectre en déplacement



### C.3.2 Analyse signal sur bruit



Signal utilisable entre 0.2 et 15 Hz  
Gamme de validité de la simulation : 0.4 - 3 Hz.



