

DOCUMENT PUBLIC

*Zonage sismique de la France
pour l'application des règles parasismiques
aux installations classées des départements :
Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion*

Etude réalisée dans le cadre des actions de Service public du BRGM 99H095

janvier 2000
R 40831



DOCUMENT PUBLIC

***Zonage sismique de la France
pour l'application des règles parasismiques
aux installations classées des départements :
Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion***

Etude réalisée dans le cadre des actions de Service public du BRGM 99H095

janvier 2000

R 40831



Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

Mots clés : Aléa régional, zonage sismique, règles parasismiques, intensité, Antilles, Guyane, Réunion.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Bour M., Dominique P., Arpin R. (2000) – Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion. Rapport BRGM, R 40831, 71 p., 27 fig., 12 Tabl.

© BRGM, 1999, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM

Synthèse

Afin de faciliter et d'homogénéiser les applications de la réglementation parasismique aux installations classées pour la protection de l'environnement, le BRGM a réalisé le zonage sismique de la France en 1996 (Blès *et al.*, 1998). Dans une première étape, ce zonage ne concernait que le territoire français métropolitain. Par conséquent, dans le cadre de ses activités de Service Public (fiche SP 99H095), le BRGM a étendu ce zonage aux quatre départements d'Outre-Mer suivants : la Guyane, l'île de la Réunion, l'archipel de la Guadeloupe et l'île de la Martinique.

Conformément à la législation française en vigueur relative à la prévention du risque sismique sur les sites d'ouvrages dits "à risque spécial" (arrêté ministériel du 10 mai 1993), une démarche déterministe a été adoptée pour la réalisation du zonage sismotectonique et du zonage sismique qui en découle. Le zonage sismotectonique est basé sur une analyse détaillée permettant de le matérialiser par une carte où sont distinguées des unités sismotectoniques. A chacune de ces unités sont associés des séismes de référence correspondant aux plus forts séismes connus. La synthèse sismotectonique ne rentrant pas dans le cadre de notre étude, nous nous sommes basés sur les résultats des études sismotectoniques les plus récentes effectuées par le BRGM sur les quatre départements d'Outre-Mer concernés. Aucune synthèse de ce type ayant été réalisée sur l'île de Mayotte, cette dernière ne fait pas partie de notre étude.

A partir de la caractérisation des séismes de référence associés à ces zones, l'objectif est de calculer les intensités macrosismiques maximales susceptibles d'être induites par les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (SMHV) et par les Séismes Majorés de Sécurité (SMS), en tout point des îles. Cette détermination est réalisée en déplaçant les séismes de référence en position la plus défavorable par rapport au site et en utilisant autant que possible des relations d'atténuation de l'intensité du mouvement sismique avec la distance, appropriées aux contextes tectoniques des régions étudiées. Le calcul s'effectue à l'aide d'un code numérique qui a été spécifiquement adapté aux configurations géométriques des régions étudiées.

Le tableau suivant synthétise les intensités I_{SMHV} et I_{SMS} obtenues sur les quatre départements étudiés.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

Département	Source proche		Source lointaine interne à l'unité		Source lointaine externe à l'unité	
	I _{SMHV}	I _{SMS}	I _{SMHV}	I _{SMS}	I _{SMHV}	I _{SMS}
Guyane	-	-	IV	V	IV à V	V à VI
Réunion	VII	VIII	-	-	-	-
Guadeloupe	VIII	IX	-	-	VIII-IX à IX	IX-X à X
Dépendances de Guadeloupe : Saint Martin Saint Barthélemy	VII-VIII	VIII-IX	-	-	VIII-IX	IX-X
Martinique	VIII	IX	-	-	VIII à VIII-IX	IX à IX-X

Les zonages obtenus en intensités SMHV, puis SMS, doivent être considérés comme des zonages sismiques de la France pour l'application de la réglementation régissant les installations classées. Ils permettent désormais de connaître, pour tout site d'installation classée, et ce suivant une démarche homogène appliquée à l'ensemble du territoire national, les niveaux d'agression sismique à retenir en terme d'intensité MSK, et de fournir les paramètres élémentaires pour le calcul de spectres de réponse utilisables pour le dimensionnement ou la vérification des structures.

Sommaire

SYNTHÈSE	3
1. INTRODUCTION	9
2. MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE	11
2.1. Contexte réglementaire.....	11
2.1.1. Le décret n° 91-461 du 14 mai 1991.....	11
2.1.2. L'arrêté du 10 mai 1993.....	11
2.2. Rappels de notions sur l'aléa sismique.....	13
2.3. Démarche retenue.....	14
3. DÉPARTEMENT DE LA GUYANE	19
3.1. Zonage sismotectonique.....	19
3.1.1. Caractéristiques du SMHV lointain interne à l'unité.....	19
3.1.2. Caractéristiques des SMHV lointains à moins de 600 km.....	23
3.1.3. Caractéristiques des SMHV lointains à plus de 600 km.....	25
3.2. Calcul des intensités des SMHV et des SMS.....	28
3.2.1. Intensité provenant du SMHV interne à l'unité.....	28
3.2.2. Intensités provenant des SMHV externes à l'unité.....	29
3.2.3. Exemple d'intensités des SMHV pour le site de Kourou.....	30
3.2.4. Intensité provenant du SMS interne à l'unité.....	31
3.2.5. Intensités provenant des SMS externes à l'unité.....	32
4. DÉPARTEMENT DE LA RÉUNION	33
4.1. Zonage sismotectonique.....	33
4.1.1. Caractéristiques des SMHV lointains.....	33
4.1.2. Caractéristiques du SMHV proche.....	37
4.2. Calcul des intensités du SMHV et du SMS.....	39
4.2.1. Intensité provenant du SMHV proche.....	39
4.2.2. Intensité provenant du SMS proche.....	40

5. DÉPARTEMENTS DE LA GUADELOUPE ET DE LA MARTINIQUE	41
5.1. Séismes de référence dans leur contexte géodynamique	41
5.1.1. Caractéristiques des SMHV proches.....	45
5.1.2. Caractéristiques du SMHV lointain interplaque	46
5.1.3. Caractéristiques du SMHV lointain intraplaque	50
5.2. Calcul des intensités des SMHV et des SMS.....	52
5.2.1. Prise en compte de la géométrie de la plaque subductée.....	52
5.2.2. Intensités provenant des SMHV proches	53
5.2.3. Intensités provenant des SMHV lointains.....	55
5.2.4. Exemples d'intensités des SMHV pour Pointe-à-Pitre et Fort-de-France.....	58
5.2.5. Intensités provenant des SMS proches	59
5.2.6. Intensités provenant des SMS lointains	61
6. CONCLUSION.....	67
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	69

Liste des figures

Figure 1 - Démarche adoptée pour la réalisation du zonage sismique de la France destiné aux ouvrages à risque spécial.....	17
Figure 2 - Carte schématique des unités sismotectoniques au 1/10 000 000 de la Guyane et des régions voisines (d'après Blès et Dominique, 1996)	21
Figure 3 - Isoséistes du séisme du 21 octobre 1766 (d'après Gonzales et Rangel, 1973)26	
Figure 4 - Zonage sismique de la Guyane pour les installations à « risque spécial ». Carte de l'intensité I_{SMIV} provenant de la source lointaine interne à l'unité..	28
Figure 5 - Zonage sismique de la Guyane pour les installations à « risque spécial ». Carte de l'intensité I_{SMIV} provenant des sources lointaines externes à l'unité29	
Figure 6 - Zonage sismique de la Guyane pour les installations à « risque spécial ». Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source lointaine interne à l'unité ...	31
Figure 7 - Zonage sismique de la Guyane pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines externes à l'unité	32
Figure 8 - Extrait de la carte des unités sismotectoniques retenues pour l'évaluation de l'aléa sismique de l'île de la Réunion (d'après Terrier, 1999)	34
Figure 9 - Zonage sismique de la Réunion pour les installations à « risque spécial ». Carte de intensité I_{SMIV} provenant de la source proche	39
Figure 10 - Zonage sismique de la Réunion pour les installations à « risque spécial ». Carte de intensité I_{SMS} provenant de la source proche.....	40
Figure 11 - Structure et subduction de la croûte océanique atlantique et de ses rides asismiques sous la plaque Caraïbes (d'après Bouyssse et Westercamp, 1988)43	
Figure 12 - Zonation néotectonique de l'arc des Petites Antilles (d'après Chabellard et al., 1986).....	44
Figure 13 - Sismicité de l'arc des Petites Antilles (1690-1999) d'après les fichiers BRGM-MIDAS-IPGH-NEIC (Tanner et Shepherd, 1997)	47
Figure 14 - Coupe schématique de la zone de subduction au niveau de la Guadeloupe et aires possibles de localisation des sources sismiques retenues en Guadeloupe (d'après Godefroy et al., 1990).....	48
Figure 15 - Coupe schématique de la zone de subduction au niveau de la Martinique (d'après Godefroy et al., 1991).....	48
Figure 16 - Courbes isoséistes pour le séisme de Guadeloupe du 8 février 1843. Tracé réel en traits tirets ; tracé simplifié en traits pleins (modifié d'après Lambert, 1997b)	50
Figure 17 - Mode de calcul des distances focales minimales provenant de sources appartenant à la plaque Caraïbe subductée.....	53
Figure 18 - Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMIV} provenant des sources proches	54
Figure 19 - Zonage sismique de la Martinique pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMIV} provenant de la source proche	55
Figure 20 - Zonage sismique de la Martinique pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMIV} provenant des sources lointaines.....	56

Figure 21 - Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines.....	57
Figure 22 - Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à « risque spécial ». Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source proche	60
Figure 23 - Zonage sismique de la Martinique pour les installations à « risque spécial ». Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source proche	61
Figure 24 - Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.....	63
Figure 25 - Zonage sismique de la Martinique pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.....	64
Figure 26 - Zonage sismique des Antilles françaises pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines.....	65
Figure 27 - Zonage sismique des Antilles françaises pour les installations à « risque spécial ». Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.....	66

Liste des tableaux

Tableau 1 - Unités sismotectoniques et séismes de référence du zonage sismotectonique de la Guyane.....	24
Tableau 2 - Caractéristiques des sources retenues pour la détermination des SMHV lointains en Guyane	24
Tableau 3 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Kourou	30
Tableau 4 - Unités sismotectoniques et séismes de référence du zonage sismotectonique de l'île de la Réunion (d'après Terrier, 1999)	35
Tableau 5 - Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à la Réunion par un séisme lointain.....	37
Tableau 6 - Source retenue pour la détermination du SMHV sur l'île de la Réunion...	38
Tableau 7 - Caractéristiques des sources retenues pour la détermination des SMHV aux Antilles françaises	46
Tableau 8 - Caractéristiques géométriques de la partie supérieure de la plaque Atlantique au niveau de la Guadeloupe et de la Martinique.....	49
Tableau 9 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Pointe-à-Pitre.....	58
Tableau 10 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Fort-de-France.....	58
Tableau 11 - Longueur et largeur de rupture en faille inverse pour un séisme de magnitude 7,5 à 8,5.....	62
Tableau 12 - Synthèse des intensités I_{SMHV} et I_{SMS} pour les installations à « risque spécial » sur les quatre départements étudiés	68

1. Introduction

De la même manière qu'il existe un zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques de construction des ouvrages courants, dits "à risque normal" (Despeyroux et Godefroy, 1986), il convenait que l'État dispose d'un zonage spécifique pour l'application de la législation portant sur les installations classées. Ces dernières appartiennent à la catégorie d'ouvrages dits "à risque spécial". L'évolution de la réglementation française relative à la prévention du risque sismique sur les sites d'ouvrages dits "à risque spécial" est concrétisée par le décret ministériel n° 91-461 du 14 mai 1991, puis par l'arrêté ministériel du 10 mai 1993, paru au journal officiel du 17 juillet 1993. Pour faciliter et homogénéiser l'application de ces règles, un zonage sismique de la France a été réalisé selon une démarche déterministe, basée sur une analyse sismotectonique du territoire national (Blès *et al.*, 1998 ; Terrier *et al.*, 2000 ; Bour *et al.*, 2000).

Dans une première étape, ce zonage sismique destiné à l'application des règles parasismiques aux ouvrages dits "à risque spécial", ne portait que sur la partie continentale du territoire métropolitain. Par conséquent, dans le cadre de ses activités de Service Public (fiche 99H095), le BRGM a étendu ce zonage aux quatre départements d'Outre-Mer suivants : la Guyane, l'île de la Réunion, l'archipel de la Guadeloupe et l'île de la Martinique.

Après avoir replacé cette étude dans son contexte administratif, le rapport décrit la démarche proposée pour l'élaboration de ce zonage, en retraçant brièvement le cadre scientifique et technique. Les synthèses sismotectoniques de chacune des régions étudiées n'entraient pas dans le cadre de ce travail. Elles auraient nécessité des études particulières incluant, non seulement celles de la sismicité et de la tectonique des îles et des régions côtières, mais aussi celles des océans voisins. Nous avons naturellement tenu compte des progrès réalisés au cours des dernières années dans ce domaine. En particulier, les études effectuées sur le département de la Guyane (Blès et Dominique, 1996) et sur l'île de la Réunion (Terrier, 1999), ont permis de définir les unités sismotectoniques et de caractériser les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (SMHV) correspondants. Par ailleurs, deux synthèses sur l'étude du risque sismique en Guadeloupe et en Martinique ont fourni de précieuses informations sur les principales structures tectoniques et leurs séismes caractéristiques (Godefroy *et al.*, 1990, 1991). L'absence de synthèse sismotectonique pour l'île de Mayotte nous a contraints à l'exclure de notre étude.

A partir de la caractérisation des séismes de référence associés à chaque unité sismotectonique, l'objectif est de calculer les intensités macrosismiques maximales susceptibles d'être induites par les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (SMHV) et par les Séismes Majorés de Sécurité (SMS), en tout point des îles. Cette détermination est effectuée en déplaçant les séismes de référence en position la plus

défavorable par rapport à chaque point. Pour cela, un programme informatique avait été mis au point lors des travaux de Blès et al. (1998) : il permettait une prise en compte plus fiable de l'influence d'une unité sismotectonique par rapport à une autre et fournissait les intensités des SMHV sur un maillage couvrant le territoire métropolitain. Dans la présente étude, son domaine d'application est étendu aux positions géographiques de la Guyane, de la Réunion et des Antilles françaises. L'accent est mis sur l'utilisation de relations d'atténuation de l'intensité du mouvement sismique avec la distance, appropriées autant que possible aux contextes tectoniques des régions étudiées.

2. Méthodologie adoptée

2.1. CONTEXTE REGLEMENTAIRE

La réglementation française concernant le risque sismique a été initiée par la loi n° 87-565 du 22 juillet 1987 relative à l'organisation de la sécurité civile, à la protection de la forêt contre l'incendie et à la prévention des risques majeurs, avec en particulier son article 41 concernant le risque sismique. Elle a été suivie par :

- le décret n° 91-461 du 14 mai 1991 relatif à la prévention du risque sismique ;
- l'arrêté du 10 mai 1993, fixant les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées.

2.1.1. Le décret n° 91-461 du 14 mai 1991

Paru au Journal Officiel du 17 mai 1991, il introduit la distinction entre deux catégories d'ouvrages :

- la catégorie dite "à risque normal" comprend les bâtiments, équipements et installations pour lesquels les conséquences d'un séisme demeurent circonscrites à leurs occupants et à leur voisinage immédiat (article 3) ;
- la catégorie dite "à risque spécial" comprend les bâtiments, équipements et installations pour lesquels les effets sur les personnes, les biens et l'environnement, de dommages même mineurs résultant d'un séisme, peuvent ne pas être circonscrits au voisinage immédiat desdits ouvrages (article 6).

Ce décret fait implicitement référence au "nouveau zonage sismique de la France" (Despeyroux et Godefroy, 1986) dont il reprend le découpage du territoire national en cinq zones de sismicité croissante : zones 0, Ia, Ib, II et III, en vue de l'application des règles parasismiques de construction aux ouvrages "à risque normal". Ce zonage est basé essentiellement sur les données de sismicité historique, pondérées par la prise en compte de données sismotectoniques. Le décret fournit également une classification de ces ouvrages en fonction de leur destination et du risque associé. L'annexe du décret indique la répartition des départements, arrondissements et cantons par rapport aux cinq zones de sismicité, selon le découpage administratif du 1^{er} janvier 1989.

2.1.2. L'arrêté du 10 mai 1993

Paru au Journal Officiel du 17 juillet 1993, il fixe les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées pour la protection de l'environnement. La mise en œuvre de la démarche imposée par cet arrêté est explicitée

par la circulaire d'application du 27 mai 1994, adressée aux préfets par la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques du Ministère de l'Environnement (DPPR/SEI). Cette circulaire reprend en partie la méthode préconisée par la Règle Fondamentale de Sécurité n° I-2c pour déterminer les mouvements sismiques à prendre en compte pour la conception des centrales nucléaires comportant un réacteur à eau sous pression. La RFS a été instaurée le 1^{er} octobre 1981 par le Service Central de Sécurité des Installations Nucléaires du Ministère de l'Industrie.

L'arrêté du 10 mai 1993 préconise une évaluation de l'aléa sismique selon une démarche déterministe. Il impose que sur chaque site d'installation classée, soit évalués :

- les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (SMHV), à partir d'une analyse sismotectonique régionale, basée sur l'exploitation de données géologiques et sismiques. Dans cette démarche, on considère que des séismes de même type que les plus forts connus, rattachés à une structure active ou à un domaine tectonique homogène, sont susceptibles de se reproduire dans l'avenir, avec la même intensité, en tout point de cette structure ou de ce domaine. En conséquence, les SMHV sont obtenus à partir des séismes les plus forts connus, ou séismes de référence, déplacés au sein des unités sismotectoniques auxquelles ils appartiennent, de sorte qu'ils soient en position la plus pénalisante en terme d'intensité engendrée sur le site considéré.
- les Séismes Majorés de Sécurité (SMS) et leur caractérisation par un spectre de réponse d'oscillateur simple sous l'action du mouvement du sol. Les spectres de réponse sont utilisés pour le dimensionnement de nouvelles installations ou pour la vérification d'installations existantes. Dans le cas général, l'intensité du SMS est déduite de celle du SMHV par une augmentation d'un degré, en utilisant les unités de l'échelle MSK*, et sous réserve que cette majoration reste compatible avec les données géologiques et sismiques.

Toutefois, lorsque les ouvrages considérés sont situés dans les zones de sismicité 0 et Ia, définies par le décret du 14 mai 1991 pour la prévention sismique des ouvrages "à risque normal", l'arrêté du 10 mai 1993 prévoit la possibilité de caractériser directement le SMS par un spectre de réponse forfaitaire défini en annexe de cet arrêté. Celui-ci est alors calé à des niveaux différents d'accélération selon que l'ouvrage est situé en zone de sismicité 0 (calage à 1,5 m/s² au minimum) ou en zone de sismicité Ia (calage à 2,0 m/s²). Cependant, cette démarche n'est plus applicable, si le Préfet dispose d'études locales mettant en évidence des différences notables entre les spectres des SMS auxquels elles conduisent et le spectre forfaitaire.

* MSK : échelle d'intensité portant le nom de ses auteurs (Medvedev, Sponheuer, Karnik, 1964)

2.2. RAPPELS DE NOTIONS SUR L'ALEA SISMIQUE

L'aléa sismique peut être défini comme la possibilité pour un site ou une région, d'être exposé à une secousse sismique de caractéristiques données, exprimées autant que possible sous forme de paramètres directement utilisables pour le traitement parasismique d'un projet. Habituellement, l'évaluation de cet aléa se fait en deux phases, correspondant à deux échelles d'étude :

- l'échelle régionale, à laquelle le milieu est supposé géologiquement homogène et où on se limite au calcul d'un mouvement sismique de référence en conditions standards ("rocher horizontal affleurant"), associé soit à un séisme maximal, soit à une probabilité annuelle de dépassement ou à son inverse, une période de retour ;
- l'échelle locale, où sont pris en compte : les effets de site (modifications de ce mouvement sismique de référence dues à la lithologie et la topographie du site considéré), les effets induits (stabilité des pentes et comportements particuliers des sols sous l'effet du mouvement vibratoire) et éventuellement, les déformations cosismiques du sol, lorsque la rupture sismique se propage jusqu'en surface.

La présente étude et le zonage sismique auquel elle aboutit, se situent au niveau de l'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale, qui nécessite de résoudre les trois problèmes suivants :

① identifier et localiser les sources sismiques

C'est l'objet de l'analyse sismotectonique, qui vise à mettre en évidence les liens entre la sismicité et les structures tectoniques actives actuellement ou dans un passé récent (quelques milliers à quelques millions d'années), sous forme soit de failles sismogènes, soit de domaines sismotectoniques, c'est-à-dire de domaines structuraux où la sismicité peut être interprétée par un mécanisme de déformation global, sous l'action du champ de contrainte régional récent à actuel.

② caractériser leur activité

Deux types d'approches sont possibles :

- une démarche probabiliste, qui décrit l'occurrence future des séismes par une loi de distribution des probabilités annuelles de dépassement de certains seuils de magnitude ;
- une démarche déterministe, qui associe à chaque source sismique un séisme maximum et ses caractéristiques (profondeur du foyer, énergie libérée, type de mécanisme à la source, ...). Pour cette dernière, la difficulté majeure réside dans l'estimation fiable du séisme maximal associé à chaque source. Dans la pratique, le séisme maximal est évalué à partir du séisme le plus fort connu historiquement qui est ensuite majoré de façon forfaitaire (passage du SMHV au SMS).

L'arrêté du 10 mai 1993 impose le recours à la méthode déterministe, inspirée de la Règle Fondamentale de Sûreté des installations nucléaires (RFS n°I-2c), dans l'évaluation de l'aléa sismique pour les ouvrages à risque spécial.

③ **quantifier la décroissance avec la distance, de l'énergie libérée par ces sources**

Elle peut être élaborée de diverses manières :

- par des approches empiriques, basées sur l'exploitation statistique d'enregistrements de mouvements forts du sol. Elles exploitent des corrélations entre des paramètres caractérisant le mouvement du sol (pic d'accélération, intensité ressentie), des paramètres de la source (magnitude, intensité épiscopale, profondeur) et la distance à la source. De nombreux auteurs proposent ainsi des lois d'atténuation de l'accélération du sol ou de l'intensité ressentie avec la distance et la magnitude, établies à partir d'analyses de régression effectuées sur une population d'enregistrements de mouvements forts et/ou de données macrosismiques (intensités ressenties à certaines distances de l'épicentre).
- par une exploitation directe des données macrosismiques, lorsqu'elles sont suffisamment nombreuses, présentées sous forme de courbes isoséistes ;
- par des approches théoriques qui couplent des modèles de rayonnement de la source, de propagation en milieu hétérogène et de réponse des sites.

2.3. DEMARCHE RETENUE

La démarche adoptée pour l'extension du zonage sismique de la France métropolitaine aux départements d'Outre-Mer, comprend les étapes successives suivantes :

- **la première** correspond à l'analyse sismotectonique, qui permet de définir et de délimiter les sources sismiques qui correspondent à des structures sismogènes ou à des domaines sismotectoniques. Notre étude se base sur des résultats de synthèses sismotectoniques antérieures réalisées à des degrés de précision divers, soit sous la forme de zonages sismotectoniques récemment établis (Guyane et Réunion), soit à partir de séismes de référence associés à des structures tectoniques bien identifiées (Antilles). Aucune analyse complémentaire n'a été effectuée.
- **la seconde étape** consiste à choisir parmi les plus forts séismes connus ceux qui servent de référence pour déterminer le Séisme Maximal Historiquement Vraisemblable, attaché à chaque unité sismotectonique. Le choix se fait essentiellement au vu de l'intensité épiscopale, de la profondeur focale et de la magnitude des séismes les plus forts, associés aux diverses unités sismotectoniques. Les notions de "séisme proche" d'un site (distance focale ≤ 10 km) et de "séisme lointain" (distance focale > 10 km) introduites en 1981 par la RFS I-2c, ont été reprises en partie dans la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993. C'est

pourquoi, il arrive que l'on ait à déterminer deux SMHV pour une même unité sismotectonique : un SMHV "proche", dont la profondeur focale est inférieure ou égale à 10 km et un SMHV "lointain" de profondeur focale supérieure à 10 km, sauf si ce SMHV lointain ne peut produire que des effets négligeables par rapport à ceux susceptibles d'être engendrés par le SMHV proche, et inversement.

- **la troisième** concerne l'atténuation de l'énergie sismique rayonnée par les sources. Le plus souvent, on utilise des lois empirico-statistiques établies pour des régions à contexte tectonique spécifique. Les lois d'atténuation peuvent être établies pour un ensemble de données enregistrées dans le monde entier ou pour une sélection correspondant à une région spécifique, comme par exemple l'Ouest des Etats-Unis ou les zones de subduction. Il est préférable autant que possible de choisir des relations établies pour un domaine sismotectonique similaire à celui caractérisant la région où le calcul doit être effectué. Suivant l'origine des données, les échelles d'intensité choisies dans les lois d'atténuation peuvent être l'échelle MSK ou l'échelle Mercalli modifiée (MM). Ces deux échelles sont supposées très voisines (Murphy et O'Brien, 1977). Toutefois, lorsque l'on dispose des cartes d'isoséistes des séismes de référence, ces dernières sont utilisées directement pour définir l'atténuation des intensités des SMHV en fonction de la distance à l'épicentre.
- **la quatrième** permet de calculer les intensités susceptibles d'être induites par ces séismes sur un site donné, en prenant en compte l'atténuation de l'énergie sismique. Conformément à l'arrêté du 10 mai 1993, la position des SMHV à considérer doit être la plus pénalisante pour chaque site. Ceci entraîne, d'une part, une position à la verticale du site pour le ou les SMHV internes à l'unité contenant le site, d'autre part, une position la plus proche du site pour les SMHV externes à cette unité. Les valeurs d'intensité I_{SMHV} les plus pénalisantes pour le site considéré sont finalement retenues. Les calculs sont effectués à l'aide du programme *ZONE* initialement conçu pour le zonage sismique de la France métropolitaine. Son domaine d'application est étendu aux positions géographiques de la Guyane, de la Réunion et des Antilles françaises. Le système de projection utilisé est le système Mercator. Sur un maillage de la région étudiée, le programme fournit les valeurs des intensités du ou des SMHV à retenir. Compte tenu des incertitudes sur le tracé des contours des unités sismotectoniques d'une part, et de celles des courbes isoséistes d'autre part, il n'a pas été jugé utile d'utiliser une taille de maille inférieure au kilomètre.
- **au cours de la cinquième étape**, le passage des intensités I_{SMHV} aux intensités I_{SMS} est effectué selon la formule de majoration simple suivante : $I_{SMS} = I_{SMHV} + 1$ (intensités MSK), après qu'ait été vérifiée la compatibilité de l'intensité I_{SMS} avec les dimensions de la source sismique. Pour la prise en compte des séismes proches, le spectre de réponse au SMS est très souvent évalué de façon forfaitaire, à partir d'une forme spectrale standard. La majoration correspondant au passage du SMHV au SMS est introduite au niveau de l'accélération de calage du spectre forfaitaire. Mais cette pratique tend à être abandonnée, car les nombreuses données accélérométriques acquises ces dernières années suite aux séismes destructeurs récents, permettent d'évaluer avec précision les effets à courte distance de forts séismes. C'est pourquoi la

carte des intensités I_{SMS} est également donnée dans cette étude pour les séismes proches.

Etant donnés les travaux antérieurs existants sur les départements d'Outre-Mer, la présente étude est consacrée à la réalisation des étapes 3, 4 et 5 définies ci-dessus.

L'organigramme de la figure 1 résume les étapes successives de la démarche adoptée, qui se décompose de la manière suivante :

A - Analyse sismotectonique et synthèse en vue de la définition des zones sources : carte des unités sismotectoniques.

B - Détermination et calcul des intensités I_{SMHV} et I_{SMS} , pouvant se décomposer en :

- Préparation des données nécessaires au calcul :
 - . délimitation des zones sources à partir de la carte des unités simplifiées,
 - . caractérisation des séismes de référence et des SMHV,
 - . détermination des lois d'atténuation ou schématisation des cartes d'isoséistes.
- Calcul par le programme *ZONE* des intensités induites par les SMHV (I_{SMHV}) aux centres des mailles de 1 km de côté, pour les séismes proches et lointains.
- Calcul des I_{SMS} pour les séismes proches et lointains.

C - Production des cartes d'intensité, par interpolation sur la grille de points :

- cartes d'iso-intensités SMHV, résultant des séismes proches et lointains,
- cartes d'iso-intensités SMS, résultant des séismes proches et lointains.

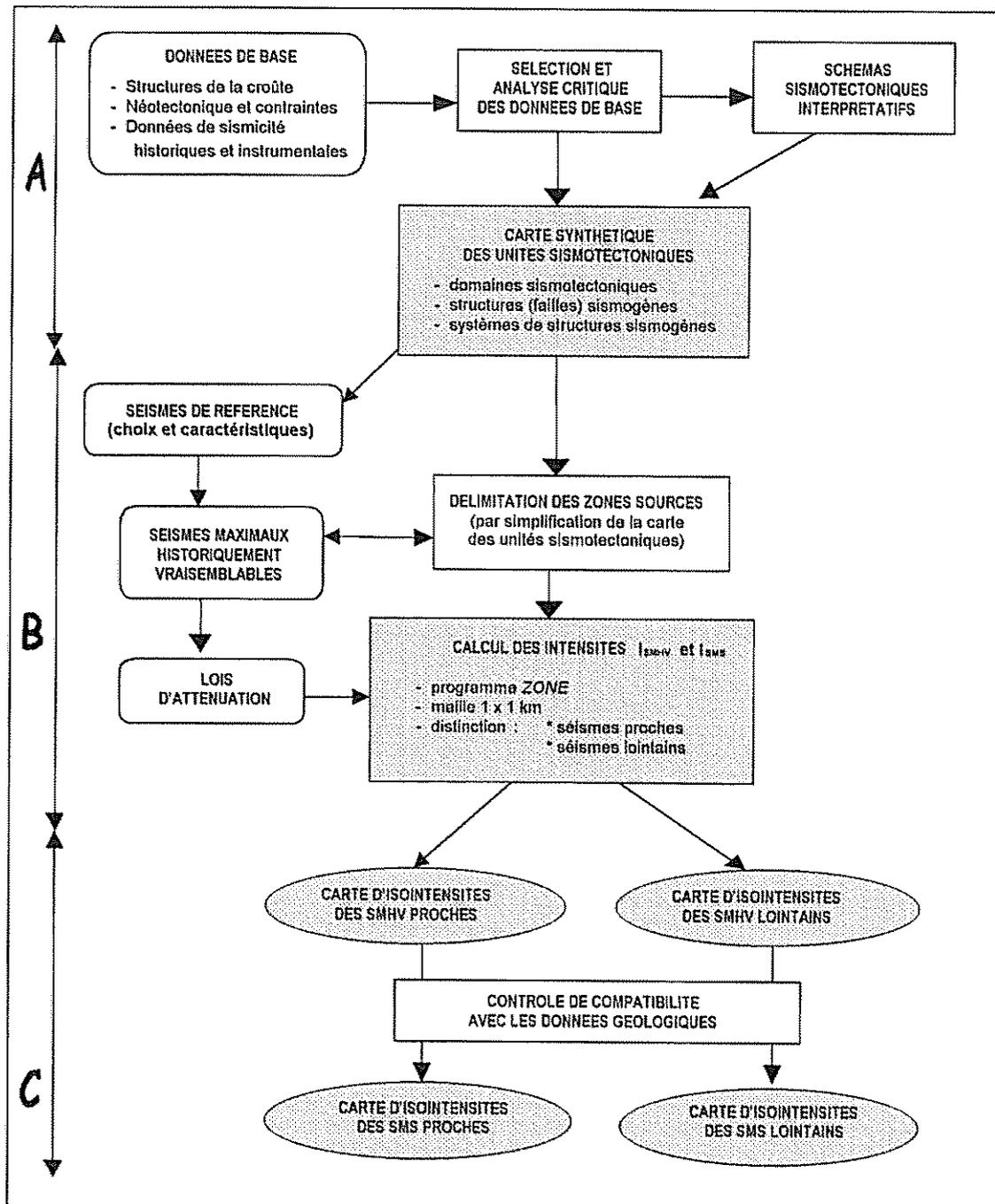


Figure 1 : Démarche adoptée pour la réalisation du zonage sismique de la France destiné aux ouvrages à risque spécial

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

3. Département de la Guyane

D'après le décret ministériel n°91-461 du 14 mai 1991 (Journal Officiel du 17 mai 1991), l'ensemble de la Guyane appartient à la zone 0 de sismicité, qualifiée de négligeable, mais non nulle. La Guyane a récemment fait l'objet d'une évaluation déterministe de l'aléa sismique contribuant à l'étude des dangers de certaines installations industrielles à "risque spécial" (Blès et Dominique, 1996).

3.1. ZONAGE SISMOTECTONIQUE

L'analyse sismotectonique régionale effectuée par le BRGM (Blès et Dominique, 1996), s'étend dans un rayon de plus de 1000 kilomètres autour du bouclier guyanais, car des séismes très éloignés ont été ressentis en Guyane, qui ne présente par ailleurs qu'une très faible sismicité propre. Elle s'appuie sur des données structurales, permettant de délimiter des blocs à comportement mécanique homogène sous l'action du champ de contraintes actuel ; sur les données néotectoniques, caractérisant les déformations géologiques les plus récentes ; et sur les données de sismicité historique et instrumentale, interprétées en fonction des données structurales et néotectoniques. La synthèse sismotectonique aboutit pour l'ensemble de la région, à l'individualisation des unités sismotectoniques représentées sur la figure 2. Parmi elles, les unités prépondérantes susceptibles d'intervenir dans le zonage sismique de la Guyane sont :

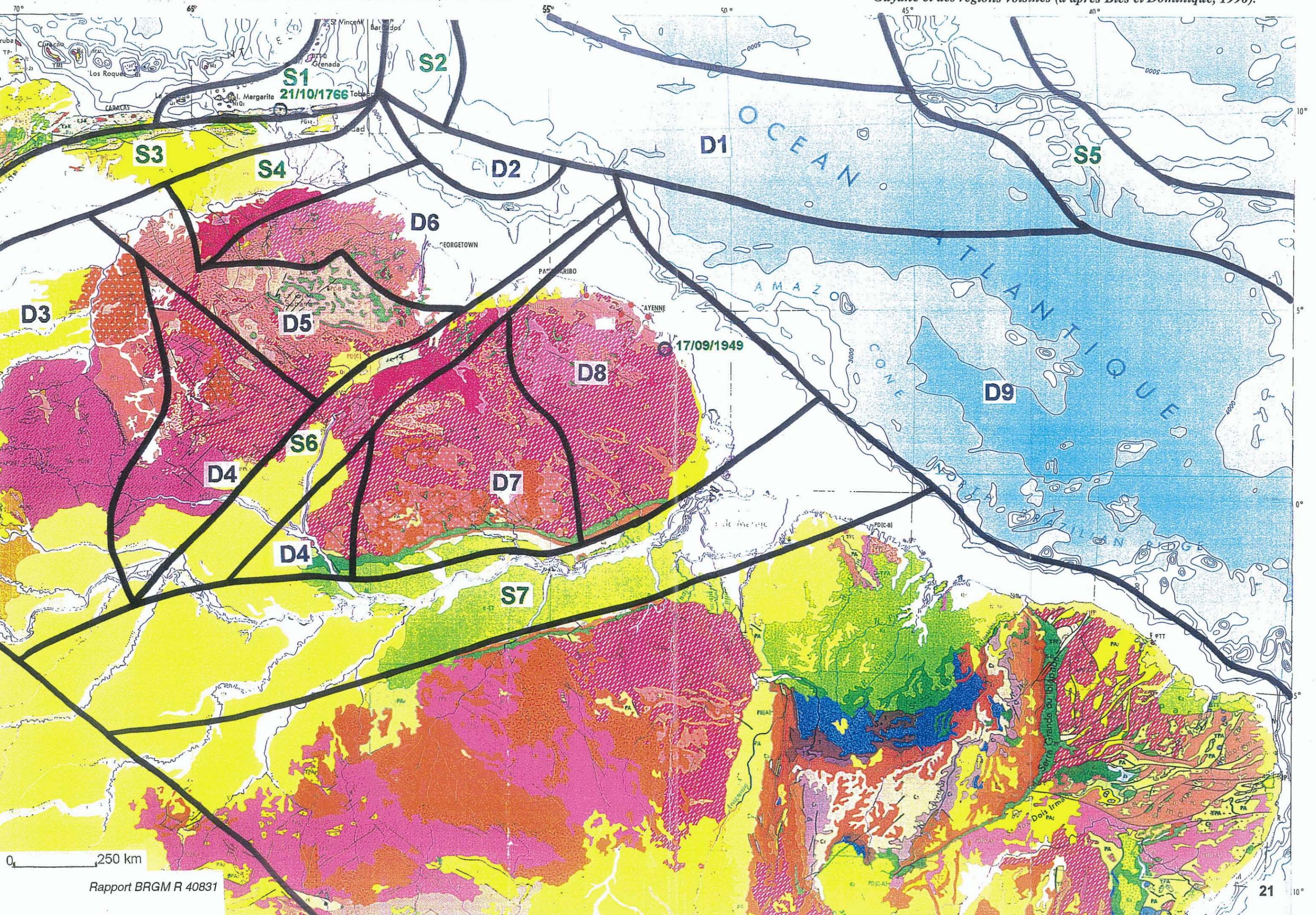
- D7 : le domaine méridional de la province Uatuma
- D8 : le domaine méridional de la "greenstone belt"
- D9 : le domaine océanique de l'Atlantique sud
- S1 : le système de la chaîne vénézuélienne orientale
- S4 : le système d'Imataca et du Bas Orénoque
- S5 : le système de la dorsale médio-atlantique
- S6 : le système des failles centrales du bouclier guyanais
- S7 : le système du graben de l'Amazone

Les séismes de référence rattachés aux unités sismotectoniques considérées sont déduits de Blès et Dominique (1996) et présentés dans le tableau 1.

3.1.1. Caractéristiques du SMHV lointain interne à l'unité

La distinction des séismes proches et des séismes lointains est basée sur la profondeur focale, respectivement inférieure ou supérieure à 10 kilomètres. Le séisme du 17 septembre 1949 appartenant au domaine méridional de la "greenstone belt" (D8) contenant la Guyane, serait susceptible d'être considéré comme source proche, si son foyer était superficiel. Sa magnitude a été évaluée à 5,0 à partir d'une aire de perception

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.



Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

de 450 000 km² (Berrocal *et al.*, 1983). D'après les faibles intensités épacentrales relevées par rapport à la magnitude calculée empiriquement, il semblerait que ce séisme se soit produit en dessous de la base de la croûte continentale, dans le manteau supérieur lithosphérique, entre 40 et 70 kilomètres de profondeur. Etant donné sa profondeur focale (supérieure à 10 km) et bien qu'interne à l'unité, ce séisme est considéré comme une source lointaine.

Son épcentre a été localisé au voisinage de la commune de St-Georges près de l'embouchure du fleuve Oyapock (Figure 2), mais l'incertitude liée à cette localisation est de l'ordre de la centaine de kilomètres. Son intensité épacentrale a été estimée à IV sur l'échelle de Mercalli modifiée (MM).

La solution la plus pénalisante du SMHV lui correspondant, consiste à le considérer comme pouvant se produire au droit de tout point du département de la Guyane. L'intensité du SMHV est dans ce cas égale à l'intensité épacentrale du séisme de référence, c'est-à-dire IV en tout point de la Guyane. Les caractéristiques focales du SMHV sont directement déduites de celles du séisme de référence et données dans le tableau 2.

L'échelle d'intensité choisie pour décrire les dommages consécutifs à un séisme dans la région guyanaise est classiquement l'échelle Mercalli modifiée. Comme elle est supposée très proche de l'échelle MSK (Murphy et O'Brien, 1977), ce sont les valeurs d'intensités MSK qui seront indiquées par la suite dans l'étude, sauf lorsqu'elles sont directement tirées d'une référence bibliographique, auquel cas l'échelle définie par l'auteur est respectée.

3.1.2. Caractéristiques des SMHV lointains à moins de 600 km

D'après le tableau 1, il existe deux types de sources lointaines pénalisantes pour le département de la Guyane :

- des séismes de magnitudes modérées, localisés dans un rayon de 600 km des limites de la Guyane,
- deux séismes plus forts localisés à un millier de kilomètres : celui du 21 octobre 1766 d'intensité épacentrale X et celui du 13 octobre 1925 de magnitude 7,5.

La première catégorie de séismes à moins de 600 km correspond à des événements récents. Leurs magnitudes sont données dans les fichiers de sismicité des organismes internationaux du NEIC (National Earthquake Information Center) et de l'ISC (International Seismological Center). Leurs profondeurs focales ont été, soit fournies par ces mêmes organismes, soit évaluées par analogie avec des profondeurs déjà connues pour des séismes récents appartenant à une même zone, soit estimées à partir de considérations de nature géologique, comme l'épaisseur de la croûte, la rhéologie et les modèles géodynamiques (Blès et Dominique, 1996). Par contre, le contexte géographique local (zones de forêts tropicales peu peuplées ou même inhabitées) rend

difficile les déterminations épacentrales, comme les valeurs d'intensités épacentrales et les courbes isoséistes. Les intensités épacentrales ont été déterminées dans l'étude de Blès et Dominique (1996).

Les caractéristiques focales (magnitudes, profondeurs et intensités épacentrales) des séismes de référence localisés dans un rayon de 600 km des limites de la Guyane sont données dans le tableau 2.

		Séisme de référence		Distance minimale entre l'unité sismotectonique et la Guyane
		Date	Intensité épacentrale ou magnitude	
<i>Greenstone belt</i>	<i>D8</i>	17/09/1949	$I_0 = IV$	Guyane \subset unité
<i>Province Uatuma</i>	<i>D7</i>	22/02/1976	$M_b = 4,8$	50 km
<i>Failles centrales du bouclier guyanais</i>	<i>S6</i>	15/08/1965	$M_b = 5,0$	100 km
<i>Atlantique sud</i>	<i>D9</i>	16/06/1992	$M_b = 4,7$ $M_S = 3,6$	150 km
<i>Graben de l'Amazone</i>	<i>S7</i>	05/08/1983	$M_b = 5,5$ $M_S = 5,0$	280 km
<i>Imataca et Bas Orénoque</i>	<i>S4</i>	15/04/1989	$M_b = 5,7$ $M_S = 4,8$	650 km
<i>Chaîne vénézuélienne orientale</i>	<i>S1</i>	21/10/1766	$I_0 = X$	910 km
<i>Dorsale médio-atlantique</i>	<i>S5</i>	13/10/1925	$M_S = 7,5$	1050 km

Tableau 1 – Unités sismotectoniques et séismes de référence du zonage sismotectonique de la Guyane.

Séisme de référence	Intensité épacentrale (MSK)	Profondeur focale (km)	Magnitude
17 septembre 1949	IV	50	5,0*
22 février 1976	VI-VII*	10	4,8
15 août 1965	V*	40	5,0
16 juin 1992	V-VI*	30*	4,7
5 août 1983	VI-VII*	20	5,5
15 avril 1989	VI-VII*	40	5,7
21 octobre 1766	X	60*	7,6*
13 octobre 1925	?	10*	7,5

Tableau 2 – Caractéristiques des sources retenues pour la détermination des SMHV lointains en Guyane (l'astérisque indique les valeurs estimées dans Blès et Dominique, 1996).

Comme pour tout séisme de référence externe à l'unité sismotectonique contenant le site, il reste à caractériser l'atténuation de l'intensité ressentie en fonction de la distance minimale envisageable entre le SMHV et le site. Le bouclier guyanais, partie septentrionale du bouclier précambrien sud-américain, se situe sensiblement dans le même contexte géodynamique que l'Est et le centre des Etats-Unis, à savoir un domaine intraplaque. C'est pourquoi, en l'absence de loi d'atténuation propre à ce bouclier, nous avons utilisé la relation établie par Anderson (1978), à partir de 66 séismes de l'Est et du centre des Etats-Unis, d'intensité épiscopentrale III à X et situés à des distances pouvant aller jusqu'à 1000 kilomètres environ. A partir de l'intensité épiscopentrale I_0 d'un séisme, cette loi permet de calculer l'intensité I , en un point situé à une distance épiscopentrale R_e de la source :

$$I = I_0 - 0,00117 R_e - 2,7 \log_{10} R_e + 3,2$$

3.1.3. Caractéristiques des SMHV lointains à plus de 600 km

La deuxième catégorie de sources lointaines pénalisantes pour la Guyane correspond aux séismes localisés à plus de 600 km. Il s'agit du séisme du 21 octobre 1766 d'intensité épiscopentrale vraisemblablement égale à X MM (Gonzalez et Rangel, 1973), rattaché au système de la chaîne vénézuélienne orientale et du séisme du 13 octobre 1925 de magnitude 7,5 rattaché au système de la dorsale médio-atlantique.

L'événement dit "de Santa Ursula" s'est produit le 21 octobre 1766 aux frontières de la plaque Caraïbe, à l'est de Cumana au Venezuela. Ce séisme de magnitude évaluée à 7,6 et de profondeur probablement comprise entre 50 et 70 km, a été ressenti à Cayenne, à 1300 km de distance, avec une intensité IV MM (Fiedler, 1961 ; Gonzalez et Rangel, 1973). Les caractéristiques focales de ce séisme sont rappelées dans le tableau 2.

Pour ce séisme, des courbes isoséistes ont été réalisées par différents auteurs (Fiedler, 1961 ; Gonzales et Rangel, 1973 ; Grases, 1979). Ces différents tracés étant assez voisins, nous avons retenu ceux de Gonzales et Rangel (1973), car ils se rapprochent au mieux des contours elliptiques nécessaires à leur prise en compte dans le calcul. Ils sont présentés sur la figure 3.

Quant au séisme du 13 octobre 1925, nous ne disposons que de sa magnitude $M_S = 7,5$ calculée par Gutenberg et Richter (1954) et d'une valeur de profondeur focale faible, compatible avec le domaine extensif des dorsales océaniques. L'énergie libérée par des sources sismiques superficielles a la propriété de s'atténuer rapidement avec la distance. On peut alors se demander si les niveaux d'intensités susceptibles d'être engendrés sur la Guyane seraient supérieurs à ceux produits par le séisme du 21 octobre 1766 beaucoup plus profond. En conséquence, avant de conserver cette source pour le calcul, nous effectuons une estimation des intensités maximales qu'elle pourrait induire en Guyane.

Ce séisme s'étant produit dans la dorsale médio-atlantique, nous pouvons difficilement avoir accès à son intensité épiscopentrale. Par contre, nous pouvons déterminer les accélérations horizontales maximales du sol (ou PGA, Peak Ground Acceleration), à

l'aide de lois d'atténuation adaptées autant que possible aux spécificités de séismes très lointains. Les lois d'atténuation du mouvement du sol étant destinées à simuler des mouvements forts, de telles relations sont très rares pour des distances supérieures à 400 kilomètres. Et lorsqu'elles existent, elles concernent essentiellement les séismes de subduction. Étant donné le contexte tectonique à caractère extensif de l'Océan Atlantique, les lois valides pour des événements se produisant à grandes distances de la Guyane sont peu nombreuses. Seules, deux lois compilées à partir d'enregistrements de séismes mondiaux sont disponibles :

- celle de Abrahamson et Litehiser (1989) :

$$\log_{10} \text{PGA} = -0,62 + 0,177 M_S - 0,982 \log_{10} (R_h + e^{0,284 M_S}) - 0,0008 R_h$$

- celle de Dahle *et al.* (1990) :

$$\ln \text{PGA} = -4,541 + 0,849 M_S - 5/6 \ln R_h - 0,00418 R_h$$

avec : PGA exprimé en g

M_S magnitude d'ondes de surface

R_h distance focale ou hypocentrale

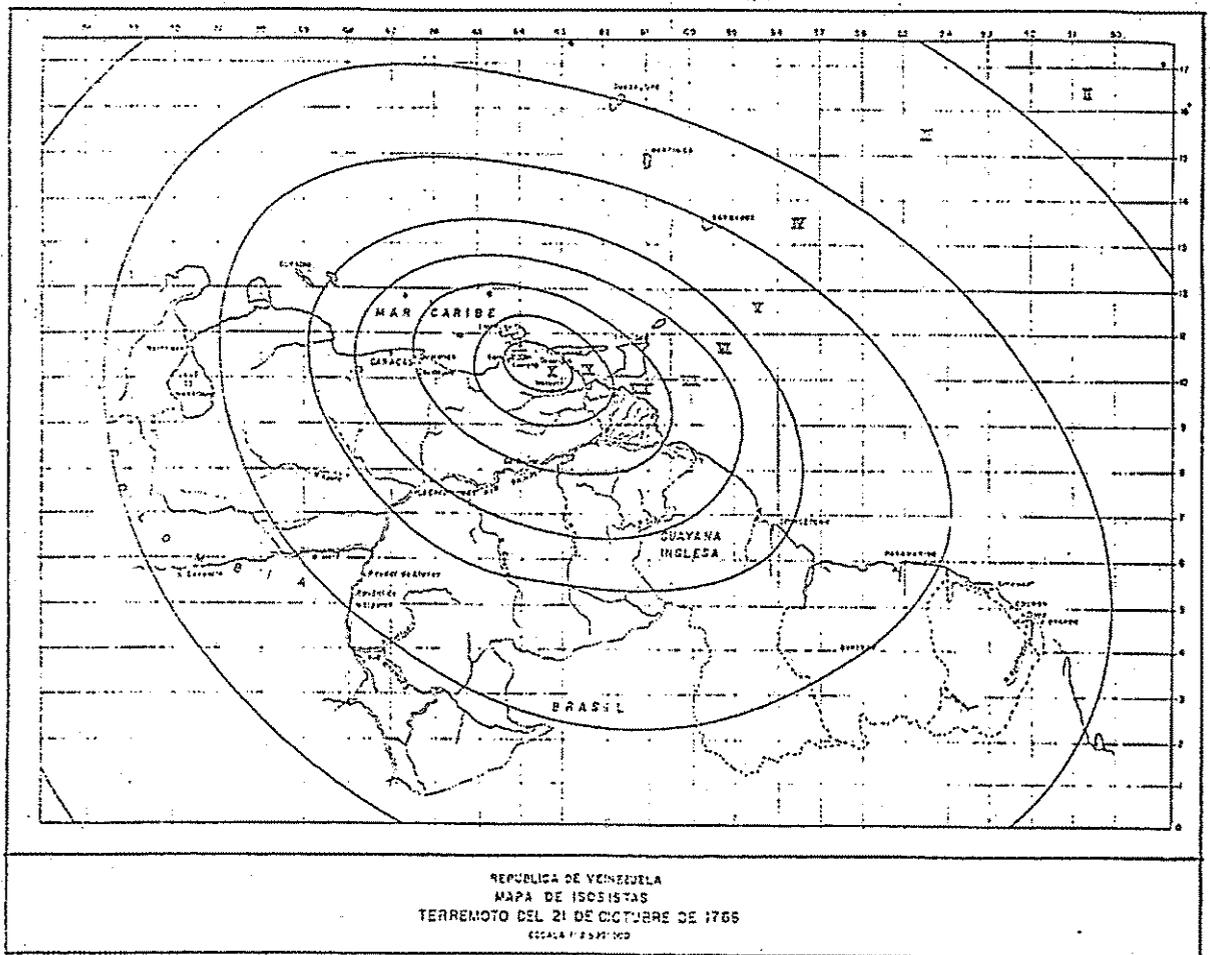


Figure 3 : Isoseïstes du séisme du 21 octobre 1766
(d'après Gonzales et Rangel, 1973).

Les PGA sont calculés pour le séisme 13 octobre 1925 placé à la distance maximale autorisée par les relations, c'est-à-dire 400 kilomètres. La loi d'Abrahamson et Litehiser (1989) conduit à un PGA de 7 mg, alors que celle de Dahle *et al.* (1990) fournit un PGA de 8 mg. Par rapport à ces valeurs, les PGA réellement produits par le séisme 13 octobre 1925 à plus de mille kilomètres de la source seraient bien plus faibles et forcément inférieures à 10 mg.

Grâce à des corrélations empiriques entre intensité ressentie et PGA enregistré, il est possible d'évaluer une valeur maximale d'intensité correspondant au centième de g. Nous avons utilisé trois relations de corrélations qui servent généralement de référence. Elles sont toutes les trois basées sur des données essentiellement californiennes :

$$I_{MM} = 3,33 \log_{10} \text{PGA} - 0,047 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Trifunac et Brady (1975)

$$I_{MM} = 4,0 \log_{10} \text{PGA} - 1,0 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Murphy et O'Brien (1977)

$$I_{MM} = 2,2 \log_{10} \text{PGA} + 1,0 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Wald *et al.* (1999)

Les trois lois fournissent la même valeur d'intensité III à III-IV MM correspondant à un PGA de 10 mg.

L'intensité moyenne produite en Guyane par le séisme du 21 octobre 1766 serait approximativement estimée à IV-V (figure 3). Nous venons de voir que le séisme du 13 octobre 1925 n'est pas en mesure d'induire en Guyane des intensités supérieures à III. Par conséquent, c'est le séisme de référence de 1766 qui a été retenu pour le calcul des intensités macrosismiques maximales susceptibles d'être induites par les SMHV et par les SMS, en tout point du département de la Guyane.

3.2. CALCUL DES INTENSITES DES SMHV ET DES SMS

3.2.1. Intensité provenant du SMHV interne à l'unité

La figure 4 représente la carte de l'intensité SMHV produite par application de la démarche globale évoquée au paragraphe 2.3. L'intensité provenant du SMHV lointain interne au domaine méridional de la "greenstone belt" contenant la Guyane, prend naturellement la valeur de son intensité épiscopentrale, c'est-à-dire IV MSK.

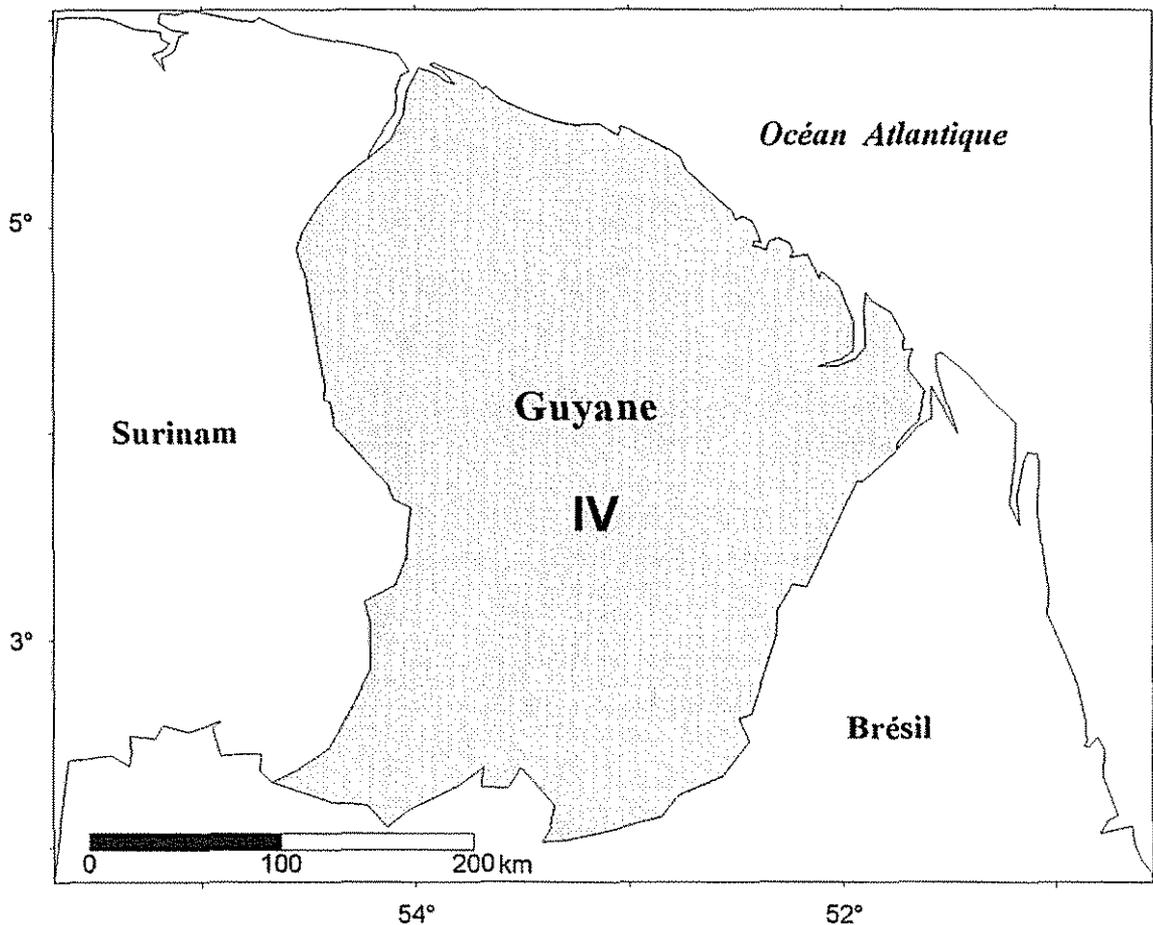


Figure 4 – Zonage sismique de la Guyane pour les installations à "risque spécial".
Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant de la source lointaine interne à l'unité.

3.2.2. Intensités provenant des SMHV externes à l'unité

La carte des intensités produites par les SMHV lointains externes à l'unité contenant la Guyane est présentée sur la figure 5. Les valeurs I_{SMHV} lointains sont légèrement supérieures aux I_{SMHV} proches, puisqu'elles atteignent IV-V sur la plus grande partie du territoire guyanais, à l'exception du Nord où elles valent V.

On peut noter que les intensités induites par le séisme du 21 octobre 1766 sont prédominantes. En effet, l'orientation des courbes isoséistes séparant les différents domaines d'iso-valeurs d'intensités peut aisément se reconnaître. Les limites entre les domaines d'intensité IV, IV-V, V, sont fixées à 3,75 - 4,25 ; 4,25 - 4,75 ; 4,75 - 5,25. Comme on le verra dans le paragraphe suivant, les SMHV situés à moins de 600 km de la Guyane s'avèrent ne pas être influents.

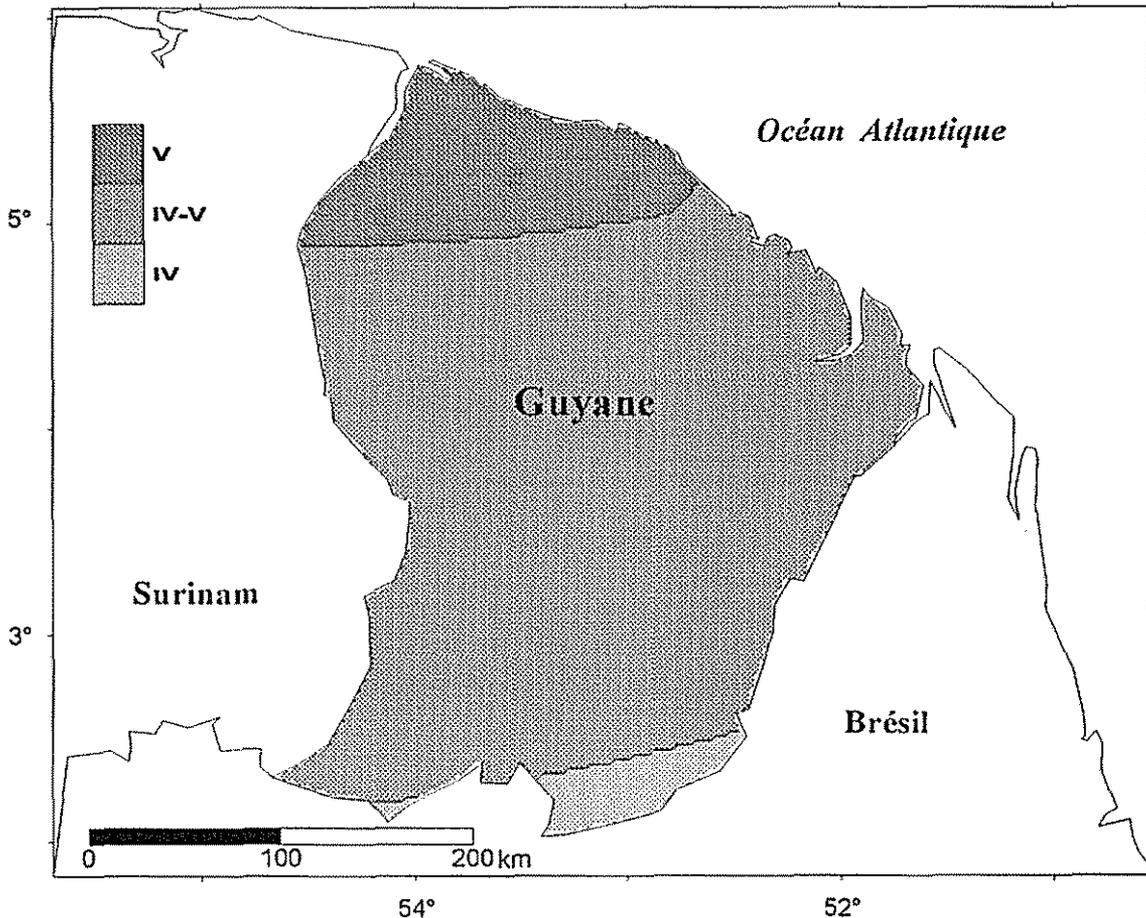


Figure 5 – Zonage sismique de la Guyane pour les installations à "risque spécial".
Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines externes à l'unité.

3.2.3. Exemple d'intensités des SMHV pour le site de Kourou

Le programme *ZONE* permet d'obtenir une description détaillée des zones-sources et des SMHV associés sur un site particulier.

Le tableau 3 présente un exemple de résultats obtenus pour le site du centre spatial du CNES à Kourou (coordonnées 52°37' Ouest, 5°08' Nord). Il est aisé de distinguer l'intensité du SMHV interne ou externe à l'unité, soit grâce à l'indication $I=I_0$ caractérisant le mode d'atténuation de l'énergie sismique, soit à l'identité entre profondeur focale et distance focale.

Dans cet exemple, on obtient $I_{SMHV} = IV-V$.

Zone	Distance focale (km)	Intensité du SMHV au niveau du site	Date du séisme de réf.	Intensité I_0 du séisme de réf.	Mag.	Prof. (km)	Atténuation
S1	1074	IV-V	21/10/1766	X	7,6	60	isoséistes
S4	814	I	15/04/1989	VI-VII	5,7	40	loi Anderson
S5	1054	< III	13/10/1925	?	7,5	10	cf. § 3.1.3
S6	273	I-II	15/08/1965	V	5,0	40	loi Anderson
S7	538	I-II	05/08/1983	VI-VII	5,5	20	loi Anderson
D7	403	II	22/02/1976	VI-VII	4,8	10	loi Anderson
D8	50	IV	17/09/1949	IV	5,0	50	$I=I_0$
D9	166	II-III	16/06/1992	V-VI	4,7	30	loi Anderson

Tableau 3 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Kourou.

3.2.4. Intensité provenant du SMS interne à l'unité

La carte de l'intensité du SMS lointain interne à l'unité contenant la Guyane est présentée sur la figure 6. Elle est obtenue à partir de l'intensité du SMHV interne à l'unité, augmentée de 1 degré.

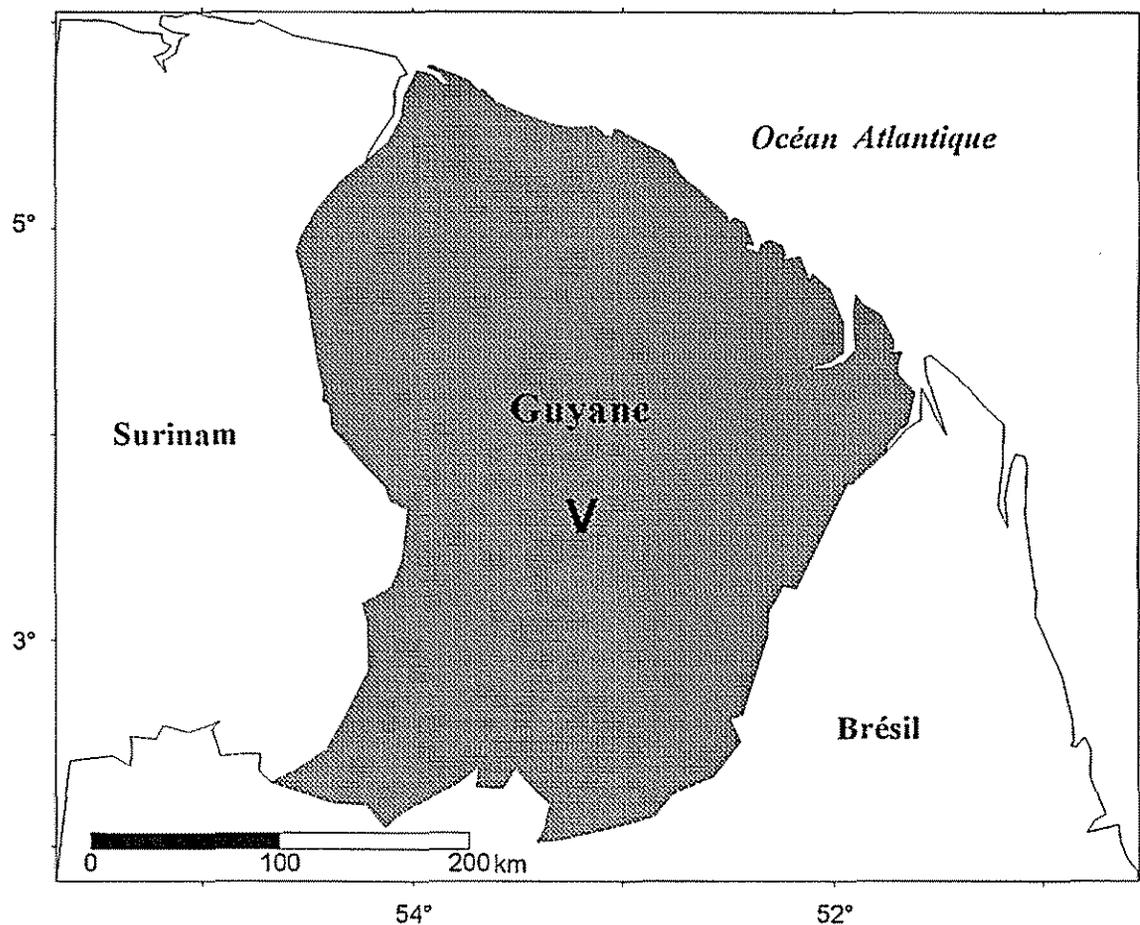


Figure 6 – Zonage sismique de la Guyane pour les installations à "risque spécial".
Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source lointaine interne à l'unité.

3.2.5. Intensités provenant des SMS externes à l'unité

La forme des courbes d'iso-intensités des SMS lointains externes à l'unité contenant la Guyane est tout à fait semblable à celle des courbes d'iso-intensité des SMHV externes à l'unité, puisque les intensités des SMS sont égales à celles des SMHV augmentées de 1 degré. Elles sont représentées sur la figure 7.

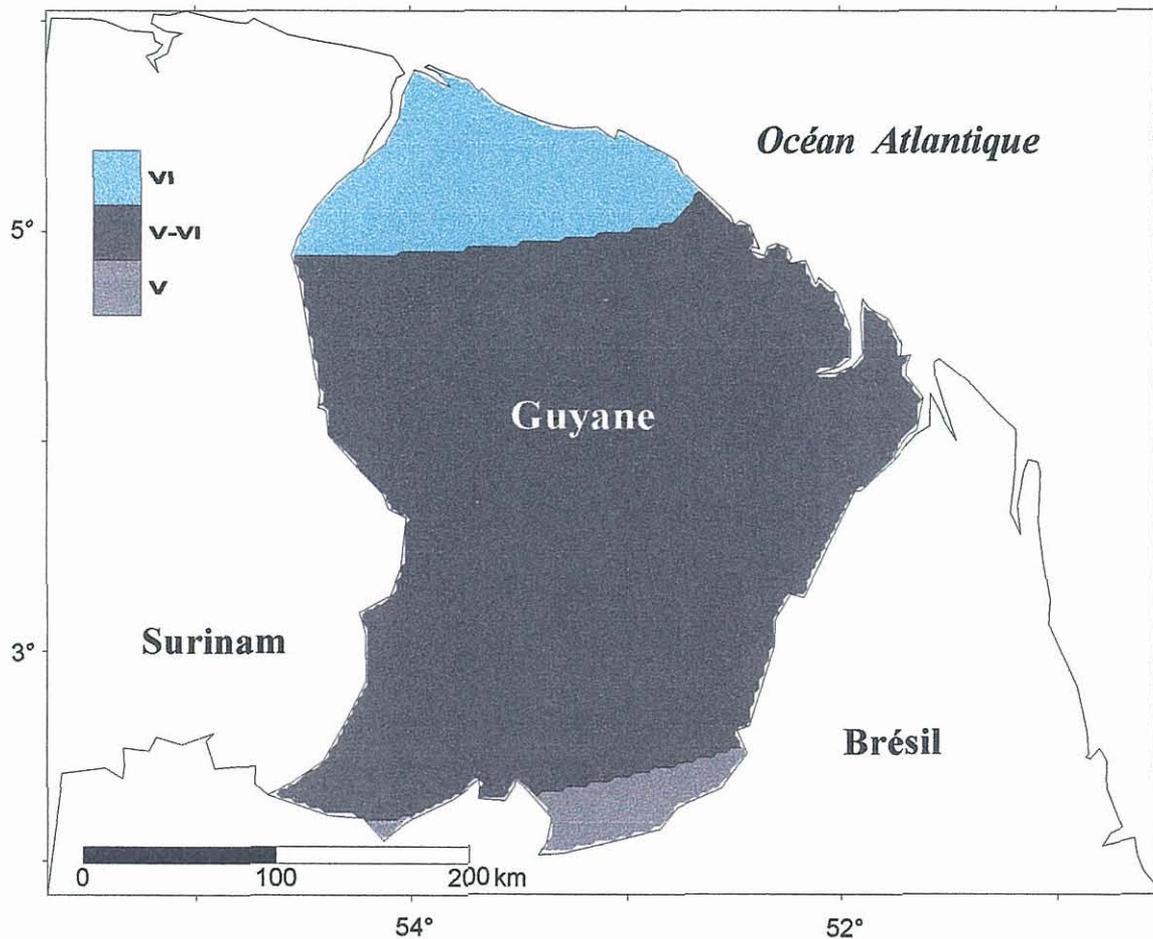


Figure 7 – Zonage sismique de la Guyane pour les installations à "risque spécial".
Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines externes à l'unité.

4. Département de la Réunion

D'après le décret ministériel n°91-461 du 14 mai 1991 (Journal Officiel du 17 mai 1991), l'ensemble de l'île de la Réunion appartient à la zone 0 de sismicité, qualifiée de négligeable, mais non nulle. La Réunion a très récemment fait l'objet d'une étude globale d'évaluation de l'aléa sismique régional, incluant : des bilans de la sismicité historique (Lambert, 1997a) et instrumentale (Samarcq, 1998), une synthèse sismotectonique (Terrier, 1999), suivie d'une détermination des mouvements sismiques de référence (Bour, 1999).

4.1. ZONAGE SISMOTECTONIQUE

L'analyse sismotectonique de la partie occidentale de l'Océan Indien effectuée par le BRGM (Terrier, 1999) a permis d'en proposer un découpage en unités sismotectoniques homogènes (Figure 8). Ce zonage est basé sur un schéma tectonique interprété à partir des connaissances actuelles : observations géologiques et sismiques, caractéristiques de la sismicité, évolution géodynamique de cette partie du globe et localisations des structures héritées des tectogenèses antérieures. Les différentes unités sismotectoniques de cette partie occidentale de l'Océan Indien, sont : la dorsale centrale indienne, le plateau des Chagos, la dorsale Sud-Ouest indienne, le bassin de Madagascar, Madagascar, la ride Davie et le canal du Mozambique.

Les séismes de référence rattachés aux unités sismotectoniques considérées sont déduits de Terrier (1999) et présentés dans le tableau 4. Le plus fort séisme connu est celui du 8 décembre 1951 de magnitude 7,7, rattaché au système de structures sismogènes de la dorsale Sud-Ouest indienne. Il serait susceptible de se produire à une distance minimale de 750 kilomètres de l'île de la Réunion. Aucun séisme de référence localisé à plus de 750 km de la Réunion ne présente des caractéristiques susceptibles d'être plus pénalisantes pour l'île de la Réunion.

4.1.1. Caractéristiques des SMHV lointains

Tout séisme susceptible de se produire à une distance focale supérieure à 10 kilomètres du site est considéré comme source lointaine. Lorsque le séisme de référence est externe à l'unité sismotectonique du site, l'intensité du SMHV sur le site est calculée à partir de l'atténuation de l'intensité ressentie en fonction de la distance minimale envisageable entre le SMHV et le site.

D'après le tableau 4, les séismes du 29 mars 1943 et du 8 décembre 1951, localisés respectivement à 600 km et à 750 km de la Réunion, constituent les sources lointaines les plus pénalisantes pour l'île. Leurs magnitudes ont été mesurées à l'aide

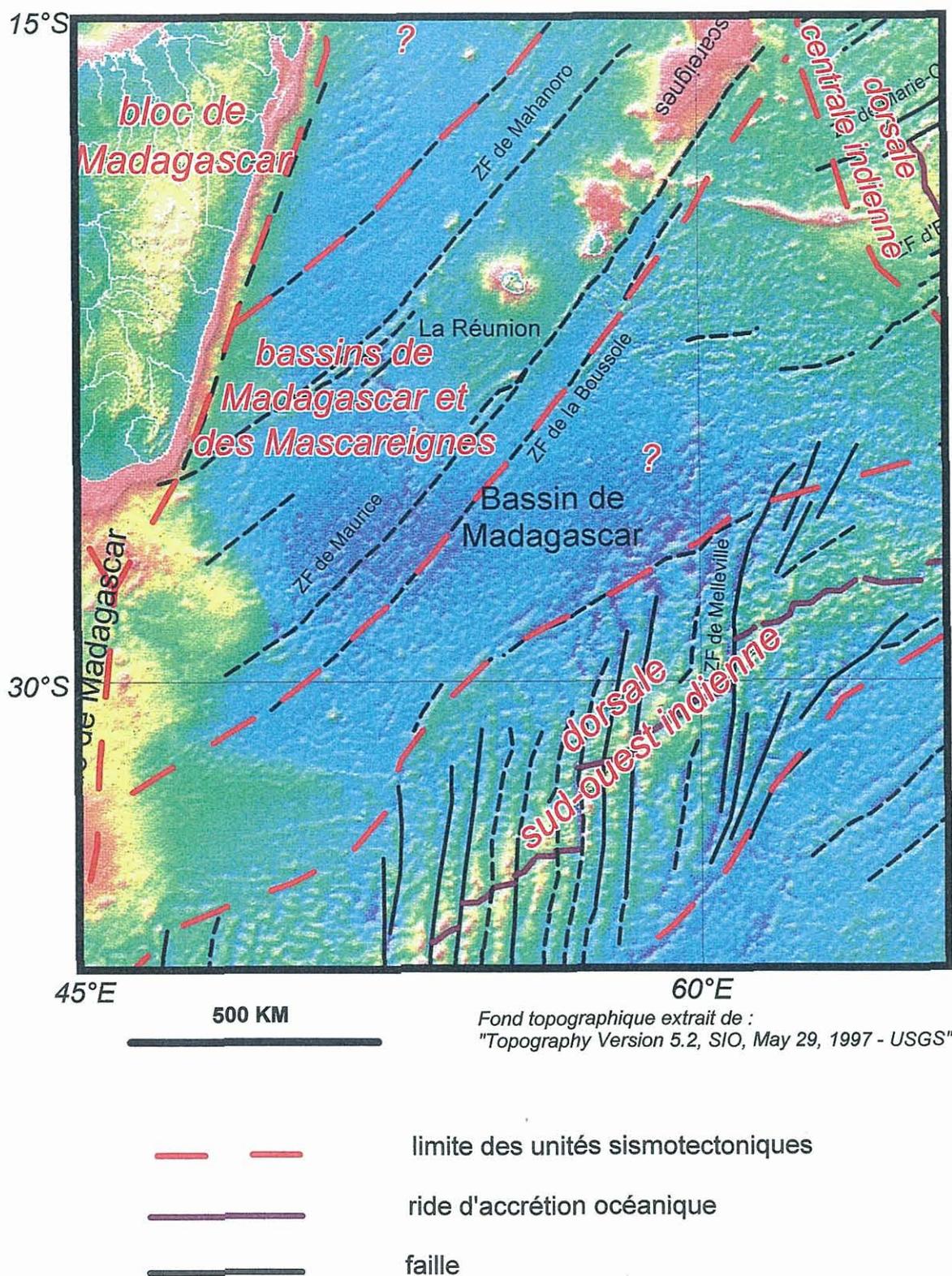


Figure 8 : Extrait de la carte des unités sismotectoniques retenues pour l'évaluation de l'aléa sismique de l'île de la Réunion (d'après Terrier, 1999).

	Séisme de référence		Failles actives les plus probables : mouvement et direction	Distance minimale entre l'unité sismotectonique et la Réunion
	Date	Intensité épiscopentrale ou magnitude		
<i>Bassin de Madagascar</i>	26/08/1751	$I_0 = VII$	Jeu normal ou décrochant-normal, faille NE-SW ?	Réunion \subset unité
<i>Bloc de Madagascar</i>	29/03/1943	$M_S = 6,0$	Jeu normal, dir. NS-NNE-SSW	600 km
<i>Dorsale sud-ouest Indienne</i>	08/12/1951	$M_S = 7,7$	Jeu normal, dir. NNE-SSW à NE-SW, Jeu décrochant, dir. NS	750 km
<i>Dorsale Centrale Indienne</i>	17/09/1995	$M_w = 6,5$ $M_S = 6,0$	Jeu normal, dir. NW-SE à NNW-SSE Jeu décrochant, dir. NW-SE	850 km
<i>Ride de Davie</i>	14/05/1985	$M_w = 6,3$ $M_S = 6,0$	Jeu normal, dir. NS	1250 km
<i>Canal du Mozambique</i>	08/05/1915	$M_S = 6,8$	Jeu normal, dir. subméridienne ?	1450 km
<i>Plateau des Chagos</i>	30/11/1983	$M_w = 7,7$ $M_S = 7,4$	Jeu normal, dir. ESE-WNW	2000 km

Tableau 4 – Unités sismotectoniques et séismes de référence du zonage sismotectonique de l'île de la Réunion (d'après Terrier, 1999).

d'enregistrements effectués par des réseaux sismologiques mondiaux. Leurs profondeurs sont indéterminées. Par contre, pour d'autres séismes s'étant produits dans le système de failles de la dorsale Sud-Ouest indienne ou dans le bloc de Madagascar, les profondeurs focales moyennes données par ces mêmes organismes sont de l'ordre de 10 à 20 kilomètres.

L'énergie libérée par des sources sismiques superficielles a la propriété de s'atténuer rapidement avec la distance. On peut alors se demander si les niveaux d'intensités susceptibles d'être engendrés sur l'île de la Réunion seraient significatifs en terme de mouvements sismiques pour des installations classées. En conséquence, avant de conserver ces sources lointaines, nous effectuons une estimation des intensités maximales qu'elles pourraient induire à la Réunion.

Pour ces séismes localisés pour la plupart en mer, nous ne pouvons en général pas disposer de tracés d'isoseistes. Un modèle d'atténuation de l'intensité avec la distance est alors appliqué. Étant donné la difficulté de trouver des relations conçues à partir de données provenant de l'Océan Indien, nous proposons une loi établie à partir de 66 séismes de l'Est et du centre des Etats-Unis pour des distances épiscopentrals pouvant aller jusqu'à 1000 kilomètres (Anderson, 1978). A partir de l'intensité épiscopentrale I_0 d'un

séisme, cette loi permet de calculer l'intensité I , en un point situé à une distance épacentrale R_e de la source :

$$I = I_0 - 0,00117 R_e - 2,7 \log_{10} R_e + 3,2$$

Le séisme du 29 mars 1943, d'intensité épacentrale VI-VII MSK (Lambert, 1997a), s'est produit sur la côte Ouest de l'île de Madagascar. D'après la relation d'atténuation d'Anderson (1978), son intensité ressentie à la Réunion ne dépasserait pas II, c'est-à-dire sous la limite de perception humaine des secousses du sol.

Le séisme du 8 décembre 1951 s'est produit dans la dorsale Sud-Ouest indienne. Nous ne pouvons donc pas connaître son intensité épacentrale, ce qui permettrait d'effectuer le même type d'estimation que pour le séisme du 29 mars 1943. Par contre, nous pouvons déterminer les accélérations horizontales maximales (ou PGA, Peak Ground Acceleration), à l'aide de lois d'atténuation adaptées autant que possible aux spécificités de séismes très lointains. Les lois d'atténuation du mouvement du sol étant destinées à simuler des mouvements forts, de telles relations sont très rares pour des distances supérieures à 400 kilomètres. Et lorsqu'elles existent, elles concernent essentiellement les séismes de subduction. Étant donné le contexte tectonique à caractère extensif de l'Océan Indien, nous avons exclu les lois caractérisant des régions en régime compressif. Par conséquent, les lois valides pour des événements se produisant à grandes distances de la Réunion sont peu nombreuses. Seules deux lois compilées à partir d'enregistrements de séismes mondiaux sont disponibles :

- celle de Abrahamson et Litehiser (1989) :

$$\log_{10} \text{PGA} = -0,62 + 0,177 M_S - 0,982 \log_{10} (R_h + e^{0,284 M_S}) - 0,0008 R_h$$

- celle de Dahle *et al.* (1990) :

$$\ln \text{PGA} = -4,541 + 0,849 M_S - 5/6 \ln R_h - 0,00418 R_h$$

avec : PGA exprimé en g
 M_S magnitude d'ondes de surface
 R_h distance focale ou hypocentrale

Les PGA présentés dans le tableau 5, sont calculés pour un séisme placé à la distance maximale autorisée par les lois, c'est-à-dire 400 kilomètres dans les deux cas. Par rapport à ces valeurs, les PGA réellement produits à 600 ou à 750 kilomètres de la source seraient encore plus faibles.

Ces déterminations confirment les observations effectuées à partir d'enregistrements de séismes à grandes distances, à savoir que les niveaux d'accélération du sol à hautes fréquences sont insignifiants : ils ne dépasseraient pas le centième de g à la Réunion.

Région	Loi d'atténuation	PGA M=6,0 à 600 km	PGA M=7,7 à 750 km
Monde	Abrahamson et Litchiser (1989)	< 4 mg	< 8 mg
	Dahle <i>et al.</i> (1990)	< 3 mg	< 10 mg

Tableau 5 – Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à la Réunion par un séisme lointain.

Grâce à des corrélations empiriques entre intensité ressentie et PGA enregistré, il est possible d'évaluer une valeur maximale d'intensité correspondant au centième de g. Nous avons utilisé trois relations de corrélations qui servent généralement de référence. Elles sont toutes les trois basées sur des données essentiellement californiennes :

$$I_{MM} = 3,33 \log_{10} \text{PGA} - 0,047 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Trifunac et Brady (1975)

$$I_{MM} = 4,0 \log_{10} \text{PGA} - 1,0 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Murphy et O'Brien (1977)

$$I_{MM} = 2,20 \log_{10} \text{PGA} + 1,00 \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

Wald *et al.* (1999)

Les trois lois fournissent la même valeur d'intensité III à III-IV sur l'échelle de Mercalli modifiée (MM) correspondant à un PGA de 0,01 g.

Les ordres de grandeur calculés sont donc bien inférieurs aux niveaux d'agression sismique menaçants pour les structures. Même si le contenu à basses fréquences de la réponse d'un fort séisme localisé à grandes distances est dominant sur un spectre de réponse, il reste toujours nettement inférieur aux valeurs critiques vis-à-vis des installations classées.

L'ensemble de ces éléments montre qu'aucun des séismes de référence situés à des distances supérieures à 500 kilomètres de la Réunion, n'est en mesure d'induire des mouvements du sol significatifs sur l'île. Leurs intensités SMHV sur l'île ne peuvent pas être supérieures à IV et les accélérations maximales du sol ne dépasseraient pas 0,01 g. Par conséquent, ces sources ne sont pas retenues pour le calcul des intensités macrosismiques maximales susceptibles d'être induites par les SMHV et par les SMS, en tout point de l'île de la Réunion.

4.1.2. Caractéristiques du SMHV proche

Tout séisme susceptible de se produire à une distance focale voisine de 10 kilomètres du site est considéré comme source proche. Le séisme du 26 août 1751 répond à ce critère, car d'après les données historiques, l'épicentre serait localisé au voisinage de la commune

de St-André, à une dizaine de kilomètres de profondeur (Lambert, 1997a). Ce séisme est rattaché à l'unité sismotectonique des bassins de Madagascar et des Mascareignes et son intensité épacentrale a été estimée à VII MSK.

La solution la plus pénalisante du SMHV lui correspondant, consiste à le considérer comme pouvant se produire au droit de tout point de l'île. L'intensité du SMHV est dans ce cas égale à l'intensité épacentrale du séisme de référence, c'est-à-dire VII en tout point de l'île de La Réunion.

Malheureusement, les caractéristiques focales (magnitude, profondeur focale) de ce séisme de référence ont difficilement pu être appréhendées, car nous ne disposons que de très peu d'informations sur ce séisme. D'une part, il appartient à la période historique antérieure aux enregistrements instrumentaux, ce qui exclut toute localisation spatiale précise et tout calcul de magnitude. D'autre part, il était trop faible pour avoir donné lieu à une surface pléistoséiste importante (les observations macrosismiques sont uniquement localisées à proximité de l'épicentre).

Ni la profondeur, ni la magnitude de ce séisme n'étant suffisamment contrainte par les données historiques, des analyses quantitatives ont été effectuées (Bour, 1999). Elles ont consisté en des corrélations entre les différents paramètres de la source, ainsi qu'une étude de sensibilité sur ces valeurs. Les caractéristiques focales du SMHV sont directement déduites de celles du séisme de référence et données dans le tableau 6.

En l'absence de source lointaine influente, le séisme de référence s'avérant le plus pénalisant pour l'île de la Réunion est le séisme du 26 août 1751 d'intensité épacentrale estimée à VII. En l'état actuel des connaissances, aucun autre séisme de référence n'est susceptible de conduire à des mouvements plus pénalisants sur l'île de la Réunion.

Séisme de référence	26 août 1751
Intensité épacentrale (MSK)	VII
Profondeur focale (km)	10
Magnitude	5,0
Distance focale minimale au site (km)	10
Intensité du SMHV (MSK)	VII
Intensité du SMS (MSK)	VIII

Tableau 6 – Source retenue pour la détermination du SMHV sur l'île de la Réunion.

4.2. CALCUL DES INTENSITES DU SMHV ET DU SMS

4.2.1. Intensité provenant du SMHV proche

La figure 9 représente la carte de l'intensité SMHV produite par application de la démarche globale évoquée au paragraphe 2.3 sur les données propres à l'île de la Réunion. L'intensité I_{SMHV} prend naturellement la valeur de l'intensité épicentrale du SMHV proche, c'est-à-dire VII MSK.

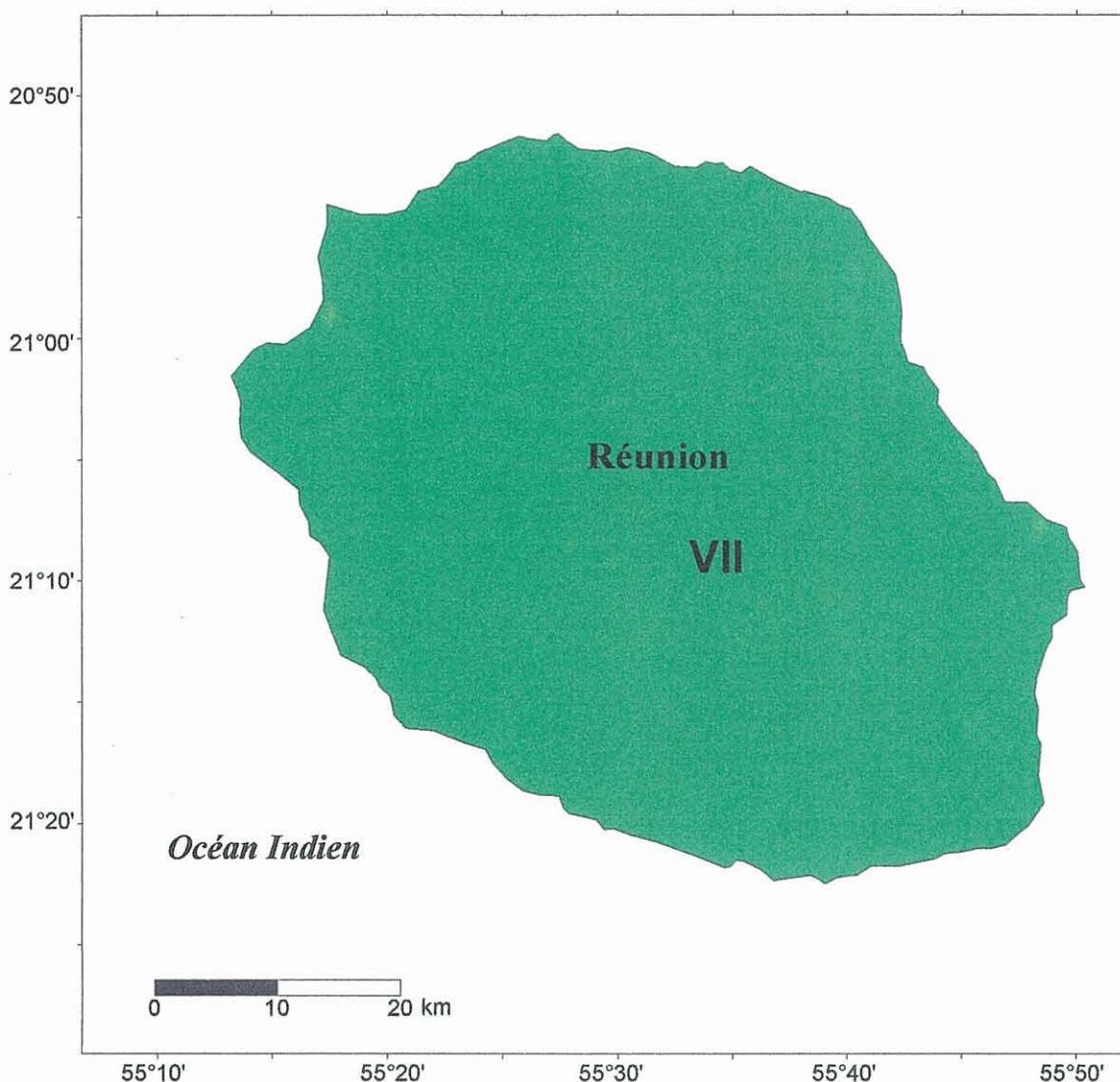


Figure 9 – Zonage sismique de la Réunion pour les installations à "risque spécial".
Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant de la source proche.

4.2.2. Intensité provenant du SMS proche

Conformément à la circulaire d'application du 27 mai 1994, le calcul des spectres de réponse au SMS proche peut s'établir de la même manière que pour le séisme lointain, c'est-à-dire à partir de relations d'atténuation du mouvement sismique avec la distance, mais en utilisant celles disponibles en champ proche.

En conséquence, la carte des intensités I_{SMS} est également donnée dans cette étude pour les séismes proches. Elle est obtenue en augmentant d'une unité l'intensité SMHV et fait l'objet de la figure 10.

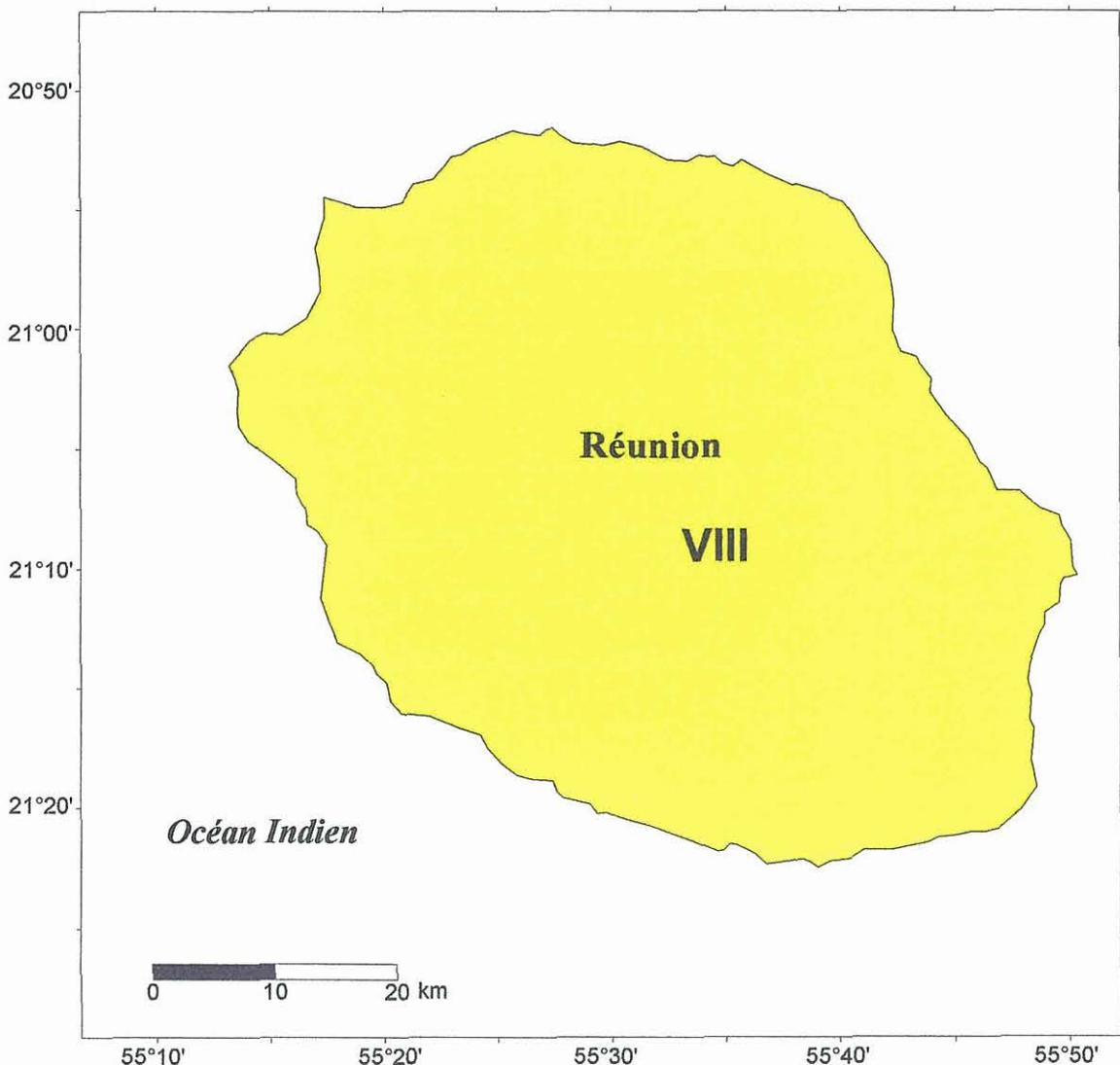


Figure 10 – Zonage sismique de la Réunion pour les installations à "risque spécial".
Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source proche.

5. Départements de la Guadeloupe et de la Martinique

Les départements français des Antilles constituent en France la zone où le risque sismique est le plus contraignant, comme l'indique le décret ministériel n°91-461 du 14 mai 1991, qui place en zone de sismicité III (coefficient le plus élevé à l'échelon national), les îles de la Guadeloupe et de la Martinique. Depuis une quinzaine d'années, l'archipel de la Guadeloupe, les îles de Saint Martin, de Saint Barthélemy et l'île de la Martinique, ont fait l'objet de nombreuses études consacrées à l'évaluation de l'aléa sismique régional. Citons en particulier celles réalisées durant la période 1986 - 1990 lors d'un programme global de réduction du risque sismique (Godefroy *et al.*, 1990, 1991), qui ont permis de proposer une subdivision de la zone III en trois zones homogènes du point de vue de l'aléa régional. En 1998, sur la base de nouvelles connaissances, de nouveaux zonages régionaux ont été établis pour les deux îles (Vermeersch et Bour, 1998a, 1998b). Ils incluent la définition des mouvements sismiques de référence sous la forme de spectres de réponse élastiques "au rocher horizontal affleurant", à retenir pour l'application des règles parasismiques de construction pour les ouvrages "à risque normal".

5.1. SEISMES DE REFERENCE DANS LEUR CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Actuellement, il n'existe pas de zonage sismotectonique des Antilles destiné à l'application des règles parasismiques aux ouvrages dits "à risque spécial". Par contre, ces régions ayant été sévèrement touchées par des tremblements de terre au cours des trois derniers siècles, les plus forts séismes historiques paraissent relativement bien identifiés et leur rattachement aux structures tectoniques régionales est également analysé.

Il est probable que dans les années à venir, grâce à des recherches complémentaires, le catalogue de sismicité historique de l'arc de la Caraïbe devienne de plus en plus complet (nombre de séismes historiques référencés, précision de leurs caractéristiques). Néanmoins, les récents travaux de sismicité historique entrepris sur l'arc de la Caraïbe (Lambert, 1999) montrent qu'il existe encore de nombreuses sources ou archives macrosismiques non exploitées.

L'Est Caraïbes correspond à une marge active liée à la subduction de la plaque Amérique sous la plaque Caraïbe, avec un taux de convergence moyen annuel estimé à deux centimètres, une direction WNW-ESE et un plan dont le plongement varie selon les secteurs : voisin de 50 degrés au niveau de la Guadeloupe et de 60 degrés au niveau de la Martinique (Figure 11). Les caractéristiques de cette subduction (faible vitesse de convergence entre plaques, âge élevé de la croûte subductée) semblent justifier un niveau d'activité sismique relativement modéré par rapport à d'autres zones de subduction dans le monde.

Des caractéristiques géodynamiques, morphologiques et structurales décrites dans Godefroy *et al.* (1990, 1991), il ressort que, conformément à un dispositif classique des zones de subduction, l'Est Caraïbes peut être subdivisé en deux domaines associés à un régime tectonique différent (Figure 12) :

- une partie externe, en compression, correspondant au prisme d'accrétion de la Barbade, où s'observent plis, failles inverses et décrochements. Les forts séismes de subduction sont rares et de magnitude maximale de l'ordre de 7,5 à 8. Parmi eux, vraisemblablement, l'événement interplaque du 8 février 1843 constitue le séisme de subduction le plus fort connu, d'intensité épiscopentrale estimée supérieure à IX-X ;
- une partie interne, en distension, correspondant à la plaque Caraïbe, où s'observent des failles normales. En effet, la subduction des rides asismiques de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie, appartenant à la plaque Amérique, sous la plaque Caraïbe, peut provoquer de forts séismes, par réactivation de failles normales majeures au sein de la plaque Caraïbe. Le séisme du 8 octobre 1974 ($M_s = 7,5$) en constitue un exemple.

La plupart des secousses ressenties sur les archipels antillais proviennent de séismes lointains. Toutefois, il existe aussi une sismicité locale générée par des sources proches superficielles, certes faible en regard des données instrumentales récentes, mais beaucoup plus significative après révision des données historiques (Godefroy *et al.*, 1990). Deux séismes destructeurs en Guadeloupe, 16 mai 1851 ($I_0 = VII$) et 29 avril 1897 ($I_0 = VIII$) sont ainsi rattachables à des sources locales, très proches de villes importantes, comme Capesterre-Belle-Eau et Pointe-à-Pitre. Par conséquent, l'événement du 29 avril 1897 est retenu comme séisme de référence caractéristique des sources sismiques proches.

L'étude de la sismicité des Antilles, replacée dans son contexte géodynamique, structural et néotectonique (Godefroy *et al.*, 1990, 1991), a donc permis d'identifier trois principaux types de source sismique, détaillés dans les paragraphes suivants. Comme on cherche à identifier les sources sismiques susceptibles d'engendrer des effets significatifs en Guadeloupe et en Martinique, on ne retient, ni les séismes profonds dans la plaque Atlantique plongeante, ni les séismes superficiels dans la plaque Atlantique à l'Est de la fosse. Situés à des distances supérieures à la centaine de kilomètres, ils auraient des effets moindres que ceux du type 1843 ou 1974.

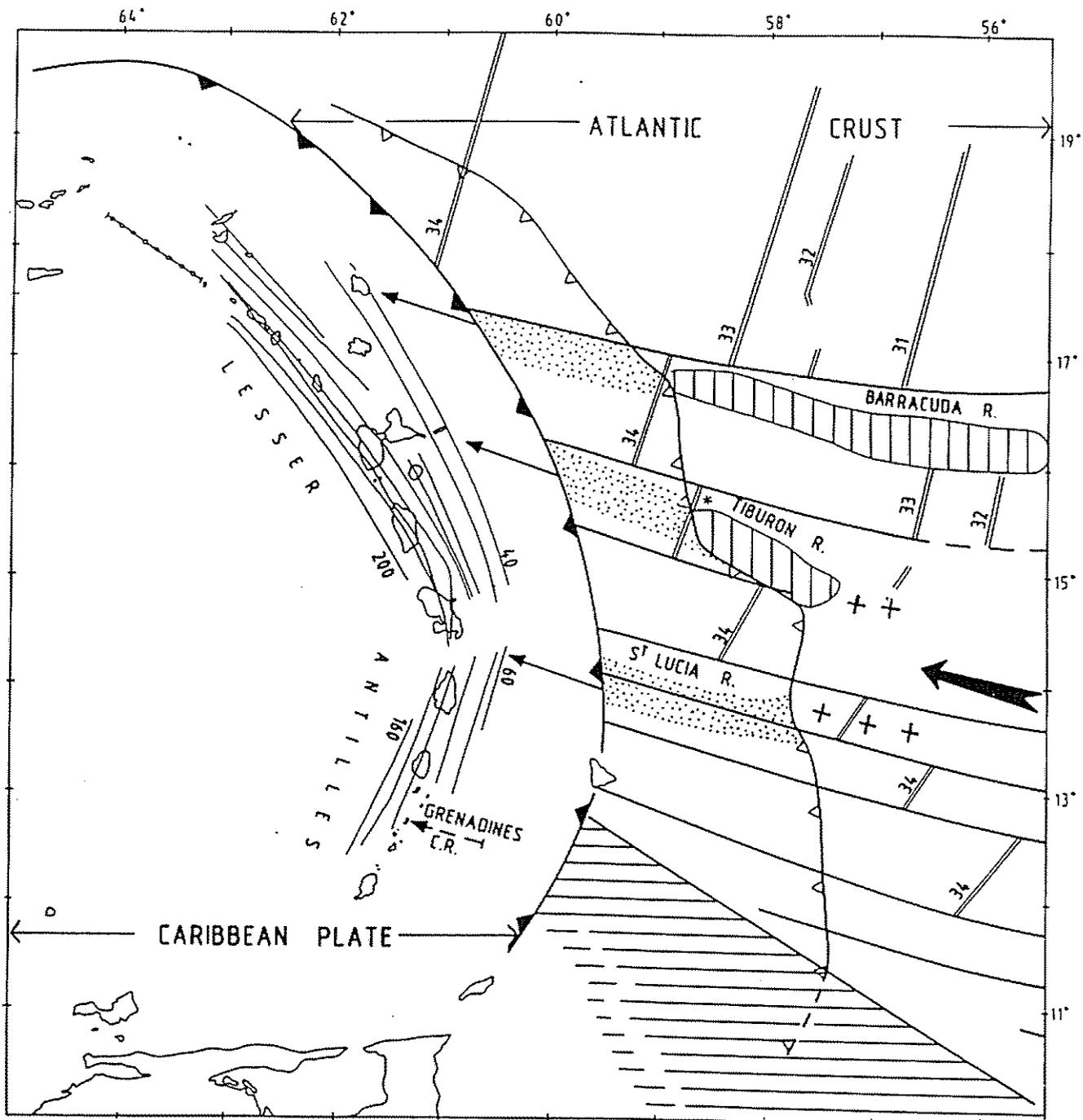


Figure 11 - Structure et subduction de la croûte océanique atlantique et de ses rides asismiques sous la plaque Caraïbes (d'après Bouysse et Westercamp, 1988).

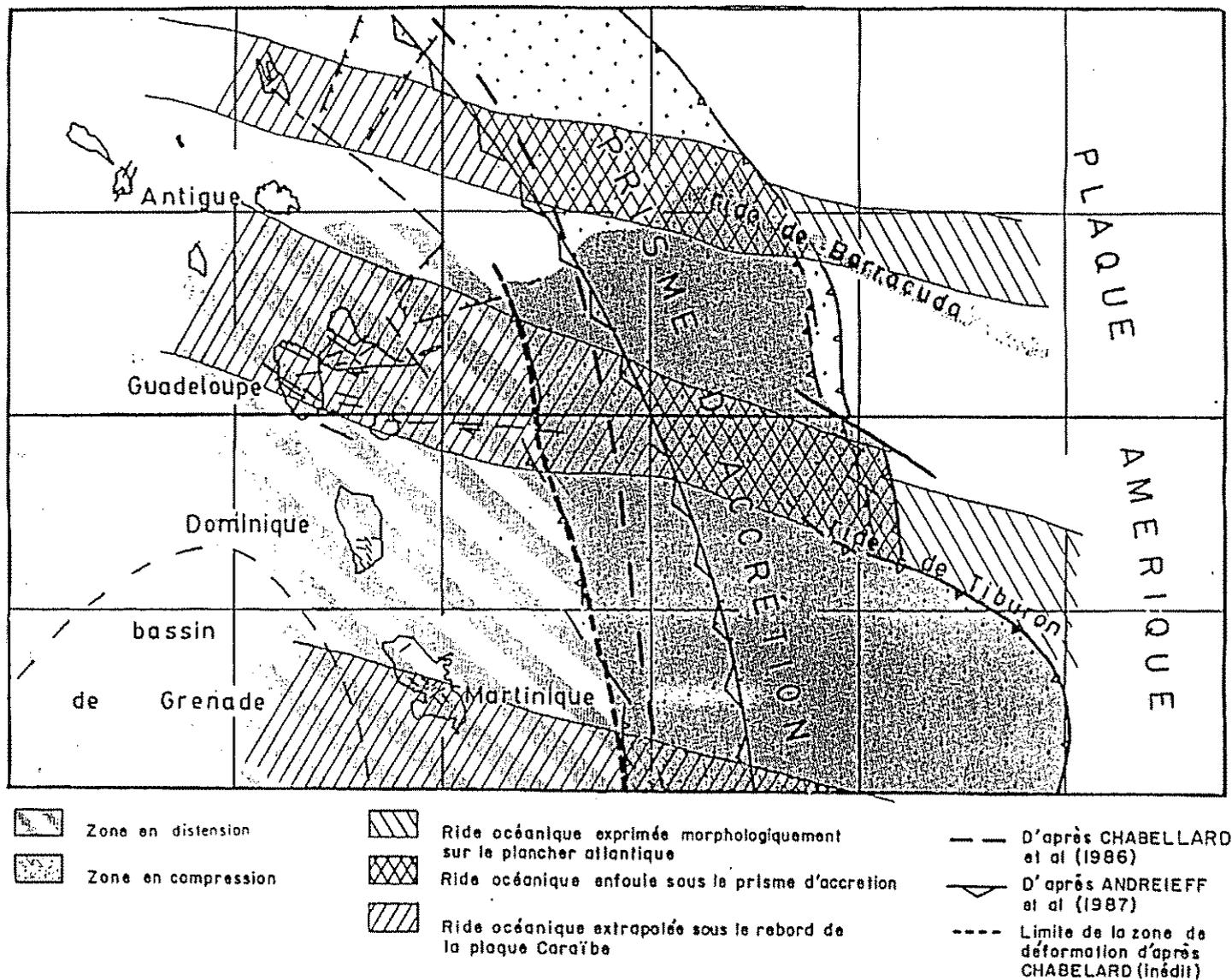


Figure 12 – Zonation néotectonique de l'arc des Petites Antilles (d'après Chabellard et al., 1986).

5.1.1. Caractéristiques des SMHV proches

Le tremblement de terre du 29 avril 1897 a été bien identifié en tant que source superficielle et proche de la Guadeloupe. Il a été localisé dans le Petit Cul de Sac Marin (Godefroy *et al.*, 1990). Ses caractéristiques focales sont : une intensité épacentrale de VIII, une magnitude de 5,5 et une profondeur focale de 5 km (Tableau 7). Le mécanisme le plus probable de rupture correspond à une faille normale.

Les îles de la Guadeloupe et de la Martinique présentent une structuration caractéristique : à terre, en système de horsts et grabens ; en mer, en vallées et hauts-fonds. Cette structure est contrôlée par des failles normales, dont le rejeu synsédimentaire récent est établi pour plusieurs d'entre elles. Les accidents géologiques repérés à terre affectent des formations dont les plus anciennes sont datées d'environ 3,5 millions d'années. L'activité la plus probable aujourd'hui des failles susceptibles d'engendrer des secousses sismiques, correspond à un jeu en faille normale d'orientation variable. Il est justifié d'admettre que des séismes superficiels du type 1897 ayant eu lieu en Guadeloupe, peuvent se produire à la verticale de tout point de l'archipel.

En Martinique en revanche, la sismicité locale, assez significative en terme de fréquence des secousses au cours des dernières décennies, ne s'est pour l'instant manifestée que par des magnitudes mineures ($M \leq 4,5$; $I_0 \leq VI$). Par contre, elle vient confirmer l'activité de plusieurs failles, déjà répertoriées par des indices de déformations géologiques récentes pouvant leur être associés. En présence d'un contexte géodynamique comparable et dans l'état actuel des connaissances, nous considérons des caractéristiques en source proche identiques sur les deux îles, c'est-à-dire une intensité épacentrale VIII, une magnitude de 5,5 et une profondeur focale de 5 kilomètres (Tableau 7).

Sur les îles de Saint-Barthélemy et Saint-Martin, situées à 250 km au Nord-Ouest de la Guadeloupe, les sources proches seront considérées du même type. Aucune secousse historique ne semble attester d'une activité locale aussi importante que pour ce qui concerne la Martinique et la Guadeloupe. De plus, par rapport au contexte géodynamique, l'arc de subduction y est plus éloigné. La sismicité instrumentale y est plus faible en terme de fréquence et de magnitude (Figure 13). D'après le fichier de sismicité de Harvard, le plus fort séisme enregistré dans la zone des îles du Nord, de magnitude M_w 5,3, a eu lieu le 18 novembre 1990. Il a été fortement ressenti à St-Martin (intensité V). Nous avons donc retenu un séisme de référence proche d'intensité épacentrale VII-VIII, de magnitude moyenne 5,3 et de profondeur focale égale à 5 km.

Séisme de référence	29 avril 1897	8 février 1843	8 octobre 1974
Magnitude	5,5*	7,5 à 8,0	7,5
Profondeur focale	5 km	30 km	25 km
Intensité épiscopentrale	VIII	≥ IX-X	IX
Mécanisme	faille normale	faille inverse	faille normale
Localisation	intraplaque caraïbe	interface plaques	intraplaque caraïbe
Distance focale minimale	5 km	50 km	25 km

Tableau 7 – Caractéristiques des sources retenues pour la détermination des SMHV aux Antilles françaises.

5.1.2. Caractéristiques du SMHV lointain interplaque

Le plus fort séisme de subduction connu dans l'arc des Petites Antilles correspond à un mécanisme en chevauchement à l'interface entre les plaques Atlantique et Caraïbes. Il s'agit du séisme du 8 février 1843, qui a été responsable de plus de 1500 morts à Pointe-à-Pitre. Il a été localisé à une cinquantaine de kilomètres au Nord de Grande Terre. Sa magnitude a été estimée de l'ordre de 7,5 à 8,0 (Bernard et Lambert, 1988). La profondeur moyenne du foyer, c'est-à-dire le centre de la zone de rupture, est de l'ordre de 30 km. Une intensité maximale de IX a été atteinte sur la partie nord-orientale de la Guadeloupe. Son intensité épiscopentrale a probablement été égale ou supérieure à IX-X.

Le séisme de référence du 8 février 1843, caractéristique de la subduction inter-plaque Caraïbes/Atlantique, est retenu tout le long de l'arc de subduction, depuis la Martinique jusqu'au îles du Nord, Saint Martin et Saint Barthélémy.

La particularité géométrique d'un contexte compressif de subduction nécessite de ne pas uniquement considérer un séisme de référence susceptible de se reproduire le long de l'arc de subduction à la même profondeur que celui de 1843, mais également de supposer que ce type d'événement peut avoir lieu à d'autres profondeurs au niveau de l'interface de la plaque Atlantique plongeante. On est donc amené à déplacer le séisme de référence non seulement dans le plan horizontal le long de l'arc de subduction, mais également en profondeur le long de la partie superficielle peu pentée de la plaque subductée. En accord avec les coupes schématiques des figures 14 et 15, le tableau 8 résume les caractéristiques géométriques de l'interface supérieure entre les plaques Atlantique et Caraïbes. A défaut d'informations précises sur la géométrie du plan de subduction à la latitude des îles du Nord, et en raison essentiellement de la faible sismicité de la région, on y adoptera la géométrie de subduction présente en Guadeloupe.

* pour les îles de Saint-Martin et Saint-Barthélémy, la magnitude est prise à 5,3.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

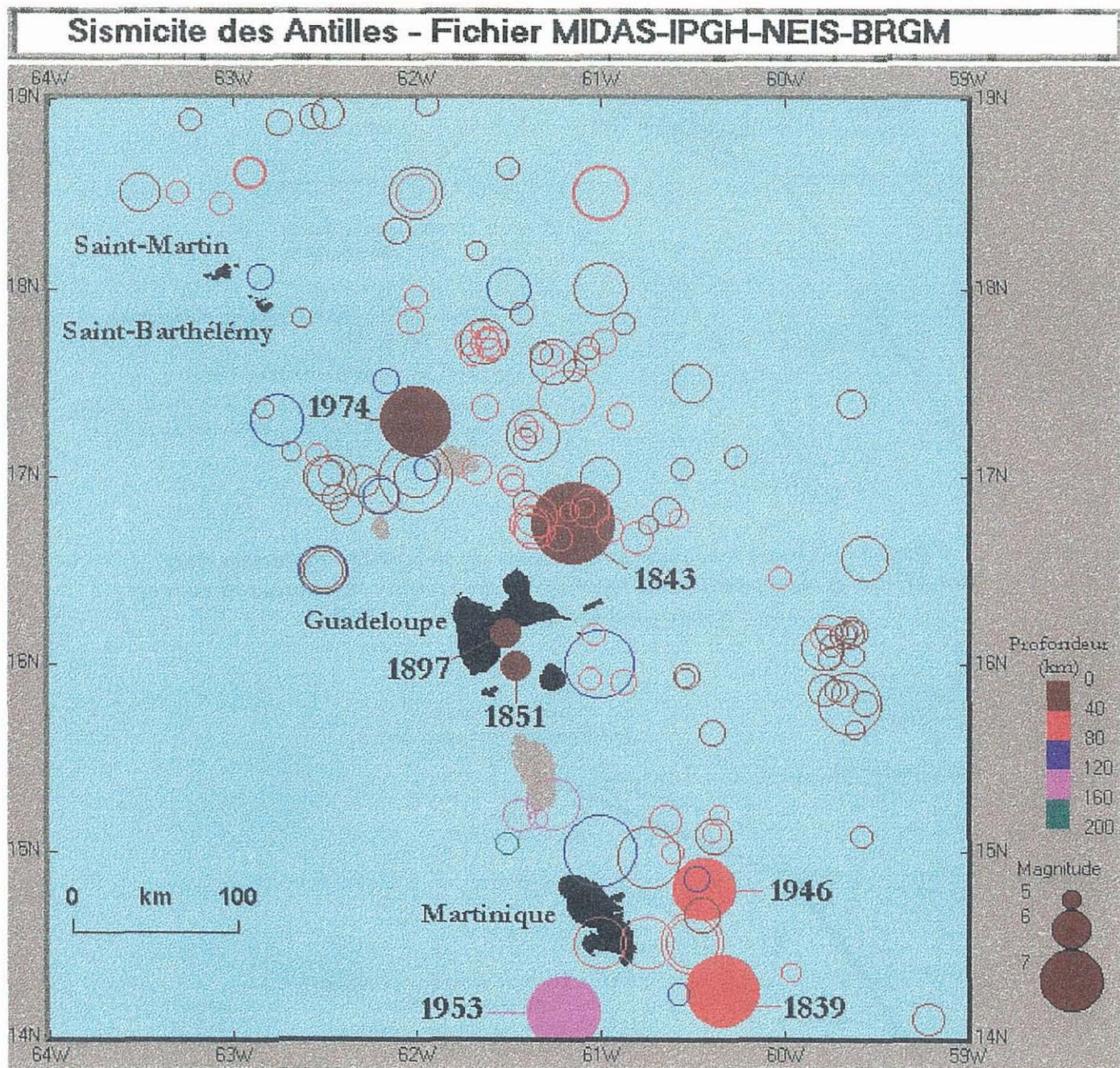


Figure 13 – Sismicité de l'arc des Petites Antilles (1690-1999) d'après les fichiers BRGM-MIDAS – IPGH – NEIC (Tanner et Shepherd, 1997).

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

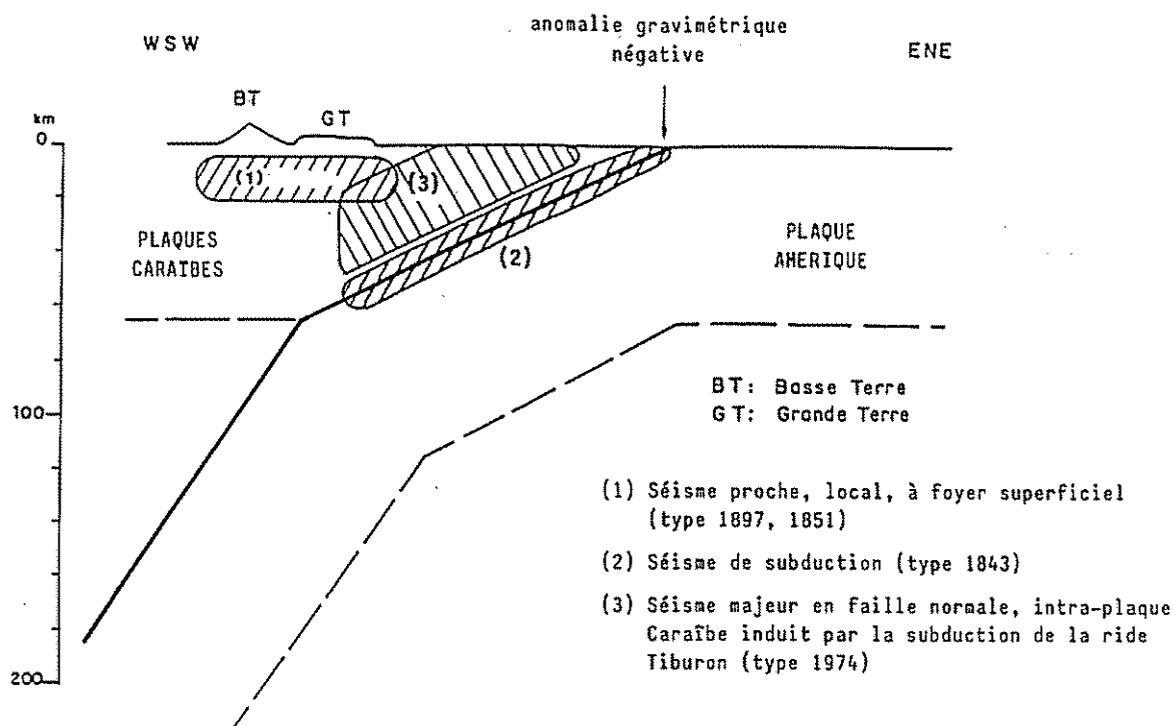
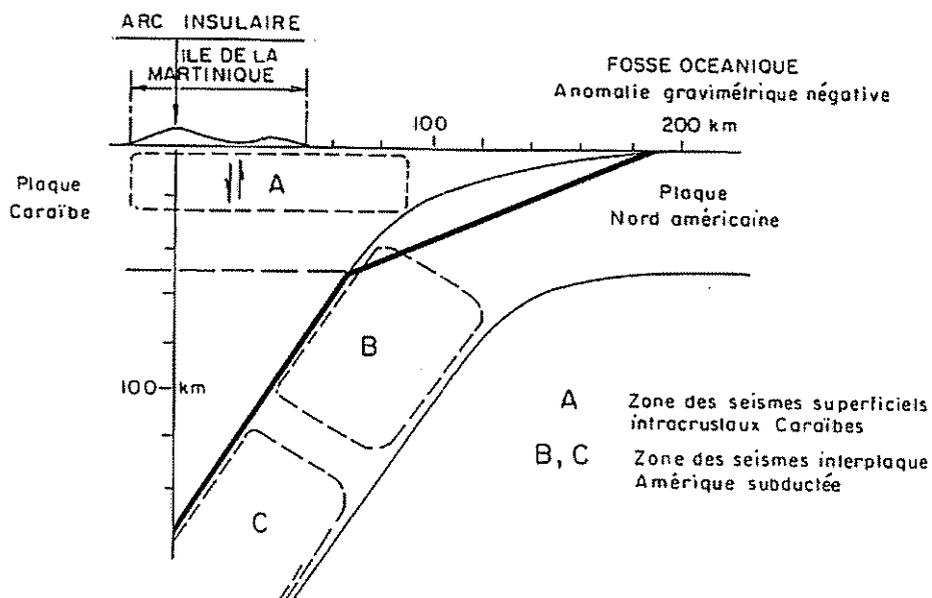


Figure 14 – Coupe schématique de la zone de subduction au niveau de la Guadeloupe et aires possibles de localisation des sources sismiques retenues en Guadeloupe (d'après Godefroy et al., 1990).



SOURCE DE TYPE II : SEISME INTERPLAQUE AMERIQUE SUBDUCTEE A L'EST ET A L'APLOMB DE LA MARTINIQUE (TYPE 1839, 1946 : B - 1953 : C)

SOURCE LOCALE EN FAILLE NORMALE : A

Figure 15 – Coupe schématique de la zone de subduction au niveau de la Martinique (d'après Godefroy et al., 1991).

Le mode de calcul spécifiquement développé pour tenir compte de cette configuration géométrique est explicité dans le paragraphe 5.2.1.

	Guadeloupe	Martinique
plus courte distance en surface	110 km	140 km
pendage	25°	25°
profondeur de la rupture de pente	65 km	50 km

Tableau 8 – Caractéristiques géométriques de la partie supérieure de la plaque Atlantique au niveau de la Guadeloupe et de la Martinique (Fig. 14 et 15).

Nous admettons qu'un séisme type 1843 peut se produire à l'interface des plaques Caraïbes et Atlantique entre la surface et 65 km de profondeur. A partir des courbes isoséistes réelles du séisme de 1843 (Figure 16), nous avons dérivé une relation d'atténuation de l'intensité avec la distance, qui puisse être applicable dans cette gamme de profondeurs focales. Pour cela, nous adoptons la formulation générale de Sponheuer (1960), qui définit la différence entre l'intensité épiscopale I_0 et l'intensité ressentie I en fonction de la distance focale R_h et de la profondeur focale h :

$$I_0 - I = B \log_{10} (R_h / h) + C (R_h - h)$$

Étant donné la profondeur focale fixée en moyenne à 30 km et les couples distance-intensité déduits des tracés isoséistes, les coefficients B et C sont déterminés à l'aide d'une procédure itérative. L'atténuation du séisme du 8 février 1843 est ainsi caractérisée par la relation :

$$I_0 - I = 2,26 \log_{10} (R_h / h) + 0,0065 (R_h - h) \quad (1)$$

Sur la figure 16, nous pouvons vérifier la bonne concordance entre les courbes isoséistes réelles et les cercles dérivés de notre relation d'atténuation. Ce type de formulation permet d'intégrer la décroissance plus forte de l'intensité avec la distance focale, lorsque la profondeur du séisme diminue.

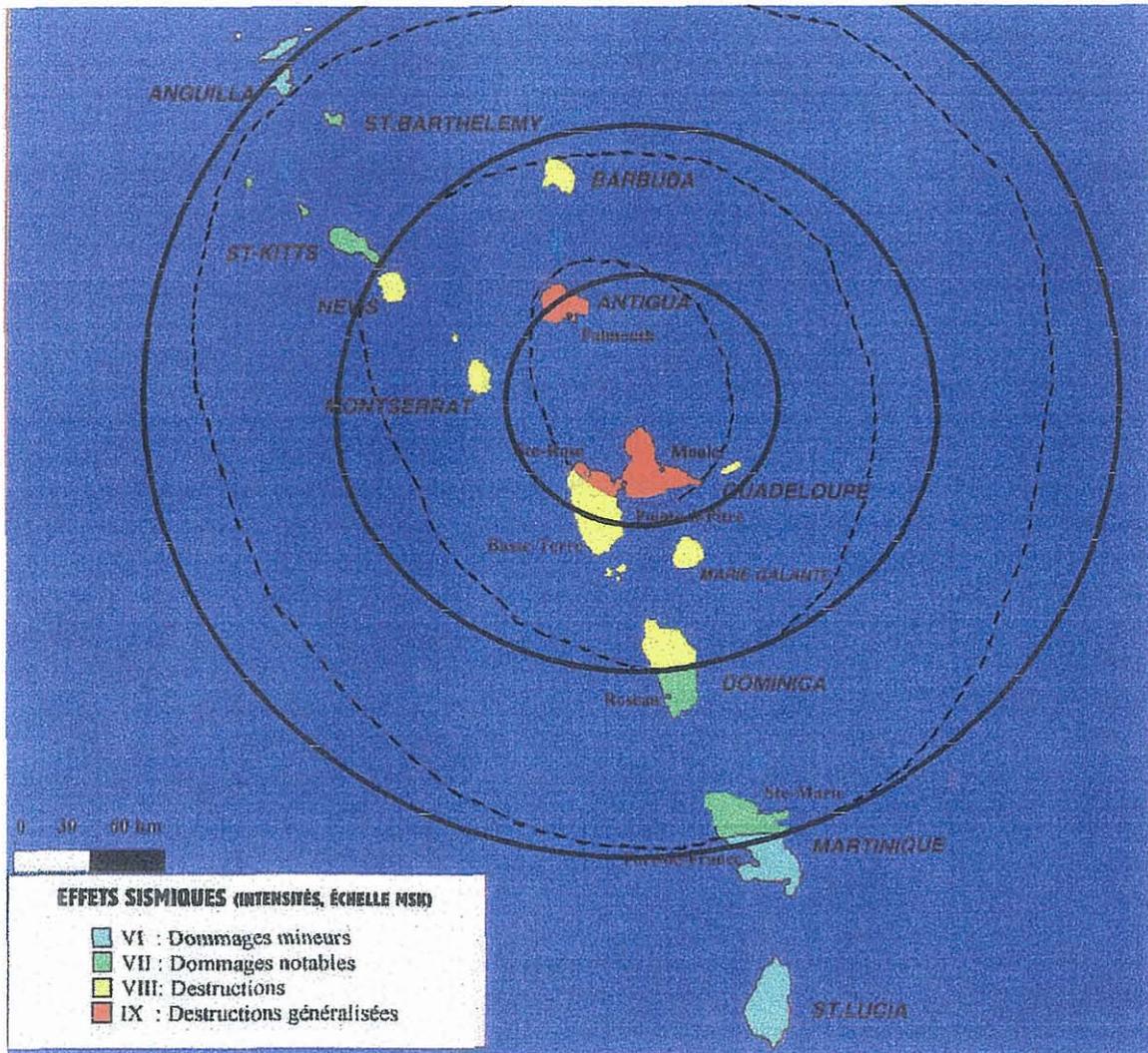


Figure 16 – Courbes isoséistes pour le séisme de Guadeloupe du 8 février 1843. tracé réel en traits tirets ; tracé simplifié en traits pleins (modifié d'après Lambert, 1997b).

5.1.3. Caractéristiques du SMHV lointain intraplaque

Parmi les sources sismiques du domaine intraplaque Caraïbes en distension, celui d'Antigua du 8 octobre 1974 est le plus représentatif pour avoir été le plus fort, avec une magnitude M_S estimée à 7,5 par Tomblin et Aspinall (1975). D'après la localisation des foyers des répliques, Mc Cann *et al.* (1982) établissent que la rupture associée à ce choc s'étend entre 10 et 40 km de profondeur. Sa profondeur focale moyenne est donnée à 25 km (Godefroy *et al.*, 1990). Le mécanisme au foyer traduit une rupture en faille normale sur un plan plongeant vers le Sud-Est, orienté transversalement par rapport à la direction régionale de l'arc des Petites Antilles.

La rupture du séisme du 8 octobre 1974 est interprétée comme une conséquence de la subduction de la ride Barracuda sous la plaque Caraïbes (Figure 12). Mc Cann *et al.* (1982) admettent qu'un effet similaire à celui produit par la ride de Barracuda pour le séisme de 1974 est reproductible sur les autres rides subductées du même type : ride de Tiburon et ride de Ste Lucie. Par ailleurs, il semble y avoir une plus forte concentration de la sismicité au niveau de ces rides (figures 12 et 13). D'après ces différents éléments, on admet la possibilité d'un séisme de type 1974 dans les domaines intra-plaque Caraïbes limités par les trois rides subductées, Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie. Le déplacement du séisme de référence de 1974 est donc limité, d'une part en surface à l'intérieur de ces trois rides (Figure 12), d'autre part en profondeur dans la zone ③ schématisée sur la coupe de la figure 14.

Le séisme du 8 octobre 1974 a eu lieu en mer, donc on ne connaît pas son intensité épacentrale et *a fortiori* le tracé de ses courbes isoséistes. La seule donnée disponible est une valeur d'intensité maximale de VIII (MM) ressentie sur l'île d'Antigua à une distance moyenne de 37 km de l'épicentre. On cherche à évaluer le PGA induit sur Antigua par ce séisme, à l'aide de deux méthodes différentes :

- d'une part, à partir de la valeur de l'intensité ressentie, d'après la relation de Trifunac et Brady (1975), on obtient un PGA de 0,24 g :

$$\log_{10} \text{PGA} = 0,014 + 0,30 I_{\text{MM}} \quad (\text{PGA exprimé en cm/s}^2)$$

- d'autre part, à partir des caractéristiques magnitude, distance et profondeur focale, d'après Youngs *et al.* (1997), on obtient également un PGA de 0,24 g :

$$\ln \text{PGA} = 0,6264 + 1,414 M_w - 2,552 \ln (R + 1,7818 e^{0,554 M_w}) + 0,00607 h \quad (\text{PGA exprimé en g})$$

Pour des fortes valeurs de magnitudes, la magnitude de surface M_S est équivalente à la magnitude de moment M_w . La relation de Youngs et al. (1997) a l'avantage d'être très récente, donc d'inclure les dernières données accélérométriques disponibles. Mais surtout, elle s'applique uniquement aux séismes de subduction, en distinguant les événements en faille inverse se produisant à l'interface entre les deux plaques, de ceux ayant lieu dans la croûte, qui sont typiquement des séismes en faille normale répondant aux tensions créées par la plaque plongeante.

Au vu de la cohérence des résultats obtenus par ces approches distinctes, il est possible de combiner ces deux équations, de manière à exprimer pour le séisme du 8 octobre 1974, la décroissance de l'intensité ressentie I en fonction de la distance épacentrale R_e :

$$I = 26,5 - 3,7 \ln (R_e + 115) \quad (2)$$

5.2. CALCUL DES INTENSITES DES SMHV ET DES SMS

5.2.1. Prise en compte de la géométrie de la plaque subductée

La particularité géométrique des zones de subduction conduit à déplacer le séisme de référence non seulement dans le plan horizontal le long de l'arc de subduction, mais également en profondeur le long de la partie superficielle peu pentée de la plaque subductée. Nous explicitons ici le mode de calcul spécifiquement développé pour tenir compte de cette configuration géométrique.

Les intensités les plus élevées en un point donné *PI* des îles seront générées par le séisme placé le long de la surface de la plaque plongeante, à la plus courte distance *DF* de ce point. Cette distance focale *DF* est calculée à partir des paramètres suivants présentés sur la figure 17 :

- *PSUB* : profondeur du point de changement de pente,
- *ASUB* : pendage du plan de subduction.
- *DistP1P2* : distance entre les points *P1* et *P2*.

On peut alors être confronté à deux configurations :

- celle de la figure 17a, où la distance focale est mesurée perpendiculairement au plan de subduction, et dans ce cas :

$$DF = DI = DistP1P2 \sin(ASUB)$$

- celle de la figure 17b, où la distance focale est mesurée au point de rupture de pente entre les deux parties du plan de subduction, et alors :

$$DF = \sqrt{DI^2 + (DistP1P2 \cos(ASUB) - PSUB / \sin(ASUB))^2}$$

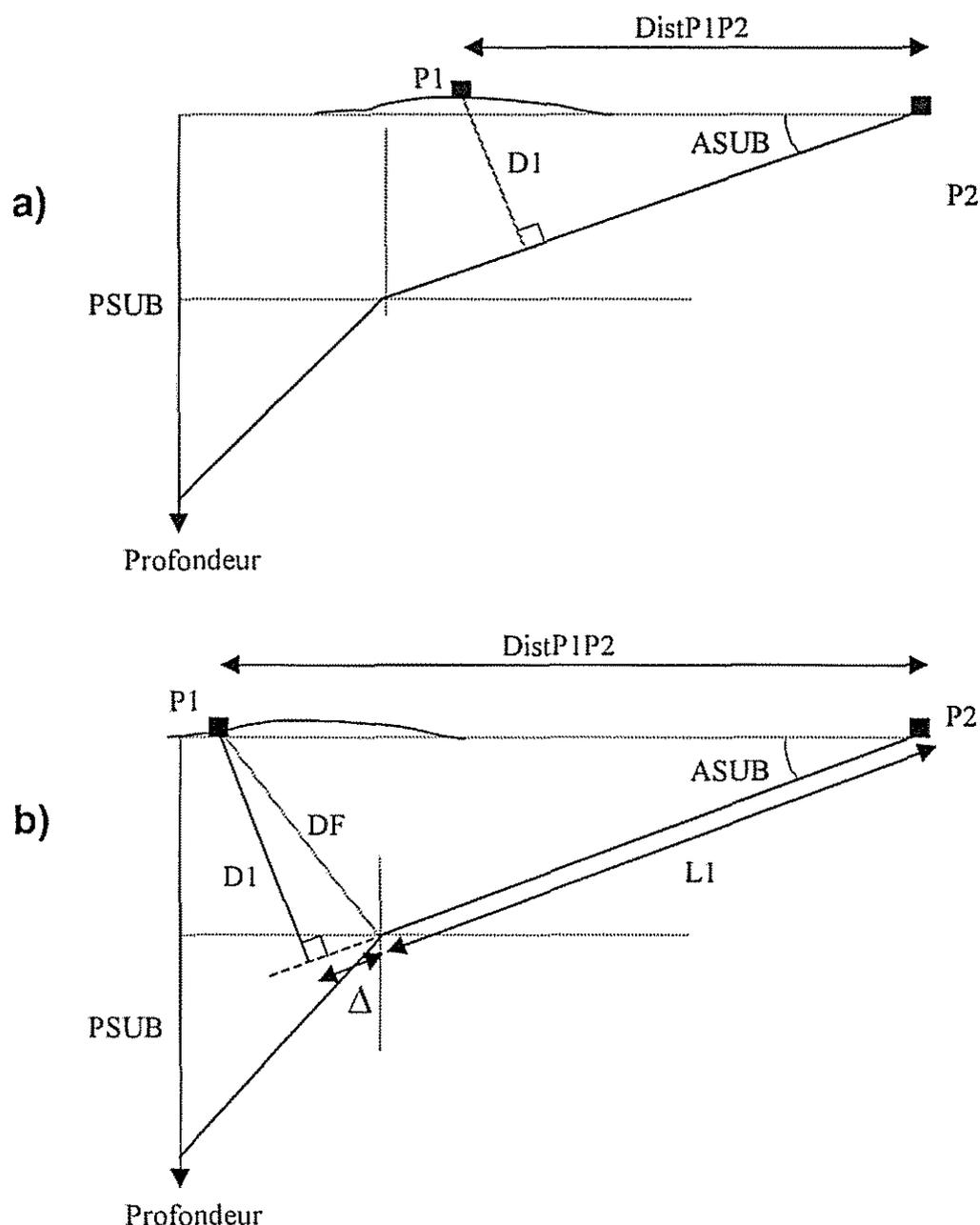


Figure 17 – Mode de calcul des distances focales minimales provenant de sources appartenant à la plaque Caraïbe subductée.

5.2.2. Intensités provenant des SMHV proches

Les figures 18 et 19 représentent les cartes de l'intensité SMHV produites par application de la démarche globale évoquée au paragraphe 2.3 sur les données spécifiques aux Antilles françaises. L'intensité I_{SMHV} proche prend naturellement la valeur de l'intensité épiscoptrale du SMHV proche, c'est-à-dire VIII MSK en Guadeloupe et en Martinique et VII-VIII dans les îles du Nord.

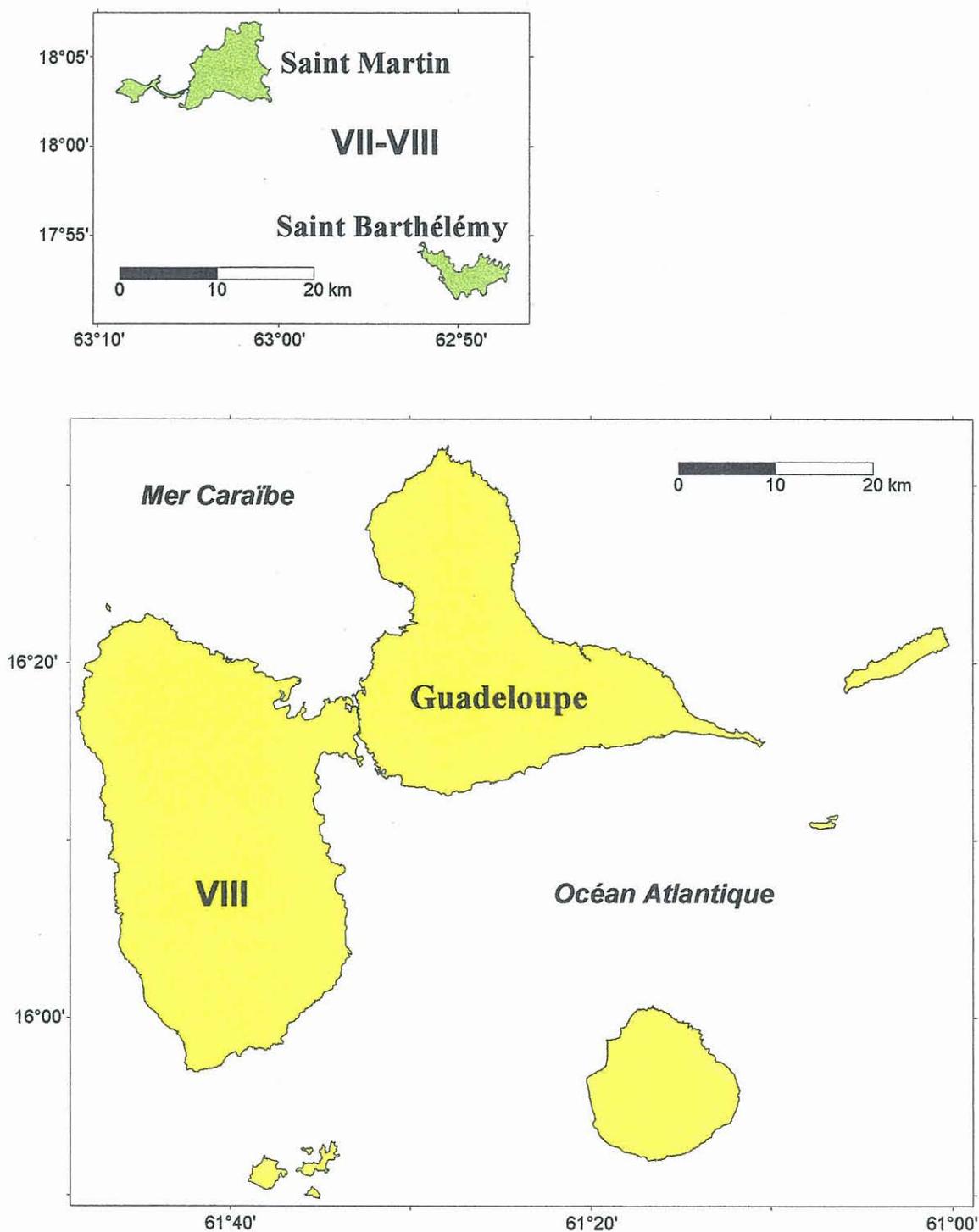


Figure 18 – Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources proches.

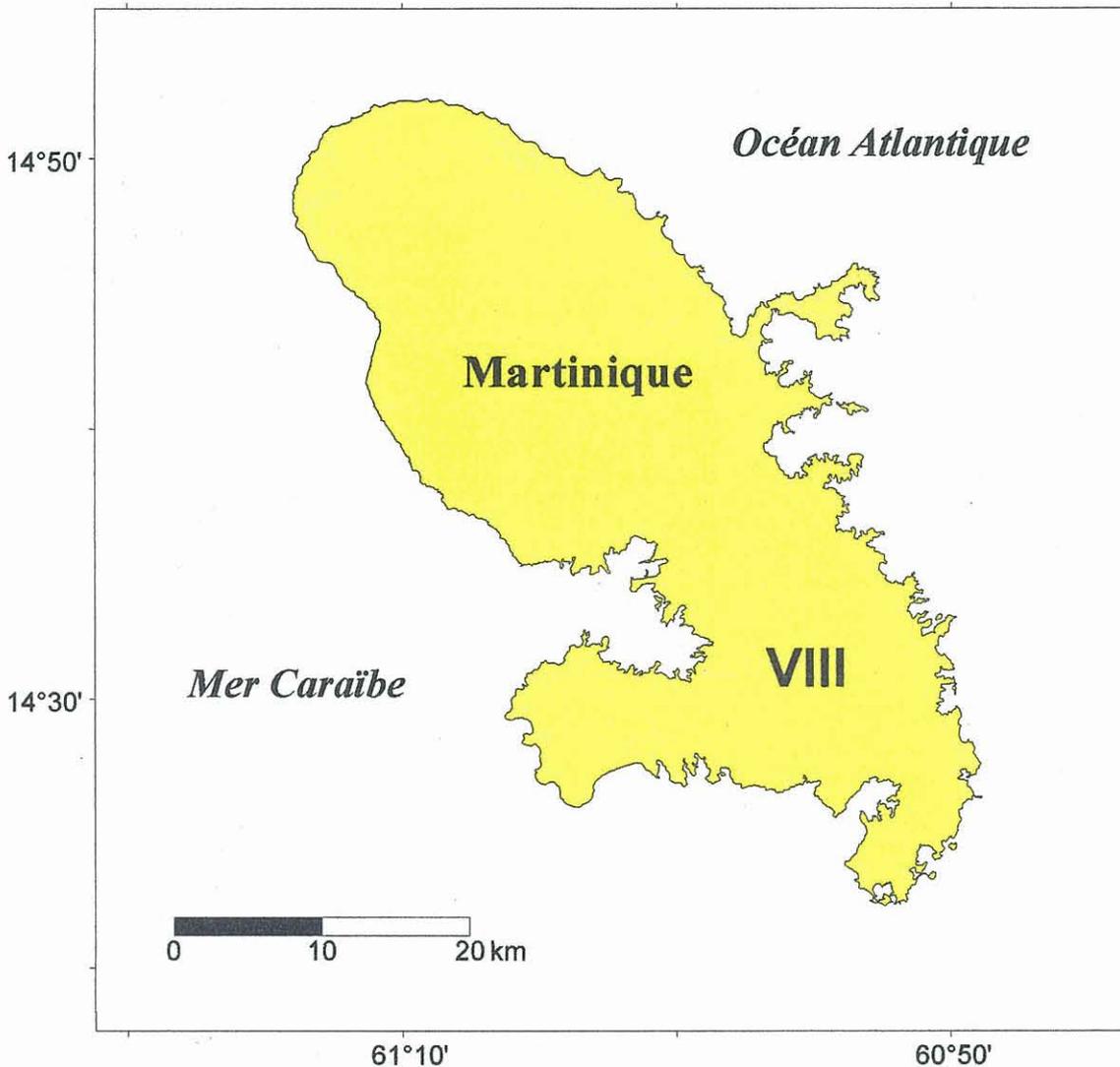


Figure 19 – Zonage sismique de la Martinique pour les installations à "risque spécial". Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant de la source proche.

5.2.3. Intensités provenant des SMHV lointains

Les cartes des intensités produites par les SMHV lointains sont présentées pour la Martinique et la Guadeloupe respectivement sur les figures 20 et 21. On peut observer que :

- la quasi-totalité de la Martinique se trouve dans une zone d'intensité VIII-IX, à l'exception d'une bande de 5 km de largeur à l'extrême Nord-Ouest de l'île, où l'intensité SMHV lointain vaut VIII ;
- en Guadeloupe, Basse-Terre et la partie Sud-Ouest de Grande-Terre est en VIII-IX, alors que l'intensité du SMHV lointain au Nord-Est de Grande-Terre vaut IX ;
- les deux îles du Nord, Saint Martin et Saint Barthélemy sont dans la zone d'intensité VIII-IX.

La figure 26 présente globalement pour toute la zone des Antilles françaises, le zonage sismique obtenu pour les SMHV lointains. Sont également reportées, le tracé de l'arc de subduction d'une part, et les portions de rides dans lesquelles le séisme de référence de 1974 est déplacé.

L'orientation des courbes d'iso-valeurs d'intensités est fortement liée à celle de l'arc de subduction, ce qui indique que le zonage est uniquement influencé par le séisme de référence du 8 février 1843. Ce résultat est analysé plus finement dans le paragraphe suivant.

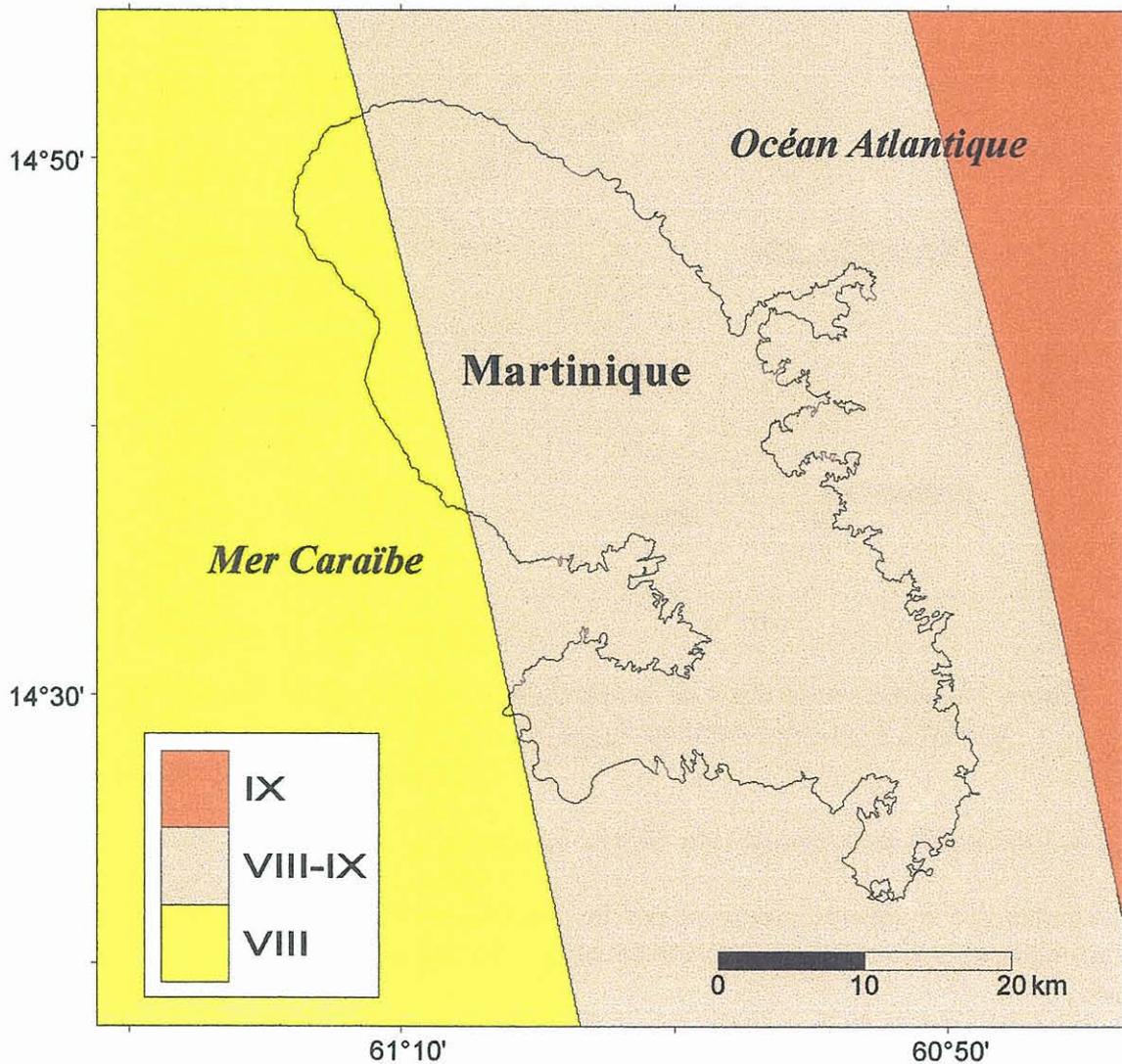


Figure 20 – Zonage sismique de la Martinique pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

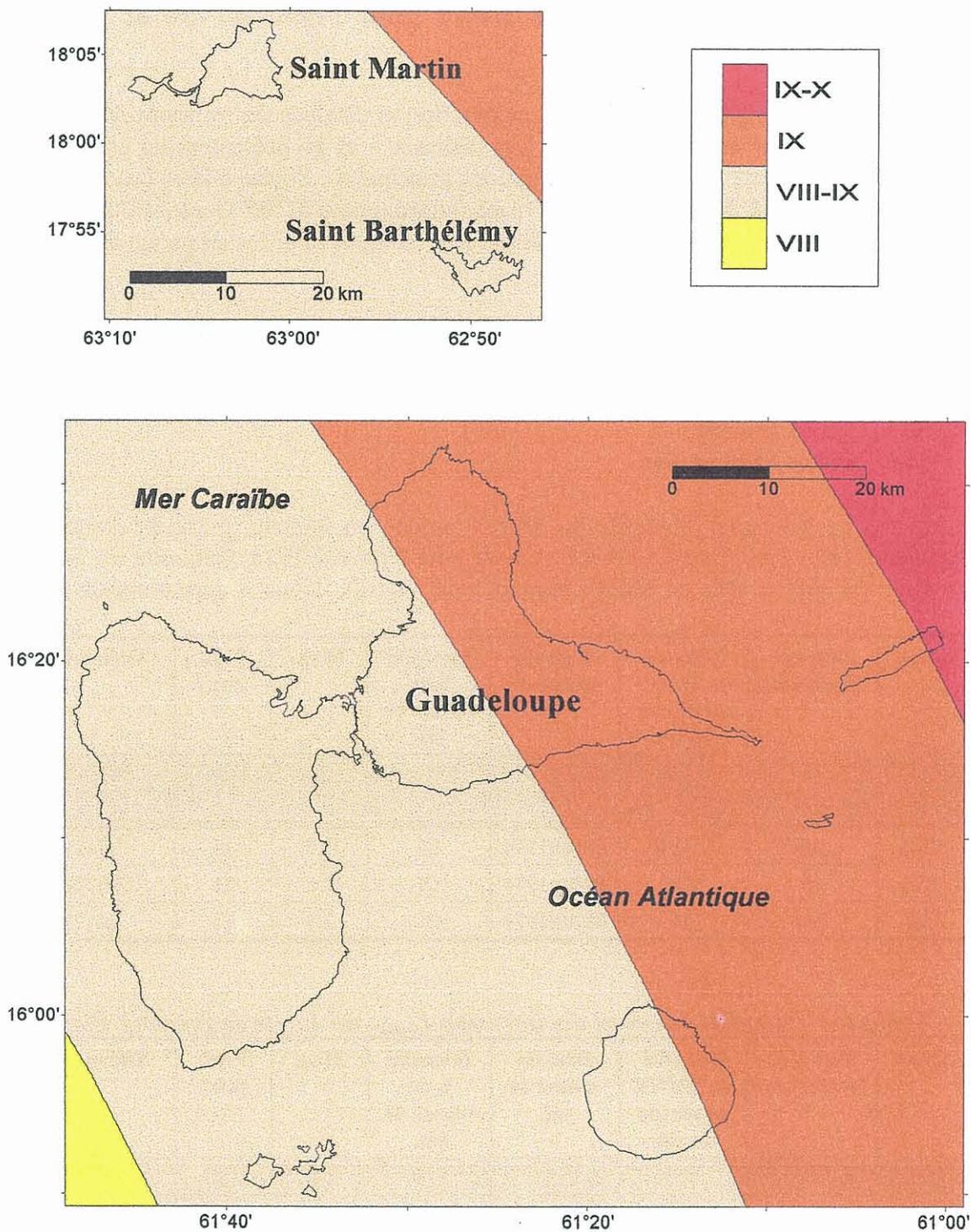


Figure 21 – Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines.

5.2.4. Exemples d'intensités des SMHV pour Pointe-à-Pitre et Fort-de-France

Le programme *ZONE* permet d'obtenir une description détaillée des zones-sources et des SMHV associés sur un site particulier. Les tableaux 9 et 10 présentent un exemple de résultats obtenus pour les deux agglomérations principales : Pointe-à-Pitre (coordonnées 61°32' Ouest, 16°14' Nord) et Fort-de-France (coordonnées 61°05' Ouest, 14°36' Nord). Les numéros des lois d'atténuation se réfèrent aux relations données au paragraphe 5.1 et les abrégés des zones sont les suivants :

- ILE : unité contenant le SMHV proche, assimilée aux contours des îles ;
- SUB : zone de subduction;
- RBA : ride de Barracuda ;
- RTI : ride de Tiburon ;
- RSL : ride de Sainte-Lucie.

Il est aisé de distinguer l'intensité du SMHV proche ou lointain, grâce à la valeur de distance focale. Pour Fort-de-France comme pour Pointe-à-Pitre, l'intensité du SMHV proche vaut VIII et celle du SMHV lointain vaut VIII-IX. Nous voyons immédiatement

Zone	Distance focale (km)	Intensité du SMHV au niveau du site	Date du séisme de réf.	Intensité I_0 du séisme de réf.	Mag.	Prof. (km)	Atténuation
ILE	5	VIII	29/04/1897	VIII	5,0	5	$I = I_0$
SUB	61	VIII-IX	08/02/1843	IX-X	7,5 à 8,0	30	loi (1)
RBA	125	VI-VII	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)
RTI	35	VIII	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)
RSL	220	V	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)

Tableau 9 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Pointe-à-Pitre.

Zone	Distance focale (km)	Intensité du SMHV au niveau du site	Date du séisme de réf.	Intensité I_0 du séisme de réf.	Mag.	Prof. (km)	Atténuation
ILE	5	VIII	29/04/1897	VIII	5,0	5	$I = I_0$
SUB	75	VIII-IX	08/02/1843	IX-X	7,5 à 8,0	30	loi (1)
RBA	287	IV-V	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)
RTI	140	VI	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)
RSL	55	VII-VIII	08/10/1974	IX	7,5	25	loi (2)

Tableau 10 - Résultat de calcul des intensités I_{SMHV} sur le site de Fort-de-France.

sur ces tableaux que le SMHV lointain est le séisme de 1843, et que le séisme de référence de 1974 a une influence moindre sur ces agglomérations, puisqu'il ne serait susceptible de générer qu'une intensité VIII à Pointe-à-Pitre et VII-VIII à Fort-de-France.

5.2.5. Intensités provenant des SMS proches

Les structures sismogènes présentes localement aussi bien dans l'archipel de la Guadeloupe que sur l'île de la Martinique seraient susceptibles de produire des séismes d'intensité supérieure à celle des SMHV proches. Nous dérivons donc les cartes d'intensités I_{SMS} présentées sur les figures 22 et 23, en augmentant d'une unité l'intensité SMHV des figures 20 et 21. L'intensité I_{SMS} proche prend donc la valeur de IX en Guadeloupe et en Martinique et de VIII-IX dans les îles du Nord.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

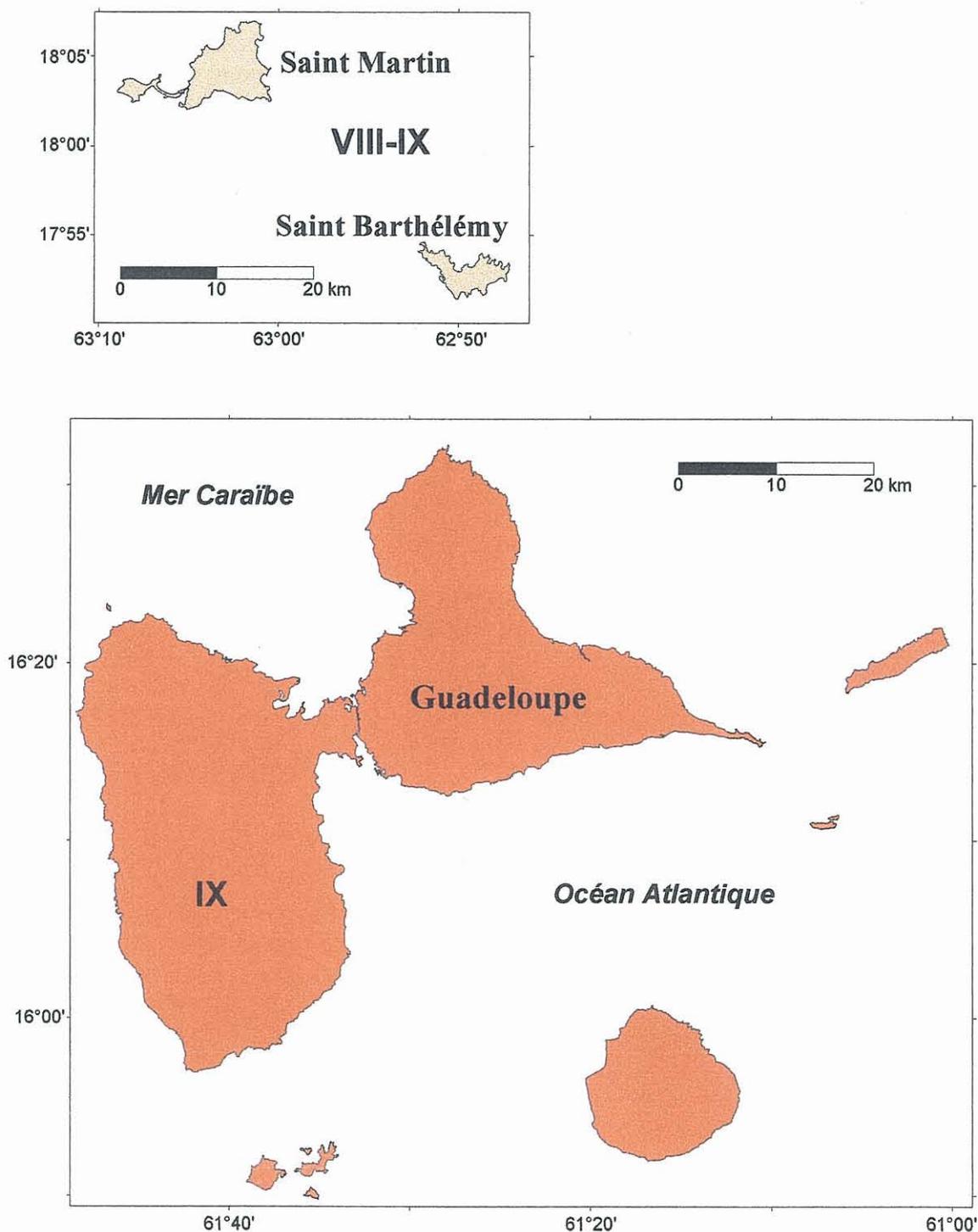


Figure 22 – Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à "risque spécial". Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source proche.

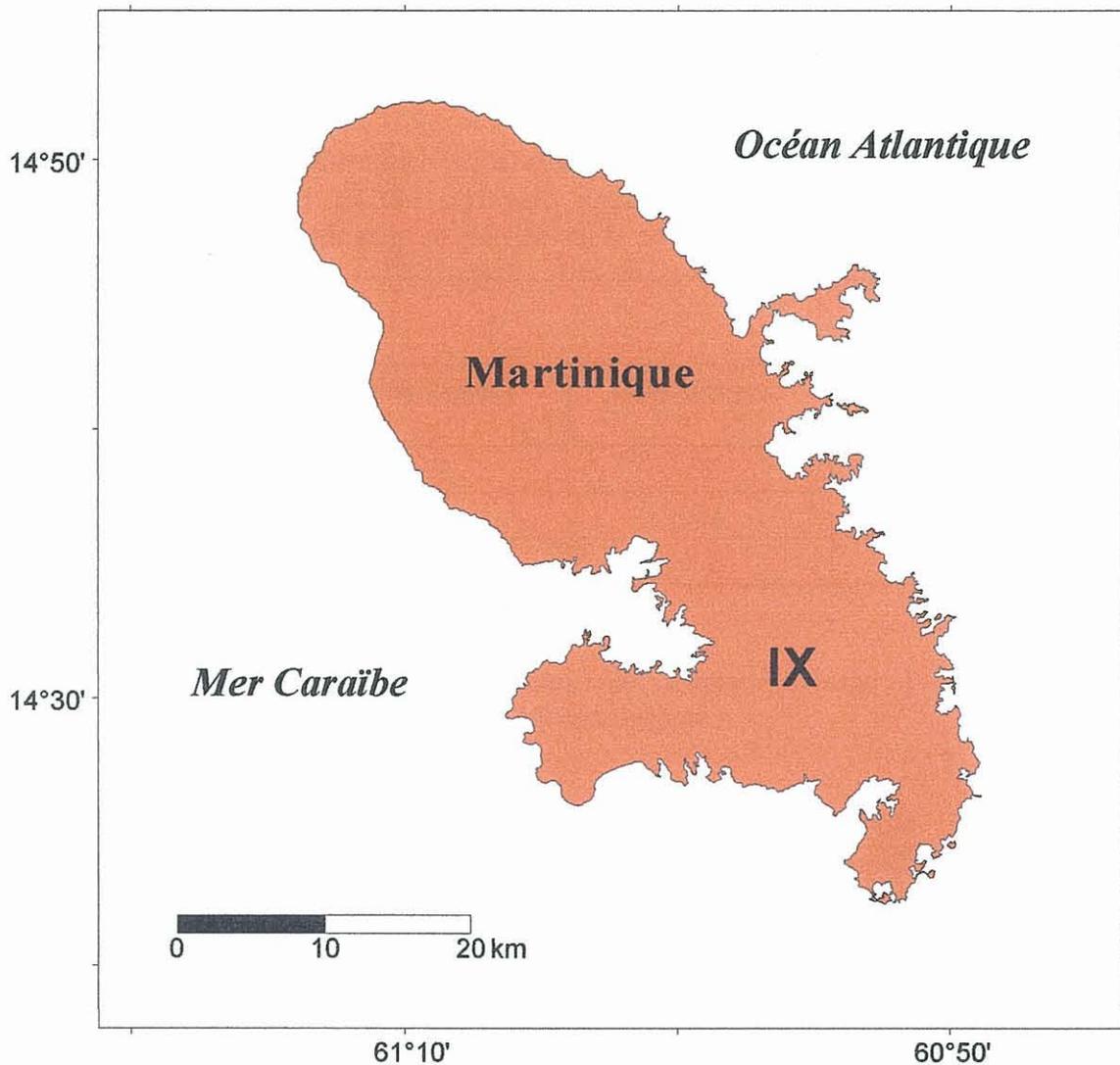


Figure 23 – Zonage sismique de la Martinique pour les installations à "risque spécial". Carte de l'intensité I_{SMS} provenant de la source proche.

5.2.6. Intensités provenant des SMS lointains

Afin de vérifier que la majoration d'un degré lors du passage de l'intensité SMHV à l'intensité SMS reste compatible avec les données géologiques et sismiques, nous avons évalué les dimensions de rupture nécessaires au SMS, à partir des relations empiriques de Wells et Coppersmith (1994).

Le SMHV à considérer possède les caractéristiques du séisme de référence du 8 février 1843, de magnitude estimée entre 7,5 et 8,0. Une augmentation en intensité de une unité correspond à une augmentation de 0,5 de la magnitude du SMHV. Le tableau 11 donne les dimensions de rupture associées à chaque magnitude pour des mécanismes en faille inverse. L'écart-type sur la largeur de la rupture est également

donné ; il augmente avec la magnitude, car les événements de forte magnitude sont peu nombreux et souvent pas suffisamment renseignés pour pouvoir être intégrés aux bases de données sur lesquelles les corrélations sont effectuées.

La partie supérieure du plan de subduction dans laquelle pourrait se reproduire un séisme type 1843 a une extension en profondeur d'environ 140 km (Figures 14 et 15). En conséquence, l'hypothèse maximaliste d'un séisme de magnitude 8,5 qui casserait la croûte sur 70 à 80 km de large le long de cette structure n'est pas exclue.

Magnitude	Longueur (km)	Largeur (km)	Ecart-type sur la largeur (km)
7,5	85	30	2
8,0	170	50	5
8,5	320	75	10

Tableau 11 – Longueur et largeur de rupture en faille inverse pour un séisme de magnitude 7,5 à 8,5.

Les cartes des intensités produites par les SMS lointains sont présentées pour la Guadeloupe et la Martinique respectivement sur les figures 24 et 25. Les caractéristiques observées sont semblables à celles concernant les SMHV lointains, à savoir :

- la quasi-totalité de la Martinique se trouve dans une zone d'intensité IX-X, à l'exception d'une bande de 5 km de largeur à l'extrême Nord-Ouest de l'île, où l'intensité SMHV lointain vaut IX ;
- en Guadeloupe, Basse-Terre et la partie Sud-Ouest de Grande-Terre est en IX-X, alors que l'intensité du SMHV lointain au Nord-Est de Grande-Terre vaut X ;
- les deux îles du Nord, Saint Martin et Saint Barthélemy sont dans la zone d'intensité IX-X.

La figure 27 présente globalement pour toute la zone des Antilles françaises, le zonage sismique obtenu pour les SMS lointains. Sont également reportés, le tracé de l'arc de subduction d'une part, et les portions de rides dans lesquelles le séisme de référence de 1974 est déplacé.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

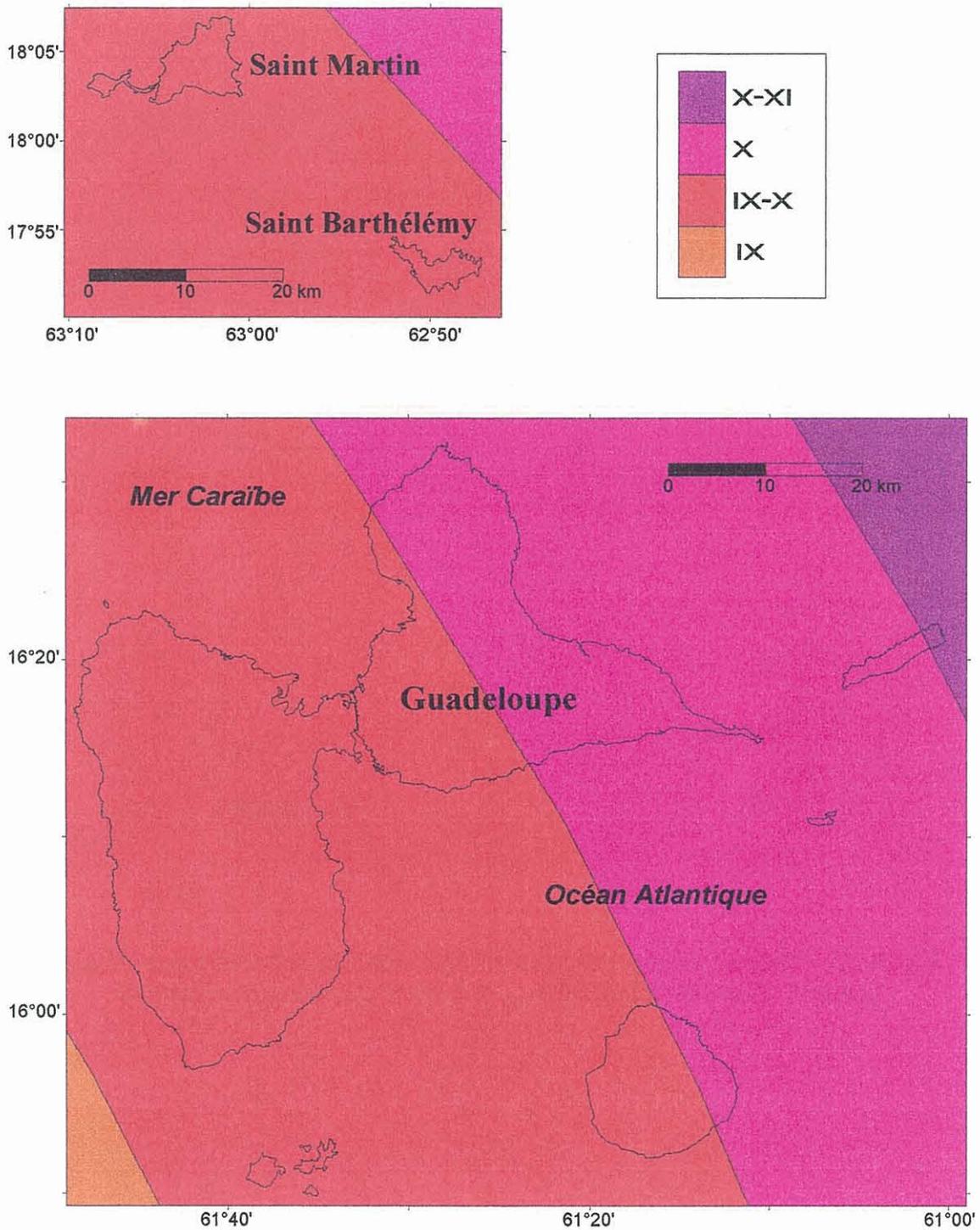


Figure 24 – Zonage sismique de la Guadeloupe pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.

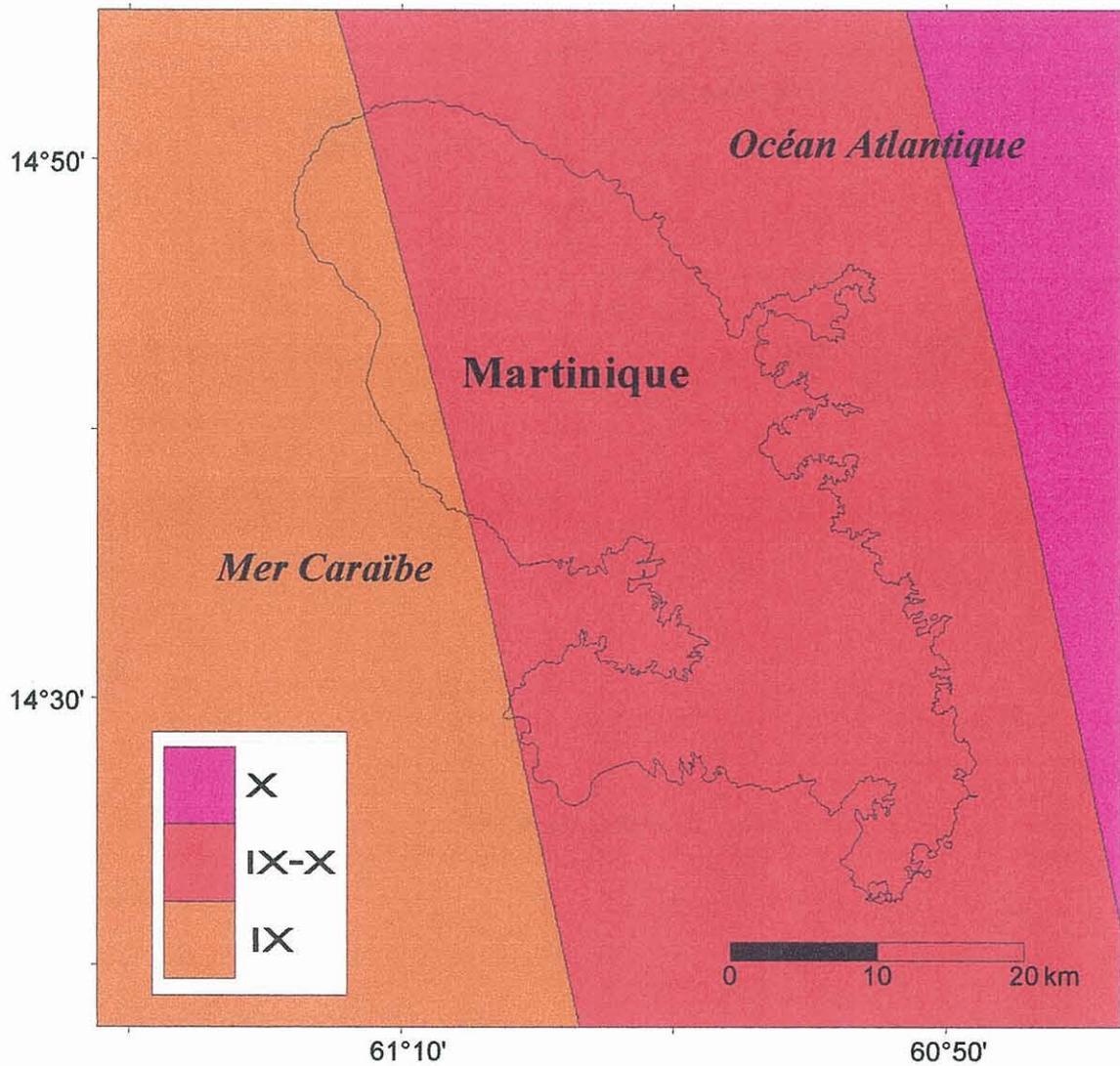


Figure 25 – Zonage sismique de la Martinique pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.

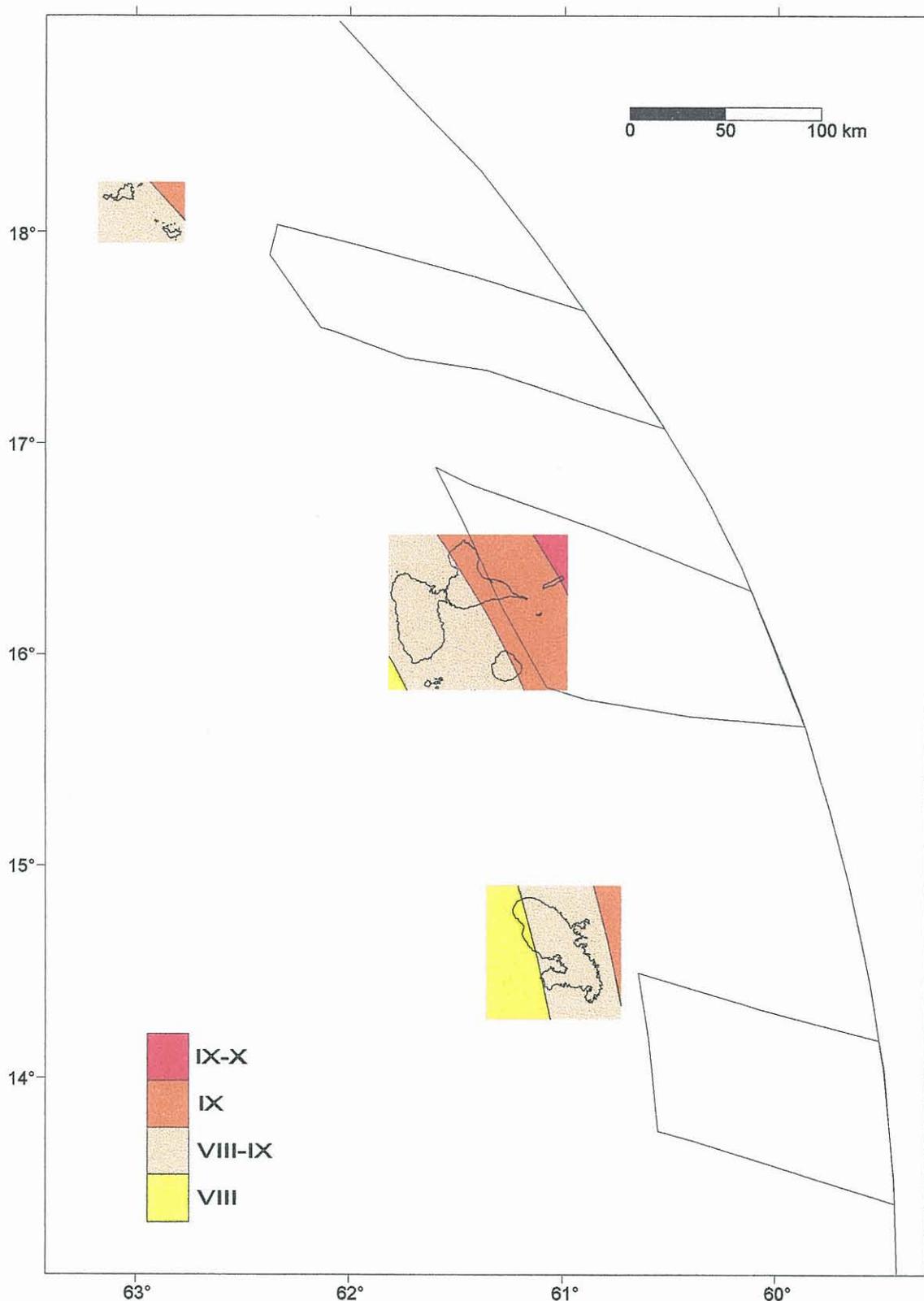


Figure 26 – Zonage sismique des Antilles françaises pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMHV} provenant des sources lointaines.

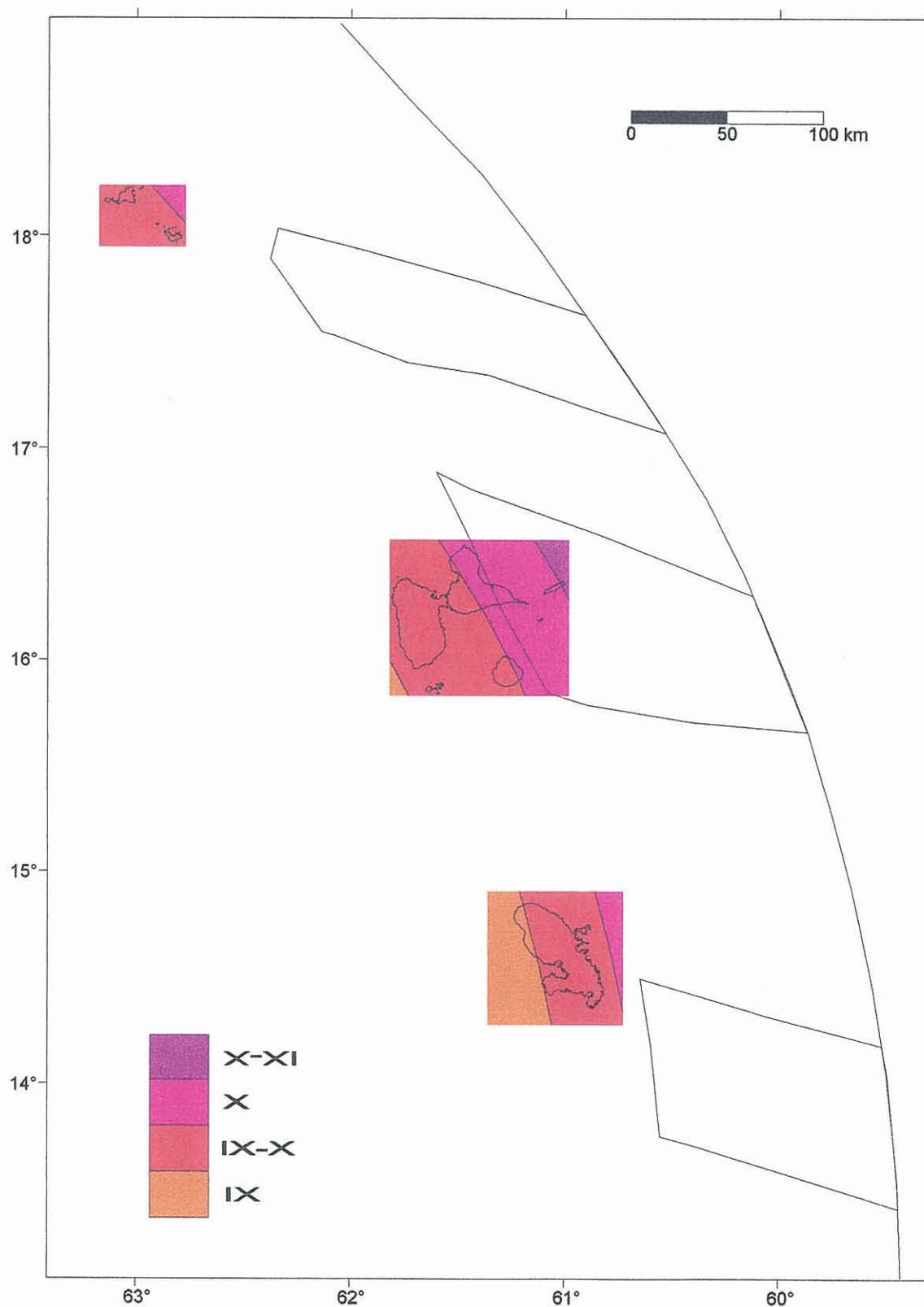


Figure 27 – Zonage sismique des Antilles françaises pour les installations à "risque spécial". Carte des intensités I_{SMS} provenant des sources lointaines.

6. Conclusion

Les quatre départements d'Outre-Mer : la Guyane, l'île de la Réunion, l'archipel de la Guadeloupe et l'île de la Martinique, ont fait l'objet d'un zonage sismique destiné à l'application des règles parasismiques aux ouvrages à risque spécial. Ce zonage a été effectué selon une démarche déterministe basée sur une analyse sismotectonique, en conformité avec l'arrêté du 10 mai 1993 et de sa circulaire d'application.

La synthèse sismotectonique ne rentrant pas dans le cadre de notre étude, nous nous sommes basés sur les résultats des études sismotectoniques les plus récentes effectuées par le BRGM sur les quatre départements concernés. A chacune des unités a été attribué un séisme de référence dont les caractéristiques principales, profondeur focale et magnitude, ont été calculées soit directement à partir des données macrosismiques, soit au moyen de méthodes empirico-statistiques, à partir de l'intensité épacentrale.

Les intensités des SMHV (Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables) ont été ensuite calculées en tenant compte de l'atténuation des ondes sismiques par le milieu rocheux traversé. L'atténuation a directement été déduite des courbes isoséistes lorsqu'il était possible de les tracer. Dans le cas contraire, des relations d'atténuation appropriées aux contextes tectoniques des régions étudiées, ont été utilisées.

Les valeurs d'intensité des SMHV ont été calculées aux centres de mailles de 1 km de côté divisant les différents territoires. Les résultats sont présentés sous la forme de cartes d'iso-intensités, faisant apparaître les zones présentant une même intensité I_{SMHV} provenant des SMHV proches ou lointains. Des cartes d'iso-intensités des SMS sont également présentées, après qu'ait été vérifiée la compatibilité des résultats obtenus avec les dimensions des sources sismiques. Le tableau 12 synthétise ces résultats pour l'ensemble des départements étudiés. Par ailleurs, le programme *ZONE* permet de connaître les valeurs d'intensités I_{SMHV} et I_{SMS} sur un site de coordonnées quelconques dans le système Mercator.

Désormais, pour toute installation classée, il est possible de connaître les intensités SMHV et SMS à adopter, et ce suivant une démarche homogène appliquée à l'ensemble du territoire national. Il conviendrait à présent d'étendre ce zonage aux îles de Corse et de Mayotte.

Rappelons enfin que le zonage obtenu doit être considéré, au stade actuel, comme un zonage physique de la France, pour l'application de la réglementation aux installations classées. Il conviendra désormais de réfléchir à l'intérêt de sa transposition en un zonage administratif, comme cela avait été fait en 1985 pour le zonage sismique de la France pour l'application de la réglementation aux ouvrages courants. Ceci relève bien évidemment d'un arbitrage par l'État, qui sortait du strict cadre de cette étude.

Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées des départements : Guadeloupe, Guyane, Martinique et Réunion.

Département	Source proche		Source lointaine interne à l'unité		Source lointaine externe à l'unité	
	I_{SMIV}	I_{SMS}	I_{SMIV}	I_{SMS}	I_{SMIV}	I_{SMS}
Guyane	-	-	IV	V	IV à V	V à VI
Réunion	VII	VIII	-	-	-	-
Guadeloupe	VIII	IX	-	-	VIII-IX à IX	IX-X à X
Dépendances de Guadeloupe : Saint Martin Saint Barthélemy	VII-VIII	VIII-IX	-	-	VIII-IX	IX-X
Martinique	VIII	IX	-	-	VIII à VIII-IX	IX à IX-X

Tableau 12 – Synthèse des intensités I_{SMIV} et I_{SMS} pour les installations à "risque spécial" sur les quatre départements étudiés.

Références bibliographiques

- Abrahamson N.A., Litehiser J.J. (1989) – Attenuation of vertical peak acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 79, p. 549-580.
- AFNOR (1995) - Règles de construction parasismique : règles PS applicables aux bâtiments, dites règles PS92. AFNOR, Paris, norme française NF P 06-013.
- Anderson J.G. (1978) – Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, p. 1147-1179.
- Bernard P., Lambert J. (1988) – Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles : revision of the historical seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 78, p. 1965-1183.
- Berrocal J., Assumpção M., Antezana R., Dias Neto C.M., Ortega R., França H. (1983) - Seismic Activity in Brazil in the Period 1560-1980. *Terra Scientific Publishing Company*, Terrapub, Tokyo, Japan, *Earthq. Predict. Res.*, vol. 2, p.191-208.
- Blès J.L., Dominique P. (1996) – Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial" de la Guyane : évaluation déterministe de l'aléa sismique. *Rapport BRGM*, R 38830.
- Blès J.L., Bour M., Dominique P., Godefroy P., Martin C., Terrier M. (1998) - Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques aux installations classées. *Document BRGM*, n° 279.
- Bouysse P., Westercamp D. (1988) - Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des petites Antilles. *Géol. de la France*, n°23, p. 3-38.
- Bour M., Dominique P., Blès J.L., Godefroy P., Martin C., Terrier M. (2000) - Seismic zonation of metropolitan France (part 2) for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities. *J. of Seismology* (accepté).
- Bour M. (1999) – Etude de l'aléa sismique régional de l'île de la Réunion : détermination des mouvements sismiques de référence. *Rapport BRGM*, R 40715.
- Dahle A., Bungum H., Kvamme L.F. (1990) - Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings. *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, vol. 19, p. 1125-1141.
- Chabellard J.C., Philip H., Gaulon R. (1986) – Déformations et régime de contraintes actuel et récent dans l'arc des Petites Antilles, entre Martinique et Antigua. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 303, série II, 1, 81-86.

- Despeyroux J., Godefroy P. (1986) - Nouveau zonage sismique de la France. *La Documentation française*, Paris.
- Fiedler G. (1961) - Areas afectadas por terremotos en Venezuela. *Memorias del Tercer Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1961*, Tomo IV, p. 1791-1814.
- Godefroy P., Mouroux P., Paulin C., Rabier P., Rançon P., Sauret B. (1990) - Etude et prévention du risque sismique aux petites Antilles. Evaluation de l'aléa sismique sur l'archipel de la Guadeloupe : rapport de synthèse. *Rapport BRGM, R 30857*.
- Godefroy P., Mouroux P., Leroi E., Paulin C., Rabier P., Rançon P., Sauret B. (1991) - Etude et prévention du risque sismique aux petites Antilles. Evaluation de l'aléa sismique sur l'île de la Martinique : rapport de synthèse. *Rapport BRGM, R32923*.
- Gonzalez C.L., Rangel R. (1973) - Intensidades epicentrales en terremotos históricos del Caribe. *Tesis de Grado, Univ. Central de Venezuela*, 101 p.
- Grases J. (1979) - El Terremoto del Veintiuno de Octubre de 1766 que afecto el oriente Venezolano. *Rapport Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, IMME, Caracas*.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1954) - Seismicity of the earth and associated phenomena. *Second Ed., Princeton University Press, Princeton, New Jersey*, 310 p.
- Lambert J. (1997a) - Contribution au relevé de la sismicité historique des îles de la Réunion, de Maurice et des Comores. *Rapport BRGM, R 39736*.
- Lambert J. (1997b) - Les tremblements de terre en France : hier, aujourd'hui, demain. *Editions BRGM*, 196 p.
- Lambert J. (1999) - Sismicité historique des Antilles françaises. Constitution d'un fichier documentaire. *Rapport BRGM, R 40770*.
- McCann W.R., Dewey J.W., Murphy A.J., Harding S.T. (1982) - A large normal fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles subduction zone: the earthquake of 8 October 1974. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 73, p. 2267-2283.
- Medvedev S.V., Sponheuer W (1969) - Scale of seismic intensity, *Proc. World Conf. Earthquake Engr. A-2, 4th*, Santiago, Chile, 143-153.
- Ministère de l'Industrie, Direction de la Qualité et de la Sécurité Industrielles, Service Central de Sûreté des installations nucléaires (1981) - Règle fondamentale de sûreté n° I-2c.

- Murphy J.R., O'Brien L.J. (1977) – The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 67, p. 877-915.
- Samarcq F. (1998) – Etude de l'aléa sismique régional de la Réunion : bilan de la sismicité instrumentale. *Rapport BRGM, R 39855*.
- Sponheuer W. (1960) – Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. *Freiberger Forschungshefte, C 88*, 177 p.
- Tanner J.G., Shepherd J. B. (1997) – Project Catalogue and Seismic Hazard Maps, *Seismic Hazard in Latin America and the Caribbean*, Panamerican Institute of Geography and History, Vol. 1, 143 p.
- Terrier M., Blès J.L., Godefroy P., Dominique P., Bour M., Martin C. (2000) - Seismotectonic zonation of metropolitan France (part 1) for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities. *J. of Seismology* (accepté).
- Terrier M. (1999) – Evaluation de l'aléa sismique régional à l'île de la Réunion : contextes géologique et géodynamique, synthèse sismotectonique. *Rapport BRGM, R 40676*.
- Tomblin J.F., Aspinall W.P. (1975) – Reconnaissance report of the Antigua West Indies, earthquake of October 8, 1974. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 65, p. 1553-1573.
- Trifunac M.D., Brady A.G. (1975) – On the correlation of seismic intensity scales with peaks of recorded strong ground motions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 65, p. 139-162.
- Vermeersch F., Bour M. (1998a) - CPER Guadeloupe : Evaluation et réduction du risque sismique en Guadeloupe : Evaluation de l'aléa sismique régional. *Rapport BRGM, R 40253*.
- Vermeersch F., Bour M. (1998b) - CPER Martinique : Evaluation du risque sismique en Martinique - Phase 1 - 1^{ère} étape : Evaluation de l'aléa sismique régional. *Rapport BRGM, R 40254*.
- Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994) – New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 84, p. 974-1002.
- Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J., Humphrey J.R. (1997) - Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, vol. 68, p. 58-73.

BRGM
SERVICE AMENAGEMENT ET RISQUES NATURELS
Unité Aléa, Vulnérabilité et Gestion des Risques
BP 167 – 13276 MARSEILLE CEDEX 9 - France - Tél. : (33) 04.91.17.74.74