

## SISMOTECTONIQUE DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 12 JANVIER 2010 EN HAÏTI

**Robin Lacassin *et al.***

**Outre-terre | *Outre-Terre***

**2013/1 - n° 35-36  
pages 163 à 183**

**ISSN 1636-3671**

Article disponible en ligne à l'adresse:

-----  
<http://www.cairn.info/revue-outre-terre-2013-1-page-163.htm>  
-----

Pour citer cet article :

-----  
Lacassin Robin *et al.*, « Sismotectonique du tremblement de terre du 12 janvier 2010 en Haïti »,  
*Outre-Terre*, 2013/1 n° 35-36, p. 163-183. DOI : 10.3917/oute.035.0163  
-----

Distribution électronique Cairn.info pour Outre-terre.

© Outre-terre. Tous droits réservés pour tous pays.

La reproduction ou représentation de cet article, notamment par photocopie, n'est autorisée que dans les limites des conditions générales d'utilisation du site ou, le cas échéant, des conditions générales de la licence souscrite par votre établissement. Toute autre reproduction ou représentation, en tout ou partie, sous quelque forme et de quelque manière que ce soit, est interdite sauf accord préalable et écrit de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France. Il est précisé que son stockage dans une base de données est également interdit.

# Sismotectonique du tremblement de terre du 12 janvier 2010 en Haïti

**Robin Lacassin, Yann Klinger, Nathalie Feuillet<sup>1</sup>**

Le tremblement de terre du 12 janvier 2010 a frappé le sud d'Haïti à 21h53 TU, 16h53 heure locale. L'épicentre du séisme était situé à une vingtaine de kilomètres de la ville de Port-au-Prince, capitale du pays, et à proximité immédiate des agglomérations de Carrefour, Gressier et Léogâne. Sa magnitude<sup>2</sup> a été estimée entre 7,0 et 7,2<sup>3</sup>, valeur relativement courante : entre 15 et 20 séismes de magnitude supérieure à 7 affectent la Terre chaque année, la plupart sans effets destructeurs. La profondeur du foyer du séisme (hypocentre) était de l'ordre de 15 km donc superficiel. Très vite, les conséquences du tremblement de terre se révélèrent catastrophiques avec des destructions très sévères du bâti et un nombre de victimes particulièrement élevé<sup>4</sup>. Il s'agirait ainsi d'une des catastrophes naturelles les plus meurtrières des derniers siècles et d'une des plus terribles de l'histoire<sup>5</sup>. Si le nombre de victimes haïtiennes est grossièrement comparable à celui du séisme et tsunami du 26 décembre 2004 à Sumatra, ces deux événements diffèrent totalement par leur magnitude (une énergie libérée 900 fois supérieure pour Sumatra), la surface de la zone affectée beaucoup plus concentrée – de l'ordre de 2 000 km<sup>2</sup> – à Haïti, et le type de faille responsable du tremblement de terre. Pourquoi un séisme somme toute très banal a-t-il produit des dégâts aussi exceptionnels ? Était-il attendu, prévisible ? A-t-il relâché l'essentiel des contraintes tectoniques régionales ou faut-il redouter d'autres événements en cascade ? Que faut-il faire pour mieux anticiper de telles catastrophes ? Qu'en est-il du risque sismique à l'échelle de toute la Caraïbe ? La connaissance du contexte tectonique, les premières données géophysiques et les images satellitaires haute résolution rapidement accessibles après le séisme permettent de donner une première description de sa source géologique (segment de faille rompu) et d'apporter un début de réponse à ces questions essentielles.

---

1 Institut de physique du globe de Paris, <klinger@ipgp.jussieu.fr>.

2 La magnitude est une mesure de l'énergie mise en jeu lors du séisme. Son échelle, dite de Richter, n'est pas linéaire : un événement de magnitude 7 libère environ 30 fois plus d'énergie qu'un de magnitude 6 ; *idem* entre 8 et 7.

3 Suivant les instituts ou les méthodes utilisées, la magnitude de ce séisme varie de quelques dixièmes : 7,0 pour l'US Geological Survey, 7,1 pour le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen, 7,2 pour le Commissariat à l'Énergie Atomique ou Géosciences Azur de l'Université de Nice.

4 D'après R. Prével, ex-président d'Haïti, le bilan du séisme pouvait s'établir à 300 000 morts, *Lemonde.fr* 22 février 2010.

5 Séismes les plus meurtriers : Shaanxi (Chine 23/1/1556) environ 850 000 morts; Tangshan (Chine 27/7/1976) 255 000 à 655 000 morts; Sumatra (Indonésie 26/12/2004) ~ 228 000 morts; Haiyuan (Chine 1920), Syrie (1138) et Iran (856) environ 200 000 victimes. Source USGS : <earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/most\_destructive.php>.

## UNE CATASTROPHE ANNONCÉE

Le tremblement de terre du 12 janvier s'est produit sur la frontière entre les plaques tectoniques Caraïbe et Amérique du Nord (figure 1). À l'ouest de Porto Rico, cette frontière correspond à une zone de déformation large d'environ 200 km avec plusieurs failles absorbant le déplacement relatif entre les plaques. Au niveau de l'île d'Hispaniola, ce déplacement relatif est oblique, de direction est-nord-est, et se fait à une vitesse moyenne d'environ 2 cm/an. À travers Haïti, ce mouvement de convergence oblique se divise en un mouvement décrochant sur des failles de direction est-ouest, et un raccourcissement NNE-SSO principalement localisé sur les chevauchements sous-marins bordant les côtes N et S d'Hispaniola<sup>6</sup>. Deux principales failles actives absorbent le mouvement décrochant : la Faille Septentrionale à travers le nord d'Hispaniola, la Faille d'Enriquillo au sud-ouest d'Haïti. D'après les mesures GPS et leur modélisation numérique, chacune de ces failles aurait une vitesse moyenne d'environ 7-8 mm/an<sup>7</sup>.

Comme la majorité des failles sur la Terre, elles ne glissent pas de façon régulière mais lors d'événements sismiques brutaux tels celui du 12 janvier. Entre les événements sismiques, les failles sont bloquées et c'est le volume de roches de part et d'autre, sur plusieurs dizaines de kilomètres de large, qui absorbe la déformation de façon élastique. Il s'agit en quelque sorte de « ressorts », à l'échelle de la partie fragile de la croûte terrestre (15-20 km d'épaisseur en moyenne), qui se chargent progressivement à la vitesse imposée par la tectonique des plaques,  $7 \pm 2$  mm/an dans le cas de la Faille d'Enriquillo. Un séisme se déclenche lorsque les tensions dépassent le seuil de rupture sur la faille, libérant ainsi, par un glissement cosismique quasi-instantané, l'énergie accumulée pendant des dizaines ou centaines d'années. Typiquement, un séisme décrochant de magnitude 7 correspond à la rupture d'une faille ou segment de faille long d'environ 50 km avec un glissement cosismique de 1,5 à 2 m<sup>8</sup>. À la vitesse moyenne de 7 mm/an, il faut donc 200 à 300 ans pour accumuler la déformation élastique à même de déclencher un tel séisme. Bien que le comportement mécanique des failles soit relativement chaotique et difficilement prédictible, on considérera souvent cette durée comme l'intervalle de temps (récurrence) entre deux tremblements de terre équivalents.

6 Une faille géologique est une zone de rupture planaire le long de laquelle deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. Sur un chevauchement, le glissement se traduit par un rapprochement et le soulèvement du bloc supérieur qui monte sur le bloc inférieur. Sur un décrochement le mouvement est un coulissage horizontal d'un bloc par rapport à l'autre. Cf. <[www.ipgp.fr/pages/061001.php](http://www.ipgp.fr/pages/061001.php)>.

7 D. M. Manaker *et al.*, Interseismic plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean, *Geophys. J. Int.*, 174, 889-903, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x, 2008.

8 La magnitude du séisme dépend de la taille de la faille ou segment de faille rompu, et du glissement cosismique; ces deux paramètres sont eux-mêmes liés par des lois d'échelle (une petite faille ne pourra pas avoir de grands glissements cosismiques ni donc générer de forts séismes). Cf. D. L. Wells, K. J. Coppersmith, New empirical relationships among magnitude rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 939-964, 1994; S.G. Wesnousky, Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1609-1632, doi: 10.1785/0120070111, 2008.

Les données sur la sismicité historique et instrumentale indiquent que la Faille d'Enriquillo n'avait pas produit de séisme majeur pendant les deux derniers siècles. Une séquence d'au moins 3 événements sismiques destructeurs a affecté le sud d'Hispaniola au XVIII<sup>e</sup> siècle (1751a, 1751b, 1770). Certains de ces événements passés sont probablement dus à la Faille d'Enriquillo, bien que l'hypothèse d'une rupture sur d'autres failles voisines, par exemple en chevauchement, soit également possible.

La séquence commença le 18 octobre 1751 par un tremblement de terre fortement ressenti dans la plaine de Cul-de-Sac, au voisinage et à l'est de Port-au-Prince. Les destructions furent importantes dans le golfe d'Azua (actuellement en République dominicaine) et la petite ville d'Azua, déjà détruite par un séisme en 1691, fut balayée par un tsunami<sup>9</sup>. La source de ce séisme est probablement à rechercher au large d'Hispaniola sur les chevauchements de la fosse de Muertos<sup>10</sup>.

Le 21 novembre 1751, la ville de Port-au-Prince, fondée depuis peu, fut rasée, de même que l'essentiel des localités de la plaine de Cul-de-Sac, alors que Léogâne était semble-t-il relativement épargnée. Voici la description qu'en donne Moreau de Saint-Méry : « Le 21 novembre, à 8 heures du matin, durant un calme profond, il y eut une légère secousse de tremblement de terre à Port au Prince. Des secousses plus violentes suivirent. Une seule des maisons de maçonnerie ne fut pas renversée. Quelques unes des charpentes tombèrent. Le 22, les bâtiments qui avaient résisté la veille furent détruits, & du 19 au 22, la terre ne fut pas stable un seul instant... »<sup>11</sup>. Ce séisme a peut-être rompu un segment de la Faille d'Enriquillo situé au sud-est de Port au Prince, bien que l'hypothèse d'une rupture sur une autre faille soit également tenable.

Port-au-Prince fut à nouveau détruit le 3 juin 1770, ainsi que les villes situées plus à l'ouest (Léogâne, Petit-Goâve, Miragoâne)<sup>12</sup>. Citons à nouveau Moreau de Saint-Méry : « ...Les deux premières secousses, ressenties à Port-au-Prince & qui se suivirent de très près, durèrent, ensemble au moins 4 minutes, & pendant cette

9 J. Scherer, *Great earthquakes in the island of Haiti*, Bull. seism. Soc. Am., 2, 161–180, 1912. K. F. O'Loughlin, J.F. Lander, Caribbean Tsunamis, Kluwer Academic Publishers, 263 pp., 2003.

10 Ali S.Tabrez et al., *Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation*, Geophys. J. Int., 174, 904–918, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03634.x, 2008.

11 Moreau de Saint-Méry, Description topographique, physique, civile, politique et historique de la partie française de l'Isle de Saint-Domingue, T. II, 1798, p. 418. Scherer, sans citer précisément ses sources, apporte d'autres précisions : « ... houses and factories were completely thrown down in several places on the plain of the Cul de Sac. Crevices were formed at various points and abundant springs of nauseous water broke forth from them. In the mountains great landslips were reported and the beds of the rivers changed their direction (...) At Léogâne things passed more quietly, three stores were badly damaged and the church also suffered... », *op. cit.*

12 «...the zone of disaster includes not only the city [Port au Prince] but also the plain of the Cul de Sac, all the westward coast, Léogâne, Petit Goâve and a little beyond. All these places underwent the same fate and the shocks disturbed them with the same degree of intensity [...] The principal area of shock extends from the plain of the Cul de Sac to Miragoâne. A line passing through Croix de Bousquets, Port au Prince, Léogâne and Petit Goâve represents the great axis of the unfortunate region. Its direction is east-northeast to west-southwest. », J. Scherer, *op. cit.*

succession de mouvements d'ondulation de l'Est à l'Ouest & de trépidation, la ville entière fut renversée; la poudrière seule résista & s'ouvrit seulement (...) De moindres secousses succédèrent à ces deux premières, mais elles auraient été capables de renverser des villes (...) Le jour montra toute l'horreur de cette scène déchirante. Un sol entrouvert en mille endroits, des défenseurs de la patrie ensevelis sous les ruines des casernes ou des hôpitaux, des prisonniers écrasés sous les débris de la géôle, les montagnes voisines de la ville dégradées et affaissées ; enfin, des monceaux de décombres couvrant toute l'étendue d'une ville, où il n'y avait plus d'autre abri que celui des arbres, qui indiquaient la direction des rues (...) Les malheurs de la plaine du Cul-de-Sac ne le cédèrent point à ceux de la ville. La rivière Blanche cessa de couler ; on vit sortir de différentes crevasses, formées sur plusieurs habitations, une eau pleine de sel et de soufre, qui ne pouvait servir ni pour désaltérer ni pour fertiliser les terres. La montagne de la Selle & la montagne Noire, écroulées dans plusieurs points, firent disparaître les anciens chemins (...) Pendant les 15 premiers jours qui suivirent l'épouvantable catastrophe de Port-au-Prince, il y eut plus de cents secousses par jour & à la fin du mois d'octobre la terre avait encore des mouvements, presque insensibles à la vérité »<sup>13</sup>. À la différence de novembre 1751, la ville de Léogâne fut très affectée en juin 1770 : « ...l'église, le gouvernement, le magasin à poudre & l'hôpital croulèrent. La ville n'était que ruines, & il en coûta la vie à 50 individus. Dans la plaine, les habitations furent détruites ou extrêmement endommagées; des portions de montagnes s'abymèrent, des rivières disparurent, & notamment la Grande-Rivière, qu'on ne vit reparaître que six semaines après »<sup>14</sup>. Ces descriptions suggèrent que la source du tremblement de terre de 1770 pourrait être la portion de la Faille d'Enriquillo au sud et sud-ouest de Port-au-Prince. Notons que les effets du séisme du 12 janvier 2010 ressemblent fortement à ceux décrits pour l'événement de juin 1770 avec des effets catastrophiques tout au long de la côte vers l'ouest depuis Port-au-Prince. Si l'on se fie à certaines descriptions de Moreau de Saint-Méry (nombre de répliques ressenties très important, cours des rivières probablement barrés par de grands glissements de terrain, destructions jusqu'à Miragoâne), le séisme du 3 juin 1770 pourrait avoir été significativement plus fort que celui de 2010, avec une source plus étendue vers l'ouest.

Le dernier séisme majeur ayant affecté le sud d'Haïti date du 8 avril 1860, avec des effets surtout localisés dans la partie ouest de la péninsule de Tiburon. Comme ce séisme a été accompagné d'un tsunami sur la côte nord de la péninsule<sup>15</sup>, l'hypothèse d'une rupture en mer sur une autre faille que la faille d'Enriquillo est probable.

13 Moreau de Saint-Méry, *op. cit.*, p. 418-420.

14 *Ibid.* p. 479.

15 J. Scherer, *op. cit.* K. F. O'Loughlin, J. F. Lander, *op. cit.*

La Faille d'Enriquillo et les failles secondaires associées dans la région de Port-au-Prince étaient donc reconnues comme n'ayant pas produit de séisme majeur depuis 1770 et clairement identifiées comme sources potentielles de séismes importants<sup>16</sup>. À la vitesse de  $-7$  mm/an, le temps écoulé, au moins 240 ans, était suffisant pour « recharger » le système et accumuler assez de contraintes pour produire un glissement cosismique d'environ 2 m sur la Faille d'Enriquillo et donc un tremblement de terre de magnitude d'environ 7,2<sup>17</sup>. Le risque de catastrophe sismique majeure à Port-au-Prince était annoncé. Remarquons tout de même qu'en l'absence d'études de paléosismologie<sup>18</sup> ou d'analyses plus approfondies des documents d'archive, on ne peut décrire précisément l'histoire sismique d'Haïti ni attribuer de façon sûre les séismes historiques à des segments de failles bien identifiés.

## **LE 12 JANVIER 2010, UNE RUPTURE COMPLEXE SUR UN SEGMENT DE LA FAILLE D'ENRIQUILLO**

La faille d'Enriquillo traverse tout le sud d'Haïti depuis le lac d'Enriquillo en République Dominicaine jusqu'à l'extrémité ouest de la péninsule de Tiburon<sup>19</sup>. Elle se prolonge en mer vers l'ouest jusqu'en Jamaïque où elle prend le nom de Faille de Plantain-Garden (figure 1). Longue d'environ 300 km sur le territoire haïtien, la Faille d'Enriquillo est segmentée par des complexités géométriques et structurales telles que des changements de direction ou des relais entre failles<sup>20</sup>. La plupart des failles actives sont ainsi structurées et l'on constate qu'un séisme majeur rompt souvent un ou plusieurs segments dans leur totalité. La longueur unitaire moyenne des segments sur la Faille d'Enriquillo est comprise entre 40 à 60 km, compatible donc avec des séismes unitaires de magnitude autour de 7.

La localisation de l'hypocentre du séisme du 12 janvier, le mécanisme décrochant du séisme et la distribution est-ouest des répliques suggèrent que la rupture a activé un segment long d'environ 50 km de la faille d'Enriquillo au sud-ouest de Port-au-Prince (figure 2). Au moins 50 répliques de magnitude supérieure à 4 ont été enregistrées dans les 8 jours qui ont suivi le choc principal, les plus fortes atteignant

16 C. Crépetit, *Tremblements de terre en Haïti: mythe ou réalité ?*, Document du Laboratoire National du bâtiment et des travaux publics d'Haïti. *Id.*, *Aléa et risque sismique en Haïti*, Document du Bureau des Mines et de l'Énergie, <[www.bme.gouv.ht/alea%20sismique/index.html](http://www.bme.gouv.ht/alea%20sismique/index.html)>.

17 D. M. Manaker, et al., *op. cit.*

18 Études géologiques très détaillées, par exemple en tranchées artificielles creusées sur la faille, avec l'objectif d'identifier et dater les traces des séismes passés.

19 P. Mann, F.W. Taylor, R. Lawrence Edwards, Teh-Lung Ku, « Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin », *Tectonophysics*, 246, 1-69, 1995.

20 Suivant leur géométrie, ces complexités créent le long de la faille des zones de déformation secondaires en compression (zones de «push-up» avec des failles chevauchantes et création de reliefs) ou en extension (bassins du type «pull-apart»), voir figure 2 et P. Mann *et al.*, *op. cit.*

la magnitude 6. Leur nombre a ensuite progressivement décliné dans les semaines suivantes. La plupart des répliques se sont produites autour de Petit-Goâve, zone d'intersegment où la faille a une géométrie complexe. Le séisme du 12 janvier paraît s'être arrêté sur cet intersegment qui aurait agi comme une barrière à la propagation de la rupture sismique vers l'ouest depuis l'hypocentre.

On peut préciser ce scénario à l'aide des premières données déduites des observations satellitaires et des premières reconnaissances effectuées sur le terrain. Nous avons tout d'abord recherché les traces de ruptures cosismiques sur les images haute résolution acquises après le séisme<sup>21</sup>. En effet, la plupart des tremblements de terre peu profonds de magnitude 7 ou plus décalent souvent de plusieurs mètres les objets anthropiques (routes, champs, clôtures, haies...) ou géomorphologiques (terrasses ou cônes alluviaux par exemple) situés sur la trace de la faille. De tels décalages n'ont pas été retrouvés pour celui du 12 janvier semblant avoir une rupture qui n'a pas ou peu atteint la surface. On a par contre détecté un soulèvement côtier dans la région de Léogâne, avec la mise hors d'eau de platiers coralliens. L'imagerie post-séisme révèle aussi les traces de nombreux glissements de terrain sur les flancs des vallées montagneuses, ainsi que des fractures et diaclases secondaires sur certains secteurs côtiers ou portuaires. Ces fractures sont dues à des phénomènes superficiels de déstabilisation des sols ou sédiments tels que liquéfaction, effondrements... En plus de ces analyses visuelles, la corrélation numérique d'images satellitaires acquises avant et après le séisme permet de mesurer de façon plus quantitative la déformation de la surface terrestre autour de la zone du séisme<sup>22</sup>. Ces données et leur modélisation, encore préliminaires, confirment que le segment rompu aurait entre 30 et 50 km. Sa géométrie serait compliquée en profondeur ; la rupture sismique, mal exprimée en surface, se serait surtout produite entre 2 et 15 km de profondeur; le segment immédiatement au S et SE de Port-au-Prince n'aurait pas rompu (figure 2). Il ne s'agit donc que d'une portion relativement courte de la faille décrochante d'Enriquillo qui aurait été impliquée le 12 janvier (au maximum 50 km par rapport à 300 km), et ce d'une façon assez complexe qui reste encore à préciser.

21 De nombreuses images (prises de vues satellitaires ou aériennes) post-séisme, de très haute résolution (quelques décimètres) ont été rendues rapidement accessibles via Google Earth et demeurent librement consultables en ligne.

22 Pour le séisme d'Haïti, les données les plus fiables sont apportées par l'interférométrie radar, ou InSAR. Voir l'analyse préliminaire de Manabu Hashimoto, Kyoto University, <[www.rcfp.dpri.kyoto-u.ac.jp/~hasimoto/Manabu/haiti\\_SAR\\_e.htm](http://www.rcfp.dpri.kyoto-u.ac.jp/~hasimoto/Manabu/haiti_SAR_e.htm)>. Ces données et leur interprétation encore très préliminaires seront précisées par la mesure GPS d'un réseau géodésique.

## POURQUOI DE TELS DÉGÂTS ? QUELLES SONT LES IMPLICATIONS SUR L'ALÉA À COURT TERME ?

Il se dessine donc l'image paradoxale d'un tremblement de terre de magnitude relativement commune, ayant cassé une portion assez limitée d'une grande faille, mais extrêmement destructeur et faisant deux à trois fois plus de victimes que le plus catastrophique des séismes connus de magnitude  $\sim 7^{23}$ . Les premières raisons à cela sont un foyer du séisme peu profond et très proche des grandes agglomérations touchées (les ondes sismiques n'ont pas pu s'atténuer avec la distance) et des mécanismes appelés « effets de site » qui ont pu amplifier localement les ondes ou leurs conséquences directes (les sols peuvent par exemple perdre toute cohésion par un processus de liquéfaction). Ce contexte rappelle le tremblement de terre de Kobe de magnitude 6,8 (17 janvier 1995), qui fit toute de même 6 400 victimes dans un des pays les plus riches et *a priori* les mieux préparés de la planète. Mais c'est probablement l'état économique et l'histoire chaotique d'Haïti qui sont les principaux responsables de l'ampleur du désastre, amenant certains à parler de « tectonique de la misère »<sup>24</sup>. Les premières expertises sur le bâti<sup>25</sup> montrent que l'essentiel des constructions étaient totalement inadaptées pour résister aux secousses sismiques. En cela, la catastrophe de Port-au-Prince révèle la menace que l'on sait planer sur plusieurs mégapoles mondiales construites à proximité immédiate de grandes failles, souvent sans respect de quelconques normes parasismiques<sup>26</sup>. Comme pour beaucoup de ces villes, le risque menaçant Port-au-Prince était identifié et les géologues haïtiens avaient exprimé leur forte préoccupation. Il faut maintenant espérer que la reconstruction se fait en tenant compte de l'aléa sismique et des effets de site locaux, et en respectant un code de construction parasismique adapté au contexte haïtien.

Les séismes sur les grandes failles décrochantes sont connus pour se produire souvent en séquences, la rupture d'un segment déclenchant en cascade celle des segments adjacents. L'exemple le plus connu et démonstratif est celui de la Faille Nord-Anatolienne en Turquie avec plus de 10 séismes, de magnitude 6,8 à 7,9, se propageant d'est en ouest entre 1939 et 1999 jusqu'au voisinage d'Istanbul<sup>27</sup>. C'est peut-être ce qui s'est déjà passé au XVIII<sup>e</sup> siècle dans le sud d'Haïti (1751a, 1751b, 1770). À condition de bien connaître la géométrie et le mécanisme d'un séisme, et

23 R. Bilham, « Lessons from the Haiti earthquake », *Nature*, vol. 463, 18 février 2010, pp. 878-879, 2010.

24 C. Wargny, *Le Monde Diplomatique*, n°671, février 2010.

25 Reconnaissance and Report by the Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER), <peer.berkeley.edu/publications/haiti\_2010/documents/- Buildings and earthquakes—Which stands? Which falls? (IRIS)>, <www.iris.edu/hq/files/programs/education\_and\_outreach/retrm/trm\_100112\_haiti/BuildingsInEQs\_2.pdf>.

26 R. Bilham, *op. cit.*

27 A. Barka, « Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of the period 1939-1967 », *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1996, p. 1238-1254. R. S. Stein, A. Barka, J. H. Dieterich, « Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering », *Geophys. J. Int.*, 138, 1997, p. 594-604. Z. Cakir et al., « Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations », *Geophys. J. Int.*, 155, 2003, pp. 93-110.

si possible l'histoire sismique de la région (peu précise pour Haïti), on peut calculer les changements de contraintes induits par une rupture sur les failles adjacentes. Ce calcul effectué pour le séisme du 12 janvier<sup>28</sup> montre une charge accrue sur les segments de faille situés de part et d'autre de celui qui a rompu sur environ 50 km. Il faut donc envisager l'hypothèse d'une rupture des segments à l'est de la source de ce séisme (immédiatement au sud-est de Port-au-Prince) et à l'ouest (vers la péninsule de Tiburon) au cours des prochaines décades, avec des événements de magnitudes au moins équivalentes à celle du 12/01. Par contre, nous ne disposons pas de modèle physique fiable pour prédire le délai d'occurrence de futurs événements sismiques déclenchés par ces changements (notons qu'il ne s'agit pas de répliques du présent séisme, qui décroissent en nombre et en magnitude au cours du temps, mais d'événements indépendants).

### **UNE MEILLEURE ÉVALUATION DE L'ALÉA PASSE PAR UNE MEILLEURE CONNAISSANCE DES FAILLES**

Comme cela a été décrit dans les sections précédentes, les grandes failles qui affectent l'île d'Haïti se trouvent en grande partie à terre. Il est donc possible de les étudier avant même qu'une catastrophe comme le séisme du 12 janvier 2010 ne se produise. Si cela ne nous permet pas pour le moment de prédire quand un séisme va se produire exactement, sur le modèle d'une prédiction météorologique par exemple, cela nous permet cependant d'avoir des idées assez précises sur le temps de retour des séismes, éventuellement leur extension latérale, le déplacement qui leur est associé et leur magnitude. L'ensemble de ces informations est capital pour une bonne prise en compte de l'aléa sismique dans une région donnée, et tout particulièrement dans le cas d'Haïti où la principale ville est à reconstruire complètement.

Différents outils sont à la disposition des scientifiques pour étudier les failles, à terre, et essayer de préciser les paramètres clefs de l'activité sismo-tectonique<sup>29</sup> d'une région, en suivant une méthodologie qui est maintenant relativement bien établie, l'emboîtement des échelles. L'idée, simple, est de regarder la structure géologique dans son ensemble puis, par une série de zooms successifs, de regarder de façon de plus en plus détaillée la structure.

28 Cela a été fait de manière préliminaire, voir par exemple Jian Lin *et al.*, *Coulomb Stress-Transfer Model for the January 12, 2010, MW=7.0 Haiti Earthquake*, USGS Open-File Report 2010-1019, <[pubs.usgs.gov/of/2010/1019/](http://pubs.usgs.gov/of/2010/1019/)>.

29 La sismo-tectonique consiste à étudier les déformations de la croûte terrestre dues aux séismes. Typiquement, les échelles de temps abordées ne dépassent pas quelques milliers d'années.

## LES FAILLES VUES DU CIEL

L'objectif premier pour comprendre comment fonctionne une structure géologique telle qu'une faille consiste à établir une carte précise de cette structure. Il s'agit de fournir une description géométrique de la faille qui va bien mettre en relief les différentes sections continues de la faille, appelées segments, et les zones plus complexes qui connectent ces segments, et qui sont appelées zones de relais. Pour cela, l'outil privilégié par les sismo-tectoniciens est l'imagerie aérienne et satellitaire (figure 3). Des progrès très importants ont été réalisés au cours de ces vingt dernières années en ce qui concerne les capacités de l'imagerie satellitaire. Les années 1990 ont vu l'arrivée pour des applications civiles d'images satellites couleurs d'une résolution décimétrique, et notamment en Europe la constellation des satellites Spots. Cette première révolution a permis de cartographier de très nombreuses structures tectoniques actives, y compris dans des régions difficiles d'accès, que ce soit pour des raisons matérielles ou politiques. À cette période correspond la cartographie des grandes failles continentales d'Asie, du Moyen- et de l'Extrême-Orient. La fin des années 1990 et le début des années 2000 ont vu une deuxième révolution technologique avec l'arrivée pour le monde civil d'images avec une résolution métrique, ou même inférieure au mètre. Ces images, du fait de leur extrême résolution<sup>30</sup>, ont encore une fois modifié notre façon de regarder la planète, et notamment les structures tectoniques. Il est devenu possible de voir la géométrie fine des failles. Dans le cas de l'étude des séismes, ces images sont aussi beaucoup utilisées *a posteriori*, c'est-à-dire pour étudier l'expression de surface du séisme, la morphologie de la rupture. En effet, celle-ci est riche en information sur les processus physiques qui sont mis en jeu lorsque le séisme se produit. Dans le cas du séisme d'Haïti, de grandes quantités d'images ont été acquises suite au séisme, pour une évaluation rapide des dégâts, mais aussi pour pouvoir cartographier la faille.

Ces données d'imagerie sont de plus en plus souvent complétées par des mesures de topographie de très haute précision. Ces données sont acquises à l'aide d'un système laser aéroporté appelé LIDAR<sup>31</sup> qui permet d'avoir une connaissance de la topographie avec une résolution supérieure au mètre (de 1 à 4 points de mesure par m<sup>2</sup>). Un avantage important de ce système est qu'il permet aussi de faire des mesures sous un couvert végétal si celui-ci n'est pas trop dense, ce qui est par exemple le cas d'Haïti. Dans le cas d'Haïti, une telle acquisition a été organisée sous le patronage de la Banque mondiale, qui permet dans les zones urbaines de se faire une meilleure idée des destructions, mais aussi de produire une carte très précise des structures géologiques.

30 À l'heure actuelle tout un chacun peut, moyennant finance, obtenir une image d'à peu près n'importe où sur le globe ayant une résolution au sol de 60 à 40cm. Une grande quantité de ces images sont par ailleurs disponibles, quasi gratuitement, sur le réseau Internet, via des logiciels comme Google Earth.

31 LIDAR: Light Detection And Ranging.

La connaissance de la géométrie fine des failles est importante car le séisme, comme tout processus physique, se propage d'autant plus facilement qu'il ne rencontre pas d'obstacle. Une fois que la rupture a débuté sur un segment, il est fort probable qu'elle se propage sur l'ensemble de ce segment. Par contre le fait qu'elle arrive à franchir, ou non, les zones de relais qui limitent ce segment peut dépendre en grande partie des caractéristiques, notamment la taille<sup>32</sup>, de ces relais. Dans le cas du séisme du 12 janvier 2010 en Haïti, comme cela a déjà été mentionné plus haut, la rupture semble s'être arrêtée, à l'ouest, au niveau de l'un de ces relais.

Au-delà des aspects cartographiques, la géodésie spatiale permet aussi très directement de mesurer les déformations de la surface de la terre qui sont associées à un séisme. Pour cela deux outils sont privilégiés, qui sont d'une part les mesures par GPS<sup>33</sup>, et d'autre part les mesures par interférométries radar, aussi appelée InSar<sup>34</sup>. Ces deux techniques ont en commun de nécessiter des mesures faites avant et après le séisme pour pouvoir mesurer la déformation, en fait une mesure de changement de forme. Si l'acquisition de données juste après un séisme (dans le cadre d'une intervention post-sismique) est généralement évidente, au-delà de difficultés techniques, c'est loin d'être le cas en ce qui concerne l'existence de données d'archives ante-séismes. En effet, l'acquisition de données d'archives sur toutes les zones à risque est loin d'être systématique. Dans le cas du séisme d'Haïti cependant, il se trouve que ces données existent et qu'il est donc possible de mesurer les déformations du sol avec une précision centimétrique, ce qui est très utile pour aider à une meilleure compréhension des phénomènes physiques associés au déroulement du séisme.

## LA MESURE DES DÉFORMATIONS SUR LE TERRAIN

Quand une faille active est identifiée sur le terrain, par exemple grâce aux données de télédétection, plusieurs questions peuvent être posées qui sont pertinentes par rapport à l'occurrence des séismes. D'une part il faut se demander à quelle vitesse bouge la faille, et ce sur plusieurs échelles de temps qui vont de quelques années à quelques milliers d'années. D'autre part il faut se demander si l'on peut dire quelque chose sur l'activité sismique passée de la faille, qui puisse nous éclairer sur son fonctionnement futur, notamment le temps de retour possible des séismes catastrophiques.

Quant à établir la vitesse de déformation de la faille, pour des échelles de temps courtes, l'utilisation du GPS s'est imposée comme étant la mesure la plus efficace.

32 S. Wesnousky, « Predicting the endpoints of earthquake ruptures », *Nature*, 444 (7117), 2006, p. 358-360.

33 Global Positioning System.

34 Ce type de mesures utilise la combinaison d'images produites par un satellite qui émet des ondes de type radar vers la terre puis enregistre les ondes réfléchies, ce qui permet de mesurer la distance terre-satellite en chaque point de l'image. La différence entre des mesures faites avant et après un séisme permet de mesurer les changements de distance, en chaque point de l'image, selon la direction terre – satellite.

Dans ce cas des réseaux de points géodésiques sont implantés, dont la position est mesurée régulièrement, ce qui permet de déterminer la déformation interne de ce réseau. Ce type de mesures avait permis dans le cas d'Haïti de connaître la vitesse de la faille qui a rompu en janvier 2010, avant même que le séisme ne se produise<sup>35</sup>, et de faire une estimation du déficit de glissement sur la faille, compte tenu de la date du dernier séisme connu sur cette faille. Cette vitesse GPS, dite aussi vitesse instantanée, car mesurée sur quelques années, peut être en partie biaisée dans sa mesure par l'existence de phénomènes de déformation transitoires liés par exemple à la préparation d'un séisme sur une faille donnée. Pour essayer de détecter ce type de phénomène, il est aussi utile de déterminer les vitesses de déformations sur des échelles de temps qui dépassent le temps de retour des séismes, donc typiquement sur quelques milliers à centaines de milliers d'années. Dans ce cas, bien évidemment, il n'est pas possible de faire une mesure instrumentale directe. La technique employée consiste alors à identifier des objets dans le paysage qui ont une signature morphologique particulière, comme par exemple un cône alluvial ou des berges de rivières, dont la durée de vie est longue par rapport au cycle sismique. Dans le cas d'une faille décrochante, comme c'est le cas à Haïti, si ces objets se trouvent en travers de la faille, ils vont donc peu à peu être déformés du fait du déplacement d'un côté de la faille par rapport à l'autre, au cours des séismes successifs (figure 3). L'enjeu pour les tectoniciciens est donc d'identifier ces objets et de les carter le plus précisément possible, grâce à l'imagerie et au travail de relevé sur le terrain, pour pouvoir mesurer la déformation de l'objet par rapport à sa géométrie initiale. En parallèle, différents types d'échantillons vont être collectés qui permettent de dater l'objet pour connaître son âge. À partir de là il devient possible de calculer la vitesse moyenne de déformation pour la période considérée. Dans le cas d'Haïti, ce travail reste à faire.

Au-delà de la vitesse de déformation, ce qui est le plus souvent capital pour faire une évaluation correcte de l'aléa sismique, c'est de connaître le temps de retour des séismes destructeurs, typiquement des séismes de magnitude supérieure ou égale à 6,5 dans le cas d'Haïti. Le cadre conceptuel de ce type d'étude ne fait lui-même pas forcément l'objet d'un consensus dans la communauté scientifique car le fait même que pour une faille donnée l'occurrence des séismes soit plus ou moins régulière est loin d'être établi et plusieurs modèles très différents sont actuellement proposés<sup>36</sup>. Nonobstant cette difficulté théorique, il est possible de rechercher des informations sur les séismes passés, aussi appelés paléoséismes. Plusieurs techniques sont utilisées. La plus classique consiste à identifier le long de la faille active un site qui constitue un piège à sédiment, c'est-à-dire un endroit où les sédiments s'accumulent au cours du temps. Typiquement cela va être une petite dépression, un escarpement à contre-

35 D. M. Manaker *et al.*, *op. cit.*

36 K. Sieh, « The repetition of large-earthquake rupture », *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 93, 1996, pp. 3764-3771.

penne ou une plaine d'inondation qui n'est envahie par l'eau que de façon occasionnelle. Quand un séisme de forte magnitude se produit, il provoque une rupture de la surface de la terre, similaire à un labour, avec éventuellement un petit rejet vertical. Dans tous les cas, cela va perturber les couches sédimentaires déjà en place. L'accumulation des couches sédimentaires étant régulière, et plus rapide que l'occurrence des séismes, ces unités perturbées seront recouvertes par de nouvelles unités qui elles ne sont pas affectées par le séisme. Quand un tel site est identifié, on creuse une tranchée – paléosismologique – perpendiculaire à la faille pour étudier la séquence des dépôts sédimentaires et établir les relations stratigraphiques entre les différentes unités, notamment celles qui ont été rompues lors d'un séisme et les autres. Dans la mesure du possible on va aussi échantillonner les différentes unités pour pouvoir les dater et établir une chronologie des séismes passés<sup>37</sup>.

Quand les conditions sont particulièrement favorables, ce genre de techniques permet aussi de mettre à jour des objets morphologiques tels que d'anciens chenaux de rivière<sup>38</sup>, aujourd'hui abandonnés et le plus souvent enterrés, pour lesquels on peut reconstruire la géométrie antérieure et ainsi déterminer le déplacement associé à un séisme particulier. Ce type de technique, qui s'est vraiment développé à la fin des années 1980, a encore été peu mis en œuvre pour les différentes failles qui concernent l'île d'Haïti, à part quelques études sur la Faille Septentrionale<sup>39</sup>, alors qu'il permettrait d'une part d'associer plus spécifiquement les différents séismes historiques aux segments de failles connus, et d'autre part d'allonger les catalogues de sismicité au-delà de la période historique.

Dans le cas d'Haïti, une autre méthode de paléosismologie peut aussi être mise en œuvre pour allonger ces catalogues de séisme, qui consiste à étudier les mouvements verticaux associés à ces séismes. Plus spécifiquement, on a pu constater lors du séisme du 12 janvier 2010 qu'une partie de la côte haïtienne avait été soulevée, faisant émerger partiellement les coraux qui vivent à fleur d'eau le long de la côte. La partie émergée de ces coraux va mourir très rapidement alors que la partie qui reste immergée continue à croître. En utilisant cette observation, le fait que les coraux peuvent vivre longtemps et que l'on est capable de les dater avec une grande précision peut constituer un formidable enregistrement des mouvements de la côte au cours du temps. Ce genre de technique a déjà été développé avec succès dans le cas de la subduction indonésienne<sup>40</sup> et peut être adaptée au cas haïtien.

37 Daeron *et al.*, « 12,000-year-long record of up to 14 paleo-earthquakes on the Yammoûneh fault (Levant fault system) », *Bull. Seis. Soc. Am.*, 97(3), 2007, pp. 749-771.

38 Liu *et al.*, « Six similar sequential ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California », *Geology*, 32(8), 2004, pp. 649-652.

39 C. P. Prentice *et al.*, « Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic », *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2003, doi:10.1029/2001JB000442.

40 D. K. Natawidjaja *et al.*, « Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls », *J. Geophys. Res.*, 111, B06403, 2006, doi:10.1029/2005JB004025.

## LA DYNAMIQUE DES FAILLES AU COURS DU TEMPS

L'un des effets des séismes est de relâcher les contraintes, les forces, qui s'accumulent dans la croûte terrestre au cours du temps, sous l'effet du déplacement des plaques tectoniques à grande échelle. Ces contraintes ne sont pas relâchées partout en même temps le long de la faille car, essentiellement pour des raisons de géométrie, le niveau de chargement en contrainte n'est pas exactement le même partout sur l'ensemble de la faille, à un moment donné. On peut donc essayer de déterminer des scénarii spatio-temporels pour voir s'il existe une logique dans les séquences de rupture pour une faille donnée. La détermination de telles séquences a bien sûr des implications très importantes en termes d'aléa et de risque sismique. Par exemple, savoir si c'est le segment situé à l'est, ou à l'ouest, de la rupture de 2010 qui est maintenant le plus proche du seuil de rupture peut avoir des implications directes sur les projets de reconstruction en Haïti.

Pour essayer d'établir de tels scénarii on synthétise les différentes données disponibles: La vitesse de mouvement sur les failles, déterminée géologiquement et par GPS, nous permet d'établir un taux d'accumulation des contraintes sur les failles au niveau régional. Ce niveau de contrainte moyen est modulé localement en fonction de la géométrie précise des différents segments de faille ainsi que de la connaissance des séismes anciens pour chacun de ces différents segments. Enfin, en utilisant les informations fournies par les études sismologiques et géodésiques, essentiellement la quantité de déplacement en fonction de la localisation sur la faille, on peut incorporer l'effet du dernier séisme dans cette modulation. La localisation des répliques<sup>41</sup> est aussi riche en information pour pouvoir déterminer les modifications du champ de contrainte suite à un séisme important, d'où l'urgence qu'il y a à intervenir après un séisme pour enregistrer, et localiser un maximum de ces répliques. Dans le cas du séisme d'Haïti, cela a nécessité l'installation rapide de stations sismologiques temporaires à terre, mais aussi en mer.

L'ensemble de ces informations permet éventuellement de calculer un champ de contrainte instantané, postérieur au séisme, qui montre les zones où le niveau de contrainte s'est élevé (et où l'on s'est donc rapproché du seuil de rupture) et inversement les zones où le niveau de contraintes a plutôt diminué. Ce travail peut être utilisé comme outil d'évaluation pour mieux comprendre l'enchaînement spatio-temporel des ruptures sismiques, à moyen et à long terme, sur les grandes failles comme celle d'Enriquillo, par exemple. Dans le cas d'Haïti, la majeure partie de ce travail reste encore à faire.

---

41 Les répliques sismiques correspondent à l'ensemble des séismes qui se produisent à la suite du choc principal et qui peuvent être compris comme le réajustement de la croûte terrestre après un déplacement important. Ces répliques sont d'une magnitude inférieure à celle du choc principal. L'occurrence de répliques peut se prolonger pendant plusieurs semaines ou mois, suivant le contexte tectonique et la magnitude du choc principal. La décroissance du nombre des répliques au cours du temps est cependant relativement bien connue qui suit une loi de puissance appelée la loi d'Omori.

## QU'EN EST-IL À L'ÉCHELLE DE TOUTE LA CARAÏBE ? L'ARC DES PETITES ANTILLES EST-IL MENACÉ LUI AUSSI ?

L'arc volcanique des Petites Antilles le long duquel se situent les îles françaises de Saint-Martin, Saint-Barthélemy, Guadeloupe et Martinique résulte aussi de la subduction des plaques Américaines sous la plaque Caraïbe (figure 1). Ces îles sont donc soumises aux mêmes forces tectoniques que l'île d'Hispaniola. On y retrouve les mêmes structures tectoniques : la zone de subduction et en arrière, au niveau de l'arc, des failles actives superficielles qui accommodent une composante de mouvement sénestre parallèle à la zone de subduction<sup>42</sup>. Cette composante de mouvement augmente vers le Nord avec la courbure de la plaque Caraïbe<sup>43</sup>. Elle est de 4mm/an au large de la Guadeloupe, et de 17mm/an aux îles Vierges. Au cours des dix dernières années, ces failles ont été identifiées et cartographiées grâce à des observations de terrain et à des données acquises en mer par les navires océanographiques français de l'IFREMER.

En Guadeloupe, on peut distinguer deux groupes de failles. D'une part les failles d'orientation N-E-O qui structurent les grabens dans la partie est de l'arc. Ces failles coupent les fonds marins et sont aussi bien visibles à terre, sur les îles de Grande-Terre et Marie-Galante. Là, l'accumulation de séismes le long de ces structures façonne le paysage et forme des marches d'escalier (escarpements) longues de plusieurs kilomètres et hautes de plusieurs dizaines de mètres. L'île de Marie-Galante est ainsi coupée en deux par la faille de Morne-Piton, encore appelée « Barre de l'île », et tout le littoral sud de Grande-Terre depuis Pointe-à-Pitre jusqu'à Saint-François ainsi que le fameux site touristique de la Pointe des Châteaux est affecté par plusieurs failles actives impliquant un risque sismique important au niveau de la capitale. D'autre part, à l'ouest de l'arc, toutes les îles volcaniques entre Saba et Sainte-Lucie sont traversées par un grand système de failles principalement normales disposées en échelons. Ces failles se connectent au premier groupe de faille et la géométrie d'ensemble de ces systèmes de failles indique qu'elles absorbent du glissement sénestre le long de l'arc, comme la faille d'Enriquillo.

L'analyse morphologique et la datation de marqueurs décalés par les failles (édifices volcaniques, terrasses marines) indiquent des mouvements de l'ordre de 1 à quelques millimètres par an, comparables à la composante de mouvement tangentielle

42 N. Feuillet *et al.*, « Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles », *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2331, 2002, doi:10.1029/2001JB000308. *Id. et al.*, « Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies) », *J. Geophys. Res.*, 109, B02302, 2004, doi:10.1029/2003JB002419.

43 N. Feuillet *et al.*, 2002, *op. cit.*; A. M. Lopez *et al.*, « Is there a northern Lesser Antilles forearc block ? », *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07313, 2006, doi:10.1029/2005GL025293 ».

à la fosse de subduction<sup>44</sup>. Ces failles superficielles ont déjà produit par le passé des séismes destructeurs. Par exemple le 16 mai 1851, la ville de Capesterre, à l'ouest de Basse-Terre de Guadeloupe a été affectée par un séisme d'intensité VII qui a probablement rompu la faille de Morne-Piton<sup>45</sup>. Le 29 avril 1897, la ville de Pointe-à-Pitre est endommagée par un séisme d'intensité VIII et 4 morts sont à déplorer ; le séisme est superficiel et s'est produit, soit sur la faille de Gosier qui traverse Pointe-à-Pitre, soit sur la faille de Bouillante-Montserrat au large de Deshaies, au Nord de Basse-Terre de Guadeloupe. Plus récemment, le 21 novembre 2004, les îles des Saintes au sud de la Guadeloupe ont été affectées par un séisme de magnitude 6,3 (environ 30 fois moins fort que celui de Port-au-Prince du 12 janvier). Par chance, une seule personne est décédée ; le séisme s'étant produit un dimanche en fin de matinée, la plupart des Saintois étaient dehors et sortaient de la messe ; le bilan aurait certainement été dramatique si le séisme s'était produit en pleine nuit puisque plus de 50% des habitations ont été endommagées à Terre-de-Bas<sup>46</sup>, l'île la plus à l'ouest de l'archipel.

La faille (Roseau) qui a rompu lors de ce séisme se situe en mer entre les Saintes et la Dominique. Nous l'avons découverte et cartographiée quelques années plus tôt lors de la campagne à la mer AGUADOMAR sur le navire l'*Atalante* (Deplus *et al.*, 2001, *Feuillet et al.*, 2004). Depuis des études plus fines ont été entreprises avec deux nouvelles campagnes à la mer (GWADASEIS en 2009 et BATHYSAINTES en 2010) pour mieux caractériser le système de failles à l'origine de ce séisme.

Ces failles superficielles représentent donc un risque sismique important qui vient s'ajouter à celui lié aux grands séismes de subduction de type méga-chevauchement qui cassent l'interface entre les plaques qui convergent.

Les failles superficielles des Petites Antilles sont plus petites et plus segmentées que la grande faille d'Enriquillo, il est donc probable qu'elles produisent des séismes plus petits. Les séismes historiques liés à ces failles ne semblent d'ailleurs pas dépasser la magnitude 6,5. Les séismes les plus dangereux et les plus destructeurs restent les séismes de subduction. Ces séismes pourraient atteindre des magnitudes supérieures à 8. Les îles de Martinique et de Guadeloupe ont été frappées à 4 années d'intervalle par deux séismes de ce type, le 11 janvier 1839 et le 8 février 1843. Les villes de Port-Royal (Fort-de-France) et Pointe-à-Pitre ont alors été complètement détruites par ces deux événements et les victimes se sont comptées par milliers.

44 N. Feuillet *et al.*, « Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity : New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data », *Geophys. Res. Lett.*, 37, L00E15, 2010, doi:10.1029/2010GL042556.

45 N. Feuillet *et al.*, 2002, *op. cit.*

46 M. Cara *et al.*, « Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 novembre 2004, note préliminaire », BCSF2005-NP3, 2005, 62 p., 101 figures, 28 tableaux, 5 annexes.

Étant donné la taille de ces deux villes et leur nombre d'habitants, des séismes de cette ampleur aujourd'hui seraient une véritable catastrophe ; d'autant plus que l'habitat et les infrastructures y sont très vulnérables. En effet, la grande majorité des constructions individuelles ne sont pas parasismiques. Il en est malheureusement de même pour la plupart des bâtiments de classe D devant être opérationnels en cas de crise (préfecture, caserne de pompiers, hôpitaux, observatoire...). À Fort-de-France, le port, l'aéroport et les réseaux d'eau potable ne sont pas parasismiques. La ville se situe dans une zone de mangrove soumise au risque de liquéfaction des sols en cas de séisme et à des effets d'amplification des ondes sismiques. Depuis le séisme des Saintes de 2004, des efforts ont été entrepris pour mieux protéger les populations ; un « plan Séisme » national a été créé et plus de 300 M€ investis dont ~50 M€ destinés à la Guadeloupe et à la Martinique. L'essentiel de ces fonds est consacré à la consolidation ou à la reconstruction des bâtiments de classe D et des écoles. La fin des travaux est prévue pour 2013. Une part du budget est également consacrée à l'éducation au risque de la population notamment à travers des actions de sensibilisation comme les journées REPLIK (SISMIK en Martinique) pilotée par la DIREN, en collaboration avec tous les acteurs du risque dans les régions. En Martinique, un séisme de magnitude comparable à celui de Port-au-Prince a eu lieu le 29 novembre 2007, provoquant de nombreux dégâts notamment sur certains grands bâtiments du centre de Fort-de-France<sup>47</sup>. Contrairement au séisme de Port-au-Prince, celui de Martinique était beaucoup plus profond (150 km) et donc plus éloigné des villes. Il a été ressenti avec une intensité maximale de VII à Fort-de-France<sup>48</sup> contre IX à Port-au-Prince. Il n'a fait aucune victime directe. Ce séisme s'est produit dans la plaque plongeante américaine sous la Martinique. C'est un autre type de séisme destructeur qui peut se produire aux Antilles. Un séisme comparable avait eu lieu en 1953 au sud de la Martinique.

Les séismes de type méga-chevauchement à l'interface de subduction ou le long de failles plus superficielles dans l'arc peuvent provoquer des tsunamis, ce qui est un risque supplémentaire dans ces régions très touristiques. Le séisme de Sumatra et le tsunami ravageur qu'il a engendré ont ravivé la conscience du risque de tsunami aux Antilles et dans la Caraïbe en général. Le séisme des Saintes de 2004 a provoqué un petit tsunami aux Saintes<sup>49</sup> et plusieurs tsunamis ont été rapportés au cours de la période historique<sup>50</sup>. Comme à Sumatra, un séisme le long de l'interface de subduc-

47 S. Bazin *et al.*, « The Mw=7.4 Martinique (Lesser Antilles) intermediate depth earthquake of November 29, 2007: A first analyse », Paper presented at the 18th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 25-28 mars, 2008, <[www.ipgp.jussieu.fr](http://www.ipgp.jussieu.fr)>.

48 A. Schlupp *et al.*, « Séisme de Martinique du 29 novembre 2007, rapport du BCSF : synthèse sismologique et étude macrosismique », BCSF2008-R1, 2008, 132 p., 266 figures, 3 tableaux, 5 annexes.

49 A. Le Friant *et al.*, « Field survey and numerical simulation of the 21 November 2004 tsunami at Les Saintes (Lesser Antilles) », *Geophys. Res. Lett.*, 35, L12308, 2008, doi:10.1029/2008GL034051.

50 N. Zahibo *et al.*, « The 1867 Virgin Island Tsunami, 2003 », *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 2003, pp. 367-376.

tion au large de la Caravelle en Martinique ou de la Désirade en Guadeloupe, par exemple, pourrait provoquer un tsunami avec des hauteurs de vagues de plusieurs mètres qui déferleraient sur les plages en moins de dix minutes. Pour éviter la catastrophe, la communauté internationale se mobilise depuis 2004 pour mettre en place un système d'alerte au tsunami dans la Caraïbe : le CarTWS (Caribbean Tsunami Warning System). Une quarantaine de pays du bassin Caraïbe (Groupe de Coordination Intergouvernementale – ICG), soutenus par la Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO (COI), se réunissent depuis plus de quatre ans pour organiser un partage des données sismologiques et géodésiques en temps réel permettant le calcul, en quelques secondes, de la magnitude et de la location des séismes à fort potentiel tsunamigénique et le déclenchement quasi-instantané de l'alerte. Pour répondre à ce défi, les observatoires volcanologiques et sismologiques de Guadeloupe et de Martinique, gérés par l'Institut de Physique du Globe de Paris, sont en pleine mutation technologique avec le passage à la communication satellite et la modernisation des stations sismologiques. La quatrième session de l'ICG s'est tenue à Fort-de-France en juin 2009. Parallèlement à l'installation de ce système d'alerte, des données bathymétriques haute résolution doivent être acquises le long des côtes pour modéliser, à l'échelle des plages, ports et quartiers, l'impact d'une vague de tsunami (hauteur des vagues et surface d'inondation) et déterminer les zones les plus vulnérables en vue de l'installation de système d'alerte type sirène. Ces travaux ont commencé en Guadeloupe grâce à des financements de l'Agence Nationale pour la Recherche sur le plateau insulaire des Saintes (campagne BATHYSAINTEs, IPGP, janvier 2010). D'autres données seront acquises en Guadeloupe par l'Université des Antilles et de la Guyane en 2011 grâce au financement d'un contrat plan État-région. Ces données multifaisceaux seront complétées par des données LIDAR qui permettront d'obtenir une topographie et une bathymétrie très haute résolution du littoral. L'acquisition de ce type de données, recommandée par l'UNESCO dans le cadre de l'Installation du CarTWS, nécessite des moyens à la mer très coûteux et les financements restent à trouver pour compléter ces acquisitions dans les autres îles de l'arc.

Aux Antilles comme en Haïti les temps de retour des séismes destructeurs sont très longs. Ces catastrophes ne restent pas dans la mémoire collective ce qui est une cause de vulnérabilité supplémentaire. Les populations n'ont pas conscience du risque et n'y sont pas éduquées. On ne construit pas parasismique alors qu'il est démontré que le surcoût n'atteint que quelques % pour une habitation individuelle (<[www.prim.net/risqnat/chap6/doc/6-8-2.htm](http://www.prim.net/risqnat/chap6/doc/6-8-2.htm)>). Des mesures devraient être prises pour réglementer et contrôler la construction des habitations individuelles sur nos îles françaises afin d'éviter une catastrophe comparable à celle de Port-au-Prince.

Les autres îles du Nord Caraïbe ne sont pas épargnées par les séismes. À l'ouest d'Haïti, le système de faille d'Enriquillo/Plantain Garden se prolonge en Jamaïque

où plus de 200 séismes pour la plupart de magnitude inférieure à 4 sont enregistrés chaque année, essentiellement dans l'Est de l'île. La Jamaïque a d'ailleurs été frappée par des séismes destructeurs au cours de son histoire. Le séisme de Port-Royal, le 7 juin 1692, fut le plus important. Il détruisit la ville de Port-Royal dont une partie s'est enfoncée dans la mer. Ce séisme fut responsable de la mort de plus de 2 000 personnes, la plupart ayant été emportées par une épidémie de fièvre jaune consécutive au séisme. Un autre séisme destructeur eut lieu le 14 janvier 1907 à Kingstown : 1 000 personnes périrent et 9 000 autres restèrent sans abri<sup>51</sup>. À l'est d'Haïti, la Faille Septentrionale continue en République dominicaine puis au nord de Porto Rico où elle s'organise de manière complexe avec d'autres failles de mécanismes différents pour accommoder la convergence très oblique entre les plaques Caraïbe et Américaine<sup>52</sup>. Ainsi Porto Rico et les îles Vierges sont également coupées par des failles actives dans le prolongement de celles d'Hispaniola. Ces îles de la bordure nord Caraïbe ont également été le site de séismes destructeurs. Le 4 août 1946, la République dominicaine fut frappée par un séisme de magnitude 8,1 qui provoqua un tsunami avec des vagues d'une hauteur de 4-5 m. Le nombre de victimes fut estimé à 2 550. Le 11 octobre 1918, un séisme de magnitude 7,5, ressenti avec une intensité IX dans l'Ouest de Porto Rico a été reporté dans le Mona Passage. Ce séisme a également généré un tsunami d'une hauteur de 7 m à Punta Agujereada où 116 personnes furent tuées. Le 18 novembre 1867, le séisme des îles Vierges, dont la magnitude a été estimée à 7,3, a lui aussi provoqué un tsunami important déferlant dans tout l'arc des Antilles jusqu'aux îles Grenadines. Une vague de plusieurs mètres de hauteur avait alors été rapportée en Guadeloupe<sup>53</sup>.

---

51 <[www.mona.uwi.edu/earthquake/](http://www.mona.uwi.edu/earthquake/)>

52 P. Mann *et al.*, *op. cit.* ; *id.*, « Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations », *Tectonics*, 21, 2002, doi:10.1029/2001TC001304.

53 Zahibo *et al.*, 2003, *op. cit.*

Figure 1. Carte morpho-tectonique de l'ensemble de la zone Caraïbe. Les principales structures tectoniques actives sont représentées ainsi que l'activité sismique. La vitesse relative des plaques par rapport à la Caraïbe fixe est aussi indiquée

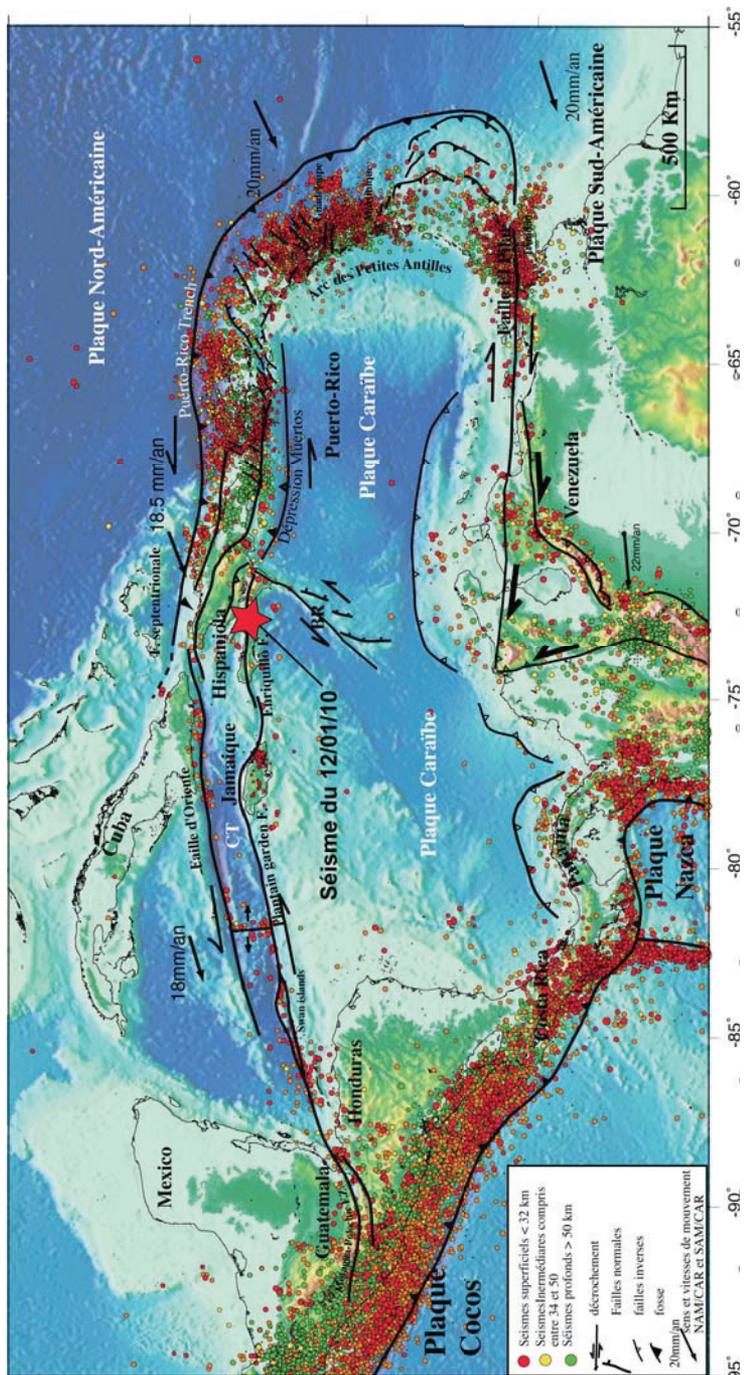


Figure 2. Carte de la presqu'île de Tiburon, au sud-ouest de Port-au-Prince, où se trouve la faille d'Enriquillo. Le tracé de la faille, ainsi que les limites supposées de la rupture associée au séisme du 12 janvier 2010 sont indiqués. Les principales répliques sont aussi représentées

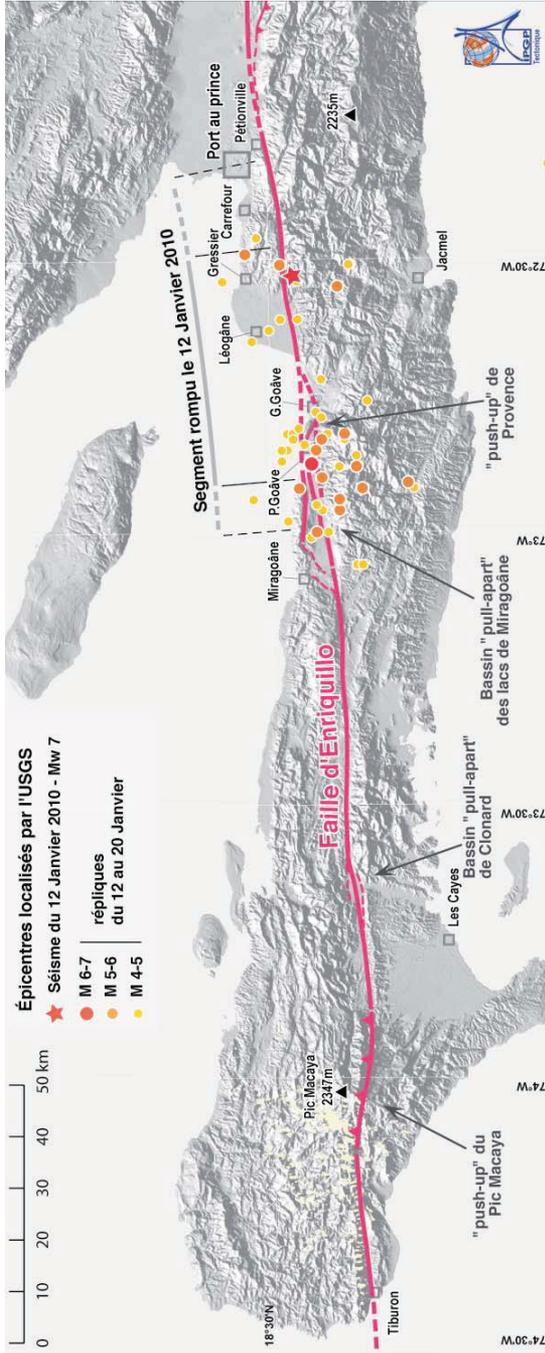


Figure 3: Carte morpho-tectonique d'une section de la faille, à proximité de Port-au-Prince. L'utilisation d'images satellites avec une résolution élevée (pixel métrique) permet de cartographier en détail les structures et de mettre en évidence les modifications du paysage associées à l'activité tectonique, comme le décalage latéral d'un des affluents de la rivière Momance

