

L'aléa tsunami en France métropolitaine

J. Roger¹, S. Allgeyer^{1,2}, C. Daubord³, H. Hébert²

¹ Ecole Normale Supérieure / Laboratoire de Géologie, 24, rue Lhomond, 75231 Paris CEDEX 5, France

² CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

³ SHOM, CS 92803, 29228 Brest CEDEX 2

Résumé

Depuis l'évènement du 26 décembre 2004 dans l'océan Indien, la communauté internationale a pris conscience des capacités dévastatrices des tsunamis. Face à l'augmentation exponentielle de la répartition de la population mondiale en zone littorale, la France a décidé d'évaluer le risque pesant sur ses côtes avec une attention particulière pour sa façade méditerranéenne. En effet, bien que ne se situant pas dans une zone où les tsunamis sont fréquents comme cela peut être le cas dans le Pacifique, le littoral français méditerranéen a tout de même été sujet, par le passé, à quelques tsunamis d'amplitude plus ou moins importante, générés soit à proximité de la côte (en mer Ligure par exemple en 1887) mais surtout au niveau de la marge nord-africaine et plus particulièrement, algérienne. Le tsunami le plus récent issu de la marge nord-africaine est celui associé au séisme de Zemmouri-Boumerdès (Algérie) de 2003 qui mit aux environs d'une heure pour atteindre la côte d'Azur, et le plus dramatique, celui associé au glissement de terrain de l'aéroport de Nice en 1979 qui fit 10 victimes.

La côte Atlantique française pourrait être impactée par les tsunamis initiés par les grands séismes au large du Portugal (par exemple : le tsunami de Lisbonne de 1755) ou par des glissements de terrain (Terre-Neuve, 1929). Mais ces types d'évènements y restent globalement moins fréquents qu'en Méditerranée.

Pour ce qui concerne la Manche et la mer du Nord, quelques évènements historiques de plus ou moins grande ampleur ont été répertoriés.

Des études approfondies de modélisation numérique de tsunami sont menées conjointement avec des enquêtes de terrain (recherche d'archives et de dépôts de paléotsunamis). Elles permettent d'identifier quelles sont les zones les plus propices à générer des tsunamis et quelles sont celles qui vont les amplifier, rendant vulnérables certaines zones anthropisées.

Ces études menées au cours de divers projet nationaux et internationaux permettent de souligner l'évidence de l'aléa en Méditerranée occidentale et le risque sur la côte française ainsi que la nécessité de prévenir et de réduire ce risque, surtout en période estivale, ou vis-à-vis d'installations côtières vulnérables (ports, usines..).

Mots-clés : tsunami, France, estimation de l'aléa, risque

Abstract

Since the Indian Ocean event of the 26th December 2004, the international community has considered the destructive capacity of tsunamis. Facing the exponential rising of the world population in coastal areas, France has decided to estimate and mitigate the hazard on its coasts, with a special attention for the Mediterranean regions. In fact, although tsunamis are not as frequent as in the Pacific Ocean, some of the tsunamis having occurred in the Mediterranean Sea, either near the coast (Ligurian Sea event of 1887) or along the North-African Margin, have had more or less consequences, depending on the wave amplitude, in Southern France. The more recent tsunami generated on the North-African Margin has been induced by the 2003 Zemmouri-Boumerdès (Algeria) earthquake and travelled toward Southern France in about one hour. The more tragic is associated to the 1979 Nice Airport landslide that killed 10 people.

The French Atlantic Coast could be also impacted by tsunamis generated by big earthquakes offshore Portugal (for example: the 1755 Lisbon tsunami) or by submarine landslides (Newfoundland, 1929). But such events are still less frequent in the Atlantic Ocean than in the Mediterranean.

As far as the Channel and the North Sea are concerned, several historical events showing more or less impact have been listed.

Some detailed studies using numerical modelling of tsunami associated with field surveys (historical document investigations and paleotsunami deposits searches) allow to identify areas where tsunamis could be produced and regions that are able to amplify the waves, increasing the vulnerability of coastal inhabited areas.

Those studies led within the framework of national and international projects allow to underline the real tsunami hazard along the French coasts and the necessity to anticipate and to mitigate the hazard especially during the touristic season, or for vulnerable coastal installations (as harbors, factories, etc.).

Keywords : *tsunami, France, hazard assessment, risk*

1. Introduction et contexte général

La France métropolitaine, ou France continentale, présente 3 façades maritimes adjacentes : l'océan Atlantique à l'ouest, la mer Méditerranée au sud et la Manche (et la mer du Nord) au nord. Les tsunamis, au même titre que les séismes, ne font pas partie de la culture française du risque, au contraire des tempêtes, inondations, glissement de terrains, avalanches, etc. qui y sont relativement fréquents. Au contraire, il existe très peu d'observations de tsunamis en France métropolitaine, qui ne font pas non plus partie de la culture maritime métropolitaine. Probablement parce que, si certains ont pu être observés par le passé, il auraient été associés aux « raz-de-marée » ou surcotes liées au passage des dépressions atmosphériques (comme on en trouve beaucoup dans les rapports de marine aux Antilles), ou tout simplement parce que leur trop faible amplitude s'est toujours retrouvée masquée par le bruit de fond de la mer.

1.1. Atlantique Nord

D'un point de vue géologique et géodynamique, l'est de l'océan Atlantique, contrairement à l'océan Pacifique ou l'océan Indien, ne présente pas de grande zone de subduction au niveau de ses marges proches de la France. Ces marges, dites passives, ne sont pas propices à générer des grands tsunamis comme ceux de Sumatra ou du Chili. Toutefois, il présente deux zones actives : l'arc de subduction des Antilles à sa frontière avec la plaque Caraïbes qui n'a jusqu'à maintenant jamais généré de télé-tsunami enregistrés sur les côtes est de l'océan Atlantique, et surtout la zone de contact entre les plaques africaine et eurasienne au sud de la péninsule ibérique, présentant une paléo-zone de subduction (Gutscher et al., 2002, 2009) dont l'activité est encore discutée (Marques, 2010). Cette frontière de plaques, dont le fonctionnement est encore assujéti à de nombreux débats (Zitellini et al., 2009), est connue pour être à l'origine de plusieurs séismes et tsunamis associés dont le fameux, mais non moins dévastateur, séisme de Lisbonne du 1^{er} novembre 1755, d'une magnitude estimée à 8.5-9.0 d'après les nombreuses descriptions et rapports historiques (Baptista et al., 1998). En plus des destructions directement infligées par la secousse sismique au Portugal, en Espagne et au Maroc, un tsunami trans-océanique s'est propagé dans tout l'océan Atlantique pour aller toucher des zones aussi éloignées que le Royaume-Uni (Horsburgh et al., 2008), les Açores, les Antilles (Roger et al., 2010(a)) ou encore Terre-Neuve (Roger et al., 2010(b)), où il fit de nombreux dégâts. De récents travaux ont mis en évidence l'impact possible de ce tsunami à la pointe de la Bretagne via l'étude de dépôts sédimentaires côtiers (Haslett et Bryant, 2007). L'enregistrement du tsunami de 1969 (lié à un séisme de magnitude 7.9 au large du Portugal) dans les données marégraphiques de la Rochelle vient d'être mis en évidence et confirme le fait qu'un tsunami généré dans le sud de la péninsule ibérique puisse toucher les côtes françaises.

Une autre source possible de tsunamis en Atlantique nord concerne les gros glissements de terrains sous-marins comme celui de Grand Banks (au large de Terre Neuve, Canada) du 18 novembre 1929 qui généra un tsunami qui se propagea dans l'Atlantique nord et qui fut enregistré sur des marégraphes de la côte portugaise (Fine et al., 2005).

1.2. Méditerranée

La Méditerranée, mer qui marque la frontière des plaques africaine et eurasiatique (Fig. 1) est plus complexe que l'océan Atlantique d'un point de vue géodynamique. Plusieurs jeux d'ouverture et de fermeture de bassins océaniques au cours des temps géologiques en ont fait une zone extrêmement

riche en systèmes de failles présentant tous types de mécanismes. Basé sur les différences de mécanismes, on peut facilement diviser la Méditerranée en deux parties distinctes : la Méditerranée orientale (qui s'étend de l'Italie à la Turquie), dans laquelle on trouve une forte sismicité associée à la subduction hellénique d'une part et à la subduction sous la Calabre d'autre part, zones où les séismes atteignent des magnitude supérieures à 7.5 et où plus de 350 tsunamis ont été répertoriés (parmi eux on trouve par exemple les grands séismes de Messine (1908) et de Catane (1693) pour l'Italie et ceux de Crète (365) et des Cyclades (1956) pour la Grèce, associés chacun à un tsunami destructeur) ; la Méditerranée occidentale, quant à elle, présente une sismicité faible à modérée (séismes de faible à moyenne intensité ($M < 7.3$)) localisée essentiellement au niveau de la marge nord africaine (Algérie, mer d'Alboran) et en mer Ligure. La Méditerranée occidentale présente donc des marges passives et semi-passives (la marge nord africaine est considérée comme étant au stade d'initiation d'une zone de subduction). Ces marges ne présentent pas ou peu de plateau continental, zone « tampon » ou les éventuels tsunamis perdront de l'énergie et gagneront en amplitude par le jeu de divers mécanismes présentés par la suite, et ont des talus continentaux abrupts, propices aux instabilités gravitaires comme les courants de turbidités¹ et les glissement de terrains sous-marins.

En Méditerranée occidentale, les séismes et les glissements de terrain, principalement ont été à l'origine d'une poignée de tsunamis dont seulement quelques uns ont touché de manière certaine le sud de la France: le séisme de mer Ligure (1887), le glissement de terrain de l'aéroport de Nice (1979) et le séisme de Zemmouri-Boumerdès (2003). La localisation des sources des tsunamis les plus notables en Méditerranée occidentale est indiquée sur la figure 1.

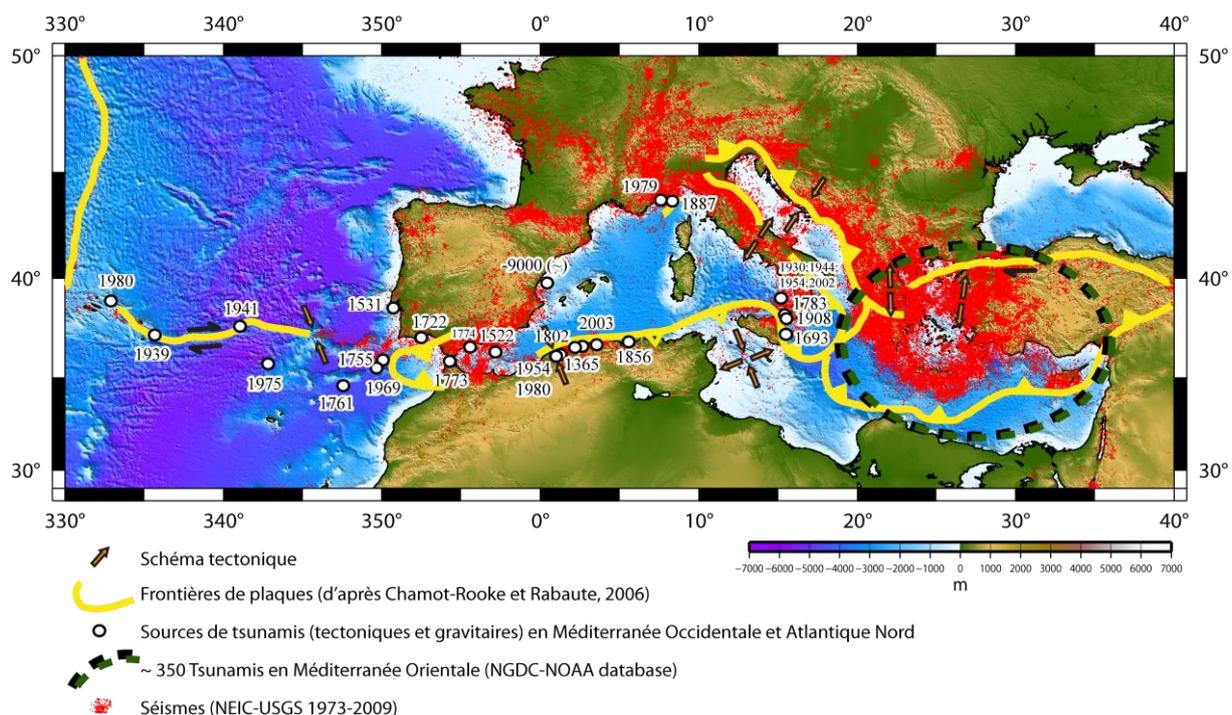


Figure 1 Localisation des sources des tsunamis significatifs connus en Méditerranée occidentale et au large de la péninsule ibérique.

¹ Courant dense en matériaux généré lors d'un glissement de terrain sous-marins.

1.3. Manche et Mer du Nord

La Manche et la mer du nord ne comprennent pas de limite de plaque, aussi bien active que passive. On peut y trouver seulement de la sismicité intraplaque associée à des paléo-réseaux de failles réactivés par divers mécanismes comme le rebond post-glaciaire² (Zoback et Grollimund, 2001). Mais en aucun cas on y trouvera de grands séismes de collision/subduction générateurs de tsunamis. Les tsunamis y ont donc une seule origine possible : les glissements de terrains.

De ce fait, la mer du Nord, beaucoup plus que la Manche du fait de sa profondeur moyenne et des pentes raides qu'elle peut avoir, peut être à l'origine de tsunamis associés à des glissements de terrains dans les fjord, comme l'événement de Storegga (Norvège), daté à environ 7000 ans, qui aurait mobilisé environ 3000 km³ de matière (Lee, 2008 ; Løvholt et al., 2005), générant ainsi un tsunami de plusieurs dizaines de mètres d'amplitude d'après les modèles numériques calés avec les observations de dépôts réalisées in situ en Norvège, en Angleterre, en Ecosse et aux îles Shetland. Nous pouvons facilement imaginer qu'un tel tsunami pourrait avoir touché les côtes françaises.

Le cas particulier du séisme de Douvres (1580) a été rapporté dans plusieurs documents (Musson (1994, 1996) par exemple). Ce séisme, de magnitude estimée autour de 5.5 est connu pour avoir été suivi par 2 tsunamis, le second aurait atteint le Mont St Michel en coulant de nombreux bateaux dans la Manche (Baeteman, pers. comm.³). Un tel témoignage est à prendre en considération avec prudence mais néanmoins, l'hypothèse d'un glissement de terrain massif associé au séisme et capable de générer un tsunami dévastateur n'est pas à exclure (pour information, la bathymétrie de la Manche est très faible avec une profondeur moyenne de 120 m, remontant à 45 m entre Calais et Douvres et les fameuses falaises de craie de Douvres atteignent une centaine de mètres en altitude).

Le tableau 1 recense les tsunamis ayant touché ou ayant vraisemblablement touché les côtes françaises métropolitaines. On notera que la période connue s'étend sur à peine 500 ans.

² Rééquilibrage des masses terrestres consécutif à la fonte des calottes glaciaires (ajustement isostatique).

³ <http://www.sciencesnaturelles.be/active/sciencenews/archive2005/tsunami>

Date	Origine		Tsunami		
	Séisme	Glissement de terrain	Local	Régional	Transocéanique
06/07-04-1580	Douvres, M5.3-5.9	<i>Voir discussion</i>	Inondation de la ville de Calais et des alentours, jusqu'à Boulogne (30 km) ; le lendemain une vague de 15 m ravage Douvres, 20-30 bateaux coulés		
01-11-1755	Plaine abyssale Horseshoe, au large du Portugal, M8.5-9.0				Témoignages dans tout l'Atlantique nord jusqu'aux Antilles, à Terre-Neuve, vagues de plusieurs mètres
21/22-08-1856	Jijel, marge algérienne, M7.2			La côte algérienne est touchée de Alger à Skikda (vague de 2-3m); on rapporte une vague anormale à Mahon (Baléares) (Roger et Hébert, 2008)	
23-02-1887	Mer Ligure, M6.2-6.5		1-2 m enregistrés à Gênes et Nice		
18-11-1929	Terre-Neuve (source gravitaire + séisme M7.2)	200 km ³			Enregistré par les marégraphes portugais (Lagos, Leixoes)
1931 (?)	Doggerbank, sud de la Mer du Nord, M6.1	<i>Voir discussion</i>	Un tsunami qui touche la Grande Bretagne principalement mais aussi le nord de la France		
28-02-1969	Plaine abyssal Horseshoe, off. Portugal, M7.9				Enregistré par le marégraphe de la Rochelle
16-10-1979	Nice (source gravitaire)	0.01 à 0.15 km ³	Vagues dans la baie des Anges (3 m à Antibes)		
21-05-2003	Zemmouri-Boumerdès, marge algérienne, M6.8			Le tsunami touche les Baléares (où il fait de nombreux dégâts) et la côte d'Azur	

Tableau 1 Les différents tsunamis ayant touché les côtes françaises.

2. Modélisation numérique

2.1. Sources

Dès lors que des tsunamis historiques ont été mis à jour, que ce soit via une connaissance de témoignages historiques ou via la découverte de dépôts sédimentaires associés, il faut parvenir à en déterminer la(les) source(s), tectonique, gravitaire, volcanique, ou voire cosmique (impact d'astéroïde ou de comète de dimension importante dans l'océan ; ce dernier cas concerne uniquement les tsunamis découverts via l'étude sédimentologique des paléo-dépôts, aucun n'est connu en France à ce jour). La modélisation permet de mieux comprendre des événements peu observés, ou de proposer des scénarios probables, et d'en étudier les effets à la côte.

Dans le cas d'un séisme, on recherchera les failles qui auront pu jouer suffisamment pour générer un tsunami ; cela correspond typiquement à des séismes ayant une magnitude supérieure à 6.0 d'après les

catalogues de tsunamis (par exemple voir le catalogue en ligne du Laboratoire Tsunami de Novosibirsk, Russie : <http://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php>) et en accord avec les travaux de Wells et Coppersmith (1994). Pour cela de nombreuses méthodes existent comme par exemple la sismique réflexion associée à des sondages bathymétriques et des analyses néotectoniques. L'exercice s'avère moins difficile lorsqu'une partie ou même la totalité de la rupture de surface se situe à terre (voir le cas du séisme de Zemmouri-Boumerdès de 2003, présentant une rupture partiellement à terre ou celui, plus controversé, de El Asnam de 1980, présentant une rupture entièrement à terre cette fois, et qui ont tous les deux été suivis d'un tsunami).

De la même façon dans le cas d'un glissement de terrain, on recherchera une zone « fraîchement » décapée de sa couverture sédimentaire, que ce soit à terre (dans les fjord par exemple) ou sous la mer (par exemple les prospections bathymétriques menées le long de la marge nord algérienne lors des campagnes Maradja 1 et 2 (Domzig et al., 2009)).

Une fois la source connue, nous allons lui attribuer des paramètres (taille, volume de matière mobilisé, rigidité du milieu considéré, déplacement, etc.) qui seront les premières données de base introduites dans un modèle numérique et/ou analogique ; les secondes données correspondent à la bathymétrie (et à la topographie dans le cas où l'on souhaite simuler les inondations). Pour bien faire comprendre le processus nous nous proposons de traiter dans la suite le cas du tsunami généré par le séisme Zemmouri-Boumerdès du 21 mai 2003.

2.2. Etude de cas : le tsunami de Zemmouri, Algérie (2003)

Le 21 mai 2003, un séisme de magnitude 6.8 frappe la côte algérienne dans la région de Zemmouri-Boumerdès. Près de 2300 victimes, plus de 10000 blessés et d'importantes destructions sont à déplorer. Outre la violence du choc, ce séisme généra un tsunami qui sera enregistré en de nombreux endroits de Méditerranée occidentale, sur la côte Algérienne, mais aussi aux Baléares (marégraphes de Palma et San Antoni) où il fera également de nombreux dégâts avec des amplitudes de plus de 2 m en certains endroits et d'importantes vidanges de ports/inondations de zones basses (Alasset et al., 2006 ; Paris, pers. comm.). Une enquête révélera par la suite que le sud de la France n'a pas été épargné, plus particulièrement la Côte d'Azur où d'importantes amplifications de vagues et des tourbillons furent enregistrés dans quelques ports (Sahal et al., 2009).

2.2.1. La physique derrière les modèles

Dans le cadre de ce document, toutes les méthodes de modélisation ne sont pas explicitées. L'objectif étant de donner au lecteur une idée générale.

Afin de modéliser le tsunami, il faut avant toute chose fournir au modèle une information primordiale qui va ensuite gouverner le comportement du tsunami, de la source aux zones impactées : il s'agit de la déformation initiale, i.e. ce qui est nécessaire pour générer un tsunami. Il existe plusieurs modèles de calcul de déformation initiale ou déformation cosismique. Dans le cas présenté ici, il s'agit d'un modèle de dislocation élastique calculée à partir de la formule d'Okada (1985) qui utilise des paramètres simples tels que la position dans les trois dimensions de la faille, ses dimensions, les angles de glissement et quelques paramètres qualifiant la solidité des couches géologiques pour calculer une déformation du sol (coefficient de rigidité des roches principalement). Cette méthode, qui considère que la déformation du fond de la mer est transmise intégralement (sans pertes) à la colonne d'eau sus-jacente (par effet piston), résout les équations d'hydrodynamique de conservation de continuité (1) et de quantité de mouvement (2), (reliant la déformation de la surface de l'eau (η), à la hauteur de la colonne d'eau (h) et à la vitesse de déplacement horizontale (v)) selon l'approximation des ondes

longues. Les termes non linéaires comme la force de Coriolis sont pris en compte, et la résolution de ces équations est effectuée selon la méthode des différences finies. Cette méthode a été largement testée dans le cadre des études dans le Pacifique, aux Antilles et en mer Méditerranée (Hébert et al., 2007; Roger et Hébert, 2008; Sahal et al., 2009, Roger et al., 2010(a,b)).

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \nabla \cdot [v(\eta + h)] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (v \cdot \nabla) \cdot v = -g \nabla \eta + \sum f \quad (2)$$

2.2.2. Les grilles bathymétriques

Les grilles bathymétriques sont réalisées à partir de données acquises lors de campagnes en mer par le biais de sondeur multifaisceaux, de points de sondage indiqués sur des cartes marines (parfois anciennes), etc. Elles doivent représenter au mieux la morphologie des fonds marins à la résolution que l'on souhaite : par exemple, si l'étude vise à reproduire un phénomène de résonance portuaire, il faudra que la grille bathymétrique utilisée dans la modélisation reproduisent les structures pouvant avoir une influence sur les ondes, c'est à dire des structures de l'ordre de quelques mètres (i.e. les digues, les jetées, etc.). Au contraire, si on ne considère que la propagation du tsunami en haute mer, une résolution large de plusieurs centaines de mètres, voir plusieurs kilomètres sera suffisante.

2.2.3. Résultats de modélisation

Les résultats de modélisation de tsunami vont apporter principalement des informations concernant le temps de trajet du tsunami depuis son initiation (par séisme, glissement de terrain, éruption volcanique, etc.), sa polarité (élévation ou baisse du niveau marin en premier), sa période et son amplitude maximale.

Ils peuvent être présentés sous plusieurs formes en fonction de la finalité des résultats : soit sous forme de marégrammes synthétiques qui pourront être comparés à des marégrammes réels que l'on aura au préalable, et en fonction des besoins, filtrés de la marée et des hautes fréquences parasites (Fig. 2); soit sous forme de carte de hauteurs de vague maximums (Fig. 3) et par extension, sous forme de carte d'inondation si on a décidé de calculer la propagation à terre.

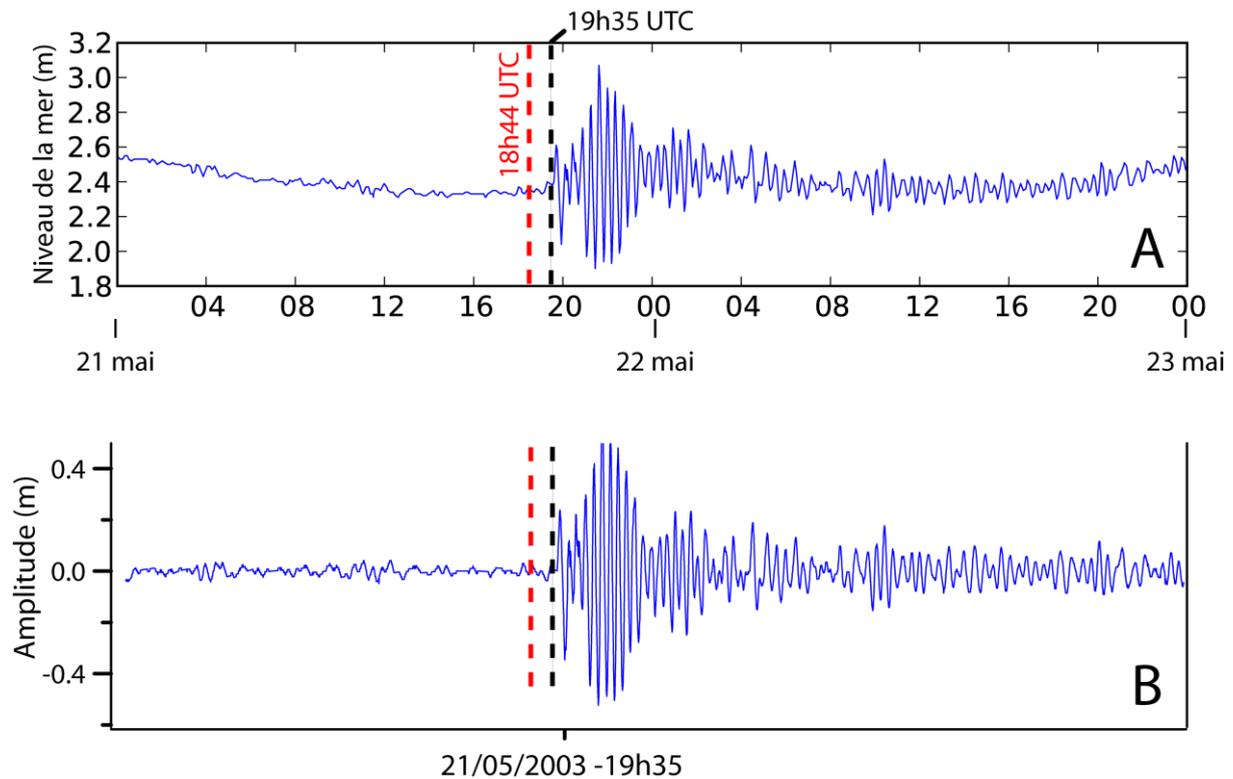


Figure 2 Marégramme enregistré dans le port de Palma (Baléares) les 21 et 22 mai 2003 : A) signal brut ; B) signal brut filtré de la marée. L'heure du séisme et l'heure d'arrivée du tsunami sont indiqués respectivement par les lignes discontinues rouge et noir.

Dans le cas du tsunami de Zemmouri-Boumerdès de 2003, plusieurs hypothèses de source ont été proposées (Alasset et al., 2006). La figure 3A montre la directivité du tsunami depuis la côte algérienne : il est essentiellement orienté vers les îles Baléares. Cette directivité dépend essentiellement de l'azimut du plan de faille considéré (Okal, 1988). On y voit clairement le rôle de bouclier exercé par le promontoire des Baléares protégeant ainsi la côte espagnole et le golfe du Lion (France). On notera ici qu'une source située plus à l'est sur la marge algérienne, comme par exemple le séisme de Jijel de 1856 aurait certainement un impact beaucoup plus important sur les côtes françaises (Roger et Hébert, 2008). Toutefois, l'amplitude des vagues modélisée ne dépasse pas les 40 cm sur cette première grille de résolution spatiale d'un kilomètre. Il est alors intéressant d'augmenter la résolution pour regarder plus en détail ce qui se passe à la côte (on parlera de l'effet de « shoaling », i.e. la variation de la hauteur des vagues due à une variation de profondeur). Pour modéliser plus correctement l'amplification des vagues dont la longueur d'onde raccourcit lorsque la profondeur d'eau décroît (et pour réduire les temps de calcul), plusieurs niveaux de grilles sont alors réalisés en se rapprochant de la zone d'intérêt ; ainsi la grille du golfe de la Napoule atteint une résolution de 40 m et les ports considérés (Cannes et la Figueirette) une résolution de 3 m. Ces zooms permettent de distinguer des zones favorisant l'amplification du tsunami comme par exemple au large des îles des Lérins (Fig. 3B) ou dans les ports (Fig. 3C).

Les enregistrements marégraphiques de stations algérienne (Alger), espagnoles (Palma, Ibiza, San Antoni, Malaga, Valencia, etc.) et françaises (Sète, Marseille, Toulon, Nice, etc.) de plus ou moins bonne qualité (du fait de l'échantillonnage qui est souvent trop large, jusqu'à un point toutes les 15 minutes pour le marégraphe d'Alger) ont permis de discuter les résultats obtenus avec les modèles (Alasset et al., 2006 ; Sahal et al., 2009) : certains temps d'arrivée sont à ce jour encore difficiles à ajuster pour faire caler les modèles de rupture du séisme de 2003 avec la réalité. La comparaison des

données marégraphiques réelles et virtuelles permet donc également de discuter de la viabilité des sources proposées.

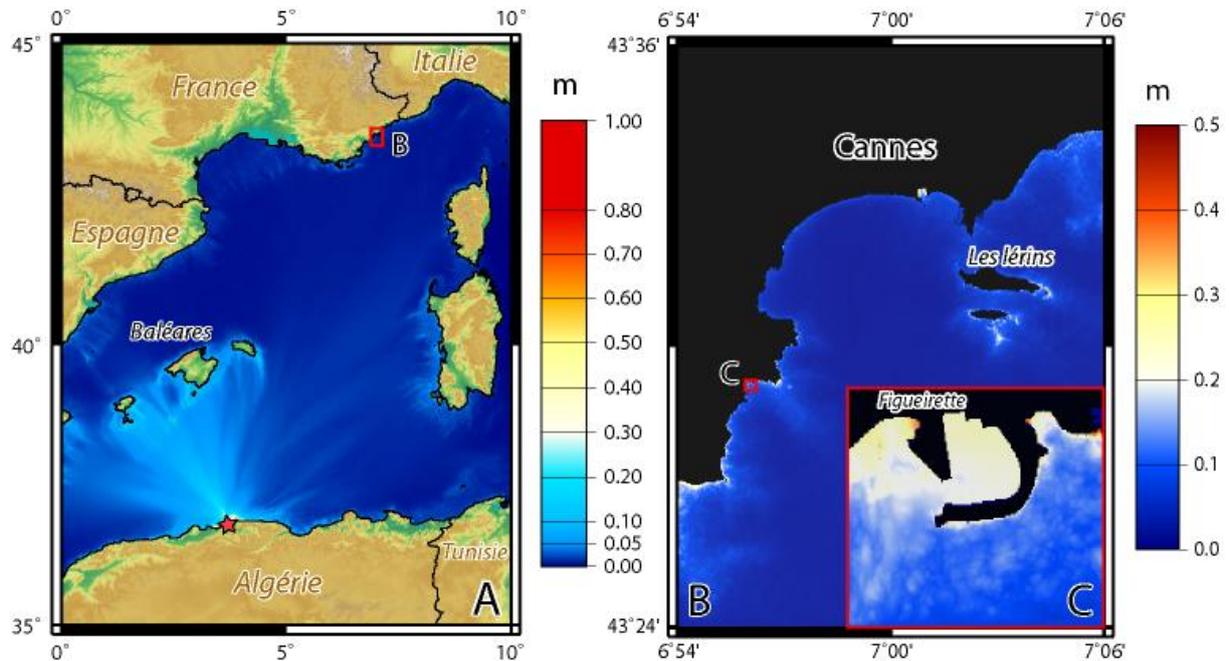


Figure 3 Hauteurs de vague maximums après 4h de propagation d'un tsunami généré par le séisme de Zemmouri avec la source de Yelles et al. (2004) sur des grilles de différentes échelles: Méditerranée occidentale (A) ; golfe de la Napoule (B) ; port de la Figuirette (C).

Note sur la résonance

La résonance est un phénomène naturel selon lequel, lorsqu'un objet physique est soumis à des vibrations proches de sa période propre ou période de résonance, il va se mettre à osciller jusqu'à atteindre un régime d'oscillation d'équilibre qui dépend des autres forces mises en jeu. Plus pratiquement, les modes de résonance d'un bassin rectangulaire sont les plus simples à trouver. Ils consistent à rechercher des figures qui permettent de découper la surface en plusieurs parties de même dimension dans un sens et dans l'autre (Fig. 4). Ainsi nous pouvons numéroter ces modes de résonance par deux indices (n et m) symbolisant le nombre de « zéros » (appelés aussi nœuds de résonance, i.e. zones qui n'oscillent pas) que l'on peut trouver selon les deux axes.

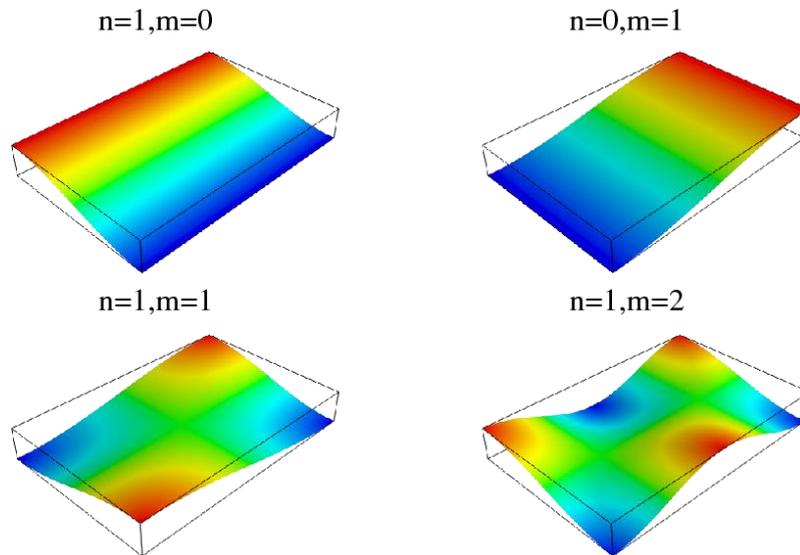


Figure 4 Découpage de la surface d'un bassin rectangulaire en parties de même dimensions, symbolisant les différents modes de résonance.

Dans le cas de système physique plus complexe (tel que les ports, les baies, les lagons) les résonances ne peuvent que se retrouver par des méthodes mathématiques plus complexes et l'utilisation du modèle numérique de terrain (MNT) est indispensable. De manière générale, ce type d'étude est réalisé pour connaître les effets des vagues de vents et de la houle sur les infrastructures portuaires et les bateaux qu'elles abritent. Ainsi, pour revenir au cas du tsunami de 2003, nous pouvons observer plusieurs mode de résonances pour chaque port et plus particulièrement pour le port de la Figueirette (Fig. 5) dont le mode principal est à 3.84 min. Autre exemple, le marégraphe du port de Palma (Baléares) semble avoir enregistré une oscillation basse fréquence d'une période de l'ordre de 20 min, typique d'une résonance (Fig. 2).

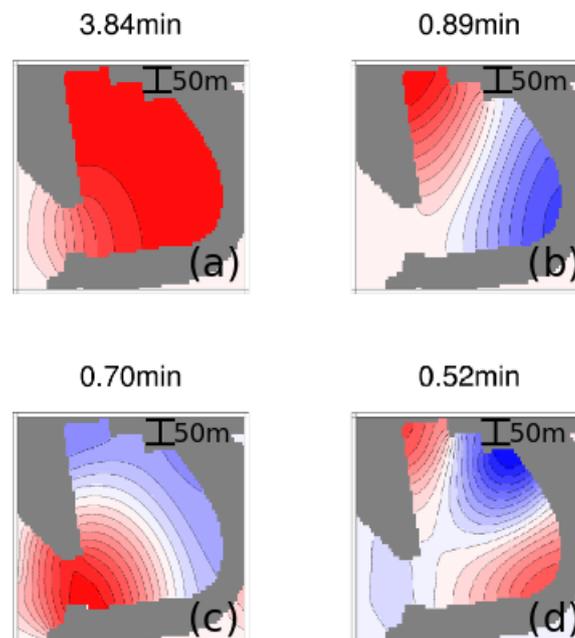


Figure 5 Présentation de différents modes de résonance du port de la Figueirette.

4. Discussion générale

4.1. Evaluation du risque – notion de vulnérabilité

Les différents résultats de modélisation, que ce soit les cartes de hauteur maximale de vagues (Fig. 2), les cartes d'inondation, les spectres de résonance dans les baies ou les ports, permettent de souligner les zones où l'onde du tsunami aura a priori plus tendance à s'amplifier de manière à mettre en péril les intérêts humains ou économiques. Après une estimation de l'aléa tsunami dans une zone bien déterminée, une étude de vulnérabilité sera donc menée pour estimer quels sont les enjeux humains, sociaux, financiers, économiques et touristiques. Les deux études couplées constitue une étude du risque qui par définition représente la convolution d'un aléa et des vulnérabilités. Cette étude permettra ensuite de faire ressortir des zones dites « à risque ».

4.2. La recherche de paléo-tsunamis

La recherche de paléo-tsunamis ou plutôt de paléo-dépôts de tsunamis qui auraient été enregistrés dans les dépôts sédimentaires d'une région (couches sédimentaires ou blocs déposés) nous apporte beaucoup d'informations concernant l'aléa tsunami dans cette région (Bourrouilh-Le Jan et al., 2007 ; Pignatelli et al., 2009). Pour savoir où chercher, la modélisation numérique est un outil crucial puisqu'elle aide à définir des zones où les tsunamis auront atteint une amplitude suffisante pour, par exemple, dépasser un cordon dunaire pour déposer ensuite le sable dans une zone lagunaire d'arrière-dune. Les zones lagunaires sont des milieux favorables à une bonne conservation de dépôts associés à un tel événement principalement du fait des forts taux de sédimentation qui y règnent, recouvrant ainsi rapidement par des dépôts terrigènes, les dépôts d'origine marine apportés par le tsunami (par exemple voir Morales et al., 2008).

Un problème majeur reste toutefois à souligner : les dépôts de tsunami peuvent se mélanger avec les dépôts de tempêtes, beaucoup plus nombreuses, surtout en France métropolitaine, et la distinction peut s'avérer ainsi difficile (Kortekaas et Dawson, 2007). Par exemple vers la Rochelle, s'il y avait des dépôts de tsunami conservés dans les sédiments, ils doivent être complètement « noyés » dans les dépôts de tempête, qui inondent souvent les zones basses dans ces régions (voir par exemple les inondations générées par la tempête Xynthia de février 2010).

4.3. Les limites de la modélisation

La résolution des données bathymétriques et topographiques utilisées pour modéliser la propagation d'un tsunami est un facteur limitant à la reproduction du phénomène à son approche à la côte à partir du moment où l'on ne reproduit pas les structures sous-marines capables d'avoir une influence parfois considérable sur le tsunami (sur sa forme, sur son amplification, sa perte d'énergie par réflexion, sur son éventuel déferlement, etc.) comme les canyons sous-marins, les infrastructures portuaires, etc.

5. Conclusion

Les recherches historiques montrent que l'aléa tsunami est bien présent en France métropolitaine, que ce soit en Méditerranée mais aussi sur les côtes Atlantique et de la Manche. Néanmoins les événements les plus marquants pour les côtes françaises voient leur origine en Méditerranée occidentale. Le peu d'évènements tsunamigéniques (séismes et glissements de terrain réunis) à notre disposition ne permet pas malgré tout de réaliser une étude approfondie du risque existant pour les côtes françaises. L'outil modélisation numérique (et parfois analogique) autorise alors à spéculer sur les potentiels effets qu'aurait un tsunami généré par des sources identifiées clairement ou non et à pallier le manque de données historiques.

La finalité de toutes ces études sur les tsunamis est donc de parvenir à bien comprendre l'aléa pour ainsi réduire le risque au maximum en passant par la prévention et l'installation de systèmes d'alerte aux tsunamis viables. C'est dans ce cadre, et suite à la catastrophe de 2004 dans l'Océan Indien, que la communauté internationale, par le biais de l'UNESCO (Intergovernmental Oceanographic Commission, 2005), a décidé de doter chaque bassin océanique, Méditerranée comprise, de systèmes d'alerte aux tsunamis.

Ces systèmes d'alerte sont en cours de préparation et/ou d'installation. Pour l'instant uniquement capable de prévenir le risque de tsunami d'origine sismique, ils sont couplés aux réseaux de surveillance sismique, c'est à dire qu'une magnitude de base (typiquement M6.0-6.5) a été définie comme étant la limite inférieure à partir de laquelle un séisme peut être générateur d'un tsunami. Il faut noter ici qu'un tsunami d'une magnitude inférieure peut bien évidemment déstabiliser des sédiments, générant ainsi un glissement de terrain apte à induire un tsunami. Dans ce cas, l'alerte sera donnée si et seulement si des capteurs de pression (comme ceux associés aux bouées DART) enregistrent le passage du tsunami.

Dans tous les cas, l'alerte lancée est surtout un moyen de prévention pour les populations éloignées. Pour les zones proches de la source, seule l'éducation permet de sauver des vies (connaissance des réflexes à avoir en cas de séisme, en cas de retrait soudain de la mer, etc.).

6. Remerciements

Les auteurs remercient toute l'équipe du « Colloque Risques naturels en Méditerranée Occidentale » (16-21 novembre 2009, Carcassonne) et tout particulièrement Frédéric Ogé (CNRS) pour l'organisation et l'invitation à présenter les travaux détaillés dans ce manuscrit. Ils remercient également Jean-Michel Bragard et Cecile Baeteman (Institut royal des sciences naturelles de Belgique) pour les informations concernant les tsunamis en Manche et mer du Nord, ainsi que Raphael Paris (GEOLAB, CNRS) pour sa disponibilité pour discuter des dépôts de tsunami.

Ce travail a été financé par l'ANR RiskNat MAREMOTI sous le contrat ANR-08-RISKMAT-05-01c.

Références

- Alasset P.-J., Hébert H., Maouche S., Calbini V., Meghraoui M., 2006: The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw=6.9, Algeria): modelling and results. *Geophys. J. Int.*, 166, 213–226.
- Baptista M.A., Heitor S., Miranda J.M., Miranda P., Mendes V.L., 1998a : The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *J Geodyn*, 25(2): 143-57.
- Bourrouilh-Le Jan, F.G., Beck, C., Gorsline, D.S., 2007 : Catastrophic events (hurricanes, tsunami and others) and their sedimentary records: Introductory notes and new concepts for shallow water deposits. *Sedimentary Geology*, 199, 1–11.
- Domzig A., Gaullier V., Giresse P., Pauc H., Déverchère J., Yelles K., 2009 : Deposition processes from echo-character mapping along the western ALgerian margin (Oran-Tenes), Western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 673-694.
- Fine I.V., Rabinovich A.B., Bornhold B.D., Thomson R.E., Kulikov E.A., 2005: The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology*, 215, 45–57.

- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Leroy, P., 2009: Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Tectonophysics*, 475, 85–97.
- Gutscher, M.-A., malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002: Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 12, 1071-1074.
- Haslett, S.K., Bryant, E.A., 2007: Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Marine Geology*, 242, 207-220.
- Hébert H., Sladen A., Schindelé F., 2007: The great 2004 Indian Ocean tsunami: numerical modeling of the impact in the Mascarene Islands. *B. Seismol. Soc. Am.*, 97, 1A, S208-S222.
- Horsburgh K.J., Wilson C., Baptie B.J., Cooper A., Cresswell D., Musson R.M.W., Ottemöller L., Richardson S., Sargeant S.L., 2008: Impact of a Lisbon-type tsunami on the U.K coastline and the implications for tsunami propagation over broad continental shelves. *Journal of Geophysical Research*, 113, C04007, doi:10.1029/2007JC004425.
- Intergovernmental Oceanographic Commission, 2005. Intergovernmental coordination group for the tsunami early warning and mitigation system in the North-Eastern Atlantic, the Mediterranean and connected seas. UNESCO, Resolution XXIII-14. http://www.ioc-tsunami.org/components/com_pdfarm/files/Resolution23_14.pdf
- Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007: Distinguishing between tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200, 3-4, 208-221.
- Løvholt F., Harbitz C.B., Haugen K.B., 2005: A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 219–231.
- Marques, F.O., 2010: Comment on “Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Implications for the 1755 Lisbon earthquake”, by Gutscher et al. 2009. *Tectonophysics*, 485, 327-329.
- Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., Lopez-Gonzalez, N., Carro, B., 2008: Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 27, 734–746.
- Musson, R.M.W., 1994: A catalogue of British Earthquakes. *British Geological Survey technical Report*, No. WL/94/04, pp.99.
- Musson, R.M.W., 1996: The seismicity of the British Isles. *Annali di Geofisica*, 39, 3, 463-469.
- Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Okal, E.A., 1988: Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review. *Natural Hazards*, 1, 67-96.
- Pignatelli C., Sansò P., Mastronuzzi G., 2009: Evaluation of tsunami flooding using geomorphological evidence. *Marine Geology*, 260, 6–18.
- Roger J., Allgeyer S., Hébert H., Baptista M.A., Loevenbruck A., Schindelé F., 2010(a): The 1755 Lisbon tsunami in Guadeloupe Archipelago : contribution of numerical modelling. *The Open Oceanography Journal*, in press.
- Roger J., Baptista M.A., Mosher D., Hébert H., Sahal A., 2010(b): Tsunami impact on Newfoundland, Canada, due to far-field generated tsunamis. Implications on hazard assessment. *Proceedings of the 9th U.S. National and 10th Canadian Conference on Earthquake Engineering*, July 25-29, 2010, Vancouver, Canada (accepted).

Roger J., Hébert H., 2008: The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(4), 721-731.

Sahal A., Roger J., Allgeyer S., Lemaire, B., Hébert H., Schindelé F., Lavigne F., 2009: The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 9, 1823-1834.

Zitellini, N., Gracia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriot, J.P., Danobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S., 2009: The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 13-50.

Zoback, M.D., Grollmund, B., 2001: Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 333, 23–33.