

ST-D Les déformations de la lithosphère
ST-D-2 : Les séismes : origine et conséquences

ST-D-2 Les séismes : origine et conséquences

L'étude des séismes et l'évaluation des aléas sismiques passent par la description des événements et par des mesures et des calculs (magnitude, mécanismes au foyer, déplacement par GPS...). La relaxation rapide d'énergie accumulée par les déformations élastiques, mesurables par géodésie spatiale, est responsable de la formation des séismes. La notion (historique) de cycle sismique rassemble l'accumulation de déformation élastique et le rebond sismique.

Pour un séisme donné, le mécanisme au foyer permet l'analyse de la géométrie de la faille et de son mouvement. L'étude d'un ensemble de mécanismes au foyer dans une région donnée permet de caractériser et modéliser le contexte tectonique. La distribution mondiale des séismes et la variabilité des mécanismes au foyer renseigne sur la géodynamique globale et sur les frontières de plaques.

Les mesures de géodésie spatiale par GPS permettent d'évaluer les déplacements instantanés, de les comparer à ceux déterminés à l'échelle des frontières de plaque (en termes de bilan de déformation) et de préciser la connaissance de l'aléa localement.

- Expliquer la notion de magnitude et les ordres de grandeurs et comparer la magnitude de moment à une intensité type MSK.
- Relier les notions de magnitude et de temps de récurrence à l'évaluation de l'aléa sismique.
- Expliquer la notion de risque : distinguer les concepts d'aléa et de risque.
- Discuter la notion de cycle sismique en la confrontant avec des données géodésiques actuelles.
- Exploiter des données de mécanismes au foyer.
- Relier ces données aux contextes géodynamiques.
- Exploiter et relier des données de géodésie spatiale (GPS) permettant la surveillance des failles actives et la quantification de l'aléa par mesure de l'accumulation de déformation élastique autour de ces failles.
- Comparer en ordre de grandeur les déplacements (temps, distance, mouvement des plaques, mesures locales).

Précisions et limites :

L'étude d'un ou de quelques exemples de séisme, laissés au choix, permet de montrer la diversité des observations effectuées avant, pendant et après le séisme. Il est essentiel de décrire le séisme comme une fracture avec glissement qui se propage dans un milieu élastique.

La construction stéréographique d'un mécanisme au foyer n'est pas au programme ; on se limite, sur les sismogrammes, à la compréhension de l'arrivée des ondes (compression ou distension).

Concernant le modèle de rebond élastique et de cycle sismique, il s'agit de comprendre qu'il est trop « simple » : les progrès des dix dernières années montrent que la périodicité suggérée par le modèle n'est quasiment jamais observée.

On exploite une carte avec des vecteurs GPS et une carte de déplacements obtenus par interférométrie radar ou par corrélation d'images, mais la connaissance des méthodes permettant leur obtention n'est pas exigible.

I- Méthodes d'observations des séismes

A- Que peut-on déduire des sismogrammes ?

1. Détermination de la localisation et de la profondeur du séisme
2. Détermination de la magnitude
3. Détermination des mécanismes au foyer

B- Que peut-on déduire des registres sismiques ?

1. Construction des hodographes
2. Détermination de la récurrence des failles

C- Quelles sont les observations sur le plus long terme ?

1. Observation par GPS
2. Utilisation de l'InSAR Pour déterminer le sens des déplacements
3. Notion de cycle sismique
4. Limites de la notion de cycle sismique

II- Risques associés aux séismes

A- Le risque dépend de l'aléa et de la vulnérabilité

1. Qu'est-ce qu'un risque?
2. Notions d'aléa, enjeu et vulnérabilité
3. Comment diminuer le risque sismique ?
 - a. En déterminant la récurrence de la faille
 - b. En étudiant les bilans énergétiques sur chaque segment de faille
 - c. Prendre en compte les particularités géologiques dans l'évaluation du risque
=> effet de site
 - d. En limitant la vulnérabilité des populations

B- Risques associés aux séismes

1. Les tsunamis
2. Les glissements de terrain et éboulements
3. Risques industriels
4. Les séismes induits

IV- Signification géodynamique des séismes

A- La localisation des séismes est un marqueur des limites de plaque

B- Les mécanismes au foyer permettent de déduire les états de contrainte

Conclusion

Figure 1 : Carte de sismicité mondiale
(in Renard et al., 2016)

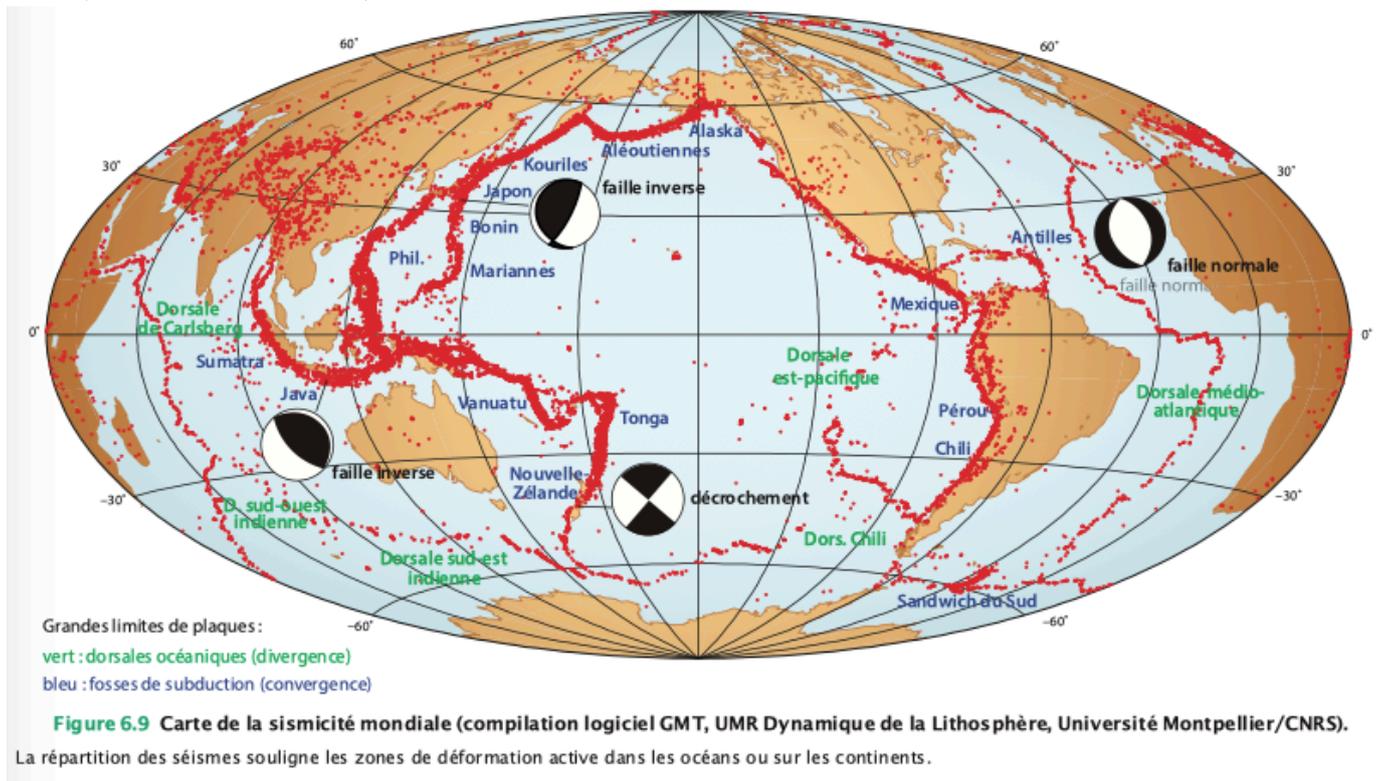
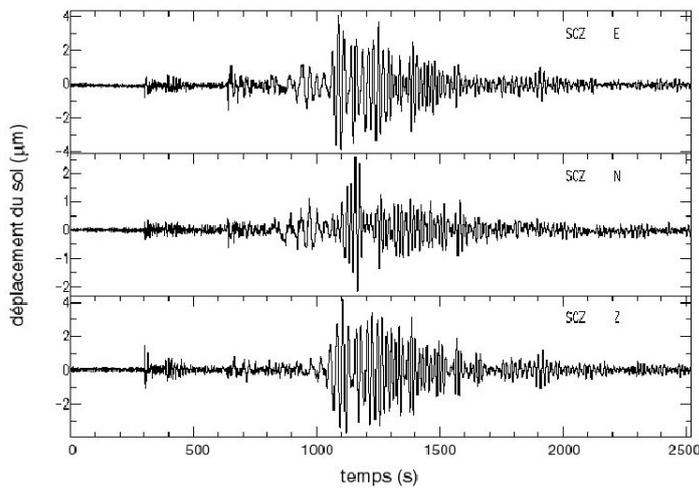


Figure 2a : principe de la détermination de la localisation des séismes – Exercice TD-ST-B Structure de la Terre



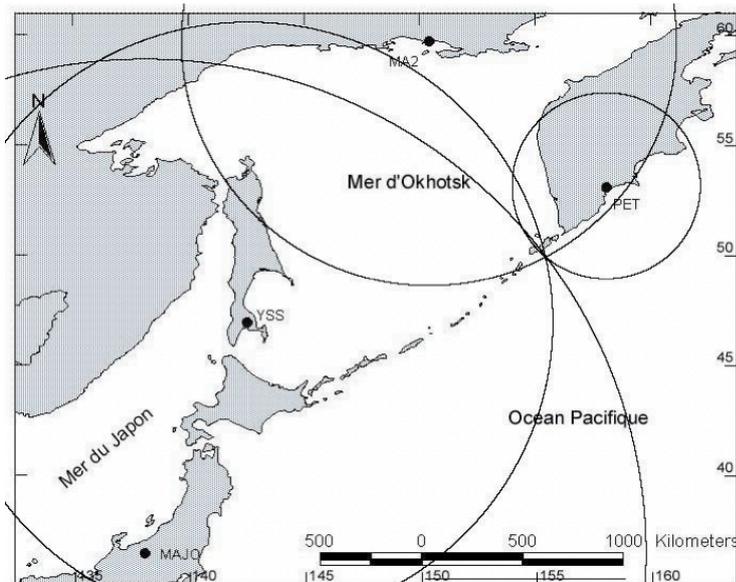
Code de la station	Heure d'arrivée UTC (heure : minute : seconde)		déplacement maximum du sol (mm)
	Ondes P	Ondes S	
PET	03 : 02 : 04	03 : 02 : 52	3,67
MA2	03 : 03 : 42	03 : 05 : 48	0,16
YSS	03 : 04 : 19	03 : 06 : 54	0,12
MAJO	03 : 06 : 25	03 : 10 : 40	0,035

Table 1 - Heure d'arrivée des ondes, enregistrée par différentes stations sismiques.

Stations	Ts-p (secondes)	Distance à l'épicentre (km)
PET	48 s	469 km
MA2	126 s	1232 km
YSS	155 s	1515 km
MAJO	255 s	2493 km

Figure 1 - Enregistrement du séisme de magnitude 6,5 qui s'est produit le 21 janvier 2003 à 2h 48 min et 46 s au Guatemala. La station sismique SCZ est située près de Santa Cruz (Californie), à 3970 km de l'épicentre du séisme. Cette station fait partie du réseau français GEOSCOPE de sismologie globale.

Calculs de la distance de chaque station sismique à l'épicentre.



L'épicentre du séisme est localisé à l'intersection des quatre cercles, au niveau de l'arc insulaire des Kouriles.

La magnitude d'un séisme est reliée à l'amplitude des mouvements du sol. La magnitude locale de Richter M_L , définie par Richter en 1935, est valable jusqu'à 600 km de distance. Elle est donnée par la relation :

Elle est donnée par la relation :

$$M_L = \log A - \log A_0$$

A est le déplacement maximum du sol exprimé en millimètres
 A_0 une valeur standard fonction de la distance d (km) entre la station sismique et l'épicentre, telle que
 $A_0 = (13,435/d)^{3,002}$ pour des distances allant de 200 à 600 km.

Calculer la magnitude de Richter de ce séisme à partir de la Table 1.

On ne peut effectuer le calcul qu'à partir de la station PET, et $M_L = 5,2$.

Fig2b : localisation d'un séisme et en incertitudes associées (Sumatra, 26 décembre 2004)

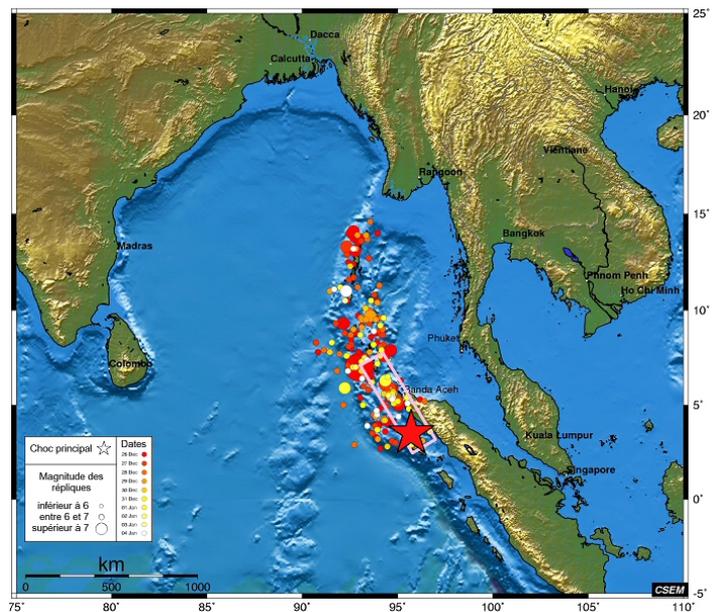
December 26, 2004, OFF W COAST OF NORTHERN SUMATRA,

Meredith Nettles
Goran Ekstrom

CENTROID, MOMENT TENSOR SOLUTION
HARVARD EVENT-FILE NAME M122604A
DATA USED: GSN
MANTLE WAVES: 73S,202C, T=300
CENTROID LOCATION:
ORIGIN TIME 01:01: 9.0 0.3
LAT 3.09N 0.04;LON 94.26E 0.03
DEP 28.6 1.3;HALF-DURATION 95.0

Localisation des répliques enregistrées jusqu'au 6 Janvier. Le choc principal est indiqué par une étoile ; le rectangle donne une indication de la zone rompue par celui-ci

Moment M_0 : $3,7 \times 10^{22}$ Nm (Newton.mètres)



La magnitude de moment M_w (Kanamori, 1977), la plus utilisée

Magnitude de moment

$$M_w = 2/3 (\log M_0) - 6$$

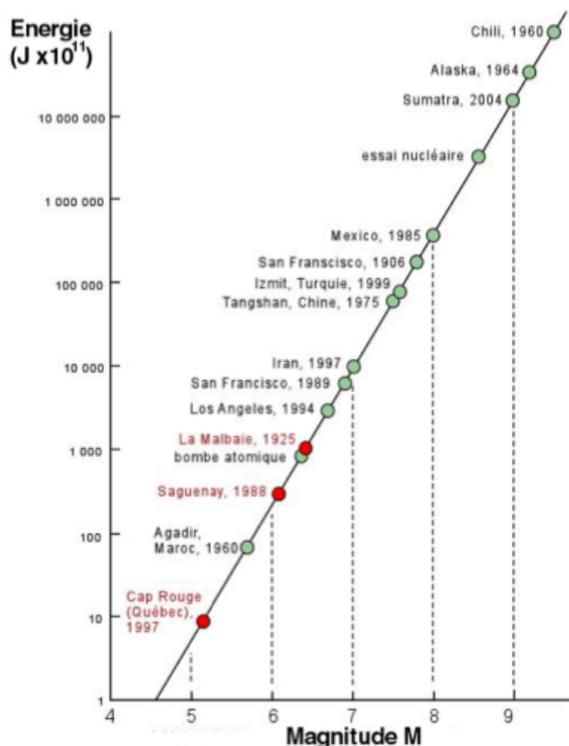
avec M_0 : moment sismique qui est une mesure de l'énergie d'un séisme en Nm (Newton.mètres)

M_0 est calculé sur une période de 50 à 300 s, sur l'amplitude des ondes de surface R et L (Rayleigh et Love).

Calculer la magnitude de moment de ce séisme.

http://www-dase.cea.fr/actu/dossiers_scientifiques/2004-12-26/index.html#Source_of_the_earthquake

Figure 3 : Relation entre énergie libérée et magnitude de quelques séismes (et essais nucléaires)



Magnitude	Energie en Joules
3	$1,99 \cdot 10^9$
4	$6,31 \cdot 10^{11}$
5	$1,99 \cdot 10^{12}$
6	$6,31 \cdot 10^{13}$
7	$1,99 \cdot 10^{15}$
8	$6,31 \cdot 10^{16}$
9	$1,99 \cdot 10^{18}$

La valeur de l'énergie est multipliée par 32 lorsque la magnitude augmente d'une unité

Figure 4a : Echelle d'intensité : échelle MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik)

Degrés Dégâts observés

- I Seuls les sismographes très sensibles, enregistrent les vibrations.
- II Secousses à peine perceptibles ; quelques personnes au repos ressentent le séisme.
- III Vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un petit camion.
- IV Vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un gros camion.
- V Séisme ressenti en plein air. Les dormeurs se réveillent.
- VI Les meubles sont déplacés.
- VII Quelques lézardes apparaissent dans les édifices.
- VIII Les cheminées des maisons tombent.
- IX Les maisons s'écroulent. Les canalisations souterraines sont cassées.
- X Destruction des ponts et des digues. Les rails de chemin de fer sont tordus.
- XI Les constructions les plus solides sont détruites. Grands éboulements.
- XII Les villes sont rasées. Bouversements importants de la topographie.

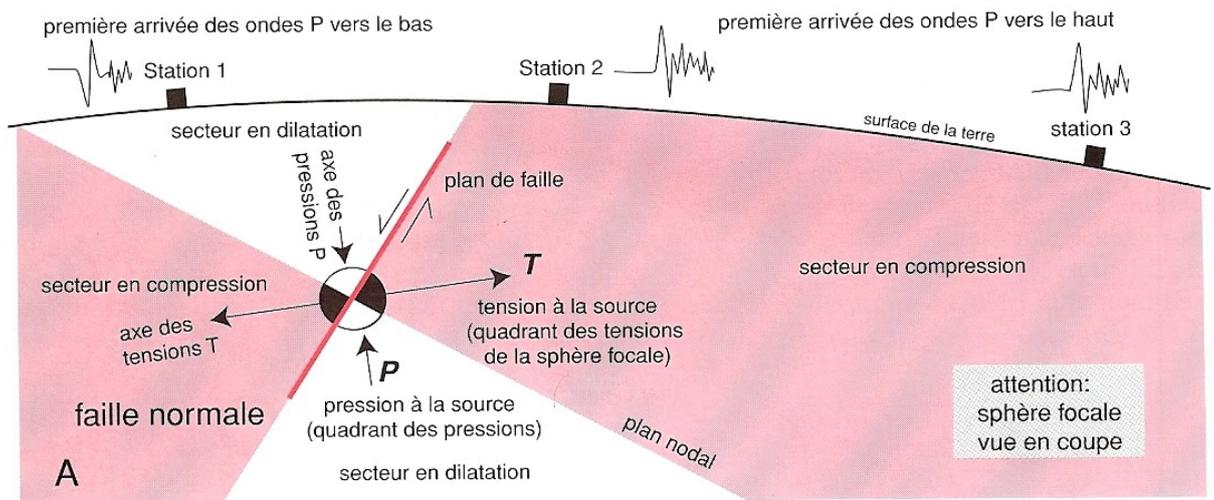
Fig 4b : Carte postale de Lambesc « ce qui reste d'une maison et de son mobilier » suite au séisme de 1909. D'après Vogt



Figure 5 : ATTENTION : ne pas confondre INTENSITE ET MAGNITUDE

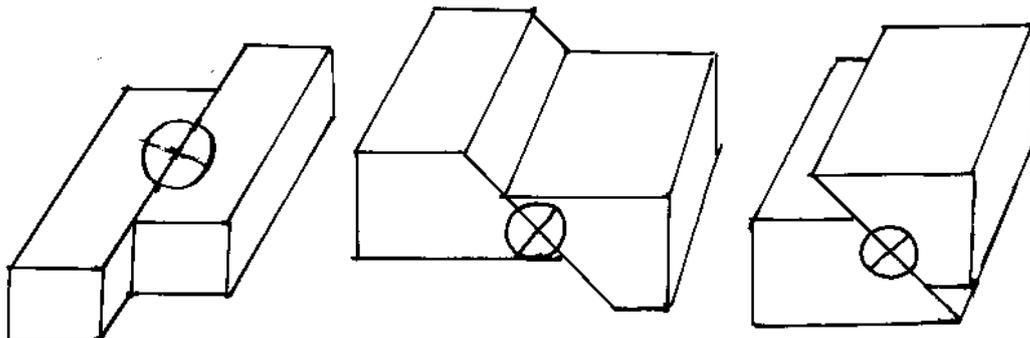
INTENSITE	MAGNITUDE
Une estimation en un lieu	Valeur issue d'un calcul
Echelle MSK → 12 degrés relatifs définis selon les dégâts	
Estimation dépendante du lieu géographique et géologique d'observation	Valeur associée au séisme indépendamment du lieu où il est survenu
<p>Pas de relation entre magnitude et intensité</p> <ul style="list-style-type: none"> • 2 séismes de même magnitude dans deux endroits différents peuvent avoir en surface des intensités différentes • 2 séismes de même intensité en un lieu peuvent correspondre à des magnitudes différentes 	

Figure 6 : mécanisme au foyer et exercice d'application



Ci-dessous identifiez les différents types de failles et noircissez les quadrants qui sont en tension à la source et qui créent un secteur en compression.

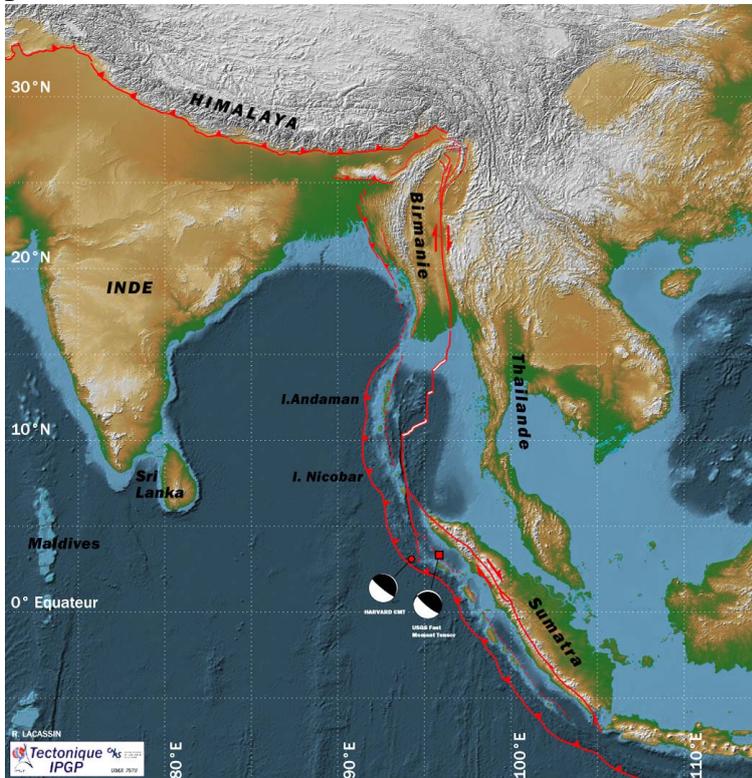
Représentez au-dessus de chaque type de faille, la projection de la sphère focale dans un plan horizontal (c'est cette projection qui est généralement représentée sur les cartes)



Mécanisme au foyer : Séisme du 26 décembre 2004 Sumatra

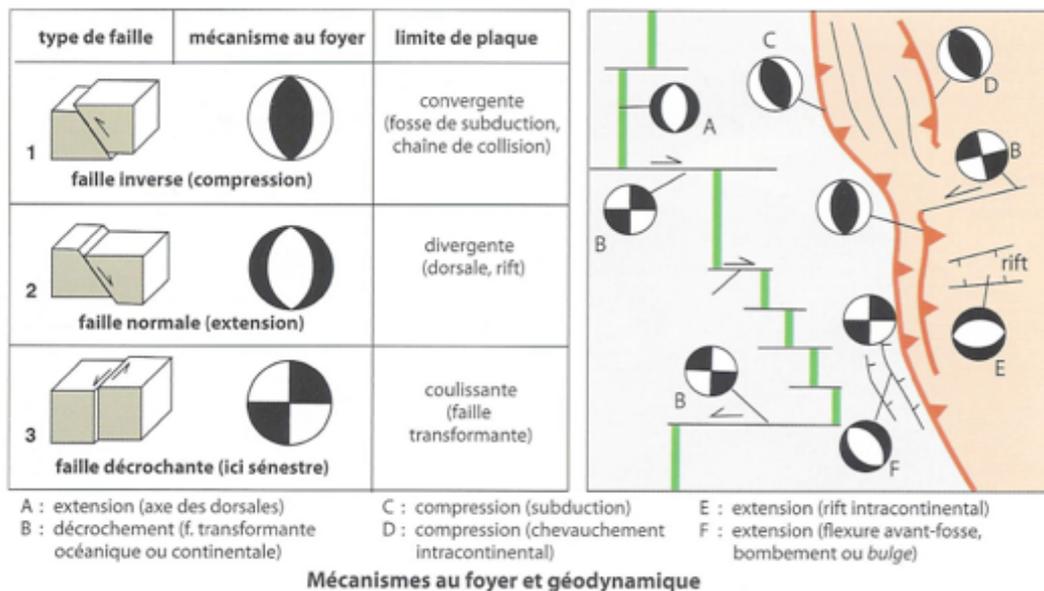
Localisation du Séisme du 26/12/2004 M 9.

Carré: localisation de l'épicentre (initiation de la rupture sismique), d'après l'USGS; profondeur environ 30 km.



© Copyright, Laboratoire de Tectonique IPGP-CNRS - Robin LACASSIN
<http://www.ipgp.jussieu.fr/~lacassin/Sumatra/Sumatra.html>

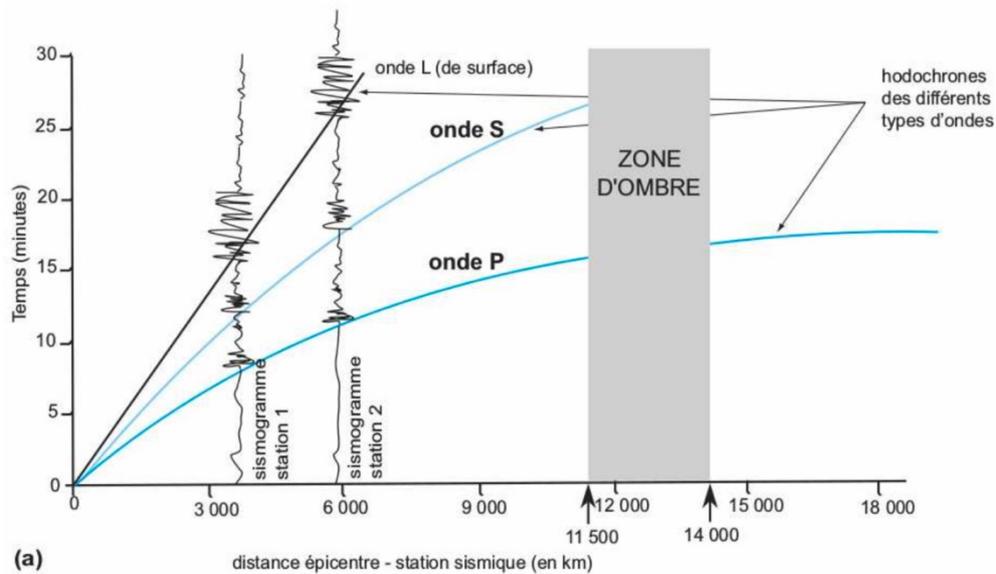
Figure 7 : mécanisme au foyer et géodynamique



Vidéo : Manipulation en 3D des sphères des mécanismes au foyer.

<https://www.youtube.com/watch?v=e7Dja7epxso>

Figure 8 : hodochrones des différents types d'ondes cours ST-B La structure de la Terre



Géologie tout-en-un, Dunod

Figure 9 : loi de Gutenberg Richter : Relation entre magnitude et fréquence des séismes (in Renart et al., 2016)

Gutenberg et Richter ont montré que la fréquence des tremblements de terre décroît très vite en fonction de l'augmentation de la magnitude :

- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 4 : 15 000
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 5 : 3 000
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 6 : 100
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 7 : 20
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 8 : 2

Pour un domaine de magnitude compris entre 5 et 8, ils ont proposé la relation :

$$\text{Log } N = a - bM$$

M étant la magnitude (M_L , M_S , m_b ou M_w), N le nombre de séismes de magnitude supérieure à M et a et b sont des constantes.

Cette relation empirique dite loi de Gutenberg-Richter est très importante, elle permet pour une région donnée et dans la gamme de magnitude donnée ci-dessus de mieux caractériser l'**aléa sismique**.

Une région connaissant de nombreux séismes de magnitude 4 est en effet susceptible d'en connaître au moins un de plus forte magnitude dans un temps rapproché.

Figure 10 : GPS – géodésie spatiale – cours ST-C3 : La géodynamique de la lithosphère

Document : Les données géodésiques – d’après Bordas- Spécialité SVT 1^{ère}

Document a : récepteur GPS et stations GPS



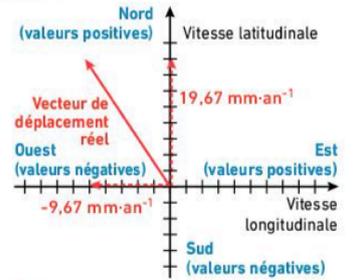
B Un récepteur GPS fixe, de haute précision.

Document b : données de géodésie

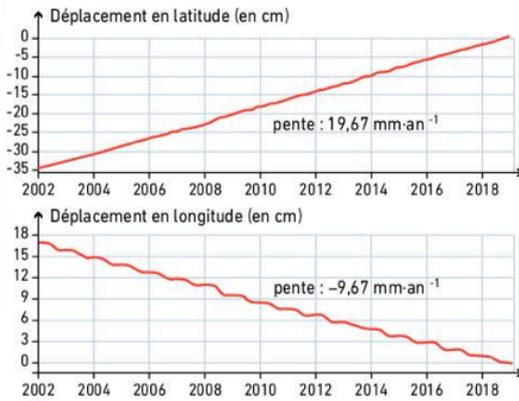


A S1 : station Reykjavik S2 : station Höfn

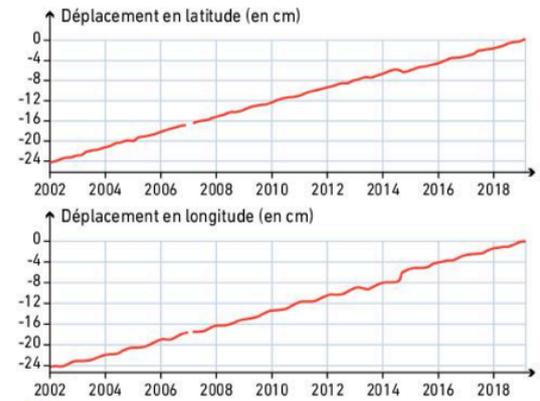
Les graphiques (C et D) représentent les longitudes et latitudes de deux stations GPS situées en Islande, Reykjavik et Höfn, mesurées depuis 2002. Par convention, la pente est positive pour des déplacements vers le nord ou vers l’est, négative pour des déplacements vers le sud ou vers l’ouest. La valeur de la pente indique la vitesse de déplacement de la station. La somme des vecteurs « vitesse latitudinale » et « vitesse longitudinale » (vecteurs en traits pointillés) permet donc de connaître le déplacement réel de la station (vecteur en trait plein) (B).



B Vitesse de déplacement de la station S1.

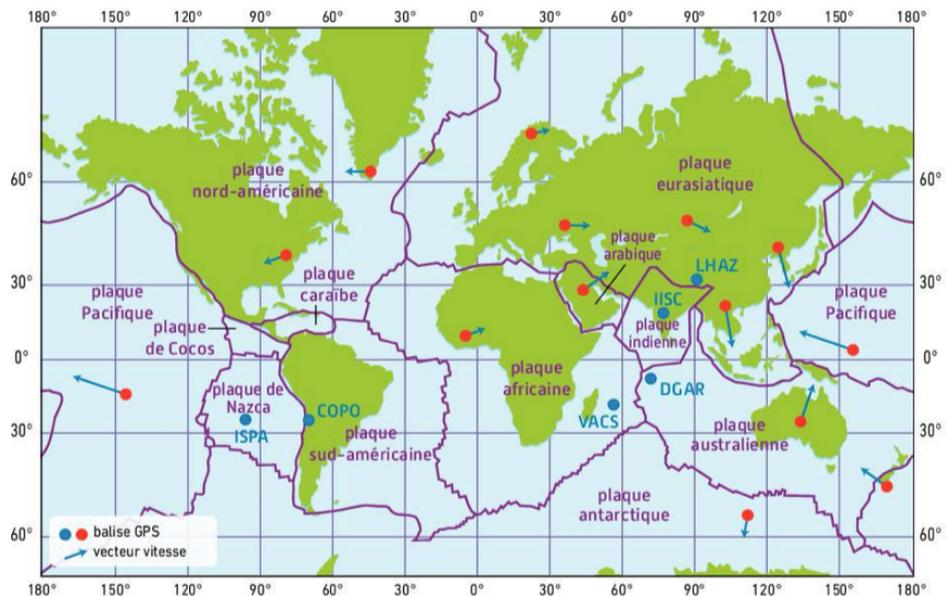


C Évolution de la latitude et de la longitude de Reykjavik entre 2002 et 2018.



D Évolution de la latitude et de la longitude de Höfn entre 2002 et 2018.

Document c : cartes des mouvements des plaques obtenus à partir de données GPS



A Carte de localisation et vecteurs vitesse de quelques balises GPS fixées à la surface des plaques lithosphériques.

Figure 11 : comparaison des données de cinématique instantanée (GPS) et finie (échelle du Ma)

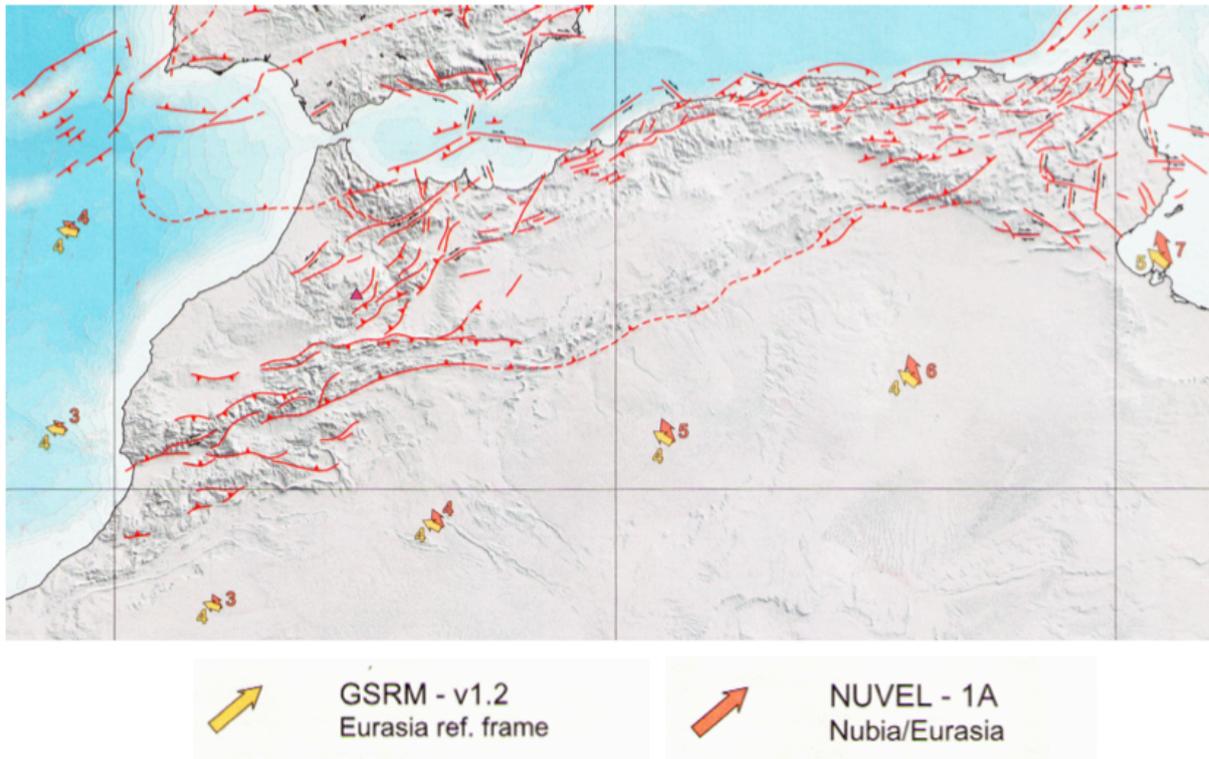


Figure 12a : modèle idéalisé d'un cycle sismique présentant les ruptures répétées d'une faille une fois le seuil critique de déformation atteint
(In ISBN : 2-914375-83-2)

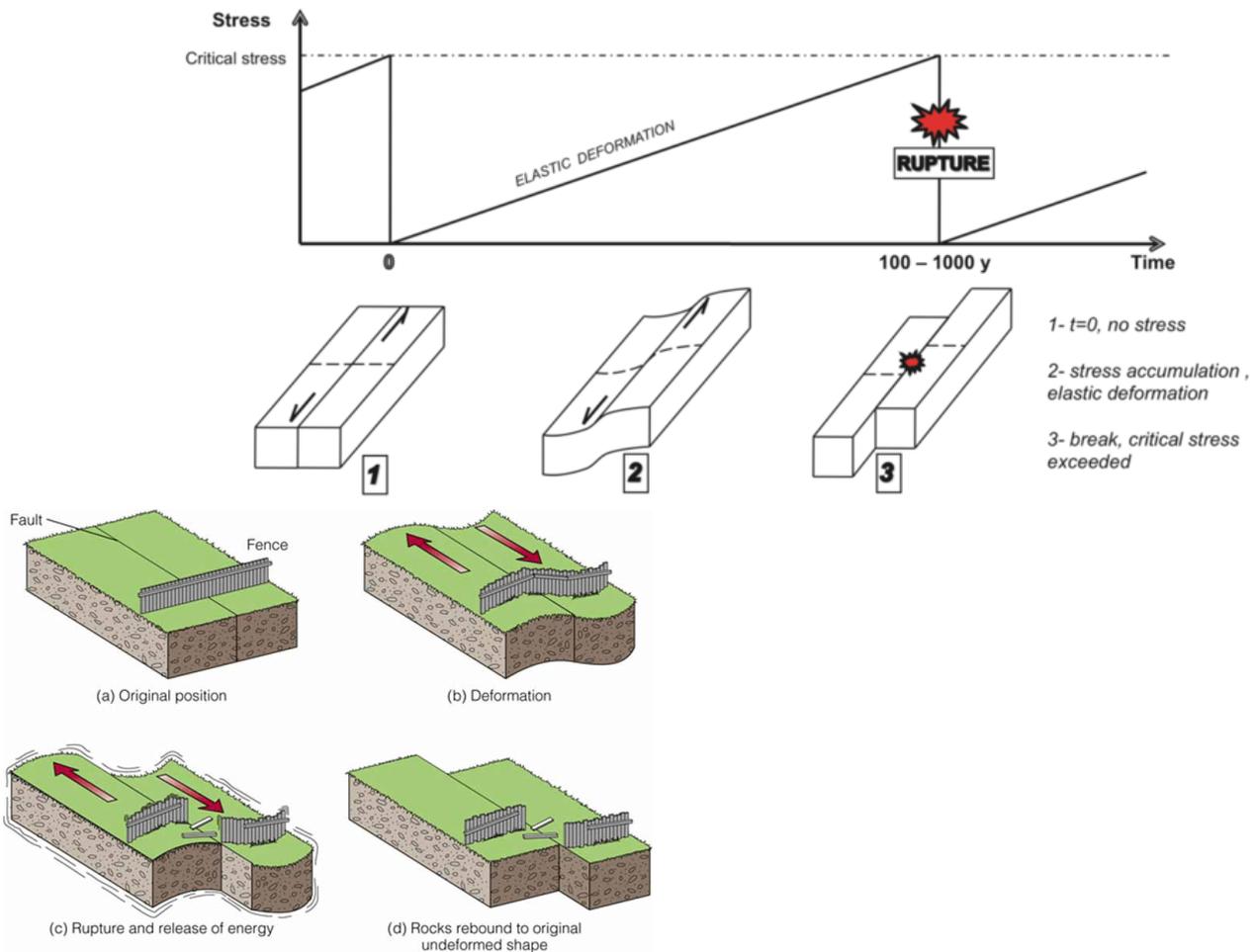
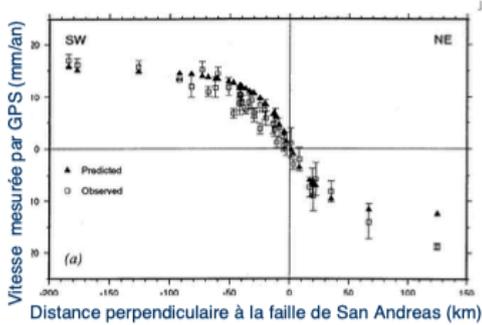


Figure 12b :

Exemple de la faille de San Andreas (E.U.)

Période intersismique

Mesures de déformation par GPS à travers la faille San Andreas en Californie (période 1992-2000):

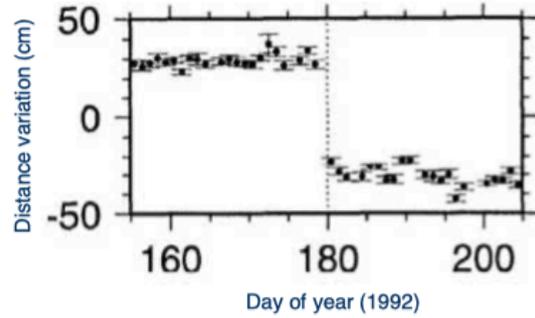


⇒ La faille ne glisse pas: Faille bloquée

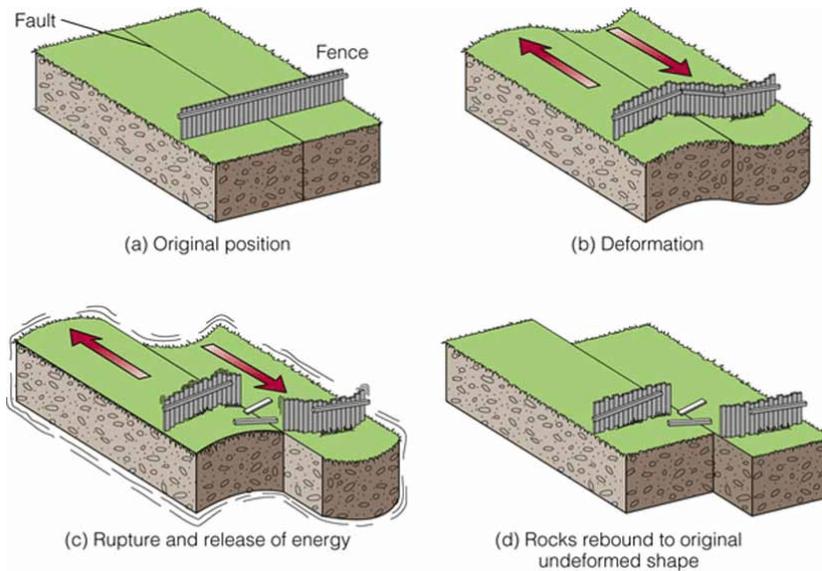
⇒ La zone autour de la faille se déforme

Période cosismique

Variation de distance entre les sites GOLD et PIN1 mesurée par GPS



Séisme du 7 juin 1992, M=7.2



© 2006 Brooks/Cole - Thomson

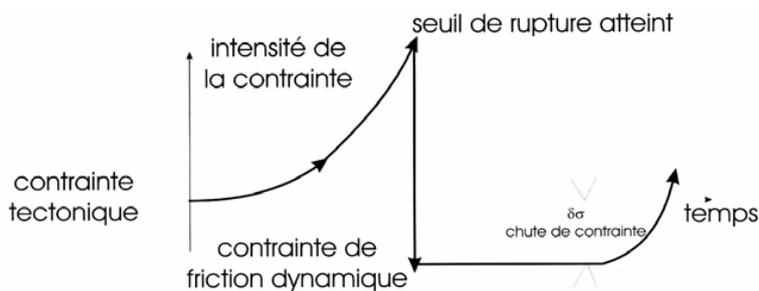
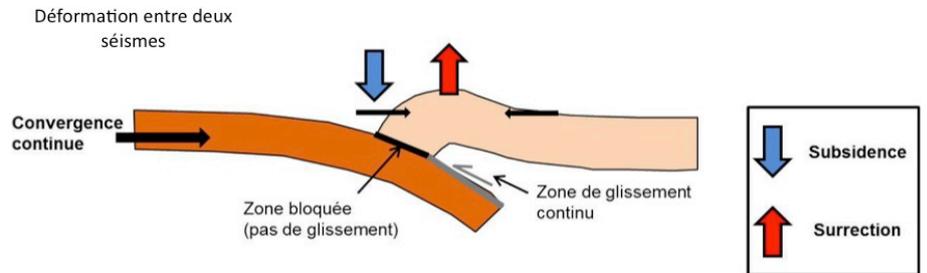


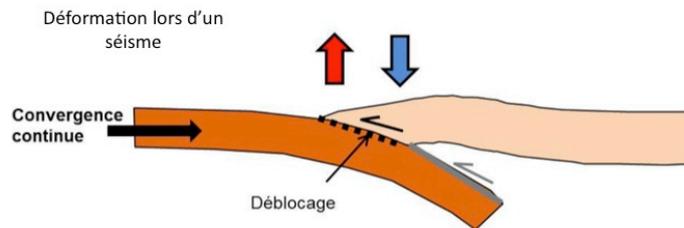
Figure 12c : On s'intéresse ici à l'évolution du relief terrestre au niveau de deux îles proches de Sumatra dans l'océan indien suite au séisme du 26 décembre 2004.

- **Modèle proposé pour expliquer le cycle sismique dans cette région.**

Lors de la convergence les deux plaques restent associées au niveau de cette zone dite bloquée. La convergence est alors permise par un glissement continu sous la zone bloquée et le plissement (flexuration) de la plaque supérieure. Cette flexuration entraîne la subsidence de la partie de la plaque chevauchante la plus proche de la fosse



Un séisme va se déclencher lorsque la quantité d'énergie accumulée par la flexuration de la plaque chevauchante est trop forte pour que la zone bloquée soit maintenue. Il y a alors déblocage de cette zone, et retour de la plaque chevauchante à une forme non ou moins plissée ce qui entraîne la libération de l'énergie élastique accumulé et donc le séisme.



- *images prises (A) avant et (B) après le séisme du 26 décembre 2004 de Sumatra au niveau (1) de l'île Sentinelle (Image satellitaire Bird Eyes, en rouge la végétation, en blanc récif corallien émergé et en bleu clair récif à faible profondeur) et (2) de Banda Ache (Google Earth). Les deux zones sont localisées sur la vue générale en haut à gauche (Google Earth).*

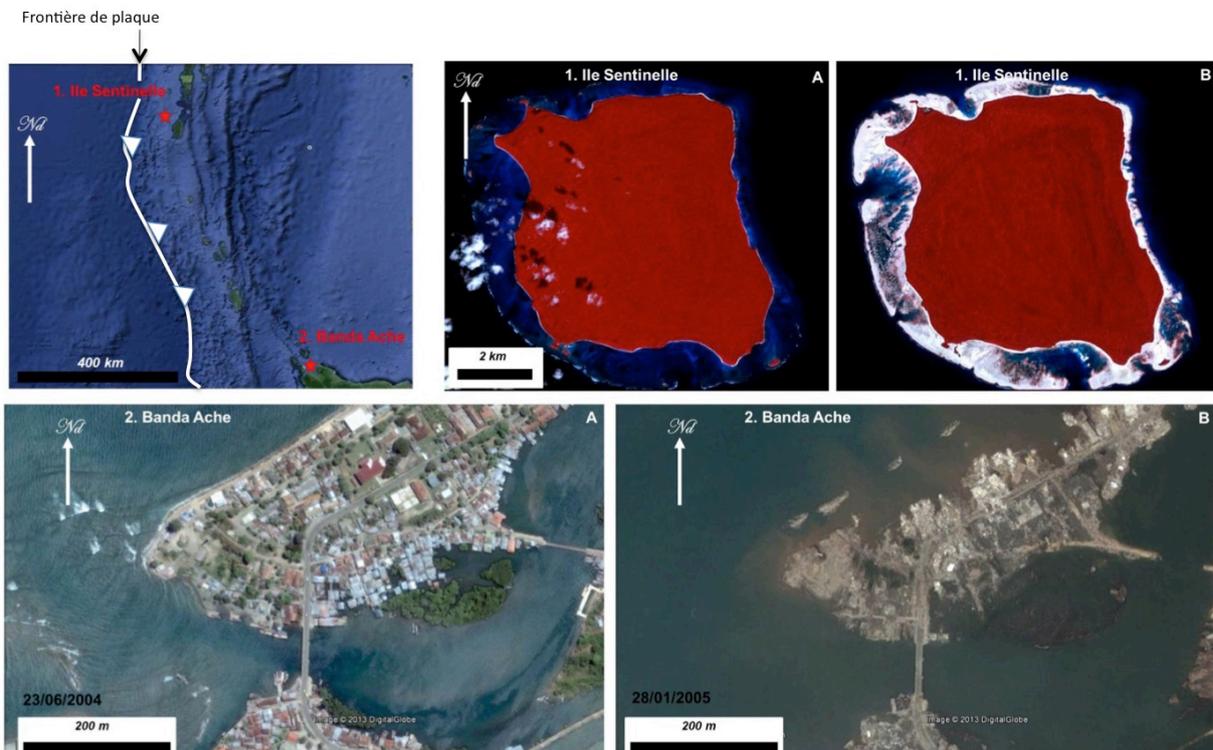
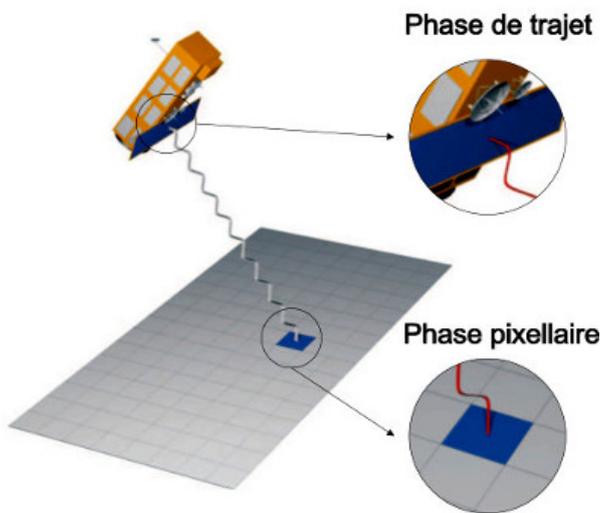


Figure 13 : Insar : Interférométric Synthétic Aperture Radar



Les satellites SAR envoient une onde radar de longueur d'onde fixe.

L'onde rétrodiffusée peut avoir une amplitude variable à cause des propriétés du sol, mais sa longueur d'onde reste identique.

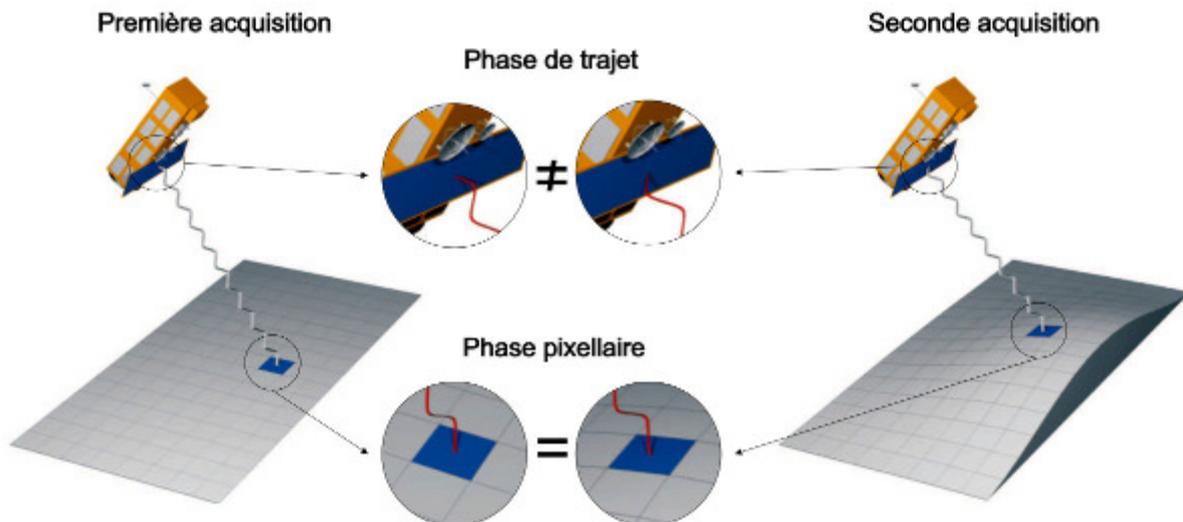
En revanche, les satellites SAR sont capables d'enregistrer la phase du signal rétrodiffusé, qui sera comprise entre 0 et 2π .

Cette phase dépend de deux paramètres principaux :

- (1) la phase pixellaire, qui dépend des propriétés du sol, de la végétation et des "objets" présents..., et qui peut être différente pour deux pixels contigus,
- (2) la phase de trajet, qui ne dépend que de la distance entre le sol et le satellite.

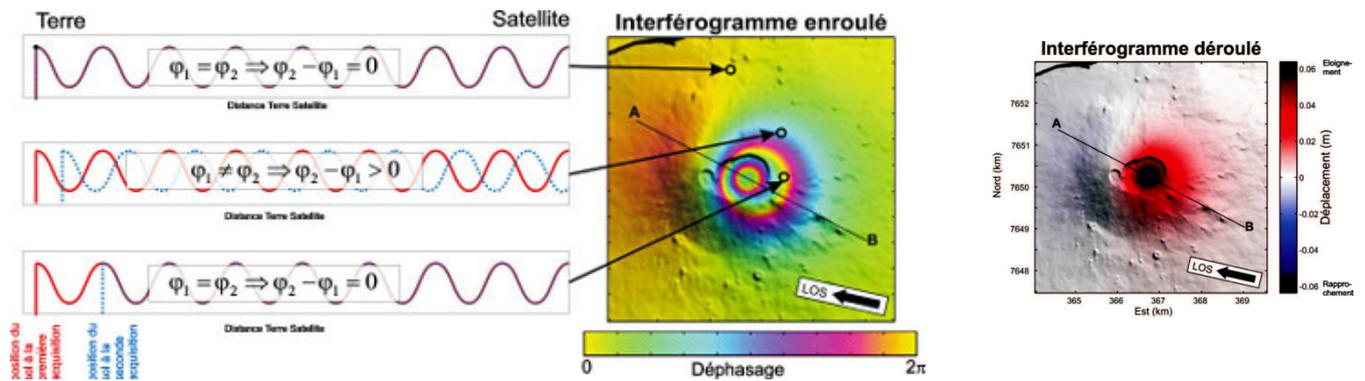
Méthode InSAR et mesure de la déformation du sol

L'interférométrie SAR (InSAR) permet d'exploiter l'information de distance contenue dans l'image de phase. Une acquisition d'une image de phase est faite à deux dates différentes.



Source - © 2019 A. Augier / [CC BY-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/)

Valeur des pixels dans un interférogramme



On appelle interfrange (et parfois abusivement “frange”) la distance entre deux bandes consécutives de même couleur correspondant à un déphasage allant de 0 à 2π (d'une bande jaune à la suivante)

Source - © 2019 A. Augier / [CC BY-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/)

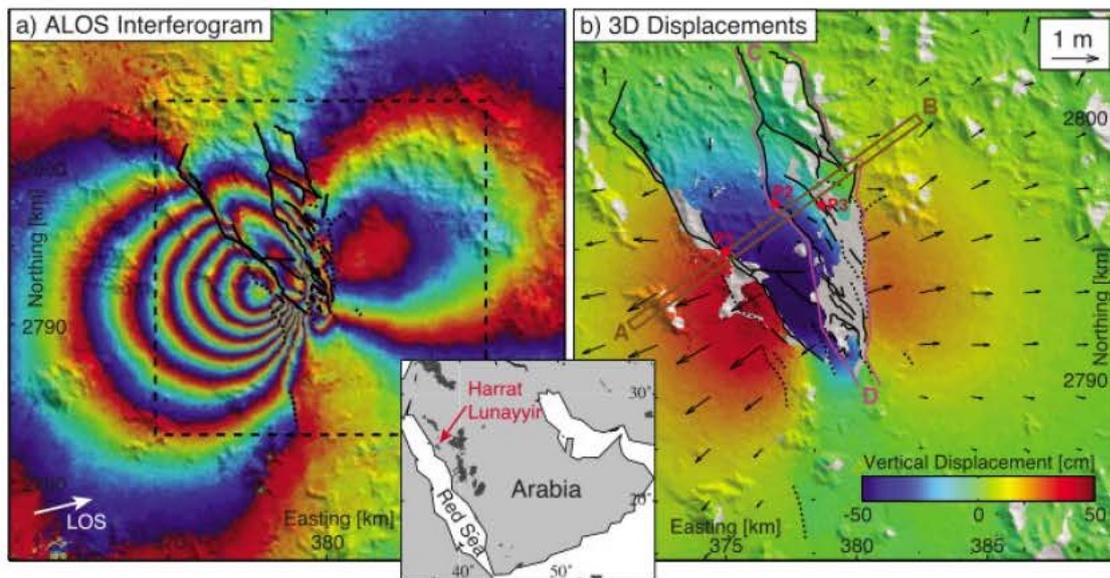


Figure : Déformation de surface au-dessus de l'intrusion de la digue Harrat Lunayyir en 2009 dans l'ouest de l'Arabie saoudite, par interférométrie RADAR.

L'encart montre l'emplacement de la zone d'étude ainsi que d'autres provinces de lave (sombre).

(a) Données InSAR avec **chaque frange de couleur représentant 11,8 cm de déplacement du sol** dans la direction de la ligne de visée (flèche) du satellite d'imagerie ALOS. La zone couverte à la figure 1b est représenté par un rectangle en pointillé.

(b) Déplacements de surface horizontaux (flèches) et verticaux (carte de couleurs) dérivés, failles cartographiées et des fractures (lignes noires).

2.4 Glissement actuel au Piton de la Fournaise

En avril 2007, le Piton de la Fournaise, dont la localisation est donnée figure 13, a connu une éruption exceptionnelle, marquée par les plus gros volumes de lave émis depuis que le volcan est étudié, par l'effondrement du cratère sommital sur une hauteur de plus de 300 mètres, ainsi que par une déformation post-éruptive atypique.

La déformation du volcan au cours de l'éruption puis après la fin de l'éruption a été surveillée par Interférométrie RADAR et par GPS, ce qui a permis d'en inférer le trajet du magma au cours de l'éruption, ainsi que la présence d'un réservoir temporaire (voir schéma figure 15).

La déformation du volcan au cours de l'éruption n'est pas montrée, mais elle couvre les mêmes zones que la déformation post-éruptive, donnée à la figure 15.

Question 17

- À partir de la figure 15.2 : caractérisez le sens des déplacements du flanc Est après l'éruption ;
- À partir de la figure 15.3 : caractérisez qualitativement la dynamique des déplacements du flanc Est après l'éruption ;
- À partir de la figure 15 dans son ensemble, proposez une hypothèse pour expliquer cette déformation.

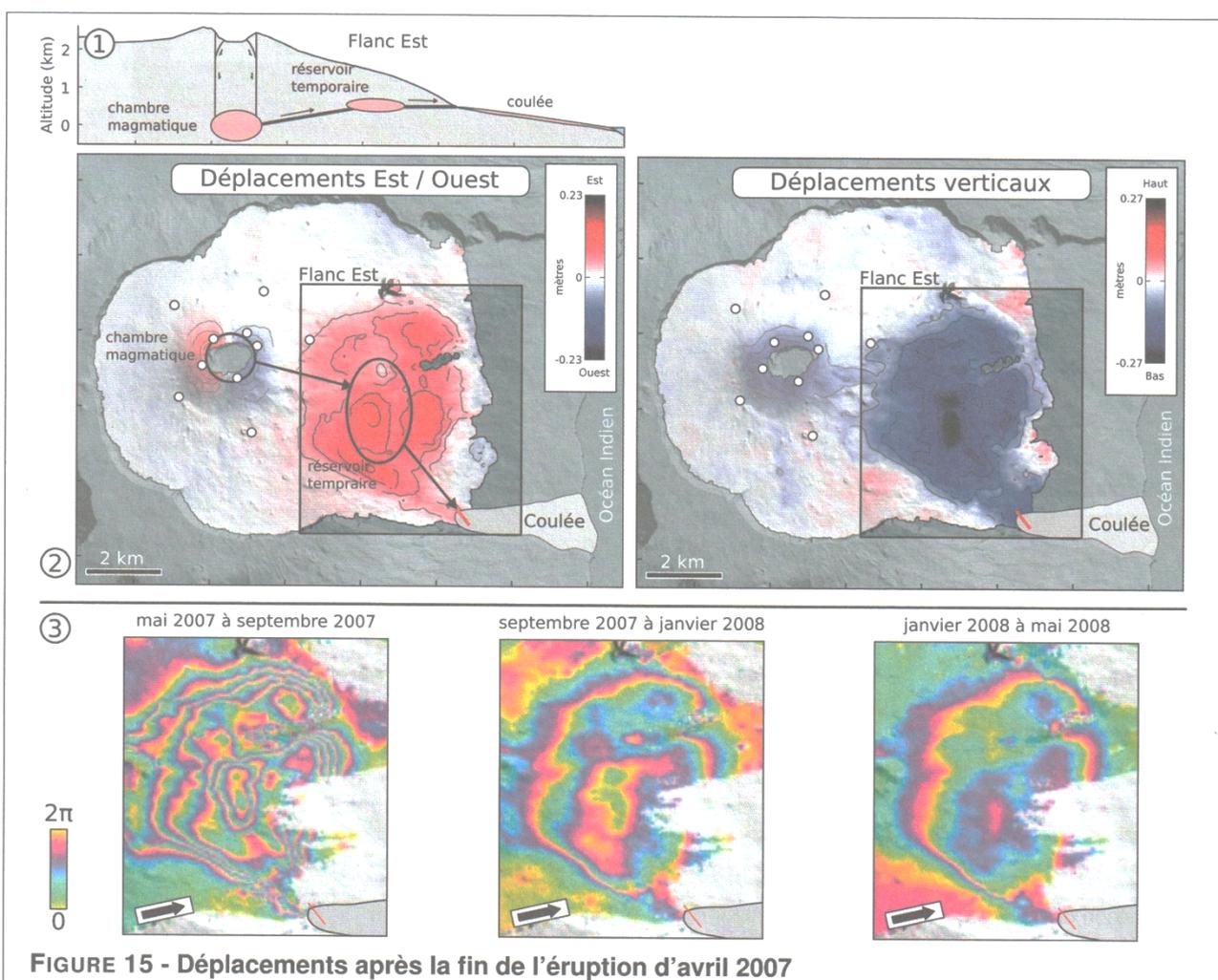


FIGURE 15 - Déplacements après la fin de l'éruption d'avril 2007

15.1 : Représentation schématisée des flux de magma au cours de l'éruption (d'après Froger et al. (2016) [4])

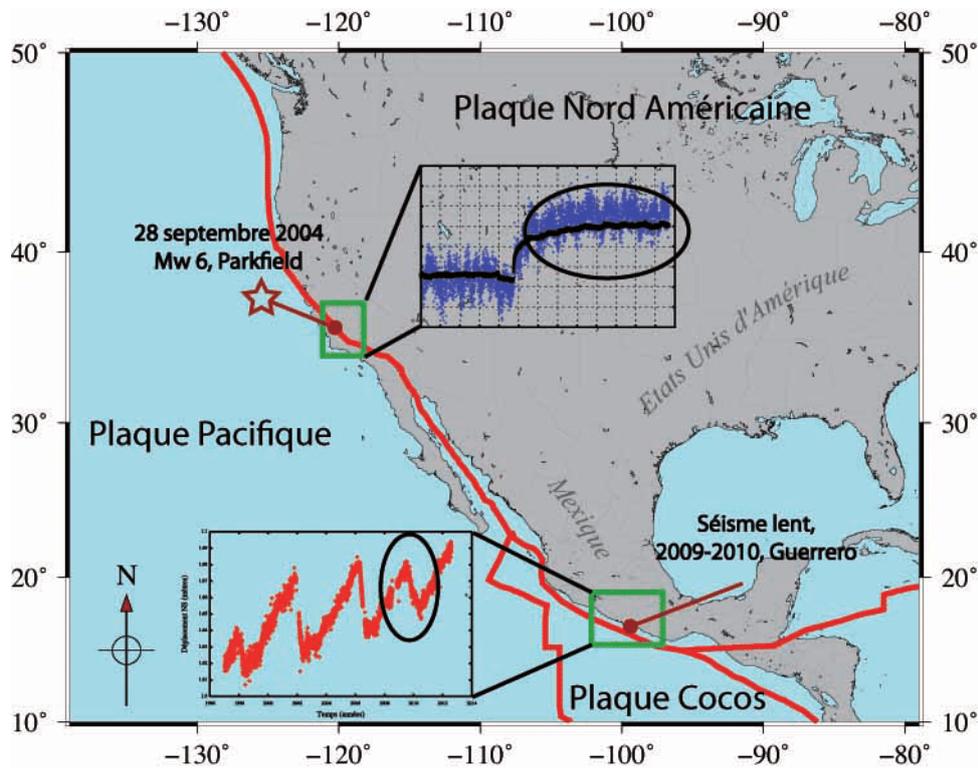
15.2 : Déplacements cumulés Est/Ouest et verticaux de mai 2007 à juillet 2008. Les points blancs correspondent aux 10 stations GPS permanentes positionnées sur le volcan en 2007. Le rectangle limite la zone de déformation du flanc Est du volcan. Les zones en gris sombre sont des zones sans données exploitables. Le trajet du magma et les réservoirs supposés sont indiqués (d'après Froger et al. (2015) [3] et Froger et al. (2016) [4])

15.3 : Trois interférogrammes couvrant le flanc Est durant la période post-éruptive, de mai 2007 à mai 2008. Tous les interférogrammes couvrent la même durée. Les flèches noires indiquent la ligne de visée du satellite.

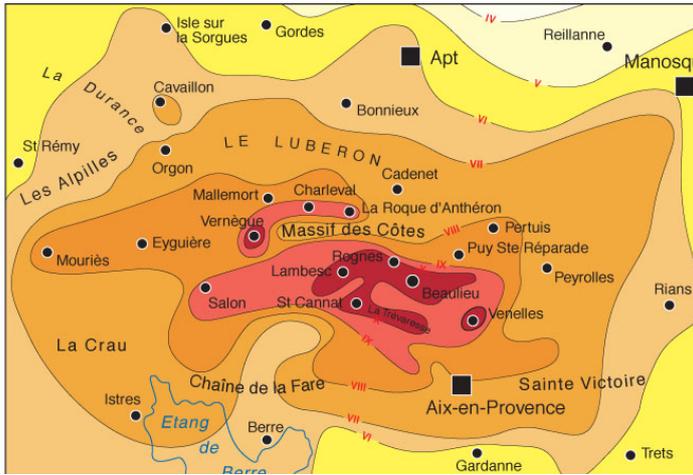
Document 14 : Séismes rapides – séismes lents

https://www.researchgate.net/figure/Localisation-des-deux-sites-detudes-aux-comportements-distincts-qui-ont-ete-traites_fig1_278379233

1 -Localisation des deux sites d'études, aux comportements distincts, qui ont été traités au cours de ce travail de thèse. Le premier site est la lacune sismique de Guerrero qui est le siège de séismes lents (courbe rouge montrant la composante nord d'une station GPS située au niveau de la côte) suspectés d'accommoder partiellement le déficit de glissement, retardant ainsi la réalisation d'un séisme majeur de subduction. Le deuxième site d'étude est le segment de Parkfield (faille de San Andreas, Californie), où l'on a étudié le retour au régime intersismique suite au séisme du 28 septembre 2004 (Mw 6), sur la période 2005-2010 (courbe bleue). Les lignes rouges marquent les frontières de plaques tectoniques et l'étoile désigne la position de l'épicentre du séisme du 28 septembre 2004 à Parkfield.



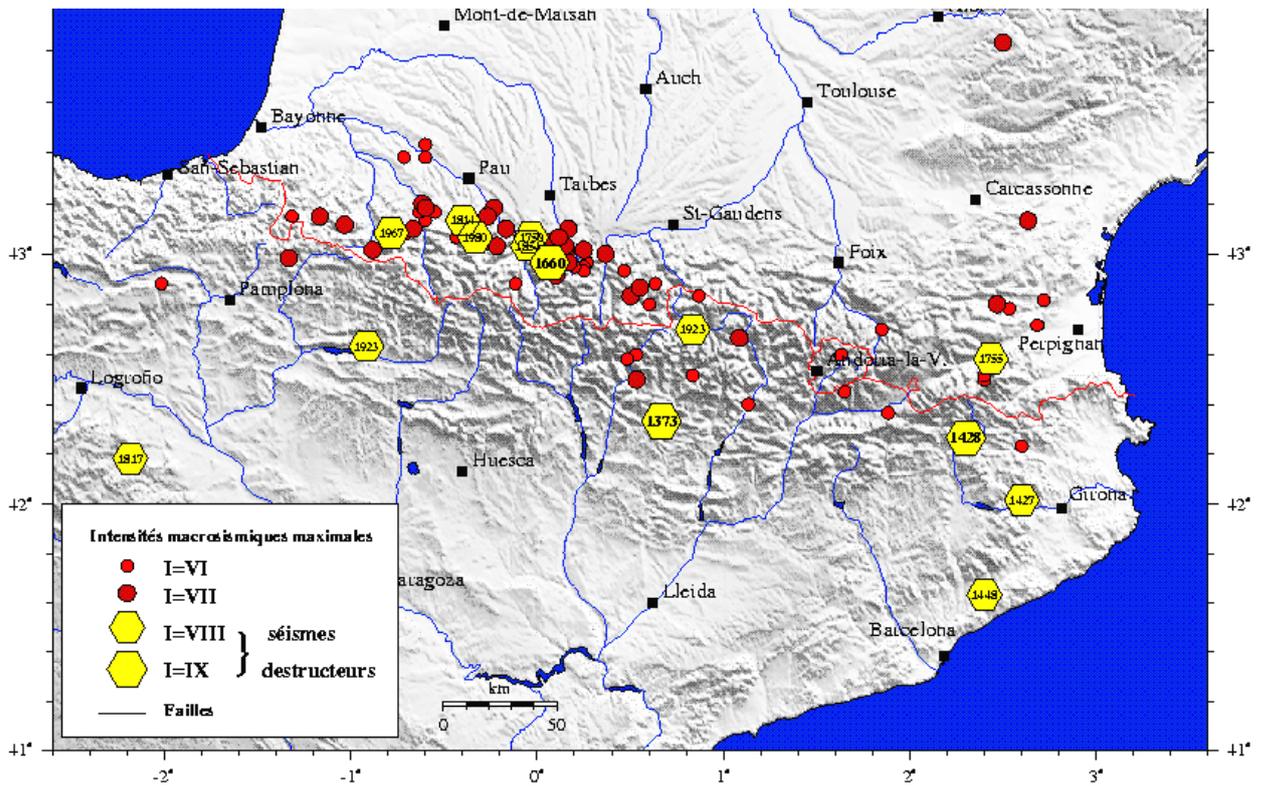
Doc 15 : Carte des isoséistes (vers la localisation de l'épicentre du séisme dit de Lambesc 1909). D'après Vogt



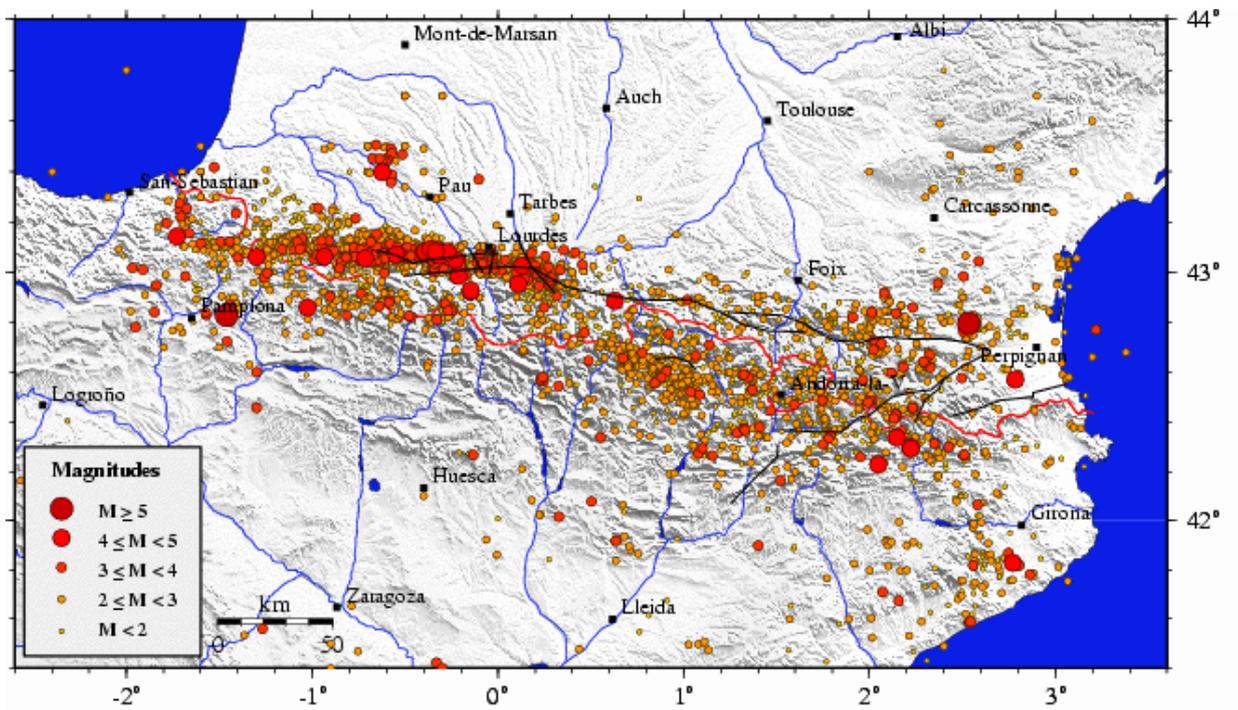
Doc 15 : Evolution dans le temps du risque sismique par évolution dans le temps des enjeux. D'après EOST-université de Strasbourg. <http://eost.u-strasbg.fr>

Séisme de 1909	Simulation de 1982 (estimation)
Victimes	
46 morts 250 blessés	400 à 970 morts 1850 à 5650 blessés
Dommages aux habitations	
Plusieurs milliers de logements détruits ou endommagés gravement (dont 1500 à Aix-en-Provence). Village de Lambesc entièrement détruit.	(25 420 bâtiments sur la zone étudiée) 450 bâtiments entièrement détruits. 21850 endommagés. 315 intacts
Coûts directs (reconstruction ou réparation)	
800 à 1200 M € (millions d'euros)	Habitations : 1500 M € Autres bâtiments : 900 M € Équipements et infrastructures : 70 M € Mobilier : 70 M € Total : 2540 M €

Fig16 Cartes de la sismicité historique et de la sismicité instrumentale pour les Pyrénées
a) sismicité historique



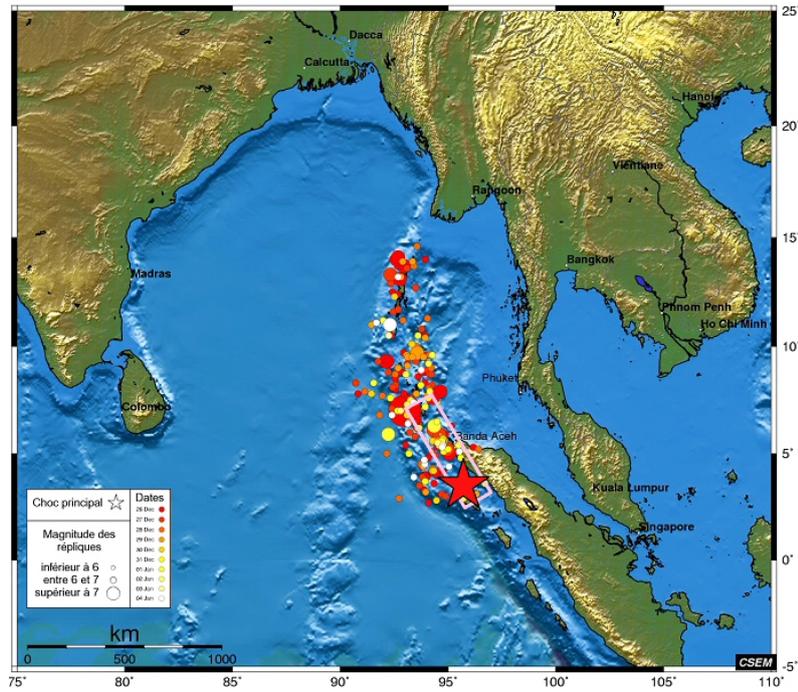
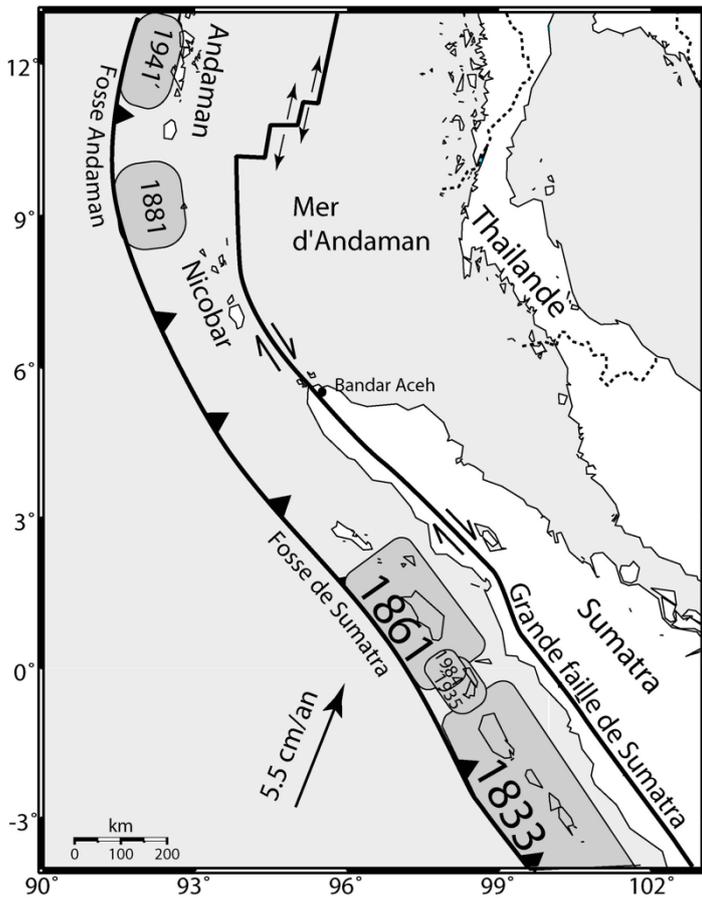
b) sismicité instrumentale



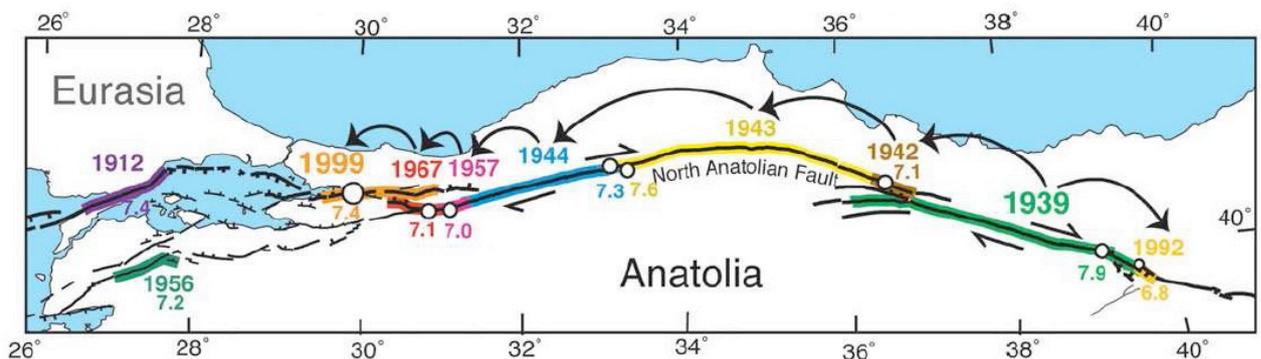
Bilan

Doc 16 : connaître la sismicité le long d'une faille pour mieux évaluer l'aléa

Cas n°1 : Carte sismotectonique montrant la localisation des zones ayant rompu lors des grands séismes connus de la région avant le séisme du 26 décembre 2004.

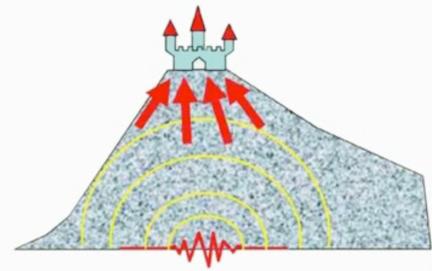
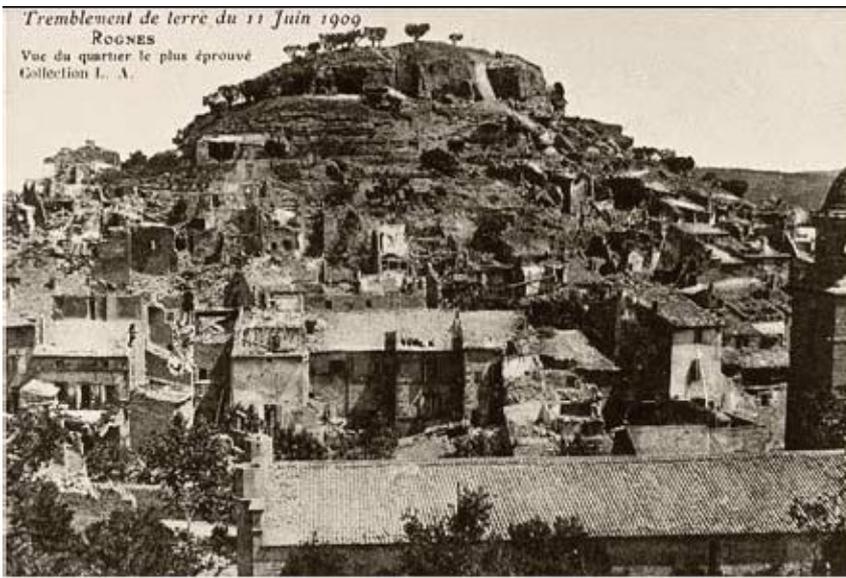


Cas n°2 : La sismicité en Turquie dominée au 20^{ème} siècle par une séquence de rupture de séismes $M > 7$ long de la faille Nord-Anatolienne



Doc 17 : Particularités géologiques locales et amplification du mouvement du sol lors du passage des ondes sismiques.

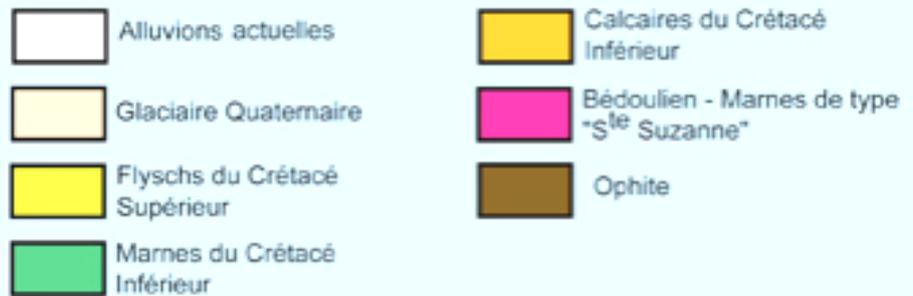
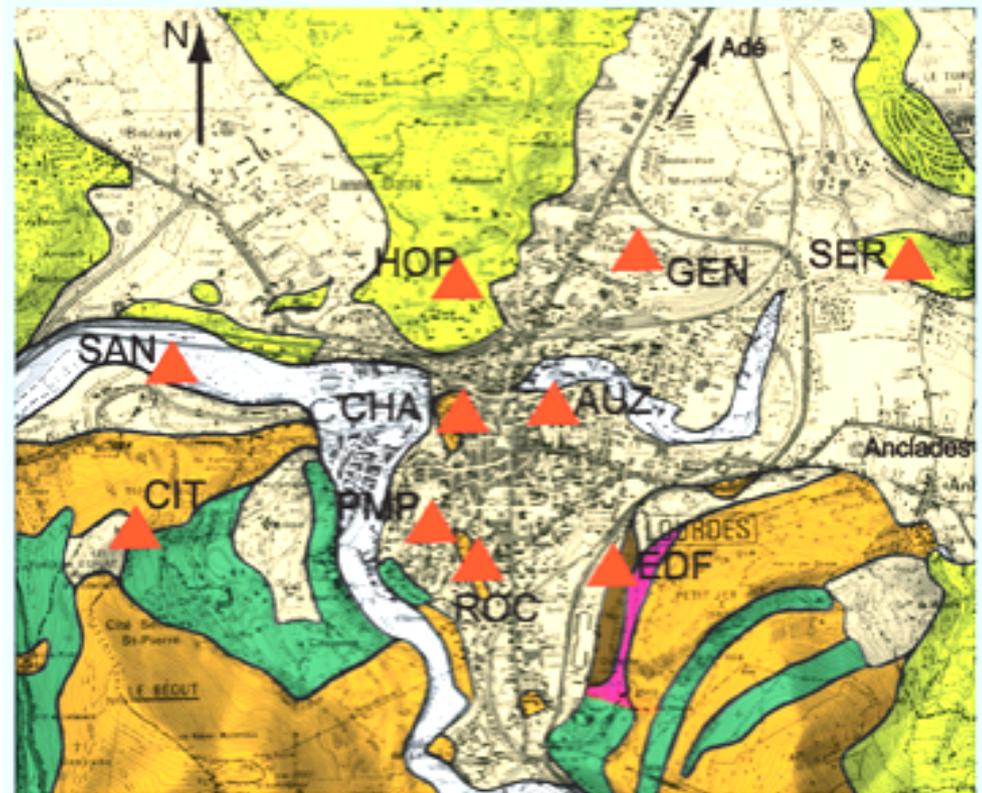
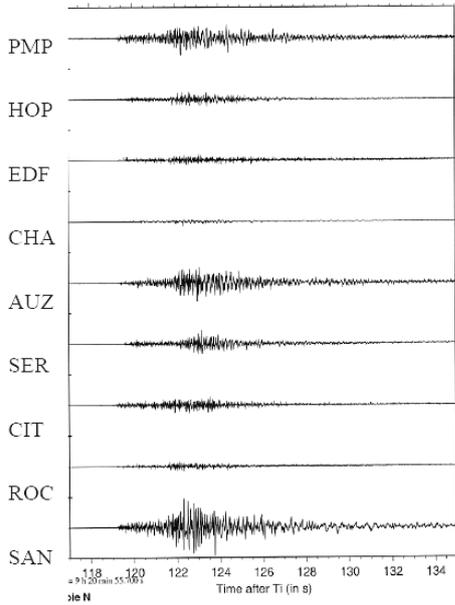
a) importance du relief. Carte postale de Rognes suite au séisme de Lambesc 1909. D'après Vogt



Bilan :

b) importance de la nature des terrains géologiques traversés. La ville de Lourdes a été partiellement détruite par des tremblements de terre à deux reprises, en 1660 et en 1750. L'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) a donc conduit une étude au cas où un séisme semblable à ces séismes historiques viendrait à se reproduire aux portes de cette ville.

- vers des cartes d'aléa sismique Fig6

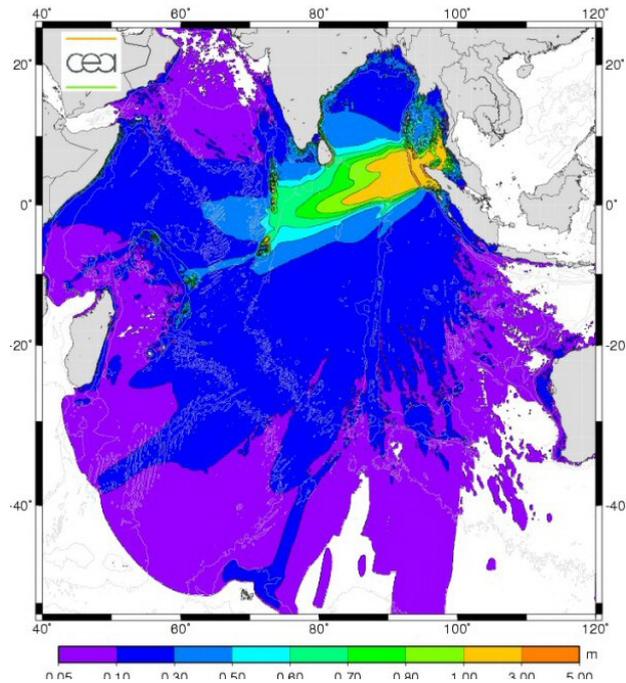


Bilan

Doc18 : Tsunami suite au séisme de Sumatra du 26 décembre 2004

Animation simulant la propagation du tsunami dans l'océan Indien.

http://www-dase.cea.fr/actu/dossiers_scientifiques/2004-12-26/index.html#Source_of_the_earthquake



Doc19 : profondeur des séismes au niveau de la faille de San Andreas

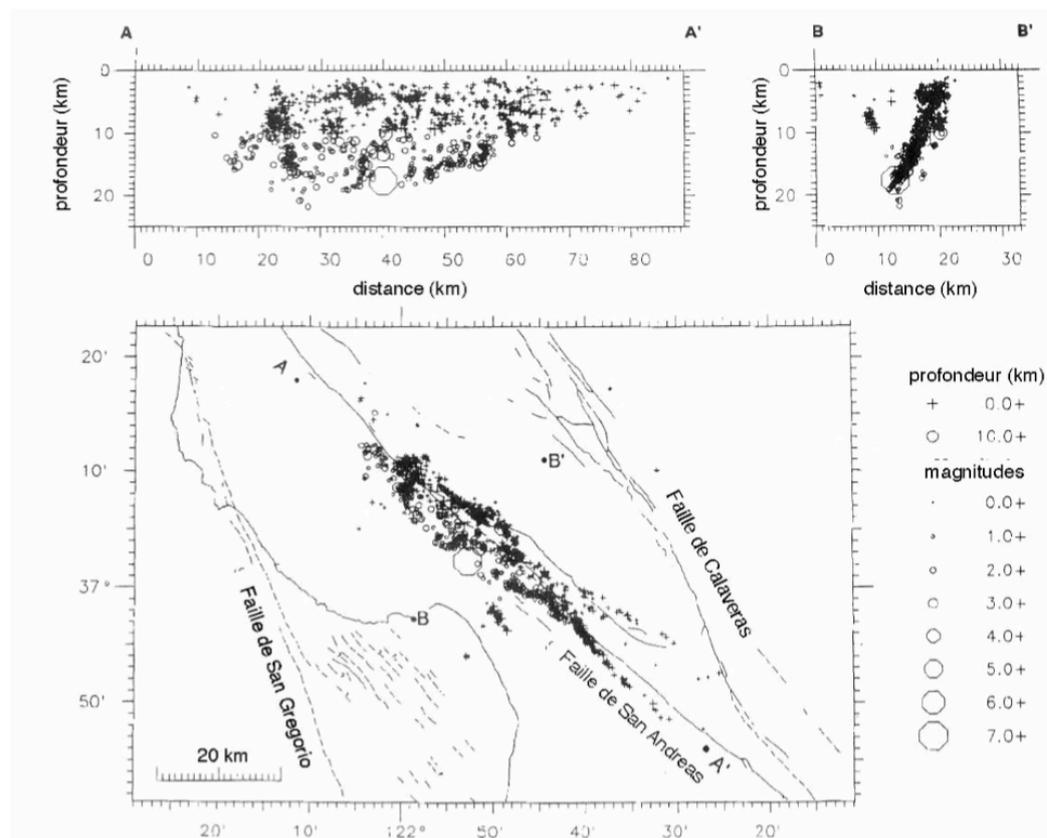


Figure 20 : Répartition des séismes à l'échelle du globe

