

Figure 1 : carte de la sismicité mondiale
(in Renart et al., 2016)

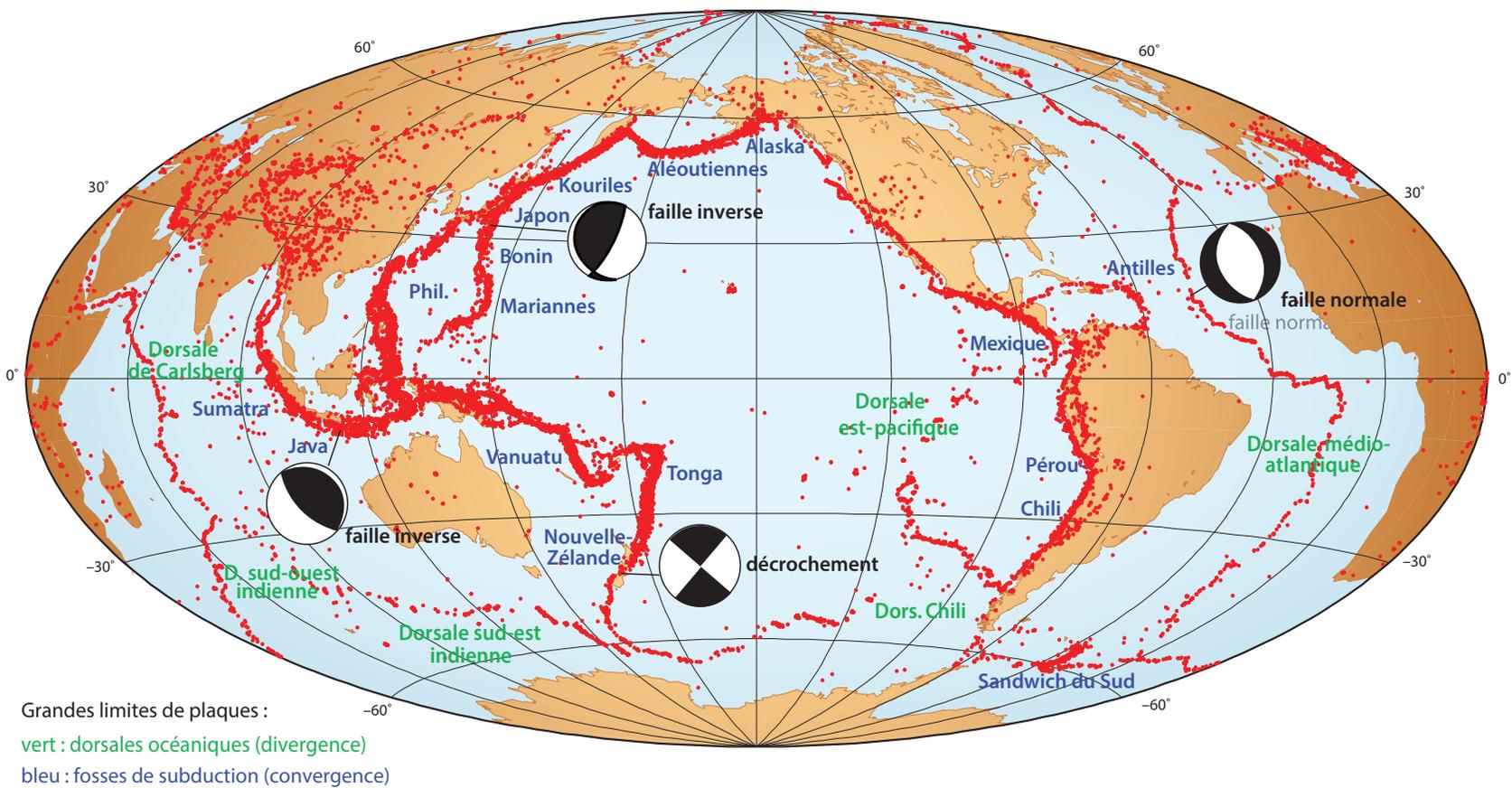


Figure 6.9 Carte de la sismicité mondiale (compilation logiciel GMT, UMR Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier/CNRS).
La répartition des séismes souligne les zones de déformation active dans les océans ou sur les continents.

Figure 2a : principe de la détermination de la localisation des séismes (in Renart et al., 2016)

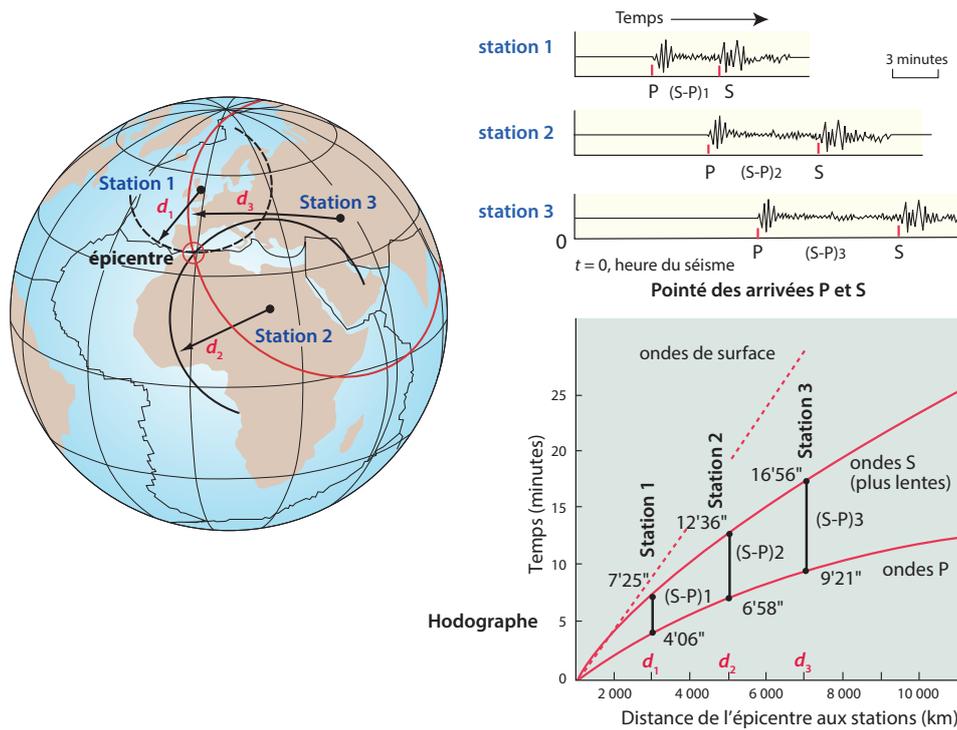


Figure 6.17 Principe de la détermination des épicentres (et hypocentres) par la méthode S-P.

Sismogrammes simplifiés enregistrés à trois stations (en haut) et hodographe (au-dessous) montrant la correspondance entre la différence des temps d'arrivée (S-P) et d , la distance station-source ou **distance épicentrale**. À gauche, la sphère terrestre montrant le principe de la triangulation pour déterminer l'épicentre à l'aide de trois stations. En fait, les réseaux mondiaux réalisent des positionnements très précis par triangulation à l'aide de très nombreuses stations. On accède ainsi par le calcul aux 4 inconnues du problème : t_0 (heure du séisme), X et Y (latitude, longitude de l'épicentre) et Z profondeur du foyer. Le calcul revient à minimiser la zone d'intersection des cercles s-p (minimiser le résidu).

Figure 2b : localisation d'un séisme et 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
MOMENT TENSOR; SCALE 10**29 D-CM
MRR= 1.04 0.01; MTT=-0.43 0.01
MPP=-0.61 0.01; MRT= 2.98 0.16
MRP=-2.40 0.16; MTP= 0.43 0.00
PRINCIPAL AXES:
1.(T) VAL= 4.01;PLG=52;AZM= 36
2.(N) -0.12; 3; 130
3.(P) -3.89; 38; 222
BEST DOUBLE COUPLE:M0=4.0*10**29
NP1:STRIKE=329;DIP= 8;SLIP= 110
NP2:STRIKE=129;DIP=83;SLIP= 87

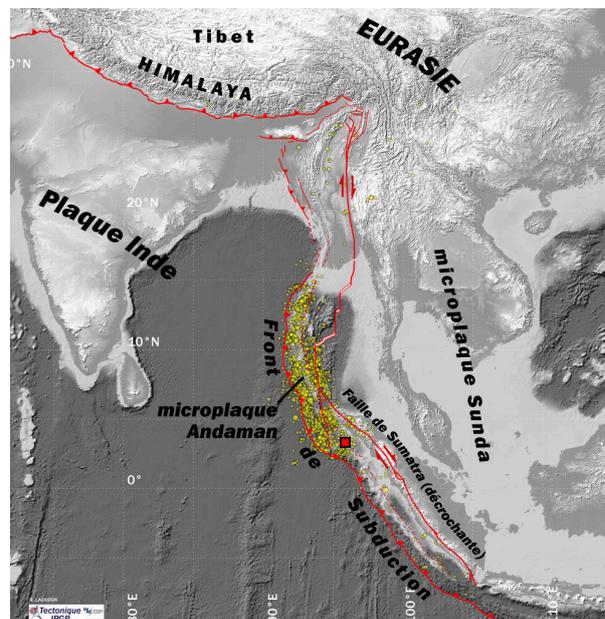
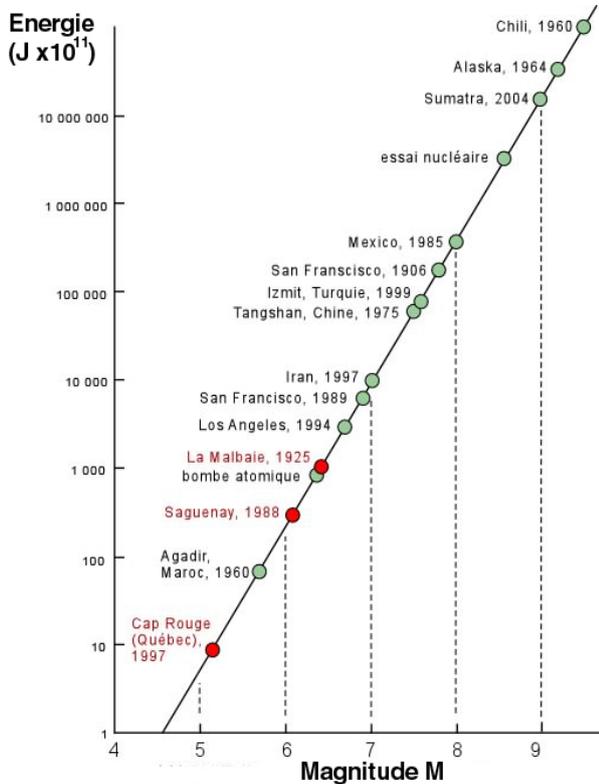


Figure 3 : réévaluation de la magnitude de quelques grands séismes
(in Renart et al., 2016)

- Kamtchatka (04/11/1952) : $M_s = 9,2$ et $M_w = 9,0$
- Chili (22/05/1960) : $M_s = 8,5$ et $M_w = 9,5$ (plus forte magnitude connue)
- Alaska (28/03/1964) : $M_s = 8,4$ et $M_w = 9,2$
- Mexico (19/09/1985) : $M_s = 8,1$ et $M_w = 8$
- Tonga (07/04/1995) : $M_s = 8,0$ et $M_w = 7,4$

Figure 4 : 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	$1,99 \cdot 10^{18}$

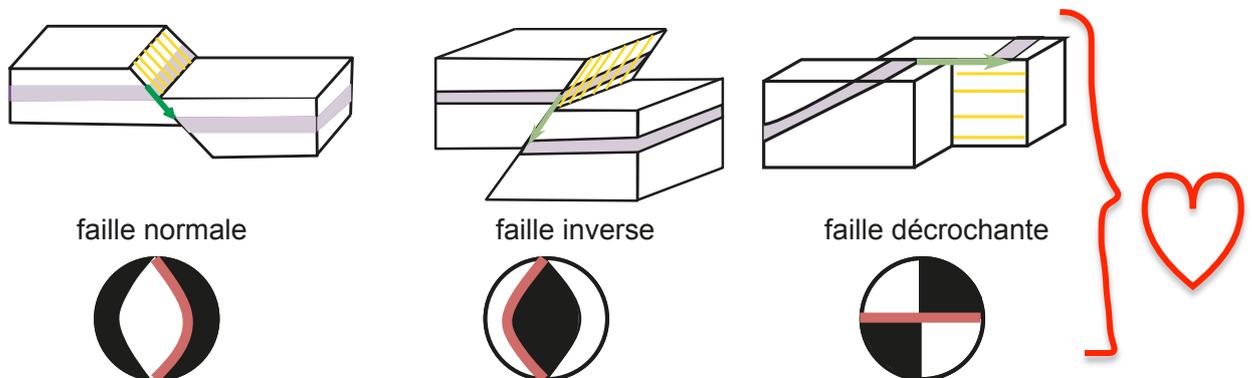
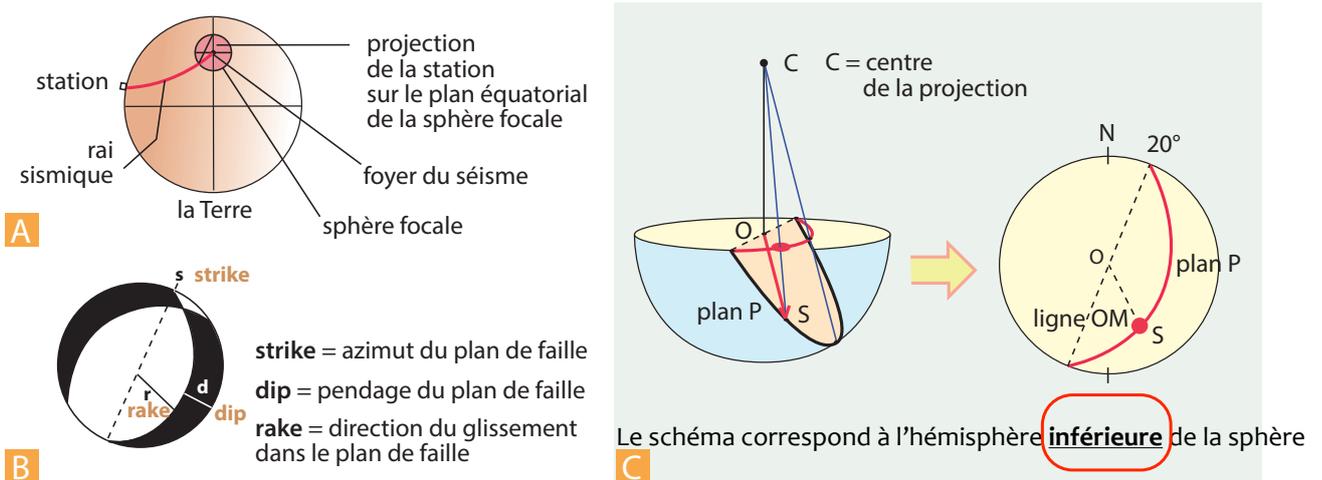
x30

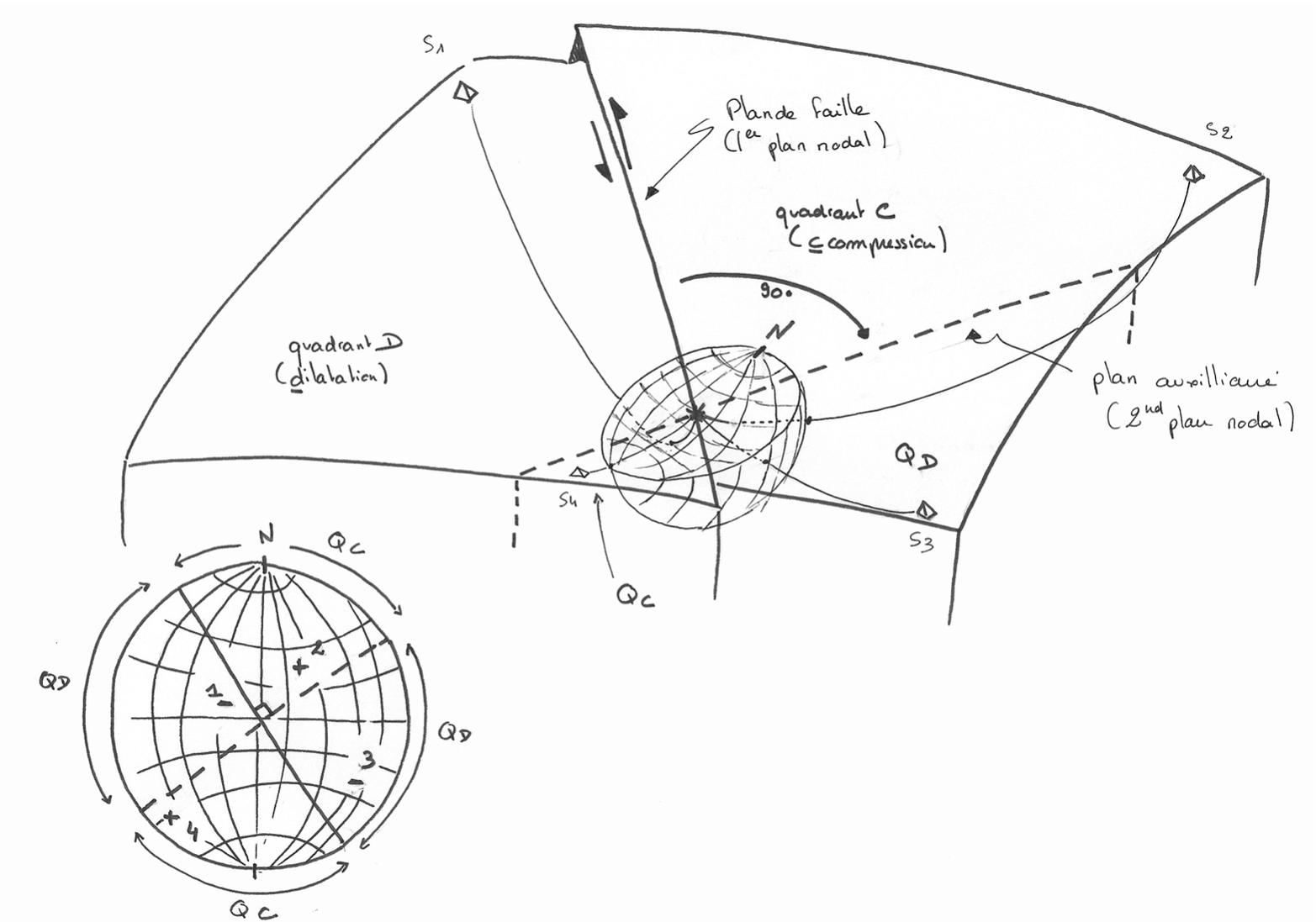
La valeur de l'énergie est multipliée par 32 lorsque la magnitude augmente d'une unité

Figure 5 : principe de construction des mécanismes au foyer
(in Renart et al., 2016, Dunod 2021)

Pour déterminer le mécanisme au foyer d'un séisme lointain, on assimile donc la Terre à une sphère dont le centre est le foyer du séisme: c'est la **sphère focale** (fig. 6.22). On reporte sur cette sphère par projection stéréographique les stations ayant enregistré le séisme en indiquant le sens des premiers mouvements (fig. 6.23 et 6.24). Quatre secteurs, deux en compression, deux en dilatation, sont ainsi délimités sur cette sphère par les plans nodaux. Pour les secteurs comprenant les premiers mouvements en **compression** (+), le mécanisme à la source est la **tension**, le quadrant est représenté par convention en noir, pour les secteurs comprenant les premiers mouvements en **dilatation** (-), le mécanisme à la source est la **compression**, le quadrant est laissé blanc.

On constate que cette méthode laisse une indétermination sur le plan de rupture. En effet, seul l'un des deux plans nodaux est le plan de glissement effectif. Une prise en considération de la situation structurale locale permet aux sismologues de déterminer le plan sur lequel le mouvement s'est produit. Des études géologiques sont donc nécessaires sur le terrain pour caractériser les failles actives si elles sont visibles en surface (cas des séismes peu profonds et forts). L'étude des répliques des séismes peut toutefois renseigner sur l'orientation des failles actives, car celles-ci se localisent le plus souvent le long du plan sismique dont elles constituent des indices de mouvements tardifs et de réajustement tectonique. Leur alignement permet donc de déterminer le plan de rupture (voir fig. 12.7c). Dans le cas d'un séisme en subduction, le plan principal actif est le plan de Benioff (voir le cas du séisme de Sendai, fig. 6.22 et encart 6.10).





Schematic diagram of a focal mechanism

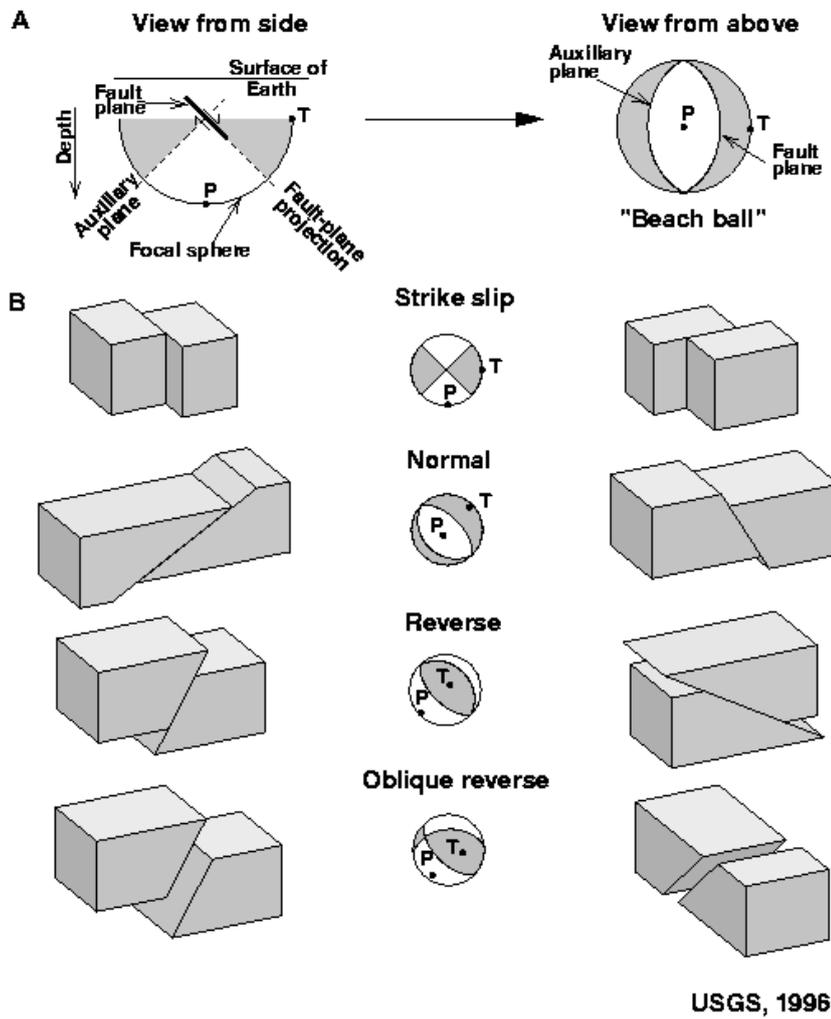


Figure 6 : hodochrones
(in Renart et al., 2016)

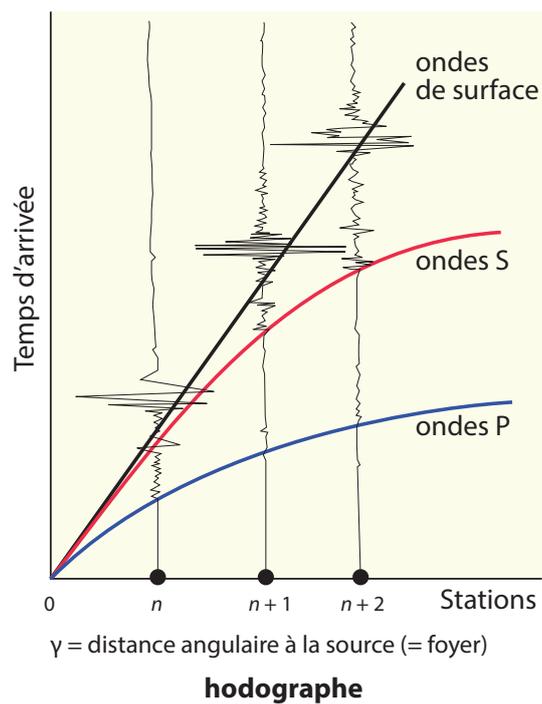


Figure 7 : loi de Gutenberg Richter
(in Renart et al., 2016)

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 :

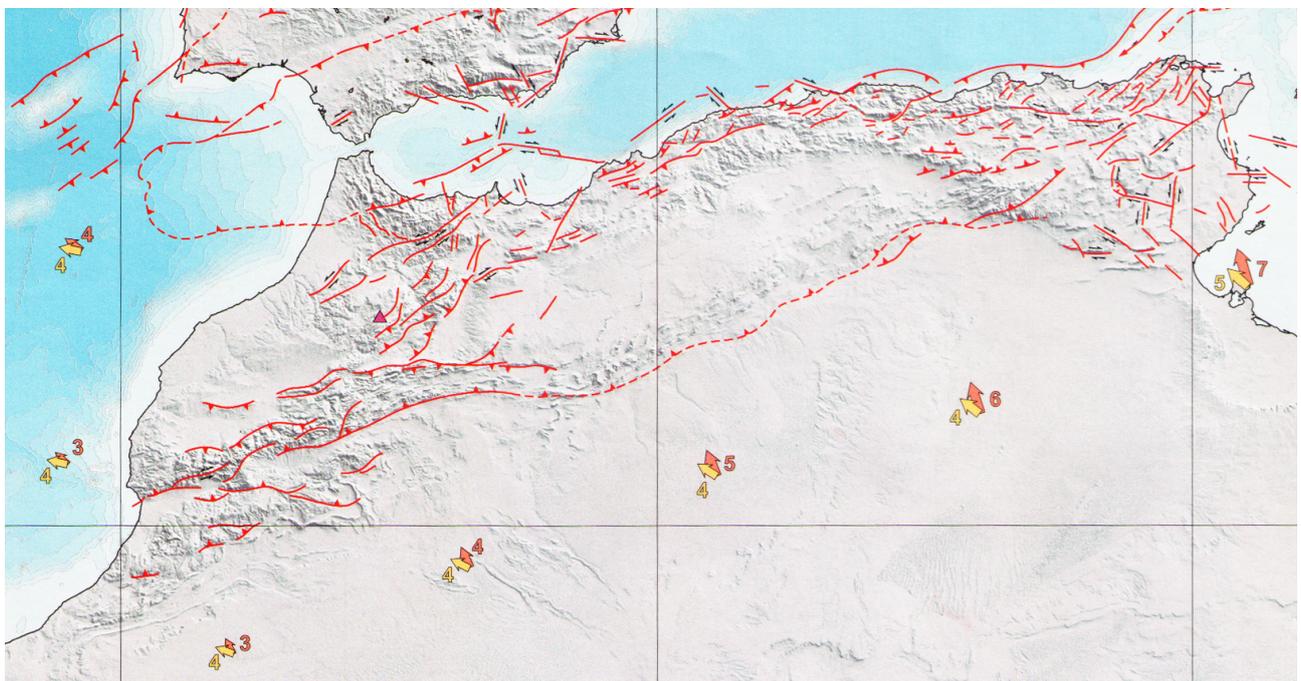
$$\text{Log } N = a - bM$$

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 8 : comparaison des données de cinématique instantanée (GPS) et finie (échelle du Ma) au niveau de la plaque africaine



GSRM - v1.2
Eurasia ref. frame

GPS

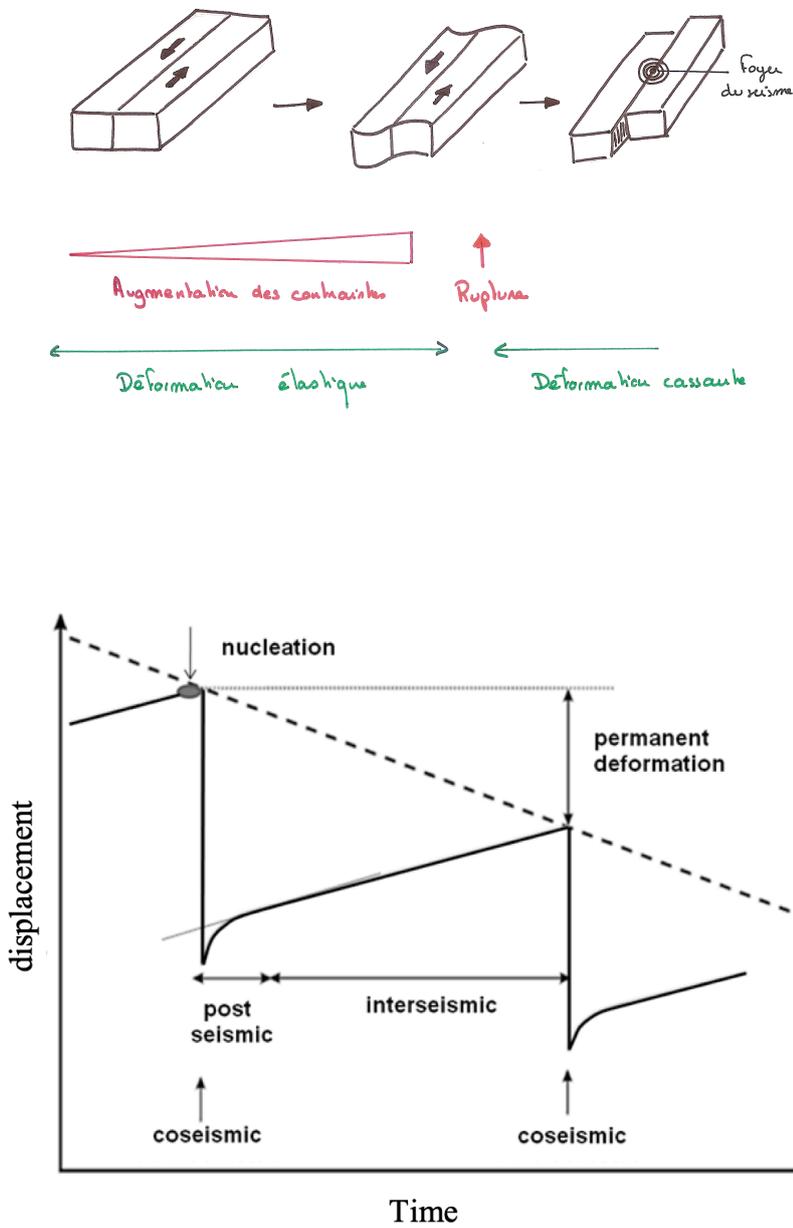


NUVEL - 1A
Nubia/Eurasia

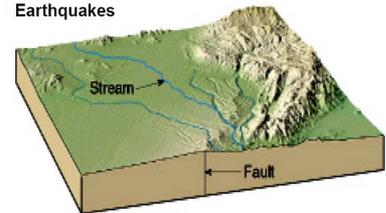
mesure sur des millions d'années

Figure 9 : notion de cycle sismique
(d'après cours de M Deverchere, Brest)

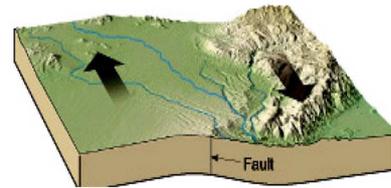
Cycle sismique théorique



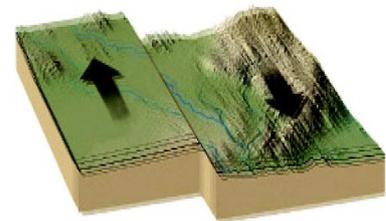
Earthquakes



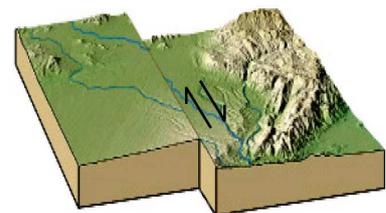
A. Original Position



B. Build up of Strain



C. Slippage



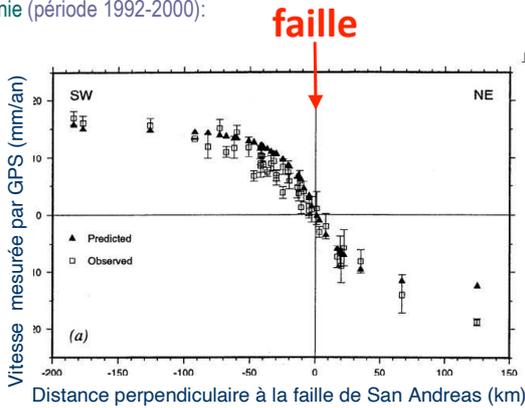
D. Strain Released

Sismicité observée

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

Période intersismique

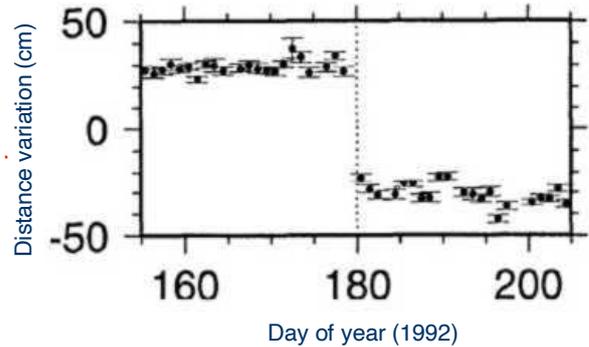
Mesures de déformation par GPS à travers la faille San Andreas en Californie (période 1992-2000):



- ⇒ 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 deux stations initialement au même endroit

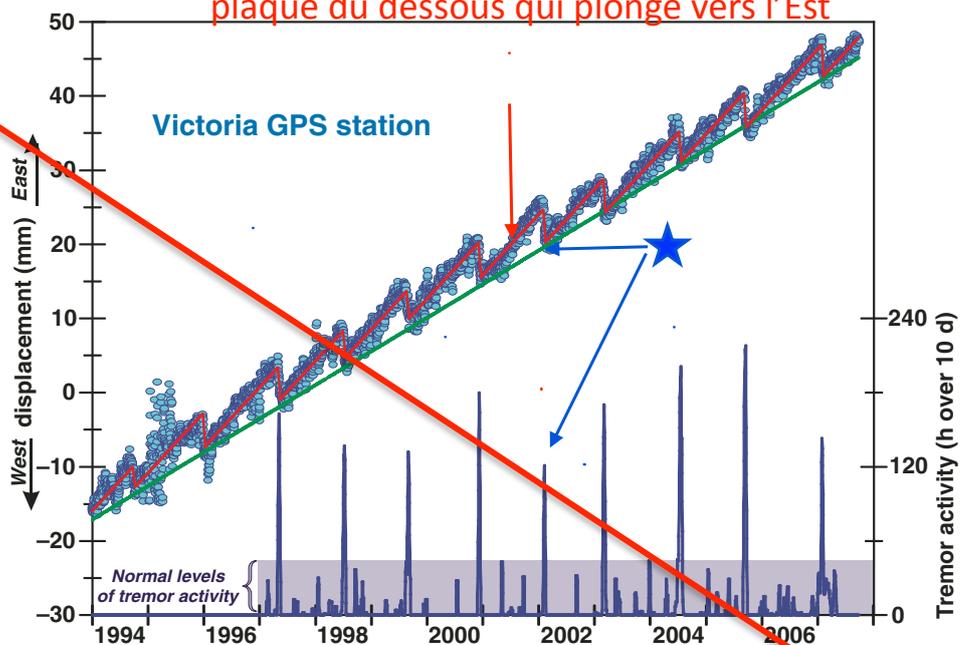


Séisme du 7 juin 1992, M=7.2

Exemple de la chaîne des cascades (E.U.), récurrence de séismes lents

la plaque du dessus est entraînée vers l'Est par la plaque du dessous qui plonge vers l'Est

Figure 4. Iconic display of episodic tremor and slip (ETS) in Cascadia showing the synchronous occurrence of slow slip and vigorous tremor activity. Daily changes in measured east-west displacements of the global positioning system (GPS) station at Victoria, British Columbia, relative to stable North America (blue circles) show that the site moves eastward on average at ~5 mm/yr (green line). It does so in a sawtooth fashion by moving eastward more rapidly than the average for 15 mo and then westward ~4 mm over a period of 2 wk (red line). These transient reversals are caused by slow slip on the deeper plate interface. Tremor activity occurs throughout the year generally for less than a few hours per day, except during slow-slip events, when activity is seen to increase by more than an order of magnitude. Only analog seismic data exist prior to 1996, and the same pattern is apparent in these but is not easily quantified. Figure is updated from Rogers and Dragert (2003).



★ découplage entre les deux plaques, celle du dessus repart vers l'Ouest

Figure 10 : Insar : Interférométric Synthétique Aperture Radar

Les méthodes d'obtentions ne sont pas à connaître, elle sont présentées dans ce document mais en sont pas à retenir. **L'exploitation** des données InSAR est au programme.

Pour aller plus loin : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/interferometrie-radar.xml>

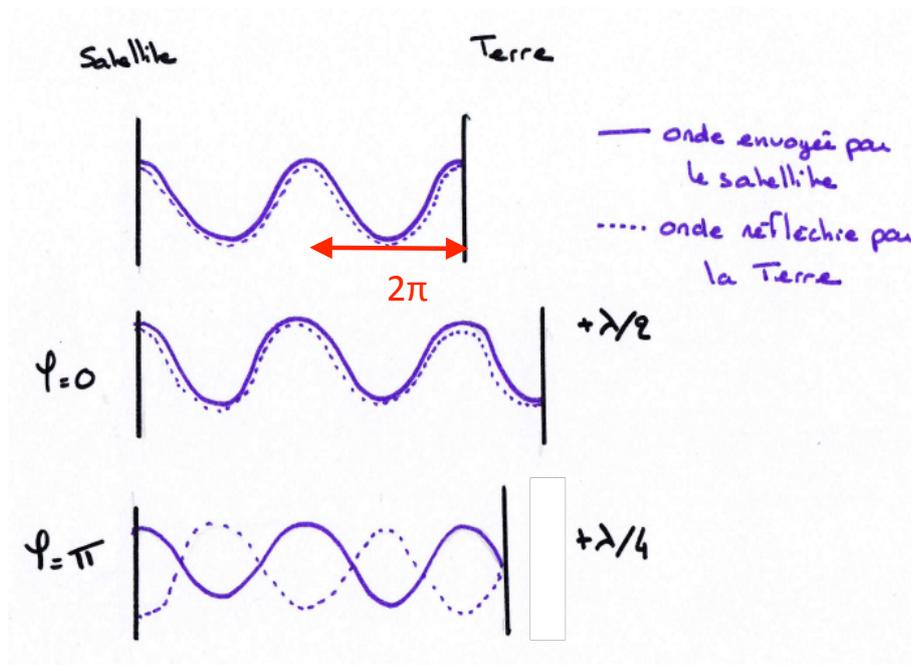
✓ Principe de la technique

Dans cette technique, le satellite envoie des ondes radar et mesure le retour des ondes réfléchies par la surface topographique.

Comme la lumière, une onde radar est une onde électromagnétique, caractérisée par une longueur d'onde comprise généralement entre 1 et 20 cm. Le signal réémis par la Terre pour une zone donnée est donc caractérisé par son **amplitude** et sa **phase** (la **phase** indique la situation instantanée dans le cycle, comprise entre 0 et 2π), que le satellite est capable de mesurer.

Ces données sont obtenues à partir de deux images réalisées par deux passages du satellite sur la même trajectoire. A chaque passage, le satellite mesure l'**amplitude** du signal reçu ainsi que sa **phase**. La phase dépend de la nature du sol (phase pixellaire) et de la distance entre le satellite et le sol (phase de trajet).

- Si la nature du sol reste identique entre les deux trajets, alors la phase pixellaire restera aussi constante.
- Si le satellite occupe exactement la même position lors des deux acquisitions, et que le sol n'a pas bougé, alors la distance entre le satellite et chaque point de la Terre est exactement la même, la phase de trajet des deux images sera la même et les deux images de phase seront strictement identiques.
- En revanche, si le sol a bougé entre les deux acquisitions, les **valeurs de phase de trajet pourront être différentes, et ne dépendront que de la quantité de déplacement. En faisant la différence entre les deux valeurs de phase, on a donc accès à la quantité de déplacement d'un pixel DANS LA DIRECTION du satellite.**



✓ **Valeurs des pixels dans un interférogramme :**

Un interférogramme correspond à la différence entre les deux images de phase, il est donc assimilable à une carte de déplacements du sol **dans la direction du satellite.** =LOS

- Si la **différence de trajet aller-retour est strictement égale à la longueur d'onde λ** , alors la valeur de phase enregistrée sera la même pour les deux images, et leur différence sera égale à 0.
- Si la **différence de trajet aller-retour est inférieure à la longueur d'onde λ** , la différence entre les deux valeurs de phase sera comprise entre 0 et 2π .
- Enfin, si la **différence de trajet aller-retour est supérieure à la longueur d'onde λ** , la seconde valeur de phase étant elle même comprise entre 0 et 2π , la différence des valeurs de phase sera encore comprise entre 0 et 2π comme dans le cas d'un déplacement inférieur à la longueur d'onde.

Figure 10.b : valeurs des pixels dans un interférogramme

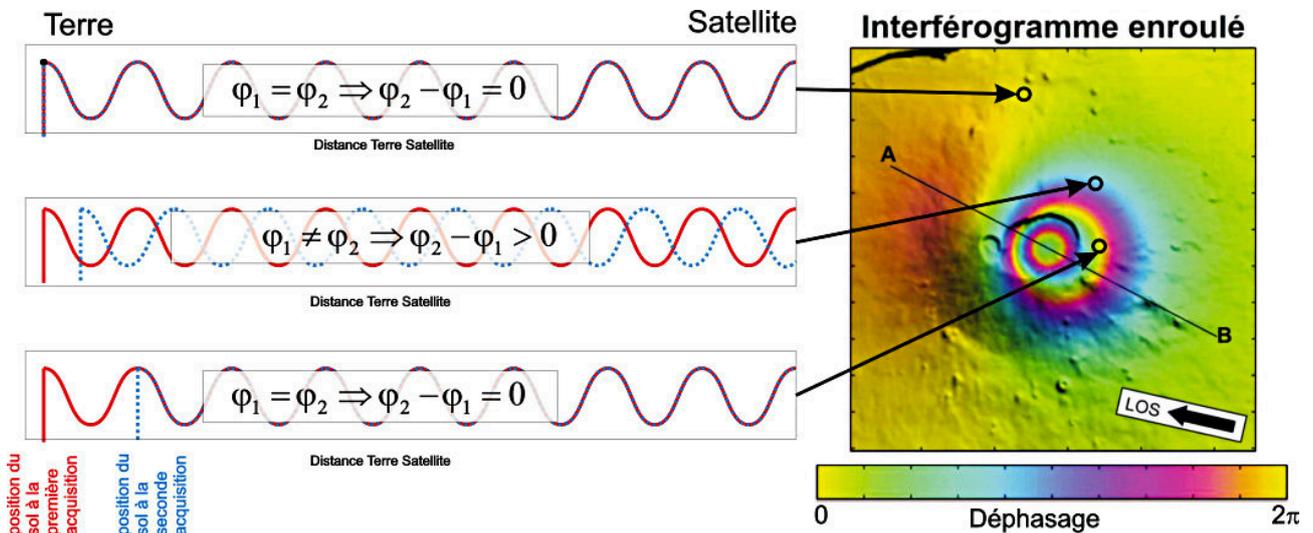


Figure 10.c : conséquences de la longueur d'onde utilisée par le satellite

Gauche $\lambda = 23,5\text{cm}$; droite $\lambda = 5,6\text{cm}$

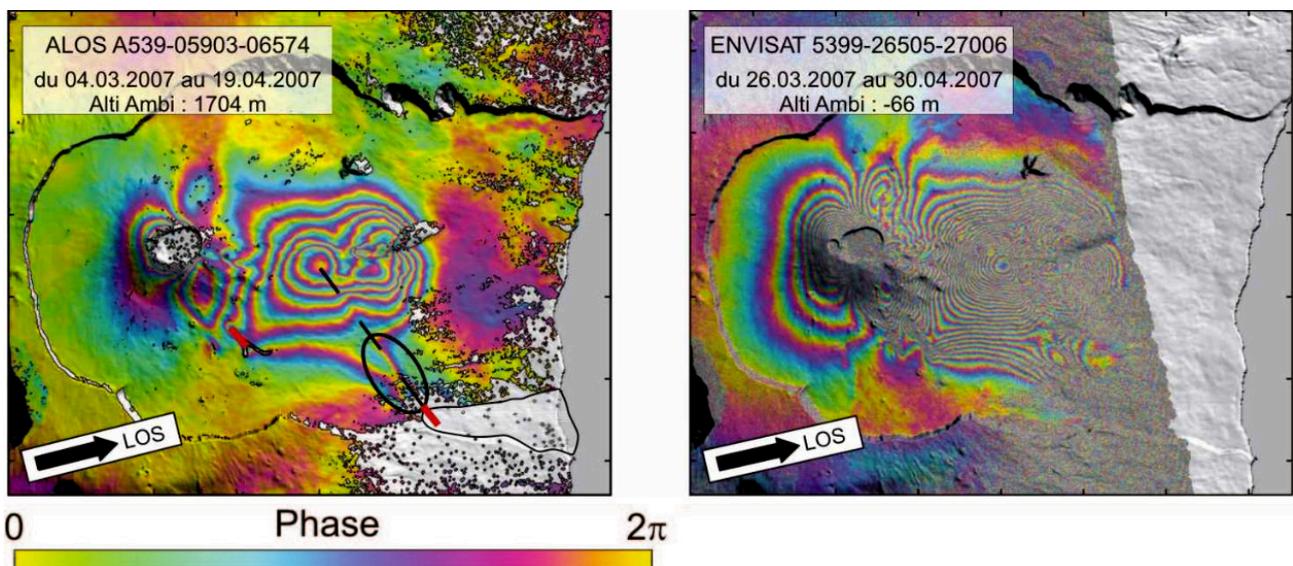


Figure 10.d : détermination de la direction de déplacement

Les déformations accompagnant l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise vue dans deux lignes de visée différentes. À gauche, en passe descendante swath 6, et à droite, en pass ascendante swath 5. Les motifs de déformation, bien que localisés globalement aux mêmes endroits, ont des aspects différents.

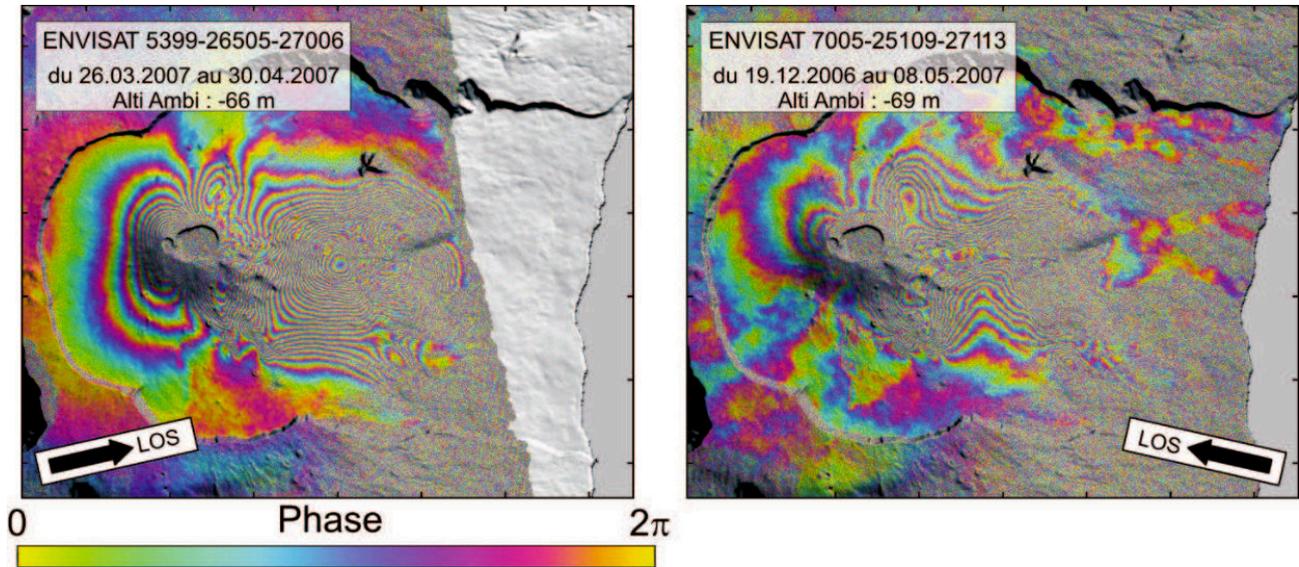
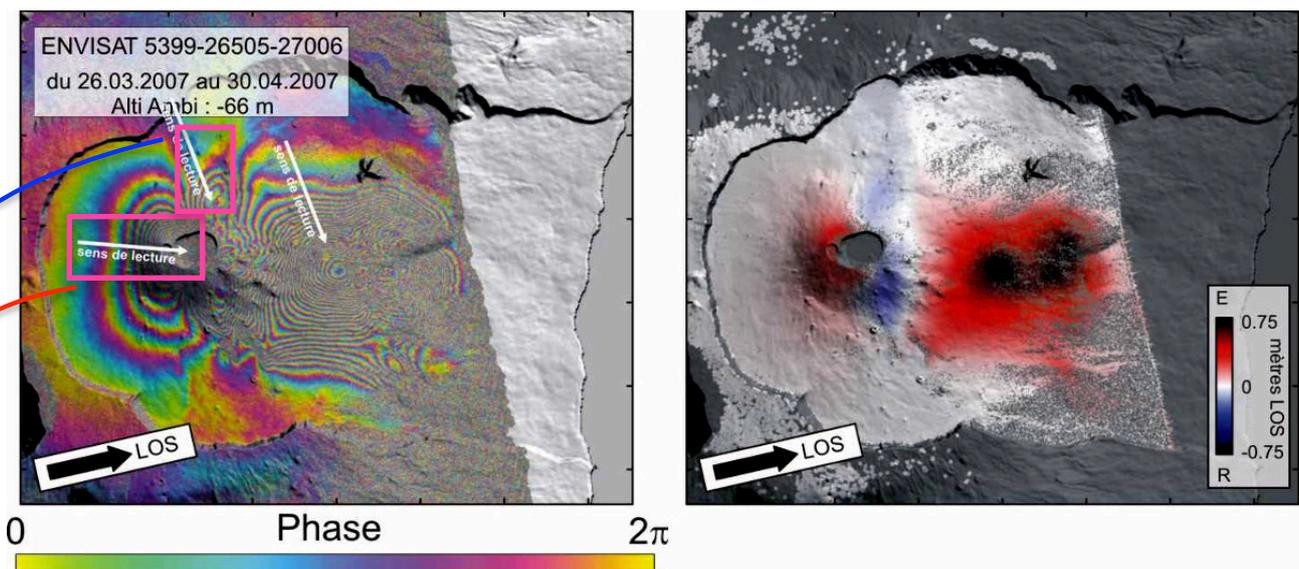


Figure 10.e : détermination du sens de déplacement

Le même interférogramme couvrant l'éruption d'avril 2007 enroulé et déroulé. Les lobes d'orientation Nord/Sud à l'Est du cône central correspondent à un rapprochement vers le satellite alors que les signaux à l'Ouest du cône et dans le flanc Est du volcan correspondent à un éloignement du sol par rapport au satellite. Dans ces différents motifs colorés, les franges ne "tournent" pas dans le même sens dans les deux encadrés en rose : jaune-rose-bleu pour le premier motif (les lobes à l'Est du cône central), jaune-bleu-rose pour le deuxième (flanc Ouest) et le troisième (flanc Est).



phase augmente : la distance sat-sol augmente, le sol descend ou part vers l'Est ou les deux!

phase diminue : la distance sat-sol diminue, le sol monte ou part vers l'Ouest ou les deux!

Figure 10.f : Bilan

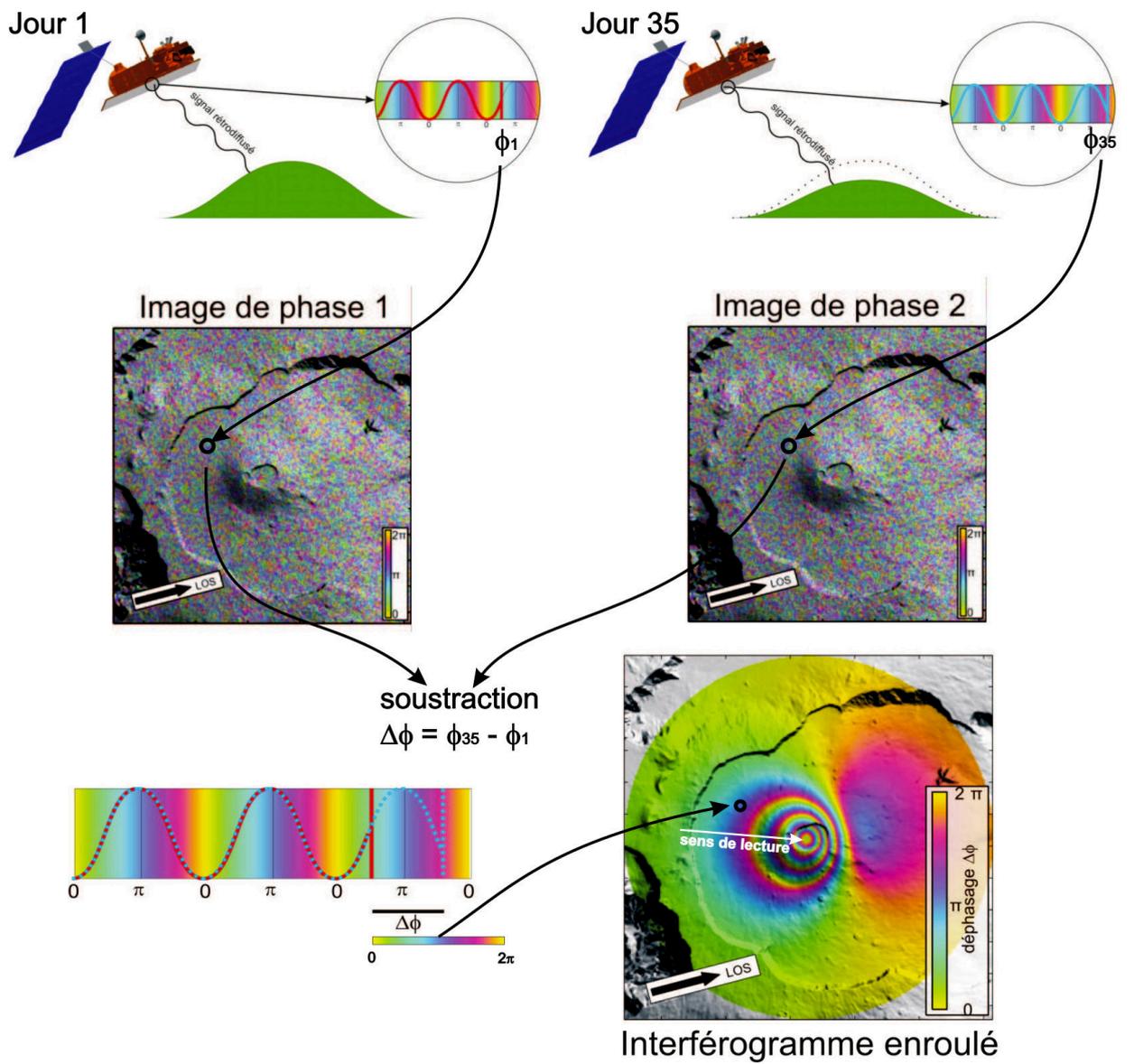
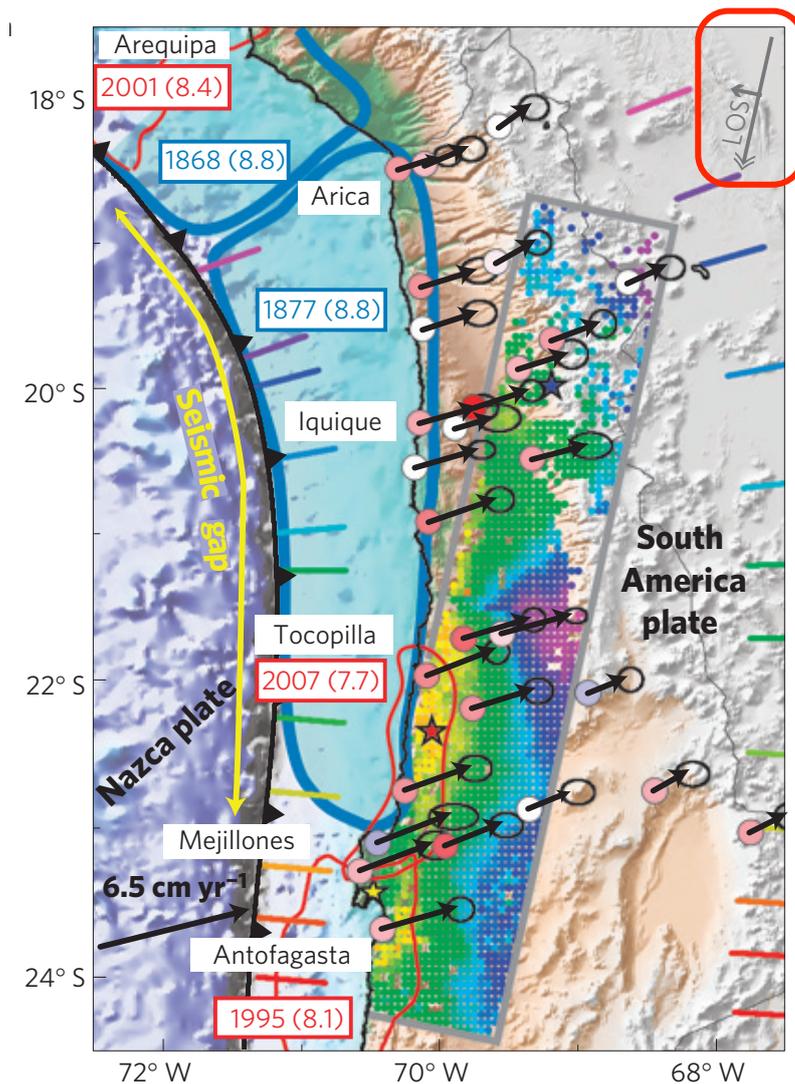


Figure 11 : chargement de la plaque au niveau de la subduction des Andes en période inter-sismique
(in Bejar et al., Nature Geosciences 2013)

La carte présente :

- les déplacements GPS :
 - mouvements horizontaux = flèches noires
 - mouvements verticaux : couleur du cercle associée à la flèche (code à droite « vertical »)
- les déplacements InSAR : code couleur LOS, la LOS est indiquée en haut à gauche. Un déplacement positif correspond ici à une diminution distance satellite - sol.

On observe un déplacement vertical en période intersismique qui décroît depuis la côte vers l'intérieur de la plaque. Ce déplacement correspond à la déformation élastique de la plaque en période intersismique et donc à l'accumulation d'énergie élastique. Ceci résulte du couplage entre les deux lèvres de la faille, les deux plaques ne peuvent pas se déplacer l'une par rapport à l'autre. Tout le mouvement de la plaque inférieure est accommodé par la déformation dans la plaque supérieure.



relief = topographie

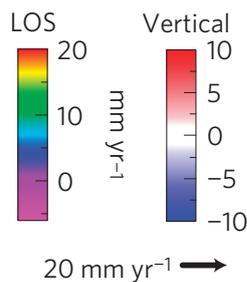
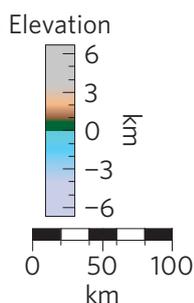


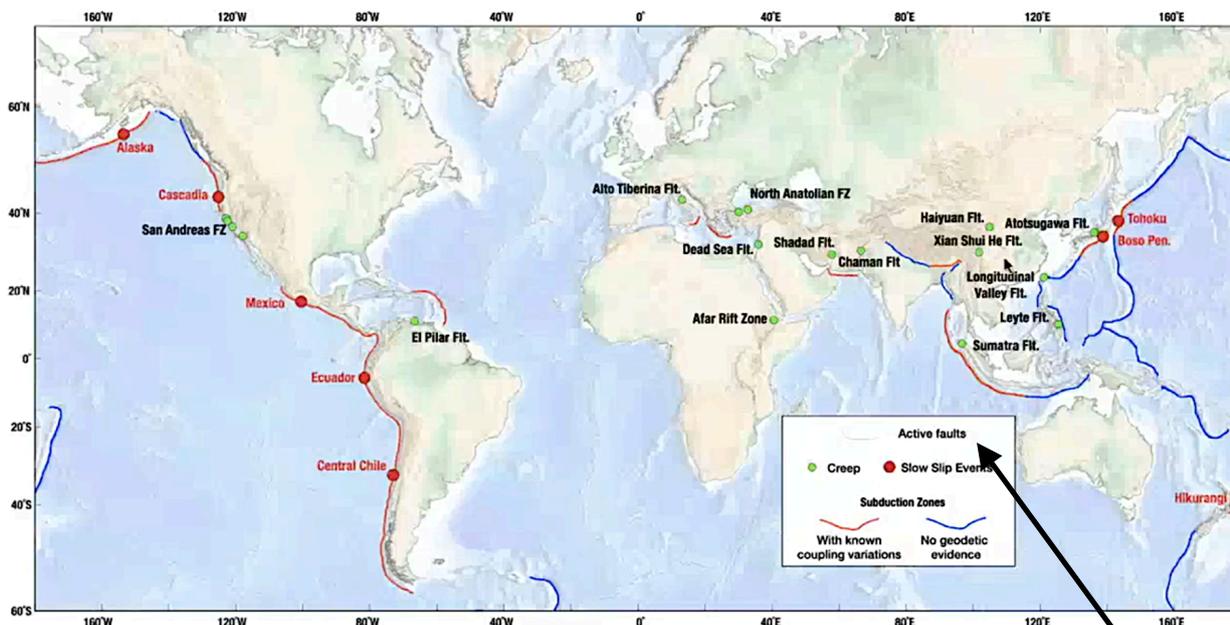
Figure 12 : les séismes lents

d'après <https://lejournal.cnrs.fr/articles/connaissiez-vous-les-seismes-lents>

Les premiers séismes lents ont été repérés en 2001 dans la chaîne des Cascades située juste derrière Vancouver, au Canada, Puis on en a observé au Japon, en Nouvelle-Zélande, au Costa-Rica ou encore au Mexique, pas loin d'Acapulco... Leur régularité de (quasi) métronome n'a de cesse de troubler les spécialistes : dans les **Cascades, ces séismes lents durent quinze jours et se répètent tous les quatorze mois en moyenne** ; au **Mexique**, où la plaque océanique converge à grande vitesse vers la plaque continentale – à un rythme d'environ 6 centimètres par an –, ils durent **six mois et se produisent tous les quatre ans**.

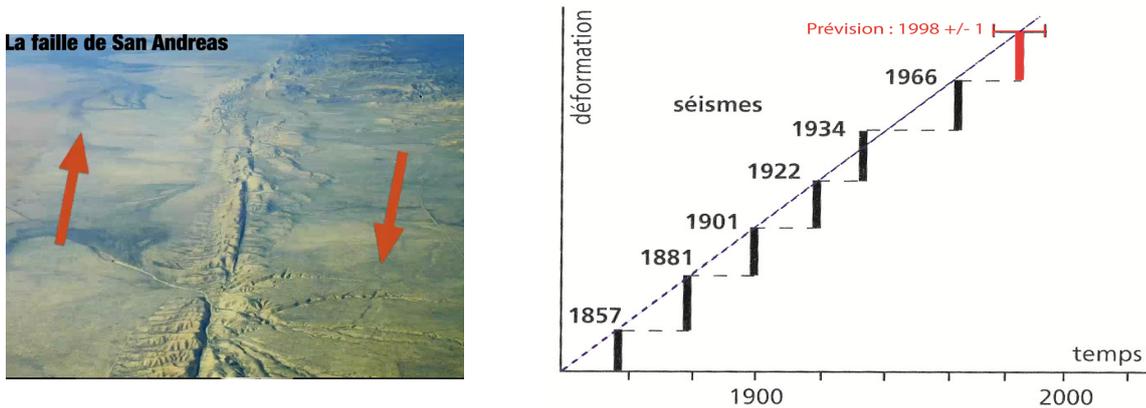
C'est grâce aux progrès des mesures GPS qu'on a pu les identifier. « Les positions relevées sont devenues tellement précises, à quelques millimètres près, qu'elles permettent désormais de faire des enregistrements en continu », explique Frédérique Rolandone, géophysicienne spécialiste de la géodésie à l'Institut des sciences de la Terre de Paris, sur le terrain en Équateur durant une année. Des réseaux de stations GPS ont donc été déployés pour enregistrer les mouvements des plaques à proximité des zones de subduction et pour estimer leur déformation. « Au Japon, pays le mieux appareillé à ce jour, on compte un millier de ces stations généralement espacées de 10 à 20 kilomètres », indique la chercheuse.

Le principe de ces « profilages » GPS : si toutes les stations à la surface de la plaque continentale se déplacent à la même vitesse et dans la même direction que la plaque océanique qui plonge vers le manteau, alors il n'y a pas de déformation ; en revanche, si on constate des différences dans les vitesses enregistrées d'une station à l'autre, alors il y a déformation et, donc, augmentation des contraintes exercées sur la plaque continentale. « Là où cela devient intéressant, c'est que le sens dans lequel les stations se déplacent s'inverse durant les quelques poignées de seconde que dure un séisme, explique Nikolai Shapiro. Comme un élastique qu'on lâche après l'avoir tendu et qui part soudain dans l'autre sens. C'est en observant sur les relevés GPS des changements de direction de plusieurs semaines qu'on s'est douté qu'on avait affaire à un nouveau phénomène : les fameux séismes lents. »



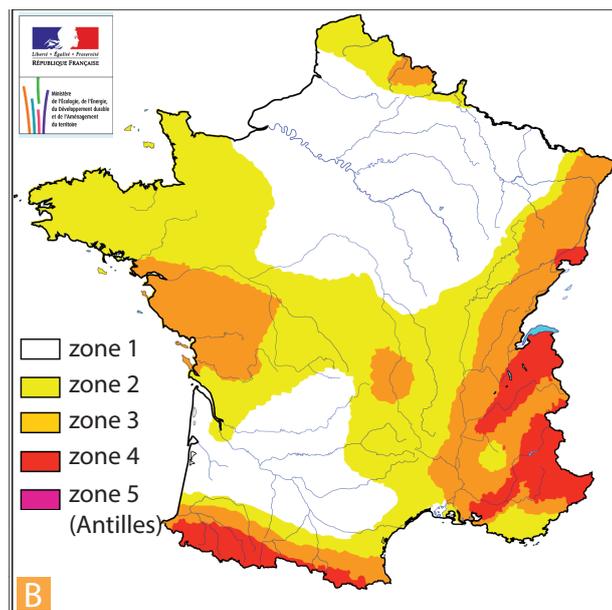
Jolivet & Frank 2020

Figure 13 : récurrence et prévision d'un séisme sur la faille de San Andreas (Californie)



Les traits noirs indiquent les déplacements mesurés ou déduits pour les séismes ayant eu lieu. A partir de ces données la récurrence (ligne pointillée bleue) peut être déterminée. Ici, le séisme type revient environ tous les 20 ans. A partir de ces données un séisme a été prévu pour 1998. Il n'a pas encore eu lieu ce qui signifie que le prochain séisme aura une magnitude supérieure à celle du séisme type.

Figure 14a : carte de l'aléa sismique en France
(in Renart et al., 2016)



B. Aléa sismique de la France (document officiel du Gouvernement français). La carte représente le zonage sismique en vigueur en France depuis le 1^{er} mai 2011, à la suite du décret du 22 octobre 2010. Ce zonage sert exclusivement pour l'application des mesures de prévention du risque sismique aux bâtiments et équipements dits à risque normal. Il s'agit d'une représentation de la probabilité de 10 % d'occurrence d'un événement sismique d'ici 50 ans avec un temps de retour de 475 ans. L'événement sismique de référence est traduit en termes d'accélération du sol, variant de 0,4 m/s² à 1,6 m/s² en métropole, et atteignant 3 m/s² aux Antilles.

Zone 1 Sismicité très faible : accélération = 0,4 m/s²

Zone 2 Sismicité faible : accélération = 0,7 m/s²

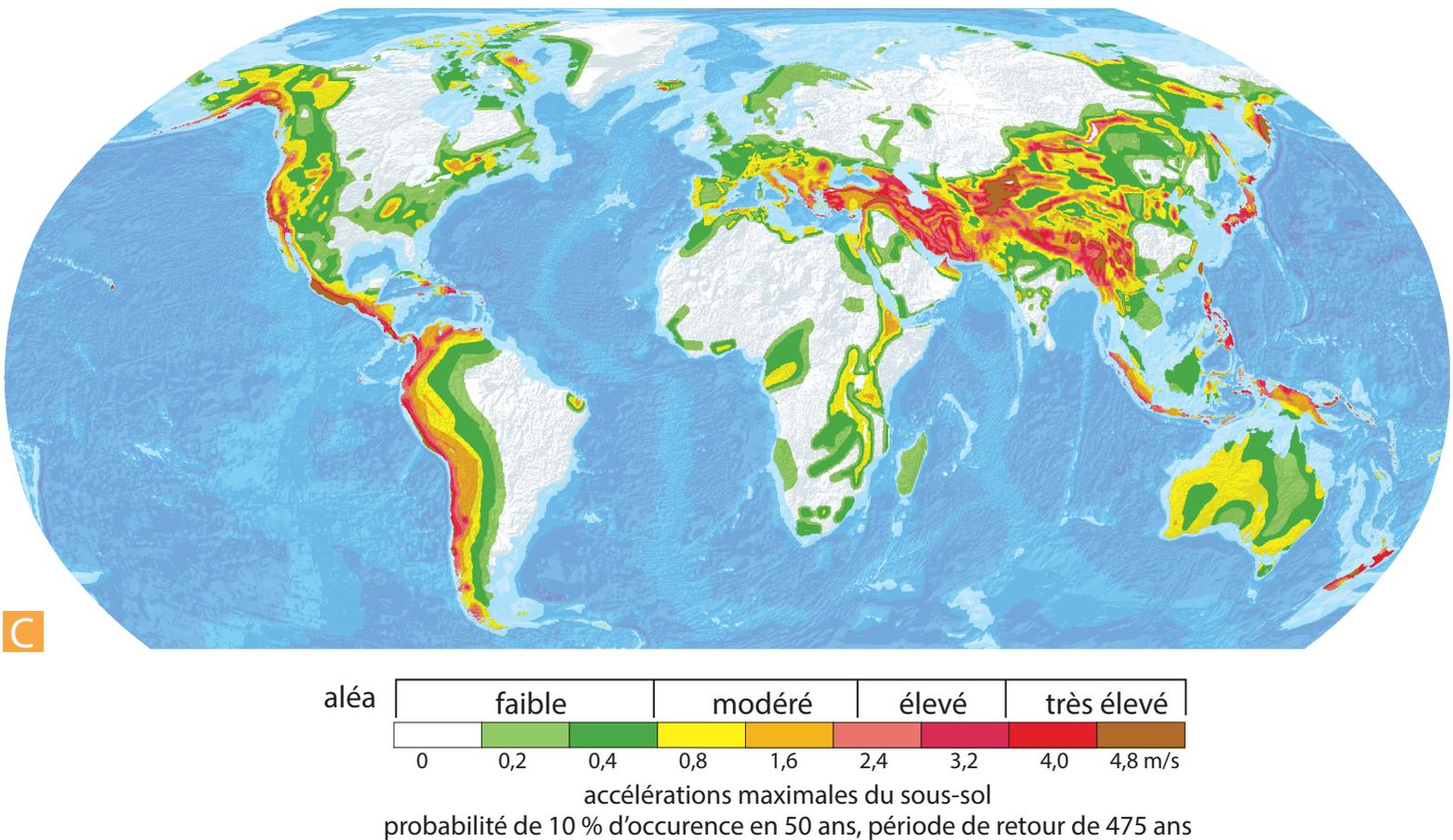
Zone 3 Sismicité modérée : accélération = 1,1 m/s²

Zone 4 Sismicité moyenne : accélération = 1,6 m/s²

Zone 5 Sismicité forte : accélération = 3 m/s²

Figure 14a : carte de l'aléa sismique dans le monde

(in Renart et al., 2016)



C. Carte de l'aléa sismique mondial établie par le projet international *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) lancé en 1992 par l'*International Lithosphere Program* (ILP) avec le soutien de l'*International Council of Scientific Unions* (ICSU), dans le cadre des Nations unies. Comme pour la carte B, on représente la prédiction des pics d'accélération pouvant être atteints ou dépassés avec une probabilité de 10 % pendant une période de 50 ans. Cette carte se calque évidemment sur les grandes ceintures tectoniques actives du globe (subduction péripacifique et collision alpine s.l.). Mais des zones de rift, de marges passives et les régions volcaniques sont également concernées par l'aléa sismique. Le cœur des grandes plaques est toujours à l'abri d'un aléa sismique élevé, sauf en bordure des anciennes calottes glaciaires où existe l'aléa sismique lié au rebond postglaciaire.

Figure 15 : intensité des séismes (échelle MSK)

1^{er} degré. Seulement enregistré par les instruments sensibles.

2^e degré. *Très faible*. Peu d'observateurs, au repos, le remarquent.

3^e degré. *Faible*. Ressenti par un petit nombre d'habitants.

4^e degré. *Médiocre*. Ressenti en général à l'intérieur des maisons, mais par un petit nombre de personnes en plein air. Légères oscillations d'objets ; quelques dormeurs réveillés.

5^e degré. *Assez fort*. Il est parfaitement ressenti en plein air. Oscillation comme à bord d'un bateau. Les objets suspendus entrent en oscillation. Quelques balanciers de pendules (suivant la direction des ébranlements) s'arrêtent. Réveil général des dormeurs.

6^e degré. *Fort*. Provoque la panique. Objets et meubles lourds sont déplacés ; le blanc des plafonds et quelques plâtres tombent. Chute de quelques cheminées en mauvais état.

7^e degré. *Très fort*. De sérieux dégâts peuvent se produire ; les eaux sont troublées, il se produit des lézardes, des chutes de cheminées. Dans les puits, le niveau de l'eau change.

8^e degré. *Ruineux*. Des objets sont transportés à une distance importante ou sont renversés, les monuments funéraires, les statues, sont renversés. Écroulements partiels de cheminées d'usines ou de cloches.

9^e degré. *Désastreux*. Des maisons peuvent s'écrouler. Destructons partielle ou totale d'édifices bien construits.

10^e degré. *Très désastreux*. Des digues s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau-gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les routes ainsi que des fissures dans les terrains meubles.

11^e degré. *Catastrophique*. Même les ponts les plus solides détruits, les rails complètement tordus. De grands éboulements se produisent.

12^e degré. *Cataclysmique*. Rien ne subsiste des œuvres humaines. La géographie est modifiée. Ce degré n'a pas été observé.

Figure 16 : Carte d'intensité macrosismique déduites des observations locales pour deux séismes en Alaska et au Québec (d'après Ressources naturelles Canada)

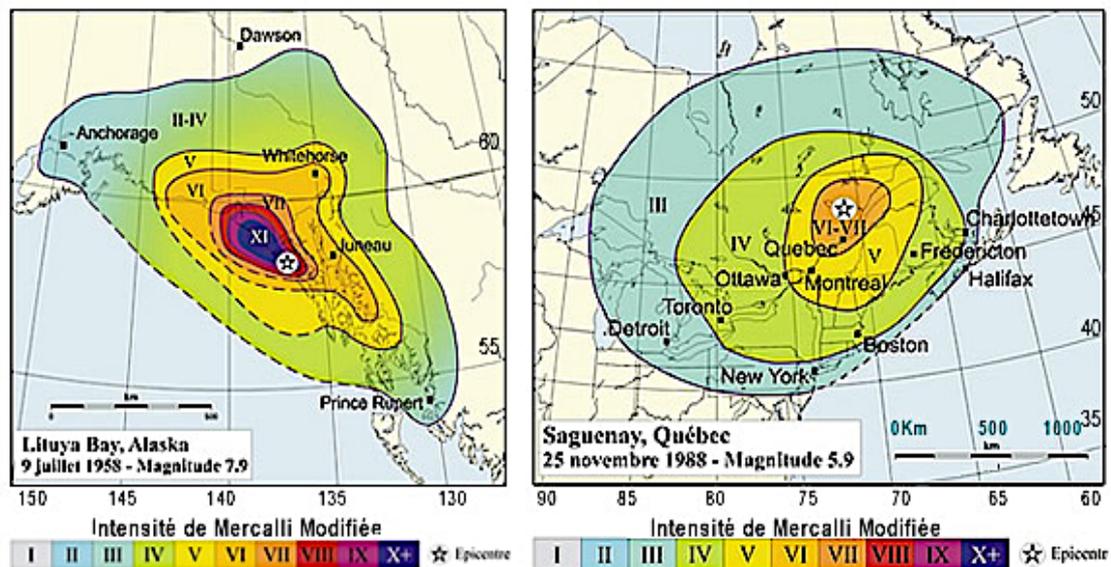


Figure 17 : effet de site, exemple du séisme de Mexico (in thèse Valette 2018)

Rappel des faits : en 1985 Mexico est touchée par un séisme très violent (2répliques de magnitude 8.1 et 7.8 sur l'échelle de Richter. L'épicentre est localisé en mer à environ 400 km à l'ouest-sud-ouest de la ville de Mexico. L'ampleur des dégâts et la violence du séisme dans la capitale surprennent par rapport à l'éloignement de l'épicentre. Ceci résulte de la géologie de la région : la vallée de Mexico se comporte comme une « caisse de résonance » sismique. En effet, La vallée de Mexico est constituée d'argiles molles issues de l'assèchement d'un ancien lac. Sous l'effet des ondes sismiques, une **perte de cohérence des sédiments** participe à l'amplification et à la propagation des ondes, rendant ainsi les zones urbanisées anciennement occupées par le lac particulièrement vulnérables. Cet effet de site est responsable d'une durée plus importante des séismes (rebonds des ondes sur les roches dures tout autour de la vallée) engendrant une fréquence de résonance de certaines ondes sismiques plus forte, variable selon la période des ondes et selon la hauteur des constructions

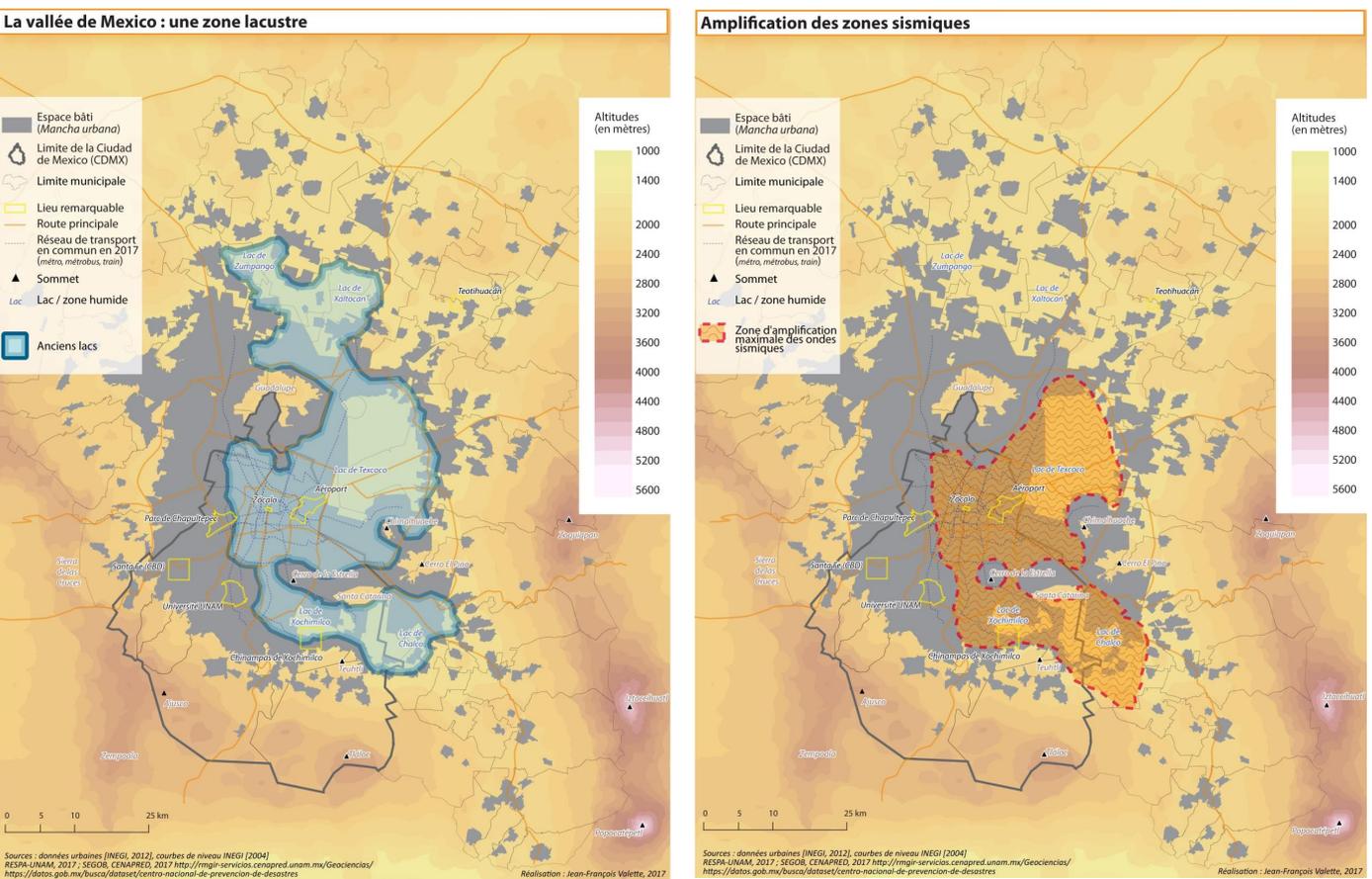


Figure 18 : origine des tsunamis
(planet-terre.ens-lyon.fr)

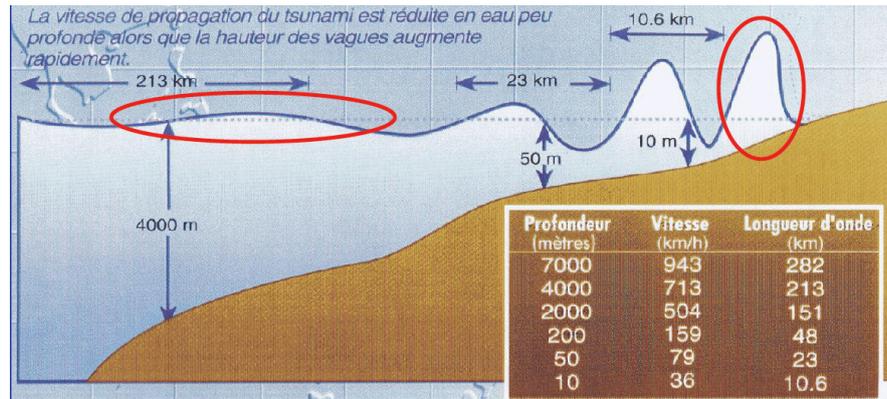


Figure 19 : Glissement de terrain au Japon suite à un séisme : lien entre géodynamiques externe et interne (septembre 2018)



Figure 20 : Impact de la construction du barrage des Trois Gorges (fleuve Yangtze, Chine)
(planet-terre.ens-lyon.fr)

La construction de certains ouvrages d'art monumentaux s'accompagne de mouvements du sol. La mise en eau du barrage des Trois Gorges sur le fleuve Yangtze en Chine a été surveillée par interférométrie. L'ouvrage est tellement imposant qu'il est aussi possible de surveiller sa propre déformation. La mise en eau du barrage a été suivie d'une subsidence en amont du barrage, mais cette subsidence n'est pas homogène et certaines berges ont fortement subsidé. Beaucoup plus en amont (le lac de barrage fait environ 1000 km), la montée des eaux a été responsable de l'amorce de glissements de terrain qui peuvent être suivis par télédétection

Les points colorés correspondent à certains pixels surveillés par une méthode d'interférométrie similaire à l'InSAR (la PSI, *Persistent Scatter Interferometry*). L'arrière-plan est une image radar d'amplitude.

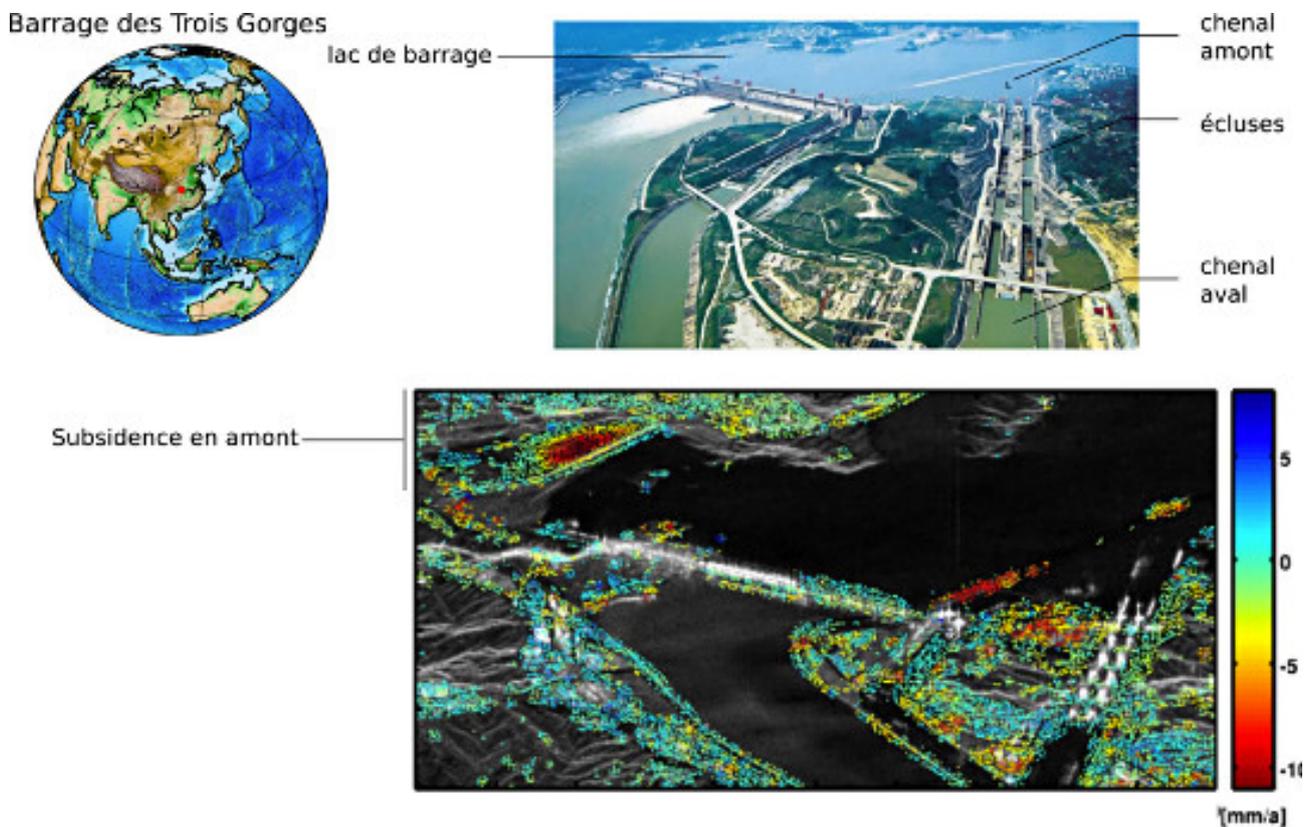


Figure 21 : Déformation observée suite aux travaux souterrains pour la station de métro Condorcet (Paris). (planet-terre.ens-lyon.fr)

Une subsidence importante a été observée à Paris lors des travaux de la station de métro Condorcet (ligne Éole de la RATP), suivie d'un soulèvement à la fin des travaux. La subsidence est interprétée comme la conséquence du pompage d'eau lors des travaux et non comme un affaissement dû au creusement de la station. Le soulèvement observé après les travaux est interprété comme la conséquence de l'arrêt du pompage à la fin des travaux. Cette déformation est à l'origine de fissures observées dans les bâtiments autour de la zone.

À gauche : subsidence pendant les travaux. À droite : soulèvement à la fin des travaux. Noter l'enroulement inverse des franges entre les deux interférogrammes, inversion qui témoigne du sens opposé de la déformation.

