

Séismes intermédiaires et profonds

1- Introduction

Barbara Romanowicz
Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre
Collège de France, Paris

22 Octobre 2018

Organisation:

- Lundi 22 Octobre 2018: Introduction générale
- Lundi 29 Octobre 2018: Processus physiques responsables des séismes intermédiaires et profonds: observations de la source sismique
- Lundi 5 Novembre 2018: Processus physiques responsables des séismes intermédiaires et profonds: contexte structurel des zones de subduction
- Lundi 12 Novembre 2018: Que nous apprennent les expériences de laboratoire à haute pression et température?
- Lundi 19 et Mardi 20 Novembre 2018: Colloque International en Anglais
- *Inscriptions au Colloque et session poster:*
- <https://www.college-de-france.fr/site/barbara-romanowicz/symposium-2018-2019.htm>

Les cours ont lieu les lundis de 16h à 17h30



COLLÈGE
DE FRANCE
— 1530 —

CHAIRE DE PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

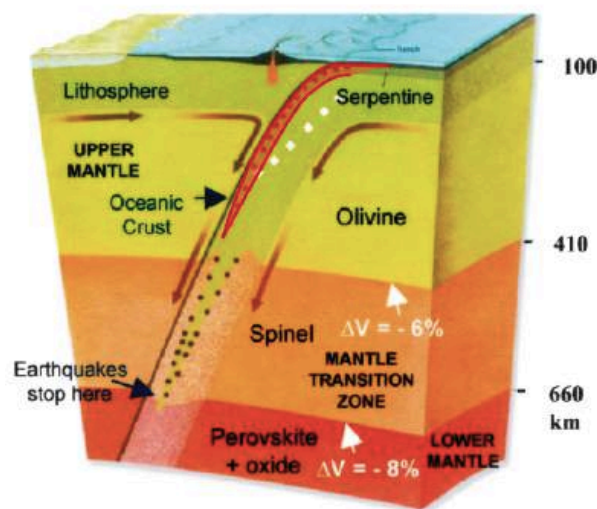
Année académique 2018-2019

Pr Barbara ROMANOWICZ

Intermediate and Deep Earthquakes : Observation and Modeling

Colloque en anglais - Workshop in English
co-organised with Alexandre Schubnel, ENS de Paris

Monday 19 November and Tuesday 20 November 2018



Amphithéâtre Maurice Halbwachs

11, place Marcelin-Berthelot, 75005 Paris

<https://www.college-de-france.fr/site/barbara-romanowicz/symposium-2018-2019.htm>

Monday, November 19th, 2018

09h00 Introduction Barbara Romanowicz, *Collège de France*

Session 1 : Deep Focus Earthquake Sources

Chair : Martin VALLÉE, *IPG, Paris*

09h05 Deep earthquakes and their surrounding structure as inferred from regional seismic waves
Keiko KUGE, *Kyoto University, Japan*

09h40 Interferometric imaging of the Metastable Olivine Wedge and a dual-mechanism hypothesis for deep earthquakes
Zhongwen ZHAN, *Caltech, USA*

10h15 Details of the pre-seismic and post-seismic phases of the 2015 Ogasawara deep-focus earthquake
Blandine GARDONIO, *ENS, Paris*

10h50 Coffee Break

Session 2 : Intermediate and isolated deep earthquake sources

Chair : Piero POLI, *ISterre, Grenoble*

11h20 Seismological constraints on the mechanism(s) responsible for intermediate-depth earthquake
German PRIETO, *Univ. Nacional de Colombia, Colombia*

11h55 Deep Moonquakes, Isolated Deep Earthquakes, and Deep Earthquakes NOT in Subduction Zones
Cliff FROHLICH, *Univ. of Texas, USA*

12h30 Lunch break

Session 3 : Pressure, temperature and fluid environment

Chair : Patrick CORDIER, *Univ. of Lille*

14h00 Fluids and earthquakes in the forearc region of subduction zones
Bruno REYNARD, *ENS, Lyon*

14h35 Dehydration embrittlement at high pressure
Nicolas BRANTUT, *Univ. College, London, UK*

15h10 Coffee Break

Session 4 : High-pressure experiments : Rheology

chair : Julien GASC, *ENS, Paris*

15h40 Experimental investigation of dehydration weakening and embrittlement of hydrous minerals
Keishi OKAZAKI, *JAMSTEC, Japan*

16h15 Intermediate depth earthquakes in subduction zones: insights from high pressure experiments
Nadège HILAIRET, *Univ. of Lille*

17h00 Poster Session

Tuesday, November 20th, 2018

Session 5 : Deformation and anisotropy in and around slabs

Chair : Ana FERREIRA, *Univ. College, London*

09h00 Slab dragging, subduction evolution, and slab deformation
Wim SPAKMAN, *Utrecht Univ., Netherlands*

09h35 Seismic anisotropy in the vicinity of slabs in the transition zone
Andrew NOWACKI, *Univ. of Leeds, UK*

10h10 Deep earthquakes in subducting slabs hosted in highly anisotropic rock fabric
Yingcai ZHENG, *Univ. of Houston, USA*

10h45 Coffee Break

Session 6 : Shallow structure of slabs and faults

Chair : Hélène CARTON, *IPG Paris*

11h15 How wet are slabs : Studying the link between slab low velocity structures and intermediate depth seismicity
Andreas RIETBROCK, *Karlsruhe Institute of Technology, Germany*

11h50 Hellenic slab faults imaging down to 90 km and associated localizations of intra and supraslab earthquake activity
Maria SACHPAZI, *National Observatory of Athens, Greece*

12h30 Lunch break

Session 7 : Microstructures and field studies

Chair : Samuel ANGIBOUST, *IPG, Paris*

14h00 Microstructural records of intermediate-depth earthquakes
Kristina G. DUNKEL, *Univ. of Oslo, Norway*

14h35 Mechanically-controlled rock-microstructures: Witnesses of the longterm stress-state in the continental lithosphere
Lucie TAJCMANOVA, *Heidelberg Univ., Germany*

15h10 Fossil intermediate depth (eclogite-facies) earthquake in the Alpine oceanic lithosphere
Marco SCAMBELLURI, *Univ of Genoa, Italy*

15h45 Coffee Break

Session 8 : High pressure experiments: Hydrated phases

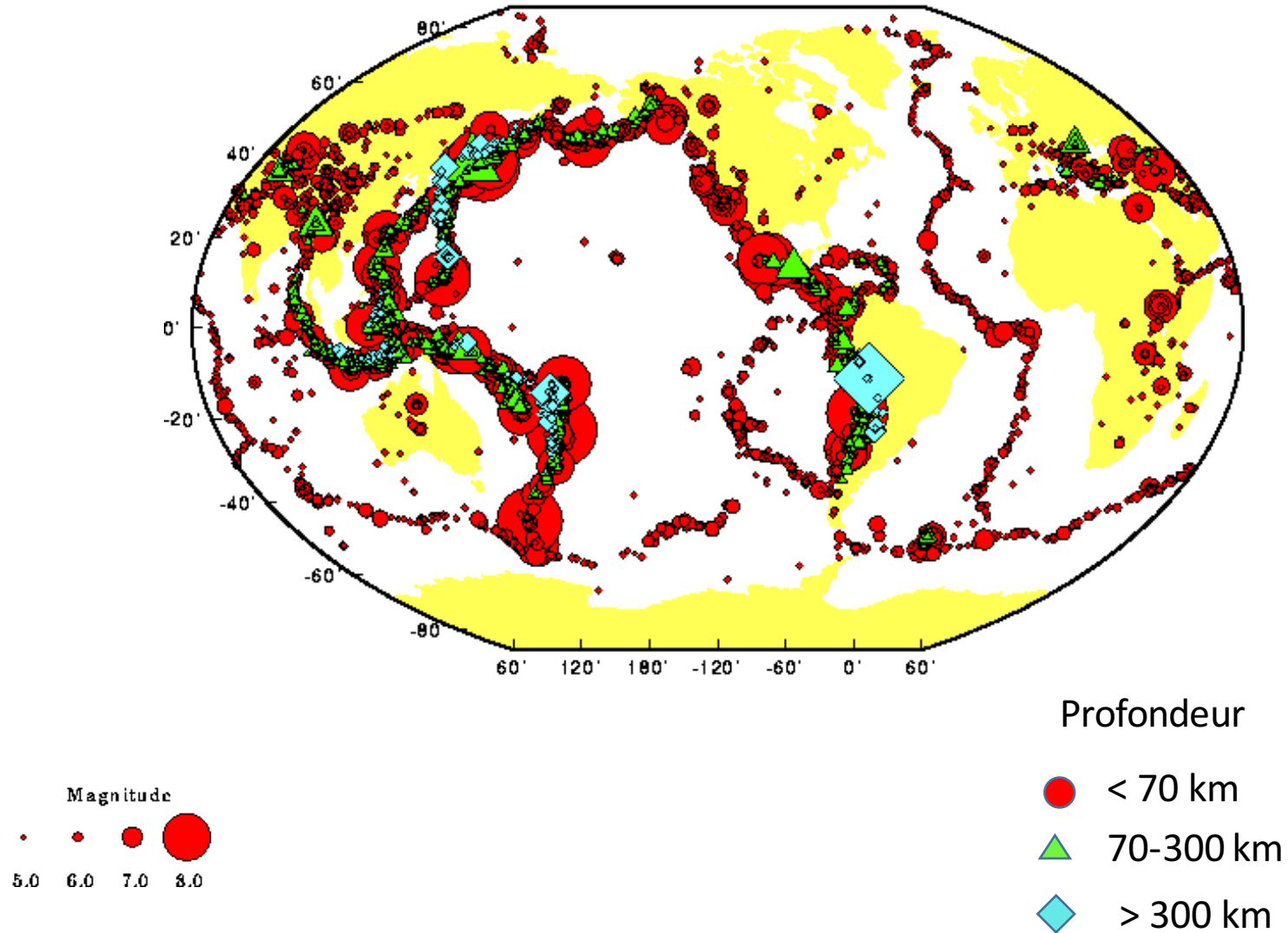
Chair : Anne Line AUZENDE, *ISterre, Grenoble*

16h15 Seismic signature of volatiles in subduction zones
Carmen SANCHEZ-VALLE, *Univ. of Muenster, Germany*

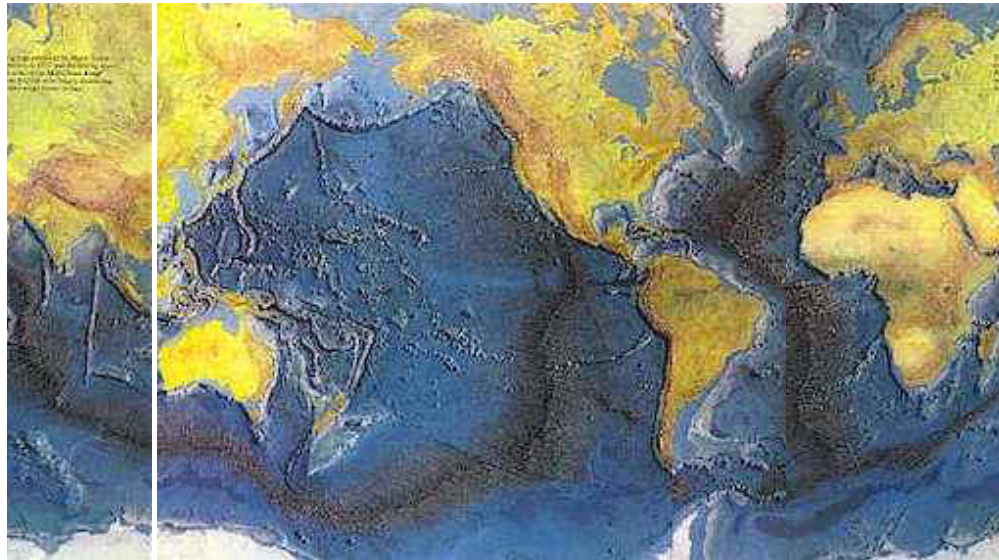
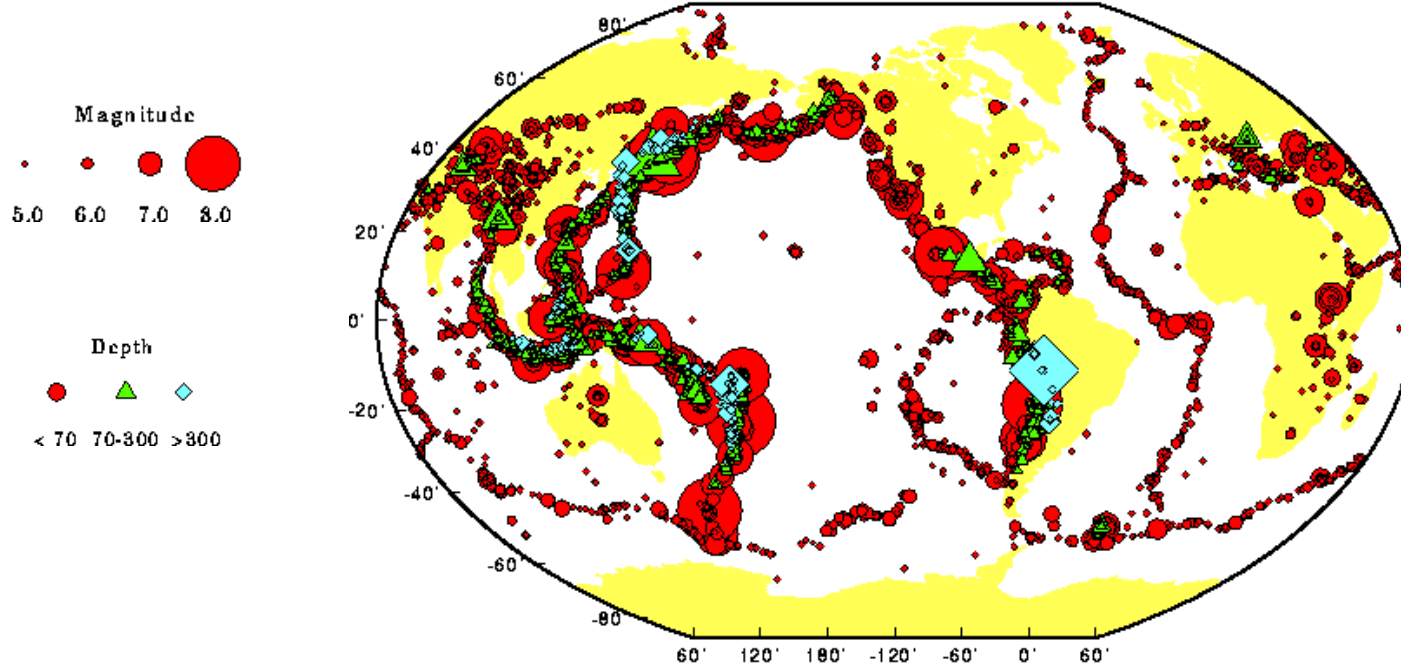
16h50 Hydrated phases in TZ and top of lower mantle
Eiji OHTANI, *Tohoku University, Japan*

17h30 Panel Discussion
With : TBD

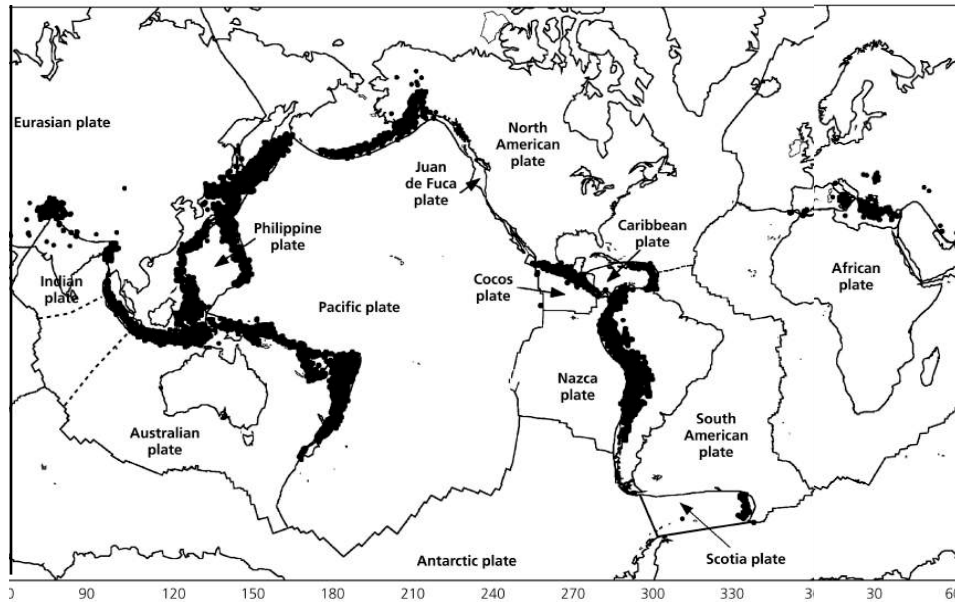
Onze ans de sismicité mondiale (1985-1996), séismes de magnitude > 5.0



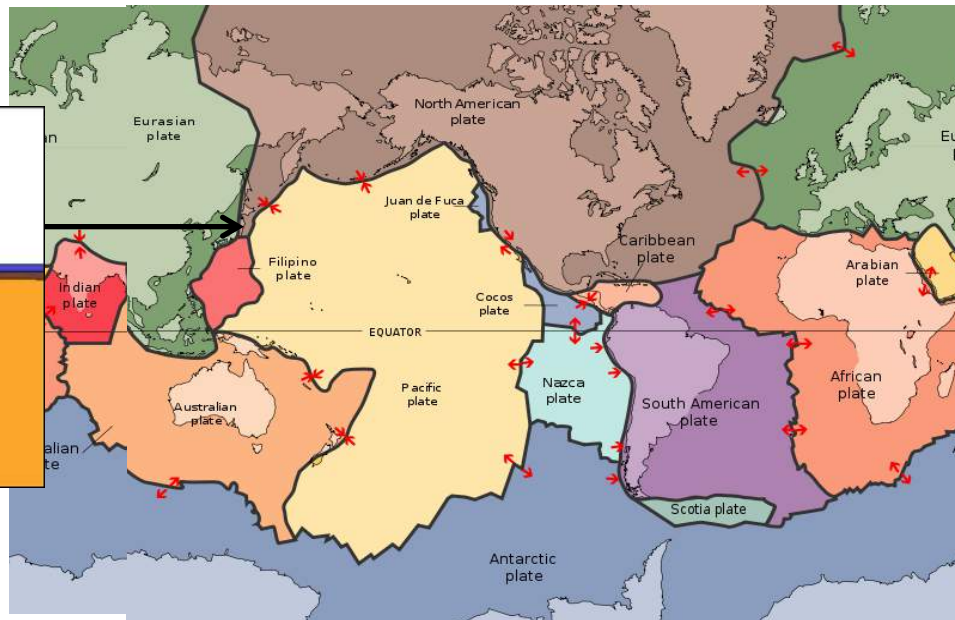
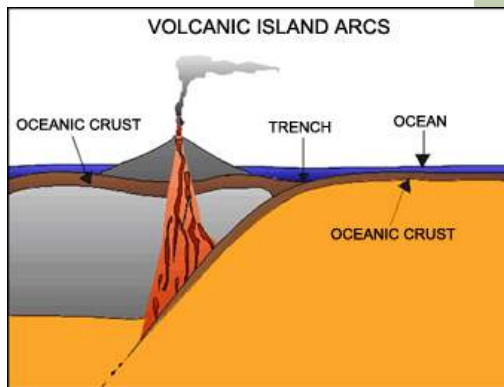
Earthquakes >Magnitude 5.0, 1985 - 1996 From NEIC



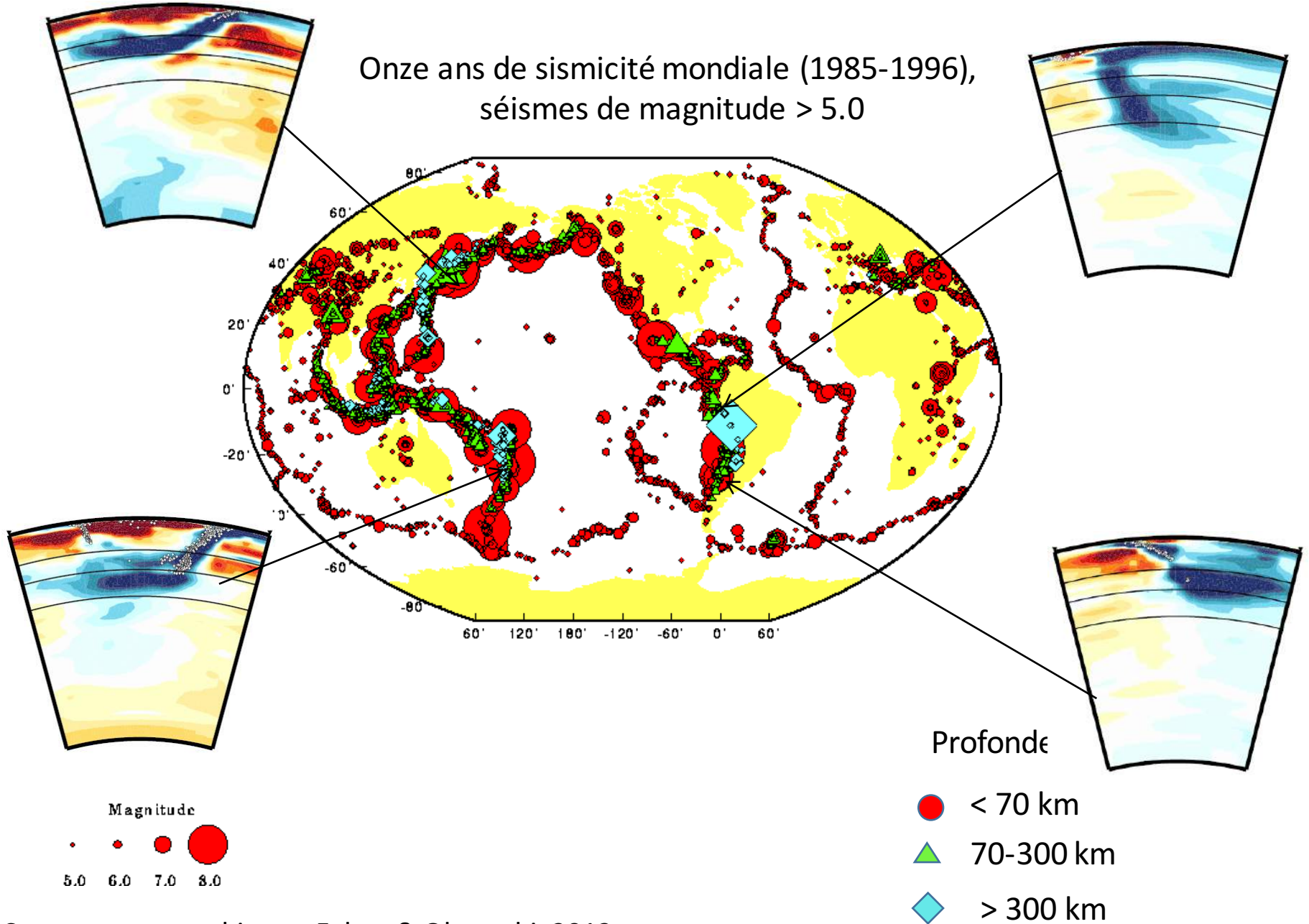
Séismes de profondeur > 100 km



Zones de subduction

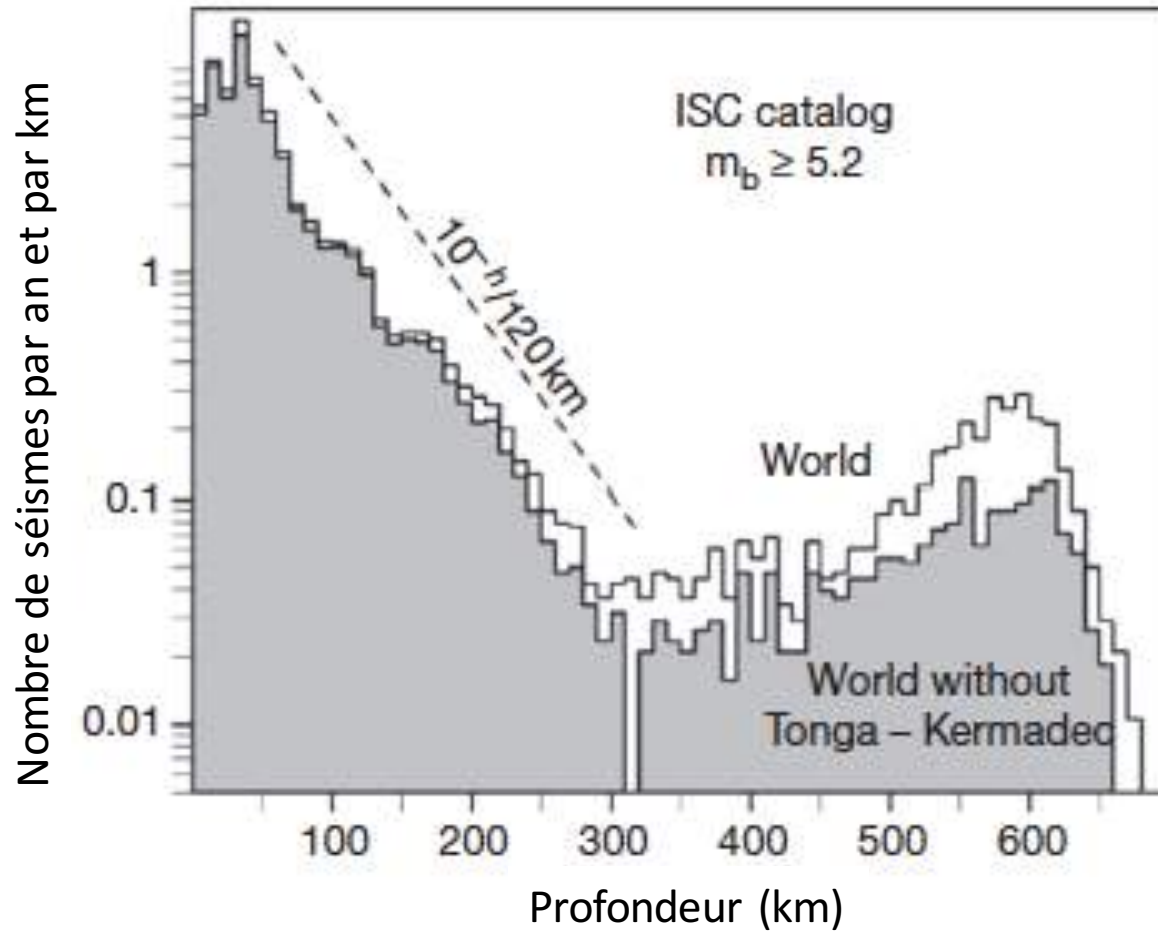


Onze ans de sismicité mondiale (1985-1996),
séismes de magnitude > 5.0



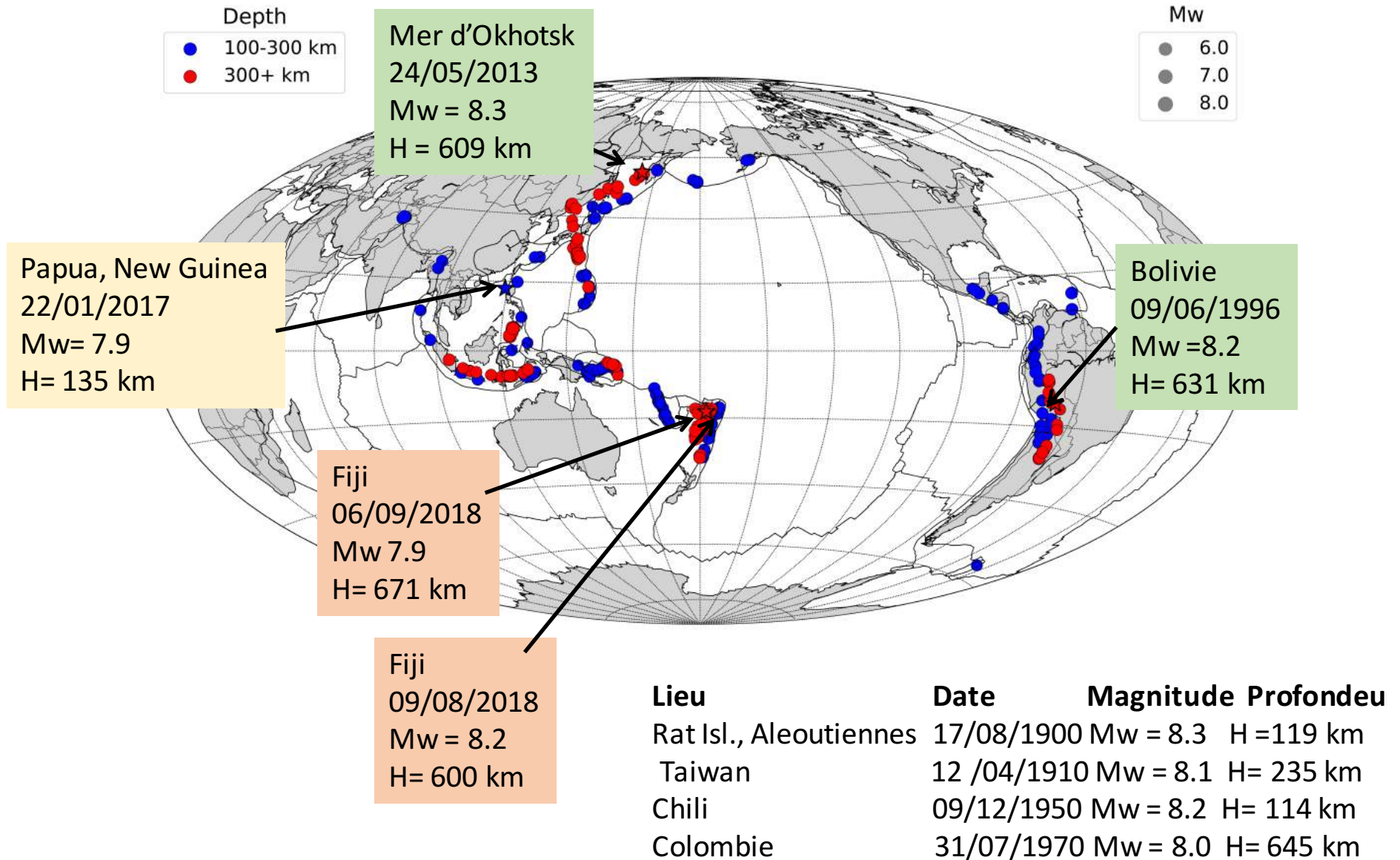
Coupes tomographiques: Fukao & Obayashi, 2013

Distribution des séismes en fonction de la profondeur



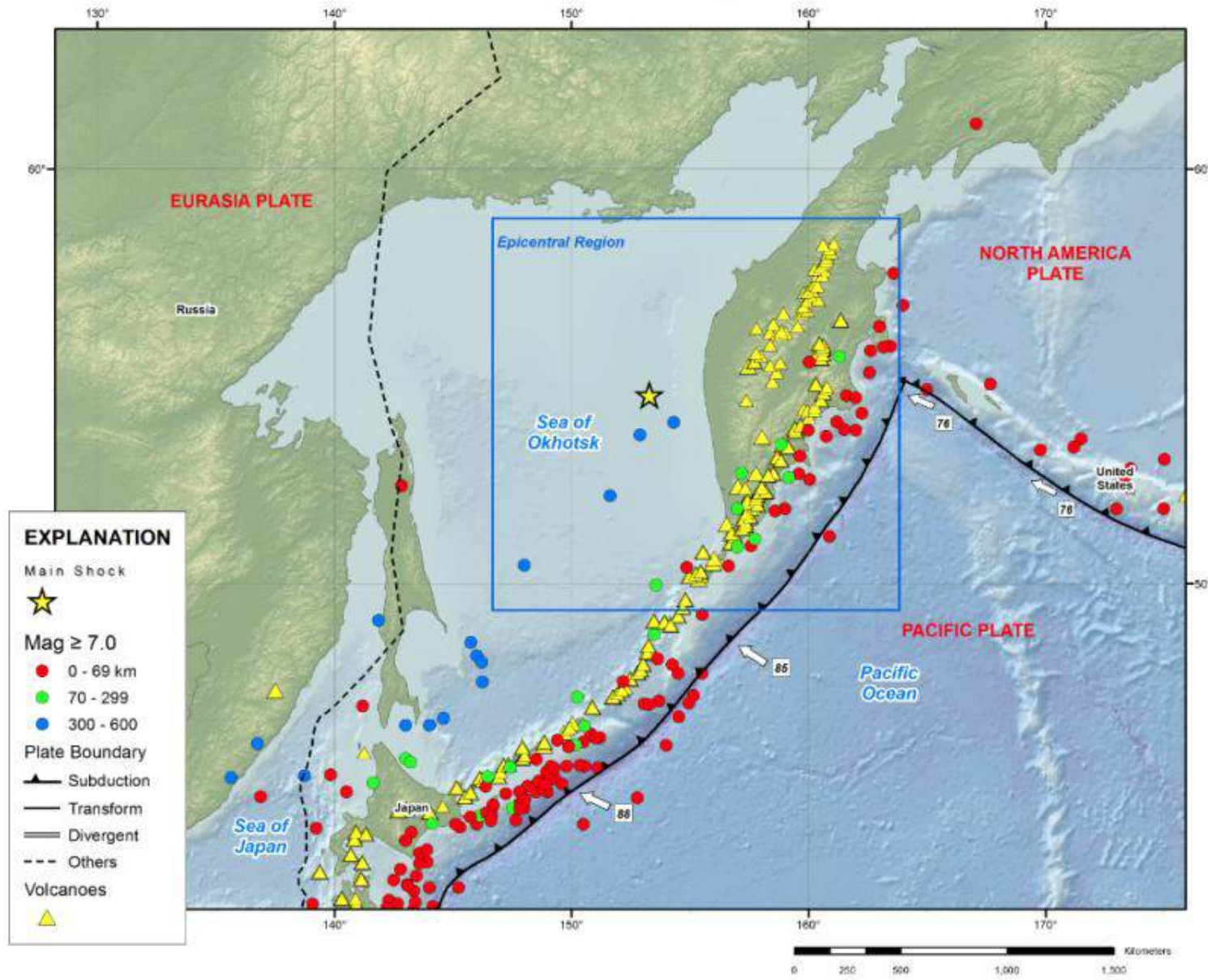
Séismes intermédiaires et profonds 1988-2018

Mw >6.5 - Profondeur >100 km



Contexte tectonique du séisme de la mer d'Okhotsk

24 Mai 2013 Mw = 8.3 h = 605 km

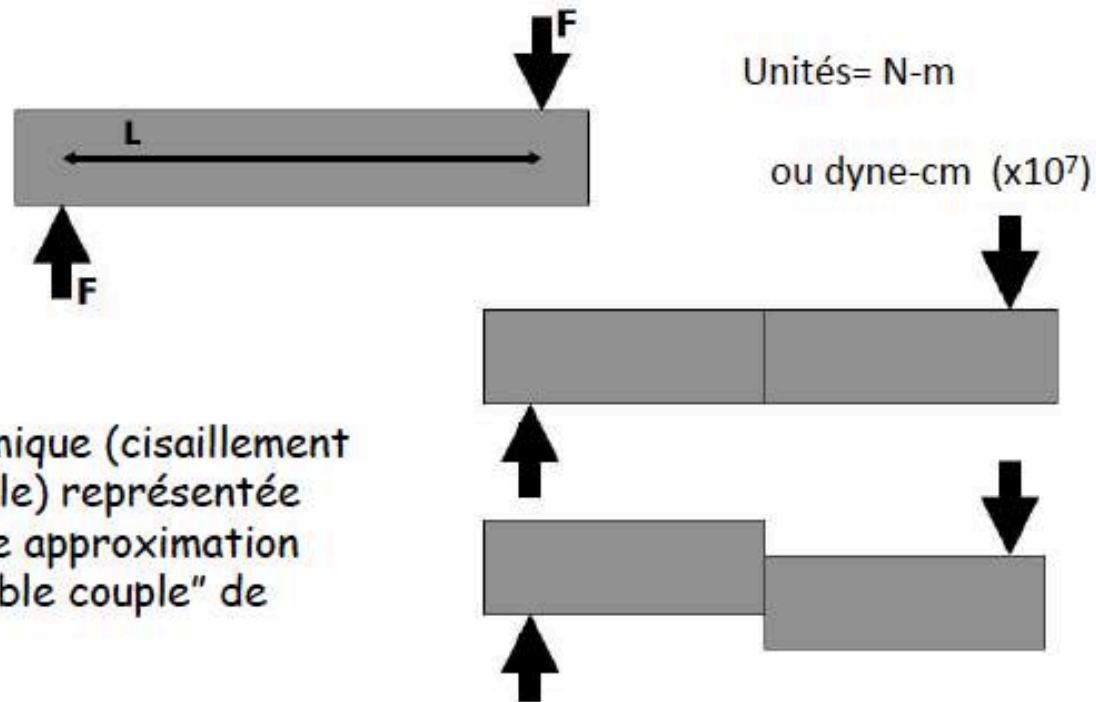


Moment sismique: proportionnel à l'énergie élastique dégagée au cours du séisme

$$M_0 = \underbrace{\mu}_{\substack{\uparrow \\ \text{Rigidité du milieu} \\ \text{Pascals = force/surface}}} \cdot \underbrace{L \cdot W \cdot u}_{\substack{\text{x volume} \\ \text{= Force x longueur} \\ \text{= moment}}} = \mu \cdot S \cdot u$$

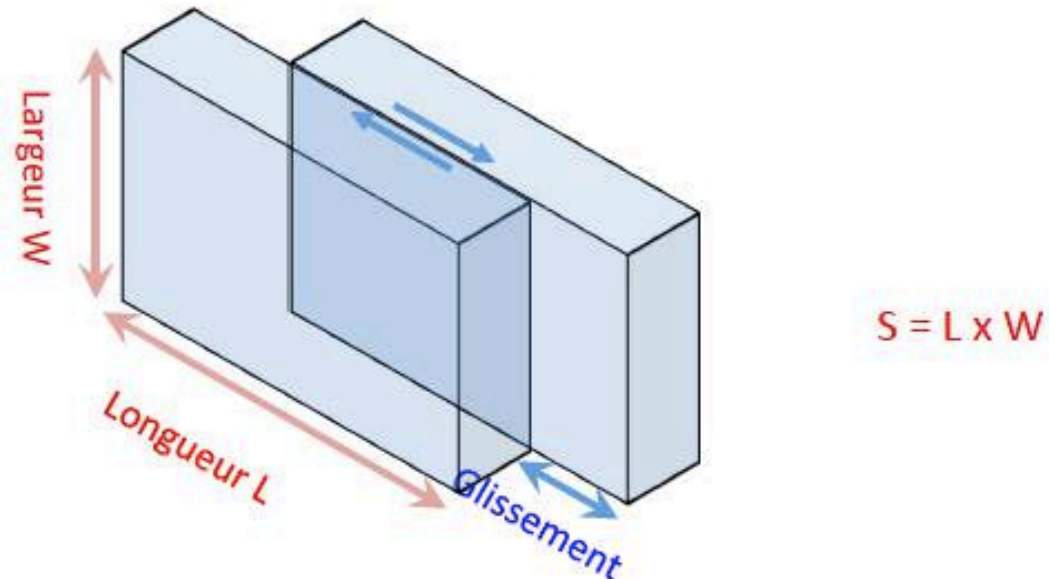
Rigidité du milieu
Pascals = force/surface

x volume = Force x longueur = moment



Source sismique (cisaillement sur une faille) représentée en première approximation par un "double couple" de forces

Mesure moderne de la "taille" d'un séisme: (proportionnelle à l'énergie sismique dégagée)



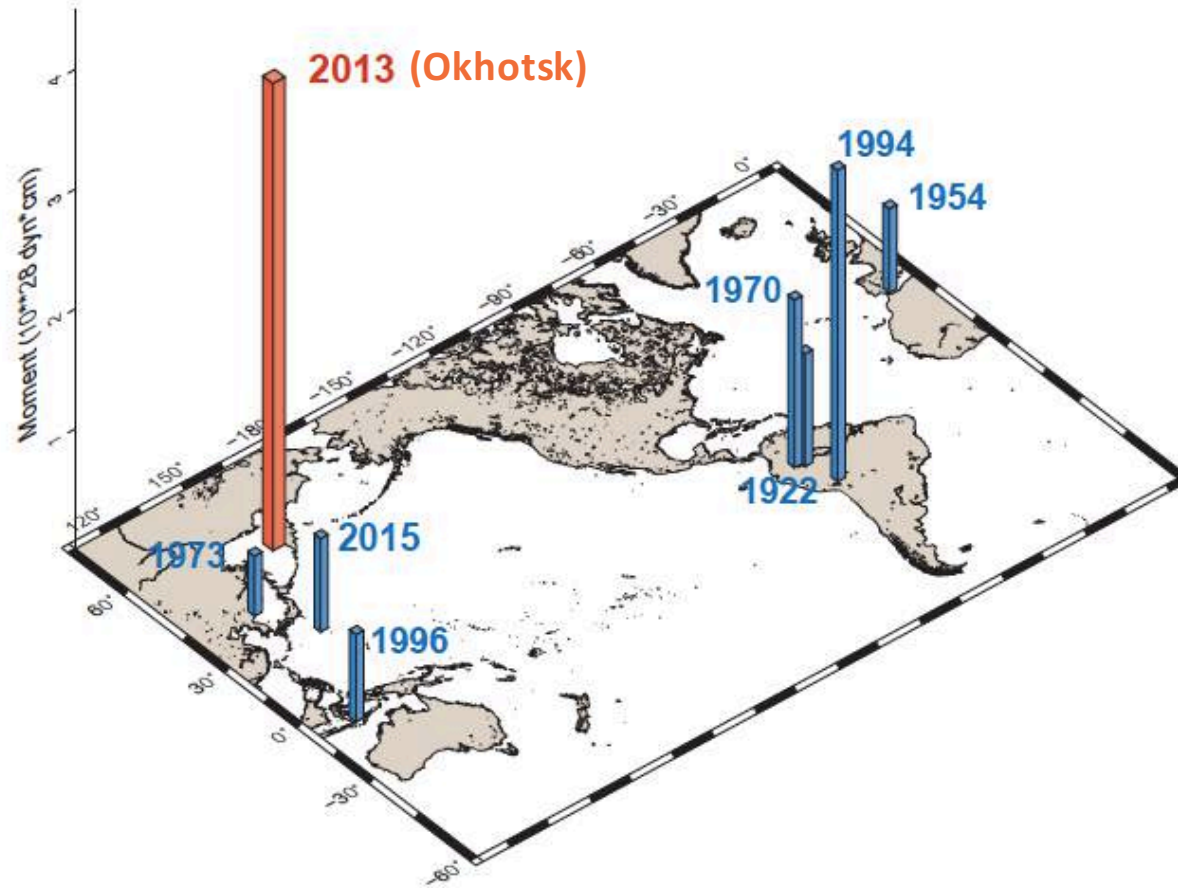
$$\text{Potentiel} = \text{surface} * (\text{glissement moyen}) = S \cdot u$$

Moment sismique (M_o) = potentiel * module de cisaillement

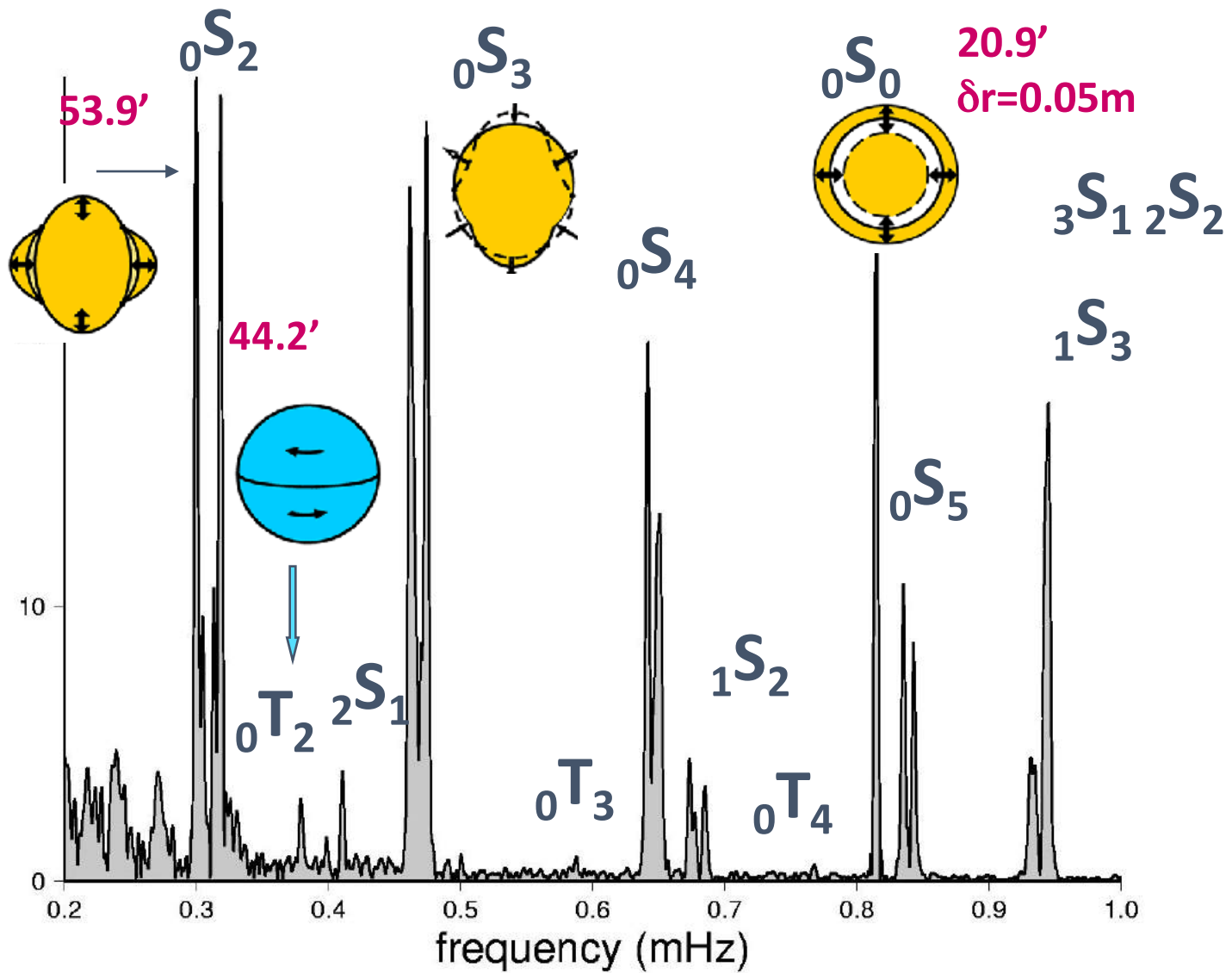
$$M_o = \mu \cdot S \cdot u$$

$$\begin{aligned} \text{Moment Magnitude} = \\ M_w = 2/3 * \log_{10}(M_o) - 10.7 \end{aligned}$$

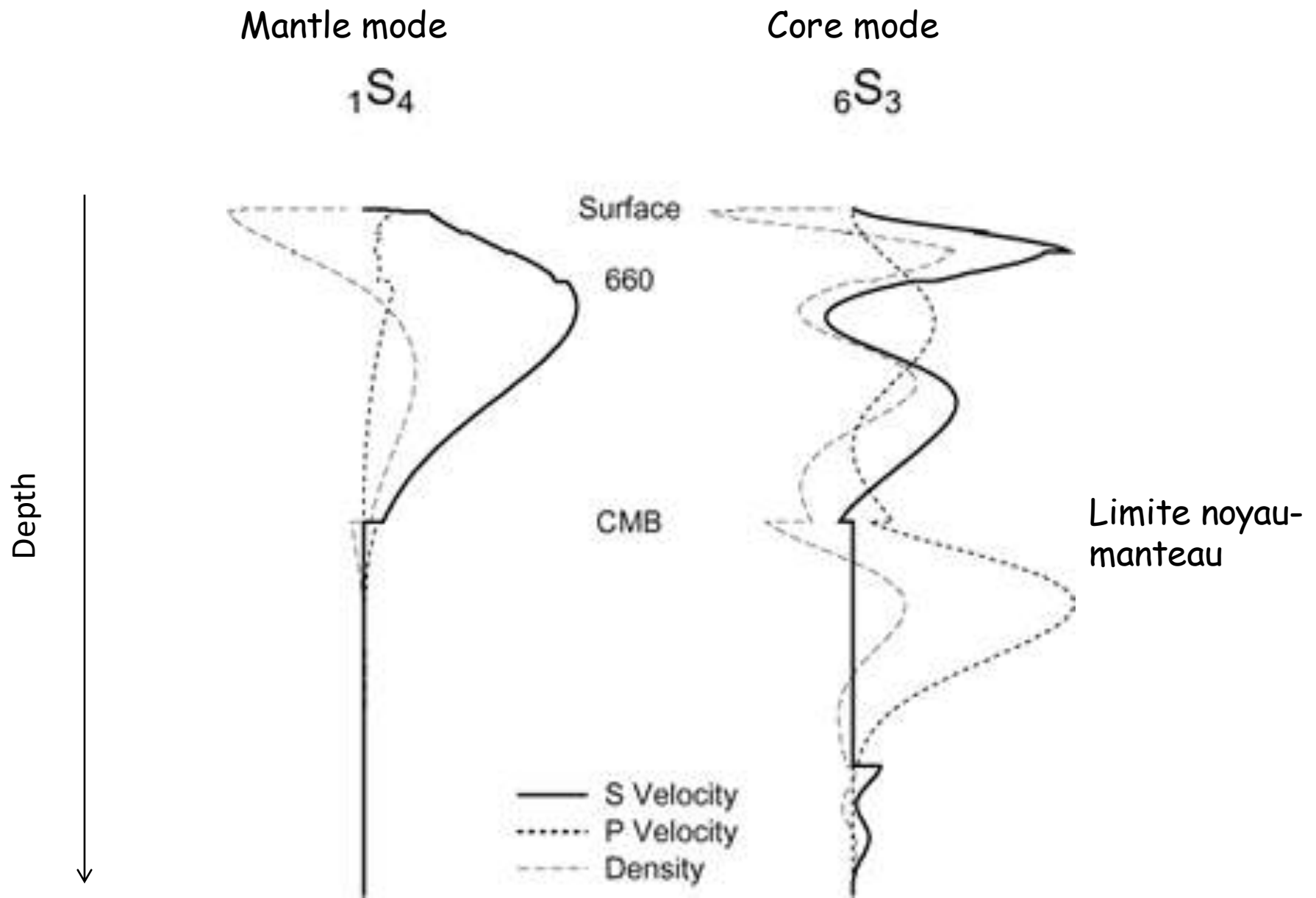
Les 8 séismes profonds ($h > 400$ km) depuis 1900 avec moments sismiques $M_0 > 4 \times 10^{27}$ dyne-cm



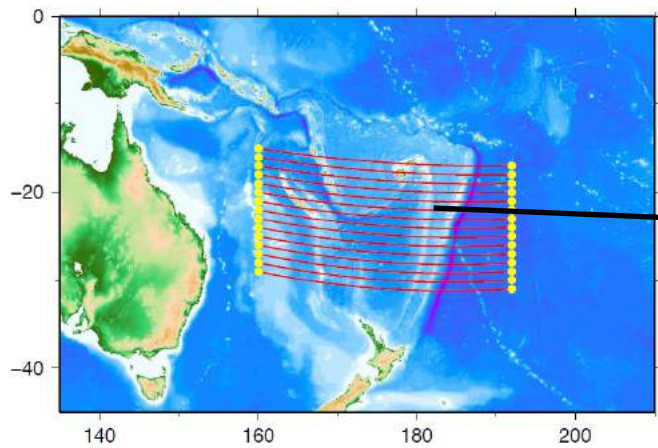
Séisme de Sumatra Andaman 12/26/04 M_w 9.3



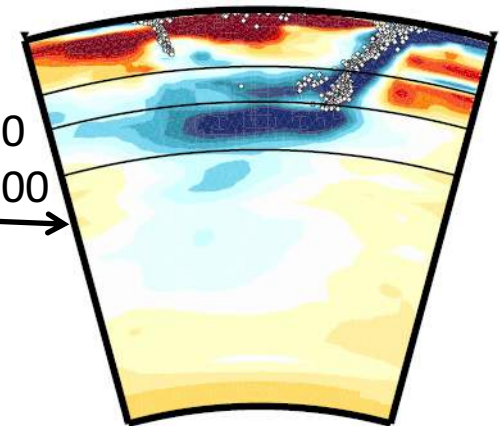
Courtesy of G. Roult



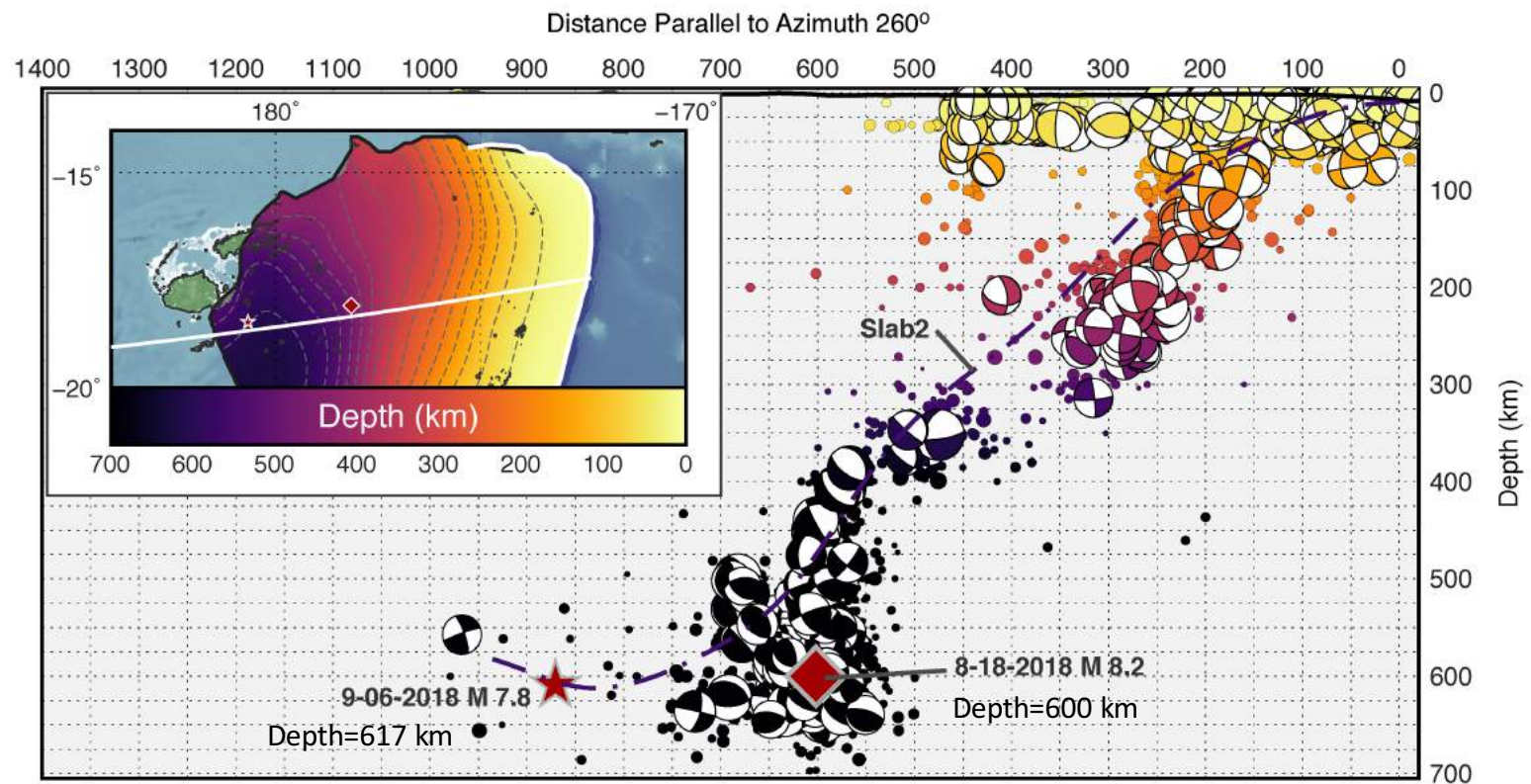
Courbes de sensibilité de deux modes propres aux paramètres élastiques, en Fonction de la profondeur



410
660
1000



Séismes profonds récents de Fiji



Les plus forts seismes de profondeur > 300 km entre 1906 et 2013

<i>Date</i>	<i>Area</i>	<i>Depth (km)</i>	<i>Moment (Nm)</i>	<i>M_w</i>
24 May 2013	Sea of Okhotsk	609	4.1×10^{21}	8.3
09 June 1994	Bolivia	647	2.6×10^{21}	8.2
31 July 1970	Colombia	623	1.4×10^{21}	8.1
17 January 1922	North Peru	664	9.4×10^{20}	7.9
17 June 1996	Flores Sea	589	7.9×10^{20}	7.9
29 March 1954	Spain	630	7.0×10^{20}	7.9
29 September 1973	North Korea	593	5.0×10^{20}	7.8
14 August 2012	Sea of Okhotsk	598	4.8×10^{20}	7.7
11 June 1972	Celebes Sea	332	4.7×10^{20}	7.7
05 July 2008	Sea of Okhotsk	611	4.5×10^{20}	7.7
19 August 2002	Fiji	699	4.3×10^{20}	7.7
26 May 1932	Fiji	560	4.0×10^{20}	7.7
15 August 1963	Peru–Bolivia	573	3.9×10^{20}	7.7
28 February 1950	Sea of Okhotsk	339	3.9×10^{20}	7.7
25 May 1907	Sea of Okhotsk	548	3.7×10^{20}	7.7
23 July 2010	Philippines	577	3.6×10^{20}	7.7
27 January 2006	Banda	397	3.5×10^{20}	7.7
09 November 1963	Western Brazil	573	3.5×10^{20}	7.7
19 August 2002	Fiji	631	3.5×10^{20}	7.7
19 August 1961	Peru–Bolivia	620	3.4×10^{20}	7.7
09 March 1994	Fiji	563	2.7×10^{20}	7.6
23 May 1956	Fiji	436	2.7×10^{20}	7.6
26 July 1958	Peru–Bolivia	592	2.6×10^{20}	7.6
08 August 2007	Java	305	2.6×10^{20}	7.6

^aUpdated from Table 1.2 of [Frohlich \(2006a\)](#), which was based on [Huang and Okal \(1998\)](#) augmented by the CMT catalog for events occurring since 1996.

Pourquoi étudier les séismes intermédiaires et profonds?

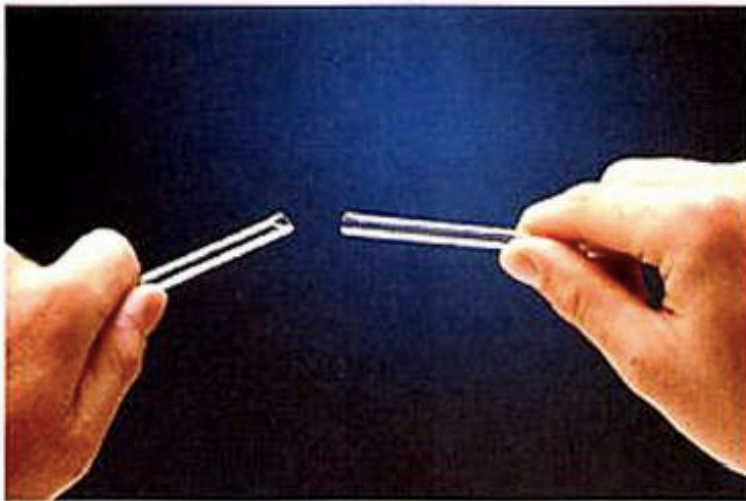
Séisme de Bucarest (Vrancea) 4 Mars 1977, M 7.2 - profondeur 94 km



Pourquoi étudier les séismes profonds?

- Pourquoi y a t il des séismes à des profondeurs > 50 km?
 - Quels sont les processus physiques à l'origine de ces séismes ??
- Ils éclairent les processus tectoniques et la dynamique du manteau de la terre
- Ils ont joué et jouent encore un rôle très important dans la détermination de la structure profonde de la terre

La température a un effet important sur les propriétés de déformation des roches



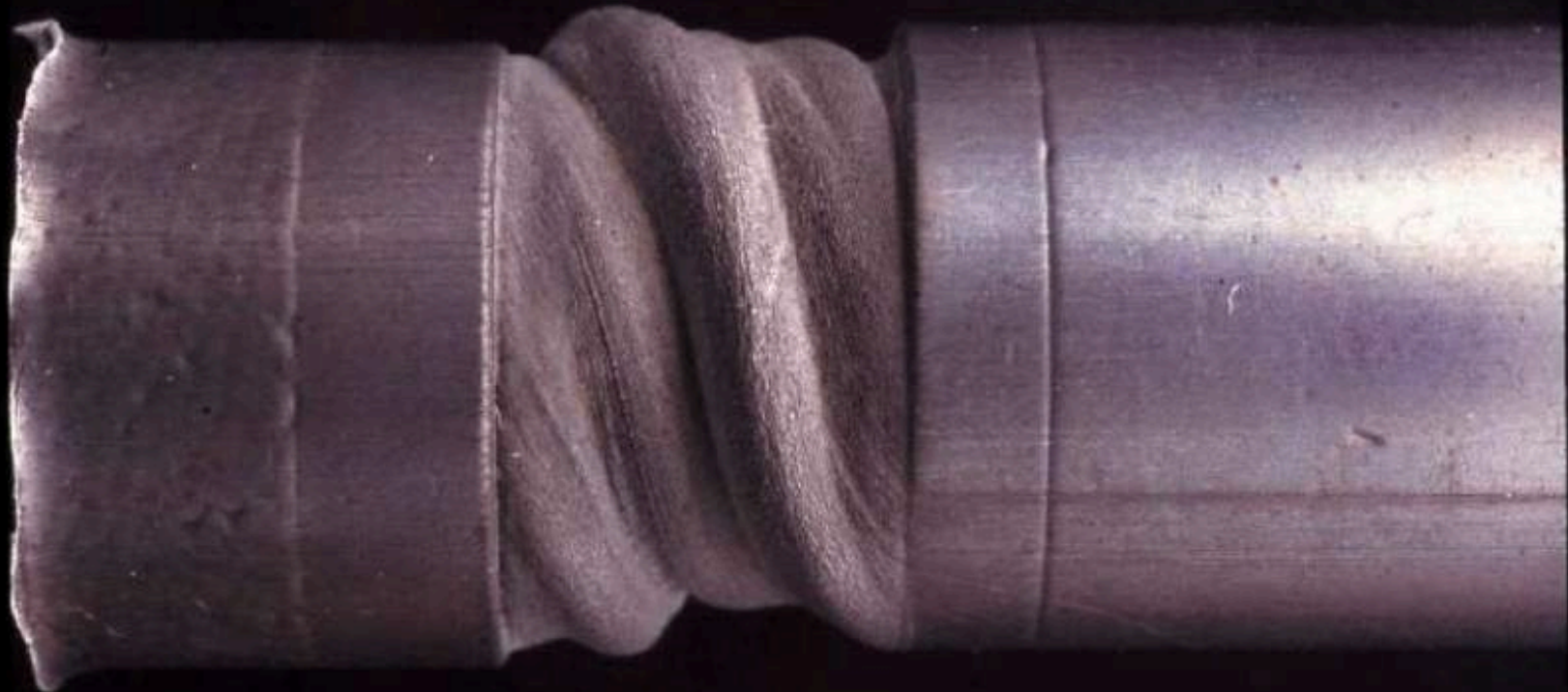
A froid: une barre de verre se fracture et se casse



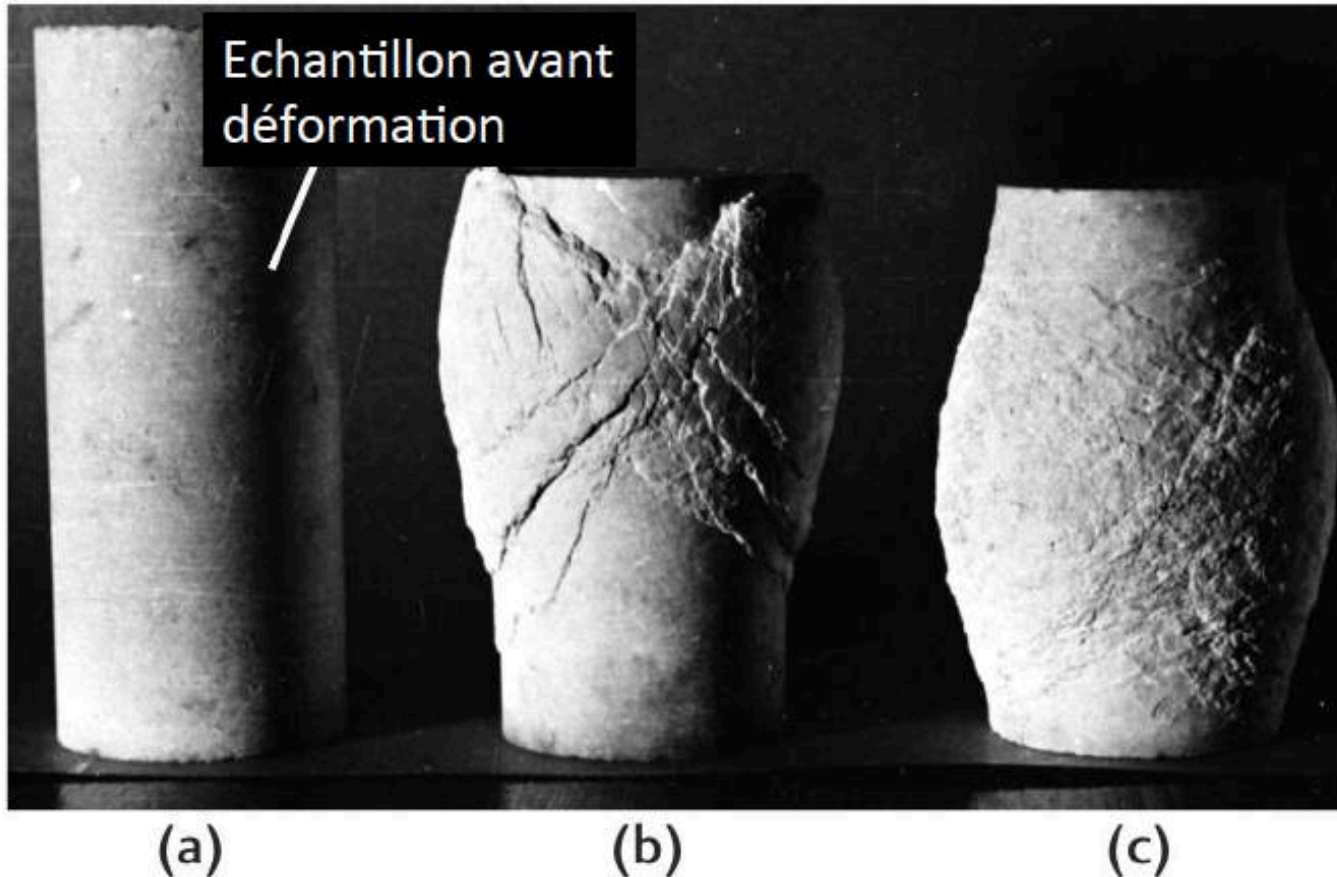
A chaud: elle se déforme de manière plastique mais ne casse pas

Marbre déformé sous torsion

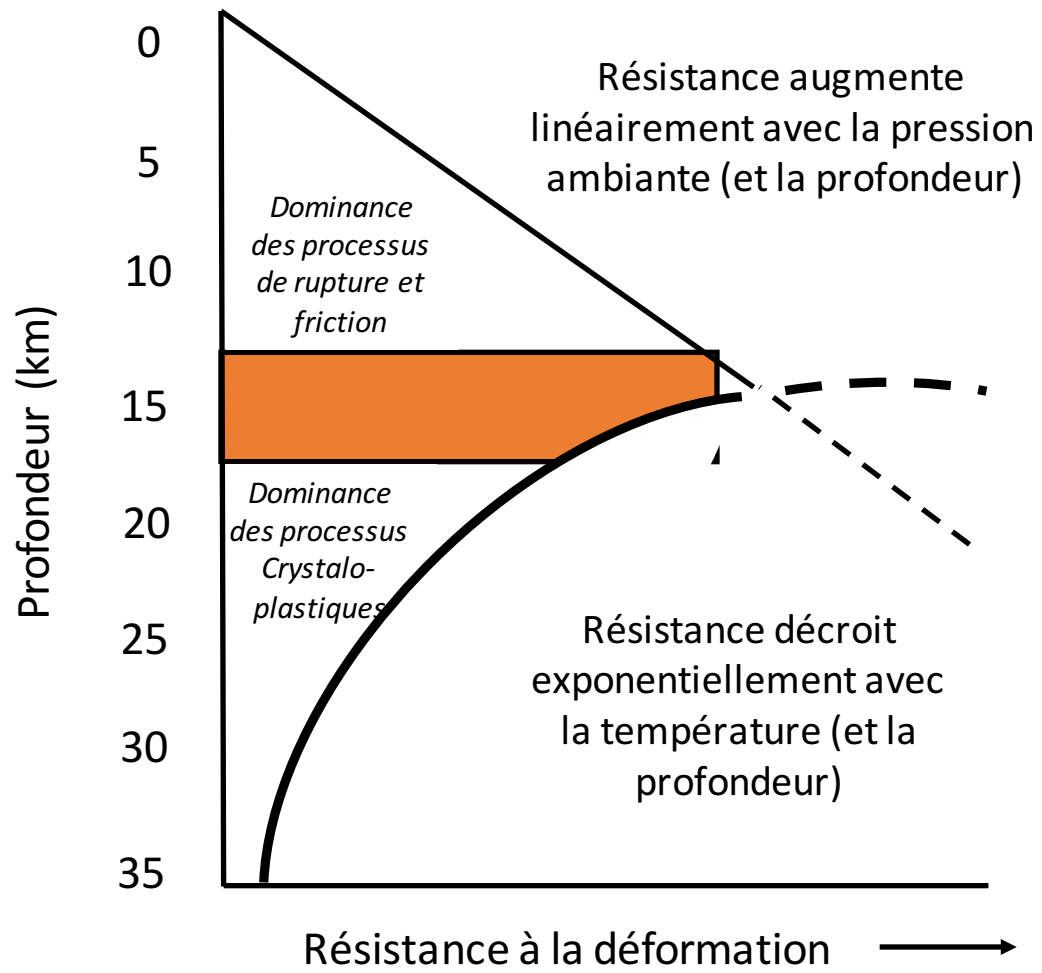
Paterson apparatus, ETH, Burlini

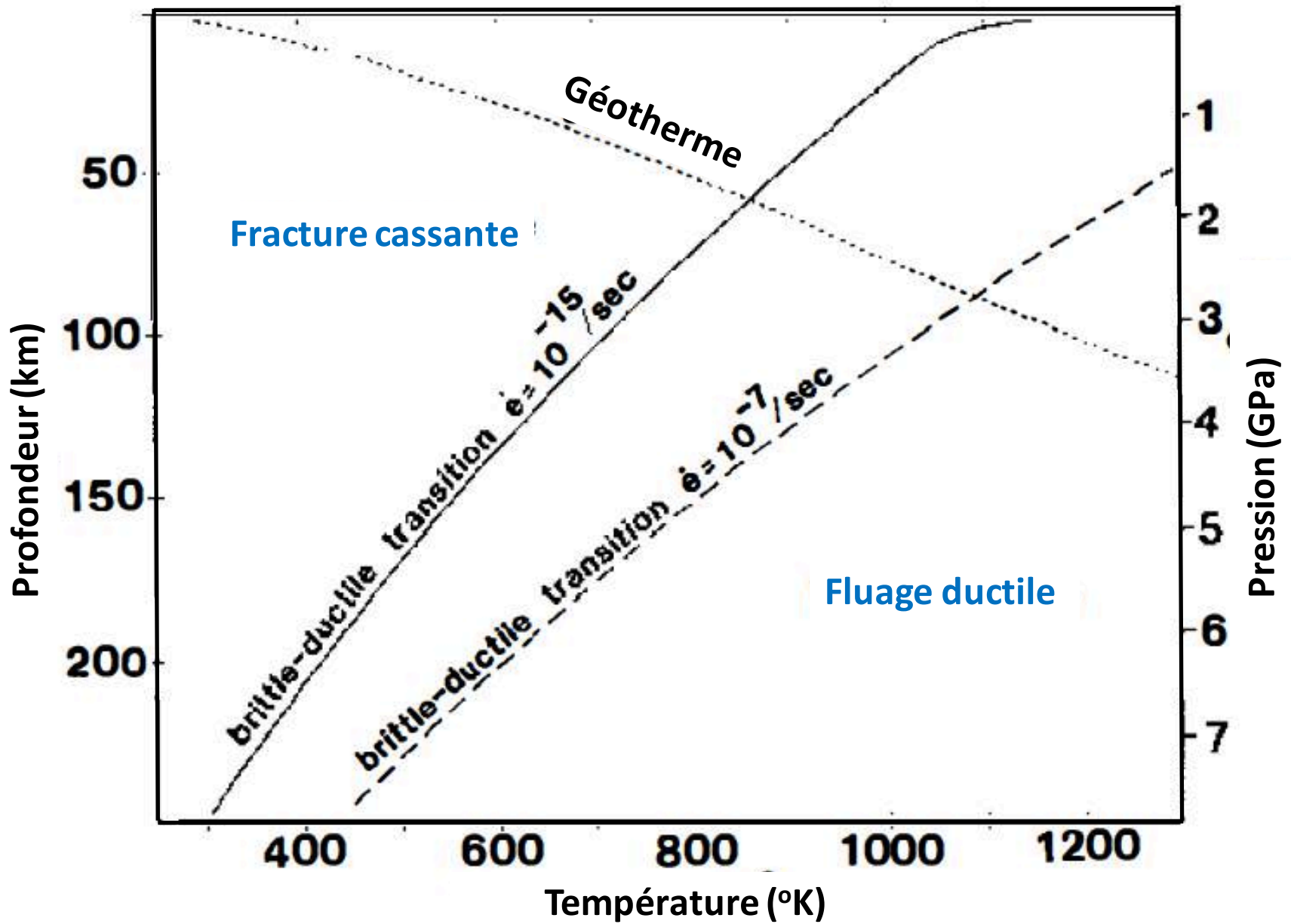


La pression ambiante a aussi des effets importants:



Si on applique une pression uniaxiale à un échantillon de roche à pression ambiante: (b) -> celle-ci se fracture
A haute pression ambiante (c), la déformation est plastique



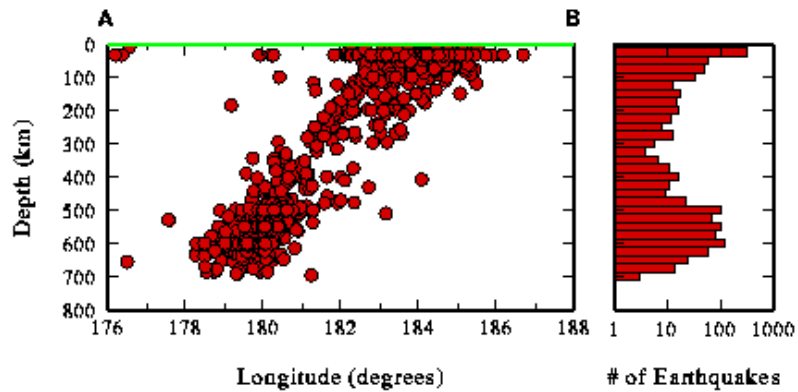
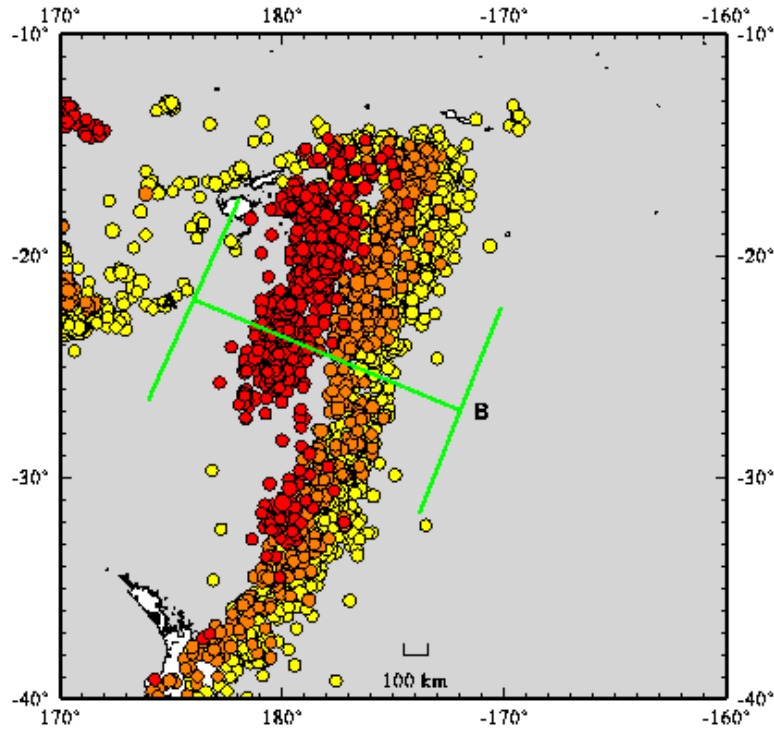


Frohlich, 1989

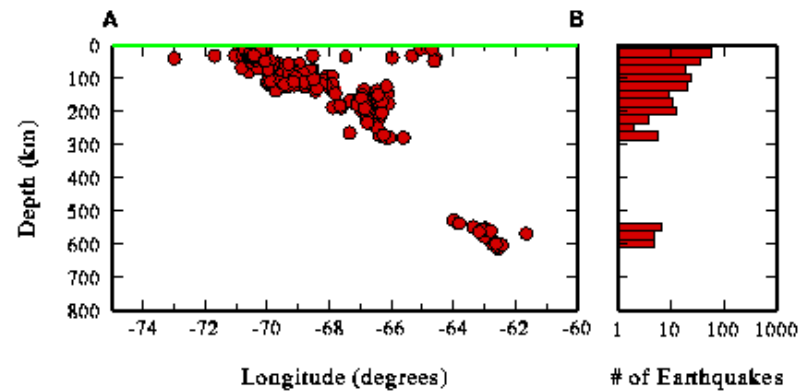
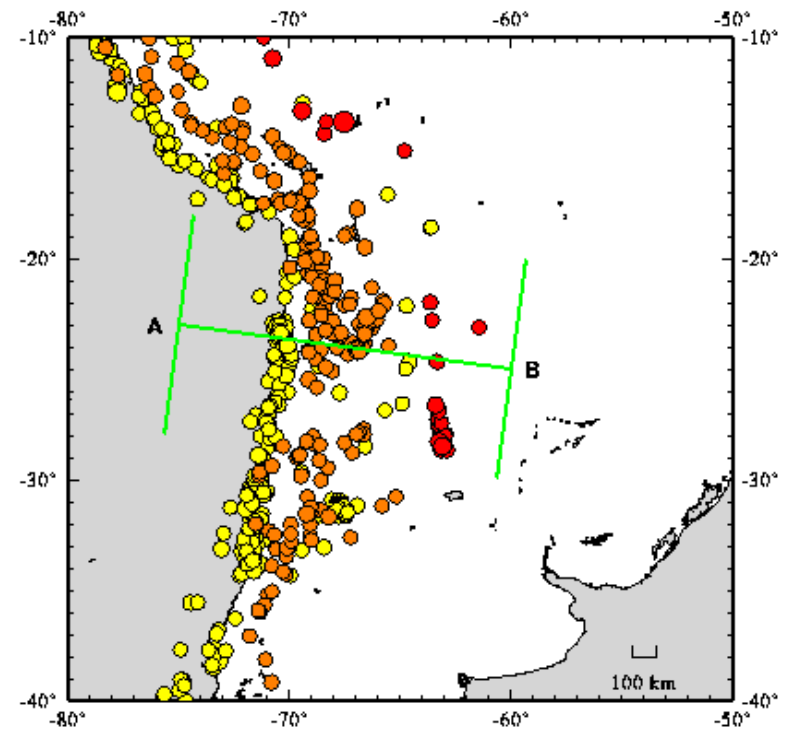
$\dot{\epsilon}$ = vitesse de deformation

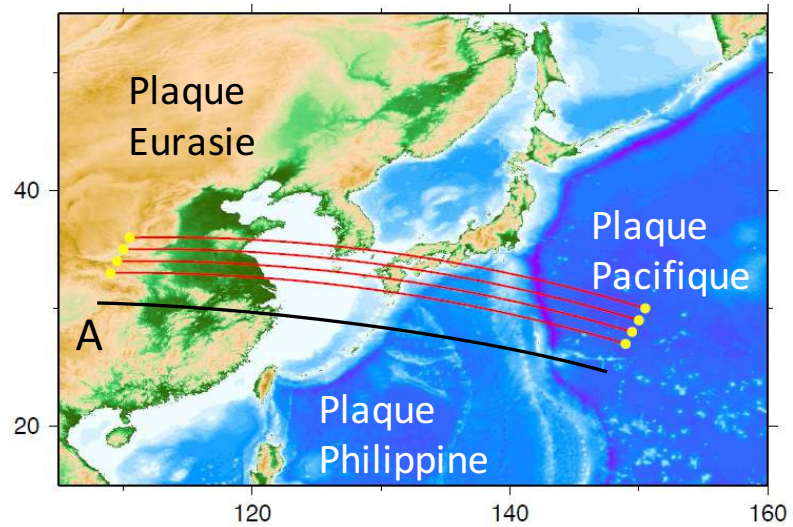
Distribution des séismes avec la profondeur

Tonga

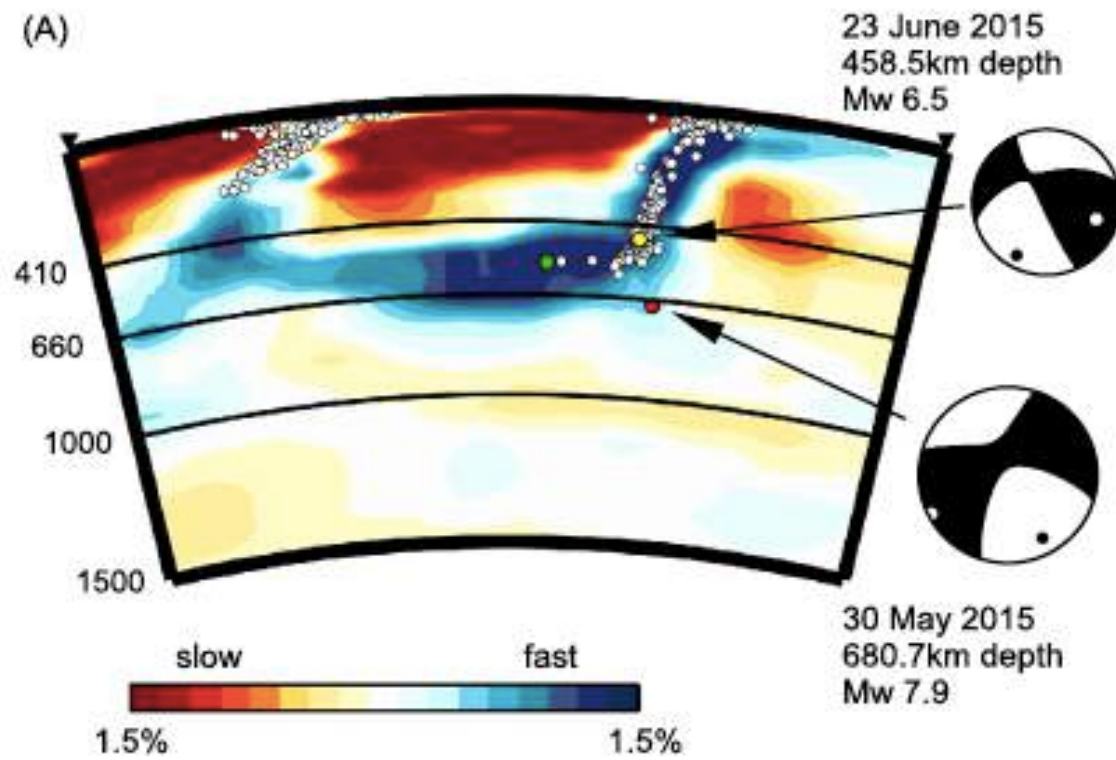


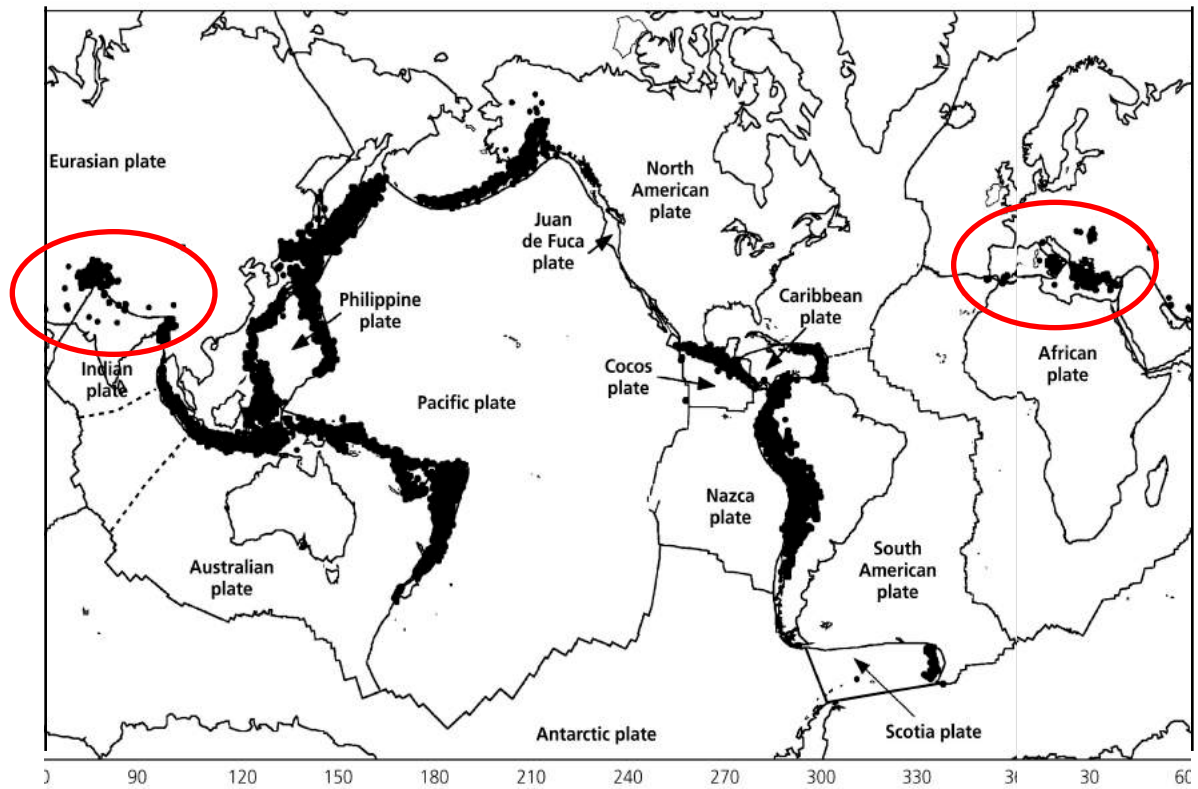
South America



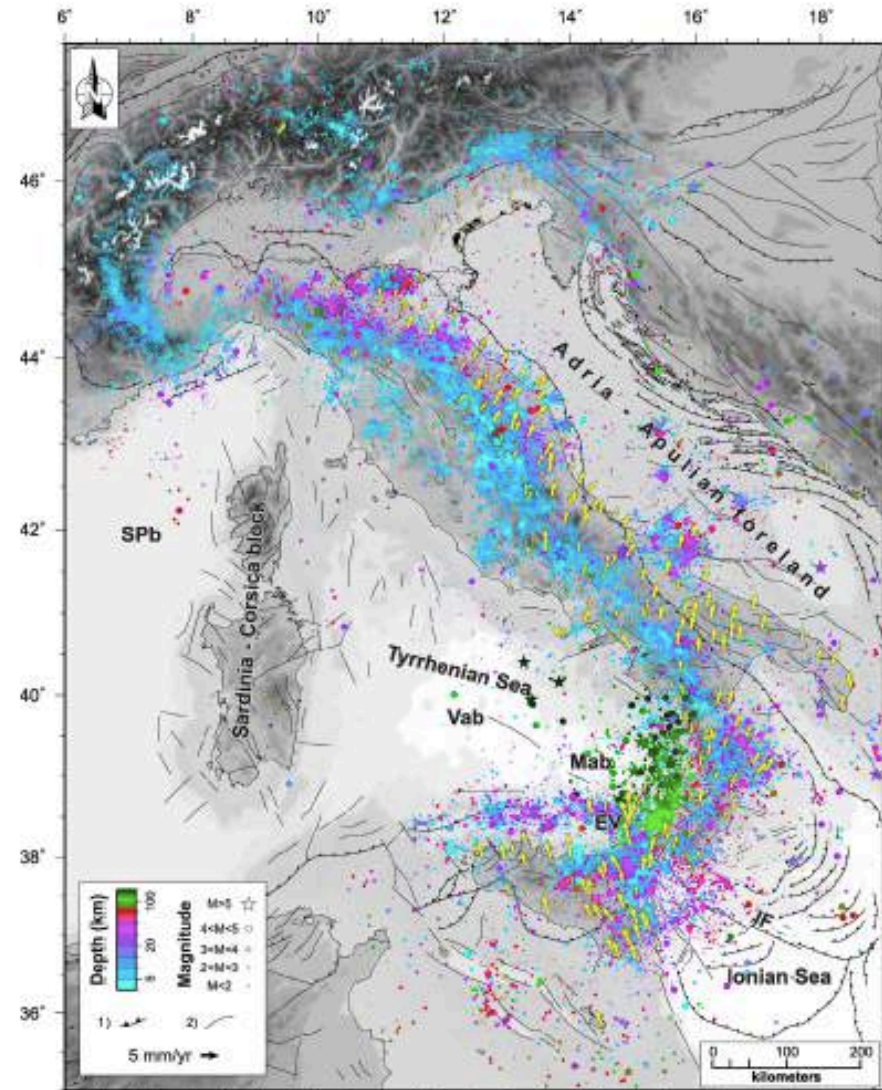
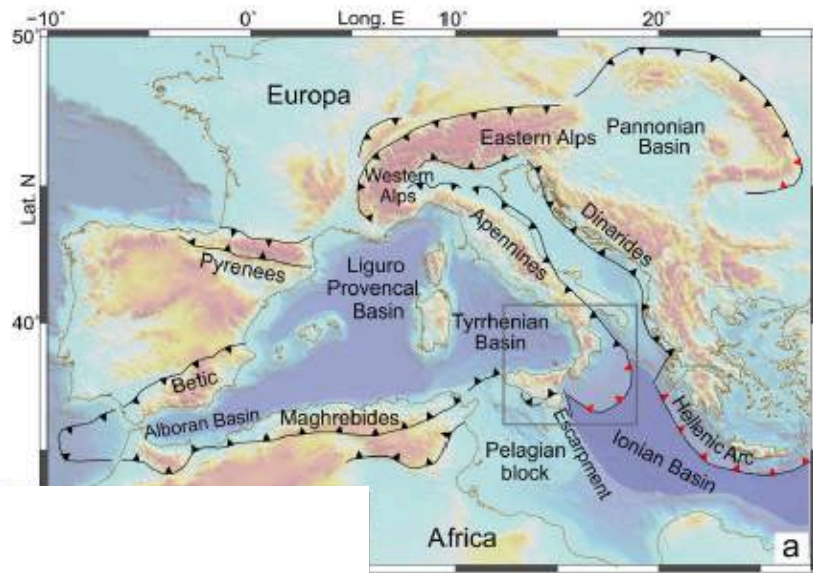


(A)

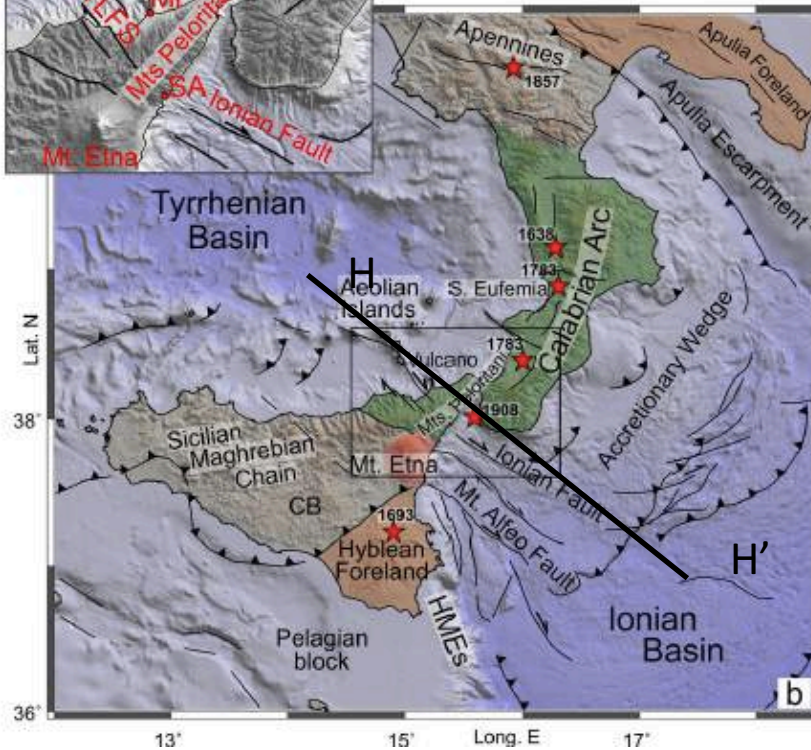
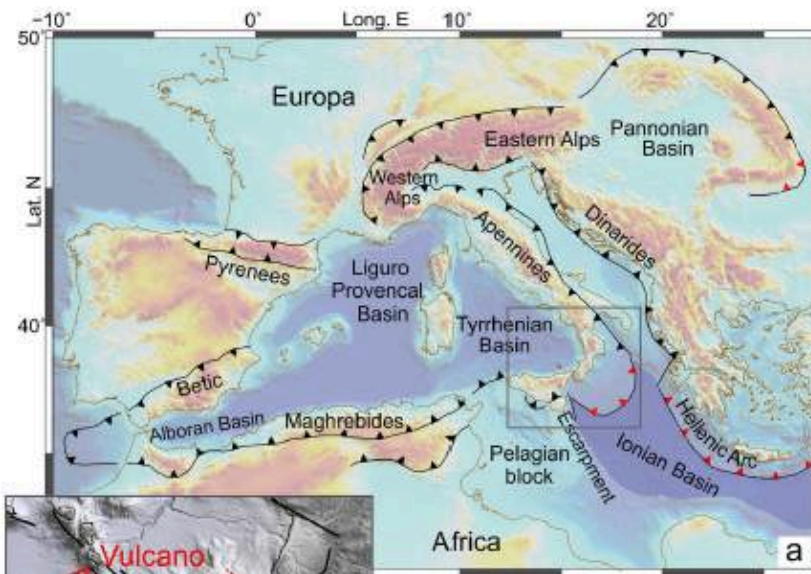




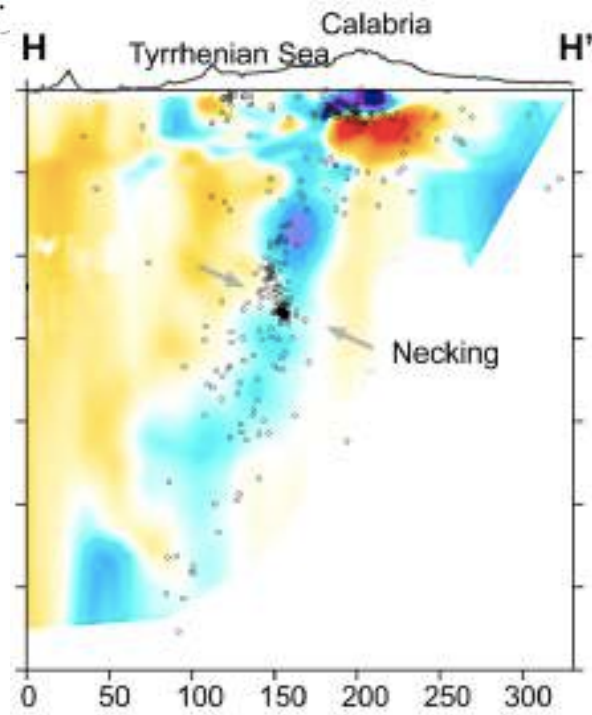
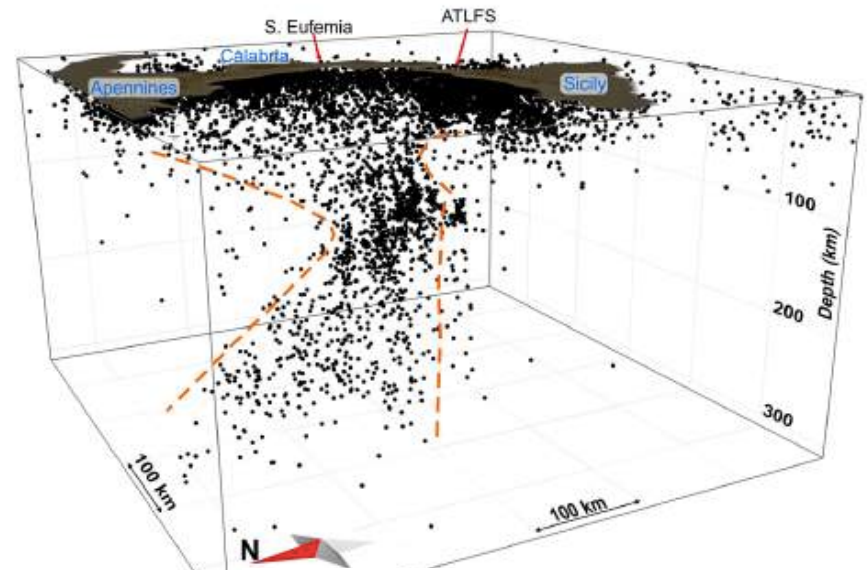
Calabre et Sicile



Chiarraba et al., 2017



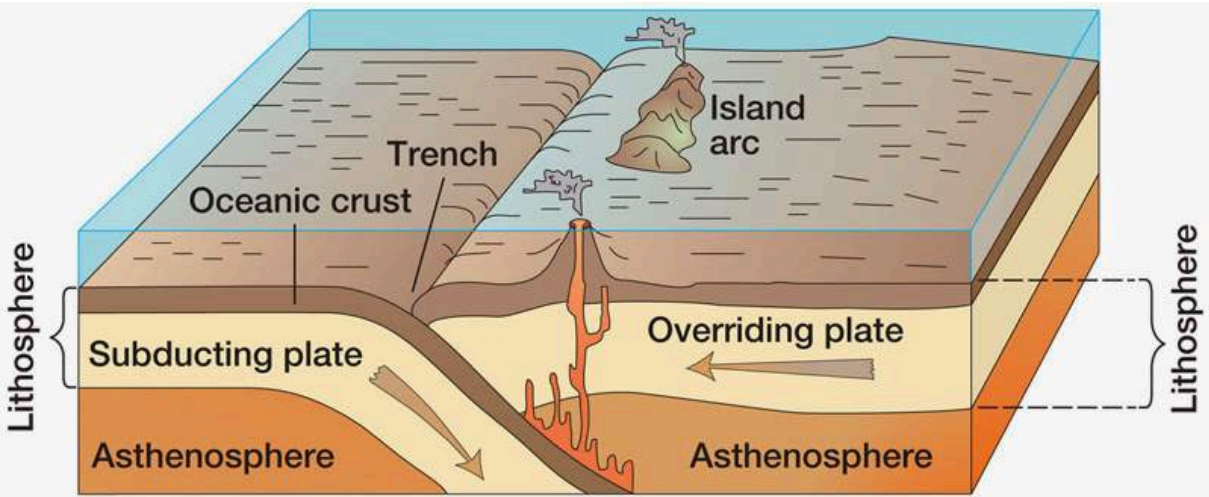
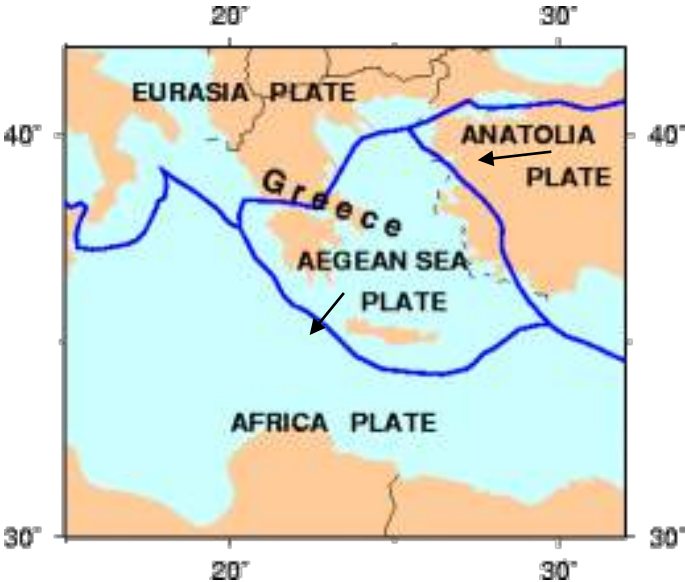
Calabre-Sicile



Scarfi et al., 2018

★ Séismes de M>7 depuis 400 ans

Arc Hellenique



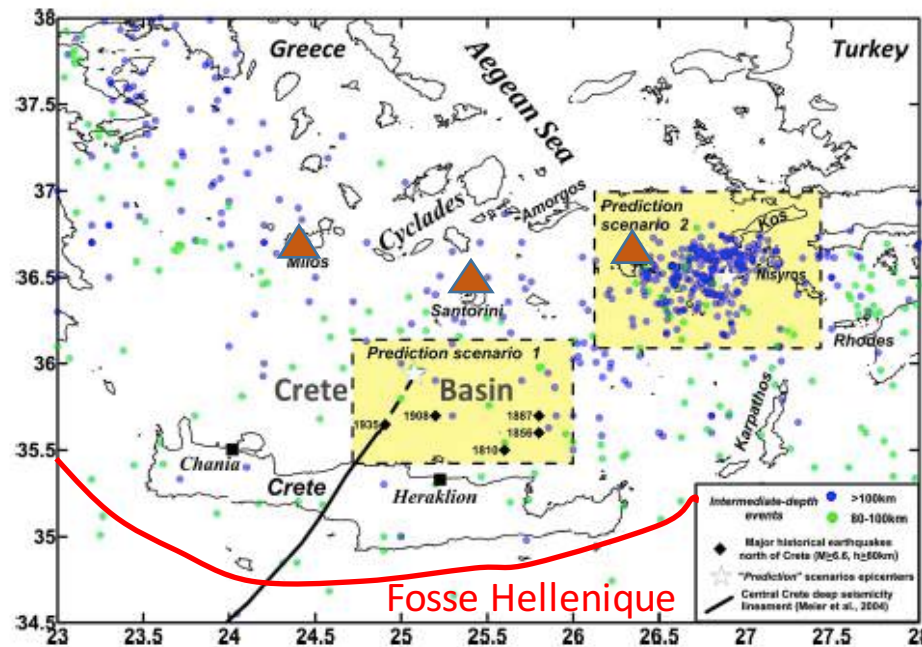
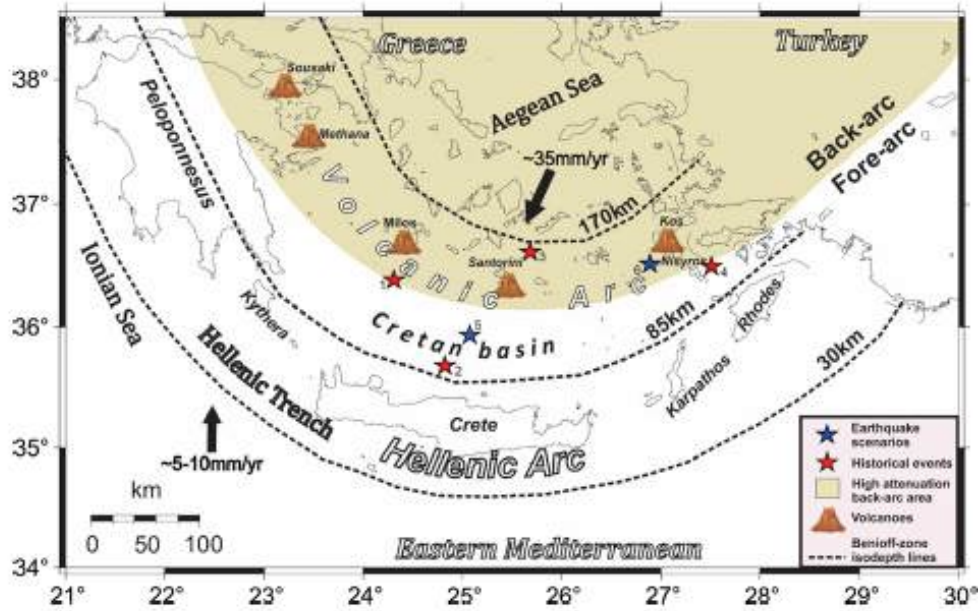
365 Crete earthq M~8.6



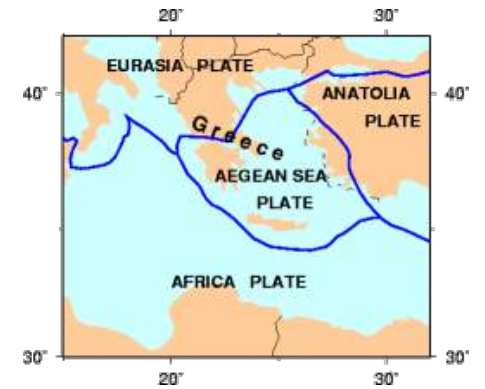
Port submergé à Apollonia

Copyright © 2005 Pearson Prentice Hall, Inc.

Arc Hellenique

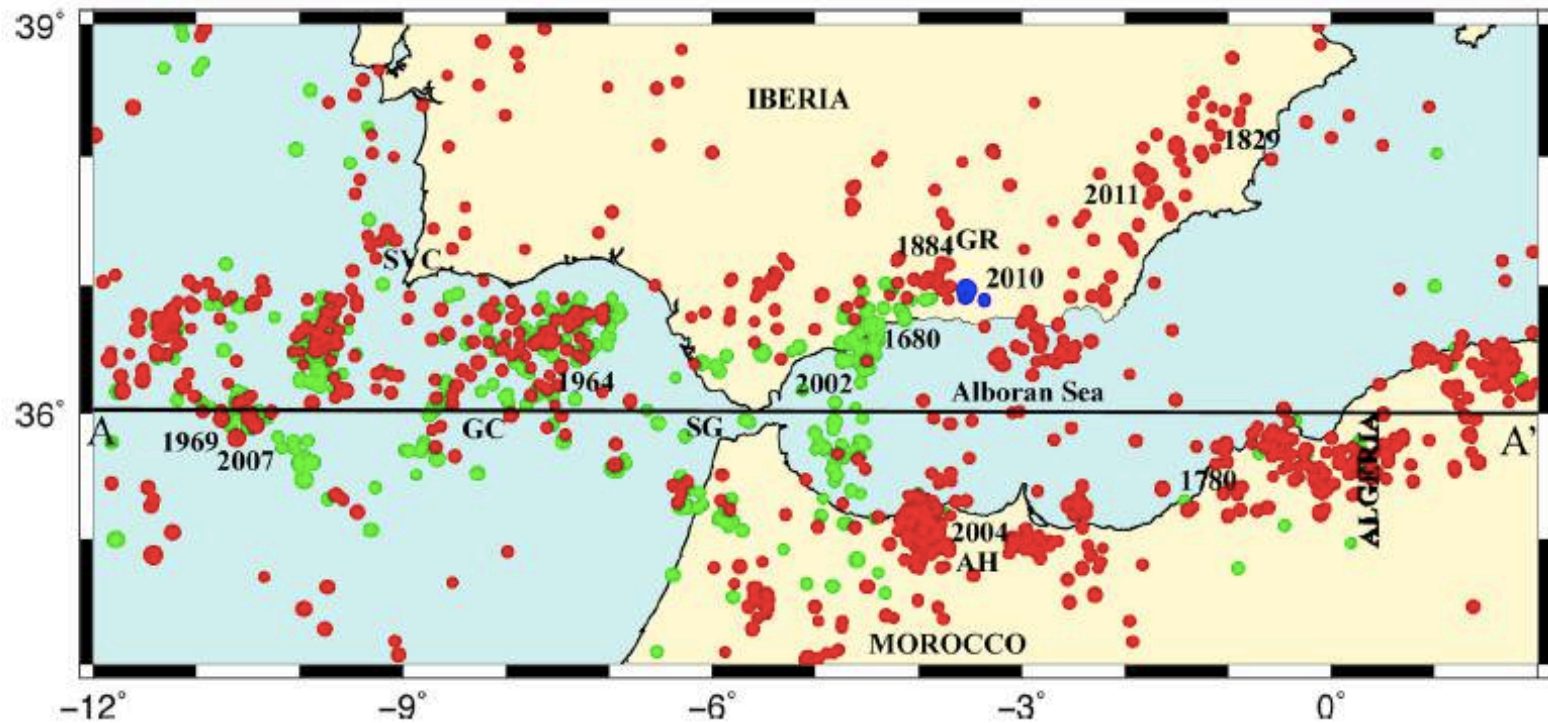


- H 80-100 km
- H > 100 km



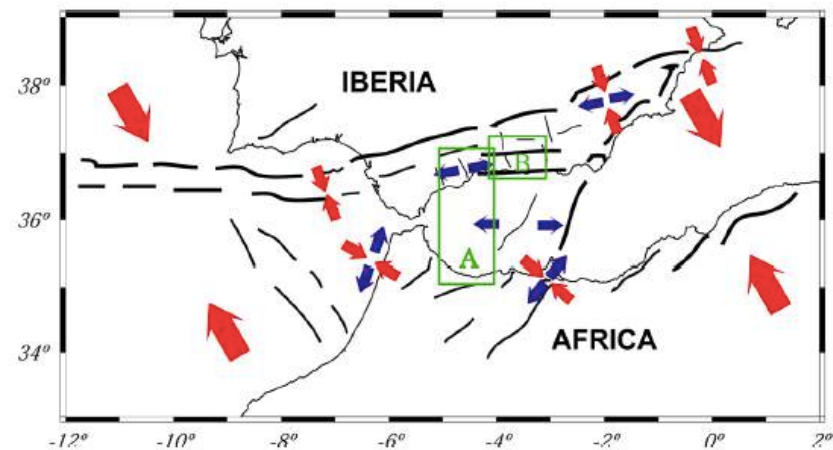
Kkalas et al., 2018

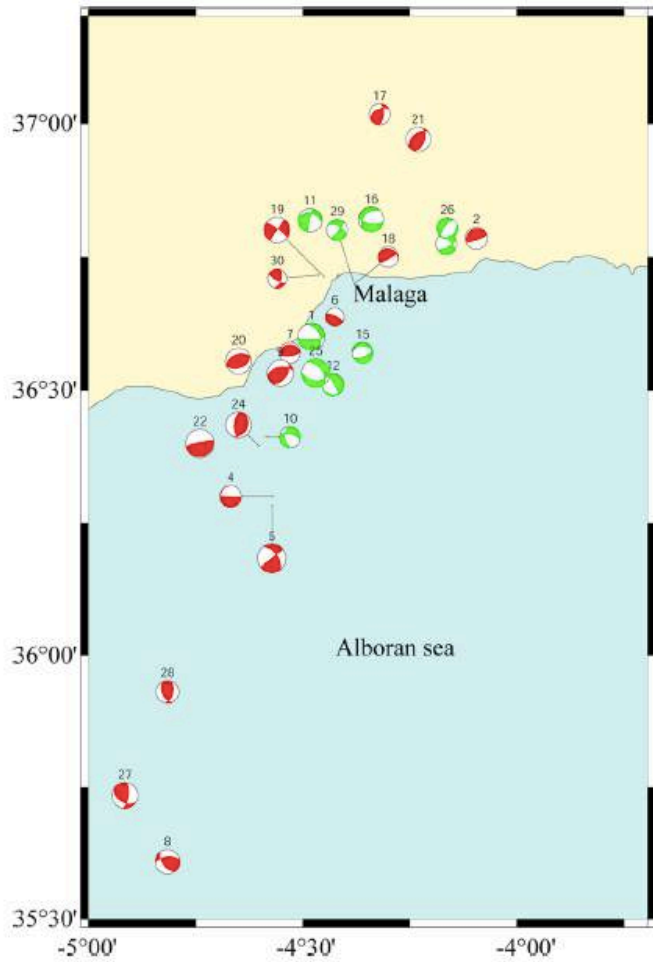
Séismes profonds au Sud de l'Espagne



Epicentres 1990-2015 $M > 3.0$

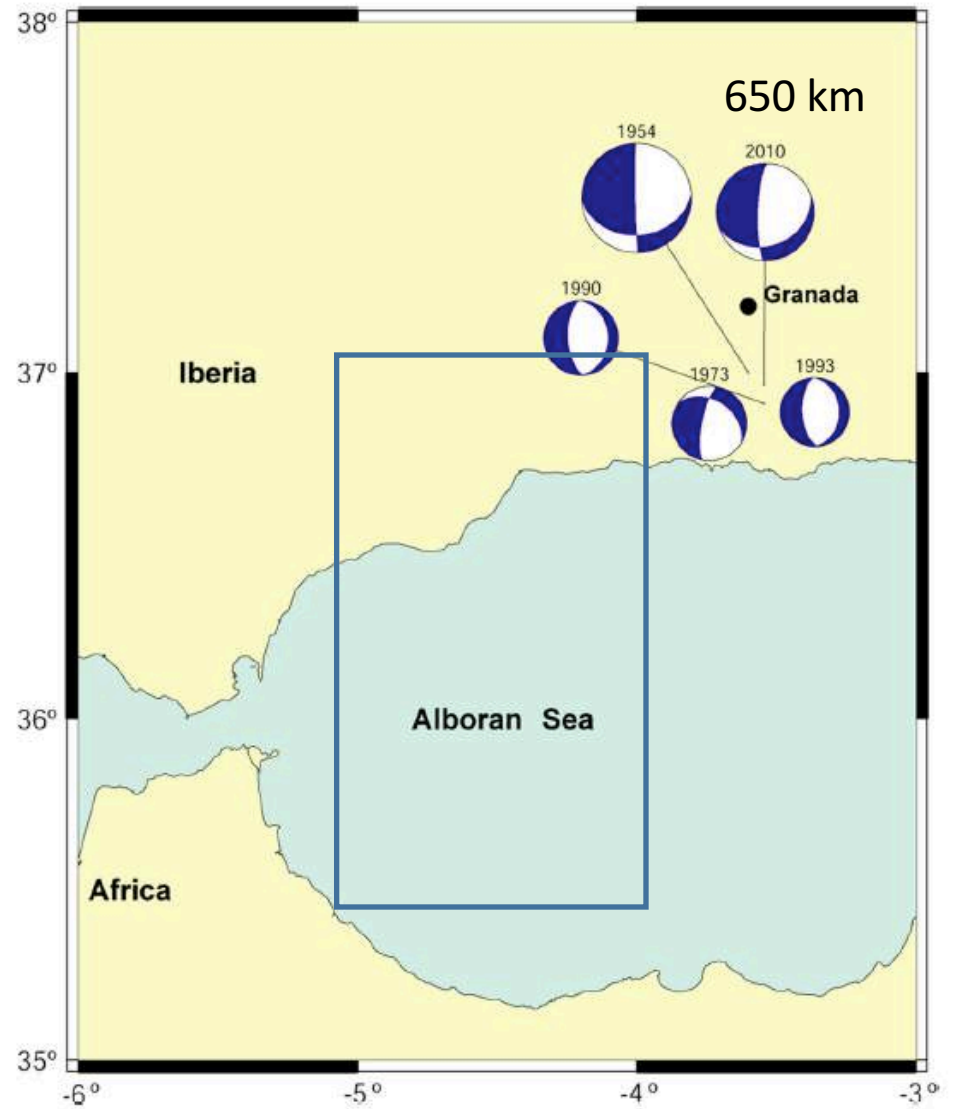
- $h < 40$ km
- $40 < h < 130$ km
- $h \sim 650$ km





Epicentres 1990-2015 $M > 3.0$

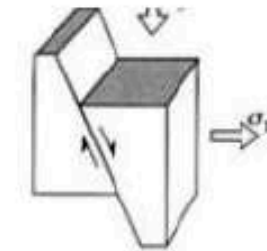
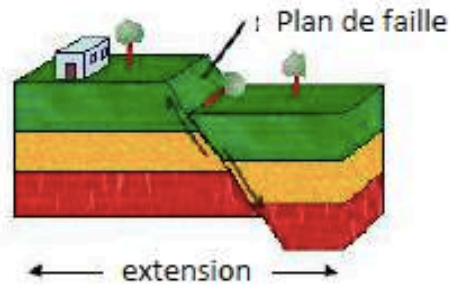
- $h < 40$ km
- $40 < h < 130$ km
- $h \sim 650$ km



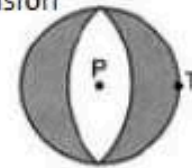
Mécanisme a la source et régime de contraintes

Faille normale:

Dorsales océaniques

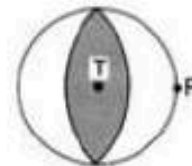
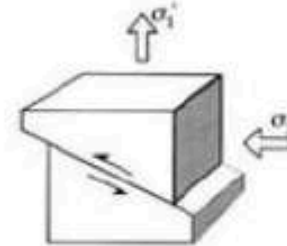
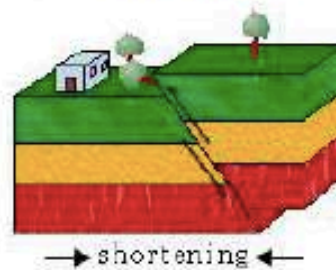


Orientation des axes de compression et de tension



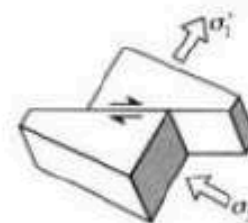
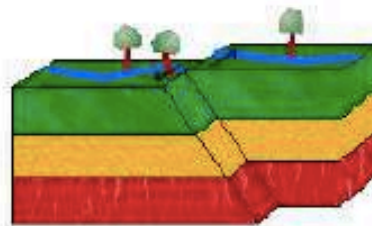
Faille inverse:

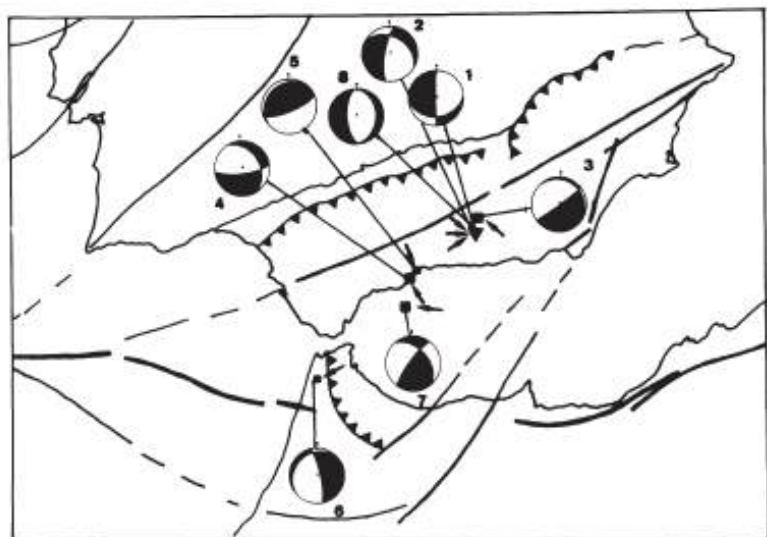
Zones de subduction



Faille transformante:

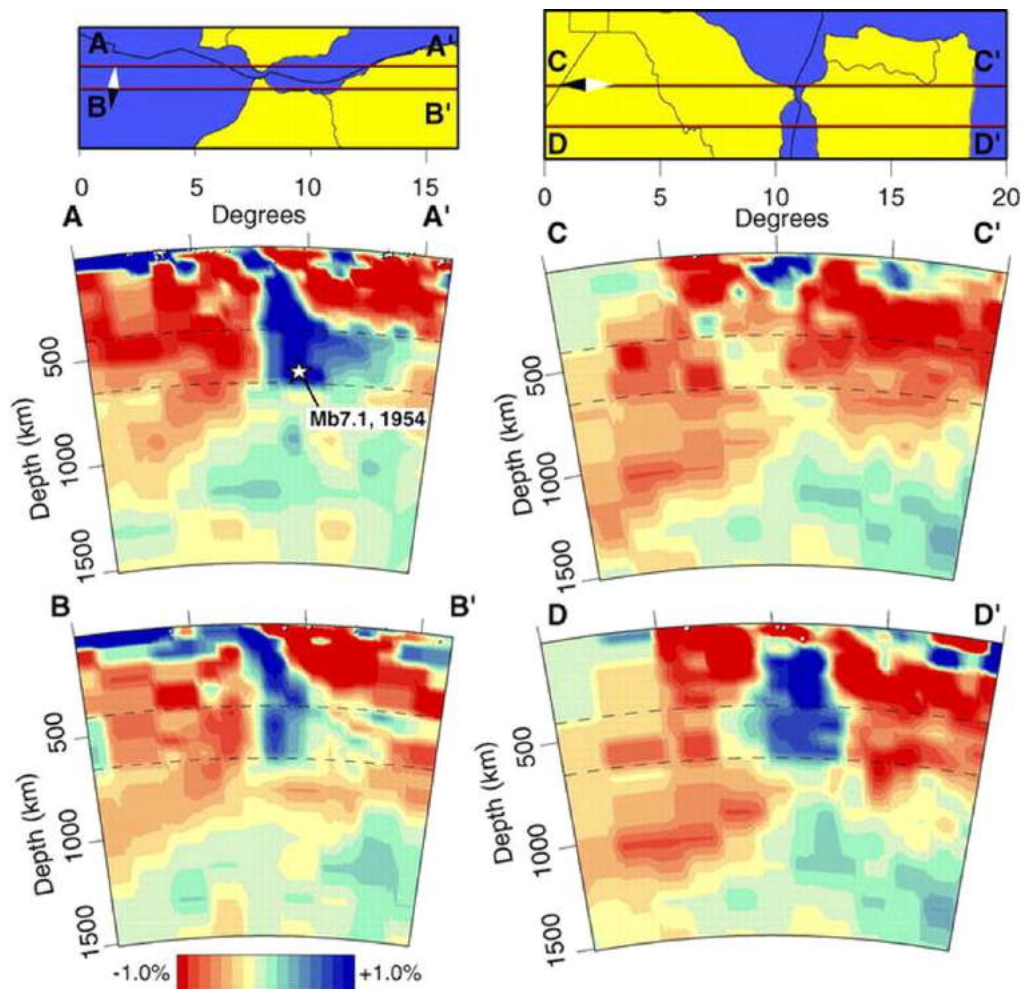
e.g. Faille de San Andreas, Californie



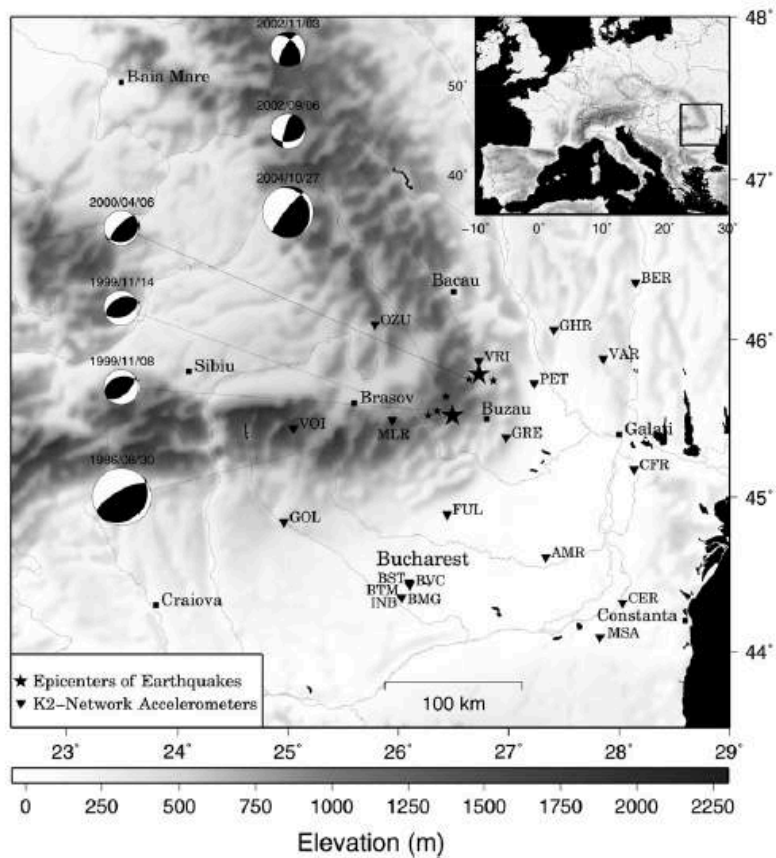


Séismes de profondeur intermédiaire

Bufo et al., 1999

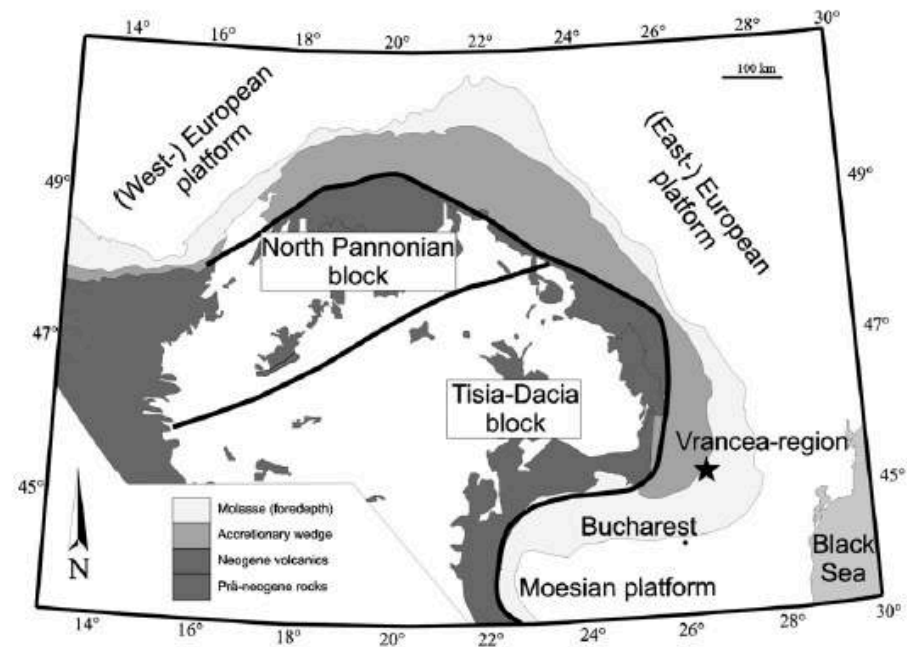


Gutscher et al., Geology, 2002



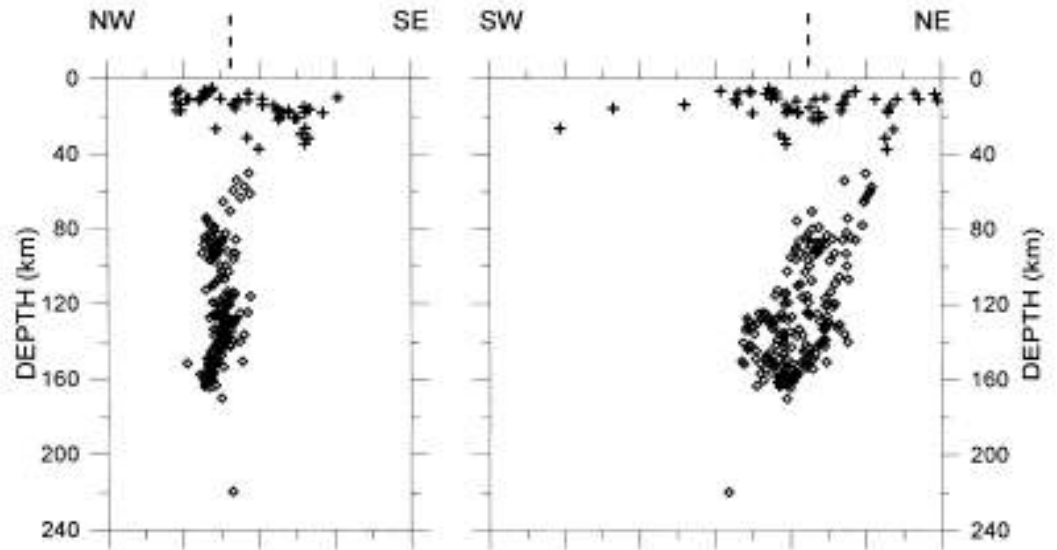
Roumanie:

Séismes intermédiaires de la région de Vrancea





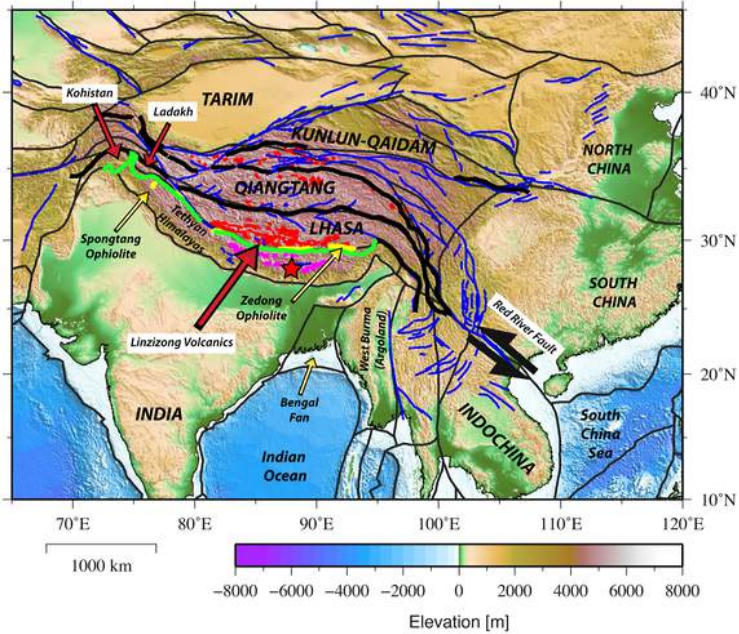
Bucarest 04/03/1977
 Immeuble Wilson
 Affaissement du rdc



Microsésismes enregistrés entre 1982-1989
 (Oncescu and Bonjer (1997))

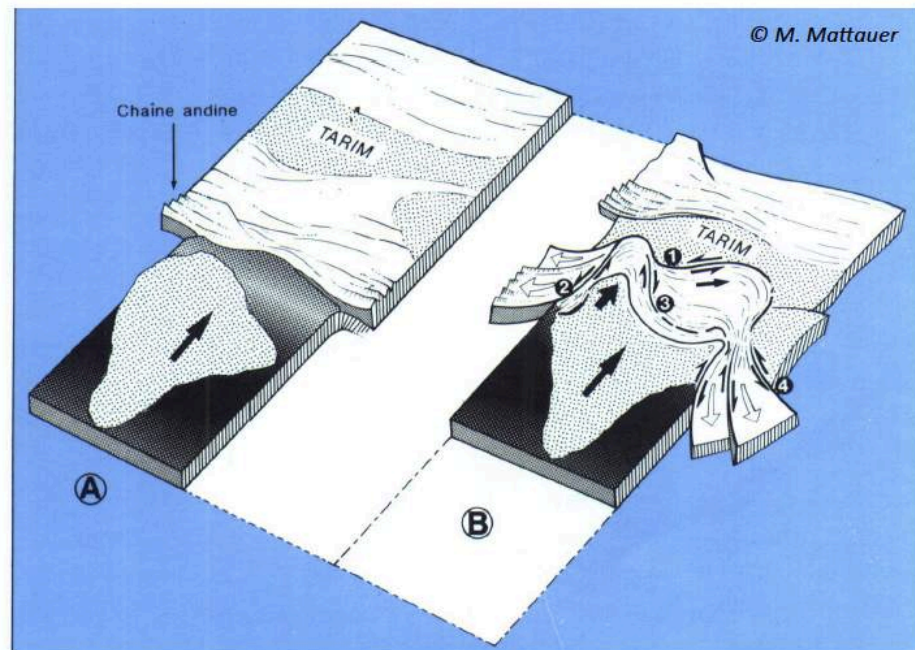


Pamir - Hindu Kush

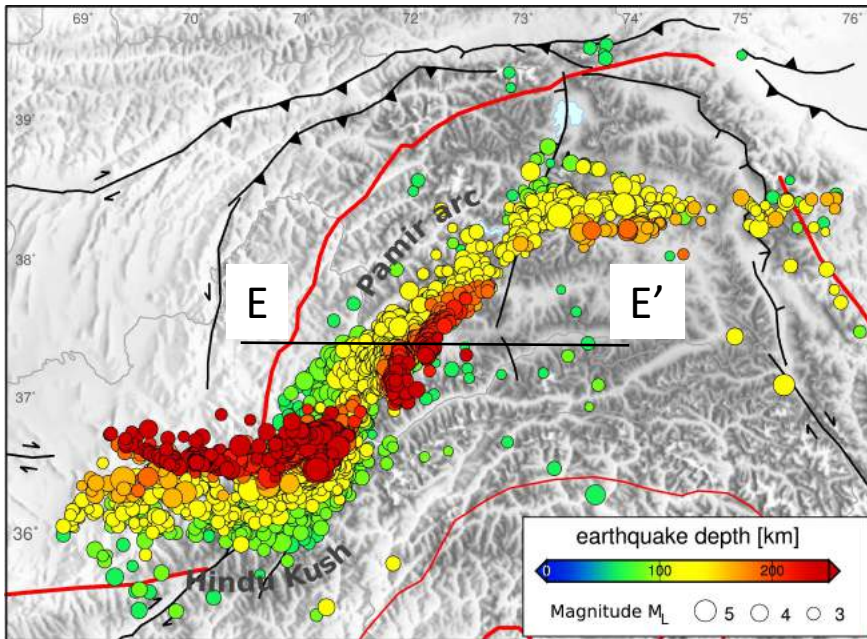


- | | | |
|----------------------------|------------------------------------|--------------------|
| Tethyan Suture | Cenozoic Volcanics | Strike-slip Faults |
| Terrane / Plate Boundaries | Granites & Leucogranites | Ophiolites |
| Mount Everest | Yarlung-Tsangpo Suture Zone (YTSZ) | |

Déformation de la lithosphère au cours de la collision continentale Inde-Eurasie

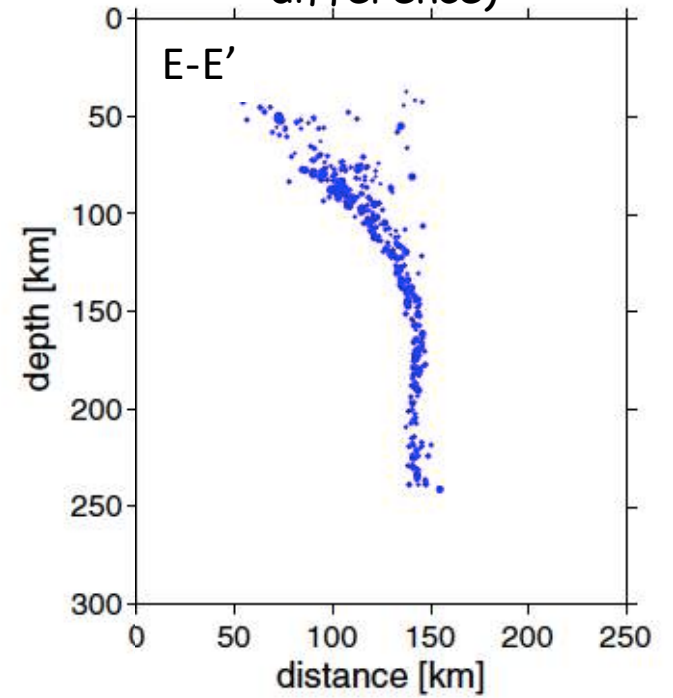


Pamir - Hindu Kush

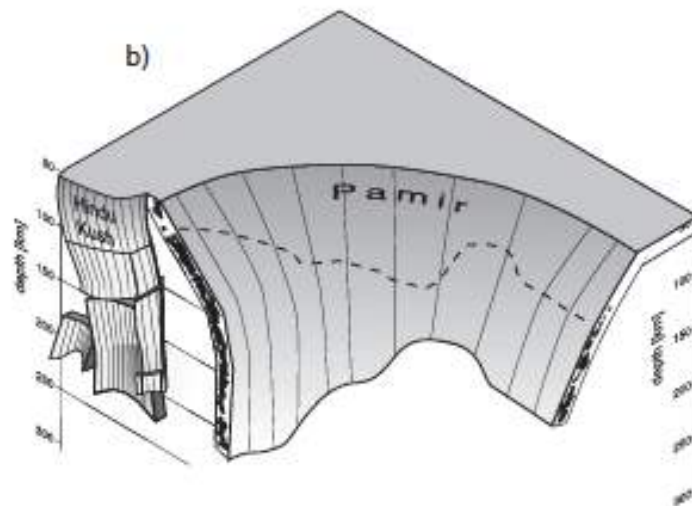


Kufner et al., 2016

Séismes profonds
relocalisés (double
difference)

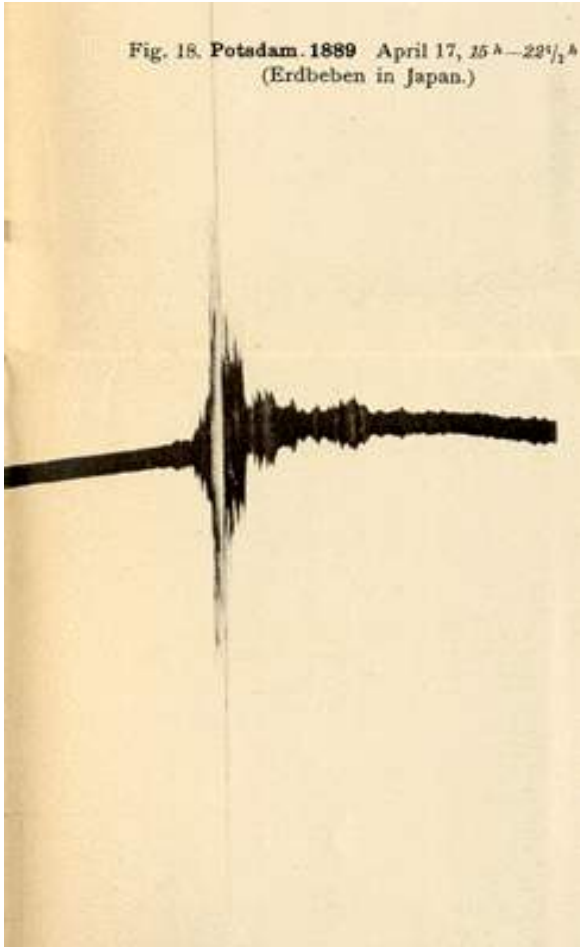


Sippl et al., 2013

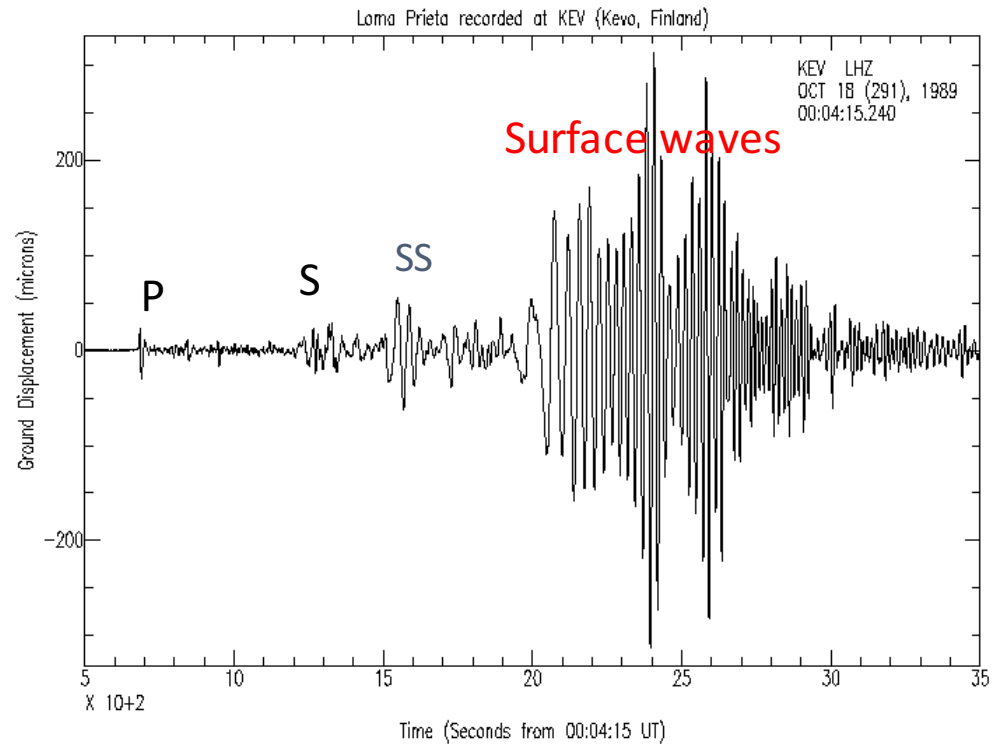
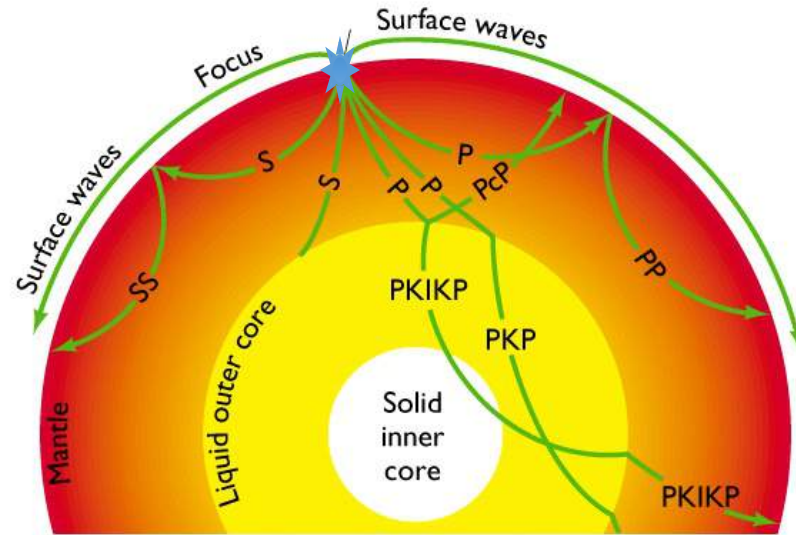


Un peu d'histoire.....

Fig. 18. Potadam. 1889 April 17, 25^A—22¹/₁^A
(Erdbeben in Japan.)

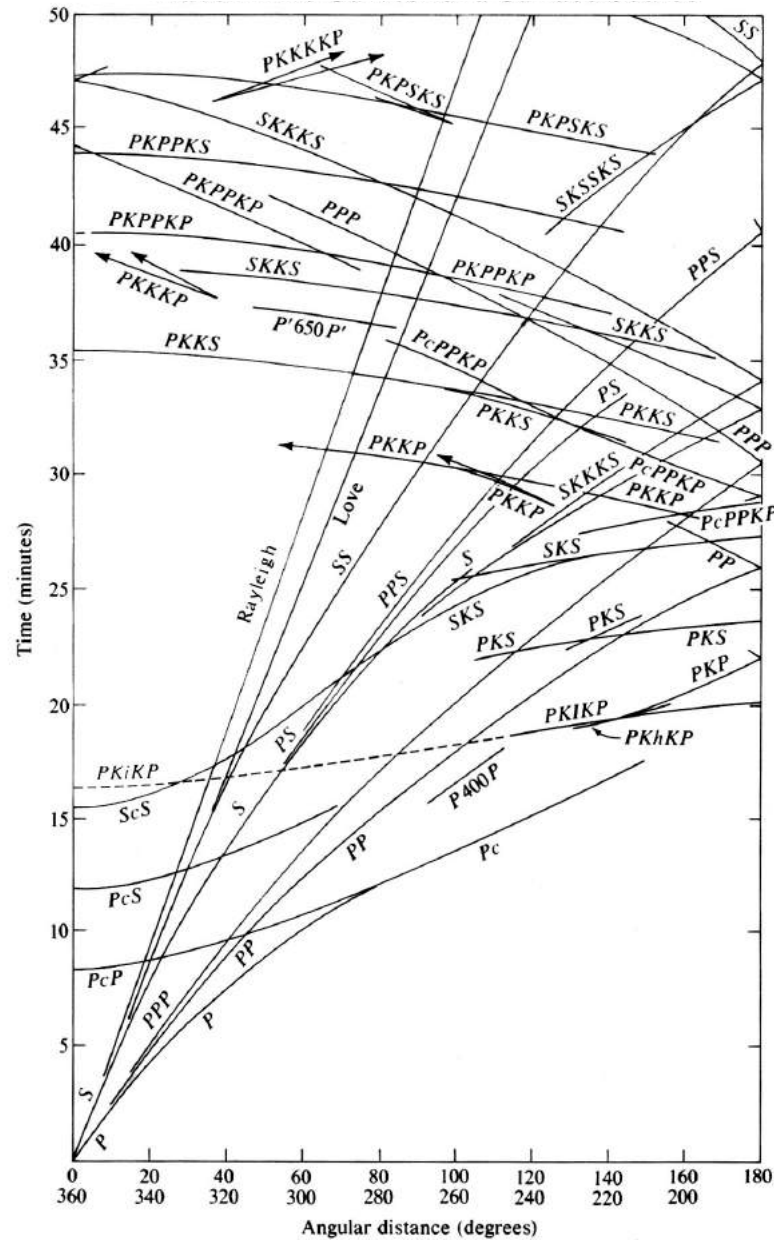


VonRebeur Paschwitz
1889



Loma Prieta (CALifornia) 1989 M 7 earthquake observed at KEV, Finland

Temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance à la source

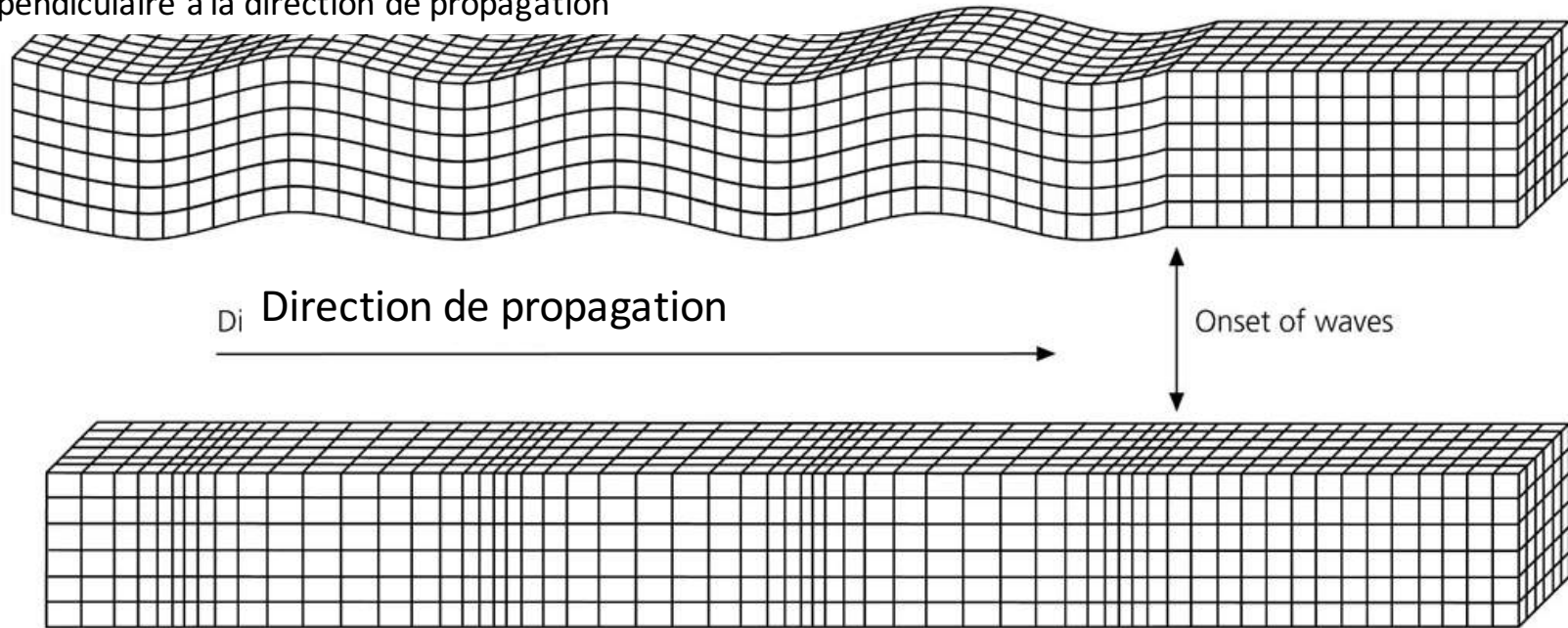


From Bolt, B., *Inside the Earth*, San Francisco: W.H. Freeman, 1982.

Polarisation des ondes P et S

Ondes S: direction du mvt des particules est perpendiculaire à la direction de propagation

Ondes S = ondes de cisaillement
Pas de changement de volume

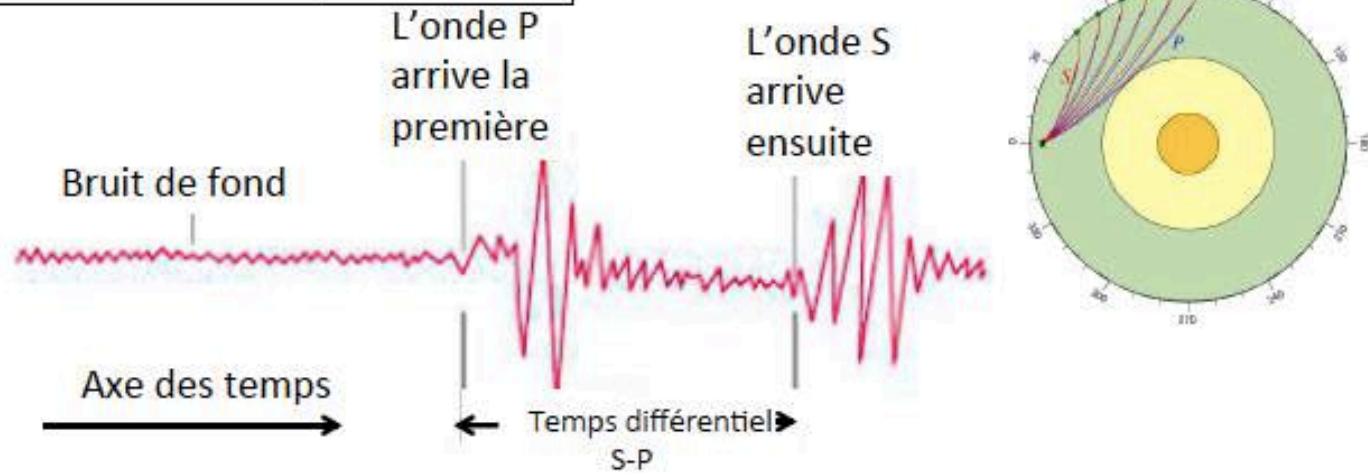


Ondes P: direction du mvt des particules est parallèle à la direction de propagation

Ondes P: ondes de compression-
comme les ondes sonores dans l'air
Successivement compression et dilatation
dans la direction de propagation

Les ondes P ont une vitesse de propagation supérieure à celle des ondes S

Détermination de la distance épacentrale D



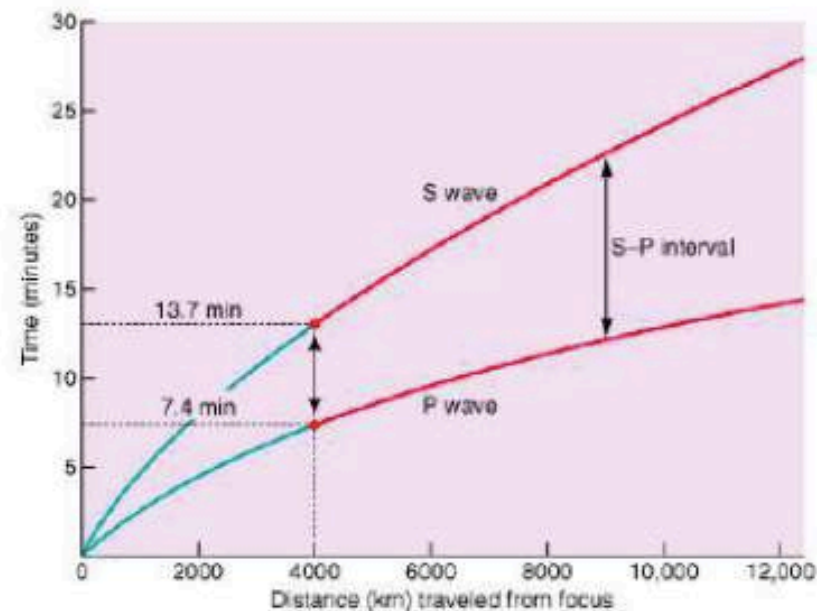
α = vitesse de propagation des ondes P

β = vitesse de propagation des ondes S

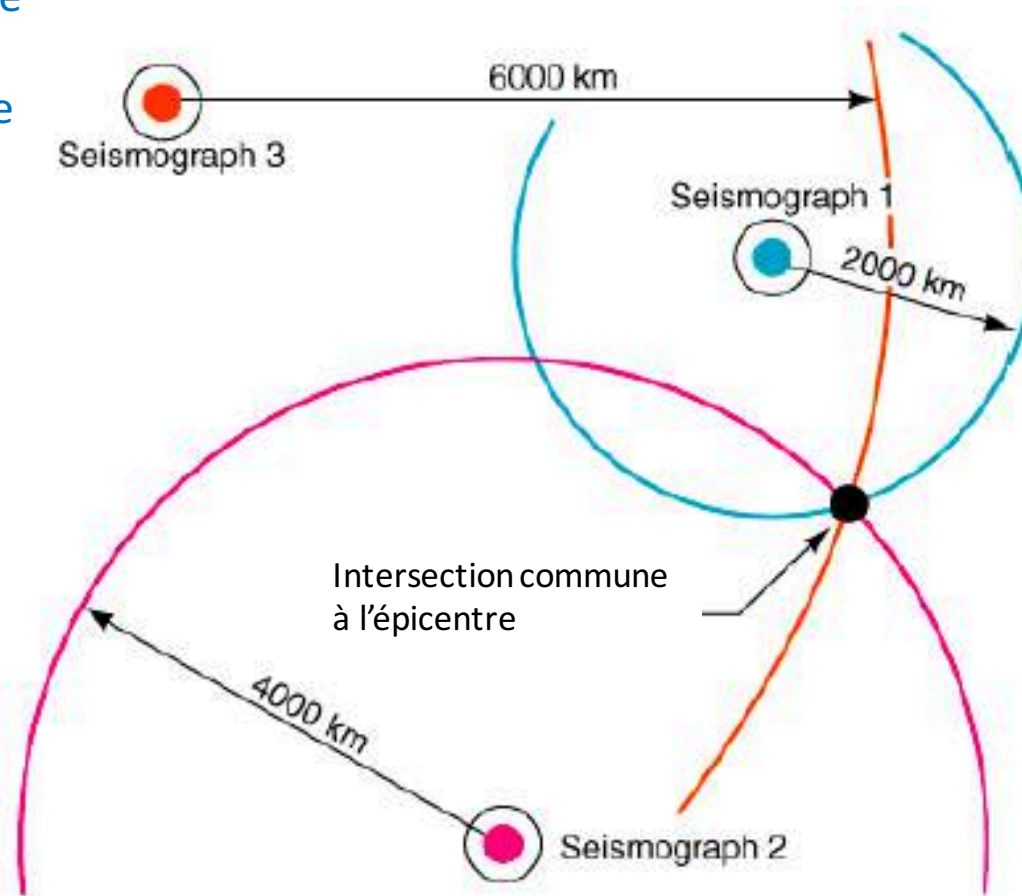
$$t_{S-P} = \frac{D}{\beta} - \frac{D}{\alpha}$$

D'où la distance:

$$D = t_{S-P} \alpha \beta / (\alpha - \beta)$$



Etant donné la mesure du temps S-P à 3 stations, et un modèle de vitesses sismiques on peut localiser un séisme



Une fois l'épicentre connu, on peut déterminer son temps origine, à partir des distances et des temps d'arrivée de l'onde P à une station

Quelle est la profondeur des séismes?

- Avant 1928, question très débattue !! (Frohlich, 2006)!
 - Par exemple, séisme de San Francisco de 1906:
 - Reid (1910): Décroissance des amplitudes en fonction de la distance: “faille n’atteint pas 20 km de profondeur”
 - Pilgrim (1913): Vitesses apparentes des ondes: profondeur > 50 km
 - Oldham (1909): “les séismes, qu’ils soient grands ou petits ont peu de relation avec les failles visibles en surface”
 - Turner (1922) , Monthly Notices of the Royal Astronomical Society
 - Analyse les temps de parcours des ondes P pour les séismes d’Amérique du sud enregistrées en Europe à des distances de plus de 140° . Certains résidus très grands (20-30 s)
 - Il conclut que ces séismes étaient profonds > 400 km
 - D’autres résidus à distance antipodale sont négatifs: ces séismes sont moins profonds que les séismes “ordinaires” de 130 km ou plus, ce qui implique que les séismes ordinaires ont des profondeurs > 130 km.

Quelle est la profondeur des séismes?

- Banerji (1925)
 - Pour les séismes profonds, les ondes de surface devraient avoir une amplitude très faible (équations de Lamb, 1904 sur les ondes de surface dans les solides). Observations montrent que les ondes de surface, en général, sont de grande amplitude, donc la profondeur est < 100 km.
- Byerly (1925)
 - Certains séismes ont des ondes de surface d'amplitude plus faible que les ondes de volume! Observe déjà par Zoeppritz (1912): 2 types de séismes, amplitude des ondes de surface faible/forte.
 - e.g. 21/01/1906 Japon ($h \sim 340$ km)
 - Tonga (31/03/1907) ($h \sim 400$ km)
 - à contraster avec San Francisco 1906
- Oldham (1926)
 - Suggère que la profondeur d'un séisme pourrait être déterminée par l'intensité du mouvement du sol (pour laquelle on avait beaucoup de données)
 - énergie varie en $1/d^2$ ou d distance:
 - $E_d/E_e = (h^2/(h^2+d^2))$
 - Corrections d'atténuation (peu précises)
 - "it may be taken as certain that over 90% and possibly 95% of earthquakes originated at depths of under and mostly well under 5 miles from the surface"
 - Suggère que les séismes "de proximité" pourraient être un phénomène tout à fait différent des télé-séismes
 - Ceci est réfuté par le séisme de 28/06/1925 dans le Montana, bien enregistré localement et à des distances télé-sismiques.-> pas de différence, profondeur de ~ 25 km (Byerly, 1926; Jeffreys, 1928)

Quelle est la profondeur des séismes?

- Kiyoo Wadati (1928;1929) : s'intéresse à la détermination de la profondeur
 - On ne pouvait pas se fier aux temps de parcours absolus (horloges..)
 - Modèles de vitesse très inexacts: utilisation de S-P non fiable
- 1928: Méthode géométrique originale pour déterminer l'épicentre et la profondeur.
 - Pour une vitesse constante, indépendante du modèle de vitesse
 - Détermine la profondeur de 15 séismes dans le district de Kwantou – h 30-46 km: séismes typiques, montre qu'ils sont "superficiels"

Quelle est la profondeur des séismes?

- Kiyoo Wadati (1928;1929) : s'intéresse à la détermination de la profondeur
 - On ne pouvait pas se fier aux temps de parcours absolus (horloges..)
 - Modèles de vitesse très inexacts: utilisation de S-P non fiable
- 1928: Méthode géométrique originale pour déterminer l'épicentre et la profondeur.
 - Pour une vitesse constante, indépendante du modèle de vitesse
 - Détermine la profondeur de 15 séismes dans le district de Kwanto – h 30-46 km: séismes typiques, montre qu'ils sont "superficiels"
 - S'intéresse à d'autres forts séismes: "iso (P-S) lines on maps" aspect différents pour différents séismes
 - Temps minimum 10s pour les séismes ordinaires
 - Temps minimum de >40s pour d'autres
 - Calculs (essai de différents modèles de $1/v$ variant linéairement avec la profondeur) -> implique que certains séismes h >300 km
 - Les mêmes séismes pour lesquels l'intensité en fonction de la distance était anormale: zones d'intensité forte séparées par des zones où les séismes n'étaient pas perçus
 - Dans certaines stations pas d'énergie "préliminaire" -> cette énergie est l'onde P, en général bien plus faible que l'onde S. pour la plupart des séismes misidentification, pour les séismes où l'onde P est forte, pas de précurseur
- 1929: distribution de séismes jusqu'à 500 km de profondeur, propose la classification en superficiels, intermédiaires et profonds utilisée jusqu'à ce jour.

Pour chaque station:

$$D = \frac{V_p V_s}{V_p - V_s} (t_s - t_p)$$

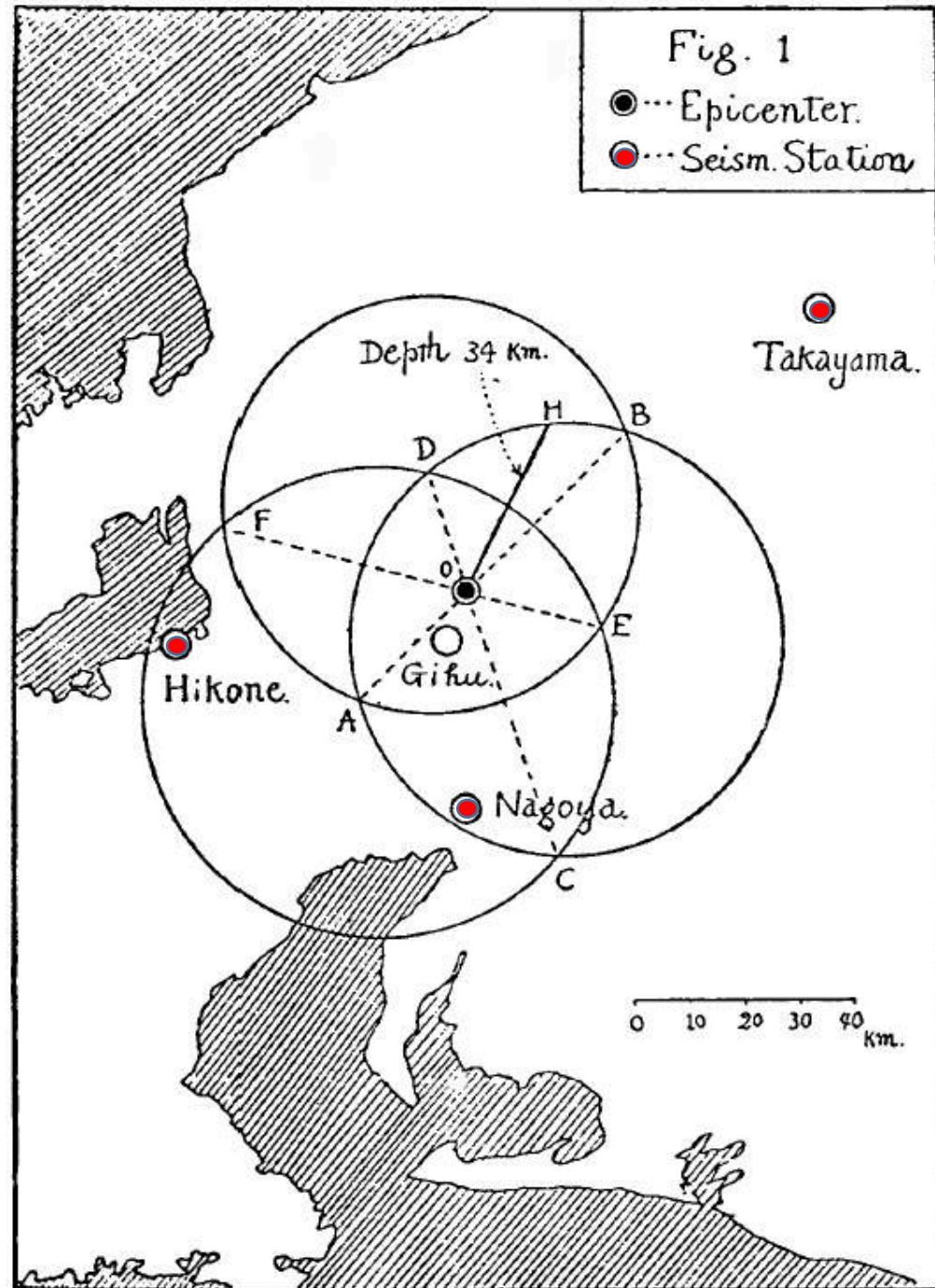
$$D_1/D_2 = \frac{(t_s^1 - t_p^1)}{(t_s^2 - t_p^2)}$$

-> Le lieu des points dont le rapport des distances à 2 points fixes est constant est une sphère

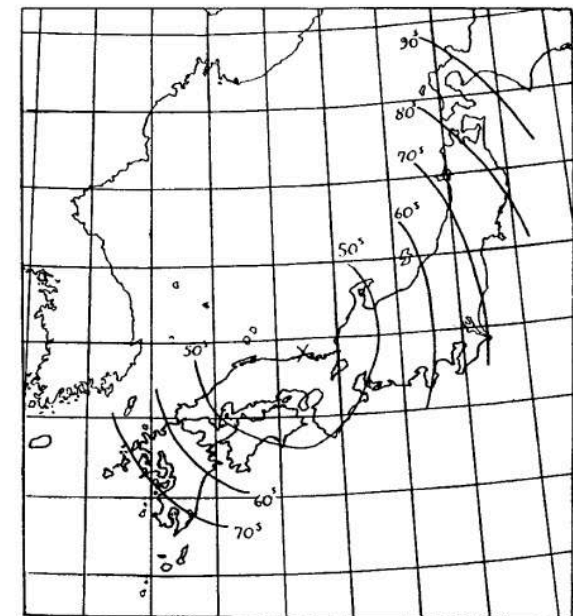
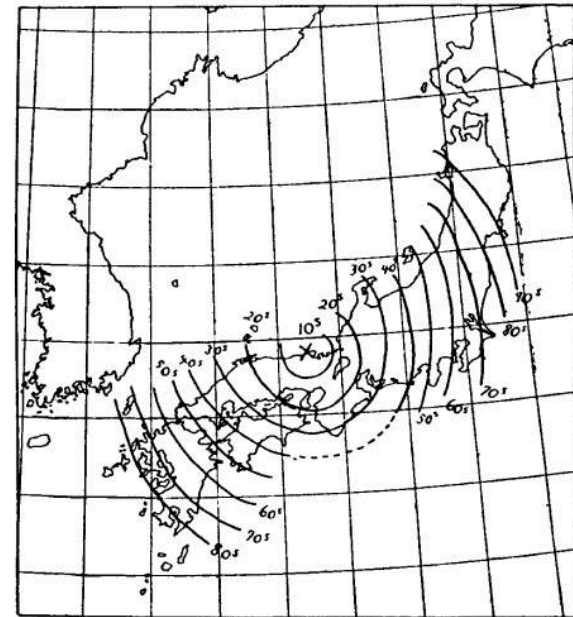
-> Epicentre: point d'intersection des cordes communes à 2 sphères

-> Profondeur de l'Hypocentre: demi-longueur de la corde la plus courte qui passe par l'épicentre sur l'un des cercles

Wadati, 1928; Reproduit par Frohlich, 2006



- Wadati (1928):
- S'intéresse à d'autres forts séismes: cartes de temps (P-S) égaux (isochrones)
 - Aspect différents pour différents séismes
 - Temps minimum 10s pour les séismes ordinaires
 - Temps minimum de >40s pour d'autres séismes
- Essaie différents modèles en supposant que $1/v$ varie linéairement avec la profondeur
 - -> implique que certains séismes $h > 300$ km
 - Ce sont les mêmes séismes pour lesquels l'intensité en fonction de la distance était anormale: zones d'intensité forte séparées par des zones d'ombre
 - Dans certaines stations pas d'énergie "préliminaire"
- 1929: distribution de séismes jusqu'à 500 km de profondeur, propose la classification en superficiels, intermédiaires et profonds, utilisée jusqu'à ce jour.



Isochrones S-P pour deux types de séismes

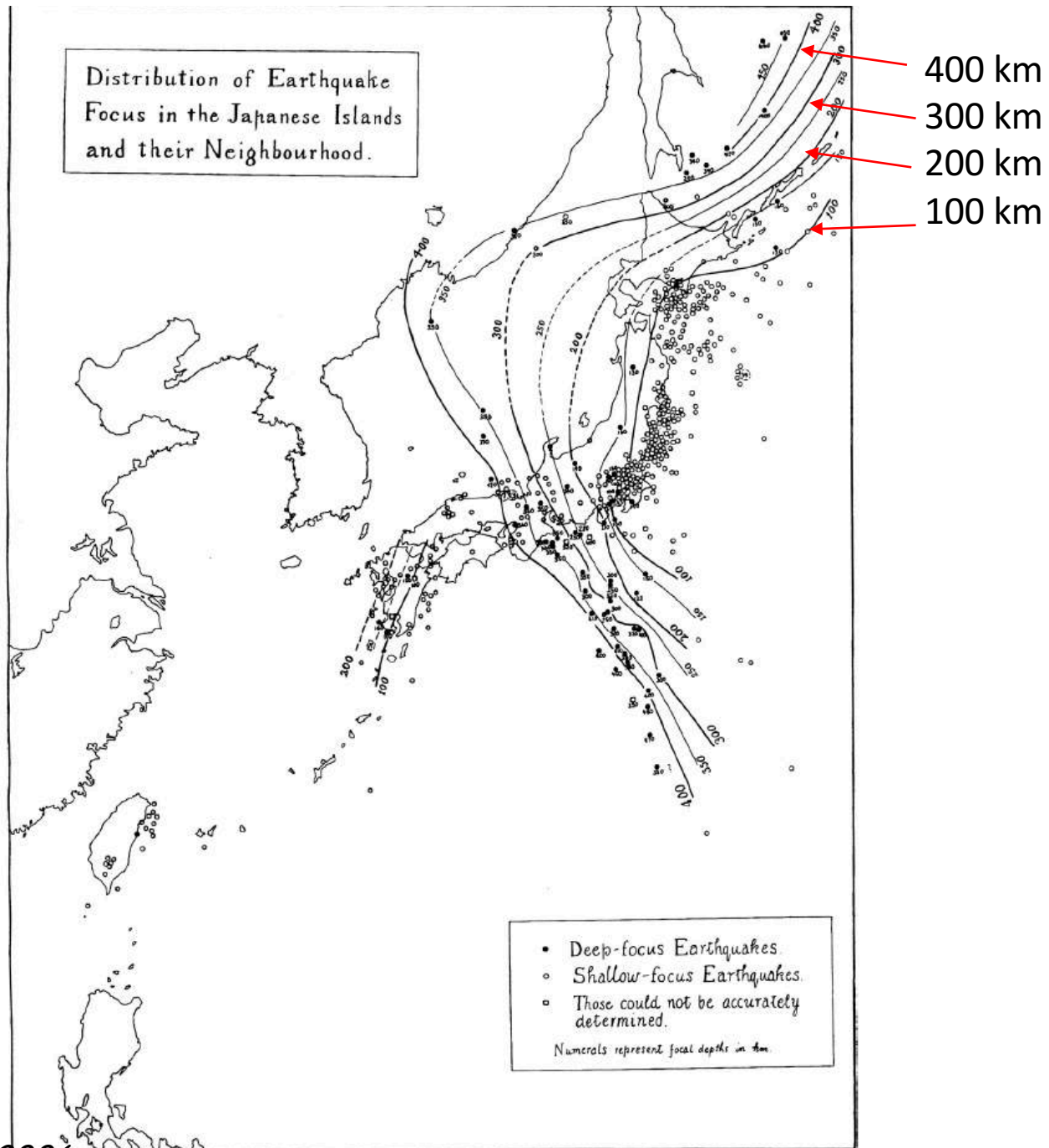
Quelle est la profondeur des séismes?

- Kiyoo Wadati (1928;1929) : s'intéresse à la détermination de la profondeur
 - On ne pouvait pas se fier aux temps de parcours absolus (horloges..)
 - Modèles de vitesse très inexacts: utilisation de S-P non fiable
- 1928: Méthode géométrique originale pour déterminer l'épicentre et la profondeur.
 - Pour une vitesse constante, indépendante du modèle de vitesse
 - Détermine la profondeur de 15 séismes dans le district de Kwantou – h 30-46 km: séismes typiques, montre qu'ils sont "superficiels"
- S'intéresse à d'autres forts séismes: cartes de temps (P-S) égaux
 - aspect différents pour différents séismes
 - Temps minimum 10s pour les séismes ordinaires
 - Temps minimum de >40s pour d'autres séismes
- Essaie différents modèles en supposant que $1/v$ varie linéairement avec la profondeur
 - -> implique que certains séismes h >300 km
 - Ce sont les mêmes séismes pour lesquels l'intensité en fonction de la distance était anormale: zones d'intensité forte séparées par des zones d'ombre
 - Dans certaines stations pas d'énergie "préliminaire"
- 1929: distribution de séismes jusqu'à 500 km de profondeur, propose la classification en superficiels, intermédiaires et profonds utilisée jusqu'à ce jour.

Découverte des zones de Wadati-Benioff

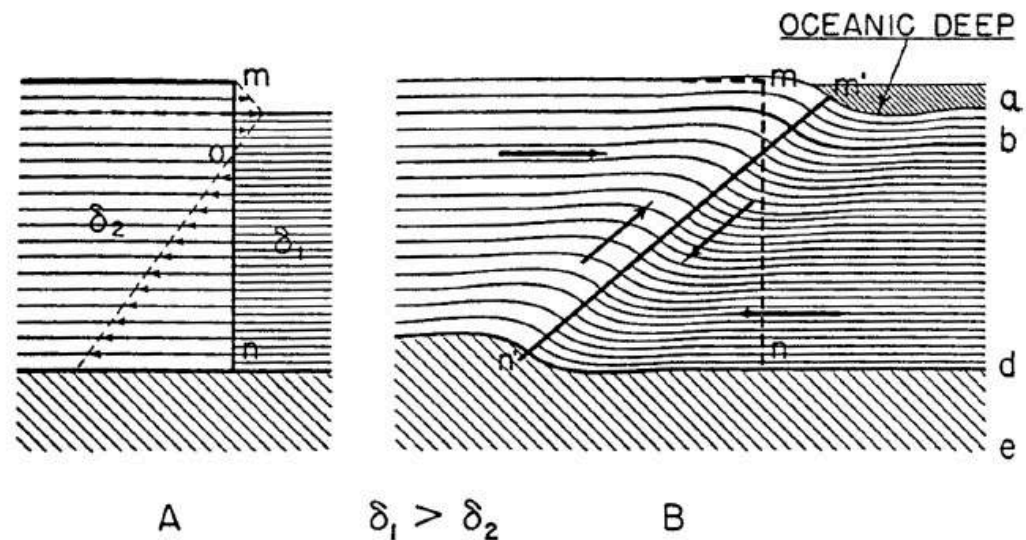
- Après Wadati (1928, 1929), nombreux catalogues de séismes
 - Gutenberg/Richter: Catalogue le plus complet, utilisant les données de l'ISS plus celles de Pasadena (Californie) encore utilisé pour l'étude de la sismicité historique. (Gutenberg and Richter, Seismicity of the Earth, 1941 -> 1954).
- Spéculation sur les processus actifs dans le manteau et leur relation avec les séismes:
 - Holmes (1932, 1933): la convection est possible si la viscosité du manteau $< 10^{25}$ Pa-s.
 - Haskell (1935) $\eta \sim 10^{21}$ Pas.
 - Holmes suggère que la convection pourrait être à l'origine des îles océaniques et des chaînes de montagne en marge des continents. Il associe les séismes profonds aux courants de matière dans le manteau
- Wadati (1935):
 - première carte de contours de profondeurs montrant une zone inclinée d'hypocentres
 - note que les volcans se trouvent le long d'une chaîne parallèle au bord du continent
 - Note que les séismes s'alignent aussi parallèlement à la côte, avec les séismes superficiels du côté océanique "là où il y a des fosses profondes", et les séismes profonds, du côté continental.

Isocontours de la
profondeur des
séismes au Japon



Wadati, 1935
Reproduit par Frohlich, 2006

- Article de Wadati écrit en Anglais mais pas d'influence au delà du Japon – il était en avance sur son temps (*Frohlich, 2006*)
- Benioff (1949) propose une explication différente:
 - failles de bord entre matériaux de densité différente (continental/océanique)
 - -> dynamique liée aux effets de gravité: matériau plus dense océanique s'écoule sous le matériau plus épais et moins dense des continents -> surface plane inclinée
- Benioff ne cite pas Wadati



Benioff, 1949, rapporté par Frohlich, 2006

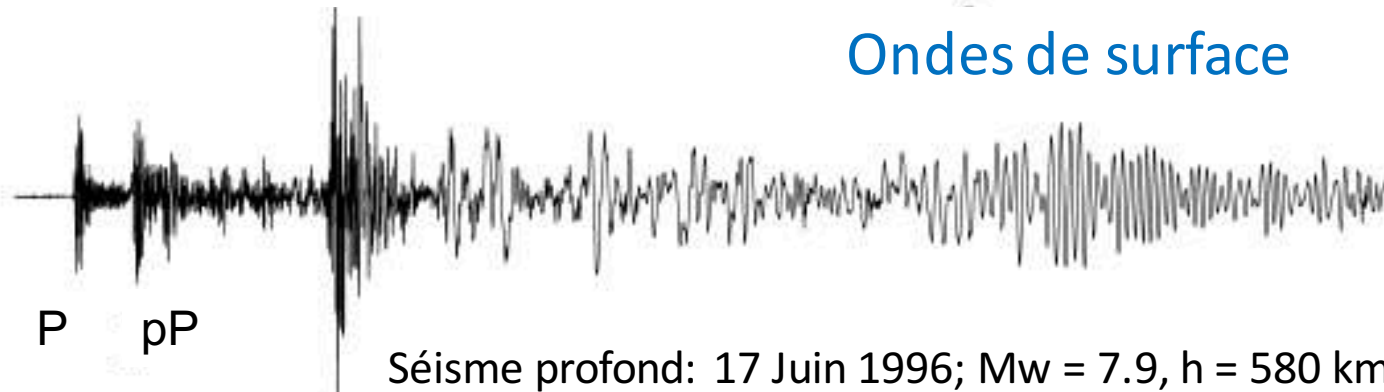
Séismes de Java enregistrés au pôle Sud (SPA)

Séisme superficiel: 12 Déc 1992; $M_w = 7.8$, $h = 20$ km



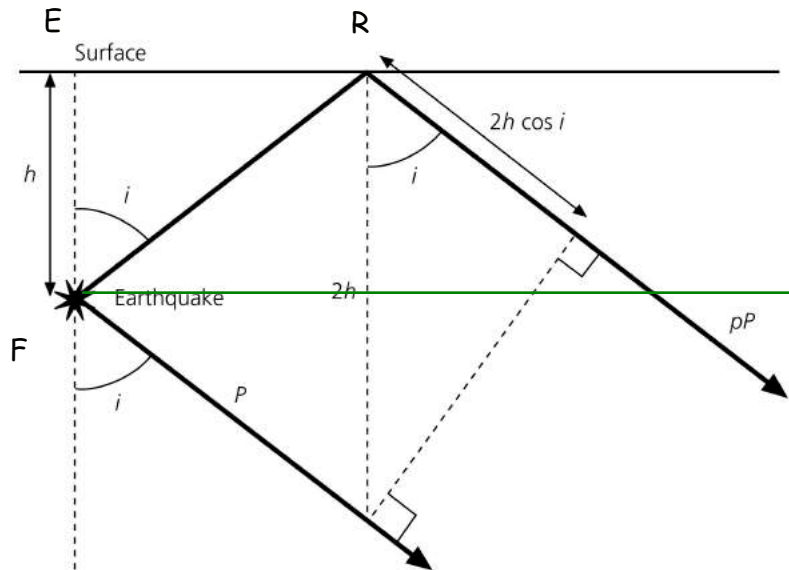
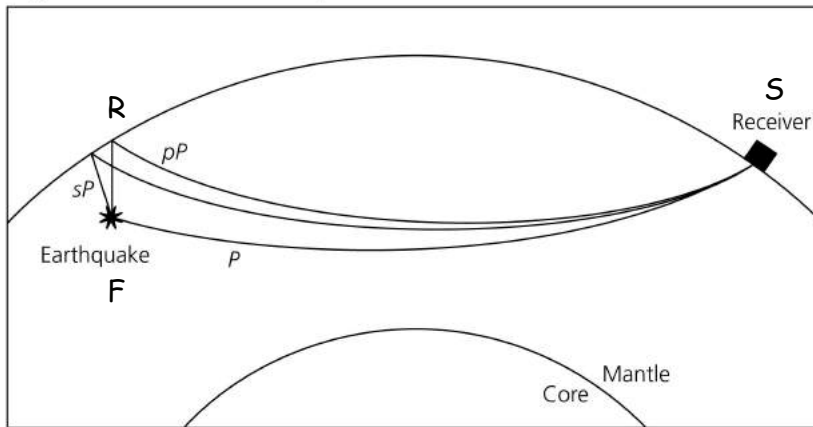
Ondes de volume

Ondes de surface



P pP

Séisme profond: 17 Juin 1996; $M_w = 7.9$, $h = 580$ km



Détermination de la profondeur d'un séisme

$$FR = \frac{\alpha}{2} (t_{pP} - t_P)$$

α : vitesse des ondes P

La profondeur h est :

$$h = FR \cos i$$

i est l'angle d'incidence des ondes pP et P (proches pour les télé-séismes)

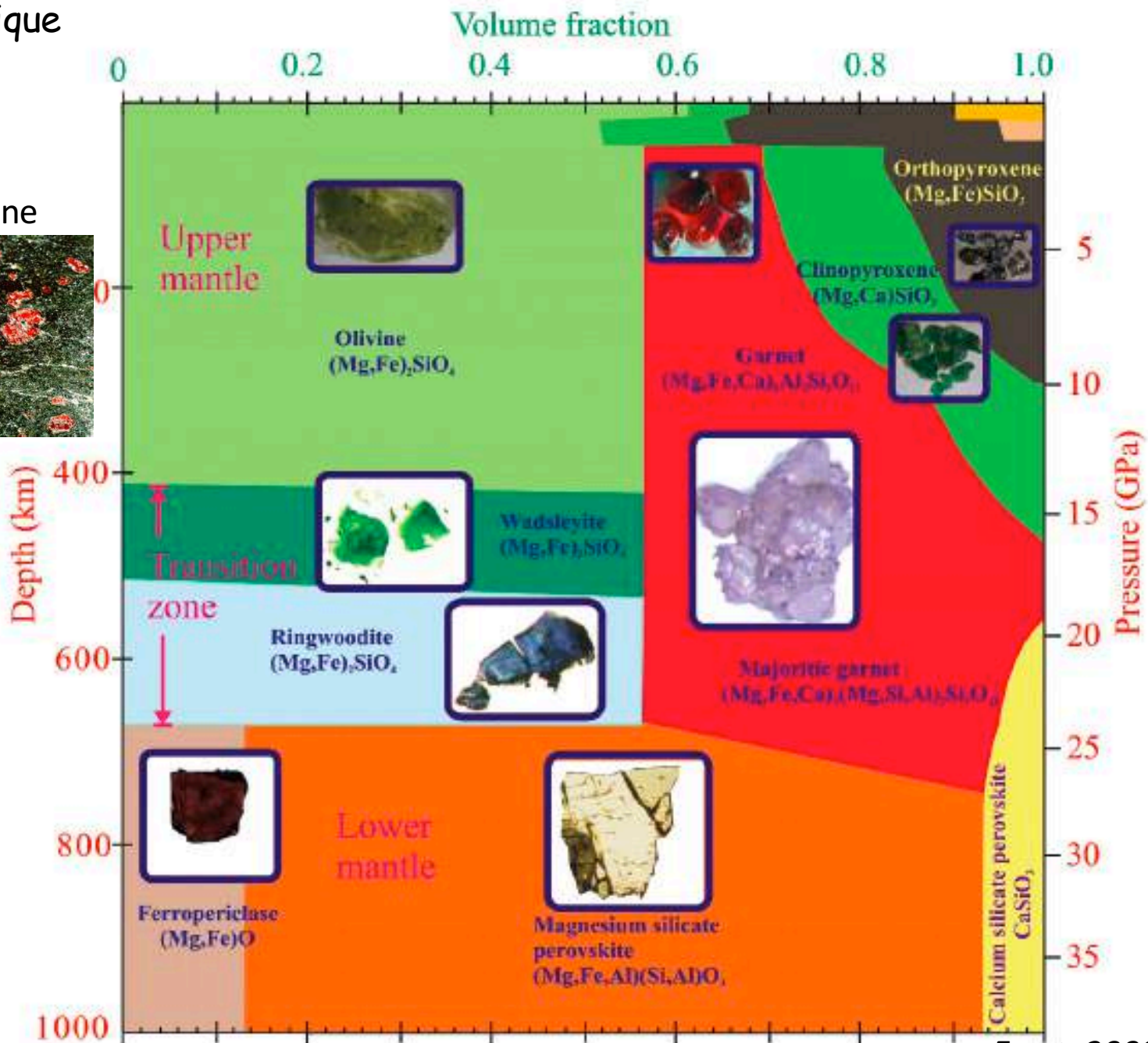
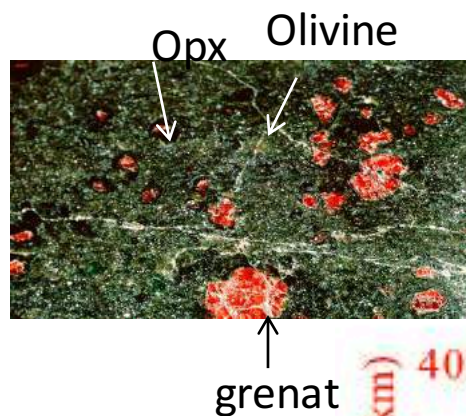
Approximation:

$$\cos i \sim 1$$

$$h \sim FR$$

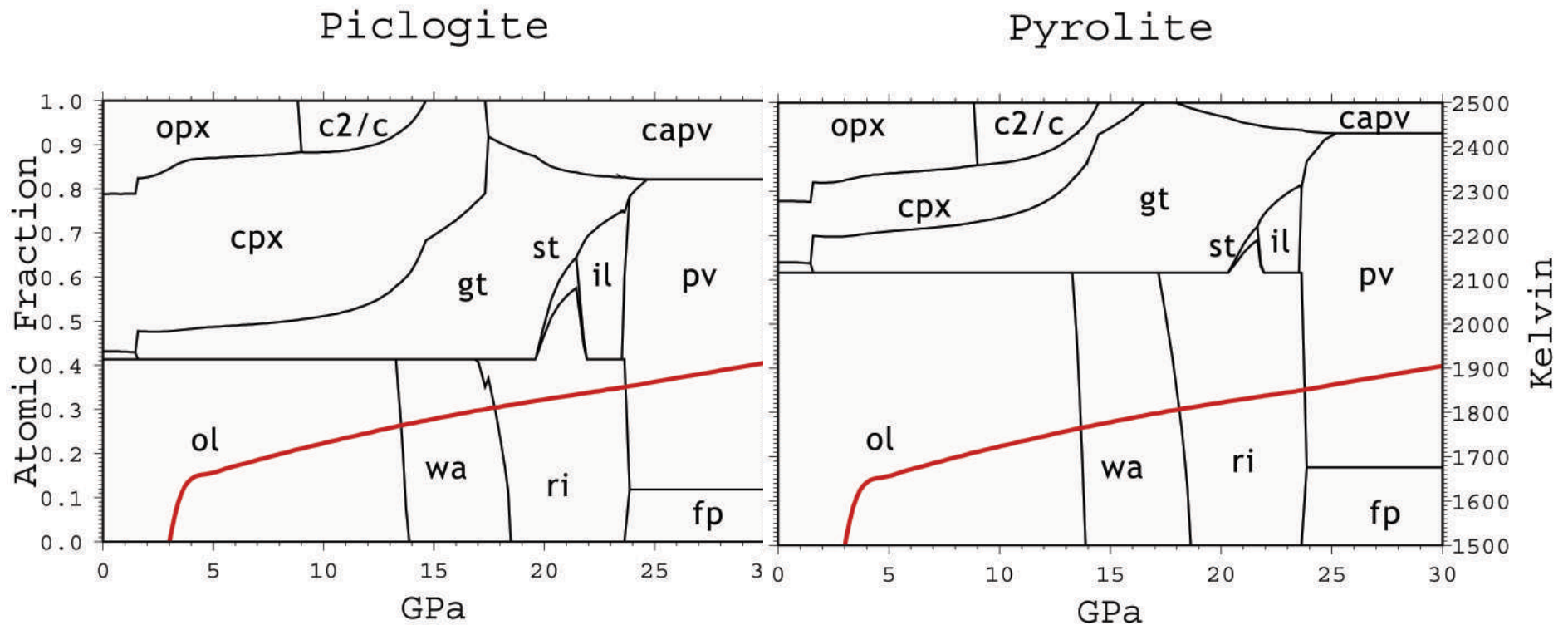
Minéralogie du manteau de la Terre

Modèle pyrolitique



Frost, 2008

Deux modèles différents pour la composition du manteau supérieur



ol = olivine $(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$
wa = wadsleyite
ri = ringwoodite

gt = grenat
opx = orthopyroxene
cpx = clinopyroxene
pv = perovskite
mw = magnesowustite

Pyrolite : composition du manteau supérieur

La pyrolite est une roche synthétique inventée par Ringwood pour servir de modèle de référence pour la constitution du manteau supérieur et Inférieur.

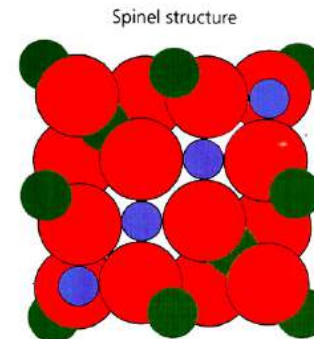
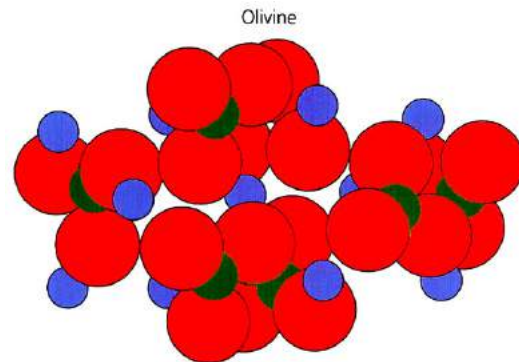
Cette composition est acceptée en général pour la partie superficielle du manteau. Plus la profondeur augmente, plus il y a de divergences entre différents auteurs.

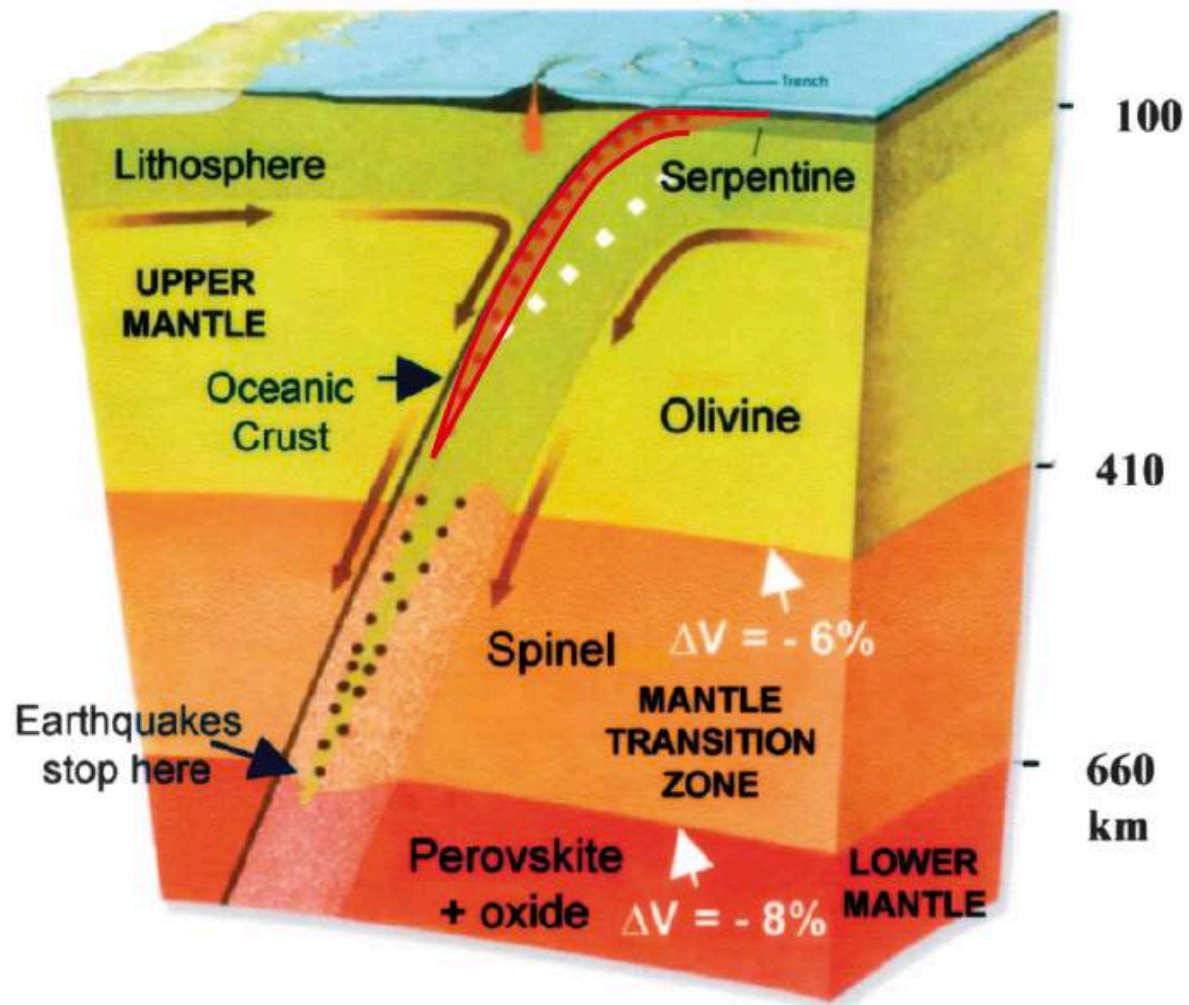
En particulier, la question de la composition uniforme ou non du manteau est actuellement débattue vivement.

Mineral	Composition	wt(%)
Olivine (Fo ₈₉)	(Mg _{0.89} , Fe _{0.11}) ₂ SiO ₄	57
Orthopyroxene	(Mg, Fe)SiO ₃	17
Clinopyroxene	(Ca, Mg, Fe) ₂ Si ₂ O ₆ – NaAlSi ₂ O ₆	12
Pyrope-rich garnet	(Mg, Fe, Ca) ₃ (Al, Cr) ₂ Si ₃ O ₁₂	14

Source: Ringwood (1979).

- L'olivine subit des transformations de phase vers des structures plus denses à des pressions équivalentes aux profondeurs de ~400km, ~520 km et ~670 km.
 - 400-670km: "zone de transition" du manteau
- A 400 km: Olivine (α) \rightarrow spinel (β)
 - Transformation de phase exothermique (dégage de la chaleur) Pente de Clapeyron de 2-3MPa/K
- A 520 km:
 - (β) \rightarrow (γ) (wadsleite \rightarrow ringwoodite)
 - Moins d'effet sur les vitesses sismiques
- A 670 km:
 - (γ) \rightarrow perovskite (Mg,Fe) SiO_3 +magnesiowüstite (Mg,Fe) O
 - Endothermique (pente de Clapeyron négative (-2-6 MPpa/K)
 - Augmentation de densité de ~10%





Green, 2007