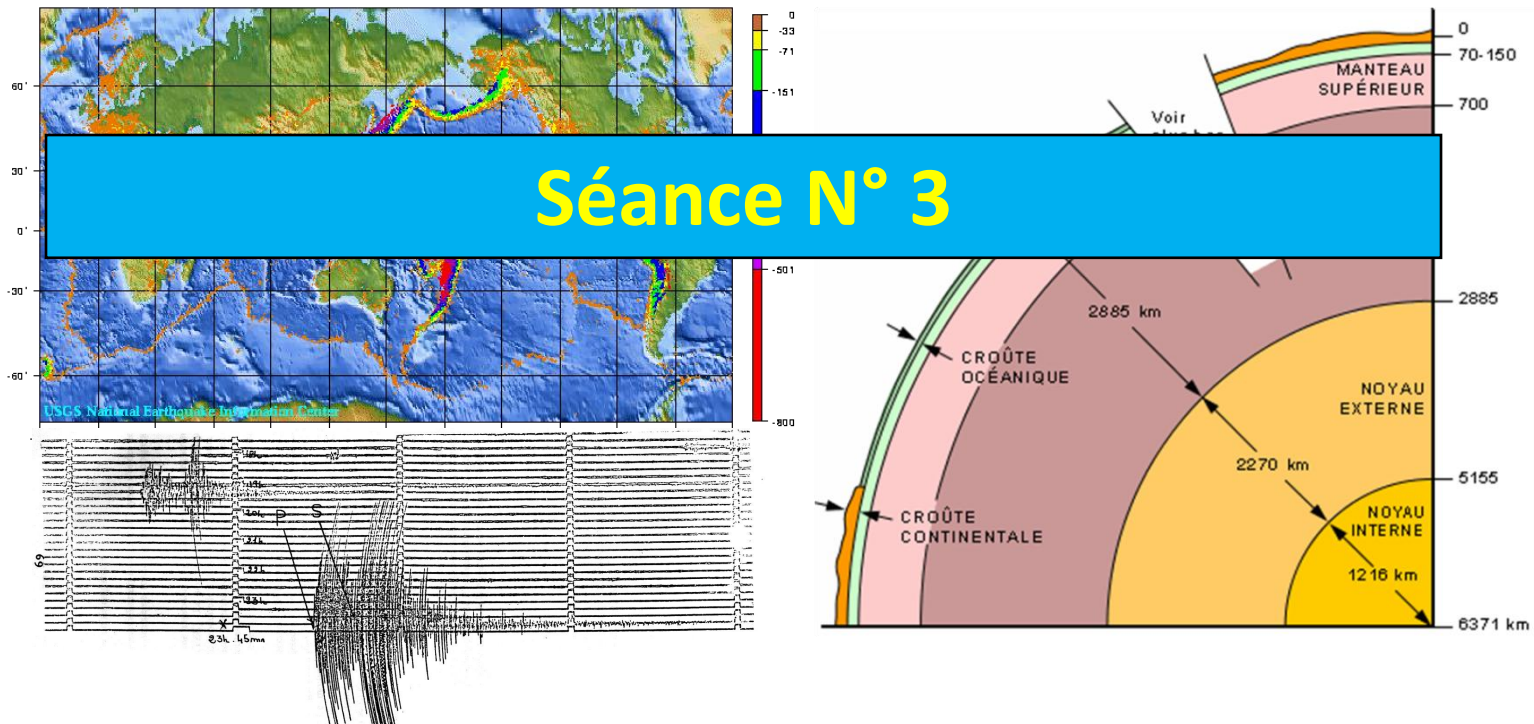


Notions de sismologie et structure interne de La Terre



5. Etude instrumentale des séismes

c – Magnitude d'un séisme : (Echelle de Richter)

Les ondes émises par un séisme auront une amplitude d'autant plus grande que le séisme sera plus important. Il apparaît donc naturel de mesurer l'amplitude (A) des ondes sismiques pour évaluer la force d'un séisme.

Richter, créa en 1935 la notion de **magnitude** pour juger l'importance et la force d'un séisme de manière plus précise que par la description des effets macrosismique. Il a défini la magnitude comme étant le **logarithme décimal** de **l'amplitude maximale** mesurée en micromètres sur l'enregistrement du séisme obtenu à **100 km** de l'épicentre. Par la suite la notion de magnitude a été étendue aux séismes du monde entier; après introduction de corrections pour tenir compte des différents facteurs dont dépend l'amplitude enregistrée à savoir : la **distance station-épicentre**, la profondeur du foyer, la nature du sous-sol, la période des ondes, type de sismographes, etc.

La magnitude d'un séisme est donc :

$$M = \log A + \text{corrections}$$

5. Etude instrumentale des séismes

c – Magnitude d'un séisme : (Énergie libérée)

Ainsi donc la magnitude dépend directement de l'énergie libérée au foyer d'un séisme, puisque l'amplitude des ondes utilisée pour le calcul ne dépend que de cette énergie.

On peut estimer l'énergie libérée au foyer sous la forme sismique, une fois qu'on connaît la magnitude.

$$\log E = 4.8 + 1,5 M \text{ (Gutenberg et Richter 1956)}$$

E est exprimée en **joules**

Un séisme de magnitude **7** libère une énergie **30 fois** plus grande qu'un séisme de magnitude **6**

5. Etude instrumentale des séismes

c – Magnitude d'un séisme : (Énergie libérée)

Tremblement de terre	Magnitude	Énergie (10 ⁶ kWh)	Équivalent tonnes d'explosif (TNT)	Energie dégagée
Agadir (1960)	6	10	6000	E6
Ech Chlef (1980)	7	300	200 000	E7= E6 X 30
Mexico (1985)	8	10 000	6 000 000	E8 = E7 X 30
Chili (1960)	9	300 000	200 000 000	E9 = E8 X 30

Tableau montrant la relation entre la magnitude des séismes
Et l'énergie libérée

5. Etude instrumentale des séismes

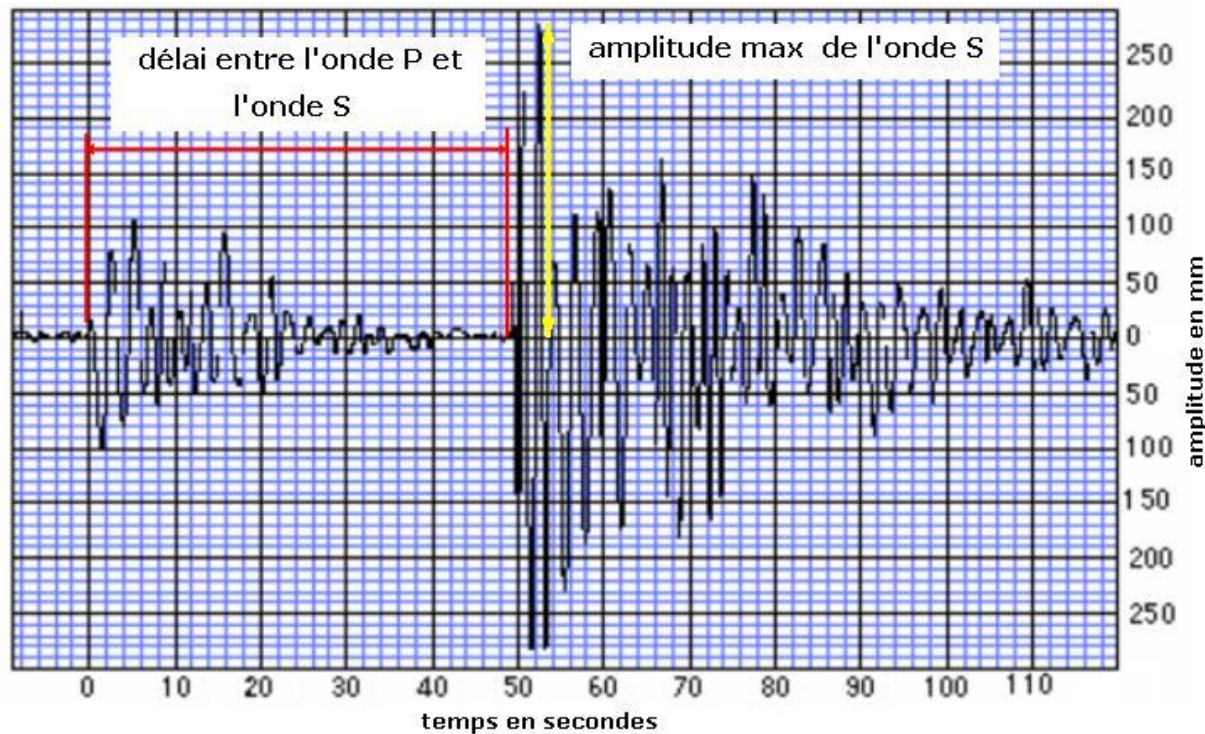
c – Magnitude d'un séisme : (Echelle de Richter)

Pratiquement, à partir d'un sismogramme, On peut calculer la magnitude d'un séisme, en déterminant l'amplitude maximale de l'onde en **mm** et la distance épacentrale de la station en **km**, car l'amplitude décroît avec la distance épacentrale. La distance épacentrale est déterminée grâce à la différences des temps $T_s - T_p$ (comme on a vu précédemment dans la localisation de l'épicentre). Ces deux valeurs sont reportées sur les axes d'un abaque spécial ; en joignant les deux points obtenus, on détermine graphiquement la magnitude du séisme.

5. Etude instrumentale des séismes

c – Magnitude d'un séisme : (Exemple d'application)

Exemple d'application (magnitude locale) : séisme de *Loma Prieta* le 17 octobre 1989. Ce tremblement de Terre, situé sur la *faille de San Andreas* et à proximité de *San Francisco* a causé des dégâts considérables et a tué 62 personnes <http://vergezgabriel.free.fr>



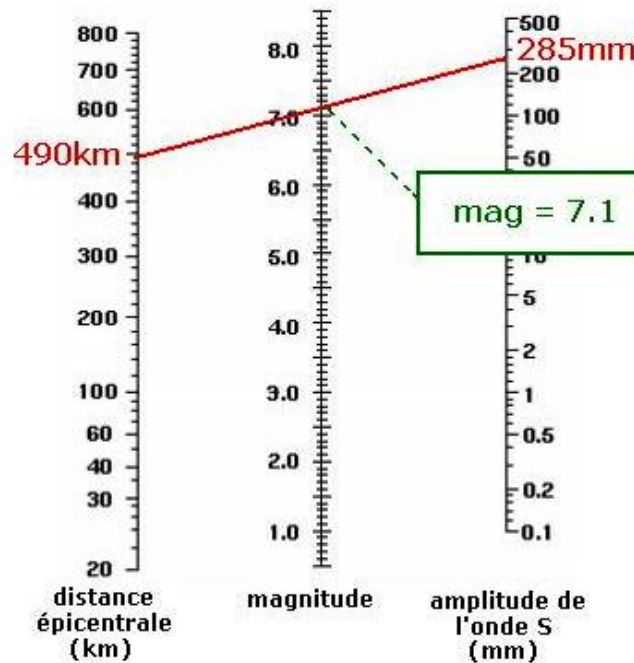
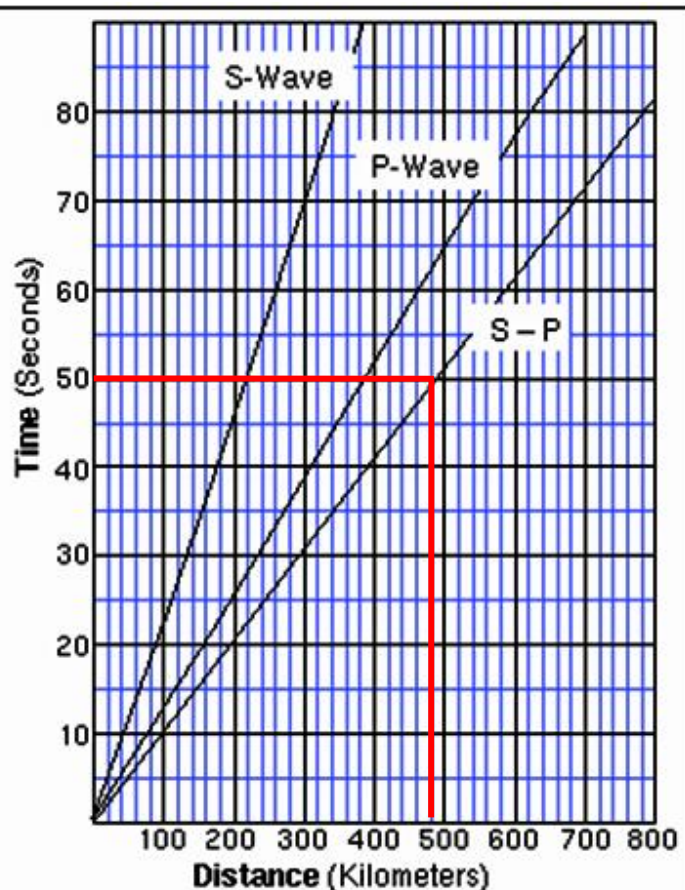
TS-TP=50 secondes

Ampl. Max(S)= 285 mm

5. Etude instrumentale des séismes

c – Magnitude d'un séisme : (Echelle de Richter)

A l'aide des courbes des hodochrones, on convertit le délai entre l'onde P et l'onde S en distance épacentrale: donc **d=490km**



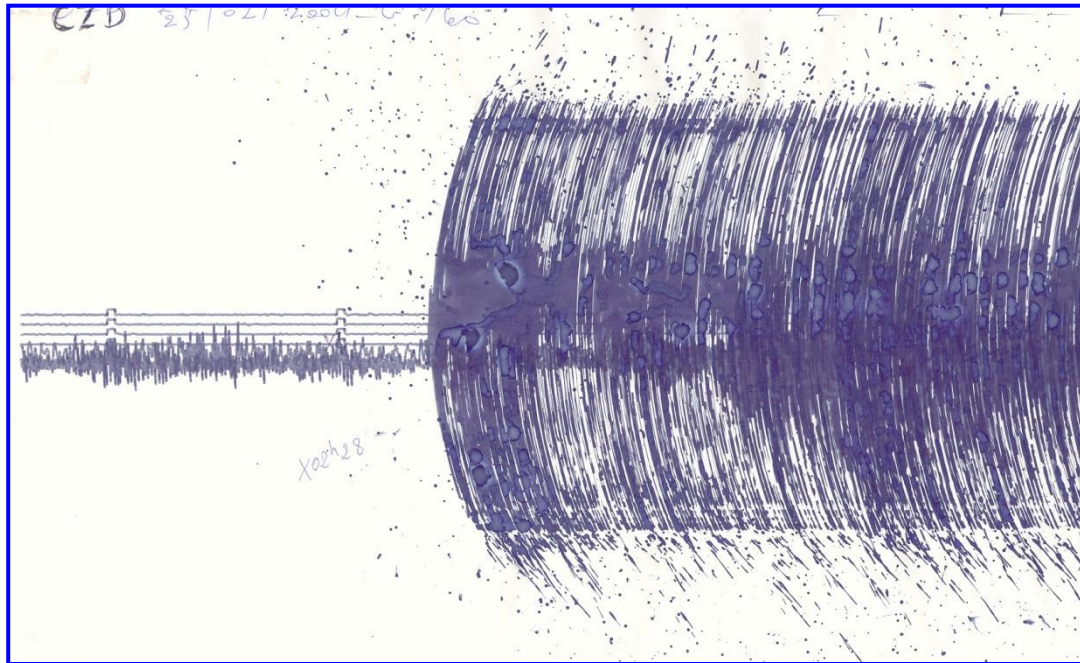
On reporte les valeurs de la distance picentrale et de l'amplitude de l'onde S sur ce graphique (ABAQUE). On lit la magnitude à l'intersection entre le segment rouge et l'axe central:

M=7.1

5. Etude instrumentale des séismes

Magnitudes obtenues à partir de la durée du signal: Md

Pour les séismes proches et forts, il arrive souvent que les enregistrements soient saturés. Le signal maximum étant écrêté, il est impossible de déterminer l'amplitude du sismogramme.



Sismogramme du séisme d'AL Hoceima 2004

5. Etude instrumentale des séismes

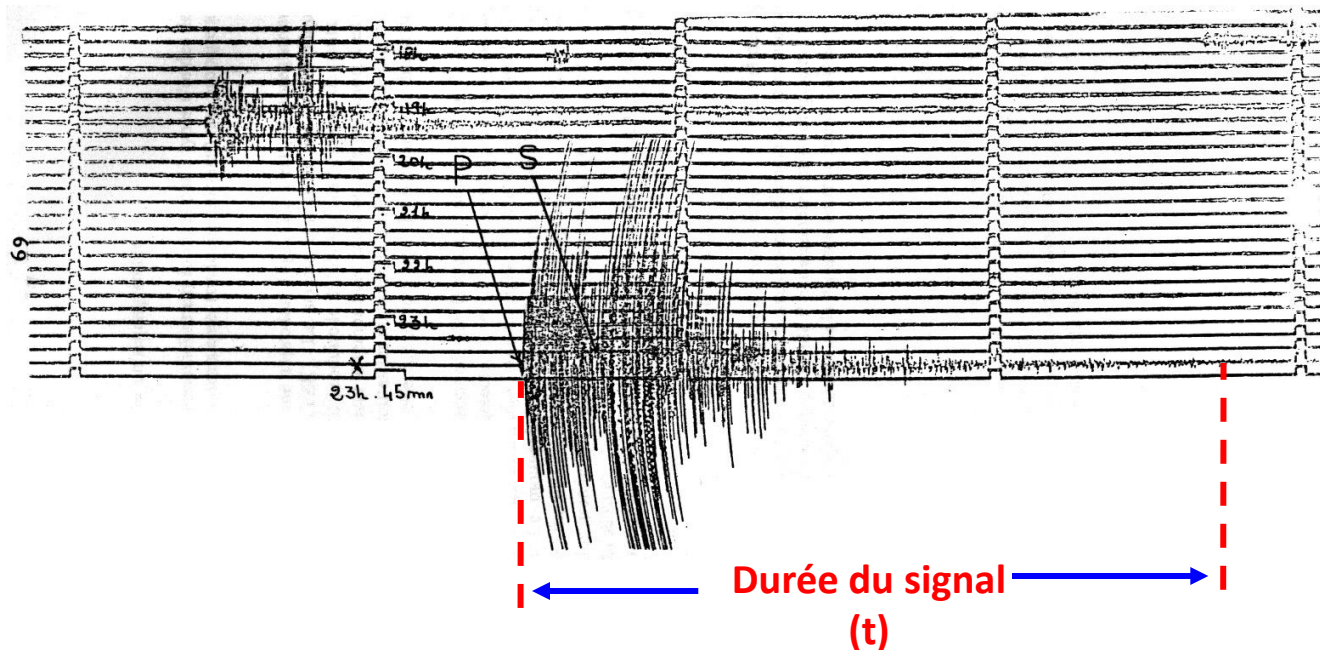
Magnitudes obtenues à partir de la durée du signal: Md

Plusieurs auteurs ont cherché une relation entre la durée totale du sismogramme (en secondes) et la magnitude. La plus utilisée au Maroc est de la forme:

$$M_d = a + b \log(t) + c\Delta$$

t est la durée du signal en secondes

Δ est la distance épicentrale en km

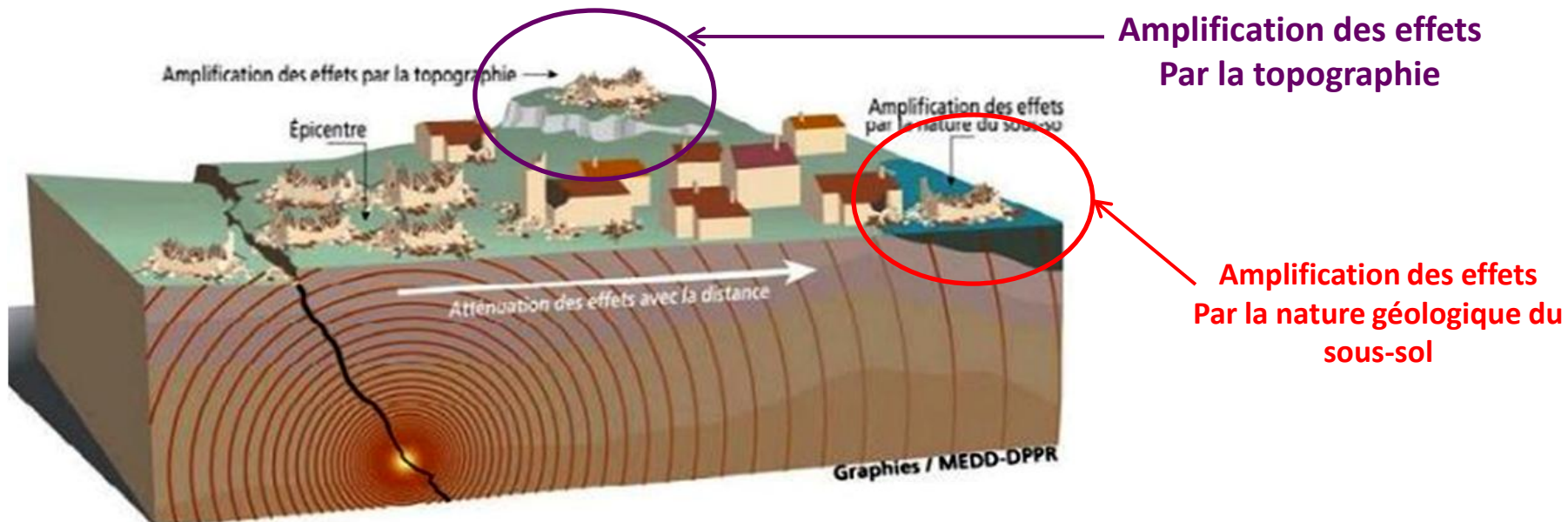


5. Etude instrumentale des séismes

d- Relation entre magnitude et Intensité

✓ On ne doit pas confondre magnitude et intensité

- A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.
- La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.



5. Etude instrumentale des séismes

d- Relation entre magnitude et Intensité

■ Il n'existe pas de véritable relation entre magnitude et intensité. Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

Par ailleurs de nombreux auteurs ont établi des relations souvent linéaire, entre les magnitudes et les intensités à l'épicentre I_0 . La relation la plus utilisée est de la forme:

$$M = aI_0 + b \text{ (karnik, 1969)}$$

M est la magnitude

I_0 est l'intensité observée à l'épicentre

a et b des coefficients déterminés statistiquement

5. Etude instrumentale des séismes

d- Relation entre magnitude et Intensité

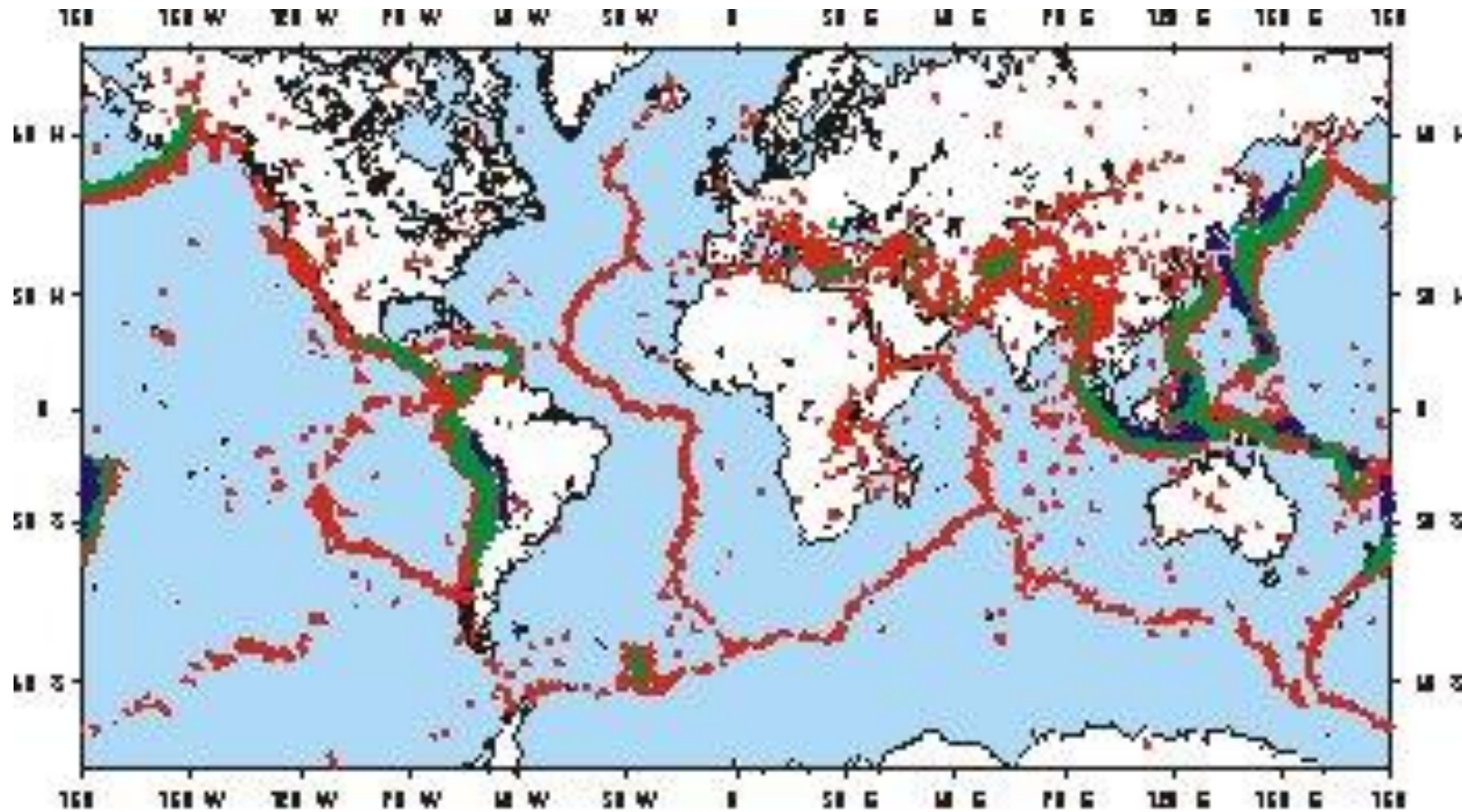
Une classification très simple, établie par Stevens (1988) est actuellement utilisée (tableau); elle permet d'apprécier l'ampleur des séismes selon leur magnitude

Classe	Magnitude	Remarques
Microséisme	< 3	Rarement ressenti, mais enregistré par un sismographe proche de l'épicentre
Léger séisme	3	Ressenti près de l'épicentre
Séisme mineur	4	Perceptible jusqu'à 50 à 100 km de l'épicentre
Séisme modéré	5	Possibilité de dommages mineurs près de l'épicentre: perceptible jusqu'à 100 km à 400km
Séisme important	6	Potentiel de destruction considérable; perceptible dans un rayon de 1000km de l'épicentre
Séisme majeur	7	Nombreux dommages; perceptible dans un rayon de plus de 1000 km
Grand séisme	➤8	Très destructeur

Tableau 1 : Classification qui permet d'apprécier l'ampleur des séismes selon Leur magnitude (Stevens, 1988).

6- Répartition géographique mondiale des séismes

a- Répartition en surface

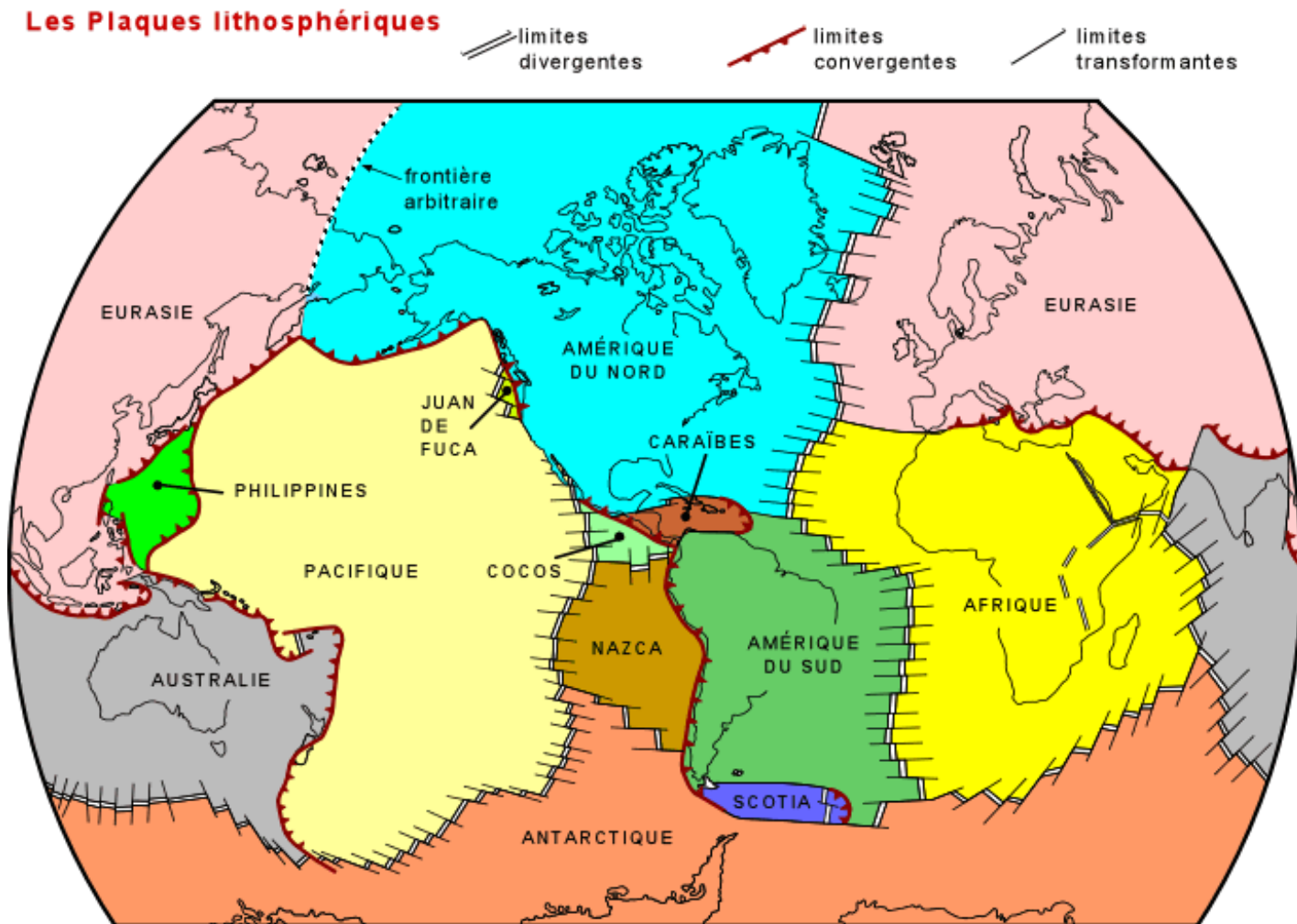


Magnitude > 5

- Profondeur < 70 km
- 70 km < Profondeur < 350 km
- Profondeur > 350 km

6- Répartition géographique mondiale des séismes

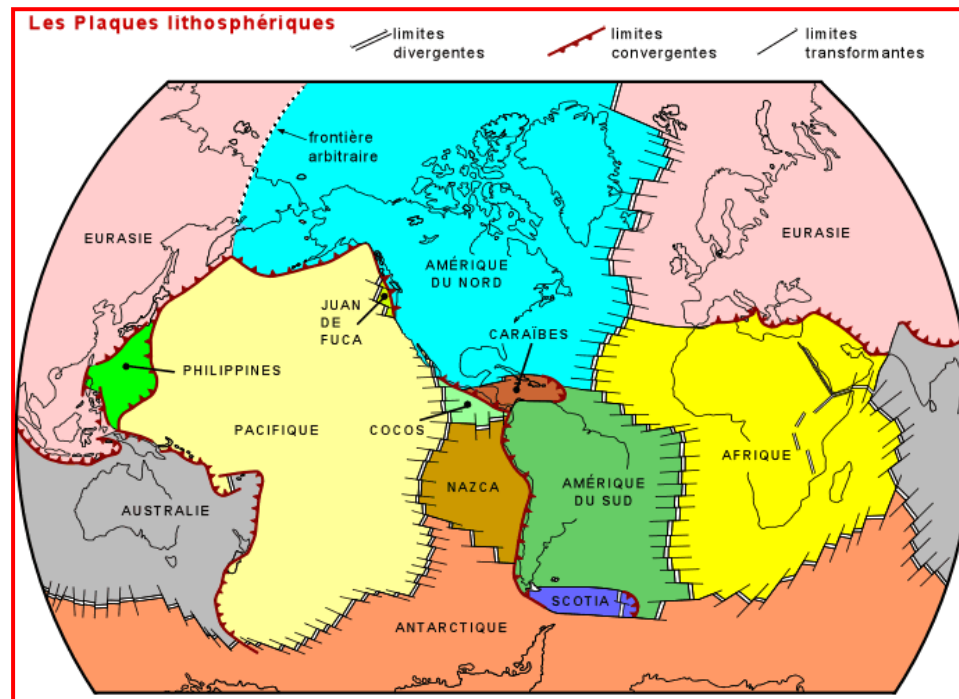
a- Répartition en surface



6- Répartition géographique mondiale des séismes

a- Répartition en surface

La répartition des séismes divise le globe en de grandes "**plaques**". Il existe une sismicité diffuse en dehors de ces limites (sismicité intraplaque). Presque tous les séismes ont lieu aux **frontières de ces plaques**. Les alignements des séismes indiquent les limites de ces plaques. On dénombre ainsi **12 plaques** dont **7 principales**. Certaines sont purement **océaniques** (plaque pacifique), d'autres **océaniques et continentales** (plaques africaines, eurasiatique, nord-américaine...).



6- Répartition géographique mondiale des séismes

a- Répartition en surface

Les séismes sont alignés suivant :

1 - Les zones d'écartement : Elles correspondent à l'axe des dorsales océaniques.

2 - Les zones d'affrontement, qui correspondent aux zones de subduction caractérisées par la présence de fosses océaniques profondes.

3 - Les zones de coulissage (glissement horizontal) :

Elles se caractérisent par des failles transformantes qui sont des cassures de plaques et qui permettent le glissement entre deux portions de plaques. Elles sont le siège de séismes superficiels.

4 – Autres catégories (en position intracontinentale) :

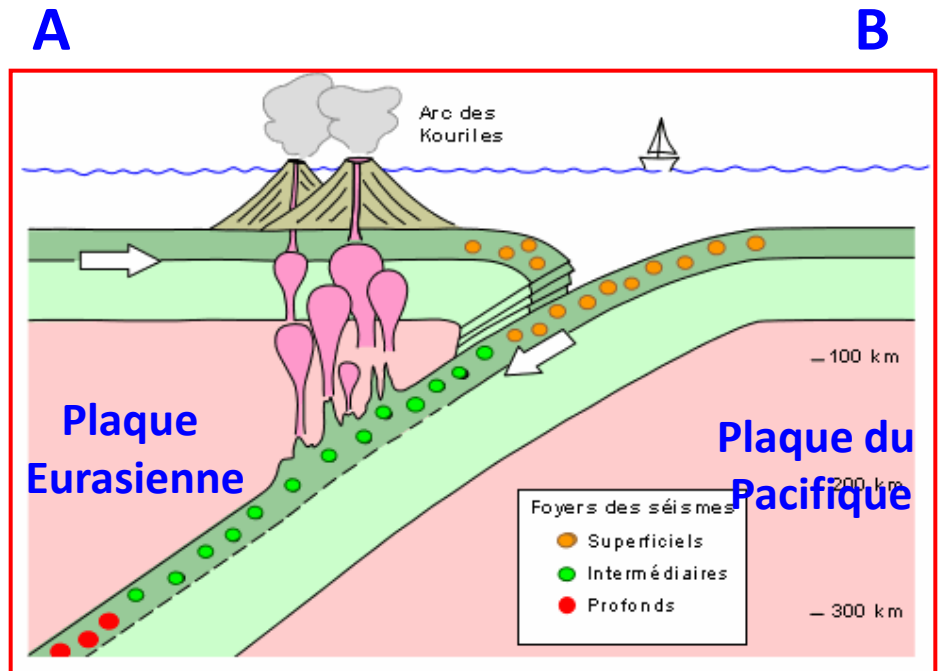
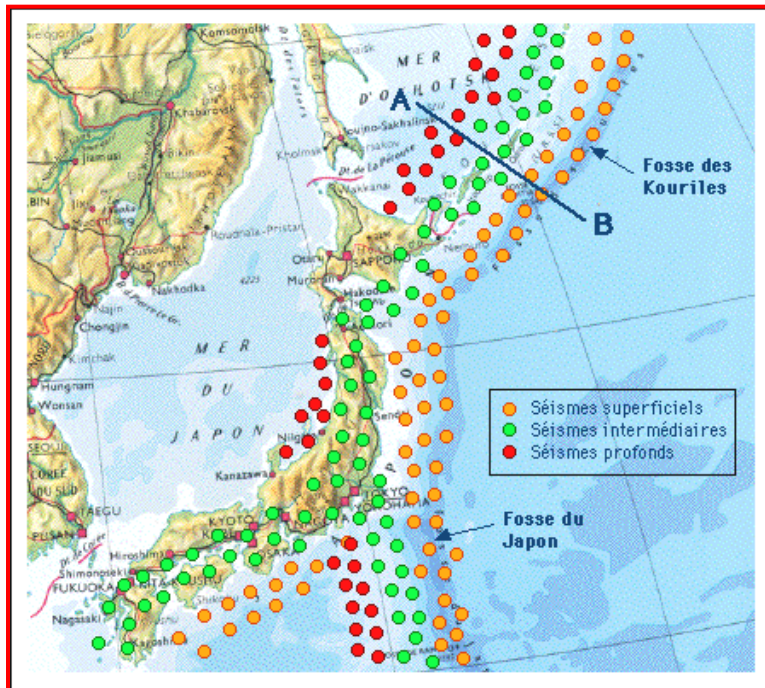
Quand deux continents se rencontrent, aucun ne "coule". Il y a collision. Exemple de la zone sismique méditerranéenne

6- Répartition géographique mondiale des séismes

b- Répartition en profondeur

1 - A la convergence de plaques

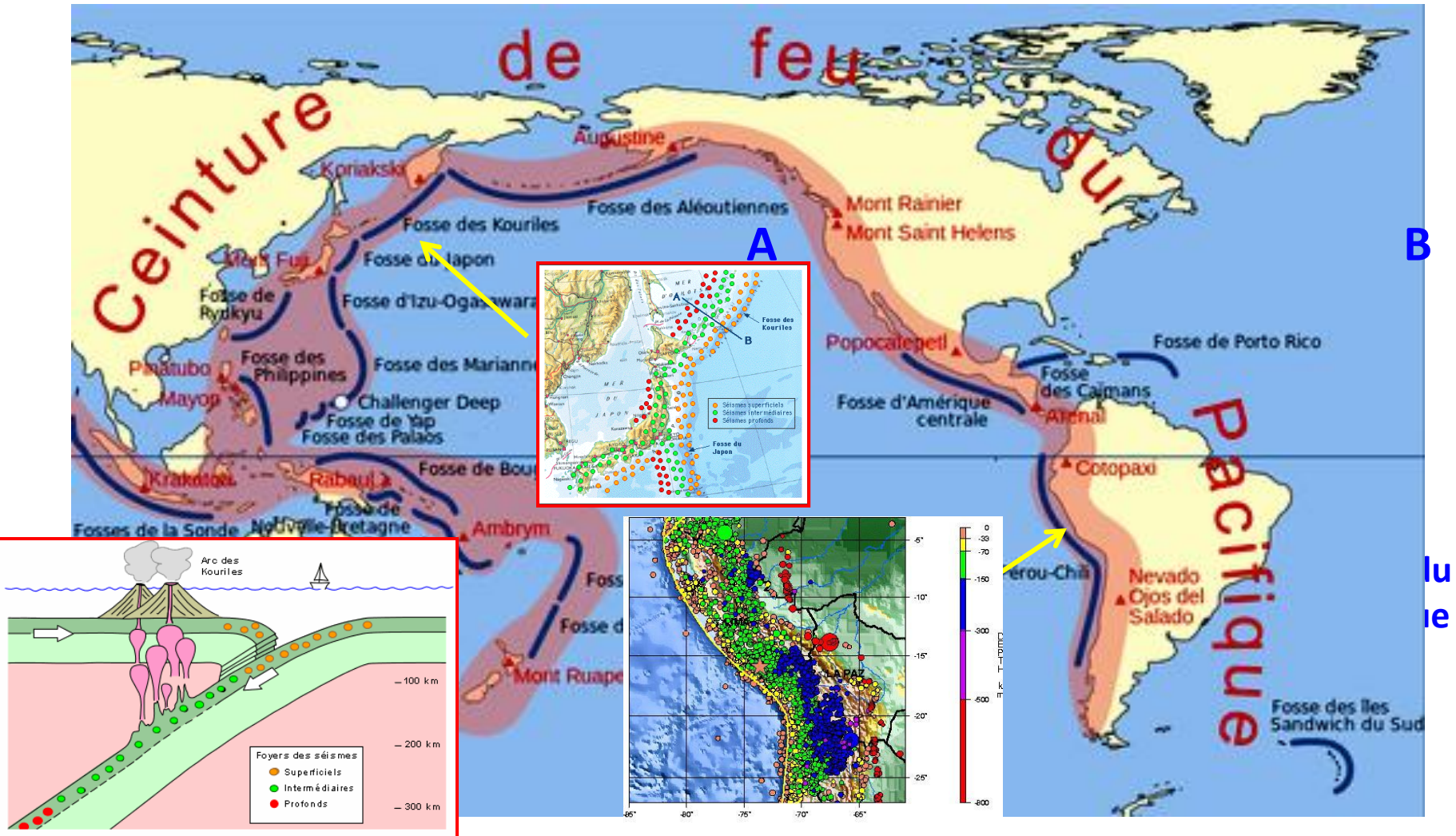
On y voit que les trois classes de séismes (**superficiels**, **intermédiaires** et **profonds**) se répartissent selon des bandes parallèles aux fosses océaniques: d'est en ouest, séismes **S**, séismes **I** et séismes **P**



exemple la zone de convergence Kouriles-Japon
dans le nord-ouest du Pacifique

6- Répartition géographique mondiale des séismes

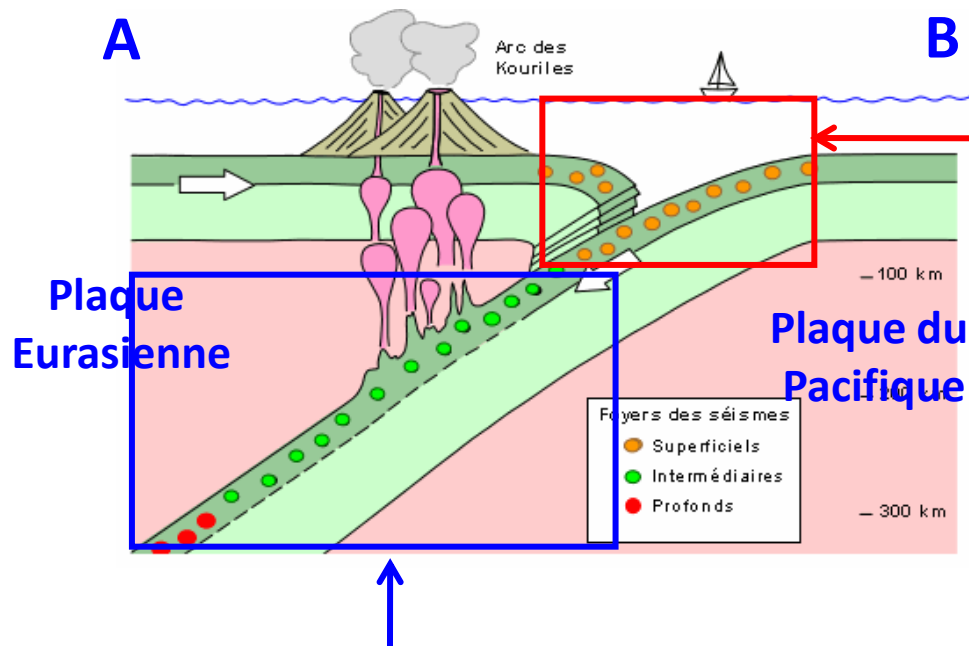
b- Répartition en profondeur



6- Répartition géographique mondiale des séismes

b- Répartition en profondeur

1 - A la convergence de plaques



Les 2 plaques entrent en collision et se courbent, les fractures dans la lithosphère produisent des **séismes de faible profondeur**

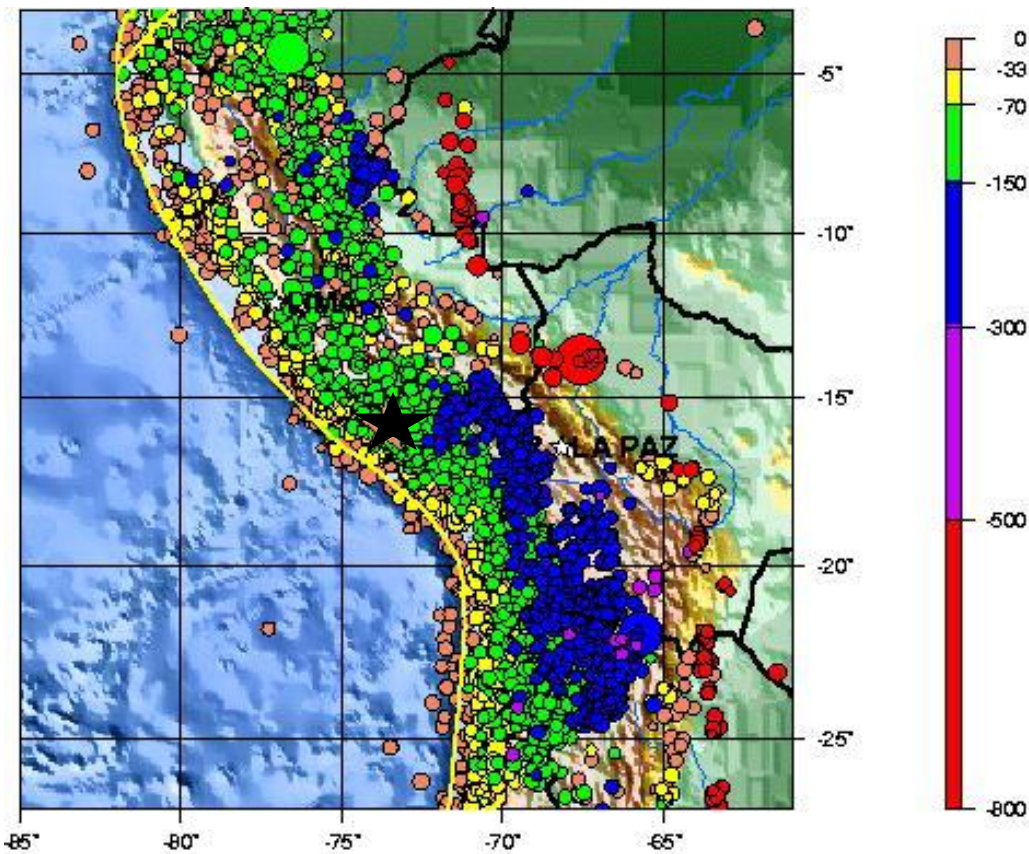
L'enfoncement de la plaque rigide dans l'asthénosphère provoque des ruptures et fractures, ce qui déclenche des séismes intermédiaires et des **séismes profonds**. Puisque les séismes ne peuvent être initiés que dans du matériel rigide, cassant, on a ici une belle démonstration de l'enfoncement de plaque lithosphérique rigide dans l'asthénosphère.

6- Répartition géographique mondiale des séismes

b- Répartition en profondeur

1 - A la convergence de plaques

Autres exemples

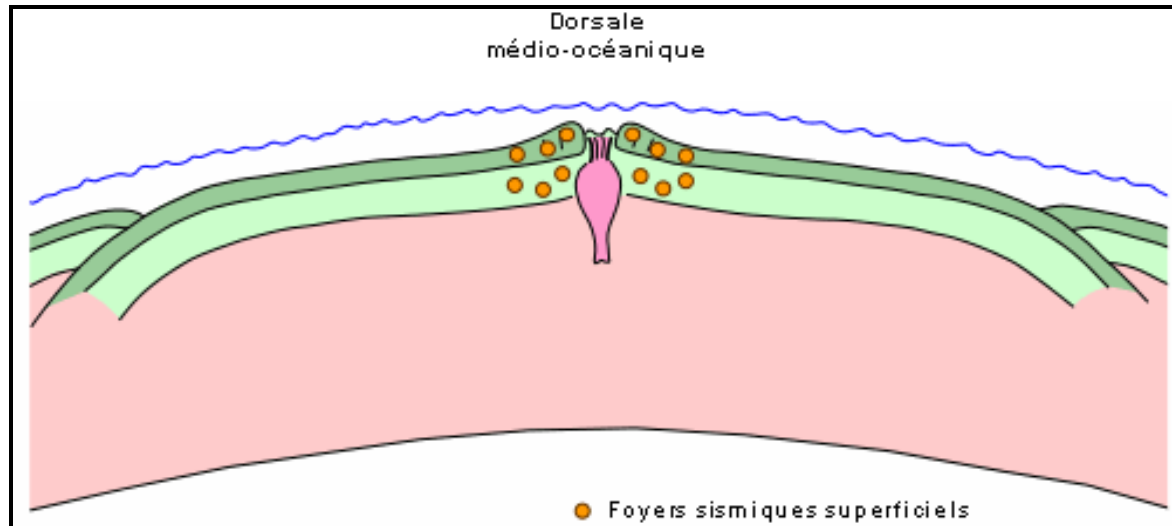


Cette présente l'historique des séismes dans le sud du Pérou. La région d'Arequipa, à quelques 750 km au sud-est de Lima, la capitale a connu, le **23 juin 2001**, un séisme qui se classe parmi les plus grands (**magnitude de 8,1** sur l'échelle de Richter). Sa localisation est indiquée par l'étoile.

6- Répartition géographique mondiale des séismes

b- Répartition en profondeur

2 - A la divergence de plaques



la lithosphère océanique dépasse rarement les **10-15 km**, ce qui fait qu'il ne peut y avoir que des **séismes superficiels**.

7- Sismologie et structures interne de la terre

a- Introduction

L'intérieur de la Terre est constitué d'un certain nombre de couches superposées, qui se distinguent par leur état [solide](#), [liquide](#) ou [plastique](#), ainsi que par leur [densité](#). Une sorte d'échographie de l'intérieur de la Terre a été établie à partir du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.

