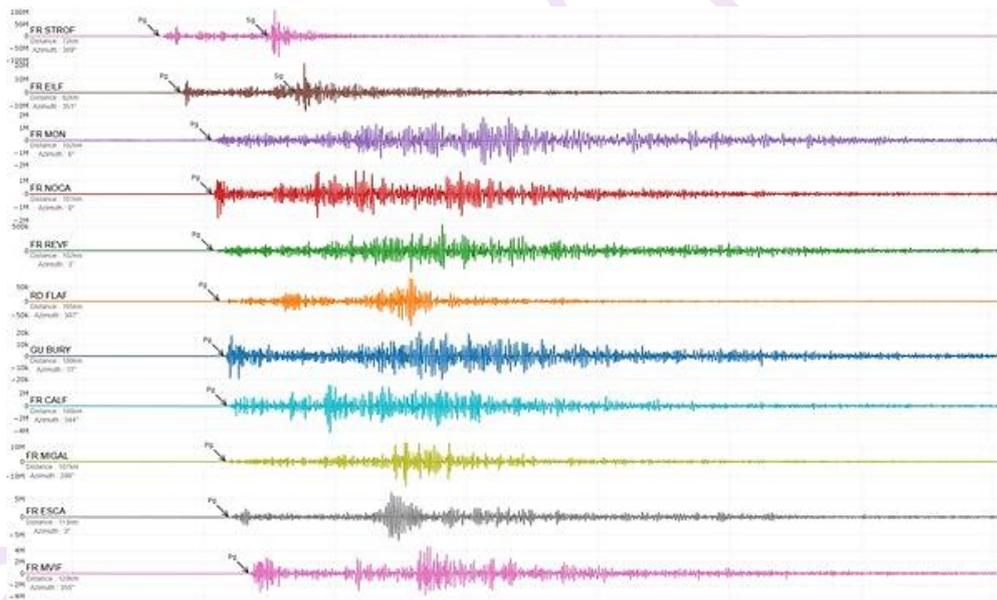




## IMAGE DE LA SEMAINE

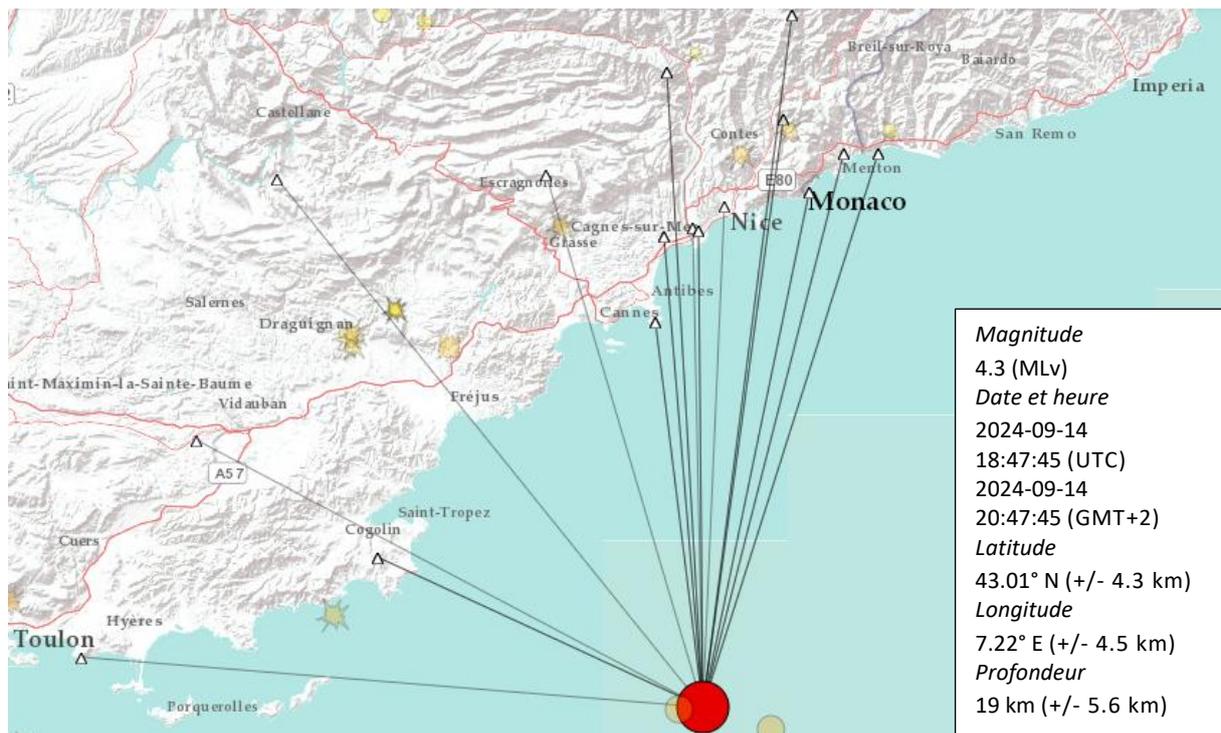
2025 - 05

## Séisme azuréen



Samedi 14 septembre, 20h47, un grondement sourd et un tremblement du sol alertent les habitants du littoral varois. Très vite, le *Bureau central sismologique français* annonce un séisme de magnitude 4,3 (révisée à 4,4) dont le foyer est situé en mer, au large du Var, à 90 km au sud-sud-est de Cannes (Alpes maritimes).

Le site Sismoazur (<https://sismoazur.oca.eu>) précise que le tremblement de terre a pu être ressenti sur une bonne partie du littoral, de Toulon jusqu'à Menton et la frontière italienne. Ce séisme semble n'avoir causé aucun dégât matériel ou humain. Occasion de parler de sismogrammes... © BCFS-Renass

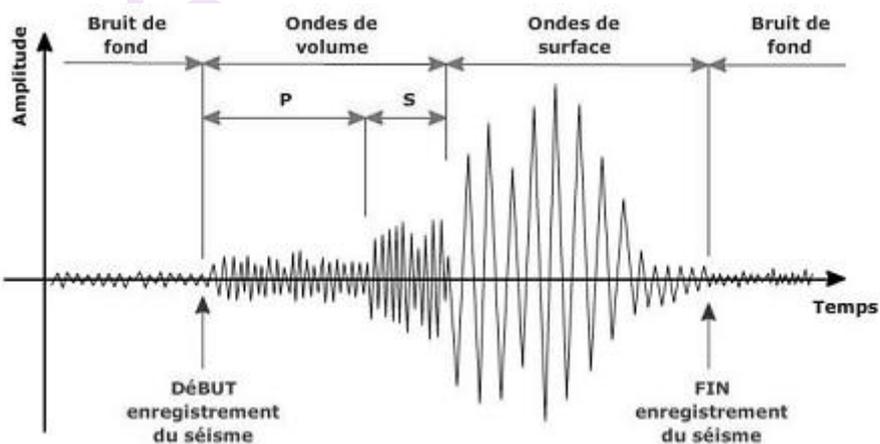


Caractéristiques du séisme du 14 septembre (site Sismoazur / données Cnrs-Géoazur-Renass). Les triangles correspondent à des stations sismiques (ne sont indiquées que celles de la zone +/- proche du littoral azuréen). Les données des sismogrammes permettent de déterminer l'heure de la rupture, la localisation du foyer et de calculer la magnitude (ici la magnitude locale MLv), Il s'agit ici d'un séisme « superficiel ». UTC : temps universel, GMT + 2 : heure locale.

Ces données sont affichées automatiquement lors de la détection d'un séisme par les réseaux de surveillance et d'analyse. Elles nécessitent cependant la validation par un expert. Après vérification, quelques éléments ont été revus : magnitude *MLv* rectifiée à 4.4, latitude à  $42.82^\circ \pm 0.5$  km, longitude à  $7.29^\circ \pm 0.4$  km, profondeur à  $12 \text{ km} \pm 0.5$  km.

• Quelques explications...

- lire un sismogramme



- définir la position « géographique » d'un foyer

Les techniques modernes de localisation font la part belle au calcul numérique sur ordinateur. Il existe néanmoins plusieurs méthodes simples qui permettent d'obtenir facilement une localisation épicentrale approximative (sachant que le calcul de la profondeur est toujours moins aisé, cf ci-après). La méthode « des

cercles » permet de localiser très rapidement l'épicentre d'un séisme proche grâce aux enregistrements de ses ondes P et S en trois stations.

Si l'on connaît la différence  $T_s - T_p$  des temps d'arrivée des ondes P et S en une station, on peut en déduire la distance  $d$  entre le foyer et la station :

$T_s - T_p = d/V_s - d/V_p = d/V_p \times (V_p/V_s - 1)$  où  $V_p$  et  $V_s$  sont les vitesses de propagation des ondes P et S. Les ondes P se propagent dans la croûte terrestre à la vitesse moyenne de 6 km/s. Le rapport moyen des vitesses des ondes P et des ondes S est de 1.75 environ.

Par conséquent,  $T_s - T_p = d/8$ , soit  $d = 8 (T_s - T_p)$  ( $d$  en kilomètres,  $T_s - T_p$  en secondes)

#### - estimer la profondeur d'un foyer

Principe général : une méthode actuelle pour appréhender la profondeur du foyer consiste à utiliser la phase caractéristique de l'onde réfléchie  $pP$  par la surface de la Terre en un point relativement proche de l'épicentre. Sur les sismogrammes des stations éloignées,  $pP$  suit l'onde  $P_n$  (première onde directe qui se propage dans le manteau) selon un intervalle de temps qui change lentement avec la distance, mais rapidement avec la profondeur. En utilisant alors la différence de temps de  $pP - P$  lue sur le sismogramme et la distance épicentre/station sismique, la profondeur du tremblement de terre peut être déterminée à partir de tables de profondeur.

Plus précisément :

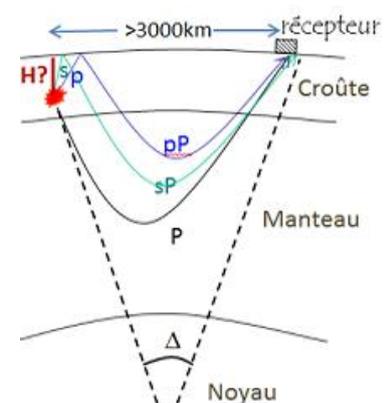
Pour estimer la profondeur du foyer, on utilise principalement des ondes réceptionnées en des stations situées à 3 000 kilomètres de l'épicentre. Ce qui évite de prendre en compte des ondes qui se propagent uniquement dans la croûte, ou sont réfléchies et/ou guidées par le Moho : pour des distances épicentrales inférieures, ces ondes, ont en effet des formes généralement complexes qui reflètent la multiplicité de leurs interactions avec les hétérogénéités du milieu de propagation. Elles y sont difficiles à discriminer du bruit sismique pour des magnitudes peu élevées (en gros  $< 4$ ). On préfère donc utiliser des ondes qualifiées de « télésismiques », ondes qui se propagent principalement dans le manteau, milieu plus homogène.

Ces ondes sont nombreuses ( $P, pP, sP, PP, S, sS, pS, PcP, pPcP, ScS...$ ), mais seules les ondes P sont bien pointées dans les bulletins sismiques. Généralement, ce sont les ondes (ou phases) de profondeur  $pP$  (voire  $sP$ ) qui sont utilisées pour l'estimation de la profondeur focale.

Ces ondes sont les phases réfléchies sur la surface du sol au-dessus du foyer (point source des ondes sismiques) qui se propagent ensuite, approximativement, selon le même trajet que l'onde P dans le manteau. Elles arrivent au niveau des stations après l'arrivée de l'onde P (quelques secondes) avec un délai qui dépend essentiellement de la profondeur et de la vitesse des ondes dans la croûte au-dessus de la source. L'ISC (Centre Sismologique International) propose ainsi une estimation de la profondeur basée uniquement sur la détection de ces délais d'arrivée après l'onde P.

Le principe de la méthode  $pISC$  est de calculer la courbe théorique reliant le délai  $P - pP$  ( $P$  moins  $pP$ ) avec la distance à l'épicentre et la profondeur.

⇒ on peut donc, à partir du délai  $P-pP$  mesuré sur les enregistrements et une estimation sur l'erreur de mesure, représenter pour chaque station un intervalle de profondeur possible, en utilisant les relations profondeur/- distance/délais. La médiane des profondeurs ainsi estimées pour chaque station donne la profondeur finale. Cette méthode est faiblement dépendante de la localisation de l'épicentre et, surtout, est insensible aux erreurs dues au biais avec le temps origine. Elle reste cependant sensible aux erreurs d'interprétation des phases  $pP$ .



L'onde de compression P directe est la première phase enregistrée par le sismomètre (station située à plus de 3000 km de la source). L'onde  $pP$  (en bleu) et l'onde  $sP$  (en vert) sont les ondes réfléchies sur la surface du sol au-dessus de la source, qui se propagent approximativement selon le même trajet que l'onde directe P dans le manteau.

- comprendre ce qu'exprime une magnitude

La magnitude est une mesure associée à l'énergie sismique libérée lors de la rupture de la faille à l'origine du séisme. C'est une quantité logarithmique : une augmentation d'un degré sur l'échelle de magnitude correspond à une énergie libérée trente fois supérieure.

Plusieurs échelles de magnitude sont utilisées : les magnitudes instrumentales (magnitude locale  $M_L$ , magnitude des ondes de volume  $M_b$ , magnitude des ondes de surface  $M_s$ ) et la magnitude de moment  $M_w$  qui exprime l'énergie libérée par le séisme. Cette dernière est notamment utilisée pour évaluer l'aléa sismique.

La magnitude  $M_L$  est obtenue en mesurant l'amplitude maximale des ondes du séisme à des stations relativement proches, en pratiquant une correction de distance, et pour une fréquence assez élevée du signal (en général, autour de 1 Hz).

Si ce sont les ondes de volume qui sont utilisées (P et S) mesurées par des sismomètres situés à quelques centaines de km de l'épicentre (= projection en surface du foyer), on la calcule à partir de l'amplitude maximale des ondes enregistrées, corrigée d'un facteur qui dépend de la distance station sismique-épicentre. Elle est principalement citée est pour les séismes de magnitude inférieure à 4.5. Lorsque la magnitude locale est calculée à partir des mouvements du sol verticaux, elle est notée  $M_{Lv}$  ; à partir des mouvements horizontaux :  $M_{Lh}$ . Tout dépend des sismomètres utilisés.

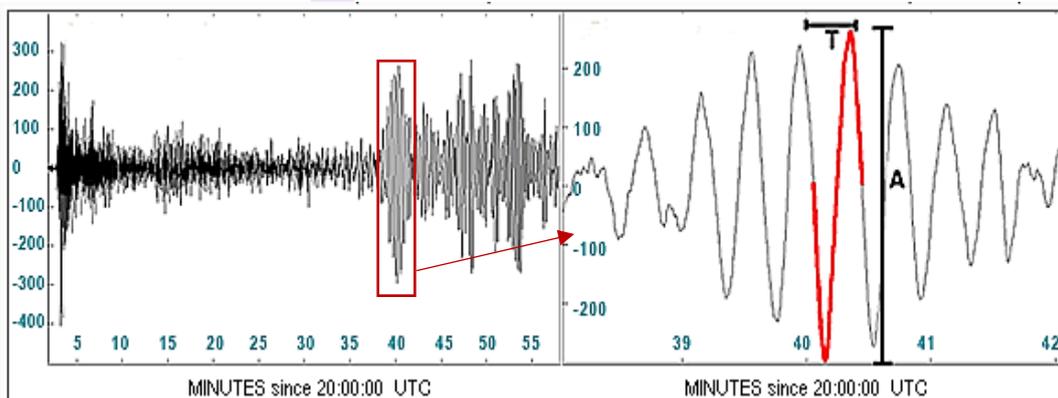
La magnitude  $M_w$  est reliée au *moment sismique*  $M_o$  du séisme (estimation plus précise de l'énergie libérée sous forme sismique que les autres échelles de magnitude). Le moment sismique  $M_o$  est obtenu en décomposant le signal du séisme en fréquence, et en évaluant le niveau plat du spectre d'amplitude en fonction de la fréquence.

Il existe une relation entre la magnitude du séisme, les dimensions de la faille qui a rompu et le décalage entre les deux blocs séparés par la faille (appelé aussi la quantité de glissement produit sur la faille).

- calculer une magnitude à partir des ondes de surface ( $M_s$ )

Sur un sismogramme donné, on repère l'arrivée des ondes de surface, puis on estime l'amplitude du mouvement du sol (A) ainsi que la période dominante du signal (T) lorsque ce maximum est atteint (pour rappel : période = inverse de la fréquence).

Exemple :



Séisme d'Hokkaido, Japon, enregistré à West Lafayette, Indiana.

La magnitude du séisme estimée à partir de ce sismogramme est alors  $M_s = \log(A/T) + c$ , « s » indiquant que le calcul est établi à partir des ondes de surface, et « c » étant un terme correctif qui prend en compte :

- d'une part les effets de propagation, c'est-à-dire la distance entre le séisme et la station dont il est une fonction croissante ;
- d'autre part les effets éventuels d'amplification du signal propres à la station.

En moyennant  $M_s$  sur tous les sismogrammes obtenus en différentes stations pour ce séisme, on en déduit une valeur moyenne de la magnitude du séisme.

