

**TP ST
BC**
STRUCTURE ET DYNAMIQUE DU GLOBE

COURS : ST-B, ST-C, ST-D, ST-F



Le forage le plus profond réalisé sur Terre a été mené par l'URSS puis la Russie dans la presqu'île de Kola, et a atteint une profondeur de 12 km. Or le rayon terrestre est de 6370 km : l'essentiel du globe terrestre est inaccessible à l'observation directe.

L'étude de la structure interne du globe terrestre, ainsi que de sa dynamique, fait donc intervenir des techniques de géophysique, c'est-à-dire l'utilisation de méthodes physiques pour l'étude du globe terrestre.

Nous allons dans ce TP utiliser plusieurs techniques et/ou observations, afin de retrouver et de compléter diverses données sur structure et le dynamisme du globe terrestre.

Programme officiel :

- Expliquer la construction d'un modèle radial de la Terre solide (modèle PREM)
- Exploiter et relier des données géophysiques permettant d'établir des discontinuités physiques ou chimiques dans le globe
- Exploiter des données permettant la construction du géotherme
- Exploiter des données géophysiques et expérimentales montrant les transitions de phase dans le manteau
- Exploiter des données de tomographie sismique et les relier au contexte géodynamique
- Réaliser des calculs simples d'équilibre vertical archimédien dans des contextes géologiques
- Exploiter des données géologiques diverses permettant d'estimer une vitesse de remontée isostatique et l'ordre de grandeur de la durée d'un rééquilibrage isostatique
- Exploiter des données gravimétriques (air libre, Bouguer) obtenues par altimétrie satellitaire
- Relier des anomalies du géoïde à petite longueur d'onde avec la topographie sous-marine
- Exploiter des données GPS pour caractériser le mouvement des plaques à la surface de la Terre
- Relier diverses données permettant de discuter la diversité des subductions : pendage du panneau plongeant, état des contraintes, vitesse, âge de la lithosphère, volcanisme
- Exploiter les cartes des fonds océaniques pour estimer les taux d'accrétion

Compétences :

- Présenter le principe de modification de pression et/ou température d'un échantillon par presse hydraulique ou enclume à diamant et exploiter les résultats
- Présenter le principe d'obtention de certaines données géophysiques et en exploiter les résultats :
 - Sismogrammes, tomographie sismique, sismique réflexion, profil de vitesse des ondes sismiques
 - Altimétrie satellitaire, anomalies gravimétriques, magnétiques et du Géoïde
- Exploiter des données GPS
- Réaliser un calcul d'isostasie sur un modèle simple

Plan du TP :
1. Le modèle radial de la Terre (ST-B)

- 1.1. Données sismiques et modèle PREM ←
- 1.2. Mise en évidence de discontinuités
- 1.3. L'établissement du géotherme ←

2. Une lithosphère dynamique : mobilité horizontale (ST-C)

- 2.1. Données GPS et cinétique instantanée ←
- 2.2. Utilisation de la carte de l'océan Atlantique pour déterminer des vitesses fossiles

3. Une lithosphère dynamique : mobilité verticale (ST-C)

- 3.1. Équilibre archimédéen et isostasie : principes
- 3.2. Équilibre archimédéen et isostasie : exercices

4. Les subductions : une mobilité en 3D (ST-C)

- 4.1. Tomographie sismique et subduction
- 4.2. Diversité des subductions

5. Un peu de gravimétrie (ST-C)

[partie faite après le cours correspondant]

- 5.1. Anomalies du géoïde et topographie océanique : mobilité horizontale
- 5.2. Observations gravimétriques et mobilité verticale

MAGNETISME ET PALEOMAGNETISME ←

Travail préparatoire :

📖 Lecture attentive des textes sur : *Le modèle PREM (1.1) ; Les données GPS (3.1) ; Les pages sur le Magnétisme terrestre et le Paléomagnétisme*

✂ Faire :

- Tracer le géotherme (température du globe en fonction de la profondeur) sur papier millimétré, et déterminer le gradient géothermique (variation de température en fonction de l'enfoncement) dans les différentes parties identifiables sur le géotherme (1.3)

- Tracer 2 vecteurs GPS sur la carte du monde et réfléchir au mouvement relatif des deux plaques portant ces deux stations (3.1)
- QCM en ligne (envoyés ultérieurement)

1. Le modèle radial de la Terre (ST-B)

1.1. Données sismiques et modèle PREM

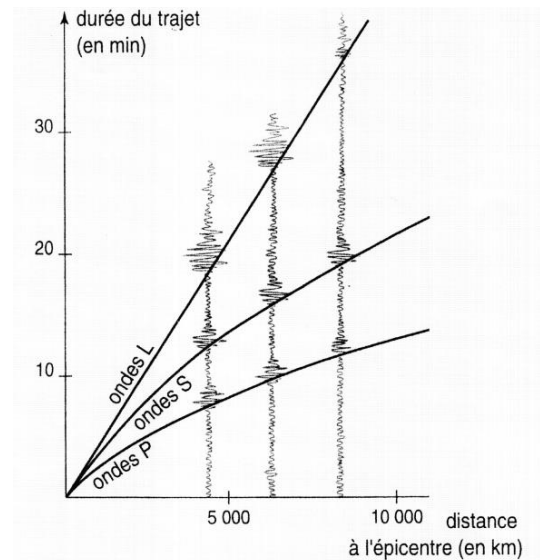
L'étude de la propagation des ondes sismiques permet d'obtenir des informations sur les enveloppes internes de la Terre.

⇒ Hodochrones et vitesse des ondes sismiques

Un hodochrone est un graphique ou une fonction donnant le temps d'arrivée d'une onde à une station sismologique en fonction de la distance épacentrale.

➡ **Analyser** cet hodochrone : que nous apprend-il sur la vitesse des ondes P, S et L ?

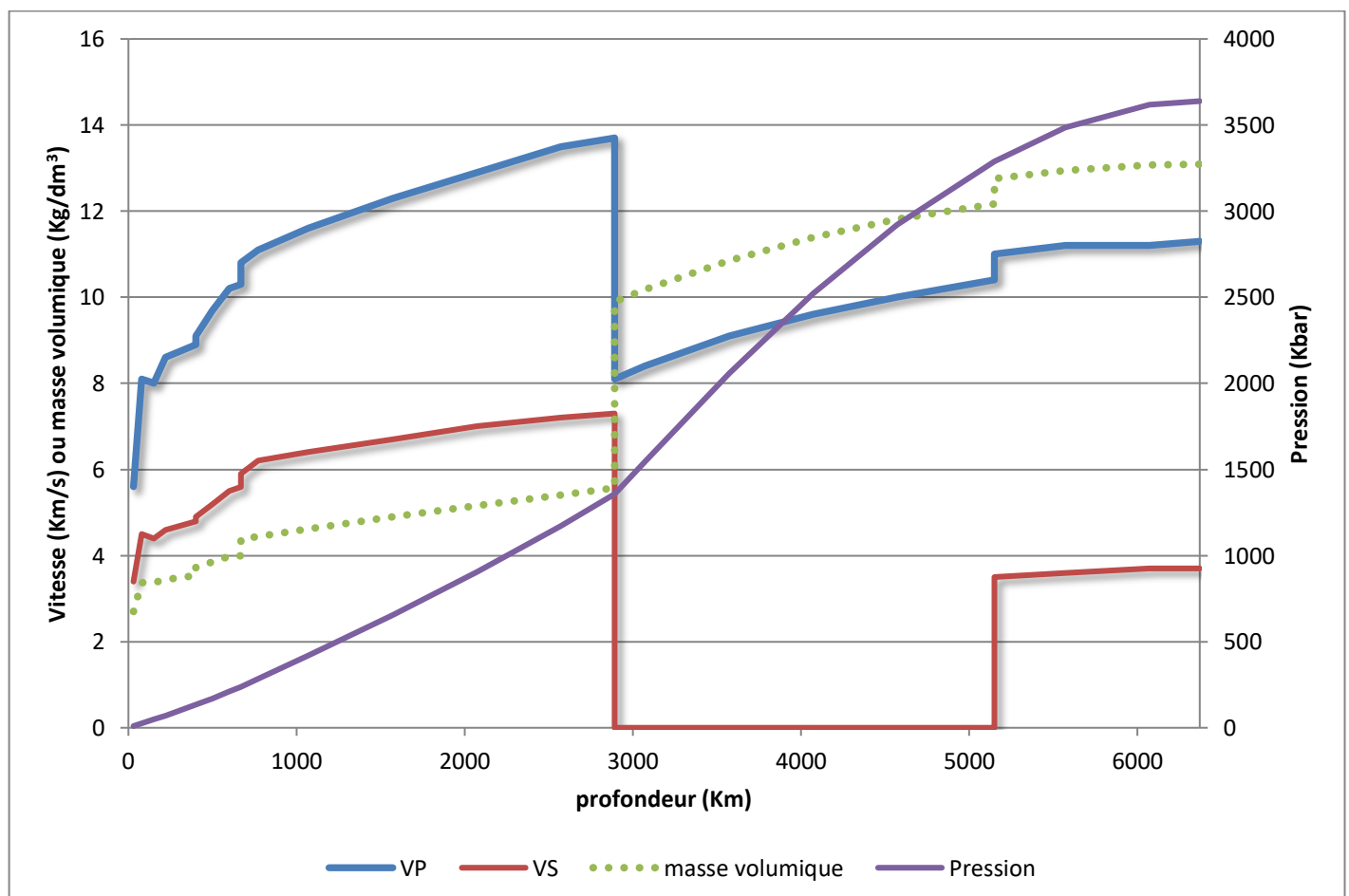
➡ Quelle **conséquence** cette observation a-t-elle sur l'allure des raies sismiques progressant dans le globe terrestre.



⇒ Le modèle PREM

L'analyse des ondes sismiques émises par les séismes naturels sont assez puissantes pour traverser l'intégralité du globe terrestre. Leur analyse permet de modéliser leur vitesse de propagation en fonction de la profondeur.

Le principal modèle utilisé est le modèle PREM : *PREliminary Earth Model*.



➤ **Retrouver** les principales enveloppes internes et leurs discontinuités à partir de l'observation du modèle PREM.

1.3. L'établissement du géotherme

Le **géotherme** correspond à l'évolution de la température en fonction de la profondeur. Il s'agit donc la fonction $T = f(P)$, avec T la température en Kelvins et P la pression ou la profondeur.

Le **gradient géothermique** correspond donc à l'augmentation de la température en fonction de la profondeur. Il s'agit donc de la dérivée de la fonction précédente : gradient géothermique = dT/dP .

Déterminer le gradient géothermique nécessite donc de construire dans un premier temps le géotherme. Pour cela on utilise des « points d'ancrage » correspondant à des profondeurs pour lesquelles il est possible de déterminer une température.

Il n'est pas possible de déterminer la température en tout point du globe : la démarche utilisée est donc essentiellement une démarche d'interpolation. (Le modèle PREM et les études sismiques en général permettent de déterminer les pressions en fonction de la profondeur, mais pas la température de manière directe).

Afin de construire le géotherme, on dispose des données suivantes :

Observations :

- Lors de forages profonds, on note une augmentation de 1°C tous les 33m, soit un gradient de **$3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$** .
- Le forage le plus profond a permis d'atteindre une température supérieure de **240°C** à la température moyenne locale, à une profondeur de **12 km**.
- l'analyse des conditions thermodynamiques d'inclusion de manteau dans des laves remontées par certains volcans en comparaison avec les données expérimentales obtenues en laboratoire indiquent une température de **1000°C à 70km** et de **1400°C vers 100 km** de profondeur, soit à la base de la lithosphère.

Les diagrammes de phase expérimentaux indiquent pour les minéraux à hautes pression du manteau :

- **1400°C à 400 km** pour la transition structure olivine / structure spinelle
- **1600°C à 670km** pour la transition structure spinelle / structure perovskite
- 6000 K à **5150 km** pour la transition fer liquide / fer solide, mais à cause de la présence d'autres éléments chimiques, la température doit être de l'ordre de **5000°K**

On émet enfin les hypothèses suivantes :

- Noyau externe (5150 à 2900 km) : 3800K. (on tient compte du gradient adiabatique du fer).
- Manteau inférieur (2900 à 670 km) : compte tenu de la convection mantellique et du gradient adiabatique, on trouve une température de 2250K à la base du noyau.
- Ces calculs montrent des résultats qui diffèrent de 1200°C . Il doit y avoir une ou plusieurs couches limites entre 670 et 5150 km à grande viscosité où l'évacuation de la chaleur se fait par conduction. La couche D'' est considérée comme une couche limite.
- En revanche, il n'y a pas de consensus pour admettre l'existence d'une couche limite à -670km.
- On considère qu'il n'y a pas de production de chaleur dans la graine.

➤ **Construire** sur papier millimétré le **géotherme** : température ($^{\circ}\text{K}$) en fonction de la profondeur (km).

➤ **Repérer** sur la courbe obtenue les différentes parties identifiables.

➤ Pour chaque partie du géotherme, **déterminer** le **gradient géothermique** ; indiquer les valeurs calculées sur le graphe du géotherme.

3. Une lithosphère dynamique : mobilité horizontale (ST-C)

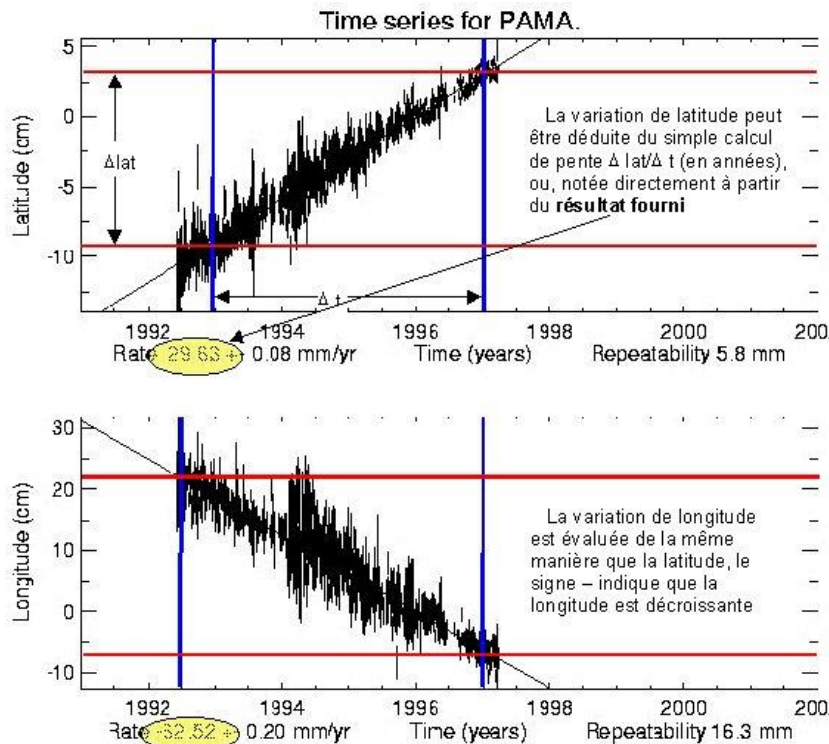
3.1. Données GPS et cinétique instantanée

Le **GPS (global positioning system)** est un système de positionnement par **satellite**. Il donne de façon instantanée la **position absolue** d'un point sur l'ensemble du globe. Son utilisation scientifique atteint une résolution de l'ordre du mm, grâce en particulier à des mesures menées sur de longues durées.

Le système comprend un ensemble de 24 satellites qui émettent des ondes captées par des positions réceptrices à la surface de la Terre. Les satellites étant en orbite autour de la Terre, ils conservent la même position par rapport à celle-ci pour une heure précise par 24h.

L'enregistrement à chaque point des ondes émises par différents satellites (**au minimum trois**) permet de trouver avec précision la position du point sur le globe.

Ce système permet donc de calculer la **vitesse de déplacement** de chaque point par rapport à l'ensemble du globe terrestre.



← Un exemple de détermination de vitesse grâce aux données GPS.

Un réseau de plusieurs dizaines de stations GPS permet de suivre les mouvements actuels des plaques tectoniques.

La figure présente des données de la station PAMA :

La latitude et la longitude (ainsi que l'altitude, non représentée) sont déterminées par GPS pendant plusieurs années : la mesure des pentes obtenues permet de déterminer des vitesses latitudinales et longitudinales moyennes sur une durée de seulement quelques années.

Le tableau suivant donne une vingtaine de positions de stations GPS et leur déplacement annuel par rapport à la longitude et à la latitude.

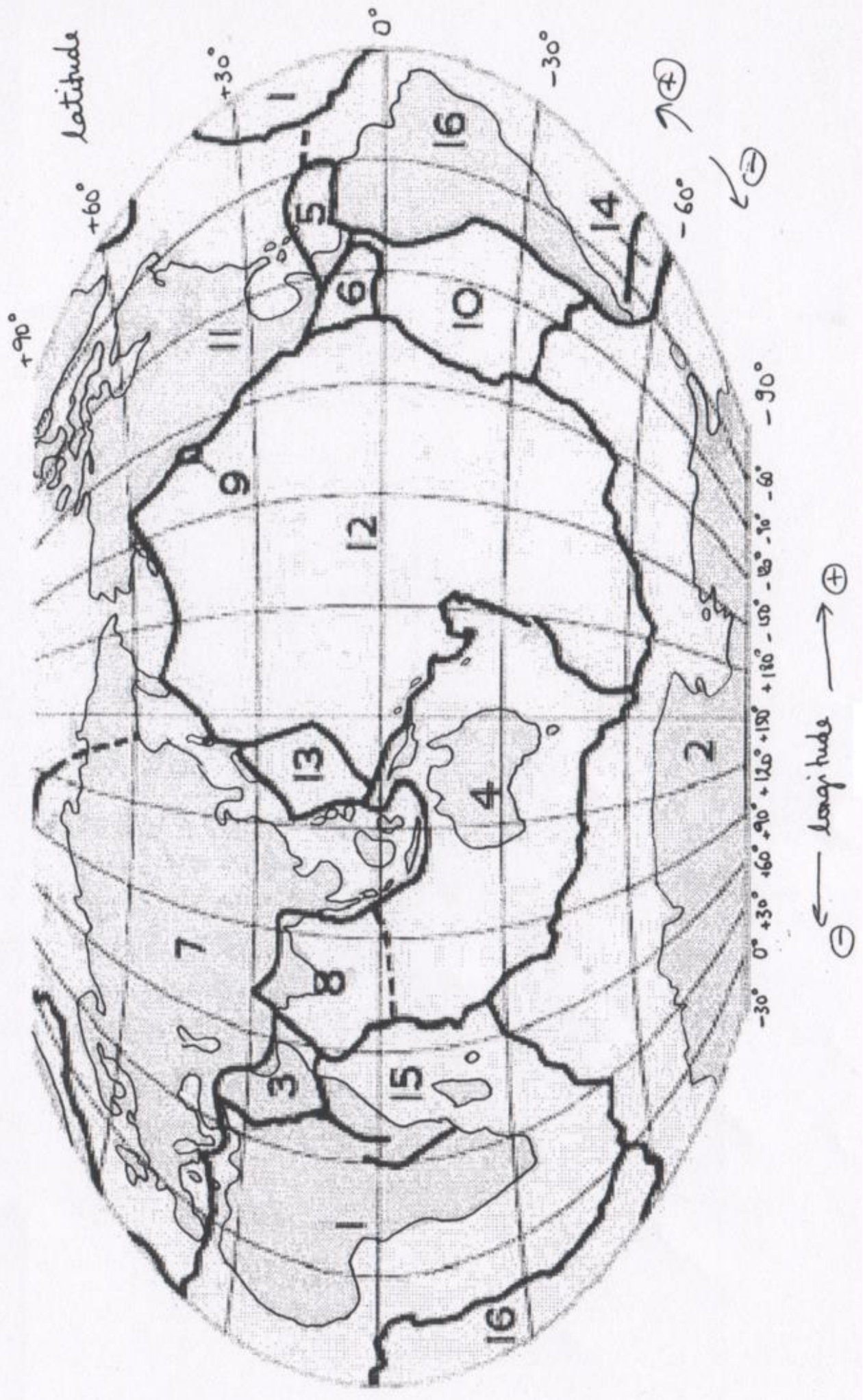
➡ **Placer** les deux stations indiquées sur la carte (page suivante) et tracer les vecteurs de déplacement instantané. **Calculer** la vitesse de déplacement relatif entre les deux stations.

Station 1 :

Station 2 :

Position	latitude	delta lat (mm/an)	longitude	delta long (mm/an)
ALIC	-23,7	56,9	133,9	31,9
ANKR	40	12,3	32,7	-1,7
AOML	25,7	2,6	-80,2	-11
AREQ	-16,5	14,6	-71,5	10
ARTU	56,4	5,2	58,6	25,2
BAKO	-6,5	-6,4	106,8	25
BAN2	13	29,6	77,5	38,2
BARH	44,4	6,6	-68,2	-16,9
BJFS	39,6	-12,7	115,9	29,5
BOGT	4,6	12,8	-74,1	0,7
BOR1	52,3	13,8	17,1	20,7
CAS1	-66,3	-11,2	110,5	2,7
GRAS	43,7	15,4	6,9	20,2
GRAZ	47,1	14,5	15,5	21,4
HARB	-25,9	16,4	27,7	16,4
IISC	13	33,6	77,6	40,4
KELY	67	11,9	-50,9	-18,5
KIRU	67,9	14,1	21	15,7
KSMV	35,9	-13,2	140,7	-4,6
MAC1	-54,5	31,7	158,9	-10,5
MALI	-3	14	40,2	26,5

CARTE MONDIALE ET LIMITE DES PLAQUES



MAGNETISME TERRESTRE ET PALEOMAGNETISME

- | | | |
|--|---|--|
| 1- Le champ magnétique terrestre |] | |
| 2- Les inversions du champ magnétique |] | → à connaître : caractéristiques, inversion, thermorémanence |
| 3- La fossilisation du champ magnétique |] | |
| 4- Les apports du paléomagnétisme en géosciences |] | → à savoir appliquer : fonds océaniques |

1. Le champ magnétique terrestre

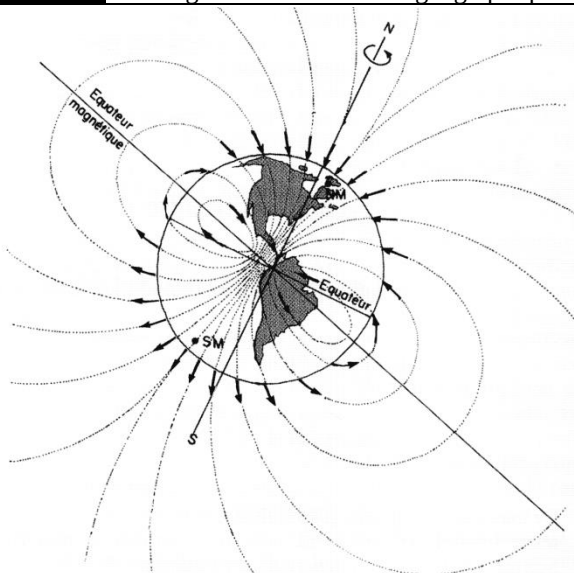
Il existe un **champ magnétique naturel** à la surface de la Terre. Ce champ magnétique est connu depuis le XVe siècle, et est à la base du fonctionnement des boussoles (bien que le nord géographique et le nord magnétique ne soient pas identiques, mais distants d'environ 2000 km).

Ce champ magnétique est lié à la présence de mouvements (rotations, turbulences, convection ?) au sein du **noyau externe liquide**, mouvements eux-mêmes provoqués par la rotation de la Terre sur elle-même.

En première approximation, le champ engendré par le noyau externe est à peu près équivalent au champ qu'engendrerait un **aimant dipolaire** placé au centre de la Terre.

Le champ magnétique est un vecteur F qui varie à la surface du globe, mais en tout point à un instant donné, il est défini par 3 paramètres :

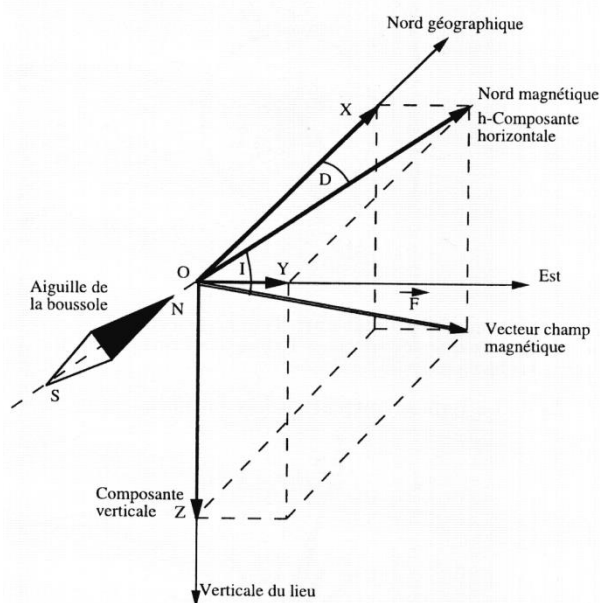
- **l'intensité** : exprimée en Tesla. Elle est actuellement positive dans l'hémisphère Nord (les lignes de champ magnétique entrent dans la Terre) et négative dans l'hémisphère Sud (les lignes en sortent);
- La **direction** définie elle-même par deux angles :
 - **Inclinaison** = I ou angle de F avec l'horizontale du lieu. I est positif si le vecteur s'enfonce dans le globe, négatif s'il en sort.
 - **Déclinaison** = D angle de F avec le nord géographique.



– Image simplifiée du champ magnétique terrestre actuel.

Le champ est assimilable à celui d'un dipôle placé au centre de la Terre et dont l'axe serait décalé par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Les lignes de force du champ magnétique recoupent la surface terrestre suivant un angle qui varie avec la latitude. Les lignes de forces sont entrantes par rapport à la surface terrestre dans l'hémisphère Nord et sortantes dans l'hémisphère Sud.

Les composantes du champ magnétique terrestre

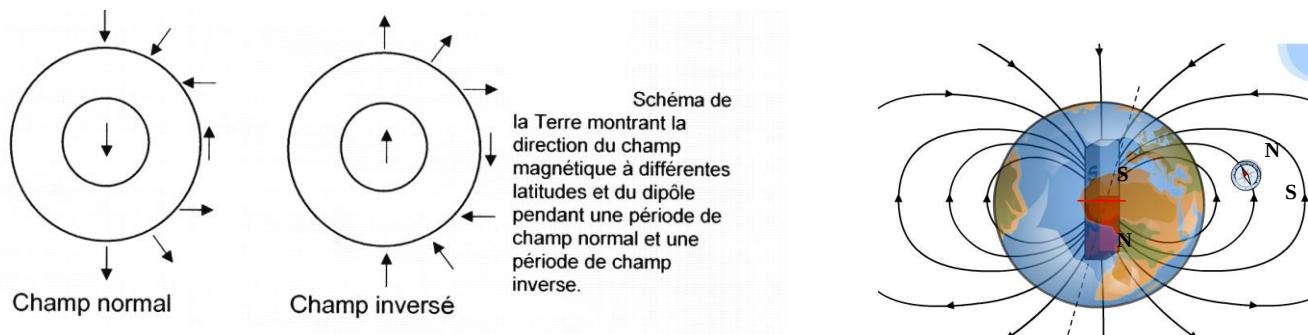


2. Les inversions du champ magnétique

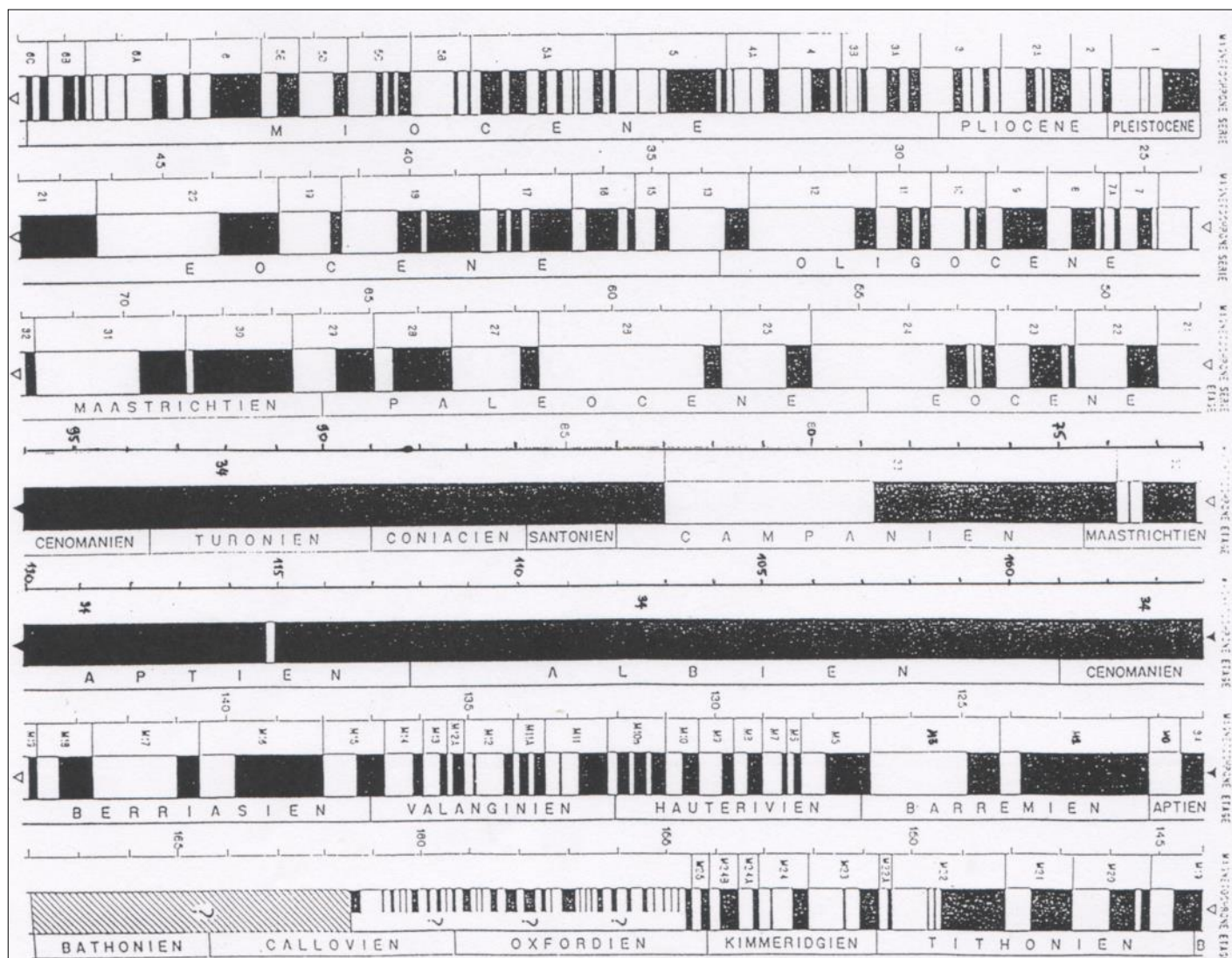
Actuellement, le pôle nord de l'aiguille d'une boussole indique à quelques degrés près la direction du pôle nord géographique (déclinaison $\neq 0$). Si nous disposons d'une boussole d'inclinaison, nous pouvons voir que la même pointe de l'aiguille pique vers le bas dans l'hémisphère nord (inclinaison positive). Dans l'hémisphère sud, elle indique toujours le nord mais elle s'incline vers le haut (inclinaison négative).

Il n'en a pas toujours été de même, à certaines époques, la pointe de l'aiguille aurait indiqué le sud et le haut dans notre hémisphère. La direction du champ magnétique était la même mais le sens était inversé.

On dit que le champ est **normal** lorsqu'il est semblable au champ actuel et **inversé** lorsqu'il est différent.



Le champ magnétique terrestre a connu de **nombreuses inversions au cours des temps géologiques**. A partir de l'étude du paléomagnétisme de roches pour lesquelles une datation absolue a pu être déterminée, il a été possible de construire une **échelle magnétostratigraphique**, qui donne les âges des périodes normales (champ magnétique normal ; en noir) et des périodes inverses (champ magnétique inverse ; en blanc).



3. La fossilisation du champ magnétique

Il existe dans les roches un certain nombre de **minéraux ferromagnétiques**. Certains de ces minéraux sont capables d'acquérir une **aimantation** sous l'action du champ magnétique terrestre, et surtout de la garder en **mémoire**. Ces minéraux sont principalement les oxydes de Fer, comme la **magnétite Fe_2O_3** .

L'aimantation de minéraux est acquise dans deux principaux types de conditions :

Cas ultra-majoritaire :
à retenir !

⇒ Au cours du refroidissement d'une roche volcanique: **aimantation thermorémanente**.

En effet, les minéraux perdent leurs propriétés magnétiques à haute température. Mais au cours du refroidissement de la lave, les minéraux retrouvent des propriétés magnétiques, et s'aimantent en fonction du champ magnétique régnant. La température en dessous de laquelle le minéral possède des propriétés magnétiques est sa température de Curie, ou **point de Curie**. Le point du Curie des minéraux thermorémanents varie entre 500 et 700°C, ce qui est bien inférieur à la température de fusion de la roche (900 à 1000°C) (l'aimantation des roches ferromagnétiques se déroule donc à l'état solide).

L'aimantation thermorémanente conserve l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique.

Cas très rare : pour information

⇒ Au cours du dépôt des sédiments qui formeront les roches sédimentaires: **aimantation détritique**.

Les particules magnétiques s'orientent en fonction du champ magnétique au cours de leur dépôt. Cette aimantation est beaucoup plus faible que l'aimantation thermorémanente.

L'aimantation détritique ne permet que de connaître l'orientation des pôles du moment (déclinaison et inclinaison).

Certaines roches gardent ainsi une **information sur l'état du champ magnétique** terrestre au moment de leur formation, en particulier les **roches magmatiques**.

L'étude des conditions anciennes du champ magnétique grâce à l'étude des roches est appelée **paléomagnétisme**.

4. Les apports du paléomagnétisme en géosciences

La détermination du paléomagnétisme d'une roche permet d'obtenir des informations sur le champ magnétique fossile, c'est-à-dire le champ magnétique qui régnait sur Terre au moment de l'aimantation de la roche. Dans le cas où la roche peut être observée dans la même position qu'au moment de son aimantation, il est alors possible de déterminer :

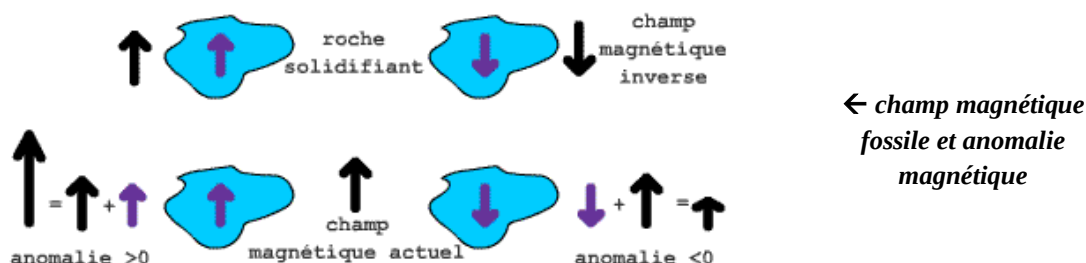
- Si le champ magnétique était **inverse** ou **normal** (ce qui permet une datation relative en utilisant l'échelle paléostratigraphique) ;
- L'inclinaison i du champ magnétique fossile, ce qui permet de déterminer la **paléolatitute L** (latitude à laquelle se trouvait la roche au moment de la fossilisation du champ magnétique), selon la relation : $\tan(i) = 2 \tan(L)$

Les inversions du champ magnétique sont particulièrement utilisées en **domaine océanique** : la lithosphère océanique étant composée de roches (basaltes et gabbros) riches en minéraux ferromagnétique, elle a enregistré le champ magnétique fossile du moment de sa formation. Ce champ magnétique fossile vient se superposer au champ magnétique actuel : lors d'une mesure par un bateau on mesure ainsi un champ magnétique légèrement plus faible ou légèrement plus élevé que le champ terrestre moyen.

Un champ légèrement plus élevé est une **anomalie magnétique positive** : elle correspond à un **champ fossile normal**.

Un champ légèrement plus faible est une **anomalie magnétique négative** : elle correspond à un **champ fossile inverse**.

Il est ainsi possible d'identifier des anomalies magnétiques du plancher océanique, qui permettent la datation de la croûte océanique.



Au niveau d'une dorsale océanique : observation et interprétation :

