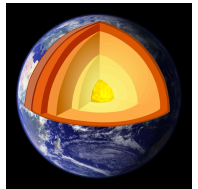
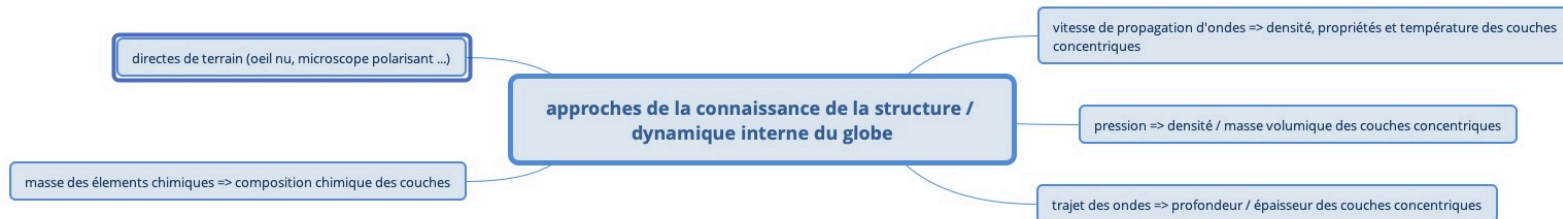


Chapitre 1

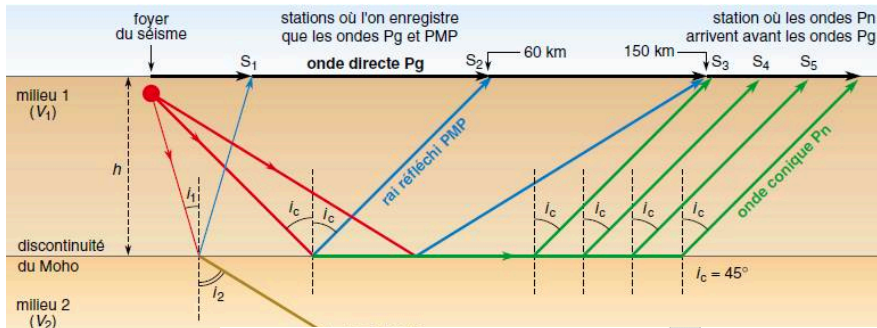
APPROCHE DE LA STRUCTURE & DYNAMIQUE INTERNE DU GLOBE TERRESTRE



EN QUOI L'HUMAIN A T-IL APPROCHÉ LA STRUCTURE INTERNE DU GLOBE DE 6371 KM DE RAYON (CONSTITUANTS, PROPRIÉTÉS, ÉPAISSEURS DES COUCHES) PAR DES MÉTHODES EMPRUNTÉES À L'OBSERVATION DIRECTE ET INDIRECTE ALORS QU'IL NE PEUT FORER AU-DELÀ DE -12,262 KM ?



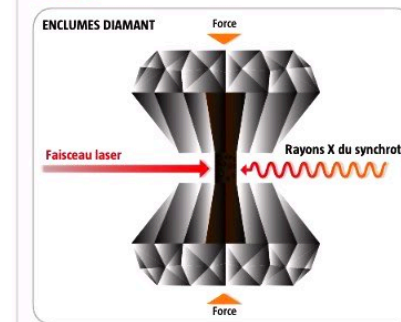
ILLUSTRATIONS UTILES EN VRAC DU CHAPITRE ...



LA PRESSE À ENCLUME DE DIAMANT

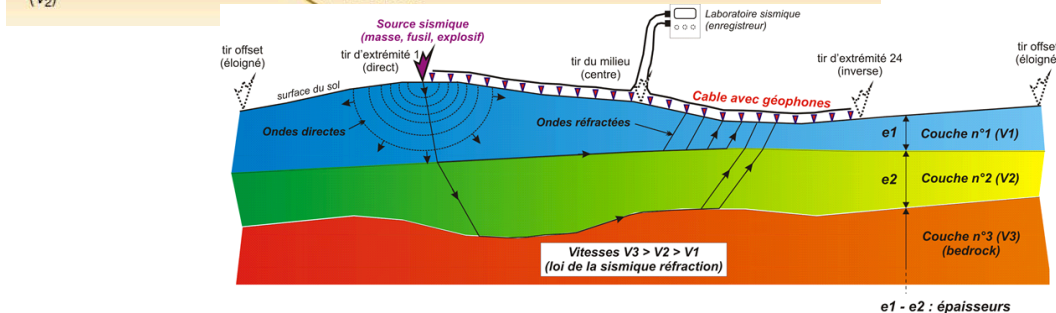
LA SISMIQUE RÉFLEXION / RÉFRACTION : CONNAISSANCE DES CRÔUTES

Doc. 3 La détermination de la température du noyau.

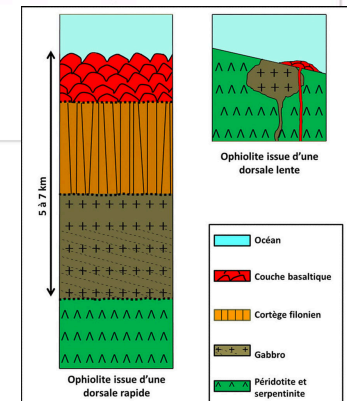


Les scientifiques ont réussi à déterminer la température de fusion du fer à une pression de 2 millions d'atmosphères (200 Gigapascals). De minuscules grains de fer, de la taille de grains de poussière (quelques microns), ont été comprimés entre deux pointes de diamants, créant ainsi une pression atteignant 2 millions d'atmosphères. Un faisceau laser a permis de chauffer les échantillons à plusieurs milliers de degrés. Grâce à un faisceau ultra fin de rayons X, les chercheurs ont pu déterminer par diffraction l'état de l'échantillon, solide ou en fusion, jusqu'à des valeurs de 4 800 °C et 2.2 millions d'atmosphères. Cette technique n'avait pas encore été employée car elle est difficile à mettre en œuvre pour des échantillons si petits.

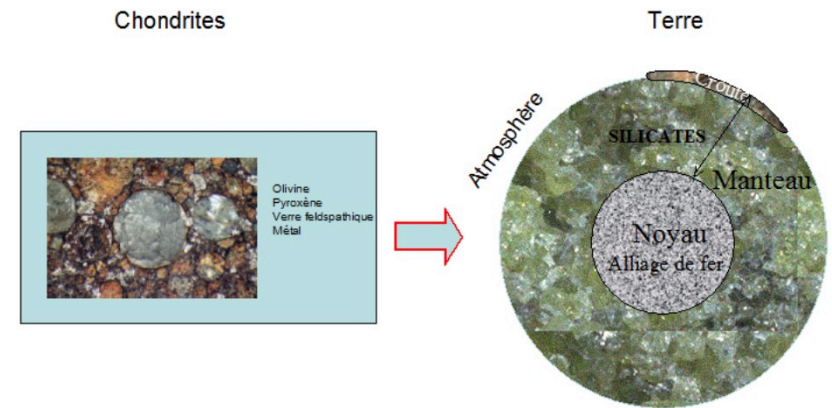
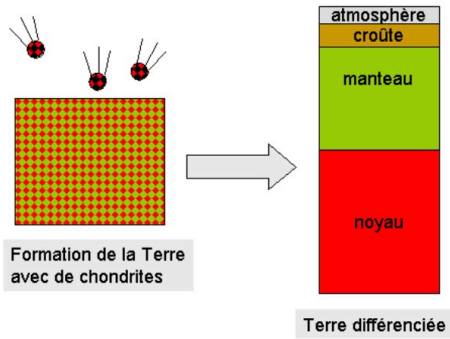
Extrapolées jusqu'à 3,3 millions d'atmosphères, les mesures donnent une température de fusion du fer de 6 000 ± 500 °C.



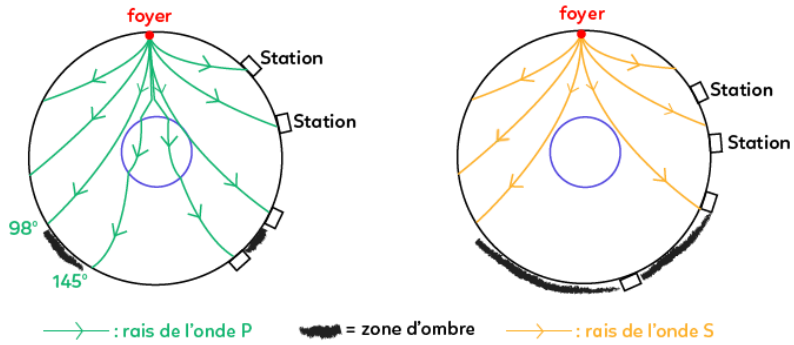
1



Représentation théorique "caricature" des deux types de fonds océaniques et d'ophiolites

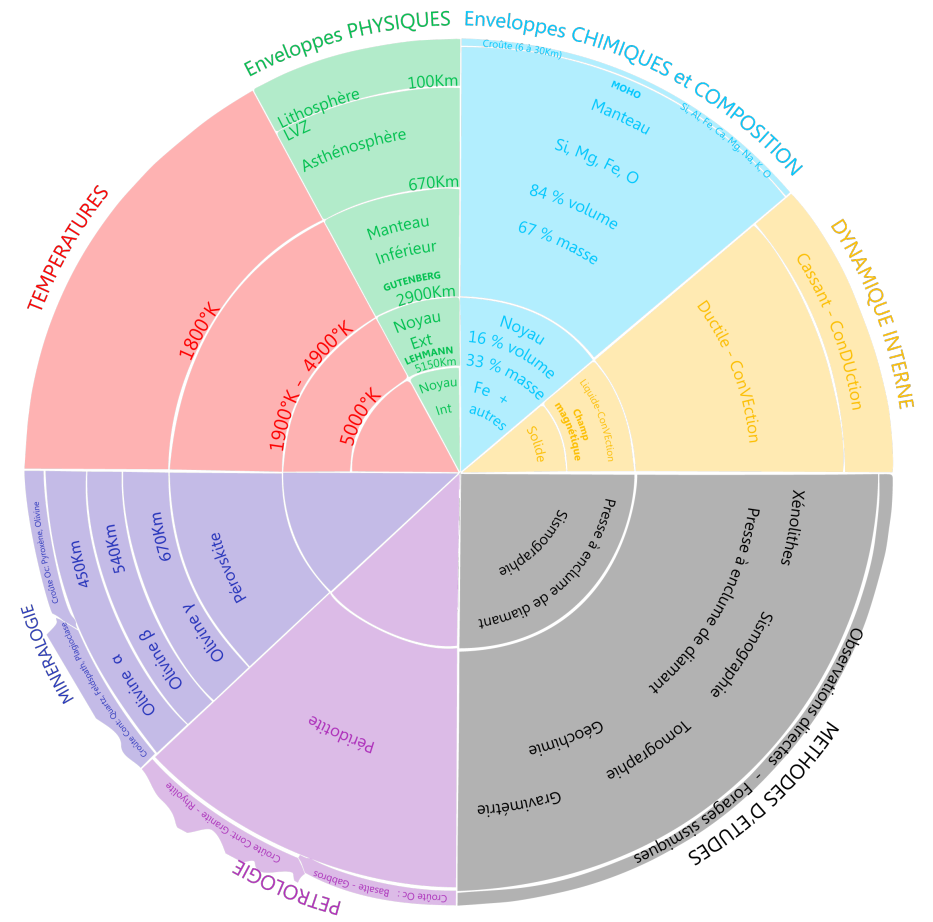


Moteur de la différenciation : contraste de densité, affinités chimiques, fusion partielle.



LES MÉTÉORITES

UNE PREUVE DE L'EXISTENCE DU NOYAU : LA ZONE D'OMBRE



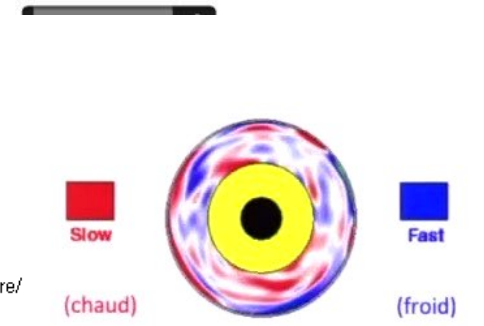
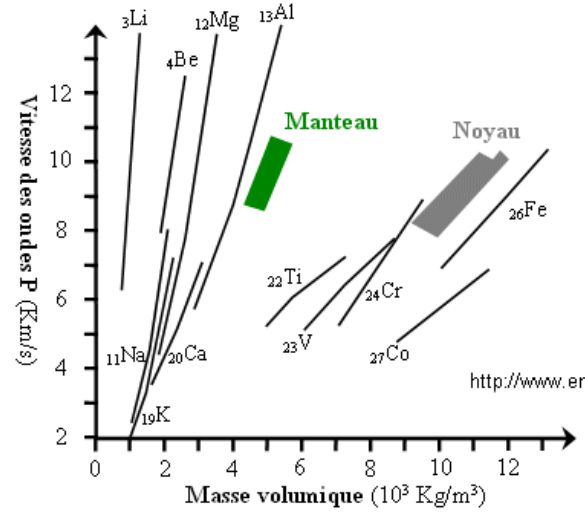
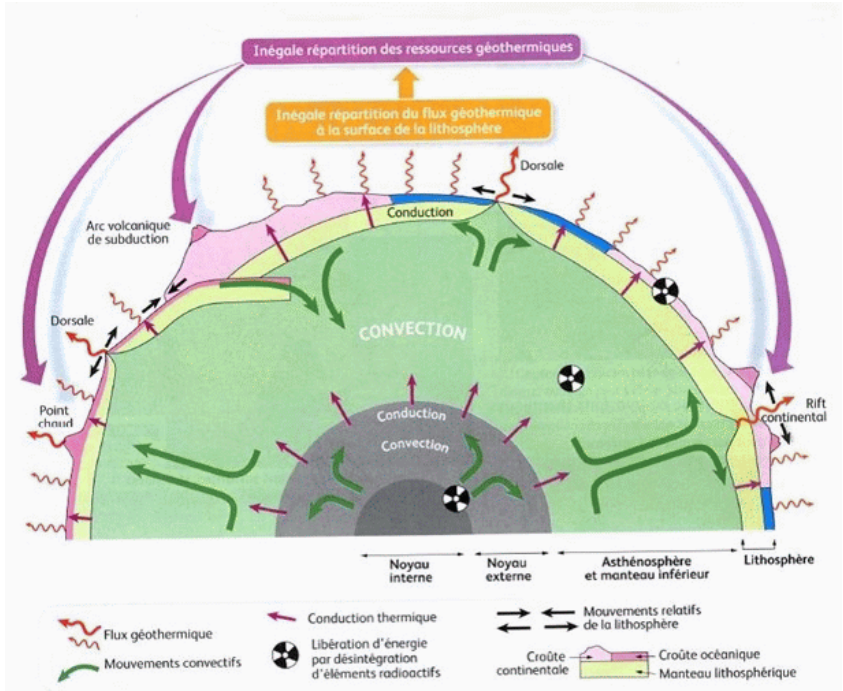
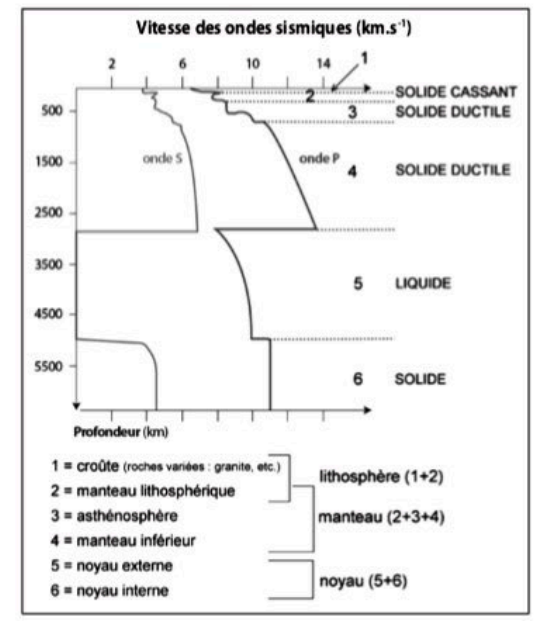
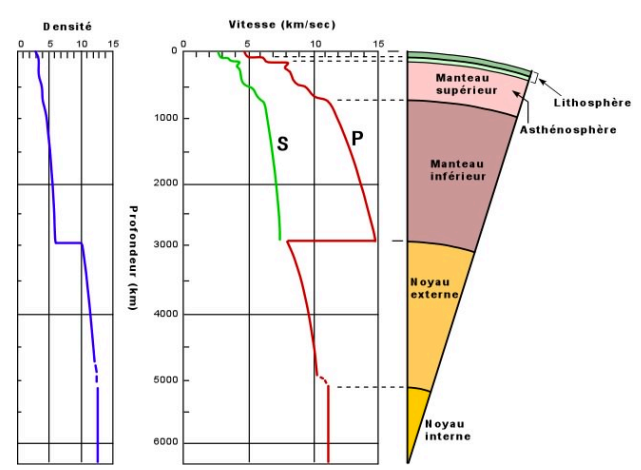
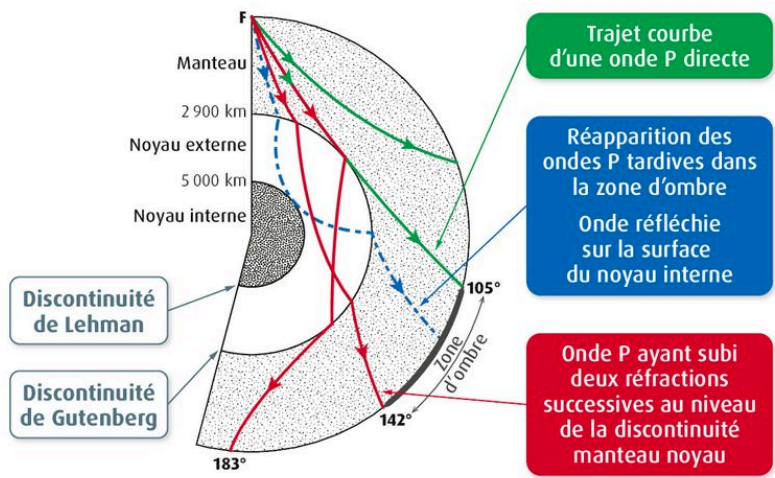
Vitesses d'ondes P et S

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4\mu}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

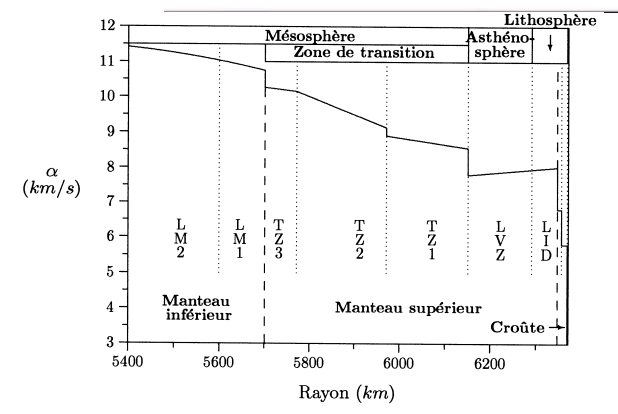
où K : module de compressibilité
 μ : module de cisaillement
 ρ : densité

$V_p > V_s$



Tomographie sismique: On mesure la vitesse de propagation des ondes

RÉSULTATS DE BIRCH (1963) CI-DESSOUS



LE MODÈLE PREM A DROITE

L'exploration humaine historique du cœur de la Terre est sujette aux rêves et fantasmes, comme dans le roman *Voyage au centre de la Terre* de Jules Verne.

vision de l'antiquité : Aristote (IV^e siècle av. J.-C.) s'inscrit dans la théorie des 4 éléments : la Terre est exclusivement formée de terre, entourée d'eau, d'air et enfin d'une couche de feu. Au delà, astres et éternité ... La partie superficielle du globe contient des cavités internes et des canaux. Le vent (ou souffle interne), sortant des cavités, provoque des tremblements de terre. Lorsqu'il est broyé en petites particules, il prend feu et donne des volcans.

1665 : 1^{ère} observation de cellule par Robert Hooke mais aussi des représentations d'Athanasius Kircher du monde de surface (carte mondiale) et en profondeur : jésuite allemand du XVII^eS, il dessine les éruptions de surface qui s'expliquent par un foyer profond qui leur est relié par un système de conduits

Les mineurs y côtoient quotidiennement le phénomène d'élévation de la température qui dès le XVIII^e siècle influera sur les hypothèses d'un globe au cœur en fusion.

La mesure de l'augmentation régulière de la température avec la profondeur dans les mines (1 °C pour 25 m) incite Joseph Fourier et Louis Cordier à extrapoler et déduire que le centre de notre planète est en fusion à une température de milliers de degrés celsius. L'origine de cette température est encore incertaine : un reste de la chaleur originelle conservée dans un globe terrestre en cours de refroidissement ? des phénomènes physiques ou chimiques exothermiques ? De plus, cette chaleur pourrait être suffisamment intense pour que toute la matière interne soit gazeuse au-delà d'une certaine profondeur. Pour William Hopkins (1839), 3 hypothèses en fonction de l'influence de la hausse de température par rapport à celle de la pression : Terre liquide si température a plus d'influence que la pression, solide à l'inverse, à noyau solide si effets compensés : Terre solide par le centre et la périphérie mais milieu liquide. La variation du point de fusion des roches en fonction de la pression fait une nouvelle fois pencher la balance en faveur d'un noyau solide. Selon Lord Kelvin, le niveau très faible des mouvements du sol liés à la marée (évalué par comparaison avec la mesure précise des marées océaniques) plaide pour un globe aux propriétés d'un solide élastique, et non pas d'un fluide (modèle à partie centrale rigide pour expliquer la déformation due aux marées (14 jours de période), ce que Jeffreys en 1926 interprétait comme un noyau liquide

COMMENT L'HUMAIN A CARACTÉRISÉ LA STRUCTURE ET DYNAMIQUE DE SURFACE ET PROFONDE DE LA TERRE AU COURS DU TEMPS ?

DÉTAILS

TECHNIQUE	PRINCIPE	APPORT À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE INTERNE DU GLOBE
INDIRECTE : THERMO- SISMIQUE ÉCARTS AU MODÈLE PREM DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE	<p><u>interprétation d'écarts (anomalies positives ou négatives) de vitesses d'ondes propagées par rapport au modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model)</u> de laboratoire : ces anomalies sont vues comme des variations positives/négatives de densité donc de température (+ modèle IASP 91 de 1991) : $\delta v < 0$ (accélération des ondes : $\delta d < 0 \Rightarrow \delta \theta > 0$ (zones anormalement chaudes : points chauds, chambres magmatiques et zones de fusion partielle, courants lents de convection chauds ...) et $\delta v > 0 \Rightarrow \delta d > 0 \Rightarrow \delta \theta < 0$ (ralentissement des ondes : plaque qui plonge, courant froid de convection ...)</p> <p>= moyen d'analyse de données sismiques par coupe de profondeur fixe (-100 km par ex pour retrouver les limites de plaques chaudes) de séismes naturels, interdiction de faire des artificiels qui devraient être de magnitude 6 pour réaliser des <u>cartes de l'état physique de la péridotite du manteau, notamment donc de sa température par extrapolation des anomalies</u> de vitesses enregistrées par un réseau de stations surtout terrestres (+ îles et données affectées par les vents donc moins bien) or 30% seulement = continents.</p> <p>L'étude de la propagation des ondes (et leur atténuation comme en médecine) sismiques à travers le manteau et le noyau indique la pression qui y règne, mais pas la température.</p> <p><u>\Rightarrow les anomalies en tomographie s'expliquent par des hétérogénéités physiques, chimiques et/ou thermiques du manteau.</u></p> <p>Au cours du xx^e siècle, la tomographie sismique, gagnant en précision, permet de faire plusieurs découvertes essentielles.</p> <p>En 1909, Andrija Mohorovičić met en évidence l'interface croûte / manteau : la discontinuité de Mohorovicic, le Moho, située sous Zagreb à - 54 km.</p> <p>En 1912, Beno Gutenberg place l'interface manteau / noyau à -2900 km par l'étude des ondes P, donnant son nom à la discontinuité entre le manteau inférieur et le noyau externe.</p> <p><u>\Rightarrow il existe donc des hétérogénéités thermiques mantelliques qu'on peut associer à des remontées depuis le cœur de la Terre dans le manteau depuis le noyau (voir paragraphe sur les transferts thermiques)</u></p>	

<p>DIRECTE : FORAGES ET DONNÉES THERMIQUES DE SURFACE SUR 12 KM</p>	<p>les roches sont accessibles, grâce à des robots, des sous marins, des carottages, des remontées volcaniques) jusqu'à 300Km mais seuls les matériaux de la croûte terrestre et du manteau supérieur vont être directement accessibles et observables. La composition des croûtes terrestres (continentales, océaniques) est assez bien connue par <u>l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages</u> continentaux ou océaniques péninsule de Kola par ex, - 12.226 km de 1970 à 1995), continental (très rare et peu profond) Les <u>mesures de température réalisées dans les mines ou forages montrent que la température interne de la Terre croît avec la profondeur</u> : le gradient géothermique (augmentation de la température avec les km) en °C.km-1 est fonction des zones géographiques (environ 30°C.km-1 dans la croûte continentale). <u>L'étude de la vitesse des ondes propagées</u> dans le globe et <u>des mesures de laboratoire</u> permettent de déterminer l'évolution de cette température dans les différentes enveloppes (croûtes, manteaux, noyaux) (valeur du gradient > dans la lithosphère (10 à 30°C.km-1) à l'asthénosphère (0,3°C.km-1). Même les mines les plus profondes du monde (-3 500m pour la Tau Tona d'Afrique du Sud en 2002) ne font qu'effleurer l'écorce terrestre. Au-delà de -2 km, l'exploration indirecte est nécessaire : les forages les plus profonds atteignent quasiment -13 km / 6371 = 0,2% du rayon de la Terre (record : -12, 376 par Exxon, 2012, forage pétrolière russe) La simple exploration humaine ne suffit pas à la connaissance du contenu profond du globe.</p>	<p><u>connaissance de la structure pétrologique (rhéologiques = des roches) des croûtes océaniques et continentales</u> mais pour l'évolution du géotherme au-delà, les scientifiques utilisent notamment les données sismiques et les expériences en laboratoire => ainsi, les géologues ont pu déterminer que la température augmentait en profondeur pour atteindre plus de 5000°C au centre terrestre (voir presse à enclume)</p>
<p>DIRECTE : AFFLEUREMENT DE SURFACE DE MATÉRIAU PROFOND</p>	<p>récolter / observer les ophiolites; ensemble de roches d'origine océanique coincés dans une collision post-subduction (sédiments recouvrant des basaltes puis gabbros puis péridotites) en montagne</p>	<p><u>croûtes / Moho / manteau supérieur serpentinisé (hydraté) issu d'un paléo-océan</u></p>
<p>INDIRECTE : MÉTÉORITES CHONDRITQUES ET ACHONDRITES</p>	<p>Cette constitution se comprend en remontant à la formation de la Terre par accréation (agglomération) de planétésimaux (embryons de planètes), dont les météorites primitives, ou <u>chondrites</u>, constituent la mémoire. Les différentes couches se sont ensuite mises plus ou moins progressivement en place sous l'influence de divers paramètres physiques, comme la densité croissante vers le centre (le lourd migre au centre et les éléments légers en surface) et la rhéologie des différentes phases constituant les matériaux premiers, ainsi que les affinités chimiques des éléments pour les diverses phases minérales, c'est-à-dire la <u>différenciation chimique</u>. Afin de comprendre comment les couches successives de la Terre se sont progressivement différenciées, il est utile de connaître la composition exacte du matériau primitif qui lui a donné naissance. Ses éléments indispensables sont le fer, le nickel et les silicates. On retrouve ces éléments dans les <u>chondrites</u>, contenant des petites zones <u>sphériques de silicates</u> solidifiés après fusion, les chondres, dont le nom est à l'origine de l'appellation de ces météorites. Certaines d'entre elles contiennent un mélange de fer métallique et d'oxyde de fer, ainsi qu'une grande quantité de carbone. D'autres du fer métallique et de l'enstatite, MgSiO₃ extrêmement fréquent dans le manteau terrestre. Les météorites carbonées CI, plus primitives, montrent du fer totalement oxydé. Elles sont très proches par leur composition de la nébuleuse gazeuse qui donna naissance au système solaire il y a environ 4,57 Ga, et à la Terre il y a - 4,45 Ga. Parmi toutes ces chondrites, seules celles contenant 45 % d'enstatite présentent une composition chimique et en isotopes en adéquation avec la densité et la nature profonde actuelle de la Terre (plusieurs couches de silicates légers et un noyau où ont migré les métaux plus lourds) : <u>ces météorites ont une taille bien trop faible pour être différenciées : leurs éléments y sont restés répartis de façon relativement homogène</u>. Le fil à plomb est attiré vers le centre de notre planète par une mystérieuse force d'attraction qui empêche l'atmosphère de s'échapper dans l'espace et qui est responsable du poids des objets. Newton, au XVII^e S établit la loi d'attraction des corps. Un siècle plus tard, par une astucieuse expérience, Cavendish parvient à déterminer expérimentalement la constante d'attraction universelle G. Dès lors il devenait facile de calculer la masse de la Terre : <u>6 x 10²⁴ kg</u>. <u>A partir de ces données, en divisant la masse de la Terre par son volume, on a pu établir la densité moyenne de notre planète qui s'élève à 5,52, valeur</u> surprenante beaucoup plus élevée que celle des roches familières. <u>interprétation</u> : cela implique que l'intérieur de notre globe doit être constitué d'un matériau beaucoup plus dense que les roches de la partie superficielle. Les météorites nous renseignent donc sur la composition des couches internes de notre propre planète, les pierreuses étant ferro-magnésiennes. Leur composition minéralogique et leurs propriétés physiques ressemblent beaucoup à celles des roches de profondeur qui sont accessibles à notre observation. Le manteau terrestre entre -200 et -2900 km de profondeur est probablement constitué d'un matériau semblable. <u>Les météorites métalliques sont composées d'un alliage de fer et de nickel. Tous les résultats des mesures géophysiques amènent à croire que le noyau terrestre est métallique, constitué certainement d'un alliage identique à celui des météorites métalliques.</u></p>	<p>Pour les géologues, elle donne des indices sur l'aspect du noyau en fer et en nickel de la Terre. On pense en effet que ces météorites sont des vestiges des noyaux de petites planètes. noyau essentiellement ferrique et de nickel manteau péridotitique croûte de silicates d'aluminium</p>
<p>SIMULATIONS/ MODÉLISATIONS INFROMATIQUES SUR ORDINATEURS DE LA CONVECTION MANTELLIQUE</p>	<p>Il y a existence d'un lien entre contexte géodynamique (point chaud, dorsale, subduction et collision) et hétérogénéité thermique / notion de gradient géothermique variable : le froid descend, le chaud remonte par le nombre de Rayleigh obtenu par une formule mathématique, des modèles permettent d'étudier / comprendre les mouvements de l'hétérogénéité mantelliques due à des variations de températures en association avec conduction et convection ⇒ <u>asthénosphère et manteau inférieur : comportement ductile lent des roches avec viscosité faible permettant les déplacement de matière (vitesse de déplacement des zones chaudes aux froides de quelques cm.an-1) : transferts thermiques efficaces</u></p>	

<p style="text-align: center;">SISMIQUE</p>	<p><u>Le modèle sismique ou PREM (Preliminary Reference Earth Model) montre une augmentation de la vitesse des ondes P et S avec l'augmentation de la profondeur, elles ont donc traversé des milieux plus denses et / ou plus rigides. Les courbes obtenues ont toujours la même forme quelque soit le lieu du séisme et le lieu de l'enregistrement : les variations de vitesse se produisent toujours à la même profondeur et l'augmentation de densité des matériaux se fait donc de manière concentrique.</u> L'assemblage de nombreux sismogrammes enregistrés dans diverses stations suite à un même séisme permet de construire des hodochrones (voir ci-dessous). <u>Plus la distance à l'épicentre augmente, plus les ondes ont cheminé en profondeur et ont été accélérées. L'intérieur est donc inhomogène mais a une structure en couches concentriques.</u> Quel que soit le lieu du séisme, il existe une zone d'ombre entre 104° et 142° par rapport à l'épicentre : elle s'explique si on admet l'existence d'une discontinuité séparant le manteau d'une autre couche plus profonde, le noyau.</p> <p>en-dessous de - 2900 km, les ondes P ralentissent brutalement et les ondes S sont stoppées ($v = 0$ car le module de cisaillement est nul dans les liquides) , mais réapparaissent à partir de - 5150 km : le noyau externe est donc liquide alors que le noyau interne est solide.</p> <p>Des canons à air (= source sismique) de navires d'exploration marine enregistrant des données sismiques avec des hydrophones tractés et placement de sismomètres déposés au fond de l'océan génèrent une onde sonore qui se propage dans l'eau et dans le sous-sol. <u>Les couches géologiques du sous-sol sont caractérisées par une densité associée à une vitesse estimée à partir du temps double.</u> Au niveau de chaque interface entre 2 couches successives : une partie de l'énergie de l'onde incidente est réfléchie vers la surface et une partie de l'énergie est transmise dans les couches plus profondes. Les signaux réfléchis sur les couches du sous-sol sont reçus au niveau des hydrophones (capteurs de pression) de la flûte sismique (long câble remorqué derrière le navire), puis enregistrés (temps doubles).</p> <p>Lors de séismes réels (cas de propagation d'ondes dans toutes les directions suite à la rupture de roches en profondeur, en un hypocentre) générant des ondes de volume (P et S) et de surface (L et de Rayleigh) les ondes sismiques suivent les lois optiques de Snell-Descartes : $\sin i_1 = \sin i_2$ et $i_1 = i_2$ avec i_1 et i_2 angles respectifs de réflexion et réfraction de part et d'autre de 2 milieux d'indice de réfraction n_1 et n_2. La vitesse de propagation de sondes dépend de la nature des matériaux, de leurs propriétés mécaniques, de la température au niveau d'une surface de discontinuité. Les ondes S ne se propagent que dans les solides, le cisaillement étant nul dans les liquides d'où une non-propagation dans ces milieux. L'augmentation de vitesse est croissante avec la profondeur et des fourchettes de valeur indiquent la valeur du matériaux couches sédimentaires < granitoïdes < basaltes < péridotites < Fer et Nickel par emple du noyau entre - 120 et -220 km, on a un ralentissement sans véritable saut de vitesse</p> <p><u>⇒ ainsi, on a établi la connaissance de l'épaisseur des croûtes, avec des surfaces de discontinuité croûte / manteau supérieur situées à - 35 km en moyenne sous les continents et 7 à 12 sous les océans, le Moho en hommage à Mohorovicic qui découvre sa valeur sous Zagreb en 1909 par l'interprétation d'écarts de réception d'ondes P à 2 stations équidistantes du séisme</u></p> <p style="text-align: center;">Le noyau représente 15 % du volume terrestre. La discontinuité de Gutenberg marque la transition manteau / noyau à - 2900 km</p> <p>L'asthénosphère est 10 fois plus rigide que la glace et avance de 1 cm / an. <u>La structure de l'olivine évolue avec la profondeur, le minéral devient de plus en plus dense, ce qui se traduit par une augmentation de la vitesse des ondes sismiques. 2 sauts de vitesse sont observés : vers -400 Km et vers -670 Km de profondeur où se situe la limite entre manteau supérieur / manteau inférieur. Le manteau inférieur (-670 Km jusqu'à -2900Km) aurait une viscosité 30 fois plus élevée que celle du manteau supérieur homogène : cette limite manteau supérieur/manteau inférieur (mésosphère) est considérée actuellement</u></p> <p style="text-align: center;"><u>comme une limite majeure</u></p> <p style="text-align: center;">existence d'un noyau externe liquide (Gutenberg, 1932) de - 2900 km à - 5100 km</p> <p>=> d'une LVZ, low velocity zone, partie supérieure de l'asthénosphère ductile qui est le « manteau supérieur supérieur » sous-lithosphérique déformable surmontant par la lithosphère cassante rigide <u>les vitesses sismiques dans le noyau et le manteau nous apprennent qu'il existe un matériel lourd au centre de la Terre.</u></p>
<p style="text-align: center;">EN LABORATOIRE : INDIRECTE : LOI DE BIRCH (1963), LAMES EN LPNA / LPA, MESURES SUR ÉCHANTILLONS</p>	<p><u>1923 à 1952</u> : d'autres géophysiciens (Adams, Williamson, Bullen, Birch) travaillent sur des équations permettant de déterminer la variation de la densité avec la profondeur et la pression qu'elle engendre</p> <p><u>1936</u> : Inge Lehmann découvre la graine (ou noyau interne liquide). C'est une partie métallique à l'intérieur du noyau à -5 150 km de profondeur, la température est probablement à peu près celle qui est nécessaire à la fusion du fer à 330 Ggigapascals. Mais sa solidité sera établie plus tard.</p> <p><u>en classe</u> : On peut estimer la masse volumique (densité) par application du principe d'Archimède avec des barres de roches/des capteurs piezométriques et des logiciels comme Audacity.</p> <p>La composition chimique et structure/texture à l'oeil nu peut être effectuée en laboratoire et par l'étude d'échantillons et de lames minces au MP (Microscope Polarisant). La vitesse d'une onde P est reliée linéairement à la masse volumique μ du milieu traversé. Ainsi, Birch a reporté cette vitesse en fonction de la masse volumique de divers éléments chimiques. Si l'on inclut dans ce graphique les vitesses des ondes P dans le noyau et le manteau , il apparaît clairement que le manteau est probablement constitué d'éléments légers (Si, Mg, O) et le noyau d'éléments lourds. <u>L'élément lourd qui se rapproche le plus dans le diagramme de ce que l'on observe pour le noyau est le fer</u> ou un élément de masse atomique voisine... On constate également que le fer pur n'explique pas parfaitement les données. Il faut donc y ajouter un faible pourcentage d'éléments légers. ⇒ donc noyau essentiellement ferrique et manteau à péridotite (fer, magnésium, silicates)</p> <p><u>En 1961</u>, Birch établit des relations entre vitesse de propagation des ondes et densité de différents matériaux. Il montre que pour atteindre la densité du noyau (qui doit être proche de 10), il faudrait comprimer les silicates à des pressions nettement plus élevées que celles régnant au centre de la Terre. Par contre, on peut atteindre de telles densités (et les vitesses de propagations correspondantes) en considérant un noyau principalement constitué de fer (ce qui est également cohérent avec l'existence du champ magnétique)</p> <p><u>En 1963</u>, Birch réalise une séquence de droites V_p en fonction de la masse volumique pour différents métaux, selon leur nombre atomique</p> <p>⇒ donc noyau essentiellement ferrique et manteau à péridotite (fer, magnésium, silicates)</p>

<p>INDIRECTES : CELLULES À ENCLUMES DE DIAMANT</p>	<p>En laboratoire, on essaye donc de reconstituer les conditions de pression – en utilisant des presses à enclumes de diamant – et de température – par chauffage laser – qui règnent dans le noyau. À la frontière entre le noyau liquide et le noyau solide, la pression est de 3,3 Mbars, et la température devrait être proche de la température de fusion du fer à cette pression. Mais quelle est cette température de fusion ? On a utilisé la source de rayons X de l'ESRF pour déterminer la structure de l'échantillon, qui indique s'il est liquide ou solide => <u>on a trouvé que la température de fusion entre noyau solide / liquide est d'environ 5957°C +/- 287°C, valeur compatible avec les prévisions théoriques.</u></p> <p>Les presses à enclume de diamant permettent aussi de comprendre l'état de la matière en profondeur (manteaux, noyau) : <u>le domaine (P,T) accessible par cette technique couvre pratiquement tout le domaine à l'intérieur de la Terre et des planètes telluriques</u> : pression jusqu'à 500 GPa (5 millions d'atmosphères) et température jusqu'à 5000K. <u>La transparence du diamant sur une large bande de longueur d'onde, de l'infrarouge aux rayons X et gamma permet de mesurer les propriétés des matériaux</u> (changements subis par les matériaux à HTHP) donc de suivre le comportement des roches et minéraux et de <u>préciser les changements de densité</u>, de phases des minéraux (état 3D des cristaux : voir l'olivine du manteau dont les états font les zones mantelliques différentes), <u>les variations des propriétés élastiques et de vitesses de propagation des ondes acoustiques, les phénomènes de fusion à haute pression</u></p> <p><u>Principe</u> : <u>pour atteindre des pressions élevées, il faut appliquer une force importante sur une surface la plus réduite possible (F = P/S)</u> : le diamant présente des caractéristiques de résistance à la compression exceptionnelles. A la fin des années 1950, un américain a eu l'idée de l'utiliser comme enclumes dans un montage, l'échantillon à étudier sous pression étant placé dans un trou percé dans une feuille de d'acier (joint) de quelques dixièmes de mm d'épaisseur serré entre 2 diamants taillés et présentant une surface plane (la tablette) d'un diamètre variant de 10 à 700 µm (voire plus). Les domaines d'application de la technique de la cellule à enclumes de diamant sont variés, depuis la physique des matériaux sous conditions extrêmes jusqu'à la géophysique en passant par la biologie ! La technique a donc beaucoup évolué pour permettre de comprimer en chauffant ou en refroidissant des matériaux solides ou liquides (magmas, minéraux, molécules organiques, éléments ...). Un géotherme permet de voir qu'une grande partie des conditions de pression et de température caractéristiques de la Terre sont accessibles à cette technique.</p>															
<p>INDIRECTE : VARIATION DES GRADIENTS GÉOTHERMIQUES</p>	<p>La température est un paramètre clef : car c'est en partie d'elle que l'état physique des matériaux (solide ou liquide) dépend et leurs propriétés dynamiques (milieux déformables ou rigides). L'étude du géotherme, c'est-à-dire l'augmentation de la température en fonction de la profondeur, montre l'existence de 2 types de régions :</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>des zones à faible gradient géothermique (inférieur à 1°C.km-1 dans presque tout le manteau et le noyau</u> - <u>des zones à fort gradient (des dizaines de °C / Km.) à la limite manteau supérieur/ inférieur à - 670 km et à la limite manteau / noyau à - 2900 km (couche D''), des « couches limites thermiques », caractérisées par un fort gradient géothermique entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique, l'isotherme 1300°C.</u> <table border="1" data-bbox="331 751 1912 1187"> <thead> <tr> <th data-bbox="331 751 528 842">MODE DE TRANSFERT THERMIQUE</th> <th data-bbox="528 751 752 842">OÙ ?</th> <th data-bbox="752 751 1317 842">MODALITÉS : COMMENT ?</th> <th data-bbox="1317 751 1617 842">VITESSE</th> <th data-bbox="1617 751 1912 842">EFFICACITÉ</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td data-bbox="331 842 528 1043">- 1/ CONDUCTION</td> <td data-bbox="528 842 752 1043">à peu près partout dans le globe : croûte, manteau, noyau (surtout lithosphérique en milieu plus rigide)</td> <td data-bbox="752 842 1317 1043">sans transfert de matière, diffusif, par transfert d'énergie de vibration d'atome à atome de proche en proche par simple contact physique direct selon le gradient de température (des zones chaudes à froides)</td> <td data-bbox="1317 842 1617 1043">très faible : 0,05 cm.an-1 dans la lithosphère</td> <td data-bbox="1617 842 1912 1043">faible vu la faible conductivité thermique des roches (forte inertie thermique)</td> </tr> <tr> <td data-bbox="331 1043 528 1187">- 2/ CONVECTION</td> <td data-bbox="528 1043 752 1187">croûte, manteau : surtout mantellique (en milieu donc plus ductile)</td> <td data-bbox="752 1043 1317 1187">avec transfert de matière : existence de courants ascendants de matière chaude donc peu dense et descendants de matière froide et plus dense, au niveau de cellules)</td> <td data-bbox="1317 1043 1617 1187">faible : quelques cm.an-1</td> <td data-bbox="1617 1043 1912 1187">plus élevée que la conduction</td> </tr> </tbody> </table>	MODE DE TRANSFERT THERMIQUE	OÙ ?	MODALITÉS : COMMENT ?	VITESSE	EFFICACITÉ	- 1/ CONDUCTION	à peu près partout dans le globe : croûte, manteau, noyau (surtout lithosphérique en milieu plus rigide)	sans transfert de matière, diffusif, par transfert d'énergie de vibration d'atome à atome de proche en proche par simple contact physique direct selon le gradient de température (des zones chaudes à froides)	très faible : 0,05 cm.an-1 dans la lithosphère	faible vu la faible conductivité thermique des roches (forte inertie thermique)	- 2/ CONVECTION	croûte, manteau : surtout mantellique (en milieu donc plus ductile)	avec transfert de matière : existence de courants ascendants de matière chaude donc peu dense et descendants de matière froide et plus dense, au niveau de cellules)	faible : quelques cm.an-1	plus élevée que la conduction
MODE DE TRANSFERT THERMIQUE	OÙ ?	MODALITÉS : COMMENT ?	VITESSE	EFFICACITÉ												
- 1/ CONDUCTION	à peu près partout dans le globe : croûte, manteau, noyau (surtout lithosphérique en milieu plus rigide)	sans transfert de matière, diffusif, par transfert d'énergie de vibration d'atome à atome de proche en proche par simple contact physique direct selon le gradient de température (des zones chaudes à froides)	très faible : 0,05 cm.an-1 dans la lithosphère	faible vu la faible conductivité thermique des roches (forte inertie thermique)												
- 2/ CONVECTION	croûte, manteau : surtout mantellique (en milieu donc plus ductile)	avec transfert de matière : existence de courants ascendants de matière chaude donc peu dense et descendants de matière froide et plus dense, au niveau de cellules)	faible : quelques cm.an-1	plus élevée que la conduction												

BILAN

La Terre est une planète différenciée en couches concentriques dont on a pu établir un modèle cohérent à partir d'un minimum d'observations directes et de données indirectes fournies par l'étude des météorites, des ondes sismiques, des masses volumiques, des techniques expérimentales comme la presse à enclume de diamant qui permet d'approcher les conditions pression / température existant au niveau du manteau et du noyau en lien avec les prévisions de valeur en profondeur. Les différentes enveloppes sont limitées par des discontinuités qui sont soit :

- chimiques (Moho : - 35 km sous les continents, 5 à 12 sous les océans)
 - physiques matérialisant un changement d'état d'un même matériau (limite lithosphère / asthénosphère vers - 100 km dans le manteau, de Lehman entre noyau externe et interne à - 5150 km)
 - physico-chimiques matérialisant à la fois changement de matériau et d'état (discontinuité de Gutenberg à - 2900 km séparant la péridotite solide du manteau du fer et nickel liquides constituant le noyau externe).
- La Terre montre donc une hétérogénéité de structure et de composition chimique : densité, pression et température augmentent avec la profondeur. La température, la pression et la masse volumique varient avec la profondeur et modifient l'état physique des matériaux.

1/ La croûte terrestre représente environ 1,5 % du volume de la Terre solide, 4,4 % de sa masse et 6,5 % de la masse silicatée de la Terre (La Terre sans le noyau métallique). La croûte continentale est solide, essentiellement granitique, surmontée par endroits de roches sédimentaires, plus épaisse que la croûte océanique de 30 km à 100 km sous les montagnes et la croûte océanique, solide et surtout composée de roches basaltiques, Relativement fine (environ 6 km, 5 à 6 fois moins que la moyenne crustal continentale), mais plus dense qu'elle

2/ Les manteaux, 84 % du volume terrestre de la discontinuité de Mohorovicic, transition croûte/ manteau à - 2900 km, moins rigide que les autres couches, sans être liquide, comparable à la viscosité de la glace (qui s'écoule dans les glaciers pour l'eau). Il reste solide. En effet, aux profondeurs élevées du manteau, l'effet de pression maintenant l'état solide est plus important que l'effet de température (provoquant EXCEPTIONNELLEMENT la fusion partielle : subduction, accrétion, point chaud). quand les effets s'appliquent en sens inverse, lors par exemple d'une remontée suffisamment rapide, les matériaux mantelliques remontent (et donc se dépressurisent) plus vite que ne le permet l'équilibre thermique par diffusion de la chaleur transportée : c'est ce que l'on appelle une remontée adiabatique. Ainsi, le matériau peut croiser son point de fusion commençante, et commencer à donner naissance à un magma primaire (Cas de l'aplomb des dorsales à une profondeur d'environ 100 km)

- supérieur (du MOHO à - 670 km), moins visqueux (plus ductile) que le manteau inférieur : les contraintes physiques qui y règnent le rendent en partie plastique. Il est formé essentiellement de roches telles que la péridotite : l'état des matériaux dépend des résultats des presses à enclume de diamant
- inférieur (mésosphère) : - 670 à - 2900 km, a propriétés solides aux échelles de temps inférieures à l'année, et plastiques aux échelles de temps supérieures au siècle. Des cellules de convection du manteau y sont de la matière en mouvement lent. En effet, le manteau est le siège de courants de convection qui transfère la majeure partie de l'énergie calorifique du noyau de la Terre vers la surface. Ces courants provoquent la dérive des continents, mais leurs caractéristiques précises (vitesse, amplitude, localisation) sont encore mal connues
- interface manteau / noyau : zone D'' jusqu'à - 2900 km
-

3/ Le noyau externe liquide

Le noyau externe est liquide, essentiellement composé de fer à 80-85 %, d'environ 10-12 % d'un élément léger non encore déterminé parmi lesquels S, O, Si et/ ou C et enfin de l'ordre de 5 % de Ni (nickel). Sa viscosité est estimée entre 1 et 100 fois celle de l'eau, sa température moyenne atteint 4 000°C et sa densité 10. Cette énorme quantité de métal en fusion est brassée par convection, surtout thermique (refroidissement séculaire de la planète), et pour une plus faible partie due à la composition du noyau (séparation, démixtion des phases). Les mouvements du noyau externe interagissent avec les mouvements de la Terre : principalement sa rotation quotidienne, mais aussi à plus longue échelle de temps sa précession (plan de rotation de son axe). La nature conductrice du fer permet le développement de courants électriques variables qui donnent naissance à des champs magnétiques, lesquels renforcent ces courants, créant ainsi un effet dynamo, en s'entretenant les uns les autres. Ainsi explique-t-on que le noyau liquide est à l'origine du champ magnétique terrestre. La source d'énergie nécessaire à l'entretien de cette dynamo réside très probablement dans la chaleur latente de cristallisation de la graine

4/ le noyau interne solide (graine)

boule solide essentiellement métallique (80 % d'alliages de fer et 20 % de nickel environ + autres atomes, encore incertain) et constituée par cristallisation progressive du noyau externe. La pression, qui est de 3,5 millions de bars (350 gigapascals), le maintient dans un état solide malgré une température supérieure à 6000 °C et une densité d'environ 13. La discontinuité de Lehmann marque la transition entre le noyau externe et le noyau interne à - 5100 km. Le noyau interne est toujours un sujet actif de recherche. Différentes observations laissent entendre qu'il serait en mouvement. En suivant le principe que dès que la vitesse d'une onde sismique change brutalement et de façon importante, cela signifie qu'il y a changement de milieu, les différentes couches séparées par des discontinuités ont pu être établies. Avec l'essor de la géologie, les théories doivent être cohérentes avec l'observation et les mesures géophysiques. Le peu d'influence des masses montagneuses sur la gravité locale tend à prouver que la Terre n'est pas creuse, invalidant les hypothèses antérieures. Dès le xviii^e, le léger aplatissement du globe aux pôles et la nature ignée de certaines roches font dire à Georges de Buffon que la Terre a été en fusion à son origine.

1926 : Harold Jeffreys établit la fluidité du noyau métallique.

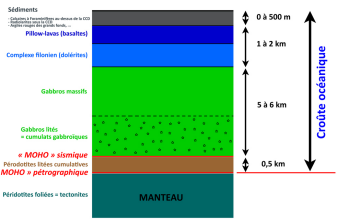
Par ailleurs, l'analyse de la composition des roches terrestres et météoritiques, ainsi que la mesure de la densité moyenne du globe (5,5) influent sur plusieurs modèles où une fine croûte légère de silicates recouvre un noyau métallique volumineux plus dense

XXI^e S : la frontière du très profond

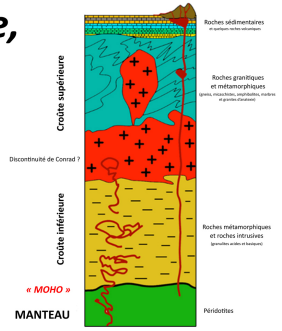
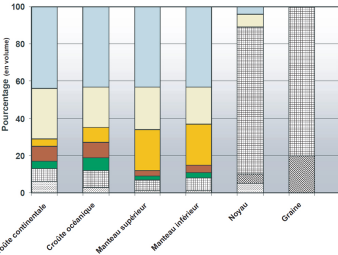
La recherche actuelle s'intéresse à une meilleure connaissance du très profond (nature et propriétés exactes de la graine terrestre où l'anisotropie sismique suggère une convection, 2008). Par exemple, sa température. 2013 : des résultats convergents expliquent les écarts antérieurs, selon lesquels la température du noyau évoluerait de 3 800 °C à 5 500 °C selon la profondeur

Dérivant des apports de techniques diverses et complémentaires, Le modèle actuel du globe en couches concentriques de plus en plus dense en profondeur inclut en surface le modèle de MORVEL (2010-2012) et dépend largement de techniques thermo-sismiques d'approche. Le modèle PREM encore très utilisé a été construit par la vitesse dans les matériaux.

Composition chimique, minéralogique et pétrographique



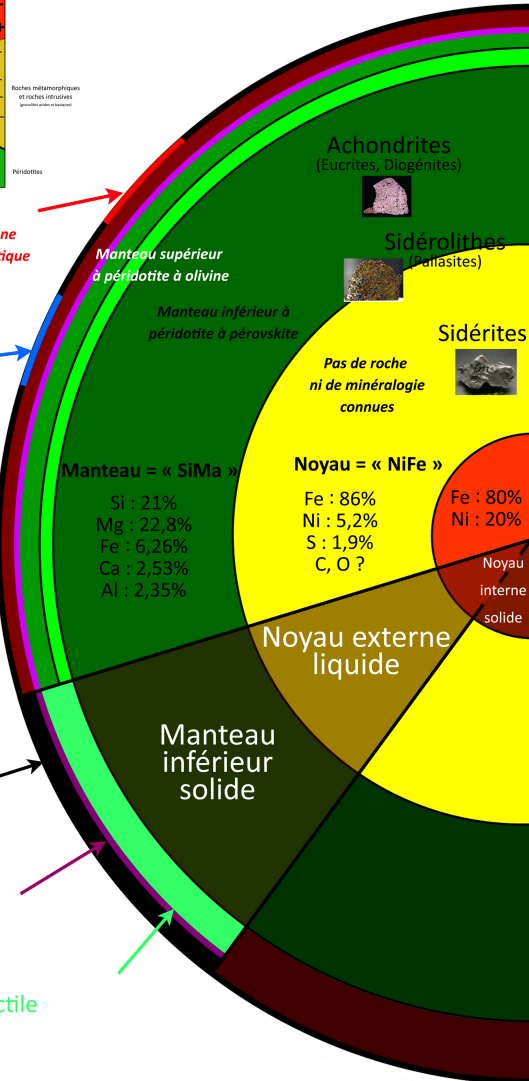
Croûte océanique de composition basaltique et gabbroïque
(épaisseur : 8 à 10 km)



Croûte continentale de composition moyenne granitique et granodioritique
(épaisseur : 30 à 35 km)

Modèle PREM de la Terre (1981)

Apports des météorites



Croûte = « SiAl »
Si : 26,7%
Al : 8,4%
Fe : 7%
Ca : 5,3%
Mg : 3,2%

Manteau = « SiMa »
Si : 21%
Mg : 22,8%
Fe : 6,26%
Ca : 2,53%
Al : 2,35%

Noyau = « NiFe »
Fe : 86%
Ni : 5,2%
S : 1,9%
C, O ?

Noyau interne solide
Fe : 80%
Ni : 20%

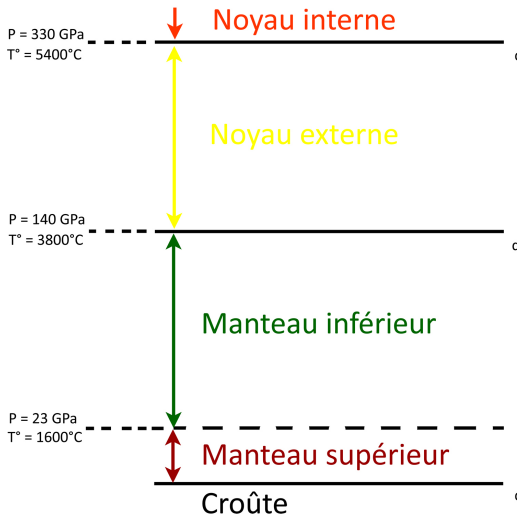
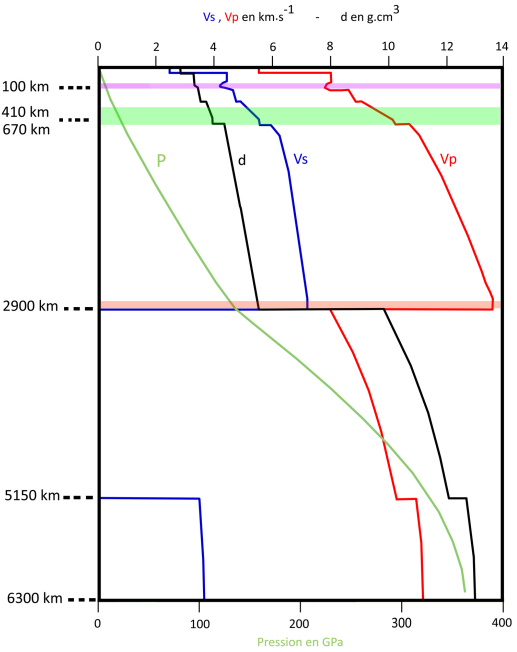
Lithosphère solide rigide (à comportement cassant)
(épaisseur moyenne : 100 km soit les dimensions d'un département français)

LVZ = Asthénosphère supérieure solide (à comportement très ductile, déformable)
(épaisseur moyenne : 100 km)

Asthénosphère inférieure solide et ductile
(mais moins que la LVZ)

Comportement physique et mécanique des enveloppes de la Terre

Données sismologiques



Principales discontinuités

Discontinuité de Lehmann (1510 km)
Discontinuité physique (changement d'état d'un alliage Fe-Ni)



Inge Lehmann (1936)

Discontinuité de Gutenberg (2900 km)
Discontinuité majeure de la Terre



Beno Gutenberg (1912)

*- changement d'état : noyau liquide / manteau solide
- changement de composition chimique : alliage Fe-Ni / manteau silicaté
- saut énorme de T° et de densité*

Discontinuité de Mohorovicic (30 km)
Discontinuité physique (minéralogique)



Andrija Mohorovicic (1909)

