

# LA STRUTTURA INTERNA DELLA TERRA

## LA LEZIONE

---

### Introduzione

Il raggio terrestre misura 6370 km e l'uomo ne conosce per via diretta solo una minima parte. Gli studiosi hanno sempre cercato di comprendere come fosse fatto l'interno della Terra e di quali materiali fosse composto nel tentativo di capire i processi che hanno determinato l'evoluzione del nostro pianeta. Da sempre le missioni più ambiziose per l'uomo sono state rivolte verso lo spazio. Le missioni sulla Luna e su Marte sono state obiettivi importanti tanto da guadagnarsi l'appellativo di "conquista". Eppure, se invece di volgere gli occhi al cielo, guardiamo sotto i nostri piedi ci



accorgiamo di quanto inaccessibile sia l'interno del Pianeta Terra. Il primo tentativo di raggiungere il [mantello terrestre](#) risale agli anni Sessanta. Il piano denominato "Progetto Mohole" in onore allo scienziato croato Andrija Mohorovicic al quale si deve la scoperta della discontinuità fra la [crosta terrestre](#) e il mantello, fu attuato al largo dell'isola di Guadalupe, nel Pacifico orientale. L'importanza del progetto fu ampiamente riconosciuta, anche se esso fallì. Fra gli anni Settanta e Ottanta un altro progetto fu in grado di riaccendere la speranza di giungere al mantello, la perforazione nella [penisola di Kola](#), sul Baltico (URSS), a duecentocinquanta chilometri dal circolo polare artico (figura 1).

*Figura 1: il pozzo scavato nella Penisola di Kola*

Il superpozzo doveva ipoteticamente raggiungere 15000 metri di profondità e a tale scopo furono costruite aste, fuse in leghe speciali, di peso pari quasi a mille tonnellate, in grado di resistere a temperature di circa 300 gradi centigradi. Alla fine degli anni Ottanta il pozzo raggiunse la massima profondità di 12261 m, una misura irrisoria se paragonata al raggio terrestre. Nonostante tutto, le informazioni ricavate da questa perforazione sulla crosta sottostante furono numerose. Oltre alla valutazione delle litologie attraversate, furono determinate le condizioni di temperatura, il comportamento dell'acqua e dei gas in profondità, la natura geologica delle discontinuità sismiche.

I geologi, attraverso l'evoluzione e la realizzazione di nuove tecniche di perforazione, nutrono la speranza di raggiungere ben presto il mantello terrestre. Nel 2011, la Exxon Mobil, una compagnia petrolifera americana, è riuscita a superare di poco la misura del pozzo di Kola.

### Com'è possibile arrivare a conoscere l'interno del nostro pianeta?

Lo studio della struttura interna del nostro Pianeta è particolarmente complesso. I dati per risalire alla composizione dell'interno della Terra derivano da metodi indiretti, quali: lo studio della variazione della velocità delle onde sismiche, la vulcanologia, la geochimica e le variazioni del campo gravimetrico e magnetico.

La densità media della Terra è pari a circa  $5.52 \text{ g/cm}^3$ . Il valore di densità aumenta dall'esterno verso l'interno del globo; le rocce che si trovano in superficie hanno una densità compresa tra  $2.5$  e  $3 \text{ g/cm}^3$  (figura 2).

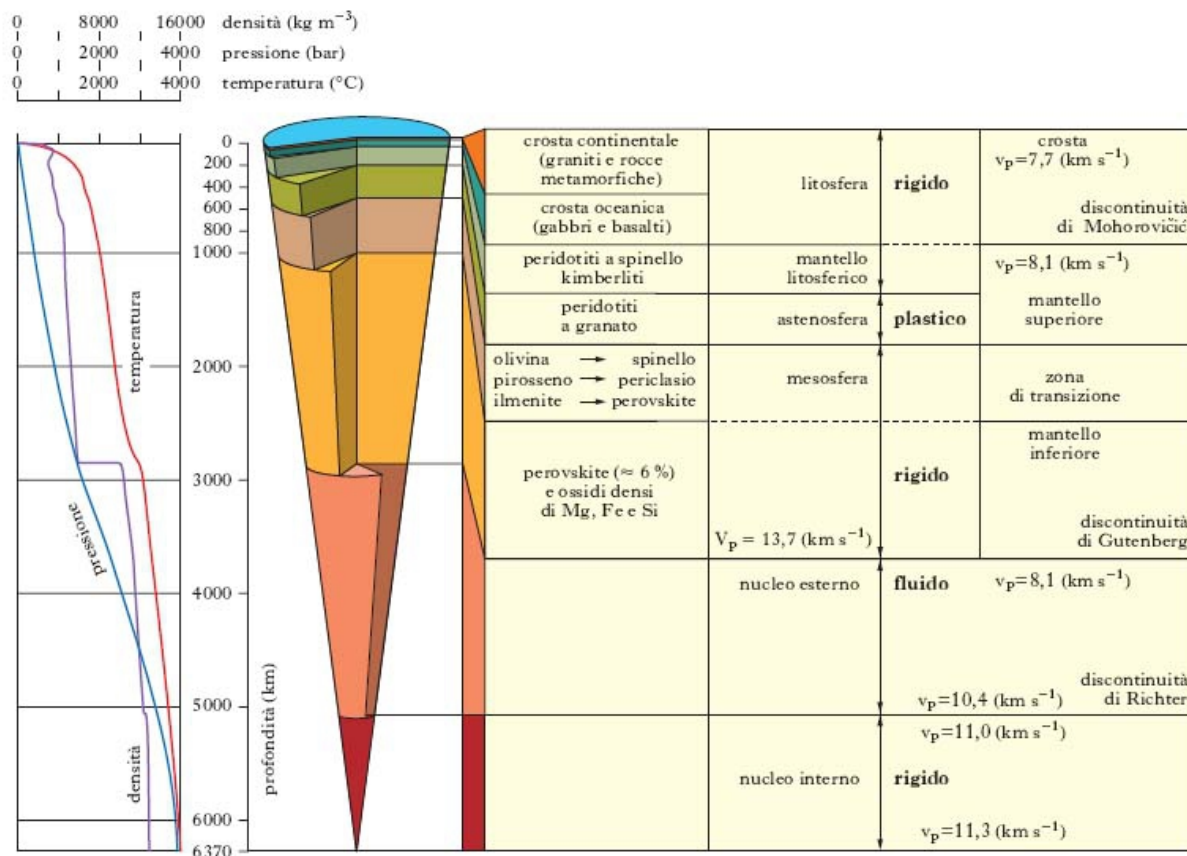


Figura 2: Schema della struttura interna della Terra

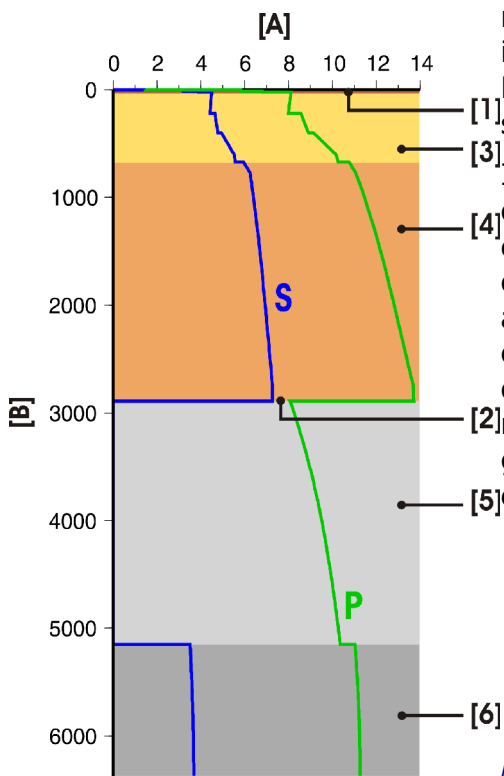
Questo incremento di densità può compiersi in due modi, per aumento costante o per salti attraverso superfici di discontinuità. Lo studio della propagazione delle onde sismiche ha evidenziato che l'interno del pianeta è costituito da involucri concentrici che differiscono per condizioni chimiche e/o fisiche.

La velocità delle onde sismiche dipende dal mezzo in cui esse si propagano e da essa è possibile ricavare informazioni sulla natura dei materiali attraversati. Variazioni di velocità di propagazione delle onde sismiche e della loro traiettoria mettono in evidenza variazioni delle proprietà del mezzo attraversato.

Il pianeta Terra è suddiviso in: crosta, compresa fra 0 e 40 km, mantello superiore compresa fra 40 e 670 km, mantello inferiore fra 670 e 2890 km, nucleo esterno fra 2890 e 5150 km e nucleo interno fra 5150 a 6371 km. (figura 2)

### La radiografia del pianeta: il comportamento delle onde P e S

Le onde che si propagano dalla sorgente sismica, ad esempio l'ipocentro di un terremoto, provocano nel mezzo attraversato una deformazione di tipo temporaneo. Tale deformazione si manifesta con uno scuotimento del suolo, la cui ampiezza massima diminuisce allontanandosi dalla sorgente. Dall'ipocentro del terremoto si propagano due tipi di onde sismiche, indicate come onde P primarie (o compressionali) e onde secondarie S (o trasversali). Le onde P sono onde di compressione e si propagano per mezzo di sollecitazioni di compressione e dilatazione lungo la direzione di propagazione, mentre le onde S sono onde di taglio e si propagano tramite l'oscillazione delle particelle in direzione perpendicolare rispetto alla direzione di propagazione. Il rapporto tra le velocità delle onde P e S è di circa 1,6-1,8. La particolarità delle onde S è che non si propagano in un mezzo liquido e questa caratteristica osservata nella parte esterna del nucleo ha portato ad ipotizzare che esso sia di tipo liquido. Le onde si muovono tra la sorgente e la stazione in maniera

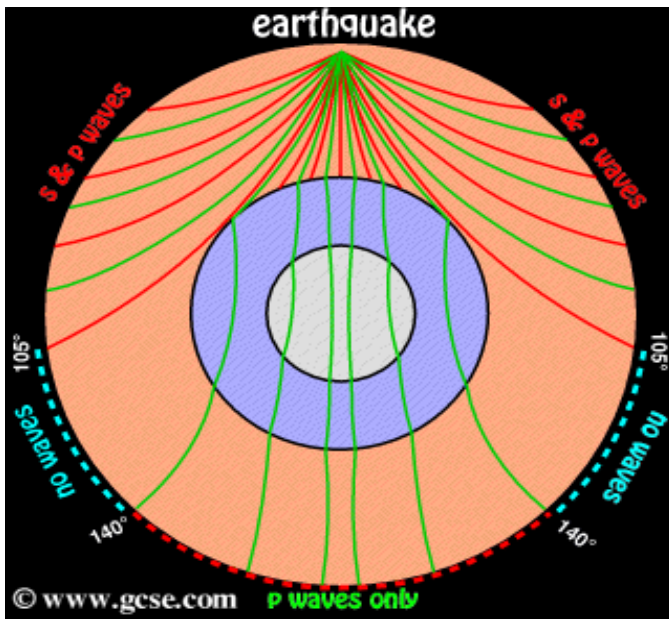


retta se il mezzo attraversato è omogeneo e isotropo. La variazione nella propagazione delle onde P e S e della loro velocità indica la presenza di una stratificazione interna (figura 3).

In particolare si è visto che all'interno della Terra le onde sismiche possono essere soggette a riflessioni e rifrazioni al contatto o nel passaggio di involucri con caratteristiche chimico-fisiche differenti. Questo avviene in modo marcato quanto più le caratteristiche fisiche dei due mezzi sono diverse. Le onde riflesse o rifratte che tornano in superficie sono

[5]evidenziano le diverse discontinuità attraversate.

Figura 3: Comportamento delle onde P e delle onde S all'interno della Terra



Si è riscontrato che le onde P che partono da un ipo-epicentro di un terremoto, propagandosi all'interno del globo, non sono registrate in una determinata zona sulla superficie terrestre; quando ricompaiono su di essa sono caratterizzate da velocità decisamente più basse (figura 4).

In particolare le onde P non compaiono nella fascia compresa tra  $105^\circ$  e  $140^\circ$  dall'epicentro di un terremoto. Questa fascia, chiamata zona d'ombra delle onde P, è dovuta all'effetto di rifrazione delle onde P al limite mantello-nucleo (discontinuità di Gutenberg).

Figura 4: Zona d'ombra delle onde P e delle onde S

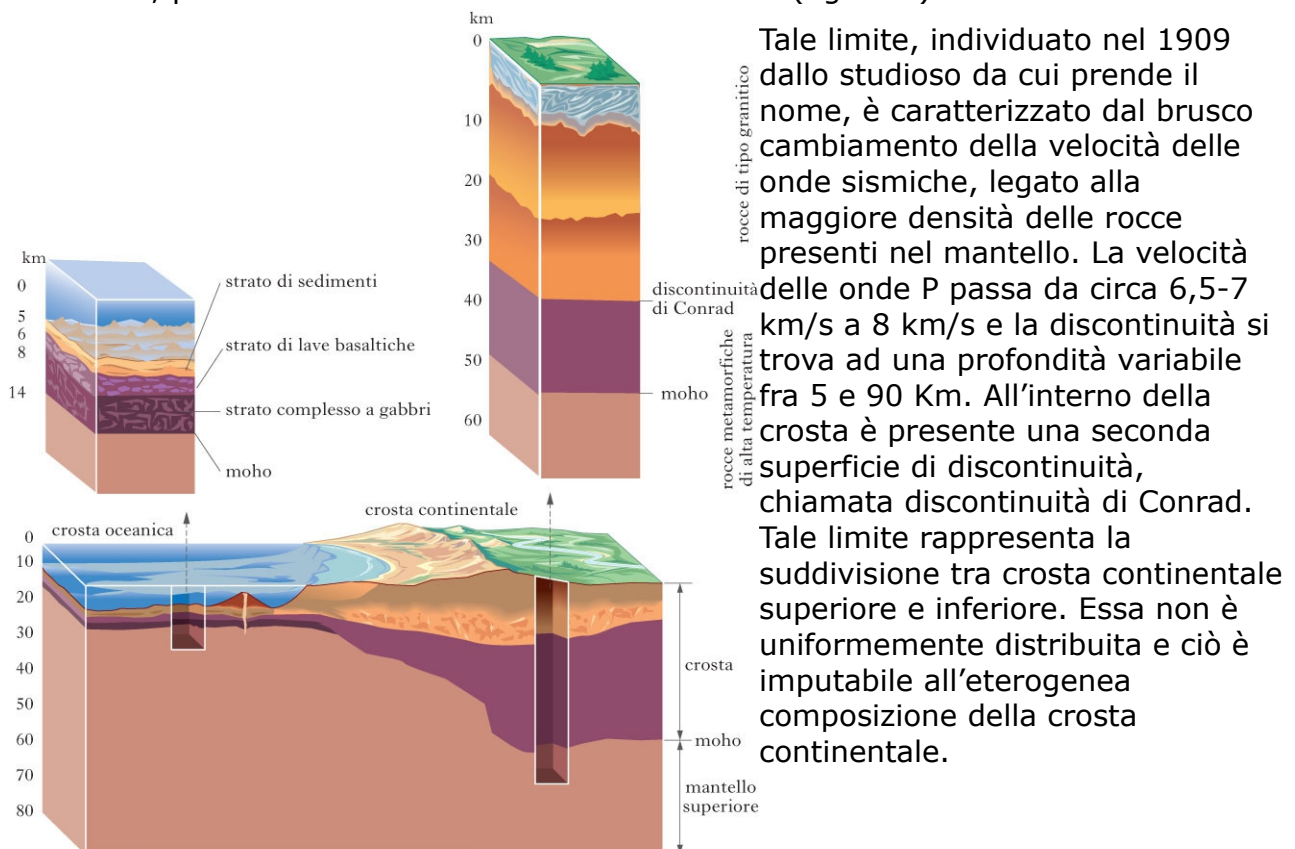
Le onde S, invece, quando raggiungono tale discontinuità non riescono a propagarsi nei materiali del nucleo esterno e si arrestano. Come evidenziato in figura 3 e 4, le onde S non compaiono oltre i  $105^\circ$  ovvero al di sotto di 2900 km di profondità. Tale comportamento è considerato una delle prove dell'esistenza di un nucleo esterno liquido. Differentemente da quanto detto per il nucleo esterno, il materiale posto a circa 5000 km di profondità genera un incremento della velocità delle onde P che porta ad ipotizzare la presenza di un nucleo interno differente da quello esterno, di natura solida.

## Gli involucri terrestri

Grazie all'aiuto delle onde sismiche è possibile eseguire una lastra del nostro pianeta e conoscere il suo interno. Su questa base è possibile distinguere una crosta, un mantello e un nucleo separati da discontinuità sismiche (figura 1). Come vedremo in seguito gli studiosi effettuano anche un'ulteriore suddivisione del mantello: mantello litosferico compreso fra 40 e 100 km, l'astenosfera fra 100 e 400 km e zona di transizione da 400 a 670 km.

## La crosta

La crosta terrestre è la porzione più esterna della terra solida sulla quale noi viviamo ed è proprio per questo la più studiata. La crosta rappresenta lo 0,74% del volume dell'intero pianeta e presenta spessori di dimensioni variabili. Gli elementi principali presenti nella crosta sono: ossigeno (46,6 %), silicio (27,7 %), alluminio (8,1 %), ferro (5 %), calcio (3,6 %), sodio (2,8 %), potassio (2,7 %) e magnesio (2,1%). Il limite superiore della crosta è rappresentato dalla biosfera, ambiente di vita, mentre il limite inferiore è rappresentato da una discontinuità sismica chiamata discontinuità di Mohorovic, più comunemente conosciuta come Moho (figura 5).



Tale limite, individuato nel 1909 dallo studioso da cui prende il nome, è caratterizzato dal brusco cambiamento della velocità delle onde sismiche, legato alla maggiore densità delle rocce presenti nel mantello. La velocità delle onde P passa da circa 6,5-7 km/s a 8 km/s e la discontinuità si trova ad una profondità variabile fra 5 e 90 Km. All'interno della crosta è presente una seconda superficie di discontinuità, chiamata discontinuità di Conrad. Tale limite rappresenta la suddivisione tra crosta continentale superiore e inferiore. Essa non è uniformemente distribuita e ciò è imputabile all'eterogenea composizione della crosta continentale.

Fig. 5: Crosta terrestre con la discontinuità di Mohorovic e di Conrad

La crosta è suddivisa in crosta oceanica e crosta continentale. La crosta continentale è più spessa di quella oceanica e mostra spessori compresi in media fra 10 e 50 km. La sua densità è compresa fra valori di 2,6 g/cm<sup>3</sup> e 2,8 g/cm<sup>3</sup> e possiede un'età massima di 3,9 miliardi di anni. Sotto la catena dell'Himalaya, la crosta continentale può raggiungere i 70 km. La crosta continentale è costituita nella porzione superiore da rocce intrusive e metamorfiche con sottili coperture di rocce sedimentarie, e nella porzione inferiore da rocce di tipo gabbriaco.

La crosta oceanica, come detto più sottile della crosta continentale, ha spessori medi compresi fra 4 e 10 km e presenta una densità maggiore (2,8-3,0 g/cm<sup>3</sup>). La crosta



oceanica è una crosta giovane e la sua età massima è compresa fra 0 e 200 milioni di anni. L'età minore della crosta oceanica rispetto a quella continentale è dovuta alla sua alta mobilità; le dorsali infatti sono sempre in attività e creano continuamente nuova crosta. Il processo di subduzione porta alla sua distruzione permettendo così un perpetuo rinnovamento (vedi Lezione Tettonica delle Placche)

## Il mantello

Il mantello è la porzione del pianeta compresa fra la crosta ed il nucleo e rappresenta il 68% circa della massa terrestre. In funzione della velocità delle onde sismiche il mantello è diviso in superiore (di spessore compreso fra 30 e 670 km) e inferiore ( fra 670 e 2900 km) ed è costituito essenzialmente da rocce ultrafemiche ricche in Fe e Mg (figura 6). Il mantello è separato dalla crosta e dal nucleo da due discontinuità chiamate rispettivamente discontinuità di Mohorovich al tetto e discontinuità di Gutenberg situata a 2900 km, ossia al letto (figura 6). All'interno mantello sono distinguibili tre superfici di discontinuità ubicate a 400 km, a 670 km e a 1000 km (figura 6).

km	litofera oceanica	crosta	litofera continentale			
0		2,70				6,80 3,90
100		3,30				8,11 4,49
250	1300 °C	3,40	3	$10^{24}$	LVZ-bassa	7,98 4,41
400		3,50		$10^{19}$	olivina	8,90 4,76
670	1800 °C	3,99	25	$10^{21}$	spinello pirolite	10,26 5,57
1000	2300 °C	4,38		pressione GPa		11,48 6,40
1500		4,58		viscosità Pa s		
2000	2300 °C	4,86		50	perovskite silicati ossidi	12,20 6,69
2500	2500 °C	5,12	100		Vp-Vs km/s	12,80 6,93
2890		5,37		$10^{24}$		13,40 7,14
3500	3000-4000 °C	5,56				13,71 7,26
4000		9,90	150			8,22 0
4500		10,77	200			8,95 0
5140		11,30	250	$10^{-2}$	leghe di Fe-Ni	9,50 0
5500		11,75	300			9,95 0
6000	6000 °C	12,16				10,30 0
6371	6500 °C	12,92		$>10^{11}$		11,02 3,66
		13,06	350		Fe-Ni	
		13,09	363			11,26 3,66

Figura 6: Suddivisione composizionale e meccanica dell'interno della Terra

Le prime due discontinuità sono imputabili a transizioni di fase mineralogica (e non chimica) ovvero una riorganizzazione del reticolo cristallino di minerali che con l'aumento di pressione assumono struttura più densa (senza mutamenti nella composizione chimica). Nella prima discontinuità le onde sismiche subiscono un'accelerazione che è stata attribuita al passaggio di fase del minerale olivina in una struttura tipo-spinello (transizione olivina-spinello). La discontinuità a 670 km è stata

invece imputata ad un successivo passaggio a fasi più dense quali, la perovskite e la magnesio-wustite (transizione spinello-perovskite e magnesio wustite). La terza discontinuità è invece di tipo chimico e coincide con l'inizio del mantello inferiore. Sotto a questo limite è stata ipotizzata la presenza di fasi minerali quali, ossidi misti di ferro alluminio e magnesio e silicio e la perovskite.

Lo studio delle meteoriti e lo studio delle rocce del mantello, spinte o risalite nella crosta terrestre, forniscono ulteriori dati sulla composizione del mantello. La gran parte dei magmi che arrivano in superficie ha origine nel mantello. Vista l'inaccessibilità del mantello, lo studio dei magmi è di fondamentale importanza per la conoscenza del mantello. Si ritiene che il mantello abbia una composizione essenzialmente peridotitica, in quanto la maggior parte dei magmi ha una composizione basaltica.

In sostanza la suddivisione in crosta, mantello e nucleo è fatta sulla base delle diverse proprietà chimico-fisiche dei materiali costituenti il nostro globo, dalla parte più esterna fino alla sua massima profondità.

Una divisione ulteriore dell'interno della Terra fatta sulla base del comportamento meccanico, come ad esempio la capacità di un corpo di deformarsi o di fluire, porta a suddividere il pianeta in [litosfera](#), [astenosfera](#), [mesosfera](#), nucleo esterno ed interno. La litosfera, situata sopra l'isoterma di 1300°C, è costituita dalla crosta e da una porzione del mantello superiore. L'astenosfera è ubicata sotto la litosfera e raggiunge una profondità di circa 400 km, mentre la mesosfera è costituita dalla porzione del mantello sottostante la litosfera e l'astenosfera. La velocità di propagazione delle onde sismiche aumenta gradualmente fino alla base della litosfera, dopodichè comincia a diminuire nel momento in cui si entra nell'astenosfera, superata la quale a circa 400 km di profondità, la velocità delle onde sismiche riprende ad aumentare.

La litosfera è divisa in 9 placche maggiori (Pacifico, Nazca, Sud-America, Nord-America, Eurasia, Africa, India, Australia, Antartide) e diverse placche minori (Arabia, Filippine, Cocos, Caraibi, Gorda, Anatolia, Somalia ecc.): tra di esse vi è anche la placca Apula, la cui interazione con quella Euroasiatica condiziona fortemente la geologia italiana. Nelle zone oceaniche la litosfera ha uno spessore variabile fra 20 km e 100 km rispettivamente nelle zone più giovani e in quelle zone più antiche, mentre nelle zone continentali varia da 50 km fino a 250 km.

Il mantello litosferico è composto da peridotiti, harzburgiti e/o lertzoliti, rocce intrusive costituite principalmente da olivina, pirosseni, e talora anche anfiboli e mica.

L'astenosfera si trova ad una profondità compresa fra 400 km e 100 km raggiungendo il suo massimo spessore sotto le dorsali oceaniche e minimo sotto i cratoni continentali. La parte alta dell'astenosfera compresa tra i 100 e 200 km è chiamata canale a bassa velocità (LVZ, Low velocity zone), per le velocità ridotte delle onde sismiche (figura 6). Le onde P, infatti, che all'interno della litosfera raggiungono velocità di oltre 8 km/s, nel canale a bassa velocità possono scendere sotto questo valore. Questo strato presenta un comportamento meno rigido rispetto allo strato sovrastante (litosfera). Si ipotizza che il materiale sia simile a quello del mantello superiore, ma con una temperatura vicina a quella di inizio fusione, con sparse sacche di materiale fuso. Il canale a bassa velocità è considerato il punto cruciale della tettonica a placche in quanto rappresenta il piano di scollamento fra la litosfera e l'astenosfera. Le placche litosferiche "galleggiano" sull'astenosfera meno viscosa e, dove questo livello è maggiormente sviluppato, le placche sovrastanti si muovono più rapidamente (l'astenosfera è dunque il livello in cui la litosfera scivola, scollata rispetto al mantello terrestre). L'astenosfera può deformarsi plasticamente, può fluire lentamente e inarcarsi verso l'alto per effetto di ampi moti convettivi. Dopo i 350 km di profondità, il comportamento riprende ad essere di tipo rigido. Questo strato, che si

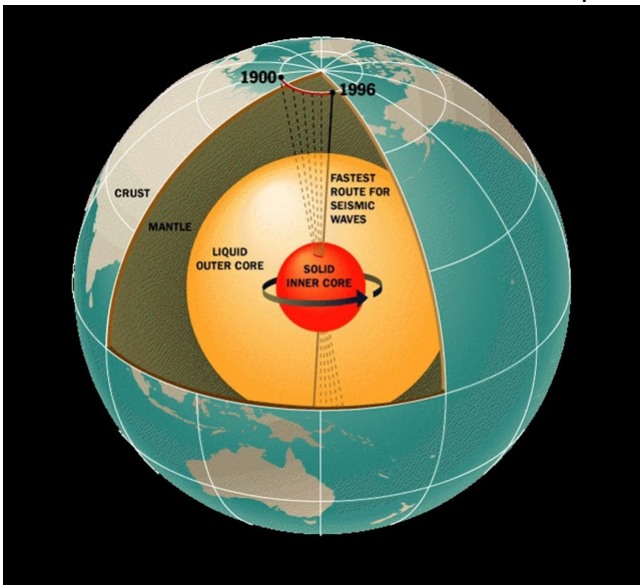
estende fino al nucleo, è chiamato mesosfera.

## Il nucleo

Il [nucleo](#) rimane la parte meno conosciuta del Pianeta Terra. La sua presenza fu messa in luce dallo scienziato Oldham nel 1906 e la sua superficie esterna fu valutata intorno ai 2900 km da Gutenberg nel 1914.

Il nucleo terrestre ha un raggio di circa 3740 km, si estende da una profondità di circa 2900 km fino al centro della Terra e possiede un volume pari ad 1/7 del volume del pianeta.

Sempre grazie allo studio del comportamento delle onde sismiche il nucleo è stato diviso in due parti: nucleo esterno che si estende fino a 5900 km e nucleo interno per i restanti chilometri. Il limite fra le due porzioni è individuato da una significativa diminuzione della velocità delle onde P e da un azzeramento delle onde S. Il comportamento delle onde S ha portato gli scienziati ad ipotizzare che il nucleo esterno fosse allo stato liquido (figura 7). Allo stesso modo, nel passaggio fra nucleo esterno e nucleo interno si è riscontrata un incremento di velocità delle onde P, che ha portato gli scienziati a dedurre la natura solida del nucleo interno.



Studi di densità portano a ritenere che il nucleo interno sia formato principalmente da ferro e nichel (10-20%), mentre il nucleo esterno liquido da Fe e Ni (con il Ni circa il 2%) e altri elementi leggeri.

*Figura 7: Schema del nucleo terrestre*

I modelli di distribuzione delle densità identificano alla profondità del nucleo esterno una densità di circa  $9,9 \text{ g/cm}^3$ . Se il nucleo esterno fosse interamente costituito da ferro, la sua densità dovrebbe essere superiore (circa  $10,6 \text{ g/cm}^3$ ). La presenza di elementi leggeri in quantità pari al 15% spiega tale differenza. Gli elementi leggeri potrebbero essere il silicio e lo zolfo. Nel primo caso una quantità pari al 10% sarebbe più che sufficiente a giustificare il valore di densità, mentre nel caso dello zolfo la quantità necessaria salirebbe al 15%. Ad avvalorare tale ipotesi c'è la presenza di zolfo all'interno di meteoriti sotto forma di solfuro di ferro (troilite). Lo scienziato Ringwood ritiene che la densità del nucleo possa essere compatibile con la presenza dell'ossigeno, elemento fondamentale già per il mantello, mentre secondo altri scienziati potrebbe essere presenti anche C, P, Al, Ca, Ti e K.

Il nucleo esterno di natura liquida si trova ad una temperatura compresa fra  $4000$  e  $5000^\circ\text{C}$  e presenta al suo interno moti di natura convettiva. Ciò, sommato alla sua natura metallica, crea una rotazione differenziale rispetto al nucleo interno, generando il [campo magnetico terrestre](#). Tale campo è assimilabile a quello generato da un dipolo magnetico con i due poli N e S che non coincidono con quelli geografici.

Il polo nord magnetico subisce frequenti ribaltamenti, producendo inversioni del dipolo magnetico. Le inversioni del campo magnetico non hanno una ciclicità regolare, e possono durare da alcune centinaia di migliaia ad alcuni milioni di anni. Gli scienziati ritengono che l'inversione avvenga in un tempo pari o inferiore a poche migliaia di

anni. In questo momento il polo nord magnetico è il polo negativo. L'intensità del campo magnetico terrestre è molto instabile e la sua diminuzione produce un indebolimento dello scudo magnetico dalle radiazioni ionizzanti del Sole.

## **Il paleomagnetismo**

Durante la loro deposizione, le rocce assumono la magnetizzazione del campo esistente in quel dato momento. Il [paleomagnetismo](#) è una disciplina che studia la direzione del campo magnetico terrestre nel passato attraverso lo studio delle rocce. Lo studio delle lave presenti nei fondali oceanici ( al margine delle dorsali) ha evidenziato periodiche inversioni del campo magnetico terrestre. Le rocce dei fondali oceanici presentano per metà magnetizzazione con direzione nord e per metà con direzione sud. La polarità con direzione nord è definita per convenzione polarità normale, mentre quella con direzione sud polarità inversa. Le inversioni che avvengono con un determinato ordine cronologico, hanno permesso di realizzare una scala cronologica in cui la polarità normale e inversa corrisponde ad un determinato intervallo di tempo. Attraverso lo studio delle lave presenti al margine delle dorsali oceaniche è possibile risalire alle inversioni magnetiche del passato. Attualmente la scala è stata estesa fino a 165 milioni di anni.