

Mineralogia e Petrografia con Laboratorio

Modulo di Petrografia

Luca Ziberna

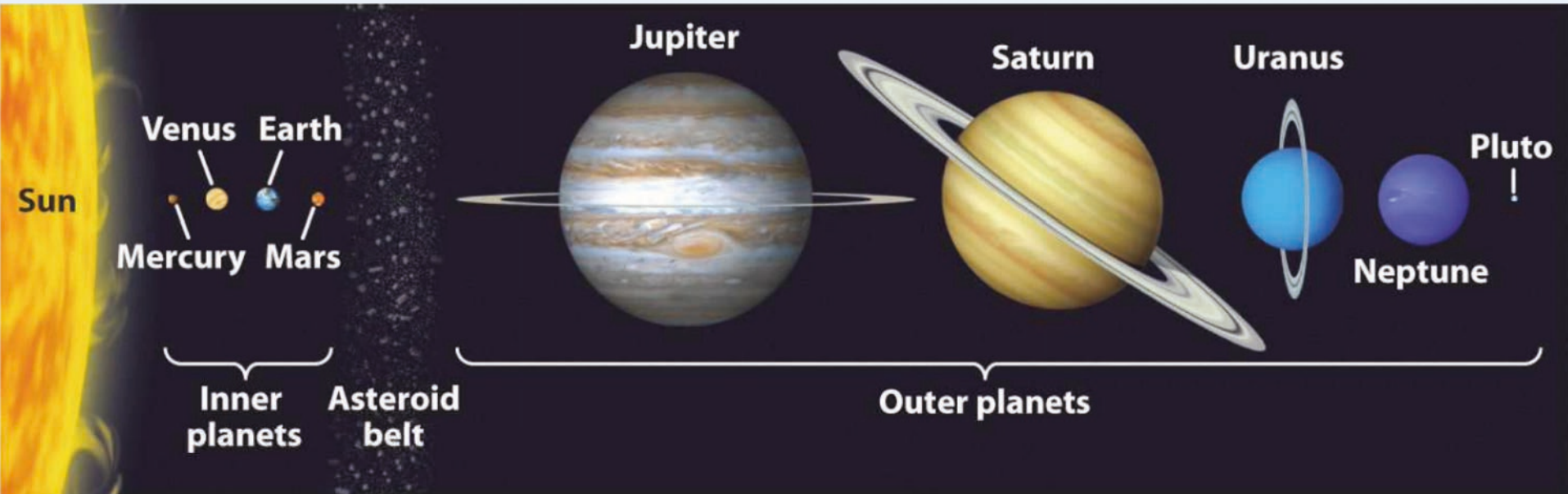
1.1. Il Pianeta Terra



Il sistema solare

La Terra è uno dei pianeti che orbitano attorno al sole.

Il nostro sistema solare è uno dei tanti sistemi stellari dell'universo.

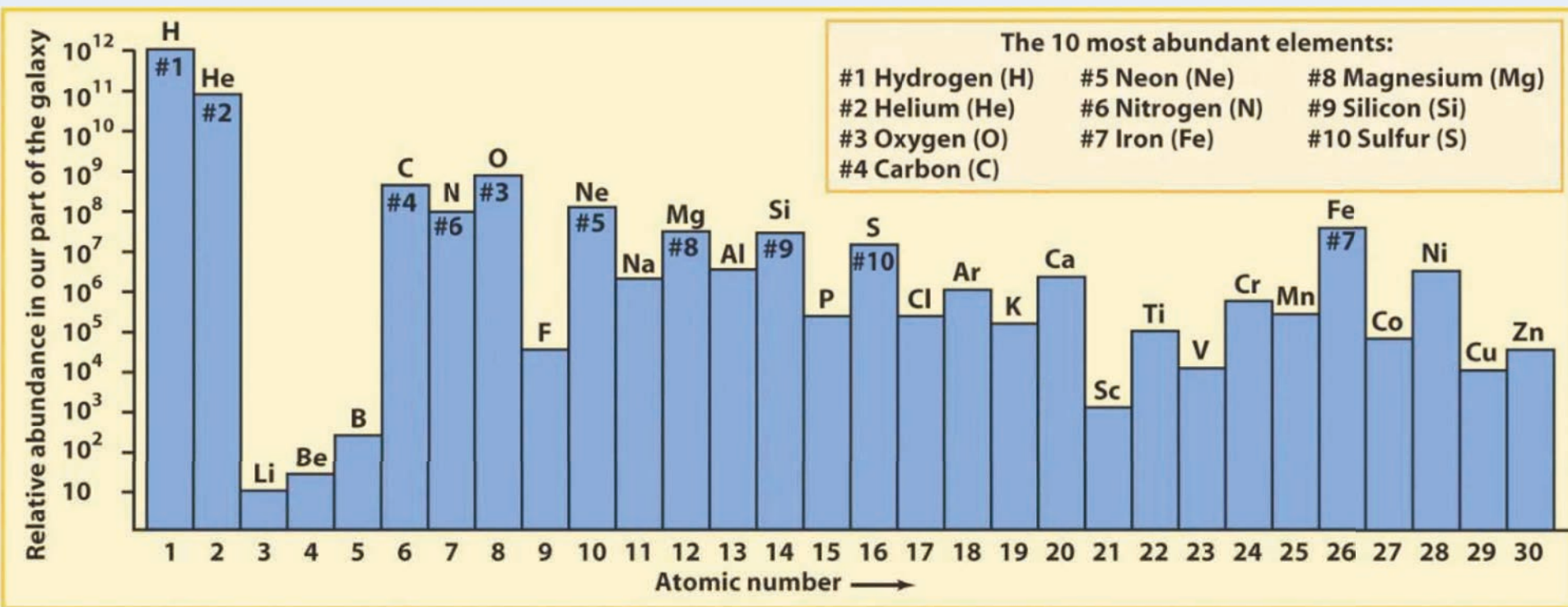


Distanze non in scala

Il sistema solare

Abbondanza degli elementi:

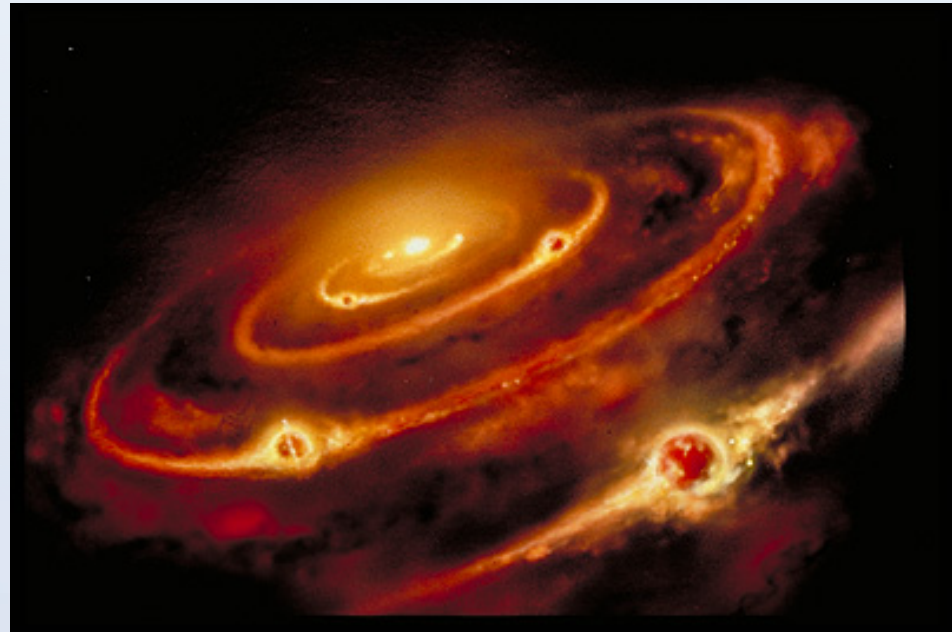
H e He costituiscono assieme il 98.0 % in peso (ed il 99.9% in frazione atomica) di tutto il sistema solare. Il restante è costituito da tutti gli altri elementi della tavola periodica (O, C, N, Fe, Si)



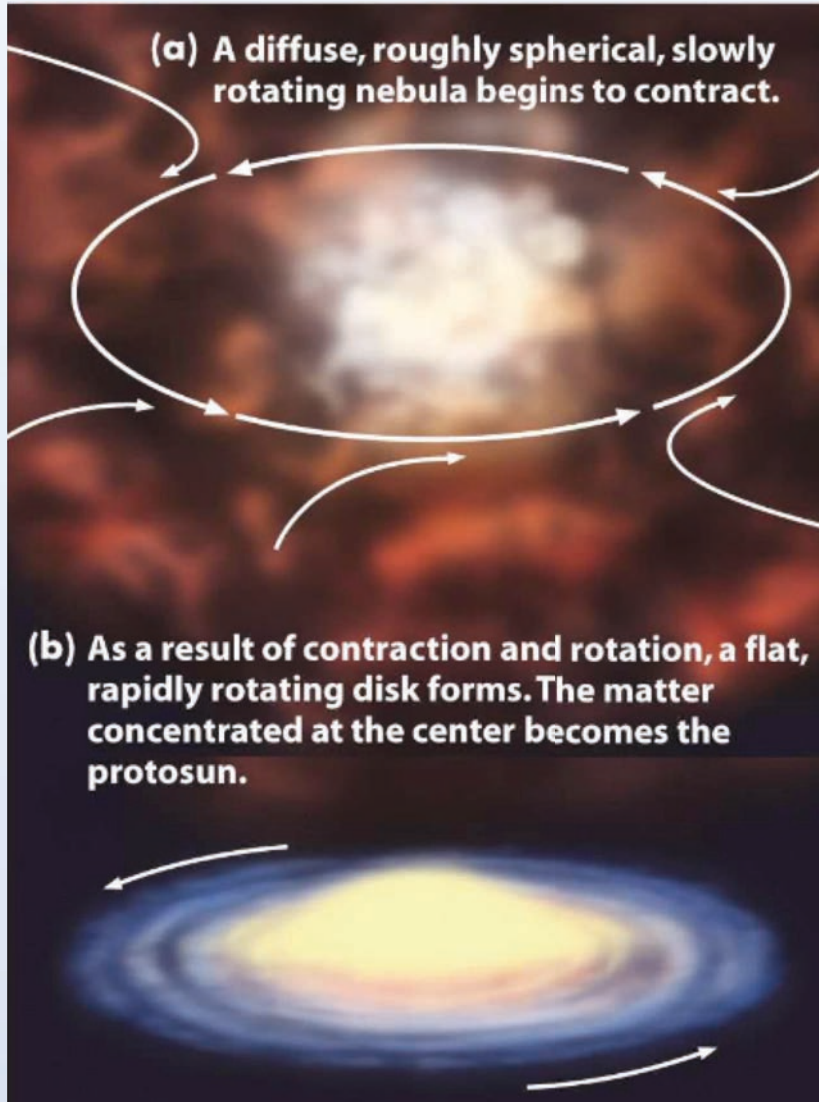
Origine del sistema solare

Ipotesi della nebulosa solare:

Il Sole ed i pianeti si sono formati da una nebulosa solare comune, cioè da un ammasso in rotazione di gas e polveri cosmiche nello spazio interstellare



Origine del sistema solare

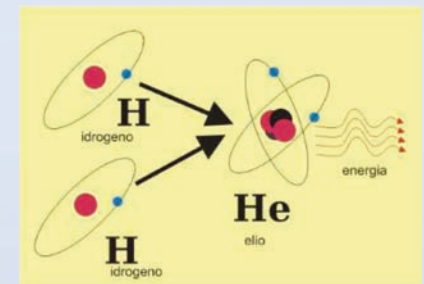


a) La nebulosa inizialmente sferica in rotazione comincia a contrarsi per gravità ~ 4.56 miliardi di anni fa

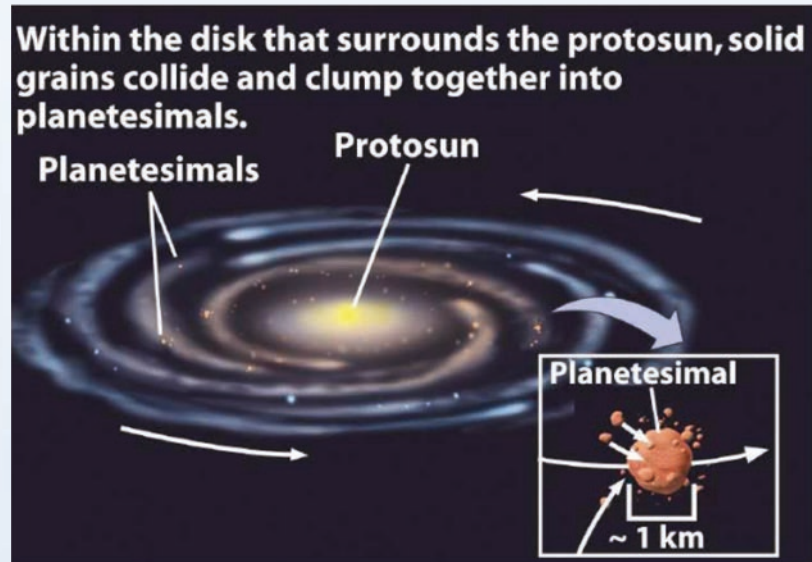
b) La contrazione gravitazionale produce densità maggiori di polvere e gas nelle regioni centrali della nebulosa, portando alla formazione del protosole. Per effetto della contrazione e della rotazione, la nebulosa acquista una forma discoidale e la sua velocità di rotazione aumenta.

La contrazione continua, il protosole diventa più denso e la sua T aumenta (energia gravitazione convertita in energia termica)

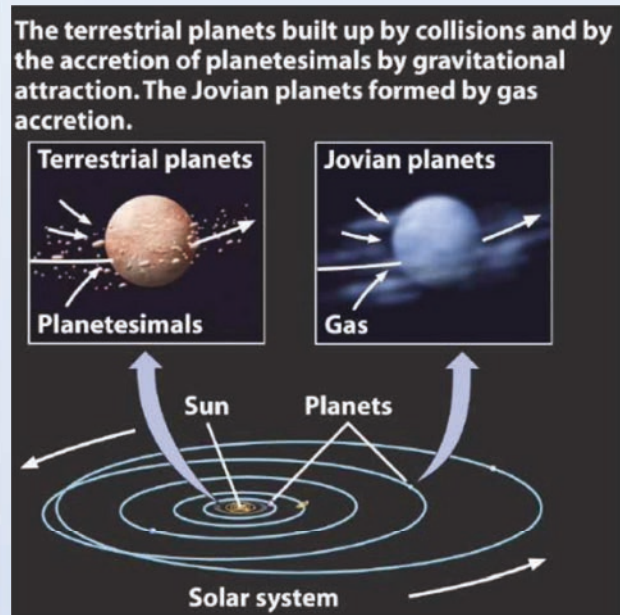
Il protosole raggiunge al centro T di alcuni milioni di K. Iniziano le fusioni nucleari con conversione di H in He.



Origine del sistema solare

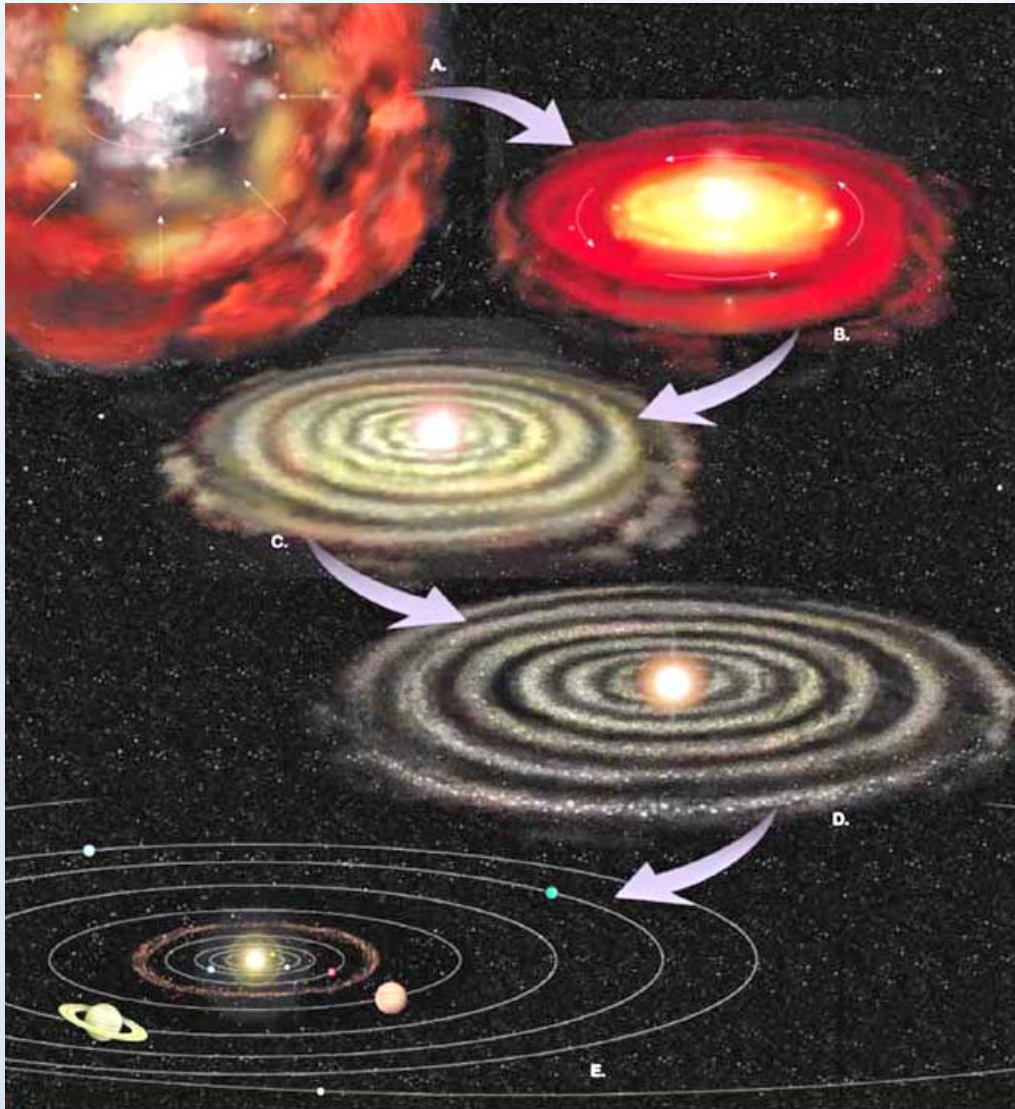


All'interno della nebulosa che circondava il protosole le continue collisioni di polvere cosmica produssero i PLANETESIMI, oggetti solidi di ≈ 1 km di diametro.



- Le collisioni tra planetesimi, causate dall'azione delle forze gravitazionali, produssero embrioni di pianeti, detti protopianeti (grandezza intermedia tra Luna e Marte)
- Infine, in un arco di tempo compreso tra 10 e 100 Ma, dalle collisioni dei protopianeti si formarono gli attuali pianeti terrestri

Origine del sistema solare



<https://www.blendspace.com/lessons/Qdi2WFuqV7OCGg/formation-of-the-solar-system>

Origine della Terra

La Terra quindi, come alcuni altri pianeti, si sarebbe formata mediante un Processo di ACCREZIONE dovuto a continue collisioni con corpi interplanetari di varia grandezza.



<https://www.smithsonianmag.com/science-nature/uncover-earths-origins-scientists-must-look-beyond-it-180959948/>

Origine della Terra

Le collisioni con altri corpi celesti non sempre però portavano ad un aumento della massa della Terra .

4,5 miliardi di anni fa, un oggetto probabilmente della dimensione di Marte (chiamato Theia) avrebbe incrociato l'orbita della proto-Terra schiantandosi contro essa, rimuovendo materiale dalla Terra per formare la Luna



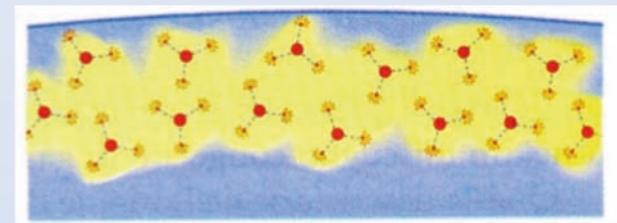
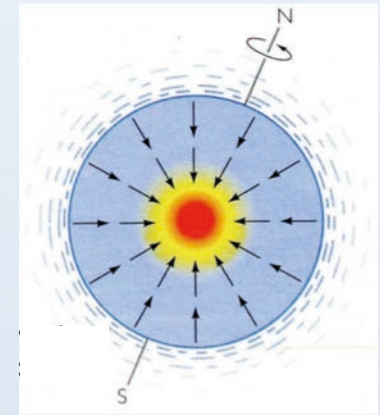
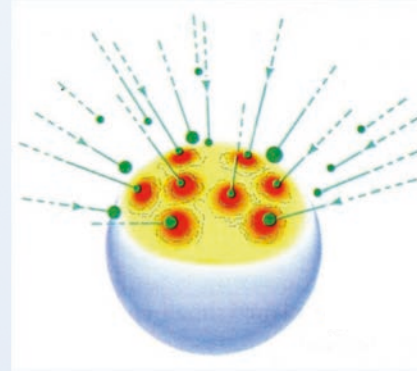
<https://www.extremetech.com/extreme/179768-the-moons-real-age-is-finally-revealed-but-the-mystery-of-earths-tardy-development-lives-on>



Il calore della Terra

Vi sono tre meccanismi principali di riscaldamento della Terra primordiale:

- Nell'accrezione i corpi collidenti bombardano la Terra e la loro energia cinetica si trasforma in calore.
- La compressione gravitazionale della Terra in un volume minore determina il riscaldamento del suo interno.
- Il decadimento di elementi radioattivi (U, Th, K...) produce emissione di particelle α , β , e radiazioni γ , assorbite dal materiale circostante che si riscalda.



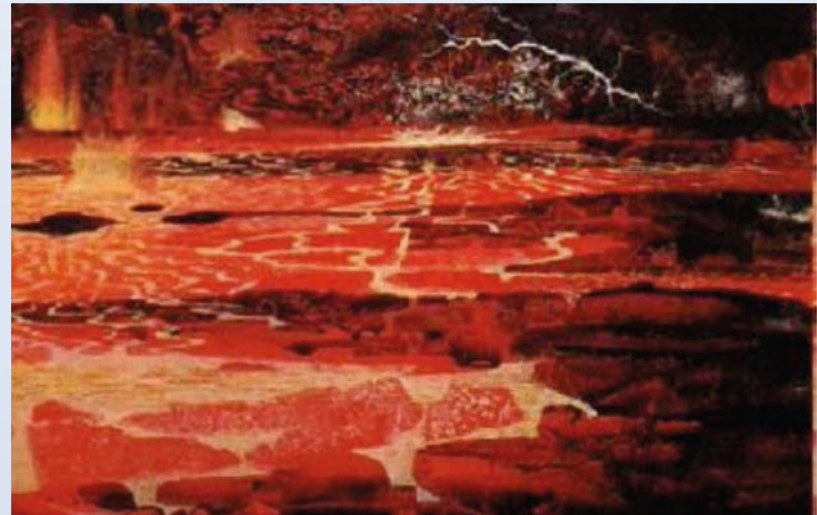
La Terra primordiale

Differenziazione : formazione del nucleo dal mantello primordiale

Le rocce più antiche sulla Terra hanno rivelato che un campo magnetico era già presente 4 Miliardi di anni fa, il che implica che un nucleo esterno metallico allo stato fuso si era già formato (il campo magnetico è generato dai moti convettivi nel nucleo metallico liquido).

La differenziazione della Terra, ossia il processo che ha comportato la segregazione di materiale metallico da quello silicatico, è avvenuta negli stadi iniziali della storia evolutiva del pianeta. Affinchè tale processo di segregazione sia fisicamente possibile, i materiali dovevano trovarsi allo stato fuso.

L'energia termica dovuta a collisioni, compressione gravitazionale e decadimento radioattivo permise la fusione di una porzione significativa della Terra primordiale, con formazione di un OCEANO DI MAGMA SILICATICO (Oceano Hadeano)



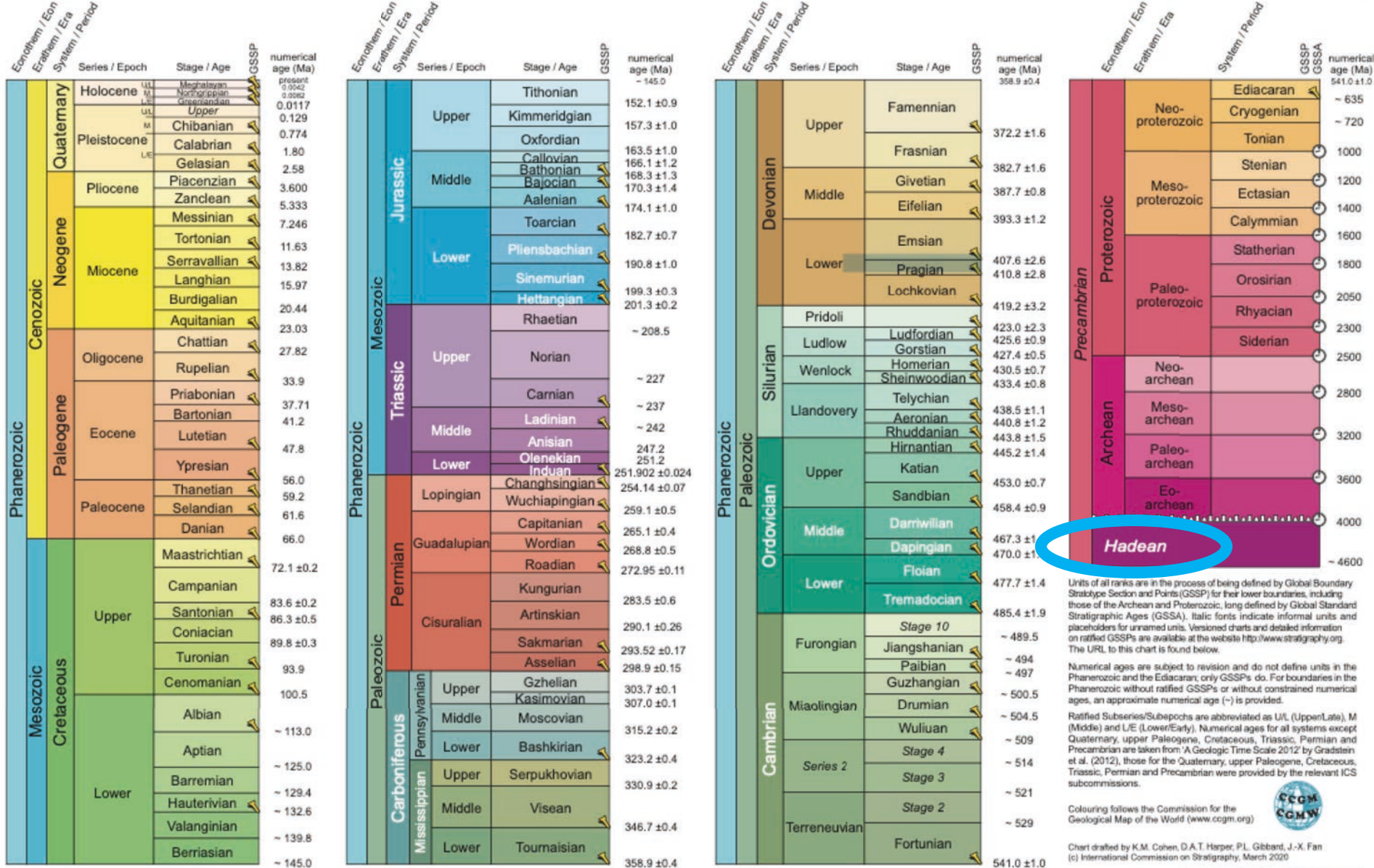


INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2020/03



Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Italic fonts indicate informal units and placeholders for unnamed units. Versioned charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website <http://www.stratigraphy.org>. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran, only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (–) is provided.

Ratified Subseries/Subepochs are abbreviated as U/L (Upper/Late), M (Middle) and L/E (Lower/Early). Numerical ages for all systems except Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012), those for the Quaternary, upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommittees.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org)



Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.-X. Fan (c) International Commission on Stratigraphy, March 2020

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013); updated! The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

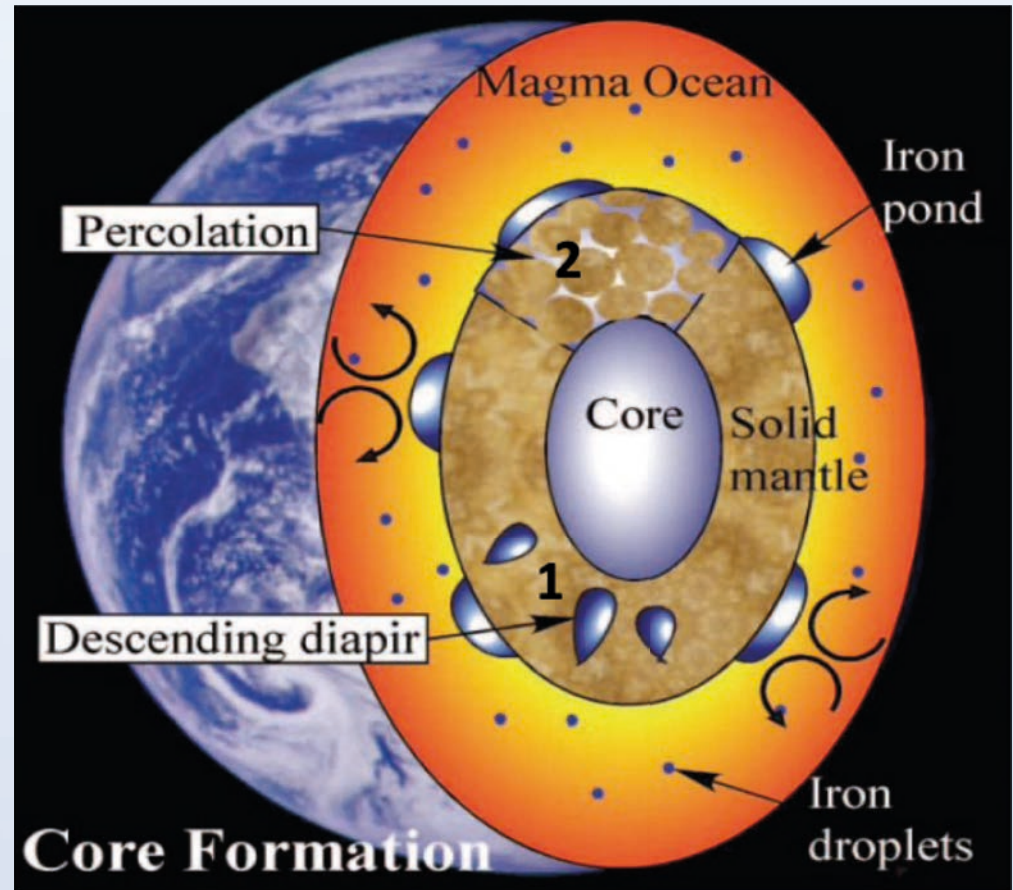
URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2020-03.pdf>

La Terra primordiale

Differenziazione : formazione del nucleo dal mantello primordiale

Nell'oceano di magma la convezione profonda consente alle gocce di metallo liquido, ricco di Ferro, di separarsi efficacemente dal liquido silicatico e di accumularsi (*iron pond*) sopra il mantello inferiore solido. Le masse liquide metalliche possono ulteriormente scendere verso il *proto-core* in due modi:

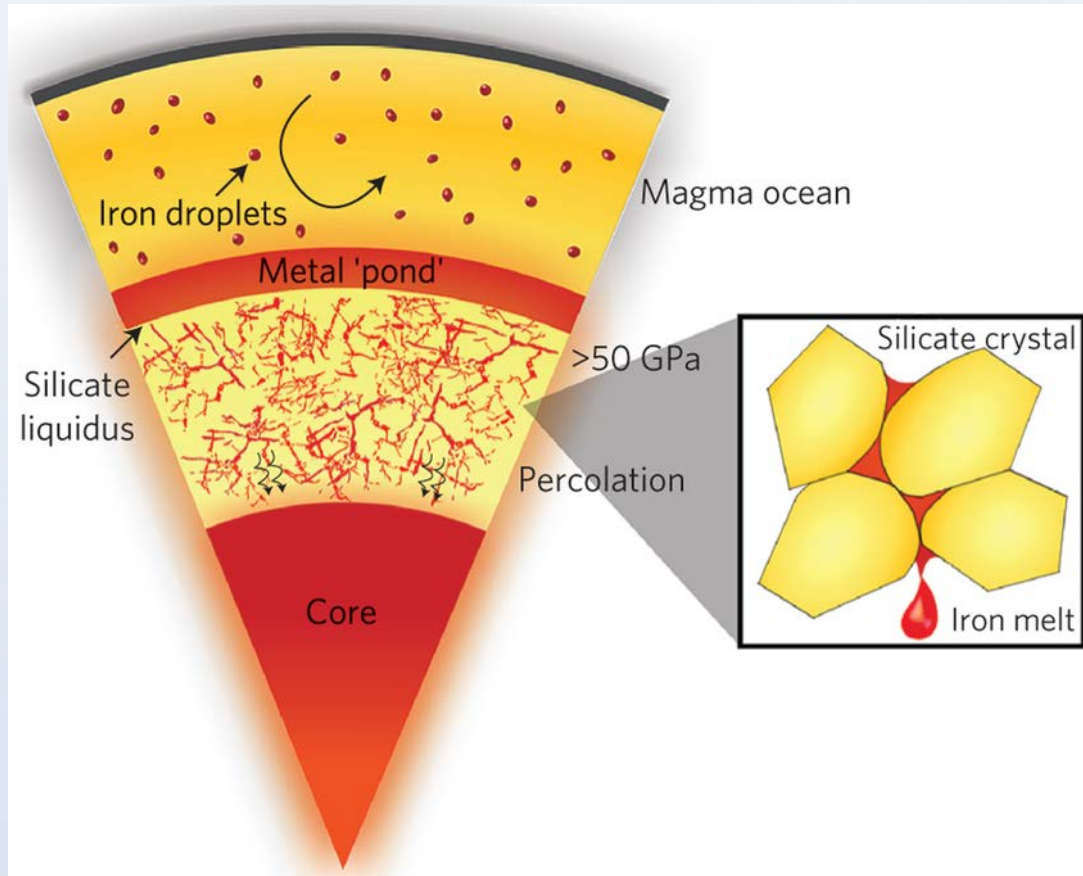
- 1) come grandi diapiri, senza interagire con il mantello silicatico solido,
- 2) mediante percolazione a scala granulare attraverso i silicati policristallini.



La Terra primordiale

Differenziazione: formazione del nucleo dal mantello primordiale

Un'ipotesi recente (*Sci et al., 2013; Nature Geoscience*):



A basse pressioni, il meccanismo principale di differenziazione sarebbe stata la formazione ed evoluzione del magma ocean. Ciò avrebbe permesso al ferro liquido di separarsi rapidamente dal liquido silicatico ed accumularsi alla base (*metal pond*).

Ad alte pressioni, il meccanismo più efficiente sarebbe stata la percolazione in un mantello silicatico perlopiù solido. Questa percolazione avrebbe permesso a ferro liquido di migrare dal metal pond, attraverso il mantello silicatico, fino al nucleo primordiale.

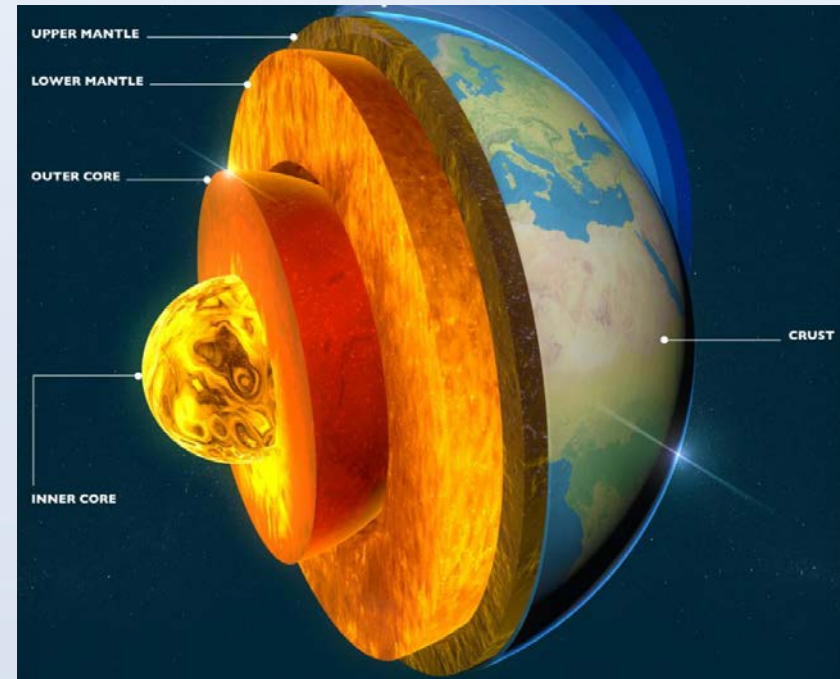
La Terra primordiale

Dal mantello primordiale alla Terra attuale

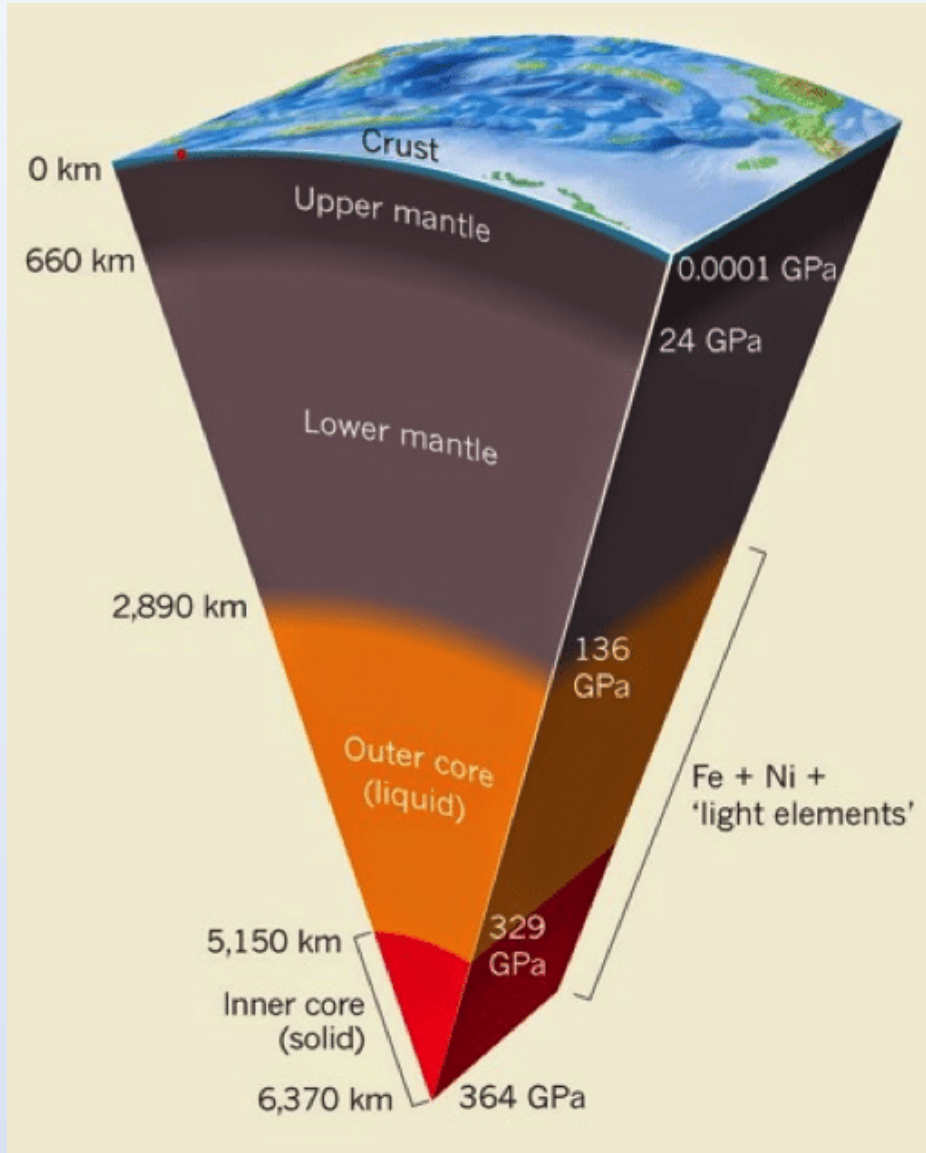
Il processo di accrezione sarebbe durato ~ 10 Ma e la formazione del nucleo si sarebbe conclusa dopo ~ 30 Ma dall'inizio dell'accrezione (stime temporali derivate dall'abbondanza degli isotopi di ^{182}Hf - ^{182}W su diversi tipi di meteoriti).

Con la migrazione di materiale metallico pesante verso l'interno del pianeta, un volume equivalente di materiale caldo e più leggero (ricco in Si, Al, O) risalì verso la superficie, dissipando calore verso lo spazio e contribuendo a raffreddare la Terra (raffreddamento convettivo basato sul trasferimento di materiale).

Il raffreddamento e la solidificazione del pianeta in miliardi di anni ha comportato una differenziazione chimica (cioè separazione di materiali a diversa densità) con produzione di un pianeta zonato.



Struttura e composizione della Terra



Principale suddivisione, sulla base delle proprietà fisiche, chimiche e mineralogiche:

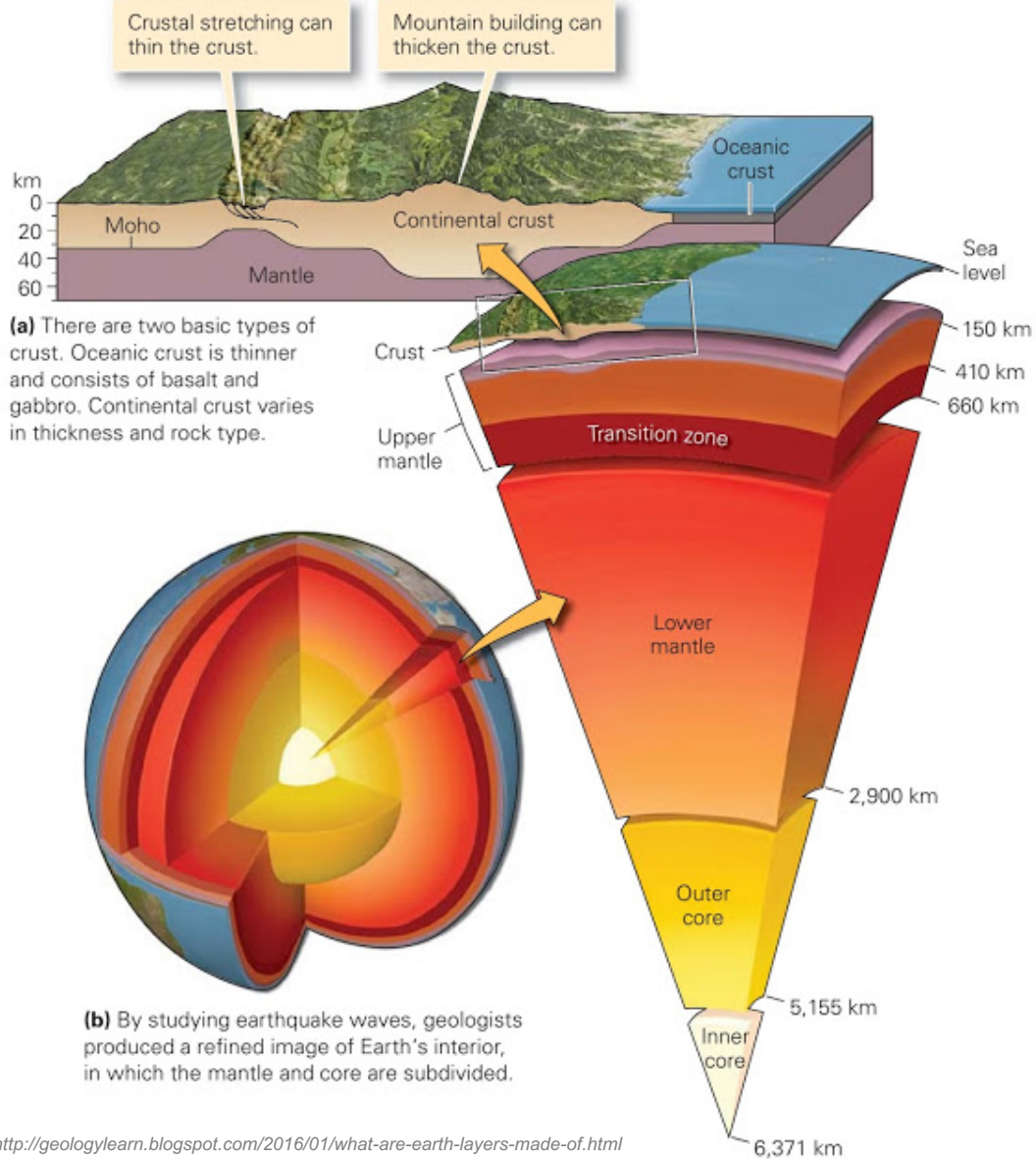
- CROSTA

- MANTELLO

- NUCLEO ESTERNO

- NUCLEO INTERNO

Struttura e composizione della Terra



Struttura e composizione della Terra

Quali tipi di informazioni abbiamo?

Metodi indiretti

1. Indagini geofisiche
(sismica, gravità, magnetismo, resistività elettrica, etc)
2. Stime geochemiche e bilanci di massa
3. Meteoriti

Metodi diretti

1. Studio diretto delle rocce di crosta e mantello, che sono disponibili grazie a:
 - 1.1. esumazione in superficie tramite eventi tettonici e geodinamici
 - 1.2. trasporto in superficie come frammenti strappati dai magmi eruttati
 - 1.3. carotaggi
2. Studio delle rocce vulcaniche come prodotto di fusione delle rocce di mantello e crosta

Struttura e composizione della Terra

Quali tipi di informazioni abbiamo?

Metodi indiretti

1. Indagini geofisiche
(**sismica**, gravità, magnetismo,
resistività elettrica, etc)

2. Stime geochemiche e bilanci di
massa

3. Meteoriti

Metodi diretti

1. Studio diretto delle rocce di crosta e
mantello, che sono disponibili grazie a:

1.1. esumazione in superficie tramite
eventi tettonici e geodinamici

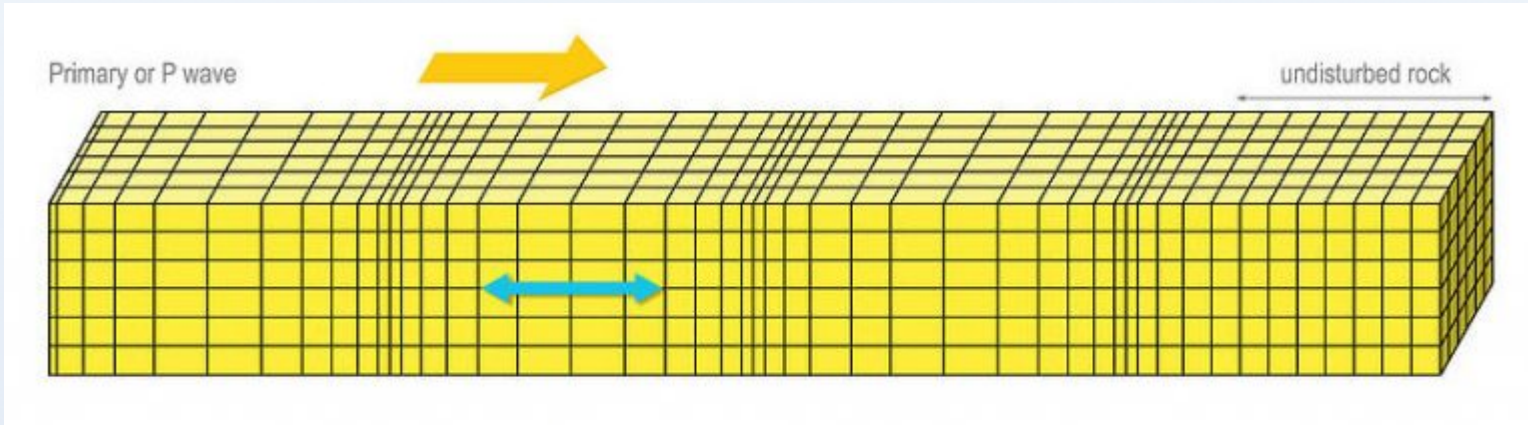
1.2. trasporto in superficie come
frammenti strappati dai magmi
eruttati in superficie

1.3. carotaggi

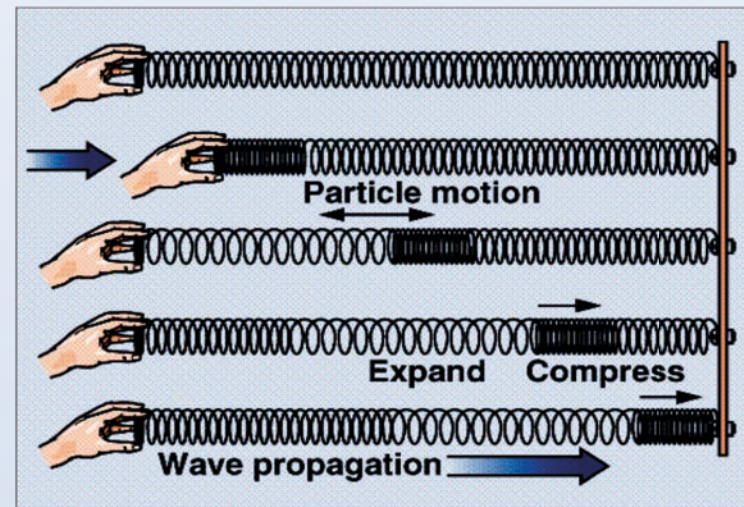
2. Studio delle rocce vulcaniche come
prodotto di fusione delle rocce di
mantello e crosta

Propagazione delle onde sismiche

Onde P (Primarie, più veloci) o longitudinali

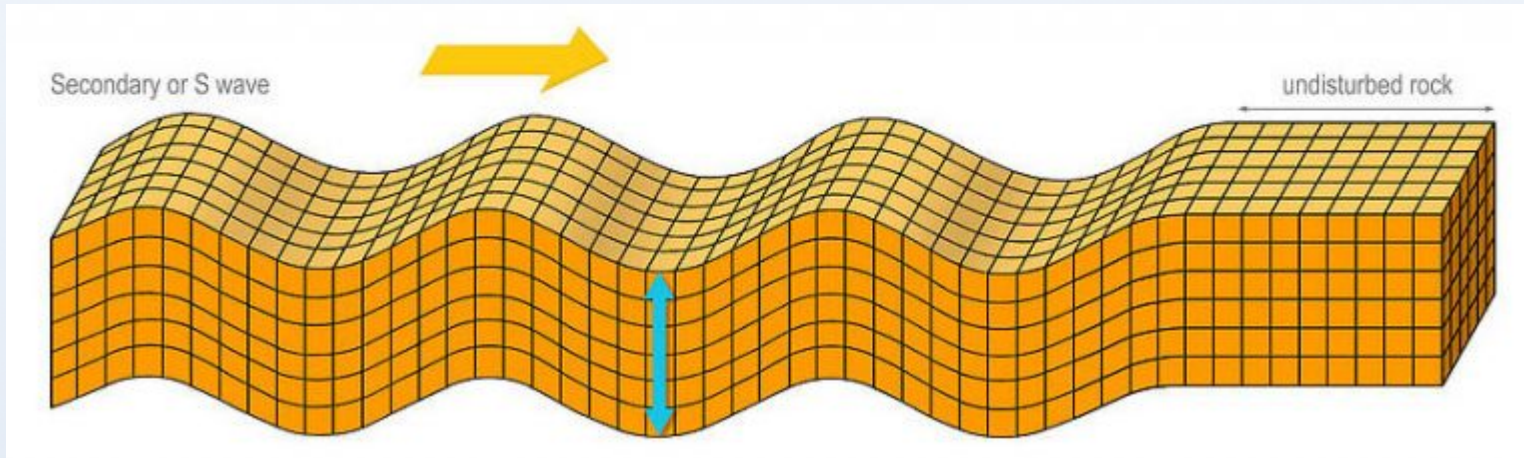


Oscillazione delle particelle di roccia lungo la direzione di propagazione dell'onda – le rocce si comprimono e dilatano

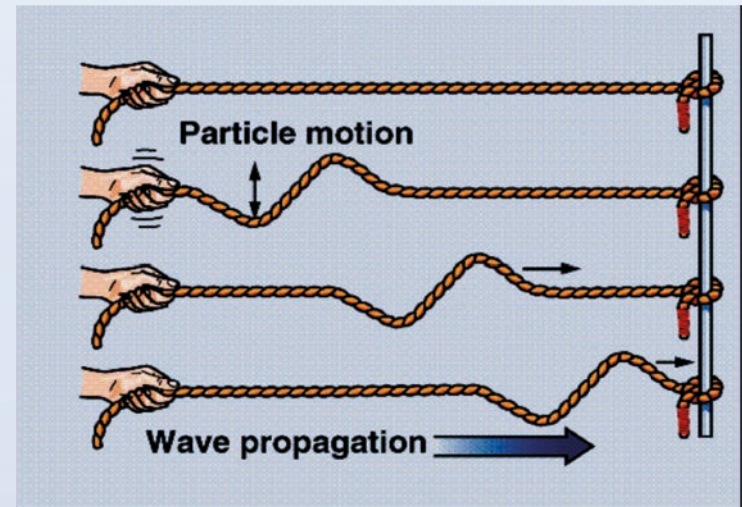


Propagazione delle onde sismiche

Onde S (Secondarie, più lente) o trasversali



Oscillazione delle particelle di roccia trasversalmente alla direzione di propagazione dell'onda



Propagazione delle onde sismiche

Onde P ed onde S

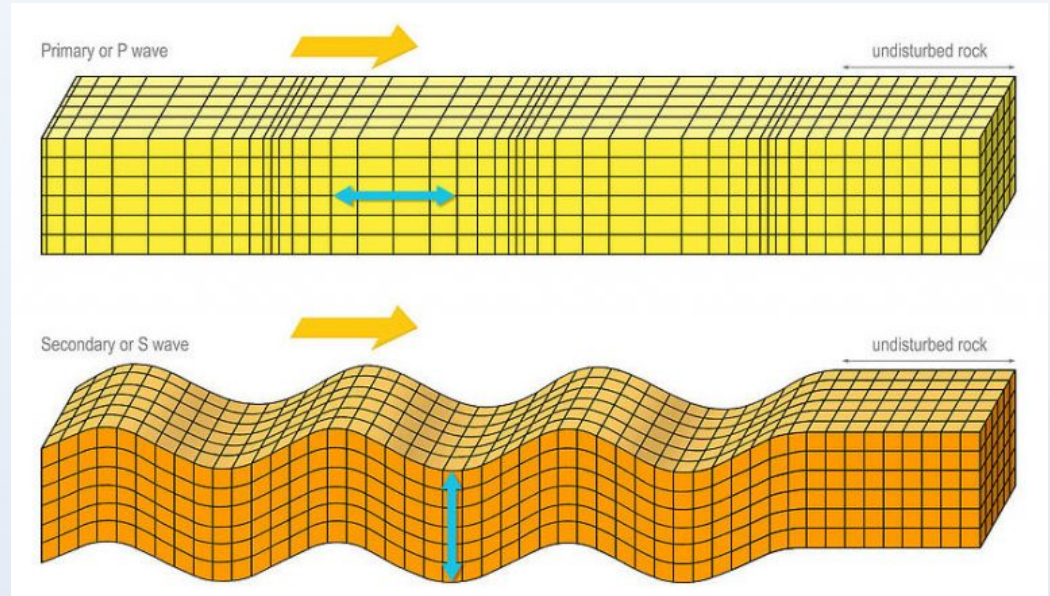
La velocità delle onde sismiche dipende dalle proprietà del materiale attraversato

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

k = modulo di compressibilità (GPa)
(resistenza alla deformazione)

μ = modulo di rigidità (GPa)
(rapporto tra sforzo e deformazione di taglio)

ρ = densità (g/cm³)

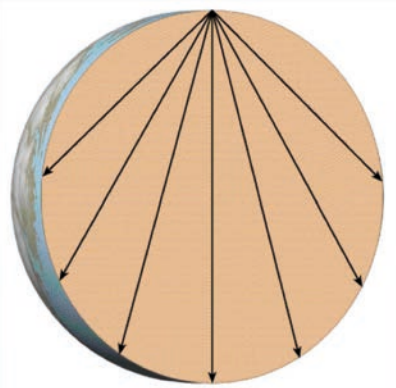


Nei liquidi $\rightarrow \mu = 0$

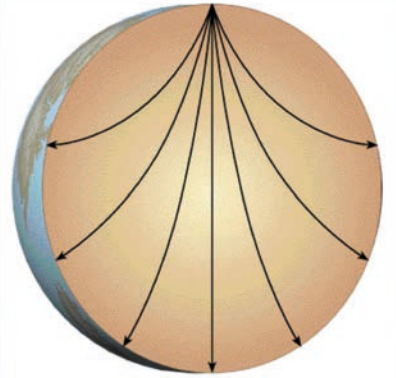
↓

Nei liquidi le onde S non si trasmettono le onde P rallentano

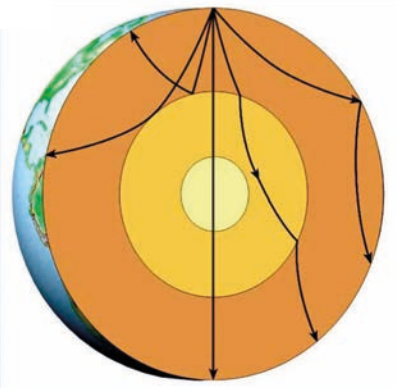
Propagazione delle onde sismiche



Direzione di propagazione onde in un mezzo omogeneo
(V onde costante)

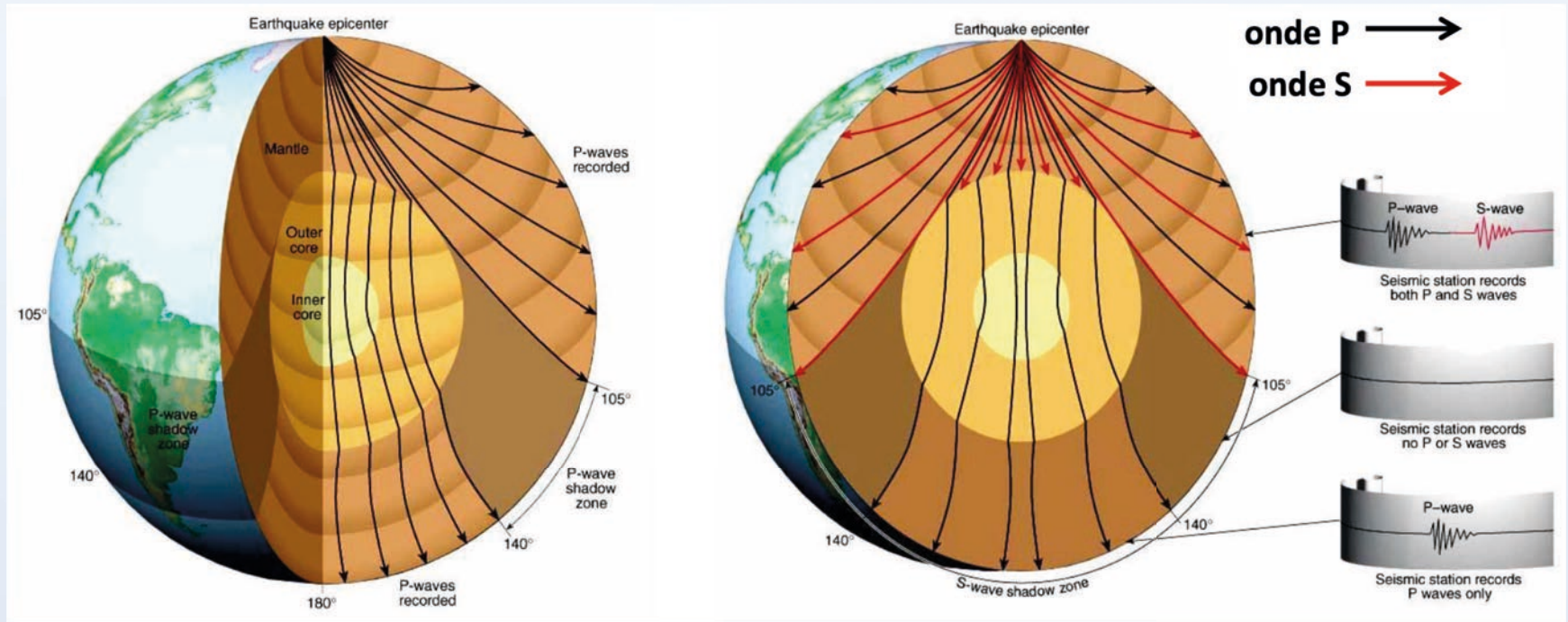


Direzione di propagazione onde in un mezzo a densità
progressivamente crescente
(V onde crescente; curvatura dovuta alla continua rifrazione)



Direzione di propagazione delle onde in un mezzo a gusci,
come la Terra.

Propagazione delle onde sismiche



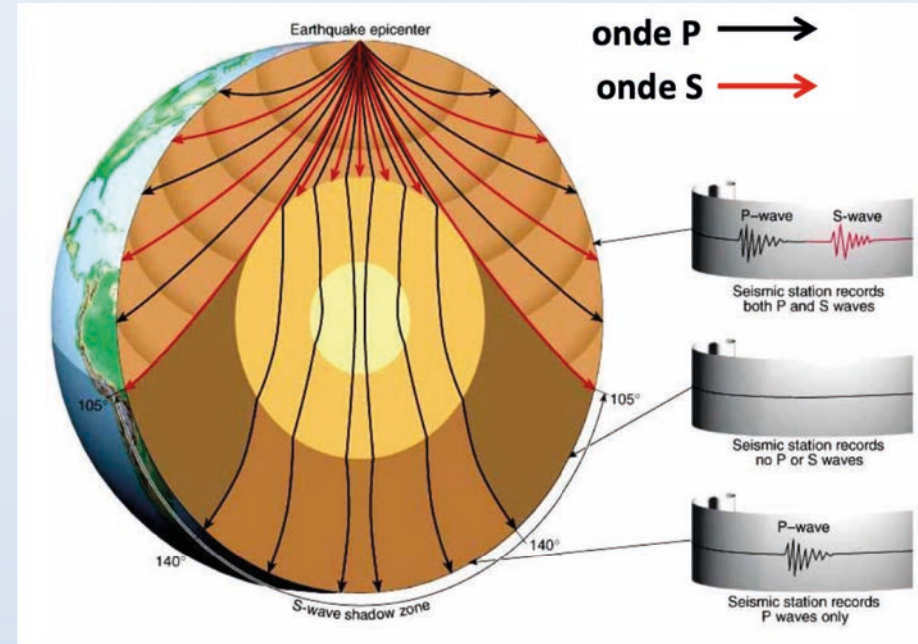
Le zone d'ombra delle onde P indicano la profondità della transizione mantello-nucleo.

Le zone d'ombra delle onde S indicano che il nucleo esterno è liquido.

Struttura dell'interno terrestre

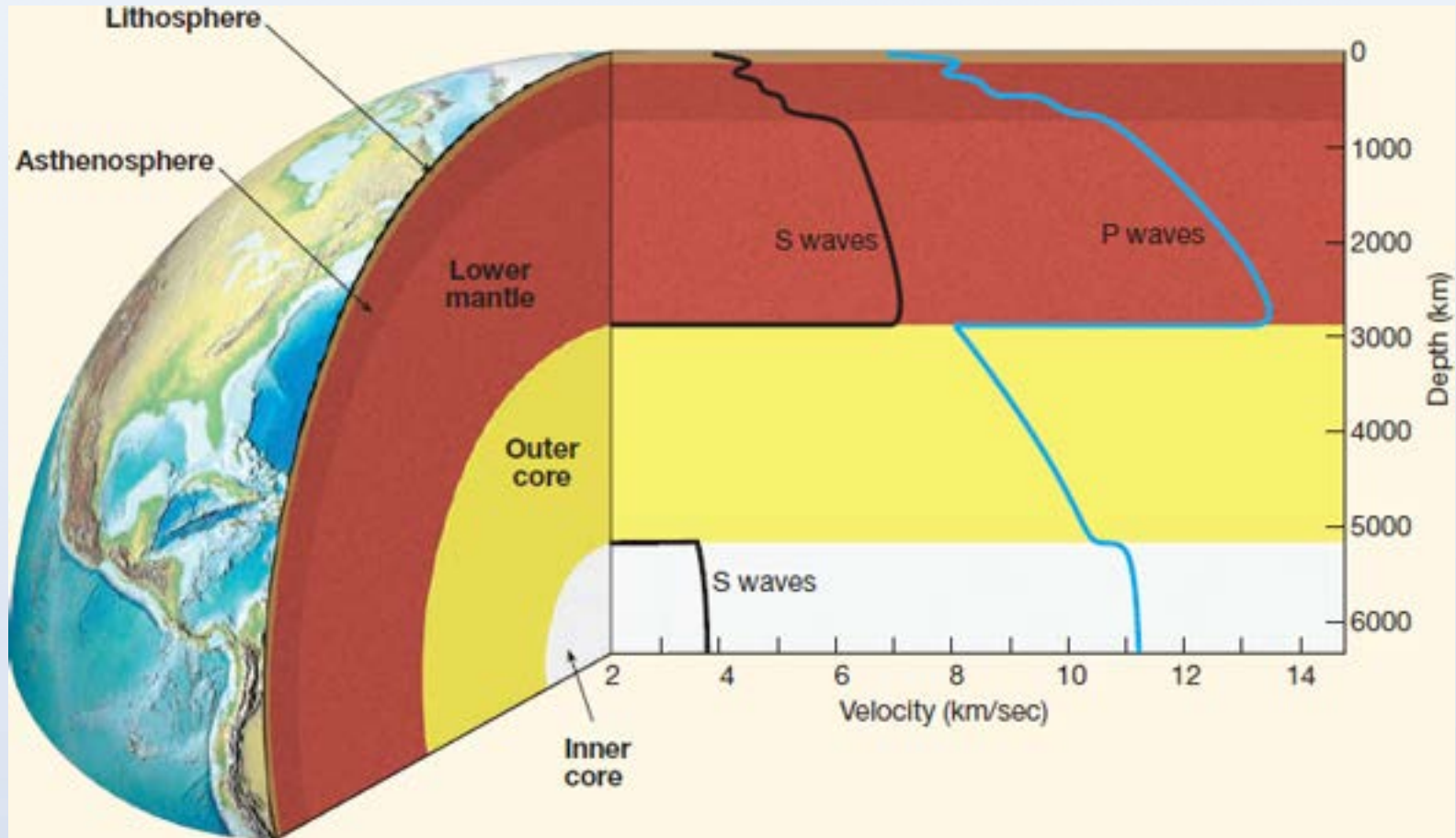
Informazioni derivanti dalla propagazione delle onde sismiche e dalla loro variazione di velocità:

- Il nucleo esterno è liquido.
- Profondità della transizione mantello-nucleo.
- Suddivisione del mantello (m. superiore, zona di transizione, m. inferiore).
- Profondità della transizione crosta-mantello superiore.
- Suddivisione del nucleo (esterno liquido, interno solido).

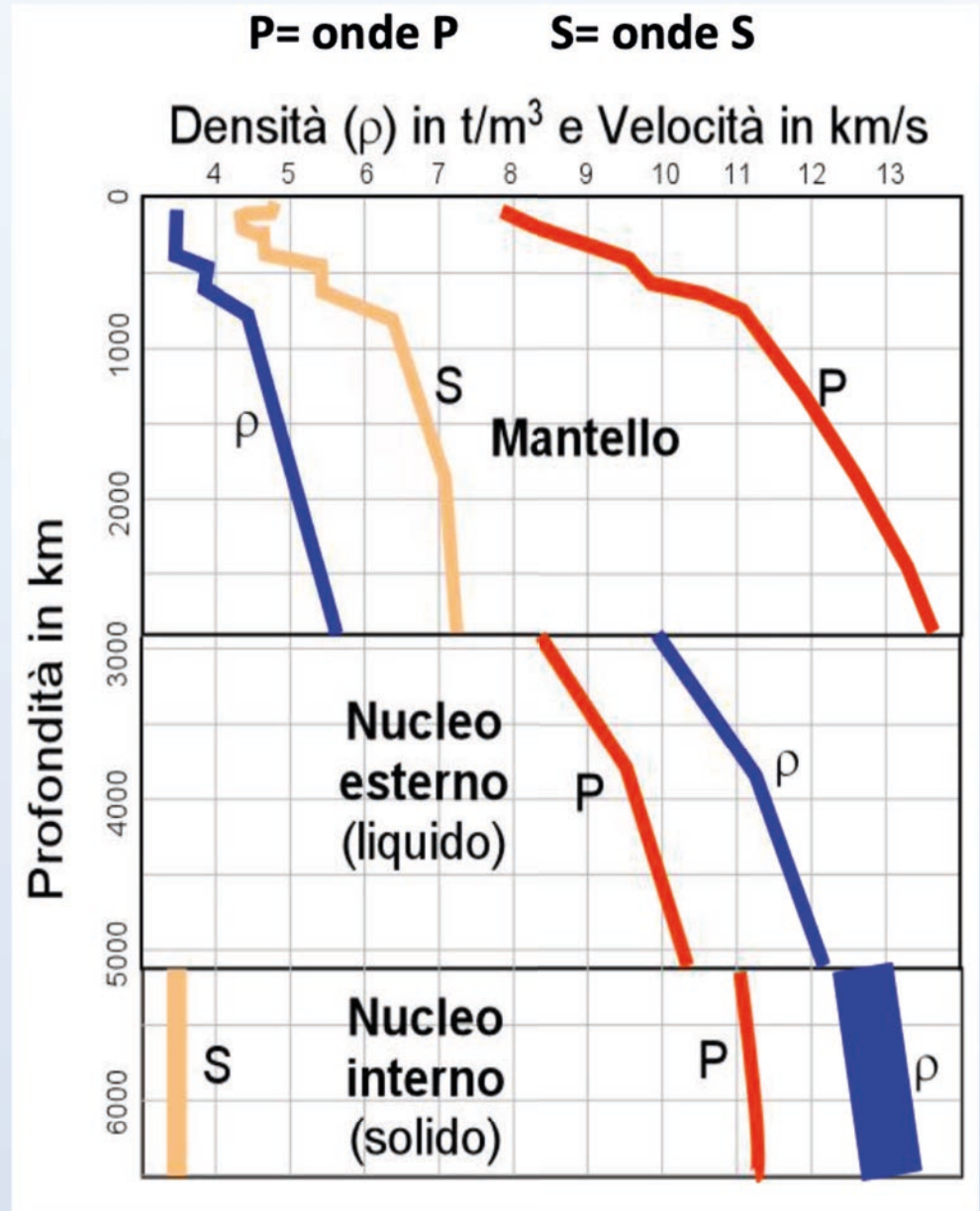
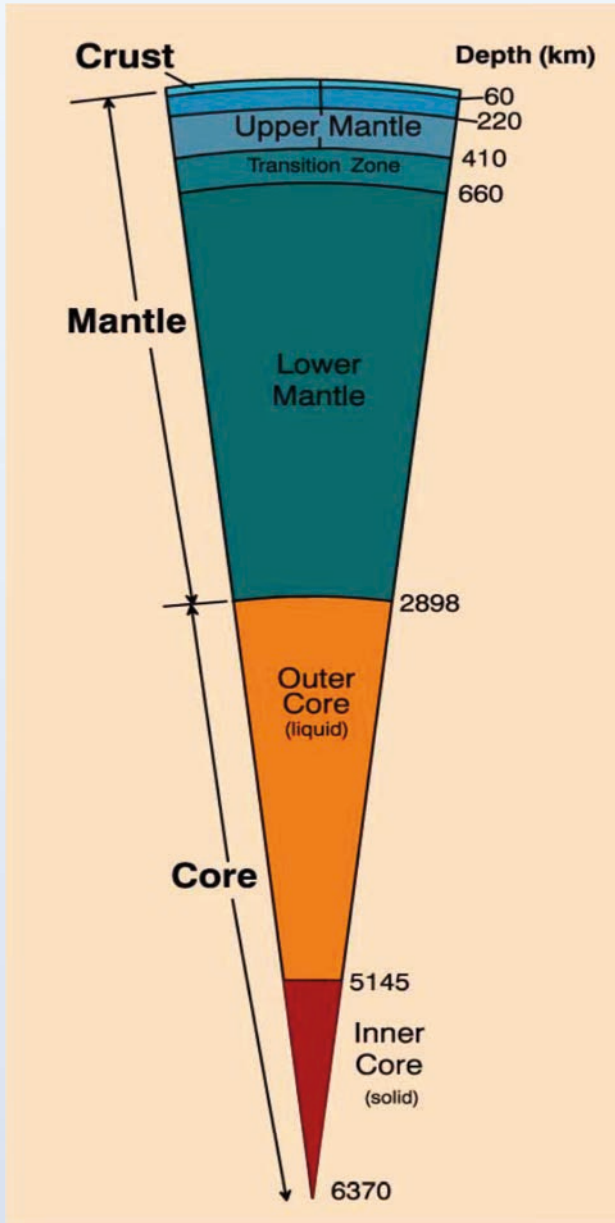


Struttura dell'interno terrestre

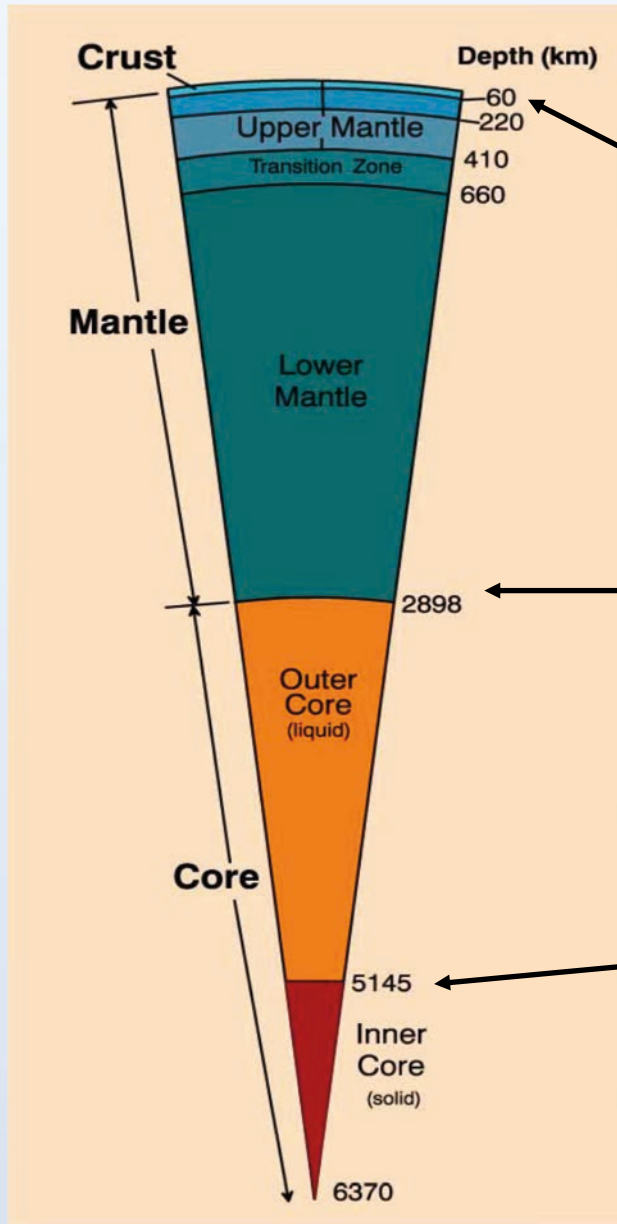
Dalle registrazioni sismiche è possibile costruire profili delle velocità sismiche attraverso la Terra.



Struttura dell'interno terrestre



Struttura dell'interno terrestre



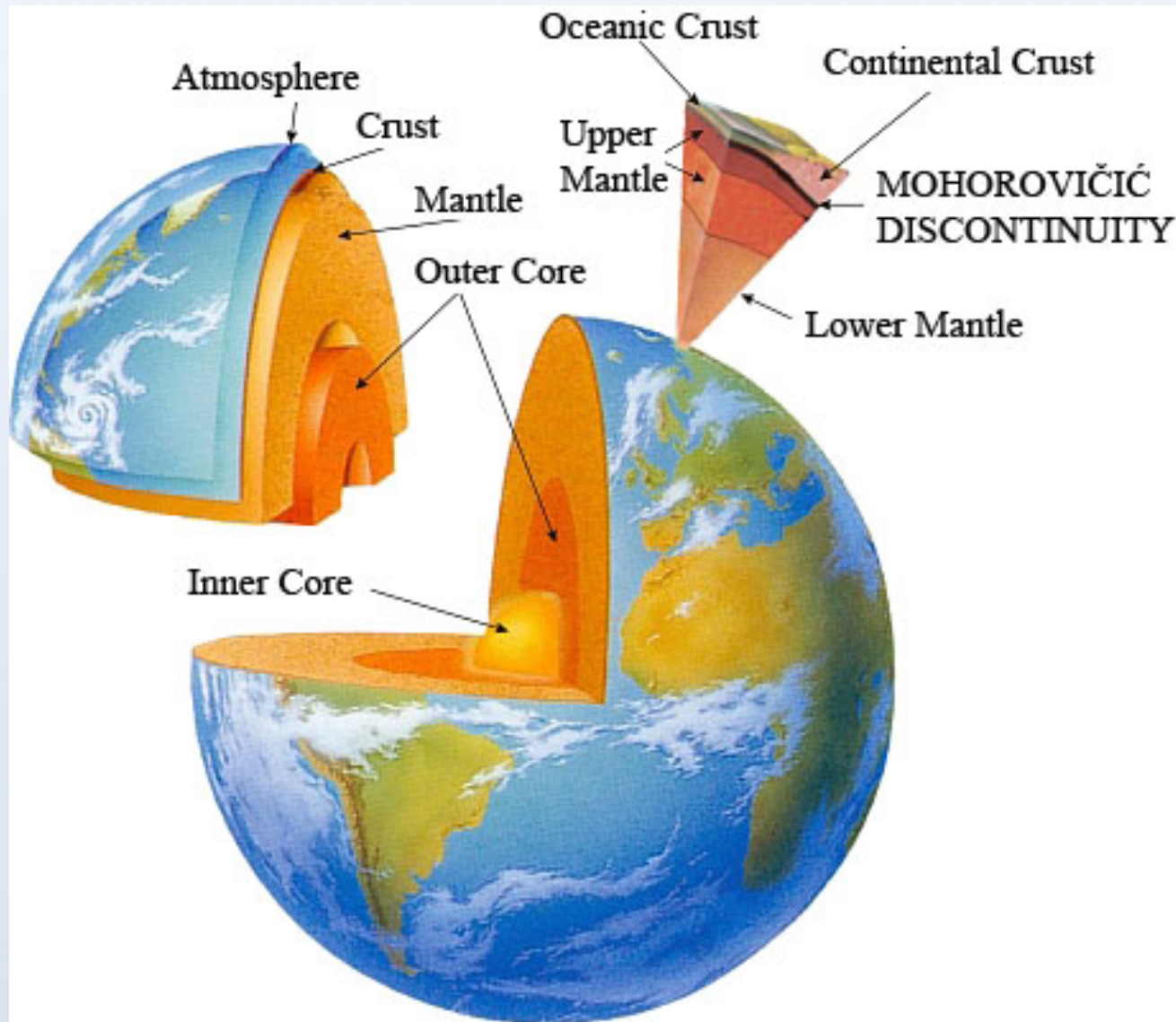
Principali discontinuità sismiche:

Moho (Mohorovicich)
~ 5–60 km

Gutenberg
~ 2900 km

Lehmann
~ 5150 km

Struttura dell'interno terrestre

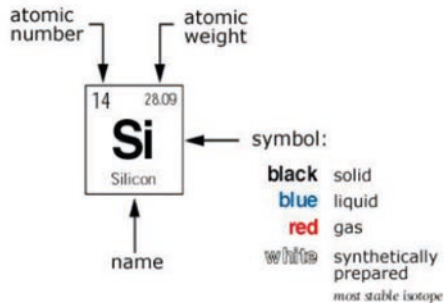


Quali elementi compongono la Terra?



Periodic Table of the Elements

1 1.01 H Hydrogen																	2 4.003 He Helium	
3 6.94 Li Lithium	4 9.01 Be Beryllium																	10 20.18 Ne Neon
11 22.99 Na Sodium	12 24.31 Mg Magnesium																	18 39.95 Ar Argon
19 39.10 K Potassium	20 40.08 Ca Calcium	21 44.96 Sc Scandium	22 47.90 Ti Titanium	23 50.94 V Vanadium	24 51.996 Cr Chromium	25 54.94 Mn Manganese	26 55.85 Fe Iron	27 58.93 Co Cobalt	28 58.70 Ni Nickel	29 63.55 Cu Copper	30 65.37 Zn Zinc	31 69.72 Ga Gallium	32 72.59 Ge Germanium	33 74.92 As Arsenic	34 78.96 Se Selenium	35 79.90 Br Bromine	36 83.80 Kr Krypton	
37 85.47 Rb Rubidium	38 87.62 Sr Strontium	39 88.91 Y Yttrium	40 91.22 Zr Zirconium	41 92.91 Nb Niobium	42 95.94 Mo Molybdenum	43 (98) Tc Technetium	44 101.07 Ru Ruthenium	45 102.91 Rh Rhodium	46 106.40 Pd Palladium	47 107.87 Ag Silver	48 112.41 Cd Cadmium	49 114.82 In Indium	50 118.69 Sn Tin	51 121.75 Sb Antimony	52 127.60 Te Tellurium	53 126.90 I Iodine	54 131.30 Xe Xenon	
55 132.91 Cs Cesium	56 137.33 Ba Barium	57 138.91 La Lanthanum	72 178.49 Hf Hafnium	73 180.95 Ta Tantalum	74 183.85 W Tungsten	75 186.21 Re Rhenium	76 190.20 Os Osmium	77 192.22 Ir Iridium	78 195.09 Pt Platinum	79 196.97 Au Gold	80 200.59 Hg Mercury	81 204.37 Tl Thallium	82 207.19 Pb Lead	83 208.98 Bi Bismuth	84 (209) Po Polonium	85 (210) At Astatine	86 (222) Rn Radon	
87 (223) Fr Francium	88 226.03 Ra Radium	89 227.03 Ac Actinium	104 (261) Rf Rutherfordium	105 (262) Ha Hahnium	106 (266) Sg Seaborgium	107 (262) Bh Bohrium	108 (265) Hs Hassium	109 (266) Bh Bohrium	110 (271) Mt Meitnerium	111 (272) Uu Ununium	112 (277) Uu Ununium	113 (288) Uu Ununium	114 (285) Uu Ununium	115 (289) Uu Ununium	116 (289) Uu Ununium	117 (293) Uu Ununium	118 (293) Uu Ununium	



- alkali metals**
- alkaline earth metals**
- transitional metals**
- other metals**
- nonmetals**
- noble gases**

Lanthanide Series	58 140.12 Ce Cerium	59 140.91 Pr Praseodymium	60 144.24 Nd Neodymium	61 (145) Pm Promethium	62 150.40 Sm Samarium	63 151.96 Eu Europium	64 157.25 Gd Gadolinium	65 158.93 Tb Terbium	66 162.50 Dy Dysprosium	67 164.93 Ho Holmium	68 167.26 Er Erbium	69 168.93 Tm Thulium	70 173.04 Yb Ytterbium	71 174.97 Lu Lutetium
Actinide Series	90 232.04 Th Thorium	91 231.04 Pa Protactinium	92 238.03 U Uranium	93 237.05 Np Neptunium	94 (244) Pu Plutonium	95 (243) Am Americium	96 (247) Cm Curium	97 (247) Bk Berkelium	98 (251) Cf Californium	99 (252) Es Einsteinium	100 (257) Fm Fermium	101 (260) Md Mendelevium	102 (259) No Nobelium	103 (262) Lr Lawrencium

Copyright © 2009 Oxford Labs

Composizione dell'interno terrestre

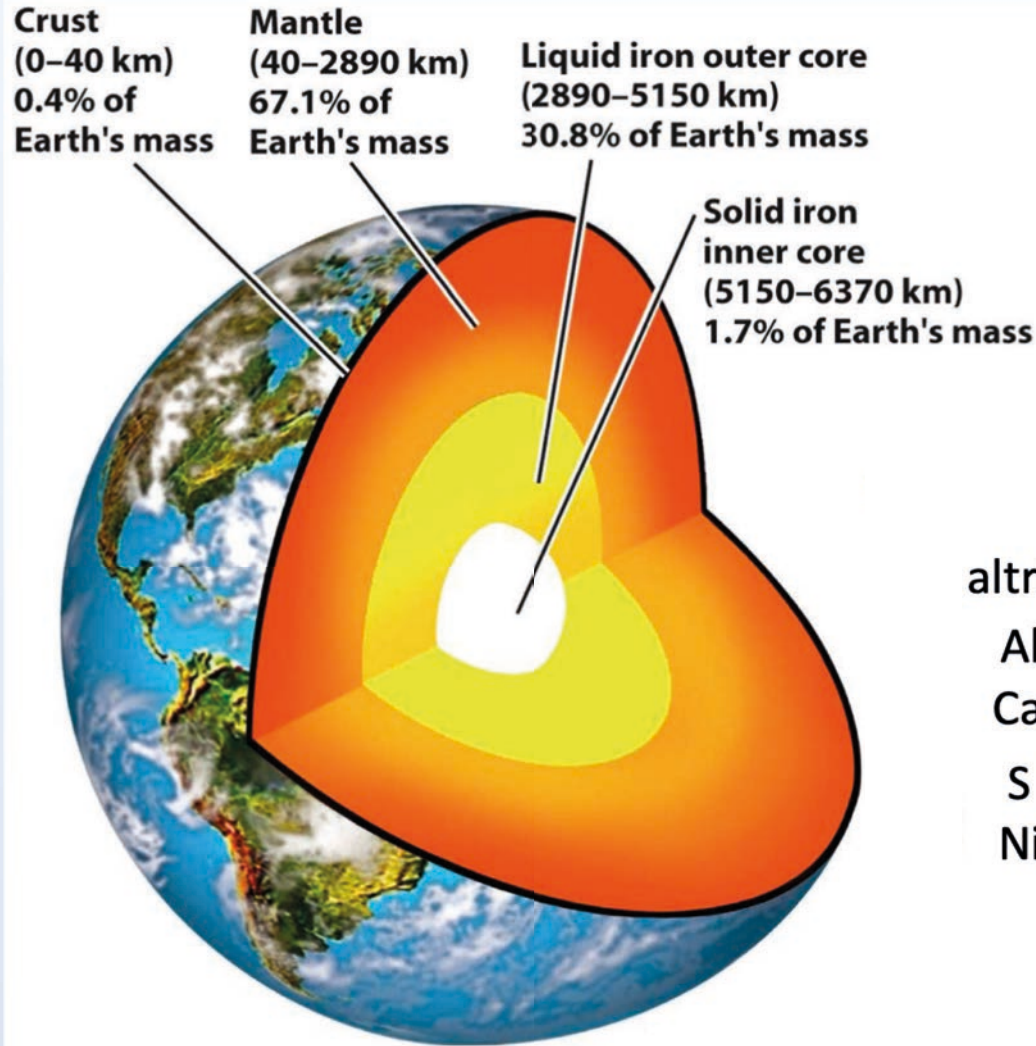
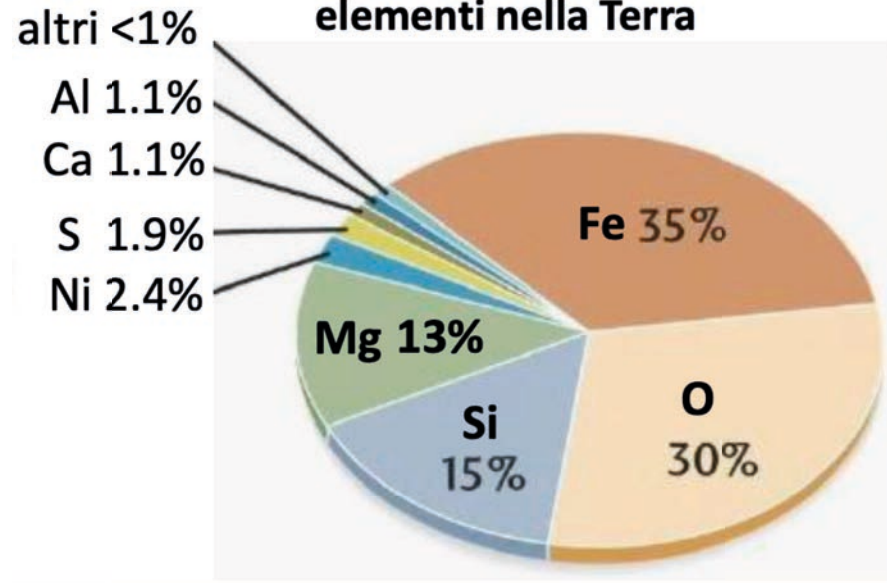
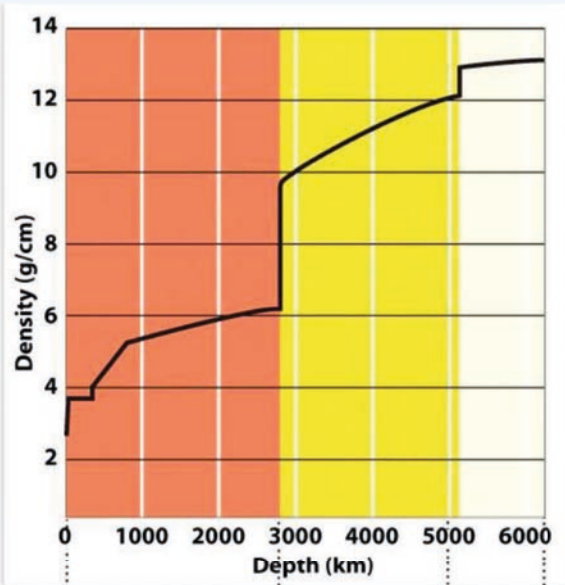


Figure 1.9
Understanding Earth, Sixth Edition
© 2010 W. H. Freeman and Company

Abbondanze relative degli elementi nella Terra



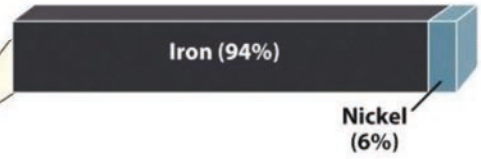
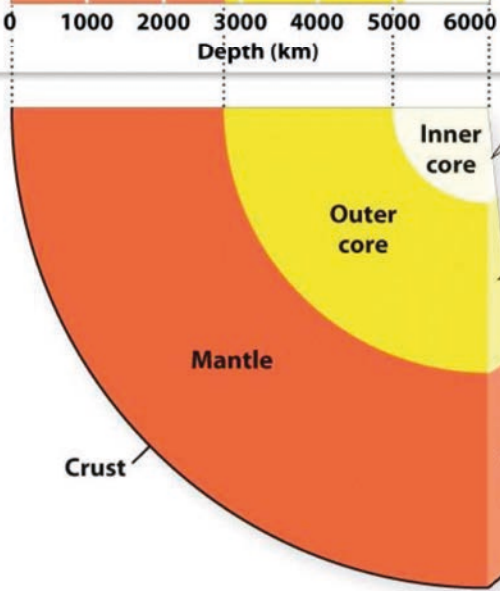
Composizione dell'interno terrestre



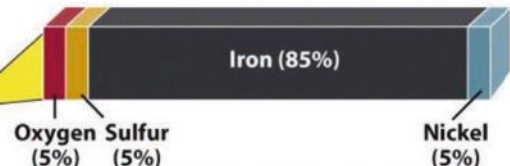
Densità media Terra totale 5.5 gr/cm³

Densità aumenta con la profondità ma in maniera discontinua

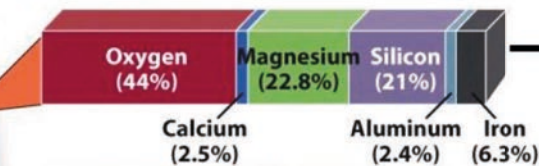
Abbondanze relative degli elementi



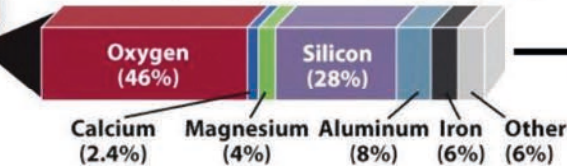
Solido
leghe di Fe-Ni
 ρ 12.8-13.1 gr/cm³



Liquido
leghe di Fe-Ni
 ρ 9.9-12.2 gr/cm³



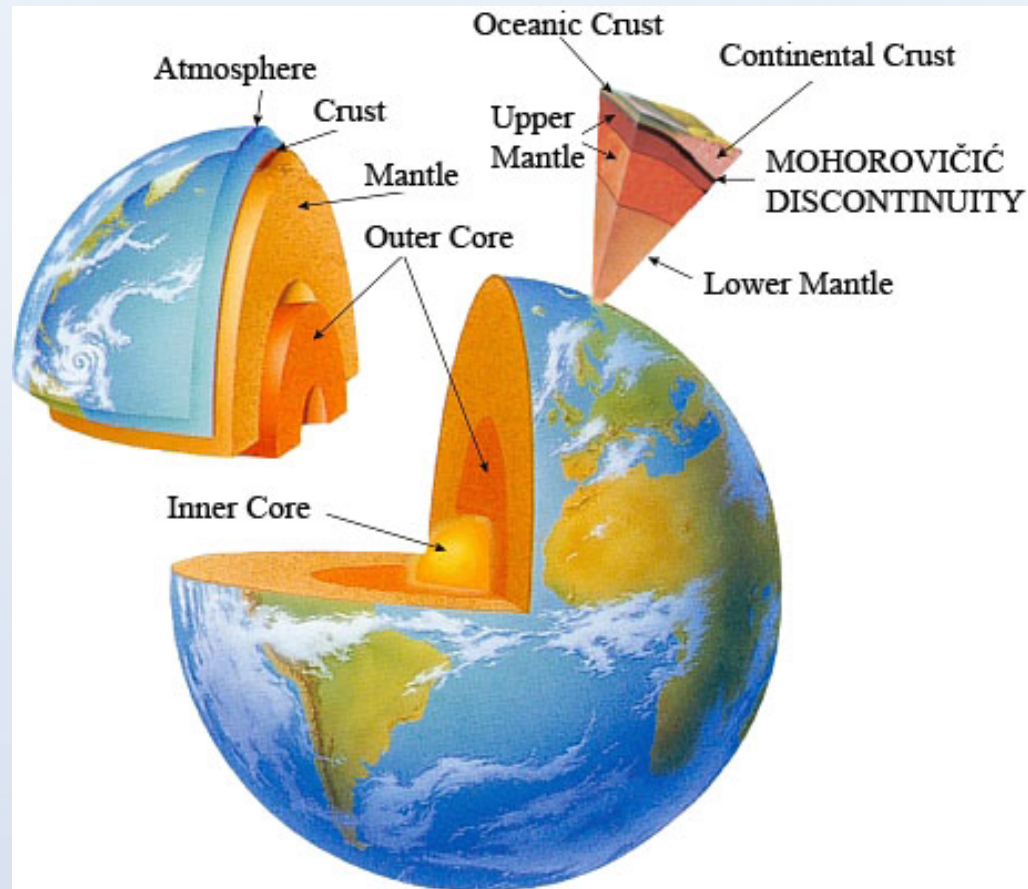
Solido-silicati+ossidi plastico
 ρ 3.3-6.0 gr/cm³



Solido-silicati Rigido
 ρ 2.6-3.0 gr/cm³

Struttura e composizione dell'interno terrestre

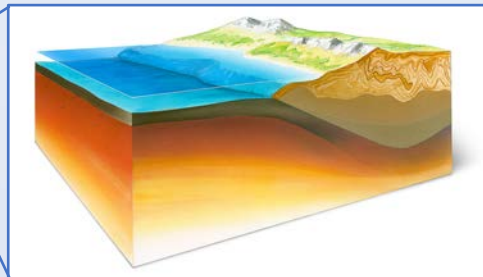
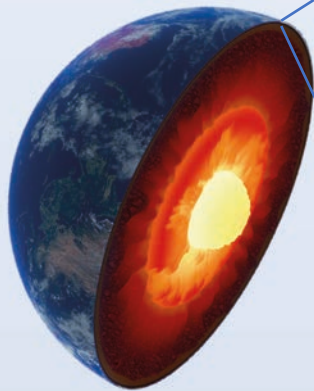
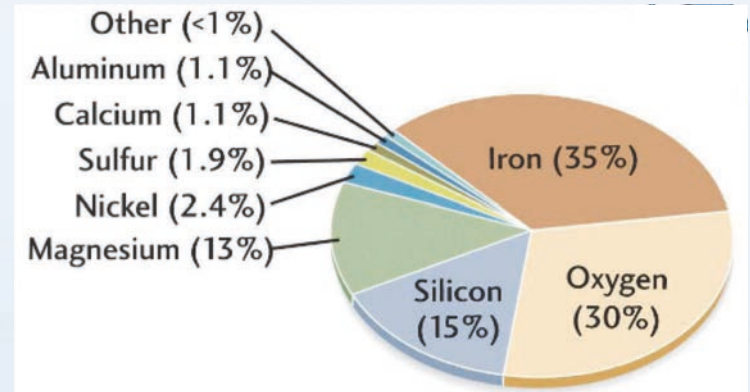
Osserviamo meglio qual è la natura dei «gusci» della Terra....



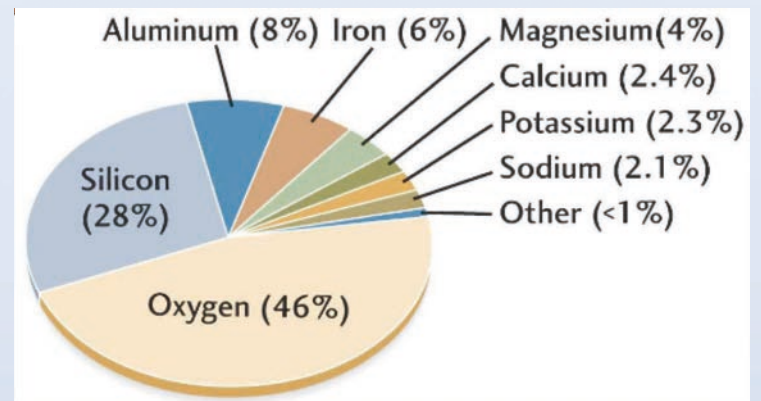
La crosta terrestre



Composizione
media della
Terra totale

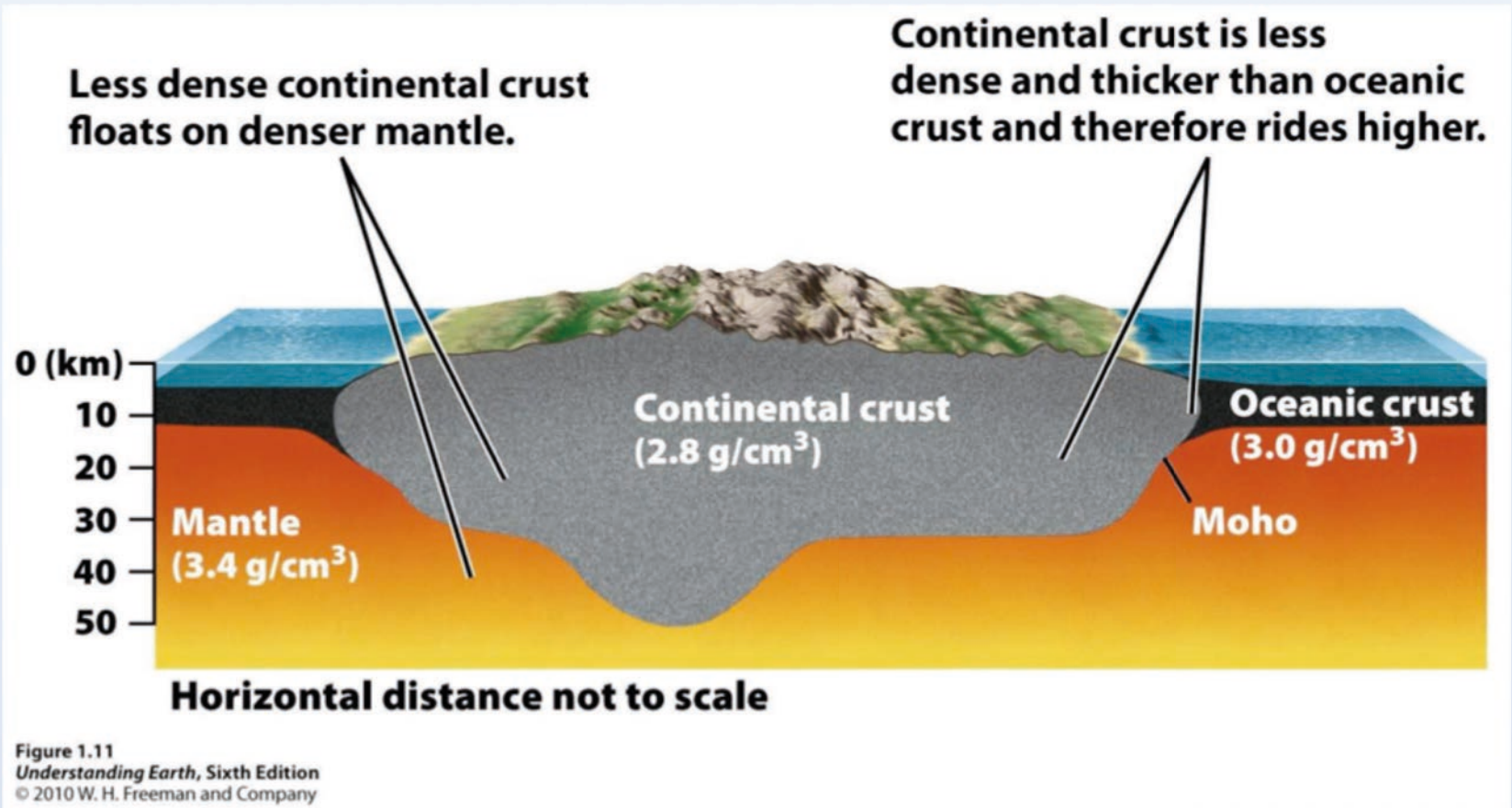


Composizione
media della crosta



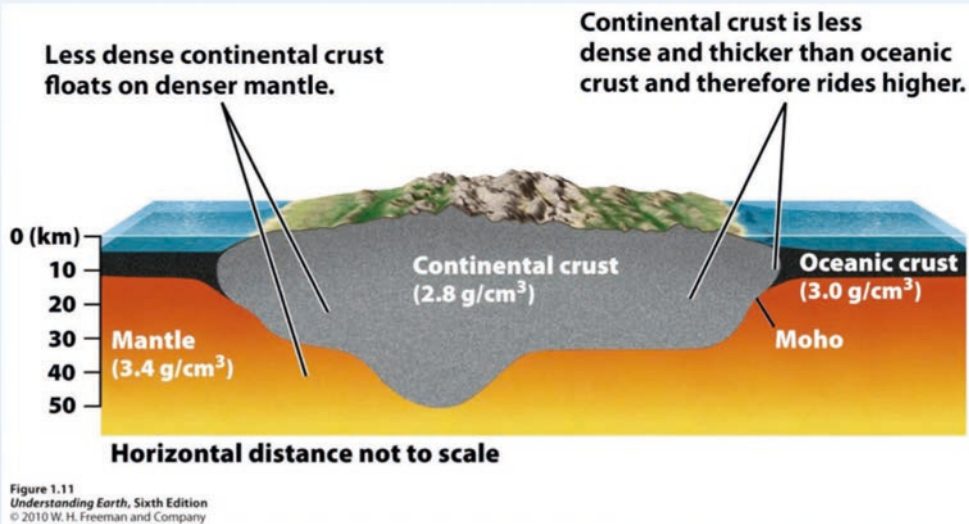
La crosta terrestre

La crosta oceanica e la crosta continentale



La crosta terrestre

La crosta oceanica e la crosta continentale



Composizioni medie della crosta oceanica e di quella continentale (espresse in termini di percentuali in peso degli ossidi; wt%)

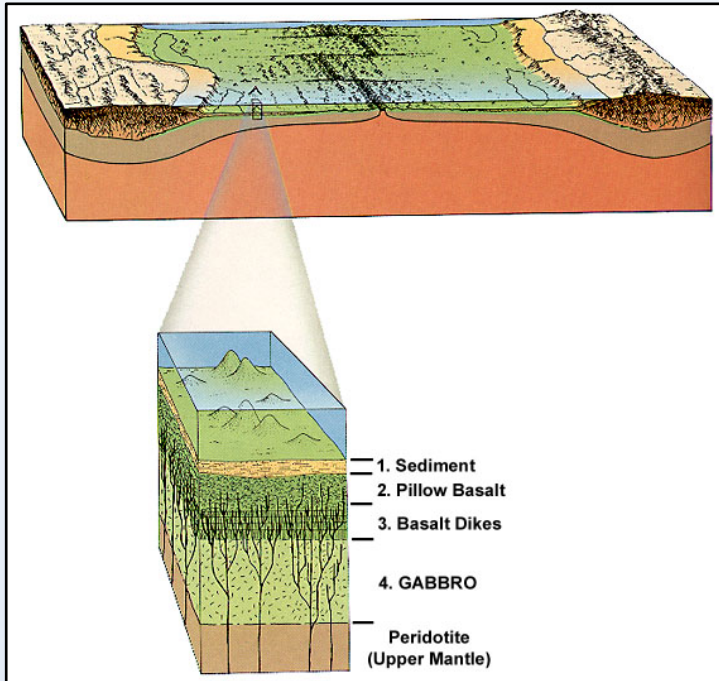


	crosta oceanica*	crosta continentale ⁺
SiO ₂	50.07	60.60
TiO ₂	1.30	0.72
Al ₂ O ₃	16.38	15.90
FeO _{tot}	8.80	6.71
MnO	0.22	0.10
MgO	7.12	4.66
CaO	12.56	6.41
Na ₂ O	2.66	3.07
K ₂ O	0.48	1.81
P ₂ O ₅	0.13	0.13
	* da D'Amico Innocenti Sassi (1987)	
	+ da Gao & Rudnick, 2003	

Crosta oceanica

Alcune caratteristiche principali:

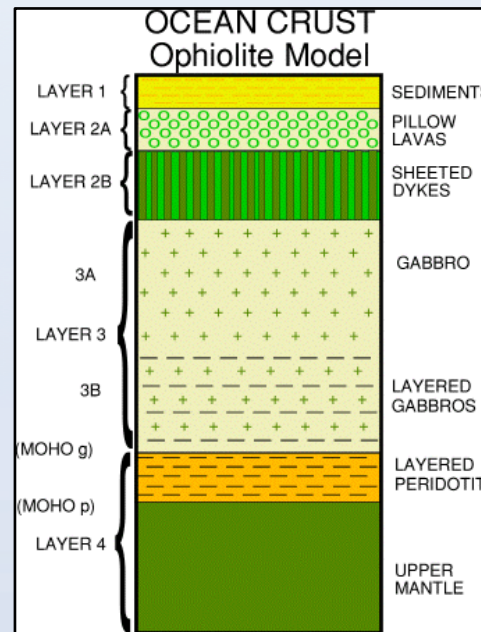
- Sottile: 1–10 km (media ~ 7 km)
- Densità media: 2.8–3.0 g/cm³
- Età: 0–250 Ma



<https://g105lab.siteshost.iu.edu/1425chap13.htm>

Conoscenze dirette da:

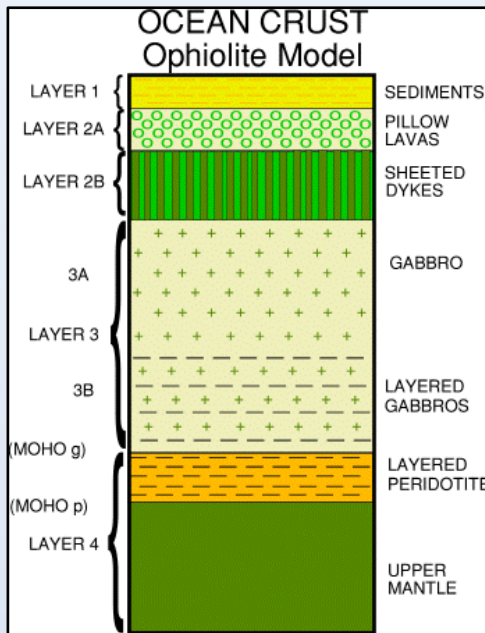
- IODP (*International Oceanic Discovery Program*) - carotaggi fino a 1.8 km
- OFIOLITI (sequenze della crosta oceanica esposte in superficie per eventi geodinamici)



<https://www.le.ac.uk/geology/art/gl209/lecture2/lecture2.html>

- ← Sedimenti
- ← Lave (basalti) a pillow
- ← Dicchi basaltici
- ← Gabbri
- ← Peridotiti

Crosta oceanica



Sedimenti

Lave (basalti) a pillow

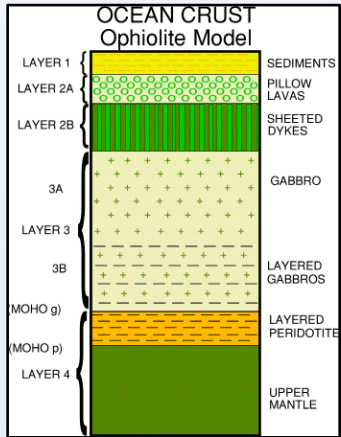
Dicchi basaltici

Gabbri

Peridotiti



Crosta oceanica



← Lave (basalti) a pillow



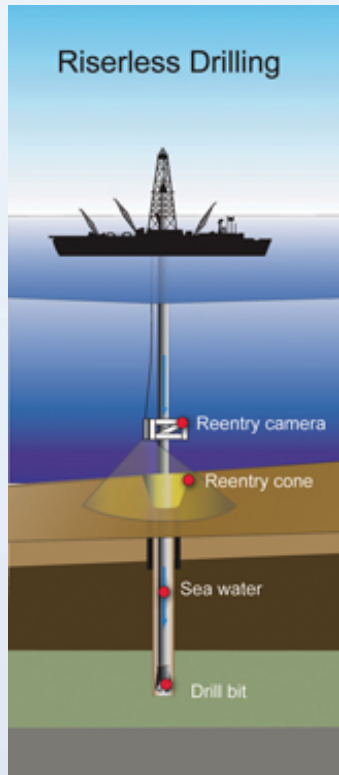
http://ducatv.altervista.org/contenuti/seconde/sito/2AA_2013-14/Venier/new.html



<https://www.uib.no/en/geobio/53581/pillow-lavas>

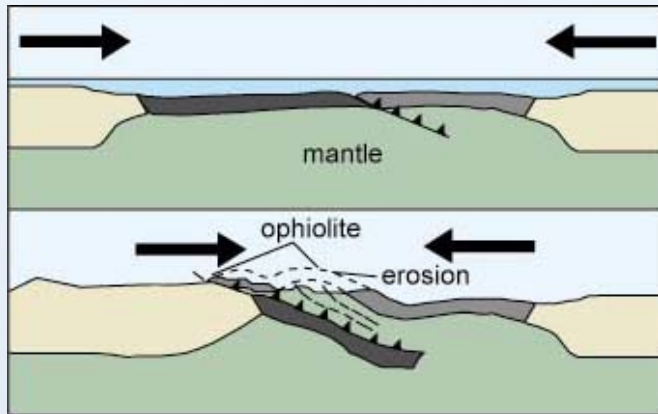
Crosta oceanica

Perforazioni a scopo scientifico: IODP (International Ocean Discovery Program)



Crosta oceanica

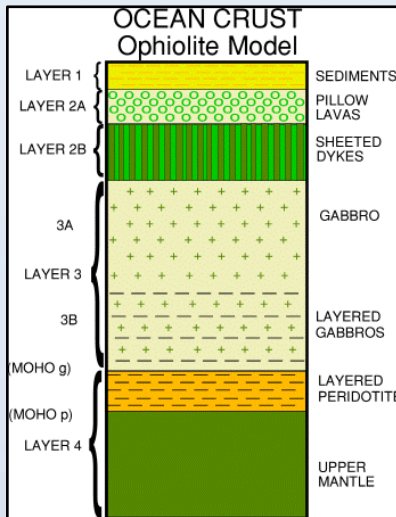
OFIOLITI : porzioni di crosta oceanica sollevate ed esposte a causa dei processi di collisione tra le placche litosferiche



<http://volcano.oregonstate.edu/ophiolites>

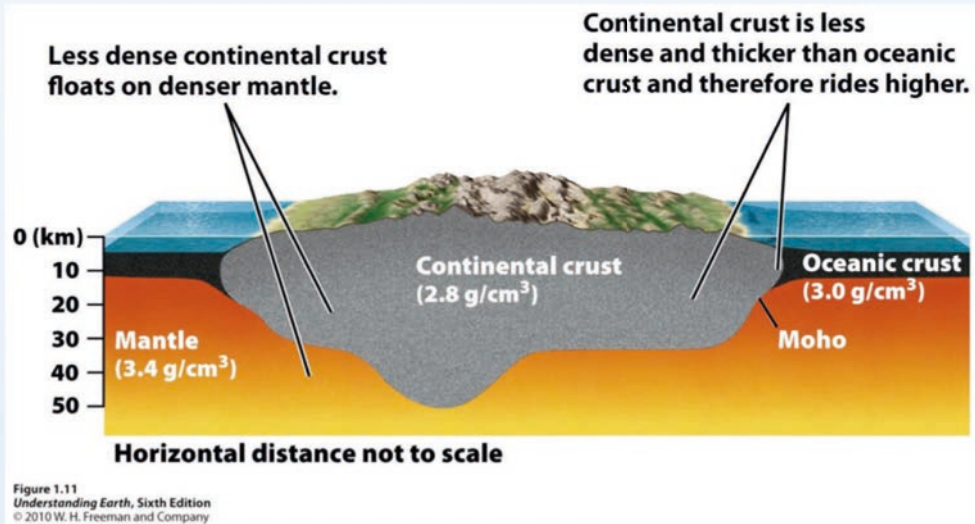


<https://www.omandrilling.ac.uk/gallery>



Map data © OpenStreetMap contributors, Imagery © Mapbox

Crosta continentale



Alcune caratteristiche principali:

- Spessore: 20–70 km (media ~35 km)
- Densità media: 2.6-2.8 gr/cm³
- Struttura complessa , “grossolanamente” stratificata, a composizione variabile (dipende dall’evoluzione geologica).

Due modelli di distinzione:

- superiore – intermedia - inferiore
- superiore - inferiore

Litologie prevalenti:

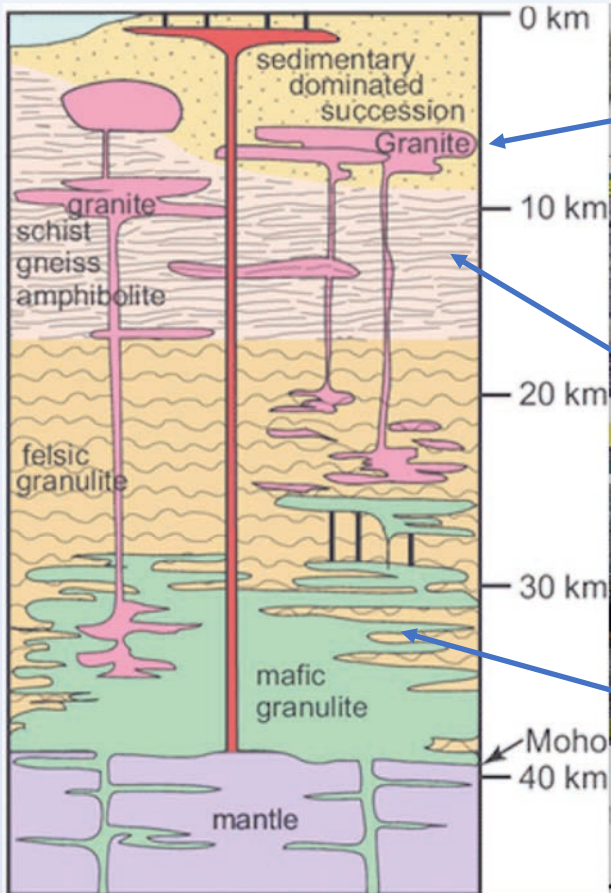
- Graniti (rocce intrusive)
- Rocce metamorfiche
- Età : fino a 4000 Ma

Conoscenze dirette:

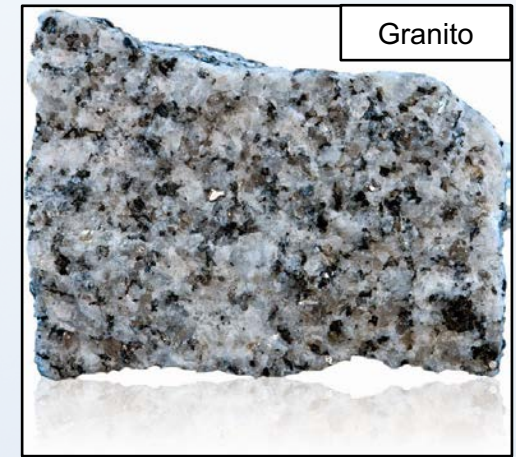
- Sezioni crostali sollevate ed esposte a causa dei processi di collisione tra le placche litosferiche
- Xenoliti nelle rocce vulcaniche
- Carotaggi (ICDP), fino a qualche km

	crosta continentale (da Gao & Rudnick, 2003)			
	crosta oceanica*	crosta totale	crosta superiore	crosta inferiore
SiO ₂	50.07	60.60	66.60	53.40
TiO ₂	1.30	0.72	0.64	0.82
Al ₂ O ₃	16.38	15.90	15.40	16.90
FeO _{tot}	8.80	6.71	5.04	8.57
MnO	0.22	0.10	0.10	0.10
MgO	7.12	4.66	2.48	7.24
CaO	12.56	6.41	3.59	9.59
Na ₂ O	2.66	3.07	3.27	2.65
K ₂ O	0.48	1.81	2.80	0.61
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.15	0.10
	* da D'Amico Innocenti Sassi (1987)			

Crosta continentale



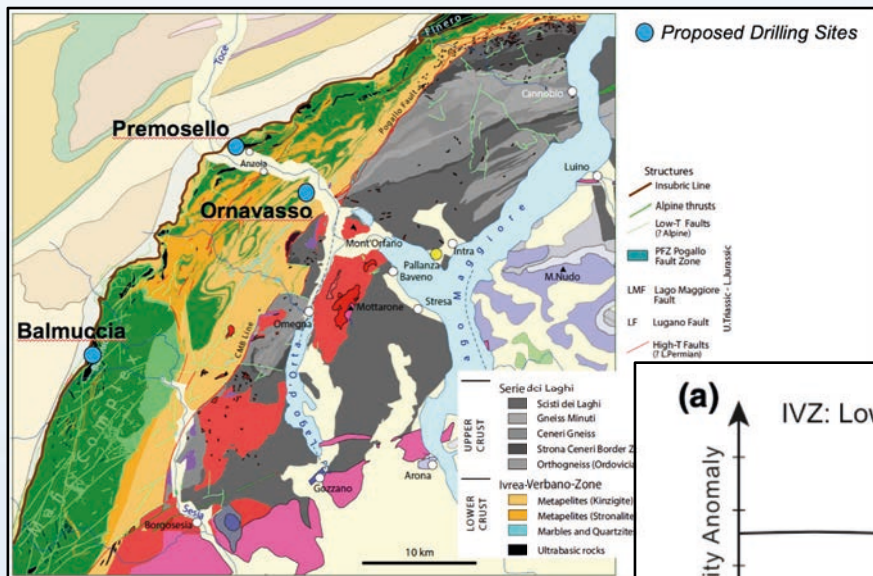
Hawkesworth and Kemp (2006)



<http://geologylearn.blogspot.com/2015/03/granite.html>

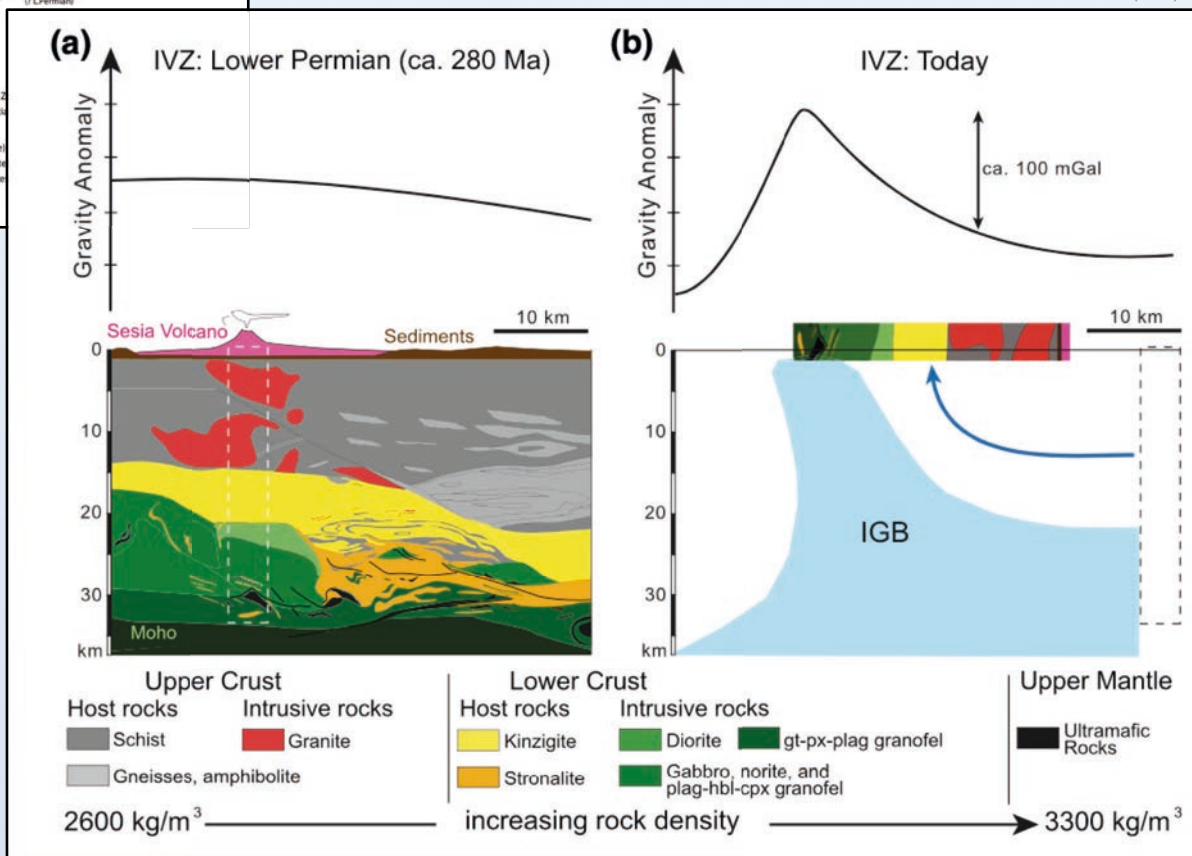


Crosta continentale

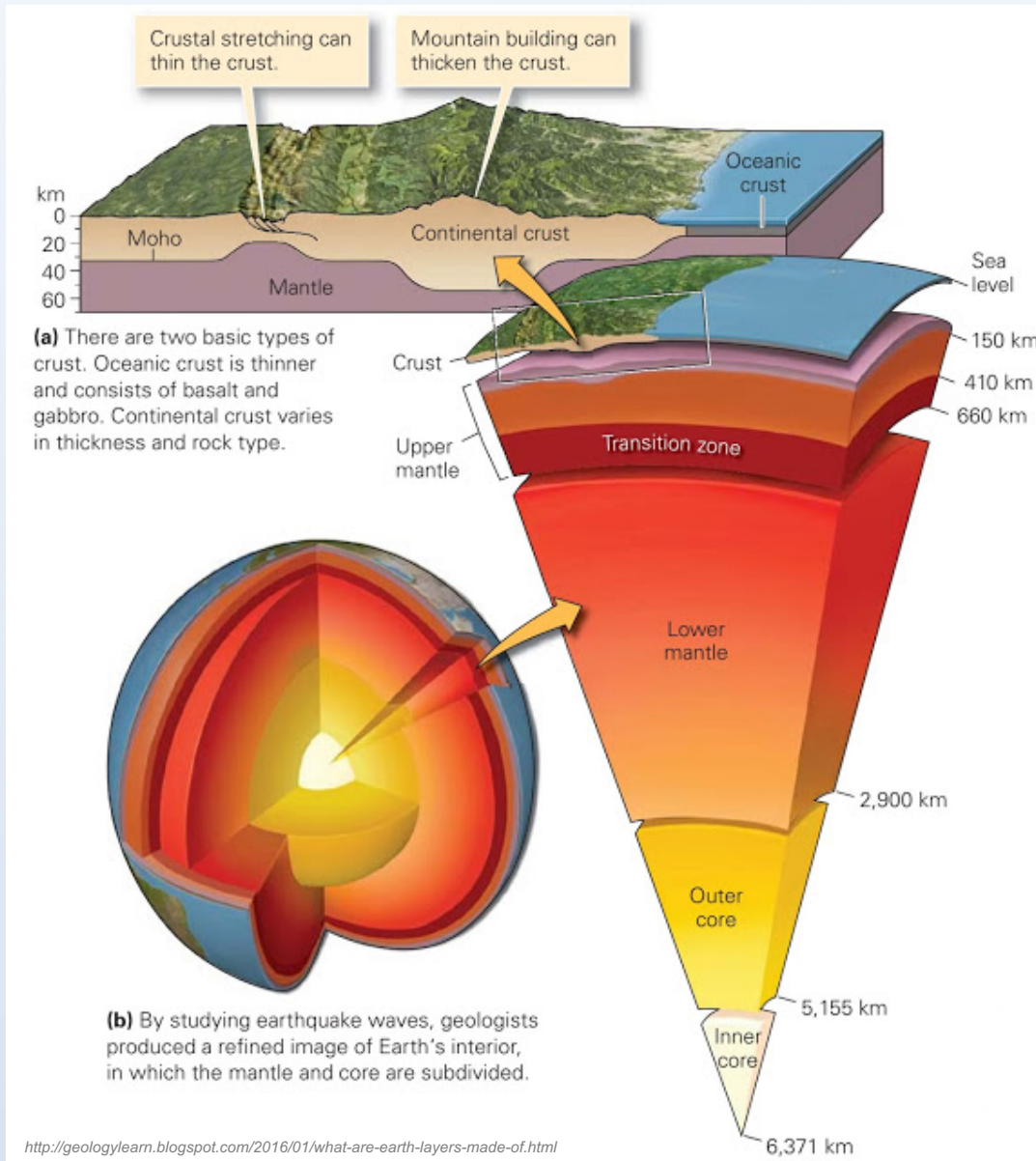


In Italia abbiamo uno dei casi unici al mondo in cui è possibile osservare una sezione di crosta continentale portata a giorno dagli eventi tettonici

Pistone et al (2020)



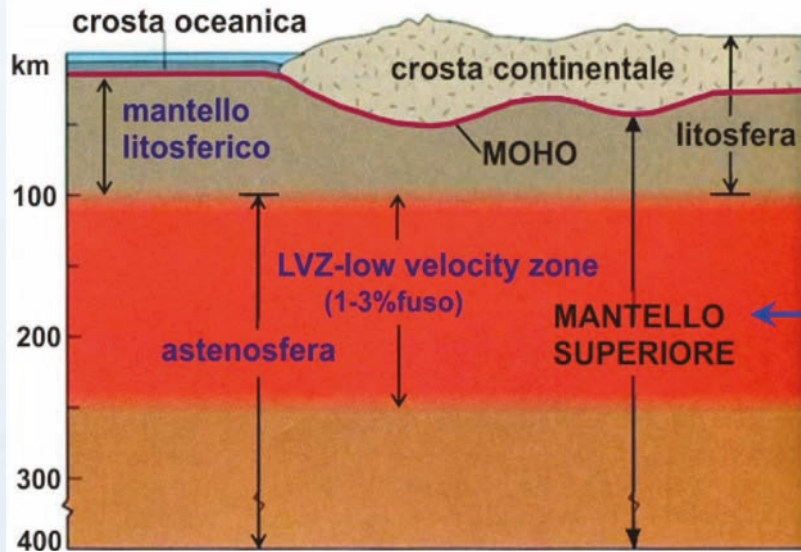
Il mantello terrestre



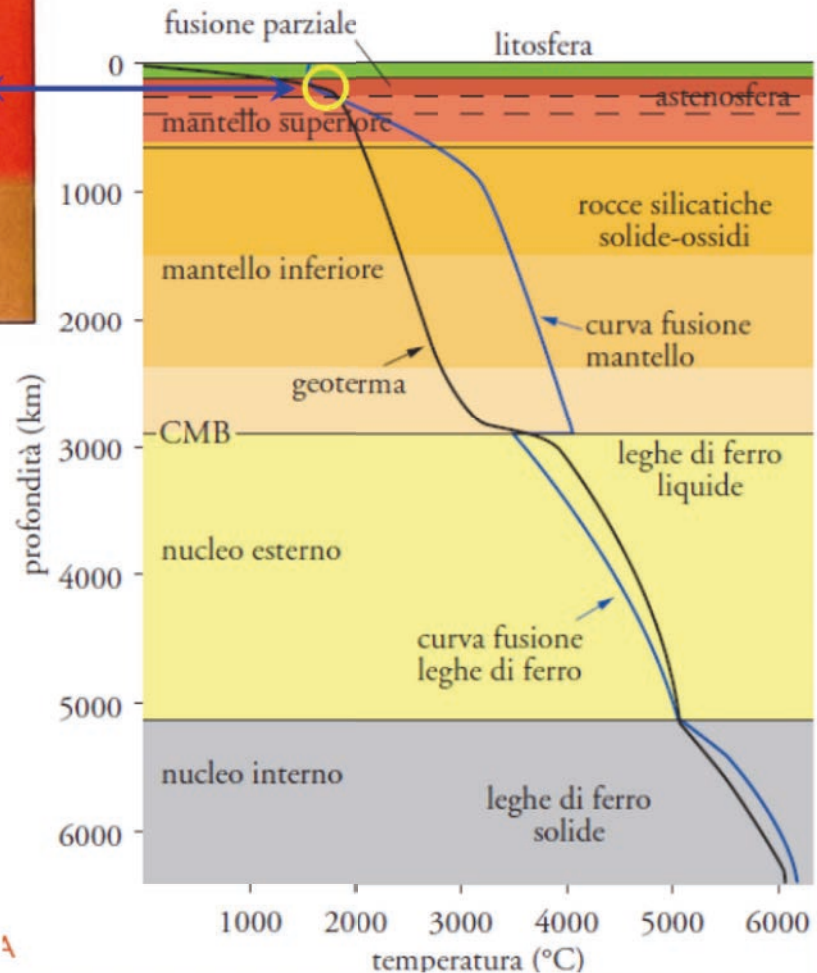
Principali suddivisioni:

- **Mantello superiore (fino a 410 km)**
- **Zona di transizione (410–660 km)**
- **Mantello inferiore (660–2890 km)**

Mantello superiore



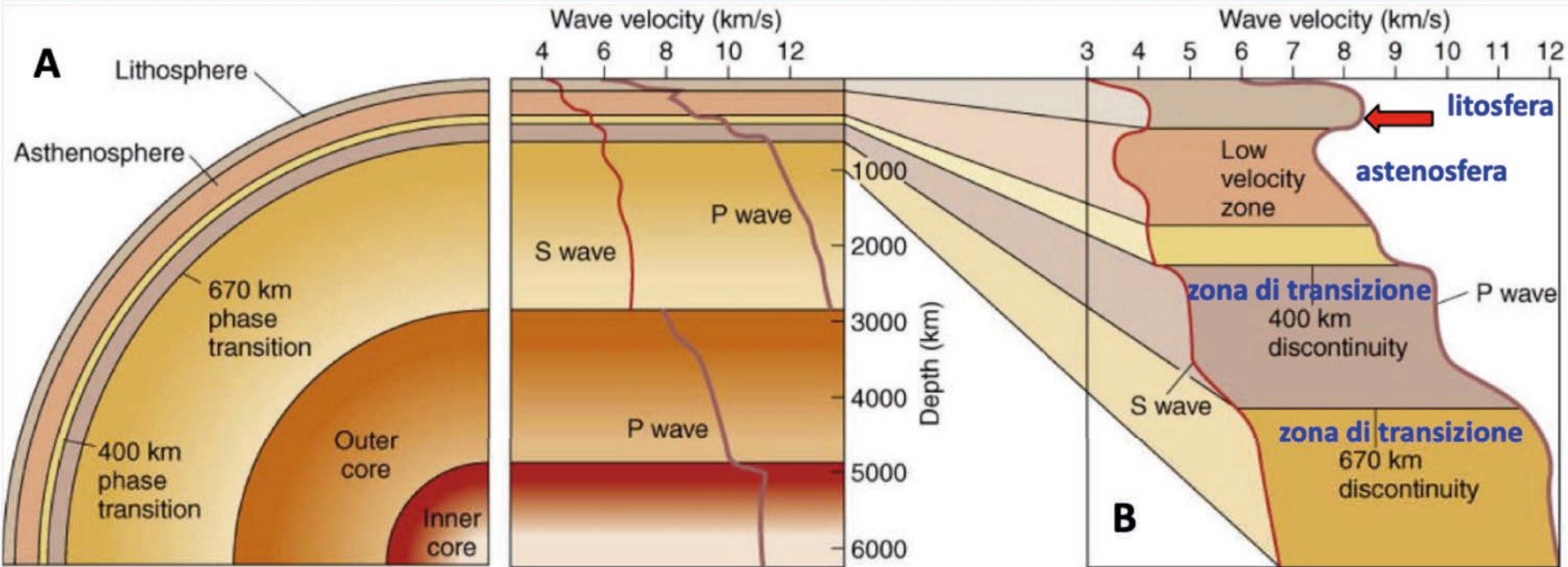
A sx: localizzazione schematica del mantello litosferico, astenosferico e il "Canale a bassa Velocità" (LVZ); sotto, andamento della geoterma e della curva di fusione dei materiali costituenti mantello e nucleo



MANTELLO : solido, la geoterma è sotto la curva di fusione; solo in una zona (= LVZ, all'interno dell'astenosfera) la geoterma interseca la curva di fusione e 1-3% di fuso viene prodotto.

NUCLEO ESTERNO : liquido, la geoterma è sopra la curva di fusione.

Mantello superiore



Secondo la teoria della tettonica a placche la litosfera è frammentata in numerose placche o zolle che si muovono lateralmente sopra il mantello plastico astenosferico.

Il “Canale a bassa velocità” nell’ astenosfera è considerato il piano di scollamento tra la litosfera ed il mantello sottostante.

Esso quindi è cruciale per la tettonica a placche perché ne controlla la dinamica.

Dove il “Canale a bassa velocità” è più sviluppato e la viscosità del mantello è più bassa, le placche si muovono più velocemente.

Mantello superiore

Le rocce del mantello superiore: PERIDOTITI



<https://www.omandrilling.ac.uk/gallery>

Roccia ultrafemica formata da:

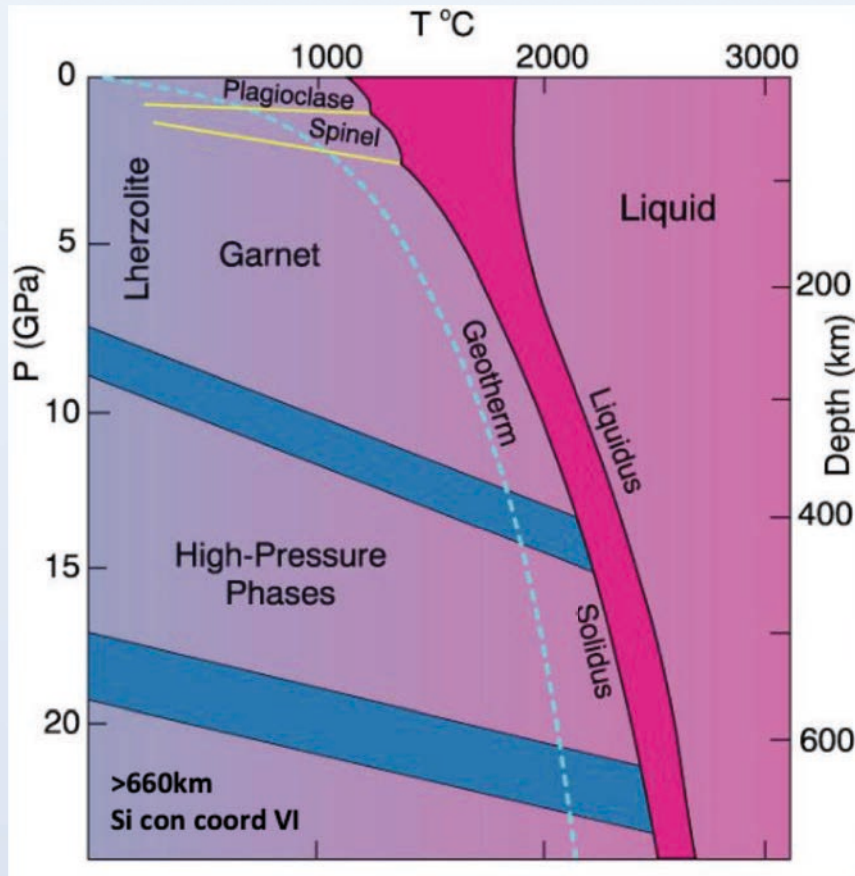
olivina (>60%) + ortopirosseno + clinopirosseno +

+ minerale ricco in Al che cambia con la pressione:

- plagioclasio $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, <30 km;
- spinello $(\text{Fe, Mg})(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$, 30–70 km;
- granato $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, > 70 km

Mantello superiore

Le rocce del mantello superiore: PERIDOTITI

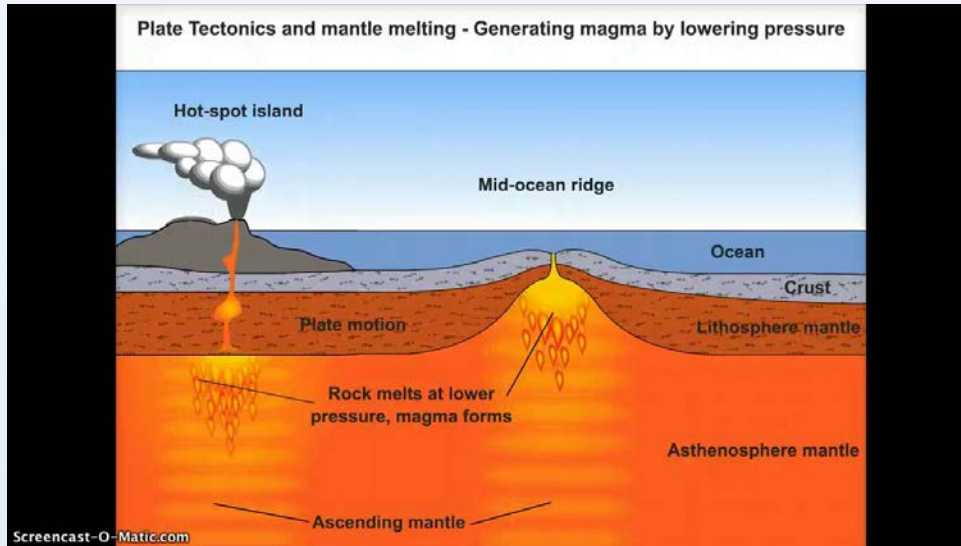


Roccia ultrafemica formata da:

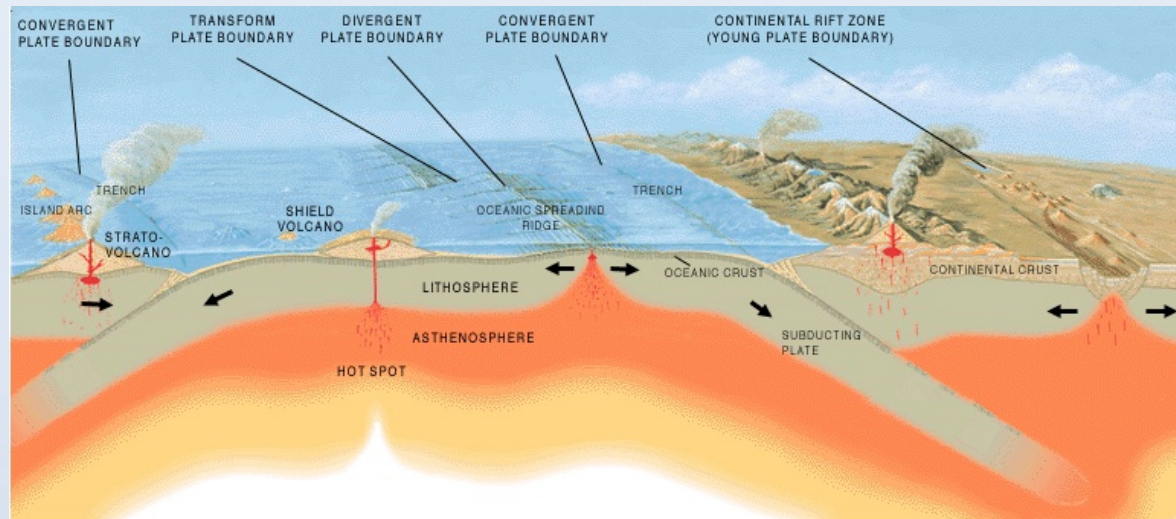
- olivina (>60%) + ortopirosseno + clinopirosseno +
- + minerale ricco in Al che cambia con la pressione:
- plagioclasio $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, <30 km;
 - spinello $(\text{Fe, Mg})(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$, 30–70 km;
 - granato $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, > 70 km

<https://www.omandrilling.ac.uk/gallery>

Mantello superiore



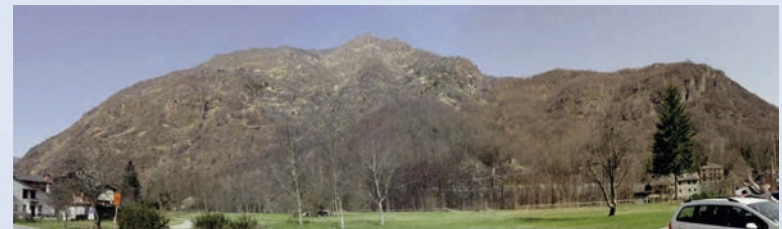
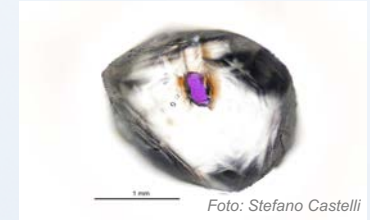
Le peridotiti sono le rocce “sorgente” dei magmi basici (=basalti)



Mantello superiore

Le informazioni dirette sul mantello superiore provengono da:

- Xenoliti e xenocristalli (frammenti litici) inclusi in alcune rocce vulcaniche (< 200 km). In rarissimi casi anche diamanti con inclusioni di minerali (< 600 km)
- Corpi peridotitici alla base delle sequenze ofiolitiche (< 8 km)
- Corpi peridotitici intrappolati nella crosta continentale a causa della collisione tra placche litosferiche (<30 km)



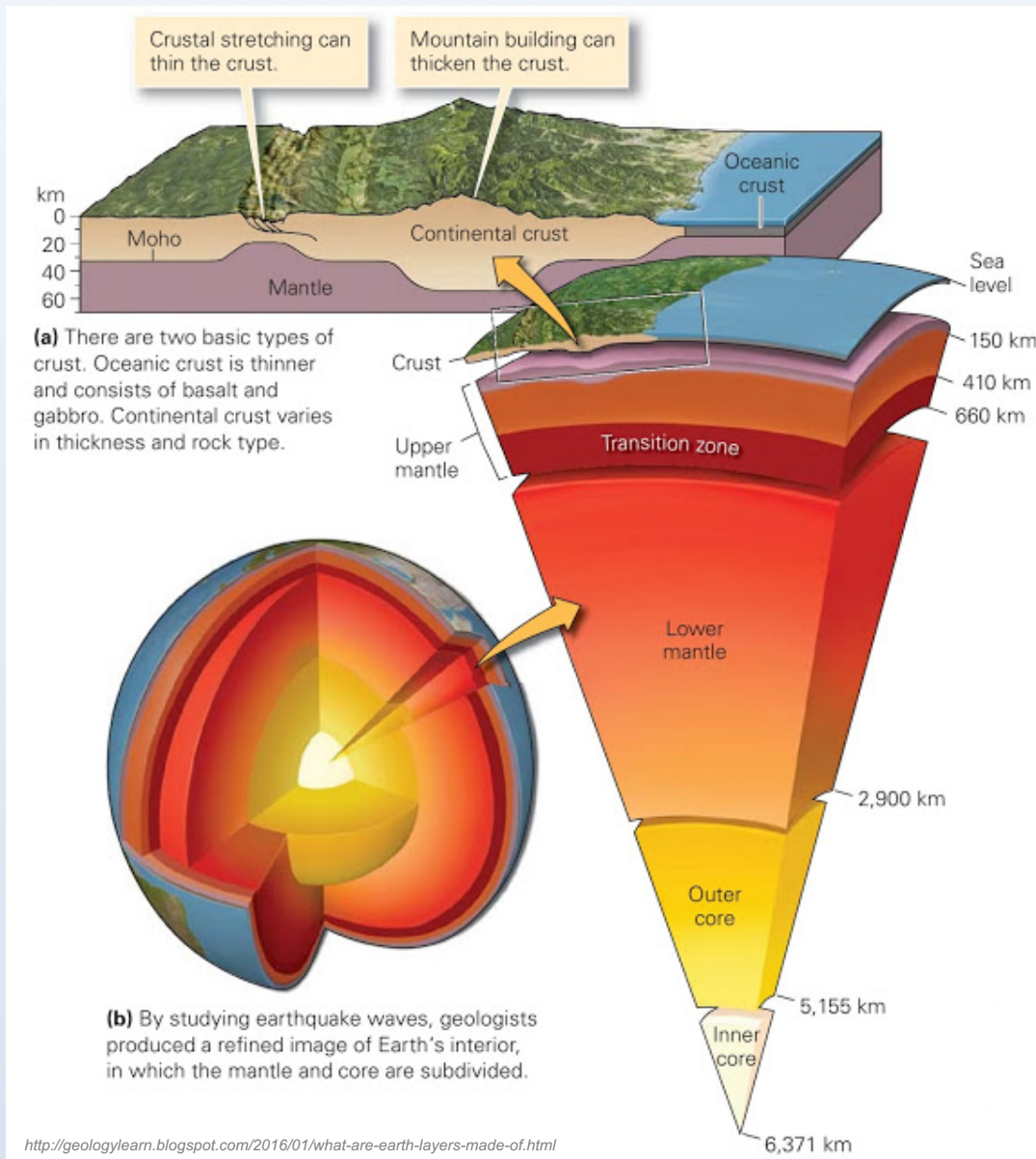
Mantello superiore

Composizione del mantello superiore e confronti

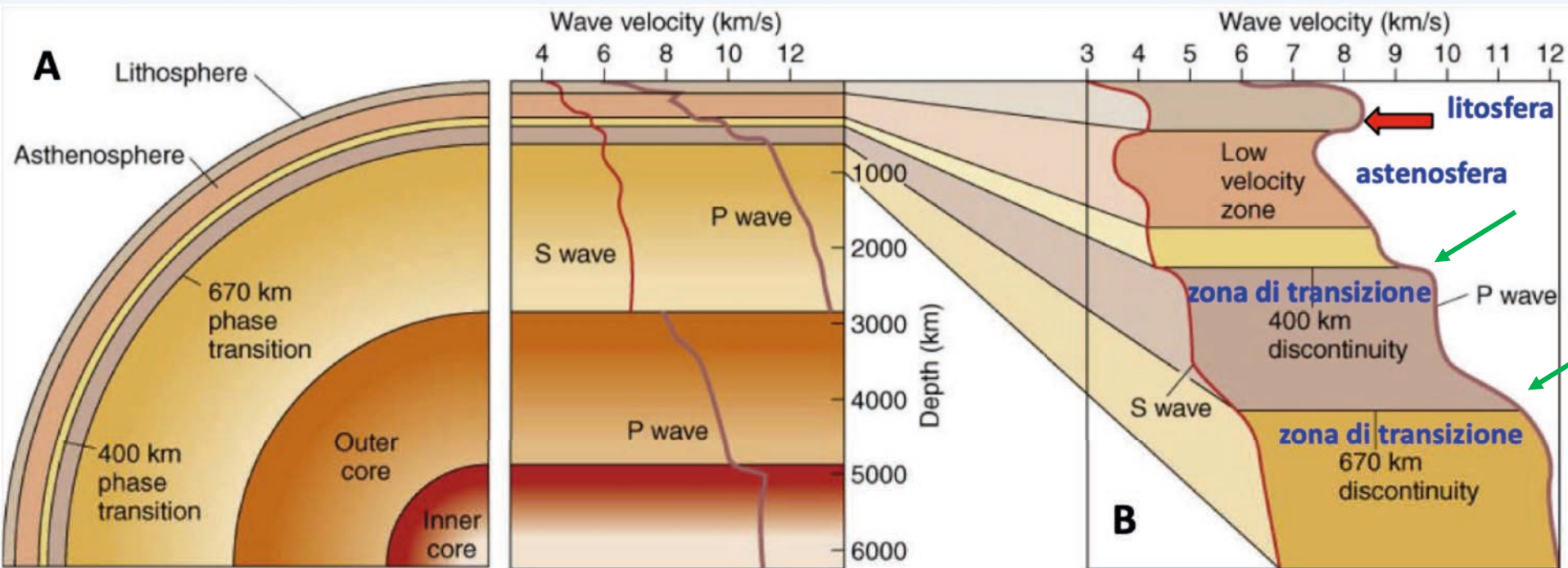
	crosta oceanica*	crosta continentale ⁺	mantello superiore		
			modello pyrolite	media noduli peridotite a spinello	media noduli peridotite a granato
SiO ₂	50.07	60.60	45.1	44.20	45.89
TiO ₂	1.30	0.72	0.20	0.13	0.09
Al ₂ O ₃	16.38	15.90	3.30	2.05	1.57
FeO _{tot}	8.80	6.71	8.00	8.29	6.91
MnO	0.22	0.10	0.15	0.13	0.11
MgO	7.12	4.66	38.10	42.21	43.46
CaO	12.56	6.41	3.10	1.92	1.16
Na ₂ O	2.66	3.07	0.40	0.27	0.16
K ₂ O	0.48	1.81	0.03	0.06	0.12
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.02	0.03	0.04
	* da D'Amico Innocenti Sassi (1987)		tratte da D'Amico Sassi Innocenti (1987)		
	+ da Gao & Rudnick, 2003				



Zona di transizione del mantello



Zona di transizione del mantello



Sotto l'astenosfera, nella zona di transizione, le velocità delle onde P e S riprendono ad aumentare:

i 2 bruschi incrementi corrispondono a cambiamenti nella struttura cristallina dei minerali, che diventano più densi.

Zona di transizione del mantello

A partire da 410km la velocità delle onde P e S aumenta, con bruschi incrementi a 410 e 670 km. Questo accade a causa di alcune trasformazioni di fase:
(dati acquisiti tramite esperimenti di laboratorio)

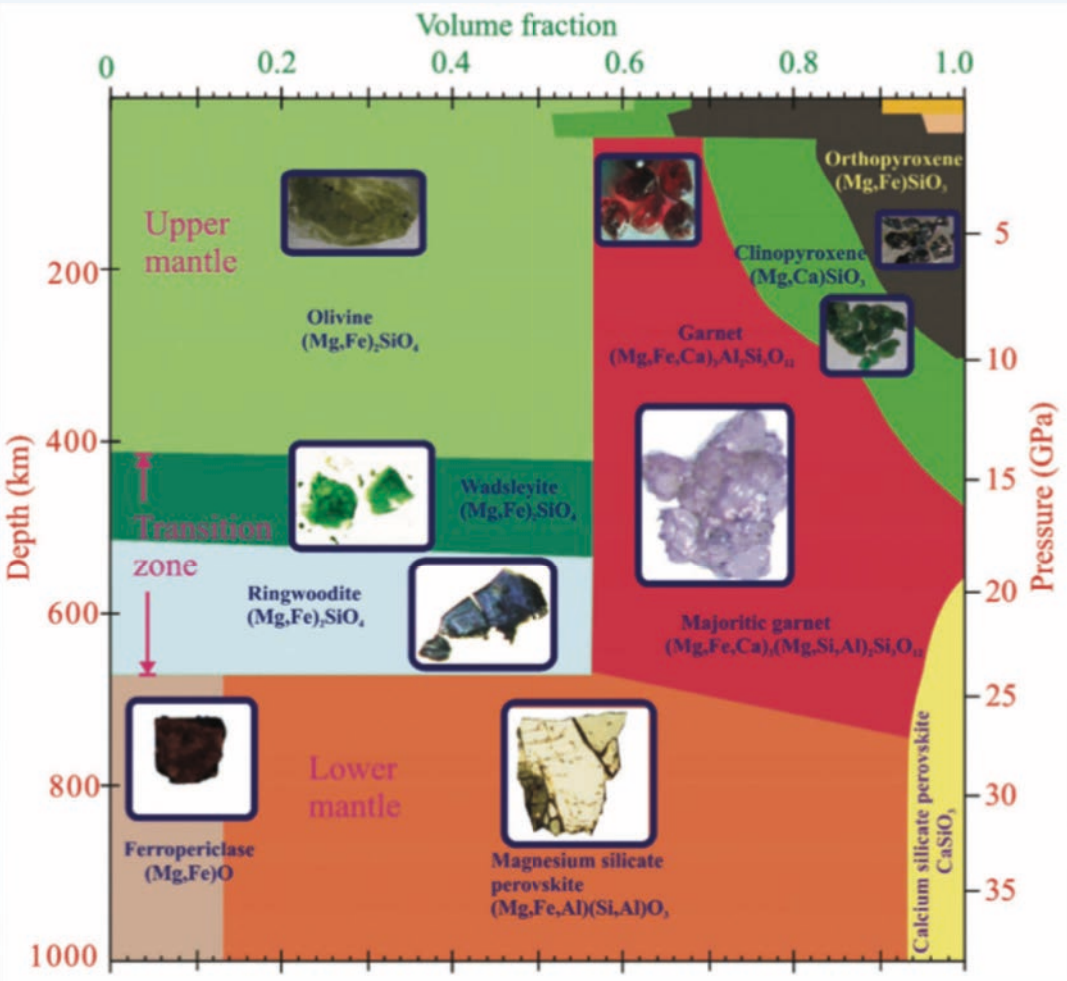
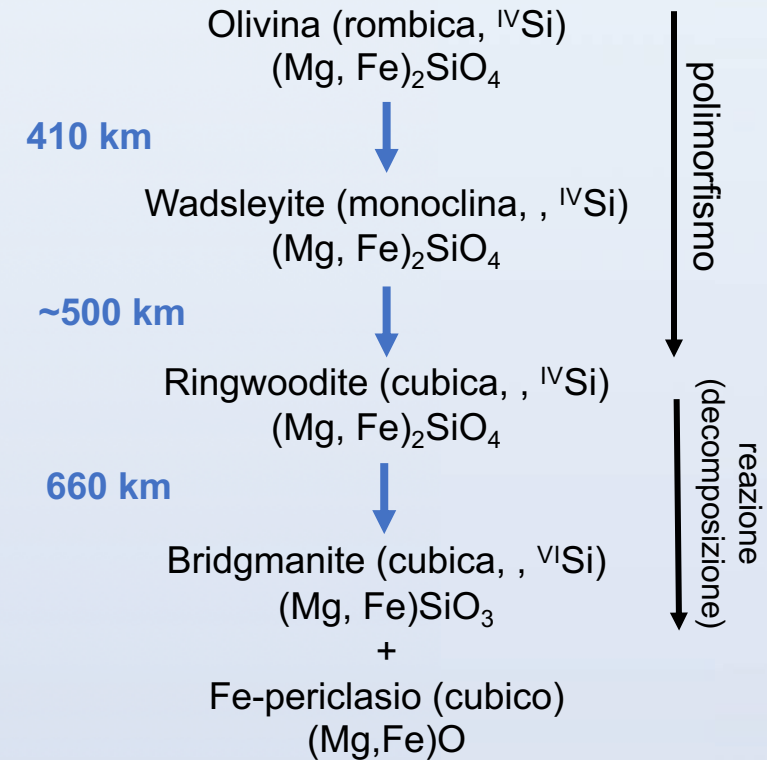
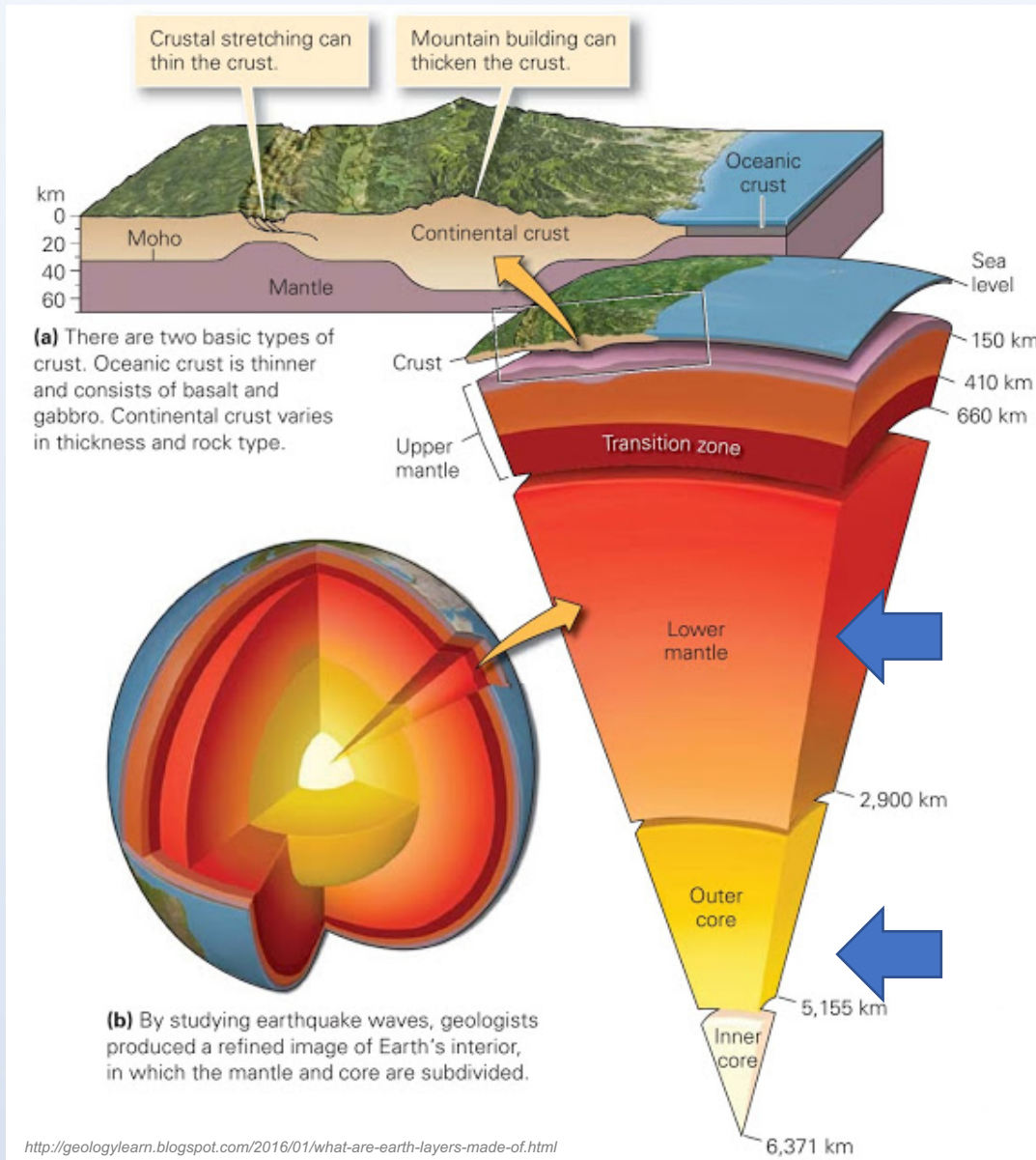


FIGURE 1 Mineral volume fractions for the top 1000 km of a pyrolite mantle. Small orange and pink regions in the top-right-hand corner denote the stabilities of feldspar and spinel, respectively (Ringwood 1991; Stixrude and Lithgow-Bertelloni 2005). Five inset images show minerals recovered from high-pressure and high-temperature experiments where the field of view is typically ~0.2 mm. The olivine, garnet and pyroxene photographs are of natural samples from peridotite xenoliths.

Forst (2004; Elements)

Il mantello inferiore ed il nucleo



Mantello inferiore:

Aumento progressivo della velocità delle onde P e S.

Limitate conoscenze mineralogiche: Bridgmanite ($(\text{Mg},\text{Fe})\text{SiO}_3$ e Fe-periclasio ($(\text{Mg},\text{Fe})\text{O}$) sono le fasi più abbondanti. La bridgmanite costituisce più dell'80% del mantello inferiore (quindi il minerale più abbondante della Terra)

Nucleo:

Nucleo esterno (liquido) – Lega metallica di Fe-Ni (e alcuni elementi minori). Non ci sono silicati. Non si propagano le onde S.

Nucleo interno (solido) – Lega metallica di Fe-Ni. Non ci sono silicati. È solido a causa delle fortissime pressioni.

Alcune proprietà dell'interno terrestre

0 km	litosfera oceanica	crosta	litosfera continentale	6,80	3,90
100	↑	2,70		8,11	4,49
250	1300 °C	3,30	3	7,98	4,41
400		3,50		8,90	4,76
670	1800 °C	3,72	10 ²¹	10,26	5,57
1000	2300 °C	4,38	10 ²²	11,48	6,40
1500		4,58	viscosità Pa s	12,20	6,69
2000	2300 °C	4,86	perovskite silicati ossidi	12,80	6,93
2500	2500 °C	5,12	100	13,40	7,14
2890		5,37	10 ²⁴	13,71	7,26
3500	3000-4000 °C	5,56	150	8,22	0
4000		9,90	200	8,95	0
4500		10,77	10 ⁻²	9,50	0
5140		11,30	250	9,95	0
5500	6000 °C	11,75	300	10,30	0
6000		12,16	>10 ¹¹	11,02	3,66
6371	6500 °C	12,92	350	11,26	3,66

Dogliani (2007; Enciclopedia della Scienza e della tecnica)

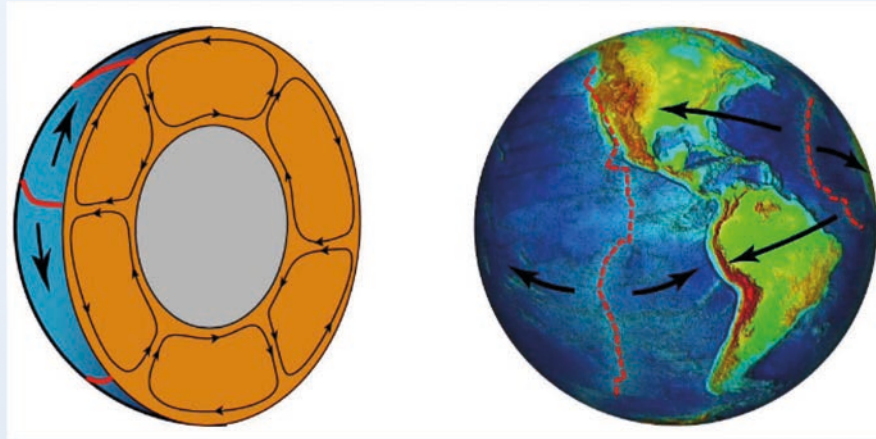
← Suddivisione dell'interno della Terra con i relativi valori di profondità, temperatura, densità, pressione, viscosità, composizione primaria e velocità sismiche.

Che cos'è la viscosità?
 È la resistenza di una sostanza a subire un cambio di forma o un movimento di una sua porzione rispetto ad un'altra.
 Opposto di «fluidità»

Materiale	SiO ₂ Viscosità (Pas) (wt%)
acqua (20°)	1 * 10 ⁻³
olio (20°)	2 * 10 ⁻¹
Ketchup (20°)	≈ 5 * 10
burro arachidi (20°)	≈ 2.5 * 10 ²
margarina (20°)	2 * 10 ³
basalto (1200°C)	1 * 10 ² ≈ 50
andesite (1200°C)	≈ 3.5 * 10 ³ ≈ 60
riolite (800°C)	1 * 10 ⁸ ≈ 70
Mantello	1 * 10 ¹⁷ - 10 ²⁴

Trasferimento di calore

Terremoti, vulcani e catene montuose sono l'evidenza della natura dinamica del nostro pianeta. Sono la conseguenza della tettonica a placche, che è l'espressione superficiale dei movimenti convettivi nel mantello.

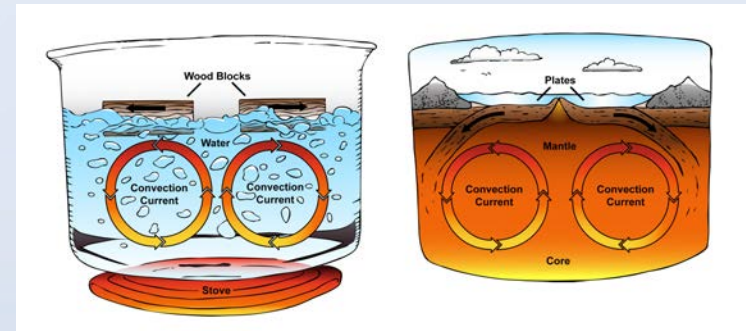


I movimenti convettivi sono un meccanismo di trasferimento di calore (in aggiunta alla conduzione ed alla radiazione).

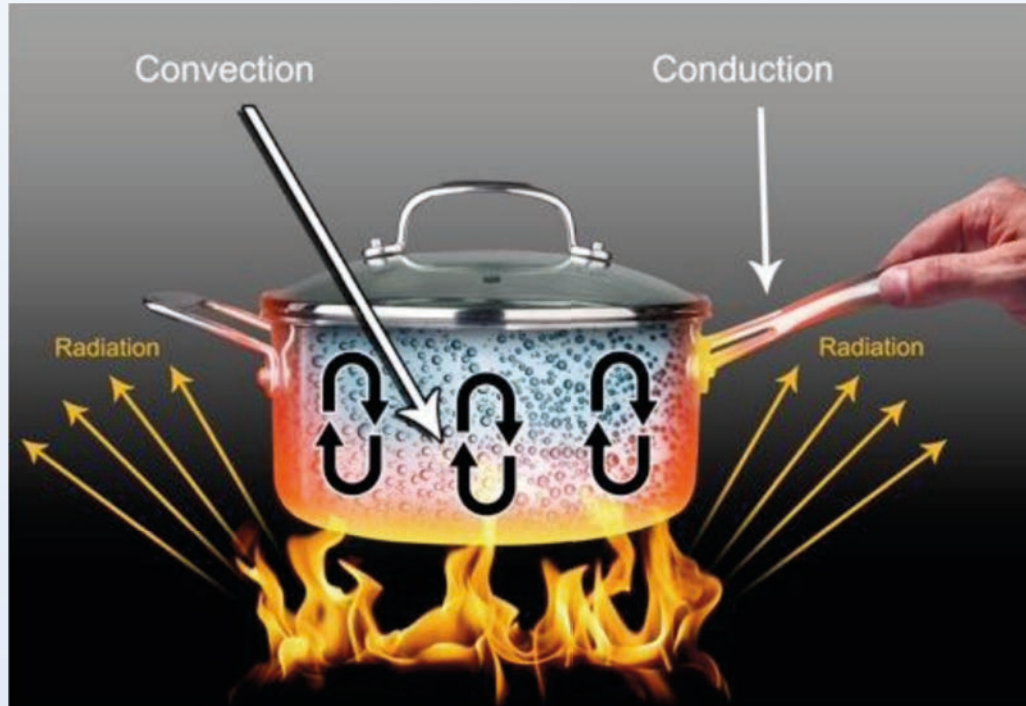
Convezione: energia termica trasmessa mediante spostamento di materia

Se riscaldiamo un fluido (liquido o gas) esso si espande diventando meno denso, quindi più leggero del materiale circostante e tende a salire. Il materiale più freddo e più denso scende a prenderne il posto.

Si instaura un ciclo convettivo, detto **cella convettiva**



Trasferimento di calore



Conduzione: energia termica trasmessa dal moto vibratorio degli atomi da una zona calda ad una fredda (è funzione della conducibilità termica della sostanza, cioè abilità a condurre calore. **Non c'è spostamento di materia.**

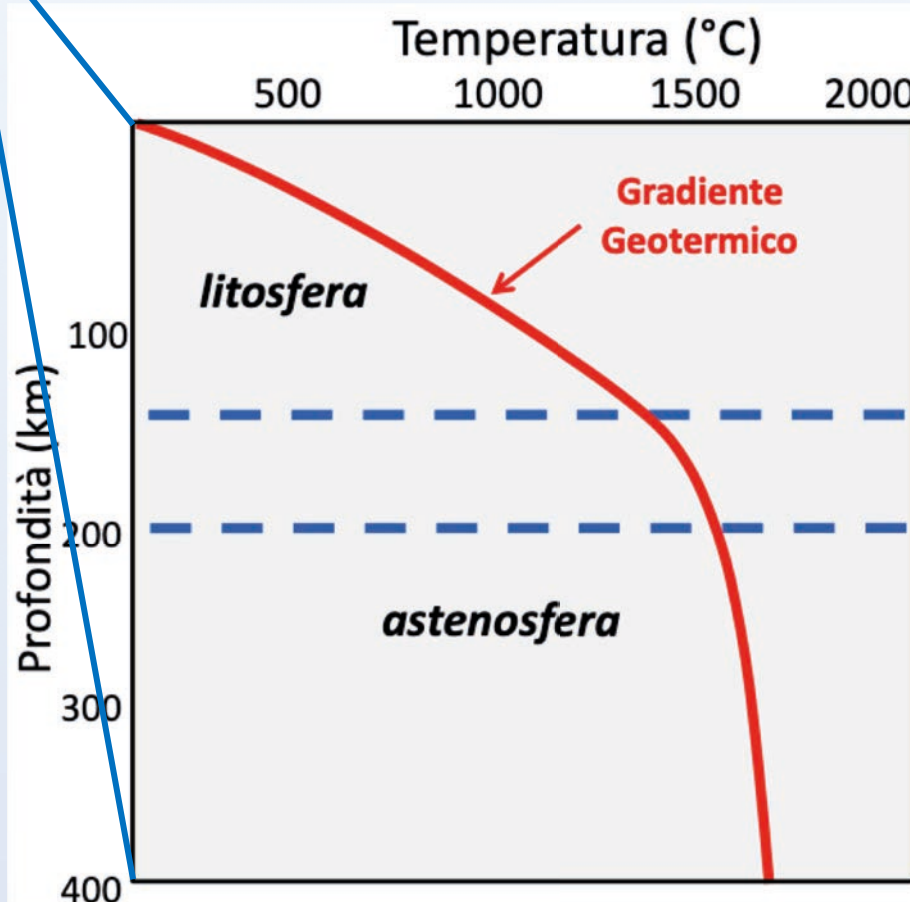
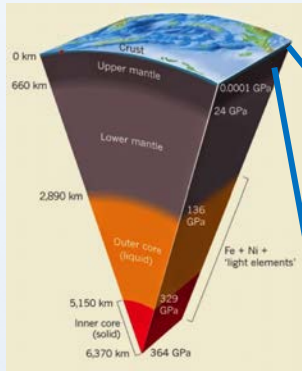
Radiazione: energia termica trasmessa da una sostanza portata all'incandescenza (es: stufa elettrica)

Trasferimento di calore

Esempio di trasferimento di calore per radiazione



Trasferimento di calore

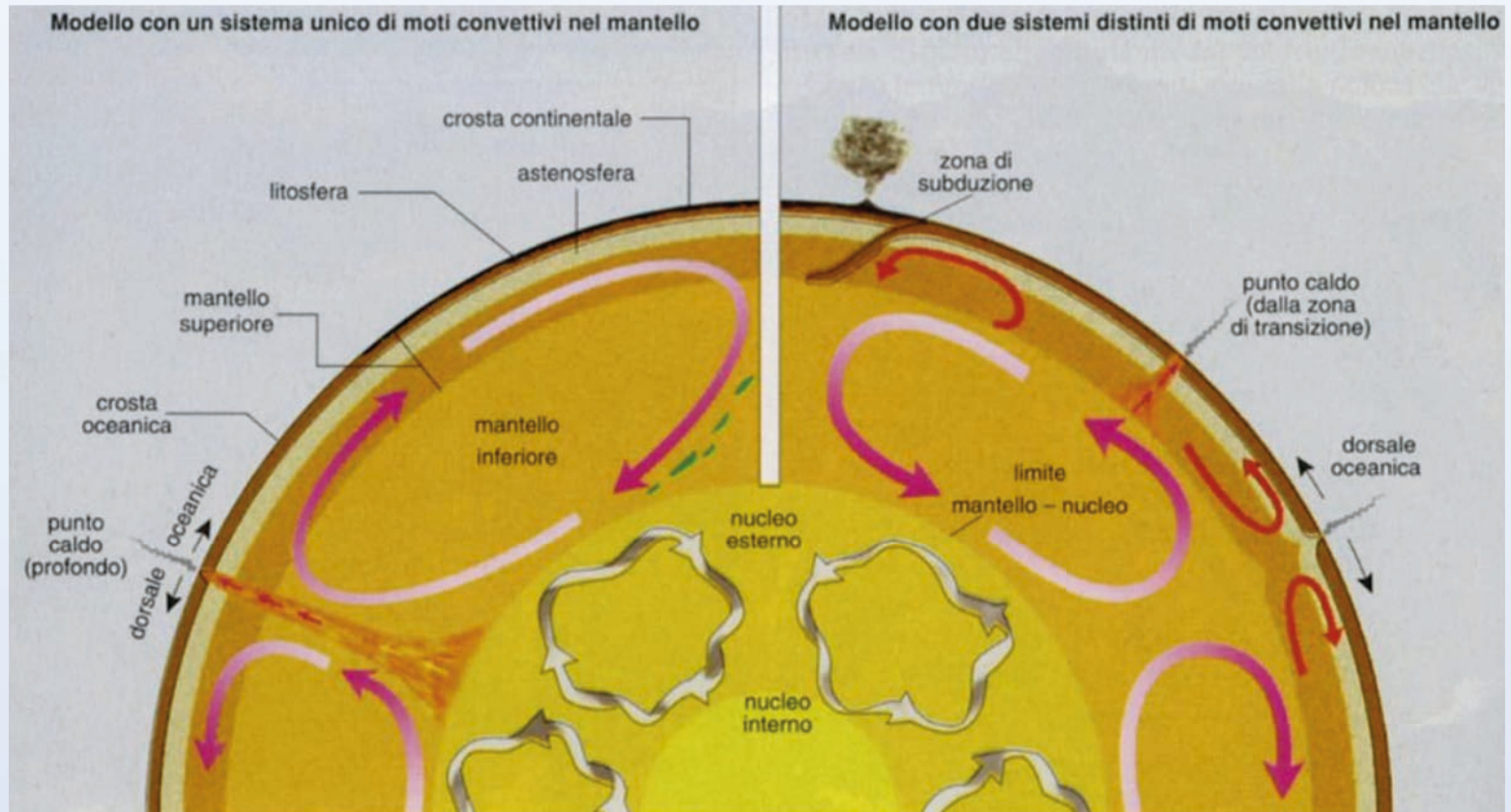


Interno della Terra con trasferimento di calore per Conduzione (elevata variazione in temperatura con la profondità)

“Zona termica di transizione”

Interno della Terra con trasferimento di calore per Convezione (bassa variazione in temperatura con la profondità)

Trasferimento di calore



La convezione nel mantello è la forza motrice della Tettonica a placche.

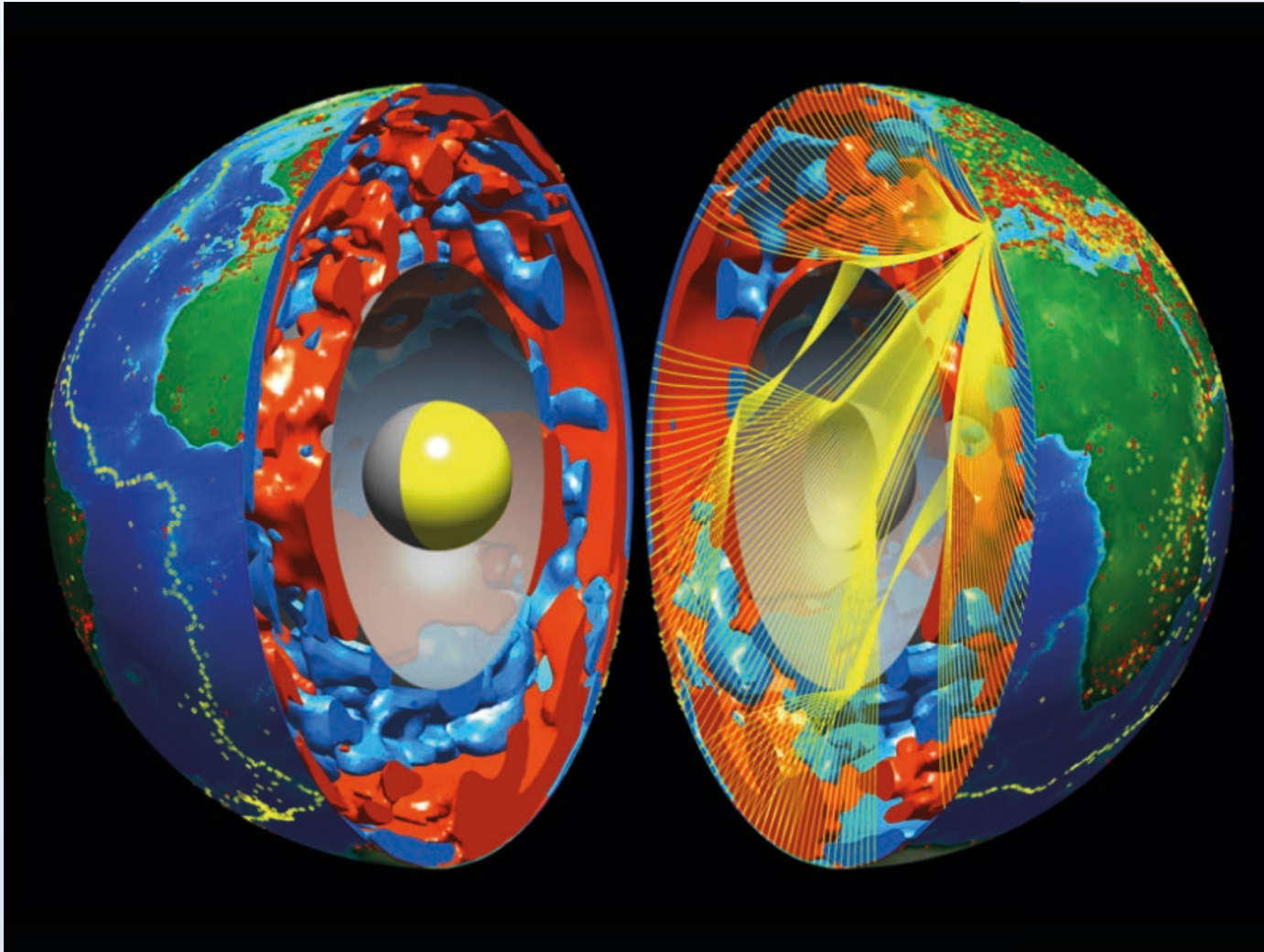
C'è dibattito sulla scala delle celle convettive:

- unico sistema (mantello intero)
- doppio sistema (mantello superiore e inferiore)

.... dipende dal ruolo attribuito alla zona di transizionale a 410–670 km

Trasferimento di calore

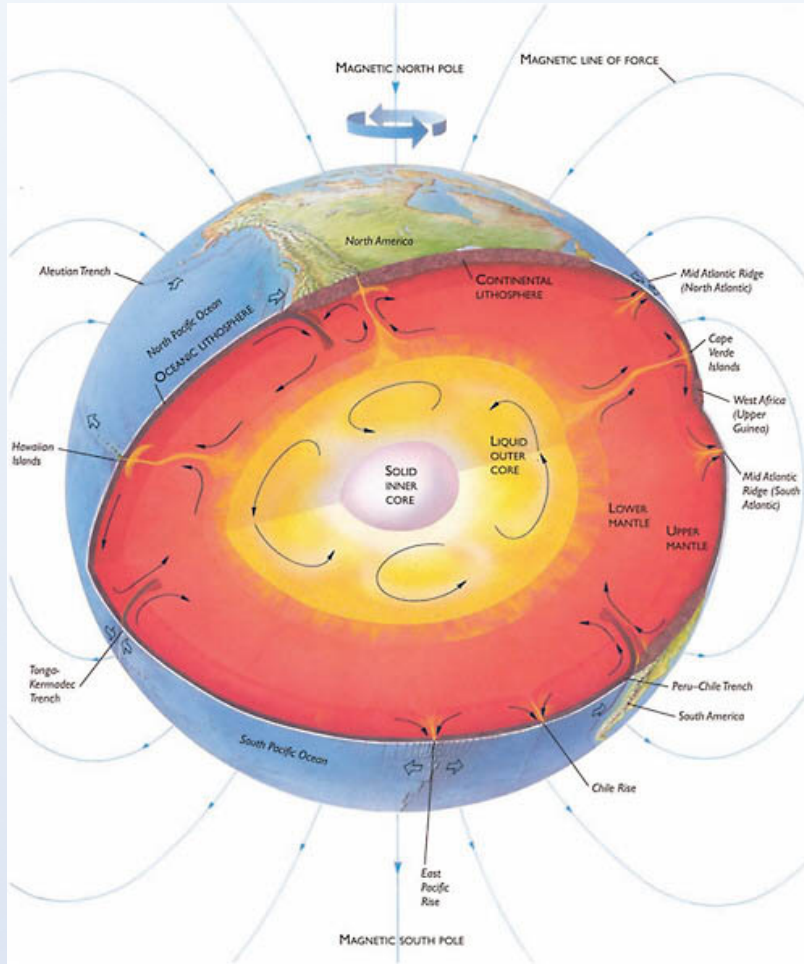
...ma la situazione è più complessa degli schemi classici...



Modello di velocità delle onde sismiche dell'interno terrestre basato sulla tomografia sismica

(<https://eos.org/research-spotlights/massive-ancient-tectonic-slab-found-below-the-indian-ocean>)

Trasferimento di calore e campo magnetico terrestre



<https://universe-review.ca/F09-earth02.htm>

Il nucleo esterno, liquido e metallico, è sottoposto a vorticosi moti convettivi indotti dal calore liberato dai processi di decadimento radioattivo che avvengono nel nucleo e dalla rotazione terrestre.

I movimenti nel nucleo esterno generano correnti elettriche che a loro volta generano un **campo magnetico** (secondo un modello di “dinamo autoalimentata”).

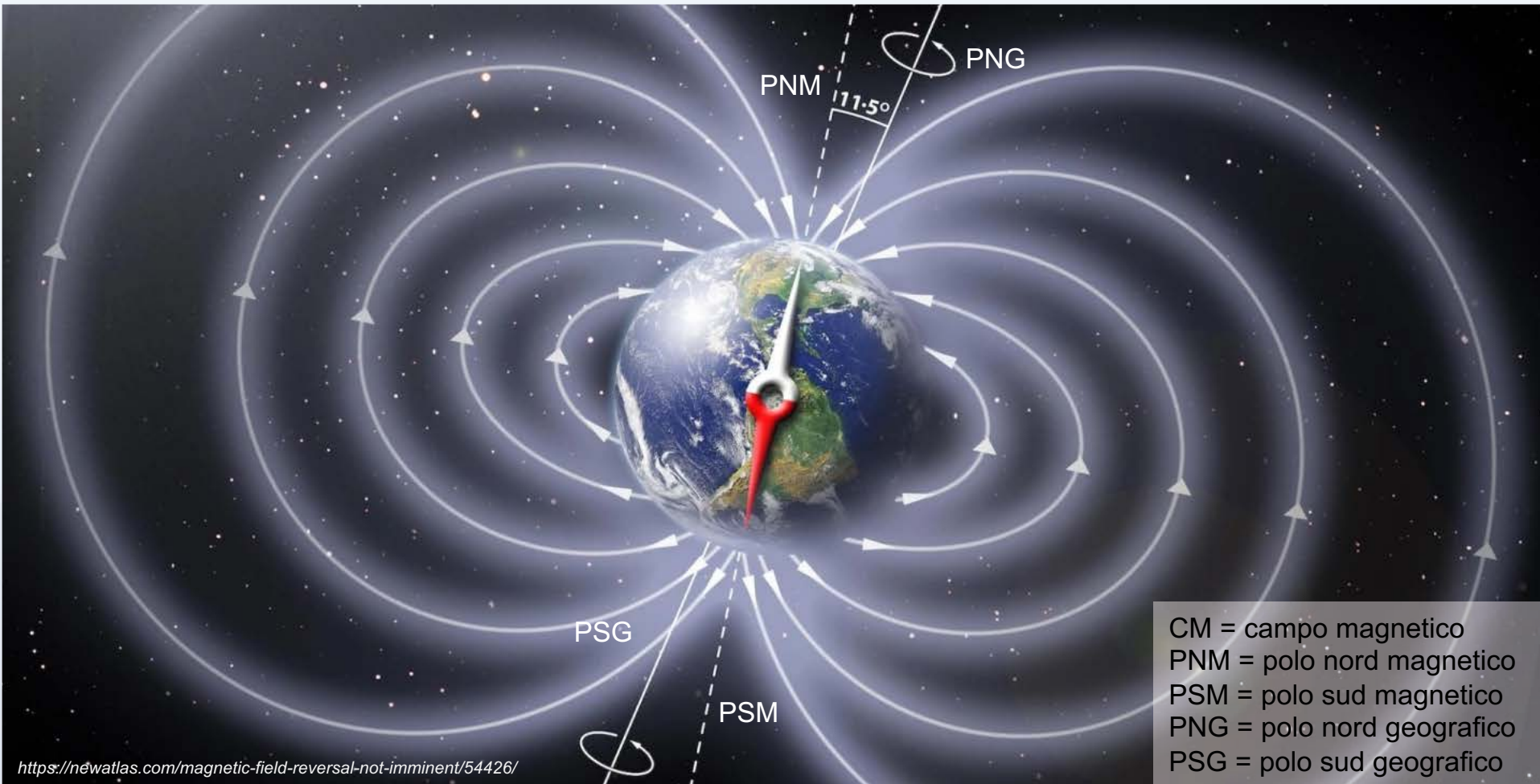
E’ “come se” nel nucleo ci fosse un dipolo magnetico

L’esistenza del campo magnetico terrestre è un’ulteriore prova che il nucleo esterno è liquido.



<http://www.usgs.gov/faq/?q=categories%2F9782%2F2738>

Campo magnetico terrestre



- 1) L'asse del CM è inclinato di 11.5° rispetto all'asse di rotazione terrestre, i 2 poli (geografico e magnetico) non coincidono;
- 2) L'asse del CM varia nel tempo (dal 2007 il PNM migra di $\approx 60\text{km/anno}$ verso il PNG);
- 3) conseguenza di questa variazione è l' inversione di polarità del CM nel tempo;
- 4) il CM varia di intensità nel tempo.

Campo magnetico terrestre

MAGNETIC MOTION

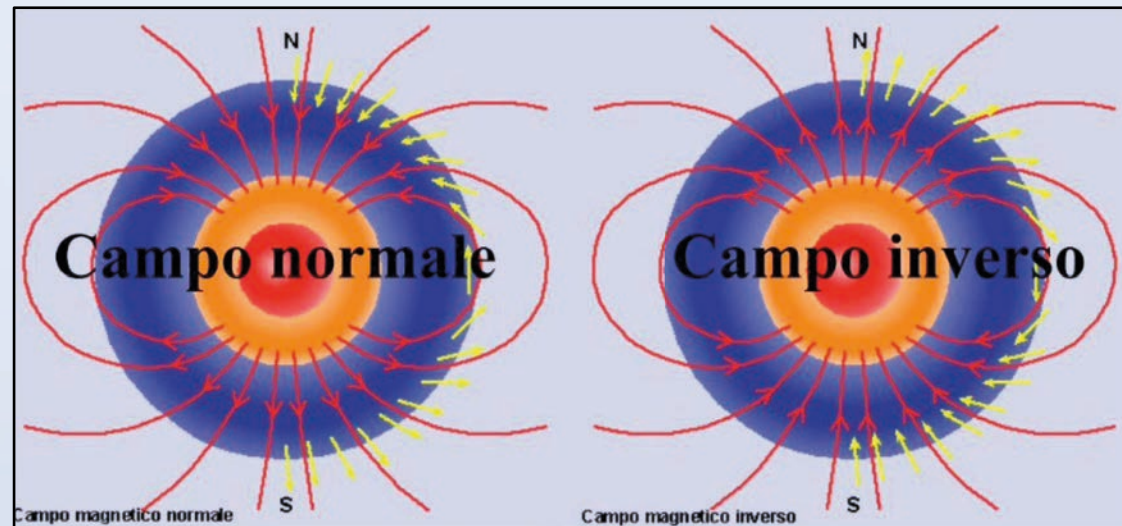
The north magnetic pole is heading from Canada into Siberia, and recently crossed the International Date Line. Its rapid motion, plus other shifts in Earth's magnetic field, have forced scientists to revise the magnetic models that guide navigation.



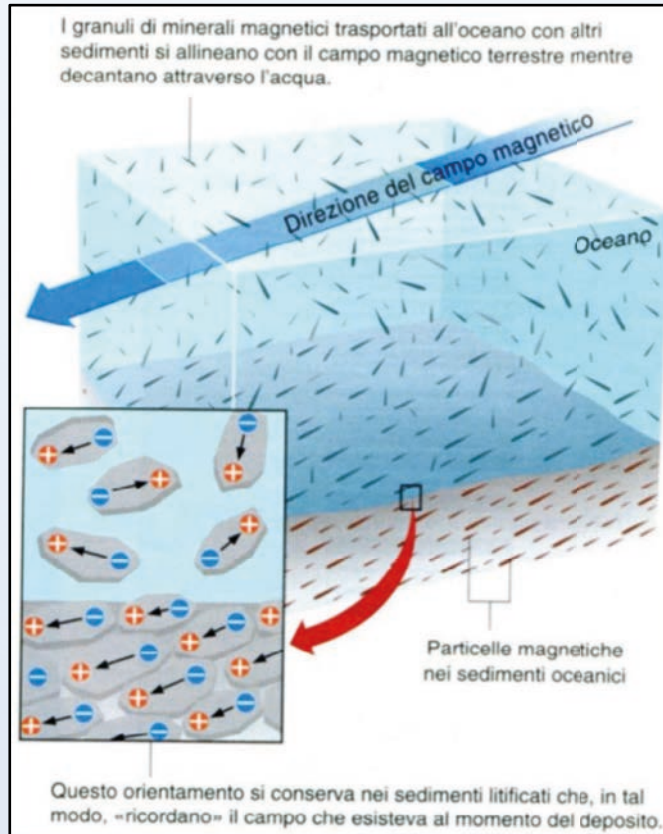
Migrazione del Polo Nord
Magnetico nel tempo

Inversione di polarità del CM

Attualmente siamo in una
situazione di CM normale.



Campo magnetico terrestre



I minerali ricchi in Fe (es. la magnetite Fe_3O_4) hanno la proprietà di essere magnetizzati da un campo magnetico esterno (susceptività) e di conservare la magnetizzazione acquisita durante il raffreddamento della roccia (se magmatica) o la compattazione del sedimento che li contiene

Studiando il campo magnetico nelle rocce magmatiche e sedimentarie antiche si ricavano le caratteristiche del campo magnetico terrestre al momento della loro formazione e come è variato nel tempo.

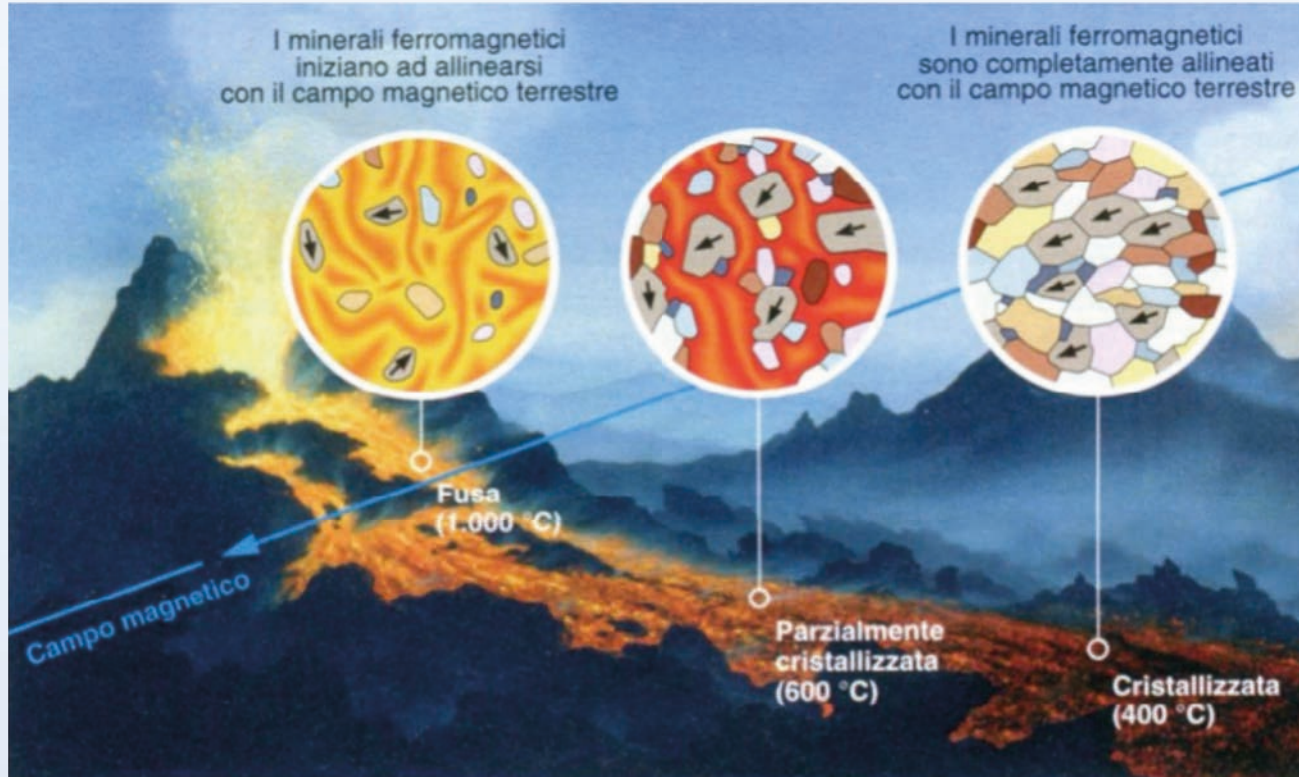


Paleomagnetismo



Relazionato alla teoria della tettonica a placche (deriva dei continenti)

Campo magnetico terrestre



I minerali ricchi in Fe (es. la magnetite Fe_3O_4) hanno la proprietà di essere magnetizzati da un campo magnetico esterno (susceptibilità) e di conservare la magnetizzazione acquisita durante il raffreddamento della roccia (se magmatica) o la compattazione del sedimento che li contiene

Studiando il campo magnetico nelle rocce magmatiche e sedimentarie antiche si ricavano le caratteristiche del campo magnetico terrestre al momento della loro formazione e come è variato nel tempo.



Paleomagnetismo



Relazionato alla teoria della tettonica a placche (deriva dei continenti)