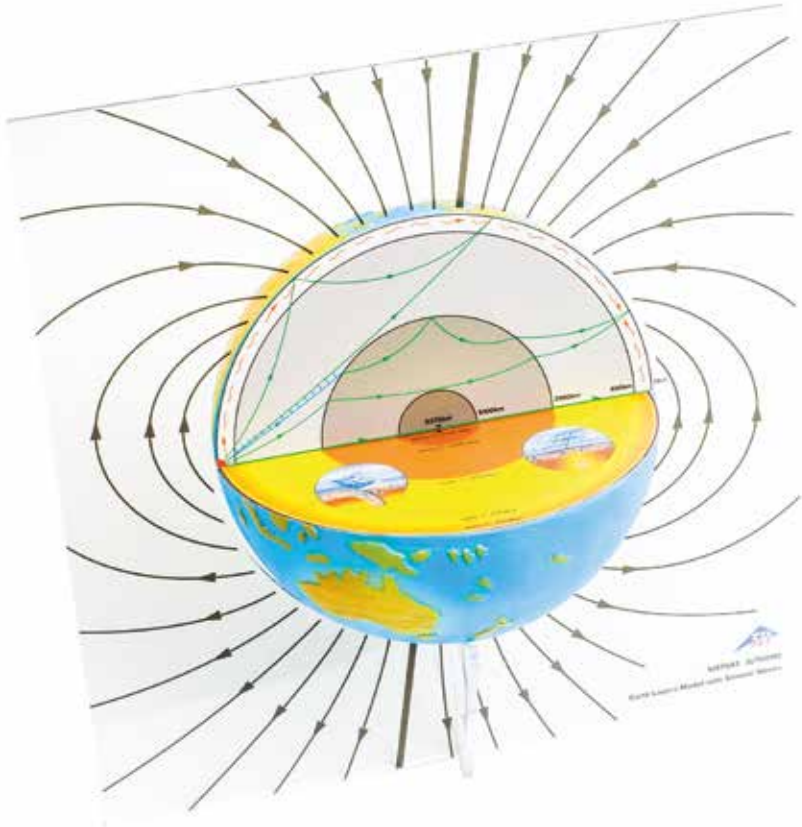




Earth Layers Model with Seismic Waves

1017593

(U70010)

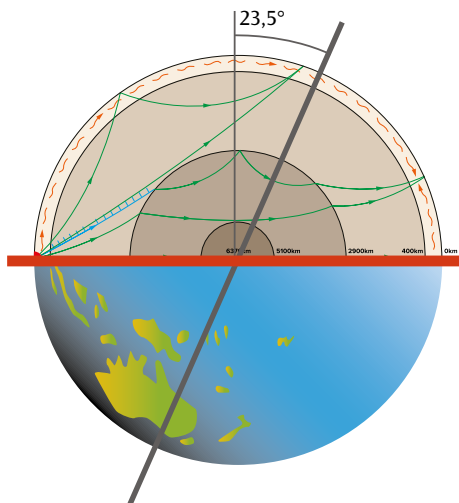
Die Erforschung der Erde

Die Erforschung der Erde mit ihrer komplexen Dynamik ist Aufgabe der Geowissenschaften. Was man über den Aufbau und die Zusammensetzung des Innern der Erde weiß, haben Geologen und Geophysiker mit ganz verschiedenen Methoden zusammengetragen. Seismische Wellen verraten ihren inneren Schalenbau und Experimente mit Stoßwellen die chemische Zusammensetzung. Neben der Seismik gibt es aber noch andere geophysikalische Daten, die uns Aufschlüsse über den inneren Aufbau der Erde liefern. Neben der Vermessung der Schwerkraft (Gravimetrie) liefert auch das Magnetfeld der Erde wichtige Hinweise.



Die Gestalt der Erde

Die Erde hat einen Durchmesser von ca. 12.750 km. Sie ist aber nicht genau kugelförmig, sondern an den Polen abgeplattet. Der Grund dafür ist Rotation der Erde. Sie erzeugt eine zentrifugale Kraft, die am Äquator am größten ist. Hier beträgt die relative Drehgeschwindigkeit etwa 1600 km/h. An den Polen ist sie gleich null. Durch die Fliehkräfte wird die Erde also leicht deformiert. Folglich ist der Durchmesser am Äquator 43 km länger als zwischen Nord- und Südpol. Außerdem hat man mit Hilfe von Satelliten festgestellt, dass die Erde nicht kugelförmig ist, sondern – übertrieben ausgedrückt – eher einer Kartoffel gleicht. Diese Abweichungen entstehen durch unregelmäßige Dichte- und Massenverteilungen im Erdinneren. So kommt es unter dem Einfluss des Schwerfeldes zu Verformungen, die von minus 110 m im Indischen Ozean bis plus 90 m über Südostasien reichen.

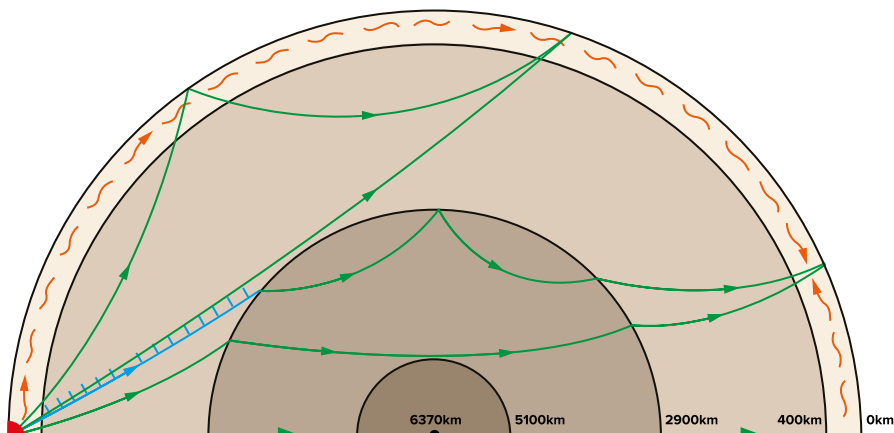


Erdachse:

Die Rotationsachse der Erde verläuft durch Nord- und Südpol. Gegenüber der Ebene der Erdbewegung um die Sonne ist die Achse um etwas mehr als 23° geneigt, so wie bei unserem Modell.

Die Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen:

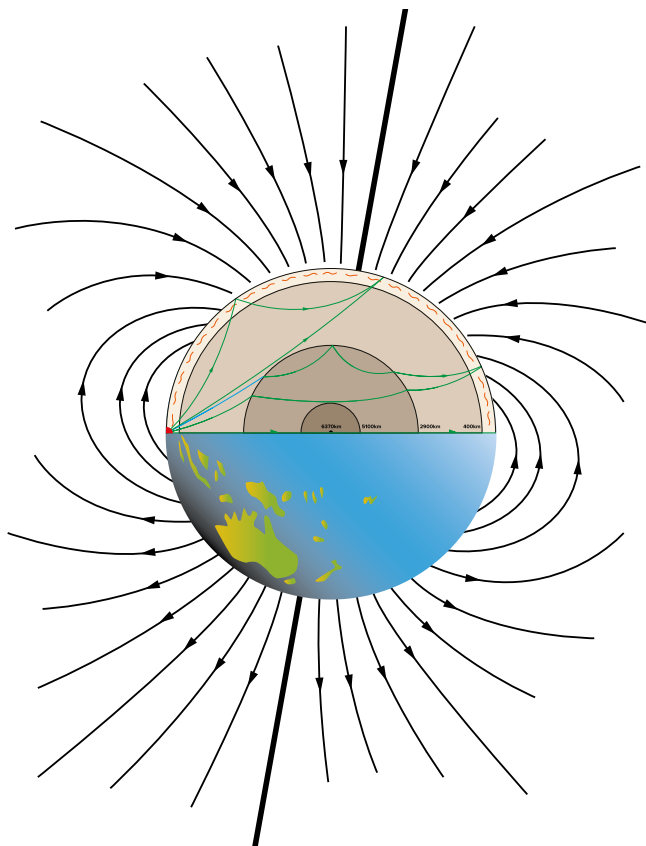
Da Geologen und Geophysiker auch mit den tiefsten Bohrungen von 10.000 m Teufe die Erdkruste nur „ankratzen“ können, müssen sie den inneren Aufbau anhand von geophysikalischen Beobachtungen indirekt berechnen. Der Schlüssel dazu sind seismische Wellen, die von Erdbeben erzeugt werden. Es gibt zwei Arten von Wellen: Druck- oder Kompressionswellen und Scherwellen. Die Erbebenwellen breiten sich wie Schallwellen aus. Im Innern werden sie durch die unterschiedliche Dichte gebrochen, oder an scharfen Diskontinuitäten reflektiert. An den Seismischen Stationen, die es überall auf der Erde gibt, werden dann die Laufzeiten der Erbebenwellen gemessen, woraus der Aufbau der Erde berechnet werden kann. Mit Hilfe der Scherwellen kann man flüssige und feste Zonen unterscheiden, weil Flüssigkeiten nur Druckwellen übertragen. Damit ist klar, dass der äußere Kern flüssig sein muss.



Deutsch

Auf unserem Modell sehen wir, ausgehend vom Erbebenherd (roter Punkt) sechs mögliche Verläufe von Erbebenwellen. Wäre die Erde völlig homogen, würden die Wellen gerade hindurch verlaufen. In Wirklichkeit besteht die Erde aber aus verschiedenen Schichten mit unterschiedlichen Materialien und Temperaturen, in denen sich die Kompressionswellen (P) und Schwerwellen (S) mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten. Die Wellen werden gebrochen, gekrümmt oder reflektiert.

- (1) Die untere Welle trifft senkrecht auf die Schalen im Erdinneren und läuft schnurgerade durch die Erde. Die Laufzeit beträgt dabei von einem Ende zum anderen 20 min.
- (2) Darüber ist ein Strahl, der beim Eintritt in den Kern nach unten gebrochen wird, gerade noch am Inneren Kern vorbeiläuft, und beim Austritt in den Mantel erneut gebrochen wird. Wegen dieser zweimaligen Brechung taucht die Welle viel weiter unten (südlich) auf, als vom Herd aus berechnet.
- (3) Dieser Strahl wird wieder an der Kern-Mantel-Grenze gebrochen und im weiteren Verlauf nochmals reflektiert, beim Austritt wieder gebrochen, so dass er an gleicher Stelle an der Oberfläche austritt wie Welle (2), allerdings mit längerer Laufzeit. Die Scherwelle (blau schraffiert), endet am Erdkern, weil dieser flüssig ist.
- (4) Diese P- und S-Wellen laufen gerade noch am Erdkern vorbei und treten bei einem Winkel von 105° aus. Ab diesem Winkel beginnt für beide Wellen eine Schattenzone, weil die S-Wellen den flüssigen Kern nicht durchdringen können und die P-Wellen nach unten gebrochen werden (siehe 2). Die Schattenzone der Kompressionswellen endet bei ca. 140° (Punkt 2/3).
- (5) Dieser Strahl einer Kompressionswelle wird so gekrümmt, dass er nach einer Laufzeit von 9 min wieder an die Erdoberfläche kommt, und hier teilweise reflektiert wird, um nach 105° vom Erbebenherd erneut an die Oberfläche zu kommen.
- (6) Die rote Wellenlinie stellt die Oberflächenwellen dar, die rund um die Erde laufen. Am Austrittspunkt (3/4) laufen zwei zusammen. Beide haben unterschiedliche Laufzeiten, denn die Wellen, die von „unten“ kommen, haben einen längeren Weg hinter sich. Außerdem breiten sich Kompressions-Wellen schneller aus als die Scherwellen. In unserem Modell würden die P-Wellen etwa 20 Minuten früher eintreffen als die S-Wellen. Wenn man die Seismogramme und Laufzeitendifferenzen mehrerer Erdbebenstationen miteinander vergleicht, kann man leicht die geographische Lage des Epizentrums ermitteln. Bei der seismischen Tomographie werden die Laufzeiten vieler Erdbeben dazu verwendet, um dreidimensionale Bilder des Erdinneren zu berechnen.



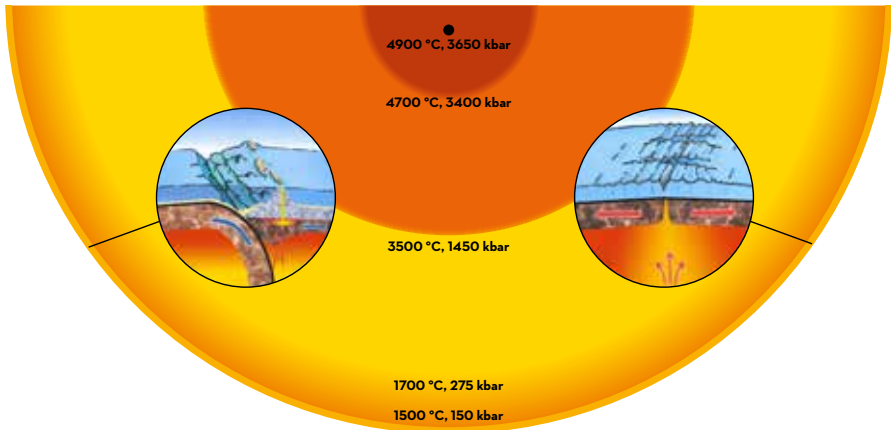
Magnetfeld der Erde:

Die Erde ist von einem Magnetfeld umgeben, das in seiner Struktur dem eines großen Stabmagneten ähnelt. So gibt es neben den geographischen Polen auch zwei magnetische Pole. Beide fallen aber nicht zusammen. Der magnetische Südpol liegt gegenwärtig 5° südlich des Nordpols, und in den letzten 200 Jahren ist er über 1000 km vom nördlichen Kanada nach Norden in das Polarmeer gewandert.

Auf unserem Modell verlaufen die Feldlinien ideal bogenförmig, in der Natur gilt das aber nur für die Erdoberfläche. In der Ionosphäre ab 80 km Höhe (was auf unserem Modell noch nicht einmal 2 mm sind), werden die Feldlinien durch den Sonnenwind stark verzerrt. Auf der Sonnenseite werden sie dicht an die Erde herangedrückt, auf der Nachtseite weit in den Weltraum hinausgezogen.

Wie das Magnetfeld genau entsteht, ist noch nicht richtig verstanden. Jedenfalls steckt in der Erde kein großer Stabmagnet, sondern das Magnetfeld wird durch eine Art Dynamo im Erdkern immer wieder neu erzeugt. Im äußeren Eisenkern, in etwa 3000 Kilometer Tiefe, gibt es einen Wärmefluss in den Gesteinsmantel. Dadurch setzt sich das flüssige Eisen in Bewegung, ähnlich wie Wasser in einem geheizten Kochtopf. Diese schraubenförmigen Strömungen des elektrisch leitenden Eisens erzeugen dann Strom und damit das Magnetfeld.

Vieles deutet darauf hin, dass die dieser Dynamo seit mindestens 3,5 Milliarden Jahren läuft, allerdings nicht regelmäßig. So hat sich das Magnetfeld der Erde Hunderte oder gar Tausende Male umgepol, vermutlich eine Reaktion auf die chaotische Natur dieser Ströme im Erdkern.



Schalenbau der Erde

Aufbau der Erdkerns (7000 km Durchmesser):

Vom Erdmantel wird der Erdkern durch eine scharfe Grenze getrennt, die man Wichert-Oldham-Gutenberg-Unstetigkeit nennt. Diese Kern-Mantel-Grenze liegt bei 2900 km Tiefe. Hier ändert sich plötzlich die Geschwindigkeit der seismischen Wellen, was nur durch einen enormen Sprung in Konsistenz, Dichte und Temperatur zu erklären ist. Heute gehen die Wissenschaftler davon aus, dass der Innere Erdkern aus festen und der Äußere Erdkern aus flüssigen Eisen-Nickel-Verbindungen bestehen. Nach neuesten Modellrechnungen herrschen im Inneren Erdkern Temperaturen von etwa 4900 °C und ein Druck von 3650 kbar. Der fast doppelt so dicke äußere Erdkern ist nur geringfügig kälter, nämlich 4700 °C bei einem Druck von 3400 kbar.

Mesosphäre (Unterer Erdmantel, 670-2900 km):

Der Untere Erdmantel wird von Hochdruckmineralen wie Perowskit, Stichovit und Spinell aufgebaut. Seine seismischen Eigenschaften lassen darauf schließen, dass er trotz einer Temperatur von 1500°C bis 3500° weitgehend fest ist. Im Erdmantel kommt es durch die ständige Wärmeabgabe aus dem Kern zu Wärmeströmen, in denen man den Motor für die Bewegung der Erdplatten vermutet.

Asthenosphäre (Oberer Erdmantel, 270-400 km mächtig, orange):

Unterhalb einer Tiefe von etwa 100 km wird das Gestein meist so plastisch wie Knetgummi. Diese Zone reicht bis zu einer Tiefe von 440 km und wird als Asthenosphäre, die "nicht harte Sphäre", bezeichnet. Der Obere Erdmantel wird aus Silikaten wie Olivin, Pyroxen und Granat aufgebaut.

Lithosphärischer Erdmantel (0 bis 200 km Tiefe, im Modell 2 mm dicker, gelber Saum):

Die obersten Zone des Erdmantels ist wieder fest bildet zusammen mit der Kruste die starre Lithosphäre. Sie ist rund um den Erdball in sieben große und mehrere kleinere Platten gegliedert. Die Platten sind gegeneinander ständig in Bewegung (Kontinentalverschiebung)

Mohorovičić-Diskontinuität oder kurz Moho:

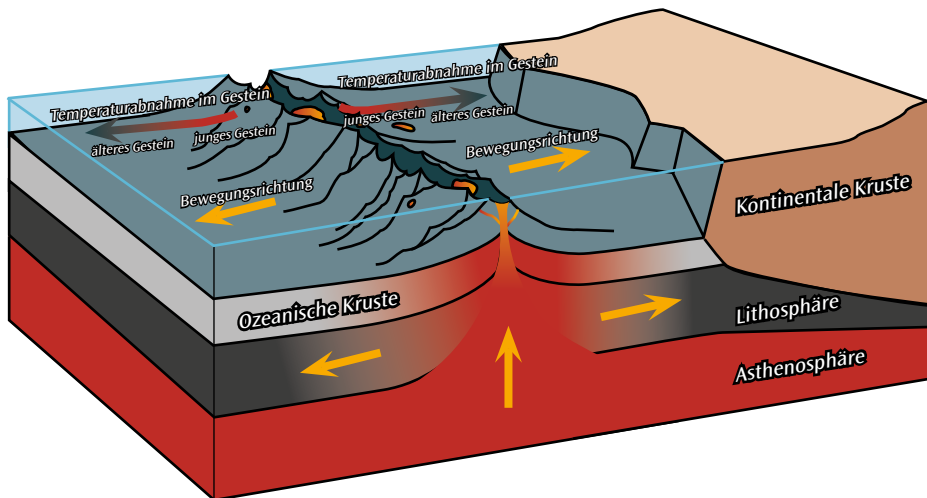
In 10 bis 80 km Tiefe ändern sich die Geschwindigkeiten von Erdbebenwellen sprunghaft. An diese Diskordanz hat man die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel gelegt und sie nach ihrem Entdecker Mohorovičić -Diskontinuität genannt.

Kruste (7-70 km mächtig, im Modell 1 mm dicker, dunkelbrauner Strich):

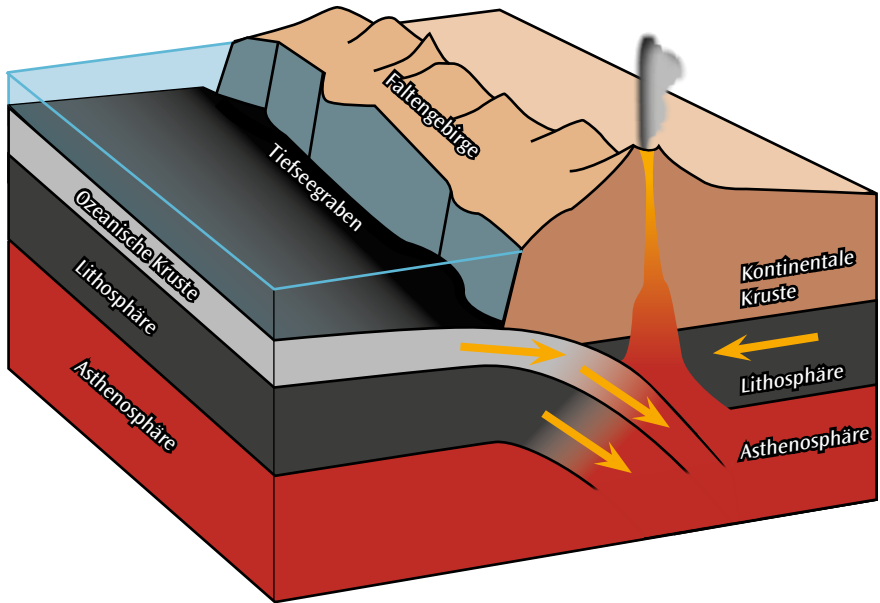
Der Erdball wird von einer harten Kruste bedeckt. Sie ist im Vergleich zum Gesamtradius der Erde nur so dick wie die Schale eines Apfels. Unter den Ozeanen ist sie nur 7-10 km dick und besteht hier aus dunklen Mineralen und Feldspat. Die Kontinentale Kruste ist im Durchschnitt 40 km mächtig und besteht aus granitischen Gesteinen mit geringerer Dichte. Im Bereich der hohen Gebirge wie den Anden oder dem Himalaya kann sie auf 70 km Dicke anschwellen.

Plattentektonik

Nach der Theorie der Plattentektonik besteht die Lithosphäre aus ungefähr einem Dutzend starrer Platten, die sich gegeneinander bewegen. Dabei ergeben sich drei Formen der Plattengrenzen: divergierende Grenzen, konvergierende Grenzen und Transformstörungen. Auf dem Modell sind zwei Szenarien der Plattengrenzen dargestellt.

**Spreading-Zone (rechts):**

Hier drücken die aufsteigenden Wärmeströme des Erdmantels die Platten auseinander. Wo sich die Platten trennen, schmilzt durch Druckentlastung das Gestein und füllt den Spalt aus. Das ist ein sich ständig wiederholender Vorgang. Die Stellen des Auseinander-Driftens nennen die Geologen Spreading-Zonen. Durch intensiven Vulkanismus und ständige Erdbeben sind sie leicht zu erkennen. Meist liegen die Spreading-Zonen als Mittelozeanische Rücken unter dem Meer. Auf Island und im Ostafrikanischen Grabensystem verläuft diese Plattengrenze auf dem Land. Die im Modell dargestellte Spreading-Zone liegt im Pazifischen Ozean, wo Pazifische Platte und die Nazca-Platte jährlich 17 cm weit auseinanderdriften.



Subduktions-Zone (links):

Hier taucht eine Ozeanischen Platte unter einer anderen Ozeanischen oder einer Kontinentalen Platte ab. Dabei entsteht zunächst eine Tiefseerinne, die sich teilweise durch Sedimente vom Festland oder dem Inselbogen füllen kann. In einigen Hundert Kilometer Tiefe wird die abtauchende Platte an ihrer Oberfläche wieder aufgeschmolzen. Die Magmen steigen auf und bilden dann magmatische Gürtel mit aktiven Vulkanen.

Earth Layer Model with Seismic waves

English

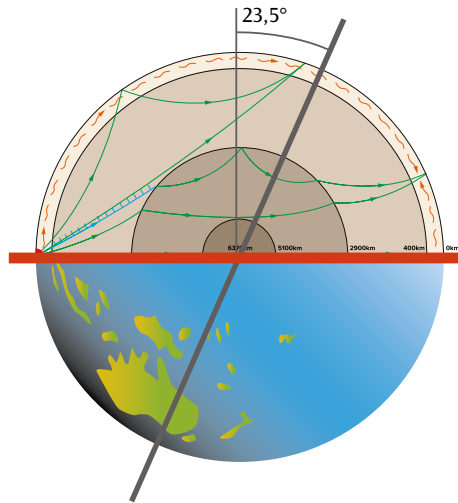
Exploration of the Earth

To explore the Earth's complex dynamics is the mission of Earth Science. Geologists and Geophysicists, using a wide range of methods, have contributed to what we know about the structure and composition of the Earth's interior. Seismic waves reveal the construction of the Earth's inner layers and shock wave experiments show its chemical composition. Apart from Seismology, there are other kinds of geophysical data that provide us with additional information on the internal make-up of the Earth. We can measure gravity (gravimetry) to learn about the Earth, but the Earth's magnetic fields provide us with important indicators too.



The shape of the Earth

The Earth has a diameter of approx. 12,750 km. It is, however, not perfectly round like a ball and is flattened off at the Poles. This is caused by the Earth's rotation. It creates a centrifugal force that is at its strongest at the Equator. The relative spin velocity here is around 1,600 kmph. At the Poles it is almost zero. Therefore, because of this centrifugal force, the Earth is slightly deformed shape-wise. Consequently, the diameter at the equator is 43 km longer than between the North and South Poles. With the help of Satellites, we have also learned that the Earth is not round like a ball; instead it is, to exaggerate somewhat, rather like a potato. These differences result from the irregular density and mass distribution inside the Earth. The effect of the gravitational field leads to distortions that go from minus 110 m in the Indian Ocean to plus 90 m across Southeast Asia.

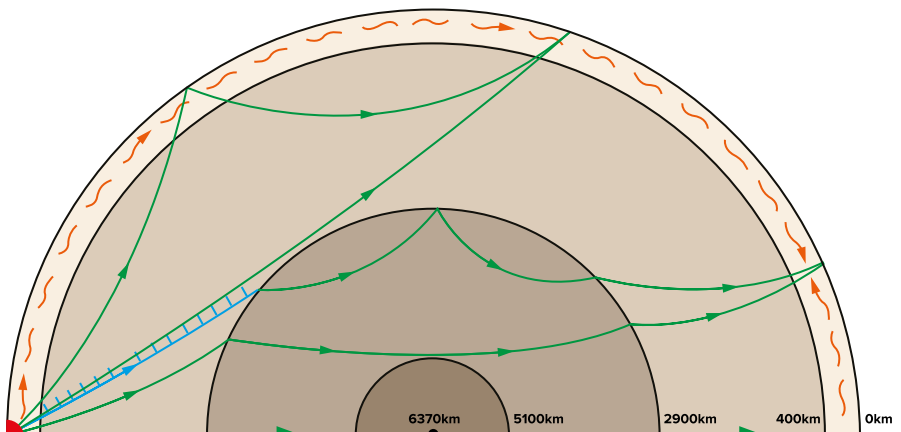


Earth's Axis

The rotational axis of the Earth passes through the North and South Poles. In relation to the plane of the Earth's movement around the Sun, the axis is angled at over 23°, as demonstrated by our model.

Exploration of the inside of the Earth with Seismic Waves

Since geologists and geophysicists, even with the deepest holes, down to a depth of 10,000 m, are only really "scratching" the earth's crust, they have to work out the Earth's inner structure indirectly, using geophysical observations. The key to this is seismic waves, which are created by earthquakes. There are two kinds of waves: Pressure or compression waves and shear/secondary waves. Earthquake waves spread like sound waves. Deep in the Earth's core, they are refracted by the variations in density, or reflected on sharp discontinuities. At seismic stations located all around the Earth, the duration of earthquake waves are measured, and from this the structure of the Earth can be calculated. With the help of shear waves, a distinction can be made between the liquid and solid zones, because liquids only propagate compression waves. This clearly shows that the outer core must be liquid.



On our model, we can see, starting from the seismic centre (red point) that there are six possible pathways for earthquake waves. If the Earth were totally uniform throughout, the waves would run through it in a straight line. In reality, the Earth consists of different layers with a range of materials and temperatures, in which the compression waves (P) and the shear waves (S) spread at different speeds. The waves are refracted, curved or reflected.

(1) The lower wave meets the layer at a right-angle in the depths of the Earth's core and runs as straight as an arrow through the earth. It takes about 20 minutes to go from one side to the other.

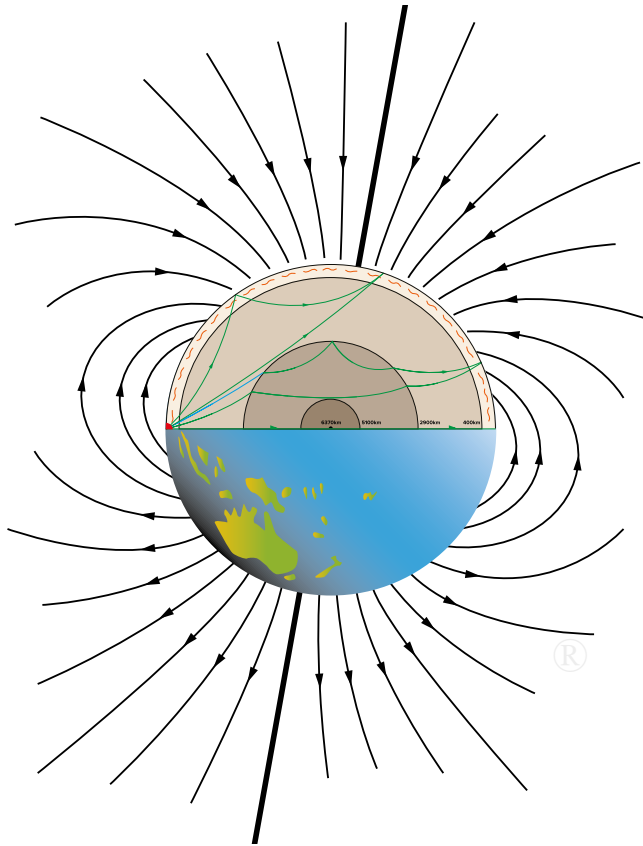
(2) Above that is a beam that is refracted as it enters the core, then passes by the inner core, and then is refracted again as it leaves the mantle. Because of this double refraction, the wave comes up much lower down (further South) than if it has been calculated using epicenter data.

(3) This beam is refracted once more on the border between the core and the mantle and reflected once more as it continues its path; it is then refracted as it comes out, such that it comes out on the same place on the surface as the wave (2), but takes longer to do so. The shear wave (blue hatching) ends on the core of the Earth, because the core is liquid.

(4) These P and S waves go straight past the Earth's core and reappear at an angle of 105° . A shadow zone starts for both waves from this angle, because the S waves cannot go through the liquid core and the P waves are refracted off and deflected down (see 2). The shadow zone of the compression waves ends at around 140° (point 2/3).

(5) This beam of a compression wave is so curved that after 9 minutes it comes back up to the surface of the Earth and is partially reflected here, to return after 105° from the epicenter of the earthquake to the surface once more.

(6) The red wavy line shows the surface waves that run around the Earth. At the exit point (3/4), two of them meet. They each take a different amount of time, because the waves that come from "below" have taken a longer path. The compression waves also spread more quickly than the shear waves. In our model, the P waves would arrive around 20 minutes earlier than the S waves. If we compare the seismograms and the differences in duration of several earthquakes, it is easy to determine where the epicenter is geographically located. Using seismic tomography, the duration of many earthquakes can be used to calculate three-dimensional images of the interior of the Earth.



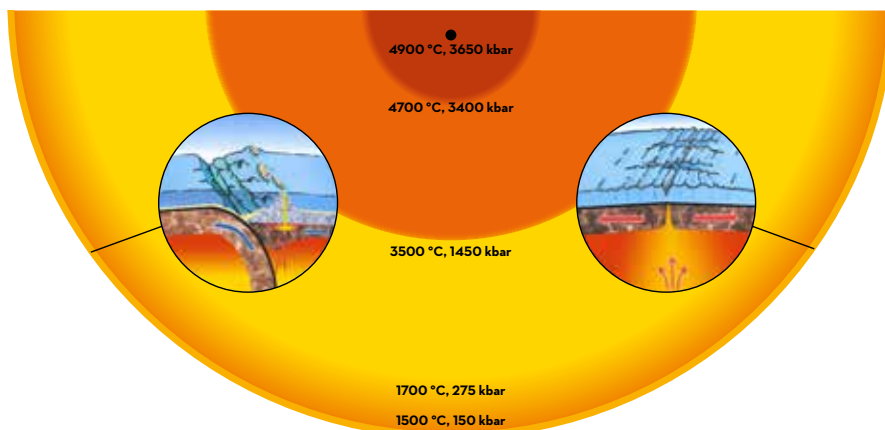
Magnetic field of the Earth:

The Earth is surrounded by a magnetic field which is similar to the structure of a large rod magnet. There are two magnetic poles in addition to the geographic poles. They do not, however, fall in the same place. The magnetic South Pole is currently 5° to the south of the North Pole, and in the last 200 years, it has wandered over 1,000 km from the north of Canada northwards into the Arctic Ocean.

On our model, the field lines form a perfect arc, but in nature, this only applies to the surface of the Earth. In the ionosphere, from an altitude of 80 km (which is not even another 2 mm on our model), the field lines are strongly crammed together by solar winds. On the daytime side, they are pulled close to the Earth, while on the nighttime side, they are pulled far out into space.

How the magnetic field actually comes into existence is not yet fully understood. In any case, there is no large rod magnet within the Earth; the magnetic field is created over and over again by a kind of dynamo in the Earth's core. In the outer iron core, at a depth of around 3,000 km, heat flows into the lithosphere. This sets the liquid iron in motion, like water in a heated cooking pot. These spiral flows of the electrically-conductive iron create current and hence the magnetic field.

Much seems to suggest that this dynamo mechanism has been operating for at least 3.5 billion years, but not constantly. This means that the magnetic field has switched hundreds or even thousands of times, presumably as a reaction to the chaotic nature of these currents inside the Earth's core.



Layers of the Earth

Make-up of the Earth's core (diameter of 7,000 km):

The Earth's core is separated from the mantle by a clear border that is called the Wiechert-Oldham-Gutenberg Discontinuity. This core-mantle boundary is at a depth of 2,900 km. Here, the speed of seismic waves suddenly changes, which can be explained by a huge difference in consistency, density and temperature. Scientists now assume that the inside of the Earth's core is made from solid iron-nickel compounds, and the outer part of the Earth's core is made of liquid iron-nickel compounds. According to the latest model calculations, in the inner part of the Earth's core, the temperature and pressure are approximately 4,900°C and 3,650 kbar. The almost twice as thick outer core is only slightly cooler at 4,700°C and has a pressure of 3,400 kbar.

Mesosphere (lower mantle, 670-2900 km):

The lower mantle is made of high pressure minerals such as perovskite, stishovite and spinel. Its seismic characteristics indicate that it is for the most part solid, despite being at a temperature of between 1,500°C and 3,500°C. In the Earth's mantle, heat streams are created by the constant release of heat from the core, which are believed to be the motor for the movement of the Earth's plates.

Asthenosphere (upper mantle, 270-400 km thick, orange):

Below a depth of around 100 km, the stone is mostly plastic like modelling clay. This zone goes down to a depth of 440 km and is referred to as the asthenosphere. The upper mantle is made from silicates, such as olivine, pyroxene and garnet.

Lithospheric mantle (a depth of 0 to 200 km; a 2 mm thick, yellow strip in the model):

The uppermost zone of the mantle is solid, and forms the lithosphere along with the crust. It is divided into seven large and several smaller plates around the globe. The plates are constantly rubbing against each other (continental drift).

Mohorovičić discontinuity or Moho for short:

At a depth of 10 to 80 km, the speeds of earthquake waves change suddenly. The boundary between the Earth's crust and the Earth's mantle has been placed at this discontinuity, and is called the Mohorovičić discontinuity after the person who discovered it.

Crust (7-70 km thick, shown by a 1 mm thick, dark brown strip on the model): The globe is covered with a hard crust. Compared with the total radius of the earth, it is as thick as apple peel. Beneath the oceans, it is only 7-10 km thick, and consists of dark minerals and feldspar. The continental crust is on average 40 km thick, and consists of granite rock of a lower density. In the higher mountain ranges such the Andes or the Himalayas, it can reach a thickness of 70 km.

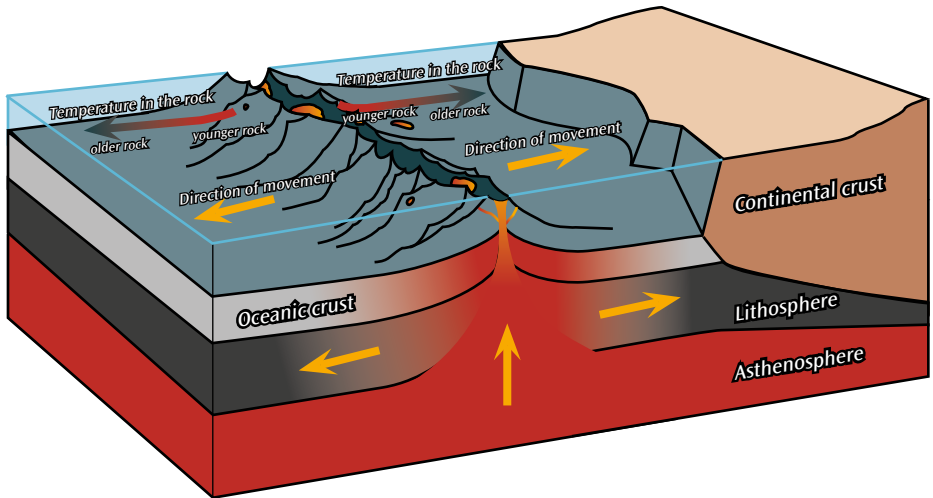
English

Crust (7-70 km thick, shown by a 1 mm thick, dark brown strip on the model):

The globe is covered with a hard crust. Compared with the total radius of the earth, it is as thick as an apple peel. Beneath the oceans, it is only 7-10 km thick, and consists of dark minerals and feldspar. The continental crust is on average 40 km thick, and consists of granite rock of a lower density. In the higher mountain ranges such as the Andes or the Himalayas, it can reach a thickness of 70 km.

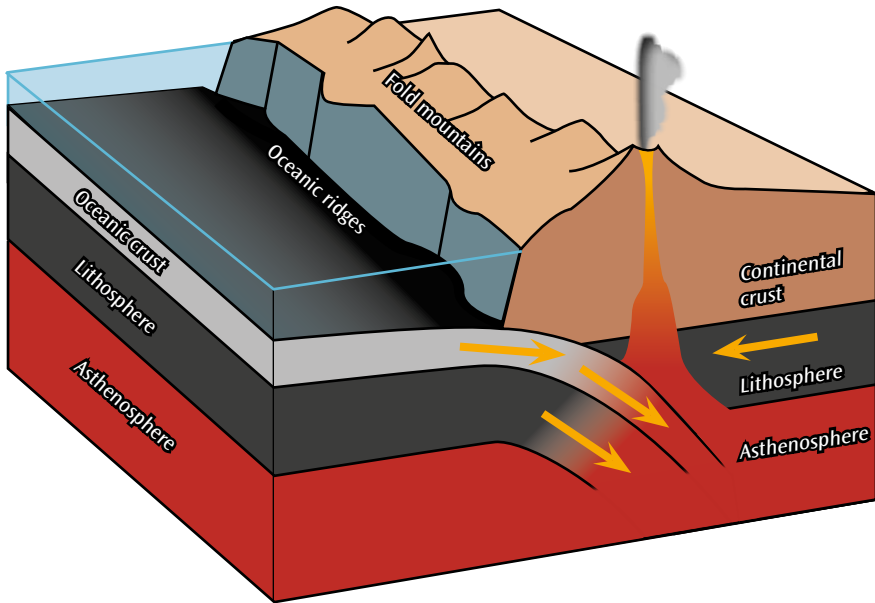
Plate tectonics

According to the theory of plate tectonics, the lithosphere comprises approximately a dozen hard plates that rub against each other. This gives rise to three kinds of plate boundaries: divergent boundaries, convergent boundaries, and transform boundaries. On the model, two plate boundary scenarios are shown:



Spreading zone (right):

Here, the rising heat flows of the Earth's mantle push the plates away from each other. Where the plates split, the rock melts due to a release of pressure and fills the gap. This is a continually repeated process. The places where the plates drift apart are called spreading zones by geologists. Intensive volcanic activity and constant earthquakes are easy to recognise. The spreading zones are mostly located under the sea as mid-ocean ridges. In Iceland, and in the East African Rift Valley, this plate boundary runs across the land. The spreading zone depicted on this model lies in the Pacific Ocean, where the Pacific plate and the Nazca plate drift apart by 17 cm every year.



Subduction zone (left):

Here an oceanic plate slides under another oceanic or continental plate. This first of all leads to an oceanic trench, which can be partly filled with sediment from the mainland or the island arc. At a depth of a few hundred kilometers, the surface of the plate that is sinking under another begins to melt again. The magma rises up and forms a magmatic belt with active volcanoes.

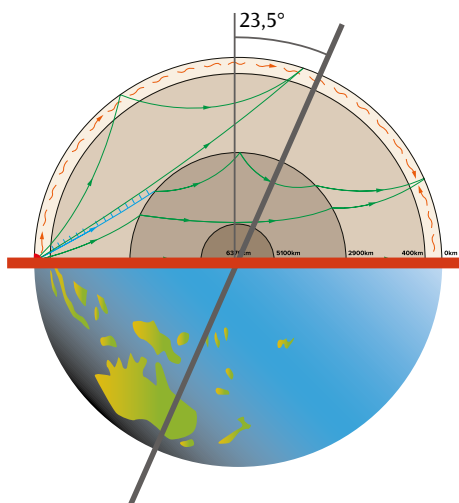
La investigación sobre la Tierra

La investigación sobre la Tierra, con su dinámica compleja, es el objetivo de los especialistas en geociencias. Todo lo que sabemos de la formación y de la composición del interior de la Tierra procede de los datos que han recabado geólogos y geofísicos mediante distintos métodos. Las ondas sísmicas han revelado la estructura interna en capas del planeta, mientras que los experimentos con ondas de choque han desvelado su composición química. Además de la sismicidad hay otros datos geofísicos que permiten descifrar cuál es la composición interno de la Tierra. Más allá de la medición de la fuerza de la gravedad (gravimetría), el campo magnético de la Tierra ofrece pistas importantes.



La estructura de la Tierra:

La Tierra tiene un diámetro aproximado de 12.750 km. Su forma no es la de una esfera perfecta, sino que presenta un aplanamiento en ambos polos. El motivo de ello es la rotación de la Tierra, que genera una fuerza centrífuga cuya mayor magnitud se alcanza en el Ecuador, donde la velocidad de rotación relativa asciende a unos 1.600 km/h. En los polos la velocidad es cero. La fuerza centrífuga también provoca una ligera deformación. A causa de ello el diámetro en el Ecuador es 43 km mayor que el diámetro entre los polos norte y sur. Además, con ayuda de satélites se ha comprobado que la Tierra no es esférica sino que más bien su forma se asemeja –con una dosis de exageración– a la de una patata. Estas anomalías tienen su origen en la irregularidad de la densidad y la distribución de las masas en el interior del planeta. El campo gravitatorio provoca deformaciones que van desde los -110 m en el océano Índico, hasta los +90 m en el sureste asiático.

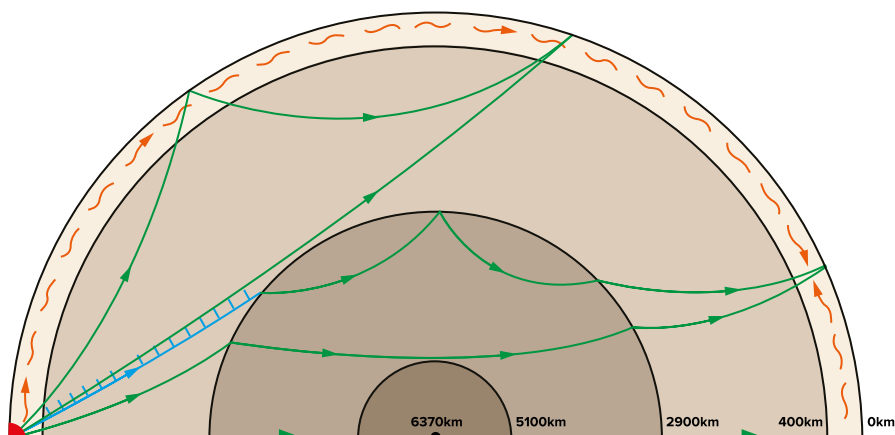


Eje de la Tierra:

El eje de rotación de la Tierra tiene el polo norte y el polo sur en sus extremos. Tiene una inclinación de más de 23° en relación con la trayectoria de rotación alrededor del Sol, tal como muestra nuestro modelo.

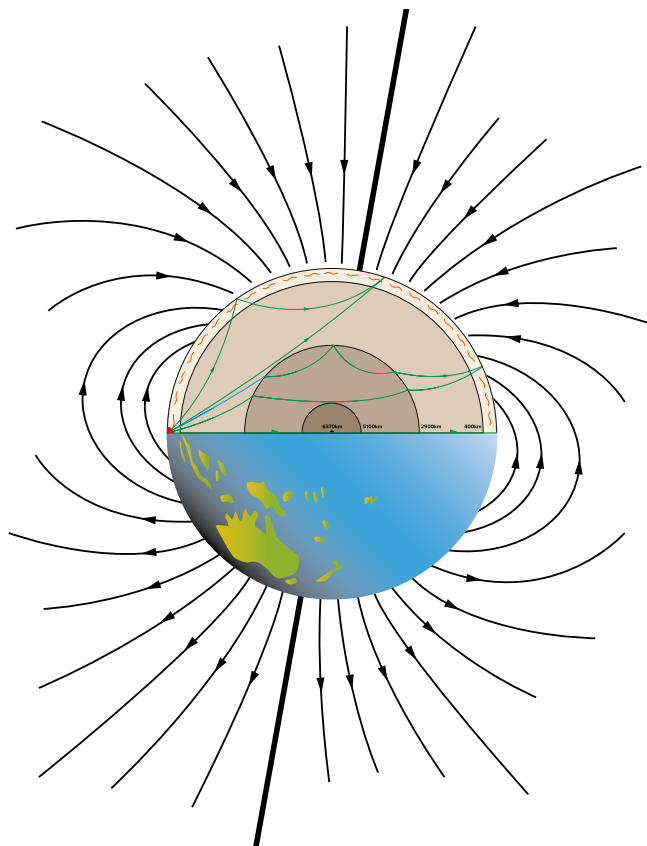
La investigación del interior de la Tierra mediante ondas sísmicas:

Puesto que las prospecciones de 10.000 m de profundidad solo consiguen „arañar“ la corteza terrestre, geólogos y geofísicos han calculado la composición interna de la Tierra mediante la observación geofísica indirecta. La clave han sido las ondas sísmicas que se generan a raíz de un terremoto. Existen dos tipos de ondas: las ondas de presión o de compresión y las ondas transversales. Las ondas sísmicas se extienden como las ondas sonoras. En el interior de la Tierra las ondas experimentan la refracción a causa de las diferencias de densidad, o la reflexión debido a discontinuidades afiladas. Las estaciones sísmicas distribuidas a lo largo de la superficie de la Tierra miden el tiempo de propagación de las ondas, lo cual permite calcular la composición de la Tierra. Las ondas transversales permiten distinguir las zonas líquidas de las sólidas, puesto que las líquidas transmiten las ondas de presión. De este modo no cabe duda de que el núcleo externo debe de ser líquido.



En nuestro modelo se observan seis posibles trayectorias de las ondas sísmicas partiendo del epicentro del terremoto (punto rojo). Si la composición de la Tierra fuera homogénea, todas las ondas la atravesarían en línea recta. En realidad la Tierra está compuesta de diversas capas formadas por diferentes materiales y temperaturas, por las cuales las ondas de presión (P) y las ondas transversales (S) se propagan a diferentes velocidades. Las ondas se refractan, se desvían o se reflejan.

- (1) La onda inferior incide verticalmente en las capas internas y se propaga en línea recta a través de la Tierra. El tiempo de propagación de un extremo al otro es de 20 min.
- (2) En la parte superior, el haz se refracta hacia abajo justo al entrar en la capa del núcleo, atravesando lateralmente el núcleo interno, y se refracta nuevamente al salir al manto. A causa de esta doble refracción, la onda reaparece mucho más hacia abajo (al sur) de lo que cabía prever a partir del epicentro.
- (3) El haz se refracta de nuevo en la frontera entre el manto y el núcleo y tras propagarse se vuelve a reflejar; en la salida se refracta nuevamente, de modo que reaparece en el mismo lugar de la superficie que la onda (2), aunque con un tiempo de propagación superior. La onda transversal (color azul) termina en el núcleo debido a su estado líquido.
- (4) Las ondas P y S se propagan en línea recta pasando de largo del núcleo y reaparecen en un punto que corresponde a un ángulo de 105° . A partir de este ángulo empieza para ambas ondas una zona de sombra, puesto que las ondas S no pueden atravesar el núcleo líquido y las ondas P se refractan hacia abajo (ver núm. 2). La zona de sombra de las ondas de presión termina a los 140° aproximadamente (Punto 2/3).
- (5) El haz de una onda de presión se desvía de tal modo que, tras un tiempo de propagación de 9 min, alcanza de nuevo la corteza terrestre, en la cual se refleja parcialmente para reaparecer nuevamente en la corteza a 105° del epicentro.
- (6) La línea de onda roja representa las ondas superficiales que se propagan alrededor de la Tierra. Dos líneas viajan juntas en el punto de salida (3/4). Ambas presentan un tiempo de propagación diferente, puesto que las ondas que proceden de „abajo“ han recorrido un espacio mayor. Además de esto, las ondas de presión se propagan más rápidamente que las ondas transversales. En nuestro modelo, las ondas P incidirían en el punto unos 20 minutos antes que las ondas S. Comparando los sismogramas y los tiempos de propagación de diferentes estaciones sísmicas se puede determinar fácilmente la situación geográfica del epicentro. En la tomografía sísmica se emplean tiempos de propagación de numerosos seísmos para generar imágenes tridimensionales del interior de la Tierra.



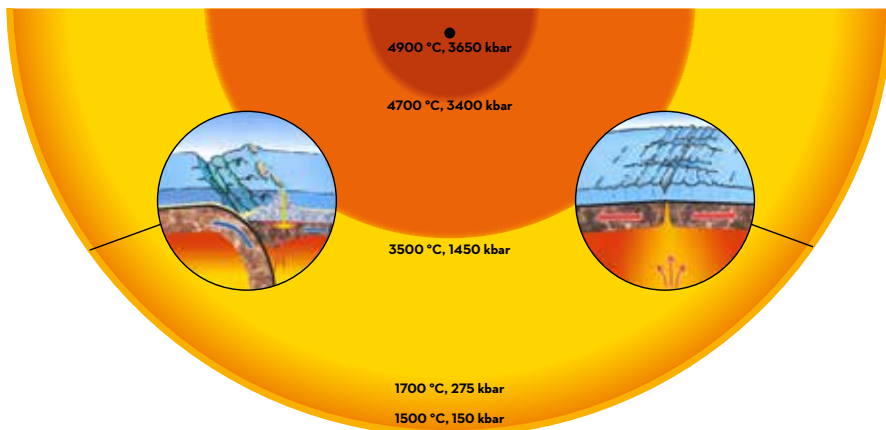
El campo magnético de la Tierra:

La Tierra está rodeada de un campo magnético cuya estructura se parece a la de un imán de barra. En este sentido, junto a los polos de la Tierra se encuentran también los polos magnéticos, aunque ambos no coinciden. El polo sur magnético se encuentra actualmente a 5° sur del polo norte, y en los últimos 200 años se ha desplazado más de 1000 km hacia el norte, desde el norte de Canadá hasta el océano Ártico.

En nuestro modelo, las líneas de campo siguen una trayectoria ideal curvilínea que en la realidad solamente se da en la superficie terrestre. En la ionosfera, a partir de los 80 km de altitud (lo que en el modelo no llega a los 2 mm), las líneas de campo sufren una fuerte distorsión a causa del viento solar. En el lado diurno se aproximan de manera compacta a la Tierra, mientras que en el lado nocturno se separan hacia el espacio.

La manera en que se genera el campo magnético no queda del todo clara. En cualquier caso, no es que la Tierra albergue un gran imán de barra, sino que el campo magnético se genera una y otra vez a partir de una especie de dinamo situada en el núcleo. En el núcleo externo de hierro, a una profundidad de unos 3000 km, existe una corriente de calor hacia la Litosfera. De este modo el hierro fundido se mantiene en movimiento, tal como lo hace el agua hirviendo dentro de una olla. Estas corrientes de hierro –material conductor– de forma helicoidal generan electricidad y, consecuentemente, un campo magnético.

Hay numerosos indicios que apuntan a que esta dinamo está en marcha desde al menos 3500 millones de años, aunque no de manera continuada. Por este motivo los polos del campo magnético de la Tierra se han invertido un centenar y hasta un millar de veces, posiblemente como reacción a la naturaleza caótica de las corrientes del núcleo.



La estructura en capas de la Tierra

Composición del núcleo de la Tierra (7000 km de diámetro)

El manto está separado del núcleo mediante una frontera bien definida y que recibe el nombre de Discontinuidad de Wiechert-Oldham-Gutenberg. Esta frontera se encuentra a 2900 km de profundidad. En este punto, la velocidad de las ondas sísmicas cambia radicalmente, lo que solamente se explica por una enorme diferencia de consistencia, densidad y temperatura. Actualmente los científicos parten de que el núcleo interno está formado de una aleación sólida de hierro y níquel, mientras que en el núcleo externo esta misma composición se presenta en estado líquido. Según las modelizaciones más recientes, la temperatura del núcleo interior asciende a unos 4900°C y la presión a 3650 kbar. En el núcleo externo, con el doble de grosor que el interno, estos valores son ligeramente inferiores, con una temperatura de 4700°C y una presión de 3400 kbar.

Mesosfera (Manto inferior, 670-2900 km):

El manto inferior se compone de minerales de alta presión como la perovskita, la stishovita y la espinela. Sus propiedades sísmicas indican que mantienen su estado sólido a una temperatura de entre 1500°C y 3500°C. La liberación constante de calor procedente del núcleo genera corrientes en el manto terrestre, que constituirían el motor del movimiento de las placas tectónicas.

Astenosfera (Manto superior, grosor 270-400 km, naranja):

A una profundidad de unos 100 km la piedra suele presentar una textura dúctil comparable a la de la plastilina. Esta zona alcanza una profundidad de 440 km y se denomina Astenosfera, „la esfera no fuerte“. El manto superior se compone de silicatos como el olivino, el piroxeno o el granate.

Manto litosférico (De 0 a 200 km de profundidad, grosor de 2 mm en el modelo, franja amarilla):

La zona exterior del manto presenta de nuevo un estado sólido y forma, junto con la corteza, la capa sólida llamada Litosfera. Abarca todo el globo terráqueo y está dividida en 7 placas grandes y varias placas más pequeñas. Estas placas se encuentran en constante movimiento (deriva continental).

Discontinuidad de Mohorovičič, abreviado Moho:

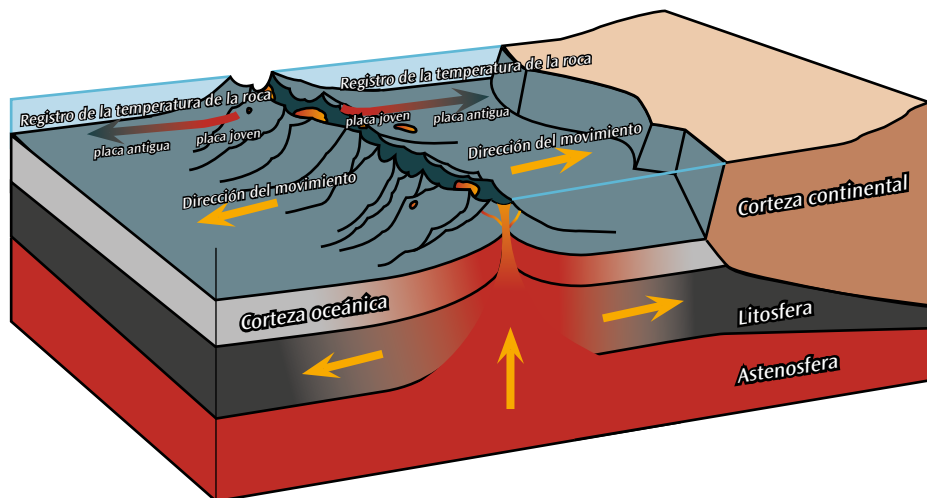
A una profundidad de 10 a 80 km la velocidad de las ondas sísmicas experimenta cambios drásticos. En esta discordancia se ha establecido la frontera entre la Corteza y el Manto terrestres y se ha bautizado con el nombre de su descubridor: la discontinuidad de Mohorovičič.

Corteza (grosor 7-70 km, en el modelo 1 mm, línea marrón oscuro): El globo terrestre está cubierto de una corteza sólida. En comparación con el radio total de la Tierra, su grosor se asemeja a la piel de una manzana. Por debajo de los océanos tiene un grosor de solo 7-10 km y se compone de minerales oscuros

y feldespato. La corteza continental tiene un grosor medio de 40 km y está compuesta de roca granítica de baja densidad. En las zonas montañosas como los Andes o el Himalaya puede alcanzar los 70 km de grosor.

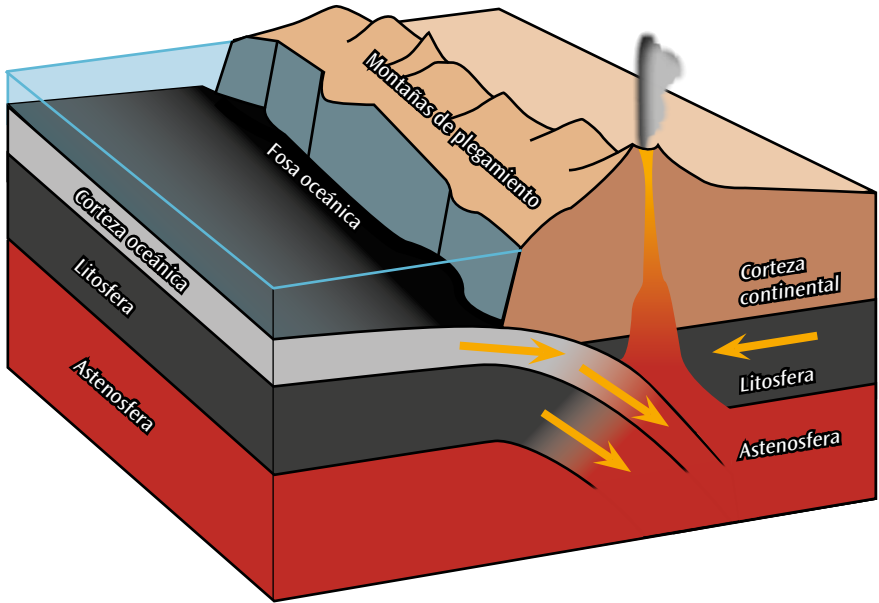
Tectónica de placas

Según la teoría de la tectónica de placas, la Litosfera se compone de aproximadamente una docena de placas sólidas que se mueven las unas contra las otras. En este sentido, existen tres modalidades de interacción de los límites de las placas: divergente, convergente y transformante. En el modelo aparecen representados dos escenarios de interacción.



Spreading-Zone (derecha):

En este caso las corrientes calientes que ascienden desde el Manto terrestre provocan una separación de las placas. En el punto en que las placas se separan, la roca se funde a causa de la descompresión y de este modo colman la brecha que se forma. Este acontecimiento se repite constantemente. Los geólogos se refieren a los puntos en que la deriva separa las placas con el concepto en inglés spreading-zone. Resultan sencillos de identificar a causa de la intensidad del vulcanismo y los seísmos constantes. En la mayoría de los casos, estas spreading-zones se encuentran bajo el agua en forma de dorsales oceánicas. En Islandia y en el sistema de fosas tectónicas de África oriental los límites de las placas se encuentran en la superficie terrestre. La spreading-zone representada en el modelo se encuentra en el océano Pacífico, donde las placas del Pacífico y de Nazca se separan 17 cm cada año.



Zona de subducción (izquierda):

En este caso una placa oceánica se hunde por debajo de otra placa, ya sea oceánica o continental. Como consecuencia de ello se forma una fosa oceánica que se rellena de sedimentos continentales o del arco insular. A varios cientos de kilómetros de profundidad, la placa de subducción se vuelve a soldar a su superficie. El magma asciende y forma cinturones magmáticos con volcanes activos.

Modèle de couches telluriques avec ondes sismiques *Français*

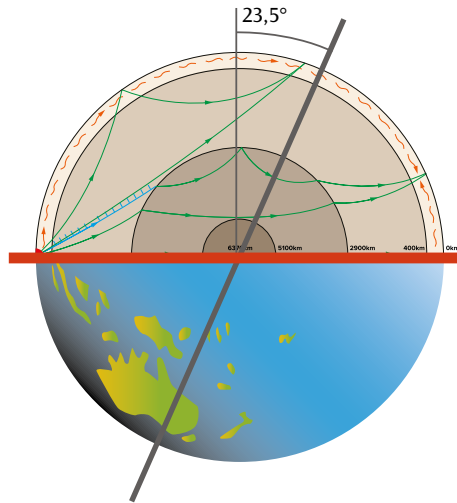
L'exploration du centre de la terre

L'exploration du centre de la terre et de sa dynamique complexe est l'une des missions des sciences. Des géologues et géophysiciens ont collecté en appliquant des méthodes très diverses ce que nous savons sur la structure et la composition du cœur de la terre. Des ondes sismiques révèlent la structure interne du globe et des expériences faites avec des ondes de choc mettent en évidence sa composition chimique. Outre la sismologie, nous disposons aussi d'autres données géophysiques qui nous donnent des indications sur la structure interne de la terre. En parallèle de la mesure de la gravité (gravimétrie), le champ magnétique de la terre nous donne aussi d'importantes informations.



La forme de la terre

La terre a un diamètre d'environ 12 750 km. Elle n'est toutefois pas tout à fait sphérique mais aplatie aux pôles. Ceci est dû à sa rotation. Elle génère une force centrifuge qui est maximale au niveau de l'équateur. Sa vitesse de rotation relative y est d'environ 1 600 km/h. Elle est égale à zéro aux pôles. La terre est donc légèrement déformée par la force centrifuge. Son diamètre à l'équateur est par conséquent plus long de 43 km qu'entre le pôle nord et le pôle sud. Des satellites ont également permis de constater que la terre n'est pas ronde comme une boule mais, en exagérant, ressemble plutôt à une pomme de terre. Ces écarts sont dus à des irrégularités de densité et de répartition de masse à l'intérieur de la terre. Sous l'influence du champ de gravité, il se produit des déformations qui vont jusqu'à moins 110 m dans l'Océan Indien jusqu'à plus 90 m en Asie du Sud-Est.

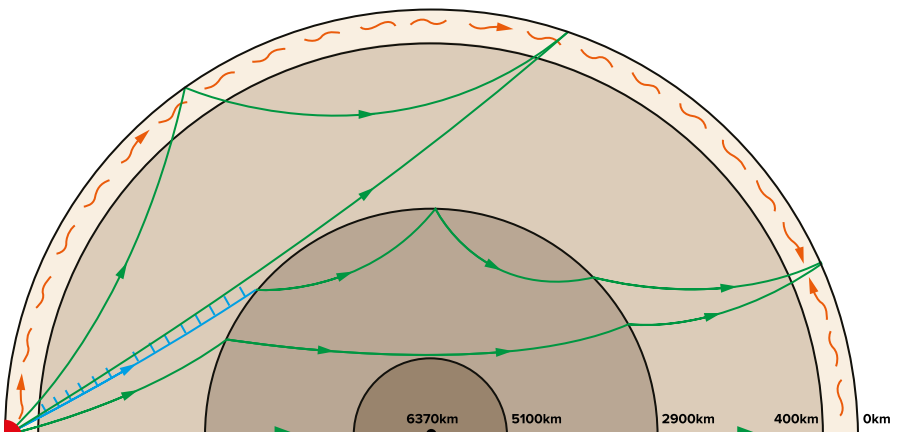


Axe de la terre :

L'axe de rotation de la terre traverse les pôles nord et sud. L'axe est incliné approximativement de plus de 23° par rapport au plan du mouvement de la terre autour du soleil, comme dans notre modèle.

L'exploration de l'intérieur de la terre à l'aide des ondes sismiques :

Comme les géologues et géophysiciens n'ont pu, par leurs forages les plus profonds à 10 000 mètres de profondeur, que „gratter“ l'écorce terrestre, ils sont obligés de calculer indirectement la structure interne à partir d'observations géophysiques. La clé pour y parvenir sont les ondes sismiques générées par les tremblements de terre. Il y a deux types d'ondes : Les ondes de pression ou de compression. Les ondes sismiques se diffusent comme des ondes sonores. A l'intérieur de la terre, elles sont stoppées par les écarts de densité ou sont réfléchies sur des discontinuités marquées. Dans les stations sismiques présentes partout sur terre, on mesure ensuite les durées des ondes à partir desquelles on peut déterminer la structure de la terre. Les ondes de cisaillement permettent de distinguer les zones liquides et solides parce que les liquides ne transmettent que les ondes de pression. Il est donc clair que le noyau extérieur doit être liquide.



Nous voyons sur notre modèle, en partant du foyer du tremblement de terre (point rouge), six évolutions possibles des ondes sismiques. Si la terre était entièrement homogène, les ondes circuleraient en ligne droite. En réalité, la terre est composée de différentes couches de matières différentes dont les températures diffèrent et où les ondes de compression (P) et les ondes de gravité (S) se diffusent à des vitesses différentes. Les ondes sont brisées, courbées ou réfléchies.

(1) L'onde inférieure arrive perpendiculairement sur les parois internes de la terre et serpente à travers la terre. Elle dure 20 minutes d'un bout à l'autre.

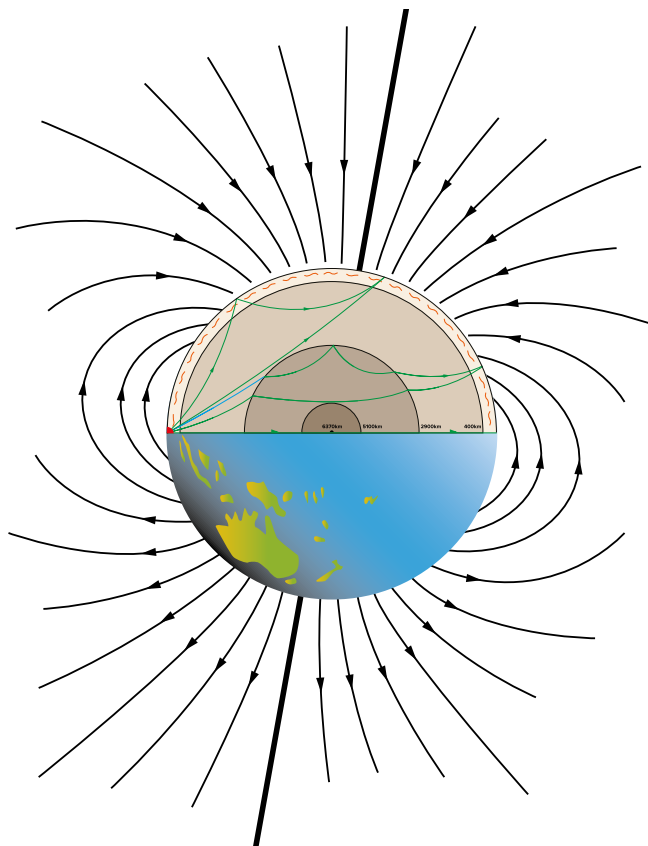
(2) Au-dessus se trouve un rayon qui se brise vers le bas en rentrant dans le noyau, passe tout droit devant le noyau intérieur et se brise à nouveau sur le manteau en sortant. Suite à cette double cassure, l'onde plonge bien plus bas (vers le sud) que ne le laissait présager le calcul fait depuis le foyer.

(3) Ce rayon se brise de nouveau à la limite entre le noyau et le manteau et est de nouveau reflété plus loin, se rebrise à la sortie et il sort donc de la surface au même endroit que l'onde (2) mais son parcours dure plus longtemps. L'onde de gravité (hachurée en bleu) prend fin au niveau du centre de la terre car celui-ci est liquide.

(4) Ces ondes P et S passent encore tout droit devant le centre de la terre et sortent en décrivant un angle de 105° . A partir de cet angle, une zone d'ombre commence pour les deux ondes parce que les ondes S ne peuvent pas traverser le noyau liquide et les ondes P se brisent vers le bas (voir 2). La zone d'ombre des ondes de compression se termine à environ 140° (points 2/3).

(5) Ce rayon d'une onde de compression se courbe de telle sorte qu'il revient au bout d'un parcours de 9 min à la surface de la terre où il est partiellement reflété pour revenir à nouveau à la surface depuis le foyer du tremblement de terre en décrivant un angle de 105° .

(6) La ligne d'onde rouge représente les ondes de surface qui passent autour de la terre. Deux convergent au point de sortie (3/4). Elles ont toutes deux des durées différentes car les ondes venant „du bas“ ont parcouru un plus long trajet. Les ondes de compression se propagent par ailleurs plus vite que les ondes de gravité. Dans notre modèle, les ondes P arriveraient 20 minutes plus tôt que les ondes S. Si on compare les sismogrammes et différences de durée relevées par plusieurs stations sismiques, on peut déterminer facilement la situation géographique de l'épicentre. En tomographie sismique, on utilise les durées de nombreux tremblements de terre pour établir des images tridimensionnelles de l'intérieur de la terre.



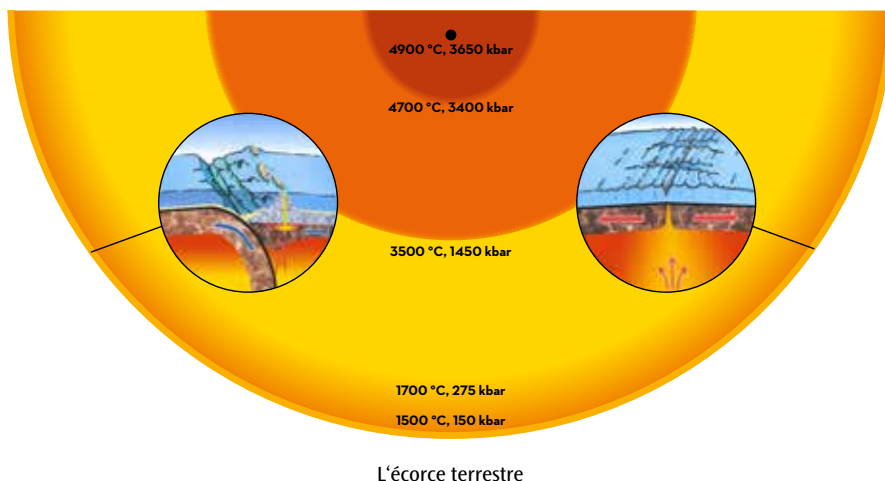
Champ magnétique de la terre :

La terre est entourée d'un champ magnétique dont la structure ressemble à celle d'une grande barre aimantée. Outre les pôles géographiques, il existe ainsi deux pôles magnétiques. Les deux ne coïncident toutefois pas. Le pôle magnétique sud se situe actuellement 5° au sud du pôle nord et il a migré au cours des 200 dernières années de plus de 1 000 km du nord du Canada vers le nord jusqu'à l'Antarctique.

Sur notre modèle, les lignes de champ décrivent une forme de courbe parfaite mais, dans la nature, ce n'est le cas que pour la surface de la terre. Dans l'ionosphère, à partir de 80 km d'altitude (ce qui ne représente même pas 2 mm sur notre modèle), les lignes de champ sont fortement distordues par le vent solaire. Du côté « jour », elles sont poussées vers la terre et, du côté se trouvant dans la nuit, elles s'étirent loin dans l'espace.

On ne sait pas encore vraiment comment le champ magnétique se forme; Il n'y a en tout cas pas de grande barre aimantée dans la terre mais le champ magnétique est généré en permanence par une sorte de dynamo au centre de la terre. Dans le noyau de fer extérieur, à environ 3 000 kilomètres de profondeur, il y a un flux thermique dans le manteau rocheux. Ceci met le fer liquide en mouvement, tout comme de l'eau dans une casserole sur le feu. Ces flux spirales de fer conducteur électrique génèrent ensuite du courant et donc le champ magnétique.

Tout laisse à penser que cette dynamo fonctionne depuis au moins 3,5 milliards d'années mais pas régulièrement. Le champ magnétique de la terre s'est ainsi inversé des centaines ou même des milliers de fois, probablement en réaction à la nature chaotique de ces flux dans le noyau de la terre.



L'écorce terrestre

Structure du noyau terrestre (7 000 km de diamètre) :

Le noyau est séparé du manteau terrestre par une nette limite appelée discontinuité de Wichert-Oldham-Gutenberg. Cette limite entre le noyau et le manteau se trouve à 2 900 km de profondeur; La vitesse des ondes sismiques y varie brusquement, ce qu'on ne peut expliquer que par un bond considérable de consistance, densité et température. Les scientifiques partent aujourd'hui du principe que le noyau terrestre interne et le noyau terrestre externe sont constitués de composés liquides de fer et nickel. D'après les modélisations les plus récentes, des températures d'environ 4900 °C et une pression de 3650 kbar règnent dans le noyau interne de la terre. Son noyau externe presque deux fois plus épais n'est que légèrement moins chaud, à savoir 4700 °C pour une pression de 3400 kbar.

Mésosphère (enveloppe terrestre inférieure, 670 à 2900 km) :

Le manteau terrestre inférieur est constitué de minerais sous haute pression comme la pérovskite, la stishovite et le spinelle. Ses caractéristiques sismiques peuvent être dérivées du fait qu'il est dans une large mesure solide malgré une température de 1500 °C à 3500 °C. Dans le manteau terrestre, suite au dégagement constant de chaleur par le noyau, il se produit des flux thermiques dont on suppose qu'ils sont le moteur du mouvement des plaques terrestres.

Asthénosphère (manteau terrestre supérieur, épaisse de 270 à 400 km, orange):

En-dessous d'une profondeur d'environ 100 km, la roche devient la plupart du temps aussi souple que de la pâte à modeler. Cette zone va jusqu'à une profondeur de 440 km et est appelée asthénosphère, ce qui signifie „sphère non dure“. Le manteau supérieur est composé de silicates comme l'olivine, le pyroxène et le grenat.

Manteau terrestre lithosphérique (0 à 200 km de profondeur, épaisseur de 2 mm sur le modèle, jointure jaune): Les zones supérieures du manteau terrestre sont solides et constituent avec la croûte la lithosphère rigide. Celle-ci s'articule autour du globe en sept grandes plaques et plusieurs plus petites. Les plaques bougent constamment les unes par rapport aux autres (dérive des continents).

Discontinuité de Mohorovičić ou de Moho en abrégé :

Les vitesses des ondes sismiques varient par à-coups à une profondeur de 10 à 80 km. On a établi la limite entre la croûte terrestre et le manteau terrestre en fonction de cette disparité en l'appelant discontinuité de Mohorovičić.

Croûte (épaisseur de 7 à 70 km, trait marron foncé de 1 mm d'épaisseur sur le modèle): Le globe est recouvert d'une croûte dure. Comparativement au diamètre total de la terre, elle n'a que l'épaisseur d'une éplu-

Français

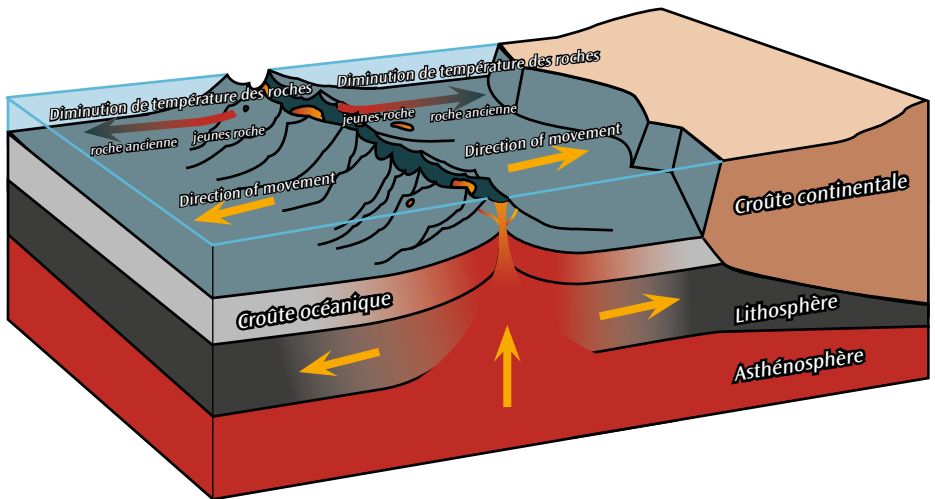
chure de pomme. Sous les océans, elle a une épaisseur de seulement 7 à 10 km et y est composée de minéraux foncés et de feldspath. La croûte continentale a une épaisseur moyenne de 40 km et est composée de roches granitiques moins denses. Elle peut atteindre une épaisseur de 70 km dans les hautes montagnes comme les Andes ou l'Himalaya.

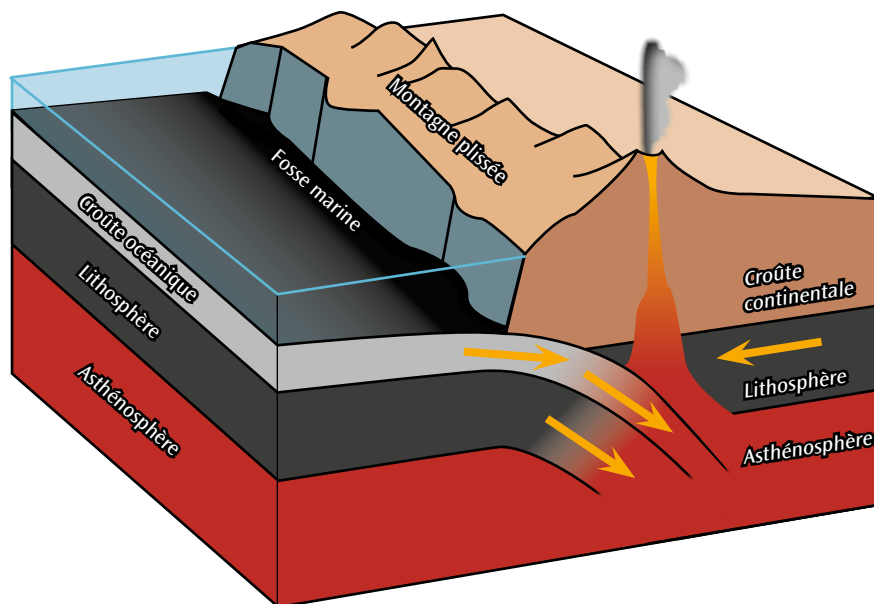
Tectonique des plaques

D'après la théorie de la tectonique des plaques, la lithosphère est composée d'approximativement une douzaine de plaques rigides mobiles les unes par rapport aux autres. Ceci donne trois formes de limites entre les plaques : des limites divergentes, convergentes et des distorsions. Le modèle représente deux scénarios de limites entre les plaques.

Zone d'étalement (à droite):

Ici, les flux thermiques ascendants du manteau terrestre écartent les plaques. Là où les plaques se séparent, la roche fond sous l'effet du relâchement de la pression et remplit l'intervalle. C'est un processus qui se répète en permanence. Les géologues appellent les points de dérive zones d'étalement (spreading zones). On les repère facilement du fait de leur volcanisme intense et de tremblements de terre constants. La plupart du temps, les zones d'étalement constituant la dorsale médio-océanique se trouvent sous la mer. En Islande et dans le système de fosses d'Afrique orientale, la limite entre les plaques passe sur la terre ferme. La zone d'étalement représentée sur le modèle se trouve dans l'Océan Pacifique, à l'endroit où la plaque pacifique et la plaque de Nazca s'écartent chaque année de 17 cm.





Zone de subduction (à gauche) :

Ici, une plaque océanique plonge sous une autre plaque océanique ou continentale. Ceci crée d'abord un couloir abyssal qui peut se remplir en partie de sédiments provenant de la terre ferme ou du sol insulaire. A quelques centaines de kilomètres de profondeur, la plaque plongeante fond de nouveau en surface. Les magmas remontent et forment ensuite des ceintures magmatiques de volcans actifs.

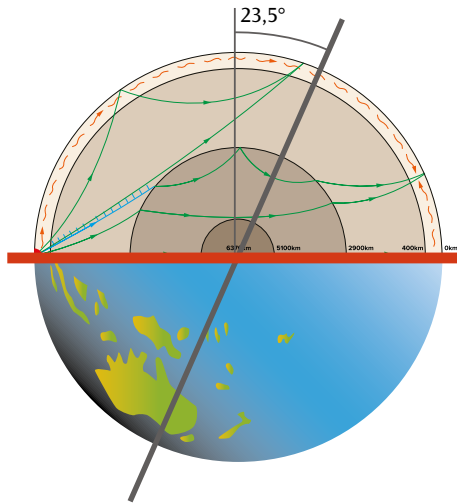
A exploração da terra

A exploração da terra com a sua dinâmica complexa é uma tarefa das ciências geológicas. Aquilo que se sabe sobre a estrutura e a composição do interior da terra foi compilado por geólogos e geofísicos, usando métodos completamente diferentes. Ondas sísmicas revelam a sua estrutura interior e experiências com ondas de choque revelam a sua composição química. Além da sismologia, existem outros dados geofísicos que nos dão respostas relativas à composição da terra. Além da medição da gravidade (gravimetria), o campo magnético da terra também oferece indicações importantes.



A forma da terra:

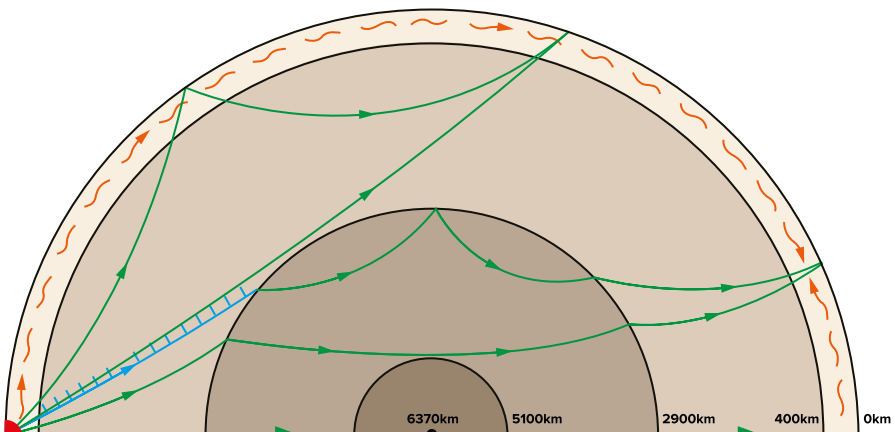
A terra tem um diâmetro de aprox. 12.750 km. Porém, não é completamente esférica, é algo plana nos polos. O motivo é a rotação da terra. Ela cria uma força centrífuga que é mais elevada no equador. A velocidade de rotação relativa aqui é de 1600 km/h. Nos polos, é igual a zero. A terra é, portanto, ligeiramente deformada pela força centrífuga. Em consequência o diâmetro no equador é 43 km superior ao medido entre o polo-norte e o polo-sul. Além disso, com a ajuda de satélites determinou-se que a terra não tem uma forma completamente esférica, mas sim semelhante a uma batata (muito exageradamente). Este desvio ocorre por distribuições de densidade e de massa irregulares, no interior da terra. Assim, com a atuação do campo de gravidade, ocorrem deformações, que chegam a menos 110 m no oceano Índico ou mais 90 m acima do sudeste asiático.



Eixo terrestre

O eixo de rotação da terra passa pelo polo norte e pelo polo sul. Relativamente à translação da terra em torno ao sol o eixo está inclinado em mais de 23°, tal como em nosso modelo.

A exploração do interior da terra com ondas sísmicas: Como os geólogos e geofísicos só conseguiram „arranhar“ a crosta terrestre, mesmo com as perfurações mais profundas de 10.000 m de profundidade, têm que calcular indiretamente a composição interna, com base em observações geofísicas. A chave são ondas sísmicas, que são criadas por terremotos. Existem dois tipos de onda: Ondas de pressão ou compressão e ondas transversais. As ondas de terremoto propagam-se como ondas sonoras. No interior, são quebradas por densidades diferentes, ou refletidas em descontinuidades fortes. Nas estações sísmicas, que existem por toda a terra, são medidas durações das ondas de terremoto, pelas quais se pode calcular a composição da terra. Com ajuda das ondas de corte é possível diferenciar zonas sólidas e zonas líquidas, pois os líquidos só transmitem onda



Português

pois os líquidos só transmitem ondas de pressão. Temos, assim, a certeza de que o núcleo é líquido. Em nosso modelo podemos ver, seis percursos possíveis das ondas sísmicas, partindo do núcleo sísmico (ponto vermelho). Se a terra fosse completamente homogênea, as ondas percorreriam a mesma de forma reta. Na realidade, a terra consiste em diferentes camadas e em diferentes materiais e temperaturas, nas quais as ondas de compressão (P) e as ondas transversais (S) se espalham com velocidades diferentes. As ondas são quebradas, curvadas ou refletidas.

(1) A onda inferior atinge a crosta na vertical, no interior da terra e percorre a terra em linha reta. A duração de uma ponta à outro é de 20 minutos.

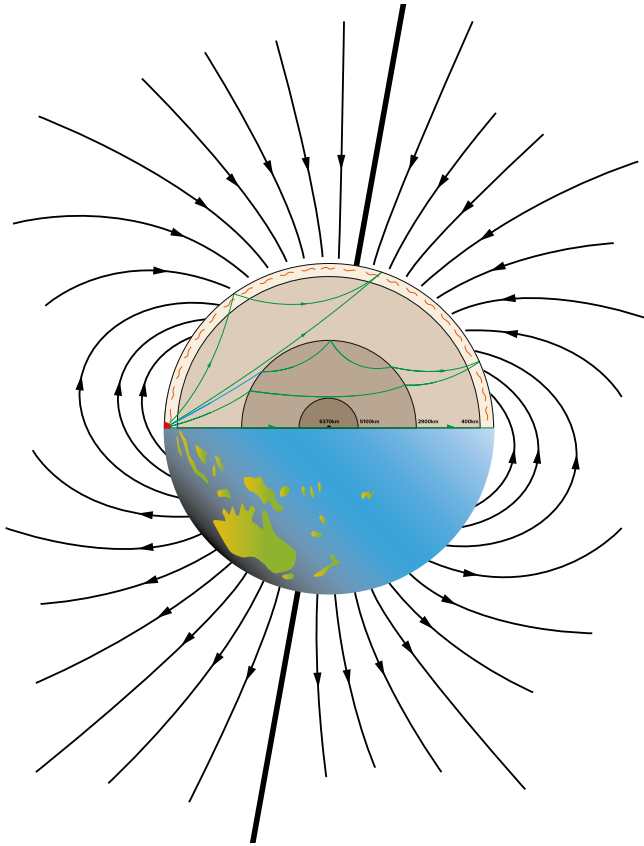
(2) Um raio quebrado para baixo na entrada no núcleo, ainda está passando no núcleo interior e voltará a ser quebrado na saída do manto. Por causa desta quebra dupla, a onda surgirá muito mais abaixo (a sul) que calculado a partir do núcleo.

(3) Este raio será quebrado no limite entre manto e núcleo e será novamente refletido em seu curso, na saída será quebrado, sendo que sairá na superfície no mesmo local que a onda (2), porém com uma duração superior. A onda transversal (sombreada em azul), termina no núcleo da terra, pois este é líquido.

(4) Estas ondas P e S passam ainda ao lado do núcleo da terra e saem com um ângulo de 105° . A partir deste ângulo começa uma zona de sombra para ambas as ondas, porque as ondas S não conseguem atravessar o núcleo líquido e as ondas P são quebradas para baixo (vide 2). A zona de sombra da onda de compressão terminam em aprox. 140° (ponto 2/3).

(5) Este raio de uma onda de compressão é curvado de forma a voltar para a superfície da terra depois de 9 minutos e que aqui seja parcialmente refletido, para voltar novamente à superfície, a 105° do núcleo do sismo.

(6) A linha de onda em vermelho representa as ondas de superfície que correm em volta da terra. Duas linhas unem-se no ponto de partida (3/4). Ambas têm durações diferentes, pois as ondas que vêm de „baixo“, percorreram um caminho mais longo. Além disso, a onda de compressão propaga-se mais rapidamente que a onda transversal. Em nosso modelo, a onda P entraria 0 minutos antes da onda S. Quando se compara os sismogramas e as diferenças de duração de várias estações de sismo, pode-se determinar com facilidade a posição geográfica do epicentro. Na tomografia sísmica, são usadas as durações de muitos terremotos para calcular imagens tridimensionais do interior da terra.

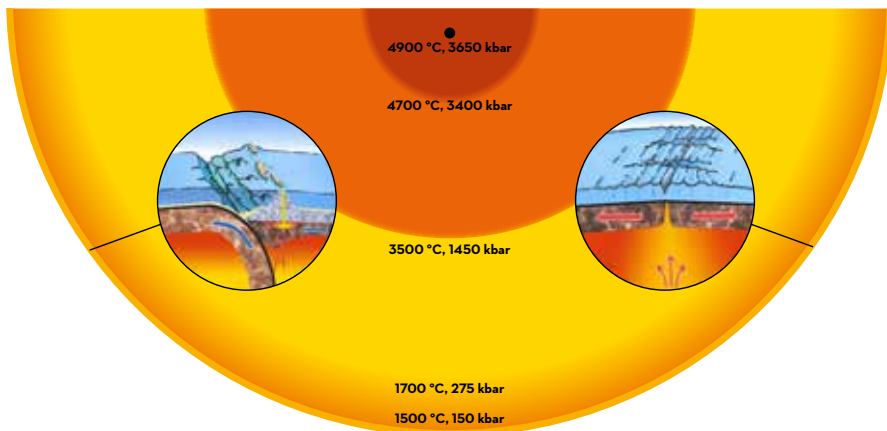


Campo magnético da terra:

A terra está envolvida por um campo magnético que pode ser comparado à estrutura de uma grande barra magnética. Além dos polos geográficos também existem dois polos magnéticos. Porém, estes não se sobrepõem. O polo sul magnético encontra-se 5° a sul do polo norte, e nos últimos 200 anos, deslocou-se mais de 1.000 km, do norte do Canadá para mais a norte, para o Mar Ártico. Em nosso modelo, as linhas de campo transcorrem em forma de arco ideal, porém, na natureza, isto só é válido para a superfície da terra. Na ionosfera, a partir de 80 km de altura (o que, em nosso modelo, não chega a 2 mm), as linhas de campo são fortemente deslocadas pelo vento solar. No lado do sol são empurradas para junto da terra, no lado da noite são puxadas fortemente para o espaço.

Ainda não se sabe ao certo como é criado o campo magnético. Pelo menos, não existe qualquer grande barra magnética dentro da terra, o campo magnético é sempre renovado no núcleo da terra, por um tipo de dínamo. No núcleo de ferro exterior, a uma profundidade de aproximadamente 3.000 quilômetros, existe um fluxo de calor para o manto de pedra. Desta forma, os ferros líquidos entram em movimento, como numa panela aquecida. Estas correntes helicoidais do ferro condutor de eletricidade geram, assim, corrente elétrica e o campo magnético.

Há muito que indica que este dínamo está em funcionamento há pelo menos 3,5 bilhões de anos, porém não de forma regular. O campo magnético da terra já mudou a polaridade centenas ou até milhares de vezes, provavelmente uma reação à natureza caótica destas correntes no núcleo da terra.



Estrutura da terra:

Estrutura do núcleo da terra (7.000 km de diâmetro):

O núcleo da terra é separado do manto da terra por um limite claro, que se chama de descontinuidade de Gutenberg. Esta margem de manto-núcleo está a uma profundidade de 2.900 km. A velocidade das ondas sísmicas, aqui, se altera bruscamente, o que só pode ser explicado por uma grande alteração na consistência, densidade e temperatura. Hoje os cientistas partem do pressuposto de que o núcleo interior da terra consiste em ligas sólidas de ferro-níquel e o núcleo exterior de ligas líquidas dos mesmos metais. Segundo os mais recentes cálculos de modelo no interior do núcleo da terra, as temperaturas atingem aprox. 4.900 °C e uma pressão de 3.650 kbar. O núcleo exterior, que tem quase o dobro da espessura, é pouco mais frio, 4.700 °C a uma pressão de 3.400 kbar.

Mesosfera (manto inferior da terra, 670-2.900 km):

O manto inferior da terra é constituído por minerais de pressão elevada como perovskita, estishovita e espinela. Suas características sísmicas indicam que continua sólida, apesar das temperaturas de 1.500°C a 3.500°. Devido às constantes dissipações de calor do núcleo são criados fluxos de calor, que se suspeita serem o motor para o movimento das placas terrestres.

Astenosfera (manto superior da terra, 270-400 km, cor de laranja):

Abaixo desta profundidade de aprox. 100 km, a pedra costuma ficar tão plástica como plasticina. Esta zona chega até uma profundidade de 440 km e é designada como astenosfera, „a esfera não dura“. O manto superior da terra é constituído de silicatos como olivina, piroxena e granada.

Manto terrestre litosférico (0 a 200 km de profundidade, no modelo 2 mm mais espesso, margem amarela):

A zona superior do manto da terra é novamente sólida e, em conjunto com a crosta, forma a litosfera. Esta está distribuída, em toda a superfície do globo, por sete placas grandes e diversas placas mais pequenas. As placas estão em constante movimento (deslocamento continental)

Descontinuidade de Mohorovičić ou Moho:

A uma profundidade de 10 a 80 km a velocidade das ondas sísmicas se altera repentinamente. Nesta discordância, descobriu-se a fronteira entre a crosta terrestre e o manto e foi chamada Descontinuidade de Mohorovičić, segundo o seu descobridor.

Crosta (7-70 km, no modelo 1 mm de espessura, traço castanho escuro):

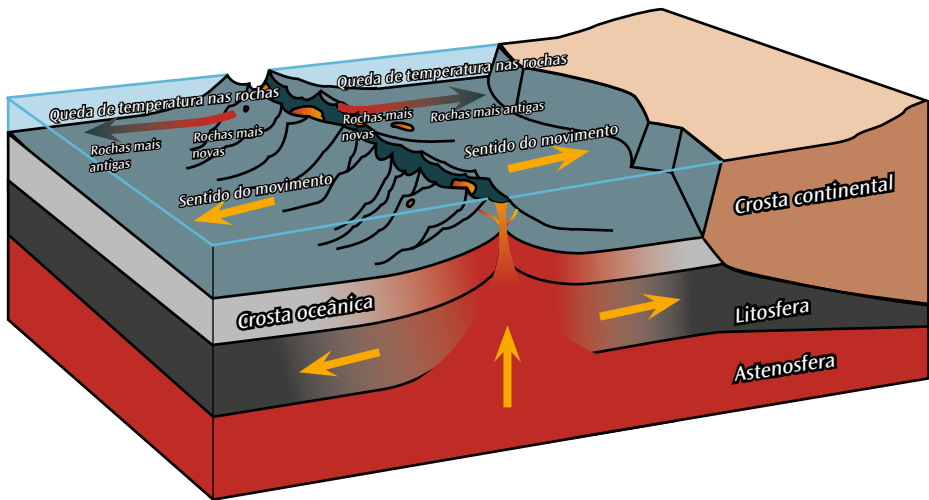
O globo é coberto por uma dura crosta. Em comparação com o resto do raio da terra, a sua espessura pode ser comparada à casca de uma maçã. Abaixo dos oceanos, tem uma espessura de apenas 7-10 km e consiste em minerais escuros e feldspato. A crosta continental tem em média 40 km e consiste em rochas de granito de densidade mais reduzida. Nas áreas de maiores montanhas como os Andes ou o Himalaia pode chegar a ter uma espessura de 70 km.

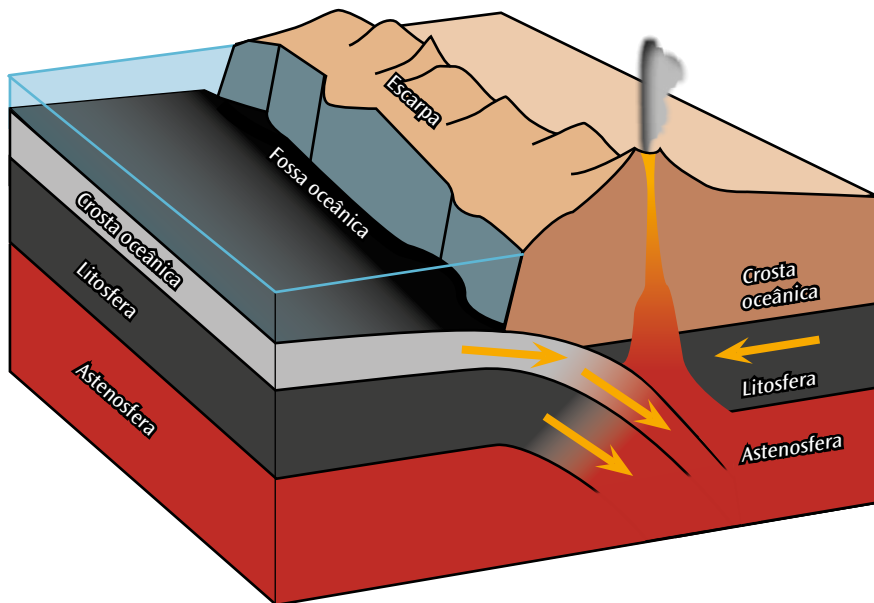
Tectônica das placas

Segundo a teoria da tectônica das placas, a litosfera consiste em cerca de uma dúzia de placas sólidas que se movem ao encontro umas das outras. São criadas, assim, 3 formas de limites de placas: limites divergentes, limites convergentes e limites transformantes. No modelo, são representados dois cenários de limites de placas.

Spreading zone (direita):

Aqui, os fluxos de calor ascendentes do manto afastam as placas. Onde as placas se separam, a pedra derrete devido à decompressão e a fissura é preenchida. Este processo está sempre se repetindo. Os locais de afastamento são chamados de zonas de Spreading. São facilmente reconhecidas pela atividade vulcânica intensiva e os terremotos constantes. Geralmente as zonas de spreading encontram-se por baixo do mar, como dorsais meso-oceânicas. Na Islândia e no sistema de falhas tectônicas da África ocidental, este limite das placas ocorre em terra. A zona de spreading representada no modelo encontra-se no Pacífico, onde a placa do Pacífico e a placa de Nazca se afastam anualmente em 17 cm.





Zona de subdução (esquerda):

Aqui, a placa oceânica se enterra por baixo de outra placa oceânica ou por baixo de uma placa continental. Isto forma inicialmente uma fossa oceânica, que pode ser parcialmente preenchida por sedimentos do continente ou das ilhas. A alguns quilômetros de profundidade, a placa que está afundando é novamente derretida na sua superfície. A magma sobe e forma uma cinta magmática com os vulcões ativos.

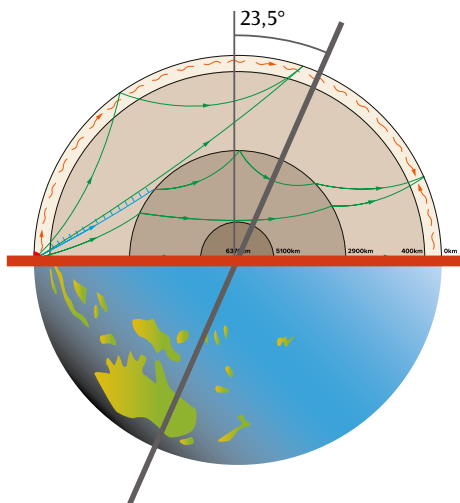
Lo studio della Terra

Lo studio della Terra e delle sue complesse dinamiche è compito dei ricercatori nel campo delle geoscienze. Ciò che sappiamo della struttura e della conformazione delle profondità del nostro pianeta lo dobbiamo alle analisi condotte da geologi e geofisici con i metodi più disparati. Le onde sismiche ne rivelano la struttura interna a strati, mentre gli esperimenti con le onde d'urto offrono indizi sulla sua composizione chimica. Oltre alla sismologia, sono disponibili altri dati geofisici che ci consentono di comprendere come la Terra sia strutturata al suo interno. Importanti informazioni ci vengono infatti fornite dalla misurazione della forza di gravità (gravimetria) e dal campo magnetico terrestre.



La forma della Terra:

la Terra ha un diametro di circa 12.750 km. Non è però esattamente sferica, bensì appiattita in corrispondenza dei poli. Ciò è dovuto alla sua rotazione che produce una forza centrifuga il cui valore massimo si registra all'Equatore. In questo punto, la velocità di rotazione relativa è pari a circa 1.600 km/h, mentre ai poli è nulla. Di conseguenza si produce una deformazione: il diametro all'Equatore è 43 km più lungo rispetto a quello che unisce polo Nord e Sud. Grazie ai satelliti è stato inoltre possibile stabilire che, in aggiunta, ci sono irregolarità locali che fanno apparire la forma del nostro pianeta simile a quella di una patata. Tali differenze sono dovute a distribuzioni irregolari di densità e massa all'interno del pianeta, per cui l'influenza esercitata dal campo gravitazionale causa deformazioni che vanno da -110 m nell'Oceano Indiano a +90 m nel Sud-est asiatico.

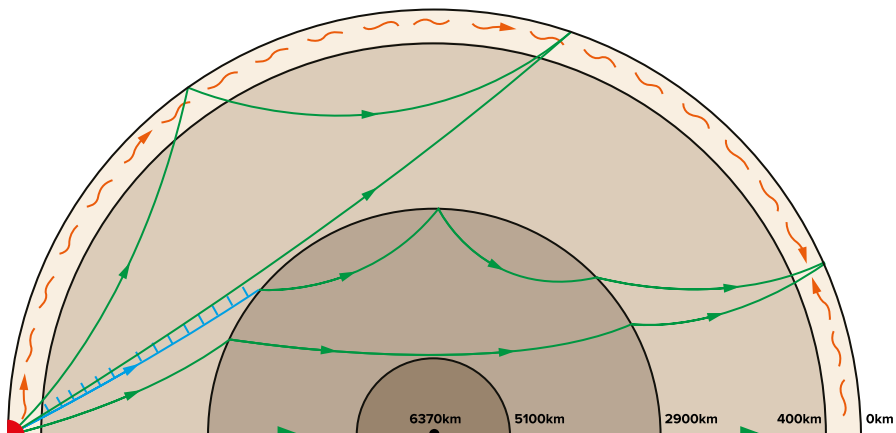


Asse terrestre:

l'asse di rotazione della Terra congiunge il polo Nord al polo Sud. Rispetto al piano su cui la Terra ruota intorno al Sole, l'asse è inclinato di poco più di 23° , proprio come nel nostro modello.

Lo studio dell'interno della Terra con le onde sismiche:

poiché anche con le più profonde trivellazioni (che raggiungono i 10.000 m) geologi e geofisici riescono solo a “raschiare” la crosta terrestre, sono costretti ad analizzare la struttura interna in modo indiretto per mezzo di osservazioni geofisiche. La soluzione in questo senso è offerta dalle onde sismiche prodotte dai terremoti. Esistono due tipi di onde: di compressione o longitudinali e di taglio o trasversali. Esse si propagano allo stesso modo delle onde sonore, e nel loro percorso vengono deviate a causa delle diverse densità o riflesse in corrispondenza di accentuate discontinuità. Le stazioni sismiche presenti in tutto il mondo ne misurano i tempi di arrivo, e combinando tali dati è possibile formulare ipotesi sulla struttura terrestre. Le onde di taglio consentono di distinguere tra zone liquide e solide, poiché i liquidi trasmettono solo le onde di compressione. I dati mostrano chiaramente, per esempio, che il nucleo esterno deve essere liquido.



Il nostro modello mostra sei possibili percorsi delle onde sismiche a partire dall'epicentro (punto rosso). Se la Terra fosse completamente omogenea, le onde la attraverserebbero in linea retta. In realtà, essa è costituita da vari strati caratterizzati da materiali e temperature diversi, all'interno dei quali le onde di compressione (P) e di taglio (S) si propagano a velocità differenti. Le onde vengono rifratte, curvate o riflesse.

(1) L'onda più in basso incontra perpendicolarmente gli strati interni e attraversa la Terra in via rettilinea. Il percorso da un'estremità all'altra richiede 20 minuti.

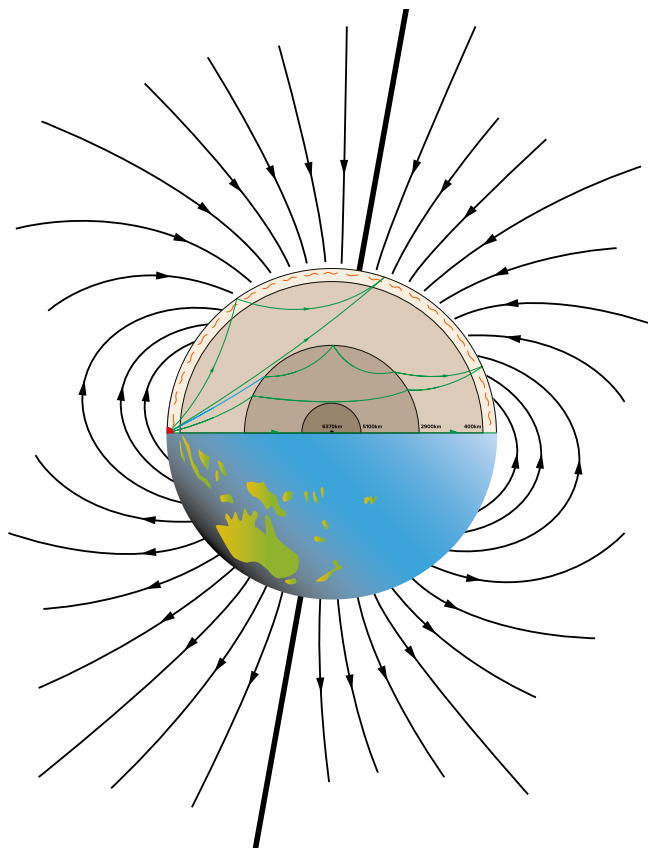
(2) Sopra di essa è presente un raggio che viene rifratto verso il basso all'ingresso nel nucleo, lambisce il nucleo interno e viene nuovamente rifratto all'uscita, nel momento in cui penetra nel mantello. A causa di questa doppia deviazione, l'onda si manifesta molto più in basso (a sud) rispetto a quanto ci si aspetterebbe considerata la posizione dell'epicentro.

(3) Anche questo raggio viene rifratto al confine tra nucleo e mantello, viene poi riflesso più avanti nel suo percorso e ancora una volta rifratto all'uscita, per cui si manifesta in superficie nello stesso punto dell'onda (2), ma arriva successivamente. L'onda di taglio (tratteggiata in blu) termina nel nucleo terrestre, poiché esso è liquido.

(4) Queste onde P e S superano il nucleo terrestre in linea retta e fuoriescono con un'angolazione di 105° , in corrispondenza della quale inizia per entrambe una zona d'ombra. Questo perché le onde S non possono penetrare il nucleo liquido e le onde P vengono rifratte verso il basso (vedere 2). La zona d'ombra delle onde di compressione termina a circa 140° (punti 2/3).

(5) Questo raggio di un'onda di compressione viene curvato in modo da raggiungere la superficie terrestre dopo 9 minuti, dopodiché viene parzialmente riflesso per tornare nuovamente in superficie a un'angolazione di 105° rispetto al focolo.

(6) La linea rossa rappresenta le onde superficiali che percorrono la Terra. Nel punto di uscita (3/4) due di esse si incontrano. Esse presentano durate diverse, poiché le onde che giungono "da sotto" hanno percorso un tragitto più lungo. Inoltre, le onde di compressione si propagano più velocemente di quelle di taglio. Nel nostro modello, le onde P si manifesterebbero circa 20 minuti prima delle onde S. Confrontando i sismogrammi e le differenze di durata di più stazioni sismiche, è possibile stabilire facilmente la posizione geografica dell'epicentro. Nella tomografia sismica vengono invece utilizzate le durate di un gran numero di terremoti per creare immagini tridimensionali della struttura interna della Terra.



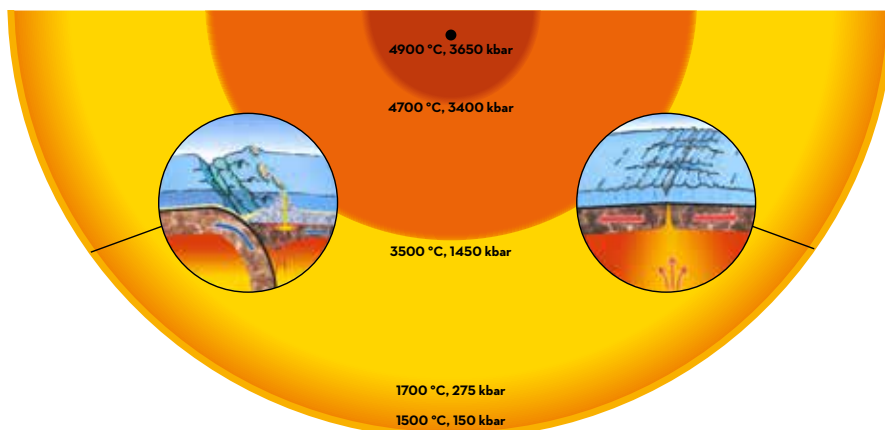
Campo geomagnetico:

la Terra è circondata da un campo magnetico che nella sua struttura assomiglia a quello di una grossa calamita a barra. Quindi, oltre ai poli geografici esistono anche due poli magnetici. Essi però non corrispondono: il polo sud magnetico si trova al momento 5° a sud del polo nord e negli ultimi 200 anni si è spostato di oltre 1000 km verso nord, dal Canada settentrionale al mar Glaciale Artico.

Nel nostro modello, le linee del campo seguono un percorso ad arco, benché ciò in natura valga solo alla superficie terrestre. Nella ionosfera, a partire da 80 km di altitudine (che sul nostro modello corrispondono a meno di 2 mm), le linee vengono fortemente distorte dal vento solare. Sul lato in cui è giorno vengono spinte e compresse verso la Terra, sul lato in cui è notte vengono invece attratte verso lo spazio.

Non è del tutto chiaro come si formi il campo magnetico. In ogni caso, benché come detto abbia effetti simili, non esiste alcuna grossa calamita inserita nella Terra ma, piuttosto, il campo magnetico viene continuamente ricreato nel nucleo terrestre come in una dinamo. All'interno del nucleo ferroso esterno, a circa 3000 km di profondità, è presente un flusso di calore verso il mantello roccioso, che mette in moto il ferro liquido, proprio come l'acqua in una pentola riscaldata. Questi flussi elicoidali del ferro elettricamente conduttore generano corrente e, di conseguenza, il campo magnetico.

Molti indizi portano a concludere che questa dinamo sia in funzione da almeno 3,5 miliardi di anni, anche se non in modo regolare. La polarità del campo geomagnetico deve quindi essersi invertita centinaia, se non migliaia di volte, probabilmente come reazione alla natura caotica di queste correnti nel nucleo.



Strati della Terra

Struttura del nucleo terrestre (diametro 7000 km):

il nucleo è separato dal mantello da un confine preciso, denominato “discontinuità di Gutenberg”, situato a una profondità di 2900 km. In questo punto la velocità delle onde sismiche muta improvvisamente, fenomeno spiegabile solo con un enorme cambiamento in fatto di consistenza, densità e temperatura. Oggigiorno gli scienziati ritengono che il nucleo interno sia composto da una lega di ferro-nichel allo stato solido, mentre il nucleo esterno è composto dagli stessi elementi, ma allo stato liquido. Secondo i calcoli più recenti, nel nucleo interno si registrano temperature pari a circa 4900 °C per una pressione di 3650 kbar. Il nucleo esterno, spesso quasi il doppio di quello interno, è solo leggermente più freddo, con una temperatura di 4700 °C e una pressione di 3400 kbar.

Mesosfera (mantello inferiore, 670-2900 km):

il mantello inferiore è composto da minerali ad alta pressione come la perovskite, la stishovite e lo spinello. Le sue caratteristiche sismiche lasciano dedurre che sia perlopiù solido, nonostante una temperatura che varia da 1500 °C a 3500 °C. A causa delle costanti emissioni di calore provenienti dal nucleo, nel mantello si formano correnti termiche che si presume siano la causa scatenante del movimento delle placche.

Astenosfera (mantello superiore, spessore 270-400 km, arancione):

oltre una profondità di 100 km, le rocce sono prevalentemente plastiche, come argilla. Questa zona raggiunge una profondità di 440 km e viene chiamata astenosfera, ossia “la sfera non dura”. Il mantello superiore è composto da silicati come olivina, pirosseno e granato.

Mantello litosferico (profondità 0-200 km, nel modello la striscia gialla spessa 2 mm):

la zona superiore del mantello è nuovamente solida e forma con la crosta la litosfera. Essa copre tutto il globo ed è suddivisa in sette placche grandi e altre più piccole. Le placche sono costantemente in movimento le une contro le altre (deriva dei continenti).

Discontinuità di Mohorovičić o Moho:

a una profondità di 10-80 km, la velocità delle onde sismiche aumenta improvvisamente. Tale discordanza è dovuta alla presenza di un confine tra crosta terrestre e mantello denominata “discontinuità di Mohorovičić”, dal nome del suo scopritore.

Crosta (spessore 7-70 km, nel modello la striscia marrone scuro spessa 1 mm):

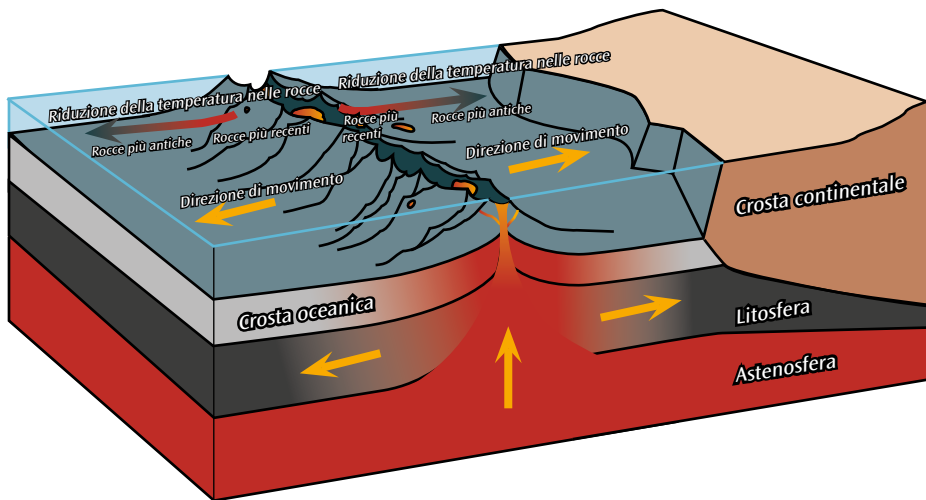
il globo è ricoperto da una crosta dura, che in confronto al raggio totale della Terra è spessa quanto la buccia di una mela. Sotto gli oceani è spessa solo 7-10 km ed è composta da minerali scuri e feldspato. La crosta continentale è spessa in media 40 km ed è costituita da rocce granitiche di densità ridotta, mentre nelle zone di alta montagna, come le Ande o l'Himalaya, può raggiungere uno spessore di 70 km.

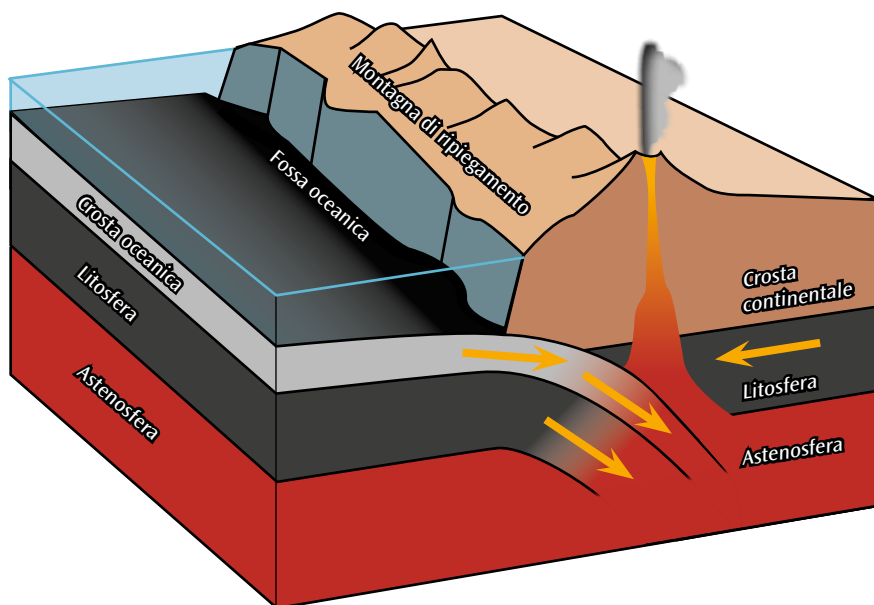
Tettonica delle placche

Secondo la teoria della tettonica delle placche, la litosfera è costituita da circa una dozzina di placche rigide che si muovono le une contro le altre. Da ciò risultano tre tipi di confini tra le placche: i margini divergenti, i margini convergenti e i margini conservativi o trasformati. Il modello illustra due scenari relativi a tali confini.

Zona di espansione (destra):

in questo caso, le correnti termiche che risalgono dal nucleo terrestre allontanano le placche le une dalle altre. Nei punti in cui si separano, le rocce si fondono a causa della decompressione e riempiono la fenditura. Si tratta di un fenomeno ricorrente e le aree in cui le placche si allontanano vengono denominate dai geologi "zone di espansione". Esse sono facilmente riconoscibili a causa dell'intensa attività vulcanica e dei frequenti terremoti. La maggior parte delle zone di espansione si trova in fondo al mare, lungo la dorsale medio-atlantica, mentre in Islanda e nella Rift Valley tale margine emerge sulla terraferma. La zona di espansione rappresentata nel modello si trova nell'Oceano Pacifico, dove la placca pacifica e quella di Nazca si allontanano ogni anno di 17 cm.





Zona di subduzione (sinistra):

in questo caso, una placca oceanica scivola sotto un'altra placca oceanica o sotto una placca continentale. Ciò dà origine a una fossa oceanica, che si può parzialmente riempire di sedimenti della terraferma o di un arco vulcanico. A una profondità di un centinaio di chilometri, la superficie della placca subducente viene fusa, facendo sì che il magma risalga e crei condotti magmatici che alimentano vulcani attivi.

Technische Änderungen vorbehalten.
Subject to technical amendments.

© Copyright 2015 3B Scientific GmbH, Germany