

## Quincena 5

## 2ª Avaliación

### Unidade 6

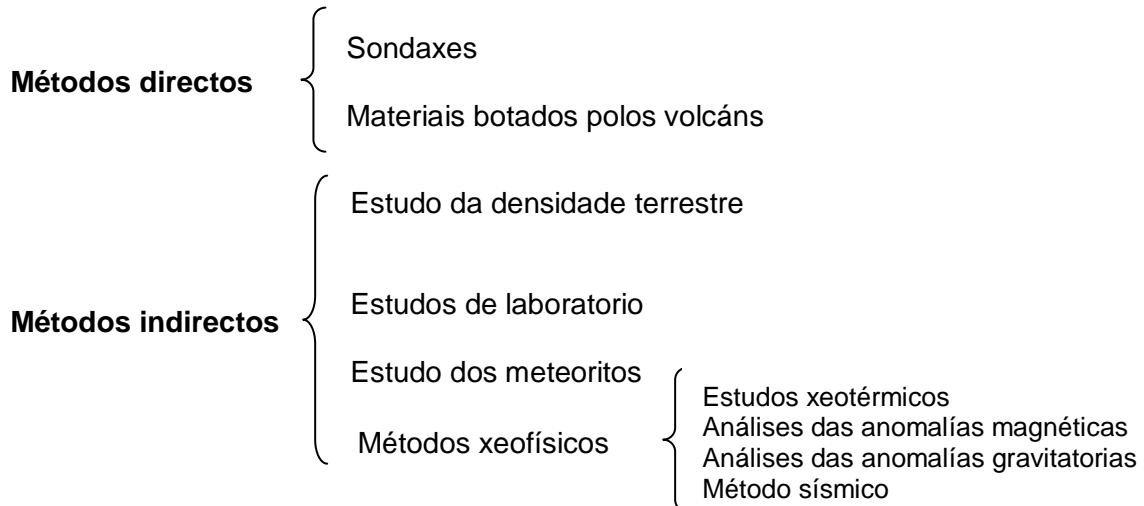
### A TERRA COMO SISTEMA

*Fai “click” enriba do apartado ao que queiras dirixirte*

<b>1. MÉTODOS DE ESTUDO E PRINCIPIOS BÁSICOS DA XEOLOXÍA.....</b>	<b>2</b>
1.1.Sondaxes.....	2
1.2. Estudo de materiais botados polos volcáns .....	3
1.3. Estudo da densidade da Terra.....	3
1.4. Estudos experimentais de laboratorio .....	3
1.5. Estudo dos meteoritos .....	3
1.6. Estudos xeotérmicos .....	4
1.7. Estudo das anomalías magnéticas .....	4
1.8. Estudo das anomalías gravitatorias .....	5
1.9. Método sísmico .....	6
1.9.1. Ondas de volume.....	6
1.9.2. Ondas de superficie .....	7
<b>2. ESTRUCTURA E COMPOSICIÓN DA TERRA .....</b>	<b>7</b>
2.1. Codia.....	8
2.1.1. Codia oceánica .....	8
2.1.2. Codia continental .....	9
2.2. Manto .....	10
2.2.1. Manto superior.....	11
2.2.2. Manto inferior.....	11
2.3. Núcleo.....	11
2.3.1. Núcleo externo.....	12
2.3.2. Núcleo interno.....	12
<b>3. EVOLUCIÓN HISTÓRICA DO COÑECEMENTO XEOLÓXICO.....</b>	<b>12</b>
3.1. O Actualismo: un principio básico de interpretación e de predición .....	13
3.2. As ideas sobre a dinámica terrestre ata 1960.....	13
3.3. A Teoría da Mobilidade Continental.....	13
3.4. Novas sospeitas sobre a mobilidade continental. ....	14
<b>4. O MOVEMENTO DAS PLACAS LITOSFÉRICAS .....</b>	<b>16</b>
4.1. A evolución das placas: O ciclo de Wilson.....	16
4.1.1. Os movementos diverxentes (que se corresponderían coa fragmentación de Panxea, segundo a teoría de Wegener).....	16
4.1.2. A converxencia de placas (na que se reconstruiría unha nova Panxea): A subducción e a colisión continental .....	19
4.2. As zonas de falla transformante.....	21

## 1. MÉTODOS DE ESTUDO E PRINCIPIOS BÁSICOS DA XEOLOXÍA

Podemos acceder ao coñecemento dos materiais xeolóxicos que existen no interior do noso planeta a través de *métodos de observación directa* e *métodos indirectos* (que permiten deducir a composición e propiedades destes materiais profundos a partir doutros datos).



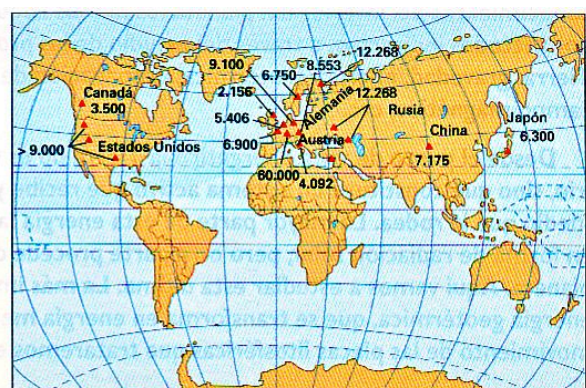
Nos seguintes puntos procederemos a facer unha análise superficial de cada un destes métodos, con especial incidencia sobre o método sísmico, por ser este o que achega os datos máis valiosos e significativos no campo de estudo que nos ocupa.

### 1.1.Sondaxes

Os datos que proporcionan, aínda que moi importantes noutros ámbitos de investigación, realmente son pouco significativos no estudo do interior terrestre, xa que non afectan máis que aos quilómetros máis superficiais (máxima profundidade conseguida de 13 km) e, en calquera caso, unicamente mostraron rochas de tipo comparable coas que afloran en superficie.



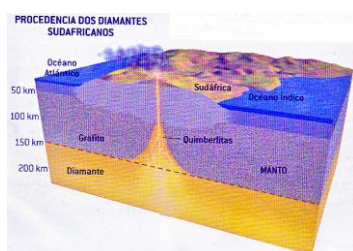
(a)



(b)

Localización dalgunhas sondaxes de perforación no fondo oceánico e na codia continental, realizadas para a investigación do interior da Terra: (a) Sondaxes no fondo oceánico realizadas polo "Glomar Challenger" entre 1968 e 1983. (b) Sondaxes na codia continental, con indicación da súa profundidade.

## 1.2. Estudo de materiais botados polos volcáns



Os volcáns expulsan materiais, en forma de lavas ou inclusións, que se poden formar a certa profundidade no subsolo (da orde de decenas de km.). A análise petrolóxica das mostras obtidas pódenos dar unha idea da composición química das rexións profundas onde se orixinaron estes magmas; pero ten importantes limitacións que fan que estes datos sexan relativamente pouco significativos.

## 1.3. Estudo da densidade da Terra

Para calcular a densidade dun corpo é necesario coñecer a súa masa e o seu volume. O volume da Terra pódese coñecer hoxe con moita precisión a partir de medidas xeodésicas. A masa tamén pode ser calculada matematicamente despegándoa a partir da fórmula da aceleración da gravidade (g):

$$M_T = g \cdot R^2 / K$$

sendo

$M_T$  = masa da Terra

$g$  = aceleración da gravidade

$R$  = radio da Terra

$K$  = constante de gravitación

Medicións moi exactas levadas a cabo modernamente botan un valor de **5,52 g/cm<sup>3</sup>**. Unha conclusión que salta á vista é que a densidade media da Terra resulta máis alta que a das rochas superficiais ás que temos acceso de modo directo (granito, 2,7; basalto, 3; peridotita, 3,3). Hai que admitir que *no interior* debe de haber *materiais e rochas de moita maior densidade* que os materiais e rochas superficiais.

## 1.4. Estudos experimentais de laboratorio

Referímonos neste apartado, dun modo especial, aos experimentos sobre o comportamento dos materiais xeolóxicos en condicións de altas presións e temperaturas, comparables ás existentes a centenaes e mesmo miles de km de profundidade. O seu obxectivo é proporcionar datos sobre os cambios de densidade, estado físico ou composición mineralóxica de materiais xeolóxicos nestas condicións, que poidan ser comparados cos datos obtidos da investigación sísmica ou por outros métodos.

## 1.5. Estudo dos meteoritos



Condrita.

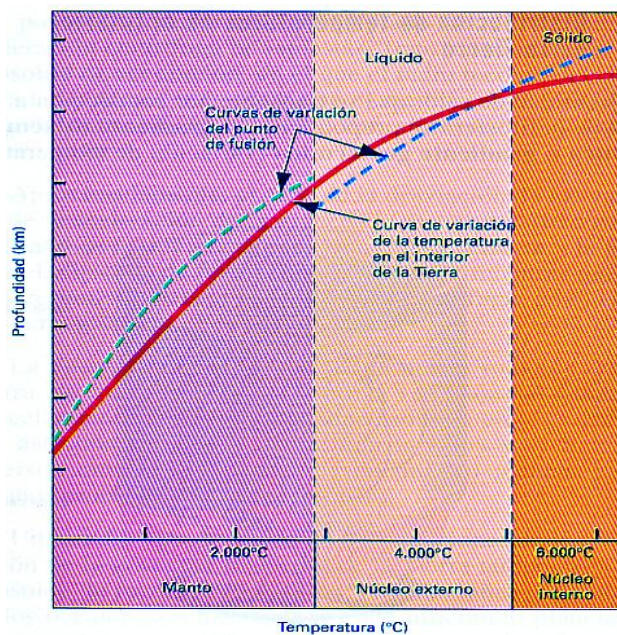
Tanto os meteoritos como a Terra fórmanse a partir da mesma nebulosa e, máis ou menos, á mesma distancia do seu centro; polo tanto, as súas composicións deben ser semellantes. Así, a composición nun 98% dunha aliaxe de ferro e níquel dun tipo destes meteoritos, os sideritos, faise coincidir coa do núcleo terrestre, mentres que a das condritas (olivina e piroxeno), pénsase que é similar á do manto.



Siderito.



## 1.6. Estudos xeotérmicos



Variación estimada da temperatura coa profundidade e curva aproximada do punto de fusión das rochas. Este modelo é coherente cun manto e un núcleo interno sólido e cun núcleo externo líquido.

Denomínase *gradiente xeotérmico* ao incremento de temperatura que se experimenta a medida que aumenta a profundidade no subsolo; este gradiente, medible en pozos, minas e sondaxes, presenta un valor medio de arredor de 3 °C cada 100 metros en grandes extensións da codia terrestre.

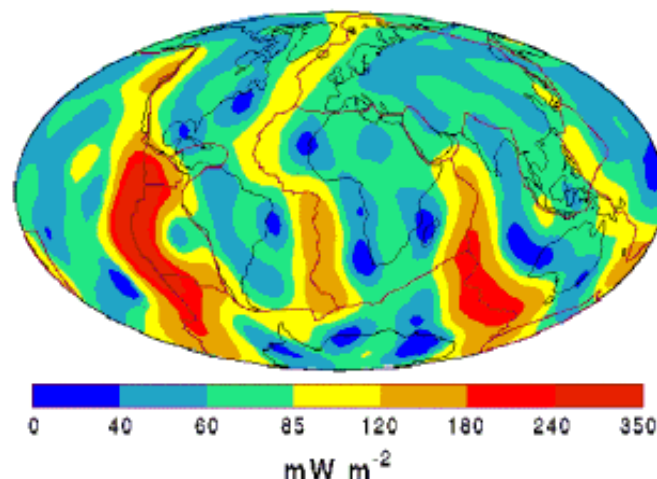
A existencia deste gradiente xeotérmico testemuña o feito de que a Terra ten fontes internas de enerxía calorífica, a natureza da cal foi, e segue sendo, obxecto de intensos debates.

Dúas teorías principais compiten en explicar a orixe da calor interna do noso planeta:

a) Algúns pensan que podería proceder da primitiva calor terrestre (*calor residual de formación*), que se iría perdendo aínda paulatinamente dunha forma cada vez máis lenta.

b) Para outros, a orixe desta enerxía habería que buscala principalmente na *descomposición de isótopos radioactivos* existentes en capas profundas da Terra.

O máis probable é que ambos os dous fenómenos colaboren na xeración da calor interna do planeta, sendo neste caso a principal incerteza en qué proporción o fai cada un deles.

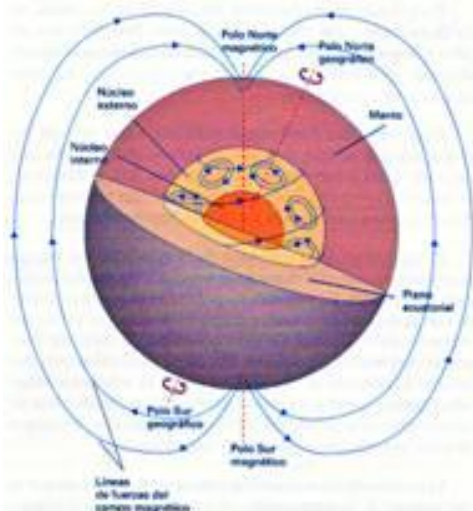


Cartografía do Fluxo Térmico medio na superficie terrestre. Algunhas das zonas máis quentes coinciden coas dorsais oceánicas.

## 1.7. Estudo das anomalías magnéticas

A Terra xera un campo magnético no seu ámbito que pode considerarse como dipolar, é dicir, o noso planeta compórtase como un xigantesco imán, caracterizado por un polo N e un polo S magnéticos, as posicións dos cales, non coinciden exactamente coas do polo N e polo S xeográficos (que son os extremos do eixe de rotación da Terra). A liña que une os polos N e S magnéticos é o *eixe magnético*. As posicións destes polos non foron

fixas ao longo da historia xeolóxica do planeta, oscilando centos de quilómetros entre posicións extremas; ademais, hoxe sabemos que a polaridade N-S do campo magnético terrestre experimentou inversións periódicas (*inversións magnéticas*).



Orixe do campo magnético terrestre producido supostamente por correntes de convección no núcleo externo (de natureza líquida). Obsérvase tamén a existencia dun campo magnético en forma de anel en torno ao núcleo.

A medida precisa do campo magnético terrestre realízase con *magnetómetros*, e a partir destas medidas poden elaborarse mapas xeomagnéticos. A comparación entre estes datos e os valores teóricos do campo magnético (que poden calcularse matematicamente para cada punto da superficie terrestre) permite detectar *anomalías magnéticas*. Defínese como anomalía magnética a diferenza comprobada entre o magnetismo teórico e o observado nun punto.

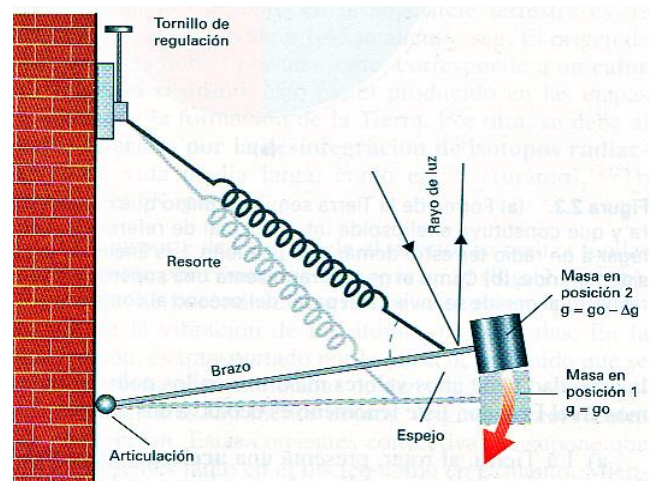
A análise das anomalías magnéticas pode subministrar moitos datos referentes á composición mineralóxica do subsolo. O seu interese maior reside na prospección de xacementos minerais ricos en elementos metálicos, e moi especialmente na prospección de xacementos de ferro.

Polo demais, este método só subministra datos de zonas superficiais do planeta, polo que o seu interese, de cara a establecer un modelo da estrutura e composición global da Terra, é limitado.

## 1.8. Estudo das anomalías gravitatorias

O campo gravitatorio terrestre exprésase por unha forza que produce na superficie unha aceleración media de  $9,78 \text{ m/s}^2$ . Este valor experimenta importantes variacións locais, debidas principalmente a diferenzas na distancia ao centro da Terra ou na cantidade de masa e densidade ata o devandito centro.

A medida da aceleración da gravidade ( $g$ ) realízase na práctica por medio do instrumento denominado *gravímetro*, que consegue detectar diferenzas de gravidade inferiores a  $10^{-7} \text{ m/s}^2$ . A diferenza comprobada entre o valor teórico de  $g$  e o valor obtido nun punto da superficie terrestre denomínase *anomalía gravitatoria*.



Fundamento do funcionamento dun gravímetro dun muelle, que consiste en cuantificar o desprazamento da masa producido pola variación da aceleración da gravidade ( $g$ ).

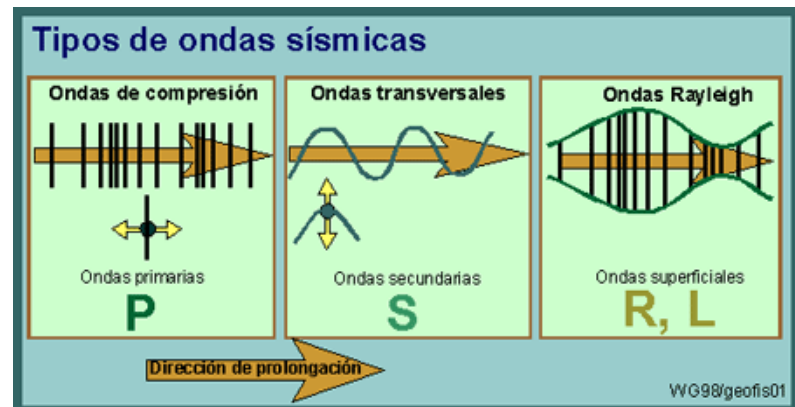
Este estudo revelouose moi fecundo, especialmente no estudo da estrutura das capas máis externas do planeta. Así, está hoxe ben contrastada a existencia de *anomalías*

*gravitatorias positivas* (valores de  $g$  superiores ao medio) nos fondos oceánicos, e de *anomalías gravitatorias negativas* (valores de  $g$  inferiores ao medio) nas zonas continentais e moi especialmente nas grandes cordilleiras montañosas. Iso leva necesariamente a postular a existencia de materiais de maior densidade baixo os fondos oceánicos e de materiais máis lixeiros baixo as cordilleiras montañosas.

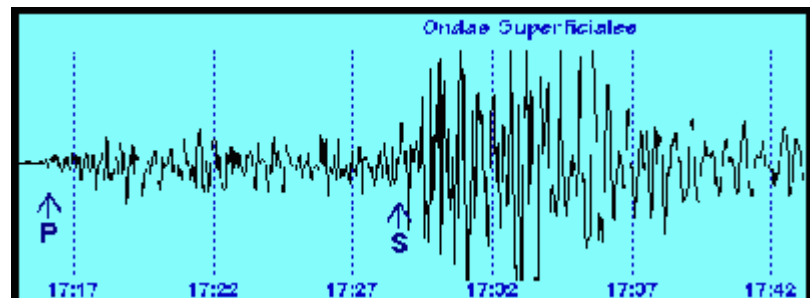
### 1.9. Método sísmico

Os terremotos son vibracións que atravesan as rochas cando estas se fracturan e se propagan en forma de ondas. Segundo se propaguen, polo interior da rocha ou na superficie, denomínanse:

Nas ondas *P* a vibración prodúcese na dirección de propagación (como nun resorte estirado que soltamos de golpe). Nas ondas *S* a vibración prodúcese en sentido transversal á propagación (como nun resorte estirado que golpeamos lateralmente). As ondas *R* e *L*, fórmanse na interfase de dous medios diferentes (como as que se forman na auga onde cae unha pedra).



Obsérvese no sismograma que as ondas *P* son as primeiras que se rexistran, xa que viaxan a maior velocidade. As ondas *S* son as segundas en chegar. Por último rexístranse as vibracións máis grandes das ondas superficiais.



#### 1.9.1. Ondas de volume

As distintas rochas son atravesadas de diferente xeito segundo a súa natureza e estado. As vibracións transmítense formando fronteas esféricas de ondas que dan lugar a ondas de volume. Estas poden ser de dous tipos:

<p><b>* Ondas P</b> (primarias): son as máis rápidas e as que chegan antes. A vibración prodúcese no sentido de avance da onda.</p>	<p>A súa velocidade vén dada pola seguinte expresión:</p> $v_p = \sqrt{\frac{k + 4/3 \cdot \mu}{d}}$ <p>Onde  <math>k</math> = incompresibilidade  <math>\mu</math> = rixidez  <math>d</math> = densidade</p>	<p><b>* Ondas S</b> (secundarias): son máis lentas, posto que a vibración prodúcese no sentido perpendicular á propagación da onda.</p>	<p>A súa velocidade vén dada pola seguinte expresión:</p> $v_s = \sqrt{\frac{\mu}{d}}$ <p>Onde  <math>\mu</math> = rixidez  <math>d</math> = densidade</p>
---	---	---	--



A velocidade destas ondas é maior canto menor é a densidade da rocha (inversamente proporcional) e, maior canto máis ríxida (directamente proporcional). Ademais, as ondas P pódense transmitir en fluídos (rixidez = 0) pois a súa velocidade depende tamén da incompresibilidade, mentres que as ondas S en ningún caso poden atravesar fluídos.

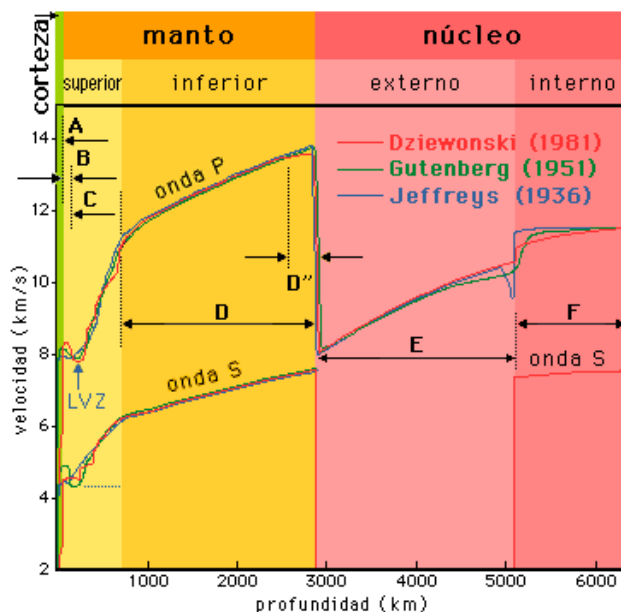
### 1.9.2. Ondas de superficie

Cando as ondas P y S chegan á superficie orixínanse ondas superficiais (R y L) moi similares ás que se forman na superficie da auga dun recipiente ao que lle golpeamos un lateral. Os danos causados polos terremotos e os maremotos son consecuencia destas ondas de baixa frecuencia e gran lonxitude de onda. Desde o punto de vista da estrutura do interior da Terra non aportan información.



## 2. ESTRUCTURA E COMPOSICIÓN DA TERRA

Ao analizar os datos da velocidade das ondas P e S que atravesan o interior da Terra obtívose a seguinte gráfica:



Velocidade de transmisión das ondas sísmicas P e S polo interior da Terra, segundo diferentes autores.

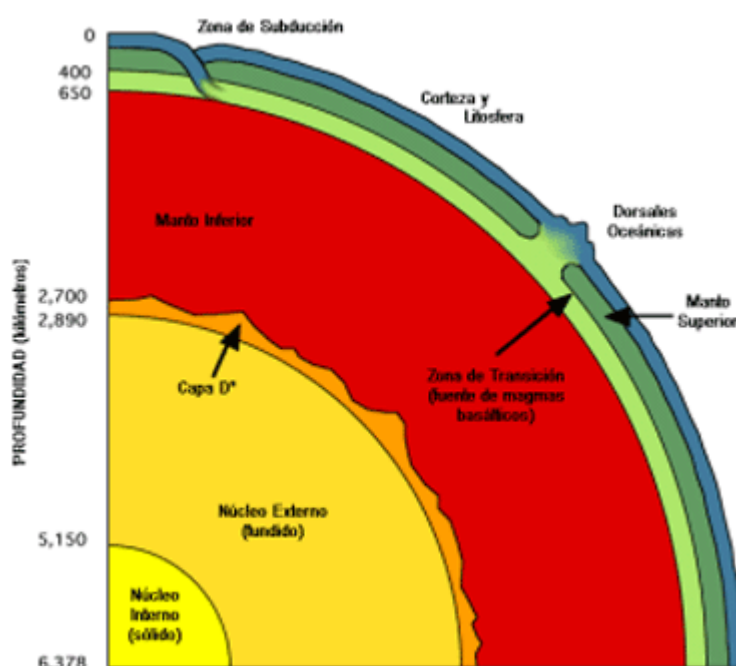
Tendo en conta os cambios bruscos na velocidade das ondas establécense dúas discontinuidades, unha máis superficial, denominada *descontinuidade de Mohorovicic*, que supón un grande aumento na velocidade das ondas e, outra aos 2.900 km, denominada *descontinuidade de Gutenberg*, non atravesada polas ondas S e que fai diminuír a velocidade das ondas P. Así, segundo estes cambios de velocidade, establécense unha serie de niveis: **Cordia** (A), **Manto** (B+C+D) e **Núcleo** (E+F), separados os dous primeiros pola descontinuidade de Mohorovicic, e os dous últimos pola de Gutenberg.

Dentro do manto realízanse máis divisións atendendo ao incremento na velocidade das ondas sísmicas (*manto superior e inferior*), e no núcleo diferéncianse: *Núcleo externo* (fundido) e *interno* (sólido).

Dende o punto de vista da tectónica de placas utilízase tamén o termo **Litosfera** (A+B) para referirse á codia máis a parte do Manto superior, de profundidade variable e que se traslada solidariamente con ela.

#### E a Astenosfera?

Os últimos estudos demostran que a astenosfera non existe, posto que a zona de baixa velocidade non é universal e, ao parecer, as pequenas zonas onde atopa un Manto máis plástico, serían debidas a restos de antigas plumas.



Estrutura en capas da Terra establecida en base aos datos sísmicos.

## 2.1. Codia

É a capa máis superficial e a menos densa, cunha densidade media de  $2,7 \text{ g/cm}^3$  e unha profundidade media de 30 quilómetros. Presenta unha gran variabilidade, dende 5 km baixo os océanos, aos 70 km baixo as grandes cordilleiras. Aparentemente, é a máis

ESTRUTURA E PROPIEDADES DO INTERIOR DA TERRA				
Profundidade (km)	Niveis xeoquímicos		descontinuidade	densidade
---7 – 70---	CODIA		---Mohorovicic--	2,7 -3,0
670	MANTO	superior		500
		inferior		2000
---2900---	NÚCLEO	externo	---Gutenberg----	3000
---5100---				5000
6378		interno		6300
				6500

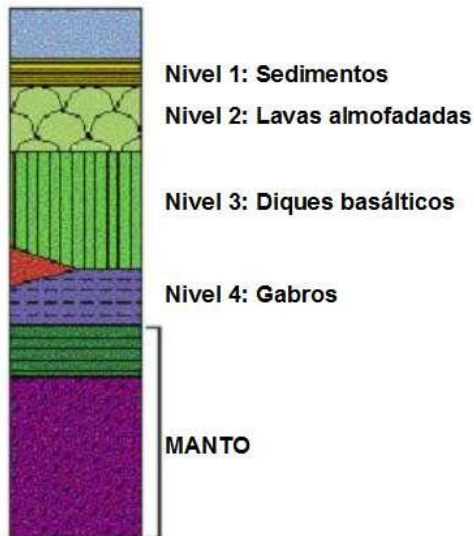
heteroxénea, talvez por ser a mellor coñecida. Dende o punto de vista composicional e xenético preséntanse dúas variedades ben definidas: *Codia oceánica* e *Codia continental*.

### 2.1.1. Codia oceánica

É máis densa e máis delgada que a codia continental, e mostra idades que, en ningún caso, superan os 180 millóns de anos. Atópase na súa maior parte baixo os



océanos e manifesta unha orixe volcánica. Fórmase continuamente nas dorsais oceánicas e, máis tarde, é recuberta por sedimentos mariños. Presenta unha estrutura en capas.



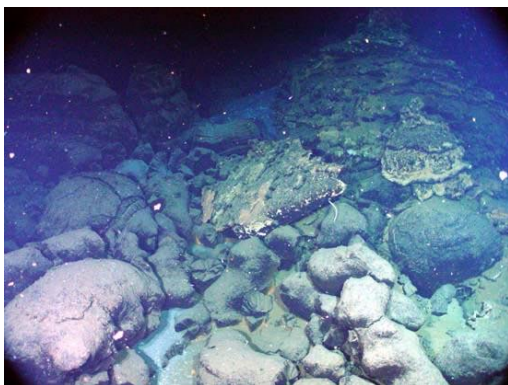
Esquema da estrutura vertical da codia oceánica.

**Nivel 1:** Capa de sedimentos. Desde un espesor moi variable, 1.300 metros de media, pero inexistente nas zonas de dorsal, ata espesores de 10 km nas zonas que bordean aos continentes.

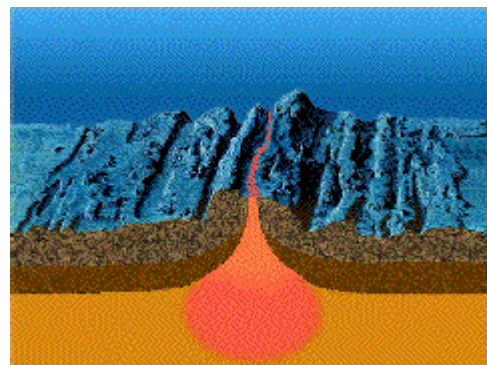
**Nivel 2:** Lavas almofadadas. Basaltos submarinos emitidos nas zonas de dorsal que, ao sufrir un rápido arrefriamento, ofrecen superficies lisas e semiesféricas.

**Nivel 3:** Diques Basálticos. Son de composición similar ás lavas almofadadas e están solidificados en forma de diques verticais. Cada dique ten un antigo conduto por onde se emitía a lava que formou o nivel anterior.

**Nivel 4:** Gabros. Representa material solidificado na cámara magmática existente baixo a zona de dorsal. Este material solidificado alimentou os dous niveis anteriores.



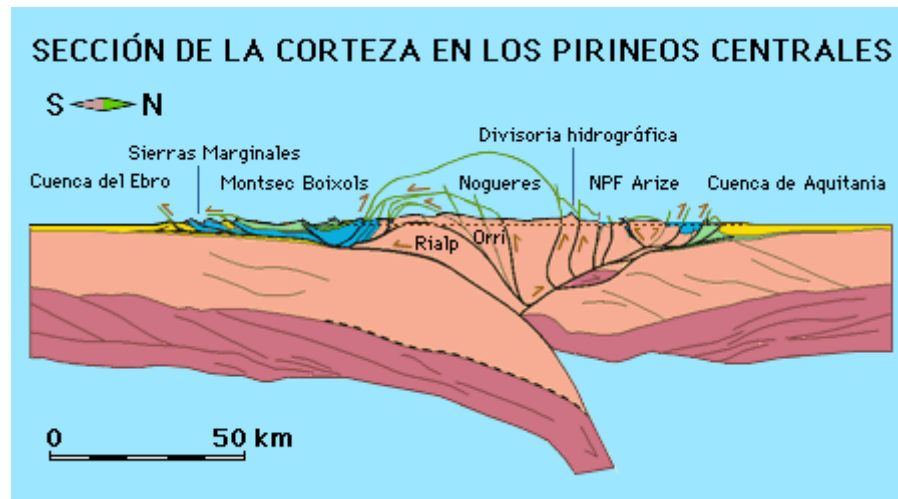
Lavas almofadadas no fondos da dorsal Atlántica.



Esquema da formación de codia oceánica nas dorsais, e expansión do fondo oceánico.

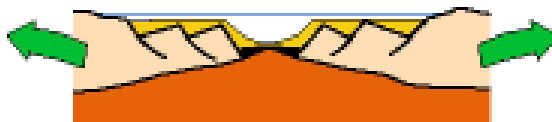
### 2.1.2. Codia continental

Menos densa e máis grossa que a codia oceánica. Atópase nas terras emerxidas e plataformas continentais. Mostra idades moito máis antigas que a codia oceánica, podendo atoparse rochas que se formaron hai 4000 millóns de anos. As rochas máis antigas tenden a presentarse no interior dos continentes e a ser rodeadas por outras máis modernas, sendo o aspecto desta codia un continuo parcheo de todo tipo de rochas. A codia continental, a diferenza da oceánica, non ofrece ningunha estrutura definida. A súa orixe está en sucesivos procesos de colisión continental. Na base da codia continental aparece un nivel máis plástico, causado pola deshidratación de certos minerais, o que unido á súa menor densidade, evita a súa posible subducción.

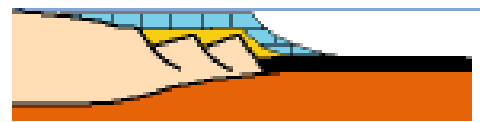


Nas zonas de colisión continental, como no caso dos Pirineos, hai un engrosamento da codia continental por superposición de escamas corticais separadas por superficies de cabalgamento. Ademais, unha das placas continentais (a adxacente á placa que subducía) pode quedar insertada baixo a outra.

Na interfase de ambos os dous tipos de codia, áchase a **Codia transicional** que se presenta como unha codia continental adelgazada por fallas normais. Aparecen, ademais, intercalacións de rochas volcánicas antes de chegar á codia oceánica. Maniféstase recuberta por sedimentos de plataforma continental. A súa orixe está no comezo do proceso de ruptura continental, correspondéndose cun dos laterais do antigo *val de Rift*. Debido á súa baixa actividade tectónica, fronte ás zonas de subducción, tamén recibe o nome de marxe continental pasiva.



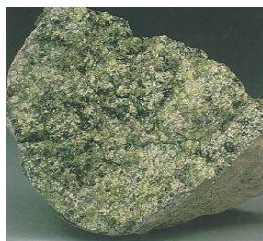
Proceso de "rifting" ou rotura continental pola presenza dun domo térmico. Fórmanse fallas normais que separan bloques basculados.



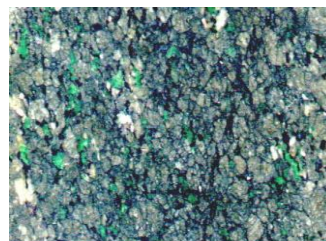
Marxe continental pasiva correspondente a un dos laterais dun antigo val de Rift. A codia transicional é a porción adelgazada pola extensión de fallas normais.

## 2.2. Manto

De maior densidade que a codia. Cara a 1.950, o obxectivo prioritario consistía na obtención de mostras directas do manto por medio de sondaxes, pero os métodos indirectos actuais cubriron grande parte dese obxectivo. En termos xerais, os cambios estruturais nos minerais que o compoñen fan que varíe de densidade e rixidez en profundidade, orixinándose dúas divisións:



Peridotita, mostra de man.



Peridotita á lupa

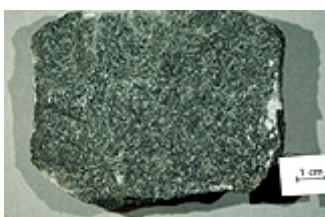


Peridotita ao microscopio petrográfico (luz polarizada)

### 2.2.1. Manto superior

A súa parte superior, xunto á codia, forma parte da litosfera. A aparición de rochas ultrabásicas na base dos complexos de ofiolitas (ver colisión continental), entre as que destacan as peridotitas, permitiu supoñer que estas rochas son as que se atopan baixo a codia, formando, polo menos, parte do manto superior. A súa composición é rica en silicatos magnésicos, os minerais típicos deste tipo de rocha son a olivina, os piroxenos, os granates e a espinela. (ver tema “Materia cristalina, minerais e cristais”).

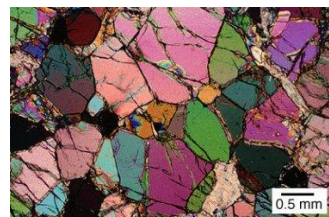
Poden existir zonas do manto con maior plasticidade debido a que certos minerais (granate e algúns piroxenos) das peridotitas se funden. Así, teríamos un manto no que, entre os seus minerais (olivina), circula certa cantidade de material fundido de composición basáltica. Este mineral pode ascender orixinando magmas e deixando unha rocha rica en olivina, a Dunita.



*Dunita, mostra de man*



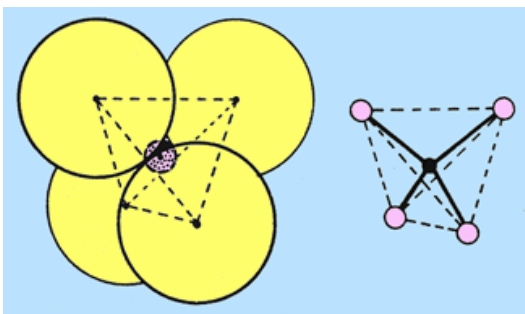
*Dunita á lupa*



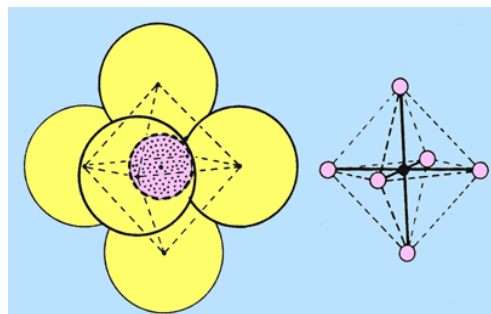
*Dunita ao microscopio petrográfico  
(luz polarizada)*

### 2.2.2. Manto inferior

Máis ríxido, de composición similar ao manto superior, presenta unha maior densidade debido a un maior empaquetamento nos minerais. Cada átomo de silicio está rodeado de seis átomos de osíxeno (coordinación octaédrica) en vez de catro (coordinación tetraédrica), por efecto das maiores presións existentes. Ademais, pode existir unha maior proporción de ferro fronte a magnesio nos minerais.



Coordinación tetraédrica na olivina: Cada átomo de silicio establece enlaces con catro átomos de osíxeno, que se dispoñen como nos vértices dun tetraedro.



Coordinación octaédrica na espiñela: Cada átomo de silicio establece enlaces con seis átomos de osíxeno, que se dispoñen como nos vértices dun octaedro. O resultado é unha estrutura máis densa, e estable a presións elevadas.

**Nivel “D”→ No límite do Manto co Núcleo establécese un nivel de transición que é a orixe das *Plumas do Manto* e o final dos restos de Litosfera que subducen.**

### 2.3. Núcleo

Dende os 2.900 ata os 6.370 km. A densidade é moi alta, de tal maneira que a súa composición debe ser parecida aos *sideritos* (meteoritos de ferro). Está constituído na súa maior parte por unha aliaxe de ferro e níquel. O comportamento das ondas S móstranos dúas partes moi diferenciadas, separadas cara aos 5.100 quilómetros:

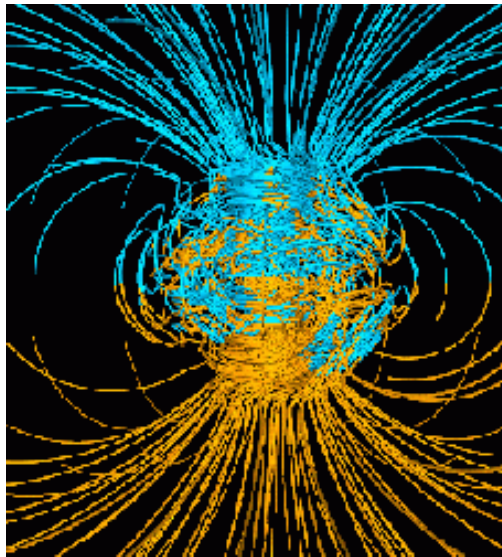


### 2.3.1. Núcleo externo

Fundido, posto que as ondas S non o atravesan. A temperatura alcanza os 5.000 graos. A menor densidade con respecto ao interno fai pensar que, ademais de ferro e níquel, pode haber outros elementos, fundamentalmente, xofre e, en menor cantidade, silicio e osíxeno. Presenta fortes correntes de convección.

### 2.3.2. Núcleo interno

Sólido, evidenciado por unha maior velocidade das ondas P. Pola súa maior densidade pénsase que o seu contido en xofre é moito menor que o do núcleo externo. Esta circunstancia, xunto coas maiores presións existentes no interior, posibilita o seu estado sólido malia existir maiores temperaturas (superiores a 6000°C).



No núcleo está a orixe do *campo magnético* terrestre. A súa convección xera unha corrente de electróns que crea por indución ese campo magnético (*hipótese da dínamo autoinducida*). Os cambios de polaridade detectados no campo magnético terrestre poderían estar causados por cambios drásticos na distribución das correntes de convección do núcleo.

*Liñas de forza do campo magnético terrestre. Se o campo fose totalmente bipolar en cada hemisferio todas as liñas serían entrantes ou saíntes (representadas pola mesma cor). Apréciase que hai zonas con polaridade invertida.*

## 3. EVOLUCIÓN HISTÓRICA DO COÑECEMENTO XEOLÓXICO

A Xeoloxía estuda as relacións entre un conxunto de **sistemas dinámicos** de enorme complexidade (Atmosfera, Hidrosfera, Litosfera e Biosfera) que evolucionan e se interrelacionan dende fai 4.500 m.a.

Esta é unha tarefa moi complexa debido a dificultades de diversa índole, que dificultan enormemente as posibilidades de experimentar directamente cos obxectos e procesos xeolóxicos polo que é preciso recorrer ao uso de **modelos** que nos permitan comprender o seu funcionamento.

Ata mediados do século XX as Ciencias Xeolóxicas tiveron un carácter esencialmente descritivo e desenvolveron unha metodoloxía propia, baseada en principios e leis como o **Principio do Actualismo**, de **Superposición dos Estratos**, e outros, que permitiron interpretar o pasado terrestre e dar á Xeoloxía o seu carácter de **ciencia histórica**.

Na década de 1960, a formulación da Teoría da Tectónica de Placas proporciona o modelo que guía as investigacións a escala planetaria. A Xeoloxía adquire así un novo estatus de **ciencia experimental** con capacidade **predictiva** que avanza mediante idas e vindas incesantes entre a formulación de hipóteses e de modelos e a súa contrastación coas observacións de campo e a experimentación analóxica no laboratorio ou por medio de ordenadores.

### 3.1. O Actualismo: un principio básico de interpretación e de predición

O Principio do Actualismo enunciado por James Hutton en 1788 chegou ata nós a través da frase *o presente é a clave do pasado*, acuñada por un profesor chamado Geikie case cen anos despois. Significa que, para interpretar feitos do pasado, é fundamental coñecer a actividade xeolóxica observable na actualidade a distintas escalas espazo-temporais, e a pegada que deixa a súa acción.

Aínda que a duración, a intensidade ou a frecuencia de aqueles procesos sexa distinta da actual, as leis fisico-químicas e biolóxicas que os rexen son similares polo que poderemos recoñecer, nas rochas antigas, os resultados da acción erosiva dun río, uns depósitos glaciares, as pegadas dun impacto meteorítico ou dunha grande tormenta entre outros moitos procesos. Especial importancia ten coñecer os distintos tipos de organización dos seres vivos, os seus hábitats e os produtos resultantes da súa actividade vital, posto que nos servirán para realizar reconstrucións paleoclimáticas, paleoambientais e paleoxeográficas de grande interese, tanto científico como económico.

### 3.2. As ideas sobre a dinámica terrestre ata 1960

Dende o século XVIII ata a década de 1960 a comunidade científica, con algunhas excepcións notables, compartía a idea de que a Terra, que non posuía fontes de enerxía interna, se estaba a contraer debido a unha lenta diminución de temperatura a partir da súa orixe fundida.

Nacen así, xa durante o século XIX e en contra das concepcións dominantes, as ideas mobilistas, e da súa evolución nos ocupamos a continuación.

### 3.3. A Teoría da Mobilidade Continental

En 1912, Wegener, un meteorólogo alemán, postula que os continentes estarían unidos no pasado formando un gran supercontinente ou *Panxea* e se irían separando a través do manto, debido á forza centrífuga creada pola rotación terrestre. A xenialidade de Wegener reside en relacionar entre si, e de forma novidosa, os seguintes coñecementos científicos da súa época:

- **Isostasia:** a existencia dunha capa plástica que permitise os movementos na vertical, tamén podería permitir os desprazamentos na horizontal.
- **Xeodésicos:** a medición minuciosa de masas continentais como Groenlandia e América do Norte, parecían avogar pola existencia de desprazamentos.
- **Xeográficos:** a similitude das costas a ambos os dous lados do Atlántico, especialmente entre Sudamérica e África, porque as súas liñas encaixan case perfectamente.
- **Estruturais:** coincidencia nas directrices dalgunhas cordilleiras entre África do Sur, Arxentina, Europa occidental e América do Norte.
- **Petrolóxicos:** semellanza nos afloramentos de rochas ígneas dos escudos africano e brasileiro.
- **Estratigráficos:** depósitos sedimentarios moi similares, do Pérmico e do Xurásico, en Sudáfrica e Brasil.
- **Paleontolóxicos:** a distribución dos fósiles paleozoicos e mesozoicos e de fauna máis moderna (marsupiais) común en diversos continentes pero que evolucionaría de forma progresivamente diverxente.
- **Paleoclimáticos:** distribución das morenas de orixe glacial, dos depósitos de carbón ou dos de orixe evaporítico, do Carbonífero e o Pérmico, que non poden explicarse dende a posición actual dos continentes.
- **Bioxeográficos:** distribución de flora e fauna actual que non podería atravesar os océanos como caracois, lombrigas, etc.

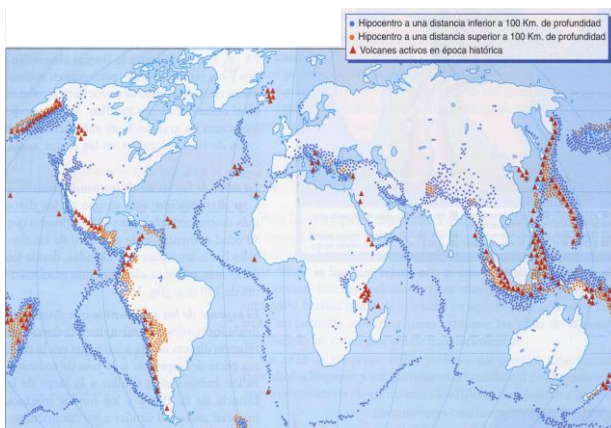
Aínda que as probas aducidas por Wegener eran coñecidas por os seus contemporáneos, estes daban explicacións alternativas a súa existencia.

Pero as principais obxeccións ás súas ideas foron as relativas aos mecanismos que darían orixe á separación dos continentes. Admitir tal posibilidade, en aqueles momentos era bastante difícil: a Terra sempre se tivo por algo moi firme e non se coñecían forzas suficientes para mover os continentes. Por outra parte a idade que se lle asignaba naquela época (de 40 a 200 m.a.) non permitía enmarcar temporalmente as ideas de Wegener supoñendo un ritmo gradual de acontecementos.

Quedaba así establecida unha nova controversia científica entre os **fixistas** (opoñíanse aos desprazamentos continentais e baseaban na sofisticada *teoría do Xeosinclinal* a explicación á orixe das montañas) e os **mobelistas** (partidarios dos desprazamentos continentais). Mentres, un transcendental descubrimento, no campo da Física, a calor producida pola desintegración dos elementos radioactivos, viría anos máis tarde a dar a razón aos mobelistas.

### 3.4. Novas sospeitas sobre a mobilidade continental

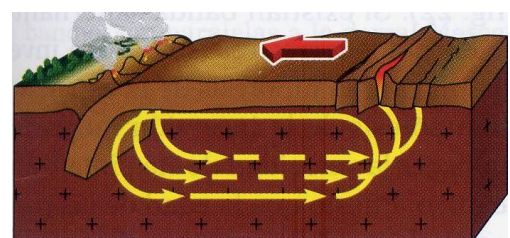
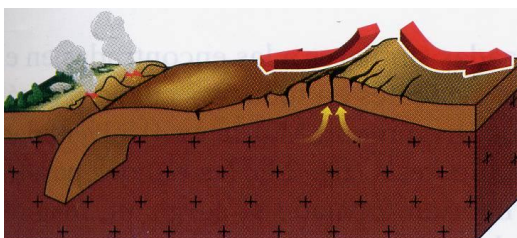
Tras a II Guerra Mundial, a aplicación de medios técnicos sofisticados ao estudo dos fondos mariños, permitiu realizar novos descubrimentos. Estes e outros datos como a **distribución de terremotos e volcáns** e as relacións establecidas, por sismógrafos como Benioff na década de 1940, entre os hipocentros sísmicos aos seus respectivos epicentros, mostraban evidencias que, se ben non podían explicarse mediante a teoría de Wegener, eran incompatibles coa idea dunha Terra ríxida. Non obstante, ninguén tiña unha explicación lóxica sobre os datos que se ían obtendo.



*Distribución de terremotos e volcáns na superficie terrestre.*

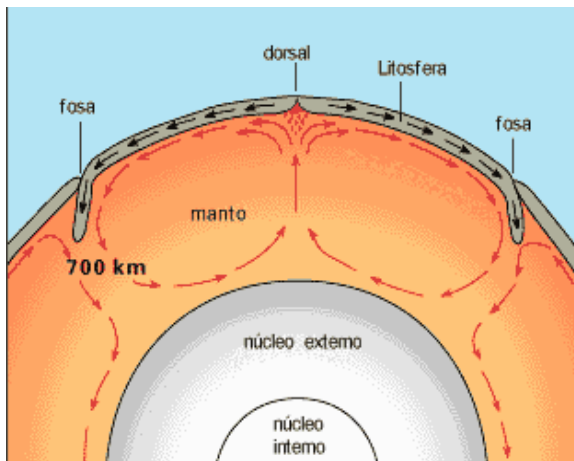
Unha serie de medidas inesperadas como **o fluxo de calor** nos fondos mariños especialmente nas dorsais, acadaban valores iguais e mesmo superiores aos coñecidos nos continentes, onde se pensaba que serían maiores debido á elevada concentración de elementos radioactivos. Este feito fai reconsiderar, case simultaneamente, ao profesor Harry Hess e ao investigador Robert Dietz, as ideas emitidas por Holmes sobre as correntes de convección, trinta anos antes e ambos os dous científicos chegan á seguinte conclusión: se

as foxas oceánicas se atopasen sobre a rama descendente dunha célula de convección, as dorsais deberían atoparse na rama ascendente, o que podería explicar que os materiais que xurdían pola dorsal se fosen separando arrastrados pouco a pouco, como por unha grande fita transportadora, cara ás foxas, establecendo así o **Modelo de Expansión Oceánica**.

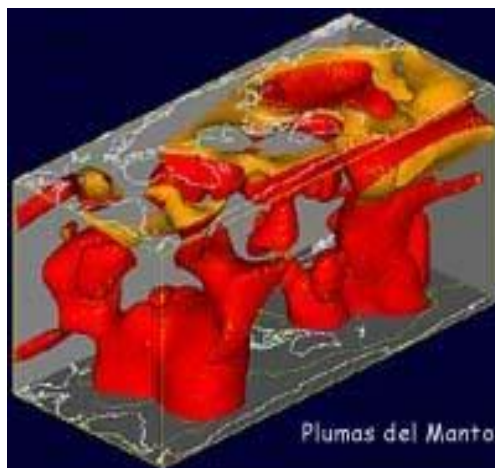


*Hipótese de Hess e Dietz sobre os mecanismos de expansión dos fondos mariños.*





Modelo simple de convección no manto. En realidade as plumas de ascenso de material quente non coinciden coas dorsais.

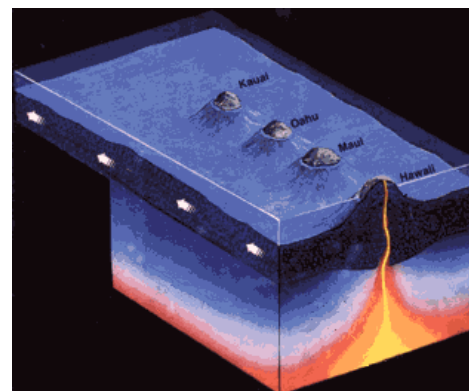


Plumas de ascenso convectivo de material no manto. Modelo obtido por tomografía sísmica.

As plumas, ao tomar contacto coa Litosfera, provocan a súa fusión e xeran un vulcanismo á marxe dos límites de placa, o vulcanismo intraplaca de *punto quente*. Neste tipo de vulcanismo, o desprazamento da placa sobre o punto quente vai xerando un rosario de edificios volcánicos aliñados, cada vez máis modernos, onde unicamente permanecen activos os situados sobre o punto quente.

Deste modo, a calor interna transmitida polo manto e a codia é a responsable da actividade tectónica e do resto dos procesos xeolóxicos internos. Constitúe o auténtico motor da Tectónica de Placas. Sen embargo, aínda que as zonas de descenso do manto (máis frías e densas) coinciden con zonas de subducción, en xeral, as dorsais están desconectadas da circulación convectiva xeral do Manto, polo que o ascenso de material quente e menos denso non coincide con estas formacións.

Se a cantidade de calor que lle chega ao manto é maior que a que pode ceder por convección pódese producir a fusión parcial do manto, iniciándose o ascenso máis rápido do material fundido. A este material quente e fundido en ascenso denomínaselle *penacho* ou *pluma* do manto.



Aliñación de illas volcánicas por desprazamento dunha placa oceánica sobre un punto quente do manto (Hawaii).

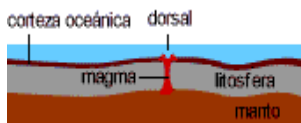
## 4. O MOVEMENTO DAS PLACAS LITOSFÉRICAS



As correntes convectivas do manto fan que a litosfera situada sobre el sexa arrastrada en diversas direccións. Isto orixina a división da litosfera en placas con diferentes movementos.

As zonas de separación das placas litosféricas denomínanse límites de placa. Debido aos posibles movementos relativos de dúas placas, estes límites clasifícanse en:

**Límites diverxentes:** Cando o movemento das placas é de separación, deixa un "oco" aproveitado por rochas magmáticas para xerar nova codia oceánica. Tamén se lles chama **Zonas de Dorsal** ou límites construtivos.



**Límites converxentes:** Cando o movemento que realizan as placas é de aproximación, obriga a unha das placas (a máis densa) a introducirse baixo a outra nun proceso que se denomina subducción. A estas zonas tamén se lles denomina **Zonas de Subducción** ou límites destrutivos.



**Límites transcorrentes.** Existen zonas onde o movemento das placas é paralelo e de sentido contrario, coñecidas tamén por **Zonas de Falla Transformante**.



Así, estes límites dividirían en placas unha litosfera en continuo movemento, cunhas placas crescendo a partir do seu límite de dorsal e outras minguando a partir da súa zona de subducción.

### 4.1. A evolución das placas: O ciclo de Wilson

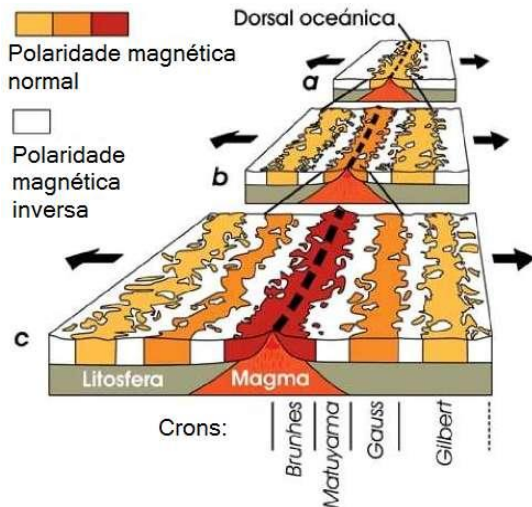
Se observas as placas na actualidade e a súa evolución chegarás á conclusión de que existen infinidade de situacións posibles. John Tuzo Wilson ordenou esas posibles situacións nun modelo didáctico e fácil de lembrar que se coñece por **Ciclo de Wilson**. É un modelo idealizado da evolución no tempo das placas tectónicas que se pode dividir en dúas partes, compostas de varias etapas:

#### 4.1.1. Os movementos diverxentes (que se corresponderían coa fragmentación de Panxea, segundo a teoría de Wegener)

Os movementos diverxentes producidos polas dorsais, implican unha permanente *expansión dos fondos oceánicos*. Esta expansión orixínase nun proceso de *ruptura continental*.

## ➤ Dorsais e expansión dos fondos oceánicos

As dorsais constan de diversos tramos activos nos que se está a crear codia oceánica. Atópanse separados e desprazados por fallas transformantes. Así, as dorsais mostran un aspecto quebrado, consecuencia das diferentes velocidades de creación de codia oceánica.



Formación das **bandas magnéticas** do fondo oceánico:

(a, formación de bandas de polaridade normal hai entre 4 e 5 millóns de anos

(b) entre 2,5 e 3,5 millóns de anos

(c) na actualidade (dende - 0,78 millóns de anos).

Denomínaselles **crons** aos intervalos de tempo amplos nos que predomina unha determinada polaridade; algúns deles teñen nome propio. Porén, cada cron inclúe intervalos curtos de polaridade oposta á predominante (**subcrons**), como se pode apreciar no cron Gilbert.

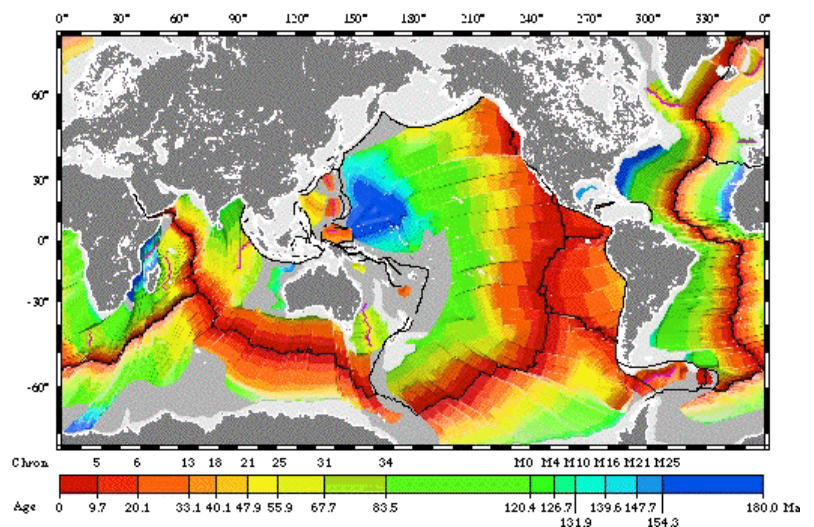
Fonte:

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/developing>.

A orixe do bandeado magnético nos fondos oceánicos está na combinación da expansión do fondo oceánico e as inversións do campo magnético terrestre.

A expansión permanente do fondo oceánico fai desprazarse e crecer ás placas situadas a ambos os dous lados da dorsal. Cada nova emisión de lavas, ao arrefriarse, vai rexistrando o campo magnético existente nese momento. Ese campo magnético sofre inversións (cambios de polaridade) repentinas en intervalos de tempo variables. Así, ao medir o campo magnético das rochas a ambos os dous lados dunha dorsal apréciase un aspecto de *bandeado simétrico*. Completando esta información coa da idade da rocha, obtivéronse detallados mapas da idade dos fondos oceánicos.

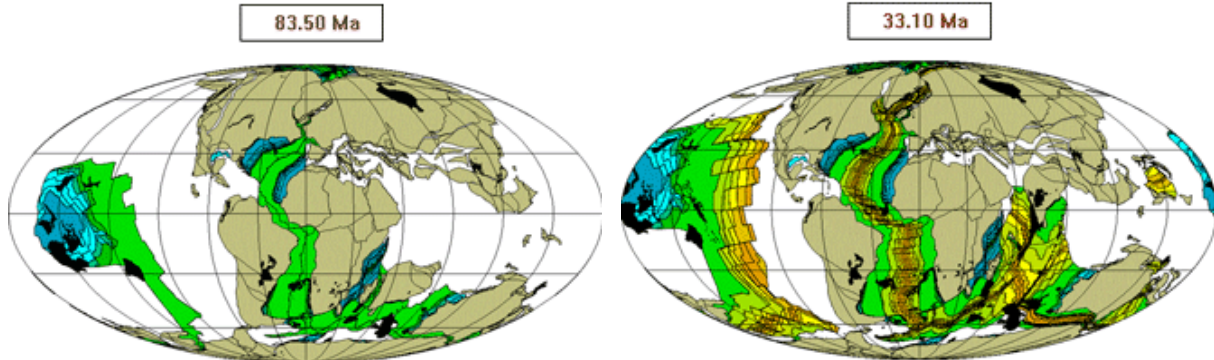
A idade da codia oceánica non supera os 180 MA (millóns de anos). Ao retirar os fondos oceánicos máis recentes, e facer coincidir os bordos da antiga dorsal pódense reconstruír as posicións relativas das masas continentais no pasado.



As reconstrucións paleoxeográficas son cartografías da posición relativa dos continentes no pasado. Antes da apertura do océano Atlántico habería un único continente. É a *Panxea* da que falaba Wegener hai moitos anos na súa teoría da *Deriva Continental*, que se adiantou décadas á Tectónica de Placas.



Reconstrucións paleoxeográficas da posición dos continentes hai 85,5 e 33,1 millóns de anos

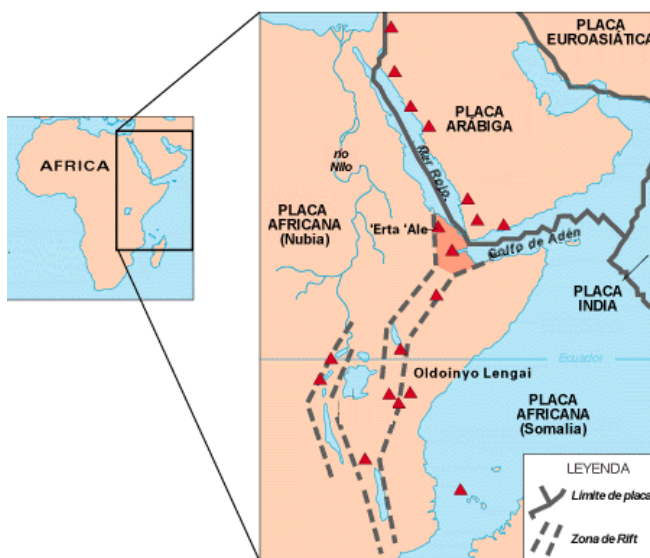


Fragmentación de Panxea, que començara hai 180 Ma. O Atlántico Norte ábrese máis tarde que o Sur. As costas galegas e a súa plataforma continental sepáranse de Terranova

Mentres continúa a apertura do Atlántico, a India realiza un gran viaxe cara ao norte; a súa colisión con Asia dará lugar ao oróxeno do Himalaia. Máis tarde, o xiro da placa ibérica abrirá o Cantábrico e elevará a cordilleira cantábrica e os Pirineos.

### ➤ A orixe das dorsais: Ruptura continental

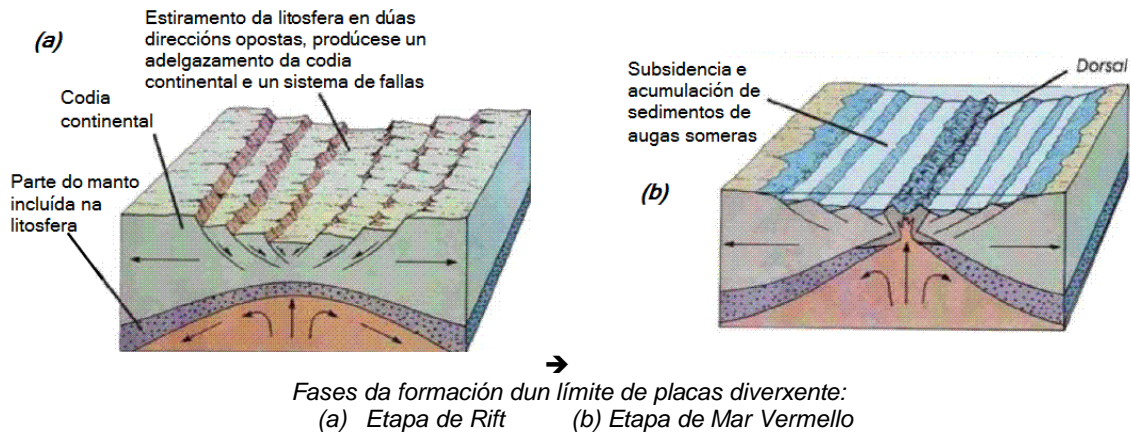
A aparición dunha dorsal e o proceso de ruptura continental son pasos dun mesmo proceso que sucede en tres etapas, denominadas cos nomes das zonas xeográficas onde actualmente teñen lugar:



**\*Etapa de Rift:** (Chamada deste modo polo val no que actualmente está a ter lugar). Prodúcese un estiramento da litosfera continental que orixina a aparición de grandes fallas normais. O adelgazamento da litosfera e do manto a unha maior temperatura permite a aparición de vulcanismo aproveitando estas fallas.

Cráter do volcán Erta Ale no rift africano. Ao fondo obsérvanse os escarpes case verticais do val.





- \* **Etapa de Mar Vermello:** Iníciase a produción de litosfera oceánica grazas á aparición dunha dorsal. Prodúcese a entrada de auga de mar. Os antigos bordos do val do Rift quedan como marxes pasivas.
- \* **Etapa Océano Atlántico:** Continúa a produción de litosfera oceánica e a separación das masas continentais.

#### 4.1.2. A converxencia de placas (na que se reconstruiría unha nova Panxea): A subducción e a colisión continental

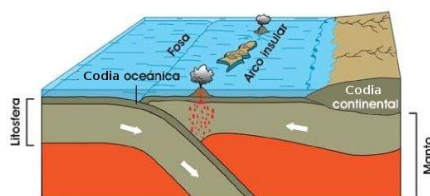
No movemento de aproximación de dúas placas litosféricas verifícase o proceso de subducción, isto é, introdúcese unha baixo a outra. A desaparición de toda a litosfera oceánica implica un proceso de colisión continental.

##### ➤ A subducción:

A placa que subduce córvase orixinándose unha fosa onde se alcanzan as maiores profundidades oceánicas. A fricción entre as dúas placas dá lugar a zonas moi activas dende o punto de vista sísmico. A litosfera da placa que subduce introdúcese en zonas do manto a maiores temperaturas, producindo a súa progresiva desaparición por fusión e provocando a aparición dun cinto volcánico paralelo a este tipo de límites. Os sedimentos do primeiro nivel da codia oceánica poden non subducir e ser incorporados á marxe da outra placa (prisma de acreción). Pódense dar dúas modalidades de subducción, segundo a natureza das placas postas en contacto:

##### \* Codia oceánica - Codia oceánica.

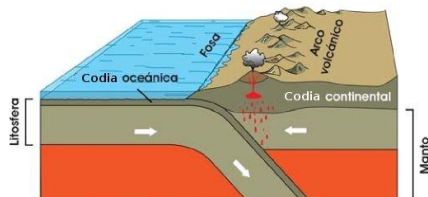
Orixínase a formación dun arco illa volcánico. Esta modalidade prodúcese, por exemplo, ao longo de todo o límite occidental da placa Pacífica, configurando a aparición de numerosos arcos illas, que dominan toda esa costa (Aleutianas, Filipinas, Xapón, etc.). Ás veces pódese orixinar unha pequena dorsal tras o arco illa (extensión tras arco).



Converxencia codia oceánica – codia oceánica.  
Fórmase un arco insular paralelo á fosa oceánica.

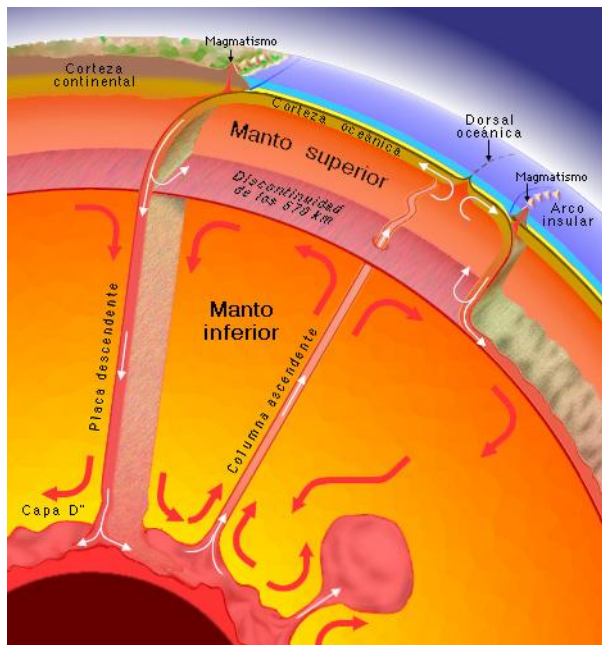
##### \* Codia continental - Codia oceánica.

A Codia oceánica introdúcese baixo a litosfera da outra placa de forma moito máis pronunciada posto que é máis profunda. Orixínase toda unha cordilleira paralela ao límite (oróxeno de subducción), como os Andes, onde as máximas alturas coinciden polo xeral con edificios volcánicos. Así, unha zona deste tipo é o límite da placa Pacífica coa Sudamericana.



Converxencia codia oceánica – codia continental.  
Fórmase un arco volcánico no bordo continental.



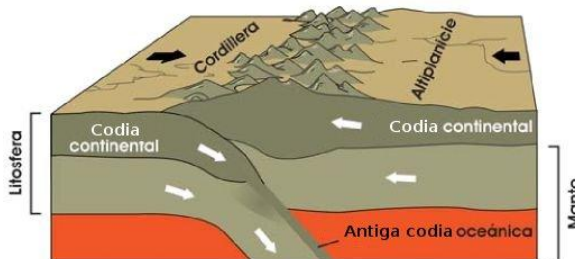


### Ata onde subduce a Litosfera?

Ata hai uns anos poñíase como límite os 670 km, orixe dos terremotos máis profundos detectados e fronteira do Manto superior e inferior. Actualmente pénsase que a subducción chega en forma de fervenza ata o contacto co Núcleo externo onde se atopa o nivel "D" do Manto.

### ➤ A colisión continental:

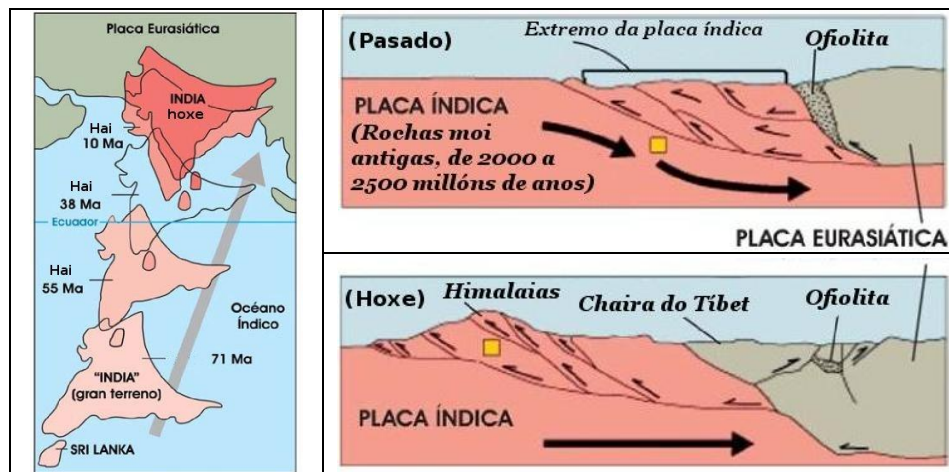
Supón o final do proceso de subducción pola completa desaparición da litosfera oceánica que existía entre dúas masas continentais, dando lugar a que unha cabalgue sobre a outra, posto que a codia continental é pouco densa para subducir. Unha colisión deste tipo orixina grandes cordilleiras (*oróxeos de colisión*) como os Alpes ou o Himalaia.



Converxencia de dous bordos continentais e formación dun oróxeno de colisión.



Monte Everest, na cordilleira do Himalaia.





Esquerda: A viaxe de máis de 6000 km da placa Índica antes de colisionar coa Eurasiática. Arriba: Corte transversal que mostra os encontros das dúas placas ao comezo da colisión e na actualidade. Os cadrados amarelos sinalan a elevación dun punto de referencia durante a oroxénese.

#### As ofiolitas:

Representan fragmentos de codia oceánica que foron *obducidos* (o contrario de subducidos) nun proceso de colisión continental. Os catro niveis da secuencia estudada na codia oceánica son perfectamente recoñecibles. Na súa base poden aparecer Peridotitas do Manto.

#### 4.2. As zonas de falla transformante

Este tipo de fallas aparece en dúas situacións, como límite neto entre dúas placas ou separando diferentes tramos activos dunha dorsal (ver as dorsais). En ambos os dous casos xérase unha importante sismicidade.



Terremoto de San Francisco, no 1906 (dende Sacramento St.). Nas zonas de transformantes, os sismos son frecuentes e teñen foco pouco profundo.

O exemplo típico deste tipo de límites é a Falla de San Andrés, que pon en contacto a placa Norteamericana coa Pacífica. O seu movemento orixinou terremotos con devastadores efectos para as próximas cidades de San Francisco e Los Ángeles.

Mentres as placas se desprazan, as rugosidades do límite fan que este permaneza estático, acumulando enerxía en forma de deformación elástica.

Así, cando a enerxía é capaz de vencer o rozamento, libérase de forma repentina en forma de desprazamento e de ondas sísmicas.



A falla de San Andrés é unha transformante que separa dous tramos da dorsal Pacífica.



Vista aérea da Falla de San Andrés, ao seu paso pola chaira Carrizo, ao leste da cidade de San Luís Bispo.

As dorsais están cruzadas por numerosas fracturas. O tramo de cada fractura entre dúas zonas de dorsal compórtase como unha falla transformante.

