

TEMA 4. DINÁMICA INTERNA DA TERRA: A TECTÓNICA DE PLACAS

INTRODUCCIÓN

A Terra é un planeta dinámico, é dicir, nel acontecen continuamente moitos procesos ou fenómenos. Estes procesos se poden clasificar en dúas categorías: externos e internos.

Os procesos externos están alimentados pola enerxía procedente do Sol e pola gravidade terrestre. Son, por exemplo, a erosión, os fenómenos climatolóxicos, etc.

Os procesos internos están alimentados pola enerxía interna da Terra. A este grupo pertencen os volcáns, terremotos, formación de montañas, metamorfismo, deformacións nas rochas, etc.

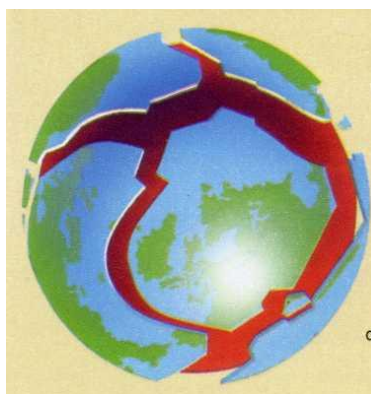
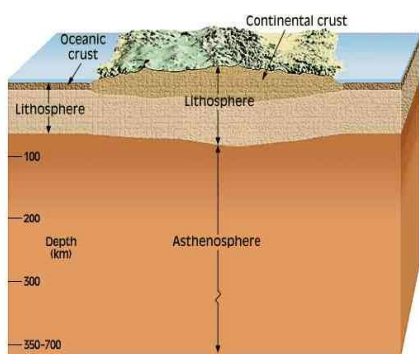
A Tectónica de placas é unha teoría que xurdiu nos anos 60 do século XX e que nos explica como acontecen os procesos internos. Considérase unha teoría global en Xeoloxía xa que os explica practicamente todos, os relaciona entre si e por que acontecen en certas zonas da Terra e non noutras.

A tectónica de placas se basea en tres puntos principais:

- A capa máis externa da Terra, chamada litosfera, é ríxida e está fragmentada en placas que encaixan unhas nas outras como as pezas dun quebracabezas.
- As placas se moven unhas con respecto ás outras sobre unha zona máis plástica chamada astenosfera.
- As zonas de contacto entre as placas chámanse bordes de placa e é onde acontecen os fenómenos xeolóxicos máis importantes.

4.1. AS PLACAS LITOSFÉRICAS

Unha placa litosférica é un anaco de litosfera. Como recordarás a litosfera é un bloque ríxido que está formado pola codia e unha parte do manto (manto sublitosférico). Segundo presente codia continental ou oceánica falamos de litosfera continental e oceánica. A litosfera continental é mais grossa e lixeira que a oceánica (figura da esquerda).



Esta litosfera está fragmentada nunha serie de placas que podes ver no mapa inferior. Se unha placa so contén litosfera oceánica será unha placa oceánica, se so a ten continental será unha placa continental e se ten das dúas será unha placa mixta. Existen sete placas principais (Norteamericana, Sudamericana, Pacífica, Africana, Euroasiática, Indoaustraliana e Antártica), outras de tamaño mediano como a de Cocos ou a de Nazca e unha dúzia de pequenas placas ou microplacas que non aparecen representadas no mapa. Ademais existen placas que foron independentes no pasado pero que hoxe forman parte de outras máis grandes como

a subplaca ibérica.

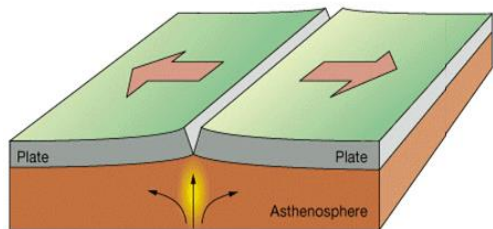


4.2. OS BORDES OU LÍMITES DE PLACAS

Como queda dito as placas encaixan unhas nas outras pero se moven. As zonas onde contactan se chaman límites ou bordes de placa e é aquí onde acontecen a maioría dos procesos internos. Existen tres tipos de bordes de placa (figura da esquerda):

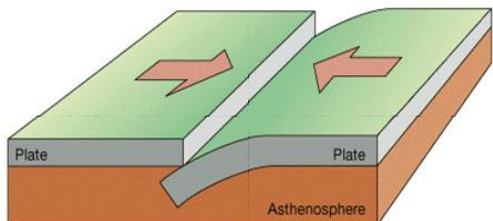
- Bordes diverxentes, onde as placas se separan.
- Bordes converxentes, onde as placas chocan.
- Bordes deslizantes, onde as placas se deslizan lateralmente.

Vexamos cada un deles máis polo miúdo:



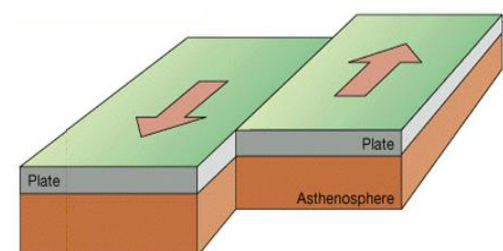
4.2.1-Bordes diverxentes

Son zonas onde as placas se separan. Poden darse dúas situacións: rift continentais e dorsais oceánicas.



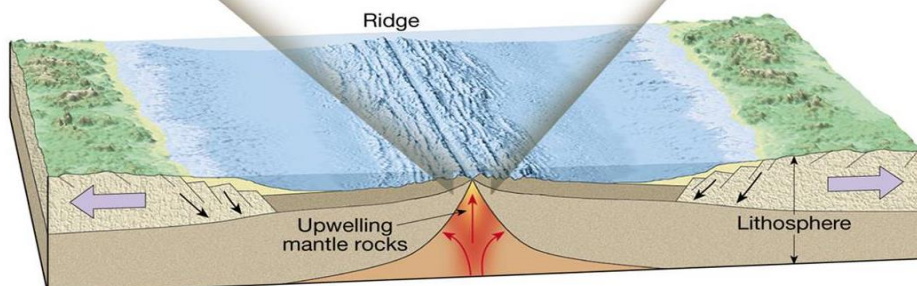
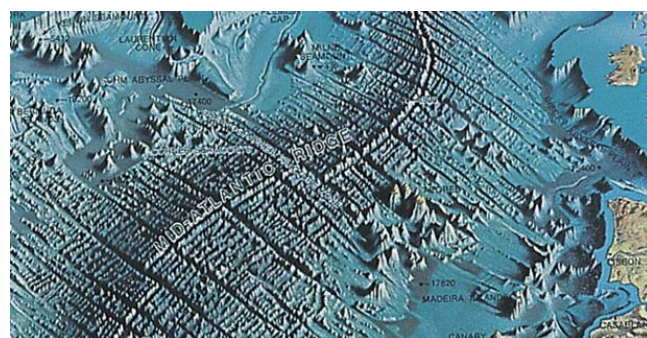
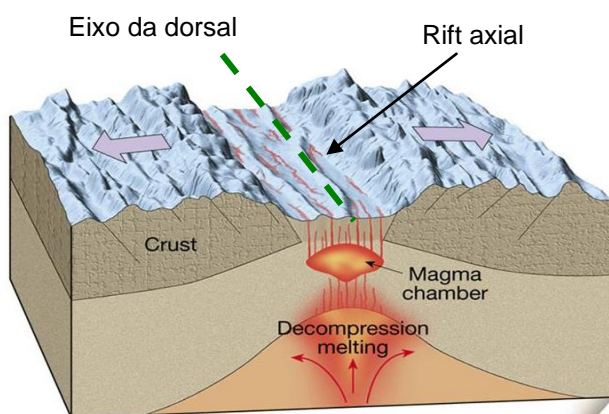
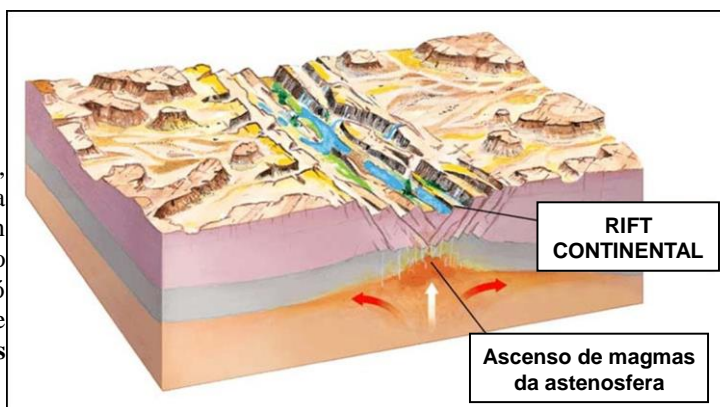
4.2.1.1- Rift continentais

Están localizados no interior dos continentes e se corresponden a sitios onde a litosfera continental se está a romper polo efecto de forzas que tiran en sentido oposto. Como resultado se producen fracturas que delimitan bloques que acaban afundíndose formando fosas tectónicas alongadas que con frecuencia orixinan lagos. Polas fracturas sae magma orixinando volcáns e o deslizamento dos bloques produce sismos. Esta situación se está a dar na actualidade no Leste de África (grandes lagos africanos).



4.2.1.2- As dorsais oceánicas

Son longas cordilleiras situadas no fondo dos océanos, atravesadas por numerosas fracturas e que presentan pouca pendente. A dorsal ten unha estrutura simétrica con respecto a unha liña central chamada **eixo da dorsal**. No cumio das dorsais hai un sistema de fracturas paralelas ó eixo denominado Rift axial. Un segundo sistema de fracturas é perpendicular ó eixo e se chaman **fallas transformantes** das que falaremos máis adiante.



EXERCICIO

A imaxe superior é un debuxo da topografía submarina do Atlántico norte onde podes ver a dorsal centroatlántica.

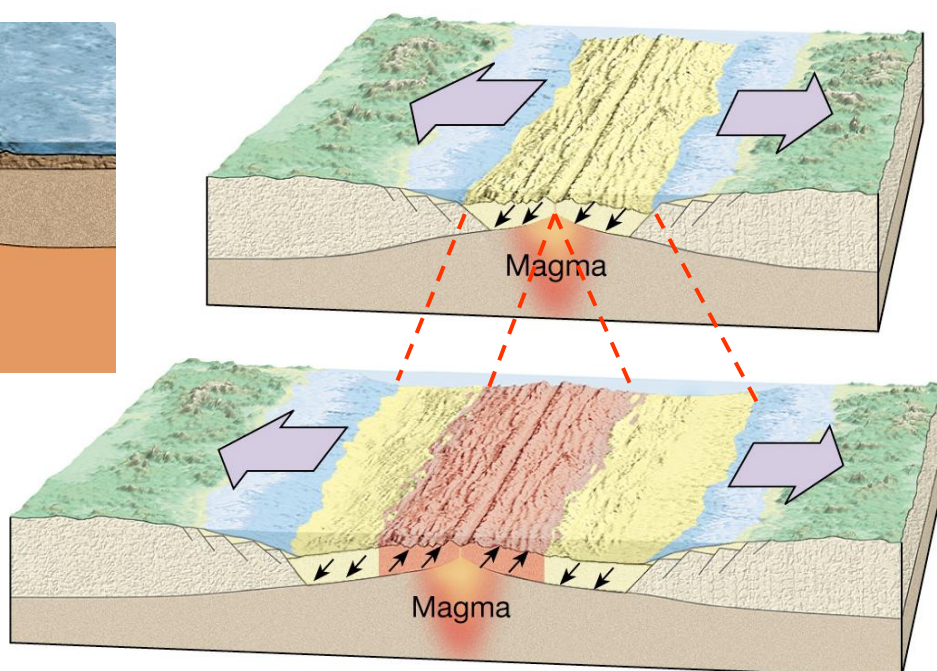
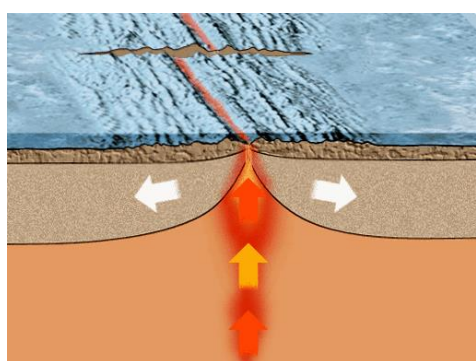
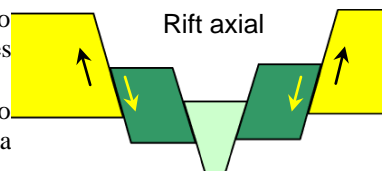
- Que dúas placas separa?
- Sitúa na imaxe o eixo, o rift axial e dúas fallas transformantes.

A expansión do fondo oceánico

O fenómeno máis importante que acontece nas dorsais é a **expansión do fondo oceánico** que tes esquematizado na figura inferior. O proceso o podemos resumir nas seguintes etapas:

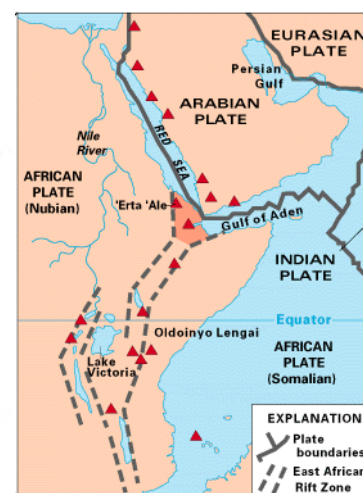
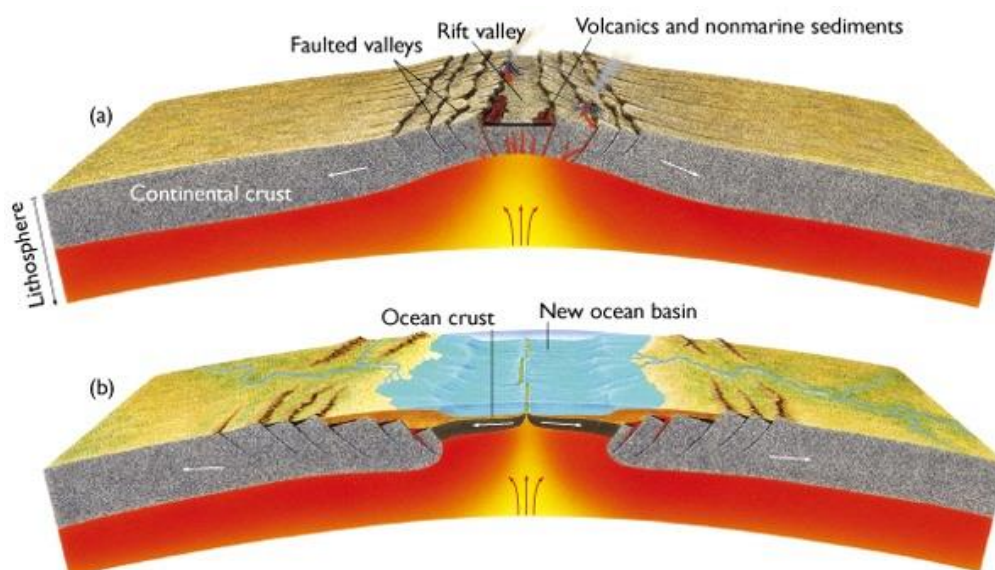
- Ó separarse as placas diminúe a presión na zona da astenosfera situada xusto debaixo da dorsal. Isto provoca unha diminución do punto de fusión dos materiais alí situados.
- A diminución do punto de fusión fai que se orixinen magmas, que dada a menor densidade tenden a ascender enchendo o oco que se formou entre as placas.
- O magma solidifica formando rochas ígneas (gabros e basaltos) que constitúen o novo fondo dos océanos. Como nestas zonas se forma nova litosfera oceánica tamén se lles chaman **bordes constructivos**.

Como consecuencia disto se orixinan rozamentos entre os bloques que forman o rift axial o que da lugar a abundantes **sismos de foco superficial** tal como podes ver no esquema da figura da dereita onde as frechas indican o movemento relativo dos bloques.



A fragmentación continental

Os rift continentais co tempo acaban orixinando dorsais oceánicas nun proceso chamado **fragmentación continental ou rifting**. Como podes ver na figura inferior no leste de África está a acontecer un proceso deste tipo. A rexión dos grandes lagos africanos é un rift continental mentres que o mar Vermello e o golfo de Aden son océanos recentes cunha dorsal recién formada (anteriormente a península Arábiga formaba parte do continente africano).



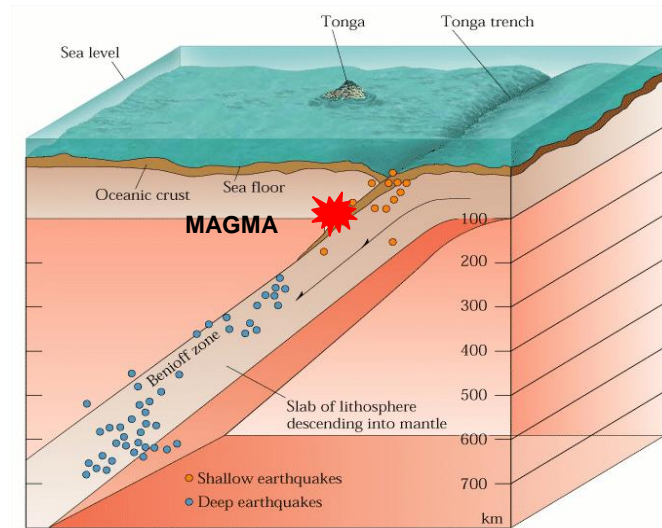
4.2.2-Bordes converxentes

Son zonas onde as placas chocan entre elas. Poden darse dúas situacións: zonas de subdución e colisión continental.

4.2.2.1- Zonas de Subdución

Se producen cando unha das placas que colisiona é oceánica. Dado que é moi densa se dobra e se introduce debaixo da outra dirixíndose cara o manto sublitosférico onde acaba sendo destruída. Por esta razón tamén se lles chaman **bordes destrutivos**.

A placa que subduce (subducente) segue un plano inclinado que se chama **plano de Benioff**. Ó longo deste plano se producen abundantes **sismos** polo rozamento da placa subducente que que poden acadar profundidades de ata 700 km.



Como consecuencia do dobramento da placa subducente se orixina unha zona alongada de grande profundidade chamada **fosa oceánica**.

Outro fenómeno xeolóxico importante que acontece nestas zonas é o **magmatismo**, que é causado pola entrada de auga arrastrada pola subdución. Esta auga fai diminuír o punto de fusión dos materiais da astenosfera o que provoca a súa fusión e xeración de magmas.

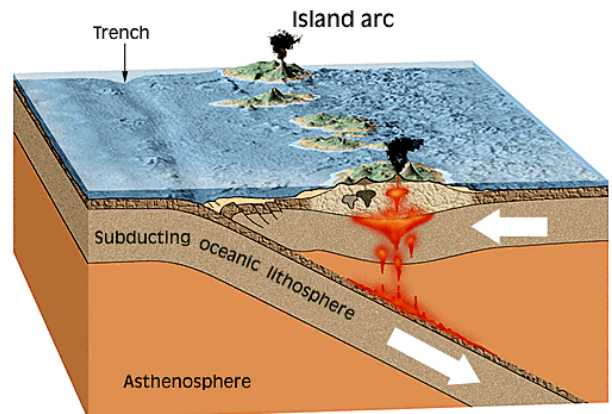
Os magmas se orixinan na astenosfera a uns 100 km de profundidade e ascenden cara a superficie. Unha parte saen ó exterior formando **volcáns** e outra parte solidifican no interior formando masas de rochas plutónicas chamadas **plutóns**. Na figura da esquerda tes un esquema da zona de subdución de Tonga situada en Oceanía cerca de Nova Zelandia. As illas de Tonga son volcáns orixinados polos magmas orixinados nesta zona de subdución. Fíxate como os sismos (sinalados por pequenos círculos) e seguen un plano inclinado que marca a traxectoria da placa que subduce (plano de Benioff).

Segundo o tipo de placas que colisionen temos dúas variantes

nas zonas de subdución: oceánica-oceánica e oceánica-continental.

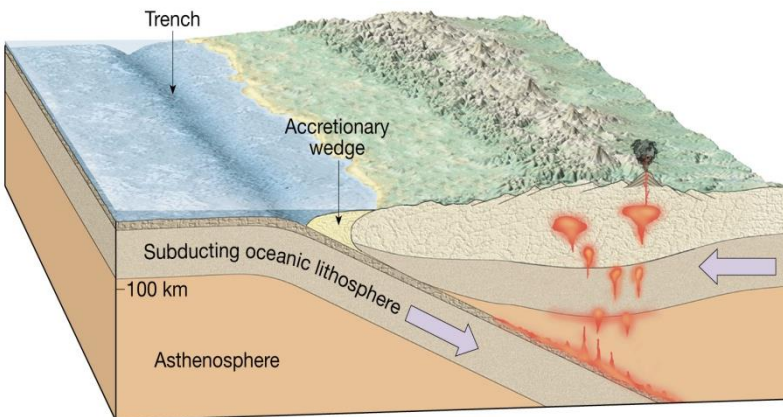
a) Oceánica-oceánica: arcos illas.

Neste caso colisionan dúas placas oceánicas, subducindo a máis antiga que é a máis densa. Dado o pouco espesor destas placas a maioría dos magmas formados saen ó exterior formando volcáns, que se dispoñen nunha cadea ó longo da zona de colisión. Se os volcáns son o bastante grandes sobresaen do nivel do mar dando lugar a illas que forman arquipélagos en forma curvada chamados arcos-illas (Xapón, Tonga, Antillas menores, Filipinas, Aleutianas).



b) Oceánica-continental: oróxenos pericontinentais

Cando unha das placas que colisionan é continental subduce sempre a oceánica por ser máis pesada. Neste caso parte dos



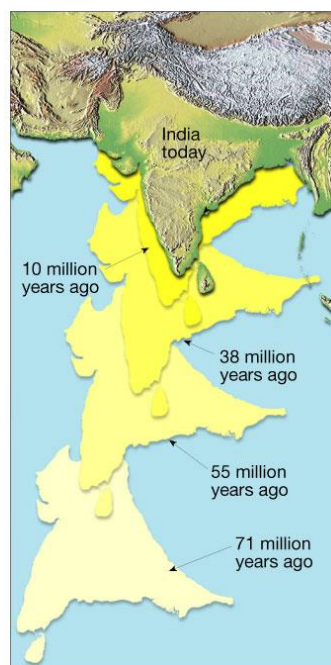
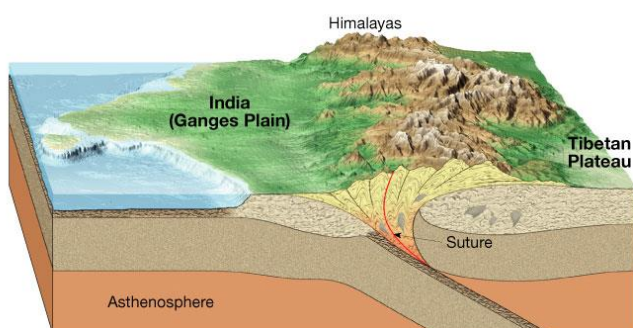
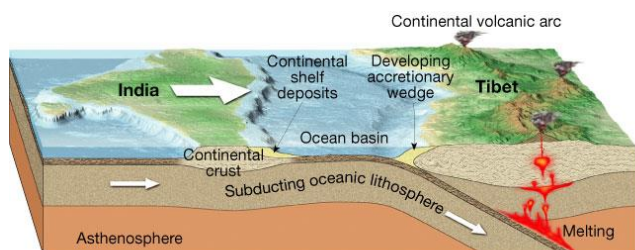
magmas saen ó exterior formando unha cadea de volcáns situados no extremo do continente e outra parte solidifican no interior formando grandes masas de rochas plutónicas. O resultado é que no extremo da placa continental se produce un forte engrosamento que orixina unha cadea montañosa cunha grande actividade volcánica e sísmica e que acada fortes altitudes chamada oróxeno pericontinental. A forza do choque das placas produce tamén unha forte deformación dos materiais e un importante metamorfismo. O exemplo máis típico é a cordilleira dos Andes situada na zona de choque entre a placa Sudamericana e a placa de Nazca.

4.2.2.2- Zonas de colisión continental: oróxenos intracontinentais

Se dan cando as dúas placas que colisionan son continentais. Neste caso non hai subdución xa que as placas son demasiado grosas e lixeiras. Cando dous continentes chocan no medio se forma unha cadea montañosa chamada oróxeno intracontinental e que é o resultado do amoreamento e pregamento dos sedimentos acumulados no océano que antes os separaba. Ademais se

produce un importante metamorfismo e deformación das rochas, sismos (superficiais e medios, nunca demasiado profundos xa que non hai subducción) así como un importante magmatismo na zona central do oróxeno ó se fundir parte do material enterrado polo choque. Os magmas orixinados solidifican no interior formando rochas plutónicas (non forman volcáns porque son magmas moi viscosos que lles costa chegar á superficie).

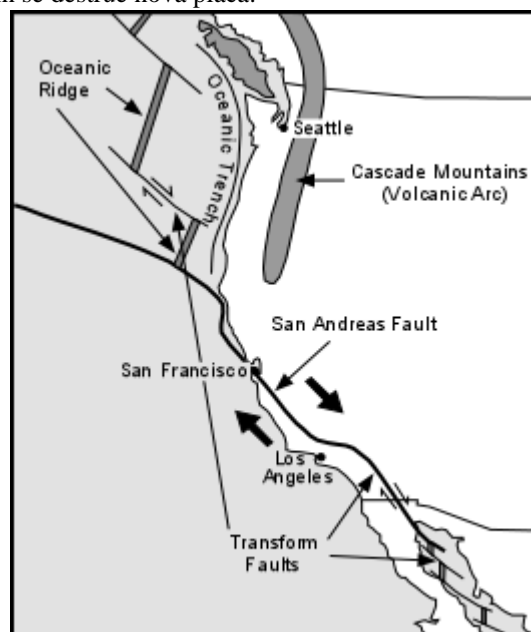
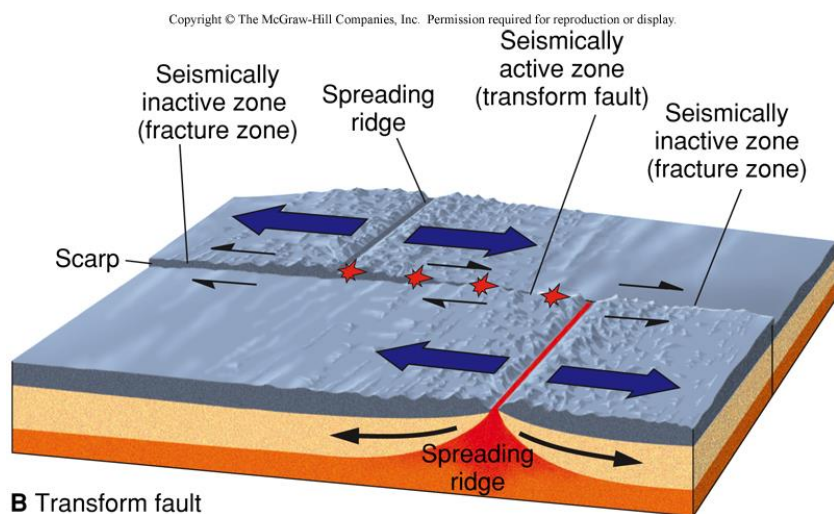
O exemplo máis coñecido é o Himalaia do que tes uns esquemas na páxina seguinte. Como podes ver a India estaba separada de Eurasia por un océano no que se acumulaban grandes cantidades de sedimentos procedentes da erosión dos dous continentes. A medida que se aproximan o océano se vai pechando ata que se produce a colisión. Os sedimentos se amorean no medio formando a cordilleira do Himalaya, proceso que vai acompañado de abundante metamorfismo, deformación e magmatismo. O avance posterior da India fai que a zona de Eurasia se eleve formando a meseta do Tibet.



4.2.3-Bordes deslizantes ou fallas transformantes

Neste caso as placas se deslizan lateralmente unha con respecto á outra. Este tipo de situación dáse nas fracturas transversais que afectan ás dorsais. Como podes ver na figura da esquerda a zona activa da fractura (falla transformante) é aquela comprendida entre os rift axiais da dorsal.

Con todo en certas situacións acadan dimensións máis grandes, como é o caso da falla de San Andrés no sureste de U.S.A. onde contactan a placa Norteamericana e a Pacífica (mapa da dereita). Neste tipo de bordes o fenómeno xeolóxico máis importante son os sismos e tamén se chaman **conservativos** xa non se crea nin se destrúe nova placa.

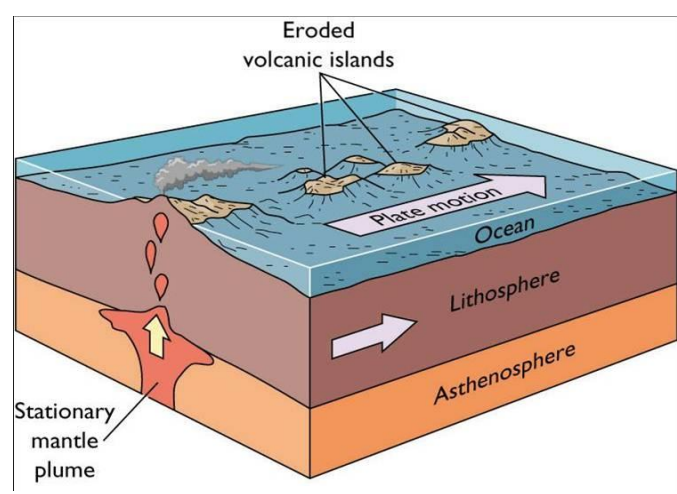
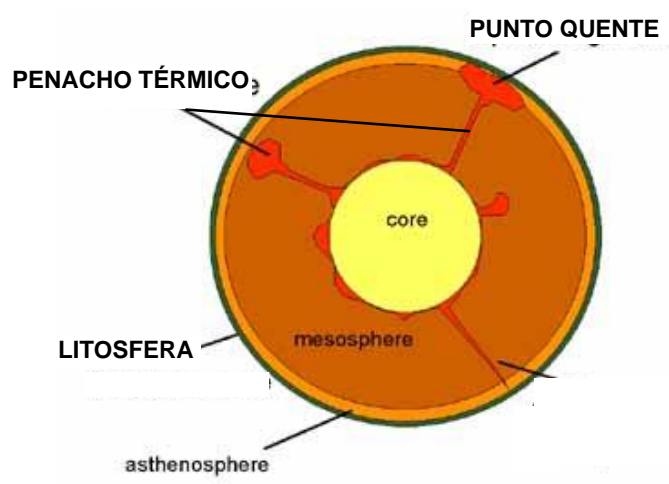


4.3- FENÓMENOS INTRAPLACA: OS PUNTOS QUENTES

Como queda dito a maioría dos fenómenos xeolóxicos relativos ós procesos internos acontecen nos bordes de placas, pero non todos. Existen zonas no interior das placas xeolóxicamente moi activas, as máis importantes son os **puntos quentes**. Un punto quente é unha zona da superficie terrestre situada xeralmente lonxe dos bordes de placa e que presenta actividade volcánica. A diferenza dos bordes de placas estas zonas non son alongadas senón máis puntuais, de ahí o seu nome.

Os puntos quentes teñen a súa orixe no límite entre o núcleo e o manto (capa D''). Como recordarás o núcleo externo é líquido e está en constante movemento o que fai que certas áreas do límite manto-núcleo estean máis quentes ca outras. Este exceso de calor fai que o manto nesa zona funda parcialmente e adquira unha consistencia máis plástica así como unha menor densidade. Ó ser máis lixeiro ascende lentamente formando unha columna de material máis quente e plástico que ascende cara a superficie e que se chama **penacho térmico**. Cando o penacho chega a superficie se estende e funde orixinando magmas que darán lugar ós volcans ou fenómenos asociados. Exemplos son as illas Hawai, a zona de Yellowstone ou as Canarias.

Como podes ver no esquema Hawai está situado sobre un punto quente fixo. Dado que a placa se está a mover van aparecendo novos volcáns activos mentras que os vellos perden actividade a medida que se alonxan do punto quente.



4.4- OS ORÓXENOS

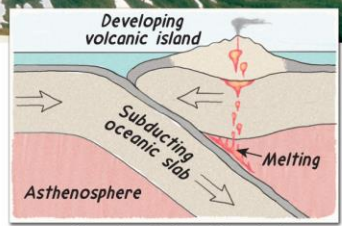
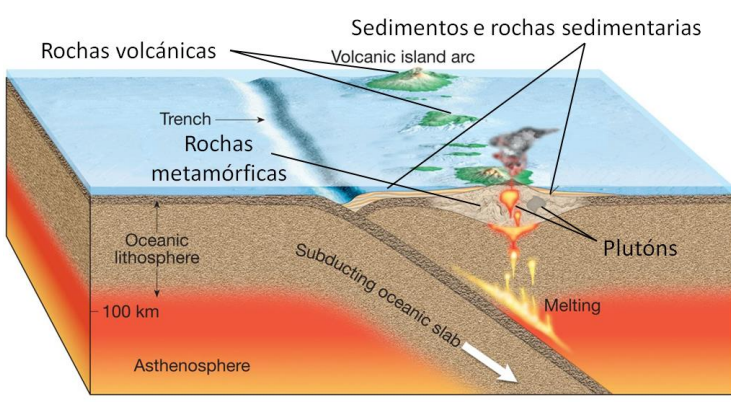
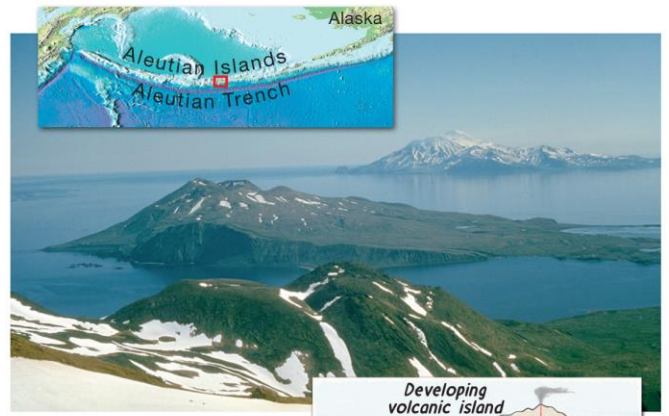
Un oróxeno é unha zona da codia terrestre alongada, elevada con respecto á súa base e con actividade sísmica e magmática. (Non debes confundir oróxeno con cordilleira montañosa xa que este é un término xeográfico).

O proceso de formación dun oróxeno se chama **oroxénese** e o periodo de tempo no que acontece se denomina **oroxenia**.

Os oróxenos están asociados aos bordes converxentes de placas e temos tres tipos: arco-illas, oróxenos pericontinentais e oróxenos intracontinentais que imos ver un pouco polo miúdo.

4.4.1- Arcos-illa

Os arcos illa son arquipélagos de illas volcánicas que en conxunto adoptan unha forma de arco como as illas Aleutianas (mapa da esquerda), Filipinas, Antillas menores, Sandwich, etc. Estes oróxenos se forman nas zonas de choque de placas do tipo



© 2011 Pearson Education, Inc.

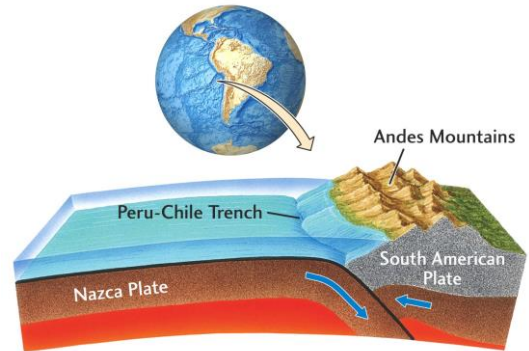
oceanica-oceanica onde a placa oceanica máis densa subduce dando lugar a unha profunda fosa oceanica. Como podes observar nos esquemas adxuntos parte dos magmas xerados na subdución saen ao exterior formando rochas volcánicas do tipo dos basaltos que forman unha parte importante das illas, aínda que outra parte solidifica no interior formando rochas plutónicas do tipo dos granitos. A erosión das illas orixina sedimentos que se acumulan en conchas sedimentarias próximas ao oróxeno parte dos cales forman rochas sedimentarias que con

frecuencia aparecen deformadas polo choque das placas. Na parte interna do oróxeno se produce metamorfismo de intensidade variable causado polas elevadas temperaturas e presións.

4.4.2-Oróxenos pericontinentais ou de tipo andino

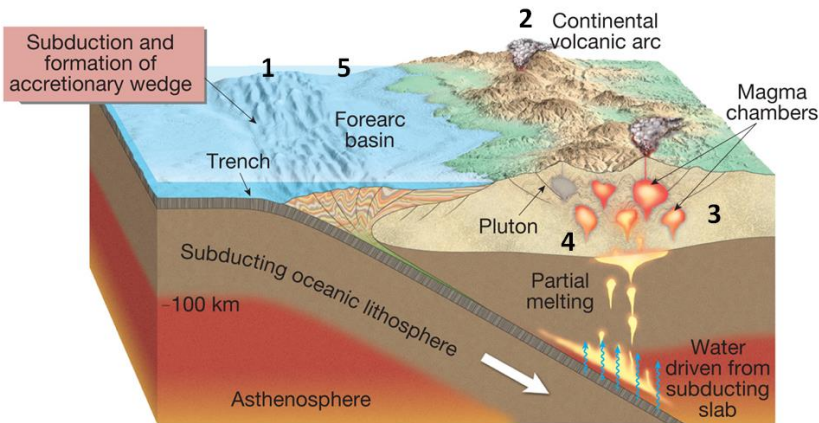
Se forman como consecuencia do choque dunha placa oceánica cunha continental. A subdución da primeira orixina unha cordilleira montañosa no borde do continente limitada por unha profunda fosa oceánica como é o caso dos Andes no oeste de Sudamérica (imaxe da dereita), de ahí o nome de **tipo andino** co que tamén se coñecen.

Na imaxe inferior tes un esquema simplificado dun destes oróxenos onde se sitúan os distintos materiais que o forman. Como consecuencia da subdución se forma a fosa oceánica e ao carón dela un amoreamento de sedimentos e rochas sedimentarias chamado **prisma de acreción** (1).



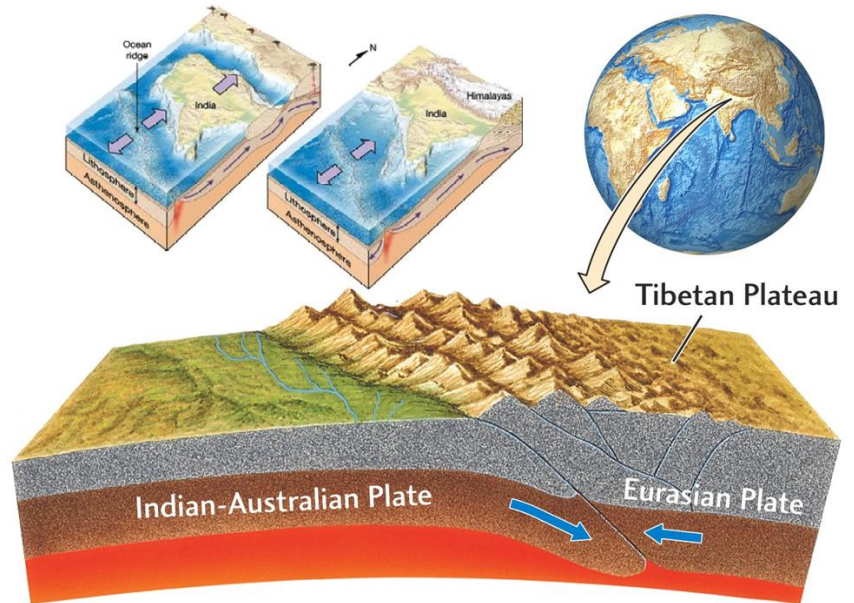
A subdución orixina magmas parte dos cales saen ao exterior dando lugar aos volcáns que constitúen o **arco volcánico continental** formado por rochas ígneas volcánicas principalmente (2). Con todo unha parte importante destes magmas quedan retidos no interior do oróxeno formando **plutóns** con rochas ígneas plutónicas do tipo do granito (3). As elevadas presións e temperaturas no interior do oróxeno provocan metamorfismo de distintas intensidades que orixina grande cantidade de **rochas metamórficas** (4). O acurtamento producido polo choque das placas xunto co arco volcánico continental causan a grande altura

destes oróxenos que poden superar os 6.000 m de altura. A erosión destas montañas xera sedimentos que se acumulan en concas sedimentarias, principalmente no océano aínda que tamén no continente, dando lugar a rochas sedimentarias. A conca sedimentaria situada entre o prisma de acreción e o arco volcánico se chama **conca antearco** (5).



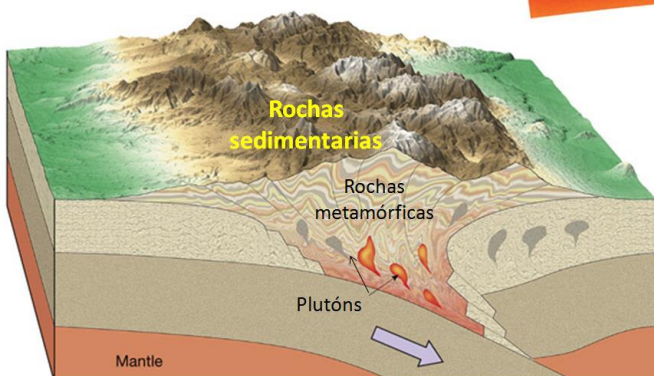
4.4.3- Oróxenos intracontinentais ou de tipo alpino

Os oróxenos intracontinentais se forman como consecuencia da colisión entre dúas placas continentais, fenómeno que se coñece como **colisión continental**, o que orixina cordilleiras montañosas situadas no interior dos continentes. O exemplo clásico é a cordilleira do Himalaia (imaxe da esquerda) pero existen outros como os Pirineos, Alpes, Cárpatos, etc. Como xa vimos a colisión continental vai sempre precedida dunha zona de subdución co seu correspondente oróxeno pericontinental pero ao chegar o continente, neste caso á India, a subdución párase xa que a litosfera continental é demasiado lixeira para subducir. Nese momento os sedimentos acumulados no océano que había entre os continentes que



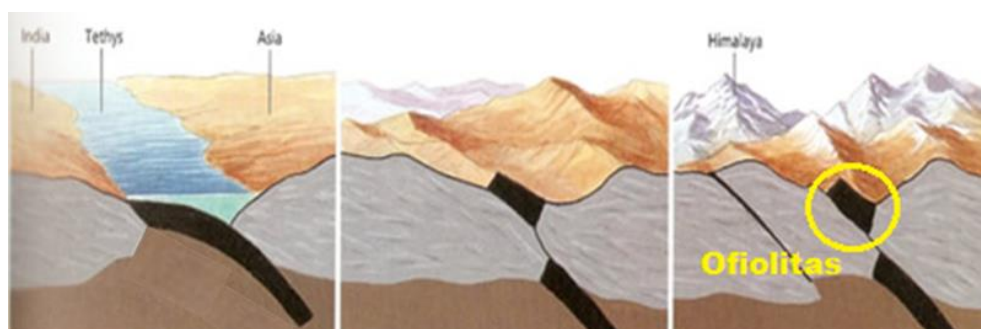
chocan son deformados e amoreados formando unha forte elevación que constitúe o oróxeno, ao tempo que no seu interior se forman magmas así como un intenso metamorfismo.

O magmatismo orixínase na parte central do oróxeno e dado o grosor de este, non sae á superficie polo que solo se forman plutóns de rochas ígneas plutónicas do tipo do granito. A parte máis superficial do oróxeno está constituído por rochas sedimentarias procedentes dos sedimentos acumulados no océano que separaba os continentes que



colisionaron. A medida que aumenta a profundidade tamén o fai a presión e a temperatura polo que estes sedimentos sufran metamorfismo dando lugar a rochas metamórficas.

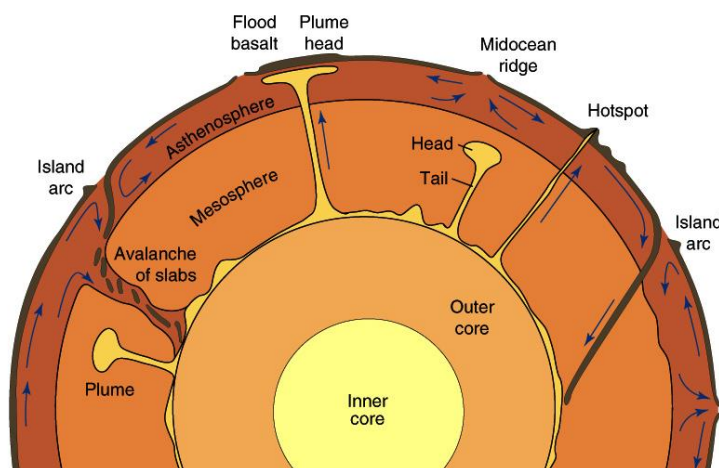
Con frecuencia durante a formación deste tipo de oróxeos anacos de litosfera oceánica non subducen senón que son arrincados e emprazados na placa cabalgante e ao final, esmagados pola colisión continental. A este fenómeno se lle chama **obducción** (figura adxunta) e ao anaco de litosfera oceánica **ofiolita**. Trala erosión do oróxeo estas ofiolitas afloran na superficie e podemos ver rochas que normalmente se atopan a grande profundidade como as peridotitas do manto terrestre.



4.5- CAUSAS DO MOVEMENTO DAS PLACAS

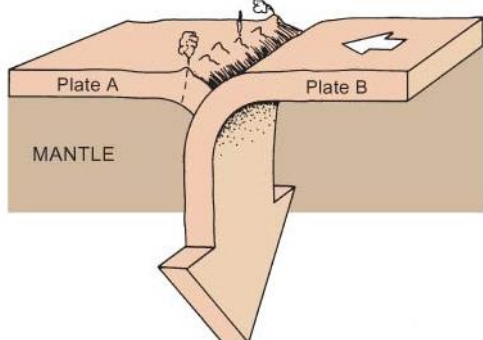
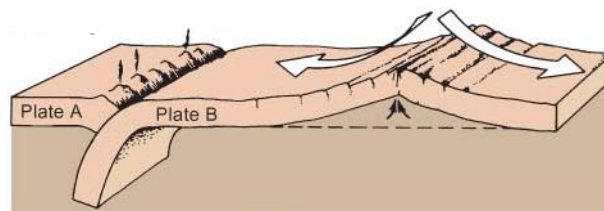
O movemento das placas ten que estar causado por algún tipo de enerxía. Tódolos xeólogos están de acordo en que esta enerxía é o **calor interno da Terra**, que a súa vez está provocado pola descomposición de isótopos radiactivos que están no seu interior e polos restos do calor de formación que se libera pouco a pouco. No que non se poñen de acordo é en como ese calor xera o movemento das placas. Existen varias hipóteses:

- **Correntes de convección no manto sublitosférico.** A convección está provocada pola diferenza de temperatura entre as zonas do manto máis próximas ó núcleo e as máis alonxadas. Isto faría que o material máis quente (próximo ó núcleo) e polo tanto máis lixeiro ascendera, sendo remplazado polo máis denso procedente da parte superior (a lentitude da convección permitiría que puidera afectar a un material tan ríxido como é a maioría do manto). As placas se moverían “a cabalo” destas correntes. Foi o primeiro mecanismo proposto (Holmes, 1929) e dada a súa simplicidade foi rapidamente aceptado. Hoxe en día a existencia da convección está plenamente aceptada aínda que existen varios modelos de como podería ser, sendo o máis recente o que tes representado na figura da dereita. Segundo este modelo a convección ascendente se correspondería cos penachos térmicos orixinados na capa D" mentres que a descendente serían as pacas frías que subducen e incorporan o seu material ao manto sublitosférico.



Con todo, moitos xeólogos dubidan de que a convección sexa a verdadeira causa do movemento das placas e se plantexan dúas hipóteses alternativas e complementarias entre si.

- **Deslizamento gravitacional nas dorsais oceánicas.** Este mecanismo suxire que o movemento se orixina nas propias dorsais e é causado polo proceso de formación de magmas. Estes magmas ó ser máis lixeiros ascenden, causando as elevacións características das dorsais. A medida que o material solidifica, aumenta a súa densidade e tende a deslizarse polas ladeiras da dorsal, empuxando así a placa. O inicio do proceso de xeración de magmas podería ser por unha acumulación de penachos térmicos facilitado polo impacto de meteoritos.



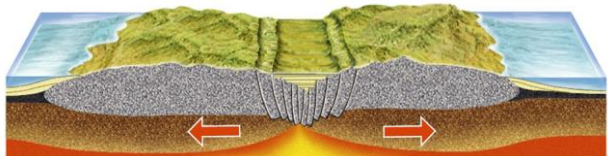
- **Tirón gravitacional nas zonas de subducción.** A medida que a litosfera oceánica se aleja do eixo da dorsal onde foi formada arrefría o que trae como consecuencia unha diminución do volume e aumento da densidade. Cando esta densidade é lixeiramente superior á da astenosfera tende a afundirse nela orixinando a subducción. Este afundimento tiraría do resto da placa o que provocaría o movemento.

Unha combinación dos dous últimos mecanismos parece ser o máis probable, aínda que este tema é un dos puntos pendentes por resolver na teoría da tectónica de placas.

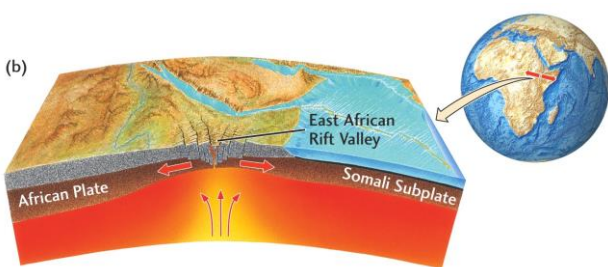
4.6- O CICLO DE WILSON

Os bordes de placas non son estables no tempo senón que se van transformando uns en outros. En base a isto, J. T. Wilson suxeriu unha secuencia teórica de acontecementos dende que un supercontinente se rompe ata que se volve a formar de novo e que se chama ciclo de Wilson.

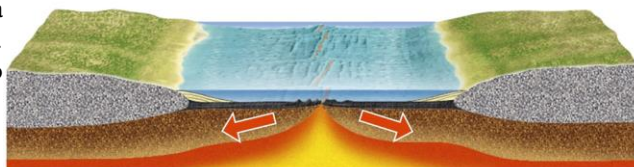
Un supercontinente é unha masa continental que reúne todos ou case todos os continentes do planeta e segundo este modelo se esta a formar e romper de xeito continuo segundo se seguinte secuencia.



2. Formación dunha conca oceánica xoven cunha dorsal oceánica no medio ao continuar a separación dos anacos dos continentes. Ambos procesos acontecen no leste de África e mar Vermello que separa África de Arabia (figura inferior b).



1. Fragmentación do supercontinente por un proceso de rifting o que orixinaría rift continentais. Este proceso se podería ver iniciado por acumulación de penachos térmicos xunto co impacto de meteoritos que debilitarían a codia continental.

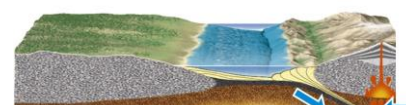
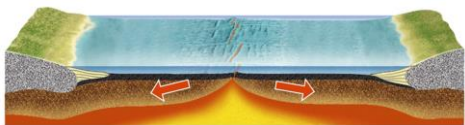


3. Conca oceánica madura, que se forma ao expandirse o océano anterior. Situación similar a do Atlántico actual.

4. Conca oceánica en regresión. Ao aumentar a idade da conca oceánica se inicia a subdución da litosfera oceánica co que o océano diminúe de tamaño e os continentes se achegan. Situación do actual Pacífico sur.

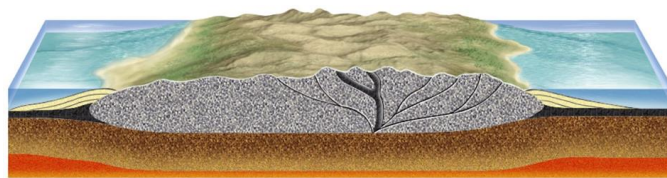
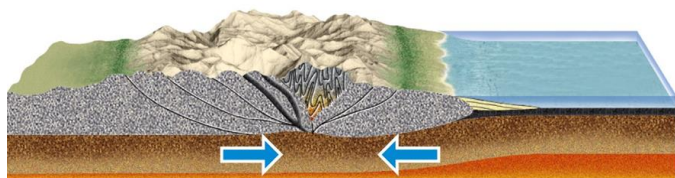
5. Conca oceánica vella ao acentuarse a situación anterior onde incluso chega a subducir a dorsal oceánica. Situación que

acontece no Pacífico norte ou no Mediterráneo.



6. Colisión continental ca formación de oróxeos intracontinentais e a reunificación das masas continentais para formar novamente un supercontinente.

7. A erosión dos oróxeos orixinaría codia continental máis fina en disposición de sufrir un novo proceso de rifting.



Este proceso suponse que aconteceu varias veces ao longo a historia do planeta aínda que cos datos actuais so se reconstruiron dous deles: Rodinia, que formaría hai uns 1000 m.a. e Panxea, hai uns 250 m.a., e cuxa fragmentación orixina as actuais masas continentais.

Polo que respecta á evolución futura dos continentes actuais hai dúas hipóteses: os continentes continuarán co movemento actual e se xuntarán polo lado oposto ou que invertirán o movemento desaparecendo o Atlántico e colisionando polo mesmo sitio por onde se romperon.

+250 ma



+50 ma



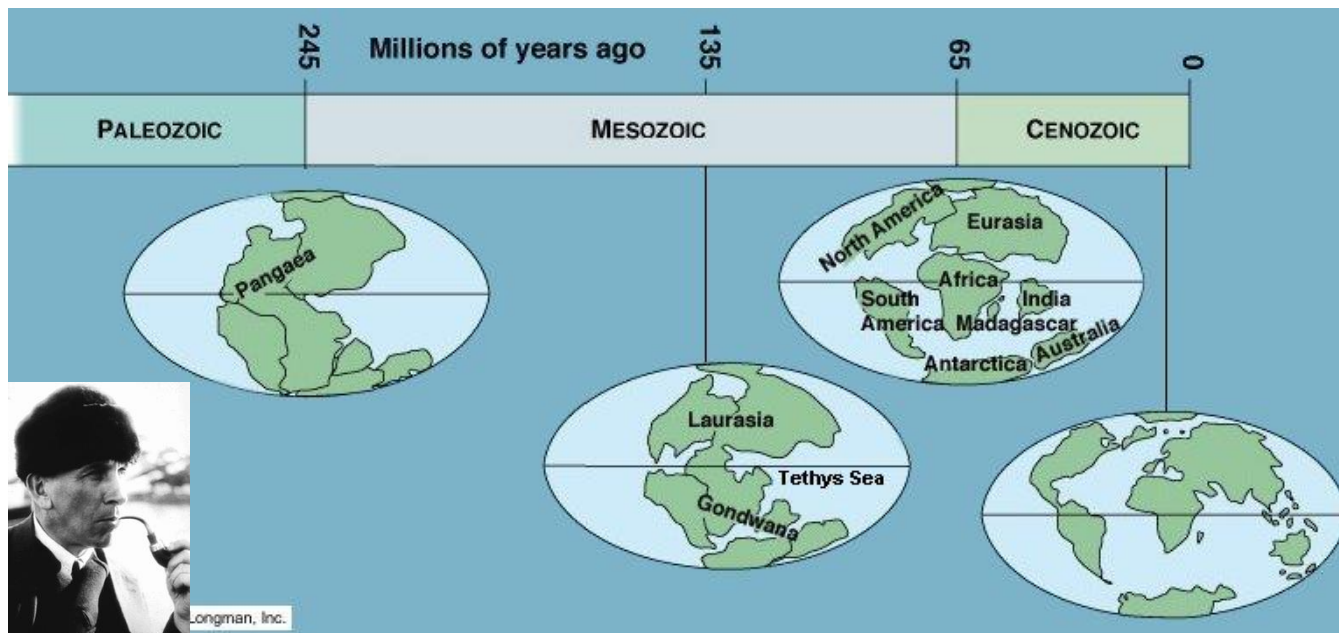
Parece que a segunda das hipóteses é a preferida da maioría dos xeólogos. Nas figuras adxuntas tes a posible evolución dos continentes actuais ata a formación dun novo supercontinente ao que se lle chama Panxea última.

4.7- DESENVOLVEMENTO HISTÓRICO DA TEORÍA: A DERIVA CONTINENTAL E A EXPANSIÓN DO FONDO OCEÁNICO

A tectónica de placas ten dous antecedentes históricos importantes: a deriva continental e a expansión do fondo oceánico que imos comentar brevemente.

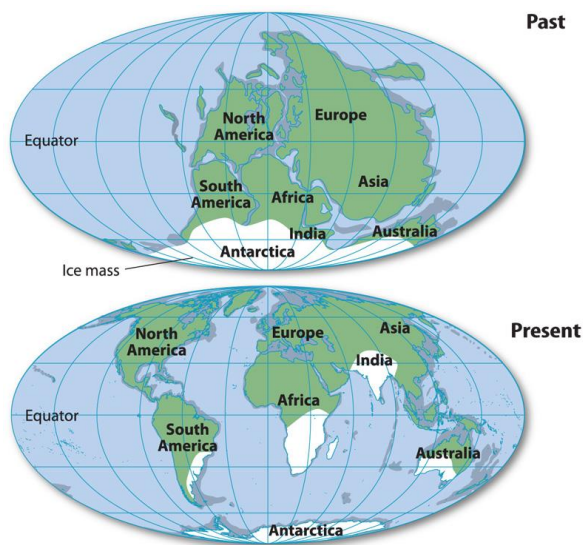
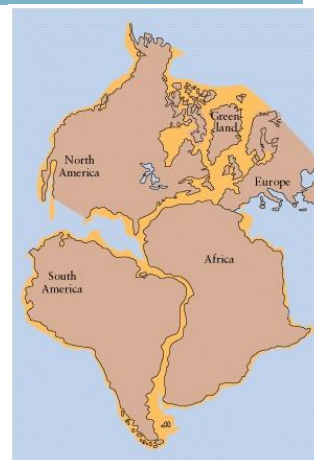
4.7.1- A Deriva Continental

Esta idea propón que os continentes non ocuparon sempre as posicións actuais senón que se desprazan continuamente. En concreto formarían un único supercontinente (Panxea) que a principios do Mesozoico iniciaría a súa fragmentación en anacos que orixinarían as masas continentais actuais.



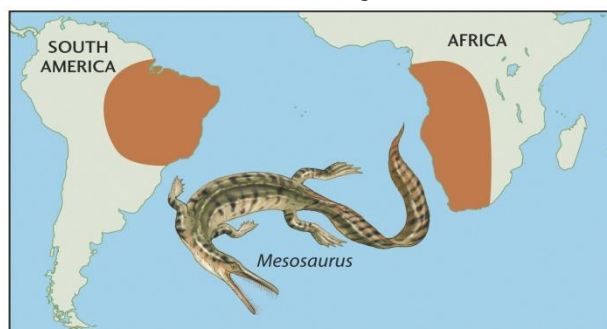
Aínda que a idea é anterior, foi o alemán Wegener o que a propuxo de xeito máis preciso e o que reuniu un grande número de probas a principios do século XX (1912). Velaí as máis importantes:

- Probas xeográficas. Son as máis rechamantes. Consiste no encaixamento dos continentes actuais coma se fosen as pezas dun quebracabezas. Utilizando como límite o talude continental conséguense encaixamentos case perfectos, e as zonas que non encaixan son zonas de vulcanismo recente (posteriores á fragmentación).



- Probas paleoclimáticas. Baséanse no estudo dos climas do pasado polas pegadas que estes deixan nas rochas. Algunhas observacións son dificilmente explicables se non se admite a deriva continental. Por exemplo a aparición de tillitas (rochas propias de climas glaciares) en zonas próximas ó ecuador ou indicios de climas tropicais na Antártida.

- Probas paleontolóxicas. Baseadas no estudo dos fósiles. Os organismos aparecen por evolución nunha zona xeográfica determinada e se estenden polos arredores ata que se topan cunha barreira xeográfica que impide a súa distribución (océanos, cadeas montañosas, etc.). As áreas de distribución de organismos fósiles anteriores á fragmentación da Panxea apa...



rrompidas polos grandes océanos e continúan do outro lado, o que é difícil de explicar sen ter en conta a deriva continental. (figura adxunta)

- Probas xeolóxicas. Baséanse na semellanza de rasgos xeolóxicos característicos a ambos lados dos océanos. Por exemplo estruturas antigas (anteriores á fragmentación da Panxea) aparecen en América, interrúmpense no océano Atlántico e se continúan en Europa e África.

Como dixó algún xeólogo é como se para xuntar dúas partes dunha páxina dun periódico rachado non so tivéramos en conta o encaixamento dos anacos senón que tamén poidésemos ler as frases.

A pesar desta morea de probas, as ideas de Wegener non foron aceptadas, en parte porque a ciencia da época estaba a favor do fixismo (teoría que propón unha Terra estática) e en parte porque non soubo dar unha explicación convincente do mecanismo responsable do movemento continental.

4.7.2- A expansión do fondo oceánico

Esta hipótese, proposta por Hess en 1962, ofrece un mecanismo que permite explicar o movemento dos continentes e xa foi descrito no apartado correspondente ás dorsais oceánicas. Xurde como consecuencia das investigacións levadas a cabo nos océanos nos anos 50 e 60 utilizando tecnoloxías desenvolvidas na segunda guerra mundial (SONAR, técnicas de sondaxes profundas, etc.). Estas investigacións aportaron datos nos que se baseou Hess para propoñer a súa hipótese. Veláí algúns deles:

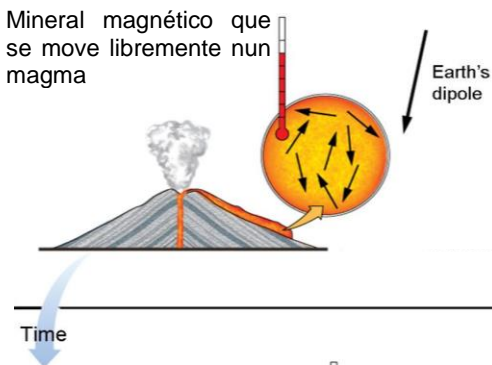
- Topografía do fondo oceánico, que non era homoxénea senón que presentaba numerosos accidentes xeográficos. Especialmente rechamantes eran as **dorsais oceánicas**, elevacións alongadas que percorrían tódolos océanos e que presentaban un elevado fluxo térmico, unha importante sismicidade e vulcanismo. Tamén se descubriron **fosas oceánicas**, profundas e tamén alongadas.
- Idade do fondo oceánico, moito menor ca dos continentes. Ademais esta idade aumentaba a medida que nos afastamos do centro das dorsais.
- Distribución dos sedimentos no fondo oceánico, máis abundantes e máis antigos canto máis lonxe das dorsais.
- Rexistro paleomagnético nas rochas do fondo oceánico. Foi a proba definitiva aportada por Vine, Mathews e Morley no ano 1963..



A Terra posúe un campo magnético debido á actividade do seu núcleo (ver tema anterior) o que fai que calquera mineral magnético que poida xirar libremente se oriente na dirección deste campo do mesmo xeito que o fai un compás. Supoñamos que un magma que contén minerais deste tipo (magnetita por exemplo) inicia a súa cristalización. Mentres está en estado líquido os cristais de magnetita se poden mover libremente nel e orientarse segundo o campo magnético. Unha vez que a rocha estea totalmente solidificada os cristais xa non poderán cambiar a súa posición, polo que quedará rexistrada na rocha a dirección do campo magnético terrestre no momento da súa solidificación. A isto é ó que se lle chama **rexistro paleomagnético** (figura inferior esquerda).

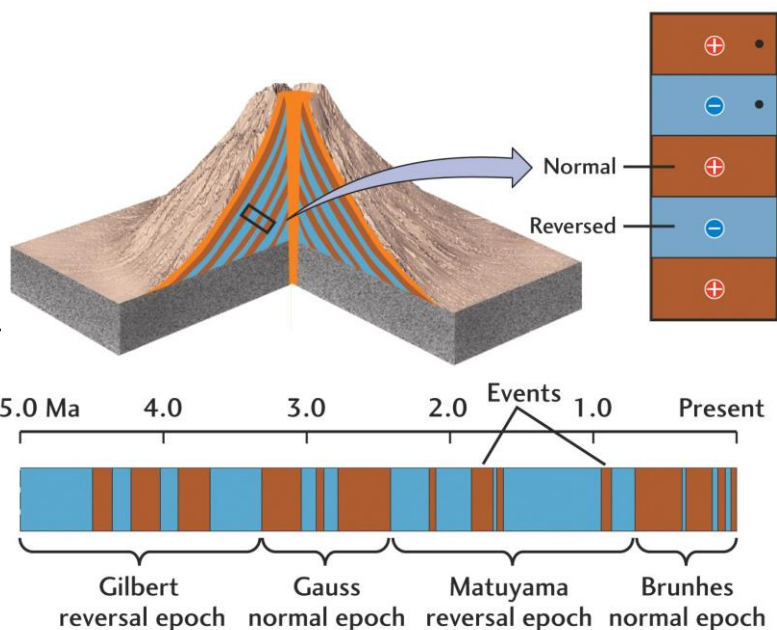
Estudios realizados en volcáns terrestres permitiron deducir que o campo magnético terrestre non é constante co tempo senón que periodicamente cambia a súa polaridade, alternando períodos nos que a súa polaridade coincide ca actual (polaridade normal ou anomalías positivas: o compás sinala ao norte xeográfico) e períodos nos que é o contrario (polaridade invertida ou anomalías negativas: o compás sinala ao o sur xeográfico).

Mineral magnético que se move libremente nun magma



Time

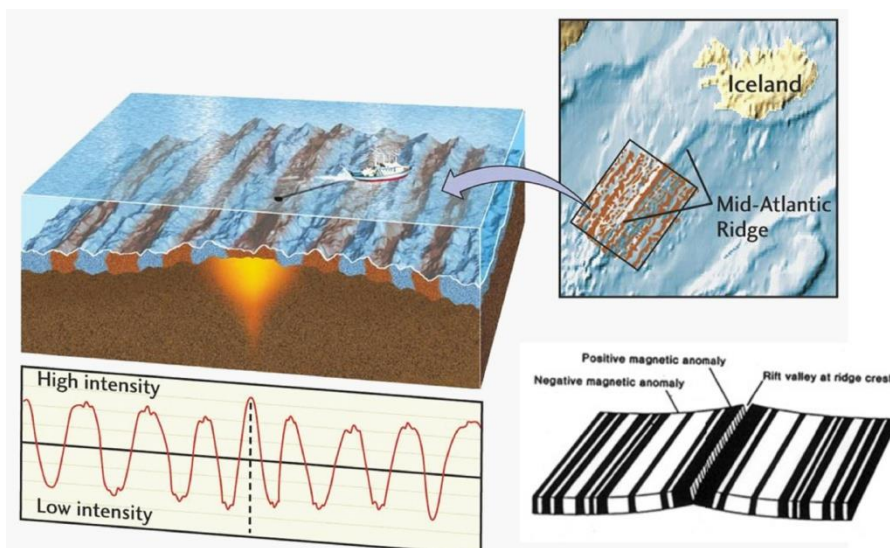
Ó solidificar o magma o mineral magnético queda orientado según o campo magnético terrestre



Estudando o rexistro paleomagnético das rochas do fondo oceánico observouse:

- Aparecían rochas que alternaban polaridade magnética normal e invertida formando bandas paralelas ó eixo das dorsais oceánicas (bandeado magnético).

- Este bandeado magnético era aproximadamente simétrico con respecto ás dorsais oceánicas.

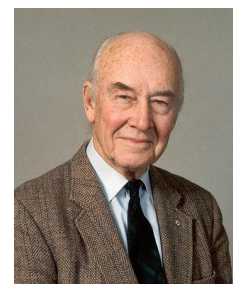


EXERCICIO

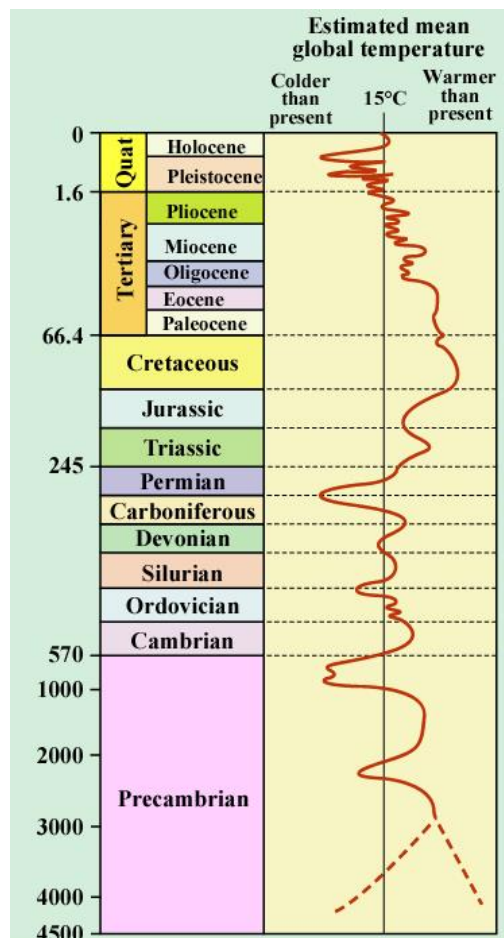
- Explica de que xeito estes datos validan a hipótese da expansión do fondo oceánico.
- Por que a expansión do fondo oceánico ofrece un mecanismo para explicar a deriva continental?

Con técnicas posteriores de satélites e raio láser e cas máis modernas de GPS puidose medir con precisión o movemento dos continentes que oscila entre 1 e 20 cm por ano (aproximadamente a velocidade de crecemento dunha unlla).

A formulación definitiva da teoría da tectónica de placas se debe ao xeólogo canadense John Tuzo Wilson quen introduciu os conceptos dos penachos térmicos e os bordes deslizantes.



4.8- TECTÓNICA DE PLACAS E CAMBIO CLIMÁTICO

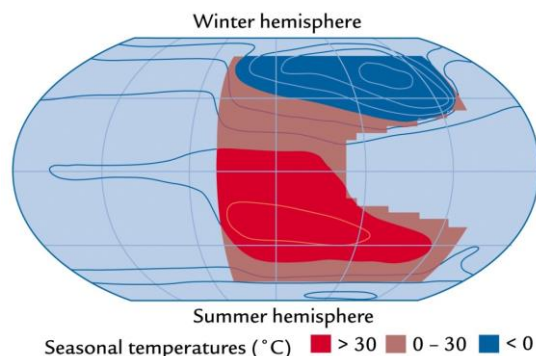


Entendemos por cambio climático a variacións nos parámetros que determinan o clima (temperatura, precipitacións, frecuencia de fenómenos extremos) que se manteñen durante períodos de tempo longos (de centos a miles de anos).

A **paleoclimatoloxía** é a parte da Xeoloxía que estuda os climas pasados e para elo estuda as pegadas que o clima deixa no rexistro xeolóxico: tipos de rochas, relación isotópicas no xeo, fósiles, etc. Con estes datos se pode estimar por exemplo a temperatura media en diferentes épocas que tes representada na figura da esquerda. Como podes ver o clima está a variar constantemente debido a diversas causas: variación de parámetros astronómicos como os movementos terrestres, causas biolóxicas, actividade solar, etc.

A tectónica de placas tamén pode afectar ao clima de varias maneiras:

- Cando se forma un supercontinente se modifica a circulación oceánica encargada de redistribuir o calor terrestre. Ademais se **acentúa a continentalidade do clima**, é dicir, as zonas do interior dos continentes teñen climas máis extremos (máis fríos no inverno e máis quentes no verán) que as zonas costeiras. Cando hai máis masas continentais as zonas afectadas por esta continentalidade son menores.



- Os oróxeos actúan como barreiras para os ventos húmidos polo que a sotavento destes, os climas son máis cálidos e secos (efecto Foehn)
- A actividade volcánica incrementa a cantidade de CO₂ na atmosfera o que aumenta o efecto invernadoiro e a temperatura terrestre.