

Tema 10. Interpretación global de los fenómenos geológicos en el marco de la teoría de la tectónica de placas.

Se explica en los siguientes cursos:

Segundo Curso ESO Bloque 2. Tránsito de energía en la Tierra. Tema 6:. Vulcanismo y terremotos.

Cuarto Curso E.S.O Bloque I. La dinámica de la Tierra

2º Bach.: Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente: Boque II. Los sistemas terrestres: Origen de la energía interna e interacción energética entre las capas interiores terrestres. Liberación paroxísmica y lenta de la energía. Riesgos y recursos energéticos asociados.

2ª Bach. Geología optativa. Bloque: Los procesos geológicos.

SUMARIO

10.1. Interpretaciones sobre la formación del relieve. Ciclo de Wilson:

10.1.1. Desarrollo del geosinclinal según la Tect. de Placas (OPCIONAL)

10.1.2. Cordilleras periocéánicas o pericontinentales (tipo Andes).

10.1.3. Cordilleras bicontinentales o intercontinentales (tipo Himalaya o Alpes).

10.1.4. Cordilleras intracontinentales (OPCIONAL)

10.1.5. Arcos insulares (OPCIONAL)

10.2. Esfuerzos actuantes en la corteza terrestre (Tectónica).

10.3. Fallas. Elementos. Clases de Fallas

10.4. Diaclasas

10.5. Pliegues. Elementos. Clases de pliegues

10.6. Diapirismo

10.7. Los volcanes y terremotos.

10.7.1. Los volcanes. (Para algunos autores debería ir en el Tema 4)

A) MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LOS VOLCANES.

B) PRODUCTOS VOLCÁNICOS: LAVAS, PRODUCTOS PIROCLÁSTICOS Y GASES (OPCIONAL)

C) ACTIVIDAD VOLCÁNICA. VOLCANES ACTIVOS Y APAGADOS.

D) TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS:

10.7.2. Los terremotos.

A) CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

B) SISMÓGRAFOS Y SISMOGRAMAS. LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO

C) ACTIVIDAD SÍSMICA. DISTRIBUCIÓN GEO GRÁFICA. PREDICCIÓN Y PREVENCIÓN D) PREVENCIÓN DE SEÍSMOS (OPCIONAL)

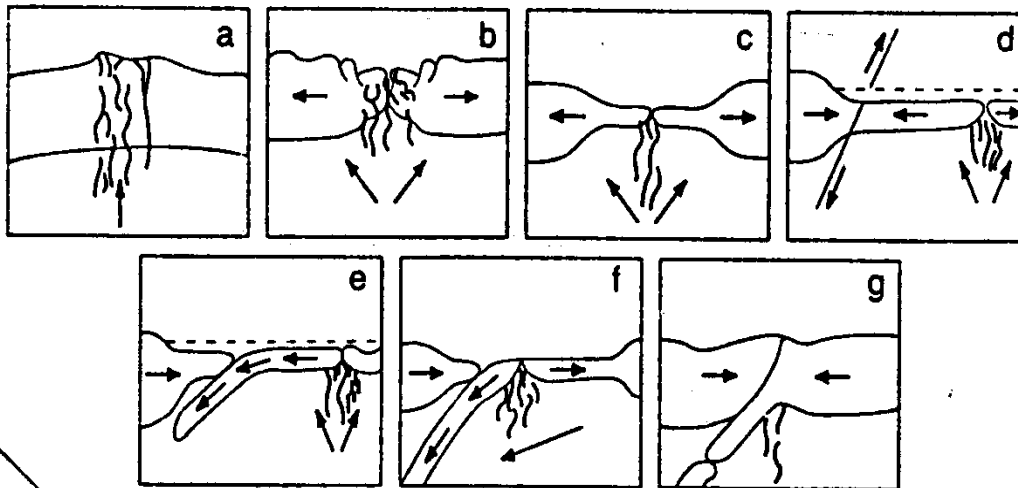
D) SÍSMICAS

10.8. (OPCIONAL). Mecanismos de deformación y estilos tectónicos

10.1. Interpretaciones sobre la formación del relieve. Ciclo de Wilson:

El **ciclo de Wilson** es un modelo que intenta explicar, de forma encadenada en el espacio y en el tiempo, la fractura de la capa cortical por la aparición de un rift continental, cuya evolución da lugar a la creación y destrucción de corteza oceánica, es decir a la aparición y desaparición de los océanos, así como a la formación de cordilleras perioceánicas por **subducción**, intercontinentales por **obducción** e intracontinentales por **colisión** sin mediar subducción.

Los procesos básicos del ciclo son:



a) Se inicia un proceso de fracturación inicial del continente. Las causas pueden ser: 1) Tectónicas. 2) Térmicas, con generación de un magma en profundidad seguido de una fracturación, al carecer de soporte rígido la litosfera situada encima de la cámara magmática.

b) Se acentúa el proceso de fracturación, que se propaga linealmente. Se forma una megaestructura, el rift valley (valle tectónico limitado por fallas). Por esas estructuras salen magmas mediante intensos procesos volcánicos que producen litosfera oceánica. La apertura de este rift valley permite la inundación del mismo.

Las fases a y b del ciclo de Wilson parecen darse en la zona este de África: Etiopía-grandes lagos africanos - Golfo de Adén.

c) Cuando se incrementan esas acciones, la emisión de magmas en la zona del rift ,además de producir litosfera oceánica, produce la extensión lateral del suelo oceánico. Esta fase se da actualmente en el mar Rojo, por el que transcurre la dorsal que separa África de la península de Arabia.

d) Aquí se manifiesta con toda amplitud la expansión del fondo oceánico y la aparición del océano. Puede darse la circunstancia de que, en la zona de contacto entre la litosfera oceánica y la continental, se cree una zona de debilidad (sobre todo si tras el continente hay otra zona de dorsal) entre ambas litosferas. Esto puede acabar por transformar un margen continental pasivo en activo.

Ambos márgenes del Atlántico responden a esta descripción

e) Se produce, en esta zona de contacto, una zona de subducción. Casi todos los procesos geológicos internos de tipo mecánico (formación de orógenos como máxima megaestructura) o de tipo térmico (vulcanismo, plutonismo, metamorfismo) se producen en estas zonas. Esta etapa representa un océano en reducción; se da una situación de este tipo, por ejemplo, en la costa occidental de Sudamérica.

f) Continúa el proceso de subducción y, por tanto, la reducción del océano. La intensa sedimentación da lugar, en esta zona, a la formación de geosinclinales, que evolucionan primero hacia orógenos pericontinentales, térmicos (Andes), o, al reducirse el océano y aproximarse los continentes, hacia orógenos de colisión, que se sitúan entre los continentes (Himalaya).

g) Se da la máxima aproximación continental, la colisión y la reunión de los dos continentes al final del ciclo. A partir de ahí, se puede iniciar de nuevo el proceso, si la Tierra mantiene su energía.

10.1.1. Desarrollo del geosinclinal según la Tect. de Placas (OPCIONAL)

Los geosinclinales son zonas alargadas situadas en los bordes continentales (paralelos a la línea de costa), capaces de acumular un gran espesor de sedimentos (procedentes de la erosión) sometidos a procesos de subsidencia o hundimiento. (Ver teoría del geosinclinal en el tema anterior)

Está constituido por dos cuencas: **Miogeosinclinal**, la más próxima al continente, sobre la corteza continental, y **Eugeosinclinal**, la más alejada, situada sobre la corteza oceánica. Ambas están separadas por un alto submarino (miogeoanticlinal, geoanticlinal o umbrales). El/los límites del geosinclinal son las zonas llamadas **antepaís**. Constituye la principal fuente de materiales con los que se rellena el geosinclinal.

El miogeosinclinal está formado por areniscas y calizas precipitadas por organismos de hábitat costero; el eugeosinclinal por sedimentos pelágicos.

Cuando estos sedimentos se comprimen por empujes laterales, se pliegan y se elevan, dando lugar a la formación de cadenas montañosas (desarrollo del orógeno), proceso que dura varios millones de años. Hoy día este proceso está sometido a críticas y revisiones a la luz de la tectónica de placas.

Este desarrollo, para su explicación, se ha dividido en varias etapas y se ha interpretado a partir de las distintas cadenas orogénicas.

En una **primera etapa**, todavía dominada por la subsidencia, se acumulan sedimentos turbidíticos de facies Flysch (típicos del comienzo y desarrollo de la orogenia) en el eugeosinclinal. Son forzados a introducirse en la zona de subducción arrastrados por la placa descendente. Al ser menos densos, no pueden penetrar, siendo replegados y dando lugar a rocas con metamorfismo de alta presión (**mélanges**) mezclados, con frecuencia, con fragmentos de corteza oceánica (ofiolitas) desgajados de la zona de subducción. También aparece un vulcanismo (preorogénico) generado a lo largo de la zona de Beniof, cuyos productos pueden mezclarse con los sedimentos replegados.

En una **segunda etapa**, el talud es el sitio de localización de los **volcanes**. Estos volcanes, que afloran formando un archipiélago (**arcos isla**), pueden constituir otra fuente de sedimentos. El arco volcánico se eleva y aumenta de tamaño, pudiendo llegar a aislar totalmente el miogeosinclinal de eugeosinclinal. Su parte más inferior se funde, generándose una o varias fosas magmáticas que además de constituir la fuente del vulcanismo, originan intrusiones ígneas (plutones graníticos), que ascenderán a la superficie. Paralelamente los sedimentos depositados en el mio y eugeosinclinal comienzan a plegarse, aparece una doble vergencia dirigida hacia ambos bordes (antepaíses).

Su parte inferior continúa metamorfozándose, llegando incluso a la fusión o anatexia. El vulcanismo sigue siendo muy activo pero pasa a ser ácido (vulcanismo sinorogénico).

Finalmente, al comenzar los movimientos tangenciales, todos los sedimentos acaban por plegarse, presentando la típica doble vergencia a partir del arco volcánico. Este arco aparece relleno de intrusiones de **Batolitos graníticos** que afloran cuando, en etapas posteriores, la erosión elimina la cobertera volcánica. Aunque aún existe **vulcanismo postorogénico** de carácter ácido, tiende a desaparecer y quedar con carácter residual con geiseres, solfataras y fuentes termales.

El espacio que inicialmente ocupaban el miogeosinclinal y el eugeosinclinal ha quedado muy reducido como consecuencia del apilamiento de pliegues y cabalgamientos. Al final, el proceso de isostasia elevará la nueva cordillera hasta su posición definitiva buscando el equilibrio de densidades.

Evolución del geosinclinal	F. PREOROGÉNICA O DE SUBSIDENCIA	FASE SINOROGÉNICA O DE PLEGAMIENTO	F.POSTOROGÉNICA DE LEVANTAMIENTO
DURACIÓN	mas de 100 m.a.	30 - 50 m.a.	40 m.a.
EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN	2000 - 15000 m de sedimentos Facies: arenisca y arcillas alternas (corrientes de turbidez). Génesis petróleo	Facies molasas » arcosas. evaporitas, carbones, fosfatos y, a veces petróleo	Fuerte erosión muestra raíces del orógeno. Peneplanización. Inicial depósito de molasas.
MOVIMIENTOS CORTICALES	Subsidencia	comienza la emersión: formación de arco-isla	movimientos isostáticos
DEFORMACIÓN Y ESTRUCTURAS	Fallas directas	pliegues, fallas inversas mantos corrimiento	fallas de todo tipo
MAGMATISMO	Intrusiones básicas pillow-laves	vulcanismo básico inicial intermedio y ácido. Anatexia	
METAMORFISMO	regional poco intenso	Regional profundo	De contacto

10.1.2. Cordilleras periocénicas o pericontinentales (tipo Andes).

(También llamados orógenos de activación o subducción) (OPCIONAL)

Los materiales acumulados en la plataforma continental y en la fosa oceánica, así como los transportados por la placa oceánica en su avance, son comprimidos, fracturados y plegados en la zona de subducción de la placa oceánica bajo la continental, convergiendo hacia la placa pasiva (antepaís).

El aumento de profundidad de la placa descendente y su fricción contra la otra, genera el calor suficiente para la fusión parcial de la litosfera oceánica y, quizás, de la continental. Se originan de este modo los magmas andesíticos y granodioríticos, típicos de estas cordilleras, así como los cinturones de metamorfismo característicos.

El atenuamiento del proceso produce la elevación isostática de la cordillera e incluso de todo el continente, por flujo subcortical de material magmático ligero hacia el interior de la placa continental. El levantamiento produce distensión y como consecuencia, la fractura final (fallas normales o directas) con la correspondiente salida de magmas basálticos de origen profundo.

Como resultado de todo el proceso se produce un engrosamiento de la corteza continental y su crecimiento marginal en superficie, por la cordillera formada.

10.1.3. Cordilleras bicontinentales o intercontinentales (tipo Himalaya o Alpes).

(También llamados orógenos de tipo alpino o litosferoclastos) (OPCIONAL)

Causadas por colisión de continentes en las etapas finales de cierre de un océano. Como la litosfera continental es gruesa y ligera, no puede ser arrastrada bajo la otra, y se produce la interpenetración parcial de los dos bloques continentales (**obducción**), comprimiendo los materiales interpuestos. La violencia arrastraría escamas de la placa descendente o del manto (**serie ofiolítica**). Esta serie ofiolítica es un conjunto de diversas rocas: basaltos submarinos almohadillados, rocas ultrabásicas (peridotitas y serpentinas) y básicas (gabros y dioritas), junto a rocas silíceas (radiolaritas) de depósito profundo. Los complejos ofiolíticos aparecen fuertemente metamorfizados y marcan la sutura o zona de unión entre las dos masas continentales colisionadas.

Estas cordilleras tienen una deformación muy intensa con estilos tectónicos alpinos de grandes mantos y cabalgamientos, por el contrario son pobres en vulcanismo debido a que la obducción cierra el camino de los magmas. Predominan los efectos mecánicos sobre los térmicos.

10.1.4. Cordilleras intracontinentales (OPCIONAL)

No parecen estar relacionadas con procesos de subducción, corresponderían a una zona situada, total o parcialmente, en el interior de la corteza continental de una placa. Un proceso de distensión por fosas oceánicas o por estiramiento, causa el adelgazamiento de la corteza, y en la zona deprimida que resulta se individualiza un geosinclinal de escasa profundidad. La compresión, causada por un nuevo acercamiento de los bloques, produce una cordillera.

10.1.5. Arcos insulares (OPCIONAL)

Se originan por una subducción oceánica-oceánica. presentan también fosas oceánicas y un porcentaje importante de su volumen es de materiales volcánicos. Los actuales se concentran fundamentalmente en los contactos entre la placa pacífica, con la euroasiática o indoaustraliana. Hay dos tipos.

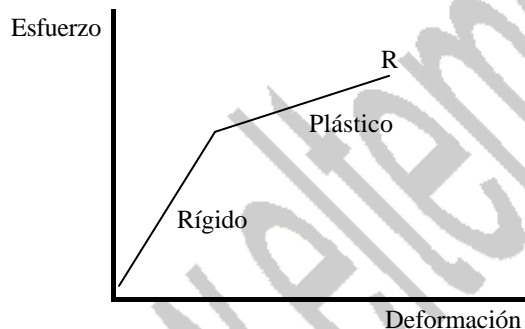
Arcos insulares maduros (Japón, Indonesia, Antillas), con edades considerables y próximos al continente, tienen dimensiones transversales importantes y características parecidas a las cordilleras perioceánicas.

Arcos jóvenes o inmaduros (típicos de Pacífico), con rasgos menos continentalizados.

La forma arqueada típica, no está bien explicada, con la concavidad dirigida hacia el continente más próximo y la convexidad jalonada por las fosas oceánicas y dirigida hacia la placa que subduce. Los arcos insulares son, a la larga, incorporados al continente más próximo. En la evolución completa de un proceso de subducción pueden encadenarse los tres tipos de cordilleras: formación de un arco insular y una cordillera pericontinental, unión de ambas y colisión continental final.

10.2. Esfuerzos actuantes en la corteza terrestre (Tectónica).

Todos los cuerpos naturales, incluidas las rocas, responden de la misma manera a las fuerzas que tratan de deformarlos. En una primera fase, los cuerpos tienen un comportamiento elástico, es decir, recuperan su forma original una vez ha cesado la deformación, como en el caso del paso de las ondas sísmicas de un terremoto por las rocas. Normalmente, en este primer estadio, son necesarios esfuerzos muy grandes para alcanzar deformaciones pequeñas; los cuerpos se encuentran dentro del **campo o dominio elástico**.



Cuando el esfuerzo supera un determinado valor (límite elástico), las rocas entran en el **campo plástico**. En él la roca permanece deformada aunque cese el esfuerzo. Una vez en el dominio plástico, para deformar la roca basta un pequeño, duradero y continuado esfuerzo, resultado del cual son los **pliegues**. Superado el límite plástico por la roca, entra en el campo de la **rotura**, es el resultado son las **fallas** y las **diaclasas**.

En la deformación de las rocas, además del esfuerzo, hay otros factores que influyen en el tipo de respuesta que da la roca al esfuerzo, estos son: su composición, la t^a y la presencia de fluidos. Las rocas compactas y coherentes (granito) se fracturan, las poco compactas (yeso) se pliegan. Las calientes se deforman más que las frías, además éstas tienden a romperse mientras que aquellas tienden a plegarse. Las rocas húmedas se pliegan, mientras que las secas se fracturan, incluso en casos de rocas de la misma composición (arcillas).

El origen de la mayoría de las fuerzas actuantes en la corteza lo encontramos en el movimiento de las placas litosféricas sobre la astenosfera. Así, en los bordes de placa divergentes se forman grandes estructuras de distensión (dorsales, fallas de transformación, rift valley continentales); mientras que en los bordes de placa convergentes se originan las más espectaculares estructuras de compresión (cadenas orogénicas y arcos-isla). Además de estas fuerzas de compresión y de distensión, no debemos de olvidar que, sobre la superficie de la corteza terrestre, siempre está actuando la fuerza de gravedad, que puede ocasionar el deslizamiento de grandes masas de rocas a favor de pendiente.

En los temas anteriores se ha tratado de las grandes deformaciones de la corteza, cómo por compresión y colisión (convergentes) surgían las cordilleras y por distensión (divergentes) se hundían

los Rift. Vamos a analizar las deformaciones que, a menor escala, se producen en las rocas y en los estratos a causa de las fuerzas.

Las fuerzas internas de la Tierra pueden actuar básicamente en la dirección horizontal y en la vertical.

Horizontales:

- **compresión.** Implica acortamiento de la corteza
- **distensión.** Implica estiramiento de la corteza.
- **Colisión.** Desplazamiento sin acortamiento ni estiram
- **Cizalla.** Dos fuerzas convergentes no alineadas.
- **Torsión.** Fuerzas rotacionales.

DEFORMACIONES	COMPRESIÓN	TRACCIÓN	CIZALLAMIENTO
Elásticas ó Plásticas	acortamiento y engrosamiento	alargamiento y adelgazamiento	deformación angular
Materiales rígidos	acortamiento por rotura falla inversa	alargamiento por rotura falla directa	rotura con deslizamiento
Materiales plásticos	acortamiento por flexión	Deformaciones de las rocas según las fuerzas actuantes	

Durante el proceso de sedimentación los estratos se depositan horizontalmente, es frecuente que a lo largo de la historia geológica y como consecuencia de esfuerzos mecánicos (producidos y asociados a los movimientos orogénicos), sufran distintos tipos de deformaciones que los distorsionan. Dichos esfuerzos mecánicos, que tienden a generar cadenas de plegamiento y cordilleras, reciben el nombre de orogénesis, y las deformaciones así generadas son estudiadas por la Geología estructural.

Los materiales rígidos ofrecen gran resistencia a la deformación. Ante fuertes presiones sufren pequeñas deformaciones transitorias, elásticas, como las que dan origen a las ondas sísmicas, pero si la presión sigue aumentando reaccionan como materiales frágiles, es decir mediante rotura. Estas roturas de las rocas reciben el nombre de fracturas, y pueden ser de dos tipos: diaclasas y fallas.

Cuando los estratos quedan sometidos a fuerzas de compresión, se deforman por flexión para adaptarse al menor espacio, modificando sus primitivas formas planas en series de curvas, llamadas pliegues.

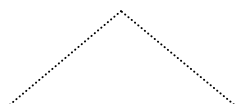
Atendiendo a las dimensiones de las distintas deformaciones las podemos clasificar como siguen:

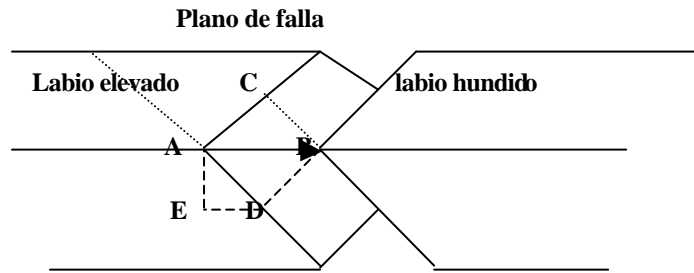
Escala / Tipo de deformación	Elástica	Dúctil o plástica	Frágil o rígida
MEGAESCALA	Movimientos isostáticos Rebote elástico (sismos)	Orógenos/Geosinclinal Anticlinorios y sinclino- rios. Mantos de corri- miento. Domos de gneis	Fosas y horts. Dorsales Rif-valley. Fallas trans- formantes y de desgarre "Escamas"
MESOESCALA		Pliegues. Diapiros	Fallas . Diaclasas
		Pliegues-falla,	Cabalgamientos
MICROESCALA		Esquistosidad de flujo	Esquistosidad fractura

10.3. Fallas. Elementos. Clases de Fallas

Se puede definir como fracturas en las que existe un desplazamiento relativo de los bloques, a ambos lados de un plano de ruptura, produciéndose una superficie de discontinuidad. Apoyándonos en el siguiente esquema vamos a definir los distintos elementos de una falla.

Labios de falla. Son los dos bloques rocosos independientes y desplazados relativamente sobre el plano. Se distingue un labio levantado que es, topográficamente, el más alto y, el labio hundido o topográficamente más bajo.





Línea de falla o traza. Intersección del plano de falla con la superficie del terreno o cualquiera de los estratos. La dirección o rumbo se determina, con la brújula, mediante el ángulo que forma, la línea de falla, con el Norte geográfico.

Salto o escarpe de falla. Es el desplazamiento que se produce entre dos puntos de los dos labios, que antes formaban un punto común de ambos. Este desplazamiento puede tener una componente según la dirección de la falla y otra según el buzamiento. Frecuentemente se mide el salto en vertical ó diferencia de altura topográfica (AE), ó longitudinal ó en dirección (AC); el verdadero salto de falla sería AB, del que tanto AD como AC son sus componentes. El valor ED nos daría el alargamiento, si se trata de una falla normal, ó el acortamiento si es inversa.

Plano de falla. Es la superficie de fractura, a lo largo de la cual, se deslizan ambos bloques. Esto provoca la formación de estrías en el plano por la fricción de los dos bloques. La observación detallada de las estrías permite averiguar el sentido del desplazamiento y, en consecuencia, cual ha sido el labio movilizado. En fallas grandes el plano de falla es una zona de espesor variable, en la que aparecen fragmentos revueltos y mezclados procedentes de ambos labios (millonitas de falla) que, al cementarse, constituyen una brecha de falla. Es frecuente que, el plano de falla, aparezca pulido como consecuencia del deslizamiento de ambos bloques (espejo de falla).

Midiendo el ángulo que forman las estrías con la horizontal y vertical nos permite deducir distintos tipos de fallas. También se suele medir el buzamiento del plano de falla, es decir, el ángulo que forma éste con la horizontal.

CLASES DE FALLAS.

Existen diferentes criterios de clasificación, nosotros vamos a seguir el de Anguita (1977). Las clasifica en dos grupos:

TRASLACIÓN	ROTACIÓN
Normal o directa	
Inversa	Tijera
Cabalgamiento	Cilíndrica
Desgarre o cizalladura	Cónica
Transformantes	

- **Normal o directa:** Generada por esfuerzos distensivos; en ella el labio hundido descansa sobre el plano de falla.
- **Inversa.** Generada por esfuerzos compresivos; en ella el labio levantado descansa sobre el plano de falla.
- **Cabalgamiento.** Estructura plegada y fracturada en la que uno de los flancos se sitúa encima del otro, duplicando así la serie estratigráfica.
- **Desgarre o en dirección.** Generada por esfuerzos de cizalla. Fractura con desplazamiento en la que el salto de falla tiene una componente horizontal.
- **Transformantes:** Fractura a favor de la cual una placa se desliza de forma horizontal y lateralmente respecto a otra. Son fracturas que separan fragmentos de dorsal, por lo que los diferentes tramos aparecen desfasados, al igual que las bandas magnéticas que se forman en ellas (ver tema anterior). El

movimiento relativo de los bloques fallados, solamente se produce en los segmentos de dorsal desplazados; en cualquier otro punto, la falla es una grieta, en la que los bloques (placas) situados a ambos lados de ella se mueven juntos.

Las fallas en tijera y las cónicas, entre otras, están generadas por complejos movimientos.

Las fallas, al igual que los pliegues, casi nunca se presentan aisladas, sino en sucesiones que constituyen sistemas. Suelen presentarse paralelas y escalonadas. Hay dos tipos fundamentales.

- **Horst o Macizos tectónicos.** Están constituidos por la asociación de fallas normales, paralelas y escalonadas. Forman un sistema de fallas descendente con un bloque central elevado (pilar tectónico o horst). Corresponden a las partes más elevadas (sierra de Gredos, Guadarrama).
- **Fosas tectónicas o graben.** Son asociaciones de fallas paralelas y escalonadas, con una serie de bloques, progresivamente más hundidos hacia el interior, dejando una depresión en el centro. Los ejemplos españoles más representativos son la fosa del Ebro y del Guadalquivir, en Europa destaca la fosa del Rin. A mayor escala, cabe incluir, los rift-valley (valles de fractura) tanto continentales como oceánicos.
- **Fallas antitéticas.** Se trata de un sistema de fallas situadas sobre el labio hundido de una falla principal, cuyos planos de falla se inclinan en sentido opuesto al de la falla principal.

Puede darse el caso, en los **mantos de corrimiento**, de la formación de cadenas cabalgantes por compresión. Se trata de la asociación de fallas inversas que producen la repetición de series estratigráficas.

Las fallas son estructuras favorables a las erupciones volcánicas y a las mineralizaciones. Condicionan el relieve, ya que al ser zonas débiles, favorecen el encauzamiento de los ríos siguiendo la línea de falla.

Las fallas en la superficie de la corteza vienen marcadas, a veces, por un cambio de pendiente (Sierra Morena); pero, normalmente, los agentes de la dinámica externa suavizan por erosión la diferencia de nivel entre los bloques, y terminan con el tiempo por hacerla desaparecer.

Para poder determinar sobre la superficie topográfica de un terreno erosionado la presencia de una falla, debemos analizar la edad relativa de las rocas diferentes en su contacto; si hay un salto en la edad de las mismas, nos encontramos con una falla; para saber con certeza su clasificación deberíamos realizar un sondeo cerca del contacto, y según las capas que atravesáramos sabríamos el tipo de falla y sus elementos.

10.4. Diaclasas

Se trata de fracturas sin desplazamiento de bloques; constituyen las grietas y fisuras presentes en la mayoría de los materiales de la corteza. Suelen presentarse, generalmente, asociadas en conjuntos o sistemas. Se pueden producir por tres causas principales: Compresión, Tracción y retracción.

a) **Diaclasas de retracción:** son abiertas. Aparecen durante el enfriamiento de un magma como consecuencia de la pérdida de volumen. Ej. las que aparecen en los basaltos (disyunción columnar).

b) **Diaclasas de descompresión:** son abiertas y se deben a fenómenos de disminución de presión, al ir eliminando la erosión los materiales depositados encima (materiales suprayacentes). Ej. las del granito (bloques paralelipípedicos).

c) **Diaclasas tensionales:** son abiertas y aparecen por estiramiento de la roca. Ej. las que se forman en la parte convexa de un pliegue.

d) **Diaclasas de compresión:** son cerradas y aparecen en la parte cóncava del pliegue.

10.5. Pliegues. Elementos. Clases de pliegues

Cuando los estratos quedan sometidos a fuerzas de compresión, se deforman plásticamente por flexión para adaptarse al menor espacio, modificando sus primitivas formas planas en series de curvas a

modo de ondas, llamadas pliegues. Al cambiar su buzamiento los pliegues sólo los vamos a estudiar en las rocas sedimentarias estratificadas.

•**Mecanismos de plegamiento:**

Se reconocen cuatro mecanismos principales de plegamiento:

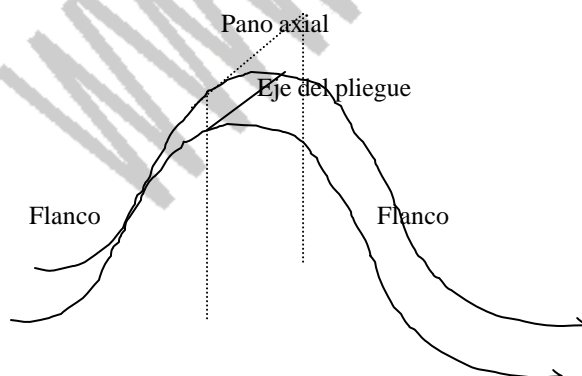
- ⇒ **Flexural:** se origina por una fuerza compresiva paralela a la posición de los estratos. El efecto es el curvamiento de los estratos, que generalmente va acompañado por una disminución del espesor de la charnela. Si la deformación es frágil se formarán diaclasas tensionales y de compresión. Los pliegues resultantes suelen ser paralelos o concéntricos.
- ⇒ **De flujo:** se forman en capas poco rígidas y sobre todo donde los estratos tienen poco espesor. Son propios de un dominio de alta P y T^a, con deformaciones plásticas de los materiales y un comportamiento viscoso. Cuando hay estratos de distinta competencia, los más competentes pueden transmitir fuerzas en distancias cortas y pueden deslizarse unos contra otros en los pliegues flexurales.
- ⇒ **De cizalla:** Se les conoce como pliegues de deslizamiento, ya que la fracturación se produce a lo largo de planos de fractura muy próximos entre sí, dando la sensación de deslizamiento más que de fracturación. El movimiento interno se realiza a lo largo de los planos de cizalla o fractura, que no experimentan giro durante el plegamiento. Se forman los llamados pliegues similares.
- ⇒ Otro caso de plegamiento es debido a movimientos verticales que deforman las capas superficiales hasta formar un **domo**. En este tipo de abombamientos se produce un estiramiento de los estratos, pero, al contrario que en los pliegues flexurales, las fuerzas son verticales y no tangenciales a las capas.

Antes de estudiar los elementos de un pliegue, conviene tener en cuenta que, la mayor parte de las rocas sedimentarias se han formado, en cuencas de depósito, como estratos dispuestos de modo prácticamente horizontal. Sin embargo, los estratos, aparecen muchas veces inclinados. Por lo que, para fijar la posición de un estrato y representarla en el mapa, se requiere conocer su rumbo o dirección y su buzamiento.

Rumbo o Dirección: Ángulo, respecto al norte geográfico, que forma la línea de intersección del estrato con la superficie del terreno (plano horizontal). Se mide con la brújula.

Buzamiento: ángulo que forma la superficie del terreno con la horizontal, medido perpendicularmente a la dirección. Se mide con el clinómetro. También se suele definir como el ángulo que forma la máxima pendiente del estrato con la horizontal.

Para el estudio de los pliegues se consideran dos tipos de elementos: unos reales, de naturaleza física, que son los flancos, el núcleo, la cresta o valle, según que el pliegue sea convexo o cóncavo, y otros ideales, de índole geométrica, que informan sobre la dirección y magnitud de las fuerzas que los produjeron; son principalmente la charnela, el eje y el plano axial. (Ver el dibujo)



Flanco: son las dos partes laterales del pliegue, con buzamiento divergente, de curvatura variable, que va disminuyendo al aproximarse a la línea de inflexión, la cual divide al flanco en una parte convexa y otra cóncava.

Núcleo. Parte interna del pliegue.

Cresta. Parte superior del pliegue convexo, es la línea topográficamente más alta.

Valle. Depresión central de un pliegue cóncavo.

Charnela. Zona de máxima curvatura de un pliegue. A ambos lados de ella cambia el buzamiento de los estratos. Si la flexión es muy acusada, se limita a una línea en cada plano de estratificación (línea de charnela).

Eje. Se le puede considerar como la generatriz teórica de la superficie del pliegue. Coincide con la línea de charnelas del estrato superior, ó con la intersección del plano axial con la superficie del terreno; marca la dirección del pliegue.

Plano axial. Es el que contiene a las líneas de charnela de todos los estratos. Si estas no son coplanarias, en vez de plano se denomina "superficie axial", ya que se trataría de una superficie curva.

Vergencia. Ángulo que forma el plano axial con la vertical. Nos permite clasificar a los pliegues por su posición.

Cabeceo ó inmersión. Inclinación del eje con respecto al plano horizontal.

A la hora de clasificar los pliegues podemos utilizar criterios muy diversos, a saber: Curvatura, Posición, forma, origen, comportamiento de los materiales, etc.

Por su forma:

Anticlinal. Pliegue con la convexidad orientada normalmente hacia arriba y con los materiales más antiguos situados en el núcleo.

Sinclinal. Pliegue con la convexidad orientada normalmente hacia abajo y con los materiales más modernos situados en el núcleo.

Por su perfil:

Abiertos: pliegues con gran amplitud.

Acordeón: pliegue con charnela aguda.

Isoclinal: con los flancos paralelos.

Monoclinal o en rodilla: con buzamiento muy suave.

Artesa: pliegue sinclinal con charnela ancha.

Encofrado: pliegue anticlinal con charnela ancha.

Según su plegamiento:

Concéntricos: mantienen constante el espesor de los estratos en flancos y charnela.

Similar: No mantiene el espesor de la charnela ni de los flancos.

Asociaciones de pliegues: Con frecuencia los pliegues se asocian entre sí formando series; algunas de las más conocidas son:

Serie isoclinal: Está formada por una serie sucesiva de pliegues que, presentan flancos paralelos, así como sus planos axiales, independientemente del ángulo de inclinación de éstos.

Anticlinorio. Asociación espacial de pliegues, en la que la línea envolvente de sus crestas, toma forma de anticlinal (antiforme). Sus planos axiales convergen hacia el interior de la corteza. Sinclinorios para la asociación de pliegues que adoptan la forma Sinclinal (Sinforme).

Pliegues en cascada. Son los producidos por deslizamiento gravitacional de una cobertera, como respuesta a una elevación del basamento.

Otros ejemplos menos frecuentes son los de los pliegues en relevo o "echelon", etc.

10.6. Diapirismo

Es el proceso mediante el cual el material terrestre profundo se abre paso a niveles más someros. En un sentido más estricto, se trataría de "un emplazamiento a baja t^a de rocas sedimentarias en niveles más superficiales de los que se encontraban inicialmente". A escala local se dice que es un fenómeno de diapiro, pero a escala regional varios diapiros forman un "Diapirismo".

Suele tratarse de materiales muy plásticos y poco densos (sal común, silvina, anhidrita, yesos, margas yesíferas, arcillas con yesos, etc.). La baja densidad de estos materiales los hace ascender por efecto de la presión a través de materiales, consolidados o no, de mayor densidad. En los orógenos se producen a gran profundidad "domos gneísicos" y "escamas graníticas" que ascienden al disminuir la viscosidad del material por calentamiento. En este caso, la viscosidad es consecuencia de la T^a .

La ascensión de un diapiro puede suceder mediante dos mecanismos: por empujes tangenciales, por gravedad o por la combinación de ambos. Por gravedad la ascensión puede deberse a:

- desigualdades en el límite de formación;
- carga desigual de las rocas suprayacentes;
- cuando la sal o el material del que se trata sobrepasa la isoterma de 300 °C (a esta t^a la sal se vuelve plástica y asciende).

Las principales estructuras a que puede dar lugar un diapiro son:

- a) Pliegues diapíricos: pliegues con un núcleo compuesto por un material suprayacente más denso, o infrayacente menos denso.
- b) Intrusiones diapíricas en fallas: el material se inyecta a través del plano de falla por compresión. Puede arrastrar a otras rocas no salinas.
- c) Escamas diapíricas: son diapiros en forma de seta unidas al resto de la masa salina por un estrecho cuello.
- d) Chimeneas diapíricas: simples ascensiones en forma de conducto.
- e) Domos: son las estructuras diapíricas por excelencia. Se trata de columnas verticales de forma circular, que ascienden independientemente de los esfuerzos tectónicos. Suelen tener un diámetro entre 1-3'5 Km.

10.7. Los volcanes y terremotos.

Desde que se cartografiaron la distribución de los terremotos y de los volcanes, se observó que no se disponían al azar sobre la superficie de la Tierra, sino alineados en zonas estrechas, bien definidas y coincidentes a grandes rasgos (Cinturón de fuego del Pacífico, Orla mediterránea).

Las regiones en donde se registra una mayor actividad sísmica y volcánica son:

- En los bordes de las fosas oceánicas, por el hundimiento de la corteza oceánica y de la litosfera a través de la zona de Benioff.
- Las dorsales oceánicas y fallas transformantes originadas por las mismas. Por la salida más o menos intermitente del material del manto.

10.7.1. Los volcanes. (Para algunos autores debería ir en el Tema 4)

Las grandes cadenas de plegamiento se producen en los geosinclinales mediante el proceso de la OROGÉNESIS. El vulcanismo puede explicarse inmerso en la evolución que sufre un geosinclinal hasta finalizar en orógeno. No obstante el modelo general que vamos a exponer, cada cordillera en particular puede haber sufrido variantes.

a) Fase preorogénica. Vulcanismo básico preorogénico.

Se produce en zonas de distensión y adelgazamiento de la corteza (depresión de la cuenca), se le suele llamar Ofiolítico o verde. La distensión produce fallas muy profundas por donde afloran lavas ofiolíticas (compuestas de peridotita y basalto), también estructuras almohadilladas (pillow-lavas) y gases con sílice que dan lugar al desarrollo de radiolarios.

b) Fase orogénica

Desaparece la distensión. La cuenca se acorta debido a una fuerte compresión. La compresión empieza en las zonas más alejadas del continente y progresa hacia él (polaridad orogénica). Estas fuerzas de compresión y la elevada temperatura, dan lugar a metamorfismo regional, fenómenos de anatexia y a magmas ácidos (lavas del tipo riolita ó andesita) que alternan con otros básicos (ofiolíticos), se le suele llamar vulcanismo intermedio. Probablemente, al mezclarse ambos tipos de magmas, forman granitos diapíricos con aureola de metamorfismo de contacto alrededor.

c) Fase postorogénica.

Se caracteriza, fundamentalmente, por la distensión que da lugar a fracturas que provocan el fraccionamiento del orógeno. A favor de estas fracturas tienen lugar este vulcanismo. Alguna de las fracturas puede alcanzar a la corteza profunda y provocar la emisión de magmas basálticos fisurales.

Según la tectónica de placas, el choque entre dos placas oceánicas, provoca un vulcanismo basáltico, el de una placa continental y otra oceánica, un vulcanismo ácido o intermedio, y el choque entre dos placas continentales (obducción) no produce vulcanismo. Por lo tanto los magmas ácidos se suelen encontrar en los bordes continentales, los intermedios en los arcos-islas y los básicos en las dorsales.

La actividad ígnea en los bordes de las placas expansivas (rift de las dorsales oceánicas), provoca el ascenso de magma basáltico que origina nueva corteza oceánica (magmas toleíticos con un 50 % de sílice).

En ciertos puntos de los bordes expansivos de placa de una dorsal mesoceánica se han formado islas volcánicas. En ellos la acumulación de lavas basálticas se ha producido con mayor rapidez que su alejamiento del borde de expansión por movimiento de placa (Islandia). Sin embargo, salvo en el caso de Islandia, sólo un número relativamente bajo de conos volcánicos aislados se elevan sobre el nivel del mar, en los bordes de placa expansivos, y muchos son inactivos.

En medio de las placas litosféricas oceánicas, se encuentra otro tipo de islas volcánicas, que ascienden desde la litosfera oceánica y forman cadenas de islas volcánicas y grupos aislados de volcanes (Hawái). Estas cadenas y grupos volcánicos se han formado encima de una fuente de magma (punto caliente) situado, según algunos geólogos, sobre una columna de "roca caliente" del manto, que asciende lentamente (pluma del manto). Cuando sobre el punto caliente tiene lugar una actividad volcánica, se crea una isla, o un grupo de islas que se van alejando con la placa que se mueve. Nuevas épocas de actividad volcánica darán lugar a nuevas islas. El tipo de magma es alcalino (bajo contenido en sílice, predominio de silicatos sódicos).

En medio de las placas litosféricas continentales, lejos de los bordes activos, desde un "punto caliente" situado debajo, grandes volúmenes de magma basáltico pueden ascender a la superficie, emergiendo a través de fisuras y desparramándose (coladas basálticas o basaltos de meseta), estas efusiones continúan hasta acumularse en grosores de varios miles de metros de capas de basalto. Ej. Meseta de Columbia de Oregón, Washington e Idaho son de los basaltos ocupan unos 130.000 Km², con un grosor total que oscila entre 600 y 1200 m., la meseta de Dekan (India) es otro ejemplo. En estos casos no cabe hablar, propiamente, de erupciones volcánicas.

En las **zonas de subducción activa**, se dan erupciones volcánicas ácidas (potásicas o félsicas) e intermedias (calcoalcalinas), como consecuencia de esto se forman arcos volcánicos de grandes conos andesíticos a lo largo de los márgenes de la litosfera continental (al comienzo de la subducción la emisión es de magmas de tipo toleítico). Ej. en las zonas de subducción que limitan la placa pacífica, y que forman un gran "cinturón de fuego" que bordea al océano Pacífico, también hay lavas riolíticas pero en menor volumen. Otro arco volcánico parecido, en forma de media luna, es el de Indonesia, aquí la placa australoíndica subduce bajo el margen de la placa eurasiática.

Esta actividad ígnea de los arcos volcánicos, implican magmas que originan plutones graníticos, dioríticos y granodioríticos. A la superficie llegan en forma de lavas ácidas o intermedias, con coladas de lava y piroclastos de riolita y de andesita.

Se cree que la superficie superior de una placa oceánica descendente se recalienta al contacto con la astenosfera. Esta placa es rica en agua marina. La fusión de la capa descendente se inicia a partir de los 120 Km., y llega hasta los 200 Km. o más en la superficie superior de la placa.

La explicación de los distintos tipos de magmas que son expulsados en estas zonas es objeto de distintas hipótesis. La más acertada propone que los magmas ácidos e intermedios proceden, en su mayor parte, de la fusión de rocas de la corteza continental preexistentes, provocada por el calor desprendido del magma basáltico de la capa oceánica descendente.

En las zonas de subducción, durante millones de años, se han ido depositando sedimentos ricos en agua. Estos sedimentos darán rocas sedimentarias con componentes químicos necesarios para producir magmas félsicos. Las rocas metamórficas formadas a partir de ellas también darán, por fusión, magmas félsicos. Por último, la corteza continental tiene grandes masas de rocas ígneas plutónicas félsicas producidas en acontecimientos tectónicos anteriores. Estos plutones están en condiciones de fundirse de nuevo.

Las erupciones volcánicas constituyen una de las formas más espectaculares de la actividad mostrada por la Tierra, manifestando en superficie la energía interna y testimoniando procesos endógenos inaccesibles al hombre.

En su forma más sencilla, un volcán se puede definir como una fisura en la corteza terrestre a través de la cual ascienden masas rocosas en fusión y gases procedentes de zonas más profundas, liberándose durante el proceso enormes cantidades de energía. El mecanismo de una erupción volcánica depende del tipo de magma y, fundamentalmente, de su viscosidad (que depende de su contenido en sílice), de su densidad y de la tensión de vapor de la fase gaseosa.

La salida del magma y demás productos derivados están controlados por varios factores:

- Factores asociados al propio magma: P y T^a, composición y presencia de gases
- Factores propios de las rocas del entorno: Presión litostática, localización de la cámara magmática y de fractura lineal o puntual que comunica con el exterior.

La mecánica de la erupción se realiza en varias fases: Separación de la fase fluida gaseosa, emisión de la lava y desgasificación póstuma (fase de fumarola).

A) MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LOS VOLCANES.

Como hemos visto el vulcanismo representa la manifestación externa de una acumulación de energía. Por tanto, para que se produzca un volcán, es necesario además de la generación de magma en una determinada zona, la aparición de fracturas en las zonas más delgadas y débiles de la corteza. Existe, por consiguiente, una estrecha relación entre Tectónica, espesor de la corteza y generación de magma. Son muy difíciles de precisar todos los mecanismos y procesos anteriores a una erupción. La emisión de materiales suele ser intermitente, todos ellos contribuyen al desarrollo del volcán. Durante los periodos de reposo, la erosión da lugar a un relieve típico de zonas volcánicas.

Cuando reiteradamente se produce extrusión ígnea desde una abertura llamada **chimenea volcánica**, o desde chimeneas agrupadas muy próximas unas de otras, la materia ígnea se acumula en un montículo o pico (**cono volcánico**). A tales acumulaciones centralizadas se las designa bajo la clasificación genérica de volcanes. Es muy amplia la gama de tamaños y formas de volcanes, así como la de formas de rocas extrusivas de las que están contruidos. El término vulcanismo ó vulcanismo comprende todas las formas de edificación de volcanes y, también, la emisión de coladas de lava y tefra, llamada erupción volcánica.

Se considera que las presiones de gas elevadas que determinan que un volcán emita grandes cantidades de lava y tefra, se desarrollan en un depósito o cámara magmática situada, tal vez, a 3-5 Km. bajo el volcán. De dicho depósito parte la chimenea volcánica por donde asciende la lava.

La abertura de un volcán (**cráter**), es por donde son expulsados los materiales procedentes de una erupción, y adquiere la forma de una depresión, en forma de cuenco, en la cima del volcán.

En los volcanes subaéreos la forma del cono depende en gran parte de la acidez o basicidad del magma. Los magmas básicos, muy fluidos y relativamente pobres en gases, se alejan del cráter de emisión y producen conos anchos y bajos. Los ácidos, espesos, tienden a aglomerarse cerca del cráter y a dar conos más erguidos. En la pendiente pueden existir conos adventicios ó secundarios.

Los conos volcánicos se forman y crecen a expensas de los materiales que expulsa el volcán, así pues, la regularidad y perfección de la clásica forma cónica, depende del tipo de lava y piroclastos que contenga.

La estructura y morfología de un volcán están relacionadas con el tipo de erupción, que puede ser uniforme o variar en sucesivos paroxismos.

Estrato volcanes, Volcanes o conos piroclásticos, Coladas de lava, Escudos volcánicos, Mesetas basálticas, Domos de lava, Pitones o espinas

Otras estructuras: Chimeneas exhumadas, Hoyos de explosión (maars oring-craters), Calderas volcánicas (Calderas de hundimiento, Calderas de explosión y Calderas de erosión)

B) PRODUCTOS VOLCÁNICOS: LAVAS, PRODUCTOS PIROCLÁSTICOS Y GASES (OPCIONAL)

Lavas.

Se denominan así al conjunto de materiales fundidos (900-1000 °C), en los cuales dominan los de carácter básico, aunque pueden encontrarse lavas de composición muy variada. Una lava puede considerarse como el magma que ha perdido gran parte de sus compuestos volátiles.

Las lavas se extienden sobre el terreno constituyendo coladas, cuya extensión, velocidad de avance y fluidez dependen, como hemos dicho, de su composición y contenido en gases.

A estos efectos, un carácter fundamental de las lavas es su **viscosidad**, directamente relacionada con el contenido en sílice del magma. Los ácidos, dado su alto contenido en sílice, son muy viscosos; los gases que acumulan durante su solidificación (en cada vez menor volumen de líquido) tienden a provocar erupciones explosivas. Los básicos, de menor contenido en sílice, son más fluidos; sus coladas pueden salir a gran velocidad (hasta 100 Km/h), disminuyendo al enfriarse, pudiendo alcanzar longitudes superiores a los 100 Km.

Morfológicamente se pueden diferenciar tres tipos de lavas:

- Lavas en bloque** (block-lavas). Son viscosas, que tienden a solidificar con rapidez. De su superficie, a medio consolidar, escapan los gases de modo brusco o explosivo, lo que provoca la fragmentación de la colada y ocasiona la formación de bloques amontonados, por el empuje de la lava aún fundida. Forman coladas de superficie muy irregular, accidentada, espinosa y, normalmente, de poco recorrido.
- Lavas cordadas** (ropy-lavas o pahoehoe). Son las más fluidas, se solidifican lentamente por lo que los gases se desprenden con suavidad, y recorren distancias mayores. La costra de la colada que primero solidifica, se arruga por el avance interno del fluido, tomando el aspecto típico de cuerdas o sogas alineadas.
- Lavas almohadilladas** (pillow-laves). Son típicas de las erupciones submarinas; las lavas que van fluyendo tienden a solidificarse, en contacto con el agua, con rapidez adquiriendo el aspecto de pequeños cúmulos, similares a almohadones, formados por retracción.

Productos piroclásticos. (Tephra los subaéreos e hialoclastitas, los submarinos)

Son materiales lanzados al aire procedentes de: lava medio solidificada antes de salir por el cráter, de fragmentos de rocas arrancadas por el magma de los conductos volcánicos, o de restos de erupciones anteriores. Según su tamaño se distingue:

- Bombas volcánicas.** Son masas fusiformes o esféricas que pueden alcanzar hasta 30 cm. ó más, son el resultado de la solidificación en coágulos de lava fluida arrojada al aire a gran altura. Su acúmulo origina los aglomerados o brechas volcánicas. Al material irregular y vesicular se le denomina genéricamente escorias.
- Lapilli.** Son partículas de lava menores (entre 4-25 mm. de diámetro), del tamaño medio de las gravillas.
- Puzolanas.** Partículas volcánicas de tamaño arenoso. Proceden de pequeñas gotas que se enfrían al contacto con el aire.
- Cenizas y polvo volcánicos.** Su consolidación forma la cineritas ó tobas volcánicas, se trata de cenizas que han sido transportadas por el viento o agua y depositadas en capas, y pueden compactarse en forma de roca estratificada.

Muchos geólogos utilizan el término tephra para describir colectivamente todas las variedades y tamaños de los materiales piroclásticos. De forma que todo el material ígneo extrusivo, salvo los gases, o es lava o tephra, o una combinación de ambas.

Gases.

Domina el vapor de agua procedente directamente del magma (agua juvenil), de aguas meteóricas infiltradas, o de aguas marinas (erupciones submarinas). Le siguen otros gases como monóxido y dióxido de carbono, anhídridos sulfuroso y nitroso, Hidrógeno, Cloro, metano, amoníaco, etc. Veremos que la importancia de los gases es grande en el mecanismo y tipo de erupción (su poder de expansión obliga al magma a ascender), así como en la fluidez de las lavas; al ser inflamables producen las típicas llamaradas de las erupciones.

C) ACTIVIDAD VOLCÁNICA. VOLCANES ACTIVOS Y APAGADOS.

Se acostumbra a clasificar los volcanes en activos y apagados, según que hayan hecho, o no, erupción en fecha histórica; desde el punto de vista geológico, esta clasificación carece de valor real, pues la actividad volcánica de una región puede durar periodos geológicos completos, y las épocas de inactividad pueden ser muy largas pudiendo reiniciar, tras ellas, su actividad.

Cuando las condiciones de presión ceden en algún punto del interior terrestre, la alta temperatura funde las rocas y se origina un magma, en cuya composición abunda vapor de agua y otros gases. Si esta masa fundida permanece, durante mucho tiempo, en el interior de la Tierra hasta enfriarse forma rocas plutónicas, pero si asciende y consigue alcanzar la superficie, se origina un volcán. La erupción volcánica es la salida del magma del interior. Al fluir por la superficie, se escapan los gases a la atmósfera y, solo queda la fracción líquida (lava).

La erupción de un volcán típico se realiza en varias fases:

- Fase inicial. Comienza con la emisión de gases por el cráter que, a veces, puede ir acompañada por temblores de tierra.
- Fase paroximal. La salida de gases es cada vez más abundante y violenta. Comienzan las explosiones con la expulsión de cenizas y escorias, que se van acumulando alrededor del cráter, formando el cono volcánico. El suelo se agrieta y, finalmente, surge la lava que resbala por la pendiente del cono, llegando a formar ríos de fuego.
- Fase terminal. Las explosiones y emisiones se van espaciando y disminuyen hasta que, el volcán, entra en reposo. En esta fase se producen emisiones gaseosas (fumarolas, géiseres, etc.).

Este proceso suele ser intermitente e irregular, cada episodio de erupción contribuye al desarrollo del volcán, mientras que en los periodos de tranquilidad, entre dos erupciones, actúa la erosión dando lugar a típicos relieves.

Se considera que, las presiones de gas muy elevadas responsables de la abundante emisión de lava y tephra, se desarrollan en un "depósito magmático", situado entre los 3-5 Km. bajo el cráter. Aquí el magma se enfría con lentitud y cristaliza parcialmente. Conforme avanza la cristalización, el agua contenida en la mezcla fundida, aumenta su proporción en la solución restante, lo que determina un notable incremento de la presión capaz de provocar la explosión volcánica.

D) TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS:

La modalidad de las erupciones depende del contenido y de la presión de los gases, controlados por la viscosidad y velocidad de solidificación de la lava (que a su vez dependen de la acidez o basicidad del magma). En general con la viscosidad y el contenido en gases, aumenta la explosividad de la erupción y su violencia y, por tanto, la cantidad de material piroclástico.

A lo largo de la historia de un volcán, se pueden suceder diferentes tipos de erupciones. La secuencia normal de una erupción comienza con la salida de gases, seguida de la de los materiales piroclásticos y, finalmente, las lavas, con explosiones esporádicas que mantienen abierto el cráter.

La clasificación más clásica de los volcanes se debe al francés Lacroix; hoy está en desuso, no obstante, dado que es muy citada en los libros de texto, la utilizaremos como referencia.

Los volcanes se pueden clasificar en dos grupos:

Efusivos, con explosividad prácticamente nula, debido a la composición básica del magma, a su baja viscosidad y a la fácil salida de los gases.

Explosivos, con características opuestas a las del anterior grupo.

Fisurales: Tipo islándico. Se producen a lo largo de fracturas, de recorrido más o menos amplio. Sólo comprende a los volcanes de tipo islándico, de lavas muy fluidas, con escaso contenido en gases. Tuvieron gran importancia en anteriores épocas geológicas en las que se formaron las mesetas basálticas ya citadas.

Pueden adquirir gran desarrollo superficial. Formas tabulares y potencia considerable. Formaron grandes plataformas basálticas como Deccán (India), Paraná (Brasil), Karroo (Sudáfrica).

Centrales. Se originan en puntos muy localizados, comprende varios tipos:

Hawaiano o efusivo. La lava fluida, forma extensas coladas de las que los gases se liberan mansamente, dando conos de pendiente muy suave (**escudos volcánicos**). En el cráter se forma un lago de

lava, del que se desprenden surtidores en explosiones ocasionales, arrojan pocas cenizas. Ej. Kilauea (cráter de 5 Km. de diámetro), Maunaloa de las islas Hawai.

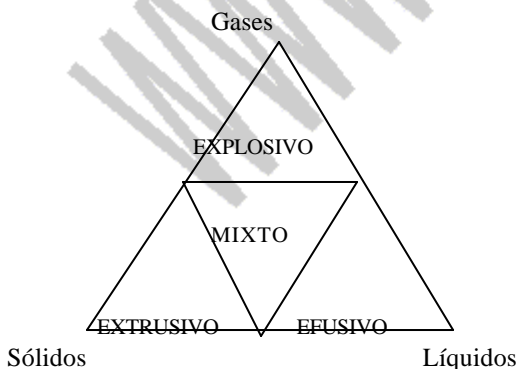
Estromboliano o mixto. La lava del cráter es menos fluida, los gases escapan provocando esporádicas explosiones, más o menos violentas, proyectándose materiales piroclásticos que se alternan con emisiones lávicas. Ej. volcán Strómboli (en el archipiélago de las islas Lípári de Italia), algunas erupciones del Etna, la erupción del Parícutín (Méjico). La actividad del volcán Strómboli es casi permanente, sobre su cima hay una permanente nube, transparente por el día y luminosa por la noche, de ahí que se le llame el faro del Mediterráneo.

Vulcaniano o explosivo, la lava, poco fluida, solidifica muy rápidamente en el punto de emisión, formando una costra que se destruye en posteriores erupciones; los gases se desprenden en violentas explosiones, separadas por lapsos prolongados de reposo. Se forman grandes nubes piroclásticas (cenizas). Ej. Los volcanes Etna (Sicilia) y Vulcano (Lípári), isla de la Palma (Canarias).

Vesubiano o explosivo. Parecido al anterior pero de erupciones muy violentas. Tras un prolongado reposo, durante el cual se forma un tapón de lava en la chimenea, los gases acumulados irrumpen, arrastrando los materiales solidificados en una gigantesca nube que se eleva a gran altura, esto es seguido por la violenta salida de magma fundido formando nubes incandescentes. A este tipo de volcanes se le ha llamado, incluso, Pliniano, en honor al historiador romano Plinio, que narró la destrucción de las ciudades de Herculano y de Pompeya, situadas en la bahía de Nápoles, por la erupción del Vesubio, y que quedaron sepultadas tras lluvias torrenciales de barro, a causa de la erupción.

Peleano, extrusivo o domático. La lava, muy viscosa, solidifica en la parte alta de la chimenea, impidiendo la salida de los gases, estos se abren paso lateralmente arrastrando a las lavas fundidas. Se forman así densas masas que descienden por la ladera (nubes ardientes), en explosión continua. El ejemplo más representativo es el del Mont Pelé (islas Martinica). También se dan este tipo de volcanes en el Japón y en la isla de Java.

Explosivo o freático. Son erupciones muy violentas, que se producen cuando el agua del mar irrumpe, por fisuras, en la cámara magmática ó, cuando el magma en ascenso, penetra en materiales impregnados de agua. La vaporización casi instantánea de una gran masa de agua, produce un enorme volumen de vapor a presión, que causa inmensas explosiones (la explosión del volcán Tambora, en 1815, tuvo una equivalencia a 116.000 megatones (su altura se redujo desde 4100 m. a 2850 m.); la potencia de la bomba atómica de Hiroshima fue de 0'02 megatones). En la explosión es lanzada al aire la mayor parte de las rocas superficiales del volcán. Otro ejemplo es el de la erupción del mítico Krakatoa (Indonesia), en 1883, recreada en la película "Al este de Java", y en la que desaparecieron 2/3 de la isla (su potencia era equivalente a 30 bombas atómicas).



En el siguiente diagrama triangular podemos correlacionar los distintos tipos de erupciones, con la cantidad de materiales sólidos (piroclásticos), líquidos (lavas) y gaseosos emitidos.

Las fases posterupcionales son todas ellas expresiones de vulcanismo atenuado o en extinción: Fumarolas secas, Ácidas, Alcalinas, Cloruladas; Mofetas; Solfataras; Géiseres, Manantiales minero-termales, Volcanes de lodo, Coladas de barro ó lahars (Nevado del Ruiz, Colombia, 1985), etc.

Además de los volcanes en escudo citados antes, podemos señalar otros tipos de edificios volcánicos:

- **Estratovolcanes:** producto de erupciones puntuales de magmas alcalinos o calcoalcalinos con explosiones alternantes de lava. Predominan los piroclastos y escorias sobre las lavas, o viceversa,

- permite su clasificación en estratovolcanes lávicos, equilibrados o piroclásticos; presentan conos adventicios : Ej. Fuji (Japón), Erebus (Antártida), Teide, Cotopaxi (Andes), etc.
- **Edificios cónicos:** Erupciones puntuales, composición ácida (calco-alcalina). Explosivos con dominio de los piroclastos. Subaéreos o submarinos. Sus formas dependen de la trayectoria de los piroclastos en el aire (cono cinder, cono de tobas, maar, anillo de tobas); no obstante las estructura son inestables y tendentes al colapso.
 - En cuanto a las estructuras de las coladas de lavas las hay de varios tipos, además de los escudos volcánicos.
 - ♦ Mesetas basálticas. Formadas a partir de erupciones fisurales con enormes espesores de capas horizontales de basalto (corteza oceánica).
 - ♦ Domos de lava. Estructuras formadas por lavas muy viscosas que crecen por aportes del interior. Forman elevaciones sin cráter.
 - ♦ Pitones o espinas. Son protuberancias alargadas formadas sobre un cráter o un domo.
 - Chimeneas exhumadas. Son chimeneas volcánicas rellenas y descubiertas por la erosión. Forman resaltes debido a su mayor resistencia (los Roques de las Islas Canarias).
 - Hoyos de explosión o maar. Se originan por explosión; se trata de un cráter de fondo liso y paredes bajas que no presenta un cono asociado
 - **Calderas:** Son formas deprimidas con génesis explosiva (freatomagmáticas) o de hundimiento, de dimensiones variables, muy modificadas por la erosión. Su morfología final es la de un gran cráter con paredes de gran altura y varios Km de diámetro.
- Las posteriores erupciones pueden modificarla creando edificios volcánicos en su interior. Las Cañadas del Teide (20 km.) son ejemplos de calderas de hundimiento; también lo son el cráter Ngorongoro en Tanzania; de explosión son las del Krakatoa en el Pacífico y la isla Thera en el mar Egeo.

En la península existen varias zonas en las que se pueden localizar manifestaciones de vulcanismo reciente, pero sin riesgo a efectos prácticos, algunos de ellos de escasa extensión. Destacan: región gerundense (Olot, Reus y desembocadura del río Tordera), Campos de Calatrava (Toledo), Montes de Toledo, Sur del cabo de Gata y Mar Menor.

La región insular canaria, se considera un área volcánica activa. En los últimos seis siglos ha existido actividad volcánica en la isla de Lanzarote, Tenerife, la Palma y el Hierro. Deben destacarse etapas de gran actividad entre 1730-1736 en Lanzarote. Las erupciones de estas islas pueden considerarse como no peligrosas. Suelen liberar magmas básicos, fluidos y gran cantidad de gases de manera tranquila y prolongada, a excepción de algunas ocurridas en la isla de Tenerife. El último volcán que entró en erupción fue el Teneguía, en la isla de la Palma (1971).

En Murcia se pueden observar resto en el Carmolí (Los Urrutias) y la Manga del Mar Menor (Cala del Pino); en Cancarix (Albacete), frente a la venta que hay en la carretera hacia Madrid se puede observar un cono, con una llamativa disyunción columnar basáltica.

10.7.2. Los terremotos.

Las características de un terremoto se expresan por su intensidad y su magnitud. La magnitud permite clasificar el terremoto en base a las medidas del movimiento registrado en el simógrafo, siendo por tanto una escala instrumental, mientras que la intensidad se mide por los daños ocasionados por el terremoto, estableciéndose una relación entre ambas. La escala más empleada para medir la intensidad es la ideada por Mercalli y modificada por Wood, Newmann y Richter. Comprende doce grados que se recogen en la tabla adjunta (al final del tema). La escala de magnitud de Richter, comprende diez grados (de 0 a 9) y cada uno de ellos produce un movimiento máximo en los sismógrafos diez veces mayor que el anterior (escala logarítmica).

Allí donde una falla intercepta la superficie terrestre, los movimientos de terreno previos y subsiguientes pueden observarse y medirse. El fenómeno sísmico es, por tanto, de carácter mecánico ya que se producen fuertes sacudidas, muchas veces audibles, que agrietan el terreno debido a diversas fuerzas de distensión, se producen, lógicamente, en los llamados márgenes continentales activos (dorsales y zonas de subducción). Los terremotos se pueden clasificar en función de la profundidad del hipocentro o foco. Se distinguen:

Terremotos profundos: cuando su foco está por debajo de los 300 Km. Se generan en zonas de subducción.

Terremotos intermedios, si el foco está entre los 70 - 300 Km.

Terremotos superficiales, si el foco está por encima de los 70 Km. Se originan en fallas normales, inversas o de desgarre, en la litosfera rígida. Dentro de los superficiales incluimos los de origen volcánico, originados por la presión de los gases que saturan las lavas.

La profundidad del foco tiene una gran importancia sobre sus efectos. Los de foco superficial actúan sobre pequeñas áreas, aunque sus efectos son muy considerables ya que no hay lugar a la amortiguación de las ondas sísmicas. Por el contrario, los de foco más profundo afectan a zonas más extensas, pero sus efectos son más leves, ya que se produce una amortiguación debido a la mayor distancia recorrida por las ondas.

Los terremotos que acontecen en medio de los grandes océanos son de tipo superficial. En los arcos insulares, son de tipo intermedio y profundo, estos hipocentros se sitúan a lo largo del plano de Benioff de la zona de subducción (choque entre dos subplacas oceánicas). Los terremotos del interior de los continentes, próximos a uno de sus bordes (Rocosas, Andes, etc.), son del tipo intermedio y profundo y se localizan en la zona de subducción que se forma por el choque de una placa oceánica con otra continental. En las zonas de contacto entre dos placas continentales, los terremotos no están asociados al vulcanismo y son del tipo superficial o intermedio.

A) CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

Los geólogos suelen describir el mecanismo que genera terremotos a lo largo de bordes de placa como fricción de deslizamiento y salto brusco ó Efecto de Rebote elástico, que supone la existencia de dos bloques en contacto a lo largo de una falla (Ej. la falla de S. Andrés, en California). Mientras la fuerza de rozamiento que mantiene los dos bloques corticales juntos a lo largo de una falla activa es suficientemente fuerte, la deformación elástica sigue acumulándose en la roca adyacente. La ruptura empieza en el punto del plano de falla donde primero se vence la fuerza de rozamiento (foco ó hipocentro). El punto de la superficie situado directamente encima del foco es el epicentro.

La ruptura, que rápidamente se extiende hacia afuera a lo largo del plano de falla desde el foco hasta la superficie del terreno, permite que se relaje la deformación elástica por resbalamiento de la falla. Finalmente, el resbalamiento se propaga a lo largo de una distancia horizontal de varios, e incluso centenares, de kilómetros. El borde delantero de la ruptura avanza a una velocidad del orden de 3,5 Km./seg.

Además de la ruptura principal, que da lugar a un terremoto entre fuerte y moderado, antes, y a veces después, de la sacudida principal se originan muchos terremotos pequeños. La operación de ceder por deslizamiento a lo largo de la superficie de falla puede empezar días o semanas antes de la sacudida principal en forma de movimientos muy pequeños (sacudidas precursoras). Estas, por lo general, son demasiado débiles para ser percibidas, pero las registran sismógrafos próximos a la falla.

La sacudida principal suele verse seguida por otras secundarias (réplicas), algunas de las cuales pueden percibirse. Ocurren a intervalos regulares en un lapso de varios meses. Cada réplica relaja una pequeña parte de la deformación elástica hasta que la falla se estabiliza. Aún así, sismógrafos suficientemente sensibles, registran una pequeña actividad sísmica de fondo a lo largo de la longitud de la falla.

Se puede construir un modelo que explique los desplazamientos superficiales que acompañan a los terremotos (**efecto de rebote elástico**). Se trata de poner una tira de acero templado (cuchilla de afeitar u hoja de sierra), con sus extremos firmemente sujetos en bloques de madera. Si se desplazan los bloques paralelamente y en sentido opuesto para que se forma una curva en "S" en la hoja, esta se puede ir doblando lentamente hasta el punto de ruptura. Cuando se rompe la hoja, los extremos rotos baten retrocediendo enderezados, pero considerablemente desencajados uno de otro.

Este modelo ilustra lo que ocurre a ambos lados de una falla tras un terremoto. La existencia de este movimiento está documentada por mediciones reales, de encorvamiento del suelo a cada lado de la línea de la falla de S. Andrés (1906). Los datos de reconocimiento demostraron que, tras el terremoto, el terreno que más desplazado quedó fue el contiguo a la línea de falla, con una disminución gradual de la magnitud del movimiento con el aumento de la distancia a la falla (el máximo a lo largo de la falla fue de 6'4 m.).

Las grandes fallas de desgarre están bien representadas en California, donde constituyen elementos geológicos dominantes. A lo largo de ellas, de vez en cuando, ocurren movimientos horizontales localmente, que originan terremotos de intensidad muy variada. El movimiento queda patentemente ilustrado por el desencajamiento de carreteras, cercas, tuberías, etc.

No todos los terremotos son ocasionados por fallas, muchos se producen por la elevación de los pliegues como el de Coalinga (entre San Francisco y Los Angeles) en 1983. No son pues debidos a fallas que cortan la superficie terrestre.

B) SISMÓGRAFOS Y SISMOGRAMAS. LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO

Es evidente la gran importancia que tiene, el poder determinar las circunstancias de un movimiento sísmico, ejemplo: hora, duración, dirección, intensidad, etc. Se puede determinar la hora ya que, al iniciarse un terremoto, se paran los relojes de péndulo. Algunos hablan de indicios o "sismoscopios" que pueden indicar la existencia de un terremoto, así como la dirección e intensidad relativas del mismo. (Ej. Introducir una mezcla de agua y salvado en una vasija, el terremoto haría verter el agua, y el salvado quedaría adherido a las paredes de la vasija, indicando la dirección de propagación). A nadie escapa la necesidad de métodos científicos más rigurosos para estudiar los terremotos.

Los sismógrafos registran, en función del tiempo, los movimientos del suelo; actualmente miden la intensidad relativa en distintas direcciones, la velocidad de la onda, la distancia al epicentro, etc. El problema mecánico que todos los sismógrafos deben resolver es el de que, como tienen que apoyarse en el suelo, también se moverán. La inercia, tendencia de cualquier masa a oponerse a un cambio de estado de inmovilidad o de movimiento uniforme en línea recta, es tanto mayor cuanto mayor es la masa del objeto.

Así pues, para registrar un terremoto, puede suspenderse una masa pesada (bola de hierro) de un alambre muy fino o de un muelle flexible (ver las figuras de la fotocopia adjunta). Cuando la tierra se mueva, hacia adelante o atrás, arriba ó abajo según las ondas sísmicas, la masa grande se mantendrá casi inmóvil debido a que el alambre o el muelle que la sujeta se dobla con facilidad y no transmite el movimiento a través del peso. En el extremo de esa masa hay un estilete cuyos trazos son recogidos en papel que rodea a un tambor giratorio, trazando una línea ondulada. Las sacudidas fuertes producirán ondas de gran amplitud (distancia desde la posición de inmovilidad hasta un pico o una depresión) y las débiles darán ondas de poca amplitud. Cuanto mayor es el número de movimientos atrás y adelante por segundo (frecuencia), tanto más numerosas y próximas entre sí resultarán las ondulaciones de la línea.

Pero el sismógrafo, tal como lo hemos descrito, es demasiado sencillo, hay que añadirle:

a) El movimiento del suelo es, a veces, tan leve que debe ampliarse mucho para que pueda producir un registro apto para ser estudiado. Sabemos que un espejo puede reflejar un punto de luz en una superficie distante y que un pequeño giro suyo hace saltar el punto de luz varios metros. Por lo que se puede fijar un espejo en la masa pesada y reflejarse una banda de luz muy fina desde él hasta el papel fotográfico fijado al tambor. (La habitación o el instrumento deben estar a oscuras, para que sólo un punto de luz imprima una línea de papel fotográfico). Una vez revelado se convierte en un sismograma.

b) Se requiere un mecanismo de relojería, de gran precisión, para que registre el momento en que sucede cada acontecimiento representado en el sismograma. El mecanismo de relojería se sitúa en el tambor giratorio y así se puede afirmar con exactitud, cuando llega a la estación sismológica un determinado tren de ondas.

c) Las ondas sísmicas suben y bajan con lentitud, de modo que cada movimiento atrás y adelante del suelo tarda varios segundos. Para evitar que el peso oscile con la misma frecuencia que las ondas (como si fuera un péndulo simple), el alambre del que cuelga debe medir, por lo menos, 25 m. Para construir un sismógrafo práctico, el peso puede colgarse de un soporte vertical, como si fuera una puerta. Al inclinarse el soporte por la vibración, la masa oscilará, al igual que un péndulo de alambre muy largo.

d) Cualquier péndulo tiende a seguir oscilando según una determinada frecuencia, que depende de su longitud. Si estos movimientos se registran en el sismograma, pueden enmascarar los movimientos del terremoto. Para evitarlo se les suele añadir un mecanismo amortiguador que frena esta oscilación natural.

En los sismógrafos modernos se usan aparatos magnéticos y electrónicos para captar, amplificar, filtrar y registrar los movimientos de la tierra.

Para analizar los terremotos debe funcionar, simultáneamente, una batería completa de sismógrafos, ya que cada instrumento sólo registra el movimiento de las ondas en una determinada dirección. Además, cada sismógrafo, se sintoniza para captar una determinada banda de frecuencias, como si fuera un receptor de radio, y por ello se necesitan varios para registrar toda la gama.

En España existen observatorios simográficos dependientes del Instituto Geográfico Nacional y de otros organismos, repartidos por todo el territorio, en los cuales se detecta la actividad sísmica a través de una red de sismógrafos situados en lugares estratégicos, los cuales transmiten la información al registro central donde se procesan y almacenan.

Localización del epicentro

En el caso de un terremoto producido a una distancia de 10.000 Km. ó 90° de arco, las ondas primarias tardan 13 minutos en llegar a la estación receptora, y las secundarias empezarán a llegar unos 11 minutos después de aquéllas.

Los primeros sismólogos pronto se percataron de que cuanto más distante quedaba el epicentro, mayor era el lapso comprendido entre la llegada de los grupos primario y secundario de ondas.

Hacia 1900, se empezó a utilizar ese lapso, para medir distancias al epicentro y para localizarlo sobre el mapa. Así la diferencia de tiempo de llegada de las ondas primarias y secundarias, corresponde a la distancia entre el foco y el simógrafo.

$$V = E/T, \quad V_p = \text{veloc. ondas P} \quad V_s = \text{veloc. ondas S}$$

$$T = \text{tiempo de llegada al simógrafo, } E = \text{distancia entre epicentro y simógrafo}$$

$$V_p = E/T_p, \quad T_p = E/V_p \quad V_s = E/T_s, \quad T_s = E/V_s \quad T_s - T_p = E/V_s - E/V_p = E(1/V_s - 1/V_p)$$

Con la cifra de la distancia, deducida de las curvas de tiempo de propagación, sobre un mapa o sobre el globo se pueden trazar círculos con ese radio, que represente la posición de todos los puntos de origen del terremoto posibles. Cuando se trazan tres círculos de estos a partir de tres estaciones de observación muy distantes, el epicentro del terremoto puede situarse con un margen de error de sólo un pequeño triángulo.

C) ACTIVIDAD SÍSMICA. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA. PREDICCIÓN Y PREVENCIÓN SÍSMICAS

El origen de los terremotos no es el azar, se ha comprobado la relación entre actividad sísmica (sismicidad) y bordes de placas litosféricas. En general las áreas de distribución coinciden con las áreas volcánicas; actualmente coinciden con las cadenas montañosas más recientes y con grandes líneas de fractura, aunque se han producido algunos terremotos importantes en el interior de placas continentales y a lo largo de márgenes continentales estables, pero, en general, aparecen alineados en zonas estrechas y definidas. Las zonas asísmicas (estables) se encuentran en el interior de las placas.

Cinturones sísmicos.

Se puede decir que hay tres grandes cinturones o amplias zonas de alta sismicidad:

a) **Cinturón circumpacífico.** Rodea al océano Pacífico, y tiene una gran actividad tanto volcánica como sísmica. Este cinturón señala los márgenes externos de las placas Pacífica, Nazca y Cocos, y que la mayor parte de este borde es de subducción activa.

b) **Desde el Mediterráneo a Indonesia.** Se corresponde al límite tectónicamente activo entre la placa Eurasiática y las placas Africana y Australiana que la rodean por el sur. También esta es una zona de subducción a lo largo de parte de su extensión y una parte es una zona de colisión continental (Asia meridional). Podemos concluir que en las zonas de colisión y subducción activa es donde se dan los seísmos más intensos.

c) **Centro de la cuenca del océano Atlántico, Índico y Pacífico sur.** Coincide con los bordes de placas en expansión activa, donde se está formando nueva corteza oceánica. Son de una intensidad entre moderada y baja.

El análisis sismológico permite conocer la dirección de las fuerzas que provocan la rotura. De tracción en las dorsales y de compresión en las fosas. Las características sísmicas de los límites de placas, permiten diferenciar cuatro tipos de contactos entre placas:

1) Eje de las dorsales (cordilleras con rift), donde los hipocentros se encuentran a unos 70 Km.

2) Fallas transversales a las dorsales (fallas transformantes). El hipocentro es superficial y el epicentro se sitúa en la línea de falla, entre las dos suturas.

3) Fosas marinas (arcos o cordilleras periféricas). En la zona de Benioff, donde la corteza oceánica subduce, se producen terremotos intermedios y profundos; además como los rozamientos entre las placas son grandes, los seísmos son frecuentes.

4) En los límites continentales más difusos, por ejemplo: cadenas montañosas jóvenes, aquí los terremotos son menos profundos.

España es un país con una actividad sísmica moderada, aunque existen zonas con un riesgo alto (Pirineos y sureste peninsular). Los terremotos más graves de que se tienen noticias, que produjeron 800 muertos, fueron los ocurridos el 2 de Febrero de 1429 que destruyó Olot y Puigcerdá, y el de Málaga (relacionado con el movimiento de las placas africanas y europea que entran en colisión en la zona del Estrecho y son el origen de la cordillera Bética).

En España las zonas sísmicas se clasifican sobre la escala de intensidad sismométrica modificada de Mercalli (1956). Se puede observar que las zonas con mayor riesgo sísmico coinciden con las cadenas montañosas más recientes (Béticas y Pirineos) y a las regiones que corresponden son Granada, Alicante, Murcia y Huesca.

D) PREVENCIÓN DE SEÍSMOS (OPCIONAL)

Actualmente no existe posibilidad de prever con suficiente fiabilidad un terremoto, pero el conocimiento de sus mecanismos y de las zonas donde la probabilidad de que un seísmo se produzca puede ser suficiente para tomar las medidas oportunas a fin de eliminar riesgos en lo posible. Estas medidas se dirigen a la utilización de la ingeniería sísmica, construyendo edificios y obras públicas de acuerdo a normas tendentes a mitigar los efectos de los terremotos: rascacielos, presas, conducciones de agua, gas y electricidad, deberán ser construidos de acuerdo a tales normas, en las áreas en que las probabilidades de padecer terremotos las conviertan en zonas de riesgo.

El problema de la predicción de los terremotos se ha abordado de dos maneras:

a) Un método consiste en observar los cambios, significativos, que experimentan varias clases de fenómenos físicos en un período breve, inmediatamente anterior a un terremoto.

Se ha propuesto una teoría general para relacionar cinco clases de cambios físicos que cabe esperar, en un período de semanas o meses, antes de que ocurra un terremoto importante. Esta teoría indica que un gran volumen de roca, a lo largo de la zona de falla, queda agrietada (microgrietas), aumentando el volumen de la roca (dilatancia). Casi siempre estas grietas se rellenan de agua, al menos, hasta una profundidad de algunas decenas de metros. Como consecuencia de esto la masa de rocas se hincha y la superficie se puede abovedar; el agua también provoca la disminución del rozamiento, que mantiene juntas a las masas de rocas de ambos lados de la falla, con lo que se desencadena el rápido movimiento de deslizamiento de falla.

Los cambios físicos observables son los siguientes:

a1) El comportamiento de las ondas P. Las primeras dilataciones, provocadas por los microsismos iniciales, provocan una disminución de la velocidad de las ondas P ulteriores. Tras rellenarse de agua las grietas, la velocidad de los ondas P subsiguientes aumenta, volviendo al valor normal antes del terremoto fuerte.

a2) La subida de la superficie del terreno que acompaña a la dilatación y que se mantiene hasta que ocurre el terremoto.

a3) El aumento de la emisión de radón en pozos próximos a las fallas activas. No obstante, el significado de esta cuestión, se considera cuestionable.

a4) Disminución de la resistividad eléctrica de las rocas adyacentes a la falla. Su relación con el fallamiento, no obstante, es incierta.

a5) Enjambre de terremotos. Se ha observado que, antes de un terremoto fuerte, aumenta la frecuencia de temblores pequeños o microsismos. No obstante ha habido "enjambres" que no presagiaron terremotos fuertes.

Hoy por hoy, la teoría de la dilatancia de los terremotos es sólo una hipótesis muy discutida, pero el uso de la teoría de los indicios precursoros ha tenido éxito en algunas predicciones.

b) El otro método es el histórico. Estudio de las historias sísmicas, a largo plazo, de fallas conocidas. (falla de S. Andrés).

Se basa en establecer el tiempo transcurrido desde que, el último terremoto fuerte, provocó un relajamiento de la deformación a lo largo de una falla activa conocida, con el que se han logrado importantes éxitos en las zonas de subducción. Se denominan lagunas sísmicas, a los puntos, en la zona de subducción, que no han sufrido actividad sísmica en los últimos 30 años o más. En estas lagunas se puede aventurar que, en un lapso de pocas décadas, se registrarán intensa actividad sísmica.

Pueden combinarse ambos métodos y concentrar las observaciones instrumentales allí donde, los datos históricos, inducen a pensar que se puede haber almacenado energía sísmica hasta casi alcanzar el punto de ruptura.

Ha quedado demostrado, por el estudio de varios terremotos inducidos en prospecciones petrolíferas (USA), que el aumento de la presión de fluidos, reduce la fuerza de rozamiento en la superficie de contacto de una falla, y permite que se produzca deslizamiento. Se han desarrollado intentos de liberar la energía almacenada en las fallas activas antes de que se acumule una cantidad que produzca la liberación espontánea y súbita que da lugar al terremoto. Para ello se ha probado la "inyección de agua" en la zona de la falla de forma que se lubriquen las masas en contacto y se facilite su movimiento relativo. En estas zonas se ha pensado incluso emplear explosiones nucleares de pequeña intensidad a fin de liberar la energía almacenada, cuando esta es aún de pequeña magnitud, ya que, en las experiencias nucleares, se han detectado la generación de numerosos microsismos.

Otra situación en la que los seres humanos pueden haber sido responsables del desencadenamiento de terremotos es la relacionada con la construcción de extensos embalses en los grandes ríos y la consiguiente carga adicional que, sobre la corteza, supone el agua embalsada. Ej. en las inmediaciones de los lagos Mead (USA) y Kariba (Zambia) se han detectado centenares de pequeños y medianos temblores.

Se confeccionan mapas previsores de riesgos sísmicos y mapas sismotectónicos de indudable importancia para dictar normas para la ordenación del territorio, cuyo cumplimiento aminoraría los efectos destructivos de estos fenómenos naturales. En concreto existe una norma sismorresistente que prescribe las medidas de diseño antisísmico.

10.8. (OPCIONAL). Mecanismos de deformación y estilos tectónicos

Cuando una serie sedimentaria queda sometida a un determinado proceso tectónico, la aparición de estructuras (pliegues, fallas, fracturas, etc.) depende de una serie de factores que varían, considerablemente, de unos casos a otros. Entre los más importantes cabe citar a: la potencia de los estratos, el tipo de roca que los forma, su antigüedad, su grado de plasticidad o rigidez, la intensidad de las presiones sufridas, su dirección predominante, la naturaleza del basamento, etc. Todas estas circunstancias condicionan los llamados estilos tectónicos. En las cordilleras actuales, los pliegues y las fallas aparecen asociados y, sus peculiaridades, definen los distintos tipos de plegamiento aunque, a grandes rasgos, sólo cabría hablar de estilos de compresión y de distensión.

La tradicional nomenclatura para los distintos estilos (Germánico, Jurásico, Sajónico, Alpino, etc.), va siendo sustituida por el concepto de nivel estructural (Mattaue): Tectónica de cobertera, Epidérmica y de basamento; ya que se basaba en un criterio litológico-mecánico. En realidad, los estilos, pueden estar superpuestos y, sin duda, no son privativos de los lugares que le dieron nombre. Los tipos de estructuras que aparecen con mayor frecuencia en una cordillera, definen su estilo tectónico, que depende, a su vez, de: nivel estructural, litología y de la intensidad de los esfuerzos causantes de la deformación.

En el transcurso de un ciclo orogénico determinado, la cobertera corresponde a los terrenos sedimentarios, depositados durante el ciclo, que están separados por una inconformidad del basamento o zócalo.

TECTÓNICA DE COBERTERA.

Las coberteras responden, fundamentalmente, a rocas plásticas que se pliegan. Corresponden con los llamados estilos Jurásico y Sajónico.

Estilo Jurásico. Se genera por compresión suave, y está constituido por pliegues amplios, generalmente simétricos y concéntricos, que al asociarse dan una sucesión de anticlinales y de sinclinales, localmente asociados a fallas normales o verticales, coincidentes con las cimas y los valles ó, a veces, dando relieves invertidos. La cobertera plegada se despegue del basamento;

Recibe su nombre de la región primero se estudió, en las montañas del Jura francés, y en España, en la cordillera Ibérica (Sigüenza, Maranchón, etc.) el nivel de despegue contiene margas y yesos del Trías que permiten el corrimiento de la cobertera sobre el basamento.

Estilo sajónico. Representa una mayor compresión, dando lugar a pliegues asimétricos (en artesa y encofrados) y volcados asociados, en general, a fallas inversas y pliegues cabalgantes. La cobertera y el basamento se deforman conjuntamente, sin despegarse ni sufrir corrimiento. El nombre lo reciben de la región alemana de Sajonia. En España tenemos ejemplos de este estilo en las regiones marginales de la cordillera Ibérica y, en la región prebética (sierras de Cazorla y de Segura)

En coberteras más plásticas se dan mantos de corrimiento y caracterizan lo que se llamaba **estilo Alpino**.

Se forma como consecuencia de una máxima compresión, dando lugar a estructuras de pliegues-falla, pliegues cabalgantes, fallas inversas y mantos de corrimiento al desplazarse la cobertera, muy plástica, sobre el basamento. Además de los Alpes, Cárpatos, Apeninos, Atlas e Himalaya, podemos citar como ejemplos españoles los Pirineos y las Béticas y, últimamente, se ha demostrado la existencia de mantos de corrimiento en la cordillera Cantábrica.

TECTÓNICA EPIDÉRMICA.

Formada por sedimentos plásticos que recubren a la cobertera. Esta, normalmente de rocas más rígidas, al plegarse provocan que, las rocas epidérmicas, resbalen y se deslicen por su propio peso, dando mantos de deslizamiento (no confundirlos con los de corrimiento). Este deslizamiento gravitacional da lugar a una tectónica caótica (como en las unidades externas de las Béticas).

TECTÓNICA DE BASAMENTO.

El basamento suele estar formado por rocas rígidas (cratones), su deformación suele originar sistemas de fallas, dando lugar al llamado estilo germánico. Se genera como consecuencia de un esfuerzo de distensión en la litosfera, y queda definido por la presencia de asociaciones de fallas subparalelas que dan lugar a la formación de horst y graben que constituyen las cadenas montañosas. En las depresiones la erosión de las zonas elevadas acumula gran cantidad de sedimentos. Faltan los pliegues propiamente dichos, o cuando más, se trata de simples flexuras o pliegues monoclinales que se producen en la cobertera al amoldarse al basamento fracturado y desigualmente hundido.

En España tenemos el sistema Central, un macizo tectónico con fallas escalonadas, limitado al sur por la fosa del Tajo y al norte por la depresión del Duero. En Europa los Vosgos y la Selva Negra.

A veces la deformación del basamento o zócalo, por compresión, impone su estilo a la cobertera que lo recubre, adaptándose los pliegues de esta a las deformaciones de aquel. Da lugar el estilo **Pirenaico**, combinación entre el sajónico y el germánico.

PROGRAMACIÓN 2º Bach. Los procesos geológicos

- ❑ **Advertencia importante: A partir del curso 2003-04 la programación propuesta se puede aplicar para cuarto de la ESO cambiando: Objetivos, contenidos y criterios de evaluación propuestos por los que aparecen al final de esta programación.**
- ❑ **1. Objetivos didácticos**
 - Comprender las características de la tectónica de placas y sus limitaciones a la hora de explicar el relieve terrestre.
 - Aplicar el conocimiento de la tectónica a la interpretación del relieve terrestre, distribución de las rocas y existencia de estructuras geológicas en la península e islas.
 - Valorar la información proveniente de diferentes fuentes para formarse una opinión propia sobre la influencia de la geotectónica del relieve.
- ❑ **2. Contenidos**
- ❑ **2.1. Conceptos**
 - Diastrofismo: factores de deformación, tipos de deformaciones. La deformación en relación con la tectónica de placas. La influencia de las deformaciones en la vida humana. Las deformaciones en el paisaje.
 - Tipos de esfuerzo causante de deformación: tensión, compresión y cizalla. Dirección de los esfuerzos.
 - Relieves estructurales: tipos.
 - Estructuras tectónicas: pliegues (elementos y tipos),
 - Fallas, cabalgamientos, mantos de corrimiento.
 - Diferenciar fallas de diaclasas.
 - Deformaciones elásticas: sismicidad.
 - Principales manifestaciones sísmicas y volcánicas.
 - Distribución geográfica de los terremotos y volcanes.
 - Los seísmos y el vulcanismo en la tectónica de placas.
 - Los movimientos sísmicos y los volcanes en España.
 - Modelos sobre la génesis de las deformaciones en las rocas: modelos orogénicos fijistas y movelistas.
 - Las deformaciones en la península ibérica e islas: dominios estructurales, sismicidad y la Península Ibérica en el contexto de las placas tectónicas.
 - Las deformaciones en la península ibérica e islas: dominios estructurales, sismicidad y la Península Ibérica en el contexto de las placas tectónicas.
 - Discusión secuencial de las ideas sobre la formación de las montañas (H geosinclinal, La contracción, la undación, la deriva continental, la oceanización y la Tectónica de placas).
 - Niveles estructurales y estilos tectónicos.
 - Importancia de la Geología en la prevención de erupciones
- ❑ **2.2. Procedimientos**
 - Aplicar los modelos fijista y movilista en la interpretación del relieve.
 - Diseñar modelos experimentales.
 - Reconocer paisajes estructurales en el campo y en mapas topográficos.
 - Interpretación de la curva esfuerzo deformación de las rocas.
 - Saber que variables influyen en el comportamiento físico de las rocas.
 - Tipos de pliegues y elementos de los mismos. Idem. de las fallas.
 - Manejo de aparatos: Brújula, clinómetro, etc.
 - Introducción al mapa geológico. Ejercicios de sencillos cortes.
 - Exponer informes de forma clara y ordenada.
 - Medición de la intensidad de los seísmos.
 - Los sismógrafos. Interpretación de sismogramas.
- ❑ **2.3. Actitudes**
 - Valorar la información proveniente de diferentes fuentes para formarse una opinión propia.

- Valorar la mayor autonomía en el trabajo y estudio como motor de nuevos aprendizajes.
- Valorar positivamente la colaboración en el estudio de la unidad con el resto de compañeros del grupo y de la clase.
- Apreciar la importancia de la geología en la prevención de riesgos naturales.
- Mostrar interés y respeto por el punto de vista de los demás.

□ **3. Actividades sugeridas**

- Receptivo significativa.
- Motivación: uso A.V. Catástrofes. Trabajos de campo en entorno.
- Obtención de ideas previas: cuestiones sobre la relación estructura/relieve.
- Interpretación de diferentes gráficas de las curvas esfuerzo-deformación.
- Deducir los diferentes factores que determinan las diferentes deformaciones corticales.
- Condiciones físicas y deformación de las rocas (P y T^a).
- Correlacionar la tectónica de placas con deformaciones tectónicas.
- Modelos de plastilina, escayola o cartón de pliegues. Sobre ellos estudiar los diferentes elementos.
- Modelos de fallas de madera: localizar sus elementos.
- Mapa geológico (interpretación de símbolos).
- Ejercicios sobre mapas geológicos sencillos. Cortes. H^a geológica.
- Salidas: Observación de pliegues y fallas del entorno.
- Manejo de aparatos: Brújula, clinómetro.
- Analizar alguna discordancia de estratos y su justificación.
- Fotografías aéreas. Fotogeología.
- Mapas mudos estilos tectónicos en España.
- Idem. regional.
- Identificación de los diferentes productos volcánicos.
- Interpretación de fotografías, diapositivas y/o dibujos de los diferentes conos volcánicos, criterios de clasificación.
- Mapas mudos mundiales o nacionales para zonas volcánicas y sísmicas, correlacionarlos.
- Idem. Zonas sísmicas y volcánicas españolas.
- Relacionar la existencia de volcanes y seísmos con la Tectónica de placas.
- Tipos de erupciones.
- Un volcán en activo no siempre arroja el mismo tipo de lava.
- Visitas al entorno si procede.
- Reexaminar rocas volcánicas. Formas de cristalización.
- Investigación: Los volcanes y las zonas de subducción.
- Fotografías aéreas. Fotogeología.
- Introducción a la interpretación de un sismograma.
- Fundamentos del funcionamiento del sismógrafo.
- Comparar las diferentes escalas de medidas y contrastar su validez.
- Interpretación de las gráficas de propagación de las ondas sísmicas.
- Ejercicios de localización de epicentros. Consultar INBAD. Gráficas de las ondas sísmicas (orden = t en min.; absc. distancia en Km.). Calcular dif. tiempo entre V_p y V_s, en cada observatorio. Sobre gráfica anterior (dato) localizar la distancia al epicentro del observatorio buscando el valor obtenido de la diferencia anterior. Hacer lo mismo para los diferentes observatorios. Resultados y conclusiones.
- La corteza continental en la península (Actividad de ampliación).
- Formulación de hipótesis referentes a zonas concretas que establezcan la relación entre la geología estructural y la morfografía en España.
- Comentario de textos sobre Teorías orogénicas fijistas y movelistas
- Cuestiones de aplicación de las teorías orogénicas a casos concretos de la península e islas.
- Elaboración y exposición de un informe
- Cuestionario de actividades.
- Actividades derivadas del uso del material A.V.

Material A.V.

TVE

- Planeta Tierra: Construcción de la Tierra.
- Érase una vez el hombre: Y la Tierra fue.
- El cañón del Colorado. Génesis de los Alpes franceses
- Hª geológica de la Cordillera Cantábrica.
- Mundo de la Ciencia: La falla de San Andrés.
- Planeta milagroso: El origen de las montañas
- La actividad de un volcán. Canarias: procesos, productos y volcanes. Canarias: Riesgo volcánico y prevención
- Haroun Tazief: Volcanes. Montañas de fuego.
- Lanzarote I y II. Vulcanismo antiguo y actual. P
- Los Sabios: Seísmos

- **Librería continental:** ¿Porqué perduran las montañas?
- **Vídeo Enciclopedia Americana.:** La estructura de la Tierra. Los movimientos de la Tierra. Los volcanes
- **MEC.** Mercurio. La actividad de un volcán (16').
- **S. Pablo.** Los volcanes 9'. Sismología (7')
- **Anaya:** La actividad de un volcán 60'

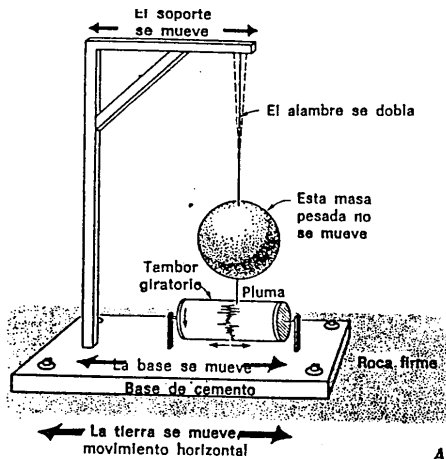
4. Materiales. Los mismos que citamos en el tema anterior

❑ 4. Criterios de Evaluación

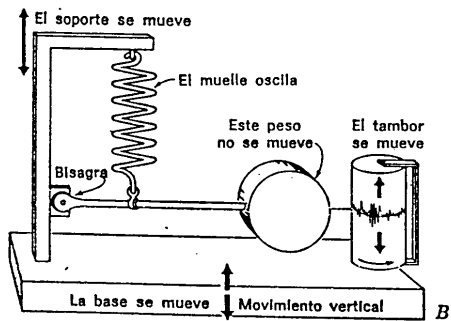
- Deducir a partir de mapas y cortes geológicos la existencia de estructuras geológicas concretas, así como la relación entre las distintas estructuras y el relieve.
 - Relacionar la investigación en geología estructural con actividades tales como, la obtención de materias primas o la solución a determinados problemas medioambientales.
 - Aplicar la tectónica de placas a la interpretación del relieve.
 - Describir el comportamiento dinámico de la geosfera mediante esquemas gráficos.
 - Comprobar las posibles coincidencias de distribución espacial entre geología estructural y los dominios fisiográficos de España.
1. Deducir a partir de mapas topográficos y geológicos sencillos de una determinada zona la existencia de estructuras geológicas concretas, así como la relación entre dichas estructuras y el relieve.
Se pretende comprobar que el alumno sabe analizar mapas sencillos, aplicando para ello las reglas básicas de interpretación cartográfica en geología: identificación de los tipos de contacto entre rocas, disposición de las capas, etc.
 2. Identificar en cortes geológicos sencillos las distintas formaciones litológicas presentes y aplicar criterios cronológicos diversos para datar cada una de las formaciones.
Este criterio permite averiguar si los estudiantes relacionan los diferentes tipos de procesos geológicos (fosilización, intrusiones magmáticas, transgresiones y regresiones marinas, etc.) con las huellas que de ellos encontramos en el subsuelo de una región en particular. Al mismo tiempo sirve para comprobar si saben aplicar los principios de la cronología relativa correctamente.
 3. Utilizar satisfactoriamente diversos instrumentos y técnicas como son: Brújula, y bloques de diagrama.
Es necesario comprobar si el alumno sabe utilizar adecuadamente este instrumento básico en el quehacer geológico.
 4. Relacionar la investigación geológica con actividades de nuestra civilización, tales como la prospección y explotación minera (carbón, petróleo, metales, combustibles radiactivos, áridos, etc.), la búsqueda de emplazamientos para los residuos radiactivos, la localización y explotación de aguas subterráneas, la construcción de edificios y vías públicas, etc.

Se trata de averiguar si los alumnos conocen que detrás de todas estas actividades existe un conjunto de conocimientos y técnicas de trabajo específicas. Se requiere saber en qué consiste la investigación geológica y en qué ámbitos del desarrollo social incide.

5. Aplicar las teorías geológicas más destacadas (ciclo de erosión normal y tectónica de placas) para interpretar diferentes regiones de nuestro planeta.
Este criterio permite saber hasta qué punto cada uno de estos dos modelos puede explicar las principales características geológicas y topográficas de algunas regiones del planeta, como la costa californiana o la meseta castellana, por ejemplo.

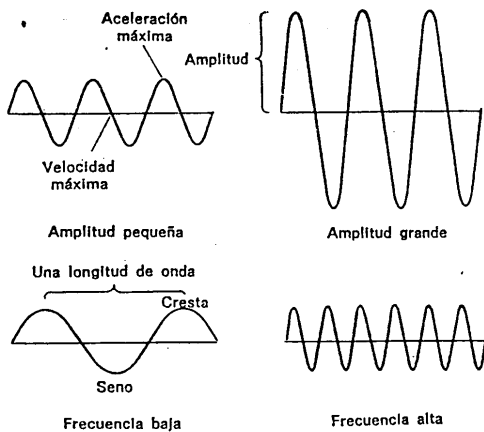


A

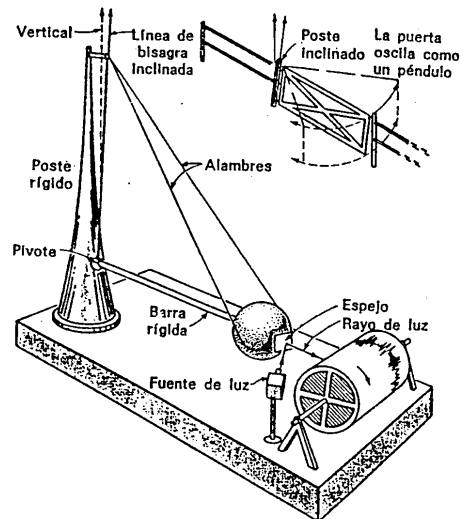


B

La inercia de una masa grande brinda un todo para observar ondas sísmicas. Los movimientos horizontales pueden detectarse con el dispositivo mecánico representado en A, y los movimientos verticales, con el indicado en B. En realidad, ninguno de los dos mecanismos retaría útil sin perfeccionarlos.



Amplitud y frecuencia de las ondas sísmicas.



Principio de un sismógrafo pendular horizontal de tipo engoznado. Los movimientos del terreno resultan muy magnificados mediante el uso de un rayo de luz reflejado desde un espejo.

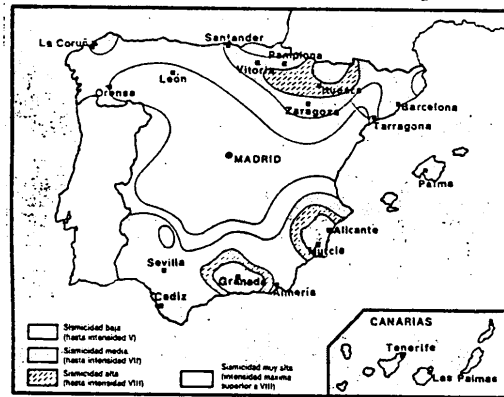


Figura 9.10.—Las zonas sísmicas de España clasificadas sobre la Escala de Intensidad Sismométrica Modificada de Mercalli

Provincias sísmológicas y grado de intensidad			
ALICANTE	VIII	LOGROÑO	VII
ALMERIA	VII	MALAGA	VII
BARCELONA	VII	MELILLA	VI
CADIZ	VI	MURCIA	VI
CEUTA	VI	P. MALLORCA	VI
CORDOBA	VI	PAMPLONA	VI
LA CORUÑA	VI	S. CRUZ DE T.	VII
GERONA	V	SANTANDER	VI
GRANADA	IX	SEVILLA	VII
HUELVA	VIII	SORIA	VI
HUESCA	VIII	TARRAGONA	V
JAEN	VIII	VALENCIA	V
LAS PALMAS	VII	VITORIA	VI