

Universidad Autónoma de Baja California
Facultad de Ciencias



Licenciatura en Biología



Manual de Prácticas
Geociencias

Plan 2017-2

Licenciatura en Biología
Manual de Prácticas
Geociencias

CONTENIDO

- Práctica 1. **GEOGRAFÍA Y BIOLOGÍA DE MÉXICO**
 - Práctica 2. **UNIVERSO, VÍA LÁCTEA Y SISTEMA SOLAR**
 - Práctica 3. **MORFOLOGÍA DE LA TIERRA**
 - Práctica 4. **ESTRUCTURA DE LA TIERRA**
 - Práctica 5. **DERIVA CONTIENTAL Y EXPANSIÓN DE FONDO OCEÁNICO**
 - Práctica 6. **TECTÓNICA DE PLACAS**
 - Práctica 7. **MAPAS, ESCALAS, CARTOGRAFÍA**
 - Práctica 8. **MINERALOGÍA FÍSICA Y CRISTALOGRAFÍA**
 - Práctica 9. **ROCAS ÍGNEAS Y SUS MINERALES PETROGENÉTICOS**
 - Práctica 10. **ROCAS METAMÓRFICAS Y SUS FACIES PETROGENÉTICAS**
 - Práctica 11. **ROCAS Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS**
 - Práctica 12. **GEOCRONOLOGÍA: ABSOLUTA Y RELATIVA**
- ANEXOS**

Este Manual de Prácticas de Laboratorio se desarrolló para complementar la fase enseñanza-aprendizaje en la asignatura de Geociencias, contemplada en la retícula de la Licenciatura de Biología de la Facultad de Ciencias de la UABC.

GEOGRAFÍA Y BIOLOGÍA DE MÉXICO

1. INTRODUCCIÓN

Por mucho tiempo, la geografía era usada solamente para describir y localizar un determinado lugar sobre la superficie de la Tierra, pero ahora es una de las ciencias más dinámicas, que no solamente señala el conocimiento geográfico, sino que indica la manera de utilizarlo.

La geografía estaba limitada al estudio de la superficie terrestre, pero ahora, con los actuales descubrimientos espaciales, el campo se amplía hacia confines inconmensurables y, más aún, las constantes investigaciones submarinas y del interior de la Tierra, hacen de esta ciencia una de las más interesantes y de gran valor para la humanidad. El DRAE indica:

- (Del lat. *geographia*, y este del gr. *γεωγραφία*).
- Geografía. 1. f. Ciencia que trata de la descripción de la Tierra.
2. f. Territorio, paisaje. U. t. en sent. fig.
 - ~ astronómica. 1. f. cosmografía.
 - ~ botánica. 1. f. geografía que estudia la distribución de las especies vegetales en la superficie de la Tierra.
 - ~ física. 1. f. Parte de la geografía que trata de la configuración de las tierras y los mares.
 - ~ histórica. 1. f. geografía que estudia la distribución de los Estados y pueblos de la Tierra a través de las distintas épocas.
 - ~ lingüística. 1. f. geografía que estudia la distribución de los fenómenos lingüísticos de un idioma sobre el territorio en que este se habla.
 - ~ política. 1. f. Parte de la geografía que trata de la distribución y organización de la Tierra como morada del hombre.
 - ~ zoológica. 1. f. geografía que estudia la distribución de las especies animales en la superficie terrestre.

La geografía es la ciencia que tiene por objeto el estudio de los hechos y fenómenos físicos, biológicos y sociales que existen o se producen en la Tierra, así como analizar y valorizar los recursos naturales con que cuenta el hombre, para así utilizarlos y conservarlos de modo racional para fines justos. En resumen, es el estudio de la interrelación del hombre con el medio que le rodea, donde se desarrolla la vida, es decir, el estudio de la biosfera.

Como futuros profesionistas dedicados al estudio, uso y manejo de los recursos biológicos de México, es importante que el estudiante conozca cuales son los estados de la República Mexicana que poseen recursos biológicos de importancia y donde se ubican, para que le permitan conocer las posibilidades y tipo de trabajo que habrá de enfrentar durante el desarrollo de sus estudios.

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

- 2.1. Reconocerá los aspectos importantes de la geografía de la República Mexicana
- 2.2. Distinguirá las regiones fisiográficas de la República Mexicana
- 2.3. Conocerá cuales son los estados de la República Mexicana que poseen recurso biológicos destacables.
- 2.4. Descubrirá la importancia y tipo de la diversidad biológica de la República Mexicana

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, cada alumno contará con lápices de colores, hojas blancas y mapas de la República Mexicana.

4. DESARROLLO

Ejercicio 1. Elabora un dibujo de la República Mexicana (no calques, usa tu memoria).

Ejercicio 2. Ilumina con colores diferentes los estados costeros, los estados interiores, los estados con mayor diversidad biológica...

Ejercicio 3. ¿Cuáles son los nombres de los cuerpos hídricos que colindan con el territorio nacional?

Ejercicio 4. Lista y ubica los nombres de los ríos principales de la república y los estados que cruzan.

Ejercicio 5. Lista y ubica los nombres de las bahías y lagunas principales de la república y el estado donde se ubican.

Ejercicio 6. Lista y ubica los cuerpos orográficos principales de la República Mexicana.

Ejercicio 7. Ubica las zonas climáticas principales de la República Mexicana.

Ejercicio 8. Ubica las zonas biogeográficas principales de la República Mexicana.

Ejercicio 9. En un mapa de la República Mexicana numera los estados (incluyendo el Distrito Federal) del 1 al 32. Elabora una lista con el nombre del estado y su capital según corresponda el número.

Ejercicio 10. En un mapa de la Península de Baja California, ubica las áreas de importancia biológica, numéralas y especifica brevemente su importancia.

5. CUESTIONARIO

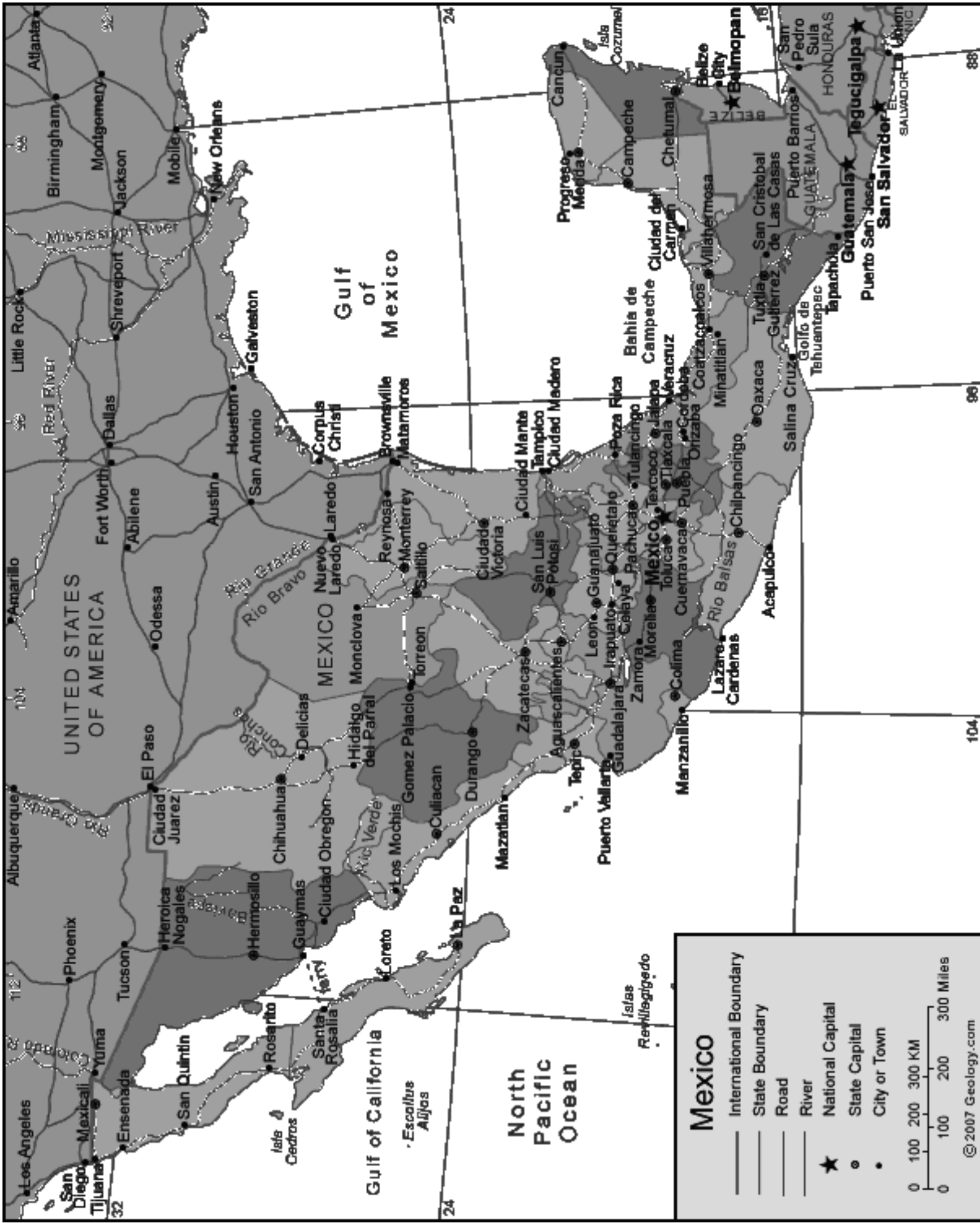
5.1. ¿Cuál es la superficie del territorio nacional?

5.2. ¿Cuál es la longitud aproximada de las costas mexicanas?

- 5.3. ¿Cuál es la longitud aproximada de las fronteras mexicanas?
- 5.4. ¿Qué porcentaje de la longitud total de la línea de costa corresponde al océano Atlántico y cuanto al océano Pacífico?
- 5.5. ¿Cuáles son las penínsulas hay en México? Lístalas.
- 5.6. En breve, describe las zonas con diversidad biológica mayor que tiene México.
- 5.7. En breve, describe como se presentan las zonas climáticas del país.
- 5.8. En breve, describe si observas alguna relación entre las zonas climáticas con las zonas de diversidad biológica amplia.
- 5.9. Menciona los 5 vegetales y animales principales característicos de las diferentes zonas biogeográficas del país.
- 5.10. Lista los puertos que tiene México, indicando su tipo, descríbelos por estado.
- 5.11 Determina y define los siguientes datos del territorio nacional:
- La superficie continental.
 - La superficie insular.
 - La superficie del Mar Territorial.
 - La superficie de la Zona Económica Exclusiva.
 - La superficie del Mar Patrimonial.
- 5.12. Para la Península de Baja California, describe en un par de párrafos las zonas de interés biológico.

6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUAYO-QUEZADA, S., *El Almanaque Mexicano*, Ed. Grupo Santillana México, S.A. de C.V.: México. 2008. 431 p. ISBN: 978-970-58-0214-0. (consultado: 2011-02-12, <http://www.santillana.com.mx/almanaque.php#>)
- RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.



Los Angeles
San Diego
Tijuana
Ensenada
Yuma
Phoenix
Tucson
Hermosillo
Rosario
Santa Rosalia
Isle Cedros
San Quintin

Albuquerque
El Paso
Ciudad Juarez
Chihuahua
Hidalgo del Parral
Los Mochis
Gomez Palacio
Torreon
Culiacan
Durango
Mazatlan
Zacatecas
Aguascalientes
Tepic
Puebla
Guadalajara
Zamora
Morelia
Colima
Manzanillo
Lazaro Cardenas
Rio Balsas
Acapulco

Amariillo
Fort Worth
Dallas
Abilene
Austin
San Antonio
Houston
Galveston
Rio Grande
Rio Bravo
Corpus Christi
Brownsville
Matamoros
Reynosa
Monterrey
Saltillo
Ciudad Victoria
San Luis Potosi
Polaris
Guajuato
León
Irapuato
Guadalupe
Zamorora
Celaya
Pachuca
Tulancingo
Toluca
Mexico City
Cuernavaca
Orizaba
Coahuila
Coahuila de Zaragoza
Puebla
Tehuacan
Chilpancingo
Salina Cruz
Oaxaca

Little Rock
Shreveport
Jackson
Mobile
New Orleans
Birmingham
Montgomery
Atlanta
Cancun
Progreso
Merida
Isla Cozumel
Campeche
Chetumal
Bahia de Campeche
Ciudad del Carmen
Yucatan
Veracruz
Tuxtla Gutierrez
San Cristobal de Las Casas
Guatemala
Tegucigalpa
San Salvador
Puerto San Jose
Honduras
El Salvador
Tahuatepec
Golfo de Tapachula
Tapachula
Guatemala
San Pedro Sula
HONDURAS
SALVADOR
LA UNION

UNITED STATES OF AMERICA
Gulf of California
Gulf of Mexico

North Pacific Ocean
Escaltes Aijoles
Islas Cedros
Rosario
Santa Rosalia
La Paz

Albuquerque
El Paso
Ciudad Juarez
Chihuahua
Hidalgo del Parral
Los Mochis
Gomez Palacio
Torreon
Culiacan
Durango
Mazatlan
Zacatecas
Aguascalientes
Tepic
Puebla
Guadalajara
Zamora
Morelia
Colima
Manzanillo
Lazaro Cardenas
Rio Balsas
Acapulco

Little Rock
Shreveport
Jackson
Mobile
New Orleans
Birmingham
Montgomery
Atlanta
Cancun
Progreso
Merida
Isla Cozumel
Campeche
Chetumal
Bahia de Campeche
Ciudad del Carmen
Yucatan
Veracruz
Tuxtla Gutierrez
San Cristobal de Las Casas
Guatemala
Tegucigalpa
San Salvador
Puerto San Jose
Honduras
El Salvador
Tahuatepec
Golfo de Tapachula
Tapachula
Guatemala
San Pedro Sula
HONDURAS
SALVADOR
LA UNION

Sistema Solar y Astrobiología

1. INTRODUCCIÓN

La naturaleza ordenada de nuestro Sistema Solar lleva a la mayoría de los astrónomos a deducir que todos sus componentes se formaron esencialmente al mismo tiempo, y desde la misma materia primordial, que el Sol. Este material formó una gran nube de polvo y gas denominada nebulosa primordial. La hipótesis de la nebulosa primordial sugiere que los cuerpos de nuestro Sistema Solar se formaron a partir de una nebulosa compuesta fundamentalmente de hidrógeno y helio, y solo un pequeño porcentaje de los elementos más pesados.

Hace alrededor de 5 000 Ma, esta inmensa nube de diminutos fragmentos rocosos y de gases empezó a contraerse bajo su propia influencia gravitacional. El material en contracción empezó a girar, al igual que un patinador gira en el hielo al replegar sus brazos hacia sí mismo, de tal forma que la nube rotaba cada vez más rápido conforme se contraía. La rotación hizo a su vez que la nebulosa se aplanara, formando un disco.



Figura 2. Ejemplo de una nebulosa primaria, derivada de una enorme nube de polvo y gases.

Dentro del disco de rotación, cúmulos menores se formaron núcleos a partir de los cuales, finalmente, se formarían los planetas. Sin embargo, la mayor concentración de material fue empujada hacia el centro del disco en rotación. Conforme se acumulaba hacia su interior, se calentaba gravitacionalmente, arremolinándose, hasta formar una esfera (Foto).

A medida que la masa crecía, el hidrógeno en el centro era comprimido por la gigantesca presión y, finalmente, se desató una reacción de fusión en la que los núcleos de hidrógeno, en una reacción de múltiples etapas, produjeron helio y formó el protosol caliente. Después de que se formó el protosol, la temperatura en el exterior del disco disminuyó de manera significativa.

Este enfriamiento hizo que las sustancias con puntos de fusión más elevada se condensaran en partículas pequeñas, quizá del tamaño de granos de arena. Primero solidificaron el hierro y el níquel. Los siguientes en condensarse fueron los silicatos de que están compuestas las sustancias rocosas. Con el tiempo, estos se reunieron y fueron 98 planetas con sus lunas respectivamente.

Conforme esos fragmentos fueron colisionando a lo largo de unos pocos decenios de millones de años, aumentaron de tamaño hasta dar lugar a los protoplanetas. De la misma manera, pero a menor escala, actuaron los procesos de condensación y acreción para formar las lunas y otros cuerpos del Sistema Solar.

Conforme los protoplanetas acumulaban cada vez más material, el espacio que había entre ellos empezó a aclararse. Esta eliminación de restos permitió que la luz del Sol, en forma de rayos gamma, alcanzara las superficies planetarias sin estorbos, y las calentara.

Las elevadas temperaturas superficiales resultantes de los planetas interiores (Mercurio, Venus, Tierra y Marte) sumados a sus campos gravitacionales más débiles, hizo que la Tierra y sus vecinos fueron incapaces de conservar materiales más ligeros de la nube primordial.

Estos materiales ligeros, como el hidrógeno, el helio, el amoniaco, el metano, y el agua se evaporaron de sus superficies y fueron barridos de la parte interna del Sistema Solar por corrientes de partículas procedentes del Sol, denominados viento solar. A distancias superiores a la órbita de Marte las temperaturas eran mucho más frías. Por consiguiente, los grandes planetas exteriores (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno) acumularon enormes cantidades de hidrógeno y otros materiales ligeros procedentes de la nube primordial.

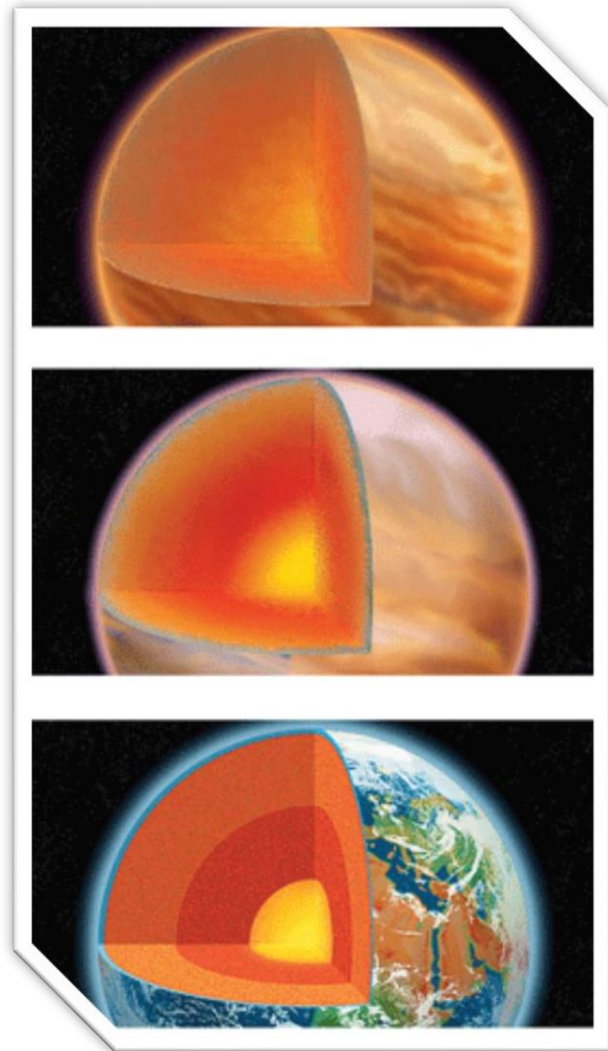


Figura 3. Se puede apreciar a la Formación del planeta tierra como la formación.

Se piensa que la acumulación de esas sustancias gaseosas es responsable de los tamaños comparativamente grandes y de las bajas densidades de los planetas exteriores.

LA BIOLOGÍA Y EL SISTEMA SOLAR.

Es muchos momentos nos hemos preguntado qué ciencias son las que estudian el universo, podemos encontrar que la astronomía es la principal encargada de ello. Quizás suene un poco mezclado a la ciencia ficción, pero dos de las cosas que más ambiciona el hombre es poder encontrar un planeta lo suficientemente parecido a la Tierra para habitarlo y si la vida en otros planetas existe.

¿Cómo se inició la vida? Al enfriarse la Tierra, después del Big Bang, la presencia de gases atmosféricos, las descargas iónicas y algunas otras "circunstancias ideales", producto del azar (como mucho después en la mismísima Selección Natural de las especies), generaron, primero, elementos químicos de estructuras atómicas diferentes, y combinaciones de éstos para generar, digamos, "Tierra y agua", por marcar una diferencia entre agua y sólidos. Para ello, antes, algunos elementos, (principalmente oxígeno, hidrógeno, carbono) se combinaron para formar primero moléculas de entidad constante (la molécula de oxígeno está compuesta por dos [átomos de ese elemento]), luego sales y compuestos inorgánicos, y mucho después, con la ayuda de las descargas eléctricas, lo que hoy conocemos como elementos o compuestos orgánicos., como Azúcares (C, H y O) que se hicieron más complejos, dando lugar a los aminoácidos (con nitrógeno - gas atmosférico- , azufre, etc.).

Podemos referir que a la **astrobiología** como la ciencia que trata de explicar la vida en otros lugares del universo, ¿imaginamos cómo se podría estudiar la vida en los otros planetas? Sabemos que en la Tierra iniciaron siendo pequeñas células que con los miles de años se desarrollaron hasta lo que somos en la actualidad.

EL SOL

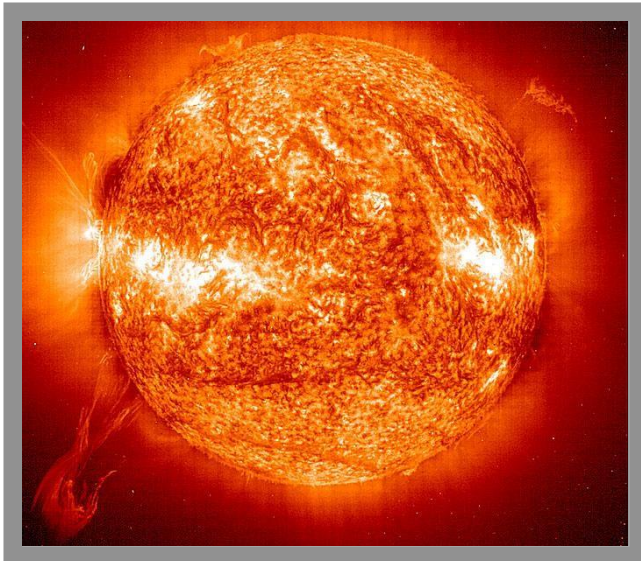


Figura 4. El Sol es el centro del sistema solar Sistema Solar, los planetas y satélites conocidos giran alrededor de él.

El Sol ha estado ardiendo desde hace 4, 600 Ma, incluso antes de que existiera una Tierra que se calentara con incandescente, sin embargo, para los estándares galácticos, nuestra estrella es una más del montón. Sin duda, es tan grande que un millón de tierras cabrían en su interior.

Es tan densa que a los rayos solares que vemos hoy les ha tomado cientos de años abrirse paso desde el centro hasta la brillante fotosfera antes de iniciar su recorrido hacia la Tierra.

Aún así, el Sol cae en la categoría general de estrellas pequeñas, llamadas tipo G, una especie tan común, que existen miles de millones de ellas tan solo en la vía láctea.

El Sol es la fuente de prácticamente toda la energía que sustenta la vida, la fuente del estado del tiempo, el árbitro de nuestro clima y, desde luego, nuestra conexión más cercana con los procesos que dan energía al cosmos.

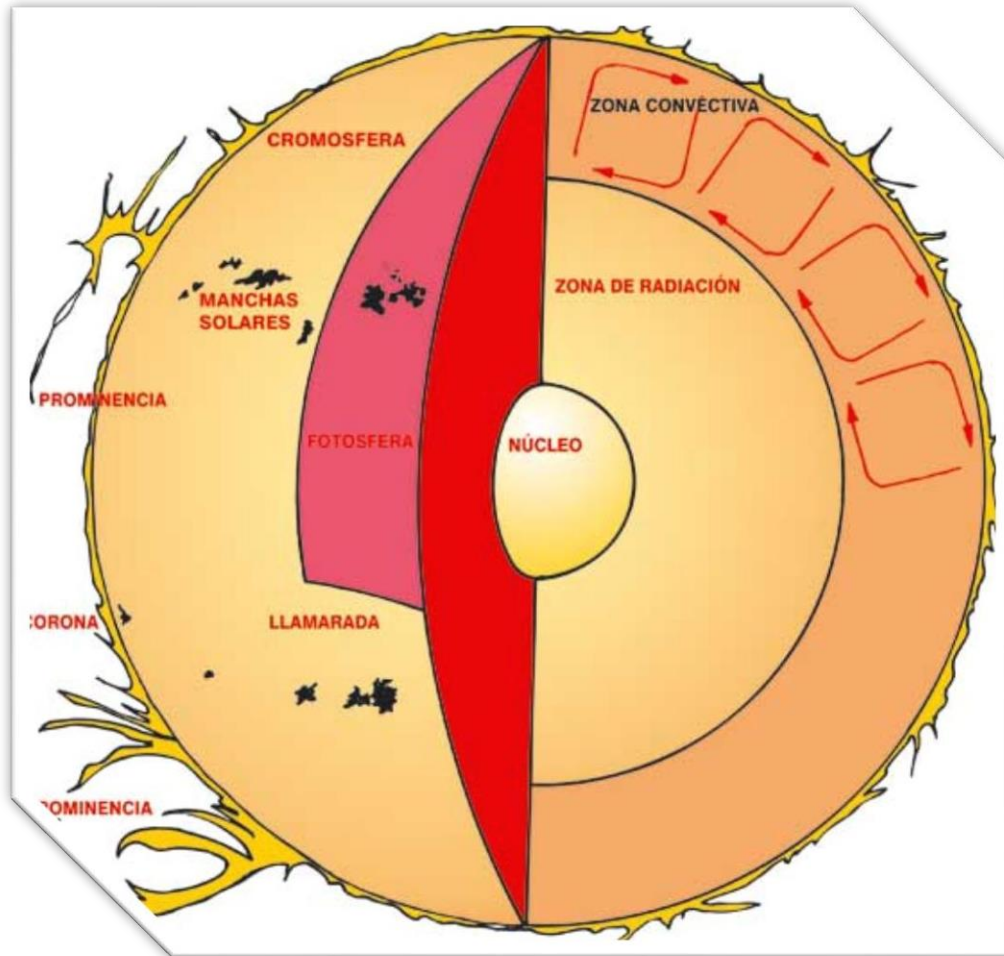


Figura 5. Podemos apreciar la estructura del Sol.

Datos astronómicos:

1 año luz es igual a la distancia en km que recorre la luz a lo largo de 1 año a razón de $300\,000\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.

1 parsec es igual a 3,26 años luz.

1 unidad astronómica (UA), es igual a la distancia en km que separa a la Tierra del Sol, Aproximadamente 150 millones de km.

2. OBJETIVO

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

2.1 Conocerá las teorías sobre el origen del Sistema Solar.

2.2 Conocerá la estructura interna y las dimensiones del Sol.

2.3 Determinará diferentes distancias astronómicas.

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, cada alumno deberá contar con una calculadora con funciones trigonométricas.

En todos los casos que se realicen cálculos, deberán entregarse en limpio, de manera ordenada y clara, acompañados de las respuestas a las preguntas de los ejercicios y del cuestionario.

4. DESARROLLO

Ejercicio 1. Viajando a una velocidad de 10 km/s hacia la estrella más cercana, localizada a 4 años luz de distancia, ¿Cuál será la longitud de cuánto tiempo, en años, requerirá para que una nave espacial alcance para alcanzar la estrella?

Ejercicio 2. ¿Cuánto tarda la luz del Sol en llegar a la Tierra?

Ejercicio 3. Si la luz del sol tarda 8 minutos 18 segundos en llegar a la tierra, ¿A qué distancia en km y en unidades se encuentra la tierra del sol?

Ejercicio 43. La distancia a la estrella más cercana (*Próxima Centauri*) es de 270 000 UA ¿cuántos años podrá tomarle a un viajero espacial alcanzar la estrella si viaja en línea recta a una velocidad uniforme de 20 km/s?

Ejercicio 54. Un método clásico para determinar la distancia de la Tierra a la Luna emplea un principio geométrico simple llamado paralaje, trigonométrico. Este método consiste en lo siguiente:

Imagina a dos observadores, A y B colocados en puntos diametralmente opuestos sobre la superficie terrestre separados por una distancia $2a$, es decir el doble del radio de la Tierra. . Suponiendo que la línea de observación A penetra el centro de la luna y continúa hasta la posición de la estrella 1;

Y simultáneamente, el observador B hace lo mismo hacia la estrella 2. El ángulo entre las dos estrellas se denota como α . Entonces la distancia Tierra-Luna d se calcula de la fórmula paraláctica.

$$D=2 a / \sin (\alpha)$$

$$\text{Donde: } a= 6367,47 \text{ km y } \alpha =1,90^\circ$$

Ejercicio 56. Si la luz del Sol tarda 43,22 minutos en alcanzar la superficie de un planeta del Sistema Solar, resultado lo siguiente:

, Calcula la distancia al Sol de este planeta en km y en unidades astronómicas y. Mencione de qué planeta se trata.

¿Cuántas lunas principales tiene? Mencione los nombres.

5. CUESTIONARIO

A. Sintetiza tu conocimiento acerca del Big Bang.

B. Acerca del Universo.

C. De la Vía Láctea

D. De los cuerpos Celestes

E. De la Astrobiología

F. Sistema Tierra-Luna

G. Movimientos de la Tierra

5.1. ¿En qué galaxia se localiza nuestro Sistema Solar?

5.2. ¿Cuáles son las principales teorías acerca del origen del Sistema Solar?

5.3. Elaboran un esquema con el ciclo de vida de una estrella.

5.4. Enuncia las tres leyes de Kepler sobre el movimiento planetario.

5.5. Elabora una tabla con las principales características de los planetas del Sistema Solar.

6. BIBLIOGRAFÍA

RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.

TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.^a Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5.

Practica No. 3

LA MORFOLOGÍA DE LA TIERRA

1. INTRODUCCIÓN

La forma de la Tierra. Sin duda habrás visto fotografías de la Tierra desde el espacio. Una visión como ésta proporciono a los astronautas, y a todos nosotros, una perspectiva única de nuestro planeta. Por primera vez pudimos ver la Tierra desde las profundidades espaciales como una pequeña esfera de aspecto frágil rodeada de la negrura de un vasto universo. Estas imágenes no sólo fueron espectaculares y excitantes, sino que también despertaron nuestra humildad, al demostrarnos, como nunca antes, la parte tan diminuta del universo que ocupa nuestro planeta. A medida que nos acercamos a él desde el espacio, se pone de manifiesto que la Tierra no tiene una forma perfecta. A pesar de esto, nuestro planeta parece una esfera azul que flota en el espacio.

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de la práctica el alumno:

- 2.1. Confirmara que la Tierra no es esférica
- 2.2. Determinará los parámetros físicos de la Tierra
- 2.3. Conocerá los diferentes movimientos de la Tierra

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, cada alumno deberá contar con el siguiente material:

- calculadora con funciones trigonométricas
- juego de geometría, con compas
- tijera y pegamento

4. DESARROLLO

Se atribuye a Eratóstenes, (230 A.C.), geógrafo y astrónomo, la invención de un método poco sofisticado, que se basa en el razonamiento científico, para medir el radio de la Tierra. Él sabía que el 21 de junio es el día más largo del año, (Solsticio de Verano), y que los rayos del Sol que caen perpendicularmente en un pozo, iluminan el fondo únicamente al medio día. Además sabía que en otras localidades, del mismo día, de un pozo con las mismas características, se produce una sombra.

Ejercicio 1. El hecho de que la Tierra es casi esférica ha sido conocido y demostrado desde los antiguos griegos, ellos realizaron observaciones de la sombra de nuestro planeta sobre la luna durante los eclipses; así como las observaciones de cómo un barco parece hundirse o elevarse en el horizonte, al alejarse o acercarse del observador en el muelle o en la playa. Medidas muy precisas al estudiar la trayectoria de los satélites (tanto naturales como artificiales) nos indican que en la Tierra, el radio polar es menor que el radio ecuatorial.

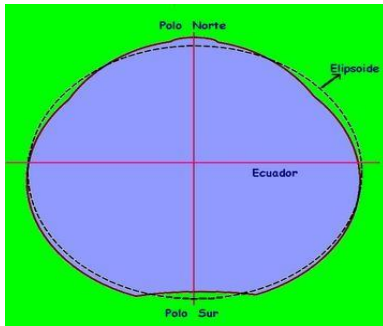
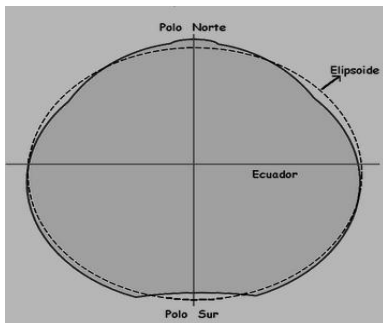


Figura 4. Vista exagerada de la forma de la Tierra.



Los valores reales son:

$$R_{\text{ecuatorial}} = 6378,16 \text{ km}$$

$$R_{\text{polar}} = 6356,77 \text{ km}$$

El esferoide terrestre tiene una forma elíptica. En la figura 6 se representa de manera exagerada la diferencia entre los radios, ya que si la Tierra tuviera 45 cm de diámetro, la diferencia sería de sólo 1,6 mm.

Con los datos anteriores, calcula el radio promedio de la Tierra.

$$R_{\text{promedio}} \text{_____} \text{ k}$$

Figura 6. Vista exagerada de la forma de la Tierra

Ejercicio 2. La Tierra es una esfera.

Usando métodos trigonométricos sencillos, como los que usó Eratóstenes, es posible calcular la circunferencia y el radio de la Tierra, con una muy buena aproximación. En la figura 7, el punto A se ubica en la ciudad de Mazatlán, muy cerca del Trópico de Cáncer, y el punto B se ubica al norte de la ciudad de Taos, Nuevo México; la línea A-B representa la superficie del planeta y es paralela a los paralelos terrestres. La distancia del punto A al punto B es de 759 km. En la figura 8, una vara colocada en el punto B mide 1.83 metros de altura (h) y produce una sombra (s) de 0.23 metros de longitud. El Punto C representa el centro de la Tierra. Las líneas punteadas paralelas representan los rayos del Sol. El ángulo producido por la vara y la sombra se denomina ángulo alfa (α).

Si conocemos la distancia entre los dos pozos y el ángulo producido por la sombra, es posible medir el ángulo entre la línea vertical y los rayos del Sol que se caen oblicuamente, exactamente al medio día del Solsticio de Verano. De esta manera Eratóstenes calculo el valor de la circunferencia de la Tierra, basándose en las siguientes premisas:

1. El Sol está a tal distancia que los rayos del sol que caen sobre los dos pozos son virtualmente paralelos.
2. El pozo se encuentra de tal manera que un plano que corta los dos puntos pasa exactamente por el centro de la Tierra.
3. La plomada utilizada para determinar la vertical del pozo apunta directamente al centro de la Tierra.



Figura 7. Mapa de localización de los puntos A y B.

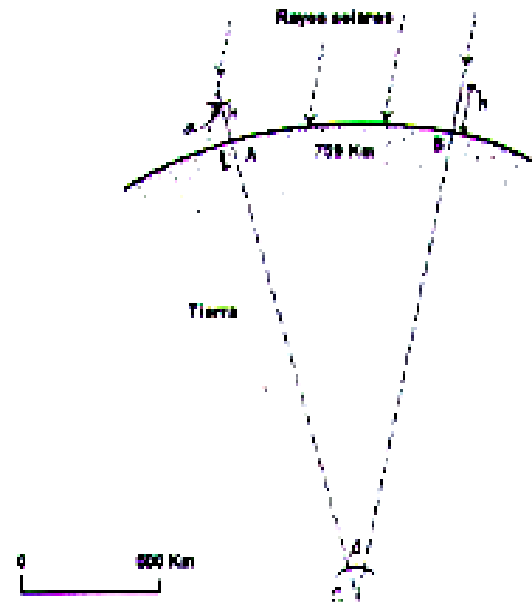


Figura 8. Sección de la línea AB

Con los datos anteriores, contesta lo siguiente:

- 2.1 ¿Cuál es el valor del ángulo α alfa?
- 2.2 ¿Por qué son equivalentes α alfa y β beta?
- 2.3 ¿Cuál es la longitud del radio de la Tierra?
- 2.4 Compara el valor del radio promedio obtenido en el ejercicio 1 con el valor del radio obtenido del inciso anterior. ¿ Con esa observación, calcula el error absoluto y el error relativo. Explica las posibles causas del error.
- 2.5 ¿Cuál es la longitud de la circunferencia de la Tierra?

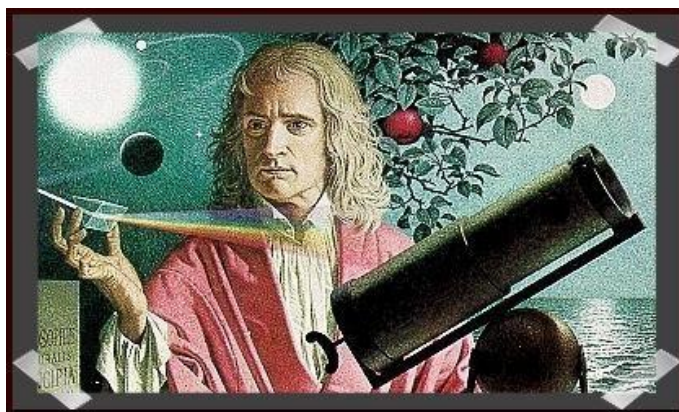


Figura 9. Sir Isaac Newton (1642-1727), físico y matemático inglés. Profesor de matemáticas en Cambridge (1669). Se le deben descubrimientos fundamentales como el cálculo infinitesimal y la gravitación universal. Su obra más importante fue: *Principios matemáticos de filosofía natural* (1687).

Ejercicio 3. La Masa y la Densidad de la Tierra.

Para calcular la masa y la densidad de la Tierra no fue tan sencillo, fue necesario el desarrollo del concepto de gravedad, expresado por el Sir Isaac Newton, (Figura 9), en su Ley de Gravitación Universal, que dice que todos los cuerpos se atraen en razón directa de sus masas y en razón inversa del cuadrado de sus distancias, lo que se expresa en la siguiente fórmula:

$$F = G \cdot m_1 m_2 / r^2$$

Dónde:

$$G = 6,668 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$$

$$F = 980 \text{ dinas.}$$

$$1 \text{ dina} = 1 \text{ g} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-2}$$

$$1 \text{ N} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$$

Con el uso de ésta fórmula, y considerando la masa de la Tierra (m_1) en gramos y la masa (m_2) de un cuerpo que pesa 1 gramo y que se encuentra sobre la superficie de la Tierra siendo atraído por la fuerza de gravedad, contesta lo siguiente.

3.1 ¿Cuál es la masa de la Tierra?

3.2 ¿A cuántas toneladas equivale?

Conociendo el radio promedio de la Tierra determina lo siguiente:

3.3 ¿Cuál es el volumen de la Tierra?

3.4 ¿Cuál es la densidad promedio de la Tierra?

3.5 Considerando que las rocas de la corteza terrestre tienen una densidad de 2.5 a 2.7,

¿Cómo consideras que sea la densidad en el centro de la Tierra?

Ejercicio 4. Los movimientos de la Tierra.

La Tierra es un cuerpo que presenta varios movimientos, no solamente rota alrededor de su propio eje y orbita alrededor del Sol.

Como consecuencia de las fuerzas de atracción del Sol y la luna, el eje de rotación de la Tierra describe una figura cónica en el espacio, este movimiento se denomina precesión del eje (Figura 10) y tiene lugar debido a que el eje de la Tierra forma un ángulo de 23.5 grados con el plano de la eclíptica. Si la Tierra no rotara, entonces el ecuador estaría alineado con la eclíptica, en la misma forma que un trompo que deja de rotar cae de lado.

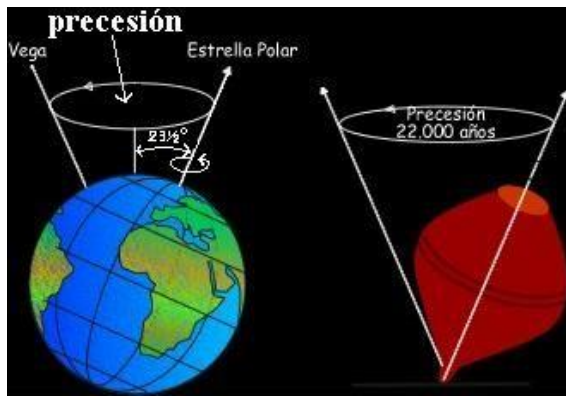


Figura 10. Precesión. Varía en ciclos de 26 000 años.

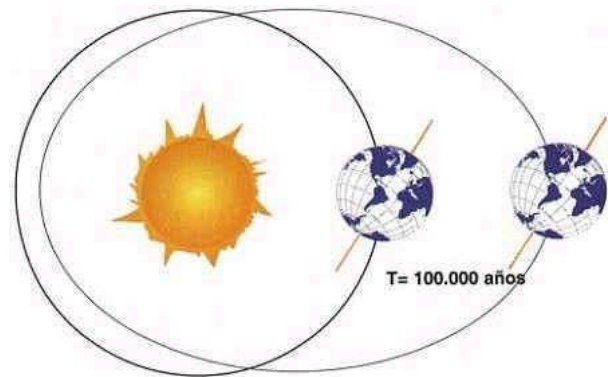


Figura 11. Excentricidad. La forma de la órbita cambia durante un ciclo que dura 100,000 años. El eje de rotación varía cada 41 000 años

La atracción gravitacional del Sol y de la luna sobre la zona ecuatorial varía de acuerdo a la posición con respecto a la Tierra. Esto da lugar a un pequeño movimiento de cabeceo denominado nutación (Fig. 11), que se adiciona al movimiento de cabeceo de Chandler, que se supone es causado por la redistribución de masas dentro de la Tierra.

El movimiento de excentricidad (Figura 12) también es importante, sucede cuando la forma de la órbita terrestre cambia gradualmente de una forma elíptica a una forma casi circular duran te un ciclo que dura unos 100 000 años.

Muchos científicos creen actualmente que las oscilaciones climáticas que caracterizaron al periodo Pleistoceno pueden estar vinculadas a estas variaciones de la órbita terrestre. Esta hipótesis fue desarrollada por primera vez por el científico yugoslavo Milutin Milankovitch se basa en la premisa de que la variación de la radiación solar que incide sobre la superficie terrestre es el factor principal en el control del clima de la Tierra.

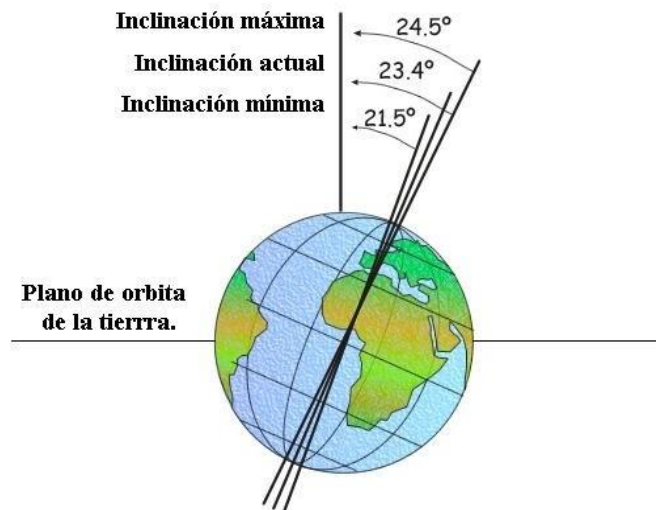


Figura 12. El eje de rotación varía cada 41 000 años. Excentricidad. La forma de la órbita cambia durante un ciclo que dura 100,000 años.

4.1. Calcula la velocidad de rotación de la Tierra, sabiendo que da un giro completamente sobre su propio eje cada 23 horas, 56 minutos y 4 segundos.

4.2. Calcula la velocidad de traslación de la Tierra asumiendo lo siguiente:

a) Que su órbita es circular, b) Qué la distancia promedio al Sol (radio de la órbita) es de 149 675 000 km, y c) Qué el tiempo de traslación alrededor del Sol es de 365,256 días.

5. FORMULARIO.

a. Longitud de arco, $\zeta = \beta r 2\pi/360$

b. Error absoluto = valor real - valor calculado.

c. Error relativo = Error absoluto/valor real x 100.

d. Circunferencia, $C = 2r\pi$ ó $C = \pi D$.

e. Volumen, $V = 4/3 \pi r^3$.

f. Densidad, $\rho = m/v$.

g. Velocidad tangencial, $v = 2\pi r/t$.

6. CUESTIONARIO.

6.1. Enuncia los cuatro movimientos básicos de la Tierra, explica cuáles son sus trayectorias y su duración.

6.2. Explica y presenta un dibujo que describa que es la eclíptica.

6.3. Elabora un esquema con la posición espacial de la Tierra durante los solsticios y los equinoccios.

6.4. ¿Qué son los eclipses y cuantos tipos existen? Elabora un esquema.

7. BIBLIOGRAFÍA.

TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.^a Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5

SAGAN, C., 1980. *Cosmos*, Ed. Random House, 365 p.

HALLIDAY, D RESNICK, R AND WALKER, J, 1997. *Fundamentals of Physics*, part 1, John Wile and Sons, Inc., 296 p.

Relación con la Biología.

La [biosfera](#) es la parte de la Tierra en la que habitan los organismos vivos. Es una capa delgada sobre la superficie del planeta, de irregular grosor y densidad. La [biosfera](#) está afectada por la posición y los movimientos de la Tierra en relación con el Sol y por los movimientos del aire y del agua sobre la superficie de la Tierra. Estos factores provocan grandes diferencias de temperatura y precipitaciones en diferentes regiones. También hay diferencias en las superficies de los continentes, tanto en composición como en altitud. Estas diferencias se reflejan en las especies vegetales y animales que se encuentran en las distintas regiones de la biósfera.



Figura 1.3

Las mareas están relacionadas a la atracción gravitacional ejercida sobre la Tierra por la Luna y el Sol. De ellos, la Luna es quién más influencia tiene sobre las mareas. Por lo mismo, en la primera parte de esta sección sólo se considerará el efecto producido por la Luna, a fin de simplificar el modelo y mostrar diagramas con sólo dos cuerpos.

En un sistema de dos cuerpos que rotan, la forma en que rotan depende de cómo son las masas de los cuerpos. Si un cuerpo tiene una enorme masa y el otro una masa muy pequeña, el cuerpo pequeño rotará en torno al grande, sin que este último se vea muy afectado por la rotación del cuerpo pequeño.

De acuerdo a la segunda ley de Newton (¡de nuevo!), "alguien" debe proporcionar la fuerza centrípeta que mantiene a ambos cuerpos rotando en torno a ese eje común. Ese "alguien" es la atracción gravitacional entre la Luna y la Tierra. Esa atracción gravitacional, sin embargo, proporciona la fuerza centrípeta para que *los centros* de la Luna y la Tierra co-roten en torno al eje instantáneo (en este mismo capítulo se discute - más arriba - que en el caso de cuerpos esféricos las fuerzas gravitacionales actúan sobre los centros). Por lo tanto, las zonas de la Tierra que están "más cerca" de la Luna sienten una atracción gravitacional mayor que la necesaria para mantener su órbita en torno al centro común. En esas zonas, por lo tanto, la fuerza gravitacional de la Luna (en exceso), produce una aceleración centrípeta "demasiado grande", por lo que tienen un radio de giro menor, acercándose a la Luna. En palabras simples, la fuerza gravitacional ejercida por la Luna es demasiado grande en esas zonas. La materia que forma la Tierra (aire, agua, tierra sólida) siente ese desbalance de fuerzas, y tiende a acumularse hacia el lado de la Luna, formándose una protuberancia en esa dirección. Por otra parte, en las zonas de la Tierra que están en el lado opuesto, "más lejos" de la Luna, ocurre justamente el efecto contrario: al estar más lejos de la Luna, la atracción gravitacional de ésta no alcanza a producir una fuerza centrípeta que mantenga a esas partes en la misma órbita que el centro de la Tierra, por lo que ellas tienden a "seguir derecho", por inercia, formándose también una protuberancia a ese lado de la Tierra. Esto es parecido a cuando uno va en un auto y "toma" una curva a cierta rapidez. Uno calcula el efecto centrípeta del roce del suelo para tomar la curva. Si el suelo está resbaloso (si hay hielo, por ejemplo), la fuerza de roce es menor que la que uno esperaba, y el auto "se sale del camino" en forma parecida a como reacciona esa parte de la

Tierra que está en el lado opuesto a la Luna: Simplemente no siente "tanta" fuerza centrípeta como la que necesita para una trayectoria igual a la del centro de la Tierra.

La situación es aún más compleja porque no sólo la Luna produce mareas. El Sol también influye, aunque en menor grado que la Luna, y también produce dos protuberancias. Vistas desde la Tierra, las posiciones aparentes del Sol y de la Luna varían continuamente. En ocasiones de luna nueva y luna llena los efectos de la Luna y del Sol se suman, caso llamado sicigia (*spring tide*, en inglés), dado que la Tierra, el Sol y la Luna se encuentran sobre una misma recta. En ese caso las mareas son particularmente intensas, o sea mareas altas particularmente altas y mareas bajas particularmente bajas. En ese caso el rango mareal (diferencia de altura del nivel del mar entre marea alta y marea baja) es máximo. Cuando las posiciones de la Tierra, el Sol y la Luna forman un ángulo recto entre sí los efectos de la Luna y del Sol se contrarrestan, caso llamado cuadratura (*neap tide*, en inglés). En ese caso las mareas son particularmente débiles (rango mareal muy pequeño). Entre dos sicigias hay 14,77 días, aproximadamente, lo mismo que entre dos cuadraturas

La morfología de la Tierra, la cual se le denomina con el termino de fisiografía, es la rama de la geología que estudia el relieve de la Tierra, la litósfera, la cual puede manifestarse en elevaciones o depresiones, tales como cadenas montañosas, planicies, mesetas, volcanes, fosas oceánicas y entre otras.

La morfología influye de manera directa en la biología, ya que la litósfera, por su evolución geológica, es la generadora de las condiciones favorables para la formación y conservación de los recursos naturales. Y esta evolución geológica determina la presión, humedad en el aire, condiciones climatológicas, así como la formación de cuencas hidrológicas. En base a las condiciones o características de determinados lugares será la flora y fauna que tendrá, la cual estará adaptada o especializada a desarrollarse en dichos lugares.

Referencias:

RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.

TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.^a Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5.

<http://www.curtisbiologia.com/biosferabiósfera>

<http://www2.udec.cl/~dfiguero/curso/gravitacion/gravitacion.html>

La estructura interna de la Tierra

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Las ondas sísmicas

Supongamos que la Tierra es una esfera (aunque ya sabemos cuál es su forma), sabemos que la densidad promedio es $5\,500\text{ kg/m}^3$ y que la densidad observada en las rocas de la superficie terrestre es de $2\,500$ a $3\,000\text{ kg/m}^3$, lo que sugiere que la densidad de las rocas que están por debajo de la superficie tiene un material componente que debe ser mucho más denso. La densidad se espera aumente, ya sea debido a la compresión del material ocasionado por el peso de las rocas o debido a la composición química del material del interior de la Tierra.

Para poder realizar estudios acerca del interior de la Tierra se han utilizado técnicas indirectas que permiten planear un modelo sencillo. Uno de estos métodos es el estudio de las ondas sísmicas, es decir, la sismología.

La sismología data de los primeros intentos realizados por los chinos, hace casi 2 000 años, para determinar la dirección desde la que se originaban dichas ondas. El instrumento sísmico utilizado por los chinos era una gran jarra hueca que contenía una masa suspendida desde la tapa (Figura 13). Esta masa (similar a un péndulo de reloj) estaba conectada con las mandíbulas de varias figuras de grandes dragones que rodeaban en círculo en el envase., Las mandíbulas de cada dragón sosteniendo una bola de metal. Cuando las ondas de los terremotos alcanzaban el instrumento, el movimiento relativo entre la masa suspendida y la jarra desalojaría algunas de las bolas de metal que caerían en las bocas abiertas de las ranas situadas debajo.



Figura 13. Sismógrafo chino antiguo

Cuando las fuerzas que actúan sobre las rocas de la litósfera, se incrementan pueden provocar la deformación elástica (Figura 14), si estas las fuerzas son muy grandes, ocasiona que estas se rompan cuando se rebasa el límite elástico, entonces se forma una falla. A esta teoría se le conoce como Teoría del Rebote Elástico, propuesta para explicar el terremoto de San Francisco en 1906.

Parte de la energía elástica que estaba almacenada deformando la roca, se utiliza para romperla, mientras que el resto de la energía se libera en forma de ondas sísmicas. Al punto donde comienza la ruptura se le llama foco, y al punto de la superficie justo arriba

del foco se le llama epicentro (Figura 15).

Los sismógrafos modernos, instrumentos que se registran las ondas sísmicas, no son muy diferentes a los dispositivos que usaban los antiguos chinos. Estos dispositivos tienen una masa suspendida libremente de un soporte que se fija al terreno (Fig. 16).

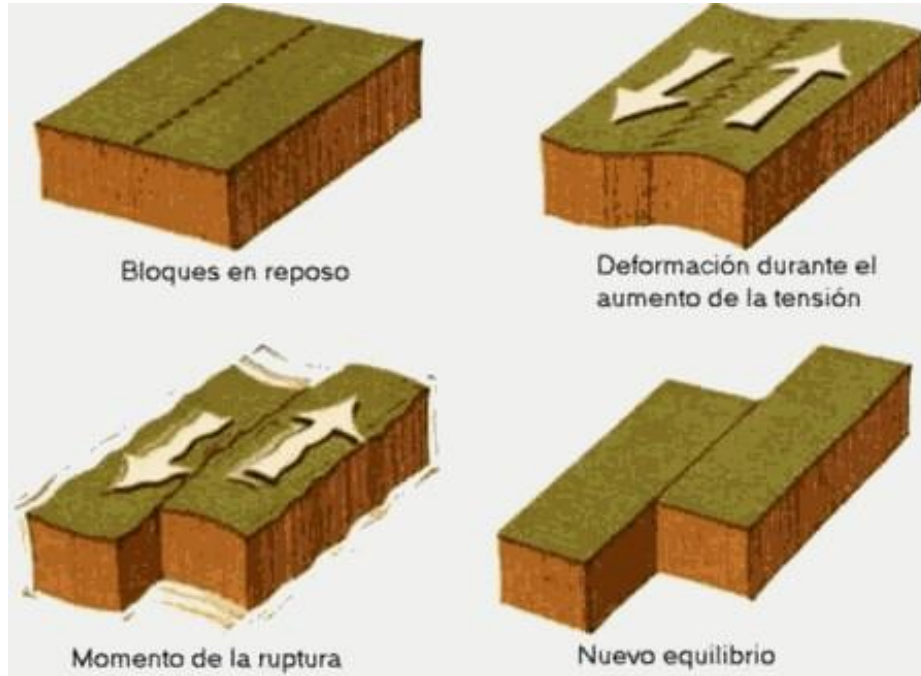


Figura 14.

Teoría del rebote elástico.

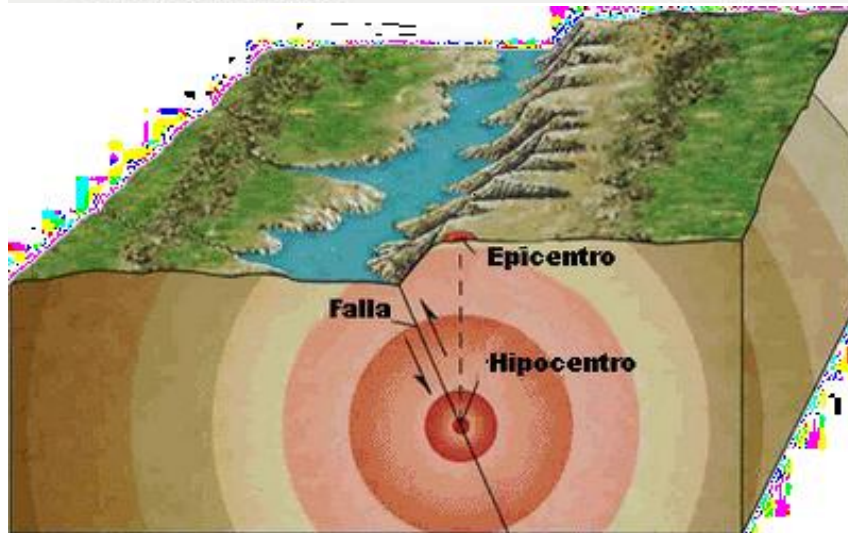


Figura 15.

Localización del foco y epicentro de un sismo

Cuando la vibración de un terremoto distante alcanza al instrumento, la inercia de la masa suspendida a manera de péndulo lo hace con un cierto retraso, de tal manera que queda desequilibrado. El movimiento de la Tierra con respecto a la masa estacionaria se registra en un papel colocado alrededor de un tambor giratorio, o bien, en una cinta magnética.

Cuando mayor sea el desplazamiento de la litósfera mayor será la amplitud y el tiempo de amortiguamiento. Todos los sismógrafos se construyen con el mismo principio.

El registro de sismos (Figura 17), presenta una gráfica típica donde podemos observar tres

tiempos de arribo de tres distintas ondas, dos de débil amplitud que viajan a través del interior de la Tierra y una tercera y tardía de mayor amplitud. A las primeras ondas que arriban a un sismógrafo se les llama ondas P (ondas primarias, compresionales, las segundas se les llama: *ondas S* (ondas secundarias o de cizalla) y las terceras, que viajan sobre la superficie de la Tierra, se conocen como ondas superficiales u ondas L o largas.



Figura 16. Principio del funcionamiento del sismógrafo.

1.2 El comportamiento de las ondas sísmicas en la Tierra.

La Tierra no es una masa homogénea, por lo que debemos de observar que ocurre con el comportamiento de las ondas cuando viajan a través de distintos medios para poder comparar los resultados teóricos con los observados en los registros sísmicos reales.

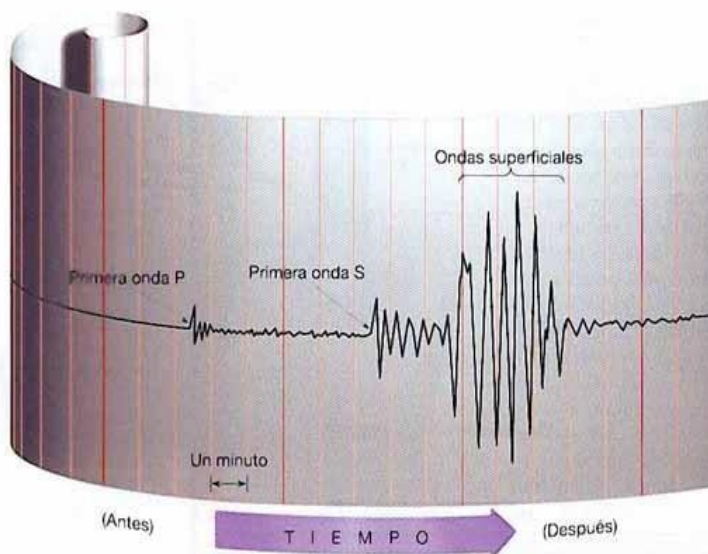


Figura 17. Sismógrafo típico.

Las ondas de cuerpo se dividen en ondas P y S por su modo de viajar a través de los

materiales. Las ondas P son ondas que comprimen y expanden las rocas en dirección de propagación de la onda (Figura 18). Los sólidos, los líquidos y los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperan elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por consiguiente las ondas P, son ondas compresivas, es decir, pueden atravesar todos estos materiales.

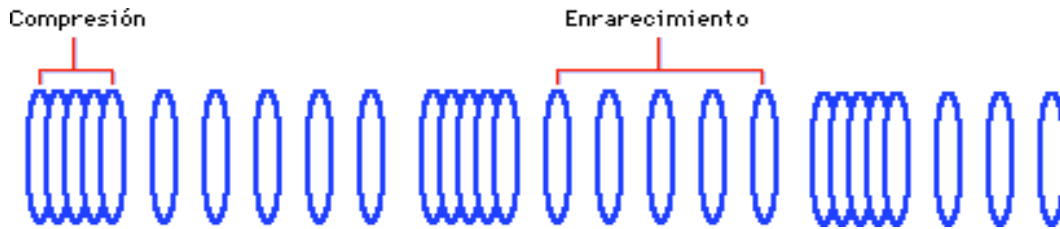


Figura 18. Se utiliza un muelle para ilustrar la naturaleza de las ondas P.

Los sólidos, los líquidos los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperan elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por consiguiente las ondas P, compresivas, es decir, pueden atravesar todos estos materiales.

Por otro lado, las ondas S sacuden las partículas en ángulos rectos con respecto a la dirección en la que viajan (Figura 19). A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente la forma del material que las transmite. Dado que los fluidos (gases y líquidos), no responden elásticamente a cambios de forma, no transmitirán ondas S.



Figura 19. Se utiliza una cuerda para ilustrar la naturaleza de las ondas S

El movimiento de las ondas superficiales es más complejo. A medida que esas ondas viajan a lo largo del suelo, hacen que se mueva éste todo lo que descansa sobre él, de manera muy parecida a como el oleaje empuja un barco.

Además de su movimiento ascendente -descendente, las ondas de superficie tienen un movimiento lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal. Ese último movimiento es particularmente peligroso para los cimientos de las estructuras.

1.3 Composición del interior de la Tierra.

La litósfera o Corteza terrestre está constituida por dos tipos principales de Corteza: la Continental, que forma los continentes y, es principalmente granítica y que tiene un grosor promedio de 30 a 40 km; y la corteza oceánica, que compone el basamento de los océanos, formada principalmente de rocas basálticas y tiene un espesor de 5 a 8 km.

Bajo la corteza se encuentra el Manto, que alcanza una profundidad de 2 900 km. El Manto comienza en la zona de cambio con la corteza que se conoce como Discontinuidad Mohorovicic o Moho, en honor al científico yugoslavo que la descubrió en 1909. El Manto se divide en: manto superior, que va de la base corteza hasta los 700 km de profundidad; y el manto inferior, que está compuesto de rocas parecidas al Olivino y la peridotita, que son silicatos y óxidos de Magnesio y Hierro.

En la región del manto que se encuentra entre 100 y 200 km de profundidad se encuentra el material cercano al punto de fusión, y se comporta como un líquido; esta zona es conocida como astenósfera. El núcleo externo se encuentra entre los 2 900 y 5 150 km de profundidad (discontinuidad Gutenberg); los científicos suponen que está compuesto por hierro y níquel, y se asume que es fluido por que no transmite las ondas de cizalla. También se especula que son corrientes en el manto líquido las que conducen el campo magnético de la Tierra.

Desde la discontinuidad Lehman hasta el centro de la Tierra se encuentra el núcleo interno, de consistencia sólida, formado por Fe y Ni, y con una temperatura cercana a los 4 000 C.

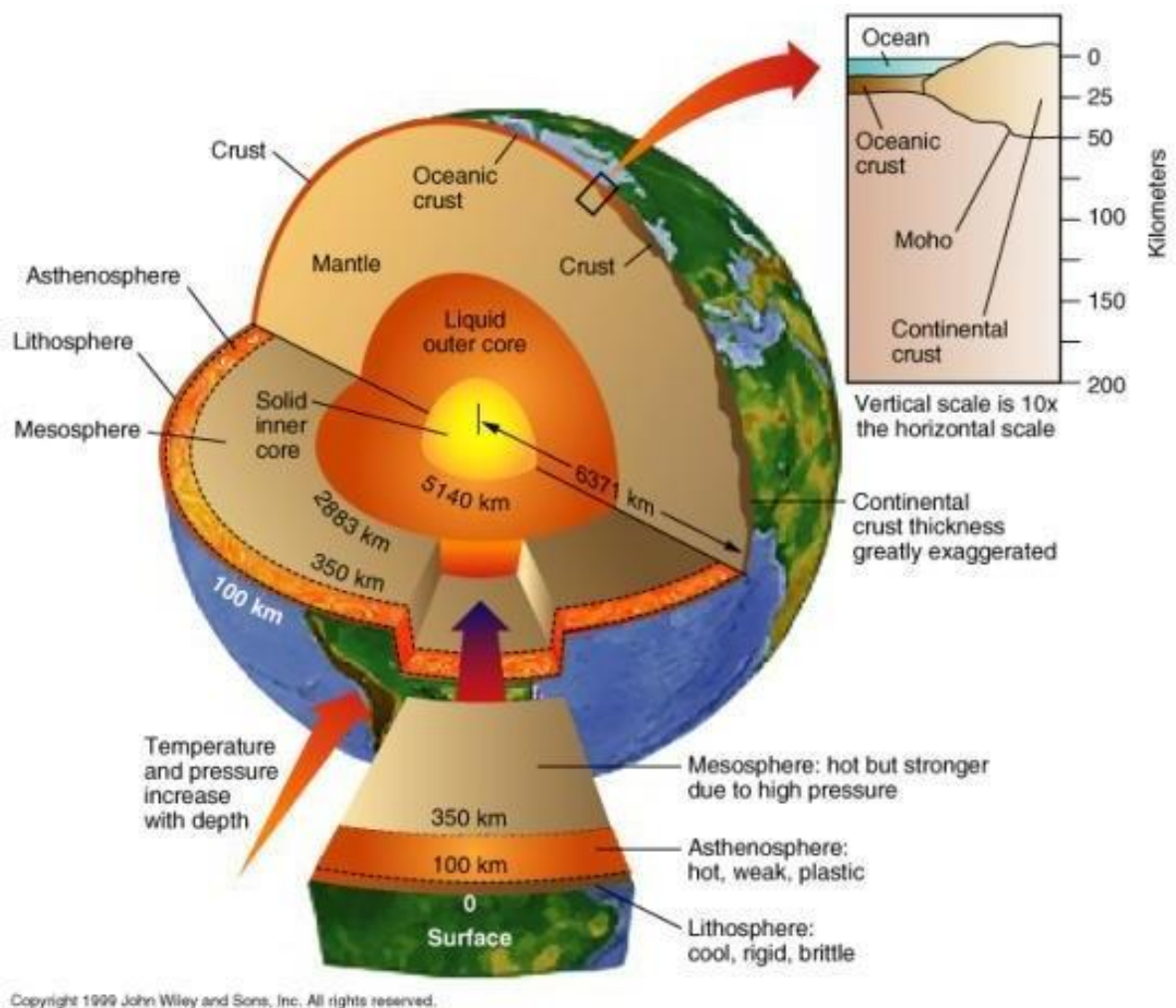


Figura 20. La estructura interna de la Tierra.

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

- 2.1 Entenderá el mecanismo de generación de los sismos.
- 2.2 Comprenderá la teoría del rebote elástico
- 2.3 Conocerá los principios del funcionamiento de los sismógrafos
- 2.4 Aprenderá a localizar el epicentro de diferentes sismos.

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, cada alumno deberá contar con el material:

- Calculadora, funciones trigonométricas
- Compas, tijeras y pegamento
- Juego de geometría.
- Tijeras y pegamento

En los casos en que se realicen cálculos, deberán entregarse en limpio, de manera ordenada y clara, acompañados de las respuestas a las preguntas de ejercicios y cuestionario.

4. DESARROLLO

4.1 ¿Cómo localizar el epicentro de un sismo? Podemos localizar el epicentro de un sismo de una manera simple, utilizando las distancias obtenidas desde tres o más estaciones sismológicas (método de triangulación), (Figura 21).

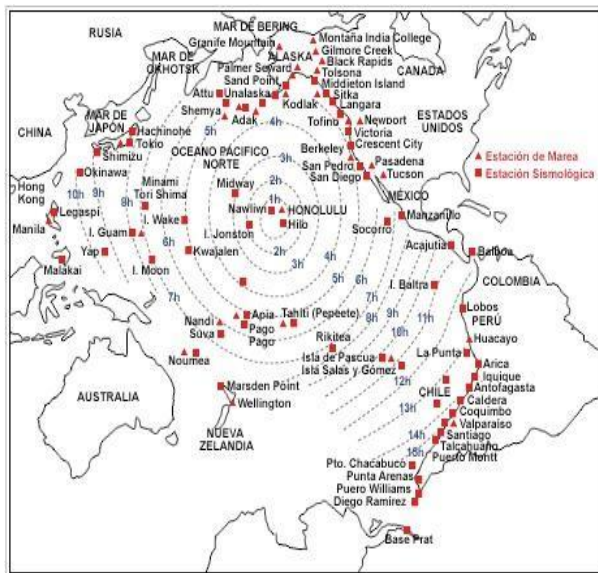


Figura 21. Ocurrencia de un sismo el pacifico y tiempo de desplazamiento del tsunami hacia todas sus direcciones.

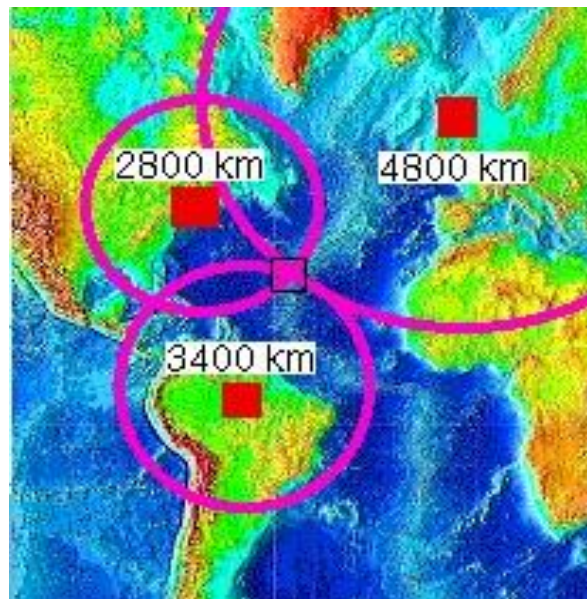


Figura 22. Localización del epicentro de un sismo utilizando las distancias obtenidas desde 3 estaciones sismológicas.

Sabemos que los sismos producen diferentes ondas sísmicas, las ondas P, S y L.

Estas ondas viajan a diferentes velocidades, por lo tanto arriban a un sismógrafo a diferentes tiempos. Las ondas P viajan más rápido, por lo tanto arriban primero a este; las ondas S que viajan casi a la mitad de la velocidad de las ondas P, y las Ondas S en una sucesión muy rápida. Con el incremento de la distancia del sismo a la estación, la

diferencia de tiempo de arribo entre las ondas P y S incrementa. Si el sismo ocurre en el océano (Figura 22), la técnica es la misma.

Las técnicas modernas para la ubicación exacta de los sismos son más complejas, aquí se ilustran los conceptos básicos usando ejemplos de sismos reales en México.

Ejercicio 1. Los siguientes pasos nos indican cómo podemos determinar la distancia del sismo a cada una de las estaciones sismológicas que lo registran (mínimo tres estaciones) y estimar su localización geográfica con el uso de los sismogramas.

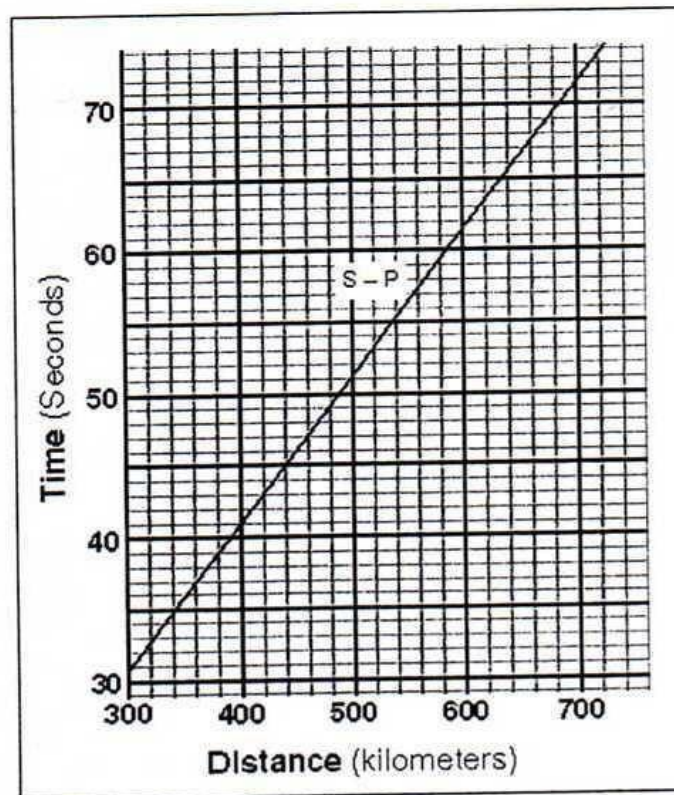
Paso 1. Los sismogramas de la Figura 23 nos muestran un sismo real ocurrido en Baja California Sur, estos registros pertenecen a tres estaciones sismológicas de diferentes puntos. Los sismogramas registran el arribo de las ondas P y S. Usando tu regla, determina el tiempo S-P, es decir, el tiempo de retraso de la onda S con respecto a la onda P. Anota el tiempo de retraso de cada estación:

Chihuahua: _____

Mazatlán: _____

Rosarito: _____

Paso 2. Con la gráfica 1, se determina la distancia en km del sismo a cada estación usando el tiempo de retraso S-P:



Gráfica 1. Gráfica distancia vs. Tiempo para determinar la magnitud de un sismo.

Chihuahua: _____

Mazatlán: _____

Rosarito: _____

Paso 3. Una vez que conocemos la distancia del sismo a cada una de las estaciones, podemos determinar la localización geográfica del sismo. En el mapa de la figura 25, dibuja un círculo alrededor de cada estación con un radio igual a la distancia del sismo, recuerda escalar los datos con la escala del mapa. El sismo ocurre en el punto donde los tres círculos se interceptan.

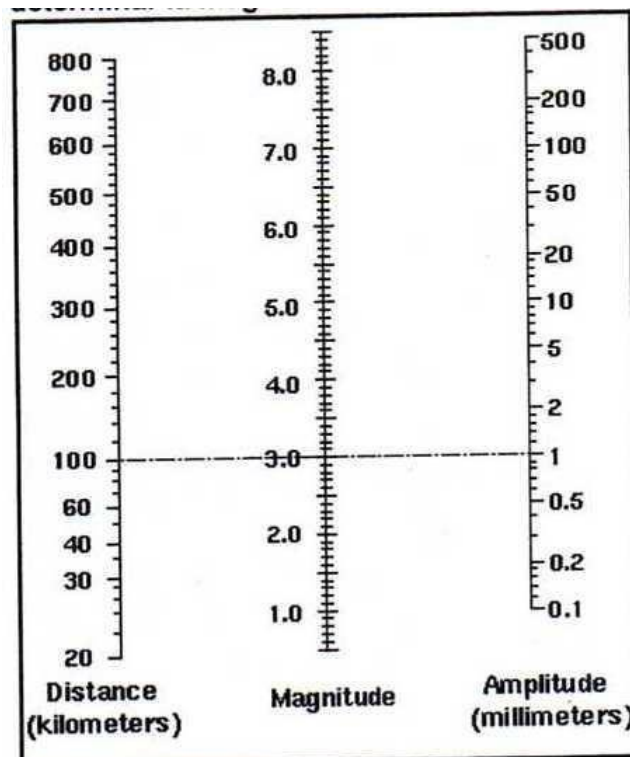
Paso 4. Calcular la magnitud del sismo. Para esto es necesario usar los datos de amplitud en milímetros y la distancia en km del sismo a la estación sismológica cuyo sismograma presente la mayor amplitud.

Después vaciar esos datos en la gráfica 2.

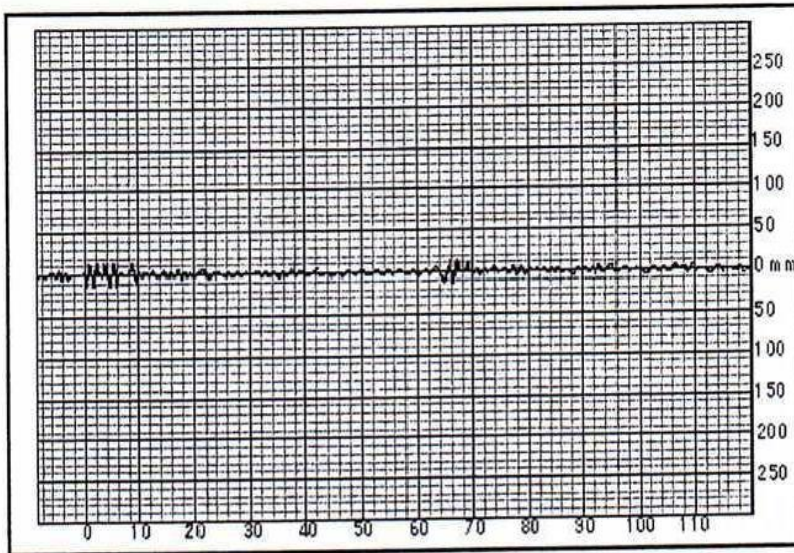
Amplitud en mm _____

Distancia en km _____

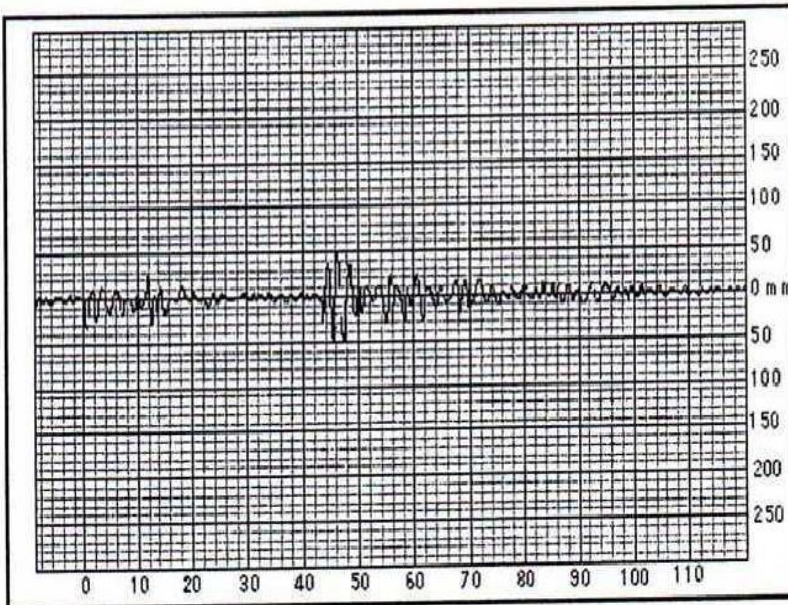
Magnitud del sismo _____



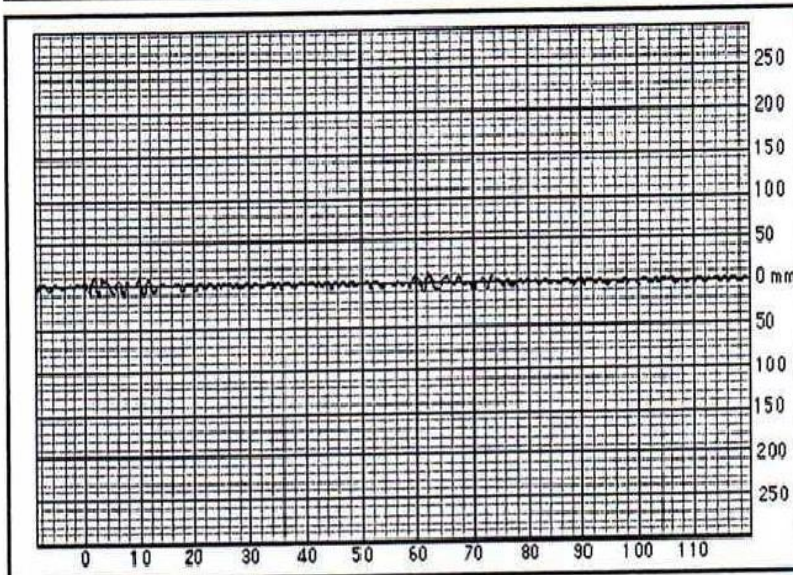
Gráfica 2. Ilustración que muestra cómo puede determinarse gráficamente la magnitud Richter de un terremoto utilizando un registro sismográfico. Ese diagrama se denomina nomograma de Richter.



Evento:
 Baja California Sur.
 Estación sismológica:
 Chihuahua.
 Clave de la Estación:
 CHIH



Evento:
 Baja California Sur.
 Estación sismológica:
 Mazatlán, Sin.
 Clave de la estación:
 MAZ



Evento:
 Baja California Sur.
 Estación sismológica:
 Rosario, B.C.S
 Clave de la estación:
 ROS

Figura 23.
 Sismogramas para
 el sismo en el NW
 de México.

Ejercicio 2. La Figura 25 muestra el mapa de la República Mexicana donde se ubican los sitios donde operan sismógrafos y fueron recibidas señales de las ondas sísmicas del terremoto del 19 de septiembre de 1985. Las gráficas de la Figura 24 son los registros sísmicos y el tiempo en que fueron recibidas las señales. Para resolver este ejercicio debes de seguir los siguientes pasos.

Paso1. Usando tu regla graduada determina el tiempo S-P, es decir el tiempo de retraso de la onda S con respecto a la onda P. Anota el tiempo de retraso para cada estación:

Acapulco, Gro. _____

México, D.F. _____

Monterrey, N.L. _____

Hermosillo, Son. _____

Paso2. Considerando que la velocidad promedio de las ondas P sea de 6,1 km/s y la velocidad promedio de las ondas S sea de 4,1 km/s. ¿Cuánto tiempo tarda cada tipo de onda en recorrer 160 km?

Ondas P _____

Ondas S _____

¿Cuál es el intervalo de retraso de las ondas S en 160 km?

Paso3. Utilizando la escala del mapa de la Figura 10 y la proporción antes obtenida para el retraso de las ondas S, determina la distancia en km al edificio del sismo desde cada una de las estaciones sismológicas.

Acapulco, Gro. _____

México, D.F. _____

Monterrey, N.L. _____

Hermosillo, Son. _____

Paso 4. Con las distancias obtenidas en el paso 3, traza en el mapa los círculos alrededor de cada estación y localiza el epicentro del sismo.

Epicentro _____

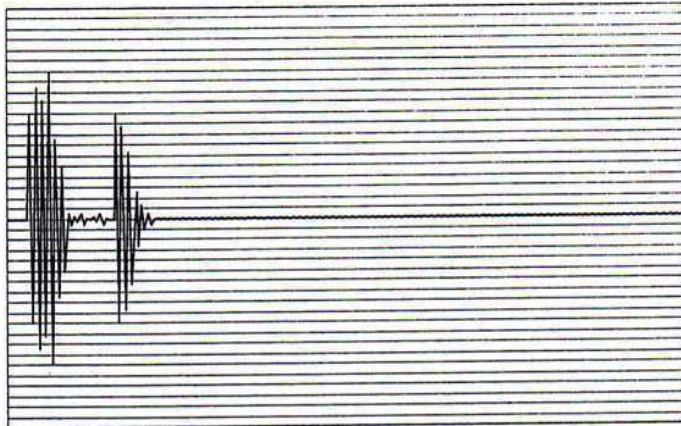
Paso 5. Por último, utilizando el tiempo de llegada de las ondas P a cada estación, calcula el tiempo (t) en que ocurrió el sismo

Fórmulas:

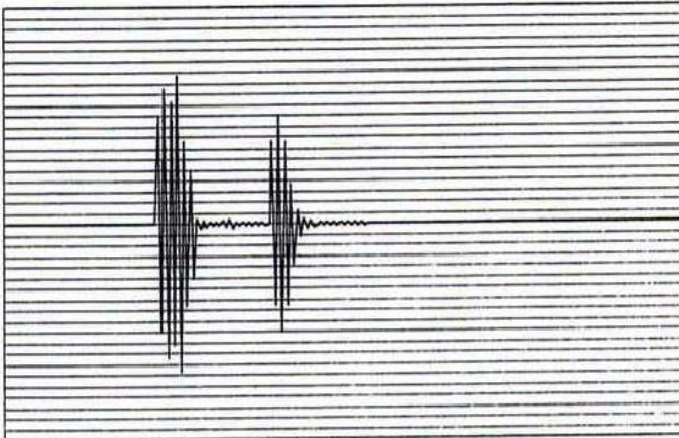
$V = d/t$, velocidad igual a distancia sobre tiempo

$T_r = d/V_p$, donde $t_r = t_p - t_o$, sustituyendo, tenemos que $t_p - t_o = d/V_p$, despejando $t_o = t_p - d/V_p$

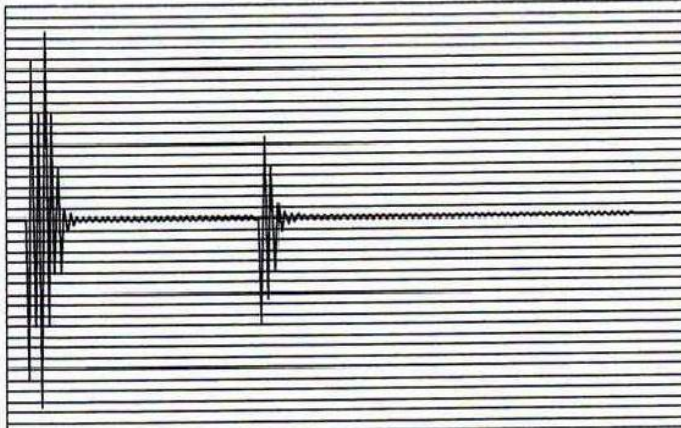
Tiempo origen _____



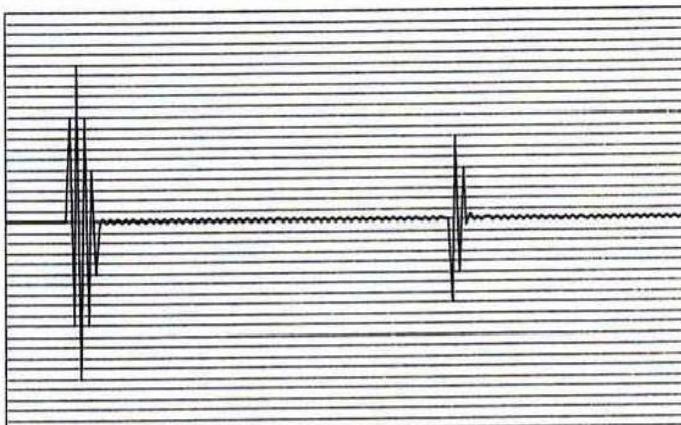
Evento: Michoacán, México.
 Estación sismológica:
 Acapulco, Gro.
 Clave de la estación: ACA
 Fecha: 19 de septiembre 1985.
 Hora local: 07:19:06 h
 Magnitud: 8.1 escala Richter.



Estación sismológica:
 México, D.F
 Clave de la estación: DF
 Fecha: 19 de septiembre 1985.
 Hora local: 07:19:47 h

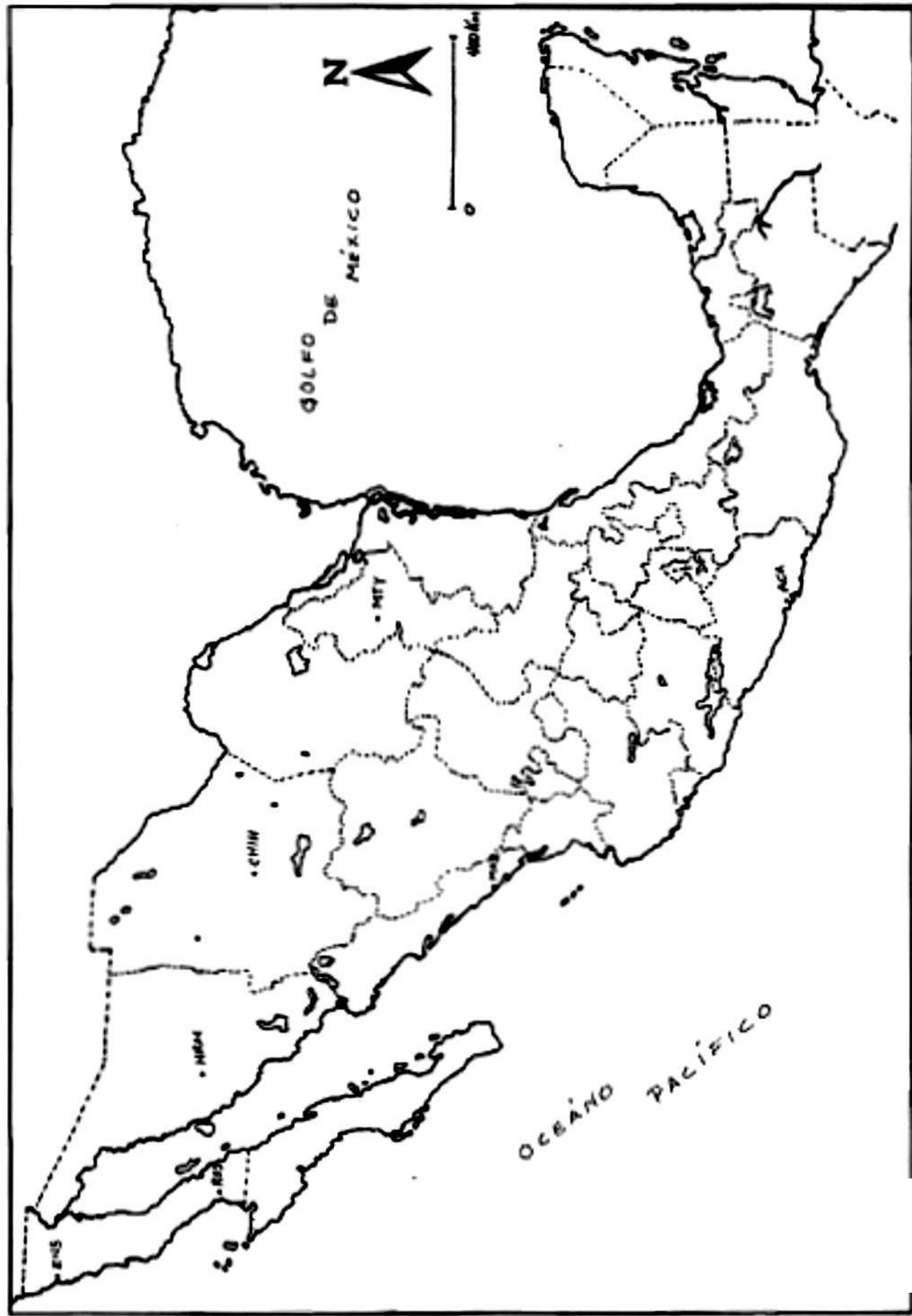


Estación sismológica:
 Monterrey, N.L
 Clave de la estación: MTY
 Fecha: 19 de septiembre 1985.
 Hora local: 07:21:06 h



Estación sismológica:
 Hermosillo, Son.
 Clave de la estación: HRM
 Fecha: 19 de septiembre 1985.
 Hora local: 06:22:47 h

Figura 24. Sismogramas para el sismo en el centro de México. Escala: 2.7 cm = 60 s



F1 Figura 25. pa de la República Mexicana donde se ubican las diferentes estaciones sismológicas.

Ejercicio 2. En la Figura 25 muestra el mapa de la República Mexicana donde se ubican los sitios donde se operan sismógrafos y fueron recibidas señales de las ondas sísmicas del terremoto del 19 de septiembre de 1985. Las gráficas de la Figura 24 son los registros sísmicos y el tiempo en que fueron recibidas las señales. Para resolver este ejercicio debes de seguir los siguientes pasos.

Paso1. Usando tu regla graduada determina el tiempo S-P, es decir el tiempo de retraso de la onda S con respecto a la onda P. Anota el tiempo de retraso para cada estación:

Acapulco, Gro. _____

México, D.F. _____

Monterrey, N.L. _____

Hermosillo, Son. _____

Paso2. Considerando que la velocidad promedio de las ondas P sea de 6,1 km/s y la velocidad promedio de las ondas S sea de 4,1 km/s. ¿Cuánto tiempo tarda cada tipo de onda en recorrer 160 km?

Ondas P _____

Ondas S _____

¿Cuál es el intervalo de retraso de las ondas S en 160 km?

Paso3. Utilizando la escala del mapa de la Figura 10 y la proporción antes obtenida para el retraso de las ondas S, determina la distancia en km al edificio del sismo desde cada una de las estaciones sismológicas.

Acapulco, Gro. _____

México, D.F. _____

Monterrey, N.L. _____

Hermosillo, Son. _____

Paso 4. Con las distancias obtenidas en el paso 3, traza en el mapa los círculos alrededor de cada estación y localiza el epicentro del sismo.

Epicentro _____

Paso 5. Por último, utilizando el tiempo de llegada de las ondas P a cada estación, calcula el tiempo (t) en que ocurrió el sismo

Fórmulas:

$V = d/t$, velocidad igual a distancia sobre tiempo

$Tr = d/Vp$, donde $tr = tp - to$, sustituyendo, tenemos que $tp - to = d/Vp$, despejando $to = tp - d/Vp$

Tiempo origen _____

5. CUESTIONARIO

5.1 Explica la diferencia entre un sismograma y un sismógrafo

5.2 Define los siguientes términos:

a. Intensidad

b. Magnitud

5.3 Asumiendo que la velocidad de las ondas P es igual a 6.1 km/s, ¿con cuántos segundos cuenta la estación sismológica de la ciudad de México para dispersar la alarma sísmica si ocurre un sismo magnitud 8 en las costas de Guerrero?

6. BIBLIOGRAFÍA

RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.

TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.^a Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5

HALLIDAY, D., RESNICK, R. AND WALKER, J., 1997. *Fundamentals of Physics*, part1, John Wile and Sons, Inc., 296 p.

DERIVA CONTINENTAL Y EXPANSIÓN DEL PISO OCEÁNICO

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Deriva Continental

La idea de que los continentes, en particular, Sudamérica y África, encajan como si fueran piezas de un rompecabezas, se originó con el desarrollo de los mapas mundiales razonablemente precisos. Sin embargo, se dio poca importancia a esta idea hasta 1915, cuando Alfred Lotary Wegener, meteorólogo y geofísico alemán, publicó *El origen de los continentes y océanos*. En este libro, Wegener estableció el esbozo básico de su radical hipótesis de la deriva continental.

Wegener sugirió que en el pasado había existido un súper continente único denominado Pangea, que significa "Toda la Tierra". Además planteó la hipótesis de que hace unos 200 millones de años este súper continente empezó a romperse en continentes más pequeños que derivaron a sus posiciones actuales.

Wegener y quienes defendían esta hipótesis recogieron pruebas sustanciales que apoyaban sus afirmaciones. Por ejemplo, el ajuste de Sudamérica y África, las evidencias fósiles y los climas antiguos parecían apoyar la idea de que esas masas de tierra, ahora separadas, estuvieron juntas en alguna ocasión. Analicemos sus pruebas.

El acoplamiento de los continentes.

Wegener sospechó por primera vez que los continentes podrían haber estado unidos en alguna ocasión al observar las notables semejanzas existentes entre las líneas de costa situadas a ambos lados del Atlántico Sur. Sin embargo, este primer acoplamiento fue criticado por otros geólogos.

Una mejor aproximación del verdadero límite externo de los continentes es la plataforma continental, y no fue sino hasta principios de los años sesentas cuando Edward Bullard y sus colaboradores produjeron un mapa donde se intentaba ajustar los bordes de las plataformas continentales sudamericana y africana a una profundidad de 900 metros. El ajuste global fue tan notable que incluso sorprendió a quienes apoyaban la teoría de la deriva continental.

Evidencias fósiles

Aunque Wegener estaba intrigado por las notables semejanzas de las líneas de costa a ambos lados del Atlántico, al principio pensó que la idea de una Tierra móvil era improbable. No fue sino hasta la aparición de un artículo en el cual citaban pruebas fósiles sobre la existencia de un puente de Tierra que habría conectado Sudamérica y África, cuando empezó a tomar en serio su propia idea. Wegener descubrió que la mayoría de los paleontólogos estaban de acuerdo en que era necesario algún tipo de conexión de Tierra

para explicar la existencia de fósiles idénticos sobre masas de tierras tan separadas.

Por ejemplo, los organismos modernos cuyos antepasados eran similares tuvieron que evolucionar claramente en aislamiento durante las últimas decenas de millones de años. El caso más obvio son las marsupiales australianas, que tienen un vínculo fósil directo con la zarigüeya, marsupial encontrado en el continente americano.

Evidencias paleo climáticas

Dado que Wegener era meteorólogo de profesión, estaba muy interesado en obtener datos paleo climáticos en apoyo a la deriva continental, y los encontró. Dedujo de depósitos glaciares antiguos, que grandes masas de hielo cubrían extensas áreas del hemisferio S a finales de paleozoico entre 220 y 300 Ma. En Sudamérica y África, así como en India y en Australia, se encontraron capas de till glacial de la misma edad.

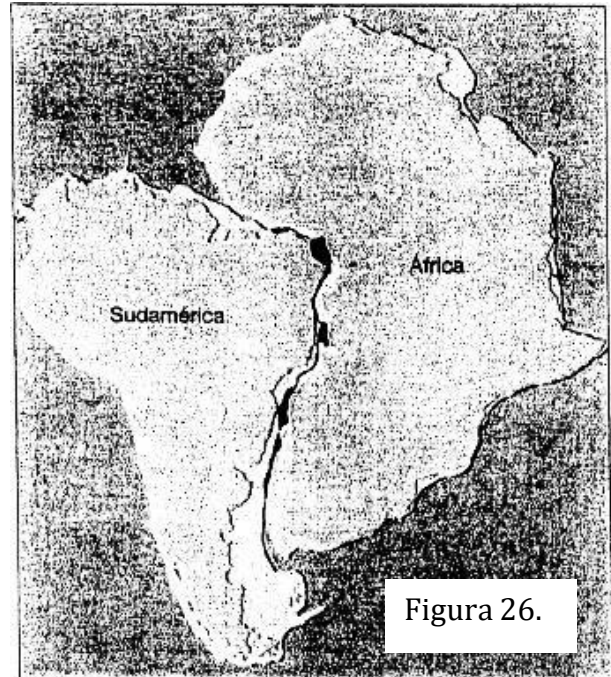


Figura 26.

Evidencias del tipo de rocas y estructuras

Si los continentes estuvieron juntos en el pasado las rocas situadas en un región concreta de un continente deben parecerse estrechamente, en cuanto a edad y tipo, a las encontradas en posiciones adyacentes del continente con el que encajan. Estas pruebas existen en forma de cinturones montañosos que terminan en la línea de costa, solo para reaparecer en las masas continentales situadas al otro lado del océano. A Wegener le agradaron mucho esas semejanzas en la estructura de las rocas.

1.2. La expansión del piso oceánico

A principios de los años sesenta, Harry Hess, de la universidad de Princeton, reunió algunos hechos recién descubiertos en una hipótesis que más tarde se denominaría Expansión del Piso Oceánico. Hess proponía que las dorsales oceánicas estaban localizadas sobre zonas de ascensos en el manto. A medida que el material que asciende desde el manto se expande lateralmente, el piso oceánico es transportado alejándose de la cresta de la dorsal. En estos puntos, las fuerzas tensionales fracturan la corteza y proporcionan vías de intrusión magmática para generar nuevos fragmentos de corteza oceánica. Por lo tanto, a medida que el piso oceánico se aleja de la cresta de la dorsal, va siendo sustituido por corteza recién formada. Hess propuso, además, que las fosas oceánicas profundas, como la fosa Perú-Chile, son lugares donde la corteza oceánica vuelve hacia el interior del planeta. En

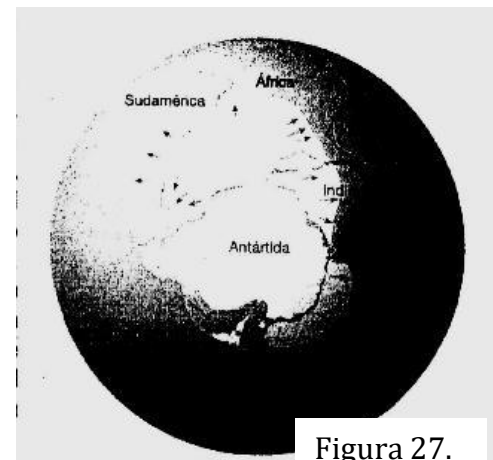


Figura 27.

esos lugares, las porciones antiguas del piso oceánico se van consumiendo de manera gradual a medida que descienden hacia el manto

Inversiones magnéticas

En la misma época en que Hess formuló la idea de la expansión del piso oceánico, los geofísicos habían comenzado a aceptar el hecho de que el campo magnético de la Tierra, cambia periódicamente de polaridad; es decir, el polo magnético norte se convierte en el polo magnético sur, y viceversa. Cuando la lava se enfría y solidifica, los minerales de hierro contenidos en la lava se alinean en la dirección del campo magnético de la Tierra. La lava solidifica preservando así un registro del campo magnético terrestre que prevalecía cuando la roca se formó. Cuando la roca solidifica durante periodos de magnetismo normal, se obtienen valores de intensidad magnética altos porque el magnetismo inducido por los instrumentos se adiciona a la intensidad del campo presente. Los valores bajos de intensidad magnética se obtienen en rocas que solidificaron durante un magnetismo inverso porque la polaridad de estas rocas produce el efecto local del campo magnético terrestre presente. Una vez confirmado el concepto de las inversiones magnéticas, se inventó una escala para las inversiones de polaridad. Se descubrió una relación muy significativa entre las inversiones magnéticas y la hipótesis de la expansión del piso oceánico. Los investigadores descubrieron franjas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad que discurrían aproximadamente paralelas a las crestas de las dorsales. Esto se consiguió utilizando un instrumento muy sensible denominado magnetómetro, que fue remolcado por un barco oceanográfico a través de diferentes zonas del piso oceánico.

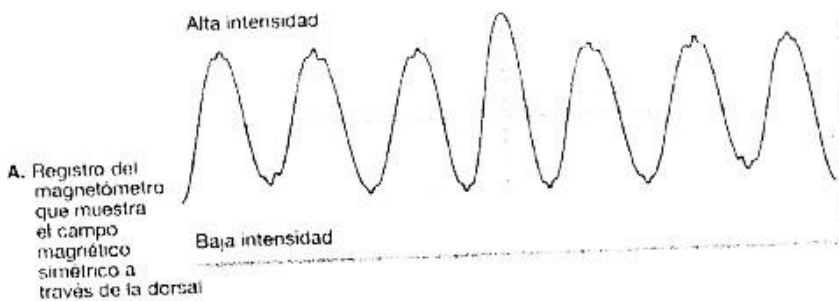
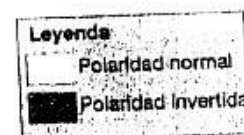
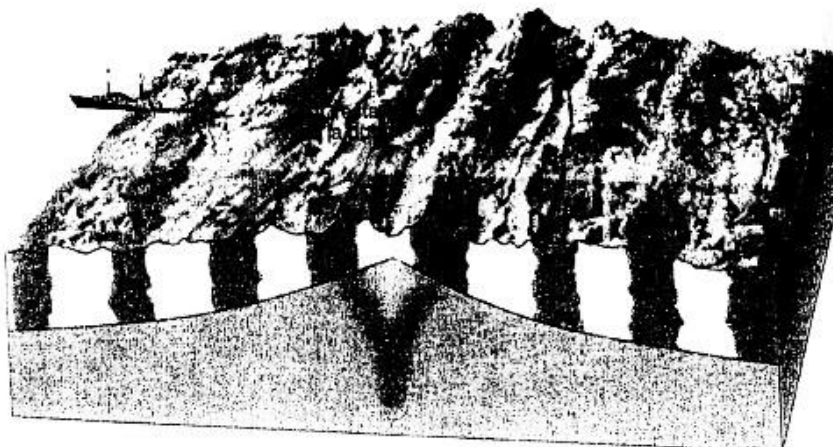


Figura 28.



2. OBJETIVO

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

- 2.1. Entenderá la teoría de la deriva continental.
- 2.2. Entenderá la teoría de la expansión del piso oceánico.
- 2.3. Conocerá el principio de las inversiones magnéticas
- 2.4. Realizará cálculos para determinar diferentes velocidades de expansión del piso oceánico.

3. MATERIALES

Para la elaboración de la práctica, cada alumno deberá contar con el siguiente material:

- Calculadora con funciones trigonométricas
- Juego de geometría
- Tijeras y pegamento

4. Desarrollo

Ejercicio 1. La figura 30 muestra un mapa de una porción del océano Atlántico y las mediciones de intensidad magnética, medidas por un buque oceanográfico que cruzó la cordillera meso atlántica en cuatro sectores. Cuando la curva medida está por encima del cero la intensidad es más grande que la normal; cuando la curva está por debajo del cero, la intensidad será menor que la normal.

El objetivo de este ejercicio es determinar las zonas de polaridad normal e inversa a lo largo de cada transepto y correlacionarlas a las zonas de la cordillera.

Procedimiento

- 1.1. Marca sobre cada transepto donde la curva de intensidad magnética intercepta la línea del cero. Comienza con el eje de la cordillera y después a los lados de la misma. Estos puntos son las divisiones entre zonas que tienen polaridad normal e inversa.
- 1.2. Conecta los puntos equivalentes sobre cada transepto y sombrea de negro las áreas de cada anomalía negativa.

Ahora contesta las siguientes preguntas:

- 1.2.1. ¿Los patrones de anomalías magnéticas se entrecruzan o son paralelos al eje de la cordillera?
- 1.2.2. ¿Son los patrones a ambos lados de la cordillera similar o diferente?
- 1.2.3. Escribe un párrafo breve explicando cómo estos patrones de anomalías magnéticas sobre las rocas del piso oceánico soportan la teoría de la expansión del piso oceánico.
- 1.2.4. Determina la edad de cada banda de intensidad magnética usando la escala de tiempo geomagnética de la figura 31.

1.2.5. Calcula la velocidad promedio de expansión del piso del océano Atlántico durante los últimos 3 millones de años. Usa la escala del mapa (la cual está en millas) y el tiempo de duración de las unidades de roca determinadas en el inciso anterior.

Ejercicio 2. En el mapa de la figura 32 se muestran las anomalías magnéticas de la boca del Golfo de California y la de placa rívera. Ilumina con tu lápiz las anomalías magnéticas positivas, comenzando con el eje de la cordillera. Usando la escala del mapa y la escala de tiempo geomagnética, calcula los siguientes:

2.1. La velocidad de expansión del piso oceánico en la boca del golfo.

2.2. El tiempo que tardó la boca del Golfo en abrirse a su ancho actual.

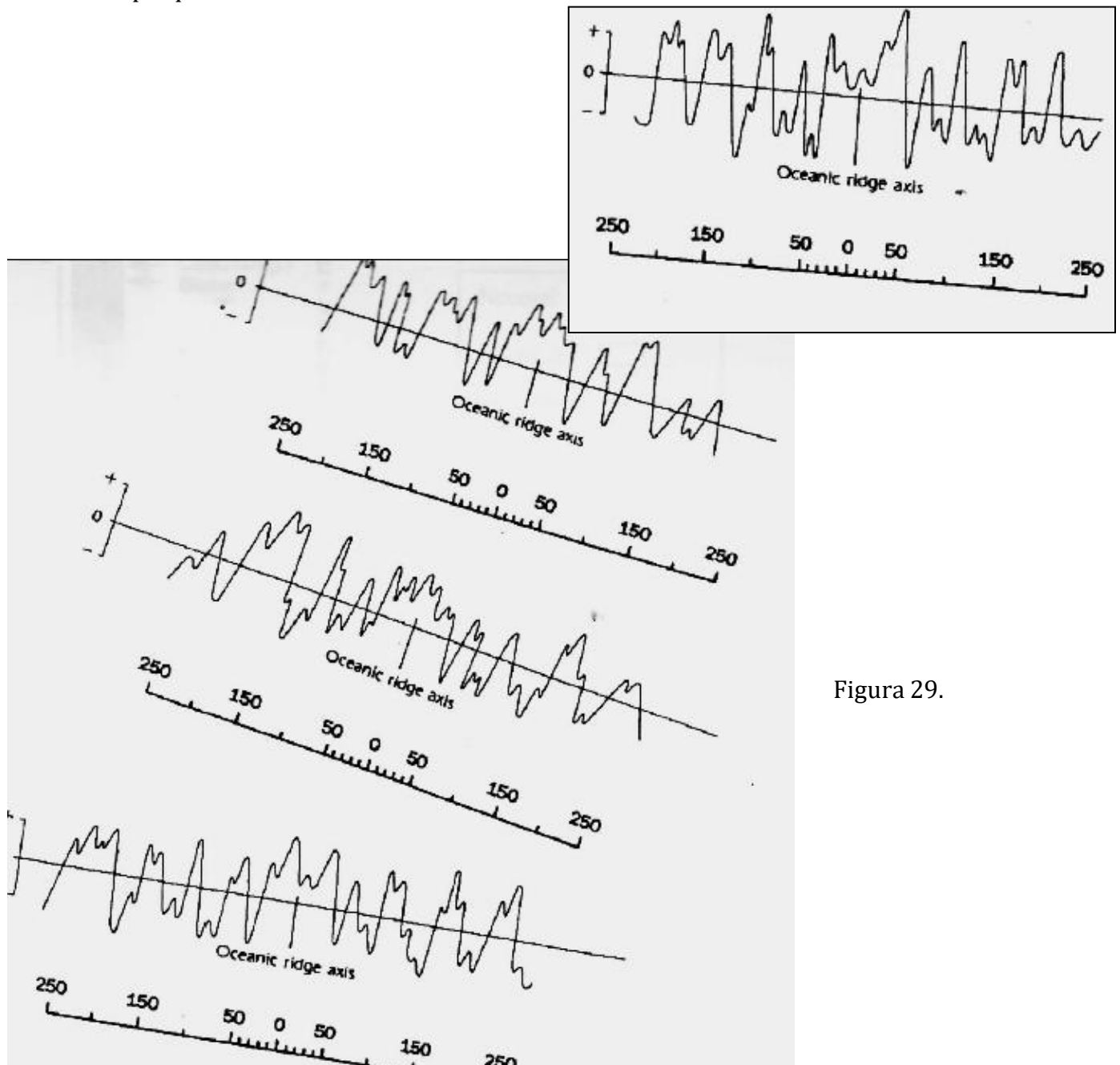


Figura 29.

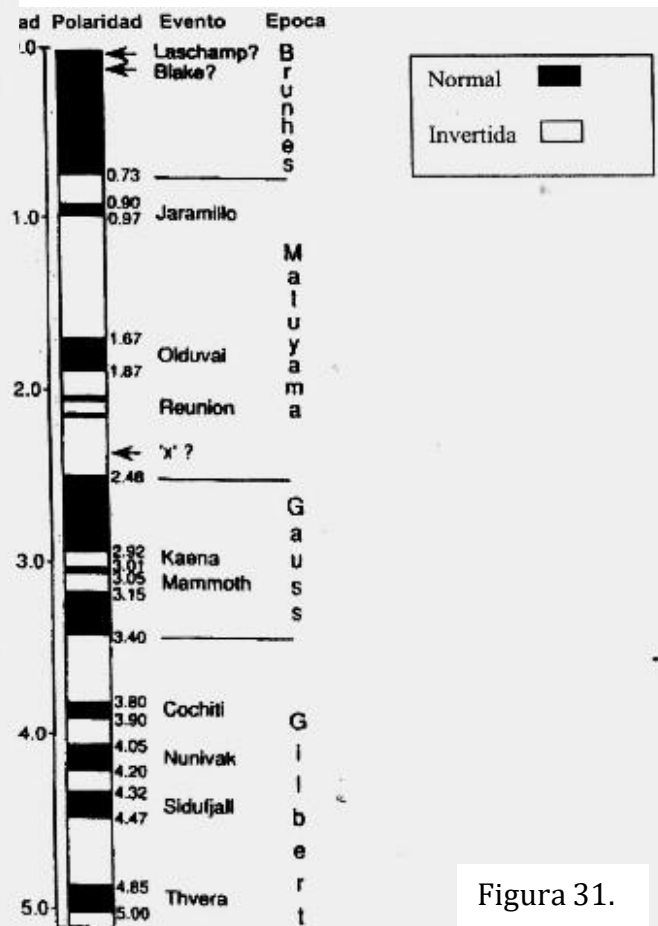


Figura 31.

Figura 30. Mapa de la porción del Océano Atlántico y la intensidad de las anomalías magnéticas medidas por el buque oceanográfico a través del eje de la cordillera en cuatro transectos.

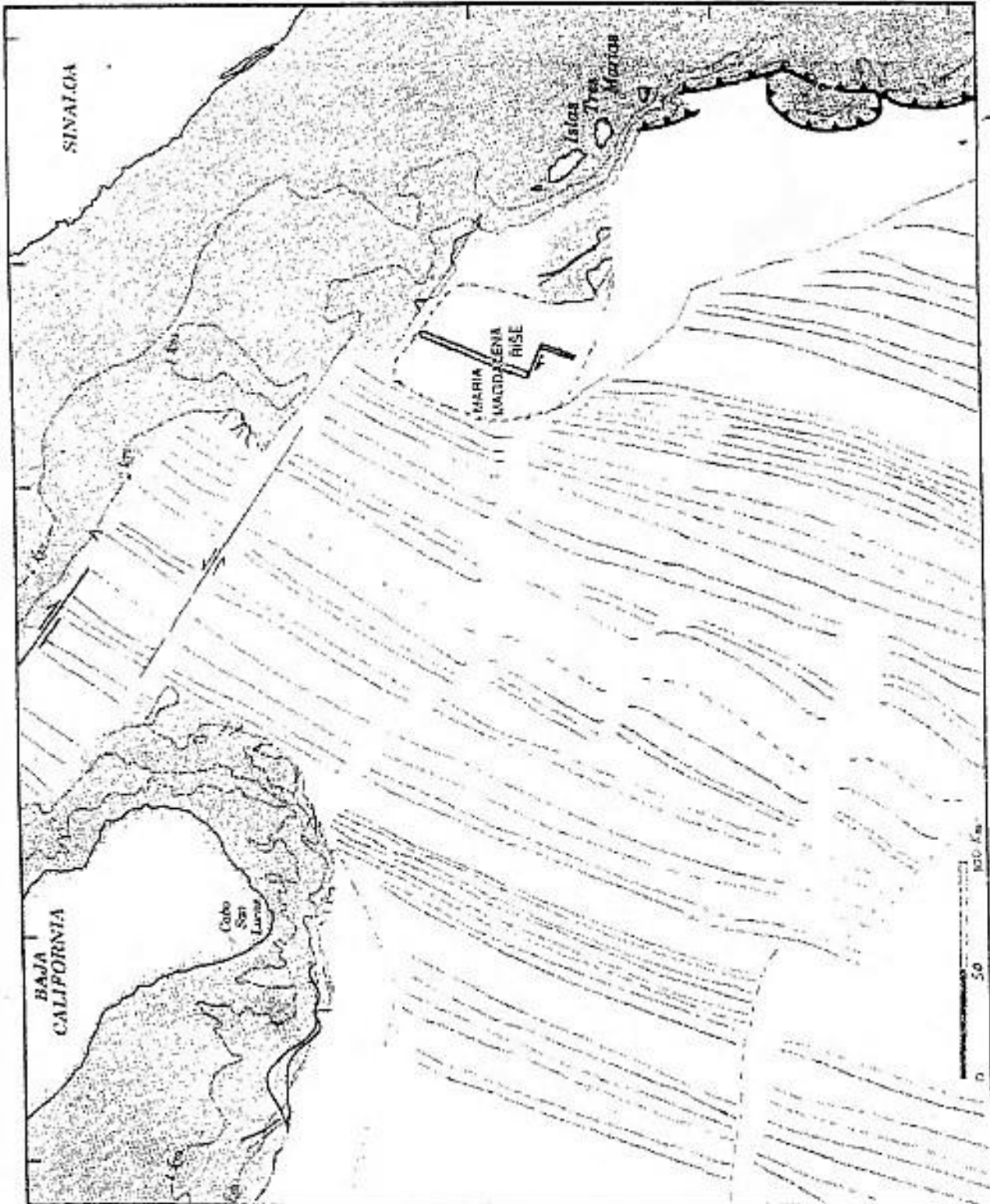
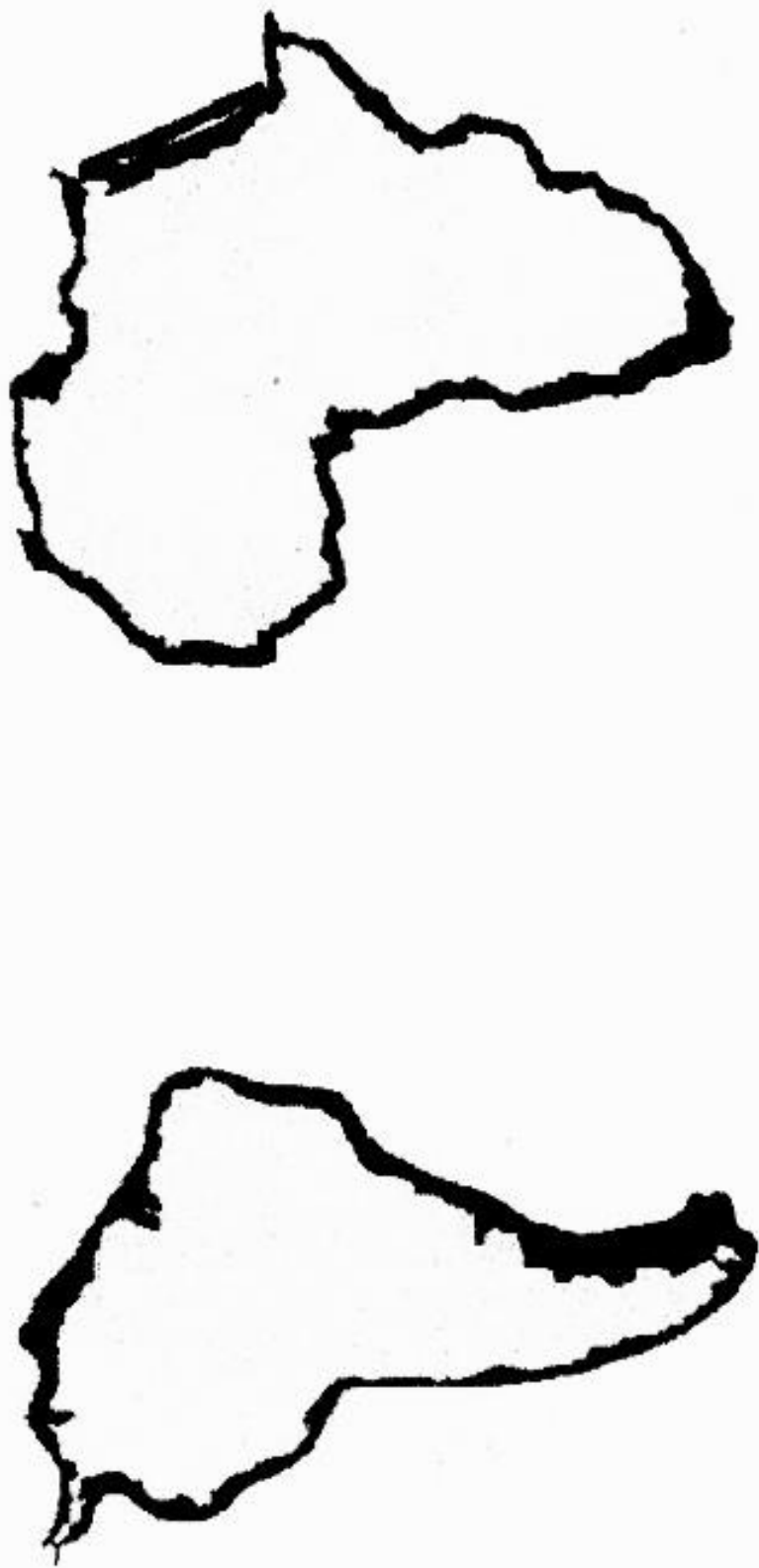


Figura 32. Mapa del piso oceánico con las anomalías magnéticas de la boca del Golfo de California y de la placa Rivera.

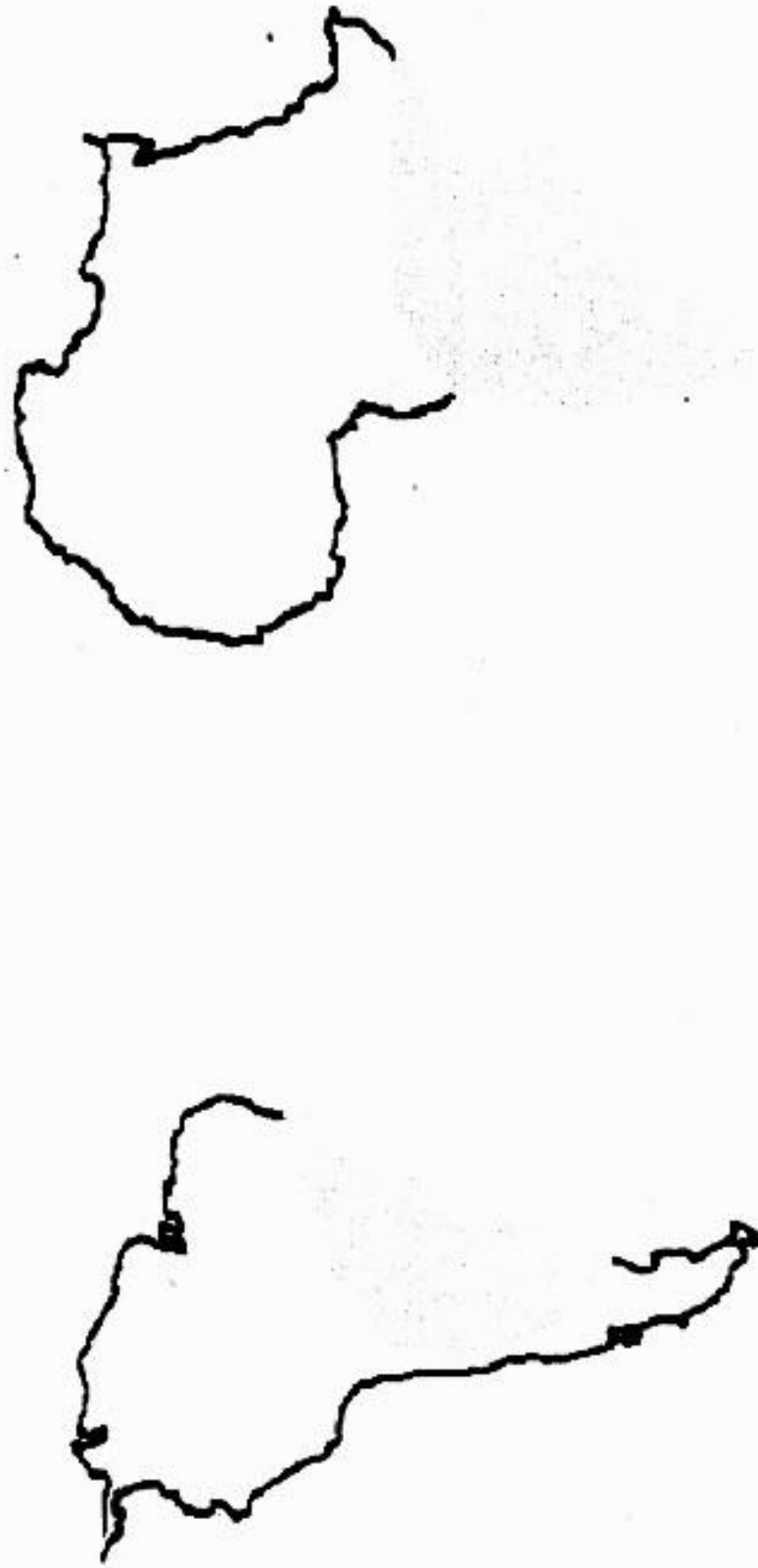
5. Tarea. En cada uno de los siguientes ejercicios, elabora un párrafo donde expliques, con tus propias palabras, la evidencia que apoya la teoría de La Deriva Continental

5.1 Recorta y compara los márgenes continentales de Sudamérica y África.



- Bloque continental
- Plataforma continental

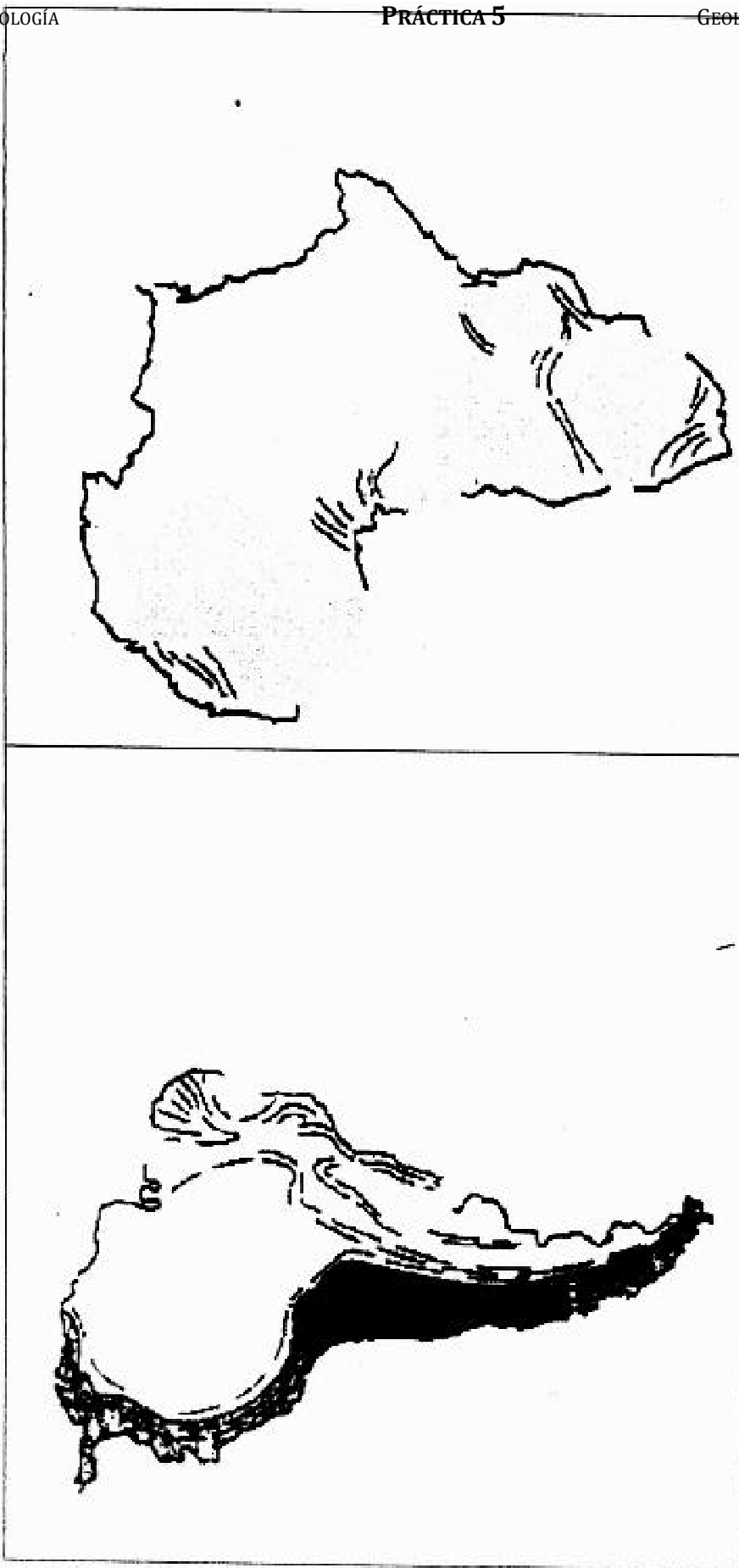
5.2 Recorta y compara las áreas de depósitos glaciares de Sudamérica y África



□ Áreas de depósitos glaciares de 250 a 300 Ma, durante la glaciación Pérmico-Carbonífero.

Figura 34.

5.3 Recorria y compara los cratones y los cinturones orogénicos de Sudamérica y África.



- Cratones de mas de 2000 Ma
- Cinturones orogénicos de menos de 2000 Ma
- Cinturones orogénicos de 450 a 1000 Ma

Practica No. 6

TECTÓNICA DE PLACAS

1. INTRODUCCIÓN

En 1968 se unieron los conceptos de la deriva continental y la expansión del piso oceánico en una teoría mucho más completa, conocida como Tectónica de Placas. La Tectónica de Placas puede definirse como una teoría compuesta por una variedad de ideas que explican el movimiento observado de la litósfera terrestre por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del piso oceánico que a su vez, generan los rasgos geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes y las cuencas oceánicas.

Según el modelo de la Tectónica de Placas, el manto superior, junto con la corteza, se comportan como una capa fuerte y rígida, conocida como litósfera. Esta capa externa se encuentra por encima de una región más débil del manto conocida por astenósfera. Además la litósfera está fragmentada en diferentes bloques, o placas, que están en movimiento a través de millones de años.

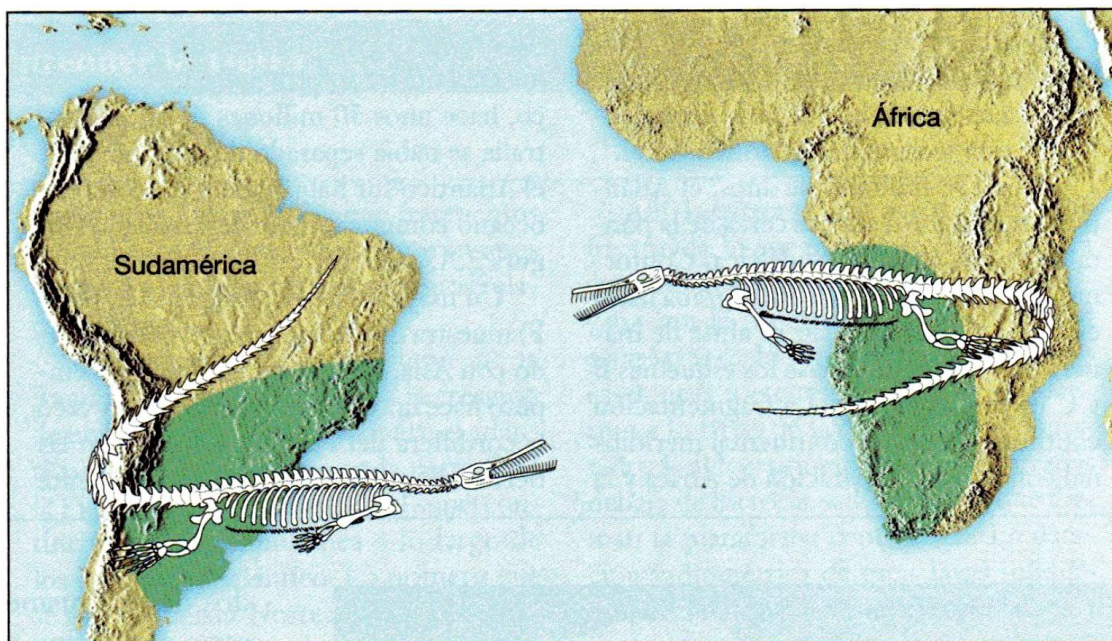


Figura 32. Correlación fósilífera entre África y Sudamérica

Los límites o fronteras entre estas placas son de 3 tipos:

1. Límite divergente, donde las placas se separan, produciendo el ascenso de material desde el manto para crear nuevo piso oceánico.
2. Límite convergente, donde las placas colisionan, provocando la subducción (consumo) de la litósfera oceánica en el manto.
3. Límite de falla transforme, donde las placas se desplazan lateralmente una al respecto a la otra sin producción ni destrucción de la litósfera.

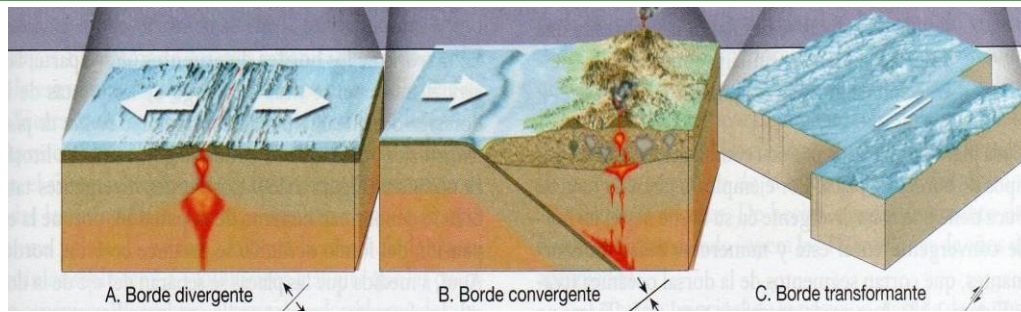


Figura 33. Los tres diferentes bordes de placa.

Se reconocen siete placas principales conocidas como: Placa Norteamericana, Placa Sudamericana, Placa Pacífico, Placa Euroasiática, Placa Australiana, Placa Africana y la Placa Antártica. La más grande de ellas es la Placa Pacífico, que es fundamentalmente oceánica. Ninguna de estas placas está completamente definida por los márgenes de un continente.

Las placas de tamaño mediano son: la Placa del Caribe, la Placa de Nazca, Placa Filipina, Placa Arábiga, Placa de Cocos y la Placa de Escocia; además se han identificado más de una docena de pequeñas placas a lo largo de todo el planeta.

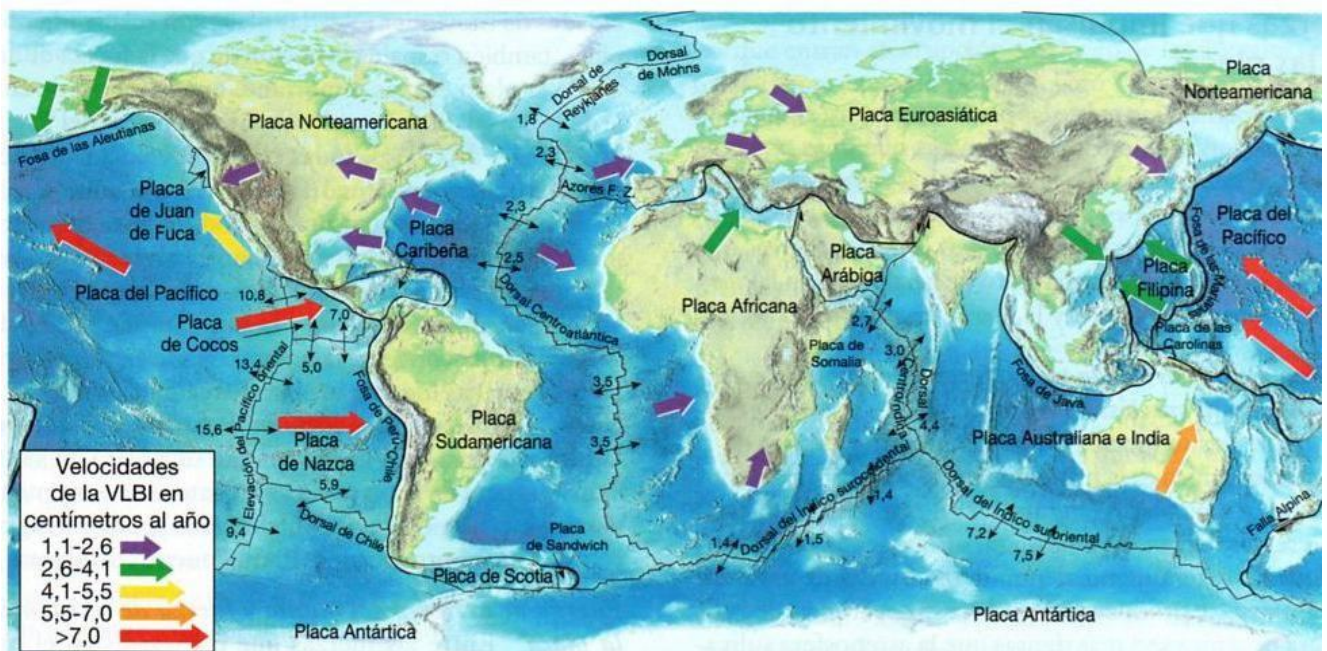


Figura 34. Movimiento relativo de las placas tectónicas.

Sabemos que las placas litosféricas, o también denominadas placas tectónicas, se mueven a velocidades muy lentas, pero continuas, de unos pocos centímetros por año. Este movimiento es impulsado por la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra. Los titánicos roces entre estas placas tectónicas generan terremotos, crean volcanes y deforman grandes masas de rocas en las montañas.

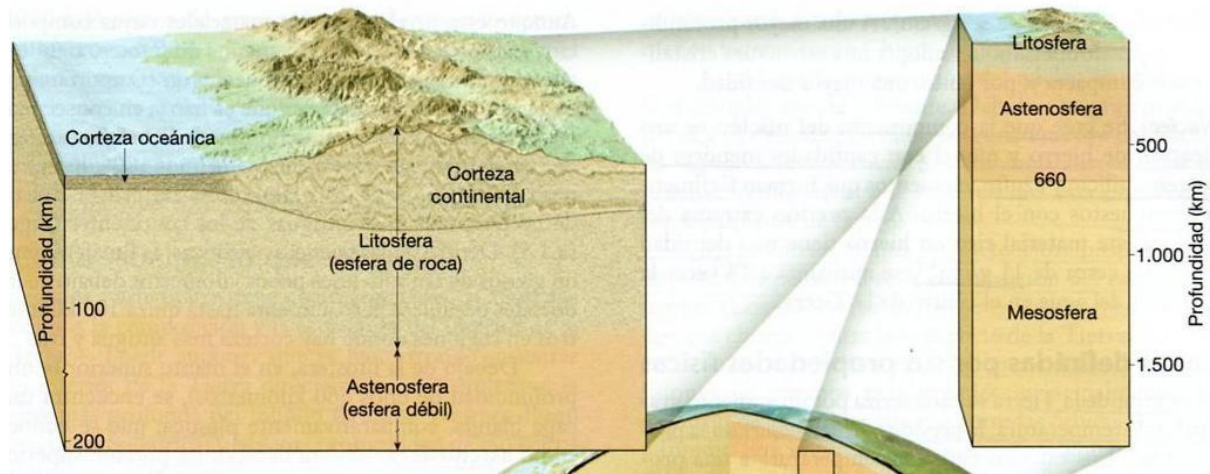


Figura 35. Estructura de la corteza terrestre y de la Tierra

LA CORTEZA TERRESTRE

La corteza terrestre está compuesta por la corteza continental y por corteza oceánica. Los procesos de convección en el interior de la Tierra generan el movimiento de las placas litosféricas, por lo que la corteza continental y la corteza oceánica se ven afectadas por estos procesos.

La corteza continental tiene un grosor que varía entre los 20 y 70 km y es menos densa que la corteza oceánica. La densa corteza oceánica se encuentra debajo de los océanos y tiene un máximo grosor de 10km. Estos 2 tipos de corteza tiene diferente composición y por lo tanto, diferente densidad, debido a que se formaron por diferentes procesos.

Ambas cortezas forman la litósfera, que está integrada por las placas tectónicas que constituyen la superficie sólida del planeta.

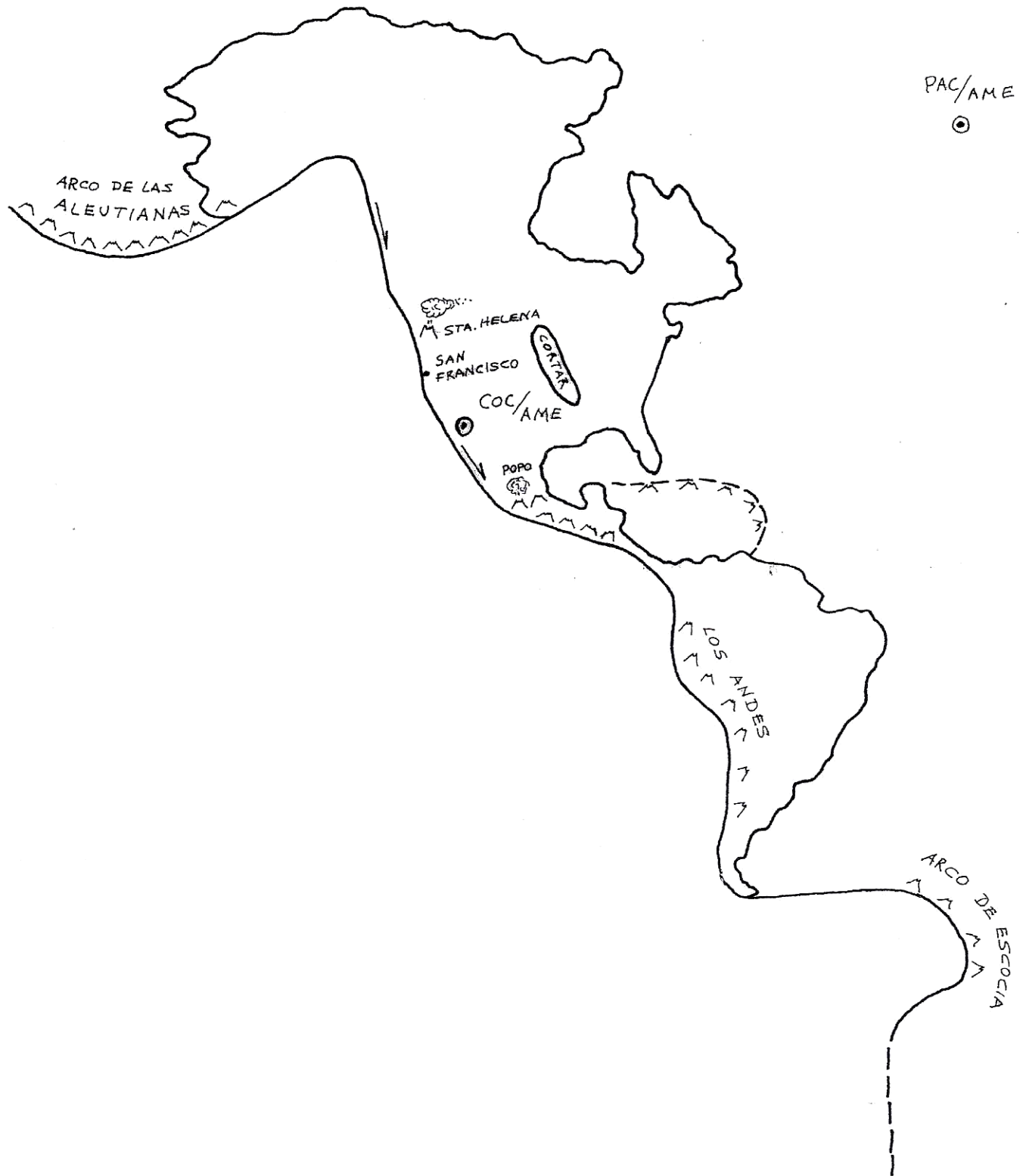
Ejercicio 1. Un modelo sencillo de la Tectónica de Placas. Las hojas anexadas de las paginas 38 al 40, representan un modelo simplificado del movimiento de las placas del Pacífico Este. El modelo es muy sencillo porque ciertas características del área no se tomaron en cuenta, por ejemplo, la frontera entre la Placa de Cocos y la Placa de Nazca, los dorsales de Galápagos y Chile y la Península de Baja California. Segundo, porque el modelo es plano y los movimientos son solo aproximados a una esfera. Sin embargo, en general, el movimiento de las placas en el modelo es real. Para realizar este ejercicio, deberá hacer lo siguiente:

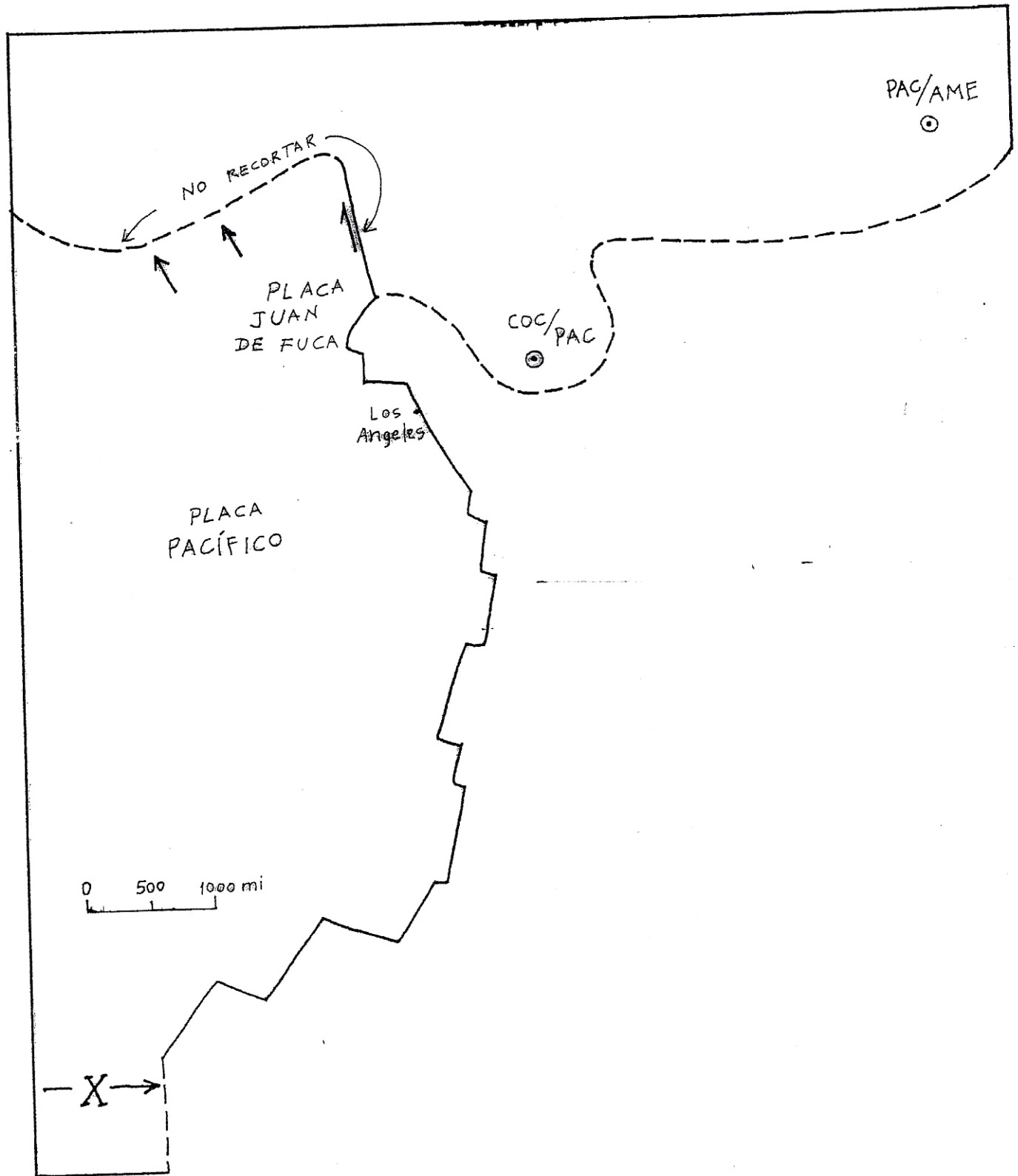
- Recortar la figura de las páginas 38 y 40 según se indica
- Con un broche que te proporcionará el profesor une los puntos indicados
- El modelo trabaja moviéndose lentamente hacia la izquierda la X marcada en la figura de la página 39. Este movimiento de la Placa Pacífico y la Placa Norteamericana es relativo a la placa fija de Cocos.

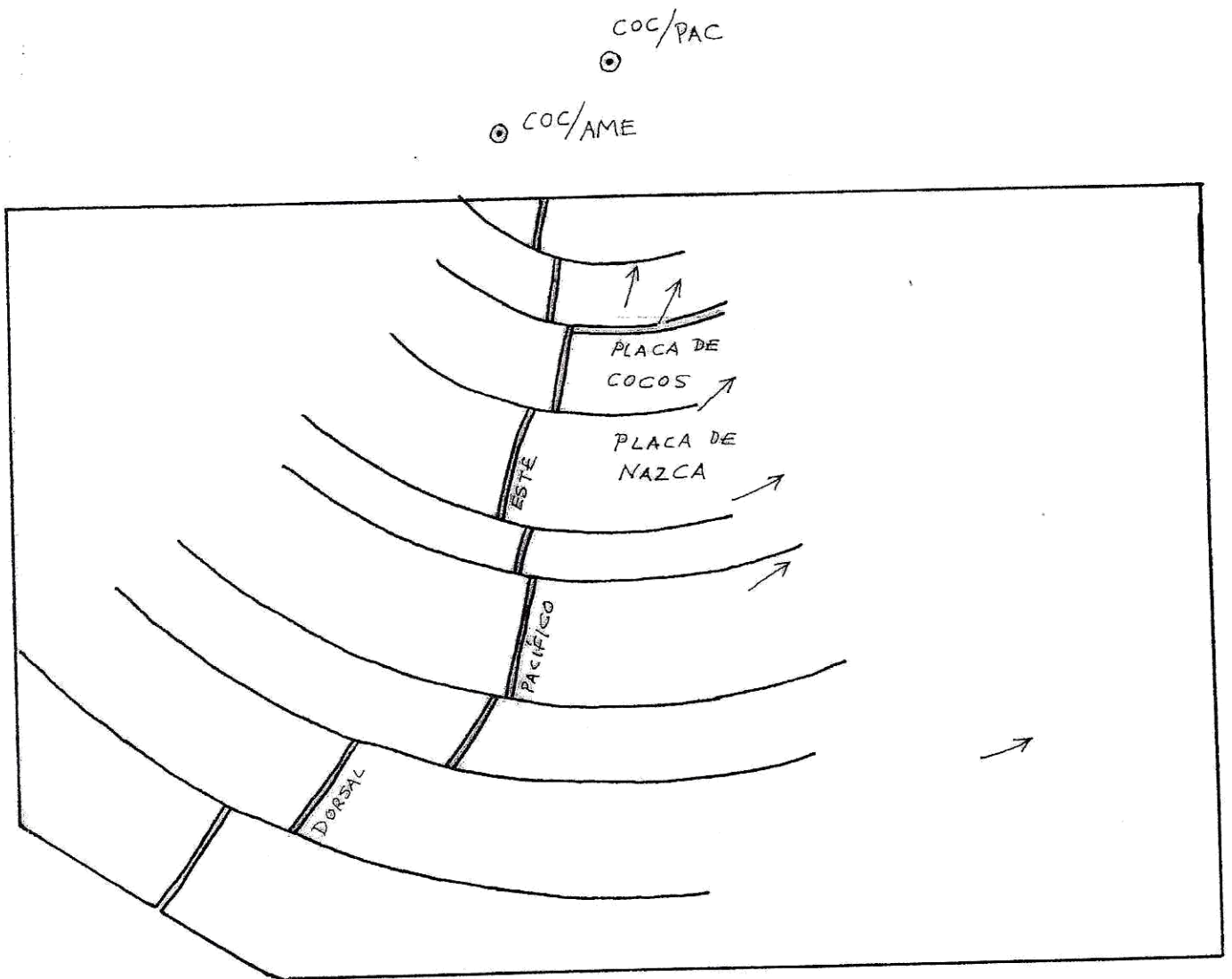
Con base al movimiento del punto X hacia la izquierda, el cual representa el movimiento

actual de las placas, contesta las siguientes preguntas:

- 1.1. ¿Cuántos límites de placas observas en el modelo y a qué localidad se asocia?
- 1.2. ¿Qué sucede con la Placa Pacífico?
- 1.3. ¿Cómo es la tasa de expansión a lo largo de la dorsal del Pacífico en el sur y en el norte?
- 1.4. ¿A qué tipo de frontera de placa está asociada la actividad volcánica?
- 1.5. ¿Cuál es la causa de la actividad volcánica?
- 1.6. ¿Porque no hay actividad volcánica en las costas de California y Baja California?







Ejercicio 2.

La figura 36 representa la cadena volcánica de las Islas Hawaii. Con base en la escala de la figura determina lo siguiente:

- 2.1. La velocidad del movimiento de la placa Pacífico a partir de la distancia en kilómetros desde la Isla Hawaii a los siguientes puntos, cuyas edades en millones de años son:

Punto	Edad en Ma	Punto	Edad en Ma
Kauai	5.0	Kimmei	43.4
Necker	10.3	Ojin	55.2
Laysan	20.0	Nintoku	56.2
Midway	27.7	Suiko	64.7
Yuryacu	39.9	Meiji	70.0

- 2.2 Con los datos obtenidos elabora una gráfica de Tiempo vs. Distancia.

- 2.3 Obtén el promedio de velocidad de la placa Pacífico en centímetros por año.

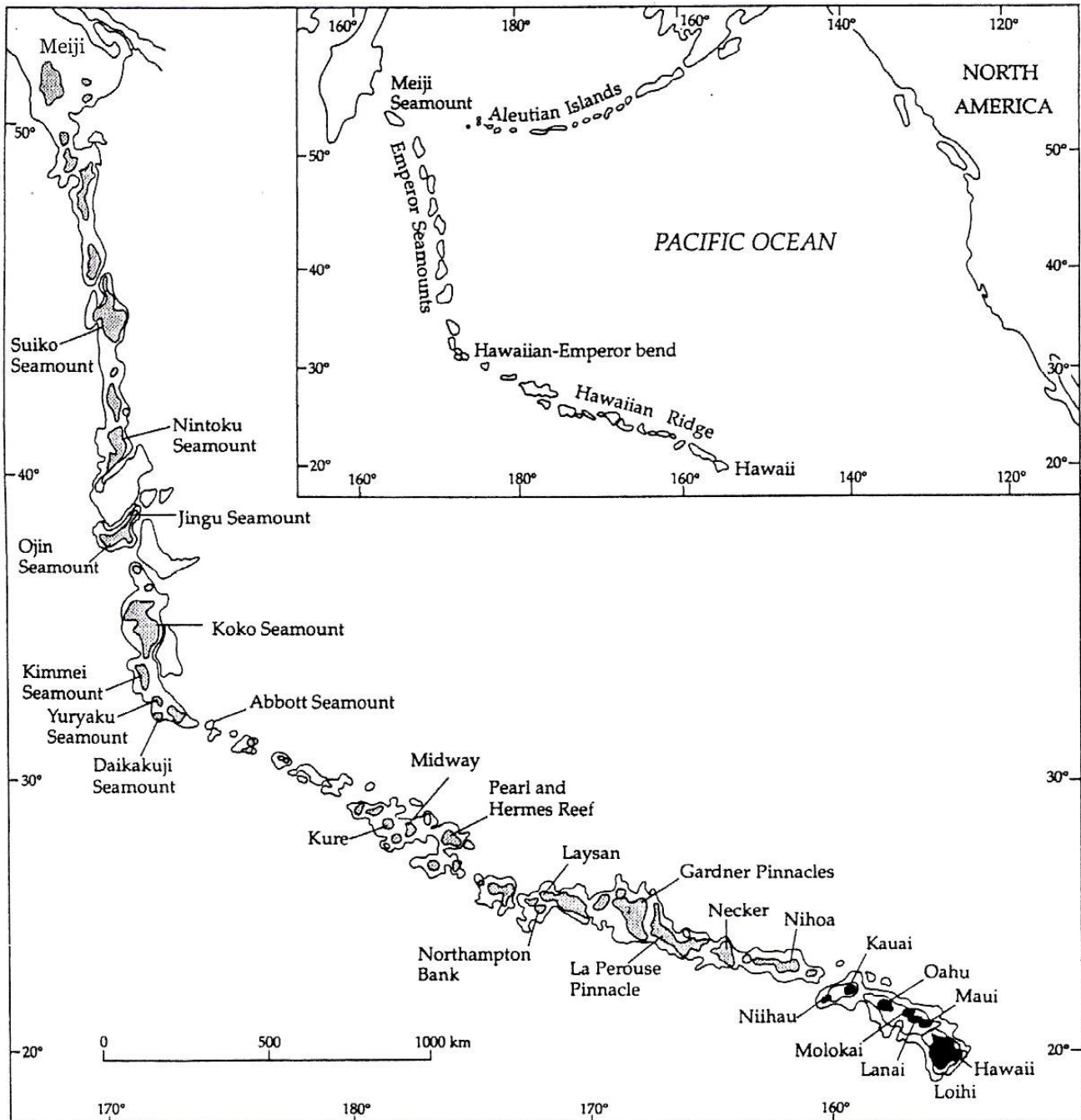


Figura 36. Cadena de montes submarinos Emperador y las islas Hawaii.

5. Tarea

En el mapa anexo de América (Fig. 37), indica lo siguiente:

- Las placas presentes en la región así como sus límites (subducción, dispersión, cizalle). Ilumina cada placa de diferente color.
- Los nombres de las zonas de fractura más importantes en el Pacífico.
- Los puntos calientes en la región.



Figura 37. Mapa del Continente Americano.

Práctica No. 7

CARTOGRAFÍA BÁSICA

En éste tema vamos a tratar sobre los fundamentos de geodesia y cartografía, dividiéndolo en varios capítulos que veremos a continuación y entre los que se encuentran los planos acotados, curvas de nivel, distancia natural, geométrica, reducida, desnivel, topografía, proyecciones cartográficas, etc.

PLANOS ACOTADOS Y PLANOS CON CURVAS DE NIVEL.

El sistema de planos acotados se utiliza para la representación en el plano de superficies topográficas (aquellas que envuelven la parte sólida de la Tierra). En este sistema cada punto de la superficie se representa por su proyección sobre un plano horizontal y por su altura o cota. Para dar una idea clara del relieve se utilizan las curvas de nivel, que son líneas que unen en el plano los puntos de igual cota. En planos de terrenos de poca extensión puede prescindirse de la esfericidad terrestre. Las curvas de nivel vendrán dadas por la proyección sobre el plano de comparación, de las intersecciones de la superficie con planos paralelos. En los planos con curvas de nivel se señala sobre cada curva, la cota que corresponde al plano secante.

Los desniveles de curva a curva deben ser una cantidad constante, dándose el nombre de equidistancia de una superficie topográfica a la distancia vertical constante que separa dos secciones horizontales consecutivas. La superficie topográfica no coincide exactamente con la superficie real del terreno y se aproximará más cuanto menor sea la equidistancia.

DISTANCIA NATURAL, GEOMÉTRICA, REDUCIDA Y DESNIVEL.

La distancia geométrica D_g es la distancia definida en el espacio por el segmento A-B. La distancia reducida D_r es la distancia entre los dos puntos en la proyección horizontal a-b. La relación entre ambas se expresa por el coseno del ángulo que forman, es decir, del ángulo de pendiente. La distancia natural es el desarrollo de la sección del terreno por un plano vertical que pasa por A y B. La diferencia de las cotas de los extremos del segmento A y B se llama desnivel.

SISTEMA DE REPRESENTACIÓN USADO EN TOPOGRAFÍA.

El problema que es necesario resolver es representar en el papel, que sólo tiene dos dimensiones, el terreno con sus relieves que es de tres dimensiones, por lo que necesitamos alguno de los sistemas representativos que estudia la Geometría Descriptiva.

De los cuatro sistemas fundamentales, cónico, isométrico, diédrico y acotado, se elige el de planos acotados ya que el resto deforman las figuras al variar sus dimensiones en las distintas direcciones. En el sistema acotado se representan los diversos puntos del espacio tomando un plano horizontal arbitrariamente elegido, que se le denomina plano de comparación. Sobre él se proyectan, ortogonalmente, los diversos puntos. De este modo se sustituye la figura del espacio de tres dimensiones, por su proyección en el plano de dos dimensiones.

La representación, ha de cumplir otro objetivo fundamental y es que sea reversible, es decir, que a partir de la proyección seamos capaces de deducir la forma en el espacio. Para ello se precisa de un elemento más, que es la distancia c que existe entre cada punto y su proyección, y que denomina cota. La cota puede ser positiva o negativa, según el punto A se encuentre por encima o por debajo del plano de comparación. En la representación topográfica el plano de comparación ha de tomarse lo suficientemente bajo para que todas las cotas sean positivas.

PARTES DE LAS QUE CONSTA UN LEVANTAMIENTO.

Como se ha visto en la proyección acotada, los puntos vienen determinados por su proyección horizontal y por su cota. De ahí, que todos los levantamientos topográficos consten de dos partes:

- **Planimetría**, es el conjunto de operaciones necesarias para llegar a obtener la proyección horizontal.
 - **Altimetría**, que consiste en determinar la cota de los puntos necesarios o las curvas de nivel.
- A veces ambos trabajos se hacen por separado utilizando instrumentos diferentes, pero generalmente suelen hacerse simultáneamente, empleando un mismo instrumento; este método se denomina taquimetría y el trabajo así efectuado se le conoce con el nombre de levantamiento taquimétrico.

La realización del levantamiento taquimétrico se realiza en dos etapas bien diferenciadas:

- **Trabajo de campo**: consiste en tomar sobre el terreno los datos necesarios, de forma que se sitúan los instrumentos en los puntos elegidos, que se denomina "hacer estación", y se anotan observaciones en impresos especiales llamados libretas taquimétricas.
- **Trabajo de gabinete**: se calculan en las libretas las distancias reducidas, los desniveles y las coordenadas de los puntos

visados, realizando todas las operaciones precisas hasta dejar dibujado el plano.

CONCEPTO DE GEODESIA.

La Geodesia es la ciencia que tiene por objeto el estudio de la forma y las dimensiones de la Tierra. El primero en admitir la esfericidad de la Tierra fue Pitágoras en el año 550 a.C. y más tarde Eratóstenes determinó por primera vez el radio de la Tierra en el año 250 a.C. En 1687 Newton enunció el siguiente principio universal: "la forma de equilibrio de una masa fluida homogénea sometida a las leyes de gravitación universal y girando alrededor de un eje, es un elipsoide de revolución aplastado por los polos". Sin embargo este principio no se cumple en la Tierra, ya que las masas internas no son homogéneas.

Por ello se admite como forma de la Tierra la superficie en equilibrio materializada por los mares en calma, denominada geoide; es una superficie física real y sobre la cual la gravedad en todos sus puntos es normal a ella.

Para los cálculos geodésicos se elige un punto fundamental o datum en el que la normal al geoide coincide con la normal al elipsoide. En este punto las 2 superficies, elipsoide y geoide son tangentes.

LA APROXIMACIÓN A LA FORMA DE LA TIERRA.

Dada la imposibilidad de materializar la superficie real de la Tierra por una expresión matemática, su estudio se realiza adoptando distintas superficies de aproximación, como la esfera y el elipsoide de revolución.

EL GEOIDE.

El geoide es la representación del nivel medio de los mares y océanos en calma prolongados por debajo de los continentes. Esta superficie es en cada punto normal a la dirección de la gravedad. Es una superficie real y equipotencial. La expresión matemática que lo define es muy compleja para utilizarla en Cartografía como superficie de referencia, por ello y para simplificar el problema se utilizan una figuras aproximadas al geoide.

1.6.2. LA APROXIMACIÓN ESFÉRICA.

Se utiliza para simplificar los cálculos, aunque por todos es sabido que la superficie terrestre difiere mucho de una esfera.

1.6.3. EL ELIPSOIDE DE APROXIMACIÓN.

El elipsoide de referencia es una superficie arbitraria que sirve de fundamento para el cálculo de la situación de los puntos geodésicos y para determinar con respecto a ella la configuración del geoide. Hasta 1924, venía utilizando cada Nación el elipsoide que mejor se adaptaba a su superficie, y así la geodesia española se refirió al elipsoide de Struve. En 1924, se adoptó para todo el mundo como superficie de referencia el elipsoide de Hayford.

En el elipsoide de referencia, se denominan meridianos las secciones producidas en ella por cualquier plano que contenga al eje de revolución, y se denominan paralelos a las circunferencias producidas por la intersección del elipsoide con planos perpendiculares a su eje. Al paralelo mayor, que contiene el centro del elipsoide, se le denomina Ecuador; los extremos del eje constituyen polos Norte y Sur.

ELEMENTOS GEOGRÁFICOS EN LA SUPERFICIE APROXIMADA.

Se toma como superficie aproximada la esfera, en ella se define:

- La línea de los Polos PP', que es la recta alrededor de la cual gira la Tierra, dando lugar a los meridianos que son los círculos máximos que pasan por la línea de los Polos.
- El Ecuador QQ', que es el círculo máximo perpendicular a dicha recta, PP', y da lugar a los paralelos que son los círculos menores paralelos al Ecuador.

Para situar sobre la superficie de la Tierra los distintos vértices o lugares, se tomó un sistema de referencia constituido por el plano del Ecuador y por el meridiano de cierto lugar, que por acuerdo internacional es el del Observatorio de Greenwich, G.

Con estos dos planos fundamentales, un cierto lugar M se define por dos números Dl (diferencia de longitud) y f (latitud geográfica), estableciendo una correspondencia entre cada par de números y los distintos puntos en la esfera.

- La **diferencia de longitud**, Dl: es el ángulo medido en el Ecuador entre el meridiano de Greenwich y el meridiano del punto M, se mide entre 0 y 1800 al Este o al Oeste de Greenwich, correspondiendo a la longitud positiva o negativa respectivamente.
- La **latitud geográfica**, f: es el ángulo medido en el meridiano del punto M entre el punto y el Ecuador.

LAS PROYECCIONES CARTOGRÁFICAS.

La Cartografía es la ciencia que estudia la representación plana de la esfera o del elipsoide, tratando de obtener, por el cálculo, las coordenadas de los puntos del plano correspondientes a los situados en dichas superficies.

La dificultad que existe para la representación de estos puntos, es que la Tierra no puede representarse sobre un plano sin que sufra deformaciones. A pesar de ello, se ha de intentar que la representación conserve el mayor número de propiedades métricas, que al no poderse dar todas simultáneamente, se elegirán en función de la utilidad que se vaya a dar a la carta o al mapa.

Cuando una proyección conserva la distancia, se llama equidistante y a las líneas se las llama automecoicas; por tanto esas direcciones conservan la escala. Las líneas que no conservan esta propiedad tienen "anamorfosis lineal". Las proyecciones que conservan los ángulos se las denomina conformes y el no cumplimiento de esta regla por dos rectas que se cortan, se llama "anamorfosis angular". Por último, los sistemas que conservan la superficie, se les llama equivalentes y las proyecciones que no cumplen esta regla tienen "anamorfosis superficial".

Las ecuaciones de las dos superficies, esfera y elipsoide, nos indican que pueden ser desarrolladas sobre un plano, por ello, la necesidad de la Cartografía. Según definición internacionalmente adoptada, proyección es la correspondencia matemática biunívoca entre los puntos de una esfera o elipsoide y sus transformados en un plano. Esta correspondencia se expresa en función de las coordenadas geográficas (longitud y latitud), de cada punto del elipsoide y se traducen en el plano en coordenadas cartesianas (X, Y). La correspondencia será puntual-biunívoca entre puntos de plano y elipsoide.

1.8.1. PROYECCIONES PLANAS.

En los casos en que sólo se pretende representar a una parte muy limitada de la superficie terrestre, la práctica general ha sido considerarla como plana y prescindir de las proyecciones. Esto no es posible sin graves deformaciones más que dentro de superficies pequeñas, que en todo caso se limitan por un contorno (rectángulo, cuadrado o trapecio) y cuyos vértices tienen coordenadas de acuerdo con algún sistema de proyección.

Hay varios tipos de proyecciones planas dependiendo de la posición del vértice de proyección:

1. **Estereográfica.** El vértice de proyección es el punto diametralmente opuesto al de tangencia del plano de proyección; es una proyección plana muy empleada en Cartografía. Suponiendo la Tierra esférica puede elegirse arbitrariamente el vértice de proyección, pero nos limitaremos a estudiar el caso de que éste sea uno de los Polos terrestres (estereográfica polar). En esta proyección se cumple que los meridianos son rectas concurrentes y los paralelos son circunferencias concéntricas. La escala aumenta hacia la periferia y no se puede representar toda la Tierra.

Este sistema se emplea generalmente para representar las regiones polares y para las cartas de navegación aeronáuticas.

2. **Gnomónica.** El vértice de proyección se encuentra en el centro de la Tierra; se puede representar menos de la mitad de la Tierra y la escala aumenta hacia periferia. Cualquier recta de la proyección corresponde a un círculo máximo. Por tanto el camino más corto en la esfera es una línea recta en el mapa (ortodrómica).

3. **Ortográfica.** El punto de vista se encuentra en el infinito; se puede representar justo la mitad de la superficie terrestre y la escala disminuye hacia la periferia.

4. **Escenográfica.** El vértice de proyección está se sitúa a distancia mayor que el diámetro de la esfera y diametralmente opuesto al punto de tangencia del plano de proyección. La escala aumenta hacia la periferia.

1.8.2. DESARROLLOS CILÍNDRICOS.

En ellos el paso de la esfera al plano se hace por medio de un cilindro. Dentro de este tipo de proyecciones destacan dos muy utilizadas en Topografía.

1. Proyección de Mercator. Se utilizó en 1569 y el gran avance fue que conservaba los ángulos, transformando los meridianos y paralelos en una red rectangular.

Se trata del desarrollo de un cilindro circunscrito al Ecuador terrestre, sobre el que se van espaciando los paralelos al aumentar las latitudes. En esta proyección no son representables los Polos.

2. Proyección U.T.M. (Universal Transverse Mercator). Se basa en la proyección de Mercator en la que el cilindro es tangente a un meridiano, considerando la Tierra como un elipsoide de revolución tangente interiormente a un cilindro y cuyo eje está situado en el plano del Ecuador. El elipsoide de referencia elegido es el de Hayford.

Su universalidad se logra empleando distintos cilindros, correspondientes a varios meridianos separados entre sí 6° ; cada huso de 6° emplea un cilindro distinto. Estas fórmulas son válidas para todo el mundo, representando la totalidad del globo en 60 husos iguales. El meridiano de Greenwich separa los husos 30 y 31, estando España comprendida entre los husos 28, 29, 30, 29, 30 y 31. Las condiciones que se imponen en esta proyección son:

- Debe conservar los ángulos, es decir, debe ser conforme.

- El meridiano central ha de ser automecoico, es decir, no puede tener deformación lineal.
- El Ecuador y el meridiano central de cada huso se representarán por líneas rectas.
- El origen de coordenadas en la proyección será el correspondiente a la intersección del Ecuador y el meridiano central del huso.

Los casquetes polares no se suelen representar en U.T.M., quedando limitado su empleo a latitudes menores de 80°. A partir de la intersección del meridiano central del huso y el Ecuador, se construye una cuadrícula cienkilométrica de forma que un punto en la superficie terrestre queda representado en el mapa con unas coordenadas universales.

En todos los mapas con coordenadas U.T.M., se tienen tres referencias: Norte magnético, Norte geográfico y Norte de la cuadrícula U.T.M. El ángulo entre el Norte de la cuadrícula y el Norte geográfico se llama convergencia de meridianos. El ángulo entre el Norte magnético y el Norte geográfico se llama declinación, que puede ser:

- Positiva si el Norte magnético está al Este del Norte geográfico.
- Negativa si el Norte magnético está al Oeste del Norte geográfico.

El N magnético es variable por lo que es importante indicar la fecha de realización del mapa y su variación anual.

PROYECCIONES POLIÉDRICAS.

Cuando se emplean diversos planos tangentes según se van representando zonas próximas, el conjunto forma una superficie poliédrica y de ahí el nombre de esta proyección.

En esta proyección se realizó el Mapa Topográfico Nacional. Cada hoja del Mapa se consideraba limitada por dos paralelos separados entre sí 10' y las proyecciones se realizaban sobre planos tangentes al elipsoide de Struve.

Este sistema de proyección, no siendo conforme ni equivalente, presenta sin embargo anamorfosis insignificantes dentro de cada hoja y permite establecer un sistema de coordenadas planas en cada una de ellas sin que se aprecien errores de distancias ni angulares. El problema está en unir las hojas concurrentes, ya que no cubren todo el espacio dejando un ángulo vacío.

1.8.4. PROYECCIONES CÓNICAS.

En este tipo de proyecciones la más importante en Topografía es la proyección Lambert. En ella el paso de la esfera se efectúa a través de un cono circunscrito a lo largo de un paralelo. Posteriormente este paralelo se desarrolla sobre un plano que es automecoico.

Esta proyección fue reglamentaria de los mapas militares a gran escala, eligiéndose en principio el cono tangente a lo largo del paralelo de latitud 40°. La cartografía militar española ha empleado durante mucho tiempo las coordenadas y la cuadrícula de este sistema. Como ejes se eligieron el meridiano de Madrid como eje OY y la recta perpendicular en su intersección con el paralelo 40° como eje OX.

Para evitar coordenadas negativas se traslada el eje X a 600 km. al Oeste y el eje Y a 600 km al Sur, es decir que la intersección de los ejes antes descritos tiene como coordenadas X=600 e Y=600.

REDES GEODÉSICAS: OBSERVACIÓN E IMPLANTACIÓN.

Para la realización del mapa topográfico son fundamentales las operaciones geodésicas, con las que se logra determinar la posición de una serie de puntos, que deben situarse con la mayor precisión posible porque van a servir de base para todos los trabajos posteriores. Estos puntos primordiales forman una red que cubre la zona representada y reciben el nombre de vértices geodésicos. En estos triángulos, por los métodos de la Geodesia Clásica, se miden con el mayor rigor sus ángulos utilizando instrumentos de gran precisión. Además, ha de medirse directamente con extraordinaria minuciosidad un sólo lado especialmente favorable, al que se le denomina base. Los otros lados no medidos directamente se calculan trigonométricamente.

Naturalmente para que estas operaciones sean posibles, cada vértice debe ser visible desde varios otros. Ésta es la única condición necesaria para la elección de estos puntos. Los vértices de los triángulos, se marcan en el terreno construyendo hitos de grandes dimensiones, pintados de blanco para hacerlos visibles desde mucha distancia. Con estas triangulaciones se calculan las coordenadas planimétricas (x, y). La coordenada z se denomina cota trigonométrica y tiene peor precisión que las cotas obtenidas mediante nivelación geométrica, las cuales siguen un proceso independiente de la red geodésica.

PROCESO DE DENSIFICACION. ENLACE DE REDES.

En el cálculo de estas redes, para evitar la acumulación de errores, se forman tres mallas cada vez más densas, que se denominan triangulación de primer, segundo y tercer orden. La red de primer orden está constituida por grandes

triángulos de lados comprendidos entre los 30 y 70 km, pudiendo llegar como excepción a más de 200 km. La triangulación de segundo orden forma una red uniformemente repartida y apoyada en la de primer orden, con una longitud de los lados de los triángulos variable de 10 a 25 km. Queda distribuida de modo que todos los vértices de primer orden lo sean también de segundo. La red de tercer orden tiene lados de 5 a 10 km, utilizándose también como vértices de tercer orden todos los de primero y de segundo. Forman parte de la red fundamental las cadenas del Archipiélago Balear con la Península, los grandes cuadriláteros que ligan nuestra costa sur con Argelia y Marruecos y la cadena denominada del meridiano de Tetuan, que como prolongación de nuestra red, enlaza a través del Estrecho con la red geodésica marroquí. El archipiélago Canario posee una red fundamental propia que liga las islas entre sí y con el Continente Africano.

LA RED ACTUAL.

Los trabajos geodésicos, cuyo objetivo fue la formación del mapa nacional en escala 1/50 000, se iniciaron en 1858, finalizándose la observación de la red de primer orden fundamental y complementaria, incluidos el enlace Balear y el cuadrilátero Hispano-Argelino, en los primeros años del siglo hacia 1915. La cadena del meridiano de Tetuan fue observada en los años 1928-1929 y la del Archipiélago Canario en 1925-1930.

El punto fundamental o datum de nuestra red, lo constituye el Observatorio Astronómico de Madrid, cuyo meridiano fue utilizado también como origen de longitudes. La escala fue proporcionada por la base central de Madrilejos (Toledo), medida en 1858 con la regla bimetálica de Ibáñez de cuatro metros.

El cálculo de coordenadas geográficas de los vértices se efectuó partiendo del datum Madrid y tomando como superficie de referencia el elipsoide de Struve. Posteriormente en 1950, se llevó a cabo una compensación matemática de errores por el método de mínimos cuadrados, conjuntamente con las restantes redes geodésicas de Europa Occidental y se adoptó como nuevo datum el vértice Potsdam (Alemania), el meridiano de Greenwich como origen de longitudes, el elipsoide internacional de referencia Hayford, según el acuerdo de la asamblea de la Asociación Geodésica Internacional celebrada en Madrid en 1924.

RESEÑAS DE LOS VÉRTICES GEODÉSICOS.

La reseña de un vértice geodésico es una ficha con toda la información de dicho punto, es decir, nombre del vértice, Término Municipal al que pertenece, croquis de acceso, la proyección en la que se han calculado sus coordenadas y el valor de dichas coordenadas.

Tan importante como estos datos es conseguir localizar el vértice. Para ello se realiza una descripción escrita de su situación y de cómo llegar, junto con un croquis. Para que no haya lugar a dudas se suele acompañar de una foto, en la que se vea además del vértice el entorno del mismo. De este modo cuando se va a realizar un trabajo en el que se necesite apoyar en alguno de los vértices conocidos se tiene su situación y sus coordenadas. La red de nivelación tiene otro tipo de fichas con nombre y la situación de los clavos, nivel de precisión de la red y su cota referida al Nivel Medio del Mar.

CARTOGRAFIA BÁSICA

La palabra cartografía se deriva de dos voces: del latín "*charta*" que quiere decir "papel escrito que sirve para comunicarse" y del griego "*grapho*" que significa "escribir"

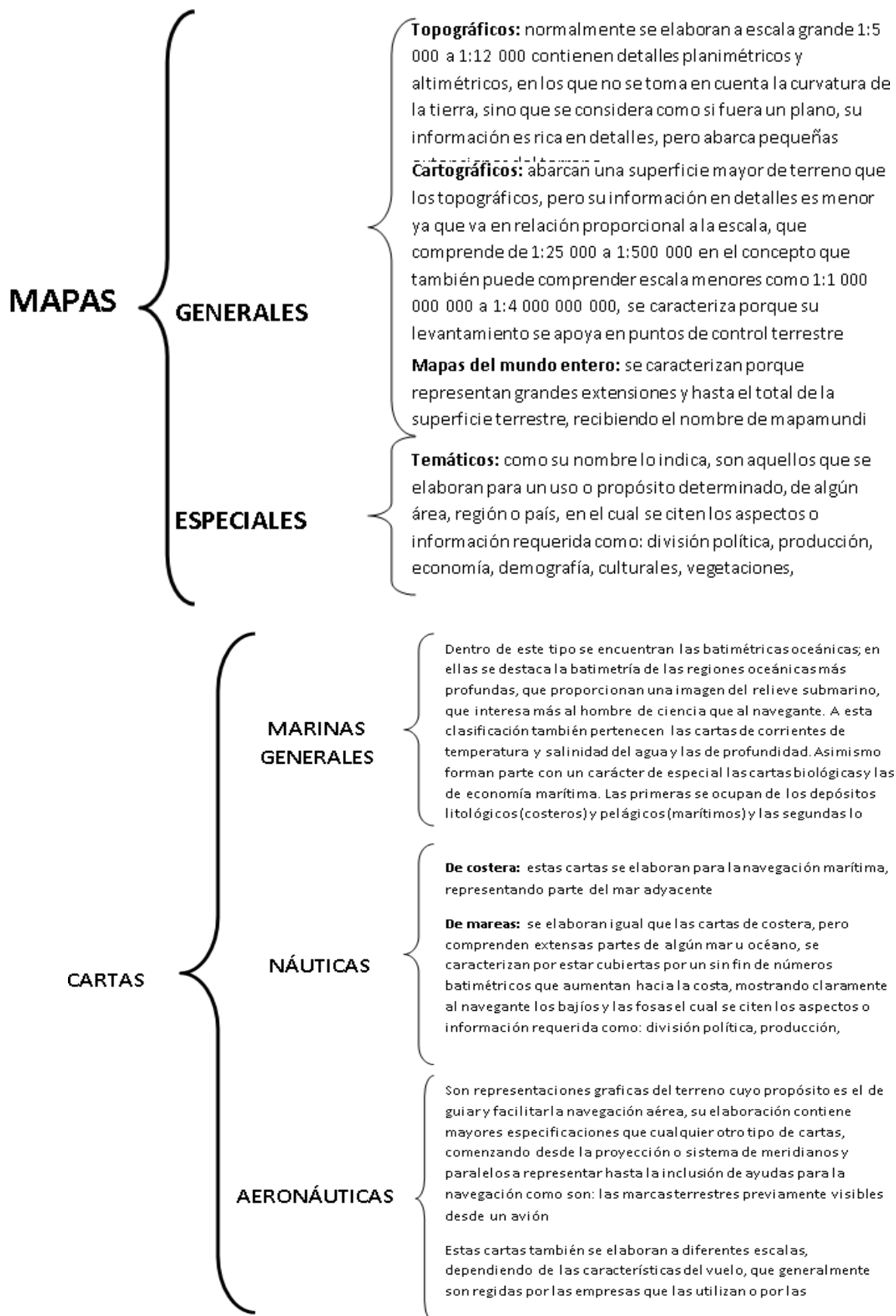
La cartografía es una ciencia, un arte y una técnica que tiene por objeto la representación y realización de mapas y cartas geográficas de la superficie terrestre a diferentes escalas, valiéndose para el efecto de usos de símbolos convencionales, dibujos y colores.

La cartografía está dividida en dos grandes partes de acuerdo al empleo que se le quiera dar, **los mapas y las cartas:**

- ✓ **Mapa:** representación gráfica convencional, parcial o total de la superficie terrestre, previamente fragmentada en el sentido de sus meridianos, en la que se consideran aspectos geográficos y sus relaciones bi o tridimensionales, así como los hechos geofísicos, culturales y las ciencias de la naturaleza, de tal forma que se aproxime con bastante exactitud a la realidad.
- ✓ **Carta:** es la misma representación gráfica convencional de la superficie de la tierra, sin embargo, se caracteriza porque su finalidad va encaminada principalmente a la navegación, marítima y aérea, así como a sus derivados.

Los mapas se clasifican de conformidad con la magnitud de la porción que representan, así como de su contenido, estableciéndose la categoría de **mapas generales y mapas especiales:**

Las cartas cuyo objeto es la de ser utilizadas para la navegación, tanto marina como aérea y sus derivados, se subdividen en: **cartas marinas generales, cartas náuticas y aeronáuticas**



LA ESCALA

La escala es la relación de ampliación o reducción, que existe entre las dimensiones de un objeto natural o artificial y sus correspondientes medidas en una representación gráfica de dicho objeto.

Clasificación de la escala de acuerdo a las dimensiones a representar

✓ Escala grandes

Esta escala representa los objetos con poca o relativa reducción, en cartografía la escala grande comprende las cartas de escala mayores de 1:100,000 000 hasta 1:20,000 000

✓ Escala mediana

Corresponde a las cartas escala mayores de 1:500,000 000 hasta 1:100,000 000

✓ Escala pequeña

Es aquella que comprende de 1:500,000 000 a escalas menores, tales como 1:50'000 000,000 000 con la que se representa al globo terráqueo y al mapamundi

Como escalas importantes se pueden considerar

Escala natural o real	1:1
Escala industrial	de 1:1 a 1:50
Escala arquitectónica	de 1:50 a 1:1,000 000
Escala topográfica	de 1:1,000 000 a 1:25,000 000
Escala cartográfica	de 1:25,000 000 a 1:2'000 000,000 000
Y menores	hasta 1:50'000 000,000 000

La escala se divide de acuerdo a su forma de representar

Escala numérica

Es la proporción existente entre la distancia medida en la carta y la correspondiente a la distancia real.

$$1:1\ 000 \qquad \frac{1}{1\ 000}$$

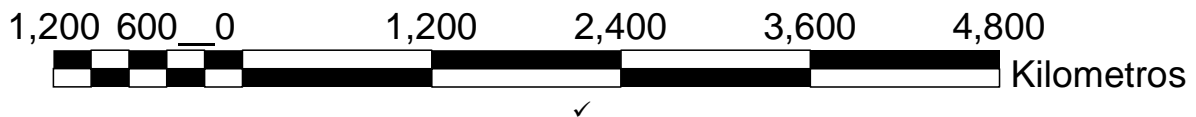
Escala grafica

Es aquella que se representa mediante una línea o barra recta graduada que sirve para obtener en la carta distancias reales del terreno.

Se divide en dos partes:

La escala primaria que se localiza a la derecha del cero

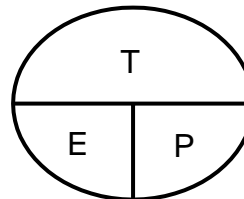
La escala de fraccionamiento o talón que está a la izquierda



Forma para determinar la escala

FORMULA

$$ESCALA = \frac{\text{TERRENO}}{\text{DISTANCIA GRAFICA}}$$



Entonces:

- Terreno = escala x papel
- Escala = terreno · papel
- Papel = terreno · escala

Forma de la Tierra

La expresión "forma" de la Tierra puede tener varias interpretaciones de acuerdo con el sentido en que se use y el grado de precisión con que se trate de definirla. La superficie más aparente para nosotros es la superficie real topográfica de la Tierra, con sus montañas, valles, y otras formaciones continentales y oceánicas.

Esta forma hipotética de la gravedad es conocida con el nombre de geoide y es la forma sobre la cual se hacen realmente las mediciones, pero debido a las irregularidades que presenta su forma, no se presta para los cálculos matemáticos; con el objeto de simplificar el cálculo de las posiciones sobre la superficie de la Tierra, se ha adoptado una superficie matemática simple que se parece mucho a la real de la Tierra. Esta figura que simplifica los cálculos matemáticos es la esfera y cuyas áreas calculadas con el apoyo de la trigonometría esférica, se conoce con el nombre de esferoide. Existen muchos cálculos matemáticos hechos sobre áreas diferentes de la superficie de la Tierra, entre los más importantes por haberse realizado sobre áreas relativamente extensas son:

- A. Hough (1956), nueva solución del Army Map Service USA
- B. Krassowsky (1940), Rusia
- C. Internacional (1924), América del Sur, desde Panamá y parte de Europa
- D. Clarke (1866), Norteamérica y Centroamérica
- E. Clarke (1860), Francia y América
- F. Everest (1830), India
- G. Bassel, Japón
- H. Helmert (1907), Egipto

1. La Cartografía

La cartografía se puede considerar la ciencia, técnica y arte del trazado y representación de la Tierra por medio de cartas, planos y mapas. Lleva a cabo una representación de una superficie esférica a una plana. Comprende al conjunto de estudios y operaciones científicas, artísticas y técnicas que intervienen en establecimiento de planos, cartas y mapas, a partir de los resultados de la observación directa o de la explotación de una documentación.

En específico el objetivo de la cartografía es representar la superficie terrestre con la mayor fidelidad posible, así pues, todo documento cartográfico reduce las dimensiones reales con el fin de representarlas en un papel.

Enfoque	Objetivo o aplicación	Importancia
Geométrico	Se relaciona directamente con la navegación o con la ingeniería de la construcción.	Radica en la exactitud métrica; las cartas se realizan a escalas grandes, reflejando las características físicas del terreno.
Tecnológico	Innovaciones técnicas y el apresuramiento de las etapas para la preparación del mapa son lo que aquí se realiza, la cartografía es considerada como una tecnología dedicada a la producción de mapas.	Se da mayor importancia a la velocidad de la producción y su volumen orientándolas a la reducción de los costos por unidad.
Presentación	Determina el contenido del mapa, luego lo generaliza, y representa esta información mediante símbolos de diseño bien equilibrado.	Relación entre la cartografía y cada una de las tecnologías y ciencias relacionadas con los mapas; geodesia, percepción remota, fotogrametría y otras disciplinas
Artístico	Emplear correctamente las cualidades visuales, tales como: el color, equilibrio, contraste, diseño, forma, selección, exageración.	Mejor representación del mapa.
Comunicación	Los mapas se deben diseñar de tal modo que la información sea transmitida al usuario de forma más clara y eficiente.	La tarea principal es la de comunicar información eficiente a través de la utilización de mapas. Los mapas desempeñan una función importante en el pensamiento humano y en la comunicación.

En la representación cartográfica el propósito predomina sobre la estética, no se trata de producir un adorno, sino de la elaboración de una herramienta práctica de valor esencial por sus múltiples aplicaciones pero tampoco quiere decir que los mapas se han elaborados de forma desordenada, por lo que la belleza no queda en último término.

Asociadas a la cartografía se encuentran, ciencias, artes y técnicas, como: la Geología, Geofísica, Astronomía, Fotogrametría, Percepción remota, ciencias aplicadas (ciencias), el Grafismo, el Dibujo (artes), Computación (Técnica).

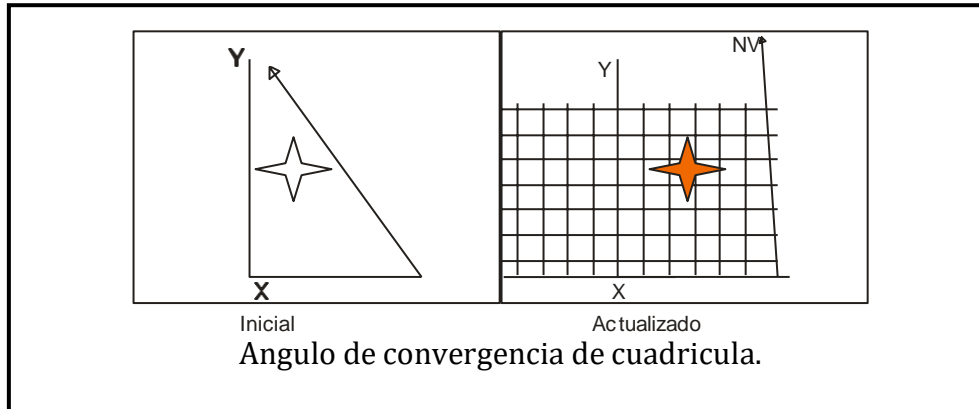
La cartografía puede tener varios enfoques, donde el objeto perseguido es el mismo, la secuencia normal es en primer lugar se selección los datos para procesar en forma de mapa, donde el usuario le dará una respuesta al usar los datos.

1.1 El plano

Al plano se le considera una representación geométrica más sencilla de un determinado espacio geográfico de dimensiones relativamente pequeñas utilizando grandes escalas (se aplican escalas de 1:50 hasta 1:1 000). Muchas veces el plano se utiliza en el trazo de carreteras, canales, caminos, etc. El plano cuenta con altura, no tiene altitudes pues a determinado banco de nivel se le establece una cota, por medio de métodos directos (medidas distancias – ángulos) se le

asigna coordenadas equis y ye (X, Y), por lo que se toma el nivel medio del terreno, donde existirán las cotas y una interpolación para poder representar las curvas de nivel. En el plano se considera a la Tierra plana pues la curvatura de la Tierra se confunde con la tangente, así se puede prescindir de ella, en tanto que el espacio que representa no exceda ciertos límites. El plano tiene un origen de coordenadas en "X" y en "Y".

A partir del norte establecido se elabora una cuadrícula, se establece un Angulo entre la cuadrícula y el Norte verdadero denominado convergencia de cuadrícula, entre más se aleje del Norte verdadero el Angulo será diferente, por lo que la meridiana debe ponerse a la mitad del desarrollo E-W, para que la convergencia de la cuadrícula sea menor, entonces el origen de orientación será la meridiana que se establece a la mitad del desarrollo E-W. El plano considera a los meridianos pero no a la convergencia.



Por necesidad de representar el relieve, en el plano, se representa la altura por medio de curvas de nivel, la distancia entre cada una de estas curvas se le llama equidistancia, existen diferentes curvas de nivel, como las ordinarias y las maestras, diferenciadas de las ordinarias por un trazo más grueso y estar acotadas.

1.2 La carta

La carta es la representación del paisaje o de una parte o del total de la superficie Terrestre en secciones manuales o manejables que estén a escalas medias es decir de 1:2 000 hasta 1: 1, 000, 000, contiene coordenadas geográficas y por lo regular la totalidad de la representación está constituida por varias hojas (por lo que se hace manejable) debido a la gran cantidad de información y de precisión que se requiere, en la carta ya interviene la curvatura y convergencia de meridianos, el origen de altitud es el cero hidrográfico.

Las cartas están sujetas a un fraccionamiento, es decir, varias cartas conforman a una región, un estado o un país. Las cartas también pueden representar el espacio marítimo, y por ello servir para la navegación, tanto marítima como terrestre y aérea; así pues, pueden proporcionar información de carreteras, distancias, elevaciones, etc. Para la nivelación se utiliza el cero hidrográfico, también conocido como datum, es la referencia de altitud o altura tomando como base el nivel del mar, pero los océanos no están al mismo nivel, el caso del Pacífico y el Atlántico, donde el segundo está por arriba del primero, pues la influencia de la circulación de los vientos y la rotación de la Tierra afectan a este fenómeno, llegando al extremo de Panamá, donde el nivel del Atlántico supera por 27 metros al Pacífico; en México, Coatzacoalcos está más alto por 7.8 metros que Salina Cruz. Este es medido gracias a los sistemas de mareógrafos. T, también conocido como, datum vertical, al que se refieren las elevaciones de los puntos, es generalmente la superficie del nivel medio del mar, aunque las elevaciones de cualquier superficie de nivel arbitraria definida por una altura supuesta para alguna marca altimétrica.

1.3 El mapa

El mapa usa escalas muy chicas de 1: 1, 000, 000 en adelante, esto en una sola presentación, muestra, ya sea un estado, un país o una región. El real diccionario de la lengua española lo define como una representación geográfica de la Tierra o parte de ella en una superficie plana. El mapa es un documento cartográfico en el cual, mediante aplicaciones de ciencias y técnicas, se representa total o parcialmente el espacio geográfico, mostrando de forma clara, precisa y artística los diversos elementos físicos y culturales que lo conforman, expresando así su interrelación y haciendo posible su valoración de sus dimensiones.

En los mapas se acostumbra exponer solo las coordenadas geográficas y el nivel de la información, con lo que la precisión disminuye considerablemente con respecto a las cartas. El mapa considera también las relaciones bi o tridimensionales, los hechos geofísicos, culturales y de las ciencias de la naturaleza presentándolos de forma gráfica, clara, de tal modo que sea posible entender el significado y medir los objetos representados. El mapa debe ser completado con ciertas y

determinadas cualidades, como exactitud, aplicabilidad, legibilidad y claridad; entonces se aprecia que la elaboración de mapas es un proceso del cual participan elementos diferentes cuyo equilibrio valorara el producto a obtener. La importancia de los mapas puede radicar en su utilización y/o su aplicación, ya sea para la elaboración de proyectos, o el almacenamiento y difusión de la información

1.3.1 Clasificación de los mapas

El empleo de valores inherentes al mapa, como escala, propósito, extensión dimensional, la forma, la precisión, posibilita que los mapas sean divididos de acuerdo con estos valores.

1.3.1.1 Según su propósito.

A) Mapas generales, su representación provee de información sobre el espacio cartografiado, sin enfatizar ningún elemento físico, natural o cultural que lo estructure, como un mapa de América, México, D. F. etc.

B) Mapas especiales, son representaciones, las cuales, abastecen de información detallada acerca de un determinado fenómeno Física,- natural o cultural vigente en el espacio cartografiado, como los mapas geológicos, de distribución de la población, de uso de la Tierra, etc.

1.3.1.2 Según la escala

Por lo que los mapas se pueden clasificar de acuerdo a la escala:

- A) Escala grande: 1: 50, 000 o mayores.
- B) Escala mediana: 1: 50, 000 a 1: 500, 000.
- C) Escala chica: 1: 50,0 000 menores.

1.3.1.3 Según su expresión dimensional.

- A) Bidimensional, mapas que geoméricamente constituyen una superficie.
- B) Tridimensional, mapas que geoméricamente constituyen un volumen.

1.3.1.4 Según su uso.

- A) Comunicacional: para el almacenamiento y difusión de información.
- B) Operativo: para la solución directa de problemas (se realiza en corto tiempo).

Cognoscitivo: para la investigación espacial y espacio temporal de los fenómenos naturales y sociales.

Ejercicio 1. Calcular los porcentajes para las ampliaciones o reducciones necesarias para establecer las coordenadas de un mapa:

A partir de un mapa 1:250 000

Mapas 1:500 000

Mapa 1:100 000

Mapa 1:50 000

y a partir de un mapa 1:50 000

1:25 000

1:20 000

1:10 000 y 1:5 000

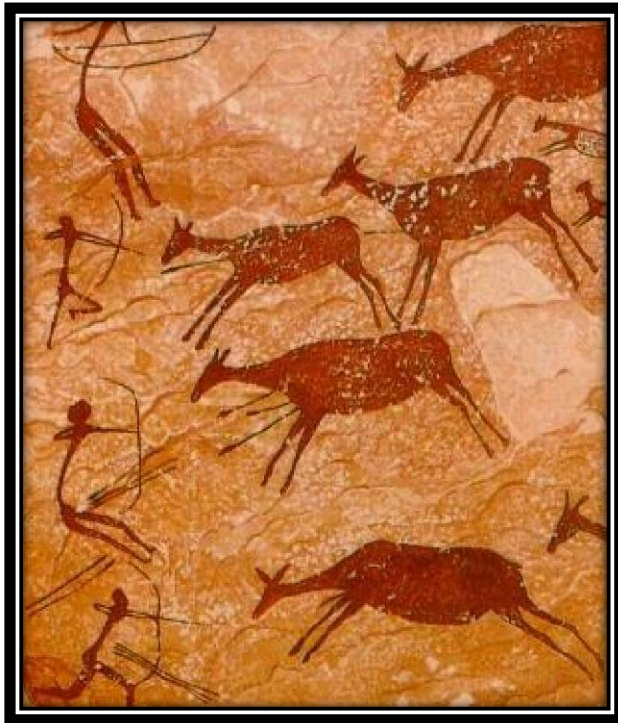
Ejercicio 2

	Ubicación	Elevac m	Coordenadas Geográficas			Coordenadas UTM			Comentarios
			Latitud	Longitud	Zona	Norte	Este		
1	Jacuzzi, FCiencias UABC Sauzal, Ensenada								
2	Centro Puente acceso UABC Sauzal								
3	Extremo NW del Gimnasio UABC-Valle Dorado								
4	Vertedor de la Presa, Ensenada, B. C.								
5	Cantina Hussongs, Ensenada, B.C.								
6	Papas&Beer, Ensenada, B.C.								
7	Entrada Cines MacroPlaza, Ensenada, B.C								
8	Montículo Beisbol, Estadio Palacios, Ensenada, B.C.								
9	Acceso UABC-Tijuana								
10	Acceso UABC-Mexicali								
11	Acceso UABC-Tecate								
12	Acceso UABC-San Quintín								
13	Astabandera Ventana al Mar, Ensenada, B. C.								
14	Centro de Gobierno Ensenada, B. C.								
15	Punta N Estero de Punta Banda, Ensenada B.C.								
16	Faro de San Felipe, Baja California								
17	Laguna Hanson, Baja California								
18	Observatorio San Pedro Mártir, B. C.								
19	Faro Bahía de Los Ángeles, Baja California								
20	Misión de San Borja, Baja California								
21	Misión de Santa Gertrudis, Baja California								
22	Misión de San Ignacio, Baja California Sur								
23	Puerto Chaparrito, Guerrero Negro, B.C.S.								
24	Entrada Puerto Santa Rosalía, B. C. S.								
25	Faro Loreto, B. C.S.								
26	Kiosko-Catedral Plaza Cívica Hermosillo, Son.								
27	Cuatro Ciénagas, Coahuila								
28	Caracol, Parque Fundidora, Monterrey, N.L.								
29	Glorieta La Minerva, Guadalajara, Jal.								
30	Santuario la Monarca, Angangueo, Mich. Al SE								
31	Fuente Patio Central Palacio Nacional, D.F.								
32	Pirámide del Sol, Teotihuacán, Edo Mex								
33	Cañón del Sumidero, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas								
34	Faro Chetumal, Quintana Roo								
35	Montículo Beisbol, Estadio Beto Ávila, Cancún Q.R.								

Práctica No. 8
MINERALOGÍA
Parte 1. Cristalografía

1. INTRODUCCIÓN

La práctica de las artes mineralógicas es tan antigua como la civilización humana. En las pinturas rupestres realizadas por hombres primitivos (Figura 38), se utilizaron pigmentos naturales hechos de una sustancia roja llamada hematita y óxido de manganeso de color negro; las herramientas de pedernal eran posesiones preciosas en la Edad de Piedra. Las pinturas funerarias del valle del Nilo realizadas hace casi 5 000 años nos muestran a unos laboriosos artesanos pesando malaquita y metales preciosos, fundiendo menas de mineral y elaborando delicadas gemas de lapislázuli y esmeralda. Cuando la Edad de Piedra dio paso a la Edad de Bronce, se buscaron otros minerales de donde extraer metales.



Desde el principio de los tiempos, los minerales han jugado un papel importantísimo en la historia de la humanidad y, conforme avanzan los siglos, este papel se hace cada vez más importante. Hoy en día dependemos de ellas de incontables maneras, desde los materiales para construir rascacielos hasta la manufactura de computadoras personales. La civilización moderna depende y necesita de la prodigiosa utilidad de los minerales; es por eso que las menas metálicas y los minerales industriales son explotados en todos los continentes.

Figura 38. Pinturas rupestres que datan de hace 12 000 años

Todo el mundo está familiarizado con los minerales ya que estos se encuentran presentes en las rocas de las montañas, en la arena de la playa y en el suelo de nuestro jardín. Menos familiares, pero también construido por minerales, son los meteoritos y la superficie lunar. Las gemas son excepcionalmente hermosas y por eso es que a los minerales se les ha reconocido como las flores de la geología.

Aunque es difícil trazar sistemáticamente la historia de la mineralogía en esta práctica, si podemos resumir los hechos más importantes de su desarrollo. El surgimiento de la mineralogía como una ciencia es relativamente reciente. Al filósofo griego Teofrasto (327-287 a.C.) le debemos el primer trabajo escrito sobre minerales. Y también debemos

nombrar a Plinio, que 400 años después recopiló el saber mineralógico de su tiempo. Durante los 1300 años siguientes, se escribieron muy pocos trabajos sobre mineralogía, hasta que en 1556 se publicó el primer libro sistemático de mineralogía escrito por el médico alemán Georgius Agricola; redactado en latín, se llamó de *Natura Fossilium*. Entonces la palabra fósil significaba objetos desenterrados e incluía sobre todo minerales y rocas. Agricola relata con todo detalle la práctica de la minería de su época e incluye la primera recopilación de minerales basando sus escritos en sus observaciones, en vez de usar el razonamiento especulativo que caracterizó a los antiguos griegos y alquimistas. El libro fue traducido al inglés en 1912.



En 1660, Nicolás Steno (Figura 39) contribuyó notablemente al desarrollo de la cristalografía con sus estudios de los cristales de cuarzo. Observó que a pesar de las diferencias, o constitución, los ángulos entre las caras correspondientes eran constantes. En 1780, Carangeot inventó un mecanismo denominado goniómetro de contacto para medir los ángulos interfaciales de un cristal.

Gracias a la invención de un dispositivo de polarización hecha en 1828 por el escocés William Nicol, que permitió el estudio sistemático del comportamiento de la luz en las sustancias cristalinas, se logró el estudio de las propiedades ópticas de los fragmentos minerales.

Figura 39. Nicolás Steno (1638-1686)

El descubrimiento con más repercusión del siglo XX se le atribuye a Max Von Laue, de la universidad de Múnich. En 1912, en un experimento, demostró que los cristales podían difractar los rayos x. De esta forma se comprobó por primera vez la distribución ordenada y regular de los átomos en un material cristalino.

Actualmente, el campo de estudio de la mineralogía abarca áreas muy amplias que incluyen los rayos x, difracción de neutrones y de electrones, síntesis de minerales, física de cristales, evaluación de la estabilidad termodinámica de minerales, petrografía (estudio de rocas y minerales en sección delgada), petrología (el estudio de las rocas), entre otras. La petrología experimental y aspectos de metalurgia y cerámica.

1.1. Mineralogía

La mineralogía es el estudio de los minerales. Los minerales son sustancias sólidas que se forman por procesos inorgánicos. Lo que regula su estructura son las partículas (átomos, iones o moléculas) y la disposición espacial de las mismas. Una definición más precisa de mineral es la siguiente: *un mineral es un sólido homogéneo que se forma mediante un proceso inorgánico con una composición química definida y que posee un ordenamiento tridimensional y sistemático entre los iones, átomos o moléculas que lo componen*. Las propiedades más

importantes en el estudio de los minerales son las propiedades físicas y las propiedades ópticas.

1.2. Cristalografía

Cómo se menciona anteriormente, los minerales poseen una distribución interna ordenada característica del estado sólido cristalino. Cuando las condiciones son favorables, pueden estar limitados por caras planas y pulidas y adquirir formas geométricas regulares conocidas como cristales (Figura. 40). Así, un cristal se define como un sólido homogéneo que posee un orden interno tridimensional limitado por caras planas.



Figura 40. Cristales halita (NaCl)

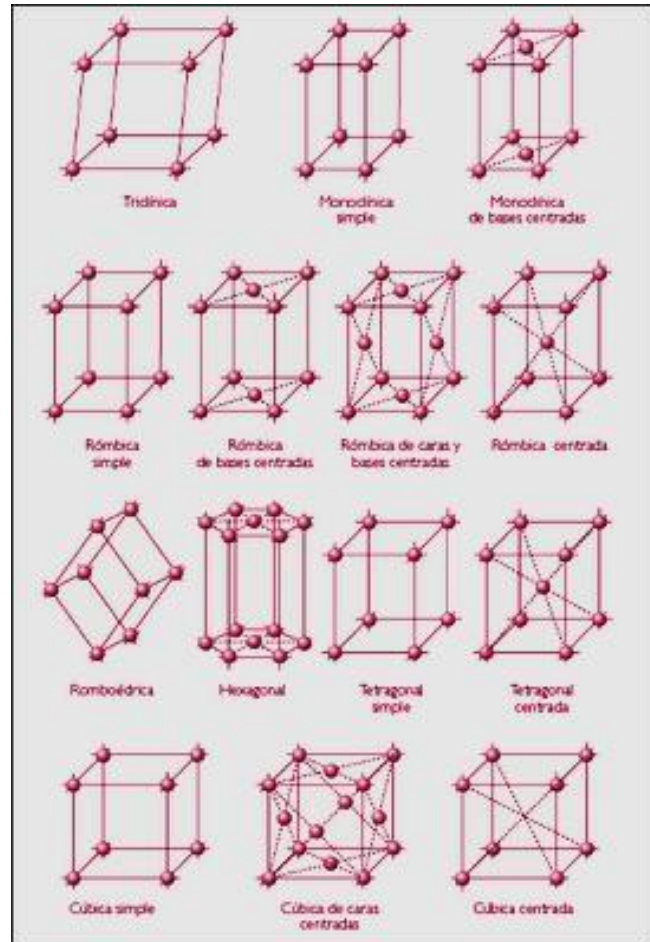


Figura 41. Las 14 redes o retículos espaciales de Bravais.

El estudio de los sólidos cristalinos y las leyes que gobiernan su crecimiento, su forma externa y estructura interna se denomina cristalografía. Los cristales presentan una simetría definida por la disposición de sus caras, lo que permite agruparlos en diferentes clases.

En 1848 el francés Auguste Bravais (1811-1863), llegó a la conclusión de que las partículas que forman un cristal se pueden distribuir especialmente de catorce formas distintas denominadas mallas o redes (Figura 41). Siete de estas redes son primitivas y en ellas las partículas se sitúan solo en los vértices del cristal; Las siete mallas restantes son múltiplos y se derivan de las siete primeras por traslaciones y compenetración de dos o más retículos primitivos.

A estos retículos primitivos se les conoce como redes de Bravais. Las redes de Bravais podrían considerarse como los ladrillos de los que se compone la materia cristalina. Estos ladrillos tienen las características de ser irrompibles.

La distribución regular de las partículas en las celdas de Bravais obedece a las posibles operaciones especiales de la geometría del cristal conocidas como operaciones de simetría o elementos de simetría. Estas operaciones son:

Rotación alrededor de un eje de simetría. Se denomina eje de simetría (Figura 42) a una línea imaginaria que atraviesa a un cristal, alrededor de la cual se rota el cristal y la cara original se repite dos o más veces en una revolución completa. De esta manera se tienen ejes de orden dos o binarios A_2 , ejes de orden tres o ternarios A_3 ejes de orden cuatro o cuaternarios A_4 y ejes de orden seis o senarios A_6 .

Reflexión sobre un plano. Se denomina plano de simetría (Figura 43) a un plano imaginario que atraviesa al cristal y lo divide en dos mitades, siendo cada mitad la imagen especular de la otra. Se denota como P.

Rotación alrededor de un eje combinado con inversión. Se denomina eje de inversión rotaria o roto inversión (Figura 44) y existe si, al pasar una línea imaginaria por el cristal y lo rotamos e invertimos este, presenta la cara original. Se denota como AP o bien como \bar{A} .

Centro de simetría (Figura 45), el cristal posee un centro de simetría si cada cara tiene otra idéntica en el lado opuesto de este centro. Se denota como C.

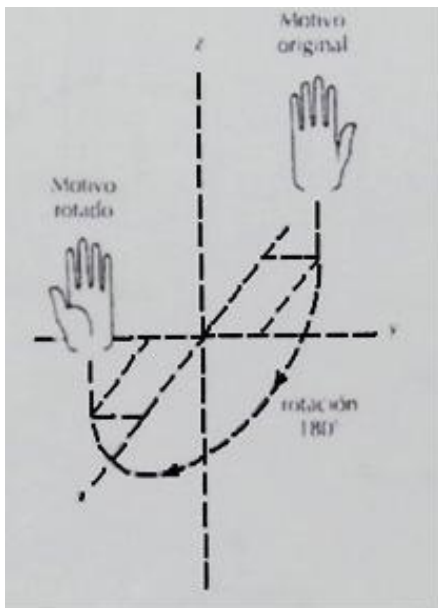


Figura 42. Rotación de un motivo a través de un ángulo de 180°

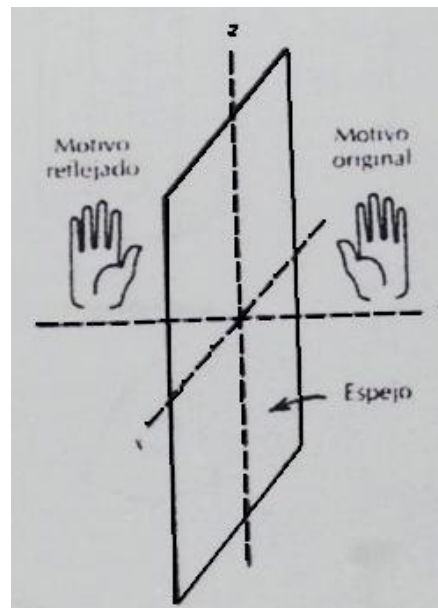


Figura 43. Motivos derecho e izquierdo relacionados por la rotación de un plano.

Figura 44. Motivos relacionados por inversión a través de un centro.

Figura 45. Motivos relacionados por una rotación de 180° y por la subsiguiente inversión, se denomina roto inversión

Las combinaciones posibles de los elementos de simetría que se acaban de describir dan origen a treinta y dos clases cristalinas distintas (grupos puntuales). Se han demostrado por consideraciones teóricas, que son todas las clases cristalinas posibles de simetría de un cristal. Estas treinta y dos clases se agrupan en siete sistemas de cristalización (Tabla 1). La

gran mayoría de los minerales cristalizan en 10 o 12 de las 32 clases cristalinas posibles, y de este modo estas son de mayor importancia para el mineralogista.

MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES

En cristalografía, el término se usa para indicar el aspecto externo general de un cristal. Así, una forma consiste en un grupo de caras cristalinas, las cuales tienen la misma relación con los elementos de simetría y exhiben las mismas propiedades físicas y químicas, pues todas tienen debajo los mismos átomos en el mismo orden geométrico. Los nombres de las 48 formas distintas recomendadas por los cristalógrafos del instituto Fedorov de Leningrado, se muestran en la Figura 46 a, b y c.

Tabla 1. Las treinta y dos clases cristalinas y sus elementos de simetría

<i>Sistema isométrico</i>	Sistema Orto-rómbico
<i>Clase Hexoctahedral. Simetría: 3A4, 4A3, 6A2, 9P.</i>	Clase Rómbico-Dipiramidal. Simetría; C, 3A2, 3P
<i>Hexahedron,</i>	Pinacoide
<i>Octahedron</i>	Prisma
<i>Dodecahedron</i>	Dipiramide
<i>Tetrahexahedron</i>	Clase Rómbico-Piramidal. Simetría: 1A2, 2P.
<i>Trapezohedron</i>	Sistema Monoclínico
<i>Trisocahedron</i>	Clase Prismática. Simetría: C, 1A2, 1P
<i>Hexoctahedron</i>	Pinacoide
<i>Clase hetetraedral. Simetría: 3A4, 4A3, 6P.</i>	Prisma
<i>Tetrahedron</i>	Clase Domática. Simetría: 1P
<i>Tristetrahedron</i>	Clase Esfenoidal. Simetría: 1A2
<i>Dodecahedron deltoide</i>	Sistema Triclínico
<i>Hextetrahedron</i>	Clase Pedial. Simetría: C.
Clase Giroidal. Simetría: 3A4, 4A3, 6A2.	Clase Pinacoidal. Simetría: C.
Giroide	Sistema Hexagonal
Clase Diploidal. Simetría: 3A2, 4A3, 3P.	Clase Dihexagonal-Dipiramidal. Simetría: C, 1A6, 6A2, 7P.
Piritohedron	Pinacoide basal
Diploid	Prisma de primer orden
Clase tetratoidal. Simetría: 3A2, 4A3.	Prisma de Segundo orden
Sistema tetragonal	Prisma dihexagonal
Clase ditetragonal-dipiramidal. Simetría: C, 1A4, 4A2, 5P.	Di pirámide de primer orden
Pinacoide basal	Di pirámide de Segundo orden
Prisma de primer orden	Dihexagonal dipiramidal
Prisma de Segundo orden	Clase Ditrigonal Dipiramidal. Simetría: 1A6, 3A2, 4P.
Prisma ditetragonal	Clase Dihexagonal Piramidal 1A6, 6P
Dipiramide de primer orden	Clase Hexagonal Dipiramidal C, 1A6, 1P
Dipiramide de Segundo orden	Clase Trigonal Dipiramidal 1A6, (1A3 + 1P)
Ditetragonal dipiramidal	Clase Hexagonal Piramidal 1A6.
Clase Tetragonal Escalenohedral. Simetría 1A4, 2A2, 2P.	Sistema trigonal
Disfenoide	
Tetragonal Escalenohedron	

Clase ditetragonal Piramidal. Simetría: $1A_4, 4P$.

Clase tetragonal-Trapezohedral. Simetría: $1A_4, 4A_2$.

Clase tetragonal Dipiramidal. Simetría: $1A_4, 1P$.

Clase tetragonal Disfenoidal. Simetría: $1A_4$.

Clase tetragonal Piramidal. Simetría: $1A_4$

Clase Rómbico-Disfenoidal. Simetría: $3A_2$.

Clase Hexagonal-Escalenoledral. Simetría: $1\bar{A}_3, 3A_2, 3P$.

Rombohedrón

Ecalenoledrón

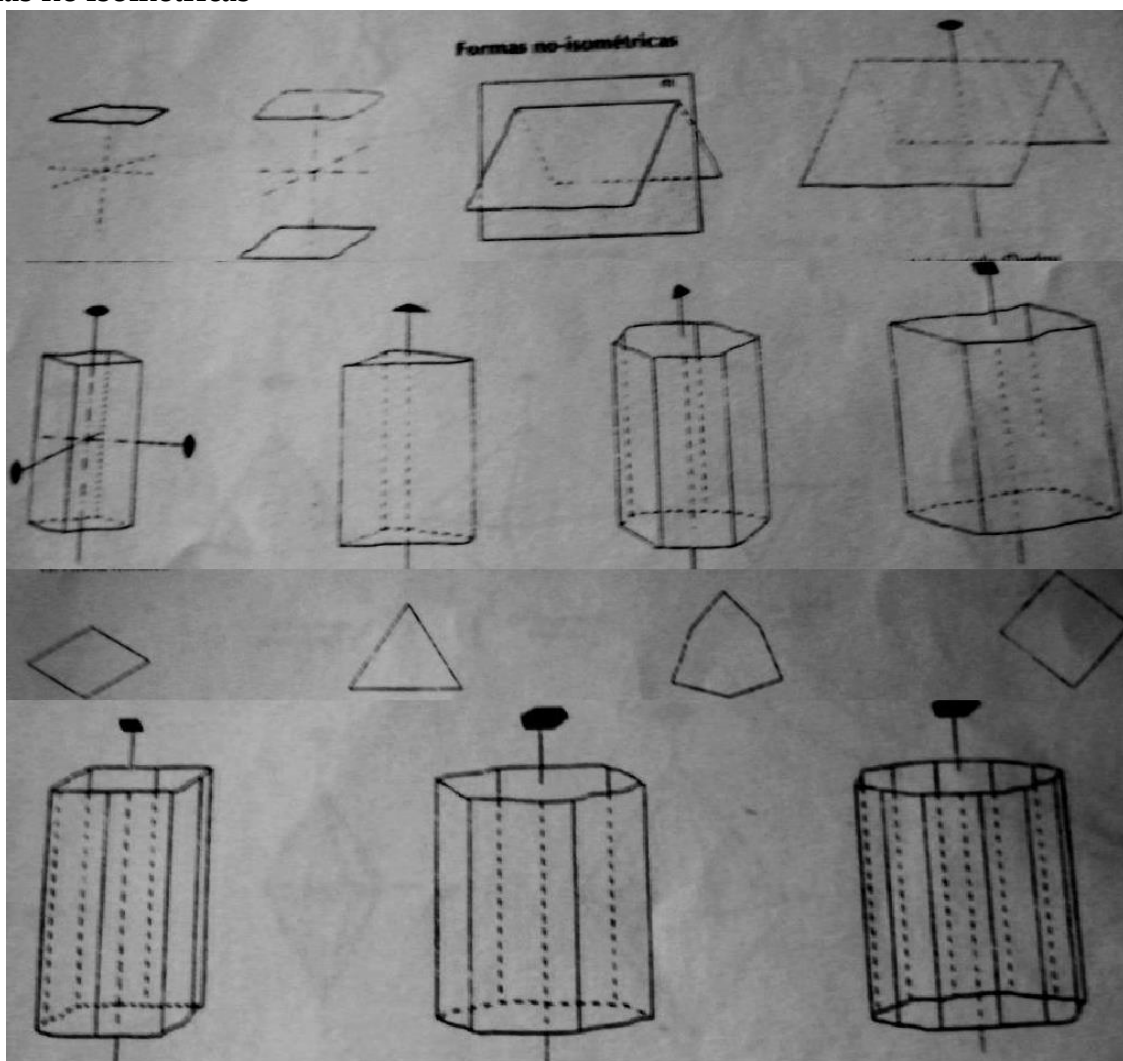
Clase Ditrígono-Piramidal. Simetría $1\bar{A}_3, 3P$.

Clase Trígono-Trapezohedral. Simetría: $1A_3, 3A_2$.

Clase Romboledral. Simetría: $1\bar{A}_3$.

Clase Trígono-Piramidal. Simetría: $1A_3$

Formas no isométricas



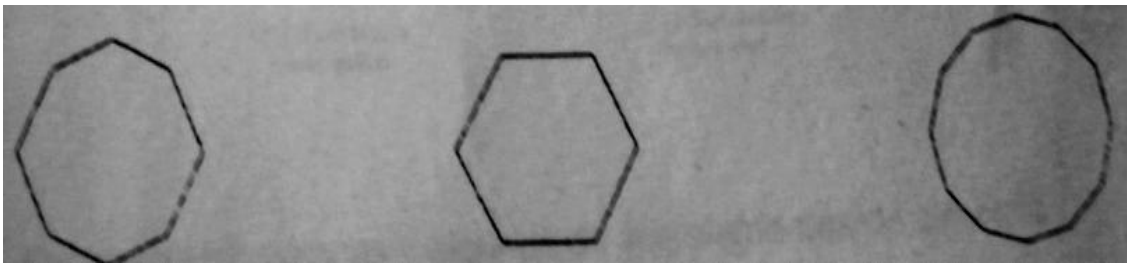


Figura 46a. Formas no isométricas y algunos de sus elementos de simetría.

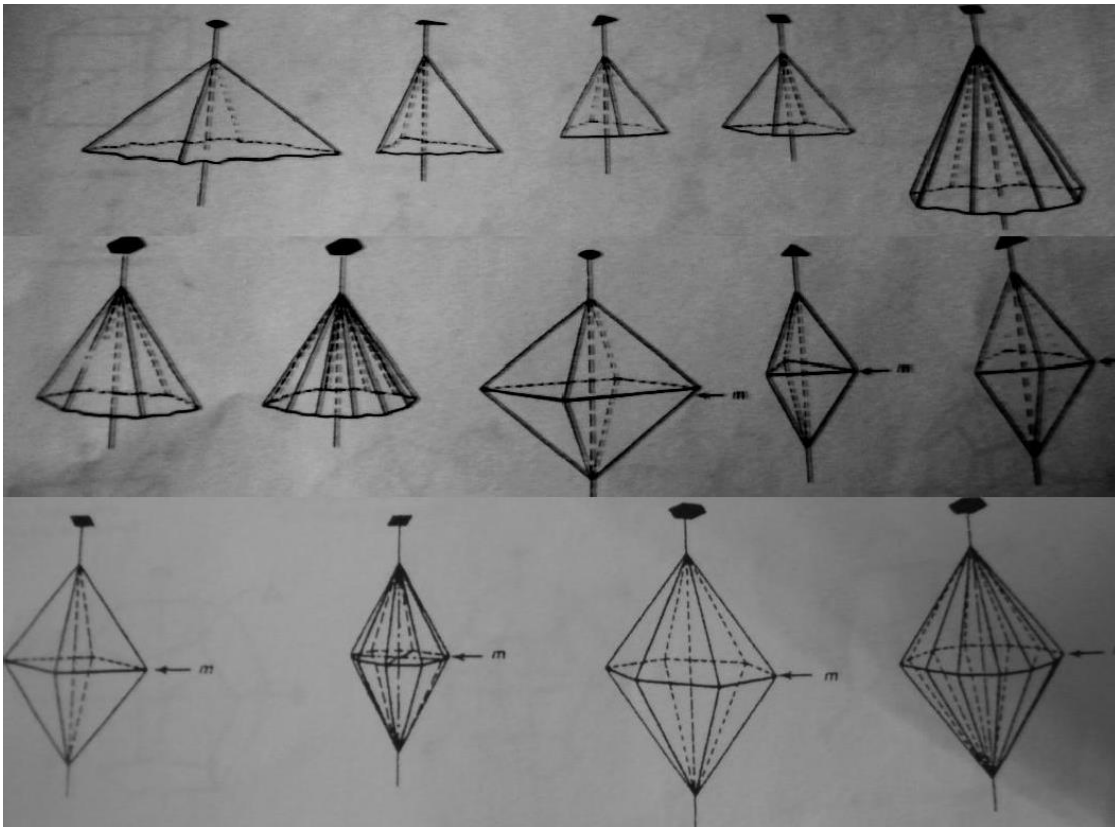


Figura 46b. Formas no isométricas y algunos de sus elementos de simetría.

OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

1. Reconocerá los diferentes sistemas de cristalización.
2. Determinará los elementos de simetrías de los cristales en modelos.
3. Identificará a que sistemas de cristalización pertenece dichos modelos.
4. Determinará las diferentes aplicaciones de la cristalografía y mineralogía en el campo de la biología.

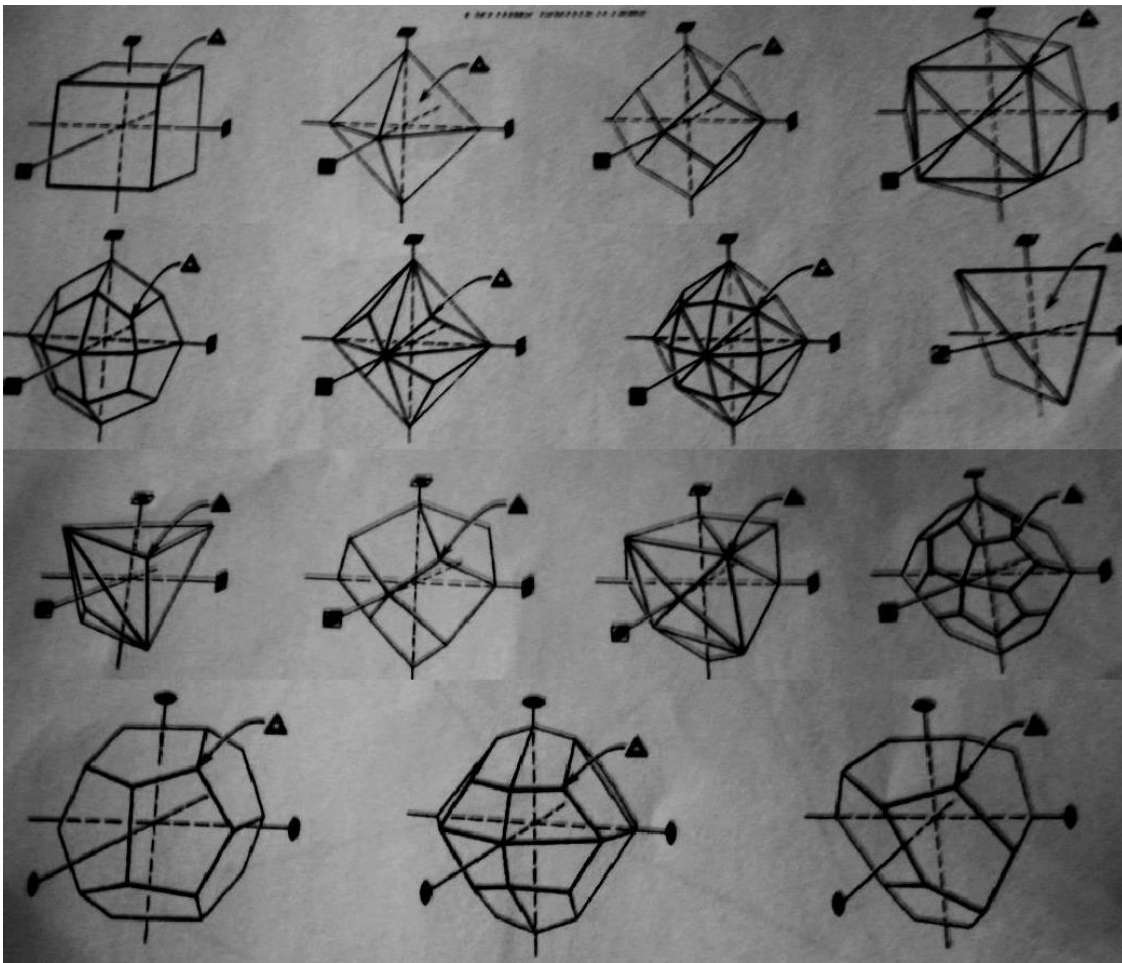


Figura 46c. Formas no isométricas y algunos de sus elementos de simetría.

DESARROLLO

Ejercicio 1. Utilizando los modelos de madera proporcionados por el profesor, obtén sus elementos de simetría.

Ejercicio 2. Compara tus resultados con la tabla de tu manual de los elementos de simetría de las treinta y dos clases cristalinas y escribe tus resultados

Ejercicio 3. Recorta y pega los modelos de cristales de papel anexos, determina sus elementos de simetría y clasifícalos.

Ejercicio 4. Investiga el nombre de las figuras de las páginas 49, 50 y 51.

Ejercicio 5. Investiga y haz una lista de las posibles utilidades de la mineralogía y la cristalografía en el campo de la biología

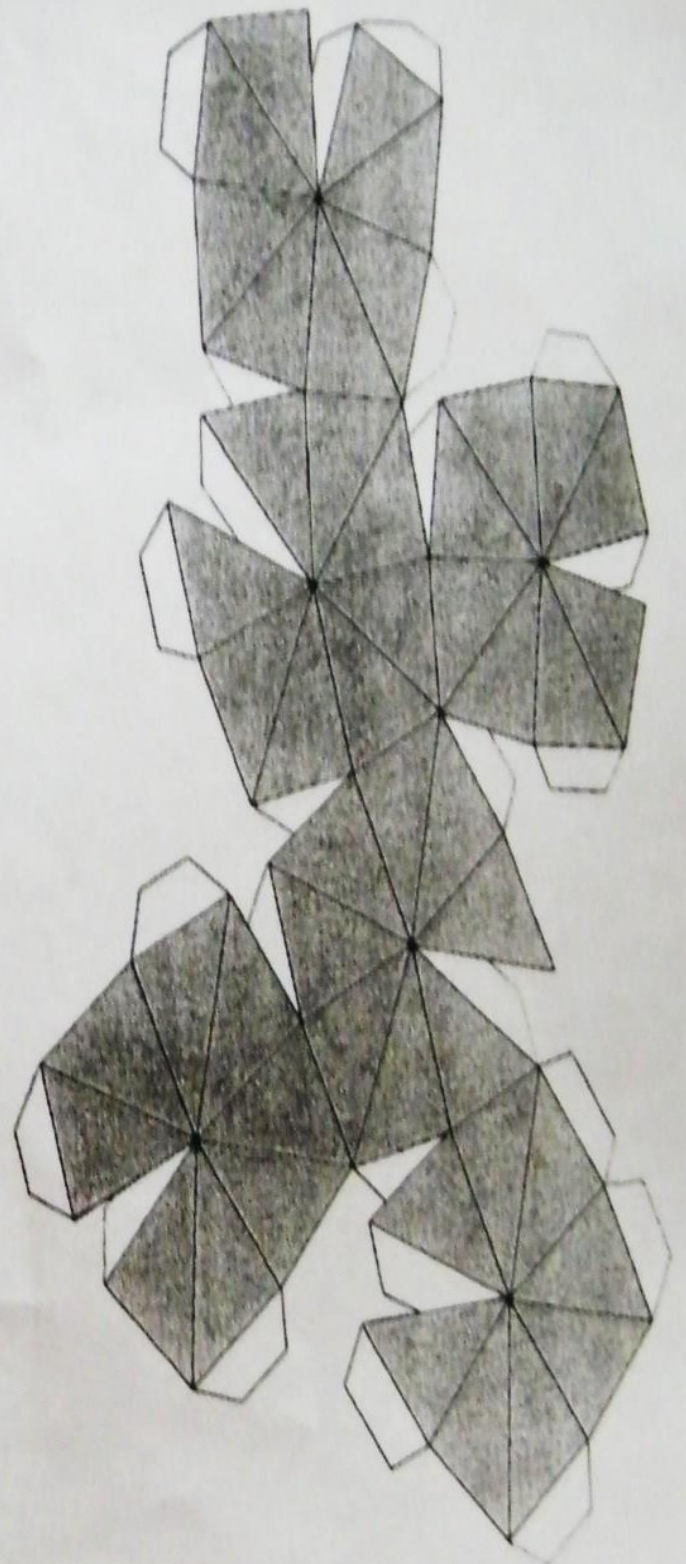
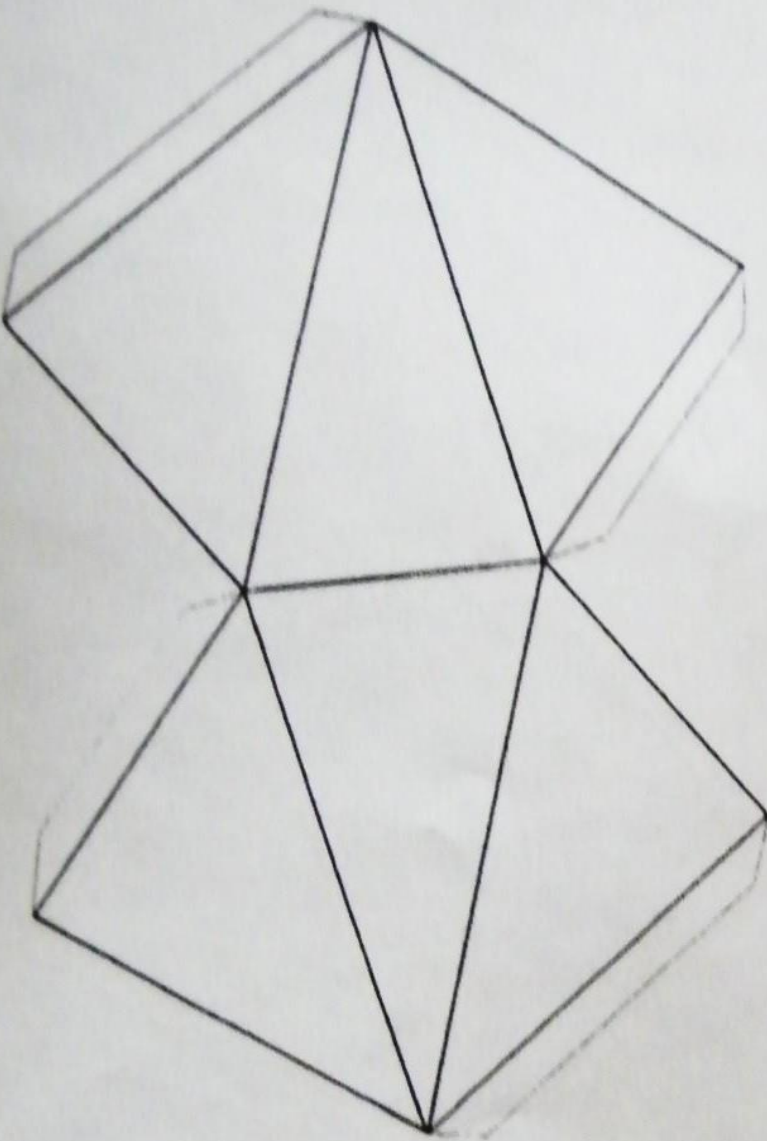
Ejercicio 6. Arma una mesa redonda con tus compañeros y discutan el por qué son importantes para la biología

CUESTIONARIO

1. Define el término mineral.
2. Define el término cristal.
3. ¿Por qué es útil clasificar los minerales en clases cristalinas?
4. ¿Nombra el nombre de algunos yacimientos de cristal en México?
5. ¿Cuál es el cristal más común en tu región?
6. ¿Cuál crees que se la relación entre la mineralogía y la biología?
7. Menciona algunas contribuciones de la mineralogía hacia la Biología
8. ¿Crees que la cristalografía seria de una buena herramienta para un biólogo?
¿Porque?

Bibliografía

Hurbut, D., 1972. Manual de Mineralogía, 2da ed., reverté, S.A., Barcelona, 600 p.
Armento, B.J, Nash, G.B, Salter, C.L y Wilson, K, K, 1992, Ecos del pasado.



Práctica No. 9
MINERALOGÍA
Parte 2. Mineralogía Determinativa

(falta agregar el desarrollo de mineralogía determinativa)

Práctica 10

LAS ROCAS ÍGNEAS

1. INTRODUCCIÓN

Con excepción de la delgada capa de agua (océanos) y la atmósfera que cubren la superficie de la corteza terrestre, nuestro planeta es básicamente una enorme roca ígnea parcialmente cubierta por una delgada capa de rocas sedimentarias

La Geología es una la ciencia que se basa en gran parte en el estudio de las rocas, particularmente a lo que se refiere a su origen en historia, las fuerzas que las afectan y los recursos que ellas proveen. De aquí se desprende otra importante rama de la geología llamada petrología que es el estudio de las rocas, de los factores que determinan su formación, de su composición ante agentes externos y de su clasificación.

Una roca ígnea es cualquier roca cristalina o vítrea que se forma por el enfriamiento de un magma. Un magma consiste de un material predominantemente fundido que contiene cantidades variables de sólidos suspendidos (cristales) y puede contener una fase gaseosa disuelta en el líquido o separada del mismo.

El magma puede enfriarse para formar una roca ígnea en la superficie de la Tierra, en este caso produce una roca volcánica o roca ígnea extrusiva; o puede enfriarse bajo la superficie de la Tierra y producir una roca plutónica o roca ígnea intrusiva.

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los acontecimientos más violentos y espectaculares de la naturaleza, son dignos de estudio más detallado, pero la mayor parte de los magmas se empiezan en profundidad. Por tanto, el conocimiento de la actividad ígnea intrusiva es tan importante como el estudio de los acontecimientos volcánicos. Además son procesos que ocurren de manera simultánea e implican los mismos materiales.

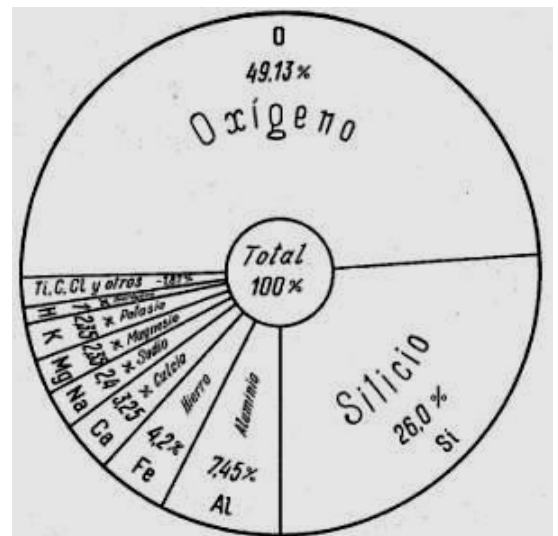


Tabla 4. abundancia de los elementos mas comunes en la corteza continental

1.1 Composición de las rocas ígneas

Una roca se define como un agregado de minerales. De los casi 4,000 minerales conocidos actualmente solo una docena de ellos son abundantes en la naturaleza. En conjunto estos pocos minerales constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre, por lo cual se clasifican como minerales formadores de rocas.

Estos minerales a su vez están constituidos básicamente por solo ocho elementos que

representan más del 98% en peso de la corteza continental (Tabla 4). Estos minerales conforman el grupo de silicatos.

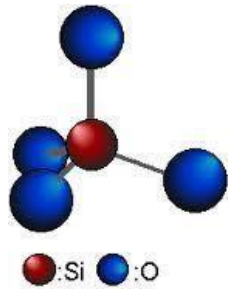


Figura 47. Tetraedro formado por un átomo de silice y cuatro de oxígeno.

El magma está compuesto principalmente de los ocho elementos que son los principales constituyentes de los silicatos. En consecuencia las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente de silicatos. Su composición mineral está determinada por la composición química del magma a partir del cual cristaliza. Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de Si-O, que es la estructura básica de los silicatos (Figura 47). Conforme el magma sigue perdiendo calor los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Los núcleos crecen lentamente conforme los iones pierden movilidad y se unen a la red cristalina.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio restante. Finalmente el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos rocas ígneas

1.2 Serie de cristalización de Bowen

A principios del siglo pasado, en un estudio de laboratorio, N.L. Bowen demostró que conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar con un determinado orden que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la figura 48, el primer mineral en cristalizar es el olivino, que es un mineral ferro magnesiano. El enfriamiento adicional genera plagioclasa rica en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente, según el diagrama. Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y evolucionarán al siguiente mineral de la secuencia. Por esta razón a esta disposición de minerales se les conoce como la serie de reacciones de Bowen. Ésta se divide en dos series:

Serie de reacción discontinua: Es la rama izquierda del diagrama y se denomina así porque cada etapa se forma un silicato con diferentes estructuras. El olivino, el primer mineral en formarse está compuesto tetraedros aislados, el piroxeno está formado por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares (Fig.49).

Serie de reacción continua: Es la rama derecha del diagrama y se denomina así porque los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones de sodio del fundido para enriquecerse progresivamente en ellos, produciendo al final plagioclasa rica en sodio sin cambiar la estructura cristalina. Al final de la cristalización se forma el feldespato potásico. Se formará moscovita en las pegmatitas y, si el magma remanente contiene exceso de sílice, se formará el cuarzo.

1.3 Clasificación de las rocas ígneas

Las rocas ígneas se clasifican por su textura, por su composición mineral y por su

composición química. **Textura*: Se refiere al aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales. La textura revela mucho sobre el ambiente en el que se formó la roca y depende de la velocidad de enfriamiento del magma, Las principales texturas son:

A - Textura afanítica: (del griego *aphanés*, oculto). Roca ígnea cuyos cristales son demasiado pequeños para distinguirlos a simple vista debido a que su enfriamiento es relativamente rápido, por lo que posee una estructura de grano muy fino.

B- Textura fanerítica: (del griego *phaneros*, visible). Roca ígnea de grano grueso lo suficiente grande para que los minerales individuales puedan identificarse a simple vista.

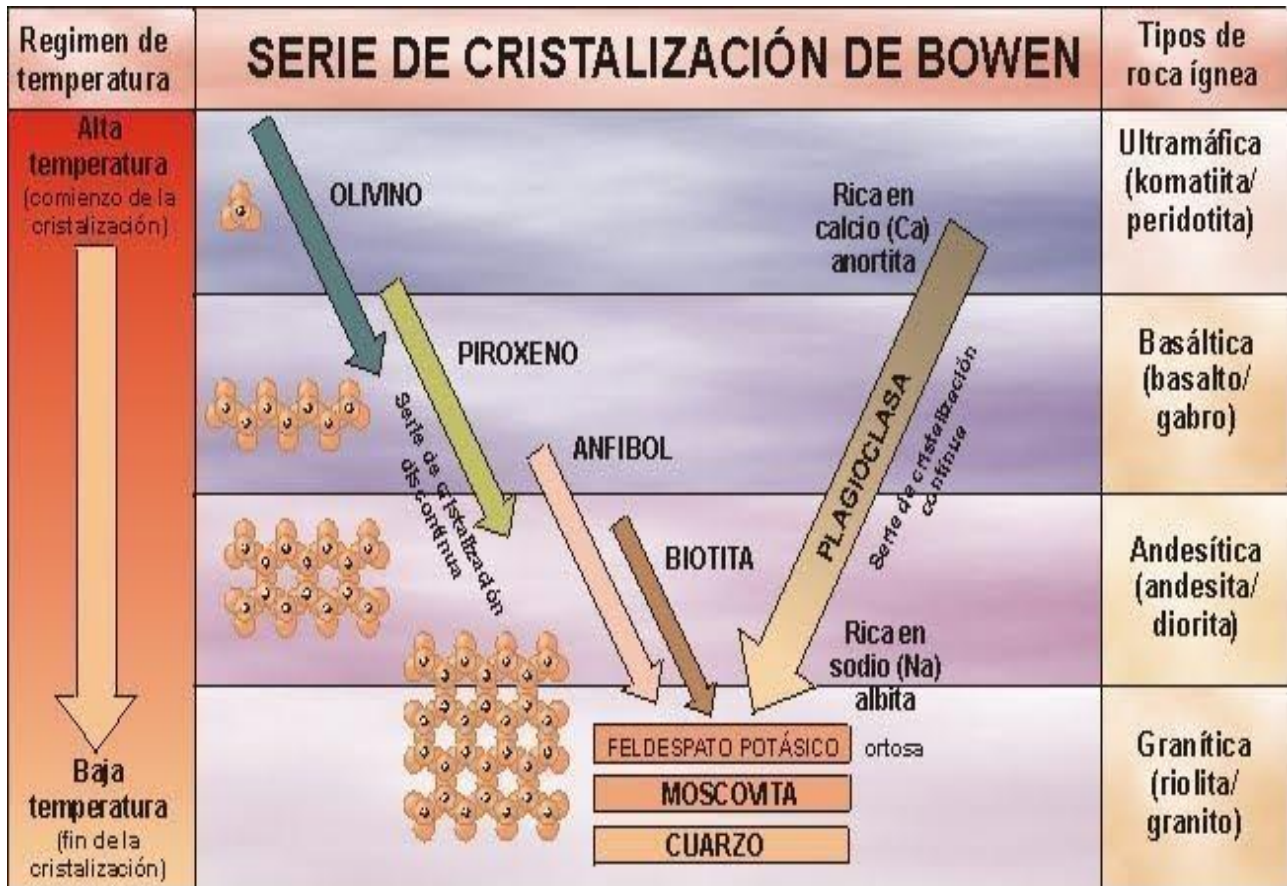


Figura 48. Diagrama de la serie de reacción de Bowen.

C- Textura Porfídica: Roca ígnea con grandes cristales embebidos en un matriz de cristales pequeños. Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan fenocristales.

D- Textura Vítreo: Se produce durante algunas erupciones volcánicas donde la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera, donde se enfría rápidamente. Los iones desordenados durante el enfriamiento rápido se congelan antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada.

E- Textura Pegmatítica: Bajo ciertas condiciones, pueden formarse rocas ígneas de grano

especialmente grueso, denominadas pegmatitas. La mayoría de las pegmatitas se forman en venas cerca de los bordes de los cuerpos magmáticos durante la última etapa de cristalización.

F- Textura Piroclástica: Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son expulsados durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas hasta grandes bloques angulosos arrancados de las paredes de la chimenea volcánica.

Composición mineralógica de las rocas ígneas

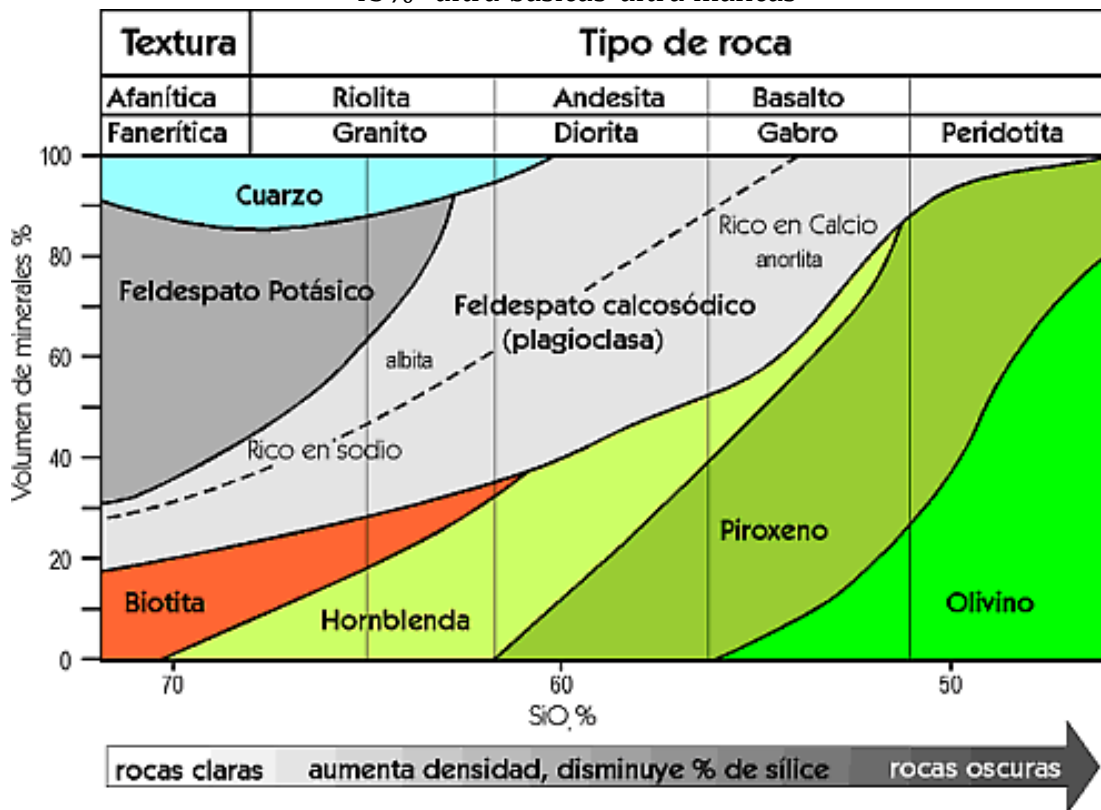
Los minerales que cristalizan en condiciones similares suelen encontrarse juntos formando parte de la misma roca ígnea. Por consiguiente, la composición mineralógica utilizada en la clasificación de las rocas ígneas se corresponden estrechamente con la serie de reacción de Bowen.

La figura 50 asocia el porcentaje en volumen de mineralogía con el tipo de roca y su textura.




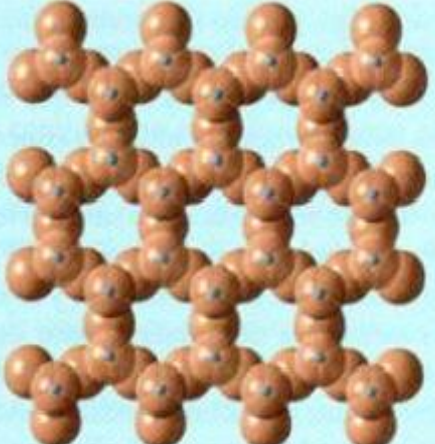

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS.

Al realizar un análisis químico de una roca ígnea, ésta se puede clasificar por su contenido de sílice (% en peso de Si) como sigue:

>66% - ácidas-félsicas; 52-66%- intermedias; 45-52%- básicas-máficas
<45%- ultra básicas-ultra máficas



Mineralogía de las rocas Ígneas más comunes. Las rocas faneríticas solidifican en zonas profundas en el interior de la Tierra. Las rocas afaníticas son volcánicas y solidifican cerca o sobre la superficie de la Tierra.

Mineral	Fórmula idealizada	Exfoliación	Estructura
Olivino	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	ninguna	Tetraedro simple 
Grupo piroxeno	$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	Dos planos en ángulos rectos	Cadenas sencillas 
Grupo anfíboles	$\text{Ca}(\text{Fe,Mg})_5\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Dos planos a 60° y 120°	Cadenas dobles 
Biotita	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Un plano	Láminas 
Moscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		Láminas
Ortosa	KAlSi_3O_8	Dos planos 90°	Redes tridimensionales 
Plagioclasa	$(\text{Ca,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$		
Cuarzo	SiO_2	Ninguna	

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

- 2.1 Confirmará que las rocas ígneas se forman por el enfriamiento del magma.
- 2.2 Conocerá la clasificación de las rocas ígneas.
- 2.3 Reconocerá la textura de diferentes rocas ígneas.

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica a cada alumno se le proporcionaran diferentes tipos de rocas ígneas. Además necesitará calculadora para resolver un sencillo problema.

4. DESARROLLO

Ejercicio 1. Identifica la textura de cada una de las rocas ígneas proporcionadas por el profesor. Describe cada roca anotando el porcentaje relativo de minerales oscuros y claros, tamaño relativo (grano grueso, medio y fino). Determina si es intrusiva o extrusiva.

Ejercicio 2. Una cámara magmática llena de roca fundida (Figura 51) se ha formado bajo la superficie de la Tierra. Con el tiempo el magma se enfrió y algunos minerales cristalizaron y se precipitaron al fondo de la cámara, dejando un líquido residual de magma sobre ellos. Este magma residual alimenta a un volcán sobre la superficie de la Tierra.

Usando los datos del contenido de sílice de la tabla 4, tu trabajo consiste en encontrar que tipo de roca es extrudida por el volcán durante el tiempo que la cámara magmática se enfría.

Tabla 4. Porcentaje de SiO₂

% SiO ₂	Roca Volcánica
45-54%	Basalto
54-62%	Andesita
62-70%	Dacita
70-78%	Riolita

El magma original se compone de los siguientes elementos:

COMPONENTE	SIMBOLO
Sílice	Si
Magnesio	Mg
Fierro	Fe
Calcio	Ca
Potasio	K
Aluminio	Al
Plata	Ag
Oro	Au
cobre	Cu

- Usando el diagrama de la figura 51, cuenta el número de cada componente en la cámara magmática y calcula su porcentaje individual del total de componentes. Anota tus resultados en la tabla 6.

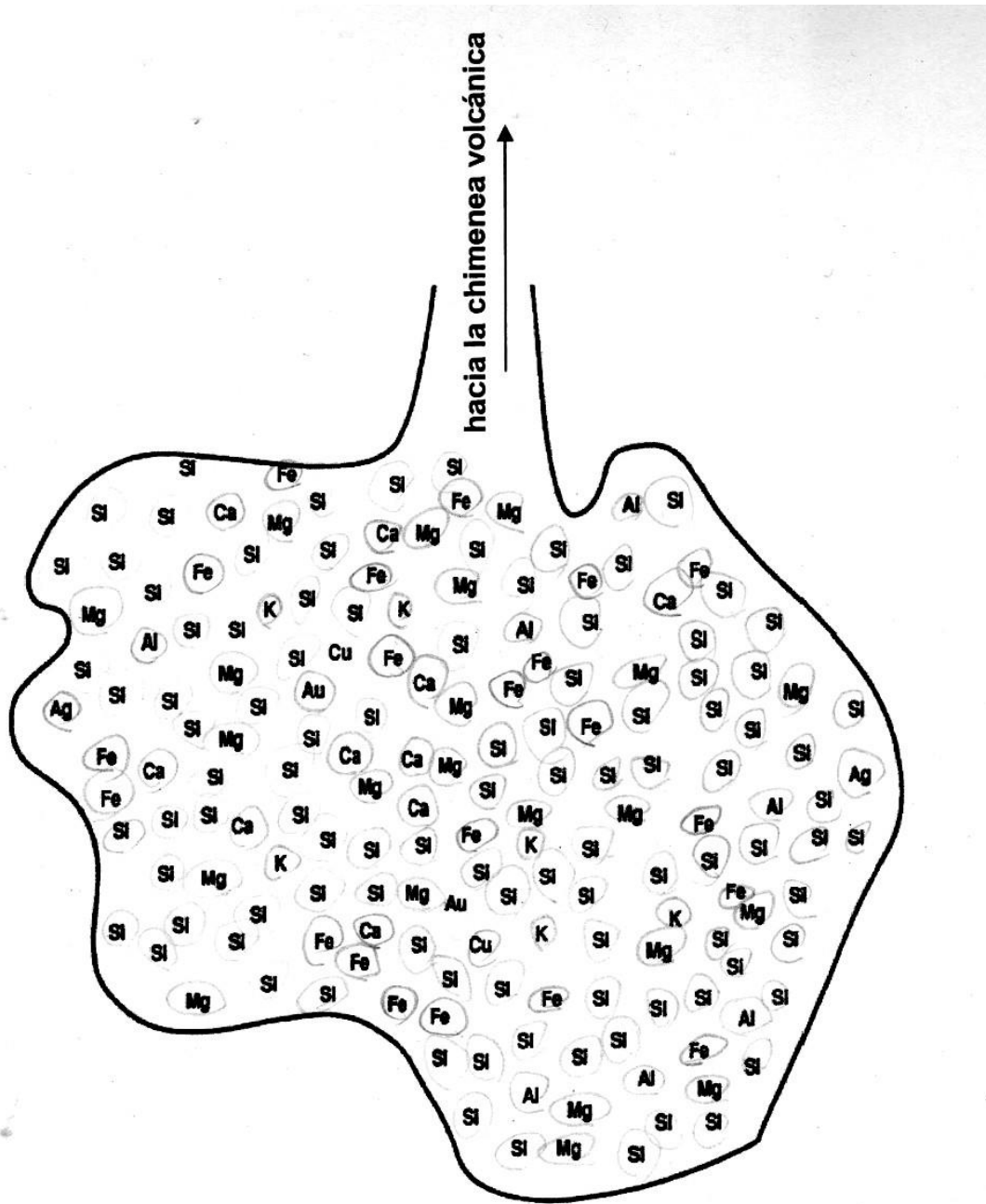


Figura 51. Cámara Magmática

Componente	Número	Porcentaje
Sílice		
Magnesio		
Fierro		
Calcio		

Potasio		
Aluminio		
Plata		
Oro		
Cobre		

2. Si el magma alimenta al volcán actualmente ¿Qué tipo de rocas volcánicas esperas que sea extrudida?

3. Define la mineralogía, textura y ocurrencia de esta roca:

5. CUESTIONARIO.

5.1. ¿Qué es el magma?

5.2. ¿Cómo se diferencia una lava de un magma?

5.3. ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?

6. BIBLIOGRAFÍA

- Guías visuales océano: Minerales y Rocas, Océano Grupo Editorial, S.A. 288 p.
- KLEIN, C. Y HURBULT, C.S., 2002. Manuel de Mineralogía, 4. ed, Ed, 378 p.
- TARBUCK, E. J . Y LUTGENS, F. K., 2001. Ciencias de la Tierra: Una Introducción a la Geología Física. Ed. Prencite Hall, 6 ed., 616 p .

LAS ROCAS SEDIMENTARIAS.

1.- INTRODUCCIÓN

La palabra sedimentaria indica la naturaleza de este tipo de rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido producido por la desintegración de rocas preexistentes, que se deposita en algún lugar a través de un fluido (agua o aire). Por esta razón las rocas sedimentarias son de origen secundario, porque han sido formadas por diferente material sedimentario.

El ataque físico y químico que sufren las rocas superficiales por los agentes atmosféricos, (meteorización), degradan el material hasta el punto de disgregarlo en una serie de partículas individuales o en iones que después son transportados a lugares distantes por diferentes agentes. En la mayoría de los casos, el agua es el agente principal de transporte, pero existen también otros agentes como el viento (transporte eólico), y la nieve (transporte glacial) y en muchos otros casos la gravedad también juega un papel importante en el transporte de sedimentos.

Los restos de esta meteorización son entonces barridos constantemente desde el lecho de la roca y depositados en los lagos, los valles de los ríos, los mares y un sinnúmero de lugares. Los granos de arena de las dunas del desierto, el lodo del fondo de un pantano, la grava del lecho de un río e incluso el polvo de nuestras casas, son ejemplos de este proceso interminable; dado que estos agentes son continuos, los sedimentos se encuentran en todas partes; de hecho, alrededor del 75% de la superficie terrestre está compuesta de rocas sedimentarias.

Conforme se acomodan las pilas de sedimento, los materiales del fondo se compactan formando una roca, o bien, los minerales disueltos se percolan entre los espacios vacíos de las partículas, y cementan el sedimento generando también una roca. A este proceso se le denomina litificación. Los cementantes más comunes son óxido de sílice, carbonato de calcio y óxido de hierro.

Una de las características más comunes de las rocas sedimentarias es su división en capas (o estratos) lo cual es resultado de la acción selectiva de los agentes de transporte. Los estratos pueden variar de color, textura, espesor y tipo de material; cuando los estratos están dispuestos en capas delgadas se denominan estratos laminados y cuando estas capas no están bien definidas se les llama estratificación masiva, como ocurre en los depósitos glaciares o en las dunas en donde la estratificación se desarrolla de manera entrecruzada.

Por su propia naturaleza, las rocas sedimentarias son excelentes indicadores de ambientes antiguos, lo que da información de los mecanismos que intervinieron en su transporte. Además, es en las rocas sedimentarias donde se han encontrado la mayor cantidad de organismos fósiles que son las herramientas vitales para el estudio del pasado geológico.

También cabe mencionar la gran importancia económica de las rocas sedimentarias. El petróleo y el gas están íntimamente relacionados a éstas rocas, además de los numerosos recursos que aportan a la actividad de la construcción.

Clasificación de las rocas sedimentarias.

- *Rocas sedimentarias clásticas o detríticas*: se forman por la acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos, que son los fragmentos sólidos derivados de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan detríticos, por lo tanto producen rocas sedimentarias detríticas. (Tabla 7)
- *Rocas sedimentarias no clásticas*: el material soluble producido en gran medida por meteorización química, se precipita por procesos orgánicos o inorgánicos. Las rocas que se forman de esta manera se denominan rocas sedimentarias de origen químico, de origen orgánico o de origen químico orgánico. (Tabla 8).

Tabla 7. Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas

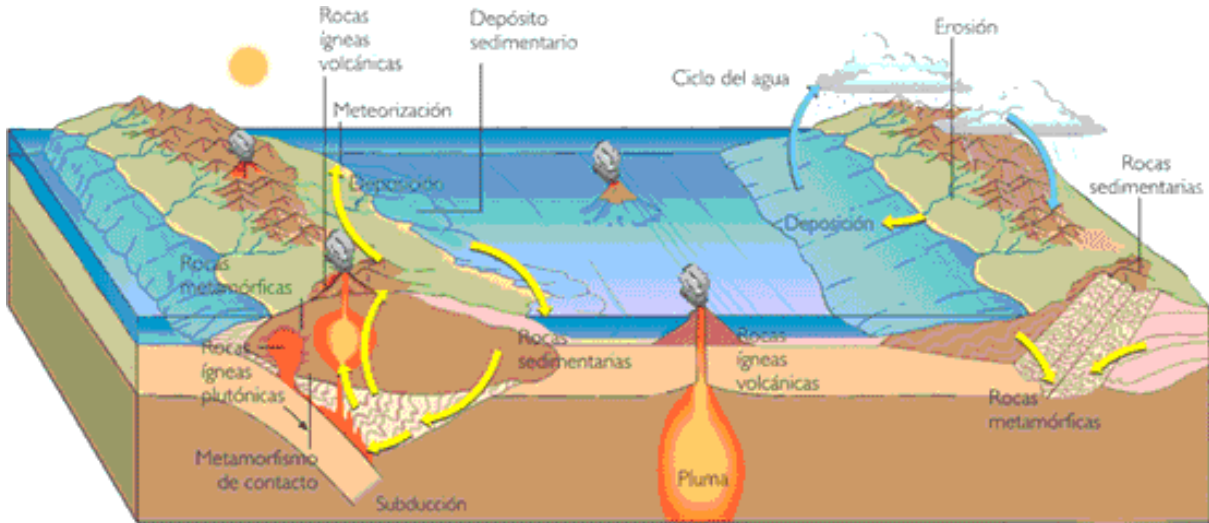
Textura	Nombre y tamaño del sedimento	Grado	Nombre de la roca	Tipo de roca
Clástica	Grava >2mm	Canto rodado Guijarro Matatena Grava	Conglomerado Brecha	Rudacea
	Arena 1/16-2 mm	Arena gruesa Arena media Arena fina	Arenisca	Arenácea
	Limo 1/256-1/16	Limo grueso Limo medio Limo fino	Limolita fisil Limolita	Argilacea
	Arcilla <1/256 mm	Arcilla gruesa Arcilla fina	Lutita fisil Lutita	Argilacea

Ambientes sedimentarios

Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos bajo condiciones especiales, (Fig. 52). Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Mediante la comprensión de las condiciones bajo las cuales se formaron las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una roca, obteniendo información sobre el origen de los clastos que las componen, el tipo y la duración de su transporte y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por descansar: es decir, el ambiente depositacional.

Los ambientes sedimentarios suelen localizarse en dos amplias regiones: ambientes continentales y ambientes marinos. La zona de la costa suele tener características de ambas, por lo que se denominan ambientes transicionales entre la Tierra y el mar.

Cada ambiente sedimentario consiste en un área donde se acumula un conjunto de sedimentos donde los organismos viven y mueren. También posee un conjunto distintivo de características que reflejan las condiciones de un ambiente en particular. Para describir ese conjunto de sedimentos se utiliza el término facies, cada facie representa una unidad sedimentaria que pasa gradualmente, en sentido lateral, a otra que se formó al mismo tiempo, pero que exhibe características diferentes.



Ambientes sedimentarios continentales, transicionales y marinos.

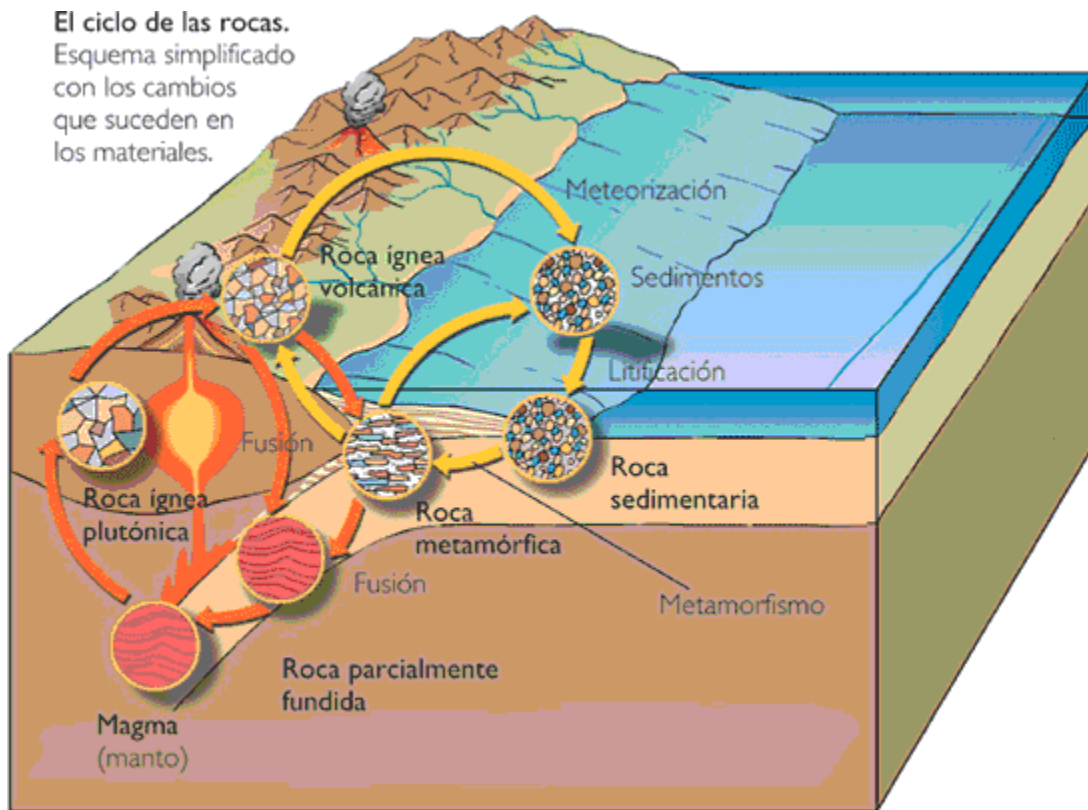


Tabla 8. Clasificación de las rocas sedimentarias no clásticas. Rocas químicas

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

2.1 Conocerá el origen de las rocas sedimentarias.

2.2 Diferenciará las diferentes texturas de las rocas sedimentarias.

2.3 Reconocerá los diferentes ambientes sedimentarios.

Tipo	Nombre	Composición	Origen
Inorgánico	Marga	Mezcla de arcilla y caliza.	Rocas asociadas a las calizas con un contenido de arcilla del 35 al 65%.
	Bauxita	Al_2O_3 $AlO(OH)$	Roca sedimentaria que constituye una mena de aluminio. Deriva de sienitas y basaltos por alteración edafológica bajo un manto vegetal; en las zonas tropicales.
	Laterita	Hidróxidos de hierro y aluminio.	Suelo rojo de las regiones tropicales húmedas bajo cubierta forestal. Pobre en sílice y rico en Hidróxido de hierro y aluminio.
	Pedernal	Cuarzo microcristalino.	Puede ser de origen biogénico, detrital, hidrogénico e hidrotermal.
	Anhidrita	$CaSO_4$	Se precipitan en las zonas de evaporitas.
	Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Se forma en zonas de evaporitas.
	Halita	$NaCl$	Sal gema, se forma en zonas de evaporitas.
Químico-orgánico	Travertino	$CaCO_3$	Caliza formada en ambiente continental.
	Creta	Roca con más del 90% de $CaCO_3$	Formada en su mayor parte por testas de cocolitos y menor cantidad de testas de foraminíferos.
	Caliza	Roca con más del 50% de $CaCO_3$	Se forman por la acumulación de esqueletos, conchas calcáreas en ambientes marinos.
Orgánico	Dolomita	Roca formada por $MgCa(CO_3)_2$	Se forman en lagunas costeras de ambientes cálidos. Se encuentran intercalados con niveles evaporíticos y arcillosos.
	Coquina	Roca de grano grueso, compuesta de fósiles de $CaCO_3$ como cementante	Se forma por la acumulación de restos de organismos calcáreos en ambientes marinos y cementados por carbonato de calcio.
	Turba	Roca con 55% de carbón.	Se forma por la precipitación de materia orgánica, principalmente musgo...
	Lignito	Roca con 70 al 75% de carbón.	Se forma por la acumulación de restos leñosos bien reconocibles.
	Carbón de piedra	Roca al 85% de carbón.	Se forma por la acumulación de restos vegetales carbonizados.
	Diatomita	Roca formada por testas de diatomea.	Se forma por la precipitación de diatomeas en zonas profundas del mar de muy baja energía.
Lutita bituminosa	Roca asfáltica.	Mezcla de hidrocarburos con arcillas, de color negro, de tacto graso y olor fétido.	

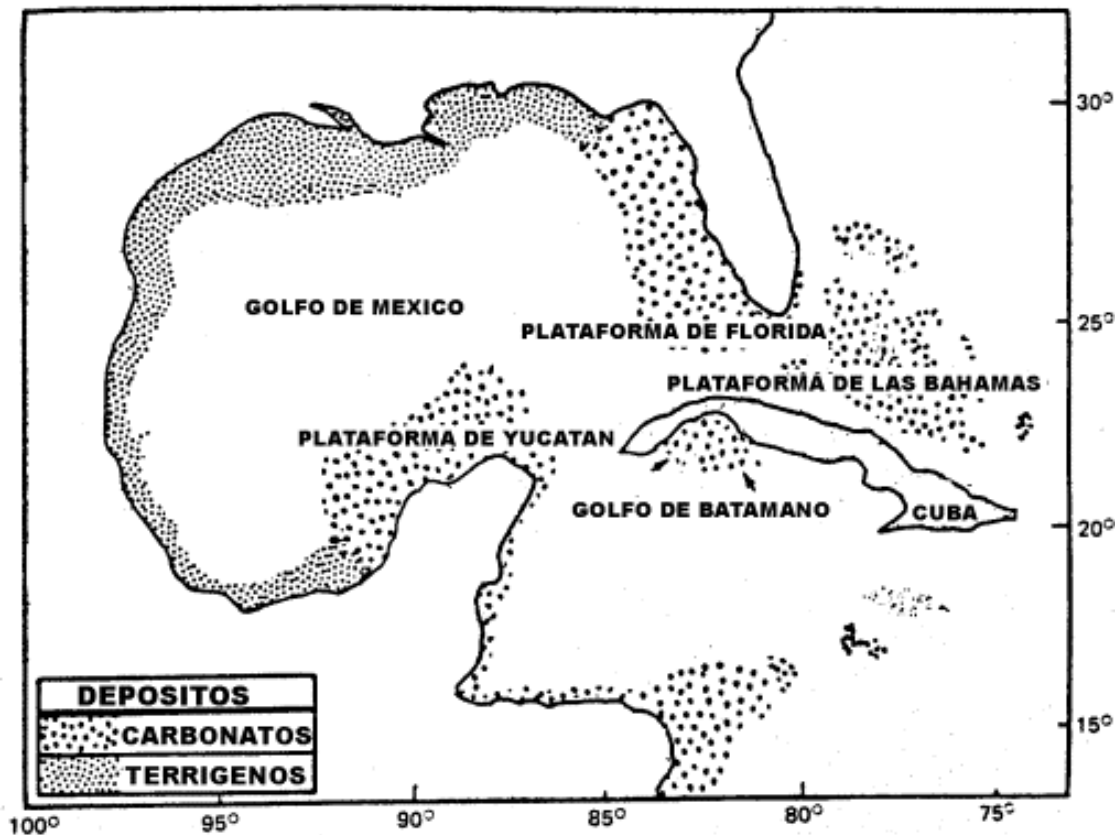
3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica a cada alumno se le proporcionarán diferentes tipos de rocas sedimentarias y ácido clorhídrico al 10%.

Ejercicio 2. El río Mississippi acarrea millones de toneladas de sedimento cada año. La figura muestra la distribución de estos y otros sedimentos en el Golfo.

Indica sobre el mapa las áreas donde tú esperarías encontrar gravas, arenas-gravas, arenas y arcillas arrojadas por el río. Explica tus razones.

Ejercicio 3. Observa las áreas en los bordes de las penínsulas de Yucatán y de Florida donde se ha precipitado carbonato. Si estos depósitos se litificaran, ¿Qué tipo de roca se podría formar?



Sedimentación clástica y biogénica en el Golfo de México.

5. BIBLIOGRAFÍA.

- Guías visuales océano: Minerales y Rocas, Océano Grupo Editorial, S.A., 288 p.
- Klein, C. y Hurlbult, C.S., 2002 Manual de Mineralogía, 4.º Ed., Ed. Reverte, 378 p.
- RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.
- TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.ª Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5.

LAS ROCAS METAMÓRFICAS

1. INTRODUCCIÓN

La palabra metamorfismo significa literalmente cambio de forma y se aplica a aquellas rocas que, al estar sometidas a condiciones diferentes a las de su formación, sufren cambios texturales y mineralógicos. Las rocas metamórficas pueden formarse a partir de rocas ígneas, sedimentarias o, incluso, de otras rocas metamórficas preexistentes. Esta transformación normalmente requiere que las rocas estén expuestas a lo largo de varios millones de años, a grandes presiones dirigidas bajo condiciones de temperatura de cientos de grados por encima de las condiciones superficiales. En respuesta a esas nuevas condiciones inestables, las rocas cambian gradualmente plegándose y fluyendo hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente. La mayoría de los cambios metamórficos ocurren a temperaturas y presiones elevadas que existen en la zona que se extiende desde unos pocos kilómetros por debajo de la superficie terrestre hasta el límite corteza-manto, fuera de nuestra observación directa (Figura 54).

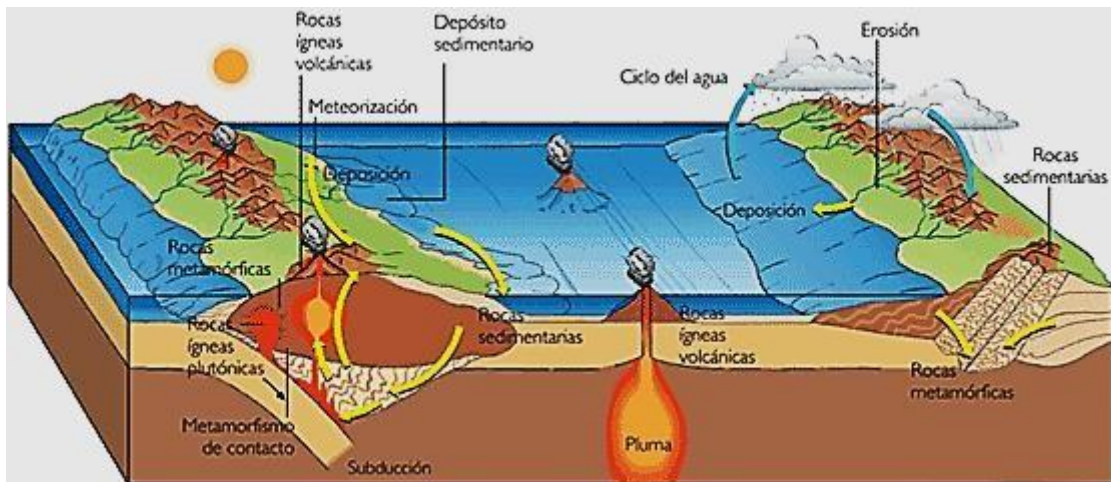


Figura 54. El ciclo de las rocas y la tectónica de placas

1.1 Factores del metamorfismo

Los factores del metamorfismo son:

- **El calor:** El gradiente geotérmico refleja el incremento de la temperatura en función de la profundidad; en promedio es de 30 °C por kilómetro. Los gradientes más elevados se dan en las zonas de actividad tectónica.
- **La presión:** La presión que soportan las rocas durante el metamorfismo puede ser de dos tipos:
 - a. **Litostática:** Se produce por el peso de roca suprayacente y se representa con el símbolo Pl. En términos físicos se expresa mediante la fórmula $Pl = dgh$, donde d es la densidad; g, la gravedad y h, la altura de la columna.

- b. Tectónica:** Es una presión dirigida que se produce en zonas de fracturas o intensa actividad de cizallamiento. Se representa con el símbolo Pt. Su acción provoca deformación y compresión de la roca y reorientación de los granos que la componen en la dirección en que se produce el esfuerzo.
- **Los fluidos químicamente activos:** La acción ejercida por los fluidos en el medio metamórfico, se representa con el símbolo Pf. Los más abundantes son el agua, el dióxido de carbono y el metano. Estos fluidos en el medio metamórfico, provienen de tres fuentes distintas:
 - a. De la propia roca: Debido a las reacciones químicas que los liberan.
 - b. Del exterior: Como consecuencia de los ciclos externos naturales.
 - c. De la desgasificación del manto.

1.2. Tipos de metamorfismo

- **Metamorfismo de Contacto:** Es un tipo de metamorfismo localizado en el contacto de una intrusión magmática que tiene un espesor variable; su ocurrencia dibuja una aureola de contacto cuyos límites son imprecisos. El factor predominante es la temperatura, por lo que a menudo se le conoce con el nombre de termometamorfismo o metamorfismo térmico. Los cambios están causados fundamentalmente por las elevadas temperaturas del metal fundido, que producen el efecto de calentar las rocas circundantes.
- **Metamorfismo Cataclástico o Dinámico:** El factor principal es la presión dirigida o tectónica y ocurre a lo largo de zonas de falla donde las rocas se deforman, se trituran y se pulverizan. Un tipo de roca formada en estas zonas son las milonitas; estas rocas evidencian un medio con presencia variable de fluidos que se percolan a través de las fracturas. Por ello afectan a las rocas que en periodos anteriores habían sufrido metamorfismo en condiciones de elevada presión y temperatura. A este tipo particular de proceso se le conoce como metamorfismo retrógrado.
- **Metamorfismo Regional:** Los factores predominantes de este tipo de metamorfismo son la presión litostática, la presión tectónica y la temperatura. Es característico de las zonas donde ocurre el choque de placas que producen grandes cadenas montañosas (orogenias). En estas zonas, grandes cantidades de rocas están sometidas a presiones dirigidas y a elevadas temperaturas asociadas con deformaciones a gran escala. El resultado final pueden ser extensas áreas de rocas metamórficas.
- **Metamorfismo de impacto:** El factor predominante en este tipo de metamorfismo es la presión de choque. Se produce al caer un meteorito sobre la superficie de la tierra, creando una aureola de metamorfismo que disminuye en intensidad al aumentar la distancia desde el punto de impacto.

1.3 Texturas de las Rocas Metamórficas

Los procesos metamórficos producen muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento

de la densidad, crecimiento de cristales más grandes, reorientación de los granos minerales en texturas laminadas o bandeadas, y la transformación de los minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son económicamente importantes. Por lo tanto, el grado de metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía.

- **Textura Foliada:** La presión provoca que los granos minerales de una roca hagan mucho más que simplemente realinearse. La presión puede hacer que ciertos minerales cristalicen fomentando el crecimiento de cristales más grandes. Por lo tanto muchas rocas metamórficas consisten de cristales más grandes. Por lo tanto muchas rocas metamórficas consisten de cristales visibles muy parecidos a las rocas ígneas de grano grueso. Los cristales visibles muy parecidos a las rocas ígneas de grano preferente proporcionando a la roca una textura en láminas o en bandas denominadas foliación. Los tipos de foliación son:
 - a. Pizarrosa
 - b. Esquistosa
 - c. Bandeado gnéisico
- **Textura no Foliada:** Las rocas metamórficas compuestas solo de un mineral cuyos cristales se caracterizan por tener un hábito equidimensional, suelen tener una foliación no apreciable a simple vista. La roca resultante tiene una textura similar a la de las rocas ígneas de grano grueso.

1.4 Tipos de Rocas Metamórficas

A. Rocas Foliadas:

- **Pizarra:** Roca foliada de grano muy fino compuesta por pequeños cristales de mica. Tiene excelente exfoliación lo que la convierte en una roca muy útil para tejados, baldosas, pizarras y tablas de billar. Se origina por el metamorfismo de bajo grado de lutitas y de cenizas volcánicas.
- **Filita:** Representa una gradación en el metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares son más grandes que los de la pizarra pero no lo suficiente para ser claramente identificables a simple vista. La filita está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita o clorita y se puede distinguir de la pizarra por su brillo satinado.
- **Esquisto:** Rocas muy foliadas que pueden romperse con facilidad en pequeñas placas o láminas. Contienen más del 20% de minerales planares y alargados que incluyen las micas moscovita y biotita, además de anfíbol. Se originan a partir de lutitas en un metamorfismo más intenso que las pizarras.
- **Gneis:** Término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas que contienen minerales alargados y granulares. En los Gneises tiene lugar una segregación de silicatos claros y oscuros, dándoles un aspecto bandeado característico, por lo que la mayoría de los

Gneises consisten en bandas alternas de zonas ricas en feldespatos blancos o rojizos y en capas de minerales ferromagnéticos.

- **Milonitas:** Roca formada en zonas de fractura, por lo que sus minerales muestran evidencias de acción mecánica, maclados alargados y fracturados.
- **Anfibolitas:** Roca derivada de basaltos que presentan un alto contenido de anfíboles y plagioclasa. Su foliación suele ser poco desarrollada o muy débil.
- **Granulitas:** Roca metamórfica de elevado grado de metamorfismo. De coloración clara con cuarzo, feldespatos, granates y en ocasiones sillimanita. Su foliación suele ser débil.
- **Skarn:** roca de composición calcosilicatada con bandeamiento mineralógico que se ha formado a partir de reacciones metasomáticas (fluido en desequilibrio químico con la roca), sobre una roca carbonatada a causa de una intrusión de una roca plutónica cercana.

B. Rocas no foliadas:

- **Cuarcita:** Roca metamórfica muy dura casi siempre formada de arenisca rica en cuarzo; es normalmente blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados, los minerales oscuros pueden colorearla de gris.
- **Mármol:** Roca cristalina de grano grueso que deriva de calizas o dolomitas. El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita; es una roca de construcción usada en los grandes edificios. El mármol blanco es apreciado por los escultores para tallar monumentos y estatuas.
- **Corneana:** Hace referencia a rocas formadas mediante metamorfismo térmico o de contacto, por lo que existe una gran variedad de corneanas.
- **Eclogitas:** Son equivalentes al basalto en condiciones de elevada presión, por lo tanto son rocas que se encuentran en las zonas profundas de la placa subducente oceánica.

Tabla 10. Rocas metamórficas comunes.

Roca Metamórfica	Textura	Roca Original
Pizarra	Foliada	Lutitas
Filita	Foliada	Lutitas
Esquisto	Foliada	Lutitas, rocas volcánicas y graníticas
Gneis	Foliada	Lutitas, rocas volcánicas y graníticas
Milonitas	Débilmente Foliada	Cualquier tipo de roca
Anfibolitas	Débilmente Foliada	Rocas volcánicas máficas
Mármol	No Foliada	Calizas y dolomitas
Cuarcita	No Foliada	Arenisca rica en cuarzo
Corneana	No Foliada	Cualquier tipo de roca de grano fino

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

- 2.1 Conocerá el origen de las rocas metamórficas.
- 2.2 Diferenciará la textura de las rocas metamórficas.
- 2.3 Determinará la textura de diferentes rocas metamórficas.

3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, a cada alumno se le proporcionarán diferentes rocas metamórficas.

4. DESARROLLO

Ejercicio 1.

Identifica las rocas metamórficas proporcionadas por el profesor guiándote con el siguiente procedimiento:

- Determina si la roca es foliada o no foliada
- Si la roca es foliada, determina el tipo de foliación
- Identifica los minerales presentes (si es posible)
- Con base en su textura y composición mineralógica, determina (si es posible), el tipo de roca original.

CONCLUSIÓN

Como se ha visto anteriormente, la morfología es aplicable en geología, pero cabe mencionar que también puede ser aplicada en algunas otras áreas, entre ellas el área de la biología. Por su parte, en biología es la disciplina encargada del estudio de la forma y estructura de un organismo o sistema. Es decir, que trata de la forma y transformaciones que presentan los seres orgánicos.

5. BIBLIOGRAFÍA

Guías visuales Océano: *Minerales y Rocas*, Océano grupo Editorial, S.A., 288p.

KLEIN, C Y HURBULT, C.S., 2002 *Manual de Mineralogía*, 4ª.ed., Ed. Reverte, 378p.

RENDÓN-MÁRQUEZ, G y ARANDA-MANTECA, FJ, *Manual de Prácticas del Laboratorio de Geología Marina*, Facultad de Ciencias Marinas, Área de Geología, UABC, Ensenada, B. C. 2007-2. 87 p.

TARBUCK, EJ y LUTGENS, FK. *Ciencias de la Tierra: una Introducción a la Geología Física*, 6.ª Ed., Ed. Prentice-Hall; Madrid. 2001. 616 p. ISBN: 84-8322-282-5.

http://www.kalipedia.com/ciencias-tierra-universo/tema/ciclo-rocas-tectonicas-placas.html?x1=20070417klpcnatun_71. Kes revisado el día 2011-02-09

Fecha Relativo

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la inmensidad del tiempo, es una de las características de la geología. Las edades geológicas relativas son establecidas con base en tres conceptos fundamentales.

- A. **El principio de horizontalidad original:** Las rocas sedimentarias, en general fueron depositadas originalmente en forma horizontal, cualquier variación de la actitud horizontal indica algún movimiento de la corteza terrestre. A esta actitud horizontal original de la mayoría de las unidades sedimentaria se le denomina: Principio de la horizontalidad original.
- B. **El principio de la superposición:** Las rocas que están arriba en una secuencia estratigráfica normal, son las más jóvenes y por consiguiente hacia abajo están las más antiguas. El segundo principio en términos de fechado relativo ha sido formulado como: Principio de superposición.
- C. **El principio de las relaciones de entre cruzamiento:** Las estructuras geológicas o cuerpos de roca que cortan a través de otros cuerpos o estructuras, son más jóvenes que las estructuras a las cuales cortan. El tercer tipo de fechado relativo es comúnmente llamado: principio de relaciones de entre cruzamiento.

Geológicamente hablando, las fallas o diques que cortan o que rompen una serie de estratos son más jóvenes que la depositación de los estratos. En algunos casos, sedimentos horizontales adicionales han sido, depositados sobre superficies de fallas antiguas, enterrándolas y proveyendo evidencia del tiempo de origen de las fallas.

2. OBJETIVOS

Como resultado de las actividades de esta práctica, el alumno:

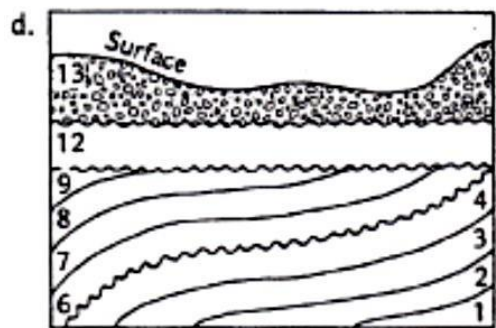
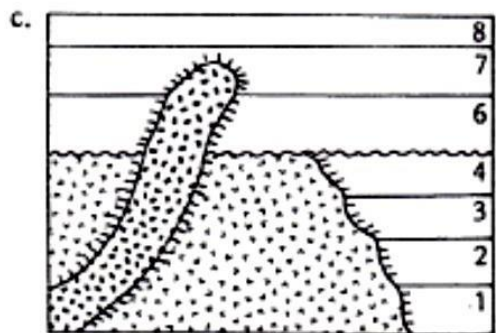
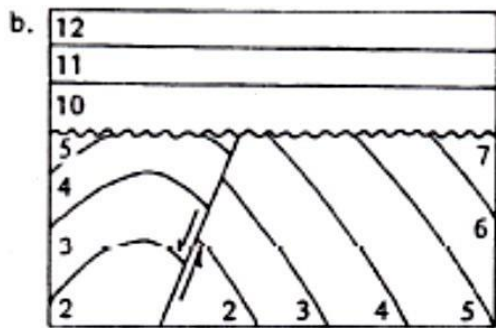
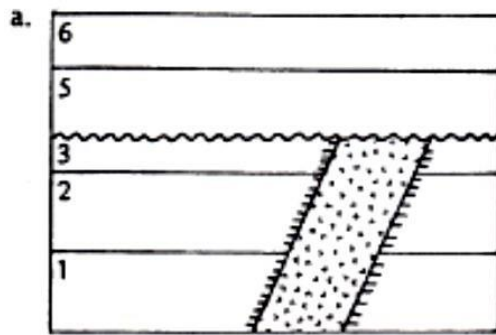
- 2.1 Conocerá los principios del fechado relativo.
- 2.2 Distinguirá diferentes eventos en una secuencia estratigráfica.

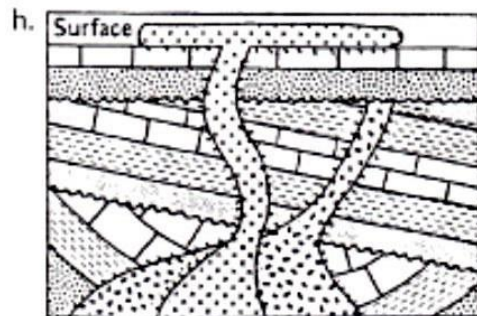
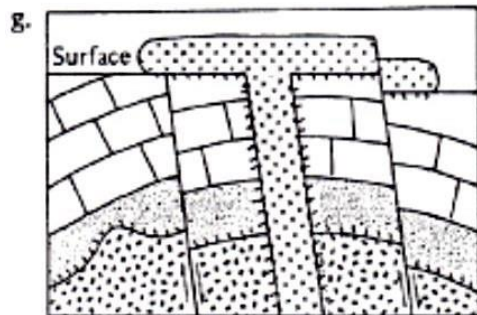
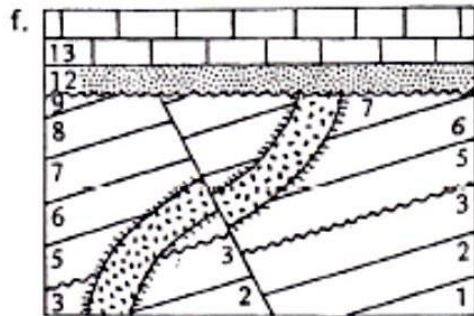
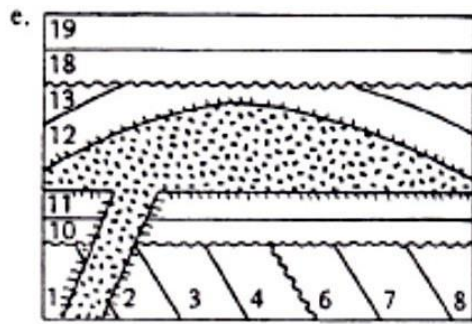
3. MATERIAL

Para la elaboración de la práctica, el alumno deberá contar con lápices de colores.

4. DESARROLLO

Ejercicio 1. Utilizando las técnicas de fechado descritas en la práctica, determina la secuencia de eventos geológicos para cada uno de los bloques de las páginas 82 y 83. Ilumina cada evento de color diferente.





Practica No. 14

Granulometría

1. INTRODUCCIÓN

(falta agregar el desarrollo de análisis granulométrico)

Practica No. 15

Edafología

1. INTRODUCCIÓN

(falta agregar el desarrollo de edafología determinativa)