UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA DEPARTAMENTO DE GEODESIA Y TOPOGRAFÍA

CATEDRA DE GEOFÍSICA

CLASES DE

GEOFÍSICA Y GEOMORFOLOGÍA

PARA ALUMNOS DE INGENIERÍA EN AGRIMENSURA

Prof. Ing. Luis A. Estrada Dr. José Sosa Gómez Mg. Ing. Roberto Corbella

Año 2012

CONTENIDO DE LA ASIGNATURA

	Páginas
TEMA 1	
Elementos de Geología: Petrografía - Estructuras Tectónicas.	3 a 11
TEMA 2	
Sismología: Terremotos - Localización de Epicentros - Interior de la Tierra.	12 a 19
TEMA 3	
Geomagnetismo: Aspectos Físicos - Campo Magnético de la Tierra - Origen.	20 a 31
TEMA 4	
Prospección Sísmica	32 a 43
TEMA 5	
Prospección Gravimétrica	44 a 52
TEMA 6	
Prospección Magnética	53 a 56
TEMA 7	
Prospección Geoeléctrica	57 a 65
TEMA 8	
Climatología: Conocimiento de la atmósfera y sus factores meteorológicos.	66 a 77
TEMA 9	
Edafología: Génesis de los suelos. Clasificación. Mapas y Cartas Edafológicas. Agent	es v
Procesos Geomórficos modeladores de la superficie terrestre. Aspectos regionales de	•
Argentina.	
	78 a 90
Bibliografía	91 a 92

ELEMENTOS DE GEOLOGÍA

INTRODUCCIÓN

La Geología es la ciencia que estudia la composición, estructura interna y los procesos de la evolución de la Tierra. La edad aproximada de la Tierra es de 4.650 millones de años (4.650 m.a.), conocida gracias a modernos métodos de datación radiométrica (desintegración de isótopos radiactivos). Puede asumirse que esta edad corresponde al enfriamiento más antiguo, y en este sentido, se ha podido establecer que la Tierra conforma un conjunto de cuerpos celestes con el resto del Sistema Solar.

Se denominan Eras a grandes lapsos de tiempo caracterizados por cambios geológicos y por la aparición y evolución del tipo de vida orgánica que existía en el planeta. La primera era que se establece es el Criptozoico o Precámbrico, que se divide a su vez en Proterozoico y Arqueozoico. La aparición de la vida, hace 2.500 millones de años, da origen al Fanerozoico o Cámbrico (con vida) que se divide en Paleozoico (antiguo), Mesozoico (intermedio) y Cenozoico (reciente).

Las eras se dividen en períodos que corresponden en general a importantes perturbaciones de la corteza terrestre, y a su vez se subdividen en unidades menores llamadas épocas.

La primera gran clasificación dividía al Cámbrico en las eras Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria. Las dos últimas se engloban hoy en la era Cenozoica y sus tiempos han pasado a considerarse períodos. El resto de períodos se denominan con el nombre de la región donde fueron reconocidas las rocas de esa edad: Jurásico, Pérmico, Devónico, Cámbrico, Silúrico y Ordovícico. En otros casos el nombre se debe a la roca más típica de ese período en una región determinada (Cretácico, Carbonífero, Triásico).

La mayor parte del petróleo descubierto está en las rocas formadas en los últimos 200 m.a.

Escala de Tiempos Geológicos

ERA	PERIODO I		EPOCA	AÑOS	FORMAS DE VIDA	
CENOZOICO	Cuaternario	{	Reciente	10,000		
		{	Pleistoceno	2,500,000	Humanóides	
	Terciario	{	Plioceno	12,000,000	Mamíferos, plantas superiores	
		{	Mioceno	26,000,000		
		{	Oligoceno	38,000,000		
		{	Eoceno	54,000,000		
		{	Paleoceno	65,000,000		
MESOZOICO	Cretácico		135,000,000			
	Jurásico		195,000,000	Dinosaurios y Aves		
Triasico			225,000,000	Dinosaurios y Mamíferos		
	Pérmico		280,000,000	Reptiles Helechos		
	Carbonífero	{	Pensylvania	320,000,000		
		{	Misisipi	345,000,000		
PALEOZOICO Devónico				395,000,000	Anfibios e Insectos	
	Silúrico		430,000,000	Plantas		
	Ordovícico		500,000,000	Peces		
	Cámbrico		570,000,000	Bivalvos		
PRECAMBRICO		700,000,000	Algas, cuerpos blandos			
		700,000,000	Organismos Unicelulares			
				2,500,000,000	Aparece la vida	
				4,650,000,000+	Formación de la Tierra	



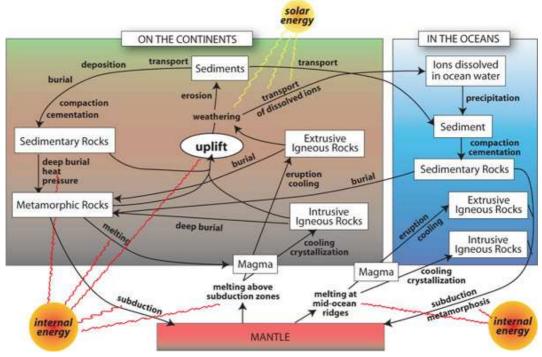
Los fósiles son parte del registro de la vida, que se preserva parcialmente por medio de diferentes procesos que se conocen como fosilización. La imagen de la izquierda muestra el molde de un trilobite, fósil guía del Ordovícico, un organismo marino de amplia distribución.



La figura de la derecha muestra la distribución de la masa continental llamada Pangea. Comparándola con la figura actual, se ven los cambios en la superficie de la Tierra, además de la evolución de la vida, la composición de la atmósfera, el aumento y disminución de los episodios volcánicos, etc.

MINERALES Y ROCAS

Se llama roca a una asociación de minerales o partículas de otras rocas de la corteza terrestre, ensambladas entre si. Por su origen, pueden quedar condicionadas a la resistencia en superficie: Las hay duras, frágiles, compactas. La Petrología trata de las rocas y su génesis. Las rocas están constituidas por minerales que son el resultado de la combinación de átomos e iones de distintos elementos. Sólo ocho de ellos Oxigeno (O), Silicio (Si), Aluminio (Al), Hierro (Fe), Magnesio (Mg), Calcio (Ca), Sodio (Na) y Potasio (K) forman la casi totalidad de las rocas terrestres, siendo el O y el Si los más abundantes.



Cuadro idealizado de los procesos geológicos de formación de las rocas: Ciclo Geológico.

Los minerales pueden presentarse en dos estados, distintos en función de la disposición de sus átomos:

Estado cristalino

Donde la materia se encuentra organizada formando una red. Sólo existe en los sólidos. Los cristales tienen forma y propiedades físicas y ópticas propias características.

Estado amorfo

Sin ordenamiento de la materia. Existe en sólidos, líquidos y vidrios (líquidos pastosos con apariencia sólida).

Las rocas pueden estar formadas tanto por varios minerales como por uno sólo, en estado cristalino o amorfo, y en su forma original o en fragmentos. Lo que caracteriza a la roca es la disposición de sus minerales, pues de ello dependen sus propiedades.

La división de las rocas respecto a su origen general es la siguiente:

Rocas Igneas

Estas rocas fueron formadas por el enfriamiento y posterior solidificación de masas de rocas fundidas conocidas como magma. Ellas están todavía siendo producidas por los volcanes activos.

Las rocas Plutónicas de grano grande como el granito y la sienita fueron formadas desde un magma muy profundo en la corteza de la Tierra, y se enfriaron muy lentamente permitiendo la formación de minerales con cristales bien desarrollados.

Las rocas volcánicas como el basalto y la riolita fueron formadas del magma que ascendió llenando grietas cercanas a la superficie, o cuando el magma fue expulsado al exterior a través de los volcanes. Entonces el enfriamiento fue muy rápido permitiendo la formación de minerales de granos finos o materiales en estado vítreo.

Como las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente de silicatos, ellas son a menudo clasificadas por su contenido de sílice, y son definidas como ácidas (granito y riolita) y básicas (gabro y basalto)

Rocas Metamórficas

Son aquellas cuya composición y textura han sido modificadas a profundidades de la corteza de la Tierra. Los factores físicos que controlan los procesos metamórficos son la Presión y la Temperatura. El metamorfismo termodinámico, o regional, se refiere a aquellas rocas donde tanto el calor como la presión le han producido cambios. Cuando estos cambios son solo provocados por el calor se le llama metamorfismo térmico o de contacto, y se supone que es producido por una intrusión magmática.

El metamorfismo ocurre para todo tipo de rocas, incluso las mismas metamórficas. Por ejemplo, la lutita es metamorfizada como una pizarra en un ambiente de baja temperatura, pero si hay altas temperaturas, las arcillas se recristalizan como mica y las lutitas (rocas sedimentarias) como filitas. A más altas temperaturas y presiones, las lutitas se recristalizan formando esquistos o gneis, rocas en las cuales el alineamiento de las escamas de mica producen una textura laminada llamada foliación.

Entre las rocas metamórficas no foliadas, la cuarcita y el mármol son las más comunes. La cuarcita es una roca dura y de color suave, en la cual los granos de arena de una roca sedimentaria han sido recristalizados formando granos de cuarzo.

El mármol es una roca más blanda, frágil y colorida, en la cual la dolomita y la calcita han sido totalmente recristalizadas.

Rocas Sedimentarias

Son los restos de otros tipos de rocas que tuvieron lentos procesos de erosión y fueron luego transportados por el agua, el viento o el hielo a lugares más bajos, lagos o mares, donde se depositaron. Cuando las partículas de la erosión son transportadas, los granos se desgastan, redondean y agrupan de acuerdo a su tamaño según la energía que los afecte. En el mar se asientan en el fondo en la forma de un barro arenoso. Después se endurecen y forman las rocas sedimentarias. Durante este proceso es que quedan atrapados materiales orgánicos que luego dan lugar a la formación de petróleo o gas.

También se les llama rocas exógenas y endógenas, según sean formadas en la superficie terrestre o en el interior de la corteza.

Cuando se depositan en el lecho marino contienen abundante carbonato de calcio por las algas, corales y conchas que forman luego las calizas, rocas compuestas principalmente de calcita. Una variedad importante de estas son las dolomitas, donde el mineral básico es el carbonato de calcio y magnesio. La evaporación intensa del agua da lugar a las rocas conocidas como evaporitas, que pueden alcanzar espesores considerables e incluyen la anhidrita (sulfato de calcio), el yeso (sulfato de calcio hidratado), las rocas de sal (cloruro de sodio) y eventualmente las rocas de potasio.

Las cuencas sedimentarias son depresiones de la superficie terrestre que hace cientos de millones de años fueron rellenadas por material erosionado.

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

La actividad dinámica de la Tierra formó diferentes tipos de estructuras geológicas. Las más frecuentes son las Diaclasas, las Fallas y los Pliegues.

Diaclasas

Son fracturas que se presentan en todos los tipos de rocas, sin desplazamiento entre las caras enfrentadas, tanto al nivel de la superficie como a profundidades someras, y tienen dimensiones que se extienden desde algunos milímetros hasta unos pocos metros. Son fisuras debidas al enfriamiento del magma, grietas por la desecación de barros o fisuras por tensión por deslizamiento gravitacional en taludes. Algunas veces están rellenas con calcita u otros minerales.

Son las estructuras más comunes, que significan un problema para la construcción de caminos de montaña, pero son importantes para almacenar o dejar escurrir agua de infiltración o recarga.

Fallas

Son fracturas que se presentan en las rocas, a lo largo de las cuales ha tenido lugar un movimiento o desplazamiento. Este movimiento produce un plano o zona de falla, que puede alcanzar un ancho que va desde milímetros hasta unos cientos de metros. Los movimientos o desplazamientos (salto) pueden ser de milímetros o de kilómetros y producen algunas estructuras o rocas llamadas estrías, brechas de falla y diaclasas plumosas. Según la dirección del desplazamiento se pueden distinguir dos grandes grupos de fallas Este tipo de ruptura de la corteza es frágil y tiene lugar en niveles superficiales hay otras deformaciones en profundidades entre los 8 y 12 km que las rocas se deforman sin cortarse.

1 - Fallas con desplazamiento vertical.

Son aquellas donde el movimiento es fundamentalmente vertical y paralelo al buzamiento o inclinación de la superficie de la falla. Este tipo de movimiento puede producir pequeños saltos denominados escarpes de falla.

Las <u>Fallas normales</u> o gravitacionales son aquellas fallas en las que el bloque de techo (el que cabalga sobre el otro llamado muro) se desplaza hacia abajo. Esta deformación provoca un alargamiento de la corteza. Ejemplos:

- 1) <u>Graben</u>, Fosas Tectónicas o Rift, cuando un bloque de roca limitado por fallas normales se hunde a medida que las rocas muro se separan y
- 2) <u>Horst</u> o Macizos Tectónicos cuando el bloque de roca limitado por fallas normales se levanta a medida que las rocas muro se separan.

Las <u>Fallas Inversas</u> ocurren cuando el bloque de techo se desplaza hacia arriba esta deformación provoca un acortamiento de la corteza y la extensión es vertical (estas estructuras se encuentran en las zonas de las cadenas orogénicas como los Andes. Sobre el margen oriental de la sierra de San Javier corre una falla inversa).

2 – Fallas de planos subverticales o de Rumbo

Son aquellas originadas en un desplazamiento horizontal. Un ejemplo de este tipo es la falla del Tigre en San Juan o de San Andrés en California o del Toro en Salta. Las fallas poseen siempre un movimiento relativo entre un lado y el adyacente al plano de la falla.



Sistema de fallas normales en sedimentos muy finos.



Falla de rumbo donde fluye petróleo, Cuenca del Golfo

Pliegues

Los pliegues son ondulaciones o inflexiones que presentan las capas sedimentarias cuando son sacadas de su posición natural, la horizontal, por los agentes orogénicos o fuerzas que generan deformaciones plásticas en las rocas. También ocurren en las rocas metamórficas y en rocas ígneas. Los pliegues constan de los siguientes elementos:

<u>Charnela</u>: Es la línea que une los puntos de máxima o mínima altura en cada capa, es decir, representa la máxima curvatura del pliegue, donde los estratos cambian el buzamiento. Un pliegue puede tener más de una charnela o ninguna (el pliegue es un semicírculo).

<u>Plano axial</u>: Es aquel que une las charnelas de todas las capas de un pliegue, es decir, el que divide al pliegue tan simétricamente como sea posible.

Eje axial: es la línea que forma la intersección del plano axial con la charnela.

<u>Flanco</u>: Corresponde a los planos inclinados que forman las capas, o sea, los laterales del pliegue, situados a uno y otro lado de la charnela.

Cresta: Es la línea que une los puntos más altos de un pliegue.

Valle: es la línea que une los puntos más bajos de un pliegue.

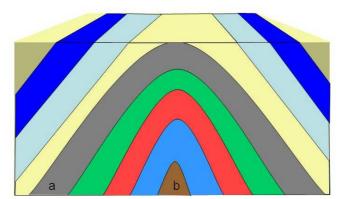
Núcleo: Es la parte más interna de un pliegue.

<u>Dirección</u>: Es el ángulo que forma la línea de intersección del estrato con el plano horizontal, tomado con respecto del polo norte magnético.

<u>Buzamiento o Inclinación</u>: Es el ángulo que forma el plano del estrato con la horizontal. Existen diferentes tipos de pliegues según la edad de los estratos envolventes:

Los <u>Pliegues anticlinales</u> se forman cuando los estratos más nuevos (a) envuelven a los más antiguos (b). Presentan la parte convexa hacia arriba y tienen el aspecto de una bóveda. Los flancos se inclinan en sentido divergente y los estratos más antiguos están en el núcleo.

Los <u>Pliegues sinclinales</u> se forman cuando los estratos más antiguos envuelven a los más jóvenes. Sus flancos forman una U característica y tienen la convexidad hacia el interior de la Tierra, tomando una forma de cuenca o cubeta. Los flancos se inclinan en sentido convergente y los estratos más jóvenes están en el núcleo.



Anticlinal

Según la orientación que presenten:
Los <u>Pliegues simétricos</u> y los <u>asimétricos</u> son aquellos cuyos flancos a ambos lados del plano axial divergen según un ángulo igual o diferente respectivamente. Pueden ser anticlinales o sinclinales.

También pueden estar <u>volcados</u> y acostados.

Si bien la geología analiza los

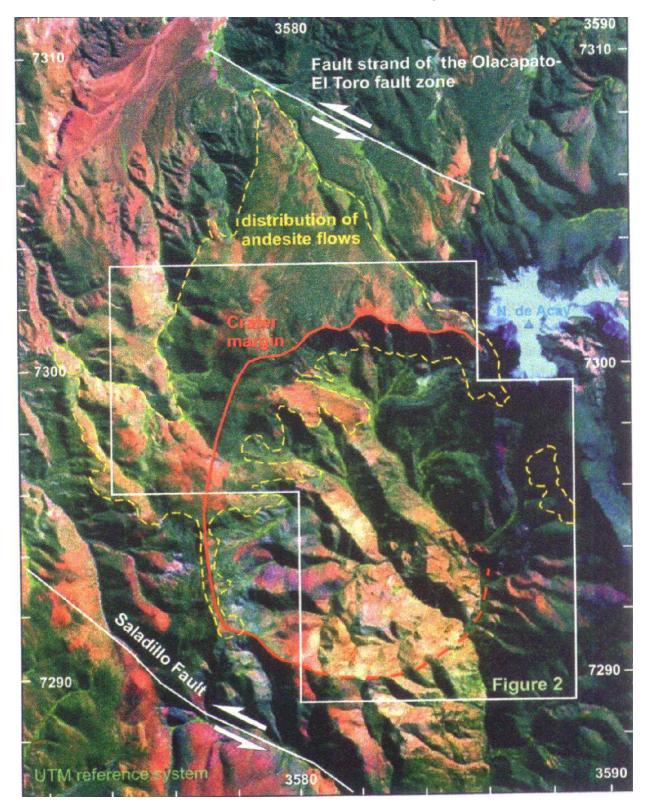
pliegues y las fallas como estructuras independientes, en la realidad se presentan asociados generando geometrías conjuntas donde los pliegues se forman por propagación de las fallas o por flexuras de las mismas.

Los pliegues se encuentran en cualquier tipo de roca, en las ígneas con formas irregulares llamadas ptigmáticos, en las metamórficas con formas de crestas agudas llamadas chevron y en las sedimentarias con una mayor variedad de formas.

Las zonas de fallas, modifican las condiciones petrofísicas de las rocas y por ello son de interés de estudios en la industria petrolera, además son canales de migración de fluidos.



La siguiente imagen es una representación del límite entre la Puna y la Cordillera Oriental en la que se observa la estructura de una caldera volcánica y la conformación de fallas de desplazamiento de rumbo del sistema Olacapato-Toro, Salta, Argentina.



SISMOLOGÍA

INTRODUCCIÓN

La sismología es la ciencia que estudia los terremotos y los fenómenos asociados con ellos. En sus inicios, era una mera ciencia observacional, hasta que en el último Siglo tuvo un gran avance por el desarrollo tecnológico alcanzado. Este desarrollo se ve hoy en la exploración sísmica para el petróleo, la evaluación del riesgo sísmico, la planificación en el uso del suelo, incluyendo la localización segura de plantas de energía nuclear, grandes presas, puentes, etc. El simple mecanismo de los primeros sismógrafos, instrumentos que registran los terremotos, ha evolucionado hasta los delicados y sensibles instrumentos de registro digital que hoy tenemos en la actualidad.

En los últimos cientos de años, más de 300 millones de personas han muerto por los terremotos, y muchos millones más han perdido sus hogares, tierras y economía en general. El riesgo latente de un terremoto ha motivado a los científicos e ingenieros a estudiar el tema. Con todo, los terremotos son además de una fuente de destrucción, una importante herramienta para conocer el interior de la Tierra.

Terremotos

Son movimientos repentinos y transitorios del suelo, que se originan en algún lugar y se propagan en todas las direcciones. Es de destacar que el término proviene del latín y significa movimiento de tierra sin distinguir si es pequeño o grande. Lo mismo ocurre con el termino earthquake en inglés. Desde el punto de vista científico, un terremoto es una liberación repentina de energía acumulada durante mucho tiempo y proviene de tensiones y esfuerzos en la parte superior de la Tierra.

Microsismos

Son pequeñas vibraciones del suelo que no tienen principio ni fin bien definido. Es decir que aparecen débilmente, se incrementan en amplitud, pueden durar bastante tiempo y desaparecen gradualmente, contrastando con lo repentino y pasajero de un terremoto. Las principales causas de los microsismos son el viento que mueve los árboles o edificios, las olas rompientes en zonas costeras, el paso de vehículos o trenes y el funcionamiento de industrias pesadas o mineras.

Origen

Para un mejor entendimiento de los terremotos se los suele diferenciar por su origen, es decir: Naturales y Hechos por el Hombre. Los primeros se clasifican según su origen Tectónico, Volcánico o de Impacto. Los segundos según sean controlados (explosiones o ruido cultural) o inducidos o gatillos (embalses de agua, minería o reinyección de fluidos).

Foco o Hipocentro y Epicentro

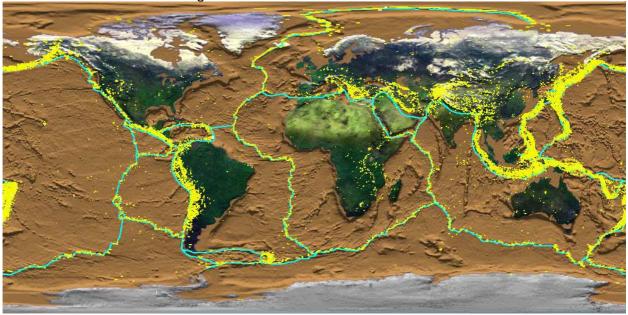
La gran mayoría de los sismos son de origen tectónico y por lo tanto ocurren cuando una roca se fractura. Teóricamente, y por razones prácticas, se considera que esta ocurre en un punto al que se llama Foco o Hipocentro. A los fines de la información general se define el Epicentro, que es la proyección vertical del hipocentro en la superficie de la Tierra.

Donde ocurren

La respuesta a este interrogante es dado por la <u>Tectónica de Placas</u>. Esta es una teoría que se origina en el hecho que la parte superior de la Tierra está dividida en dos capas de diferentes propiedades. La superior es una capa rígida de unos 100 km de espesor bajo los continentes y de unos 50 km bajo los océanos. La inferior se extiende hasta unos 700 km de profundidad y en ella, particularmente en los primeros 100 km, las rocas son menos rígidas, es decir más deformables que las anteriores.

La capa superior rígida está rota en una docena de grandes placas de forma irregular, no coincidentes con los continentes, y en un gran número de placas secundarias de menor tamaño. Estas placas flotan y se desplazan en un complejo itinerario, con una velocidad de unos 2 a 10 cm por año sobre las blandas rocas de la capa inferior, como balsas en un lago.

Increíblemente, la idea del vagabundeo de las placas fue originalmente propuesta en 1912 por el científico alemán Alfred Wegener.



Distribución global de las Placas Litosféricas y de los Epicentros de Terremotos.

Los bordes de las placas son clasificados en tres categorías: <u>Fosas</u> donde las placas convergen o colisionan, <u>Dorsales o zonas de distensión</u> donde las placas divergen, y <u>Fallas transformantes</u> donde las placas se mueven lateralmente. Las fosas son también zonas de destrucción de las placas. Cuando dos placas convergen, una generalmente se dobla hacia abajo y desciende dentro de la capa blanda y caliente, proceso que se conoce como <u>Subducción</u>. La placa que desciende, también llamada <u>Placa de Wadati-Benioff</u>, es asimilada en el Manto a los 700 km de profundidad, en el límite interno de la capa inferior.

Los focos de los terremotos en una zona de subducción definen la Placa de Wadati-Benioff. Las Dorsales también son bordes de generación de terremotos. Por la grieta donde dos placas divergen está constantemente ascendiendo material del Manto. Resulta obvio entonces, aún desde un proceso de tectónica de placas simplificado, que la mayor acumulación de tensiones tiene lugar en rocas a lo largo de los bordes de las placas y a distintas profundidades.

La deformación (por tensión y compresión) y la fricción entre placas que colisionan, y el alto gradiente de temperatura en la placa que subduce, contribuyen a la generación de dichas tensiones. Cuando estas exceden la resistencia elástica de la roca, esta se fractura a lo largo de un plano de debilidad, <u>Plano de Falla</u>, y nace un terremoto. La roca se desplaza a una nueva posición y se libera parcial o totalmente energía sísmica. La fractura de la roca generalmente comienza en un punto cercano a un borde del plano de la falla, y se propaga a lo largo de ese plano a una velocidad no menor de los 3 km/seg.

De la descripción anterior surge que la mayoría de los terremotos son generados en un estrecho cinturón formado por las <u>Fosas, Dorsales</u> y <u>Fallas Transformantes</u>. Entonces algunos lugares del mundo son más propensos a los terremotos que otros. Hay una alta correlación entre la distribución geográfica de los epicentros (terremotos <u>interplacas</u>) y los bordes de las placas. El 80% de los terremotos son energía sísmica liberada en los bordes de la Placa Pacífica, llamado <u>Cinturón de Fuego del Pacífico</u>. En la Dorsal Atlántica y en el Cinturón Alpino (Europa-Asia) también hay una alta concentración de energía. A veces también ocurren terremotos a grandes distancias de los bordes de placas.

Estos terremotos llamados <u>intraplacas</u>, tienen una distribución geográfica difusa y su origen se atribuye a un reacomodamiento local originado a su vez en el desplazamiento de las placas. Son causa de grandes desastres porque son inesperados y poco frecuentes. La <u>acumulación de energía</u> es bastante lenta, toma años y a veces décadas hasta que supera la resistencia elástica de la roca. Por otro lado, la <u>liberación de energía</u> ocurre en fracción de segundos, segundos o pocos minutos para los terremotos más grandes.

Clasificación por la profundidad

De acuerdo a la profundidad del foco, los terremotos son clasificados en tres categorías: <u>Superficiales</u> (80% de la actividad total) tienen su foco en los primeros 70 km de profundidad y ocurren en las fosas, dorsales y fallas transformantes; <u>Intermedios</u> (entre los 71 y 300 km de profundidad) y <u>Profundos</u> (a más de 300 km de profundidad) que ocurren solo en las zonas de subducción. La mayoría de los terremotos se originan en la corteza. A profundidades más abajo de la Corteza, el número de fallas cae abruptamente y desaparece a los 700 km. Los más grandes terremotos ocurren a lo largo de la zona de subducción.

INTENSIDAD SÍSMICA

La violencia de un sismo, como lo sienten las personas y el daño que causa en la naturaleza y las obras hechas por el hombre constituyen una medida de la intensidad de un sismo. Como se trata de factores arbitrarios y subjetivos se confeccionó una tabla, hoy muy difundida que es la escala de Mercalli Modificada con doce grados del I al XII:

- I No sentido, excepto por personas bajo circunstancias especialmente favorables.
- II Sentido solo por personas en posición de descanso, especialmente en los pisos altos.
 Pueden oscilar objetos delicadamente suspendidos.
- III Sentido muy sensiblemente en interiores, especialmente en pisos altos. Mucha gente no los reconoce como un terremoto. Vibraciones como del paso de un vehículo pesado. Duración apreciable.
- IV Sentido en interiores y por algunos al aire libre. Si es de noche algunos se despiertan. Ventanas, puertas y paredes crujen. Sensación como si un vehículo pesado chocara contra el edificio. Automóviles estacionados se balancean.
- V Sentido casi por todos. Muchos se despiertan. Ventanas o vidrios rotos. Grietas en el revestimiento de paredes. Objetos inestables volcados. Los péndulos de los relojes pueden pararse.
- VI Sentidos por todos. Muchos se asustan y salen al exterior. Algún mueble pesado puede caerse. Caída de revestimientos. Chimeneas dañadas.
- **VIII** Daño leve en edificios sólidos y grande en los antiguos y pobremente construidos. Paredes separadas de la estructura. Caen chimeneas, columnas, monumentos y paredes. Cambios en el nivel de los pozos de agua.
- IX Pánico general. Daño considerable en estructuras con armaduras bien diseñadas. Edificios pierden verticalidad. Colapso parcial de edificios mal construidos. Grietas visibles en el suelo. Tuberías subterráneas rotas.
- X Algunos edificios bien construidos caen. La mayoría de las paredes de ladrillos caen. Suelo muy agrietado. Carriles o vías férreas torcidas. Deslizamiento de tierra en laderas escarpadas. Movimiento de arenas.
- XI Pocas obras de albañilería quedan en pie. Grandes grietas en el suelo. La tierra se hunde o desliza en terrenos blandos. Carriles retorcidos.
- XII Destrucción total. Se ven ondas en el suelo. Objetos lanzados al aire.

Isosistas

Para la determinación del epicentro de un terremoto sin instrumental alguno, se realiza una encuesta a personas ubicadas en una gran área, que incluya la zona donde se tiene algún conocimiento que fue la de mayor el daño producido.

Con la información consignada en dichas encuestas se procede a determinar la Intensidad del sismo en cada una de ellas, previa calificación del encuestado. El valor asignado a cada una se vuelca en la correspondiente ubicación en un mapa de la zona. Se dibujan entonces líneas que unan puntos de igual Intensidad Sísmica, las que se denominan <u>Isosistas</u>. Teóricamente, la forma de estas será circular y concéntrica, con la de mayor Intensidad en el centro donde estará el epicentro. El área de las líneas Isosistas da una idea de la <u>profundidad del Foco</u>, ya que áreas pequeñas indicaran sismos superficiales y áreas grandes sismos profundos.

Predicción

El objetivo principal de los sismólogos fue y seguirá siendo predecir la ocurrencia de sismos. Es decir, determinar con anticipación el lugar y fecha en que ocurrirá un sismo, con el objeto de prevenir a la población, disponer su evacuación y tomar medidas tendientes a evitar pérdida de vidas y reducir daños materiales.

La primera etapa en el proceso de predicción se inicia con la delimitación de zonas de riesgo sísmico, es decir zonas donde históricamente se registran terremotos. Se hacen predicciones probabilísticas a mediano y largo plazo. Hoy alcanzan una alto grado de confiabilidad los movimientos, o falta de ellos, detectados por redes de GPS y los TEC (Contenido Total de Electrones en la atmósfera), pero están en una fase experimental todavía.

Prevención

La forma hasta hoy más segura de prevenir la ocurrencia de un sismo es concientizando a la población, dando seguridad a las construcciones y confeccionando un Plan de Emergencia Sísmica. En nuestro país el <u>Instituto Nacional de Prevención Sísmica</u> confecciona normas de construcción antisísmica, según el grado de sismicidad determinado también por ese Instituto para cada zona del país. Estas normas, conocidas como <u>INPRES-CIRSOC</u>, son de aplicación obligatoria por los organismos nacionales, provinciales y municipales que regulan la materia.

ONDAS ELÁSTICAS

El inicio de una perturbación elástica es una liberación de energía que se disipa en su mayor parte como calor, y en menor medida como ondas elásticas o vibraciones. En el caso de la Tierra, debido a una acumulación de tensiones, la roca se fractura y genera ondas elásticas. Estas ondas, llamadas <u>Internas o de Cuerpo</u>, y que se propagan en todas las direcciones produciendo lo que definimos como terremotos, se diferencian claramente en dos tipos:

Las <u>Ondas Longitudinales</u> son las que producen vibraciones de las partículas en la misma dirección de la propagación, generando compresión y dilatación del material.

Las <u>Ondas Transversales</u> son las que producen vibraciones de las partículas en la dirección perpendicular a la propagación, generando esfuerzos cortantes o de cizalla.

Cuando estas ondas internas llegan a un fuerte contraste de densidades y de módulos elásticos, lo que ocurre fundamentalmente en la superficie del material, se genera otro tipo de ondas que se conoce como <u>Ondas Superficiales</u>, llamadas así justamente porque se propagan sobre la superficie.

Propagación de las Ondas

La propagación de las ondas depende de las propiedades del medio que atraviesan. Si logramos medir la velocidad a la que se propagan, podremos deducir la naturaleza del medio. Con un simple análisis se determinó la relación entre las velocidades de propagación de las ondas longitudinales V_L y de las transversales V_T en función de los módulos de elasticidad: Ψ (Axial), μ (cizalla) y la δ (densidad)

$$V_L = \sqrt{\Psi/\delta}$$
 y $V_T = \sqrt{\mu/\delta}$

Resultando una interesante relación para valores medios de rocas:

Principios y Leyes de la Propagación de las Ondas

Todos los principios y leyes están basados en la suposición de que el material o medio por el que se propagan las ondas sísmicas es infinito, homogéneo e isotrópico. Este último concepto implica que las propiedades son iguales en todas las direcciones.

Debe aclararse que las perturbaciones elásticas se propagan como <u>Frentes de Onda</u>, pero por razones prácticas se define el <u>Rayo Sísmico</u> como la línea imaginaria que une el foco de emisión con el punto donde analizamos el arribo.

El <u>Principio de Huyggens</u> establece que todo punto alcanzado por un frente de onda o un particular rayo sísmico, se comporta como una nueva fuente emisora ondas sísmicas secundarias, y que la envolvente de todos los frentes de onda en un tiempo posterior componen un nuevo frente de ondas, y así sucesivamente.

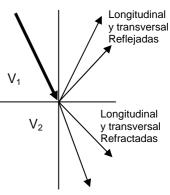
El Principo de Fermat o de Tiempo Mínimo establece que de todos los caminos posibles de propagación de una onda, el rayo que consideramos es aquel para el cual el tiempo es mínimo. La Ley de la Reflexión establece que si un rayo sísmico incide o choca contra la superficie de un material o medio con distinta velocidad de propagación, es decir de distintas propiedades o constantes elásticas, será reflejado con el mismo ángulo de incidencia, medido desde la perpendicular a la superficie. Entonces $\underline{\text{sen}\theta_1 = \text{sen}\theta_2}$ y $\underline{\theta_1 = \theta_2}$

La Ley de la Refracción establece que un rayo sísmico que parte de un punto incide o choca contra la superficie de un material o medio con distinta velocidad de propagación la atraviesa refractándose o desviándose con un ángulo mayor o menor que el de incidencia respecto de la normal, según se trate de un medio de mayor o menor velocidad de propagación respectivamente: $sen\theta_1/sen\theta_2 = V_1/V_2$ es la relación conocida como Ley de Snell.

Obviamente si $V_1 = V_2 \rightarrow \theta_1 = \theta_2$ y estamos ante una reflexión. El cociente entre V_1 y V_2 se conoce como el <u>índice de refracción</u> en óptica.

También puede concluirse que pasado un cierto ángulo de incidencia llamado ángulo crítico, la refracción se produce paralela a la separación de los medios, pero por el medio más veloz. En términos físicos esto significa que a medida que aumenta el ángulo de incidencia, también aumenta el de refracción, y hay un ángulo límite a partir del cual, por más que aumente el de incidencia, no puede aumentar más el de refracción que ya está a 90º de la normal.

Otro fenómeno que se presenta es el de la conversión de ondas. Como todo punto perturbado por un frente de ondas, o rayo sísmico, es un nuevo emisor de ondas conforme al Principio de Huyggens, entonces nacerán los dos tipos de ondas ya vistos. Cuando arriba una onda a un cambio de medios, se reflejarán dos ondas, una longitudinal y una transversal, y se refractarán otras dos, también una longitudinal y una transversal. Todas deben cumplir con la Ley de Snell.

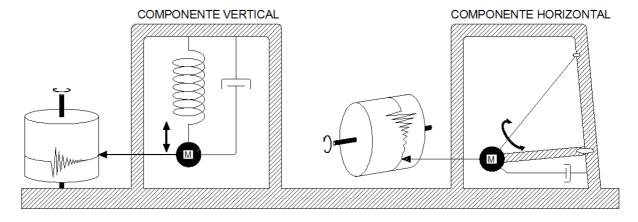


OBSERVATORIOS SISMOLÓGICOS

Sismógrafo

Es el instrumento que permite determinar el movimiento del suelo, en base a constantes físicas propias conocidas por calibración. Se han diseñado una gran variedad de sismógrafos, pero el modelo típico consiste de tres elementos conectados con mucha precisión: Un Péndulo, un Reloi y un Registrador, que permiten representar físicamente el movimiento del péndulo junto con la hora de ocurrencia del fenómeno.

El sensor o detector del movimiento del suelo, necesita un punto fijo de referencia, quieto y sin contacto con el suelo, lo que obviamente es imposible. En la práctica se logra una cierta aproximación a este ideal, suspendiendo una masa de un resorte muy sensible. Por el principio de inercia, la masa quedará quieta unos instantes cuando llegue la perturbación. Después comenzará a oscilar complicando la medición.



Actualmente los registros son digitales y por lo tanto procesados en computadoras.

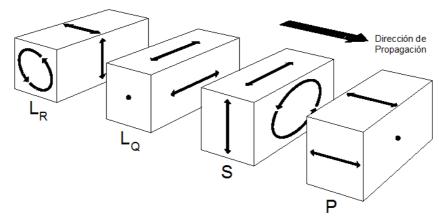
Como los registros de un terremoto deben ser leídos con la hora de ocurrencia al décimo de segundo, se utilizan relojes de precisión como los de los GPS.

Puesto que la mayoría de los terremotos son movimientos muy pequeños del suelo, se requiere que sean <u>amplificados</u> para obtener registros que puedan ser leídos e interpretados fácilmente. Esta amplificación puede llegar hasta unas 100.000 veces, dependiendo del tipo de suelo y aspectos culturales donde esté ubicado el sismógrafo.

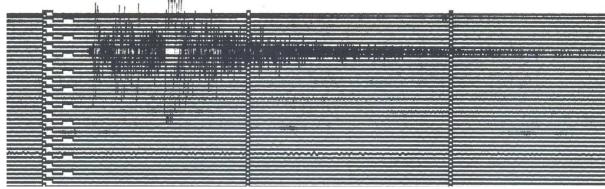
Ondas Sísmicas

Particularmente en Sismología las ondas tienen otro nombre: Las Longitudinales se llaman <u>Primarias</u> o simplemente <u>P</u> y las Transversales se llaman <u>Secundarias</u> o <u>S</u>.

Las ondas Superficiales, se dividen en dos tipos: Las <u>Ondas Love</u> o <u>LQ</u> que hacen vibrar el suelo como las Transversales o Secundarias, pero polarizadas en un plano horizontal, y las <u>Ondas Rayleigh</u> o <u>LR</u>, cuyo movimiento es similar al de las ondas de agua cuando de arroja una piedra, y hacen vibrar las partículas en un plano horizontal y vertical pero en sentido elíptico retrógrado.



Por las velocidades de propagación de las ondas, las P son las primeras en llegar a un punto de observación. Transcurrido un cierto tiempo, arriba la S, más tarde lo hace la onda LQ y finalmente la onda LR. Esto es teórico y solo se presenta en algunos sismos, porque, como se verá mas adelante, generalmente arriban varios tipos de ondas P y S que tornan compleja la lectura e interpretación del sismograma. Cada onda tiene características propias: La <u>frecuencia y la amplitud de la oscilación</u>. Las P son de alta frecuencia, las S de menor frecuencia que las P y las L de muy baja frecuencia. Las S tienen mayor amplitud que las P porque llevan mayor energía, aunque aparentemente en un sismograma pueda verse lo contrario conforme a la ubicación del foco (superficial, profundo, cercano o lejano) y a la componente del movimiento que se esté registrando.

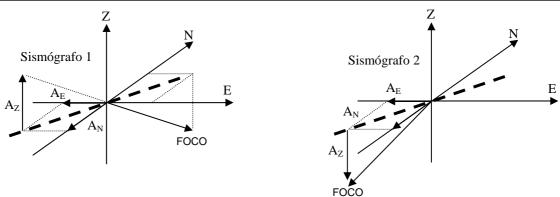


Registro típico de un sismógrafo de período corto

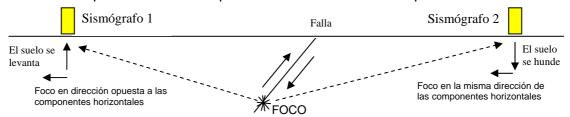
LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS

Con una sola estación completa

Las ondas P son polarizadas vertical y Radialmente. El movimiento se registra en tres componentes: Vertical, Norte-Sud y Este-Oeste. Si el impulso vertical de la P es hacia arriba, el suelo se levanta y la componente radial apunta en dirección opuesta al epicentro (dilatación del suelo). Si es hacia abajo, apunta hacia el epicentro (compresión del suelo).



La relación de amplitudes de las componentes horizontales se usa para encontrar el rumbo.



Con varias estaciones

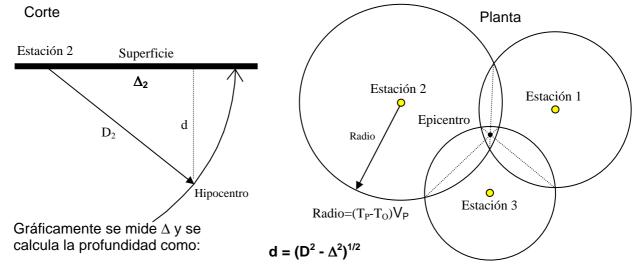
La determinación se conoce como el Método de los Círculos. Para ello se calcula la distancia hipocentral D (Estación-Foco) con los tiempos de arribo $T_P y T_S o$ con el tiempo origen T_0 .

$$D = V_P (T_P - T_0)$$
 y $D = V_S (T_S - T_0)$ o $T_0 = T_S - D/V_S$

Reemplazando T_0 (tiempo origen) en la primera ecuación y como $V_P / V_S = \sqrt{3}$ tendremos:

D =
$$V_P (T_S - T_P) / (\sqrt{3} - 1)$$
 ó D = 1,37 x $\Delta T \times V_P$

Esta ecuación supone para la Tierra un coeficiente de Poisson de 0,25. Para la mayoría de los sismos de Corteza, la regla es $\mathbf{D} = \mathbf{8} \times \Delta \mathbf{T}$. El epicentro debe estar en una semiesfera de radio D_i con centro en cada estación i, lo que visto en un mapa corresponderá a un círculo con ese radio. Construyendo estos círculos en cada estación, no se interceptarán en un mismo punto por la profundidad del foco.



En realidad esta determinación se realiza con computadoras utilizando programas que requieren datos como los tiempos de arribo de las ondas P de tres estaciones y por lo menos de una onda S, las coordenadas geográficas de las estaciones registradoras y la duración del sismo. Previamente debe configurarse el modelo geológico con las velocidades y profundidades de las capas superiores de la Tierra.

Magnitud Sísmica

Es una medida del tamaño de un terremoto, concretamente de la liberación de energía ocurrida. Richter en 1935 la definió como el logaritmo de la amplitud máxima de la onda sísmica (en milímetros), registrada en un sismógrafo patrón a una distancia de 100 kilómetros del epicentro. La magnitud aumenta en una unidad cuando la amplitud aumenta 10 veces. Midiendo la amplitud máxima de la onda P o S en micrones y su frecuencia en segundos se calcula la magnitud \underline{m}_b (de ondas internas, P generalmente). Con la onda L se obtiene \underline{m}_s .

$$m_b = log A - log T + 0.01 \Delta + 5.9$$
 y $m_S = log A + 1.66 log \Delta + 2.0$

A es la amplitud, T el período (inversa de la frecuencia) y Δ la distancia al epicentro. Por definición la escala de magnitudes es una escala abierta, es decir que no tiene límite superior, pero los terremotos más grandes del mundo alcanzaron el valor de 9.

INTERIOR DE LA TIERRA

No existe forma de observar el interior de la Tierra más abajo de unos pocos kilómetros. Lo único que se conoce en forma directa es el resultado de los grandes plegamientos y posteriores volcamientos, que han dejado a la vista rocas de profundidades algo mayores. También están los materiales lanzados por los volcanes, pero todos son siempre provenientes de la corteza, es decir no más de 30 km, lo que significa alrededor del 0,5% del radio terrestre. Mediante experimentos en laboratorio se puede investigar el comportamiento de muestras de rocas de superficie, a temperaturas y presiones equivalentes a las de profundidades mayores. Pero la incertidumbre aumenta considerablemente con la profundidad.

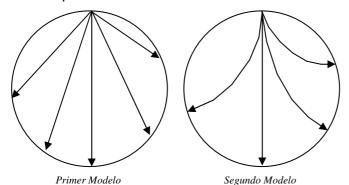
Un claro ejemplo de esto es el <u>Gradiente Geotérmico</u> medio de 1℃ cada 33 metros de profundidad (30℃/Km) en los primeros kilómetros, que extrapolado al centro de la Tierra daría una temperatura de 180.000℃. Algo imposible.

El conocimiento del Interior de la Tierra siempre fue importante para los científicos y tuvo su mayor desarrollo al descubrirse el comportamiento de ciertos parámetros físicos de la Tierra:

- 1) La Densidad media de la Tierra de <u>5.5 Tn/m³</u> provista por la determinación de la gravedad, resultó ser mucho mayor que la superficial medida de 2,7 Tn/m³.
- 2) El Momento de Inercia de una esfera uniforme de radio R y masa M que gira alrededor de su eje es de 0,4MR², mientras que el real de la Tierra es de 0,33MR². La disminución del Momento de Inercia es debida al aumento de la densidad con la profundidad y a su mayor concentración en el centro de la tierra, donde alcanzaría las 12,3Tn/m³.

Asimismo, el análisis de los meteoritos atrapados por el campo gravitatorio de la Tierra muestra que algunos tienen alta proporción de hierro y densidades mucho mayores que las de la superficie terrestre. Esto partiendo del supuesto que los meteoritos son parte de nuestro sistema solar y quizás de un planeta faltante y desintegrado.

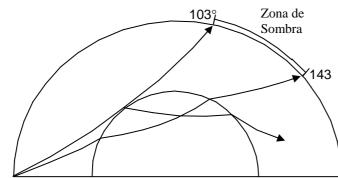
Pero, de todas las evidencias físicas con las que se intentó estudiar el Interior de la Tierra, la transmisión de las ondas provenientes de los terremotos, fue la que más información precisa dio al respecto.



Un primer modelo de Tierra surgió de determinar velocidades con la densidad y módulos elásticos de rocas en superficie, y calcular los tiempos de viaje a distintos lugares de la Tierra para rayos sísmicos rectilíneos. Estos tiempos resultaron mucho mayores que los reales de los terremotos de epicentros conocidos. Un segundo modelo consideró un aumento de estos parámetros con la profundidad, implicando capas concéntricas de

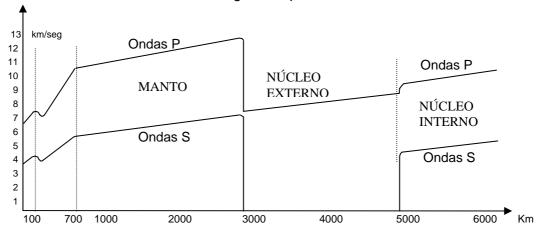
diferentes velocidades con la profundidad. Los rayos sísmicos se refractaban de manera que la trayectoria resultaba curva. Aumentaba el camino recorrido pero aumentaba más la velocidad. Los tiempos de viaje reales seguían mostrando grandes diferencias con las de estos modelos y se comenzó el análisis para justificar el porqué de estas curvas diferentes.

En las primeras décadas del Siglo XX se contó con instrumental más preciso para los observatorios sismológicos, los que instalados sobre toda la Tierra permitieron conocer la variación de las velocidades con la profundidad, o del tiempo de viaje de las ondas con la Distancia Epicentral Δ .



Primeramente se estudió lo que se llamó Zona de Sombra entre los 103° y los 143°, donde no se registraban ondas P ni S directas, entendiéndose por directas aquellas que no se reflejan ni refractan en contrastes de velocidad bien definidos. Después de los 143° volvían a aparecer las ondas longitudinales pero con menor velocidad.

Esto incentivó la instalación de más observatorios sismológicos, lo que permitió construir una gráfica que refleja la distribución de las velocidades en el interior de la Tierra, y de la que surgió una subdivisión del Interior de la Tierra según dos puntos de vista:



Variación de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad

Interior de la Tierra según la composición de las rocas o Geoquímico

Corteza

Su espesor varía entre 25 y 40 Km (30-35) bajo los continentes, aumentando hasta 70 Km bajo las altas montañas, y se adelgaza a 5 Km bajo los océanos. Es una imagen especular de la topografía aunque exagerada en su escala vertical. El comportamiento de las ondas de sismos a estas profundidades llamó la atención de Mohorovicic en 1909, por lo que esta discontinuidad se conoce como Moho. En 1923 Conrad observó que dentro de la corteza había un pequeño aumento de la velocidad desde unos 6 Km/seg a 6,8 Km/seg a unos 18 Km de profundidad, lo que vino a llamarse Discontinuidad de Conrad. Esta discontinuidad es muy variable en profundidad, y acompaña en su forma a la de Moho, pero no está presente en los fondos oceánicos. Sobre la superficie de la Tierra hay una delgada capa (2km) de sedimentos cuya velocidad de las ondas P es del orden de 5 Km/seg.

La parte superior de la corteza (hasta Conrad) está compuesta por rocas graníticas donde predomina el Silicio (Si) y el aluminio (Al) por lo que vino a ser llamada <u>SIAL</u> o capa Siálica. La parte bajo la discontinuidad de Conrad está compuesta de rocas basálticas.

El basalto se asemeja al granito, porque también contiene sílice y aluminio, pero difiere en que tiene un alto contenido de magnesio, razón por la que se le llamó <u>SIMA</u> o capa Simática.

Manto

Comienza justo bajo la discontinuidad de Mohorovicic donde la velocidad de las ondas longitudinales aumenta desde 8 Km/seg hasta un máximo de 13,7 Km/seg a los 2900 Km de profundidad. Allí se producía la zona de sombra de las ondas directas y vino a llamarse Discontinuidad de Gutemberg en honor a quien la descubrió.

Núcleo

Desde la discontinuidad de Gutemberg hacia adentro hay un claro aumento de la velocidad de las ondas longitudinales hasta los 5000 Km de profundidad, y desaparecen las ondas transversales para volver a aparecer en el centro de la Tierra. Se concluyó que el núcleo podría subdividirse a su vez en Externo Fluido e Interno Sólido.

Interior de la Tierra según el comportamiento de las rocas o Dinámico Litósfera

Los sismos registrados a 20° de distancia epicentra I muestran una disminución de la velocidad de las ondas. Esto vino a modificar la clásica subdivisión Corteza-Manto. Comprende la Corteza y la parte superior del Manto que se extiende hasta los 100 km de profundidad y es una capa rígida desde el punto de vista tectónico. La caída en la velocidad de las ondas se debe a que la roca está parcialmente fundida y tiene menos rigidez.

Este material en estado viscoso es lo que permite el desplazamiento y flotación propuesto por la Tectónica de Placas, lo que fue confirmado por la Gravimetría y el Paleomagnetismo.

Astenósfera

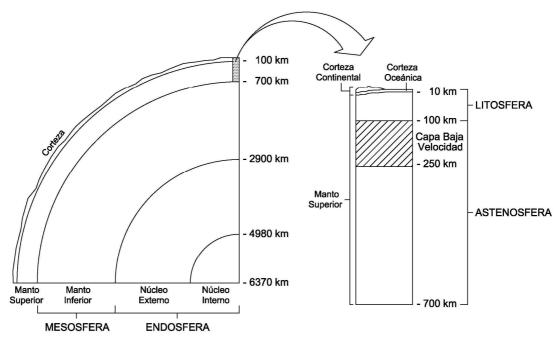
Después de la caída mencionada a los 100 km de profundidad, las velocidades crecen rápidamente hasta los 700 km. Esta capa se caracteriza por el fuerte gradiente de la velocidad de las ondas, que es lo que la diferencia de la Litósfera. Es de destacar que la parte superior de esta nueva capa incluye a la Capa de Baja Velocidad de las ondas.

Mesósfera

Esta zona comienza en los 700 km, límite de la Astenósfera, y se extiende hasta la Discontinuidad de Gutemberg, es decir en el límite Manto-Núcleo a los 2.900 km.

Endósfera

Coincide totalmente con el Núcleo



GEOMAGNETISMO

CONCEPTOS MAGNÉTICOS FUNDAMENTALES

El magnetismo es la ciencia que estudia la fuerza de atracción de un <u>imán</u>, cuerpo cuya sustancia es capaz de atraer hierro.

Clasificación de los imanes:

- a) <u>Imanes naturales</u>: Los que se encuentran en forma natural en la Tierra y están compuestos de magnetita, ilmenita, pirrotita, cromita o hematita.
- b) <u>Imanes artificiales</u>: Los que llegan a ser imanes después de haber estado dentro de un campo magnético. A su vez se dividen en:

<u>Permanentes</u>: Porque una vez imantados mantienen su magnetismo después de quitarse el campo magnetizante. Ejemplos acero, níquel, cobalto.

<u>Temporales</u>: Porque una vez imantados pierden su magnetismo cuando se quita el campo magnetizante. Ejemplo el hierro dulce.

El imán más simple es una barra recta que se conoce como <u>barra magnética</u> con ciertas propiedades y leyes que rigen la atracción

<u>Polos Magnéticos</u>: Son regiones cerca de los extremos de la barra, donde sus propiedades están concentradas. Estas regiones son llamadas polos y están situadas a una distancia de 1/12 de la longitud de la barra, medida desde los extremos.

<u>Ley de fuerza</u> entre los polos magnéticos: Experimentando con una balanza de torsión, Coulomb encontró que la fuerza de atracción entre dos polos era:

$$F = 1/\mu \cdot m_1 m_2 / r^2$$

 m_1 y m_2 son las intensidades de los polos, r la distancia entre ellos, y μ es la <u>permeabilidad</u> magnética de la sustancia entre los polos. En el aire vale 1,0000004 y en el vacío 1.

Una propiedad importante de los polos es el hecho que los de igual signo se repelen y de signo contrario se atraen.

<u>Polo Norte</u> o polo positivo de un imán, es el extremo que apunta aproximadamente al Norte Geográfico, cuando el imán es suspendido desde su centro. Partiendo de esta definición, ocurre que el Polo Norte de la Tierra es un polo negativo y por lo tanto un polo sur magnético. <u>Unidad de intensidad de polo</u>: 1 <u>Weber (Wb)</u> cuando la fuerza está en Newton y la distancia en metros, ó 1 Maxwell (M) cuando la fuerza está en dynas y la distancia en centímetros.

Concepto fundamental de una materia magnetizada

Cada polo positivo tiene asociado un polo negativo de igual intensidad, y los dos están siempre en toda sustancia magnética. Es imposible separar estos dos polos. De aquí el nombre de Dipolo. Si el cuerpo es irregular, los polos serán regiones irregulares opuestas entre sí. Pero el material magnético más elemental siempre tendrá dos polos.

A raíz de la imposibilidad de separar estos dipolos magnéticos, aparece un concepto fundamental de toda sustancia magnetizada y que es el Momento Magnético (M), igual al producto de la intensidad de un polo por la distancia entre los dos, es decir: $M = m \times \ell$

<u>Barra Magnética</u>: Puede ser considerada como una línea (segmento) cuyos polos magnéticos están situados a 1/12 de su longitud, medidos desde los extremos.

eje (+) Polos (-)
s. 1/12/ / 1/12/

<u>Eje Magnético</u>: Es la línea que une los dos polos. Campo Magnético H: Es la zona o región que rodea

a un imán o cuerpo magnetizado, y en el cual una carga eléctrica que se desplaza a una cierta velocidad sufre los efectos de una fuerza llamada Inducción Magnética o Densidad de Flujo Magnético, perpendicular y proporcional al valor del campo y de la velocidad. La existencia de un campo se manifiesta por la propiedad de orientar imanes.

Este campo es el descubierto en la antigüedad por sus propiedades, se le llamó Excitación Magnética o Campo principal y fue asociado a las corrientes eléctricas como fuente generadora.

La intensidad de un campo H se define como la fuerza que un campo magnético ejerce sobre un polo magnético positivo idealizado como libre. Entonces H en el punto donde está ubicado m₁ se define como la fuerza ejercida por unidad de intensidad de polo:

$$H = F / m_1 = m_2/r^2$$
 o genéricamente $H = m/r^2$

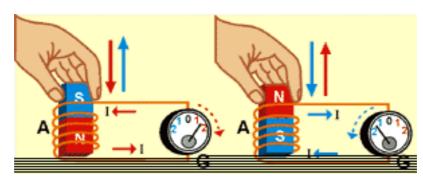
$$m_2$$

$$m_1$$

<u>Líneas de Fuerza</u>: Un polo magnético idealizado como libre y positivo en un campo magnético, se moverá siguiendo una línea de fuerza, y su sentido será siempre desde un polo positivo a uno negativo. Si colocamos una aguja magnética dentro del campo, se orientará tangente a las líneas de fuerza, que es lo que ocurre con la brújula. Las líneas descriptas por las limaduras de hierro son esas líneas de fuerza, que tienen las siguientes propiedades:

- 1) En cualquier punto del campo una tangente a estas líneas nos dará la dirección de la intensidad, que siempre es de Norte a Sud.
- 2) La cantidad de líneas que atraviesan un área de 1 cm², perpendicular a la dirección del campo en un punto, es igual al valor numérico del campo H en ese punto. Es decir que la densidad de líneas de Fuerza es igual a la Intensidad del campo.
- 3) El sentido de las líneas de campo es tal que siempre salen desde una fuente (polo positivo) y terminan en un sumidero (polo negativo).

Inducción Magnética B: Es el mismo campo pero descripto como la cantidad de flujo magnético (Líneas por unidad de área) y está asociado a las cargas eléctricas. En 1920 Oersted observó que la aguja de una brújula colocada cerca de un conductor rectilíneo con corriente, giraba hasta colocarse perpendicular a este. Esta experiencia probó que la corriente eléctrica producía efectos magnéticos. La presencia de este nuevo elemento en juego, la carga en movimiento, obligó a definir este nuevo vector B.



En la figura vemos que si se mueve un imán dentro de una bobina, el campo magnético del imán generará una fuerza electromotriz, fenómeno que se conoce como inducción magnética. Si por dos conductores paralelos de longitud $\underline{\ell}$ circula una corriente $\underline{\mathbf{I}}$, y están separados una distancia r, existe una fuerza F de atracción o repulsión según la dirección de las corrientes sea la misma u opuesta (Regla de la mano derecha), la Inducción Magnética B se define como la fuerza por unidad de longitud del alambre, es decir:

$$B = \frac{F}{/} = \frac{\mu}{2\pi} \frac{I}{r}$$

De aquí surge la similitud que existe entre un <u>Imán</u> y un <u>Solenoide</u> (bobina por la que circula corriente). El campo que genera un imán se denomina <u>Campo Dipolar</u> porque lo produce un dipolo magnético, nombre que también se utiliza para el producido por un solenoide.

<u>Líneas de fuerza por unidad de polo</u>: Partiendo de la definición de que una línea de fuerza por cm² establece una unidad de campo, analicemos cuantas líneas emite un polo unitario y cuántas un polo de intensidad m. Esto se ve claramente en la siguiente relación:

H = Flujo/Area $\Rightarrow \phi/A = \phi/4\pi r^2 = m/r^2 \Rightarrow \phi = 4\pi m \Rightarrow m = 1$ weber emite 4π líneas

Permeabilidad Magnética μ : Cuando se introduce una sustancia en un campo magnético H, se inducen polos y por lo tanto líneas de fuerza dentro de ella. La cantidad total de líneas por centímetro cuadrado es la Inducción Magnética o Flujo Magnético B, que podrá ser mayor o menor que las del campo H original, dependiendo de las propiedades magnéticas de la sustancia. Entonces, la permeabilidad magnética μ es la facilidad con que un campo se puede establecer en una sustancia magnética. Por eso se la define como el cociente entre el número de líneas que atraviesan la sustancia y una sección igual sin ella, es decir que

$$\mu = B/H$$
 o $B = \mu H$

Obviamente, en el vacío donde no hay sustancia, se cumple que **B** = **H**

Unidades Magnéticas:

El <u>Gauss</u> fue la unidad de medidas de la Inducción o Flujo Magnético B en el sistema CGS, definida como líneas por centímetro cuadrado $[\phi/cm^2]$. Como esta cantidad era una unidad muy grande, se definió el Gamma $[\gamma] = 10^{-5}$ G.

En el sistema internacional (SI) <u>B</u> se mide en <u>Weber [Wb] por m²</u>, que se define como <u>Tesla [T]</u>, ó en <u>Weber [Wb] por cm²</u> que es equivalente al <u>Gauss [G]</u>.

El <u>Tesla</u> es la inducción de un campo en el que una carga eléctrica de un Coulomb, que se desplaza perpendicularmente a las líneas de fuerza con una velocidad de un m/seg, se ve sometida a una fuerza de un Newton

El Oersted es la unidad del Campo H en el sistema CGS y el Ampere por metro en el S.I.

Como la Inducción B y el Campo H son proporcionales en un valor constante que es la permeabilidad $\underline{\mu}$ (1,0000003 en el aire), y como los instrumentos magnéticos miden la inducción B, se generó una confusión con las unidades porque los valores son similares y se descuida el hecho que el primero se mide en Gauss y el segundo en Oersted. Desde el punto de vista físico B y H son equivalentes. Actualmente el campo se mide en nanoTeslas

<u>Intensidad de Magnetización I.</u> Es una medida de la fuerza de un imán. Es el Momento Magnético, adquirido o inducido por un cuerpo al ser introducido en un campo, por el volumen del mismo. También se define como la intensidad del polo inducido por área de sección transversal:

$$I = m/A = m\ell/A\ell$$
 ó $I = M/V$

<u>Susceptibilidad Magnética k.</u> Es la relación entre la intensidad de magnetización adquirida y el campo que la generó:

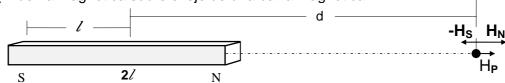
k = I/H ó I = k.H

Intensidad Magnética debida a un Imán

El manejo y calibración de cualquier instrumento magnético o magnetómetro, requiere conocer la intensidad magnética a determinada distancia de una simple barra magnética.

Los llamados casos o posiciones de Gauss resuelven primero las situaciones más comunes que se presentan y luego establecen una forma general para todos los casos.

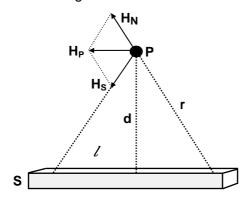




Si / es muy pequeño comparado con d (d>>5/), queda

 $H_P = 2M/d^3$

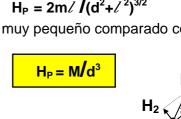
CASO II: Fuerza magnética a 90° del centro del eje magnético.



$$H_P/H_N = 2//r H_P = H_N 2//r$$
 $H_N = m/r^2$
 $H_P = 2m//r^3$
 $r = \sqrt{d^2 + \ell^2}$

 $H_P = 2m \ell / (d^2 + \ell^2)^{3/2}$

Si / es muy pequeño comparado con d

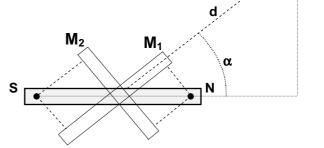


CASO III: Fuerza magnética en un punto a un ángulo α sobre el eje magnético da la barra.

$$M_1 = M \cos \alpha$$
 y $M_2 = M \sin \alpha$

$$H_{1P} = 2 M_1/d^3$$
 y $H_{2P} = M_2/d^3$

$$tg\beta = H_{2P}/H_{1P} = (M sen \alpha)/(2M cos \alpha)$$
 s
 $tg \alpha = 2 tg \beta$



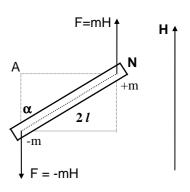
El valor del campo H en cualquier punto resulta entonces:

$$H_{P}^{2} = H_{1P}^{2} + H_{2P}^{2} = (2M \cos \alpha)^{2} / (d^{3})^{2} + (M \sin \alpha)^{2} / (d^{3})^{2}$$

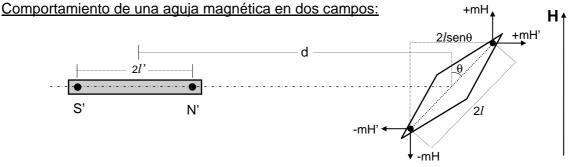
$$H_P^2 = (4M^2\cos^2\alpha + M^2\sin^2\alpha)/d$$

$$H_{P}^{2} = (4M^{2}\cos^{2}\alpha + M^{2}\sin^{2}\alpha)/d^{6}$$
 $H_{P} = M/d^{3}\sqrt{4\cos\alpha^{2} + \sin\alpha^{2}}$

Comportamiento de un imán en un campo magnético: En un campo homogéneo y uniforme, la intensidad es siempre constante y en la misma dirección. Un imán libre para girar en un plano horizontal, orientará su eje en la dirección del campo en que está inmerso. Esto se debe a que se produce una cupla por la acción de dos fuerzas de distinto sentido en cada polo del imán. Si tenemos un campo H, la fuerza que experimentará el polo Norte del imán libre será +mH, y -mH la el polo Sur. El valor de la cupla vendrá dado por el producto de la fuerza por la distancia perpendicular entre ellas, es decir AN en la figura, que es igual a 2. l. senα.



Siendo el momento magnético del imán M = 2./. m, la CUPLA = mH x 2/senα = MH x senα

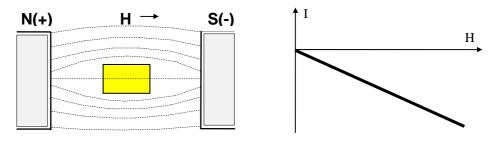


El campo H' debido al imán deflector será H' = $2M'/d^3$ y el de la cupla debida al campo H será: mH.2/sen θ . El sistema está en equilibrio cuando las cuplas son iguales, o la resultante de las dos fuerzas actuantes sea colineal con el eje de la aguja, entonces:

 $tg \theta = 2M'/Hd^3$

Propiedades magnéticas de la materia

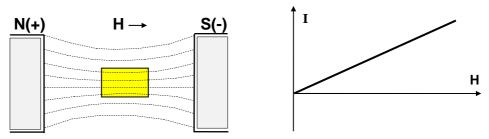
Todas las sustancias pueden ser clasificadas según su comportamiento dentro de un campo magnético. La base de esta clasificación fue establecida por Faraday en 1.845, quien demostró que todos los materiales son afectados de alguna manera por un campo magnético. Sustancias Diamagnéticas: Son las que repelen un campo magnético externo.



La imantación I es proporcional al campo, pero de signo contrario, debido a que la susceptibilidad k es negativa. Como ejemplo podemos citar al Bismuto con $k = -13x10^{-6}$ Por electromagnetismo (solenoide con corriente) cada electrón rotando genera un dipolo.

El diamagnetismo se presenta en todas las sustancias cuyos átomos tienen pares de electrones girando en sentido opuesto. De esta manera los dipolos se anulan dentro del átomo sin presencia de un campo externo. Al introducir esa sustancia en un campo magnético, uno de los electrones se acelera y el otro se frena. Por lo tanto un dipolo aumenta su intensidad y el otro disminuye, de manera tal que al sumarse ya no se anulan y aparece un dipolo diferencia que siempre se opone al campo externo. El fenómeno es independiente de la temperatura.

<u>Sustancias Paramagnéticas</u>: Son las que atraen a un campo magnético, y al igual que el diamagnetismo, la respuesta también es suave,. Una varilla de este material en medio de un campo, se orientará en la dirección de este.

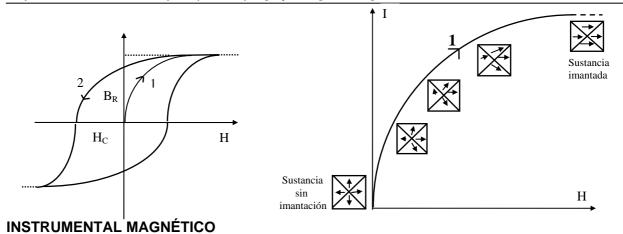


La imantación también será proporcional al campo, pero dirigida en el mismo sentido puesto que la susceptibilidad k es positiva. Ejemplo de estas sustancias son el Platino, Aluminio, Manganeso, etc., con k del orden de 10⁻³ a 10⁻⁵.

El fenómeno también se explica por la rotación orbital de los electrones, pero en este caso, de los libres o apareados girando en un mismo sentido. Siempre existirá un dipolo en el átomo, orientado al azar, pero que se anula con los otros dipolos de la materia. Entonces el átomo de estas sustancias tiene momento magnético, pero no así la sustancia toda. En la medida que crece el campo, los dipolos se orientan en mayor cantidad paralelos al campo externo.

<u>Sustancias Ferromagnéticas</u>: Son aquellas que muestran una pronunciada reacción paramagnética. La susceptibilidad k y la permeabilidad μ son muy grandes y no son constantes como en las anteriores. La variación de la imantación en función del campo magnetizante, describe una curva llamada Ciclo de Histéresis. Ejemplo de estas sustancias son el acero, el hierro y el níquel.

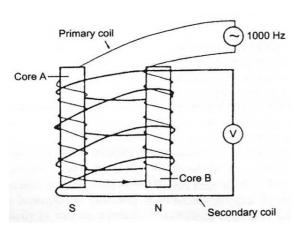
La imantación aumenta según la curva 1 hasta saturarse. Al quitar el campo, la desimantación se produce por la curva 2 y queda un magnetismo remanente B_R . Para anularlo se hace necesario invertir el sentido del campo hasta un valor - H_C que se denomina Fuerza Coercitiva.



El instrumental puede clasificarse de diferentes formas. Una distinción básica es si son magnetómetros o variómetros. Los primeros son usados para hacer mediciones absolutas y los últimos para monitorear variaciones sin referencia alguna de la magnitud absoluta del campo. Una segunda distinción es que las mediciones sean escalares o vectoriales. Un magnetómetro escalar mide la magnitud del campo sin considerar la dirección, en cambio, un vectorial mide el campo en una determinada dirección.

Magnetómetro de Núcleo Saturable

También conocido como Flux-Gate o de Saturación de Flujo. Consiste de dos barras A y B de



metal ferromagnético colocadas cerca y en forma paralela, como núcleo de dos bobinas por las que circula una corriente alterna en dirección opuesta en cada una. La medición depende de la permeabilidad variable del núcleo que llega a la saturación positiva y negativa (Ciclo de Histéresis) cuando se aplica la corriente. Una bobina secundaria envuelve a las otras dos, y en ausencia de un campo externo, el voltaje inducido en aquella será nulo porque las saturaciones de los núcleos ocurren simultáneamente pero de signos opuestos. En presencia de un campo externo como el de la Tierra, la saturación positiva de un núcleo ocurrirá antes que la negativa del

otro y esto inducirá un voltaje en la bobina secundaria, el que será proporcional a la intensidad de dicho campo externo. El Flux-Gate es un magnetómetro vectorial, por lo tanto puede medir las componentes o el campo total, según la orientación de las bobinas.

Magnetómetro Protónico o de Resonancia

Se basan en el principio de que un átomo con Momento Magnético y Momento Angular (Carga eléctrica en rotación), colocado en un campo magnético, precesa a una frecuencia (de Larmor) que es proporcional a la magnitud de dicho campo. La razón giromagnética del protón es una constante atómica, y el campo puede determinarse en forma absoluta con una precisión del 1 nT, si se mide con precisión dicha frecuencia.

 $F = 23,4874 f_p$

El sensor consiste de una botella con agua o kerosene, por el hidrógeno. Está envuelta en una bobina a la que se le aplica una fuerte corriente continua, para generar un campo polarizante que oriente a todos los momentos atómicos. Al cortar la corriente estos momentos tienden a orientarse según el campo de la Tierra, que al ser muy débil y existir una masa atómica, precesan alrededor de este campo con una frecuencia que es proporcional a la intensidad de dicho campo, siendo la razón giromagnética la constante de proporcionalidad. La misma bobina utilizada para polarizar los momentos atómicos es utilizada para medir la corriente alterna inducida por la precesión.

CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA

La antigüedad de los estudios geomagnéticos

El conocimiento del campo magnético de la Tierra es tan antiguo como el del imán mismo. La magnetita, un mineral de hierro fuertemente magnético, fue descubierto en la antigua Grecia por lo menos 600 a. J.C. Como esta roca era una parte, aunque muy pequeña de la corteza terrestre, los griegos demostraron que el magnetismo estaba estrechamente relacionado con la Tierra, pero sin pensar que toda la Tierra actuaba como un imán.

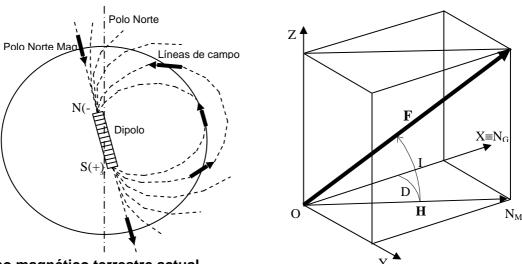
En efecto, el campo magnético fue utilizado mucho antes de que se lo descubriera como tal. Los chinos inventaron en el siglo I de esta era, una brújula sencilla que apuntaba aproximadamente al Norte. Recién en el año 1600 William Gilbert, un médico inglés, demostró que el comportamiento de la brújula en la Tierra era similar al de una aguja de hierro colocada sobre una esfera de magnetita.

Las mediciones sistemáticas del Campo Magnético Terrestre (CMT) comenzaron en el siglo 19, hace menos de 200 años. Por lo tanto todo el conocimiento directo que tenemos del campo es de menos del 0,000005% de la edad de la Tierra.

Los elementos magnéticos del cmt

Como todo campo de fuerzas, el magnético se representa como un vector, con magnitud, dirección y sentido, en un sistema común de referencia sobre la Tierra. En la práctica se descompone F ó B respecto a tres ejes perpendiculares entre sí: el Norte Geográfico X, el Este Geográfico Y y la Vertical Z.

La aguja magnética de una brújula, rota en un plano horizontal hasta quedar en reposo a lo largo de H, componente horizontal del CMT. El plano vertical que pasa por O y contiene a F y H se denomina Meridiano Magnético, y el plano vertical que contiene los ejes X y Z es el Meridiano Geográfico. El ángulo entre estos dos planos es la declinación magnética D, positiva hacia el Este del Meridiano Geográfico. El ángulo que forma F con H, su proyección horizontal, se llama inclinación magnética I, positiva cuando F está debajo de la horizontal.



El campo magnético terrestre actual

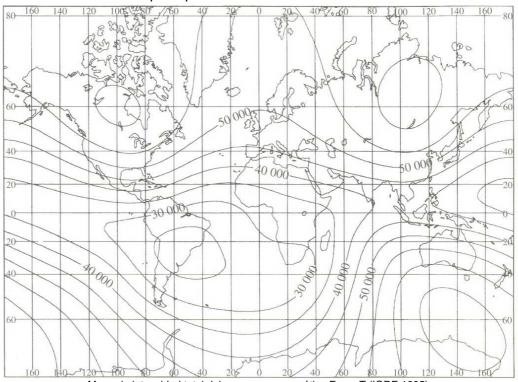
La forma más simple de visualizar las características actuales del campo, es volcando en mapas las mediciones realizadas en todo el mundo. Para mayor claridad se confeccionan curvas de igual valor de determinados elementos magnéticos. Estos mapas se llaman <u>cartas isomagnéticas o isodinas</u>. Las líneas que unen puntos de igual declinación se llaman <u>isógonas</u>. Similarmente, las de igual inclinación se llaman <u>isoclinas</u>.

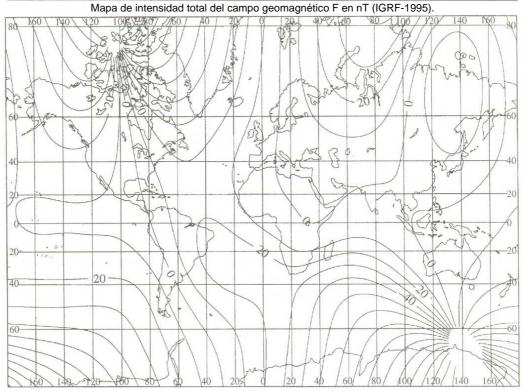
Análisis matemático del campo

Observando dichos mapas puede verse que el CMT tiene poca regularidad, aunque en una primera aproximación tiene la forma de un campo dipolar, o el de una esfera magnetizada. Dada la condición esférica del campo y la suficiente cantidad de información recogida durante más de 150 años, se puede simular matemáticamente una solución mediante el análisis matemático de funciones armónicas esféricas.

De esta manera, el campo magnético terrestre puede expresarse como una suma de armónicos y de polinomios asociados. Este análisis permite primero detectar y luego separar la contribución interna de la externa del campo, resultando despreciable esta última. Se pone en evidencia la armónica de grado 1 que corresponde a un campo dipolar centrado y que representa casi el 80% del campo total interno.

Las armónicas de mayor grado se pueden materializar mediante otros imanes más débiles colocados transversalmente al principal.

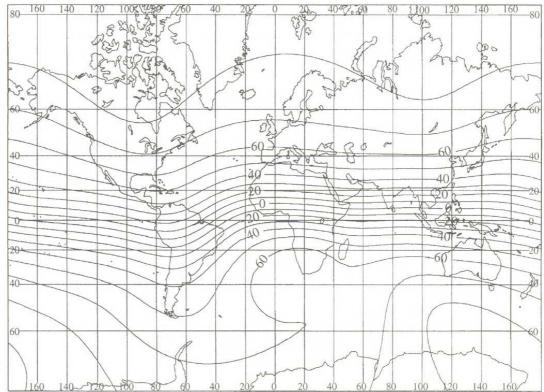




Mapa de la declinación magnética **D** en grados (IGRF-1995).

Gracias a los servicios de los observatorios magnéticos fijos y de los móviles transportados por barcos, aviones y satélites, se mejora permanentemente el modelo de campo geomagnético.

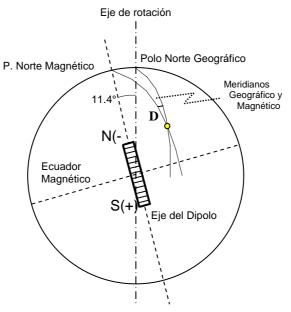
Sobre esta base la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía estableció un Campo Geomagnético de Referencia Internacional conocido como I.G.R.F., que permite determinar valores del campo teórico, llamados geomagnéticos a diferencia de los valores reales medidos llamados simplemente magnéticos.



Mapa de inclinación magnética I en grados (IGRF-1995)

A partir del análisis matemático del CMT se concluyó lo siguiente:

- 1 El 95% del campo total es de origen interno y solo el 5% es de origen externo.
- 2 El cmt es principalmente dipolar, es decir, como el producido por un imán o un solenoide, aunque en la realidad se trate de un proceso complejo y difícil de imaginar. Este se conoce como el dipolo geomagnético.
- 3 El dipolo geomagnético forma un ángulo de 11,4° con el eje de rotación de la Tierra, y su centro está desplazado unos 400 km del centro de la Tierra. Los puntos en los cuales el eje dipolar geomagnético corta la superficie de la Tierra se denominan Polos Geomagnéticos Norte y Sud. El círculo máximo perpendicular a este eje se conoce como Ecuador Geomagnético. Por definición, los polos Norte magnético y geomagnético son de signo negativo, y que la definición de polo de un imán es diferente a la de polo en la Tierra.

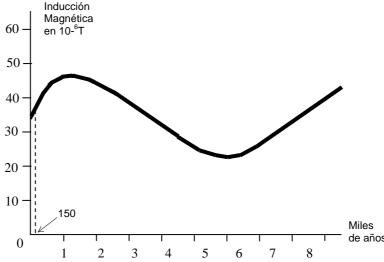


- 4 El Momento Magnético M de la Tierra es de 8x10²⁵ unidades electromagnéticas en el sistema c.g.s. de unidades.
- 5 La unidad del CMT en el sistema CGS es el oersted, pero debido a su baja intensidad se utiliza el gamma (γ) o últimamente el Tesla (T) cuya relación es 1gamma = 10⁻⁵ oersted = 10⁻⁹ Tesla = 1nanoTesla (nT).
- 6 Si el dipolo geomagnético fuera el único causante del CMT, la inducción magnética sería de unos <u>62.000 nT</u> en los <u>Polos</u> y <u>31.000 nT</u> en el <u>Ecuador</u>.
- 7 Además del campo generado por el dipolo geomagnético, también existe un <u>campo no dipolar</u> que es el responsable de la mayor parte de las irregularidades del CMT. Si restamos al CMT el campo dipolar geomagnético, lo que nos queda es el campo no dipolar. Las componentes de este campo también se muestran en cartas magnéticas donde se ve que este campo tiene centros de alta inducción positiva y negativa llamados vórtices, que son en definitiva los causantes de las irregularidades del CMT.
- 8 En los polos geomagnéticos Norte y Sur la inclinación debería ser de +90° y –90° respectivamente, lo que no ocurre justamente por la influencia del campo no dipolar. Y más aún, existen lugares de la Tierra donde la inclinación de los campos dipolar y no dipolar se suman para dar una inclinación total de ±90°, lo que se conoce como polos de máxima inclinación magnética. Obviamente estos polos no son antípodas.

Variaciones del campo magnético

En 1635, Henry Gellibrand descubrió que la declinación en Londres había cambiado desde 13,3° hasta 4,1° Este entre los años 1580 y 1634. E sta fue la primera vez que alguien observaba que el campo magnético terrestre no era estático. En el siglo 19 comenzaron las mediciones más precisas y sistemáticas, con lo que se confirmó que todos los elementos del campo variaban con el tiempo. A estos cambios se los conoce como <u>variaciones seculares</u>, donde la palabra secular se refiere simplemente a tiempo.

Durante el período de observación directa, el campo ha sido predominantemente dipolar, pero el eje del dipolo geomagnético se desplazó un poco. La latitud del polo norte geomagnético se ha mantenido casi constante, por lo tanto el ángulo entre el eje magnético y el de rotación terrestre se mantuvo en los 11° aproximadamente. En cambio la longitud ha cambiado unos 6° en los últimos 130 años, es decir a razón de 0,05° por año, aunque en los últimos años el movimiento polar ha disminuido considerablemente. Puede estimarse que en unos 7.800 años el dipolo geomagnético dará una vuelta completa alrededor del polo geográfico.



Durante los últimos 150 años la inducción magnética ha disminuido en toda la Tierra a razón del 5% por siglo.

Mediciones indirectas del CMT en el pasado

Con el descubrimiento en los años 60, de que muchas rocas adquieren y conservan la dirección y la magnitud del campo magnético del momento cuando se formaron, pudo conocerse cómo varió el campo en el pasado. El estudio de la magnetización de las rocas se conoce como Paleomagnetismo.

La mayoría de las rocas contienen una pequeña cantidad de hierro. Las más usadas en los trabajos paleomagnéticos son las ígneas (especialmente los basaltos) y las sedimentarias (especialmente los silicatos). Los minerales de hierro más importantes para estos estudios son la magnetita Fe_3O_4 y la hematita Fe_2O_3 .

Cuando se forma una roca, ya sea por sedimentación o por enfriamiento al pasar del estado líquido al sólido, los minerales de hierro se magnetizan en la dirección del CMT existente en ese momento, y la intensidad de la magnetización adquirida es proporcional a la magnitud del mismo campo. Esta magnetización es muy débil y por lo tanto se requieren instrumentos muy sensibles para medirla. Pero también, es muy estable, tanto que se mantiene millones de años. Determinada la edad de una roca por datación radimétrica, y medida la magnetización remanente en los minerales de hierro, se pudo conocer cuál fue el campo magnético en el pasado.

Las rocas accesibles más antiguas de la Tierra tienen unos 3.500 Ma, y las examinadas paleomagnéticamente tienen unos 2.600 Ma. Por lo tanto, a través de esta técnica se tiene información del CMT desde esa época. En los laboratorios paleomangéticos puede determinarse además, la Declinación e Inclinación del cmt antiguo, y consecuentemente conocerse la posición del polo magnético de la época.

La primera pregunta que surgió fue si el CMT fue siempre dipolar. A los efectos de poder comparar las direcciones de magnetización de las rocas, se partió del supuesto de que esto fue así. Esta suposición resultó correcta porque todas las rocas con una misma edad, independiente de su posición sobre la Tierra, tenían aproximadamente el mismo polo paleomagnético.

Graficando los polos Norte paleomagnéticos de los últimos 7.000 años en una vista polar de la Tierra, notaríamos que todos están dentro de un círculo de unos 11° desde el Polo Geográfico, es lo que se ha llamado cabeceo del dipolo geomagnético. Promediando estos polos desaparece el cabeceo y tendremos el dipolo centrado que se conoce como dipolo axial.

Al representar de esta misma manera los polos de rocas con millones de años de edad, se observó que estos polos se iban alejando cada vez más del Polo Geográfico, y más aún, los polos paleomagnéticos de diferentes continentes lo hacían en diferentes direcciones. Esto no significaba que el campo no fuera dipolar, sino que, junto a otras evidencias como el encaje de las costas de un continente con otro (por ejemplo Sudamérica y Sudáfrica) y la correlación de rocas entre continentes, fueron la prueba que hacia falta para demostrar la deriva de los continentes.

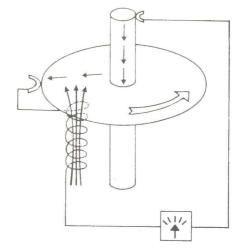
Continuando este análisis se descubrió algo inesperado: algunas rocas tenían magnetización inversa, es decir que la dirección del campo era opuesta a la esperada. El polo Norte magnético era positivo y el Sur negativo. Así se construyó una escala de polaridad-tiempo que comprende: épocas de períodos del orden del millón de años con el campo predominantemente de una polaridad, y eventos con períodos más cortos con polaridad normal e inversa. Es decir que una época con polaridad normal tiene eventos donde predomina la polaridad normal, pero también tiene eventos con polaridad inversa.

Origen del campo magnético terrestre

Cualquier teoría que se elabore sobre el origen del CMT debe explicar todas las propiedades conocidas del campo, y al mismo tiempo ser consistente con lo que se conoce sobre la estructura y propiedades de la Tierra. Estas dos limitaciones hacen que la búsqueda de una teoría satisfactoria sea difícil y complicada.

Como el cmt está cambiando permanentemente y el núcleo interno de la Tierra se comporta como un fluido conductor que estaría en movimiento, se elaboró una teoría sobre la base de la interacción magnética entre dos conductores que llevan corriente.

Como es sabido, esto hace que aparezca una fuerza de atracción o repulsión entre ellos, según la dirección en que circule la corriente sea la misma u opuesta.



Pero es un hecho experimental que este fenómeno ocurre también en forma inversa, es decir que si los conductores se mueven (siempre que se trate de un circuito completo), se inducirá una corriente en ellos. Cuando el movimiento se detiene la corriente desaparece. Este es el principio de una dínamo.

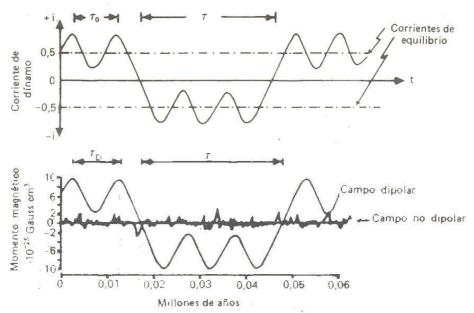
Una dínamo convierte una energía mecánica en una corriente eléctrica. El modelo más simple es el de Faraday consistente en un disco de material conductor (cobre) que rota por encima de un imán situado cerca de su borde. El movimiento del conductor cortando líneas del campo magnético, induce una corriente de pequeña intensidad en el disco. Si el imán se reemplaza por una bobina por la que circula la misma corriente del disco, la dínamo se está auto-alimentando. Este es el principio de la dínamo autoexcitada.

Para aplicar este principio al núcleo fluido de la Tierra se partió de dos suposiciones: que inicialmente existió un pequeño campo magnético no uniforme en el Núcleo, y que el material del Núcleo está en movimiento. Sobre estos supuestos es fácil pensar que cuando se mueva el material fundido en el campo magnético original, se inducirá una corriente.

Como el campo magnético de la Tierra oscila dentro de ciertos valores máximos y mínimos, y como la teoría de la dínamo auto-excitada no puede explicar estas variaciones, se encontró que el sistema oscila cuando se acoplan dínamos entre sí.

El Núcleo de la Tierra es entonces el lugar donde se dan las condiciones físicas y mecánicas necesarias para que se establezcan una o más dínamos autoalimentadas.

También se vio que en ciertas condiciones las corrientes podían cambiar de signo, es decir producirse reversiones del campo magnético por ellas generado. Este fenómeno sería ocasional durante las oscilaciones, y producido por fluctuaciones erráticas de gran intensidad en una polaridad opuesta a la del campo que justo en ese momento esté decreciendo.



Representación idealizada de las oscilaciones del campo dipolar y no dipolar, así como de las reversiones.

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

INTRODUCCIÓN

En tiempos antiguos, algunos hombres inteligentes observaron que calentando algunas rocas podían extraer metales útiles, pero estas rocas se buscaban visualmente en la superficie de la Tierra. Luego surgió la Geología que explicó la presencia y origen de estas rocas y minerales, e intenta localizarlos sobre la base de afloramientos también en superficie. Y finalmente la Geofísica vino a perfeccionar la búsqueda con métodos indirectos, es decir que detecta los minerales que están ocultos en yacimientos o reservorios bajo la superficie.

Los métodos que utiliza la Prospección Geofísica detectan propiedades de las rocas como la densidad, el magnetismo, el comportamiento acústico o la conductividad eléctrica. Pero debemos aclarar que no detectan estas propiedades en forma absoluta, sino el contraste con las propiedades físicas adyacentes.

Si bien la mayoría de los métodos geofísicos no tienen capacidad para localizar los yacimientos por si solos, a la luz de la geología permitirán una correcta interpretación de los resultados.

Los métodos geofísicos pueden dividirse en aquellos que usan los campos terrestres naturales como los debidos a la gravedad y el magnetismo por un lado, y los que recurren a campos artificiales como los sísmicos, eléctricos y electromagnéticos.

PROSPECCIÓN SÍSMICA

Introducción

La Prospección Sísmica utiliza el mismo principio y leyes físicas de la Sismología, con la diferencia que la fuente generadora de energía es una perturbación artificial provocada por la mano del hombre, y que se propaga por el subsuelo conforme las propiedades elásticas del medio. El procesamiento e interpretación de la información obtenida, permite detectar la forma de las estructuras geológicas y sus profundidades. Los equipos registradores son en esencia los mismos, pero con ligeras modificaciones para que puedan ser utilizados en el campo.

Fuentes de Energía

Se utilizan distintas fuentes de energía según las necesidades. La primera condición es que la cantidad de energía sea suficiente para que la señal recibida sea lo suficientemente amplia y clara. Esto condiciona además la frecuencia de la señal. Podemos resumirlos en tres grupos:

<u>La caída de pesos</u> es la más usada para investigación del subsuelo a poca profundidad, digamos hasta los 50 metros. Se genera con una masa de 3 o 5 kg. tipo martillo, con la cual se golpea una placa metálica afirmada al suelo para mayor efectividad de la transferencia de energía. Cuando se necesita investigar profundidades mayores, digamos de 100 o 200 metros, se utilizan masas de hasta 500 kg. suspendidas en un aparejo o en la caja de un camión o camioneta, que se dejan caer pesadamente al suelo para generar la perturbación.

<u>Los explosivos</u> como la dinamita o los compuestos químicos como el Anfo (nitrato de amonio con combustible) son los más usados para profundidades mayores, pero requieren que se los coloque en perforaciones de unos metros (hasta 20 m) por seguridad y para que la mayor parte de la energía se propague hacia adentro y no se pierda en la superficie.

Los cañones de aire se utilizan cuando se realiza prospección sísmica en el agua, para estudiar el fondo de océanos o lagos. Estos consisten de un gran pistón que recibe un golpe de presión de aire que lo hace "saltar" repentinamente, generando una gran burbuja que se propaga hasta tocar el fondo donde genera a vez la perturbación elástica deseada.

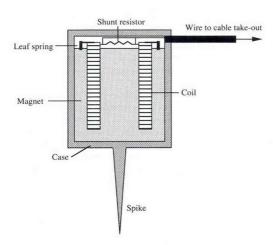
<u>Los vibroseis</u> son fuentes modernas de energía que se utilizan cuando las profundidades a investigar son del orden de los miles de metros. Estos consisten en pesadas placas metálicas de una o más toneladas suspendidas por un sistema hidráulico bajo el chasis de un camión. Este sistema suelta la placa y la levanta repetidas veces con una frecuencia variable, logrando una vibración a diferentes frecuencias.

Debe mencionarse que cualquiera de las fuentes de energía descriptas, genera una perturbación en el aire que también alcanza los sensores, entorpecen los registros y complica la interpretación.

Equipo sísmico

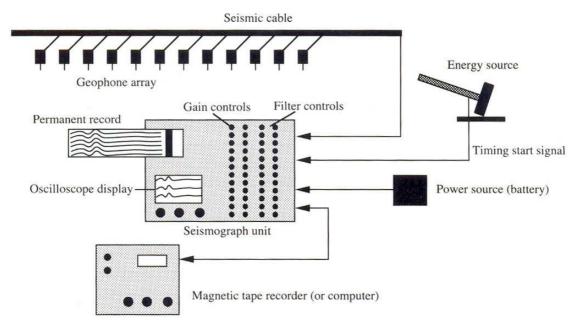
La elección del tipo de fuente de energía condiciona el tipo de equipo también. La configuración mínima del equipo sísmico consiste de tres partes:

- 1) Detección del movimiento del suelo
- 2) Acondicionamiento de la débil señal detectada
- 3) Registración de la señal



La detección de la señal se efectúa con sismómetros o geófonos que son muy simples y elegantemente diseñados, como se muestra en la figura. Esencialmente consisten en una bobina cilíndrica suspendida por un resorte en una cavidad magnética también cilíndrica. Ambos están cubiertos por una caja plástica con una punta metálica (Spike) que se introduce en el suelo. Cuando llega la vibración, se produce un movimiento relativo entre la caja y la masa suspendida (igual que en el sensor del sismógrafo) que genera una débil corriente debido al conocido principio de inercia. Este voltaje llega al equipo como una señal cruda.

El clásico equipo sísmico para prospección de poca profundidad consta de los Geóponos, el Cable sísmico, la Fuente de energía, los Filtros y controladores de ganancia y el Registrador



Es común llamar al equipo sísmico de 12 canales si permite conectar un cable con un arreglo o ristra de hasta 12 geófonos. De igual modo si tiene 24, 48, hasta 148 canales.

Como es de imaginar, la señal debe ser amplificada y filtrada. <u>La amplificación y el filtrado</u> se logran electrónicamente. El filtrado se hace para limpiar el registro de señales no deseadas y fundamentalmente del ruido que pueden enmascarar la señal de interés.

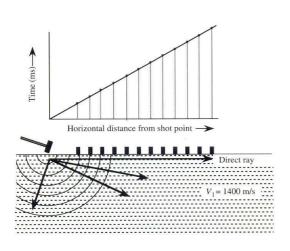
El <u>registrador</u> de los equipos antiguos era analógico, es decir que generaba una gráfica sobre un papel continuo. En los modernos la registración es digital en soporte magnético. La ventaja de este último es que los datos pueden ser transferidos a una computadora. En ambos es posible visualizar la señal en un osciloscopio incorporado.

METODO DE REFRACCION SISMICA

Principios del método

Como su nombre lo indica, este método aprovecha las refracciones de las ondas sísmicas y tuvo su inicio con los descubrimientos de las discontinuidades de Corteza-Manto y de Manto-Núcleo, es decir las de Mohorovicic y de Gutemberg. Se comenzó a aplicar exitosamente para la prospección de petróleo desde los inicios de la década de 1920.

Examinemos como se propagan las ondas en una superficie homogénea: Un frente de onda semiesférico alcanza geófonos igualmente espaciados, que registran el movimiento del suelo debido al arribo de las ondas. El tiempo de viaje de estas ondas entre la fuente de energía, punto de disparo o perturbación y cada uno de los geófonos puede ser determinado en los sismogramas de campo. Con estos datos podemos construir una grafica que llamaremos:



Dromocronas o Curvas de Tiempo de Viaje.

La gráfica resultante será una línea recta que pasa por el origen cuya **ecuación de tiempo de viaje** tendrá la forma:

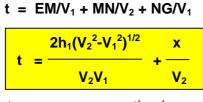
Tiempo =
$$\frac{\text{Camino}}{\text{Velocidad}} \text{ es decir que } \mathbf{t} = \mathbf{x/V_1}$$

Como la derivada de una curva nos da la pendiente: $dt/dx = m = 1/V_1$ o $V_1 = 1/m$

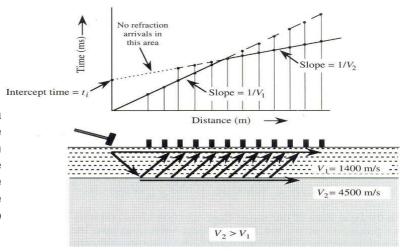
Es decir que la gráfica nos da la velocidad del medio

Como los geófonos no tienen la sensibilidad y amortiguamiento de los sismógrafos de observatorios, solo pueden detectar con precisión la onda que primero les llega y que por ello se denominan <u>primeros arribos</u>. Si bien existen los arribos posteriores, estos no son lo suficientemente claros para ser detectados e interpretados. Lo mismo ocurre con las ondas transversales o de cizalla que arriban más tarde.

Cuando el subsuelo tiene <u>una interfaz</u>, lo que se conoce como el <u>caso de dos capas</u> horizontales, hacemos el siguiente análisis para resolver la ecuación de tiempo de viaje. El camino que recorre la onda desde una fuente de energía E hasta un geófono G es el de aquel rayo que se refracta con ángulo critico θ_{ic} .en un punto M y viaja a la velocidad V_2 de la capa hasta un punto N para subir con el mismo ángulo hasta el geófono. Como cada punto alcanzado por este rayo emite nuevas ondas por el Principio de Huyggens, solo tendremos en cuenta aquel que sale con el mismo ángulo de incidencia y arriba en el menor tiempo La ecuación del tiempo de viaje será



Notamos que a partir de una cierta distancia los valores se alinean en otra recta con pendiente V₂. Es decir que se produce un claro quiebre de pendiente, lo que evidencia que el subsuelo consta de por lo menos una interfaz.



La <u>determinación del espesor h_1 </u> de ese primer estrato o capa de velocidad V_1 , puede realizarse de dos formas:

1) Midiendo el tiempo de interceptación t_i en la grafica, es decir el valor de t cuando x=0, o la intersección de la recta en el eje t:

$$h_1 = \frac{t_i V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$

 Igualando los tiempos de las dos rectas (directa y refractada) en el punto común de cruce x_{cruce}:

$$h_1 = \frac{x_{cruce}}{2[(V_2+V_1)/(V_2-V_1)]^{1/2}}$$

Cuando el subsuelo tiene <u>dos interfaces</u>, lo que se conoce como el <u>caso de tres capas</u>, siempre horizontales, la obtención de la ecuación de tiempo de viaje se complica algo, pero en definitiva tiene una forma similar a la de dos capas, donde el miembro con x tiene la pendiente de la recta que es justamente la inversa de la velocidad en esa capa.

$$t = \frac{2h_1(V_3^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_3 V_1} + \frac{2h_2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}}{V_3 V_2} + \frac{x}{V_3}$$

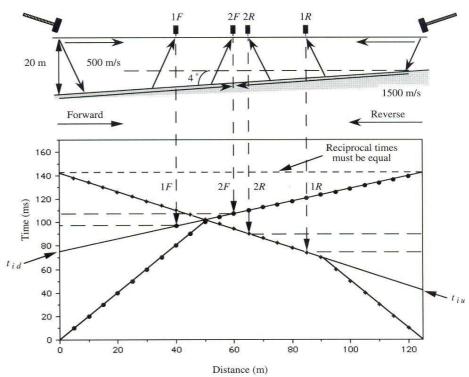
La <u>determinación del espesor h_2 </u> del segundo estrato o capa de velocidad V_2 , también puede realizarse midiendo el <u>tiempo de interceptación t_{i2} </u> en la grafica, el valor de t cuando x=0:

$$h_2 = \left[t_{i2} - 2h_1(V_3^2 - V_1^2)^{1/2}/V_3V_1\right] \left[V_3V_2/2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}\right]$$

Interfaz Inclinada

Para detectar si una capa está inclinada, se realiza un contraperfil. Esto implica colocar la fuente en el otro extremo de la ristra.

Las dromocronas con perfil y contraperfil para estratos horizontales son totalmente simétricas o espejadas, y las pendientes de las rectas son idénticas. Cuando el estrato está inclinado notamos que el primer tramo o recta de propagación directa es idéntico y espejado como en el caso horizontal, pero en el segundo tramo pendientes no son iguales. Los tiempos

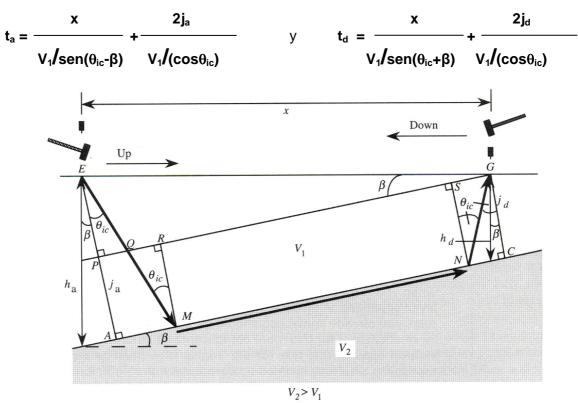


totales de ida y de vuelta llamados <u>tiempos recíprocos</u> son iguales, no así la longitud de los caminos parciales.

La <u>ecuación de tiempo de viaje con una capa inclinada</u>, será esencialmente la misma que para capa horizontal. Habrá ahora dos ecuaciones: La de <u>tiempo ascendente t</u>_a y <u>descendente t</u>_d

$$t_a = EM/V_1 + MN/V_2 + NGV_1$$

Y finalmente tendremos



Como antes, la derivada del tiempo respecto de la distancia nos da la pendiente que en este caso es la inversa de la velocidad, aparente ascendente y aparente descendente:

$$m_a = sen(\theta_{ic} - \beta)/V_1)$$
 y $m_d = sen(\theta_{ic} + \beta)/V_1)$

Tenemos dos ecuaciones con dos incógnitas de donde resolveremos el valor de θ_{ic} , β y V_2 . La <u>determinación del espesor</u> puede realizarse con los tiempos de interceptación t_{ia} y t_{id}

$$t_{ia} = (2j_a/V_1)\cos\theta_{ic}$$
 y $t_{id} = (2j_d/V_1)\cos\theta_{ic}$

Obteniéndose las profundidades perpendiculares y verticales:

$$j_a = (t_{ia}V_1)/2\cos\theta_{ic}$$
 y $j_d = (t_{id}V_1)/2\cos\theta_{ic}$ $h_a = j_a/\cos\beta$ y $h_d = j_d/\cos\beta$

Corrección de Weathering

Otro problema a resolver es el de la topografía irregular y capa superficial alterada o meteorizada. Para ello debe hacerse una corrección que consiste en elegir un plano bajo la topografía donde se proyectan los puntos de generación de energía y de ubicación de los geófonos. Conocida la velocidad de propagación de las ondas en esa capa superficial alterada, se calculan los tiempos de viaje de las ondas hasta la profundidad del plano de referencia o datum. Estos tiempos se descuentan en las mediciones y todo queda como si las perturbaciones y los geófonos hubieran estado sobre una superficie plana.

METODO DE REFLEXION SISMICA

Principio del método

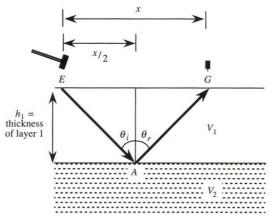
Las ondas reflejadas se comenzaron a analizar para resolver algunos problemas de la refracción: las capas ocultas, de muy bajo espesor o de menor velocidad que la superior, la gran longitud del tendido de cables con geófonos y la necesidad de grandes fuentes de energía. Obviamente estos problemas no existen en la reflexión porque

- 1) La condición para que la onda se refleje es que exista un contraste de medios conocido como <u>impedancia acústica</u>, que es el producto de las velocidades por las densidades, sin importar que la velocidad del estrato inferior sea menor que la del superior.
- 2) Las ondas reflejadas se reciben desde una distancia igual a cero en superficie, por lo que no se necesitan tendidos extensos de cables con geófonos.
- 3) Al ser pequeñas las distancias en juego, la energía necesaria será menor.

Estas son ventajas del método, pero hay una complicación, y es que los arribos de ondas reflejadas son más difíciles de identificar. Además, se requieren sofisticadas técnicas de campo y procesos por computadora para mejorar los arribos y obtener información que pueda ser realmente interpretada. Lo importante de esto ultimo es que el costo de este proceso es bastante menor que el de mayor tendido de líneas y fuentes de energía de la refracción.

Igual que en el Método de Refracción, obtengamos la <u>ecuación de tiempo de viaje</u> y construyamos las <u>Dromocronas o Curvas de</u>

Tiempo de Viaie.



$$t = (EA + AG)/V_1$$

como EA = AG =
$$[(x/2)^2 + h_1^2]^{1/2}$$

entonces
$$t = (x^2 + 4h_1^2)^{1/2}/V_1$$

Si dividimos esta ultima en 4h₁² y reagrupamos:

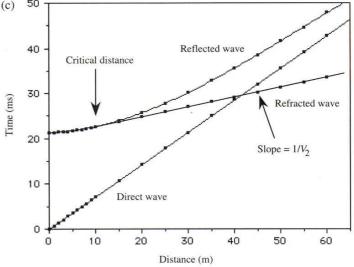
$$\frac{t^2}{4h_1^2/V_1^2} - \frac{x^2}{4h_1^2} = 1$$

La derivada de t con respecto a x no nos da la inversa de la velocidad. Se trata ahora de la ecuación de una hipérbola: $y^2/a^2 - x^2/b^2 = 1$, donde y = t, $a = 2h_1/V_1$ y $b = 2h_1$. Como sabemos, la hipérbola tiene asíntotas que son

rectas que pasan por el origen y (c) contienen la hipérbola en el infinito, donde la curva es tangente a ellas. La ecuación de estas rectas es y = (a/b)x, y si volvemos a los valores originales tendremos $t = (1/V_1)x$.

La <u>ecuación de tiempo de viaje de la onda reflejada</u> se representa entonces como una hipérbola. La explicación física de este fenómeno es que a medida que aumenta la distancia desde la fuente de energía al geófono, el rayo reflejado se aproxima cada vez más al rayo directo.

El primer análisis de los tiempos de arribo que se nos ocurre hacer, es ver que pasa con la hipérbola cuando



aumenta la profundidad para una misma velocidad del estrato, y cuando aumenta la velocidad para una misma profundidad: las hipérbolas se retardan y aplanan en el primer caso, y se adelantan en tiempo y aplanan para el segundo caso.

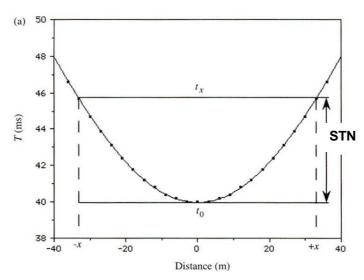
Sobretiempo Normal (STN) (Normal Move Out en Inglés).

Este concepto tiene una aplicación muy importante que veremos más adelante. Por ahora simplemente lo definimos como la diferencia entre el tiempo que demora una onda reflejada cualquiera y el de la reflejada en forma vertical (x=0). En resumen, podemos decir que:

- 1) El sobretiempo disminuye cuando aumenta la profundidad.
- 2) El sobretiempo disminuye cuando aumenta la velocidad.
- 3) El sobretiempo aumenta cuando aumenta la separación fuente-geófono.

Debemos tener muy en cuenta que el objetivo del Método de Reflexión es producir una sección sísmica, y para ello será necesario que las reflexiones obtenidas por todos los geófonos sean representadas como si hubieran sido registradas a x = 0, es decir sin sobretiempos. Entonces el sobretiempo normal resultaría ser:

STN =
$$(x^2 + 4h_1^2)^{1/2}/V_1 - 2h_1/V_1$$



Determinación de las velocidades y del espesor

Para una sola interfaz es bastante sencilla y se conoce como el Método de Green o X^2 - T^2 , porque elevando al cuadrado la ecuación del tiempo de viaje se obtiene:

$$t = (x^2 + 4h_1^2)^{1/2}/V_1 \implies t^2 = x^2/V_1^2 + 4h_1^2/V_1^2$$

Esta es la ecuación de una recta cuyas variables están al cuadrado, entonces la pendiente es la inversa de la velocidad al cuadrado (V_1^2) , y el tiempo de interceptación también al cuadrado (t_i^2) nos permite obtener la profundidad $h_1 = (t_i V_1)/2$. Las hipérbolas pasan a ser rectas y se determinan las velocidades y los espesores como en Refracción, pero serán aproximaciones. En el caso de interfaces múltiples o varias capas, el método se vuelve impreciso y no resulta tan sencillo obtener las velocidades y espesores como en la Refracción. La complicación viene del hecho que la reflexión en una segunda interfaz implica antes una refracción en la primer interfaz, entonces, los caminos de propagación no son lineales.

El Método de Dix mejora la solución al problema a través de la determinación de la Velocidad Media Cuadrática (V_{MC}^2) , que es ponderada con los tiempos de viaje a x=0, pero siguen siendo valores aproximados. Para una capa **n** cualquiera se define lo que se conoce con el nombre de **Ecuación de Dix**.

$$V_n^2 = \frac{(V_{MC(n)}^2 t_{0(n)} - V_{MC(n-1)}^2 t_{0(n-1)})}{(t_{0(n)} - t_{0(n-1)})}$$

Por ejemplo, para la segunda reflexión resultaría:

$$V_{MC2} = \left[(V_2^2 \Delta t_2 + V_1^2 \Delta t_1) / (\Delta t_2 + \Delta t_1) \right]^{1/2}$$

Como no se conocen las V_i (V_1 y V_2 en la formula anterior), Dix utiliza las velocidades medias V_{G2} y V_{G1} que provienen de Green (Rectas x^2 - t^2), y finalmente la velocidad aproximada para la capa 2 será:

$$V_2^2 = \frac{(V_{G2}^2 t_{02} - V_{G1}^2 t_{01})}{(t_{02} - t_{01})}$$

La determinación del espesor de la capa resulta sencilla:

$$h_n = V_n(t_{0(n)} - t_{0(n-1)})/2$$

Finalmente mostramos un ejemplo con valores verdaderos de velocidades y espesores comparados con los obtenidos por los Métodos de Green y de Dix.

Parámetros	Modelo	Separación de Geófonos Método de Green			Separación de Geófonos Método de Dix		
		30m	60m	120m	30m	60m	120m
V ₁ (m/s) V ₂ (m/s) V ₃ (m/s) h ₁ (m/s) h ₂ (m/s) h ₃ (m/s)	400 1800 3500 10 40	400 2250 5254 10 50 15	400 2293 5585 10 51 16	400 2411 6529 10 54 19	400 1812 3542 10 40 10	400 1839 3736 10 41 11	400 1912 4234 10 43 12

Como se ve, los valores determinados con el método de Dix hasta 30 metros de separación fuente-geófono son muy cercanos a los verdaderos. Hasta los 60 metros pueden considerarse aceptables, pero a los 120 metros ya se distorsionan bastante. En el caso de Green vemos que a los 30 metros ya están distorsionados.

La conclusión de este ejemplo es que la separación fuente-geófonos no debe se mayor que la profundidad investigada.

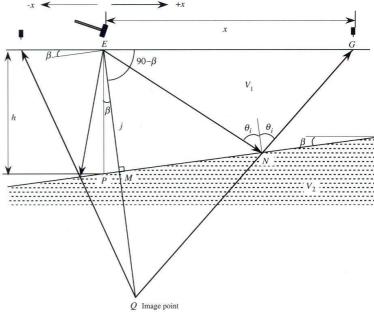
Interfaz inclinada

La situación se complica, pero se resolvió con perfil y contraperfil en el Método de Refracción. De manera similar, realizaremos un <u>perfil hacia adelante</u> y un <u>perfil hacia atrás</u>, utilizando un arreglo de geófonos idéntico hacia delante y hacia atrás, con el punto de perturbación o fuente en el centro.

La <u>ecuación de tiempo de viaje</u> es esencialmente la misma que para capa horizontal, pero como la geometría no es simétrica, tiene más términos y pasos algebraicos para llegar al resultado final.

Primero hacemos uso del punto imagen Q que surge de rebatir E desde M. Uniendo Q con G podemos construir la línea QG por donde viaja el rayo NG. Por construcción el triángulo EQN es isósceles, entonces EN = QN y el camino total equivalente que recorre la onda será QG.

Utilizamos el Teorema del Coseno que dice: $a^2 = b^2 + c^2 - 2.b.c(cosA)$ donde a, b y c son los lados de un triángulo y A el ángulo opuesto al lado <u>a</u>. En nuestro caso será:



$$(QG)^2 = (EQ)^2 + (EG)^2 - 2 (EQ)(EG).cos(90-\beta)$$

Reemplazando y reacomodando términos puede escribirse finalmente como:

$$\frac{t^{2}}{\frac{(4j^{2}-4jx \, sen\beta)}{V_{1}^{2}}} - \frac{x^{2}}{(4j^{2}-4jx \, sen\beta)} = 1$$

Veamos la similitud y diferencia con la ya conocida hipérbola para capa horizontal:

$$\frac{t^2}{(4h_1^2)/V_1^2} - \frac{x^2}{(4h_1^2)} = 1$$

Al dibujar esta última veremos la hipérbola (b) centrada, en cambio si lo hacemos con la anterior veremos que la hipérbola se desplaza hacia la derecha, indicando que el reflector esta inclinado ascendiendo hacia la derecha también. Para determinar el ángulo de inclinación basta con diferenciar $V_1^2 t^2 = 4j^2 + x^2 - (4jx) sen\beta$ con respecto a x, que igualada a cero nos dará el punto de x y t mínimos (x_{min} y t_{min}). Finalmente obtenemos:

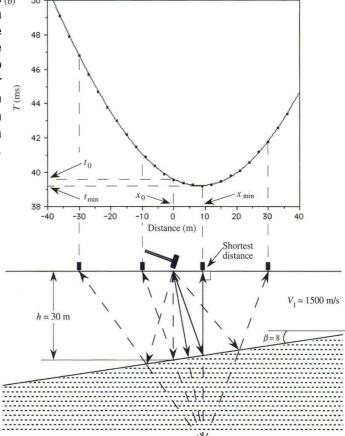


Image point

$$t_{min} = (2j/V1)\cos\beta$$

$$\cos \beta = t_{min}/t_0$$

$$h = i/\cos\beta$$

Regresando al concepto de <u>sobretiempo</u> <u>normal (STN)</u>, analicemos que ocurre cuando el estrato esta inclinado. Como lo definimos:

STN =
$$t_x - t_0 = (x^2 + 4h^2)^{1/2}/V_1 - 2h/V_1$$

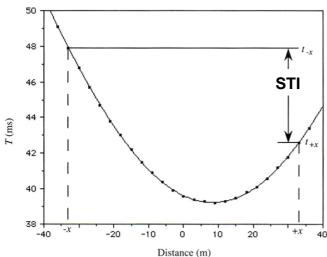
Reemplazando V_1 por V por simplicidad, la ecuación de STN puede ser escrita totalmente en función de t_0 y reaco-modada para que tenga la forma de la potencia de un binomio y pueda ser expandida como una serie, obteniendo

$$STN = x^2/2t_0V^2$$

Si se quiere más precisión puede agregarse un término más, es decir truncarla en el tercer término. Tendremos:

STN =
$$x^2/2t_0V^2 - x^4/8t_0V^4$$

Esta es llamada la ecuación del sobretiempo para capa horizontal.



Para determinar el ángulo de inclinación de la interfaz utiliza otro sobretiempo, que en este caso se llama sobretiempo inclinado (STI) y se lo define como la diferencia de tiempos de arribo de una onda reflejada a una misma distancia desde la fuente:

$$STI = t_{+x} - t_{-x}$$

Tal como hicimos en el desarrollo en serie de la potencia de un binomio para el **STN**, lo hacemos ahora para el **STI**, resultando

$$\beta = \text{arc sen} \left[V.STI / 2x \right]$$

Procedimiento de Campo

Se ubica la ristra de geófonos, que tendrán una separación acorde a la profundidad que se investiga. Para un equipo de 12 canales (24 geófonos) por ejemplo, se coloca la Ristra 1 hacia atrás de la fuente de perturbación y una Ristra 2 hacia delante. No obstante este arreglo, se perturba el suelo en la ubicación de cada uno de los geófonos. Luego la Ristra 1 se ubica delante de la Ristra 2 que queda atrás, y se repite la operación en la dirección de avance del perfil sísmico.

Procesamiento de los datos

Se realiza esencialmente con sofisticados equipos y sistemas computacionales, por la gran cantidad de información y por el tiempo que consumiría hacerlo por los medios tradicionales. Consiste en las siguientes etapas:

<u>Demultiplexéo</u>: Proceso que implica la separación de los datos correspondientes a cada geófono, que es obviamente automática y hecha por una computadora.

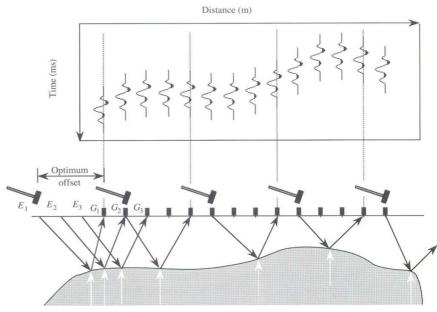
<u>Corrección estática</u>: También conocida como Corrección por Weathering. La razón y estrategias de esta corrección son las mismas utilizadas en el Método de Refracción.

<u>Deconvolución</u>: Como el pulso sísmico comienza como una explosión de corta duración, a medida que este atraviesa la Tierra va generando ecos que se acoplan y producen series de reflexiones que duran varios segundos. Este efecto se llama Convolución. Entonces la

deconvolución es un proceso matemático o filtrado, que permite eliminar esas reflexiones y dejar solo las provenientes de reflectores reales.

Separación Común:

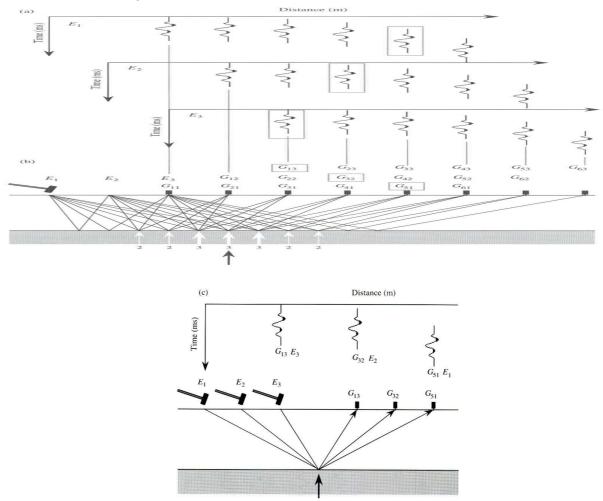
Esta técnica selecciona simultáneamente pares de fuente-geófonos (E₁-G₁, E₂-G₂,...) con la misma separación. La ventaja de este procedimiento es que la curva tiempo—distancia reproduce la topografía de la interfaz, y lo más importante es que los sismogramas de campo no necesitan corrección por sobre-tiempos (STN).



Si la interfaz es horizontal, todos los arribos aparecen alineados horizontalmente.

<u>Punto Común</u>: Es una técnica que permite seleccionar las reflexiones de un mismo punto, eligiendo trazos donde la fuente y el geófono sean equidistantes desde un punto central y con separaciones progresivamente mayores. Luego se agrupan estos trazos (gather) para conformar la clásica hipérbola por el incremento del tiempo de viaje, pero con la diferencia que ahora se trata de reflexiones en un mismo punto.

La clave de esta técnica es que mejora sustancialmente la hipérbola y por lo tanto el STN. La nueva hipérbola tiene un sobretiempo producido en un mismo punto y no uno promedio de todos los puntos de reflexión como ocurría originalmente. Cada punto medio común tendrá asociados dos o más trazos o juegos de fuente-geófono, determinando este número la cobertura (fold) del registro sísmico.



<u>Dinámica o Corrección de STN</u>. Implica corregiremos cada arribo de reflexión de modo que parezca que la onda viajó por el camino vertical. Es decir que a cada arribo le tenemos que <u>eliminar el STN</u>.

Análisis Automático de Velocidad, es un procedimiento que consiste en anular los STN con el método de prueba y error eligiendo una velocidad llamada de Stacking (V_{ST}). En la práctica se calcula el sobretiempo con la ecuación del STN en función de t_0 : y se lo resta al tiempo real medido. Se dibuja nuevamente la hipérbola, y si se aplana significa que la V_{ST} es la correcta.

STN =
$$x^2/2t_0V_{ST}^2 - x^4/8t_0V_{ST}^4$$

<u>Migración</u>: El paso siguiente implica componer los registros de manera tal que, debajo de cada geófono tengamos tantos puntos de reflexión como capas o estratos tenga el subsuelo. Pero cometeríamos un error si los estratos tienen ondulaciones, porque el punto de reflexión no estará exactamente bajo la vertical. Esta corrección mejora la resolución lateral al relocalizar los puntos de reflexión en su lugar de origen. Es una técnica que se realiza también automáticamente mediante procesos informáticos.

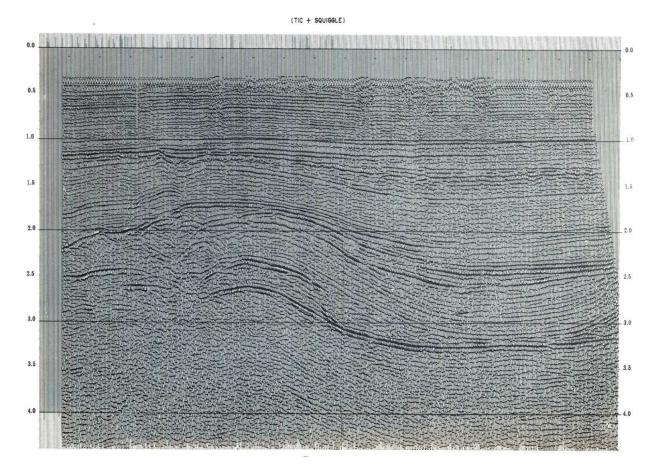
Perfil Sísmico

Es la representación de los datos sísmicos después de quitar los sobretiempos, reducir cada hipérbola a un solo pulso, sumar todos los registros y colocarlos gráficamente donde estuvo ubicado cada geópono en el terreno.

Estos perfiles tienen gran similitud con un perfil geológico, pero el eje z muestra tiempos en vez de profundidades. La conversión de estos tiempos de viaje ida y vuelta en profundidades requiere conocer la ley de velocidades del subsuelo. Lo ideal sería contar con una perforación en la zona, y generar una perturbación en la superficie mientras se introduce un geófono en el pozo. Esto permite confeccionar una curva de variación de la velocidad con la profundidad que se conoce como <u>Perfilaje Sísmico de Velocidad</u>. Otra posibilidad es recurrir al Método de Refracción en unos pocos lugares para mejorar los valores de velocidad.

COMPANY OF AMERICA LONDON DIGITAL CENTER

CONDENSED WAVEFORM DISPLAY SECTION



PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

Introducción

En razón de que un objeto sobre la superficie terrestre es atraído por la masa de la Tierra, el Método de Exploración Gravimétrica utiliza este fenómeno para detectar variaciones laterales en la densidad de materiales bajo la superficie.

Se presenta una aparente dificultad si consideramos la magnitud de las variaciones que medimos. El valor medio de la gravedad de la tierra es de 980 cm/seg², y para que podamos detectar los cambios de densidad que mencionamos, es necesario que midamos 10⁻⁵ de esta unidad. No obstante esto es posible pero requiere instrumentos muy sensibles.

El cálculo del efecto que producen las masas de densidad y formas variables no es tan complicado, sí en cambio, el hecho de que distintas configuraciones de forma y densidad, producen idénticos valores de gravedad observada.

Dada esta particularidad, es un método de prospección que detecta fundamentalmente grandes estructuras de carácter regional, y tratándose de pequeños yacimientos de minerales, el requisito será un fuerte contraste de densidad y una buena información geológica de base. Generalmente se lo complementa con otros métodos geofísicos, sirviendo fundamentalmente como de reconocimiento previo a la sísmica para prospección petrolífera.

El fundamento físico se basa en la Primera Ley de Newton que establece que existe una fuerza de atracción entre dos masas m_1 y m_2 separadas por una distancia r, representada por la siguiente relación de proporcionalidad:

$$F \propto \frac{m_1 m_2}{r^2} = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

El factor de proporcionalidad es la Constante de Gravitación Universal ($G=6,67x10^{-11}Nm^2/kg^2$). Si suponemos que la tierra es esférica e irrotacional con masa M y radio R, la atracción a una masa m sobre su superficie será $\mathbf{F} = \mathbf{GmM/R}^2$

La segunda ley de Newton dice que F = ma, entonces g será la aceleración de la gravedad,

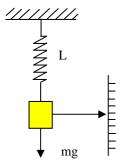
$$F = mg = G mM/R^2$$
 y finalmente tendremos que $g = GM/R^2$

La unidad del valor de g en el Sistema Internacional viene dado en m/seg², pero en honor a Galileo se definió el $\underline{Gal = 1 \text{cm/seg}^2}$. Como necesitaremos valores muy pequeños, definimos el $\underline{miligal} = 1 \underline{mgal} = 0,001 \underline{Gal}$ y la \underline{unidad} gravimétrica $\underline{ug} = 0,1 \underline{miligal}$.

La determinación del <u>valor absoluto</u> de la gravedad requiere de instrumentos sofisticados, difíciles de transportar, no aptos para el campo y consumen mucho tiempo durante la medición. El péndulo y la caída libre de una masa son estos instrumentos:

$$T = 2\pi\sqrt{L/g}$$
 y $z = \frac{1}{2} gt^2$ ó $g = 8(z_2-z_1)/[(t_4-t_1)^2 - (t_3-t_2)^2]$

En el péndulo medimos la longitud L y el período T. En caída libre medimos los tiempos de subida y bajada $(t_1, t_2, t_3 y t_4)$ al pasar una masa por dos marcas a distancia conocida $(z_1 y z_2)$.



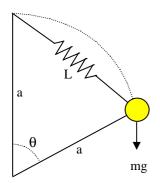
Para la determinación del <u>valor relativo</u> de la gravedad se utilizan instrumentos de diseño más simple, prácticos, de fácil traslado, y que miden la diferencia de gravedad entre dos estaciones.

Un péndulo también podría ser usado para medir la diferencia de gravedad entre dos puntos, pero no son muy prácticos para el campo. El principio de esta medición relativa surge del equilibrio de fuerzas cuando una masa es suspendida de un resorte

Como $\underline{mg} = \underline{k(L-L_0)}$, entonces en dos lugares de distinta gravedad, el resorte tendrá distinta longitud:

$$mg_1 = k(L_1-L_0) \ y \ mg_2 = k(L_2-L_0)$$
 por lo tanto
$$\Delta g = g_2 - g_1 = k \ (L_2 - L_0 - L_1 + L_0) \ /m \qquad \text{o sea que} \qquad \Delta g = \Delta L \ k \ /m$$

Los instrumentos tipo dinamómetros se conocen como gravímetros lineales, porque cambiando la constante del sistema (k/m) puede obtenerse mayor sensibilidad, pero siempre en forma proporcional o lineal. Este tipo de gravímetro tiene una gran limitación constructiva para obtener mayor sensibilidad.



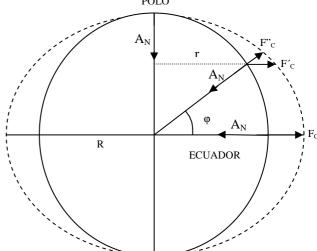
Para mejorar la sensibilidad se inventaron los gravímetros circulares, cuyo principio es también el de una masa suspendida en un resorte muy sensible que se acorta y se alarga con los cambios de gravedad, pero con un brazo dentro de un círculo de radio **a**. Este principio lo torna inestable porque el período de oscilación será infinito y así se logra la máxima sensibilidad del sistema. Este fenómeno se llama astatización.

Un gravímetro de campo muy usado es el <u>Worden</u> que permite obtener hasta <u>0,1mgal</u>. El <u>Lacoste-Romberg</u> no es tan usado en prospección por ser más delicado, aunque mucho más preciso (hasta <u>0,01mgal</u>).

Si la tierra fuera esférica y no rotara, la gravedad sería la misma en cualquier lugar de la superficie. Pero no es así, y la gravedad varía con la latitud desde aproximadamente <u>978 gal</u> en el <u>Ecuador</u> a 983,2 gal en los Polos.

Son tres los aspectos que hacen variar la gravedad entre el Ecuador y el Polo::

- 1 Fuerza Centrífuga (w²R): 3,4 gal.
- 2 Elipsoide (Radios diferentes): 6,6 gal.
- 3 Exceso de masa en el Ecuador: 4,8 gal.



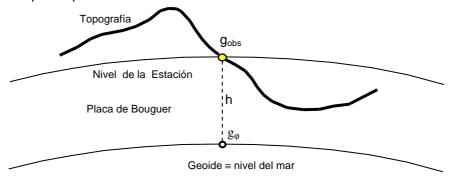
Conocidos los valores de la gravedad en el Ecuador y en los Polos, así como la Fuerza Centrífuga, se encontró una fórmula que permite determinar el valor de la gravedad a cualquier latitud. Es conocida como la Fórmula Internacional de la Gravedad con las constantes A = 0.02 y B = 0.000006, adoptadas por la Asociación Internacional de Geodesia en 1.967:

$$g_{\varphi} = g_n = \gamma = g_E(1 + Asen^2 \varphi - Bsen^2 2\varphi)$$

Concretamente para Tucumán, con una latitud $\varphi = 26^{\circ}50'$ y $g_E = 978.049$ mgal, tendremos

Correcciones al valor medido

Como las mediciones de gravedad se realizan en la superficie topográfica y la gravedad teórica o normal se determina a nivel de geoide, es necesario corregir las primeras llevándolas al nivel del mar, que es aproximadamente el nivel del geoide. Esta corrección implica varios efectos que los analizaremos por separado.



La primera corrección, de <u>Aire Libre</u> o <u>de Faye</u>, considera el efecto por la diferencia de altura entre la estación y el nivel del mar. Para este análisis basta suponer la Tierra como esférica y no rotacional, por lo tanto g = GM/R². Si la altura sobre el nivel del mar cambia (por la topografía), la gravedad será distinta porque cambia la distancia al centro de la Tierra. La corrección se obtiene derivando g respecto a R y reemplazando dR por h:

$$dg/dR = -2GM/R^3 = -g(2/R)$$
 y $dg = -2gh/R$

Para un valor medio de g y R se obtiene

$$dg = -0.3086 \text{ mgal/m} = C_{AL}$$

El signo menos proviene del hecho que al aumentar R disminuye g, pero <u>la corrección será aditiva</u>, porque medimos de menos. De aquí surge también la precisión con que debe conocerse la altura sobre el nivel del mar de una estación. Si cada metro de altura la gravedad disminuye 0,3086 mgal, 1miligal de precisión en la medición requiere conocer la altimetría a los 3 metros y 0,1 miligal a los 33 cm.

La segunda corrección, llamada de <u>Bouguer</u>, considera la masa interpuesta entre el nivel del mar y la estación de medición, que por estar debajo aumenta el valor medido. Esta masa debe ser eliminada para que nuestra medición sea comparable con el valor teórico de la Fórmula Internacional. La Teoría de Potencial demuestra que, siempre que se trate de un cuerpo esférico como la Tierra, las masas ubicadas encima de un radio cualquiera no producen atracción.

Esta corrección no es exacta, pero es suficiente para la precisión de nuestras mediciones. Considera a la masa interpuesta como una losa plana horizontal, con un espesor igual a la altura sobre el nivel del mar y con una densidad igual a la de rocas en la superficie. Obviamente no tiene en cuenta los valles y montañas.

Bouguer calculó la atracción gravitatoria de un cilindro partiendo de un elemento infinitesimal de masa <u>dm</u> en la dirección vertical z, obteniendo

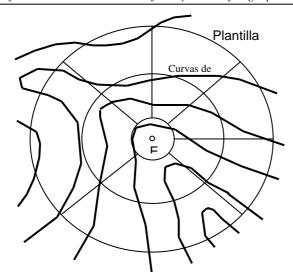
$$g_z = 0.04193.\delta \, \text{mgal/m}$$
 o $g_z = 0.1119 \, \text{mgal/m} = C_B$ para $\delta = 2.67 \, \text{Tn/m}^3$

Esta <u>corrección será siempre negativa</u> porque la placa bajo la estación aumenta el valor de la gravedad, medimos de más, y para llegar al nivel del mar debemos eliminarla.

La tercera corrección es la $\underline{\text{Topográfica}}$, pues viene a considerar los valles y las montañas que la placa de Bouguer no tuvo en cuenta. Los valles fueron rellenados y su efecto restado por la corrección de Bouguer. Como se midió sin material en ellos, debemos calcular la atracción de esa masa y sumarla para anularla. Las montañas no fueron consideradas en la corrección de Bouguer. Como estas disminuyen el valor medido, debe calcularse la atracción y sumar su efecto. Es decir que tratándose de montañas o valles, esta corrección será siempre positiva. Para esta corrección se utiliza el método ideado por $\underline{\text{Hammer}}$, quien partiendo de la atracción de una placa como Bouguer, la redujo a un anillo con radios externo e interno (R_e y R_i) de espesor h y densidad δ y la fraccionó en sectores. La atracción de un anillo resulta:

$$g_{anillo} = 2\pi.G.\delta \left[R_e - R_i + (R_i^2 + h^2)^{1/2} - (R_e^2 + h^2)^{1/2} \right]$$

Luego construyó una plantilla o gratícula de manera tal que se pueda calcular efecto gravífico por unidad de altura de cada compartimiento, lo que está tabulado como Tablas de Hammer. En la práctica se genera la gratícula a la escala de la cartografía con que se trabajará. Se coloca el centro de la gratícula en cada estación ubicada sobre la carta, se lee la altura media de cada sector circular, y se le resta la altura de la estación.



El valor absoluto de esta diferencia se multiplica por el valor unitario de atracción del sector. Este valor puede ser obtenido de las citadas Tablas. La suma de todos los efectos dará la corrección total por topografía en cada estación gravimétrica.

Obviamente, se trata de un trabajo tedioso y aburrido, pero la única forma de saber hasta donde influye la topografía para corregirla, es haciendo este cálculo.

En la actualidad, con el uso de las computadoras, y siempre que los mapas estén digitalizados, la corrección topográfica se efectúa automáticamente.

Existe otra corrección, la Isostática. No hay dudas que la Litósfera flota, y a este fenómeno se lo conoce como Isostasia. Es el estado que tomaría la Tierra ante un reajuste por equilibrio gravitatorio. Como las montañas tienen raíces de menor densidad que el material que las rodea, habrá un efecto negativo de atracción que diminuye la gravedad observada. Cuando una región rígida recibe sedimentos a una velocidad mayor que la necesaria para hundirse y alcanzar el equilibrio hidrostático, el fenómeno dará un efecto positivo. Si hubiera erosión de una montaña, esta debería ascender, y si lo hace con menor velocidad que la de erosión, dará un efecto negativo que implicará una sobrecompensación. Esta es la corrección que deberá realizarse por Isostasia, que se usa muy poco porque es del orden de 0,1 mgal, y porque su efecto en la zona de prospección es constante o gradual y puede eliminarse fácilmente.

Otra corrección tiene que ver con el transcurso del tiempo durante las mediciones, la <u>Deriva y Marea</u>. Si ubicamos el gravímetro en una estación y tomamos lecturas cada hora, veremos que los valores cambian. La deriva se origina en el cambio de las constantes elásticas de los resortes, y el efecto de marea en la atracción que ejercen el Sol y la Luna sobre la masa del gravímetro. Estas se corrigen con una secuencia de medición en rulos o loop que implica volver cada una o dos horas a una estación designada como base, ya que en ese tiempo se considera lineal la variación y puede calcularse proporcional al tiempo transcurrido. El efecto máximo de marea es el orden de 0,2 miligal y el de deriva de 0,1 miligal.

Siempre es preferible ligar las mediciones a una <u>estación base</u> con valor absoluto de la gravedad. Si esto no fuera posible se adopta un valor aproximado en una estación considerada como base, y se establece la relación entre ésta y las restantes de la red de medición.

Todos los gravímetros salen de fábrica con una <u>constante de calibración</u> generalmente grabada en su carcasa. Esta constante es el factor por el cual multiplicar las lecturas para convertirlas en valores de gravedad. Con el paso del tiempo el sistema de resortes del gravímetro pierde elasticidad (deriva) y por lo tanto la constante deja de ser real. Entonces debe ser determinada nuevamente. Lo ideal es tomar lecturas en dos puntos de gravedad absoluta conocida y la nueva constante surgirá de la relación entre las diferencias de lectura y de gravedad.

Es muy común utilizar el valor medio de Corteza, $\delta = 2,67~\text{Tn/m}^3$ para la placa de Bouguer. Lo ideal sería conocer la densidad a partir de muestras de laboratorio, pero si el área de estudio es muy grande, se requerirán muchas muestras, y aún así no serán muy representativas si la altura sobre el nivel del mar es grande. El Método de Nettleton es un procedimiento que requiere valores de gravedad sobre un perfil topográfico con fuertes desniveles. Se calcula la anomalía de Bouguer con densidades desde 1,8 hasta 2,8 Tn/m^3 y se llevan estos valores a una gráfica con la misma escala horizontal que el perfil topográfico.

La densidad del perfil gravimétrico que tenga menor correlación con la topografía, es la que mejor se ajusta como densidad superficial para la placa de Bouguer, pero esta será la densidad entre las estaciones de menor y mayor altura sobre el nivel del mar.

Anomalías gravimétricas

El valor de la gravedad determinado en un punto, corregido y restado del valor teórico obtenido de la Formula Internacional nos arrojará una diferencia que llamamos Anomalía o Δg .

$$\Delta g = g_{obs} - g_n + Al_{corr} - B_{corr} + T_{corr} \pm I_{corr}$$

Los valores de anomalía de Bouguer se vuelcan en cada punto sobre un mapa, con los que se construirán curvas isoanómalas, similares a las curvas de nivel topográficas.

Interpretación Gravimétrica

La interpretación de anomalías gravimétricas, magnéticas o eléctricas es ambigua, porque una anomalía dada puede ser causada por un infinito número posible de fuentes. Esferas concéntricas de diferentes densidades y radios producirán la misma anomalía, puesto que la atracción de la masa actúa como si estuviera localizada en el centro de las esferas.

Las anomalías detectadas por este método están originadas en la contribución de diferentes fuentes o masas, tanto superficiales como profundas, incluso a considerables distancias de la zona de trabajo. Esto obviamente enmascara la fuente anómala particular que se busca.

Una tarea muy importante en la interpretación será reducir a un mínimo esa ambigüedad, utilizando todo tipo de información disponible, fundamentalmente la geológica obtenida de afloramientos, pozos, minas o de otras técnicas geofísicas.

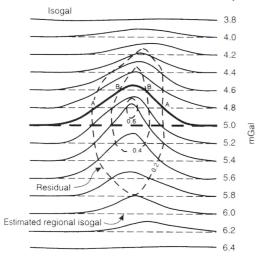
Las grandes estructuras producen anomalías de Bouguer que se caracterizan por ser ondas amplias y suaves, llamadas <u>Tendencia Regional</u> por su efecto o simplemente <u>Anomalía Regional</u>. Sobre esta puede estar superpuesta una anomalía local de extensión limitada y menor longitud de onda llamada <u>Anomalía Residual o Local</u>. Generalmente el interés de la interpretación está en estas anomalías locales o residuales, para lo que debe eliminarse primero el efecto regional.

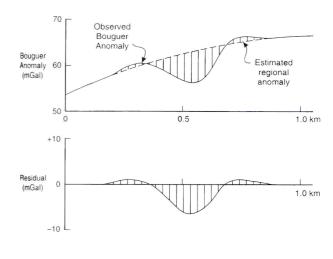
Existen métodos gráficos de suavizado de curvas y de ajuste de tendencias y filtros. Los procedimientos matemáticos deben utilizarse con mucho cuidado pues son soluciones analíticas que nada tienen que ver con la Geología.

El método gráfico de suavizado consiste simplemente en aplanar, con criterio, las curvas isoanómalas de Bouguer. Justamente, estas nuevas curvas obtenidas son consecuencia de la anomalía regional. Serán curvas más o menos paralelas, lo que indica un efecto gradual de atracción. Luego se restan las curvas, que es lo mismo que encontrar los puntos de cruce a un mismo valor y luego unirlos. En la figura de la izquierda se ve que los puntos de cruce con valores de 0.2, 0.4 y 0.6 miligales de diferencia permiten construir nuevas curvas isoanómalas, las que representan solo la anomalía residual.

También en el plano de curvas isoanómalas puede trazarse un perfil en la dirección de mayor cambio y suavizar gráficamente. La resta de la anomalía de Bouguer menos la curva suavizada permite obtener la anomalía residual

El objetivo de la prospección gravimétrica debe estar claramente establecido incluso antes de iniciar la medición, pues de ello dependerá la densidad de estaciones y su precisión, que tendrá una incidencia directa en la separación de las anomalías de interés.





La <u>interpretación directa</u> es más bien cualitativa, pues da información de cuerpos anómalos sin precisar la verdadera forma de los mismos. Hay varios métodos como el del <u>Medio Ancho</u>. La distancia horizontal entre el valor máximo de la anomalía y el valor mitad del máximo se define como medio ancho o medio máximo $\mathbf{x}_{(1/2)\text{max}}$. Si la anomalía es producida por un cuerpo de tres dimensiones, se parte de la suposición que resulta de una masa puntual, entonces $\Delta g = G.m.z/r^3$ permitirá obtener la profundidad en términos del medio ancho: $\mathbf{z} = \mathbf{1.30.x}_{(1/2)\text{max}}$.

El método del <u>Gradiente-Amplitud Máxima</u> parte de los mismos supuestos del método anterior donde es posible obtener z desde la relación entre el valor máximo de la anomalía g_{max} (x=0) y el valor g' cuando la pendiente de la curva es máxima (punto de inflexión). En este caso, para un cuerpo 3D será $z < 0.86 \ q_{max}/q'$ y para uno en 2D será $z < 0.65 \ q_{max}/q'$.

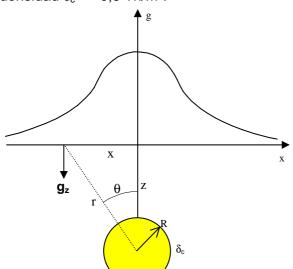
El método del Espesor aproximado permite estimar el espesor ${\bf t}$ de una losa si se conoce el contraste de densidad $\Delta\delta$ de un cuerpo, utilizando la fórmula de la Placa de Bouguer, es decir $\underline{\Delta g} = 2\pi.G.\delta.t$. Este espesor siempre será el mínimo, pues está restringido por la extensión horizontal del cuerpo. Es muy usado para ubicar el salto de una falla por la diferencia entre los tramos antes y después de la misma.

La <u>interpretación indirecta</u> consiste en simular un modelo (o cuerpo geológico), calcular la anomalía que este produce y luego compararla con la observada. En razón del problema inverso, esta no será la única solución.

El intento más simple de interpretación indirecta es la comparación de las anomalías observadas con la calculada para ciertas formas geométricas simples, cuyo tamaño, forma, densidad y posición pueden ser ajustadas.

Por simplicidad en su figura, se comienza con la esfera, aunque difícilmente se encuentren cuerpos anómalos con esta forma. Pero como primer modelo a interpretar en la mayoría de los casos, no resulta inapropiado.

En razón de que buscamos explicar anomalías de Bouguer en términos de variaciones de densidad, cuando consideramos el efecto gravitatorio de un cuerpo, trabajamos con <u>contrastes de densidad</u>, es decir la densidad del cuerpo menos la del material que lo rodea. Entonces una esfera de densidad 2,0 Tn/m³ dentro de un material de 2,6 Tn/m³, producirá un contraste de densidad $\delta_c = -0.6$ Tn/m³.



La ecuación para calcular el efecto gravífico de una esfera es relativamente simple. Para un contraste de densidad δ_c , el exceso o defecto de masa de una esfera de radio R será $4/3\pi R^3 \delta_c$, que a una distancia $r^2 = (x^2 + z^2)$ producirá la siguiente atracción:

$$g_{esfera} = Gm/r^2 = \frac{4\pi GR^3 \delta_c}{3r^2} = \frac{4\pi GR^3 \delta_c}{3(x^2 + z^2)}$$

Como los gravímetros miden la componente vertical de la gravedad, $g_z = g.\cos \theta = g.z/r$

$$g_{esfera} = \frac{4\pi GR^3 \delta_c}{3} \times \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

Si cambiamos z y R^3 de manera que el producto se mantenga constante, la curva de anomalía casi no variará, y aquí se presenta el problema de la <u>ambigüedad</u> mencionado más arriba. Partiendo del mismo análisis de Bouguer, se puede determinar la atracción gravitatoria de una varilla horizontal de densidad δ , sección A y a una profundidad h:

$$g_{\text{varilla}} = 2.G.\delta.A/h$$

Para el caso de estructuras geológicas de forma aproximadamente cilíndrica tendremos:

$$g_{cilindro horizontal} = 2.\pi.G.R^2.\delta.\frac{z}{(x^2 + z^2)}$$

Partiendo siempre de la determinación de Bouguer, también se puede obtener la atracción de un cilindro vertical sobre su eje:

$$g_{\text{cilindro vertical}} = 2\pi G \delta \left[(h_2 - h_1 + (R^2 + h_1^2)^{1/2} - (R^2 + h_2^2)^{1/2} \right]$$

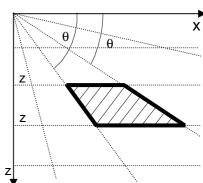
Con h₁ y h₂ la profundidad al tope y al fondo del cilindro, similar a la de Hammer en la corrección topográfica.

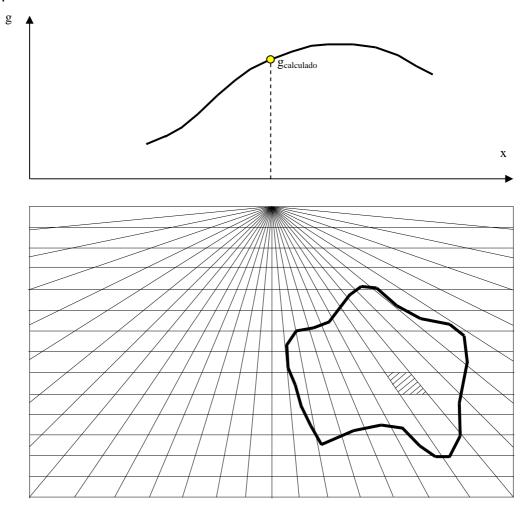
Cuando el cuerpo es muy irregular, su sección puede asemejarse a un polígono de n lados con coordenadas x-z en cada uno de los vértices.

El método de la <u>Plantilla o Gratícula</u> es manual y consiste en superponer la plantilla que se construye de un modo similar a la de Hammer, pero que calcula el efecto gravífico de sectores trapezoidales en un plano vertical y a diferentes profundidades. La atracción gravimétrica vertical de todos los sectores en el punto origen (x=0 y z=0) es la misma, porque $\Delta\theta = (\theta_2 - \theta_1)$ y $\Delta z = (z_2 - z_1)$ son constantes y la densidad es la misma para un cuerpo. Se obtiene partiendo también de la atracción de una varilla:

$$g_z = 2.G.\delta .\Delta\theta ..\Delta Z$$

Este método supone interpretar al cuerpo en dos dimensiones (2D), cuya sección transversal en el plano \underline{x} - \underline{z} es la del polígono modelado y su longitud perpendicular en la dirección \underline{y} es infinita. El efecto de atracción en cada punto de muestreo (0;0) surge de sumar la cantidad entera y las fracciones de los sectores incluidos en el polígono que represente al cuerpo y multiplicarlo por el efecto de un sector.

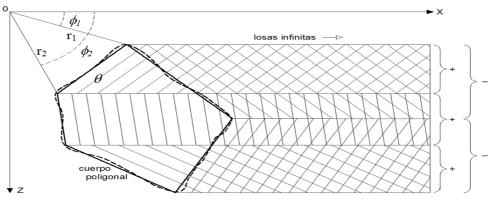




Talwani 2D

Partiendo de la anomalía de losas semi-infinitas con un borde inclinado, Talwani diseñó un cuerpo de sección poligonal conformado por los bordes inclinados de las losas y sumó el efecto de cada una con la siguiente convención de signos: Negativo mientras aumente la profundidad al recorrer la cara del cuerpo en sentido horario, y positivo cuando disminuya la profundidad. La suma de las atracciones anula el efecto de las losas y deja solo el del cuerpo. La atracción de cada losa es

$$\Delta g = 2.G.\delta.\left[z_2\phi_2 - z_1\phi_1 - \left\{x_1sen\theta + z_1cos\theta\right\}.\left\{sen\theta.ln(r_2/r_1) + cos\theta.(\phi_2-\phi_1)\right\}\right]$$



La suma del efecto de todas las losas dará la atracción de solo la sección del cuerpo.

Con el avance tecnológico se desarrollaron programas informáticos que permiten calcular el efecto gravímetrico de cuerpos en dos dimensiones y media (2,5D), que funcionan de manera similar a los de 2D, pero donde la longitud perpendicular es finita. Otros programas más sofisticados que permiten modelar el cuerpo en tres dimensiones (3D), seccionándolo horizontalmente en rebanadas que conforman polígonos de n lados. Luego se unen los vértices entre secciones consecutivas para formar caras triangulares y finalmente se calcula la contribución gravimétrica de cada cara y se las suma para obtener la atracción total.

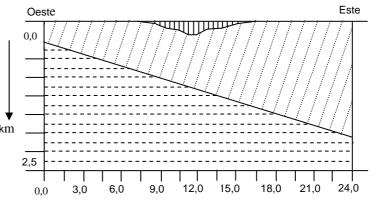
En resumen, con cualquiera de los métodos vistos, la interpretación gravimétrica implica los siguientes pasos:

- 1) Construcción de un modelo razonable.
- 2) Cálculo de la anomalía gravimétrica del modelo.
- 3) Comparación de las anomalías calculada y observada.
- 4) Modificación del modelo, y volver al punto 2 hasta ajustar las curvas.

El proceso es entonces iterativo y la bondad del ajuste puede ser gradualmente mejorado. Esto permite una automatización y optimización ya que todas las variables (puntos del cuerpo, densidad, anomalía regional, etc.) pueden ser variadas dentro de ciertos límites previamente definidos. Esta técnica es elegante y exitosa, pero consume mucho tiempo de computadora.

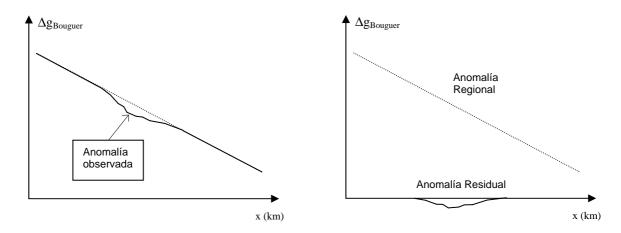
Ejemplo

Creamos un modelo geológico simple que permita analizar las anomalías que genera. Imaginemos un río subterráneo tapado con arena y grava en una cuenca sedimentaria asentada en un basamento cristalino km inclinado hacia el Este. Nuestra observación gravimétrica estará afectada tanto de la masa del río como del relleno sedimentario.



Si calculamos la anomalía de Bouguer en cada punto y la graficamos a lo largo de un perfil, tendremos lo que se muestra en la figura: Una tendencia a disminuir hacia el Este y una anomalía seguramente local porque aparece y desaparece en la línea de tendencia.

Si nuestro objetivo es conocer la forma y dimensiones del río al que asignamos un contraste de densidad razonable de -0,40 Tn/m³, y a la roca sedimentaria un contraste de -0,20 Tn/m³, ambas sobre el basamento de 2,67 Tn/m³ que es la densidad utilizada para obtener la placa de Bouguer, tendremos el siguiente modelo e interpretación:



PROSPECCIÓN MAGNÉTICA

Introducción

El cálculo e interpretación de las anomalías magnéticas es mucho más compleja que las gravimétricas. Esto se debe fundamentalmente a que todo cuerpo anómalo tiene dos polos de distinto signo, mientras que en gravedad podemos considerar que la atracción de masas equivale a solo un polo positivo o negativo. Además, la magnetización remanente que generalmente no es considerada, puede causar muchas veces un efecto muy significativo.

Antes de analizar las anomalías, debemos reconsiderar la <u>susceptibilidad de las rocas</u>. Aunque esta es adimensional, su valor se expresa en unidades electromagnéticas (uem) en el sistema cgs., solo para advertir que el sistema usado es el cgs y no el SI. Los valores de susceptibilidad usados pueden ser convertidos al SI con solo multiplicarlos por 4π .

Valores medios de k para diferentes rocas								
Sedimentarias	5.10 ⁻⁵	uem	0.016% magnetita					
Metamórficas	3.10 ⁻⁴	uem	0.100%					
Granitos y <u>Riolitas</u>	5.10 ⁻⁴	uem	0.160%					
Garbos y Basaltos	6.10 ⁻³	uem	0.200%					
Rocas <u>Ultabásicos</u>	12.10 ⁻³	uem	4.000%					

La <u>magnetización remanente I_r </u> no es tenida en cuenta en la interpretación de las mediciones. Como se sabe, está presente en toda roca conservando la historia magnética, es decir, el magnetismo existente al momento de la formación de la roca.

A veces tiene un valor similar a la

magnetización inducida I_i y puede estar orientada en cualquier dirección.

Algunos minerales como la magnetita, ilmenita y pirrotita tienen alta susceptibilidad, siendo la primera la mayor. Por ello, la susceptibilidad de todas las rocas se mide como un porcentaje de magnetita. La verdadera susceptibilidad de la magnetita varía entre 0.1 y 1.0 uem, dependiendo del tamaño del grano, forma e impurezas, adoptándose como media k=0.35 uem. Una roca con un 1% de magnetita tendrá una susceptibilidad k=0.003, es decir 3.10⁻³ uem.

Procedimientos básicos de campo

La exploración magnética no requiere de tantos cuidados y correcciones como la gravimétrica. Sin embargo, hay que seguir un procedimiento para obtener una precisión aceptable en las mediciones, aunque la exploración desde el aire requiere de otros cuidados adicionales.

La <u>limpieza magnética</u> es fundamental cuando se trabaja con magnetómetros portátiles sobre el suelo. Esto implica desprenderse de objetos metálicos aparentemente inocentes como cortaplumas, anteojos, lapiceras, llaves, etc. Además, debe tenerse cuidado de no acercarse demasiado a automóviles, alambrados, líneas eléctricas, tuberías, etc. El sensor siempre debe estar a más de un metro del suelo, y si es posible a dos o tres metros, para que no afecten las lecturas los minerales o desechos magnéticos de la superficie.

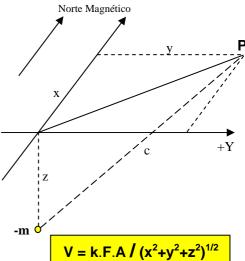
A raíz de las <u>variaciones diurnas</u> o de corto período del campo magnético, las mediciones deben corregirse de un modo similar al de los efectos de marea y deriva en gravimetría. Una forma consiste en reocupar una estación base cada una hora y luego cambiar de base. Otra más práctica pero que requiere de dos magnetómetros, consiste en dejar uno fijo como base para conocer las fluctuaciones del campo.

Efecto magnético de un polo aislado

Aunque este no existe en la realidad, es un ejercicio muy conveniente por su simplicidad.

Primero determinaremos el efecto magnético de un polo aislado o monopolo. Partiendo de que el campo $\mathbf{H} = \mathbf{m/r}^2$ y que el potencial magnético (o trabajo, que es una fuerza por una distancia) es $\mathbf{V} = \mathbf{H.r} = \mathbf{m/r}$, para un polo negativo en el origen de un sistema coordenado a profundidad z, el campo en un punto P de coordenadas x,y para una fuerza magnetizante F será:

$$V = m/r$$
 $I = k.F$ $m = IA$ $V = k.F.A/r$ $r = (c^2+z^2)^{1/2} = (x^2+y^2+z^2)^{1/2}$



Como el campo magnético en una dirección dada, vertical por ejemplo Z. es la derivada negativa del Potencial en esa dirección. :

$$Z_A = -\frac{dV}{dz} = -\frac{2z(-1/2)(k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} = \frac{z(k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

Siempre es conveniente orientar el sistema coordenado de modo que la dirección x coincida con el Norte Magnético. Las componentes horizontales del campo se obtienen del mismo modo.

$$H_x = -\frac{dV}{dx} = \frac{x (k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

$$H_y = -\frac{dV}{dy} = \frac{y (k.F.A)}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$$

Siendo $H_A = (H_x^2 + H_y^2)^{1/2}$ la componente horizontal en la dirección al polo, el campo total anómalo F_{AT} generado se calcula con la siguiente fórmula, donde i es la inclinación magnética del lugar de análisis:

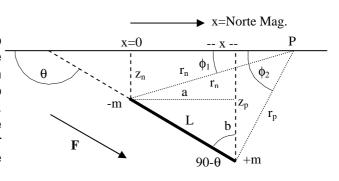
$$F_{AT} = Z_A sen i + H_A cos i$$

En la siguiente gráfica se muestran dos casos de atracción magnética de un monopolo en lugares con inclinaciones magnéticas i = 0° y 70°.

Como puede apreciarse, las atracciones totales F_{AT} resultantes son muy diferentes, a pesar de tratarse de un solo polo, que es lo más parecido a la atracción gravimétrica. La complicación surge de la inclinación magnética evidentemente.

Efecto magnético de un dipolo

Para el análisis supondremos que el dipolo está magnetizado a lo largo de su eje (paralelo a su longitud). Si la magnetización es inducida, la orientación del dipolo coincidirá con la del campo magnético F. Esto también es un supuesto porque raramente se presentará en la realidad, por el magnetismo remanente, pero puede haber una buena aproximación con suerte.



Las intensidades del campo magnético en P debidas a los polos negativo y al positivo son:

$$R_{An} = -m/r_n^2 = (k.F.A)/r_n^2$$
 y $R_{Ap} = +m/r_p^2 = (k.F.A)/r_p^2$

Las componentes horizontales y verticales de estas intensidades en P serán:

$$Z_{An} = R_{An} \operatorname{sen} \phi_1$$
 $Z_{Ap} = R_{Ap} \operatorname{sen} \phi_2 H_{An} = R_{Ap} \operatorname{cos} \phi_1$ $H_{Ap} = R_{Ap} \operatorname{cos} \phi_2$

La componente horizontal y vertical total será la suma de las parciales debidas a cada polo:

$$Z_A = Z_{An} + Z_{Ap}$$
 y $H_A = H_{An} + H_{Ap}$

Igual que para el monopolo, usamos la misma ecuación $F_{AT} = Z_A sen i + H_A cos i$

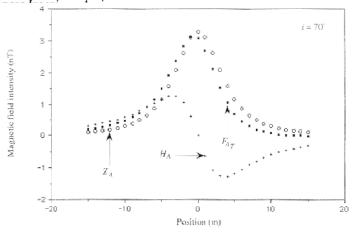
$$F_{AT} = Z_A sen i + H_A cos i$$

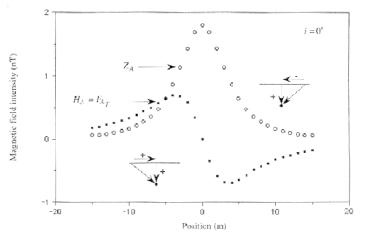
Con estas relaciones se puede construir la gráfica de la derecha, que nos muestra lo complejo que se vuelve interpretar las anomalías debidas a un dipolo a diferentes inclinaciones.

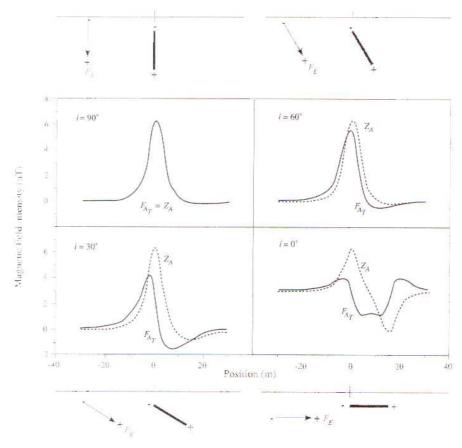
Las ecuaciones vistas se vuelven aún más complejas si se quiere determinar el efecto magnético de una esfera, pero habrá similitud en las curvas resultantes. También puede calcularse el efecto de cuerpos de sección irregular. Para ello existe un desarrollo mate-mático similar al que Talwani utilizó para gravimetría, y que tiene su aplicación mediante el uso de adecuados programas informáticos.

Ventajas y desventajas del método

En todo el análisis precedente se simplificó bastante la situación, al considerar que la anomalía estaba orientada paralela al campo magnético terrestre. Esto dista mucho de la realidad, pero sirve para familiarizarse con la interpretación magnética y para tomar conciencia que la prospección magnética tiene un alto grado de subjetividad. Por lo tanto la interpretación será solo cualitativa.







Una desventaja es el hecho que se desprecia la imantación remanente, la que a veces puede ser muy importante. Esto da un cierto grado de incertidumbre a nuestra interpretación.

Otra es el amplio rango de variación de la susceptibilidad magnética para los distintos tipos de rocas, y no hay garantías de que la magnetización esté uniformemente distribuida.

Recordemos que en un flujo basáltico la susceptibilidad es bastante alta debido a la abundante magnetita. Sin embargo, esta se acumula a veces en bolsones que dan anomalías discontinuas cuando el relevamiento es a gran escala o gran detalle.

En síntesis, las desventajas del método provienen de la fuerte dependencia de la anomalía respecto de las características propias de la anomalía y de la dirección de magnetización.

Pero la gran ventaja del método está en el relativamente bajo costo de exploración por área de investigación. Muy especialmente cuando se trata de relevamientos aéreos. Por ello es generalmente el primero de los métodos que se utiliza para delimitar zonas de interés, y fundamentalmente ahorrar recursos en el uso de otros más métodos más costosos.

Como las susceptibilidades son bajas en la mayoría de las rocas, es mejor focalizar la investigación a grandes anomalías, ya que las altas susceptibilidades se encuentran en un reducido tipo de rocas.

El procesamiento de los datos usado en magnetometría es similar al que se usa en gravimetría, Inicialmente se calcula la anomalía magnética en cada punto, restando el valor medido del valor teórico obtenido del I.G.R.F. Luego se construye un mapa de curvas isoanómalas interpolando valores. También pueden aplicarse las técnicas de separación de tendencias regionales, segundas derivadas, continuación hacia arriba y hacia abajo y el modelado de cuerpos. Todas estas técnicas son poco usadas en este método por las desventajas ya citadas. No obstante, las anomalías detectadas son de gran importancia porque definen áreas que pueden ser de interés para la aplicación de otros métodos geofísicos, según el objetivo de la prospección.

PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

Introducción

El principio en el que se basa este método consiste en interpretar los distintos materiales del subsuelo, a partir de las variaciones de la <u>resistividad</u> al paso de la corriente eléctrica. Y según la corriente sea generada y aplicada al suelo o provenga de fuentes existentes, habrá dos categorías de métodos: los de <u>Corrientes Artificiales</u> y los de <u>Corrientes Naturales</u>. A su vez, según el tipo de corriente que circule por el suelo, los métodos se subdividen en los de <u>Corriente Continua</u> y los de <u>Corriente Alterna</u>. Sobre esta base, los agrupamos de la siguiente manera:

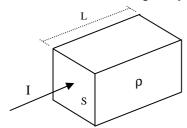
Las corrientes artificiales son provistas por generadores tipo baterías o por pequeños motores a combustión, que convierten la rotación en una corriente continua o alterna. Las corrientes naturales continuas tienen su origen en el fenómeno químico de Oxidación-Reducción y las alternas en la oscilación del campo magnético de la Tierra.

Si bien hubo experiencias de mediciones en el año 1830, puede considerarse como el inicio de las exploraciones geoeléctricas recién en 1930 por parte del francés Schlumberger y el norte-americano Wenner. Desde esa fecha han venido mejorándose las técnicas y el instrumental, hasta lograrse una sólida base teórica que permitió desarrollar sofisticados programas de computadoras para interpretar los resultados.

El método geoeléctrico es probablemente el más utilizado para investigaciones a poca profundidad y muy especialmente para la búsqueda de napas freáticas o reservorios de agua.

Propiedades Eléctricas de las Rocas

La Resistividad, la propiedad más importante, se define como la resistencia medida en Ohmios entre dos caras opuestas de un cubo de material con dimensiones unitarias. Si llamamos R a la resistencia, L a la longitud y S al área de las caras, la Resistividad ρ viene dada como



 $\boldsymbol{\rho}$ se mide en Ohmio-metro.

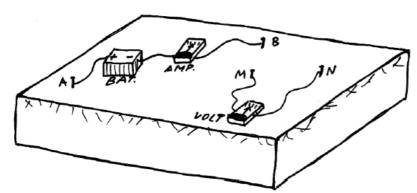
V = IR

La ley física en que se basa toda la geoeléctrica es la <u>Ley de Ohm</u>, que relaciona el <u>Potencial Eléctrico V</u> (Tensión o Voltaje) con la <u>Intensidad de Corriente I</u> y con la <u>Resistencia R</u> del medio por el cual circula la corriente.

La <u>Conductividad</u> es la inversa de la Resistividad, distinguiéndose dos clases de conductividad: La <u>metálica o electrónica</u>, que es la de los materiales metálicos ya que pueden transportar electrones, como la Pirita, la Galena, el Sulfuro de Cobre, la magnetita, etc. La <u>electrolítica</u> es la de los minerales y rocas aislantes (arenas cuarzosas o areniscas) que conducen la electricidad a través del <u>agua de impregnación</u> que llena los poros. En este caso la corriente se da por circulación de iones, y la conductividad es función de la cantidad de agua y de sales ionizadas disueltas en ella. Concretamente, dependerá de los siguientes factores:

- 1) De la proporción en volumen de huecos o Factor de Porosidad;
- 2) De la disposición geométrica de los poros o Factor de Formación;
- 3) De la proporción en que los poros están llenos de agua o Factor de Saturación, y
- 4) De la resistividad del agua que contiene, dependiente a su vez de las sales disueltas.

La <u>isotropía</u> es la propiedad de los cuerpos de que alguna magnitud física, por ejemplo la conductividad, sea la misma en todas las direcciones. La <u>anisotropía</u> es lo opuesto, es decir que las propiedades varíen según la dirección. El Grafito es un ejemplo de material anisótropo. A los fines geofísicos, encontraremos <u>macroisotropía</u> y <u>macroanisotropía</u>. Esto es que, suelos anisótropos pueden en conjunto tener isotropía y suelos isótropos pueden tener macroanisotropía al estar dispuestos en capas como consecuencia de su formación geológica. El <u>equipo de campo</u> más usado está diseñado para corrientes continuas artificiales. La corriente generada por una batería se transmite a través de <u>cables aislados</u> dispuestos sobre el suelo, y en sus extremos se conectan a <u>electrodos</u> (varillas de cobre o acero) que se clavan para cerrar el circuito eléctrico. Con otros dos electrodos independientes se mide la tensión resultante a través de un voltímetro.

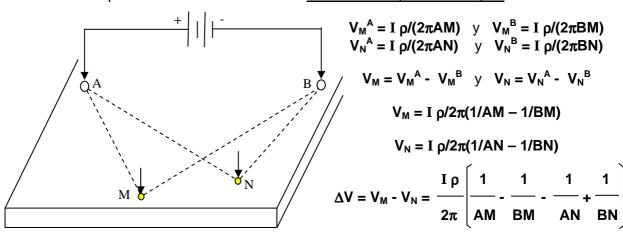


Veamos ahora como se distribuye la corriente en el suelo. Primeramente convideremos un electrodo puntual desde el cual sale la corriente. Si el suelo es homogéneo e isótropo el flujo o la densidad de corriente es la misma en todas las direcciones, por lo tanto asumimos que corriente fluye radialmente en todas las direcciones, tal como

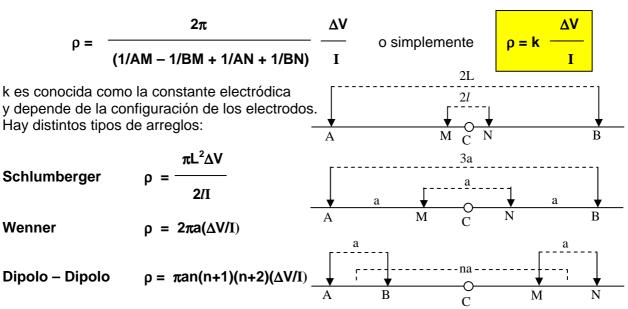
se propagan los rayos sísmicos. A una determinada distancia r tendremos una media esfera de ese radio, porque la otra mitad es el aire que es aislante. Entonces el área atravesada por las líneas de corriente será la de la media esfera, es decir $4\pi r^2/2 = 2\pi r^2$. Como la longitud desde la fuente a un punto cualquiera de la media esfera es L = r, aplicando la Ley de Ohm tendremos:

$$V = IR$$
 con $R = \rho L/S$ y $S = 2\pi r^2$, entonces $V = I\rho/2\pi r$

Para que circule la corriente necesitamos cerrar un circuito, introduciendo la corriente por un <u>electrodo de corriente A</u>, para que salga por otro electrodo B. Un voltímetro medirá la diferencia de tensión o de potencial al conectarlo en dos electrodos de potencial M y N.



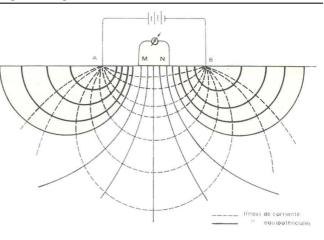
Es decir que midiendo I con un amperímetro y ΔV con un voltímetro, además de conocida la posición de los puntos A, B, M y N, podremos determinar el valor de la resistividad ρ .



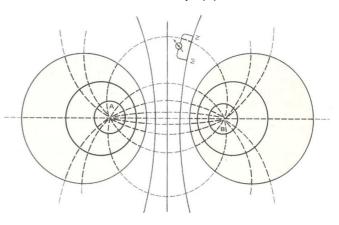
Teóricamente, la resistividad que se obtiene es la del material entre A y B hasta una profundidad AB/2, ya que consideramos una media esfera de ese radio. Pero en la práctica, por las inhomogeneidades del subsuelo, la profundidad efectiva es la mitad (AB/4), siempre que no exista un estrato muy buen conductor que absorba toda la corriente y no permita que pase más abajo.

Método de las Equipotenciales

Es el método más simple. Consiste en introducir la corriente por dos electrodos y buscar las diferentes curvas equipotenciales, es decir aquellas líneas con el mismo valor de diferencia de potencial. Al cartografiarlas se detecta si hay anomalía conductora o aisladora porque las líneas no tienen su forma teórica como se muestra en la figura. Debido a que las líneas equipotenciales son curvas, en la práctica simplificarse suele la interpretación utilizando electrodos lineales. Esto implica utilizar cables desnudos extendidos en forma paralela sobre el suelo y firmemente asegurados al suelo para lograr el contacto lineal.

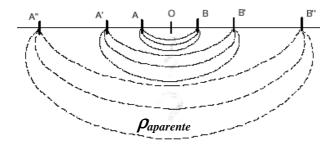


Líneas de corriente y equipotenciales.



Método de Resistividad

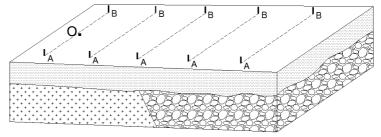
Es el método más usado de la geoeléctrica y se presenta para su interpretación en dos modalidades: <u>Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)</u> y <u>Calicatas</u>, según el propósito geológico. Los SEV consisten en determinar la variación de la resistividad con la profundidad en un punto O ubicado en el centro de AB. Esto se logra ampliando la separación de los electrodos de corriente AB hasta seis veces desde dicho centro, así la corriente penetra cada vez a mayor profundidad. Los sucesivos valores de ρ determinados corresponden a distintas profundidades, siempre bajo el punto central. Se mantienen fijos los de potencial MN hasta que la tensión en el voltímetro es muy pequeña, y entonces se expanden los MN, realizando dos mediciones con las dos últimas posiciones de los AB, para asegurar el ensamble de todos los tramos.



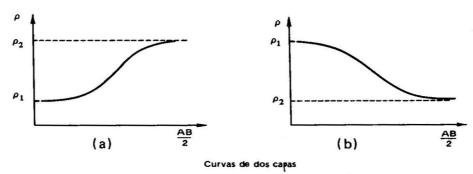
Estos mapas muestran la variación lateral de la resistividad a una misma profundidad, y permiten determinar cualitativamente la forma de las estructuras subyacentes a esa profundidad.

Las calicatas cartografían el subsuelo determinando la resistividad a una profundidad constante. Para ello se recorre la zona de investigación por perfiles paralelos con el arreglo electródico fijo, es decir con AB y MN constantes.

En cada punto O se obtiene un solo valor de resistividad, el que servirá para confeccionar curvas de igual valor llamadas isorresistivas.



En un sondeo la resistividad de la primera capa o sustrato superficial es la verdadera, pero después de la primera interfaz la resistividad obtenida es un valor medio de las correspondientes a todas las capas por donde circula la corriente. Por ello se le llama resistividad aparente ρ_a . No obstante, cuando la separación AB es pequeña, ρ_a tiende a ρ_1 , la resistividad verdadera de la primera capa y cuando AB es grande, ρ_a tiende a ρ_n , la resistividad verdadera de la última capa. La forma de las curvas ya provee información sobre la cantidad de estratos en cuestión, pues cada cambio importante de pendiente o los máximos y mínimos, implican distintos estratos.



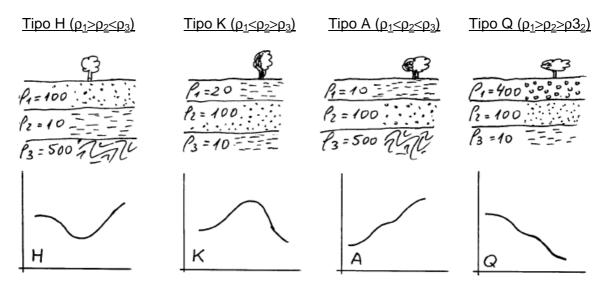
La interpretación cuantitativa de un sondeo de resistividad para estructuras compuestas por varias capas no es sencilla, y tiene el problema de <u>equivalencia</u> o <u>ambigüedad</u> y <u>de supresión</u>. El primero, similar a lo que ocurre en otros métodos de prospección, tiene que ver con el hecho de que distintas configuraciones del subsuelo pueden producir idéntica interpretación. El segundo, es el hecho que una capa muy delgada o de bajo contraste de resistividad no es detectada por el método.

Para simplificar la interpretación se construyeron familias de <u>curvas patrones</u> que representan la relación entre ρ_a/ρ_1 y la separación electródica sobre la profundidad en una gráfica bilogarítmica, porque de este modo se logra que la forma y tamaño de las curvas sea independiente de las unidades utilizadas.

La interpretación de un SEV implica determinar el valor verdadero de la resistividad y la profundidad de cada estrato. Esto se resolvió en forma teórica mediante analogía con la óptica. Así se obtuvo una ecuación que permitió construir curvas de variación de la resistividad en función de la separación electródica. Esto es relativamente simple, pero no debe olvidarse que, solo para el caso de una interfaz intervienen tres variables: ρ_1 , ρ_2 y z_1 , lo que implica una combinación casi infinita de curvas.

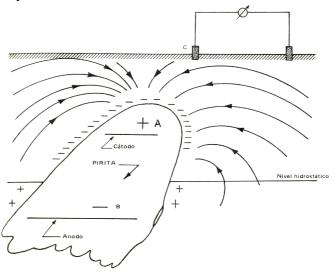
La interpretación consiste entonces en comparar la curva de ρ_a en función de AB/2 (Schlumberger) o de a (Wenner) con las curvas teóricas, siempre que estas y las de campo tengan el mismo número de capas, dispositivo electródico y módulos logarítmicos. Así se obtendrán las resistividades y profundidades verdaderas.

Las curvas patrón más conocidas de tres capas son las siguientes:



Método de Potencial Espontáneo o de Autopotencial

Se origina en reacciones químicas y efectos de contacto que se producen en suelos de distinta naturaleza. Esto es, que generan corrientes debidas a la oxidación y reducción de un mineral, por ejemplo pirita, que tiene la parte superior embebida en agua de infiltración y la inferior seca. Al oxidarse la superior se carga en positivo y al reducirse la inferior se carga en negativo, constituyendo lo que conocemos como una pila. Es así que se origina una corriente Electrónica de arriba hacia abajo en el material, y se cierra el circuito con la circulación de una corriente electrólitica de abajo hacia arriba fuera del material. Con un voltímetro en el área donde esté el vacimiento, detectaremos



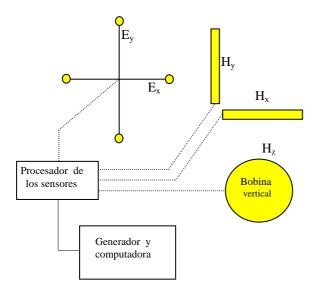
diferencias de potencial cada vez mayores a medida que no acerquemos al cuerpo. Este método es solo indicativo de la presencia de un yacimiento cargado como pila, sin que se pueda precisar forma y profundidad.

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Las **corrientes telúricas** son corrientes naturales originadas en las variaciones del campo magnético de la Tierra. Estas variaciones son causadas por chorros de partículas cargadas desde el Sol, que aplastan o comprimen al campo magnético terrestre. La cara de la Tierra que enfrenta al Sol cambia durante 24 horas, por lo tanto el aplastamiento del campo tiene un período de un día. Estas variaciones inducen una corriente eléctrica alterna en Tierra.

Este método es similar al de Potencial Espontáneo visto, con la diferencia que las corrientes en juego ahora son alternas y que deben ser amplificadas porque son muy débiles.

A raíz de las grandes variaciones en amplitud y dirección de la señal, se utilizan dos juegos de electrodos: Uno como estación base y el otro móvil. Estos pares son dispuestos en dirección Norte-Sur y Este-Oeste. En la exploración petrolera se utilizan separaciones electródicas del orden de los 300-500 metros. Para minería de 30 metros.



Como las corrientes telúricas producen un campo electromagnético, este método consiste en medir la componente Norte-Sur del campo Eléctrico (\mathbf{E}_{x}) y la componente Este-Oeste del campo Magnético (\mathbf{H}_{y}). A cada frecuencia \mathbf{f} se obtiene la resistividad $\mathbf{\rho}$ de la siguiente relación:

$$\rho = \frac{0.2}{f} \frac{E_x^2}{H_y^2}$$

Las frecuencias que se usan en este método van desde los 10⁻³ a los 10 Hz. Cuando el rango de frecuencia utilizado va de los 10 a los 104 Hz, el método se conoce como **AFMAG** o de audio frecuencias.

Si no hay inhomogeneidades en el subsuelo, el campo eléctrico estará desfasado 90° del magnético. Se calcula ρ para diferentes frecuencias (lo que implica diferentes profundidades de investigación) y ahí se presenta nuevamente la resistividad aparente. Se construye una curva de la resistividad aparente versus la frecuencia o el período, y se realiza la interpretación con curvas patrones similares a las de los sondeos eléctricos.

Para medir el campo eléctrico se usan electrodos impolarizables y para medir el magnético se usan bobinas de unas 30.000 espiras de cobre, con un núcleo de molibdeno y permaloy de 2m de largo y 15 cm de diámetro, en las que se induce una corriente alterna. Los dos pares de electrodos se colocan separados unos 500 metros y perpendiculares entre si.

Las tres bobinas sensoras del campo magnético H_x , H_y y H_z están perpendiculares entre si, y ubicadas cerca del cruce de las líneas que forman los electrodos.

Este método tiene la ventaja que permite estudiar estructuras muy profundas a nivel de Corteza terrestre, es decir unas decenas de kilómetros.

Métodos Electromagnéticos

De todos los métodos geofísicos, estos son los que tienen la mayor variedad de instrumentos y muestran una gran diversidad geográfica, ya que la mayoría son solo utilizados en la zona donde fueron desarrollados. Aparecieron en Suecia en 1935 en la exploración de minerales y el mapeo estructural en la exploración de hidrocarburos. La mayoría estuvo disponible después de la Segunda Guerra Mundial. Últimamente aumentó su uso para cuestiones ambientales.

La gran ventaja de estos es que no requieren contacto con el suelo, lo que hace más rápida y económica la medición. Además permiten su utilización en barcos o aviones. La interpretación es complicada porque requiere considerable tiempo en análisis de modelos computacionales.

Estos métodos no permiten una interpretación cuantitativa (dimensiones y profundidad), pero detectan muy bien los materiales conductores en mediciones de reconocimiento. Tampoco permiten investigar a profundidades mayores de unas decenas de metros.

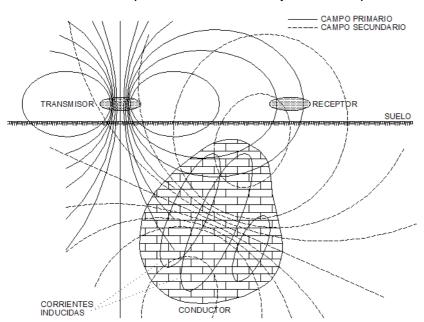
El funcionamiento de estos métodos requiere familiarizarse con la generación y propagación de las ondas electromagnéticas, recordando algunos conceptos elementales.

Oersted descubrió que toda corriente eléctrica crea un campo magnético y Faraday descubrió el efecto contrario, es decir que todo campo magnético variable (en movimiento) genera electricidad pero continua si el movimiento es uniforme.

Un imán colgado de un hilo, oscilando como un péndulo cerca de una bobina o un solenoide, genera una corriente alterna en este, cambiando de sentido al acercarse o alejarse del imán. Entonces la corriente alterna inducida tendrá una frecuencia igual a la de oscilación del imán.

Analizando estos fenómenos, Maxwell concluyó que la variación de un campo magnético (oscilante) produce un campo eléctrico variable. Entonces, por el efecto Oersted se crea un campo magnético variable, y por el efecto Faraday genera otro campo eléctrico variable, y así sucesivamente. Maxwell llamó campo electromagnético a este conjunto de campos sucesivos, cuya propiedad principal es la de propagarse por el espacio a la velocidad de la luz.

A Faraday se le ocurrió la genial idea de medir los campos por el apretujamiento de las líneas, lo que definió como el flujo φ (cantidad de líneas) en un área determinada. Y en el caso de los campos electromagnéticos definió la fuerza electromotriz (f.e.m.) inducida en lugar de la corriente inducida, que es el cambio de flujo en el tiempo. Estas corrientes son conocidas como



Parásitas o Eddy.

principio de funcionamiento de estos métodos consiste en pasar corriente alterna a través de una bobina que se denomina Transmisora, generándose un campo electromagnético variable llamado Primario. Este campo se propaga y es detectado en otra bobina que se denomina Receptora. Es el principio de los transformmadores de corriente. Si no existe material conductor anómalo, el campo secundario tendrá carácterísticas predecibles.

Cuando exista un material conductor entre las bobinas, el campo primario le inducirá una corriente alterna (f.e.m.), que a su vez generará un campo secundario. La bobina receptora acusará la suma o resultante de los campos generados.

Concretamente en la prospección electromagnética se busca en el subsuelo el material conductor que genera un campo secundario, como se muestra en la figura.

Es de destacar que la corriente alterna también puede ser transmitida por conducción, utilizando dos electrodos como en el Método de Resistividad.

El equipo de medición para los sistemas electromagnéticos incluye una fuente de corriente alterna operando a una o varias frecuencias, bobina transmisora y bobina receptora, un amplificador de recepción sintonizado a la frecuencia de transmisión y audífonos. Estos últimos se usan para la transmisión de voz y detectar si pasa corriente, ya que si hay ruido hay corriente, y viceversa. En los sondeos aéreos las lecturas son continuas, por lo tanto se requiere algún tipo de grabador digital, que por lo general son computadoras.

Algunos equipos tienen además un potenciómetro (compensador de amplitud y fase) para comparar las señales del campo primario y secundario. Las bobinas son arrolladas generalmente en un marco rectangular o circular de unos 50 ó 100 cm de lado o diámetro. Las fuentes de energía son alternadores en motores a gasolina o baterías con pequeños osciladores.

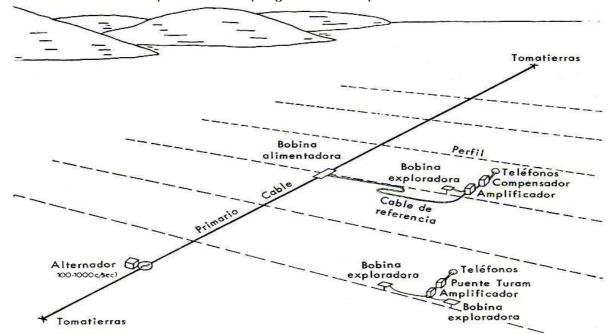
La investigación como el Sondeo Eléctrico Vertical o la Calicata en corriente continua es similar. En estos el control de la profundidad viene dado por la separación de electrodos, mientras que en los electromagnéticos se logra con la variación de la frecuencia, ya que las frecuencias más bajas tienen mayor penetración en el suelo.

La disposición de las bobinas transmisora y receptora es generalmente horizontal coplanar o vertical coaxial y define dos grupos, según el emisor o transmisor esté fijo o móvil.

Solo citaremos los diferentes métodos con una breve explicación de su funcionamiento ya que todos parten del mismo principio:

Inclinación de Campo.

Mide el ángulo del campo resultante en la bobina receptora. Cuando el plano de la bobina coincide con el del campo resultante, la señal se reduce a cero porque no se cortan líneas de fuerza. Se confección un perfil de todos lo ángulos medidos, y donde este es cero significa que ahí se encuentra el cuerpo conductor que genera el campo secundario



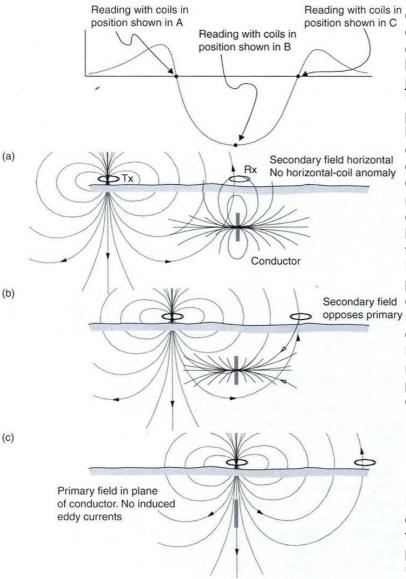
Sundberg o del Compensador.

El campo primario es generado por un cable lineal de varios cientos de metros, alimentado por una corriente alterna de baja frecuencia y se miden las componentes de la tensión inducida en la bobina exploradora. El campo primario y el origen de los tiempos se conocen por la tensión inducida en una bobina auxiliar sobre el cable. Un compensador permite eliminarla así queda solo la secundaria.

Turam.

Elimina el cable de referencia del Sundberg. Por ello requiere de dos bobinas exploradoras idénticas a separación constante de 10 ó 20 metros, que se utilizan para medir la relación entre las amplitudes y las diferencias de fase de los campos electromagnéticos captados por las bobinas. Generalmente se las mantiene en posición horizontal para comparar las componentes verticales. Al tener separación constante las bobinas y medirse los mismos parámetros en cada localización, puede determinarse el gradiente horizontal de fase de la resultante vertical.

Método Slingram



Es tal vez el más popular de los Reading with coils in de emisor y receptor móviles, ya que tanto la fuente generadora del campo primario como la bobina receptora se mueven juntas a separación constante. Una batería con un oscilador produce una corriente alterna en la transmisora. El diámetro de cada bobina es general-mente de un metro y están separadas en el orden de los 30 a 100 bobinas metros. Las son coplanares y en la mayoría de las mediciones están horizontales.

El cable conector también sirve para controlar la separación y Secondary field enviar información del campo opposes primary Primario que es anulado por un compensador.

La máxima señal de amplitudes medida implica que se está en presencia de un cuerpo conductor.

La interpretación cuantitativa, profundidad y tamaño del cuerpo, puede hacerse con curvas tipo suministradas por el constructor.

En la figura vemos la respuesta del equipo. La bobina receptora tiene la corriente inducida solo por el campo secundario, ya que un compensador anula la correspondiente al campo

primario. En A la respuesta es nula porque al estar el conductor justo debajo de la bobina receptora, las líneas de campo no cortan el plano de la bobina. En B se obtendrá un valor máximo del secundario cuando el conductor esté en el centro de las dos bobinas. En C no hay campo secundario porque la bobina transmisora está justo encima del conductor.

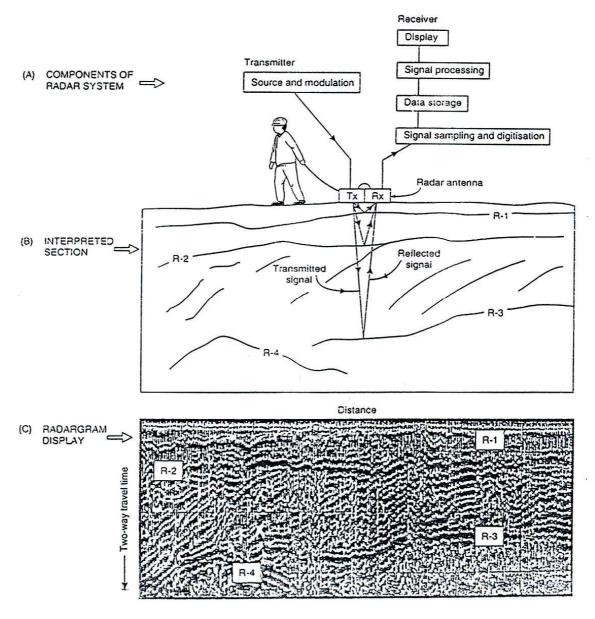
GPR o Geo-Radar (Ground Penetrating Radar)

Es una técnica de alta resolución de imágenes de estructuras del subsuelo, que utiliza ondas de frecuencias entre los 10 a 1.000 MHz. En principio es similar al Slingram pero las bobinas transmisora y receptora están a pocos centímetros en al mismo equipo La señal de relativamente corta longitud de onda se irradia dentro del suelo y permite detectar variaciones anómalas en las propiedades dieléctricas del material geológico.

El GPR no atraviesa materiales altamente conductivos como las arcillas, pero es muy simple y cómodo para trabajar en centros urbanos o yacimientos arqueológicos. Su penetración está limitada a unos 20 metros, aunque con baja conductividad del suelo puede llegar a unos 50 metros.

En esencia funciona como el método de Reflexión Sísmica puesto que mide el tiempo de viaje de una señal hasta su reflexión en un cambio de material, pero requiere una muy alta resolución para diferenciar el arribo de señales muy próximas en tiempo. La velocidad de la señal en roca es de 0.12 metros por nanosegundo, mientras que en suelo húmedo es de 0.06m/nseg. Esta resolución puede mejorarse aumentando la frecuencia de la señal.

El sistema consta de un generador de la señal, una antena transmisora y una receptora y de un receptor. La antena transmisora genera radiondas que se propagan a 300.000 km/seg, es decir a 0.3 m/nseg. El tiempo de viaje es de unas decenas a cientos de nanosegundos.



La técnica de interpretación también es similar a la del Método de Reflexión, utilizando los método de Green, Dix, Punto Común y las correcciones por Sobretiempos o Moveout.

CLIMATOLOGÍA Y METEOROLOGÍA

INTRODUCCION

La **Geomorfología** es la forma del terreno. Como ciencia describe y diferencia distintos medios y tipos de paisajes, según los agentes y procesos geomórficos que los originaron. Se diferencian así en un primer nivel de generalización los medios de <u>ablación</u> de los medios de acumulación.

La **Meteorología** es la rama de la Geofísica que tiene por objeto el estudio detallado de la envoltura gaseosa de la tierra, es decir la atmósfera. El estudio abarca desde la capa atmosférica en contacto con la superficie terrestre hasta el límite superior de la envoltura gaseosa. La meteorología estudia el <u>tiempo</u> es decir el estado atmosférico transitorio, que puede ser normal o no, para una localidad o región considerada.

La **Climatología** es una ciencia geográfica que estudia la capa o porción de la atmósfera (Atm) en inmediato contacto con la superficie terrestre. Se basa en observaciones practicadas con regularidad durante muchos años, como mínimo 30 años.

CLIMA

Es el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estadio medio de la Atm en un punto de la superficie terrestre.

Fenómenos meteorológicos

Son los elementos fundamentales del tiempo y del clima, ellos son: radiación solar, temperatura, presión atmosférica, viento, evaporación, humedad atmosférica, nubosidad, precipitaciones acuosas, fenómenos eléctricos, fenómenos ópticos, acústicos, etc.

La Atmósfera Terrestre

Es la envoltura de gas que rodea a todo nuestro planeta. La **Atm** se encuentra en continua actividad, la inagotable y permanente fuente de energía que alimenta al motor de la máquina atmosférica, es la radiación solar.

Composición del aire

El gas atmosférico (aire), está constituido por una mezcla de elementos y combinaciones químicas que no reaccionan entre sí. Además, tiene en suspensión gran variedad de productos sólidos y líquidos en forma de pequeñísimas gotas o partículas. Presenta un 76-78% de nitrógeno, 21 % de Oxigeno, 93% de Argón, 0,02-0,04 % de CO₂, Vapor de Agua, Hidrógeno, Ozono en porcentajes ínfimos y variables.

Regiones de la atmósfera

Asumiendo las propiedades térmicas de la atmósfera, en ellas se distinguen varias regiones o esferas. Desde la superficie terrestre hasta el espacio exterior, encontramos las siguientes regiones:

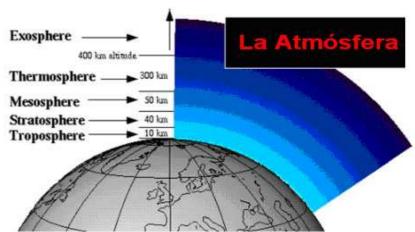


Figura 1: Capas que componen la atmósfera

<u>Troposfera:</u> Es la zona atmosférica dentro de la cual se producen los principales fenómenos meteorológicos (nubes frentes de tormenta, vientos, anticiclones, etc.), todos los cuales constituyen el tiempo. Esto se debe a que en la troposfera se encuentran prácticamente todo el vapor de agua del aire y se hallan también las mayores variaciones de temperatura. En esta región, la temperatura del aire desciende constantemente a razón de unos 6°5 C, por cada kilómetro de altura.

<u>Estratosfera:</u> En ella, la temperatura del aire se mantiene casi constante, o incluso aumenta ligeramente con la altura. Ya no se observan aquí fenómenos meteorológicos y el aire se encuentra notablemente más calmo.

<u>Mesosfera</u>: Se la reconoce por un por un pronunciado máximo en la temperatura. Donde alcanza ese máximo, a unos 50 km de altura, se ubica la denominada capa caliente. Su origen posiblemente se encuentra en la energía que constantemente se desprende en la producción y destrucción de ozono. Por este motivo, a esta región también se la denomina <u>Ozonosfera.</u>

<u>Termosfera (o lonosfera):</u> La temperatura en ella, nuevamente crece con la altura para llegar a los 500℃ en el nivel de los 500 km de altura. En e sta región se encuentran varias capas ionizadas que no son más que amplias zonas con abundantes cargas eléctricas. Esas capas tienen la propiedad de reflejar las ondas de radio. Es donde se producen las auroras polares y se destruyen de los meteoritos que ingresan a la atmósfera terrestre.

<u>Exosfera</u>: Zona exterior de la atmósfera que convencionalmente se afirma que se extiende hasta los 2000 Km de altura. Está constituida por moléculas sueltas y aisladas, cuya concentración va disminuyendo progresivamente hasta que se convierte en espacio interestelar.

El Ciclo del Tiempo y del Clima Terrestre

Primeramente la radiación solar administra calor a la superficie terrestre. Luego esta se encarga de calentar el aire, determinando en él una cierta temperatura. Así por ejemplo, en las zonas ecuatoriales y tropicales de nuestro planeta se forman masas de aire caliente, y en las polares, masas de aire frío. Las masas de aire y el calor solar se coordinan para favorecer la evaporación de agua en los mares, ríos y selvas. El vapor de agua así originado constituye la humedad del aire. Cuando el vapor de agua sufre procesos de condensación (por efecto de un ascenso o de un enfriamiento) se transforma en nubes (o en nieblas). Algunas nubes generan precipitaciones (lluvias, lloviznas, nieve, chaparrones, etc.). Estas vuelven a aportar agua en los mares, ríos y selvas, y también incrementan la humedad del aire.

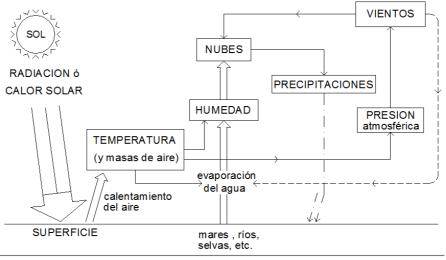


Figura 2: Ciclo del Agua

Por otra parte, las distintas masas de aire (frías y calientes), poseen diferente peso y densidad (según su temperatura). En consecuencia, generan determinadas zonas de alta y de baja presión atmosférica. Luego esos sistemas de presión originan movimientos horizontales del aire: vientos. A su vez, los vientos favorecen no sólo al traslado de las nubes, sino también a la evaporación del agua, al transporte de la humedad y al movimiento de las masas de aire.

Calor y radiación solar

La radiación que emite el Sol, es energía en forma de ondas electromagnéticas, las que viajan a la velocidad de la luz. Estas ondas presentan un amplio espectro o gama de longitudes de onda. Se ha observado que el 90% de la radiación solar se halla dentro de rango de 0,2 a 2 micrones de longitud de onda. La <u>luz solar visible</u>, se halla entre los 0,40 y los 0,75 micrones. Se denomina radiación <u>ultra violeta</u> a la que posee valores menores de 0,4 micrones y radiación <u>infrarroja</u> a la que presenta longitudes de onda superiores a los 0,75 micrones. La cantidad de energía que, desde el Sol, llega al límite superior de la atmósfera terrestre se denomina <u>constante solar</u> y es de aproximadamente 1,94 calorías por cada cm² de superficie (perpendicular a la luz solar) y por cada minuto.

Efectos de la Atm sobre la radiación solar

No toda la radiación solar incidente en el límite de la atmósfera llega a la superficie terrestre. La Atmósfera actúa sobre ella produciendo distintos fenómenos como ser:

- 1- <u>Absorción</u>: Es el proceso por el cual un Flujo de Radiación penetra en un cuerpo y se transforma en Energía Térmica, aumentando la temperatura del mismo.
 - Al atravesar la atmósfera sufre una absorción selectiva, en la cual deben distinguirse los tres hechos fundamentales que son:
 - a) Las radiaciones de longitud de onda muy corta (rayos uv o químicos) son casi enteramente absorbidos por el ozono de la Atm.
 - b) Las longitudes de onda mayor (rojo, anaranjado y amarillo) atraviesan fácilmente la Atm no así las longitudes de onda menor (violeta y azul).
 - c) Las radiaciones de onda muy larga o radiaciones térmicas, son absorbidas en forma variable, según la cantidad de vapor de agua y anhídrido carbónico existentes en la Atm (Figura 3).

La Atm absorbe esas radiaciones, aumentando su Tº e irradiando calor a la Tierra y al espacio interplanetario. Las radiaciones térmicas de la Atm que llegan a la superficie terrestre atenúan el enfriamiento de la misma (especialmente durante la noche: Amparo térmico).

2- Reflexión: Se produce cuando una radiación que incide sobre un cuerpo es desviada o devuelta, sin modificar sus caracteres. La Atm refleja una parte de la radiación solar a través de sus gases, partículas sólidas etc., otra llega a la Tierra donde es absorbida o

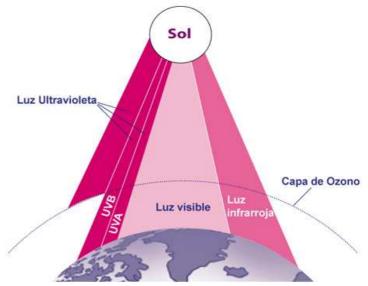


Figura 3: Radiaciones y sus diferentes longitudes de onda

reflejada. La radiación solar reflejada varía considerablemente para las distintas superficies. Por ejemplo: Bosque 10%, Arena seca 20%, Nubes 75%, Nieve 80%.

- 3- <u>Dispersión:</u> Proceso diferente de la reflexión, que se produce cuando un flujo de radiación incide sobre un cuerpo y es desviado o devuelto con modificaciones en sus caracteres:
 - Los rayos luminosos de onda más corta (violeta y azul) son más fácilmente dispersados, dando así el color azul al cielo (Figura 4).
 - Los demás rayos luminosos (rojo, anaranjado y amarillo) llegan directamente al suelo (casi no son dispersados por la moléculas de los gases del aire). Sin embargo la dispersión suele producirse cuando deben atravesar un espesor de la Atm de considerable magnitud, por ejemplo los Crepúsculos (Figura 5).





Figs. 4 y 5: Los rayos luminosos atravesando la Atm.

Transmisión de calor

El calor es una forma de energía, de la cual la temperatura es una simple medida de aquél. En el aire, el calor se transmite por medio de los procesos de radiación, conducción y convección. En la radiación, el calor se transfiere en forma de ondas y sin necesidad de un medio transmisor. Por el proceso de conducción, la transmisión del calor tiene lugar a través de un medio físico y por contacto entre sus moléculas. En la convección, la transmisión de calor tiene lugar en virtud del desplazamiento del propio aire calentado. Este proceso es sumamente importante en la atmósfera, para transportar el calor desde capas bajas hasta capas superiores.

Distribución de la radiación solar

La cantidad de calor que absorbe una superficie determinada depende del ángulo que ella forma con la dirección en que se propagan los rayos solares (Figura 6). Así, cuando una misma radiación incide sobre diferentes áreas, recibirá mayor cantidad de calor por cm², la superficie que se presenta en forma perpendicular al rayo incidente. Cabe destacar, que el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie terrestre, depende de la estación del año, de la latitud y por supuesto, de la hora del día. Entonces la energía recibida en el Ecuador, es prácticamente constante durante el año, porque la duración de sus días y noches es casi igual durante los doce meses. En cambio, la radiación recibida en el Polo Sur, varía desde cero en el Solsticio de invierno (21 de junio), hasta un máximo en el Solsticio de verano (21 de diciembre). En definitiva, al cabo del año, el Ecuador recibe muchísima más energía que la zona Polar. Por este motivo, la temperatura del aire en el Ecuador es mayor que en el Polo, hecho de sobra reconocido.

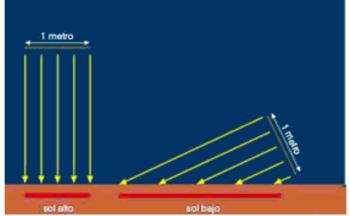


Figura 6: Distribución de las calorías según inclinación de los rayos solares.

El agua en la atmósfera

Cumple un papel muy importante como vehículo que transporta energía de un lugar a otro de la tierra. El vapor de agua (humedad) y la temperatura, están ligadas entre sí y son elementos esenciales en los procesos meteorológicos.

Ciclo Hidrológico

Es el proceso natural mediante el cual se mantiene prácticamente constante el contenido de vapor de agua en la atmósfera. Este ciclo incluye a la evaporación directa que tiene lugar sobre las superficies de agua (océanos, lagos, ríos y vegetación) y a la evapotranspiración (que incluye los efectos combinados de evaporación y de transpiración, en las superficies terrestres cubiertas de vegetación). Luego de la evaporación (que significa incorporación de vapor de agua al aire), la siguiente etapa del ciclo hidrológico corresponde a la condensación del agua (formación de nubes) y a la posterior precipitación. Esta, puede aparecer en forma de lluvia o nieve, y cae directamente sobre el océano o sobre el continente. En este último caso, se generan corrientes superficiales o subterráneas, que alimentan a los lagos, ríos o se vierten hacia el mar, completándose así el ciclo hidrológico. El agua es transportada en forma de vapor o de nube, a lugares que pueden distar miles de kilómetros. El ciclo hidrológico actúa como una instalación natural de destilación, que convierte el agua salada del mar en vapor de agua y posteriormente en agua dulce, la cual luego precipita sobre la tierra en forma de lluvia o nieve. El proceso de evaporación requiere una cantidad enorme de energía térmica (la evaporación de un gramo de agua a 20°C necesita consumir 585 ca lorías).

Estados del agua

En la naturaleza en agua existe en tres estados físicos de la materia: sólido, líquido y gaseoso. En estado sólido, el agua adquiere diversos aspectos, que abarca desde el hielo compacto hasta las finas agujas cristalinas que se encuentran en las nubes de hielo (Cirrus). Entre estos extremos, el agua se encuentra bajo las conocidas formas de granizo, de copos de nieve y de escarcha. En estado líquido, al agua se la observa bajo la forma de pequeñas gotitas en las nubes bajas, y como gotas mayores en la lluvia. El agua líquida escurre por las pendientes, penetra en el suelo, forma arroyos y ríos y se acumula en cantidad en los lagos y océanos. Destaquemos que alrededor del 70% de la superficie del planeta está cubierta por agua. En estado gaseoso o de vapor el agua representa uno de los principales componentes de la atmósfera y es de fundamental importancia en los fenómenos del tiempo. El vapor de agua presente en el aire, es un gas incoloro y transparente, y resulta invisible, inodoro e insípido.

Cambios de Estado

El pasaje del agua del estado líquido al vapor se denomina <u>Evaporación</u> y el proceso inverso, <u>Condensación</u>. Del líquido al estado sólido el pasaje se llama <u>Solidificación</u> y el proceso opuesto <u>Fusión</u>. Finalmente, el cambio de estado de sólido a vapor (o a la inversa) se conoce como <u>Sublimación</u>. La atmósfera incorpora agua en su interior por medio de la Evaporación y la pierde por Condensación, al formar nubes y posteriores precipitaciones (Figura 7)

Los procesos físicos de evaporación y condensación son fundamentales en meteorología. Por ello es preciso tener conocimientos al respecto para poder comprender su influencia sobre el tiempo.



Figura 7: Estados del agua

Calor Latente

Para cada uno de los cambios de estado, existe un particular calor latente. Antes recordemos que la unidad de calor es la <u>caloría (cal)</u>, que es la cantidad de calor que hay que suministrar a un gramo de agua (a 14,5°C), para que se eleve su temperatura en 1°C.

<u>El Calor Latente de Evaporación (o Condensación)</u> es de 597,3 cal g⁻¹. Es la cantidad de calor que es necesario brindarle a un gramo de agua líquida para evaporarla o a la inversa, es la cantidad de calor liberada por un gramo de vapor de agua que condensa. Durante este proceso no varía la temperatura del agua que se evapora o se condensa; de ahí el término calor latente.



El Calor Latente de Fusión (o Solidificación) es de 79,7 cal g⁻¹. Es la cantidad de calor que absorbe un gramo de hielo para fundirse y así pasar al estado líquido. A la inversa, el calor latente de solidificación es el que se libera cuando el agua líquida pasa al estado hielo (Figura 8). Mientras dura la fusión o solidificación, la temperatura de la mezcla de hielo más agua permanece constante en cero grado.

Figura 8: Uso agrícola del calor de solidificación

<u>El Calor Latente de Sublimación</u> es de 677 cal gr⁻¹. Es la cantidad de calor que es necesario suministrar a un gramo de hielo (o nieve), para transformarlo directamente en vapor. También es la cantidad de calor liberada por la formación de hielo directamente a partir del vapor de agua (por ejemplo en la formación de escarcha). El calor de sublimación, de 677 cal gr⁻¹., resulta ser la suma del calor latente de fusión más el de evaporación.

Humedad

Es el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera, y es uno de los elementos más importantes del tiempo. La cantidad de vapor o humedad que puede contener el aire depende directamente de su temperatura. Así, a una determinada marca térmica, la cantidad máxima de vapor que puede contener se denomina capacidad del aire. Entonces, el aire está saturado cuando alcanzó su capacidad.

La cantidad de vapor de agua contenida en el aire puede expresarse de diferentes maneras. Se trata principalmente de la humedad absoluta, la humedad específica, la razón o proporción de mezcla y la humedad relativa.

La <u>humedad relativa</u> es la relación entre la cantidad de vapor de agua que se halla en el aire y la máxima capacidad que podría contener a la misma temperatura. Esta relación se expresa siempre en porcentaje (%). La humedad relativa varía siempre que cambie la cantidad de vapor de agua presente en el aire y también cuando varía la temperatura y el volumen del mismo. La temperatura para la cual dicha humedad relativa fue alcanzada es el <u>punto de rocío</u>. Un enfriamiento más allá del mismo, da lugar a la condensación.

Tensión de vapor

En la presión total que el aire ejerce (en un determinado momento y lugar), una pequeña parte de esa presión es debida a la contribución del vapor de agua existente. Es la presión que ejerce el peso del vapor sobre unidad de superficie. Este valor es conocido como tensión de vapor (ó presión parcial del vapor de agua). Esta variable se expresa en milibares. Asimismo, depende directamente del contenido de vapor del aire, y por ello por cada temperatura existe un valor máximo de dicha tensión, que se denomina tensión de vapor de saturación.

La cantidad de vapor de agua expresada en gramos/m⁻³ de aire se denomina <u>Humedad Absoluta</u>, y cuando se trata de la cantidad máxima que puede contener el aire, se le llama <u>Humedad Absoluta en Saturación.</u>

<u>Humedad relativa y Punto de rocío</u>: La humedad relativa nos indica el porcentaje de vapor de agua que realmente existe en el aire en un momento dado y con respecto al total máximo de vapor de agua que el aire puede contener (a una temperatura determinada). El <u>Punto de Rocío</u> es el valor al que debe descender la temperatura del aire para que el vapor de agua que contiene comience a condensarse. Entonces, a la temperatura de punto de rocío, el aire siempre se satura, no admite ya más vapor de agua y comienzan a formarse gotitas de agua líquida (niebla).

La diferencia entre la temperatura del aire y su punto de rocío (en un momento dado), nos dice cuántos grados debe bajar la temperatura para que el aire se sature, es decir, para que comience la formación de niebla. Por lo tanto, cuando tenemos niebla en un cierto lugar, allí la temperatura y el punto de rocío son idénticos.

Precipitación

Es cualquiera la forma de <u>hidrometeoro</u> que cae del cielo y llega a la superficie terrestre. Esto incluye la <u>lluvia</u>, la <u>llovizna</u>, la <u>nieve</u> y el <u>granizo</u>, pero no la neblina ni el rocío. La cantidad de precipitación sobre un punto de la superficie terrestre es llamada pluviosidad.

La precipitación es una parte importante del ciclo hidrológico y es responsable del depósito de agua fresca en el planeta. Es generada por las nubes cuando alcanzan un punto de saturación; en este punto las gotas de agua creciente, o pedazos de hielo, caen a la Tierra por gravedad.

Origen de la precipitación

Toda precipitación de agua en la atmósfera, sea cual sea su estado, se produce por la condensación del vapor de agua contenido en las masas de aire, que se produce a su vez cuando dichas masas de aire son forzadas a elevarse y a enfriarse.

Para que se produzca la condensación se precisan dos condiciones: Que el aire se encuentre saturado de humedad y que existan núcleos de condensación:

- a) El aire está saturado si contiene el máximo posible de vapor de agua. Su humedad relativa es entonces del 100 %. El estado de saturación se alcanza normalmente por enfriamiento del aire, ya que el aire frío se satura con menor cantidad de vapor de agua que el aire caliente.
- b) Los núcleos de condensación, que permiten al vapor de agua recuperar su estado líquido, son minúsculas partículas en suspensión en el aire, que proceden de los humos o de microscópicos cristales de sal que acompañan a la evaporación de las nieblas marinas. Así se forman las nubes. La pequeñez de las gotas y de los cristales les permite quedar en suspensión en el aire y ser desplazadas por los vientos. Las nubes se resuelven en lluvia cuando las gotitas se hacen más gruesas y más pesadas.
- El fenómeno es muy complejo. Las diferencias de carga eléctrica permiten a las gotitas atraerse. Los núcleos, que a menudo son pequeños cristales de hielo, facilitan la condensación. Por eso las descargas eléctricas se acompañan de violentas precipitaciones.

Variación temporal de la precipitación

La variación de las precipitaciones se da en el transcurso de un año, aunque siempre hay meses en que las precipitaciones son mayores que en otros. En Tucumán, Argentina, los meses de mayores precipitaciones se dan entre Noviembre y Marzo, mientras que Miami, EE.UU., los meses de mayor precipitación son de Mayo a Octubre. Para evaluar las características objetivas del clima, en el cual la precipitación, y en especial la lluvia, desempeña un papel muy importante, las precipitaciones mensuales deben haber sido observadas por un período mayor de 30 años, lo que se llama un período de observación largo. La variación estacional de las precipitaciones, en especial de la lluvia, define el año hidrológico. Este da inicio en el mes siguiente al de menor precipitación media de largo período. La precipitación presenta también variaciones plurianuales, fenómenos naturales como el llamado Fenómeno de El Niño que produce variaciones importantes en la costa del Norte de Perú y Ecuador.

Variación espacial de la precipitación

La distribución espacial de la precipitación sobre los continentes es muy variada. Grandes áreas como los desiertos, casi no tienen precipitaciones (0-200 mm por año). En el desierto del Sahara la media anual de lluvia es de unos pocos milímetros, mientras que cerca del Golfo de Darién entre Colombia y Panamá, la precipitación anual es superior a 3.000 mm. El desierto de Atacama en el Norte de Chile es el área más seca del mundo. La orografía del terreno influye fuertemente las precipitaciones. Una elevación del terreno provoca general-mente un aumento local de las precipitaciones, por el ascenso de masas de aire saturadas de vapor de agua.

Presión Atmosférica y origen del viento

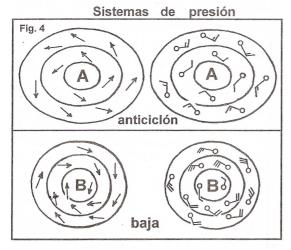
Dentro de nuestro planeta, el ser humano vive en la zona más profunda de la atmósfera y soporta el peso de la columna de aire que está por encima y rodea a todos los cuerpos. Entonces la presión atmosférica es la fuerza que ejerce el peso del aire sobre cada punto de la superficie. La presión es ejercida de arriba hacia abajo y también en todas las direcciones.

<u>Peso del aire</u>: La presión normal de 1.013,3 milibares es el peso que, bajo el efecto de la gravedad terrestre, ejercen 1.033 gramos de aire sobre cada centímetro cuadrado de superficie. Eso significa que normalmente el ser humano vive con 10.330 kilogramos de aire aplicado en cada metro cuadrado de su cuerpo (al nivel del mar).

Origen del viento: Primeramente diremos que las zonas de alta presión se denominan anticiclones o simplemente altas, y las áreas de baja presión se denominan depresiones o sencillamente bajas. Además, las curvas o líneas que unen puntos de igual presión atmosférica se denominan isobaras. En la atmósfera, el aire se desplaza desde las zonas de mayor densidad (alta presión) hacia las de menor densidad (baja presión). Sucede que en los anticiclones el aire ejerce, por unidad de superficie, mayor fuerza que en las bajas. Por ello las partículas de aire se desplazan desde las zonas en donde reciben más fuerza (anticiclón) hacia las zonas de mínima fuerza (bajas). Es este el motivo por el cual las partículas o volúmenes de aire se ponen en movimiento, empujadas por la denominada fuerza de presión. Por otra parte, y debido a la rotación de la Tierra, existe una fuerza adicional que actúa sobre las partículas de aire en movimiento: es la Fuerza de Coríolis que desvía a la partícula hacia la izquierda de su movimiento (en el hemisferio sur de nuestro planeta). Entonces en un principio, el viento, resulta ser el movimiento horizontal de los volúmenes; de aire, que se hallan en equilibrio físico entre dos fuerzas, la de presión y la de Coriólis. Este movimiento del aire se cumple en la dirección de las isobaras (líneas de igual presión).

Sistemas de Alta y de Baja presión

En la atmósfera los anticiclones suelen adquirir forma elíptica y la presión aumenta a medida que nos acercamos a su centro, que identificamos con la letra A. Los anticiclones que afectan nuestra región tienen normalmente un ancho, de Oeste a Este, de 500 a 2.000 kilómetros. El aire, alrededor de los anticiclones, se mueve en el sentido inverso de las agujas del reloj (circulación anticiclónica), a la vez que se escapa del centro.



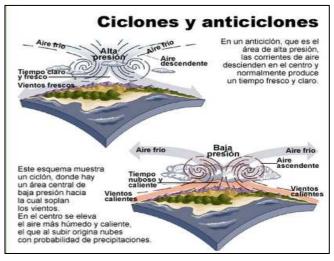


Figura 9

En la Figura 9 se grafica el mismo anticiclón pero con los vientos señalados de dos maneras distintas: a la izquierda en forma de flechas (según el movimiento del aire) y a la derecha con los símbolos de la dirección y velocidad del viento tal como se lo representa en las Cartas del Tiempo.

Los sistemas de baja presión son más pequeños que los anticiclones y adquieren forma elíptica o circular. La presión disminuye a medida que nos aproximamos a su centro, al cual lo identificamos con una B. Las Bajas tienen frecuentemente un tamaño de 300 a 1.000 Km de ancho (de Oeste a Este).

El aire, en las Bajas, tiene el mismo movimiento que las agujas del reloj, circulación ciclónica, a la vez que se mueve hacia el centro.

Vientos locales de la Argentina

- a) <u>Pampero</u>: Viento con dirección Sur Norte, se origina en la Antártida, cruza de Sur a Norte toda La Pampa Argentina, de allí su nombre, y se hace sentir hasta en el Estado de Río Grande, en el Brasil.
- b) Zonda: Regionalismo para el Föhn ó Foehn, viento que frecuentemente sopla sobre las estribaciones orientales de los Andes, en Argentina, destacándose en la provincia de San Juan. El Zonda es un viento seco, con frecuencia sucio porque lleva polvo, que proviene de los vientos del Oeste del hemisferio Sur, por el Océano Pacífico, que se calienta por descenso desde las crestas a más de 6 km sobre el nivel del mar. Puede superar los 60 km/h.
- c) Kóshkil: Viento de alta predominancia en la Patagonia Central con características de Efecto Foehn, que circula desde la Cordillera de los Andes hacía el Océano Atlántico y que alcanza valores altos de velocidad con una media de 9,6 m/s y puede superar los 130 km/h. Su denominación es de origen Teushekenk, grupo tehuelche que habitó la región hasta el año 1948 cuando falleció su último descendiente. El Kóshkil determina que la región tenga un clima seco, temperatura superior a la media para esa latitud y con un alto potencial para granjas eólicas.
- d) <u>Sudestada</u>: Es un fenómeno meteorológico común a una extensa región del río de la Plata. Consiste en una rápida rotación de vientos fríos del Sur al cuadrante del Sudeste, que satura las masas de aire polar con humedad oceánica.
- e) <u>Cudo</u>: Viento con dirección Norte-Sur, se origina en Formosa con dirección a las Islas Malvinas. Su aporte se aprovecha en la pesca de la zona costera de Buenos Aires.

Nubes

Las nubes son la expresión visible de los procesos físicos que se producen en la atmósfera. Son de fácil observación, lo que les concede la particularidad de ser testigos del tiempo presente (Figura 10). Con la sola observación y clasificación de las nubes es posible obtener una primera evaluación de la inestabilidad del aire y de los cambios de tiempo que se avecinan.

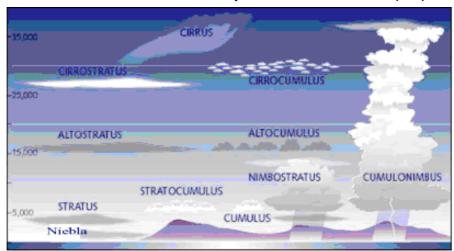


Figura 10: Diferentes tipos de nubes

La nube no es más que un conjunto de minúsculas partículas de agua líquida o de hielo (o ambas cosas a la vez), que se encuentran en suspensión en la atmósfera. Estas partículas no caen, ya que hay corrientes ascendentes de aire que las mantienen suspendidas hasta que se evaporan o hasta que aumentan de tamaño y caen en forma de gotas de lluvia. En síntesis las nubes son conjuntos de diminutas gotas y cristales de hielo o nieve, que provienen de la condensación o la congelación del vapor de agua.

Para que en la atmósfera se puedan formar las nubes es preciso que se produzca ascenso o brusco enfriamiento de aire húmedo. Cuando el aire húmedo asciende varios centenares, o algunos miles de metros, llega hasta el denominado <u>nivel de condensación</u>, que es la altura a partir de la cual el vapor de agua se transforma en pequeñas gotitas. Esta condensación se logra por la disminución brusca de la presión atmosférica.

Calentamiento Global de la Atmósfera

Se denomina <u>efecto invernadero</u> al fenómeno por el cual determinados gases, que son componentes de la atmósfera, retienen la energía que la superficie terrestre emite y una parte de la misma la es devuelta a la superficie de la Tierra calentando la misma (Figura 11). Este fenómeno evita que gran parte de la energía emitida por la Tierra se trasmita directamente al espacio, lo que provocaría un continuo enfriamiento de la superficie terrestre e impediría la vida. El efecto invernadero se está viendo acentuado por la emisión de ciertos gases debidos a la actividad humana, como el dióxido de carbono y el metano, que está produciendo un calentamiento en la Tierra. Los gases de efecto invernadero toman su nombre del hecho de que no dejan salir al espacio la energía que emite la Tierra, en forma de radiación infrarroja, cuando se calienta con la radiación procedente del Sol, que es el mismo efecto que producen los vidrios de un invernadero de jardinería.

Efecto Invernadero de varios gases de la Atmósfera

Estos gases han estado presentes en la atmósfera en cantidades muy reducidas durante la mayor parte de la historia de la Tierra. Aunque la atmósfera seca está compuesta prácticamente por Nitrógeno (78,1%), Oxígeno (20,9%) y Argón (0,93%), son gases muy minoritarios en su composición como el dióxido de carbono (0,035%), el Ozono y otros los que desarrollan esta actividad radiactiva. Además, la atmósfera contiene vapor de agua (1%) que también es un gas radiactivamente activo, siendo con diferencia el gas natural invernadero más importante. El dióxido de Carbono ocupa el segundo lugar en importancia. El efecto invernadero es esencial para la vida del planeta: sin CO₂ ni vapor de agua (sin el efecto invernadero) la temperatura media de la Tierra sería unos 33°C menos, del orden de 18°C bajo cero, lo que haría inviable la vida. Actualmente el CO₂ presente en la atmósfera está creciendo de modo no natural producto de la acción del hombre (quema de combustibles fósiles, drenaje artificial, tala indiscriminada de bosques y selvas, laboreos excesivos de los suelos, feed lots). Es preciso diferenciar entre el efecto invernadero natural del originado por las actividades de los hombres (o antropogénico).

Gases de Efecto Invernadero (GEI):

Los denominados gases de efecto invernadero o gases invernadero, responsables del 97% del efecto invernadero antropogénico, son:

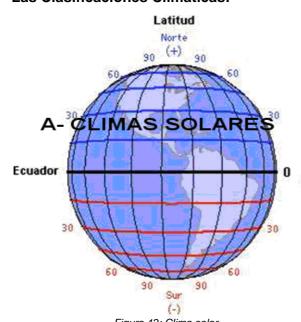
- 1 Vapor de agua (H₂O).
- 2 Dióxido de carbono (CO₂).
- 3 Metano (CH₄).
- 4 Óxidos de nitrógeno (NO_x).
- 5 Ozono (O₃).
- 6 Clorofluorocarbonos (CFCI3).

Figura 11: Efecto invernadero



Fuente: UNEP -GRID-Arendal.

Las Clasificaciones Climáticas:



Una clasificación climática tiene por objeto establecer tipos o zonas donde la acción de los diferentes elementos del clima es similar, o por lo menos con variación dentro de ciertos márgenes (Figura 12).

KOPPEN THORNTHWAITE: Entre clasificaciones más utilizadas con diversas finalidades, se hallan las de Koppen y Thornthwaite. En este trabajo estudiaremos las de estos dos autores, pero con la salvedad que para el último de estos investigadores, se consideran dos: la de 1948 y la de 1955. Por lo general, en todo trabajo de investigación o de planificación agropecuaria, se ubica la localidad en estudio dentro de cada uno de estos sistemas. Ello permite la caracterización de la o localidad en base a variables específicas. Los grupos fundamentales son cinco

y llevan las siguientes denominaciones y símbolos: <u>Tropical Iluvioso</u> (A), <u>Seco</u> (B), <u>Templado</u> moderado Iluvioso (C), <u>Boreal</u> (nevado) y <u>de Bosque</u> (D) y <u>Polar</u> (E) en último término. Como se ve, existe una progresión de acuerdo a la temperatura en cada uno de ellos (Figura 13).

Determinación de los tipos climáticos

Los tipos climáticos de una región se obtienen de la unión de las letras mayúsculas que caracterizan a cada uno de los grupos fundamentales, con las minúsculas pertenecientes a los aspectos térmicos e hídricos. Por ejemplo, la región oriental de Tucumán; lleva como nomenclatura <u>BS h wa</u>. Esto significa que es una zona donde predomina la evaporación sobre la precipitación, con vegetación xerófita (BS). Por poseer lluvias estivales y ser seca en invierno, es w. Es una zona semiárida caracterizada por tener una temperatura promedio anual superior a 18°C, y la media del mes más frío inferior a 18°C, por lo tanto es h. Finalmente por tener la media del mes más caluroso mayor de 22 °C es a.

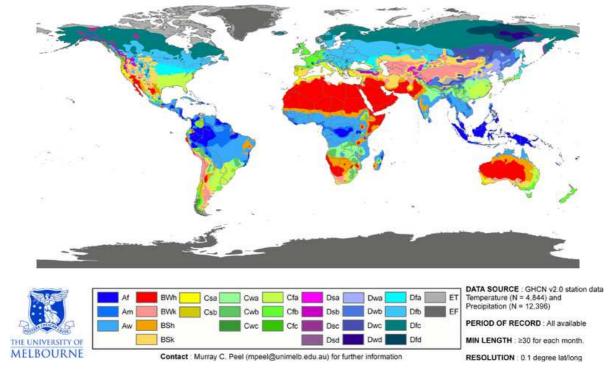


Figura 13: Clasificación de Koppen

Clasificación climática de Thornthwaite de 1948

En la clasificación climática de 1948, Thornthwaite utiliza un nuevo elemento que es designado evapotranspiración potencial, aparte de los ya conocidos como la precipitación y temperatura. Las características de la clasificación de Thornthwaite son las siguientes:

- 1. Es un <u>sistema cuantitativo</u> puesto que la delimitación de los diferentes tipos climáticos se realiza utilizando valores numéricos.
- 2. Toma como base de cálculos los integrantes más importantes del complejo climático como la temperatura y la precipitación, a los que se le suma la <u>longitud del día</u>, variable esta, utilizada junto con la temperatura media, para obtener la evapotranspiración potencial.
- 3. Como paso previo para establecer tipos climáticos, es necesario determinar el balance hidrológico para cuyo cálculo se requiere la precipitación y la evapotranspiración potencial. Del balance hidrológico resultan elementos derivados como el exceso y la deficiencia de agua, que se emplean en la obtención del <u>índice hídrico</u> y de los <u>índices de humedad y de aridez</u>.
- 4. Utilizando la evapotranspiración potencial se determina el <u>valor efectivo</u> de la precipitación. Esto significa que siendo las temperaturas elevadas, producen un aumento en la evapotranspiración, reduciendo por consiguiente, el valor útil de la precipitación para el crecimiento y distribución de las plantas. El valor efectivo de la precipitación se refiere al agua remanente que queda en el suelo como consecuencia de la relación precipitación evapotranspiración.
- 5. Como índice de la eficiencia térmica se emplea la evapotranspiración, potencial que depende de la temperatura y de la longitud del día. El concepto de la eficiencia térmica tiene su explicación, puesto que así como la humedad deficiente es un factor limitante del desarrollo de la vegetación, de igual modo lo es un estado térmico insuficiente. Siendo la humedad adecuada, dentro de ciertos límites, la cantidad de crecimiento de las plantas y la abundancia de la vegetación varían directamente con la temperatura. Por consiguiente, la eficiencia térmica es elevada en regiones ecuatoriales y tropicales, y muy reducida cerca o en las regiones polares.
- 6. Para llegar a determinar los diferentes climas presentes en una región, se consideran cuatro aspectos: regiones hídricas, variación estacional de la eficiencia hídrica, regiones térmicas y concentración estival de la eficiencia térmica. Para cada una de estas partes integrantes se determinan valores numéricos utilizando fórmulas o procedimientos de cálculos (por ejemplo, en la obtención de la evapotranspiración potencial). Estos valores, mediante tablas apropiadas, dan a cada localidad una designación y un símbolo correspondiente.

EDAFOLOGIA

Es la ciencia que estudia a los suelos desde un punto de vista práctico. El suelo es la colección de cuerpos naturales sobre la superficie de la tierra que contienen materia viviente y soportando o capaces de soportar plantas en crecimiento. Como todo cuerpo, tiene forma y límites. Su límite superior es el aire o aguas poco profundas. Lateralmente el transita o gradúa a aguas profundas, o a áreas desnudas de rocas hielos, sales o médanos o dunas activas. Su límite inferior en profundidad, hacia el no-suelo, es quizás el más difícil de de definir. El límite inferior del suelo, por lo tanto es el límite inferior de la actividad biológica, la cual generalmente coincide con la profundidad de enraizamiento de las plantas perennes nativas. Hemos dicho también que el suelo tiene forma. La morfología del suelo de expresa en su perfil. El perfil del suelo es el conjunto o sucesión vertical de horizontes diferenciados por los factores y fuerzas del ambiente (Figura 1). El suelo tiene características anisotrópicas en profundidad, es decir por sus características y propiedades varían en profundidad, mientras que la roca es isotrópica, pues sus características y propiedades no varían cualquiera sea el sentido que se considere.

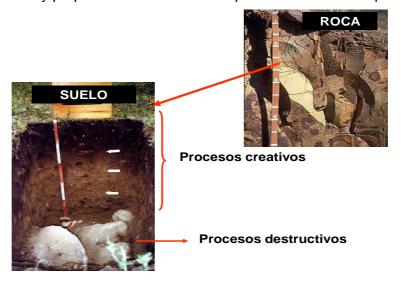


Figura 1: Procesos de formación de suelos

Naturaleza biogeodinámica

Acabamos de definir el suelo como cuerpo natural independiente, resultante de los efectos combinados del clima, organismos vivos, roca madre, relieve y tiempo. Originalmente hay una roca, la Litosfera, una mezcla mineral húmeda, la Hidrosfera, que por acción de la atmósfera, sufre un desmenuzamiento y descomposición, por la acción de fuerzas físicas y químicas puramente atmosféricas. Pero así se origina una roca triturada y no un suelo. Este solo se forma cuando plantas y animales, la biosfera, se asientan en la roca triturada. Estos absorben productos de disolución de la roca y desprenden productos de cambio como gases, soluciones, humus. Las plantas participan en la transformación química de los minerales y en la pulverización de la roca. Los animales remueven las partículas y participan indirectamente en la transformación química. De la atmósfera y de la capa acuosa subterránea proceden líquidos disolventes en continua movilidad. De la atmósfera, de las soluciones, de los organismos, en parte de las mismas rocas, penetran en el sistema complejo, gases que también están en continuo movimiento. El movimiento ininterrumpido en el suelo es su característica principal y su principal diferencia con la roca. La capa más externa de la superficie terrestre, limitada por la atmósfera, forma un sistema con factores de extrema complejidad. El estado de este sistema natural está condicionado por tres integrantes: el suelo, el clima y la vegetación.

Toda investigación edafológica o ecológica busca el estado de equilibrio final hacia el que tiende en un caso el suelo, bajo el influjo del clima y de la vegetación y en otro, la vegetación bajo el influjo del suelo y el clima. Por otra parte el suelo tiene una íntima relación con el sustrato geológico del que se originó, con el conjunto de factores que constituyen el clima y con la vegetación que del suelo se nutre y que al suelo da sus restos.

El suelo forma un medio, la <u>Pedósfera</u>, que constituye la zona de contacto entre una parte, la litosfera, y de otra la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. Los fenómenos de alteración de la roca que se producen en esta zona tienen por efecto engendrar nuevas especies minerales que están en equilibrio con el medio, es decir son estables en las condiciones de reacción, de oxidación y de hidratación que le son propias. Si salimos de esta zona, para descender en la profundidad de la roca, los fenómenos de alteración son diferentes, se alcanza entonces a la vez el límite de la pedogénesis y el límite del suelo. Se liga también el concepto de evolución. En efecto, el suelo se encuentra en evolución continua bajo los efectos de los factores y fuerzas del ambiente, incluida la acción del hombre.

Definición de suelo

El suelo es un medio o la formación natural resultante de la transformación de la roca madre subyacente bajo la influencia de diversos procesos físicos, químicos y biológicos que cuando contiene cantidades apropiadas de agua, aire y nutrientes, ofrece soporte mecánico y sustento a las plantas.

Composición química y mineralógica de la roca madre

La fase sólida inorgánica del suelo es la más abundante de su volumen total. Esta fase está constituida por fragmentos de rocas y minerales y por los productos provenientes de su alteración. Si desde un punto de vista cuantitativo esto es importante, no es menor su importancia cualitativa. Los diferentes minerales y como consecuencia las rocas que sus asociaciones determinan, están constituidos por diferentes elementos químicos, entre los cuales tienen especial importancia para nosotros los elementos nutritivos y aquellos relacionados con la génesis del suelo.

Las rocas que constituyen la Litósfera, que es la capa más superficial de la corteza terrestre hasta una profundidad de unos 14-16 Km., está constituida básicamente por Silicio y Aluminio, por lo que se la denomina <u>SIAL</u>.

Los elementos químicos que hemos considerado forman distintas combinaciones para constituir los minerales, que a su vez forman distintas asociaciones entre sí para constituir las rocas.

Minerales

Son sustancias de la naturaleza con una composición química definida y que generalmente poseen una estructura cristalina que a veces se expresa en una forma geométrica externa. Pueden adoptarse distintos criterios en su clasificación.

- 1 Por su origen: los minerales del suelo pueden agruparse en Primarios y Secundarios. Los primarios, también llamados Originales, son los formados directamente por la cristalización del magma. Son los que constituyen las rocas, especialmente las ígneas, y se encuentran fundamentalmente en las fracciones gruesas de los suelos. Los secundarios, también llamados autígenos o de neoformación, derivan de los anteriores por procesos de alteración o descomposición y síntesis química. Existen algunos minerales del suelo que pueden tener origen primario o secundario, como el cuarzo.
- 2 <u>Por su resistencia a la alteración</u>: pueden clasificarse en resistentes, difícilmente alterables y relativamente alterables.
- 3 <u>Por su composición química</u>: en forma muy generalizada los minerales se dividen en dos grandes grupos: Silicatados y No Silicatados.

Alteración de la roca madre

La formación del suelo comprende procesos diversos, entre los cuales la <u>alteración o</u> <u>meteorización del material madre y el desarrollo del perfil del suelo</u>, son de los más importantes. El perfil del suelo se desarrolla a partir del material meteorizado. Estos procesos ocurren simultáneamente en los suelos formados "in situ". En los suelos desarrollados sobre sedimentos sueltos, el material meteorizado es transportado por el agua, el hielo o el viento, y al ser depositado, empieza el proceso de formación del perfil. El fenómeno de <u>meteorización</u>, alteración <u>o temperización</u>, se refiere a los procesos físicos, químicos y bioquímicos que producen la desintegración física y la descomposición química de las rocas y de los minerales que las constituyen.

Dichos procesos no están en equilibrio con las condiciones de temperatura, presión y humedad que reinan en las interfases Litósfera-Atmósfera-Hidrósfera, condiciones que naturalmente son diferentes a las imperantes cuando se formaron. El material resultante de la meteorización es lo que se denomina la regolita. Los procesos de meteorización pueden ser de naturaleza física, química o biológica.







Figura 2:: Desintegración física de las rocas.

Meteorización física

La meteorización física produce sólo la desintegración física de la roca madre, pasando de un estado coherente a un estado suelto o fragmentario. Los agentes de la meteorización física son la temperatura, el agua, el viento, las sales y las raíces de las plantas. La meteorización física es el fenómeno esencial de la alteración de las rocas en los climas fríos y desérticos.

Meteorización química

La meteorización química conduce a cambios en la composición química y mineralógica de las rocas bajo la influencia de los agentes atmosféricos e hidrosféricos. La alteración de los minerales primitivos o primarios, en general complejos, da nacimiento, ya sea vía transformación o vía síntesis, a minerales más simples, secundarios, más o menos solubles (carbonatos alcalinos y alcalinos térreos) o coloidales (arcillas, óxidos de Fe y de Al). El conjunto constituye el complejo de alteración. El complejo de alteración, junto a los minerales residuales, es decir aquellos que no fueron alcanzados por el proceso de alteración, constituyen la fracción mineral de la fase sólida del suelo. La descomposición resulta de la acción separada o simultánea de los siguientes procesos químicos: solución, hidrólisis, oxidación, reducción, óxido-reducción, hidratación y carbonatación. El agente meteorizante más importante es el agua. Su efecto es más intenso al aumentar su contenido en ácidos o en bases y es influenciado por las condiciones existentes.

Meteorización biológica

Son los procesos de descomposición de las rocas que resultan de la acción de organismos. Con anterioridad a la acción de plantas como musgos, hepáticas y helechos que colonizan las rocas frescas, los microorganismos inician el proceso de meteorización extrayendo elementos nutritivos para su metabolismo. Los principales medios biológicos por los cuales los microorganismos y las plantas descomponen los minerales son la absorción de elementos nutritivos, la secreción de H y la producción de ácidos orgánicos y minerales (H_2CO_3 , HNO_3 , H_2SO_4).

El transporte y el depósito del material

Los residuos blandos formados por la alteración pueden permanecer en el lugar o ser arrastrados por el agua o por el viento y redepositados bajo ciertas condiciones. Medios de ablación: Es el conjunto de paisajes y de formas cuyo origen y evolución está directamente vinculado a las características litológicas y tectónicas del basamento geológico. Se encuentran en la actualidad o han estado en el pasado sometidos al desgaste de los procesos exógenos (meteorización, erosión).

Tipos de medios de ablación

Se diferencian por el aspecto fisiográfico en su conjunto y las alturas relativas, es decir los desniveles entre las crestas y las partes bajas, así tenemos:

- 1 Montaña: Se trata de un relieve alto con crestas generalmente bien definidas y vertientes de pendientes en general complejas. Los desniveles entre las crestas y la base de las vertientes son mayores de 300 m. Esto y la presencia de pisos altitudinales la diferencia de las colinas (fig.16).
- 2 <u>Colinas</u>: Relieves con características fisiográficas frecuentemente similares a las montañas pero con desniveles comprendidos entre 300 y 25 m., carencia de pisos altitudinales, pendientes longitudinales de los ríos menores que en las montañas y en general alturas absolutas también menores.
- 3 <u>Loma</u>: Tipo particular de colina con formas redondeadas y vertientes simples, convexo, cóncavas y desniveles en general inferiores a los 25 m.
- 4 <u>Altiplanicie</u>: Conjunto fisiográfico extenso, plano a suavemente inclinado, generalmente poco disectado y limitado en uno o varios de sus bordes por taludes escarpados.
- 5 <u>Bajos de ablación</u>: Relieve de formas fisiográficas atenuadas en posición topográfica nítidamente más baja que todos los demás paisajes accidentados. La topografía del conjunto es plana. La microtopografía puede ser ondulada o quebrada. En general están muy afectados por la erosión.

Medios de acumulación

Conjunto de paisajes y de formas originadas por el depósito del material detrítico procedente de los medios de ablación. En la práctica se limitan a las acumulaciones cuaternarias, sean actuales o pleistocénicas, las cuales se comportan a veces como medios de ablación debido a la evolución morfodinámica posterior a su depósito.

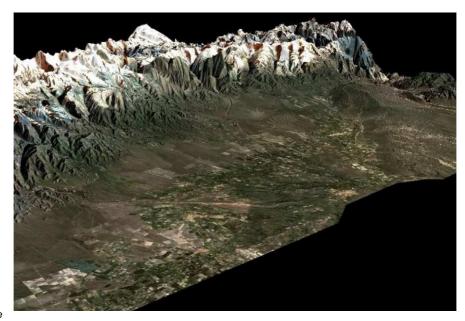


Figura 3: Paisaje

medio de ablación y acumulación

formado por

Agentes y los modos de transporte

- 1 <u>Gravedad</u>: Los fragmentos de rocas van desprendiéndose y se acumulan en los bajos al pié de taludes o de pendientes cortas por acción de la gravedad. Dan origen a los escombros o derrubios.
- 2 <u>Solifluxión</u>: Los materiales blandos embebidos en agua pueden desplazarse sobre las pendientes al deslizarse el material fangoso sobre un substrato rígido (roca coherente o subsuelo congelado).
- 3 Coluvial: Una película muy delgada de agua corriente en la superficie de las pendientes, aún pequeñas, puede desplazar fragmentos de rocas y partículas más finas. Este transporte se hace en distancias muy cortas. El desplazamiento vertical es importante en relación al horizontal. El agua y la gravedad son los agentes que actúan. Dan nacimiento a los coluviones.

- 4 Fluvial: El transporte por los cursos de agua puede hacerse en forma de solución, de suspensión o por saltación sobre el fondo del lecho. El tamaño de las partículas transportadas, así como su deposición, distancia y ordenamiento vertical y horizontal por tamaño, depende de la velocidad del agente, del tamaño de las partículas, de la tranquilidad o turbulencia del flujo, etc. Esta acción, según sean las condiciones en que se realiza el depósito da lugar a los depósitos aluviales, deltaicos, lacustres, marinos, etc.
- 5 <u>Eólica</u>: El viento puede transportar restos de rocas. Las partículas más gruesas (arenas), son transportadas a ras del suelo por saltación. Las más finas (limos y arcillas), pueden serlo a mayor altura por suspensión. El primero se hace a distancias cortas y es interrumpido por obstáculos poco importantes. Por el contrario, en suspensión puede hacerse a distancias mucho más considerables. Este tipo de transporte da lugar a los depósitos eólicos (médanos, dunas, loess).
- 6 <u>Glacial</u>: Los materiales también pueden ser transportados por el hielo. A los materiales transportados se les denomina morenas. El transporte puede tener lugar <u>sobre</u>, en <u>o bajo</u> el glaciar. El glaciar transporta a la vez materiales muy finos y muy gruesos.

<u>El suelo y el ambiente:</u> El suelo es el producto de la interacción de la <u>roca madre</u>, el <u>clima</u> y los <u>organismos vivos</u> condicionados por la acción del <u>tiempo</u> y el <u>relieve</u>. Estos agentes, condiciones o fuerzas se denominan <u>factores de formación de suelos</u>. Jenny (1941), le dio a esto una expresión matemática: S = F (cl. o, r, mo, t)

Donde S representa el suelo o una propiedad del mismo. Esta formulación expresa que el suelo y sus propiedades son una función de los factores de formación de suelos.

Dentro de los cinco factores formadores podemos diferenciar los <u>factores bioclimáticos generales</u> representados por el clima general de una región y por los organismos, especialmente la vegetación, estrechamente vinculada a las condiciones climáticas. Estos dos factores, clima y organismos, permiten definir las grandes zonas de vegetación y suelos, generalmente ordenadas según la latitud en los relieves planos y según la altitud en las áreas montañosas.

Por otra parte, podemos distinguir los <u>factores estacionales o locales</u> condicionados por el relieve y el material original, los que varían en distancias más cortas que los anteriores y que cuando presentan propiedades extremas pueden modificar e incluso invertir la edafogénesis bioclimática. A ellos debe agregarse el factor tiempo, que según la duración de su acción pondrá en mayor o menor evidencia la acción de los restantes factores formadores.

Siendo el suelo una función de los factores de formación, si todos se mantienen constantes menos uno, el suelo será una función del que varíe, estableciéndose una secuencia de suelos en función de ese factor. Así si el único factor que varía es el clima, tendremos una <u>climosecuencia</u>, o si fuera la vegetación, una <u>biosecuencia</u>. En la misma forma se establecerán <u>litosecuencias</u>, <u>topose-cuencias</u> y <u>cronosecuencias</u>, en función de la roca madre, el relieve o el tiempo.

Los Factores Bioclimaticos

1 - El clima y el desarrollo del suelo

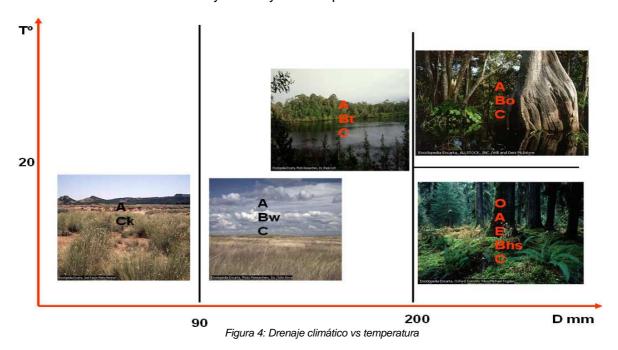
Los dos elementos climáticos más importantes que han sido correlacionados con las propiedades de los suelos son <u>la lluvia y la temperatura</u>. Para la génesis del suelo, tan o más importante que las condiciones climáticas medias pueden ser las condiciones climáticas extremas que ocurren en una región dada, para el desarrollo de ciertas propiedades del suelo. <u>Relaciones precipitaciones - propiedades del suelo</u>: El agua es un agente necesario en la formación del suelo. Ella disuelve y remueve materiales solubles; asegura el desarrollo de la biomasa; transporta y transloca materiales; ejerce acciones físicas y químicas de alteración. Jenny (1941), estableció las siguientes relaciones para regiones cuya precipitación variaba entre los 380 y los 890mm anuales:

- El pH decrece con el incremento de las precipitaciones.
- La profundidad del CaCO₃ incrementa con el aumento de la precipitación.
- A mayor precipitación, aumento de la materia orgánica y del nitrógeno.
- A mayor precipitación, mayor contenido en arcilla.

Entre los límites de precipitación establecidos esto es completamente cierto, pero debe tenerse cuidado al extrapolarlo a condiciones más extremas.

Relaciones temperaturas - propiedades del suelo: La temperatura influencia la evolución del suelo de distintas maneras. Según la ley de Van't Hoff por cada 10° C de aumento de la temperatura se duplica la velocidad de las reacciones químicas. Estas son muy rápidas en los climas cálidos y muy lentas en los fríos. Cuando el suelo se congela todas las reacciones químicas cesan, pero por causa de la presión del hielo pueden producirse alteraciones físicas. Por esta razón los suelos son muy profundos en las regiones cálidas y muy superficiales en las frías. La temperatura también ejerce una marcada influencia en el tipo y cantidad de vegetación presente en un área y con esto en la cantidad y clase de materia orgánica producida. Igualmente la velocidad de descomposición de la materia orgánica es mayormente controlada por la temperatura. Estas acciones juegan un rol decisivo en los tipos de humus producidos. Varias propiedades del suelo aparecen como dependientes de la temperatura:

- El color tiende a menos grisáceo y a más rojizo con su incremento.
- Las bases son más completamente lavadas en las áreas cálidas.
- El nitrógeno y la materia orgánica decrecen con su incremento.
- El contenido en arcilla es mayor a mayores temperaturas.



<u>Índices climáticos:</u> Más interesante resulta el análisis de la acción combinada de las precipitaciones y las temperaturas a través de las relaciones precipitación-evapotranspiración (P-Etp), para lo cual varias fórmulas se han ideado. Duchaufour aplica el término <u>drenaje</u> climático a la diferencia entre precipitación y evaporación, D = P - E (Figura 4).

<u>El clima edáfico. Régimen hídrico</u>: Convencionalmente se ha pensado en tres regímenes de humedad del suelo:

- Anfipercolativo: el suelo está saturado.
- Percolativo: la cantidad de agua es suficiente para provocar el lavado.
- Epipercolativo: en el que el lavado no ocurre.

2 - Los factores bióticos

La influencia de los organismos en la formación del suelo puede ser ilustrada por la observación de comunidades bióticas contrastantes y bajo ciertos componentes de ellas como árboles aislados y colonias de insectos. La vegetación (organismos), actúa de cuatro modos diferentes sobre la evolución del suelo:

- a) <u>Por el microclima que crea:</u> Entre una formación de bosque y una de pradera, el primero proporciona al ambiente más sombra y humedad. Cuando el bosque se destruye el microclima se altera por efectos de la insolación y el humus (materia orgánica coloidal transformada biológicamente) se descompone rápidamente.
- b) <u>Por la profundidad de enraizamiento:</u> Bajo bosque el enraizamiento profundo favorece al máximo la percolación de los elementos coloidales. La vegetación de pastos, con enraizamiento más superficial, provoca un lavado menos acentuado.

Debido a su gran masa radicular incorpora abundante materia orgánica en el perfil, dando lugar a horizontes húmicos de mayor espesor y decrecimiento más gradual de la materia orgánica en profundidad que en los suelos de bosques, donde la mayor incorporación es sobre la superficie. En los bosques la alteración es más profunda y más rápida que bajo pradera.

- c) <u>Por el tipo de humus que produce:</u> La vegetación modela el humus del suelo, agente esencial de la pedogénesis, por la naturaleza de los residuos que incorpora al suelo y por la microflora y microfauna que ella favorece.
- d) <u>Por la protección más o menos eficaz contra la erosión:</u> El bosque protege mejor el suelo contra la erosión que la pradera y la estepa. Los suelos desnudos o cultivados son los más sujetos a la erosión. Es por lo tanto bajo bosque donde en general se encontrarán los suelos pedológicamente más evolucionados

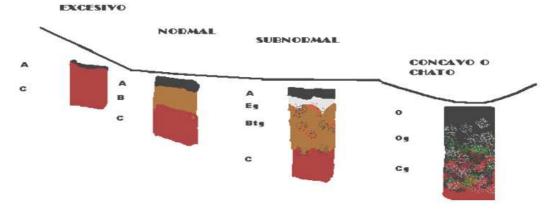
3 - Los factores locales

Los factores locales comprenden el relieve y el material original.

a) <u>El relieve</u>. Ejerce una acción importante sobre la pedogénesis debido sobre todo a la modificación que provoca en el régimen de las aguas. Las relaciones del relieve con las propiedades de los suelos sólo deben hacerse para áreas geográficas específicas, debido a las variaciones en intensidad y naturaleza de los otros factores de formación. Dentro de una región geográfica determinada, las siguientes propiedades edáficas comúnmente se encuentran relacionadas con el relieve: Profundidad del solum, espesor y contenido en materia orgánica del horizonte A, régimen hídrico del perfil, color del suelo, grado de diferenciación de horizontes del perfil, pH del suelo, contenido en sales solubles, clase y grado de desarrollo de capas endurecidas, temperatura del suelo, etc. La acción del relieve sobre la pedogénesis puede ejercerse a través de acciones directas e indirectas.

Las acciones directas del relieve son:

- La erosión: Que decapita los suelos en la parte alta, poniendo al desnudo ya sea los horizontes de profundidad o la roca madre y que cumuliza (engrosamiento del epipedón) o sepulta el suelo en la parte baja. La erosión implica un proceso continuo de rejuvenecimiento del suelo, oponiéndose así a su evolución completa.
- El lavado oblicuo o lateral: Que arrastra del perfil, a lo largo de la pendiente por escurrimiento subsuperficial, los elementos coloidales o solubles. Los elementos más gruesos, por el contrario quedan en el lugar. El lavado oblicuo es el proceso característico de relieves poco acentuados en climas templados fríos. En general se puede establecer que para constancia de otras características, la cantidad de agua que pasa efectivamente a través del perfil, responsable de su evolución, dependerá de su posición de relieve, por el juego combinado del escurrimiento y la infiltración. Así el agua que percolará se ordenará en forma creciente según el tipo de relieve: R.EXCESIVO < R.NORMAL < R.SUBNORMAL < R.CHATO (Figura 5), recibiendo los dos últimos mayor cantidad de agua que la que las precipitaciones normales del área harían prever. Las acciones indirectas del relieve: En las zonas poco drenadas, las pequeñas diferencias de nivel ejercen una acción importante sobre la evolución de los suelos, porque ellas influencian el grado de hidromorfía.



Estas relaciones no pueden generalizarse para todos los ambientes.

Figura 5: Tipos de relieves

Las acciones sobre las capas freáticas y su profundidad: Los diversos tipos de capas freáticas y su profundidad son condicionadas por el relieve. En general diferenciamos las capas freáticas permanentes de los bajos y valles, alimentadas subterráneamente, de las capas freáticas temporarias alimentadas por las precipitaciones de las plataformas o cubetas mal drenadas.

La capa freática usualmente tiene un relieve parecido, aunque con menos amplitudes, que la superficie de la tierra. Esto implica que está más próxima a la superficie en las depresiones que en los puntos altos del paisaje.

b) <u>El material original.</u> El material original constituye un factor de formación del suelo independiente que ejerce una marcada influencia en las propiedades de los suelos, especialmente cuando presenta propiedades extremas. La roca madre constituye el marco y el soporte de los procesos de alteración, pudiendo fijar el ritmo y orientar los mecanismos. Jenny define al material original como el estado del sistema suelo al tiempo cero de formación. En general cuando más joven es el suelo, mayor es la influencia y las relaciones del material original. Con el avance de la alteración y de los procesos pedogenéticos, la impronta del material inicial es cada vez menor. En casos de alteración extrema y de suelos viejos, la influencia del material original es relativamente pequeña, salvo que hubiera una composición extrema como puede ser el caso de arenas cuarzosas estériles.

4 - La edad

No resulta fácil hablar del factor tiempo en términos absolutos por que la velocidad de los procesos de alteración y por lo tanto la duración de los procesos de evolución del suelo, depende de la acción diferencial de los otros factores de formación como el clima y la naturaleza de la roca madre. Pero puede establecerse la edad de los suelos en términos relativos, definiendo diferentes fases en la evolución del suelo. Cuando el material original es puesto en superficie, por la erosión por ejemplo, el suelo es inexistente, es el tiempo 0 en su evolución.

Las características dominantes son las del material original. Un <u>suelo joven</u> ha sufrido un principio de evolución, pero ofrece todavía propiedades muy vecinas a las de la roca madre. Un <u>suelo maduro</u> es un suelo que ha terminado su evolución, que se encuentra en equilibrio con el bioclima, siendo por lo tanto estable. Si la vegetación corresponde al <u>climax</u> de la región considerada, se puede hablar de suelo <u>climácico</u>, <u>pedoclimax</u> o <u>climax</u> edáfico. En esta fase, las propiedades adquiridas durante la pedogénesis dominan sobre las heredadas del material original.

Con el correr del tiempo un suelo maduro se transforma en un <u>suelo viejo o senil</u>, en el cual las características adquiridas predominan netamente, siendo difícil distinguir las heredadas del material original. Un suelo viejo o senil ha llegado al término de su evolución mostrando un marcado predominio de materiales muy resistentes a la alteración. Existen igualmente <u>suelos degradados</u>, que son suelos que han sufrido una evolución diferente de la normal, por la acción de procesos que en general son desencadenados por el hombre (Suelos erosionados, salinizados, etc.). Existen igualmente suelos que son el resultado de una evolución muy vieja, bajo condiciones de clima y vegetación diferentes a las reinantes actualmente. Si estos suelos se encuentran en la superficie se los llama <u>paleosoles</u> o <u>suelos relictos</u> y si se encuentran sepultados por depósitos o suelos más recientes, constituyen los <u>suelos fósiles</u>.

El desarrollo y la <u>diferenciación de los horizontes del perfil</u> del suelo dependen de la acción de los siguientes procesos primarios: Adiciones; Sustracciones o Remociones; Transferencias o Redistribuciones y Transformaciones. Estos procesos afectan a los diversos productos de la meteorización de las rocas, tanto solubles como insolubles, incluyendo sales, minerales de arcillas y óxidos coloidales, así como a los diversos productos orgánicos resultantes de la descomposición de los residuos vegetales. Son los siguientes:

<u>Adiciones:</u> Corresponde a los procesos de incorporación al suelo de materiales minerales y orgánicos sólidos, líquidos y gaseosos. Incluyen:

- a) Residuos vegetales (hojarascas, flores, frutos, ramas, raíces), y sus productos de descomposición, incluyendo el humus;
- b) Ácidos carbónico y nítrico (este último producido por las tormentas eléctricas);
- c) Polvos finos o aerosoles y precipitación radioactiva. Estas formas de adición dan lugar a la formación de los horizontes O, A y a los epipedones.

Sustracciones o Remociones: Comprenden los procesos que llevan a la pérdida o a la completa eliminación de materias del perfil del suelo. Los procesos afectan principalmente a las sales simples y otras sustancias solubles en agua o que pasan rápidamente al estado de dispersión coloidal o suspensión fina. El agente de remoción es el agua de drenaje y el proceso se denomina lixiviación o lavado. La remoción completa sólo ocurre cuando la precipitación es mayor que la evapotranspiración potencial y cuando la cantidad de agua que penetra en el perfil es mayor de la que se necesita para saturar por completo la porosidad de retención del suelo.

<u>Transferencias o Redistribuciones:</u> Por transferencias o redistribuciones se entiende la translocación de materiales de un punto a otro del perfil. Nuevamente aquí el agua natural es el agente principal y el proceso puede ser considerado como un proceso de lixiviación restringido o lento. La restricción puede ser atribuida a precipitaciones insuficientes (regímenes sub o epipercolativo) y el retardo a la presencia de impedimentos que reducen la velocidad de percolación y la eliminación del agua de drenaje (regímenes anfi o no percolativo). Las transferencias dentro del perfil del suelo son la causa principal de su diferenciación en horizontes. La eluviación y la iluviación da origen a los horizontes iluviales Bt, Btn, Bh, Bhs, Bs, y al horizonte eluvial E.

<u>Transformaciones:</u> Corresponden a alteraciones físicas, químicas o biológicas que afectan principalmente a las fracciones mineral y orgánica del suelo y que como en los casos anteriores, el agua es el principal agente. Las alteraciones físicas pueden consistir en la destrucción de la estructura original de la roca y la generación de una estructura pedológica (diferenciación del horizonte <u>Bw estructura, horizontes cámbicos</u>). Las transformaciones o alteraciones químicas pueden resultar de la hidrólisis de algunos minerales primarios para formar minerales de arcillas provocando el <u>enriquecimiento "in situ"</u>, no iluvial, de esta fracción, para diferenciar el horizonte <u>Bw consistencia</u>. La alteración de los minerales primarios puede también llevar a la liberación "in situ" de sesquióxidos que ya sea que impregnen el material edáfico para diferencial el horizonte <u>Bw color</u>, o que enriquezcan residualmente el horizonte por migración selectiva de otros compuestos (SiO₂), para constituir el horizonte <u>Box (horizonte óxico)</u>.

Morfología del suelo - Perfil del suelo - Horizontes genéticos: La formación y la evolución del suelo bajo la influencia de los factores y procesos pedogenéticos conducen a la diferenciación de capas o estratos sucesivos de textura, de estructura, de color y de otras propiedades diferentes, llamadas horizontes. Estos horizontes se encuentran relacionados genéticamente entre sí. El conjunto de horizontes constituye lo que se llama el perfil del suelo.

Un <u>horizonte</u> puede ser definido como una capa de suelo aproximadamente paralelo a la superficie de la tierra, que se diferencia de las capas adyacentes genéticamente relacionadas por sus propiedades físicas, químicas o biológicas o por características tales como color, estructura, textura, consistencia, clase y número de organismos presentes, grado de acidez o de alcalinidad, etc.

Los principales horizontes genéticos del suelo no son equivalentes a los horizontes diagnósticos de la Taxonomía de Suelos Norteamericana. Mientras la designación de los horizontes genéticos expresa un juicio cualitativo acerca de la clase de cambios o procesos que se suponen que han ocurrido en el suelo, los horizontes diagnósticos son definidos cuantitativamente con una gran precisión por sus caracteres morfológicos, químicos y físicos, los cuales son utilizados para diferenciar entre taxa de suelos. El concepto de perfil, que es un corte vertical plano del suelo, es sustituido por el de pedón considerado como un volumen, en el cual los horizontes constituyen capas superpuestas. Existen los siguientes Horizontes o Capas:

- Horizontes genéticos principales: Las letras mayúsculas O, L, A, E, B, C, R y W, son utilizadas para designar y representar a los horizontes principales y capas de suelo. Estas letras constituyen los símbolos básicos a las cuales se agregan otros caracteres para completar las designaciones (Figura 6).
- Capas u Horizontes O: Corresponden a capas dominadas por la materia orgánica. Algunas están saturadas por el agua durante largo tiempo, o lo estuvieron y ahora están drenadas, otras nunca estuvieron saturadas. Un horizonte O puede estar sobre la superficie de un suelo mineral o a cualquier profundidad debajo de la superficie si está enterrado.

Horizontes L: Los horizontes o capas límnicas incluyen materiales minerales como orgánicos que fueron depositados por precipitación o por organismos acuáticos tales como algas y diatomeas o bien derivados de plantas subacuáticas o flotantes y subsecuentemente modificados por la fauna acuática.

Horizontes A: Consisten en horizontes minerales que se han formado en la superficie o abajo de un horizonte O. En ellos ha desaparecido totalmente o en su mayor parte la estructura de la roca madre, incluida la estratificación fina de los materiales no consolidados y muestra una acumulación de materia orgánica humificada, íntimamente mezclada con la fracción mineral.

Horizontes E: Horizontes minerales en los cuales el principal rasgo es la pérdida de arcillas silicatadas, hierro o aluminio, o alguna combinación de éstos, dejando una concentración de partículas de arena y limo. Estos horizontes presentan la desaparición total o de la mayor parte de la estructura del material original. Un horizonte E es comúnmente diferenciado

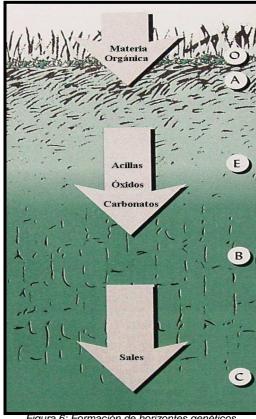


Figura 6: Formación de horizontes genéticos

de un horizonte B subyacente por un color más claro o más grisáceo, o ambos, por una textura más gruesa, o por una combinación de estas propiedades.

- Horizontes B: Horizontes que se han formado abajo de un horizonte A, E, u O; están dominados por la desaparición de toda o la mayor parte de la estructura original de la roca y muestran uno o más de lo siguiente: 1) Concentración iluvial de arcillas silicatadas, hierro, aluminio, humus, carbonatos, yeso, o sílice, sola o en combinación; 2) Evidencia de remoción de carbonatos; 3) Concentración residual de sesquióxidos; 4) Alteraciones que forman arcillas silicatadas o liberan óxidos, o ambas, y que forman una estructura granular, en bloques o prismática si los cambios en los contenidos de humedad son acompañados por cambios de volumen, etc.
- Horizontes C: Son los horizontes o capas, con exclusión de las rocas duras, que están poco afectadas por los procesos pedogenéticos y carecen de las propiedades de los horizontes O, A, E o B. La mayoría son capas minerales. El material del horizonte C puede ser o no similar al material del cual el solum presumiblemente se ha formado. Se incluyen como capas u horizontes C los sedimentos, la saprolita, roca no consolidada, y otros materiales geológicos normalmente no cementados y caracterizados por presentar una baja a moderada dificultad en la excavación.
- Capas R: Rocas duras, como granito, basalto, cuarcita, rocas calcáreas consolidadas o areniscas, son designadas como R. Las capas R son cementadas y las dificultades para la excavación son mayores que moderadas.
- Capas W: Este símbolo indica capas de agua en o abajo del suelo. Si está permanentemente congelada se designa como Wf. No se utiliza para hielo o nieve sobre la superficie.

Distinciones subordinadas en capas y horizontes principales.

Se utilizan letras minúsculas para designar clases específicas de capas y horizontes principales. El símbolo usado como sufijo y el significado de los más importantes es el siguiente:

a) Material orgánico altamente descompuesto. Se utiliza con el horizonte.

- b) Horizonte genético enterrado. Es utilizado en suelos minerales para identificar horizontes enterrados con rasgos genéticos desarrollados antes de ser sepultados. No se usa en suelos orgánicos.
- c) Concreciones o nódulos. Este símbolo indica una significativa acumulación de concreciones o nódulos, enriquecidos con minerales que contienen hierro, aluminio, manganeso o titanio. El símbolo no es usado si las concreciones o nódulos son de dolomita, calcita o sales más solubles.
- d) Restricciones físicas al desarrollo radical, naturales o inducidas, en materiales o sedimentos no consolidados, como capas densas, pies de arado u otras capas compactadas.
- e) Materia orgánica de descomposición media. Se utiliza con el horizonte O.
- f) Suelo congelado. Indica que la capa o horizonte contiene hielo permanente.
- g) Fuerte gleización. Este símbolo indica que el hierro ha sido reducido y removido durante la formación del suelo, o que la saturación con agua estancada lo ha preservado en un estado reducido.(Figura 7).
- h) Acumulación iluvial de materia orgánica. Este símbolo es usado con el horizonte B.
- i) Materia orgánica débilmente descompuesta. Se utiliza con el horizonte O, etc



Figura 7: Tipos de perfiles de suelo

Sistemas de Clasificación de suelos

El hombre tiene una tendencia natural a seleccionar y clasificar los objetos de su entorno. Los suelos no escapan a esta tendencia, en razón de que constituyen objetos comunes a la experiencia y observación del hombre por su utilización para satisfacer las necesidades humanas (alimentos, fibras, maderas, construcciones, etc.). Los primeros sistemas de clasificación eran muy simples y prácticos, pero con el aumento de la sofisticación en la agricultura, el mayor conocimiento de los suelos como una colección de cuerpos naturales independientes y la mayor complejidad y variación en los usos del suelo, las clasificaciones exigieron una mayor base científica y organizativa.

La finalidad de la clasificación es presentar las relaciones de las propiedades más importantes de la población, sin referencia a ningún objetivo único especificado o a un objetivo aplicado, y son llamadas <u>clasificaciones naturales o científicas</u>. Por el contrario, los sistemas de clasificación que ordenan o estructuran el sistema para cumplir con propósitos específicos, aplicados o prácticos, constituyen las <u>clasificaciones técnicas</u> de suelos, como por ejemplo las clasificaciones de capacidad de uso, de aptitud para riego, de aptitud para tipos específicos de utilización de tierras, etc.

Como los sistemas de clasificación de suelos son creaciones del hombre, existen diferentes concepciones teóricas y filosóficas en su formulación y por lo tanto diferentes sistemas de clasificación. Entre los más conocidos y extendidos internacionalmente se encuentran el norteamericano, el francés, el ruso, el australiano, etc. La leyenda de FAO-UNESCO del mapa mundial de suelos intenta introducir un lenguaje común entre los distintos sistemas nacionales y con este mismo fin se han elaborado recientemente Las Bases de Referencia Internacional para los Recursos Edáficos.

En nuestro país el sistema más utilizado es la Taxonomía de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA).

El Sistema Americano de Taxonomía de suelos

Una de las principales diferencias entre este sistema y otras clasificaciones radica en la definición de las taxa. Las características diferenciadoras seleccionadas son propiedades del suelo, incluyendo su régimen de humedad y temperatura. Los conceptos genéticos no son empleados, excepto como una guía sobre la relevancia y peso de las propiedades edáficas. Por otra parte las definiciones son precisas y cuantitativas más que comparativas.

Categorías taxonómicas. Criterios de clasificación Histisols Gelisols Alfisols acid clavs) Ultisols (strongly cid clays) Wet, tropical forest, extreme weathering Oxisols Cool, wer, sandy low activity clays. Fe. Al oxide: Spodosols (spodie Mollisols Vertisols Inceptisols clays) Andisols (volcani eiecta) Slight

Figura 8: Evolución de los Órdenes de suelo

Una categoría de este sistema es un conjunto de clases que son definidas aproximadamente al mismo nivel de generalización. El sistema contiene seis categorías. Del más alto al más bajo nivel de generalización ellas son: Orden, Suborden, Gran Grupo, Subgrupo, Familia y Serie. En el Orden, los suelos se clasifican en un pequeño número de clases para permitirnos abarcarlos, recordarlos y comprender las diferencias entre ellos. Existen doce Ordenes de suelos que se diferencian por la presencia o ausencia de determinados horizontes de diagnóstico o rasgos que son evidencias de diferencias en el grado y clase de los procesos edafogenéticos dominantes en la evolución del suelo. Ellos son: Entisoles, Inceptisoles, Molisoles, Alfisoles, Ultisoles, Espodosoles, Oxisoles, Aridisoles, Andisoles, Vertisoles, Histosoles y Gelisoles (Figura 8). En la República Argentina se encuentran todos los Órdenes de Suelo (Figura 9). La provincia de Tucumán, en particular, presenta suelos pertenecientes a los siguientes Ordenes: Molisoles, Entisoles, Aridisoles y Alfisoles mayoritariamente.

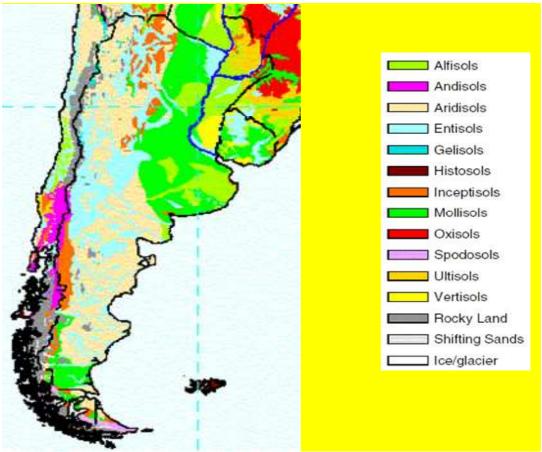


Figura 9: Ordenes de suelo en la República Argentina

Cartografía de suelos

La Cartografía de Suelos da una idea precisa de la repartición geográfica de los suelos en una región determinada. Su objetivo es mostrar el paisaje total en áreas homogéneas de suelos. La cartografía de los suelos se basa esencialmente en caracteres físicos y rasgos observables permanentes o casi permanentes.

La Cartografía de Suelos proporciona como producto el <u>Informe de Suelos</u> que consta de: El <u>Mapa de Suelos</u>, la <u>Memoria</u> y la <u>Leyenda</u>. Los suelos mostrados pueden ser identificados a distintos niveles de la clasificación taxonómica (Orden, Suborden, Gran grupo, Subgrupo, Familia o Serie), según sea el objetivo y la escala del mapa. El nivel taxonómico corresponde a lo que se denomina <u>Unidad Taxonómica (UT)</u> y la <u>Unidad Cartográfica</u> que es una colección de áreas definidas y designadas en términos de las clases de suelos que las componen. <u>Es la representación geográfica de la UT</u>. Una <u>Unidad Cartográfica</u> puede tener uno o más componentes. Los suelos difieren en la forma y el tamaño de sus áreas, en el grado de contraste con los suelos adyacentes y en sus relaciones geográficas. Para mostrar estas relaciones se utilizan Unidades Cartográficas: Consociaciones, Asociaciones, Complejos y Grupos Indiferenciados.

Bibliografía de Geología

Elementos de Geología Aplicada – Petersen, Cristian S. – Nigar - 1953

Bibliografía de Sismología

Modern Global Seismology - Thorne Lay – Terry C. Wallace - Academic Press -1995
Earthquakes and Geological Discovery - Bruce A. Bolt - Scientific American Library - 1993
Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957
Anatomía de los Sismogramas - Ota Kulhánek - IASPEI/UNESCO - 1990
Introducción a la Geofísica – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962
Manual de Prevención Sísmica – INPRES – 1994
Apuntes de Clase - www.herrera.unt.edu.ar/geofisica - FACET-UNT.

Bibliografía de Magnetometría y Geomagnetismo

An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - John M. Reynolds - Wiley - 1997 Fundamentos de Geofísica - Agustín Udias - Julio Mezcua - Alianza Universidad Textos - 1997 Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992 Tratado de Geofísica Aplicada - José Cantos Figuerola - Litoprint - 1978 Introduction to Geophysical Prospecting - Milton Dobrin - McGraw - Hill B. Company - 1976 Applied Geophysics - W. M. Telford - L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976 Geofísica Minera - D. S. Parasnis - Paraninfo - 1971 Introducción a la Geofísica - Benjamín F. Howell, Jr. - Ediciones Omega - 1962 Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957 Apuntes de Clase - www.herrera.unt.edu.ar/geofisica - FACET-UNT.

Bibliografía de Prospección Sísmica

An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - John M. Reynolds - Wiley - 1997
Fundamentos de Geofísica - Agustín Udias - Julio Mezcua - Alianza Universidad Textos - 1997
Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992
Tratado de Geofísica Aplicada - José Cantos Figuerola - Litoprint - 1978
Introduction to Geophysical Prospecting - Milton Dobrin - McGraw - Hill B. Company - 1976
Applied Geophysics - W. M. Telford - L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976
Geofísica Minera - D. S. Parasnis - Paraninfo - 1971
Introducción a la Geofísica - Benjamín F. Howell, Jr. - Ediciones Omega - 1962
Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957
Apuntes de Clase - www.herrera.unt.edu.ar/geofisica - FACET-UNT.

Bibliografía de Prospección Gravimétrica

An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - John M. Reynolds - Wiley - 1997 Fundamentos de Geofísica - Agustín Udias - Julio Mezcua - Alianza Universidad Textos - 1997 Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992 Tratado de Geofísica Aplicada - José Cantos Figuerola - Litoprint - 1978 Introduction to Geophysical Prospecting - Milton Dobrin - McGraw - Hill B. Company - 1976 Applied Geophysics - W. M. Telford - L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976 Geofísica Minera - D. S. Parasnis - Paraninfo - 1971 Introducción a la Geofísica - Benjamín F. Howell, Jr. - Ediciones Omega - 1962 Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957 Apuntes de Clase - www.herrera.unt.edu.ar/geofisica - FACET-UNT.

Bibliografía de Prospección Geoeléctrica

An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - John M. Reynolds - Wiley - 1997 Fundamentos de Geofísica - Agustín Udias - Julio Mezcua - Alianza Universidad Textos - 1997 Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992 Tratado de Geofísica Aplicada - José Cantos Figuerola - Litoprint - 1978 Introduction to Geophysical Prospecting - Milton Dobrin - McGraw - Hill B. Company - 1976 Applied Geophysics - W. M. Telford - L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976 Geofísica Minera - D. S. Parasnis - Paraninfo - 1971 Introducción a la Geofísica - Benjamín F. Howell, Jr. - Ediciones Omega - 1962 Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company - 1957 Apuntes de Clase - www.herrera.unt.edu.ar/geofisica - FACET-UNT.

Bibliografía de Climatología y Edafología

Soil Genesis and Classification - Buol, S. W., F.D. Hole and R.J. Mccracken - 1973.

Agrometeorología - Castillo, Francisco E. y Castellvi Sentis, Francese - Ediciones Mundi Prensa - España - 2000.

Meteorología Práctica - Celemín, A. H. - Edición del Autor, Mar del Plata - 1984.

Climatología y Fenología Agrícolas - De Fina, Armando L. y Ravello, Andrés C. – EUDEBA -1980.

Field Book for Describing and Sampling Soils - Version 2.0 – USDA - 2002.

Suelos Tropicales - Hardy, F. - Herrero Hnos., Sucesores S.A. México – 1970.

Las Taxas Climáticas de los Suelos Argentinos – A. Van Wambeke y C.O. Scoppa - Pub.Nº168 - INTA - CIRN - Buenos Aires - 1980.

Manual de Edafología - Duchaufour, Ph. - Mason S.A. - Barcelona - 1987.

Apuntes de edafología - www.edafología.com.ar - FAZ-UNT.

Précis de Pédologie - Duchaufour, Ph. - 2me. Edition - Masson et Cie, Editeurs - Paris - 1965.

Soil Genesis and Classification – S. W. Buol, F. D. Hole and R.J. McCracken, The Iowa University Press. Ames - 1973.

Soil Survey Manual - Handbook No.18 – USDA - The Iowa State University Press. Ames - 1993.

The Nature and Properties of Soils - N. C. Brady and R. R. Weil - 12th. Ed. Prentice Hall - 1999.