



G-601123

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA

APUNTE
91

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



601123

G.- 601123

APUNTES DE
**INTRODUCCION
A LA GEOFISICA**

FAC. DE INGENIERIA
DOCUMENTACION

ENRIQUE DEL VALLE TOLEC

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

FI/DICT/87-0

ADVERTENCIA AL LECTOR G-601123

Las tendencias modernas en el proceso enseñanza-aprendizaje, se basan en la participación activa de los alumnos en el aula, lo cual presupone que el alumno debe haber leído previamente los textos y la bibliografía correspondientes al tema en turno, para discutirse y sacar conclusiones de aplicación práctica entre los alumnos guiados por el profesor hacia los puntos más importantes, ordenando los conceptos fundamentales concernientes a cada tema del programa de la asignatura.

La experiencia del profesor aunada a la poca o mucha de los alumnos, permitirá encauzar la discusión de los temas hacia los objetivos generales de la asignatura, y hacia los particulares de cada uno de los alumnos.

No puede soslayarse que el que va a aprender es el alumno, y que predominarán sus propios intereses sobre los que desee marcar el profesor, lo cual permitirá en el desarrollo de la discusión, visualizar el enfoque apropiado del desarrollo del programa, para cumplir con los objetivos de la asignatura.

Los conocimientos que adquiera el estudiante, estarán en función de la amplitud de los textos que lea, y de la aplicación de los conceptos estudiados durante la discusión; el profesor no podrá enseñar al alumno lo que este no quiera aprender.

No obstante que existe una gran variedad de textos, no todos son apropiados o corresponden al programa de una asignatura, la mayoría de ellos pueden tener enfoques diversos que responden a los intereses propios del autor.

En el caso de la Geofísica esta situación es muy marcada, ocasionalmente tratan los temas a un nivel muy general y elemental, en otros a un nivel muy elevado o especializado, que requieren

FAC. DE INGENIERIA
DOCUMENTACION

de conocimientos previos o dentro de un ámbito restringido.

Las presentes notas se han elaborado tomando como base el programa de la asignatura "INTRODUCCION A LA GEOFISICA", que se imparte a los alumnos de la carrera de INGENIERO GEOFISICO, en la Facultad de Ingeniería en la Universidad Nacional Autónoma de México.

El orden temático corresponde sensiblemente al establecido en el texto "Introducción a la Geofísica" de Benjamín Howell -- (Mc Graw Hill: edición en inglés; Omega edición en español), proporcionando los conceptos fundamentales que servirán como antecedentes para otros cursos más avanzados de la carrera de Ingeniero Geofísico, en los cuales se tratarán con mayor amplitud y detalle, los temas esbozados en estas notas, dándole un enfoque más ingenieril que científico.

Las notas no pretenden substituir al texto, ni a los libros de consulta, los cuales son magníficos, sólo pretenden enfatizar los conocimientos mínimos que requiere el estudiante de ingeniería geofísica para cubrir su curriculum.

Otra razón que ha motivado al profesor a elaborar estas notas, se apoya en la experiencia obtenida al impartir este curso, de que los libros han alcanzado un costo elevado y existen dificultades para obtenerlos en el número necesario que requieren los alumnos, y por lo tanto se concretan a leer los que le son accesibles en el mejor de los casos, y a tomar "resúmenes" de las exposiciones que se ve obligado el profesor a realizar, al no existir participación de los alumnos puesto que no prepararon la clase.

La costumbre de tomar resúmenes durante la clase no siempre -- produce resultados satisfactorios, ya que algunos alumnos en su afán de tomar notas, no prestan la debida atención al tratamiento que se le dá al tema, anotando en forma deshilvanada lo que "pescan", dando como consecuencia notas incompletas, y en pocas ocasiones, ideas contrarias a lo que se está resumiendo.

Otros alumnos se confían a las notas de otro compañero, sin tomar en cuenta que dichas notas sólo son ideas "Taquigrafias" que le permitan recordar los conceptos que ya ha entendido o que tiene que complementar, y que no necesariamente van a ser comprendidas por otro alumno.

Las presentes notas pretenden auxiliar al alumno a que disponga de mayor tiempo para participar en clase, evitándole tomar resúmenes, sin que ésto lo libere de la necesidad de ampliar sus conocimientos en la bibliografía recomendada o la que esté a su alcance.

Estamos concientes que el lector encontrará limitadas estas notas, y que sentirá la necesidad de ampliarlas, enriqueciéndolas con conceptos producto de su experiencia, propia o de grupo. Si tal actitud es lograda, el autor se sentirá satisfecho de haber motivado a los alumnos a adquirir nuevos conocimientos, y será una grata recompensa al esfuerzo realizado en recabar y seleccionar estas modestas notas.

En la presente edición se ha incluido al final de cada capítulo, la bibliografía específica del tema, así como sugerencias para que el alumno realice trabajos extraclase que le permitan ampliar sus conocimientos. También se incorporan cuestionarios de evaluación, que indican al alumno los conceptos mínimos que debe tener comprendidos, para considerar que ha desarrollado adecuadamente el tema.

ING. ENRIQUE DEL VALLE TOLEDO

- Cd. Universitaria, UNAM. Enero 1984

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

IV

I N D I C E

TEMA	PAGINA
INTRODUCCION	
Adquisición de nuevos conocimientos a partir de la observación.	1
El método científico.	3
Características de la observación.	4
Clasificación de la ciencias .	8
Las ciencias de la tierra.	9
La Geofísica como ciencia.	10
La Ingeniería Geofísica.	14
Bibliografía:	16
Cuestionario de evaluación.	17
LA TIERRA Y EL UNIVERSO	
Evolución del Universo.	18
Estrellas y Galaxias.	17
Características físicas del sistema solar.	25
Edad de la Tierra y de la Luna.	30
Bibliografía.	33
Cuestionario de evaluación.	34
TEMPERATURA DE LA TIERRA	
Fuentes de error en las mediciones de la temperatura terrestre.	35
Factores que afectan al gradiente de temperatura.	39
Fuentes de calor terrestre.	40
Distribución de los elementos radioactivos	42
Variación de la temperatura con la profundidad.	44
Bibliografía.	46
Cuestionario de evaluación.	47
SISMOLOGIA TERRESTRE	
Características y clasificación de los terremotos.	48
Sismógrafos y sismogramas.	51
Ondas precursoras y ondas largas.	56
Comportamiento sísmico del Terreno.	60
Epicentro y Foco.	63
Intensidad y Magnitud.	69
Causas de los terremotos.	79
Principios y leyes de la propagación de ondas sísmicas.	83
Datos deducidos de la información simológica.	97
Modelo sísmico del interior de la Tierra.	99
Localización del epicentro.	103
Bibliografía.	106
Cuestionario de evaluación.	107

	TEMA	PAGINA
	GRAVEDAD TERRESTRE	
	Principios y leyes fundamentales de la gravitación y de la gravedad.	109
	Variación de la gravedad por la rotación y forma de la tierra.	112
	Correcciones a los datos de gravedad.	115
	Mareas Terrestres.	117
	Isostasia y modelos isostáticos.	119
	Medición de la gravedad.	122
	Efecto gravitacional de cuerpos geométricos.	127
	Bibliografía.	135
	Cuestionario de evaluación.	135
VI.-	GEOMAGNETISMO	
	Conceptos básicos de magnetismo.	137
	El campo magnético terrestre	141
	Propiedades magnéticas de las rocas.	146
	Variaciones del campo geomagnético.	148
	Medición del campo geomagnético.	151
	Bibliografía.	161
	Cuestionario de evaluación.	162
VII.-	ELECTRICIDAD TERRESTRE	
	Conducción eléctrica en el aire y en las rocas.	163
	Medición de las propiedades eléctricas de las rocas de la superficie terrestre.	168
	Bibliografía.	171
	Cuestionario de evaluación.	171
VIII.-	LOS METODOS DE PROSPECCION GEOFISICA	
	Propiedades físicas de las rocas y su relación con los métodos de prospección geofísica.	172
	Etapas de los trabajos de prospección geofísica.	175
	Bibliografía.	182
	Cuestionario de evaluación	182
	Bibliografía general.	183

INTRODUCCION

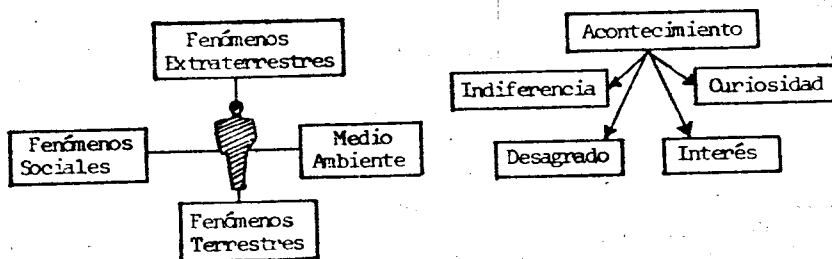
Somos habitantes naturales de un cuerpo en el espacio que llamamos Tierra.

Estamos tan acostumbrados a sus manifestaciones y características, que pasamos desapercibidos muchos fenómenos que son -- fuentes constantes de aprendizaje.

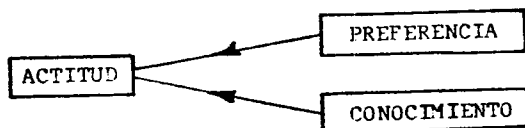
Revisemos la forma en que el hombre desde niño, va adquiriendo progresivamente nuevos conocimientos.

El hombre se desenvuelve en un medio que está influenciado -- por un sin número de fenómenos y situaciones, que en términos generales afecta a todos en la misma proporción. Sin embargo, qué diferente forma de reaccionar se puede observar en diferentes personas.

Cabe preguntar, ¿Por qué las actitudes son diferentes ante -- un mismo acontecimiento?.



Las actitudes de una persona, responden básicamente a dos factores: preferencia y conocimiento.



Las actitudes pueden alcanzar diferentes grados: desde la to-

INTRODUCCIÓN

tal indiferencia hasta un máximo interés.

Podemos decir que el grado de atención se debe básicamente a la experiencia que se haya tenido con el acontecimiento.

Quién no se ha quemado con una flama, no podrá darle importancia a la cercanía con el fuego.

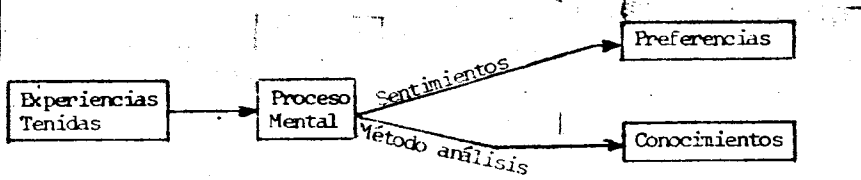
Aquel que ha tenido una infección intestinal sabe que no debe comer alimentos contaminados.

Alguien puede negarse a comer ostiones porque le desagrada su sabor, o porque le recuerda algo molesto.

Es necesario advertir que no todas las experiencias van a producir los mismos efectos, algunos serán positivos y otros negativos, dependiendo de las circunstancias.

Las reacciones a cualquier experiencia, pueden ser conscientes o inconscientes, objetivas o subjetivas, instintivas o meditadas.

Según actúen estos mecanismos mentales, la actitud responderá a una preferencia o conocimiento.



Ante un fuerte olor a gas, una persona puede alejarse porque no le gusta (sentimiento), mientras que otra investiga si no hay una fuga para prevenir alguna explosión (método análisis).

Toda experiencia que se analiza con método, conduce a adquirir un nuevo conocimiento.

La vida diaria nos ofrece múltiples experiencias, que si se --

analizan adecuadamente, proporcionará un caudal inagotable de nuevos conocimientos.

El proceso de adquisición de nuevos conocimientos lo denominamos aprendizaje, pero ¿cómo?, ¿cuándo?, ¿qué?'

Indudablemente que siempre estamos en posibilidades de aprender, será necesaria una motivación y por supuesto, un sistema ó procedimiento.

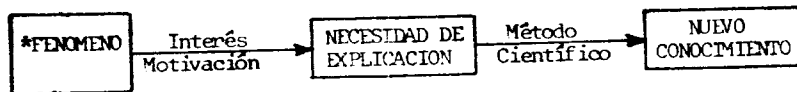
En los sistemas modernos de enseñanza-aprendizaje, el alumno es la parte importante, porque es quién va a aprender, en -- función de la actitud y grado de interés que ponga, el profesor sólo será el guía, un ordenador de los caminos de análisis que deben seguirse, y con su mayor experiencia, un auxiliar para calificar la importancia que puede tener cada nuevo conocimiento, en el cumplimiento de un objetivo.

En el estudio de los fenómenos naturales, las experiencias -- deben ser analizadas siguiendo una DISCIPLINA, que cuando -- presentan comportamientos rigurosos y comunes, pueden dar origen a conocimientos que constituyen una ciencia.

El conocimiento científico es una reflexión crítica y metódica sobre los hechos para explicar sus causas.

La disciplina de análisis que usualmente se utiliza en el estudio de las ciencias, se conoce como "METODO CIENTIFICO".

El método científico no es un procedimiento exacto, sino una - actitud y filosofía que conduce a la creación de un nuevo conocimiento.

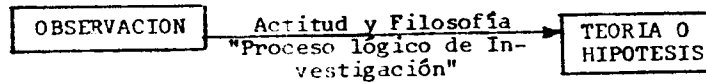


La ciencia requiere años de entrenamiento y aplicaciones, antes de que pueda obtenerse una contribución de significado.

*Fenómeno= Toda apariencia o manifestación de algo, sea del orden material o espiritual.

Sin embargo, el método científico puede ser aplicado ante - - cualquier experiencia, ya sea para adquirir conocimientos de - orden práctico utilizables en la vida diaria, o para adquirir conocimientos ya descubiertos por otros, en una forma más clara y rápida.

El método científico consiste básicamente de dos etapas: observación y explicación.



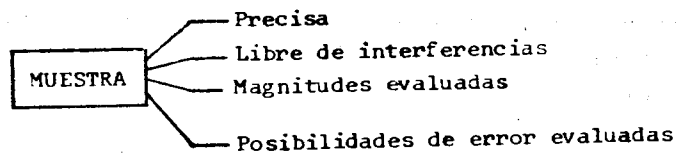
Probablemente la etapa que requiere más entrenamiento y que se pasa más desapercibida es la "Observación".

No es lo mismo mirar que observar.

La observación es un muestreo sistemático y selectivo de datos, sobre alguna situación, objeto o fenómeno.

Los datos o muestras deben ser tan precisas como sea posible, y libres de cualquier interferencia o variables externas.

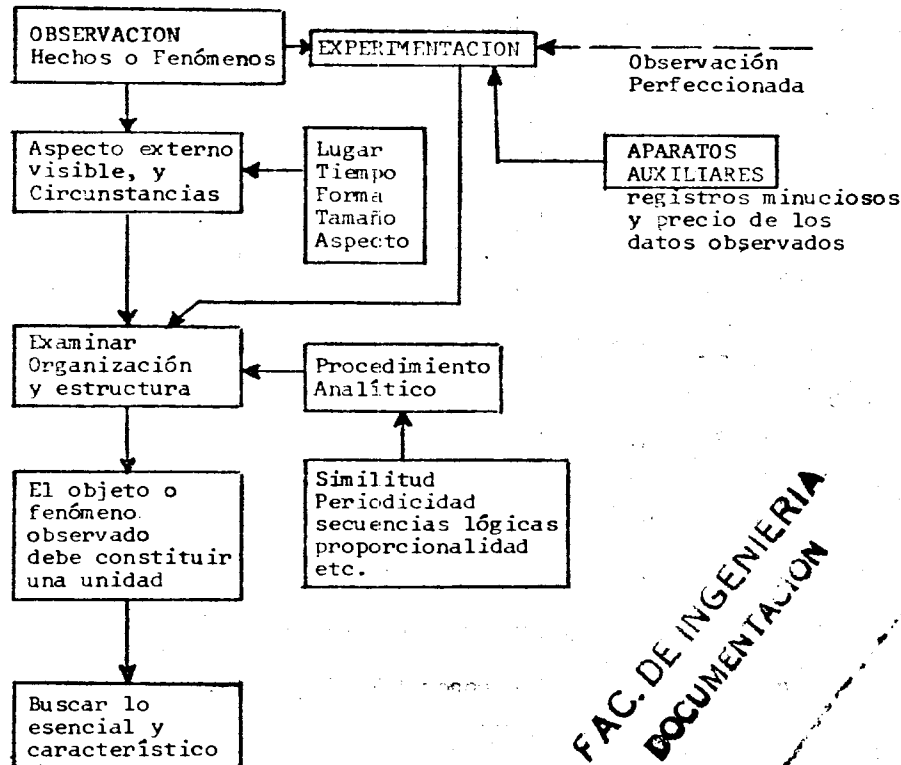
Deben considerarse y evaluarse las magnitudes y posibilidades de error.



En la observación de fenómenos naturales, algunos aspectos pueden no ser visibles, siendo necesario utilizar instrumentos que los pongan en evidencia.

Los profesionistas de las especialidades de las Ciencias de la Tierra, apoyan gran parte de sus actividades en observaciones que se realizan en el campo o en el laboratorio, etapa que frecuentemente la desarrollan en forma intuitiva, que será tanto más completa cuanto mas grande sea su experiencia.

En la etapa de observación deben seguirse varios pasos, que de acuerdo con las circunstancias, pueden ser amplias o restringidas.



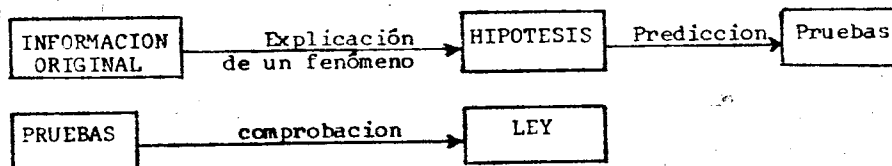
Al analizar las muestras obtenidas en la etapa de observación, se pueden encontrar algunas similitudes entre ellas, periodicidad en su ocurrencia, secuencias lógicas, proporcionalidad entre ellas, etc.

El ordenamiento de las características predominantes de las muestras, permite una explicación preliminar del fenómeno que se analiza, estableciéndose una "Hipótesis".

Las hipótesis deben ser probadas por predicciones que posteriormente son observadas. A medida que se va completando la hipótesis y se cumplen las predicciones, se va fortaleciendo la TEORIA.

Cuando la hipótesis es comprobada ampliamente, se establece una LEY, la cual puede aplicarse dentro de ciertos límites -- y condiciones.

Si la ley se cumple invariablemente, entonces se establece -- una LEY UNIVERSAL



El paso del muestreo al establecimiento de una teoría o Hipótesis, no siempre es evidente y fácil, necesita cumplir ciertos requisitos y un proceso lógico de investigación.

Las ideas científicas deben ser lógicas.

Las teorías no deben ser innecesariamente complejas.

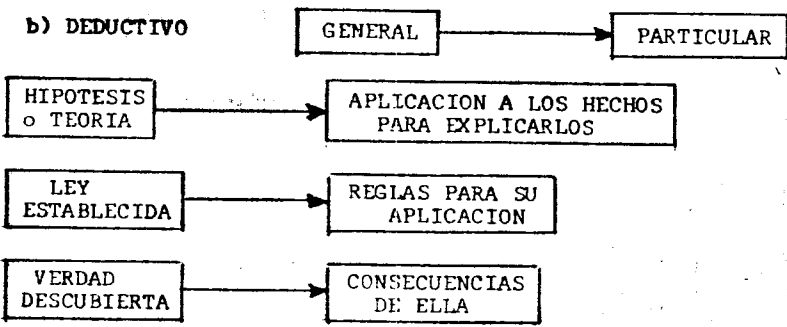
El ingeniero, apoyado en los conceptos científicos, debe buscar la forma práctica de utilizar el conocimiento y propiedades de los fenómenos.

Los procesos lógicos pueden ser de dos tipos: inductivos y deductivos:

a) INDUCTIVO



b) DEDUCTIVO



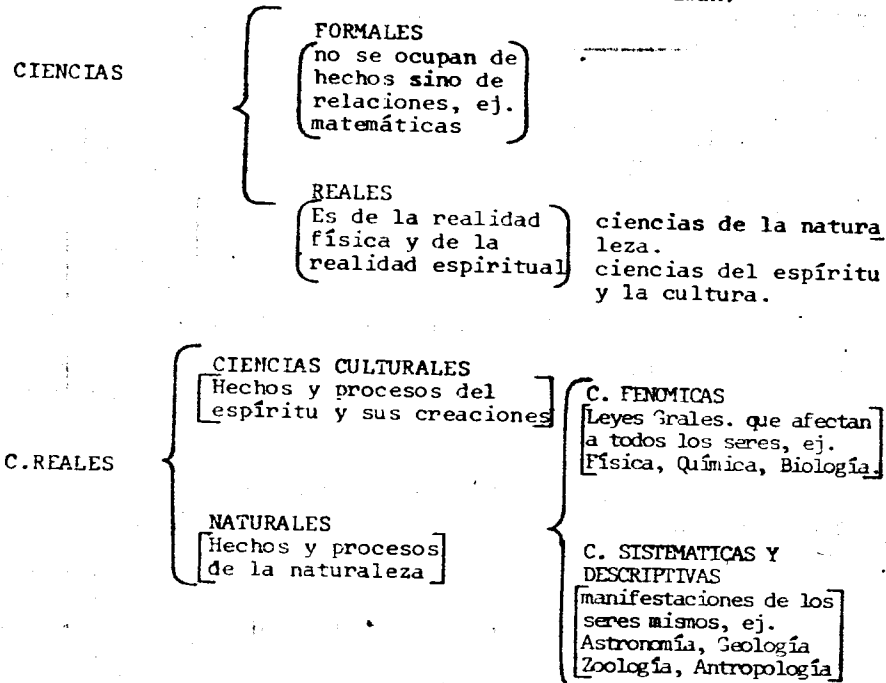
Cuando se dispone de un conjunto de conocimientos y de Leyes, que tienen un contenido u objetivo común se establece una -- CIENCIA.

Aristóteles.- "Ciencia es el conocimiento de las cosas por -- sus causas".

El hombre está íntimamente ligado a la Tierra y bajo la influencia de los fenómenos asociados a ella, de manera que el conocimiento de su estructura, como de sus propiedades y fenómenos, - ha sido uno de los objetivos del hombre desde el principio de - su existencia.

En el estudio de la tierra intervienen conocimientos que corresponden a diferentes ciencias.

CLASIFICACION DE LAS CIENCIAS (Wlundt Filósofo alemán)

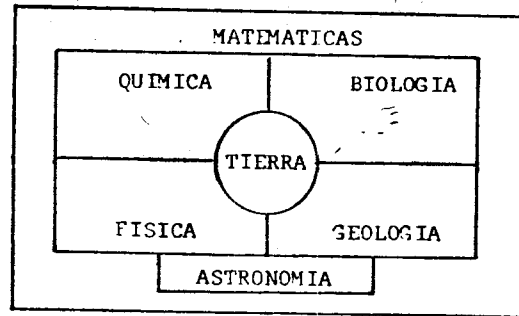


El orden, el sistema y el método que engendran las ciencias, -
son medios para interpretar la realidad.

La importancia de las ciencias de la naturaleza, se manifiesta en sus aportaciones al progreso de la especie humana, en su contribución al acrecentamiento de su bienestar.

Debido a la complejidad de algunos fenómenos propios de la --
Tierra, en muchos casos es necesario considerar simultáneamente conceptos que corresponden a varias ciencias básicas.

Fundamentalmente son cuatro las ciencias que sirven de soporte al estudio de la Tierra.



QUIMICA.- Ciencia que estudia las propiedades de la materia.

FISICA.- Ciencia que estudia las fuerzas que actúan sobre la materia.

BIOLOGIA.- Ciencia que estudia la materia como se presenta en los organismos vivos.

GEOLOGIA.- Ciencia que estudia la materia como se presenta en la Tierra.

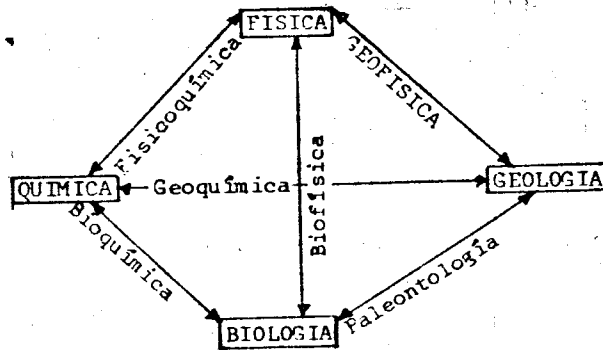
Pero la Tierra no es un cuerpo aislado en el Universo, así que para tener un completo conocimiento de ella, es necesario relacionarla con otros cuerpos celestes, así como cuantificar los fenómenos que tienen lugar, por lo que se hace uso de conceptos de otras ciencias.

ASTRONOMIA.- Ciencia que estudia el universo, incluyendo la Tierra.

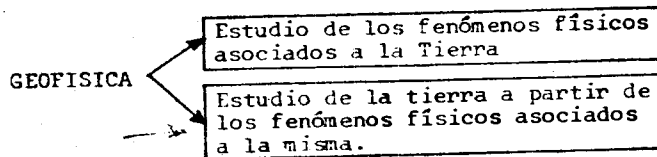
MATEMATICAS.- Ciencia de las formas y los números que permite cuantificar y representar los fenómenos estudiados por otras ciencias.

En el estudio de la Tierra, se han establecido ciencias inter

disciplinarias que resultan del uso combinado de conceptos de las cuatro ciencias básicas, que se denominan Ciencias de la Tierra.



La ciencia GEOFÍSICA reúne principalmente conceptos de Física y Geología.



Estas dos definiciones aparentemente contradictorias, tienen el mismo objetivo, siendo en realidad dos etapas del método científico en el estudio de la Tierra.

La ciencia Geofísica agrupa diversas especialidades, que por su importancia se estudian por separado, y no obstante que sus objetivos particulares son diferentes entre sí, el objetivo final es el mismo y se denominan con el nombre de ciencias geofísicas.

La explicación de los fenómenos físicos asociados a la Tierra

no se circunscribe al medio que rodea al hombre, sino que se ha podido comprobar que sus influencias se manifiestan en el interior, en la superficie y en el exterior de la Tierra.

Aunque el comportamiento de los fenómenos físicos es similar con cualquier parte que lo analicemos, la forma de observarlos es diferentes, debido principalmente al diferente acceso que puede tenerse a las fuentes o los medios en que se manifiesta.

De acuerdo con la Unión Geofísica Americana, una de las organizaciones académicas más importantes, las ciencias geofísicas reconocidas son diez, distribuidas en dos ramas principales, una que se ocupa de los fenómenos físicos cuya manifestación y origen se localizan en la superficie y exterior de la Tierra, y el otro grupo o rama comprende las especialidades cuyo origen y propiedades físicas se localizan en el interior o parte sólida de la Tierra.

RAMAS DE LA GEOFISICA

Superficie y Exterior de la Tierra

Hidrología
Oceanografía
Meteorología
Aeronomía
Ciencias planetarias

Tierra sólida ó Interior de la Tierra

Sismología
Vulcanología
Geomagnetismo
Geodesia
Tectonofísica

CIENCIAS GEOFISICAS

1.- De la Superficie y exterior de la Tierra.

HIDROLOGIA	Ciencia del agua, tanto superficial como subterránea.
OCEANOGRAFIA.	Ciencia de los océanos
METEOROLOGIA	Ciencia de la atmósfera
AERONOMIA	Ciencia del exterior de la atmósfera
C. PLANETARIAS	Ciencia de los planetas semejantes a la Tierra.

II. Tierra sólida ó interior de la Tierra.

SISMOLOGIA	Ciencia de los terremotos y otras vibraciones del suelo.
VULCANOLOGIA	Ciencia de las erupciones y de los fenómenos que con ellas se relacionan.
GEODESIA	Ciencia de la forma de la Tierra y del campo gravitatorio
GEOMAGNETISMO	Ciencia de los fenómenos magnéticos y eléctricos de la Tierra.
TECTONOFISICA	Ciencia de la deformación de las rocas, tanto en las estructuras montañosas como en otros diastrofismos

Algunas de estas ciencias especializadas son tan importantes en diversas actividades del hombre que se han desarrollado casi en forma independiente, y en muchos casos los usuarios han olvidado las relaciones que guardan con el tronco original.

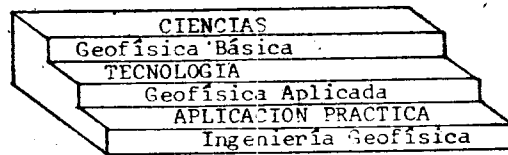
Esto es principalmente cierto en el grupo de ciencias geofísicas que estudian la superficie y el exterior de la tierra, debido a que las observaciones son más directas y el hombre guarda un contacto permanente con ellas.

El segundo grupo no menos importante, que estudia el interior de la Tierra, presenta serios obstáculos para realizar las observaciones necesarias, sin embargo, en lugar de desanimar a los científicos y a los técnicos, les ha agudizado el ingenio y obligado a superar sus limitaciones para alcanzar su objetivo.

El estudio del interior de la Tierra, es un ejemplo clásico del empleo del método científico.

Se ha mencionado que la explicación de un fenómeno no tiene exclusivamente objetivos académicos, sino que el esfuerzo humano está encaminado a encontrar satisfactores de las necesidades de la humanidad.

La Geofísica no se aparta de este principio, y en su evolución se manifiestan tres categorías de acuerdo con sus objetivos:



La GEOFISICA BASICA deduce las propiedades físicas de la Tierra y su constitución interna, a partir de los fenómenos físicos asociados a ella, tales como el campo geomagnético, el flujo de calor, la propagación de ondas sísmicas, la fuerza de la gravedad, etc.

La GEOFISICA APLICADA, es la tecnología del uso de los principios básicos de la geofísica para buscar información sobre el interior de la Tierra, ya sea con fines prácticos o académicos.

LA INGENIERIA GEOFISICA, es el desarrollo de la tecnología de la geofísica aplicada, encaminada a conocer el subsuelo de la Tierra, con fines prácticos, comerciales e industriales, abarcando los estudios de diseño y fabricación de equipo, sistemas y técnicas de campo, de laboratorio e interpretación.

La parte de la ingeniería geofísica encargada de hacer las mediciones de los fenómenos físicos asociados a la Tierra, de manejarlos y prepararlos para la interpretación geológica, es lo que conocemos como PROSPECCION GEOFISICA.

Para el estudio adecuada de la ingeniería geofísica es necesario conocer diversas disciplinas que proporcionan los elementos técnicos para transformar los datos obtenidos en la observación de ciertos fenómenos físicos a nuevos conocimientos, útiles en el estudio localización y aprovechamiento de los recursos naturales de la Tierra.

Los conocimientos necesarios para el desarrollo y aplicación de la INGENIERIA GEOFISICA, incluyen conceptos de varias ciencias y tecnologías, tanto básicas como de Ingeniería.

MATEMATICAS	
FISICA	GEOFISICA
GEOLOGIA	
TECNOLOGICAS	HUMANISTICAS

A P L I C A C I O N E S

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA I.- INTRODUCCION

BIBLIOGRAFIA

Mager, Robert.- Actitudes positivas en la enseñanza.
Editorial Pax-México, 1971.

Hernández Ruiz, Santiago.- Manual de Didáctica General.
Fernández Editores, S.A.-1972.

Tirado Benedi, Domingo.- La enseñanza de las ciencias de la naturaleza.
Fernández Editores, S.A.-1969.

Howell, Benjamín, Introduccion a la Geofísica.
Editorial Omega. Barcelona 1962.

Sumner, Johns.- Geophysics, Geologic structures and tectonics.
WNC. Brown Company Publishers. 1969.

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

EL METODO CIENTIFICO.
LA LOGICA DE LAS CIENCIAS.
INTRODUCCION A LA FILOSOFIA.
HISTORIA DE LA FILOSOFIA.
DESARROLLO DE LAS CIENCIAS.

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

Investigar el significado de:

Preferencia.
Conocimiento.
Observación.
Muestreo.
Experimentación (Método).
Procesos de Análisis.
Procesos Lógicos.

Investigar los objetivos de las ciencias:

QUIMICA
FISICA
BIOLOGIA
GEOLOGIA
MATEMATICAS
ASTRONOMIA

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- I.1.- Explicar las condiciones necesarias para adquirir nuevos conocimientos.
- I.2.- Describir las etapas del método científico.
- I.3.- Explicar las condiciones de la etapa de observación para obtener datos útiles, que permitan adquirir nuevos conocimientos.
- I.4.- Indicar los requerimientos necesarios para establecer una ley.
- I.5.- Describir los procesos lógicos inductivos y deductivos.
- I.6.- Establecer la distribución de las ciencias, que se utilizan en el estudio de la tierra.
- I.7.- Indicar la interdependencia de las ciencias básicas que dan origen a las llamadas "Ciencias de la Tierra".
- I.8.- Establecer la distribución de las ciencias geofísicas, en sus dos ramas principales.
- I.9.- Enunciar los objetivos particulares de las ciencias geofísicas que estudian la superficie y exterior de la tierra.
- I.10.- Enunciar los objetivos particulares de las ciencias geofísicas que estudian el interior de la tierra.
- I.11.- Explicar la diferencia entre: Geofísica Básica, Geofísica Aplicada, e Ingeniería Geofísica.

REFLEXIONES PARTICULARES DEL ALUMNO

- a) ¿Que importancia puede tener el estudio de la Geofísica en su desarrollo académico y profesional?
- b) ¿Que utilidad puede tener durante el aprendizaje, el conocer las técnicas y procesos de análisis, de los conceptos que tiene y que va a obtener?

LA TIERRA Y EL UNIVERSO.

1 - Los ciclos de evolución en el Universo.

Al estudiar la Tierra, la simple observación de los accidentes superficiales actuales no son suficientes, ya que estos sólo son transitorios y representan una simple etapa en la vida y evolución de la Tierra.

Las montañas, lagos, suelos, etc., en la forma en que los encontramos, no existían hace miles de años ni permanecerán en la misma forma en el futuro, aseveraciones que se pueden hacer en base a los cambios constantes que se observan en el presente y de la información obtenida por los estudios geológicos, de las capas de la corteza terrestre.

Para entender ciertos procesos evolutivos de la Tierra, y poder explicar la causa de algunos de los fenómenos asociados a ella, es necesario disponer de esquemas de su evolución a partir de su origen y con tendencia a predecir su futuro.

Desde el punto de vista físico, la materia en sus formas de masa y/o energía, aparece como indestructible, y cuando nos referimos a su origen, no nos referimos a la creación de los componentes de la materia, sino a sus características como cuerpo simple.

Es innegable que la Tierra ha existido durante un período de tiempo en estado sólido, conservando en términos generales su forma actual. Este período ha sido posible definirlo tomando en cuenta la proporción en que se encuentran los elementos sometidos a desintegración radiactiva.

Es posible suponer que en sus principios, la Tierra se encontraba en un ambiente que favoreciera la formación de elementos inestables, a partir de elementos radioactivos completos, condiciones que sólo se han identificado en el centro de estrellas densas y calientes.

Como no es posible obtener información sobre el origen de la Tierra, a partir de su forma y estado actual, es necesario recurrir al estudio del Universo en donde se encuentran cuerpos en diferentes etapas de evolución, y de las partículas que penetran en nuestra atmósfera, así como de las radiaciones electromagnéticas que se reciben.

La mayor parte de las partículas que entran a la atmósfera se volatilizan, y los cuerpos que se han conservado y penetrado la atmósfera, han sufrido alteraciones por las elevadas temperaturas adquiridas por fricción, o que impide tener una idea completa de su composición original.

Estas partículas están constituidas por dos tipos de material predominante; silicatos básicos (pétreos) y hierro con algo de níquel (metal sin oxidar).

Además de los meteoros, una gran cantidad de polvo cósmico constantemente cae sobre la Tierra.

Mediante globos de sonda, cohetes y satélites, ha sido posible recoger residuos de polvo cósmico, que indican que el espacio no está realmente vacío, sino ocupado por nubes casi invisibles de material cósmico.

Se tiene suficiente información, para establecer que el polvo cósmico está constituido por hierro sólido, níquel, silicatos básicos, combinados con gases, principalmente hidrógeno y helio, constituyendo estos dos últimos, el 99% de la materia que constituye el Universo.

Al observar el Universo, se pueden distinguir diferentes tipos de agrupamientos de la materia cósmica, desde simples nebulosas hasta cuerpos densos y opacos, pasando por un estado luminoso, que se denominan estrellas.

Las estrellas están formadas por gases incandescentes, encontrándose una gran variedad de tamaños y temperatura, que dependen del material que las constituye, cuyos elementos se determinan por medio de la luz que emiten.

La luminosidad de las estrellas se debe a un estado de intensa emisividad radioactiva, que se va perdiendo con el tiempo hasta formar un cuerpo opaco.

Se han hecho observaciones, que indican que todos los objetos emiten radiaciones, los objetos fríos emiten luz de onda larga o rayos infrarrojos, mientras que los objetos calientes emiten luz de alta frecuencia o rayos ultravioleta.

Todos los cuerpos emiten ondas electromagnéticas siendo más intensas cuanto más alta es su temperatura; esas ondas pueden tener distinta frecuencia.

A medida que se eleva la temperatura de un cuerpo, su espectro presenta relativamente más y más energía en la región de las altas frecuencias.

Cuanto mayor es la frecuencia de un haz de ondas electromagnéticas tanto mayor es su energía; así, la luz roja posee menos energía que la azul.

La mayor estrella que se conoce es Epsilon Auriga, que tiene un tamaño de 27×10^9 veces el tamaño del Sol. El diámetro del Sol es de 1 390 000 Km.

Algunas de las estrellas se encuentran por parejas, girando ambas alrededor de un mismo centro de gravedad.

Se tienen muchas evidencias para suponer que la evolución de los cuerpos en el espacio del Universo, siguen un ciclo:

NEBULOSA → ESTRELLA → ESTRELLA MUERTA → SUPERNOVA

Una supernova se considera una estrella en explosión, que se fragmenta para convertirse en polvo cósmico y reiniciar el ciclo.

Los cuasares son objetos casi puntuales que emiten un espectro de ondas, extraordinariamente desplazado hacia el rojo.

Los cuasares parecen estar formados por estrellas y gas. Ello hace suponer que se trata de núcleos de galaxias extraordinariamente activas.

Se estima la existencia de mil millones de nebulosas.

Las estrellas no son cuerpos aislados sino que se encuentran agrupados en conjuntos de diferentes formas, que se llaman galaxias.

Una galaxia puede contener 10^{13} a 10^{14} estrellas, y ocupan espacios con diámetros hasta de 10^4 años luz (9.5×10^{16} KM).

Todas las galaxias contienen, en mayor o menor medida, nubes de gas y de polvo interestelares, que pueden observarse como bandas oscuras que absorben la luz de las estrellas, o como zonas luminosas difusas.

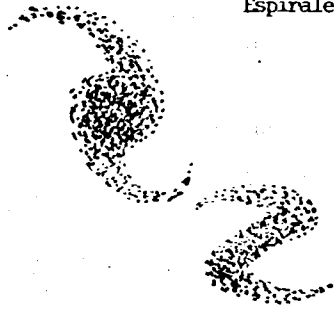
Las galaxias pueden dividirse en cuatro tipos principales:

Elípticas. - Normalmente las de mayor tamaño. Contienen muy poca materia interestelar, y sus estrellas más luminosas son de color rojo. Se supone que son las más viejas o que han evolucionado más rápidamente.



Lenticulares. - Tipo intermedio entre las elípticas y las espirales. Presentan una condensación central que se parece a una galaxia elíptica, rodeada por un disco que recuerda el de las espirales.





Espirales.- Más de la mitad pertenecen a este tipo. Los detalles son muy variados, pero en todas puede reconocerse --- brazos luminosos que parten de la región central y se enroscan en torno a ella. Se clasifican por la mayor o menor abertura de sus brazos. Contienen abundante materia interestelar y sus estrellas más brillantes son azules.



Irregulares.- Contienen estrellas y nubes de materia interestelar que no llegan a formar una estructura definitiva.

En el disco de las galaxias, las estrellas más próximas al centro giran más rápidamente que las de la periferia. El movimiento global resultante recibe el nombre de rotación diferencial.

• Se supone que las galaxias se han condensado a partir de nubes de gas, de un modo análogo, aunque a una escala -- mucho mayor, a como ocurre con las estrellas.

Cuando la contracción llega a un punto determinado, la nube inicial comienza a fragmentarse en condensaciones más pequeñas, cuyas masas son análogas a las de los cúmulos globales.

Estas nubes secundarias son las que, al seguir contrayéndose y fragmentándose, a su vez, dan lugar a cúmulos de estrellas. Los primeros en formarse tienen una distribución más esférica. La contracción de la nube de materia interestelar restante continúa, y ésta va tomando una forma cada vez más aplanada. Ello se debe a la acción combinada de la gravedad y de la fuerza centrífuga.

Las galaxias están distribuidas isotrópicamente y en -- forma homogénea en cuanto a profundidad.

Desde Copernico se sabe que la Tierra no ocupa ningún lugar privilegiado en el sistema solar, tampoco el Sol ocupa ninguna posición ventajosa dentro de la Vía Láctea.

La Hipótesis de que el Universo aparece como homogéneo e isótropo para cualquier observador, recibe el nombre de principio cosmológico, que es una hipótesis simplificada que ha permitido desarrollar diversos modelos matemáticos razonablemente sencillos para explicar la evolución del Universo.

COSMOLOGIA.- Conjunto de teorías que se proponen establecer una imagen coherente del Universo a partir de la descripción de sus características.

COSMOLOGIA

{ Pregaláctica. Estudia el comienzo del Universo (Cosmogonía) La formación primordial de la materia y su posterior condensación en estrellas y galaxias.

{ Posgaláctica.- Estudia la estructura y evolución del Universo como compuesto de galaxias.

La COSMOLOGIA en todas las épocas ha sido un campo de batalla en que se enfrentan ideologías contrapuestas.

Las teorías acerca de hechos que, por su lejanía en el tiempo y el espacio, escapan casi por completo a la verificación experimental, son presa fácil de los apriorismos ideológicos y de las modas o corrientes dominantes entre los científicos.

La estructura y la creación del Universo constituían una parte esencial de las religiones.

El desarrollo de la ciencia influyó sobre las concepciones acerca de la estructura del Universo.

Los pitagóricos se apoyaron en la figura geométrica - - más perfecta: el círculo y, por lo tanto la esfera, para explicar el Universo en el cual la Tierra era el centro: Sis-

tema de Ptolomeo.

El sistema Ptolomeo fue reemplazado por el de Copérnico de tipo heliocéntrico.

Merced a Galileo, Kepler y Newton se llegó a una cosmología que ya no estaba fundamentada en principios matemáticos o filosóficos. En su lugar existía una síntesis empírica, un resumen de todas las observaciones astronómicas hechas hasta entonces. Ello condujo al descubrimiento de nuevas -- Leyes fundamentales de la Naturaleza y de la Física.

Cuando se llegó a la evidencia de que la mecánica newtoniana no era aplicable a los átomos, fue reemplazada en este dominio por la mecánica cuántica.

Las ecuaciones de Einstein hacían posibles ciertas soluciones, de las cuales resultaba que el Universo está en su expansión.

La teoría de la relatividad generalizada ha estado en manos de matemáticos y de cosmólogos que tenían muy escaso contacto con la realidad empírica.

Al deducir las consecuencias de un modelo puede verificarse si proporciona una descripción correcta del mundo o no.

Se han elaborado varios modelos matemáticos sobre la Teoría de la Expansión, sin embargo no se han podido verificar, y no concuerdan con muchas evidencias de que se dispone.

Son muchas todavía las preguntas que hay que contestar, e hipótesis que verificar, mientras tanto se siguen acumulando conocimientos y avanzando en el conocimiento del Universo.

2.- El sistema solar.

El sistema solar se puede considerar como una estrella múltiple, siendo el Sol la estrella principal y los planetas sus acompañantes, que en la etapa presente han perdido casi totalmente su luminosidad.

El sistema solar se encuentra en la Galaxia de la llamada Vía Láctea, siendo el sol una de las estrellas de menor tamaño.

Los planetas del sistema solar se dividen en dos grupos principales, de acuerdo a sus características.

* Planetas menores o terrestres. - Son los más próximos al Sol, en un estado actual sólido, con atmósferas poco densas, y con una densidad elevada del orden de 5 y 5.5 .

* Planetas mayores .- Son de tamaño mucho mayor que los terrestres, y mucho más alejados del Sol, con atmósferas muy densas, no siempre bien diferenciadas del planeta mismo, se encuentran en un estado actual casi gaseoso y sus densidades son bajas, del orden de 1.5 y 2.5 .

Entre los grupos de planetas menores y mayores, se encuentra una región llamada de los ASTEROIDES, formada por objetos rocosos y metálicos, ampliamente diseminados, se cree que son los restos de un planeta que no llegó a formarse, debido posiblemente a que una gran cantidad de material fue arrastrado por un fuerte viento solar, en el momento de su formación.

Cuerpo	Distancia media	Radio medio	Densidad
	al Sol En U.astronómicas	en Km	específica.
Sol		695 000	1.42
Mercurio	0.38	2 490	5.1
Venus	0.72	6 200	5.3
Tierra	1.00	6 370	5.52
Marte	1.52	3 400	3.94
Asteroides	2.8		
Jupiter	5.2	71 300	1.33
Saturno	9.54	59 600	0.69
Urano	19.18	25 800	1.56
Neptuno	30.06	22 300	2.27
Plutón	30.44	3 900	?

Nota: 1 Unidad astronómica = 1496×10^8 Km = Distancia de la Tierra al Sol.

° Algunos de los planetas tienen satélites que giran alrededor de ellos, siendo la LUNA uno de los de mayor tamaño, - con un radio de 1 740 Km y una densidad específica de 3.36.

Las similitudes que existen entre todos los planetas -- del sistema solar, así como la composición del Sol y los planetas, sugieren un mismo origen.

Las principales características de los planetas del sistema solar son las siguientes:

- 1.- Orbits de los planetas casi coplanares con el plano de la eclíptica.
- 2.- Orbits de los planetas casi en el plano de la rotación del Sol.
- 3.- Orbits de los planetas casi circulares
- 4.- La dirección de la revolución de todos los planetas en sus órbitas, son las mismas y corresponden con la rotación solar.
- 5.- La dirección de rotación de un planeta es en el mismo sentido que su revolución.
- 6.- La distancia de los planetas con respecto al Sol, siguen la --

Ley de Bode:

$$a_n = c + 2^n$$

En donde:

a_n = eje semimayor de la órbita del planeta en posición n

c = constante

- 7.- Cada sistema de satélites, tiene un comportamiento similar al sistema solar.
- 8.- Los planetas contienen mayor momento angular que el Sol.
- El 99% de la masa del sistema solar la tiene el Sol.

Para explicar el origen del sistema solar se han propuesto varias teorías, entre las más importantes se encuentran:

Teorías de la fragmentación.- Buffon (1674)

Jeans y Chamberlain

Hipótesis de la condensación.-Laplace(1796)-Kant(1755).

En el transcurso del tiempo han sufrido tantas modificaciones, que la forma en que se conocen actualmente es muy diferente.

Kant.

"Las partes del sistema solar son el resultado de una condensación de una nube giratoria difusa de polvo y gas".

Laplace .

"El sol en su origen, fue un disco giratorio de mayor radio que la distancia del sol al planeta más alejado. El disco se fue contrayendo y la energía así obtenida fue la causa de que toda la masa girase a mayor velocidad. A medida que se contraía el gas, la velocidad de la arista exterior resultó periódicamente tan elevada que quedó atrás un anillo de material. Estos anillos se reunieron más tarde para formar

los planetas. Los satélites se formaron de la misma forma - a medida que se iban condensando los planetas".

Buffon

"Los planetas se formaron por rotura o fragmentación del sol al chocar con otra estrella."

Jeans y Chamberlain

"Una segunda estrella que pasara a muy poca distancia del sol podría haber dado lugar a la formación de mareas muy pronunciadas por efecto gravitacional, parte de la materia sería --arrastrada por la segunda estrella, y el material que sería atraído por el sol podría quedar disperso girando alrededor -- del sol, la que posteriormente sufriría enfriamiento formando los planetas, satélites, asteroides y cometas.

Todas estas teorías presentan problemas para ser aceptadas, ya que no concuerdan con algunas de las características conocidas y que se mencionaron anteriormente.

> La versión moderna del origen del sistema solar incluye conceptos de la Teoría de Laplace adicionados de conceptos -- sobre agregación de la materia.

Establece que el proceso se inició con una nube de polvo cósmico que fue reunida por el efecto de una elevada energía rotacional y animada.

La reunión del polvo cósmico en una sola nube se debió a los efectos gravitacionales y a la energía de compresión de la luz de las estrellas cercanas.



*Se ha observado flujo de materia que se denomina "plasma", formada por electrones y protones, además de hidrógeno ionizado, con velocidades de 300 a 400 km/seg, en las cercanías de la tierra.

Las partículas de la nube inicialmente eran frías.

Por efecto de la compactación gravitacional y la fricción producida por las colisiones, disiparon una cantidad enorme de calor.

Cuando se alcanzaron elevadas presiones y temperaturas, se proporcionaron reacciones nucleares en el centro del Sol, originándose una transmutación de hidrógeno en helio y transformación de masa en energía.

Las perturbaciones gravitacionales y colisiones entre los materiales, produjeron concentraciones de cuerpos girando y revolucionando en un plano elíptico.

Fragmentos de sílice, redondeados, del tamaño de un chícharo, llamados "condrulos" que se han observado en meteoritos pétreos, fueron probablemente los mayores constituyentes del sistema solar inicial.

El intenso calor concentrado en el sol en formación, asociado a una fuerte emisión y flujo de partículas, radió hacia el exterior elementos volátiles, que hicieron que una gran fracción de la nube original se evaporara de los planetas más cercanos, siendo difundidos al espacio interestelar.

Esto puede explicar por que los planetas interiores son de mayor densidad que los gigantes lejanos.

Los planetas fueron originados también por acreción de fragmentos condrolares, siendo calentados por compactación gravitacional y fricción de las colisiones. Grandes presiones interiores aunadas a elevadas temperaturas, fundieron el material.

Los materiales pesados se hundieron y los ligeros flotaron hacia la superficie. Cuando la Tierra se solidificó, su núcleo permaneció en estado fundido.

La primera atmósfera de la Tierra formada por gases desapareció. La atmósfera actual fue formada primero por emana

ción de gases después que se desarrolló la vida, producto de la exhalación de oxígeno de las plantas.

EDAD DE LA TIERRA

La determinación de la edad de la Tierra fue posible gracias al descubrimiento de la radioactividad en 1896, y al conocimiento de que en la Tierra existe gran cantidad de elementos radioactivos.

Toda la substancia radioactiva decae con el tiempo, emitiendo rayos alfa, beta y gamma.

rayos alfa - núcleos de átomos de helio

rayos beta - electrones viajando a altas velocidades

rayos gamma - radiaciones de alta frecuencia similares a los rayos X y capaces de atravesar otros cuerpos.

Los rayos alfa, beta y gamma son portadores de energía, que al ser absorbidos se transforman en calor, generando altas temperaturas.

La emisión de rayos alfa, beta y gama, ocurre cuando los elementos radioactivos se transforman espontáneamente en otros elementos.

La transformación de los elementos ocurre en los núcleos atómicos y depende de las propiedades particulares del núcleo y del isótopo radioactivo del elemento.

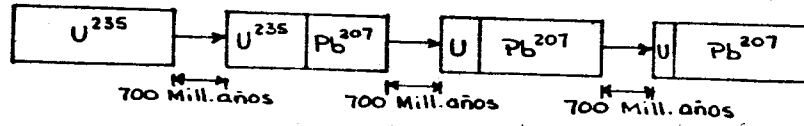
Los isótopos de un elemento son aquellos elementos que tienen propiedades químicas casi idénticas y ocupan el mismo lugar en la tabla de elementos químicos, pero que difieren en sus masas.

El número atómico de un elemento indica el número de protones en el núcleo.

neutrones + protones = masa

El decaimiento radioactivo de un isótopo se realiza a una velocidad que le es característica, y se expresa en términos de la "vida media".

VIDA MEDIA es el tiempo requerido para que la mitad de la masa de material radioactivo decaiga en su isótopo, o desaparezca.



La vida media de los materiales radioactivos de la Tierra, sirve de medida para determinar su edad.

Los principales elementos radioactivos que se han utilizado son el Uranio, el Torio y el Potasio.

Elemento	Isótopo	Vida Media (10 ⁹ años)
U ²³⁸	Pb ²⁰⁶	4.5
U ²³⁵	Pb ²⁰⁷	0.71
Th ²³²	Pb ²⁰⁸	13.9
K ⁴⁰	Ca ⁴⁰	1.3
	Ar ⁴⁰	

Las rocas más antiguas que se han encontrado en la Tierra tienen una edad de 3 400 millones de años, pero corresponden al tiempo en que se solidificaron, por lo que debe agregarse el tiempo correspondiente a su estado líquido y gaseoso -- previo.

Del análisis de la abundancia de varios isótopos de plomo que se han encontrado en la Tierra y en los meteoritos cap

turados, se ha determinado que la Tierra pasó de ser un elemento simple a su forma actual, en un lapso de 4 500 millones de años, a partir del momento en que el conjunto de gases y polvo cósmico estaba diferenciado del resto del Sistema Solar.

Por medio de análisis similares, se le ha asignado al Sistema Solar una edad de 13 000 millones de años.

ORIGEN DE LA LUNA.

Las hipótesis que se han establecido suponen que alguna vez formó parte de la Tierra.

Una teoría establece que la masa de la luna fue separada por atracción de otro cuerpo. Hay varias razones que se oponen a ella.

Otras teorías suponen que es un cuerpo planetario que fue capturado por la Tierra, ubicándolo en una órbita retrógrada a 16 000 Km, muy elíptica. La luna se fue alejando al cesar la atracción inicial hasta colocarse en una órbita casi circular.

Actualmente sufre un alejamiento de 3.2 cm por año.

Otra teoría sugiere una acreción de partículas orbitando a la Tierra.

La determinación de la edad de las rocas traídas de la Luna, establecen una antigüedad de 4 600 millones de años, lo que sugiere un origen contemporáneo al de la Tierra.

La diferencia en edad puede deberse a que la Luna perdió más rápidamente su atmósfera, si es que la tuvo, acelerándose su decaimiento radioactivo, que posiblemente se haya retrasado en la Tierra por la presencia de humedad en la atmósfera terrestre.

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA II.- LA TIERRA Y EL UNIVERSO

BIBLIOGRAFIA

- Howell, B. -- Introducción a la Geofísica.- Edit. Omega.
- Sumner, J. -- Geophysics, Geologic structures and tectonics. Brown Foundations of Earth Sciences Series.
- Spar, J. -- Earth, Sea and Air: A survey of the Geophysical. Series. Addison-Wesley, 1962.
- Whipple, F.- Earth, moon and planets. Cambridge, Harvard University, 1959.
- Scientific American.- Planet Earth. Freeman. 1974.
- The Open University.- La Tierra: Su forma, estructura interna y composición. Curso básico de Ciencias. Unidad 22. Mc Graw Hill, 1974.

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

- EL SISTEMA SOLAR.
 ORIGEN DEL UNIVERSO.
 DECAIMIENTO RADIOACTIVO.
 EL SISTEMA SOLAR VISTO DESDE LA SONDA ESPACIAL.
 STEPHEN E. DWORNIK.- EL REDESCUBRIMIENTO DE LA TIERRA.
 CONACYT 1982.
 DE LA FORMACION DE LOS ELEMENTOS AL NACIMIENTO DE LA TIERRA.-
 ALASTAIR G.W. CAMERON.- EL REDESCUBRIMIENTO DE LA TIERRA. CONACYT 1982.

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

- Proporción de los elementos que forman el Universo.
 Características Físicas fundamentales de los planetas del sistema solar.
 Teorías sobre el origen del universo.
 Los elementos radiactivos presentes en la tierra.
 Las familias de elementos radiactivos.
 Propiedades físicas de la luna.
 Origen de la atmosfera y/o la capa gaseosa que rodea a los planetas del sistema solar.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- II.1.- Indicar los materiales que se encuentran en el universo.
- II.2.- Explicar el ciclo de evolución de una estrella.
- II.3.- Describir los tipos de galaxias.
- II.4.- Descubrir las características físicas del sistema solar que sugieren un origen simultáneo.
- II.5.- Describir las principales teorías sobre el origen del sistema solar.
- II.6.- Explicar el proceso de evolución probable, que siguió la tierra hasta alcanzar su estado actual.
- II.7.- Explicar en que consiste el decaimiento radiactivo, y el concepto de "Vida Media".
- II.8.- Indicar la edad de la tierra a partir de la cantidad actual de elementos radiactivos y sus isótopos.
- II.9.- Explicar las teorías acerca del origen de la luna.

REFLEXIONES PARTICULARES DEL ALUMNO

- a) ¿Que importancia tiene el estudio de las propiedades físicas de los planetas, en el conocimiento de la tierra?
- b) ¿Como pueden interpretarse las coincidencias y discordancias, entre las propiedades físicas de los planetas y las de la tierra?
- c) ¿Que utilidad puede representar el conocimiento de la proporción de elementos radioactivos y sus isótopos, así como su distribución en la tierra?

TEMPERATURA DE LA TIERRA

La temperatura tiene un papel importante en todas las teorías concernientes al origen y desarrollo de la estructura del interior y la superficie de la Tierra.

Las distorsiones de la corteza terrestre han sido atribuidas a contracciones de la Tierra que está enfriándose, a expansiones de una Tierra que se está calentando, o a efectos de las corrientes de convección del manto.

El origen del campo geomagnético usualmente se atribuye a convecciones térmicas en el núcleo exterior.

Los procesos térmicos son los más especulativos de la Geofísica y surgen preguntas tales como:

¿El calor se transmite por conducción, por convección, o por radiación?

-¿En que proporción?—¿Cuándo y cómo se originó?—Etc.

A la luz de las ideas modernas sobre el origen del sistema solar, no es indispensable suponer que la Tierra era caliente en sus remotos principios, probablemente era tan fría como el espacio del cual proviene.

Su primer calor interno debe venir de impactaciones y compactaciones gravitacionales de las partículas que la forman. La energía involucrada en este evento debe haber sido muy grande.

La primera energía calorífica fue intensamente consumida en un proceso de elevación de la temperatura en el interior de la Tierra, mucha de la cual se fue perdiendo por radiación de la superficie hacia el espacio exterior.

Se puede suponer que una parte de este calor se encuentra aún en la Tierra, después de casi 5 000 millones de años de enfriamiento, porque la Tierra parece ser muy pobre conductora del calor.

La determinación de las temperaturas profundas actuales no puede hacerse directamente, tiene que apoyarse en mediciones superficiales y con grandes limitaciones.

De la información obtenida en la superficie, se establece que la temperatura se incrementa en promedio, en una razón de 30°C por kilómetro, y que las variaciones de conductividad térmica de las rocas puede causar gradientes térmicos locales entre 10°C y 50°C por kilómetro.

$$\text{Gradiente térmico} = \frac{\Delta T}{\Delta Z} = 0.03^\circ \text{C/m}$$

Es necesario conocer el gradiente superficial, para poder calcular el flujo de calor que se disipa en la superficie terrestre por conducción

$$\text{Flujo de calor} = k \frac{\Delta T}{\Delta Z} ; k = \text{conductividad térmica.}$$

k = cantidad de calor que fluye a través de 1 cm² en un segundo, con un gradiente de 1°C/m.

El calor fluye de regiones de altas temperaturas a regiones de baja temperatura.

La conductividad depende de la composición de la roca. La presencia de sulfatos, óxidos o metales puros, aumentan la conductividad.

La conductividad térmica de algunas rocas se indica a -- continuación.

Conductividad Térmica a presión atmosférica.

Roca	Cal/s cm °C
Granito	5 a 7 x 10 ⁻³
Diabasa	5 x 10 ⁻³
Basalto	4 x 10 ⁻³
Gabro	5 x 10 ⁻³
Dunita	8 a 9 x 10 ⁻³

De flujo de calor no se puede determinar en forma directa, dado que intervienen en forma simultánea diversos procesos de energía calorífica.

Procesos de energía calorífica	{	. Energía solar recibida y radiada	10^{25}	Joules/año
		. Pérdida de calor geotérmico	10^{21}	
		. Pérdida por rotación de la Tierra	3×10^{19}	
		. Energía liberada en Terremotos	10^{18}	

La energía solar recibida es 10 000 veces mayor que la energía geotérmica.

El calor del sol es la fuente principal y factor de control de la temperatura de la superficie terrestre, siendo su influencia prácticamente nula al interior de la Tierra. Su influencia se manifiesta a un máximo de 10 m.

Debido a la baja conductividad térmica de las rocas, la temperatura actual de la superficie debe haber iniciado el flujo hace muchos millones de años, del centro a la superficie.

Medición de la temperatura.

Las mediciones deben hacerse a profundidades mayores de 30 a 100 m, las que se encuentran fuertemente influenciadas por varios factores, que generan errores en las mediciones.

La temperatura medida puede ser mayor o menor que la verdadera, afectada por corrientes de aire, circulación de agua, reacciones en las rocas, presencia de gases y lavas, etc.

En general es más difícil medir gradientes térmicos en los continentes que en los océanos.

Muestras de rocas son llevadas al laboratorio para determinar su conductividad térmica, sin embargo los gradientes no necesariamente tendrán las mismas condiciones ambientales en el laboratorio que "in situ".

Las mediciones pueden tener varios objetivos.

Flujo de calor regional

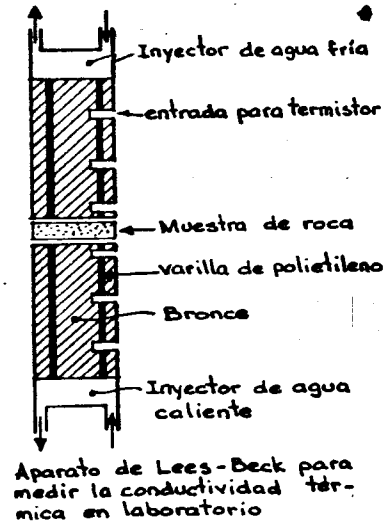
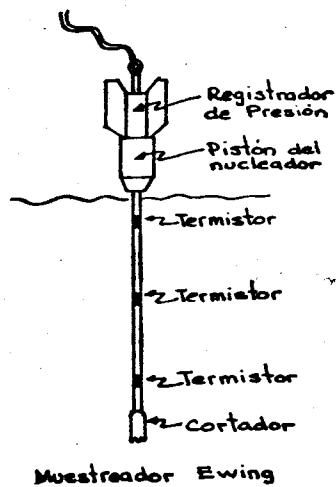
Flujo de calor en accidentes geológicos prominentes

Flujo de calor para condiciones locales

Algunas afectaciones de los gradientes térmicos, que se han podido identificar con relación a las mediciones son las siguientes:

	<u>En continentes</u> En perforaciones:	<u>En fondos marinos</u> Con muestreador
1) Influencias de error en las mediciones	fricción, circulación de líquidos Equilibrio térmico distorsionado	corrientes marinas temperatura variable Equilibrio térmico rápido.
2) Efectos de la radiación solar	Su influencia está presente a profundidades de hasta 30 m	Influencia casi ausente, protegidos por gruesas capas de agua
3) Influencia de Variaciones en Topografía	Irregularidades de importancia en zonas montañosas y Aguas superficiales	Afectan seriamente las diferencias de sedimentos y variaciones en la topografía submarina.
4) Influencia de la edad geológica	Proceso de erosión glaciación y cambios paleoambientales	Diferentes grados de erosión y sedimentación.
5) Otros:	Flujo de aguas subterráneas, filtraciones, fuentes locales de calor, oxidación de minerales, concentración de material radioactivo	

Instrumentos para medir el gradiente térmico (Smith, Tápics in Geophysics, 1973).



Se puede resumir que la temperatura de la superficie terrestre es regulada principalmente por cinco factores:

- 1.- El calor radiante que proviene del sol
- 2.- El albedo: relación entre la radiación reflejada y la radiación total recibida (0.29 para la Tierra).
- 3.- El calor que procede del interior de la Tierra
- 4.- La emisividad radioactiva
- 5.- La pérdida por conducción debida a la acción del aire

La corteza se calienta más que el aire, se calienta durante el día absorbiendo calor, y lo irradia durante la noche.

La atmósfera actúa como un regulador de temperatura

En las regiones árticas, el terreno helado puede abarcar varios metros de profundidad.

La distribución de la Temperatura de la superficie de la Tierra es mas variable, dependiendo de la latitud, estación del año, distribución de masas continentales, corrientes marinas, etc.

La variación de temperaturas medias superficiales está en el rango $-50^{\circ}\text{a} +40^{\circ}\text{C}$.

Para representar la distribución de la temperatura de la superficie terrestre, se utilizan líneas isogeotérmicas, que son líneas de puntos de igual temperatura, también se utilizan líneas isogeotérmicas, que son líneas de puntos de igual temperatura, también se utilizan áreas coloreadas para representar valores promedios.

Los factores que afectan al gradiente de temperatura bajo la superficie terrestre, principalmente son los siguientes:

(según H.S. Washington-1939).

- 1.- Variaciones de conductividad térmica debidas a la composición.
- 2.- Proximidad de magma fundido
- 3.- Circulación subterránea de agua
- 4.- Humedad de la Roca

- 5.- Producción o consumo de calor por reacciones químicas,
- 6.- Efectos de la presión y temperatura sobre la conductividad.
- 7.- Radioactividad.

La acción volcánica tiene gran influencia en la variación de la temperatura. La evidencia de actividad ígnea en algunas regiones se manifiesta por fuerzas calientes y una elevación anormal de la temperatura del suelo, como fuentes termales - geissers, etc., que sugiere la presencia de magma fundido, cerca de la superficie.

Las aguas termales pueden ser medicinales dependiendo de las substancias que tenga en solución, especialmente minerales. También pueden servir como fuente de energía calorífica.

La energía geotérmica puede ser convertida en energía eléctrica, cuando su flujo es constante.

Las corrientes de aguas subterráneas pueden modificar la temperatura del suelo, puede enfriarlo o calentarlo, dependiendo de las características de las regiones que cruce.

Las rocas del subsuelo y la superficie pueden ser calentadas por la acción de reacciones químicas, especialmente cuando sulfuros o materiales de fácil oxidación están en contacto con el aire. Cuando se establecen oxidaciones diferenciales - pueden generar corrientes eléctricas que se disipan en forma de calor.

La conductividad térmica depende de la presión y la temperatura y en ocasiones se manifiesta proporcional a la conductividad eléctrica.

FUENTES DEL CALOR INTERNO DE LA TIERRA

Se calcula que el flujo de calor promedio hacia la superficie es de 1.65 microcalorías por cm^2 y segundo².

$$\text{Flujo total de la Tierra} = 8.4 \times 10^{12} \frac{\text{cal}}{\text{s}} = 3.5 \times 10^3 \text{ Joules/s}$$

Esta energía calorífica proviene de la temperatura rema-

nente desde el origen de la Tierra y de procesos actuales.

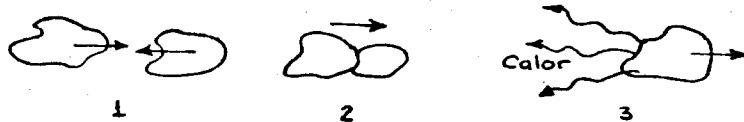
Las fuentes principales se consideran:

- 1.- Calor producido durante la formación
- 2.- Calor producido durante la diferenciación de su estructura actual
- 3.- Calor producido por la rotación terrestre
- 4.- Calor producido por el decaimiento radioactivo de elementos de larga vida.

1.- Durante la formación de la Tierra debe haberse generado -- gran cantidad de energía calorífica, principalmente por dos -- causas:

- a) impacto de los materiales asociados al crecimiento -- (Agradación)
- b) compresión durante el proceso de acreción.

Cuando chocan dos cuerpos en movimiento y se conjugan formando uno solo la diferencia de energía cinética se disipa en forma de energía calorífica.



Al comprimirse la masa original de gases y polvo cósmico modifican sus características de energía potencial, disipándose parte de la energía en forma de energía calorífica.

2.- Al transformarse la Tierra de un estado líquido homogéneo a un sólido se, debe haber desprendido mucho calor.

En su evolución continua hasta la estructura actual, han tenido lugar cambios y reacciones químicas que han desprendido enormes cantidades de calor.

La formación del núcleo al concentrarse la alta densidad del hierro y níquel, requirió grandes cantidades de energía gravitacional, la que finalmente se disipó en forma de energía calorífica. El 5% fundió el hierro-níquel y el 95% restante

permitió elevar su temperatura arriba de los 1 500°C.

Se tienen evidencias de que en la formación de la estructura de la corteza terrestre, en los movimientos tectónicos se libera calor que provienen de la compresión y cizalladura en la deformación de las rocas, y por fricción de los desplazamientos de masas de roca, que en ocasiones pueden llegar a fundirse en el plano de la falla.

En muchas regiones con actividad tectónica reciente, se observan elevados gradientes de temperatura.

3.- La rotación de la Tierra genera calor por diversas causas:

a) Por fricción

b) Por la interacción gravitacional con la luna y el sol.

Se ha observado que la velocidad de rotación está disminuyendo, se calcula que en su origen la Tierra hacía una rotación completa en 3 horas, y su velocidad angular ha disminuido hasta una rotación completa en 24 horas. Los cambios de energía cinética se deben haber disipado en forma de calor.

c) Los efectos debidos a las mareas. El cambio de energía potencial asociado a este fenómeno debe tener algún efecto sobre la energía calorífica, que todavía no ha sido cuantificada.

4.- El calor proveniente de la desintegración radioactiva, ha sido una de las fuentes de energía calorífica más importante desde el origen de la Tierra, y en la actualidad.



No solo la desintegración de los materiales radioactivos liberan calor, sino que el impacto de las partículas radioactivas en movimiento generan calor al chocar con las rocas.



En sus orígenes el material radioactivo debe haber estado distribuido en forma homogénea, cuya distribución se ha ido

modificando hasta la actualidad en que ya no lo es.

Existen evidencias de que la mayor proporción de materiales radioactivos se encuentran actualmente en la corteza terrestre.

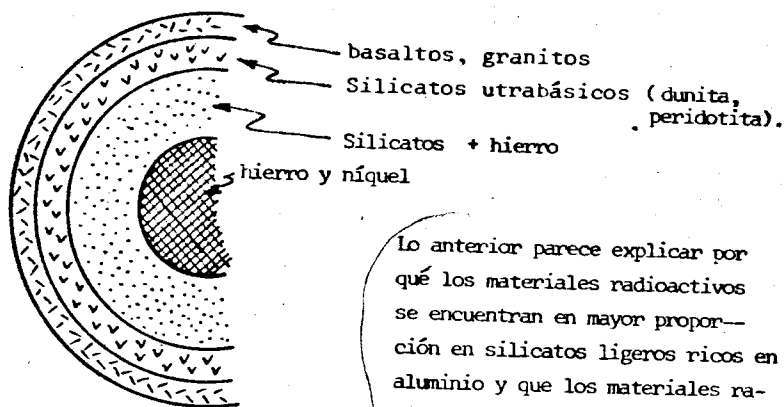
La concentración de materias radioactivas disminuye con la profundidad.

Si la concentración del material radioactivo fuera homogénea y del orden de la observada en granitos y rocas ígneas básicas la cantidad de calor producido sería mayor que la que la Tierra puede disipar por la superficie.

Los granitos se manifiestan más radioactivos que el basalto, mientras que las rocas ultrabásicas se presentan menos radioactivas.

Se han propuesto diversas hipótesis para explicar la distribución actual de los materiales radioactivos.

Una de las hipótesis más generalizada, propone que al cambiar la Tierra de su estado líquido a sólido, los minerales se separaron de acuerdo con su densidad, propiciando que los metales pesados se hubieran hundido, mientras que los ligeros flotaron, formando capas homogéneas bien diferenciadas.



Lo anterior parece explicar por qué los materiales radioactivos se encuentran en mayor proporción en silicatos ligeros ricos en aluminio y que los materiales radioactivos tienden a flotar.

A partir de la abundancia actual de los materiales radioactivos y de su vida media, se ha tratado de reproducir el contenido original en el origen de la Tierra, suponiendo -- una edad de 4 500 millones de años

	Vida Media (10 años)	Producción de calor (Cal/gr-año)	Abundancia relativa con la actual (Millones de años)					
			0	1000	2000	3000	4000	4500
²³⁸ U	4.50	0.71	1.00	1.17	1.36	1.59	1.85	2.00
²³⁵ U	0.71	4.3	1.00	2.64	6.99	18.50	48.8	0.0
²³² Th	13.9	0.2	1.00	1.05	1.11	1.16	1.22	1.25
⁴⁰ K	1.3	0.21	1.00	1.70	2.89	4.91	8.35	10.90

Para determinar la participación de la emisividad radioactiva en la energía calorífica disipada por la Tierra, es necesario apoyarse en la concentración de elementos radioactivos en las rocas que forman la corteza terrestre.

ROCA	CONCENTRACION PROMEDIO (Partes por millón)		
	U	K	Th
Granito	4.75	37 900	18.5
Basalto	0.60	8 400	2.7
Peridotita	0.016	12	-
Dunita	0.001	10	-
Condrita	0.012	845	0.0398

VARIACION DE LA TEMPERATURA CON LA PROFUNDIDAD.

Tomando en cuenta los elementos anteriormente considerados, resulta muy difícil aceptar la definición -- simplista del gradiente térmico de la Tierra, constante, con una variación de 1°C por cada 30 metros de profundidad, lo que equivaldría a que la temperatura en el centro de la Tie

rra sería superior a los 200 000°C.

Mediciones realizadas, permiten asignar a profundidades de 30 Km una temperatura de 500°C, con tendencia a que disminuya el gradiente.

Es probable que existan zonas del interior de la Tierra en que el gradiente aumente, y otras en que disminuya, y en muchos de los casos, los gradientes térmicos en la corteza son de carácter local.

Con base a diversos análisis, se puede establecer de manera razonable que la Temperatura en el centro de la Tierra es del orden de 2 000°C. La temperatura de las lavas alcanza valores de 1 000 a 1 300° C.

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA III.- LA TEMPERATURA DE LA TIERRA

BIBLIOGRAFIA

- Howell, B. -- Introducción a la Geofísica.
Editorial Omega, Barcelona 1982.
- Smith, P. -- Temas de Geofísica.
Editorial Reverté 1975.
- Sumner, J. -- Geophysics, Geologic structures and tectonics.
Brown Foundations of Earth Sciences Series 1969.
- Spar, J. -- Earth, Sea and Air: A survey of the geophysical sciences.
Addison-Wesley. 1962

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

LOS PROCESOS TERMICOS

Conducción Térmica

Convección Térmica

Radiación Térmica

CURVAS ISOGEOTERMICAS

LA PRIMERA CORTEZA TERRESTRE.- Stephen Moorbath.

El redescubrimiento de la Tierra.- Conacyt 1982.

LOS YACIMIENTOS MAS ANTIGUOS.- Gordon A. Gross.

El redescubrimiento de la Tierra.- Conacyt 1982.

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

Significado de los conceptos:

Gradiente Térmico

Flujo de calor

Energía geotérmica

Albedo

Emisividad radioactiva

Agradación

Acreción

Investigar las técnicas e instrumentos que se utilizan para medir la temperatura en el terreno y en el laboratorio.

Investigar los valores de conductividad térmica para diferentes materiales.

Investigar los valores de temperatura superficial de la tierra y su distribución.

Investigar los procesos de generación y absorción de calor, en las reacciones químicas que tienen lugar en la superficie de la tierra.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- III.1.- Explicar las limitaciones que se tienen al medir la temperatura en la superficie y en el interior de la corteza terrestre.
- III.2.- Indicar los factores que afectan al gradiente térmico de la Tierra, y la forma que influyen.
- III.3.- Explicar los factores que regulan la temperatura de la superficie de la Tierra.
- III.4.- Explicar las fuentes de calor interno de la tierra, señalando su influencia en el gradiente térmico.
- III.5.- Explicar las hipótesis sobre la evolución de la distribución de los materiales radioactivos en el interior de la tierra.
- III.6.- Indicar la posible distribución de la temperatura en el interior de la tierra, desde la superficie hasta el centro.

REFLEXIONES PARTICULARES DEL ALUMNO

- a) Consecuencias de que exista un equilibrio térmico en la tierra.
- b) Consecuencias de que exista un intercambio de calor de la superficie hacia el interior y viceversa.
- c) Consecuencias de que la temperatura de la tierra no sea uniformemente distribuida.
- d) La importancia del calor en la evolución de la tierra.

S I S M O L O G I A

La Tierra, su suelo, en ocasiones es sacudido por grandes vibraciones, las estructuras se cimbran, las personas se inquietan y se asustan, las construcciones mal construidas - se desploman, y en muchos lugares la superficie de la Tierra cambia de aspecto. El responsable es un Terremoto o sismo.

El terremoto es un movimiento vibratorio que se origina en zonas internas de la Tierra y se propaga por los materiales de la misma en todas direcciones, en forma de movimientos ondulatorios.

Un terremoto es un caso particular de un sismo.

Sismo proviene de la palabra griega "seismo" (σεισμος) que significa sacudida, y que identifica claramente a éste -- fenómeno. En todos los idiomas el significado es equivalente; Terremoto viene del latín: Terre = Tierra, Moto = movimiento. En ingles, "earthquake" significa: sacudida de la Tierra, etc.

La SISMOLOGIA es la ciencia geofísica encargada de estudiar a los terremotos y todo tipo de vibraciones que se propagan por el interior de la Tierra, siendo en la actualidad la especialidad más desarrollada de la Geofísica del interior de la Tierra.

En sus orígenes la Sismología se encauzó al estudio de los terremotos, debido principalmente a sus efectos externos altamente destructivos, sin embargo a medida que se fue conociendo mejor su mecánica, y que se identificaron como producto de la propagación de movimientos ondulatorios de origen elástico, sus objetivos actuales se encaminan a estudiar la manera de reducir sus efectos.

Gracias al estudio de las vibraciones y la propagación de los movimientos ondulatorios a través de los diferentes medios de interior de la Tierra, se ha podido conocer algo acerca de su estructura interna.

Los objetivos de la Sismología moderna son dos claramente definidos, uno de carácter inductivo y otro eminentemente deductivo.

Objetivo inductivo:

"La investigación de las causas y modalidades de los fenómenos sísmicos (aspectos físicos) orientada hacia su posible previsión y control, con objeto de limitar los graves daños y el gran número de víctimas que producen".

Objetivo deductivo:

El estudio de la propagación de las ondas sísmicas por el interior de la Tierra, a fin de conocer la estructura interna de nuestro planeta.

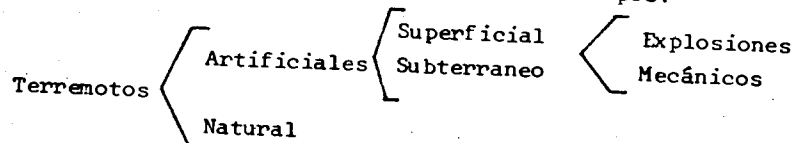
Las bases científicas se establecieron en las primeras décadas del presente siglo. Su desarrollo ha estado ligado al perfeccionamiento de los instrumentos de detección, medida e interpretación, de la generación y propagación de las ondas sísmicas.

Un TERREMOTO es un movimiento repentino y pasajero, o bien una serie de movimientos del subsuelo en una región limitada, desde donde se propaga en todas direcciones.

En ciertos lugares, la superficie de la Tierra se mueve algunos centímetros anuales, durante largos periodos de tiempo.

No todos los movimientos vibratorios pueden considerarse como terremotos. Un terremoto verdadero tiene un principio definido, continúa durante un lapso de tiempo y después desaparece gradualmente. Las características de sus manifestaciones es externas son puramente descriptivas, pero para el sismólogo y el geofísico lo importante son su causa y el camino por el cual se transmiten.

Los terremotos pueden ser de varios tipos:



Para poder ser considerado como un terremoto, su violencia debe ser tal, que dé origen a un movimiento claro y sensible, y técnicamente se define como un "macrosismo".

Perturbaciones que den origen a un movimiento o serie de movimientos que solo pueden ser detectados por instrumentos apropiados y que tengan continuidad, se denominan "microsismos".

Las causas más comunes de los microsismos son: paso de vehiculos, rompimientos de oleaje en las costas, infiltración del agua de lluvia, el movimiento de los arboles por la acción del viento, oscilaciones de estructuras por el viento o agentes mecánicos, gradientes de presión debidas a tormentas y huracanes, etc.

Los microsismos tienen la forma de una sucesión de ondas, con periodos variables que pueden ser de varios minutos de duración, horas e inclusive días.

El suelo del planeta nunca está en reposo, se cree que actualmente se registran en los centros de observación más de 150 000 terremotos naturales, pero que probablemente se genere un millón, muchos de los cuales no son detectados por ser de caracter local o de muy poca intensidad.

El terremoto de Assam, India (1897) se considera como uno de los más violentos de que se tiene noticia, y de los que se dispone información. Su magnitud representa lo que se estima como el límite de energía almacenada por la Tierra y que se puede liberar en forma repentina.

De acuerdo con la información disponible, los terremotos tienen su origen a profundidades que varían, entre la superficie y los 700 Kilómetros de profundidad.

La Sismología como ciencia tuvo sus principios a mediados del siglo XVIII, aunque los estudios solo se limitaban a la descripción de los efectos observados.

El trabajo más antiguo que se conoce fue desarrollado por John Mitchell en el año de 1761,

En 1830, Poisson publicó la Teoría fundamental sobre la transmisión de ondas elásticas a través de los sólidos, pero su aplicación a la sismología no tuvo lugar sino hasta fines del siglo XIX en que se confirmó que las ondas sísmicas correspondían a movimientos vibratorios de origen elástico.

Los mayores avances en el conocimiento de los fenómenos sísmicos se han debido a la participación de instrumentos cada vez más sensibles y versátiles, para la detección de los movimientos. En 1880 John Milne, J.A. Ewing y Thomas Gray, construyeron los primeros instrumentos para medir con exactitud los movimientos del suelo, durante el estudio de terremotos en Japón.

Desde la antigüedad se han utilizado dispositivos para indicar la ocurrencia de movimientos del suelo durante los terremotos, que reciben el nombre de "sismoscopios". El dispositivo más antiguo de que se tiene noticias se encontró en China, con una antigüedad que lo remonta al año 132, consistente en un jarrón de ocho cabezas de dragón distribuidas simétricamente, sosteniendo en la boca de cada una de ellas, una pelota que por medio de un mecanismo pendular caía en el momento del terremoto, indicando la dirección del mismo.

Prácticamente todos los mecanismos para registrar los movimientos sísmicos, incluyen un péndulo. En 1885, el italiano Palmeri construyó un dispositivo que mediante un contacto eléctrico y un mecanismo de relojería, permitía conocer el instante en que se iniciaba el movimiento así como su duración.

SISMOMETROS. - Son instrumentos diseñados para medir la

amplitud del movimiento, para cuantificar la intensidad y la magnitud.

El principio básico que se utiliza en un sismómetro, consiste en una masa suspendida, con el mínimo contacto o unión con la tierra, que se mantiene inmovil por efecto de la inercia cuando el suelo se mueve, estableciéndose un movimiento relativo que será proporcional a la intensidad del movimiento.

Los sismómetros están diseñados para responder a una sola componente, en caso de ser necesario se colocan convenientemente tres sismómetros para detectar tres componentes ortogonales.

Los sismómetros más simples están constituidos por péndulos.

Para conocer todas las características del movimiento sísmico es necesario determinar el tiempo total de duración del movimiento, así como todos los eventos que se presentan en secuencia, y para su análisis es indispensable contar con un registro de ellos, que recibe el nombre de "SISMOGRAMA", y el instrumento que tiene acoplado el mecanismo de registro se llama "SISMOGRAFO".

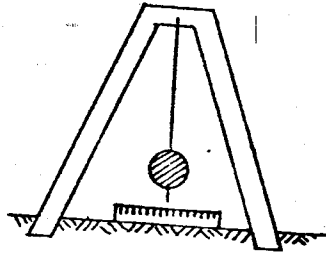
Los sistemas registradores pueden ser de tipo mecánico - fotográfico o electromagnético, siendo estos últimos muy precisos y se comportan como acelerómetros, cuando pueden ser calibrados, la desviación de un trazo en línea recta, es proporcional a la velocidad.

$$v = \frac{dx}{dt} \quad ; \quad a = \frac{d^2x}{dt^2}$$

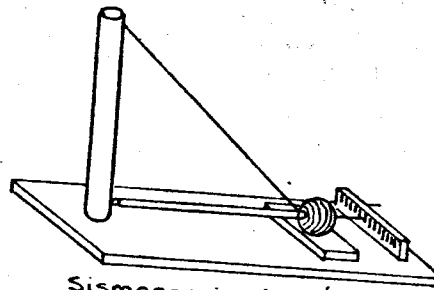
$$v = \int a dt \quad , \quad x = \int v dt = \iint a dt dt$$

Existen muchos tipos de sismógrafos, utilizando diversos sistemas de registro. El sismografo de Benioff utiliza las propiedades de reluctancia variable. Los sismómetros piezoeléctricos, que utilizan cristales de titanato de bario, cuarzo, sulfato de litio ó sales de Rochelle, generan corrientes eléctricas proporcionales a los movimientos del suelo, aunque solo responden a oscilaciones de alta frecuencia.

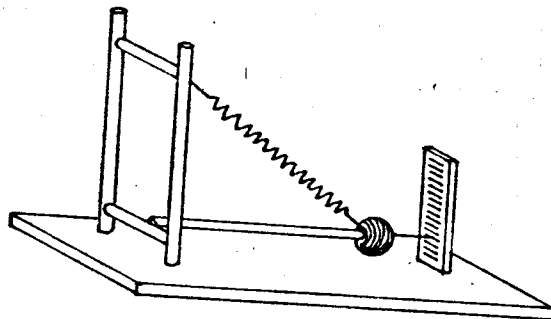
Algunos sismógrafos se encuentran conectados a computadoras, y permiten analizar casi de inmediato las características del sismo, mediante programas apropiados.



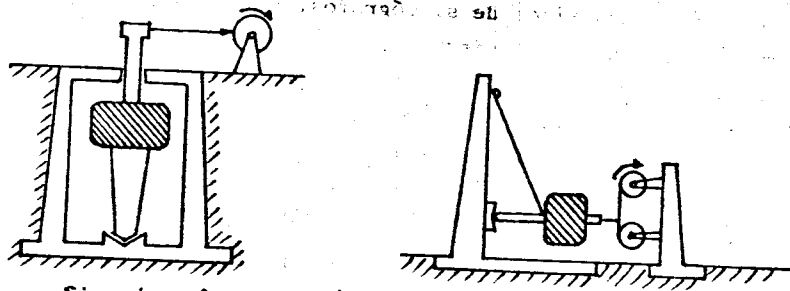
Sismoscopio de péndulo vertical



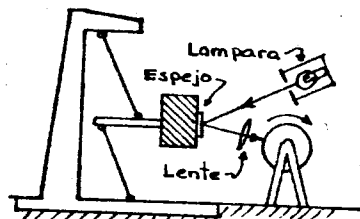
Sismoscopio de péndulo de movimiento horizontal



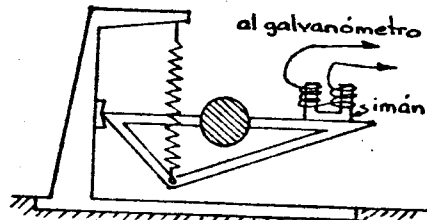
Sismoscopio de péndulo de movimiento vertical



• Sismógrafos registradores de componente horizontal



Sismógrafo de registro óptico



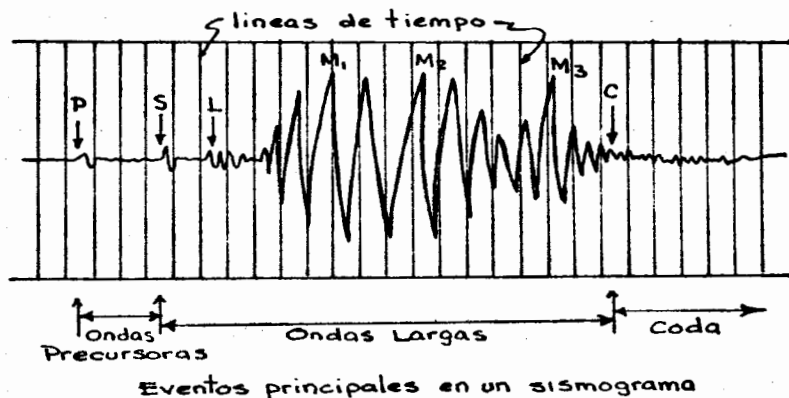
Sismógrafo de registro electromagnético

Los SISMOGRAMAS son registros de las vibraciones en función del tiempo, los cuales se obtienen mediante la grabación con un estilete sobre papel ahumado, por medio de plumas sobre un papel en movimiento, utilizando un rayo luminoso, que es reflejado por un espejo unido a la masa del sismógrafo, hacia un papel fotosensible colocado en un tambor en movimiento. En los sismógrafos de tipo electromagnético, un imán se encuentra unido a la masa del péndulo que adquiere un movimiento relativo con respecto a una bobina que está unida a la Tierra, generándose una corriente eléctrica, que a su vez es proporcional a los movimientos del terreno, que quedan registrados a escala en el sismograma.

En un sismograma quedan registradas las llegadas de varias ondas que crecen gradualmente y que posteriormente disminuyen con rapidez, su análisis son de vital importancia para definir las características de los terremotos.

El sismograma de un terremoto presenta una secuencia de

eventos que le son característicos, y que lo diferencian de cualquier otro tipo de sismo.



Cuando sobreviene un terremoto, una onda es registrada en el sismograma, esta es de pequeña amplitud pero indica claramente que el reposo del suelo y por lo tanto de la traza se ha roto, unos segundos mas tarde aparece una nueva onda de mayor amplitud que la anterior, lo que presagia un gran movimiento, y en efecto, algunos segundos después, y a veces minutos, aparece otra onda de mayor amplitud que es el inicio de una secuencia de eventos que crecen rapidamente y que se superponen, variando su amplitud y su longitud de onda, para que después decaigan gradualmente, hasta volver al reposo transcurrido un lapso de tiempo bastante grande comparado con las anteriores etapas.

¡Ha tenido lugar un terremoto!, y mientras el sismograma ha recogido las señales, el suelo ha vibrado, se ha movido, primero debilmente, despues en forma creciente, y posteriormente la calma vuelve lentamente.

Si volviera a temblar, el esquema se repetiría, aunque las amplitudes y los intervalos de tiempo entre los eventos

fueron diferentes, pero las secuencias y sus amplitudes relativas -- serían similares.

El primer evento que inicia la secuencia, se denomina - onda P, que viene de Prima ó primera, la siguiente que le si gue se llama la onda S ó Secunda, que indican la presencia de un terremoto, aunque en la mayoría de los casos no tienen efectos superficiales aparentes o sensibles, sino que solo - son registradas por los sismógrafos, pero que definitivamente indican la presencia de un terremoto, por lo que se les - denomina "Ondas Precursoras".

El tercer evento, que inicia los movimientos violentos - indica la presencia de las llamadas "Ondas Largas", que co-- rresponden a los movimientos sensibles en la superficie y que denotan claramente que el terremoto está actuando. En el sísmograma pueden indentificarse entre las ondas largas, varios eventos de características diferentes: las llamadas normales (L) que son las que inician esta serie, las grandes (G) que se caracterizan por ser de gran periodo, y las máximas (M) - que sobresalen notablemente de todo el grupo.

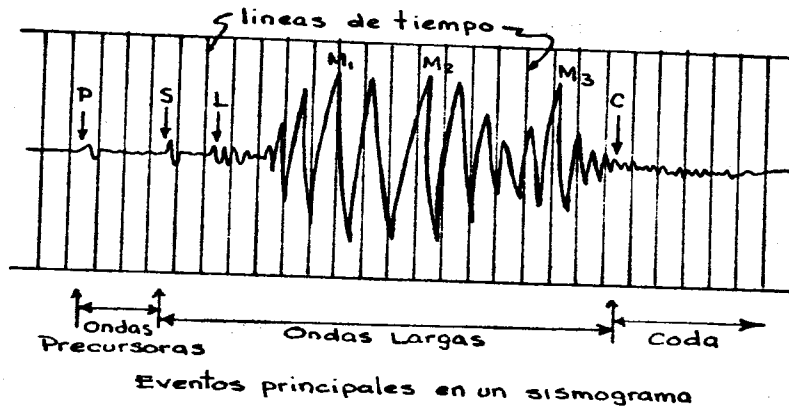
La coda representa todos los microsismos posteriores al gran movimiento, y puede durar periodos de tiempo muy gran-- des.

Las ondas precursoras se han identificado como movimientos ondulatorios propagados en el interior de la Tierra, mientras que las ondas largas se considera que se propagan por la superficie. Las ondas superficiales reciben también el nombre de ondas Love y ondas Raleigh y tienen características muy especiales.

Al, correlacionar los eventos con la propagación de movimientos ondulatorios, se establece que los eventos corresponden a ondas compresionales y a ondas tangenciales, pare-- ciendo ser las ondas P y Love las compresionales, y las S - y Raleigh las tangenciales.

Las relaciones entre los diferentes tipos de eventos pa recen resumirse de la forma siguiente:

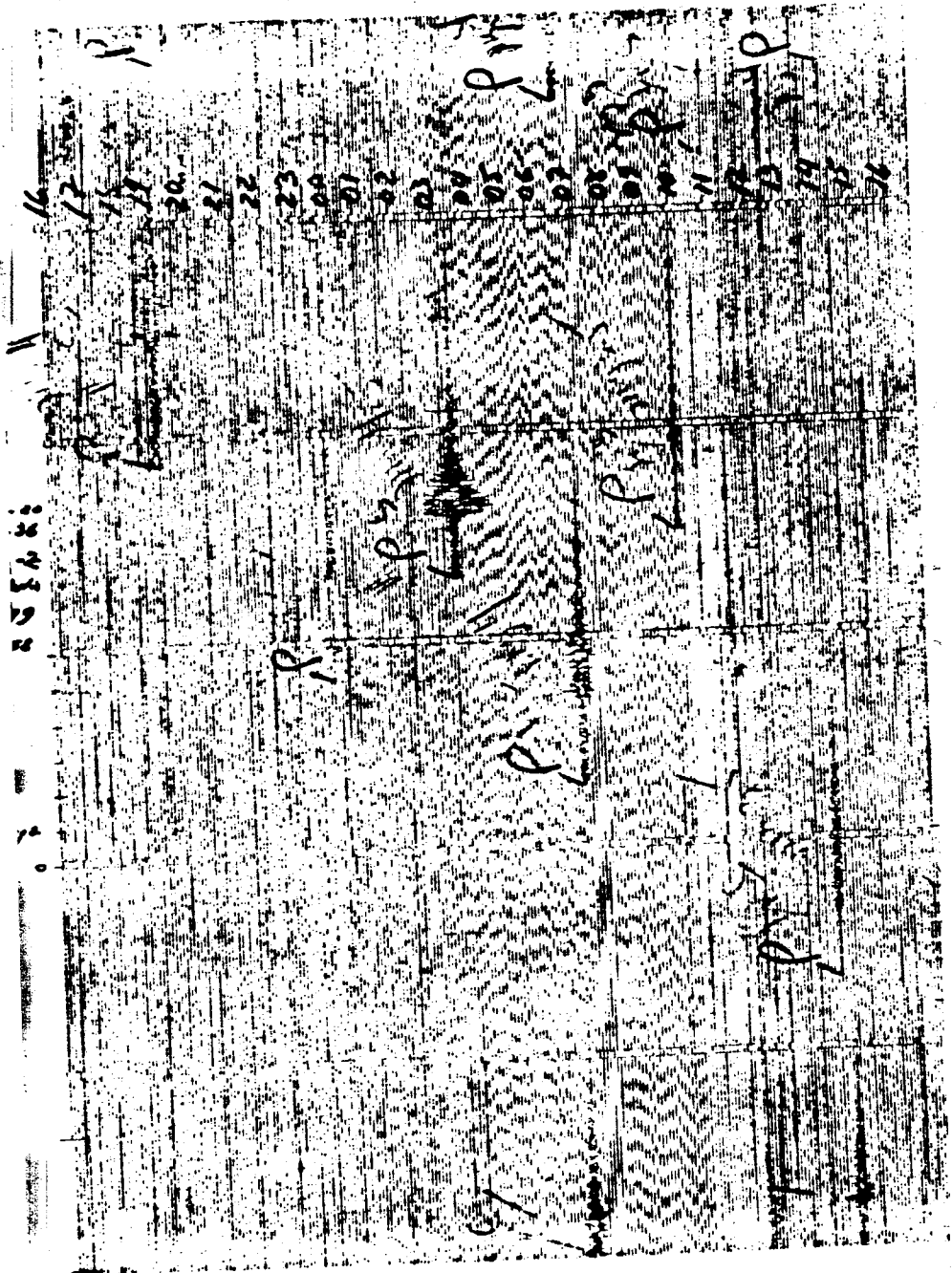
eventos que le son característicos, y que lo diferencian de cualquier otro tipo de sismo.

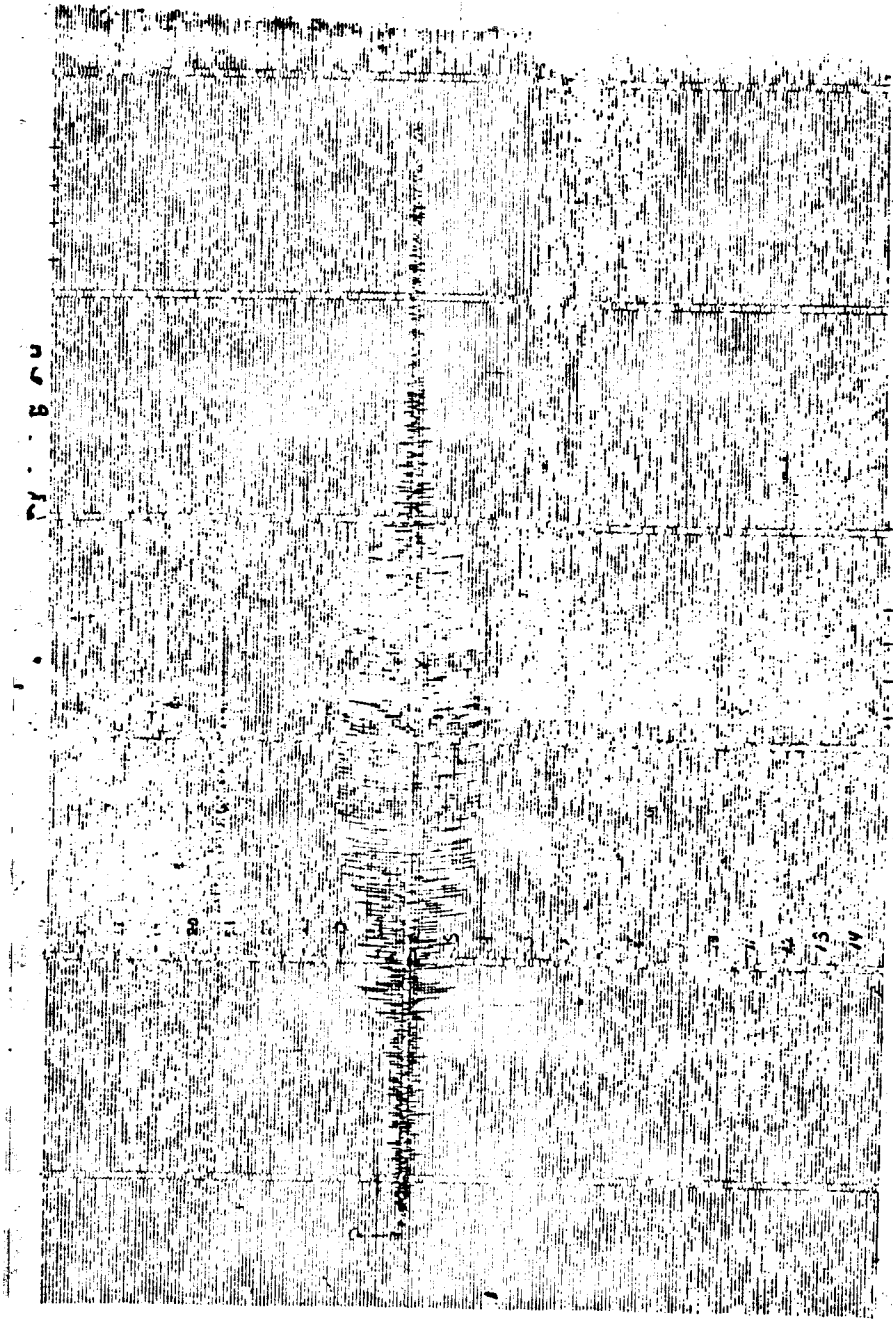


Cuando sobreviene un terremoto, una onda es registrada en el sismograma, esta es de pequeña amplitud pero indica claramente que el reposo del suelo y por lo tanto de la traza se ha roto, unos segundos mas tarde aparece una nueva onda de mayor amplitud que la anterior, lo que presagia un gran movimiento, y en efecto, algunos segundos después, y a veces minutos, aparece otra onda de mayor amplitud que es el inicio de una secuencia de eventos que crecen rapidamente y que se superponen, variando su amplitud y su longitud de onda, para que después decaigan gradualmente, hasta volver al reposo transcurrido un lapso de tiempo bastante grande comparado con las anteriores etapas.

¡Ha tenido lugar un terremoto!, y mientras el sismograma ha recogido las señales, el suelo ha vibrado, se ha movido, primero debilmente, despues en forma creciente, y posteriormente la calma vuelve lentamente.

Si volviera a temblar, el esquema se repetiría, aunque las amplitudes y los intervalos de tiempo entre los eventos

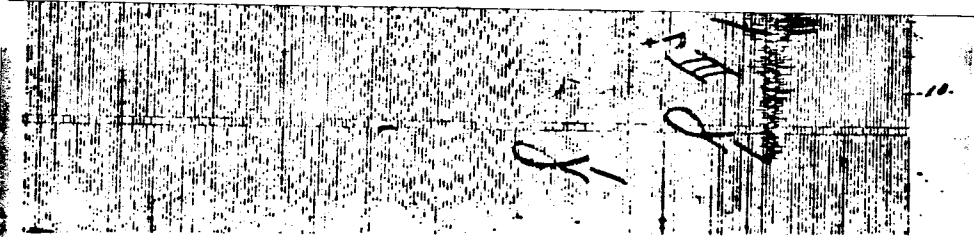




NY - BCU

14-30
19 MAR
1978

10-22



Handwritten scribbles and illegible markings.

10

<u>Movimiento del suelo</u>	<u>Caracter</u>	<u>Onda</u>	<u>Amplitud</u>
PERCUSORAS:			
Arriba-abajo (vertical)	Compresionales	Primaria (P)	Pequeña
Perpendiculares (horizontal)-Tangenciales		Secundarias(S)	Mediana
ONDAS LARGAS:			
Superficiales transver.	Superficiales (Love)	Normales(L)	Grande
Horizontal > Vertical	Superf. (Raleigh) inclinadas, retroceso ó directo	Gran periodo (G)	Grande
		Maximas (M)	Grande
		Coda	Variable disminuyendo

Las ondas largas son las que causan daño a las estructuras y provocan cambios en la superficie del terreno.

Los efectos de los terremotos no se manifiestan de la misma manera en todas partes, en algunos lugares sus efectos son más notables que en otros. Existen regiones en las cuales nunca se perciben los efectos de los terremotos.

Se distinguen tres tipos de zonas de acuerdo a las manifestaciones superficiales de los terremotos: Sísmicas, - Penisísmicas y Asísmicas.

Una región SISMICA es aquella en que frecuentemente se reciben las ondas sísmicas, independientemente de la intensidad de ellas, que puede ser muy variable.

Una región PENISISMICA se caracteriza porque se puede sentir esporádicamente los efectos de un terremoto.

En una región ASISMICA, nunca se tienen evidencias de la llegada de ondas sísmicas.

Dentro de una misma región sísmica, los efectos pueden recibirse de formas muy diferentes y con intensidades muy variables. Estas diferencias de comportamiento se deben a -

las distintas composiciones de los materiales que atraviesan las ondas sísmicas en su propagación,

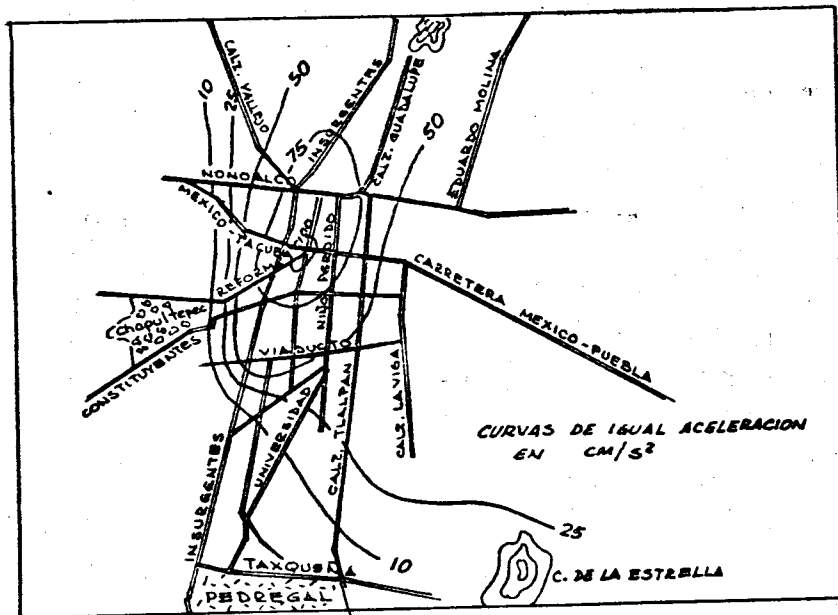
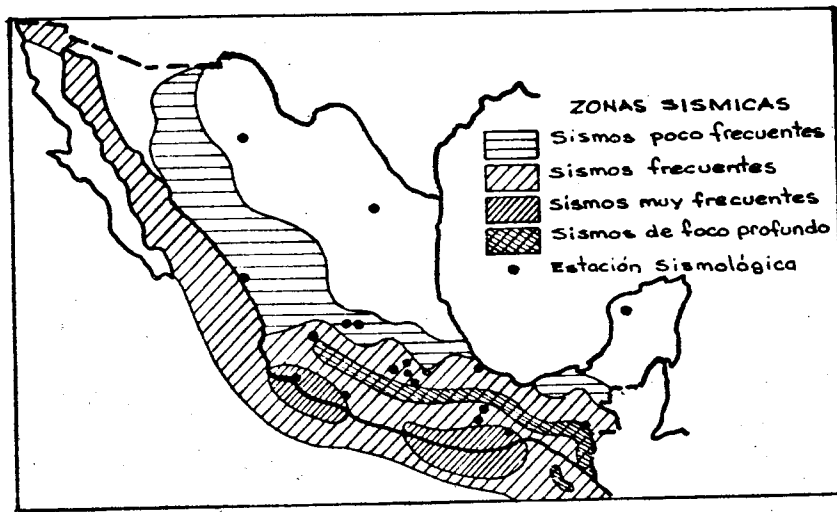
Se han identificado tres formas distintas de comportamiento de los terrenos, en la transmisión de las ondas:

- 1.- El sistema puede negarse a aceptar las vibraciones que llegan. No responde al movimiento sísmico. Se presenta un fenómeno de REFLEXION.
- 2.- La energía puede pasar por el sistema, abandonándolo con la misma rapidez con la que entró, sin haber sufrido ninguna variación en sus características. El medio transmite íntegramente el movimiento, y los efectos son iguales.
- 3.- La energía del movimiento ondulatorio se acumula en el sistema, y posteriormente la libera en condiciones diferentes, de tiempo y de forma. Representa un caso de ABSORCION.

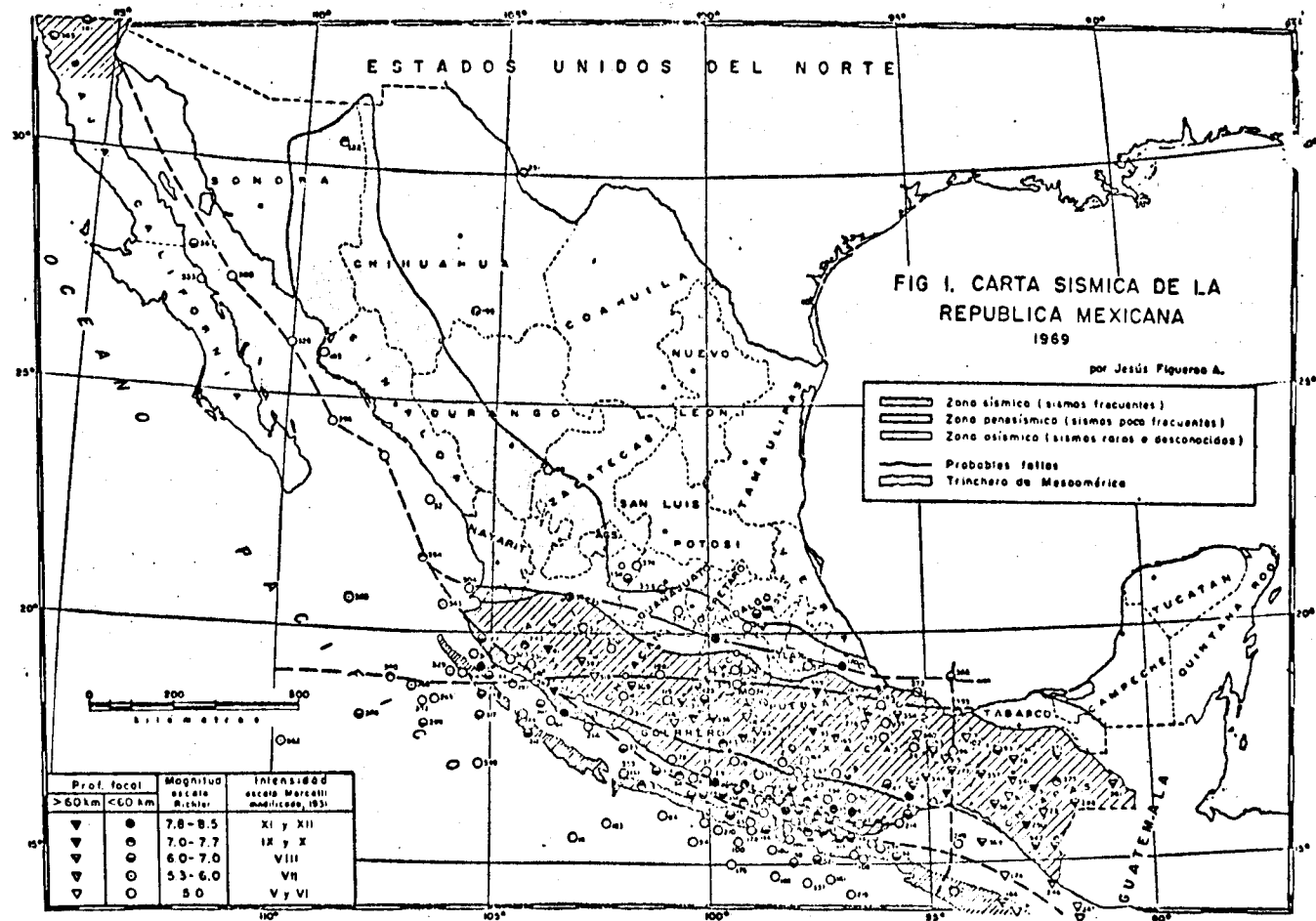
De los tres casos, el tercero es el más peligroso, porque normalmente alarga el movimiento en su etapa de disipación, generando vibraciones de baja frecuencia que resultan más destructivas que las de alta frecuencia.

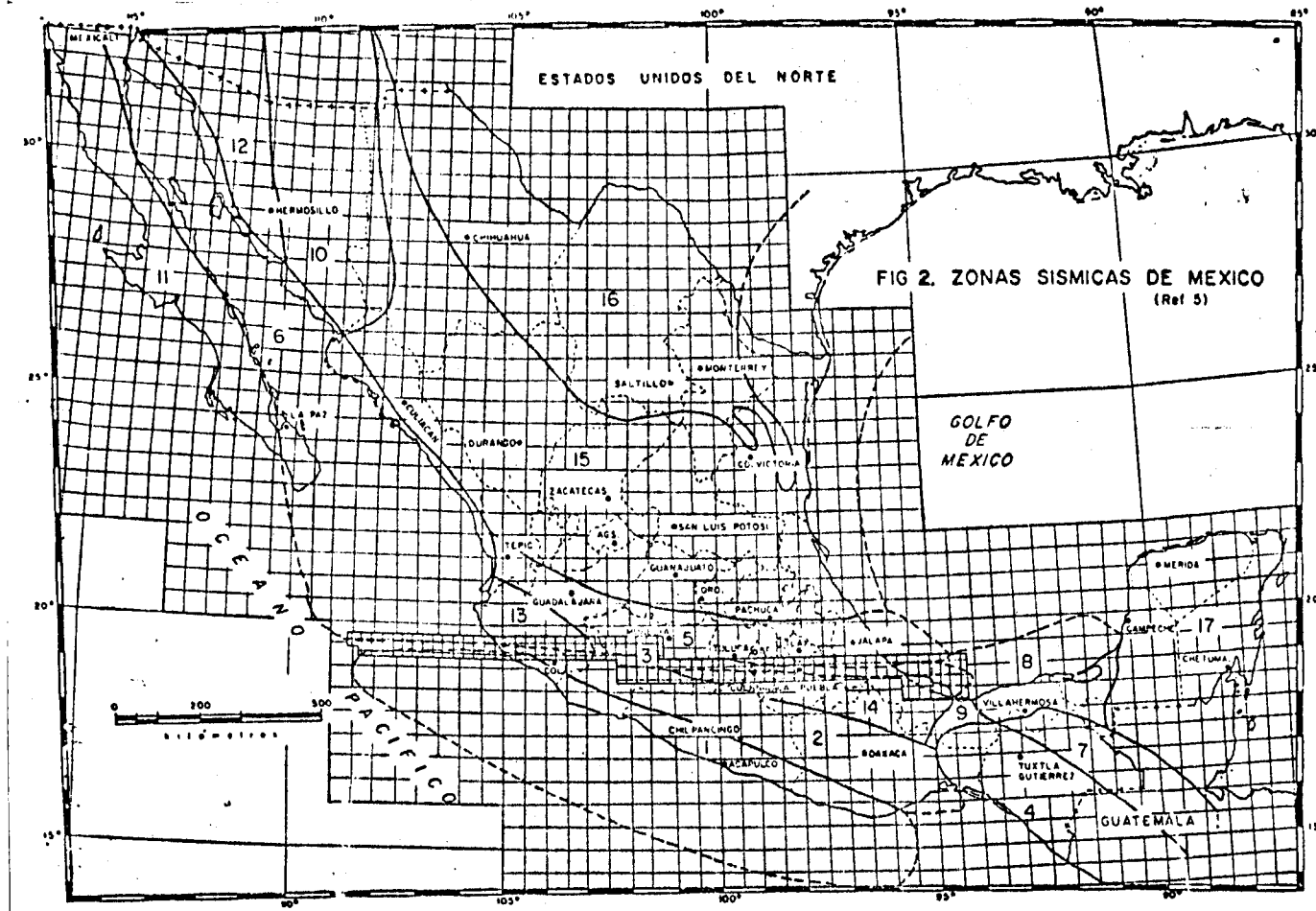
Todos los sistemas presentan una frecuencia natural de oscilación, a la cual vibran de una manera espontánea al estar presente la frecuencia de resonancia.

La frecuencia de resonancia es característica de cada sistema y representa las condiciones en que se requiere el mínimo de energía para que el sistema vibre. Esta situación es de especial importancia durante los terremotos, ya que si entre las frecuencias del movimiento sísmico está presente la frecuencia de resonancia de una estructura, la energía se disipa con mayor lentitud que el suministrado, acumulándose y produciendo un aumento gradual en la amplitud de la vibración.



CURVAS DE ACELERACION EN LA CD. DE MEXICO DURANTE EL TERREMOTO DEL 28 DE JULIO DE 1957



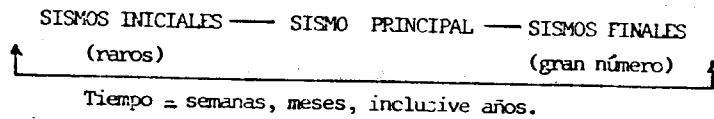


1111

El resultado será que los efectos del terremoto se hacen lo suficientemente violentos para provocar grandes daños.

Un terremoto no es un acontecimiento aislado, sino que se observan varios eventos que pueden ser de la misma magnitud o diferentes siguiendo una secuencia que pueda durar periodos de tiempo bastante largos, semanas, meses e incluso años. Generalmente la mayor magnitud se observa entre los primeros eventos para despues ir disminuyendo, pudiendo observarse dentro de este periodo final, algunos de intensidad importante aunque sin alcanzar la máxima intensidad.

El evento de mayor magnitud recibe el nombre de "sismo principal". Los que se identifican antes del principal se denominan "sismos iniciales", y son relativamente raros. Los que tienen lugar despues del principal se denominan "sismos finales" y pueden ser numerosos y de características muy diversas.



Los efectos superficiales de un terremoto pueden observarse en areas de extensión muy variable, algunas veces en areas muy extensas y en otras en areas más reducidas, pero en cualquier caso se localiza una región dentro de la cual se manifiesta con máxima intensidad, la que se relaciona generalmente con el origen del terremoto principal.

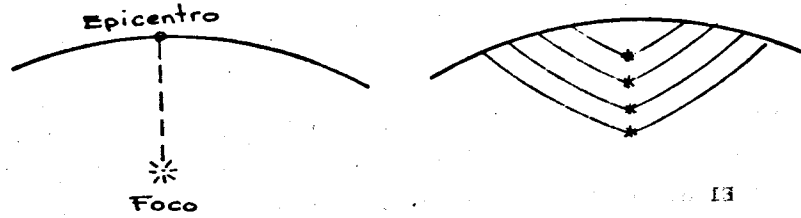
El origen de toda la energía liberada en un terremoto, se encuentra normalmente ligada a un volumen mínimo de tierra.

La zona interna de la Tierra en donde tienen su origen los movimientos sísmicos de un terremoto, se denomina "FOCO".

La región en la superficie de la Tierra, en donde la intensidad del terremoto se manifiesta con mayor violencia se

denomina: "EPICENTRO".

El epicentro se localiza en la superficie de la Tierra, en la vertical que parte del foco, en el interior de la Tierra.



Los terremotos no tienen todos su origen a la misma profundidad, sino que esta es muy variable, estando íntimamente relacionada el área superficial de influencia con la profundidad.

El foco raramente se encuentra en la superficie, y no se han detectado terremotos a profundidades mayores de los 700 - kilómetros.

De acuerdo a la profundidad del foco, los terremotos pueden ser:

NORMALES.- Profundidad menor de 70 Km.

INTERMEDIOS.- Profundidad entre 70 y 300 Km.

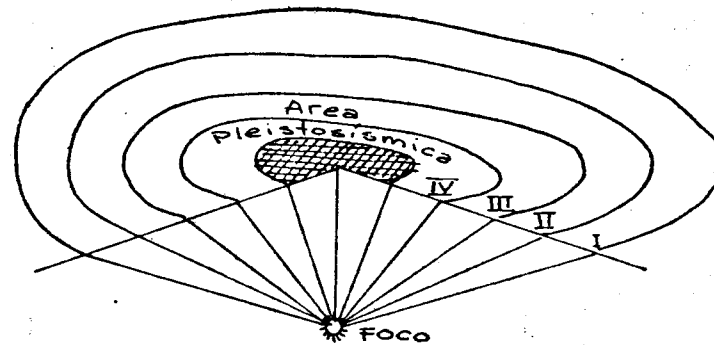
PROFUNDOS.- Profundidad entre 300 y 700 Km.

La mayor parte de los terremotos tienen lugar a profundidades que varían entre los 25 y los 35 Km, correspondiendo -- casi al 70% de los terremotos, al tipo de los normales.

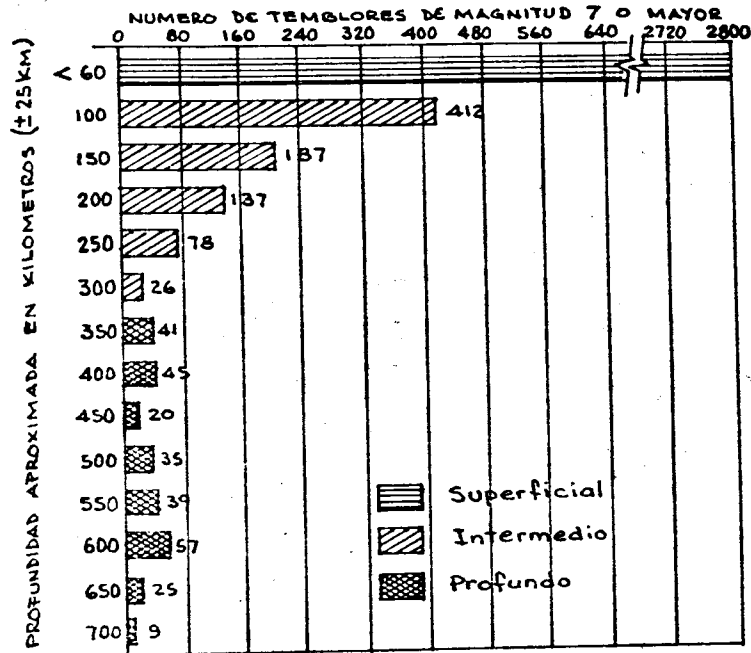
Los sismos de foco superficial actúan sobre áreas reducidas, pero sus efectos son considerables, pues las ondas sísmicas generadas en el foco, apenas se amortiguan antes de llegar a la superficie.

Los terremotos de foco profundo afectan a zonas mucho mayores, pero la intensidad, en igualdad de magnitud, es menor, ya que las ondas sísmicas llegan más debilitadas a la superficie.

El área más afectada corresponde a la zona macrosísmica reduciéndose sus efectos a medida que aumenta la distancia al epicentro.



Desde un punto de vista técnico, puede establecerse que las características de las ondas sísmicas depende de la naturaleza del medio sólido por el que se transmiten, en especial de su densidad y de sus propiedades elásticas, aumentando su velocidad de propagación con la densidad y por lo tanto con la profundidad.



FRECUENCIA DE LOS TERREMOTOS EN RELACION CON LA PROFUNDIDAD PERIODO 1904-1945 (adaptada de Howell, B.F.)

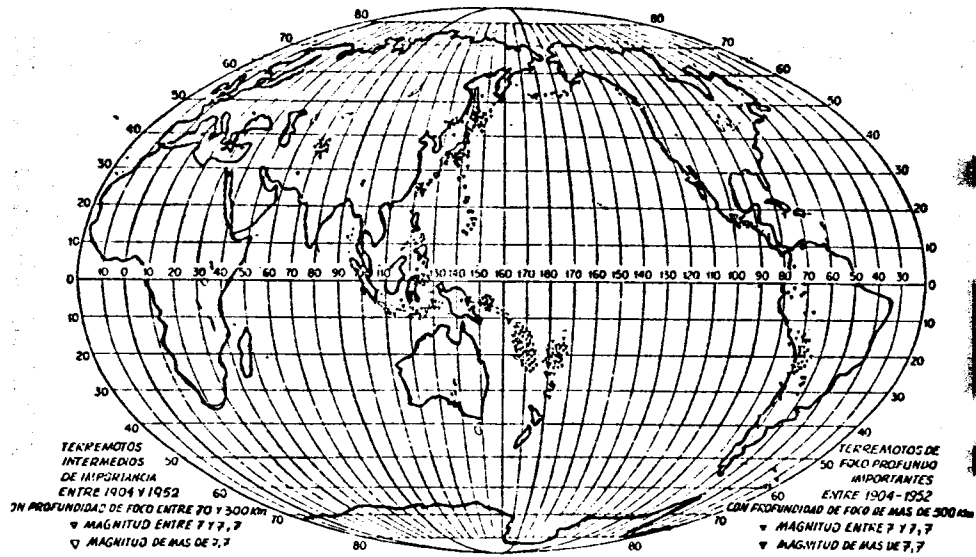
La principal zona sísmica actual es el conjunto de cordilleras fosas abisales y arcos insulares que bordean el Océano Pacífico. En la zona circumpacífica se disipa el 85% de la energía liberada en todos los terremotos que afectan al globo, localizándose en ella casi todos los sismos intermedios y profundos, así como la casi totalidad de los terremotos de magnitud igual o superior a ocho.

En la zona Mediterránea-Transasiática se disipa aproximadamente el 10% de la energía liberada anualmente por los terremotos.

La zona correspondiente a las dorsales oceánicas presenta numerosos epicentros de sismos superficiales, y se estima que en ella se disipa el 5% de la energía total liberada.



—Mapamundi de los puntos en que se registraron terremotos superficiales. (De Gutenberg y Richter, 1954: «Seismicity of the Earth», pag. 15. Cortesía de la Princeton University Press.)



—Mapamundi de los puntos en que se registraron terremotos de foco profundo. (De Gutenberg y Richter, 1954: «Seismicity of the Earth», pag. 16. Cortesía de la Princeton University Press.)

En la República Mexicana, la zona de mayor sismicidad se localiza en la región sur y suroeste del País, principalmente al sur del Eje Neovolcánico, y frente a las costas del -- Océano Pacífico.

Los efectos superficiales de un terremoto, no se manifiestan de la misma manera en todos los lugares, influye de manera importante las características de los materiales de la superficie.

Las ondas P y S se propagan por el interior de la Tierra, y sus efectos generalmente solo son detectados por los instrumentos, ya que son eventos de corta duración, en cambio las ondas largas que se propagan por la superficie son de mayor duración y las responsables de todas las manifestaciones superficiales y sensibles.

Las ondas Raleigh son de periodo largo y producen en las partículas afectadas, movimientos elípticos sobre planos verticales y en sentido opuesto a la dirección de propagación.

Las ondas Love solo se producen en estratos rocosos, caracterizados por una baja velocidad de propagación.

Los sismos no se propagan uniformemente en todas direcciones, las rocas densas y macizas son mejores conductores de energía, las rocas poco consistentes o de relleno pueden llegar a neutralizar la capacidad de transmitir las vibraciones sísmicas.

Algunos tipos de estructuras geológicas, como fallas, cambios de formación o litología, pueden constituir barreras que se opongan al paso de las ondas sísmicas, generándose zonas de sombra o calma.

Para poder establecer las características sísmicas de la superficie de la Tierra y su distribución, por muchos años -

los sismólogos han medido la violencia de los terremotos, - por medio de una escala de INTENSIDAD.

INTENSIDAD: La violencia del movimiento en la superficie en la mayoría de los casos se refiere a los efectos que producen en las personas, suelos y construcciones. En una medida en alto grado subjetiva, y depende basicamente del comportamiento del terreno.

Las escalas de intensidad han variado con el tiempo, - siendo la más antigua de la Rossi - Forell (1874-1878) que contenía 10 grados, y se basa en la percepción del movimiento y de los daños causados. Las escalas actuales comprenden 12 grados y se basan en varios aspectos.

ESCALA DE INTENSIDAD DE ROSSI- FOREL
(1874 - 1878)

- I.- Temblores tan débiles que solo pueden ser registrados por un cierto tipo de sismógrafos y confirmados unicamente por observadores prácticos. No resultan perceptibles con los sismógrafos comunes.
- II Temblores registrados por los sismógrafos comunes. Con firmados unicamente por personas que se encuentran en estado de reposo.
- III Temblores sentidos por varias personas. Suficientemente intensos para apreciar la duración y la dirección de los mismos.
- IV Temblores perceptibles por personas que se encuentran en actividad. Son sacudidos los objetos móviles, como ventanas y puertas. Se perciben crujidos en casa.
- V Temblores perceptibles por toda la población. Se empiezan a mover los objetos voluminosos, como camas y otros muebles. Suenan algunos timbres y campanillas de las puertas.
- VI Despierta toda la población si se encontraba durmiendo. Casi todos los timbres de las puertas suenan, oscilan las lámparas y arañas, se paran los péndulos de los relojes y cimbrean visiblemente los árboles y arbustos. Temblores lo suficientemente intensos para provocar el pánico general en la población y el precipitado abandono de los hogares.
- VII Se vuelcan los objetos móviles, cae el enlucido de las

paredes y techos, tañen las campanas de las iglesias. No se producen daños de las estructuras. Temblores de intensidad suficiente para sembrar el terror en la población.

- VIII Caída de chimeneas, las paredes de los edificios comienzan a agrietarse.
- IX Destrucción parcial o total de ciertos edificios.
- X Gran catástrofe. Edificios en ruinas, remoción de las capas terrestres, grietas en el suelo y deslizamiento de terrenos.

MODIFICACION CANCANI (1904) DE LA ESCALA
ROSSI - FOREL - MERCALLI

Grados	Descripción	Aceleración Correspondiente mm/seg ²
I	Temblor registrado por instrumentos	Menos de 2.5
II	Muy ligero	2.5-5
III	Ligero	5-10
IV	Fácilmente perceptible o moderado	10-25
V	Bastante intenso	25-50
VI	Intenso	50-100
VII	Muy intenso	100-250
VIII	Ruinoso	250-500
IX	Desastroso	500-1000
X	Muy desastroso	1000-2500
XI	Catastrófico	2500-5000
XII	Muy catastrófico	5000-10 000

ESCALA DE INTENSIDAD MERCALLI MODIFICADA EN 1931
(Según Wood y Neumann)

Grado de la escala	Efectos observables	Equivalente Rossi-Forel	Magnitud equivalente
I	Sólo registrado por instrumentos	I	
II	Algunos objetos suspendidos se balancean ligeramente.	I-II	2.5
III	La duración puede ser estimada	III	
IV	Se balancean los coches y se mueven las ventanas, etc.	IV-V	2.5
V	Caen algunos enlucidos. Se rompe la vajilla y los cristales de las ventanas. Se paran los péndulos de los relojes.	V-VI	
VI	Daños en los enlucidos de las paredes. Se mueven los muebles y caen los objetos pequeños	VI-VII	
VII	Daños moderados en las estructuras.	VIII	5.5
VIII	Efectos destructivos y daños generales en estructuras débiles. Pocos daños en estructuras bien construidas. Se desploman los monumentos y las paredes. Se vuelcan los muebles. Se esparcen la arena y el fango. Variaciones en los niveles de agua de fuentes o pozos.	VIII-IX	6
IX	Total destrucción de estructuras débiles. Daños considerables en edificios bien construidos. Daños en la cimentación de los edificios. Rotura de las tuberías subterráneas. En el suelo, grietas; crujidos perceptibles.	IX	
X	Destrucción general de estructuras de mampostería y armadas. Sólo quedan en pie los edificios mejor construidos. Cimentaciones en estado ruinoso.	X	
XI	Sólo quedan en pie contados edificios. Grietas estrechas. Fallas pronunciadas en el suelo. Canalizaciones subterráneas fuera de servicio.	X	8
XII	Destrucción total. La aceleración es superior a la de la gravedad. Ondas visibles en el suelo. Distorsión en las líneas visuales y de nivel. Los objetos son arrojados al aire.	X	8.5

Las escalas de intensidades presentan grandes problemas para correlacionar la información obtenida durante un terremoto, ya que sus manifestaciones no son de la misma violencia en todas partes, y sus efectos en las estructuras dependen -- básicamente de las características de los suelos, tanto del lugar en que se hacen las observaciones, como los encontrados en su trayecto.

Los simólogos han buscado la forma de correlacionar los efectos superficiales, con las causas y desprendimiento de -- energía en el foco de los terremotos.

Uno de los factores más importantes en la identificación de los terremotos, al menos hasta donde los reportes de las -- noticias lo permiten, es la Magnitud en la escala de Richter.

La MAGNITUD es el parámetro más objetivo para conocer -- la violencia intrínseca de un terremoto. La escala de Richter comprende 10 grados, del 0 al 9, siendo cada grado diez veces superior al precedente.

C.F. Richter basa su clasificación en medidas objetivas de la energía liberada en el foco, más que en sensaciones sub -- jetivas o daños.

Los sismógrafos suministran información sobre el despla -- zamiento, velocidad y/o aceleración de los movimientos del -- suelo. La información que proporcionan se encuentra dentro de un espectro limitado de frecuencias, que no es una representa -- ción perfecta de las vibraciones.

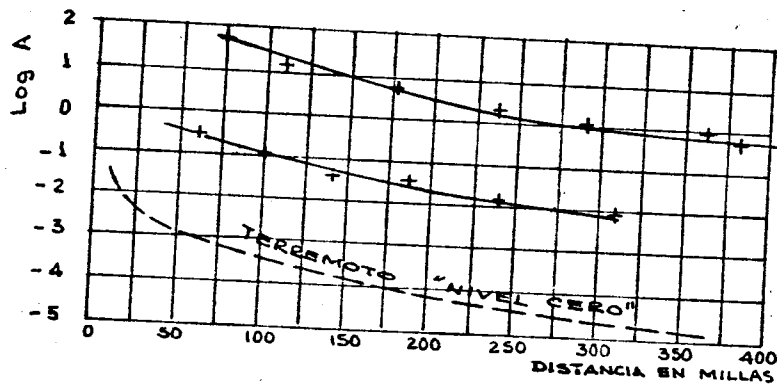
La energía del terremoto, cuando se utiliza el concepto de magnitud, es referida a la amplitud de la onda y a la dis -- tancia al epicentro. Si se considera un frente de onda sísmi -- co propagándose radialmente, se puede percibir que la ampli -- tud de la onda decrece a medida que se aleja del origen, pe -- ro el contenido de energía total de la onda permanece igual -- hasta que llega a la superficie.

La amplitud de la onda a una distancia conocida del foco, es referida a la energía total del movimiento sísmico, - por lo que la energía total del sismo puede ser calculada, - si se toma en cuenta que el decaimiento con la distancia es de tipo exponencial.

Al correlacionar en una gráfica el logaritmo de la amplitud vs la distancia, la información obtenida en diferentes terremotos, y se toma como referencia el sismo más débil que se haya registrado en la localidad al cual se le denomina -- "nivel cero", se observará que la amplitud A_0 (correspondiente al nivel cero) a una distancia dada del foco, queda relacionada con otra amplitud A (correspondiente a cualquier otro sismo) a la misma distancia, por la ecuación:

$$M = \log A - \log A_0$$

en donde M significa la magnitud del temblor.



Es evidente que esta relación es válida sólo para la región en que se hayan tomado los datos, puesto que el nivel -cero de referencia corresponde a la relación entre la energía recibida y el comportamiento del terreno, en la localidad, por lo que la escala de Richter tiene que ser calibrada para cada lugar y la sensibilidad del sismógrafo que se utilice.

Actualmente, el cálculo de la magnitud incluye factores de corrección para diferentes clases de sismógrafos y propiedades de propagación de la Tierra.

Richter propuso en 1935, para determinar la magnitud de terremotos superficiales y con profundidad de foco menor de 60 kilómetros, que fueran detectados dentro del área de la Alta California, la siguiente ecuación:

$$M = \log A + 3 \log X - 3.37$$

en donde:

A= amplitud medida en micras

X= distancia en kilómetros (de 200 a 1500 km)

Bath propuso la ecuación:

$$M = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log X + 3.3$$

en la que T= periodo de la onda.

Los terremotos más violentos que se han observado corresponden a magnitudes del orden de 8.6, siendo su frecuencia bastante baja en comparación con el total de sismos que tienen lugar. se estima en más de 1000 impactos diarios, de magnitud superior al grado 2.

La relación observada entre la energía liberada por el terremoto y su magnitud, tiene la forma:

$$\log E = 11.4 + 1.5 M \quad (\text{Gutenberg-Richter})$$

en donde:

M= magnitud

E= energía medida en ergs.

Según Bath:

$$\log E = 12.24 + 1.44 M$$

Se ha observado que la frecuencia de los terremotos guarda una relación inversa con la magnitud, según Gutenberg y Richter (1949) la frecuencia N de terremotos de Magnitud M puede representarse con una cierta aproximación definida por

la ecuación:

$$\log N = a + b (8-M)$$

en la que $a = -0.48$ y $b = 0.90$, para sismos superficiales

$a = -1.2$ y $b = 1.2$, para sismos intermedios

$a = -1.9$ y $b = 1.2$, para sismos profundos.

De acuerdo a estimaciones que se han hecho, la Tierra - aparentemente libera 10^{29} erg anualmente, por medio de la energía sísmica.

SISMOS DE MAYOR MAGNITUD REGISTRADOS ENTRE
1953 y 1976.

Fecha	Magnitud	Localización
23 noviembre /63	8.	En el mar, a 200 Km al SE de Tokio
9 marzo/57	8.3	Islas Aleutianas
6 noviembre /58	8.7	Proximidad de las islas Kuriles
4 mayo /59	8.2	Kamchatka
13 enero/60	8	Perú
12 mayo/60	8.3	Chile
13 octubre /63	8.2	Proximidad de las islas Kuriles
28 marzo/64	8.4	Alaska
15 mayo /68	8.2	Cerca de Japón
28 julio/76	8.2	Tangshan, China

La literatura especializada en la descripción de los efectos de los terremotos es sumamente amplia, dando difusión a los destrosos causados a las estructuras y a las víctimas - cobradas, pasando a segundo término las evidencias geológicas superficiales que permitan ahondar en los objetivos técnicos de la sismología.

No obstante, la información recopilada en las estaciones sismológicas es abundante, y el trabajo de integrarlos es abrumador.

La gran cantidad de sismos que tienen lugar anualmente - hace imposible la recopilación de las descripciones de ellos,

reduciendo su análisis, en muchos de los casos, a correlacionar sus características con los de los terremotos considerados como "clásicos".

Destacan en la historia de la sismología, terremotos en los que se han presentado claramente evidencias que han permitido establecer las bases fundamentales en el estudio y conocimiento de los sismos.

A continuación se describen brevemente algunos de los sismos que han contribuido en la integración de la sismología actual.

LISBOA 1755.

Tres movimientos principales fueron observados. Sus efectos se sintieron en una zona muy amplia del suroeste de Europa y del noreste de Africa. Como resultado del sismo hubo una gran cantidad de muertos. La zona de la ciudad construida sobre sedimentos suaves fue casi totalmente destruida.

Antes del sismo principal, se sintieron pequeñas vibraciones muy rápidas antes de que ocurrieran movimientos violentos y rápidos que duraron cerca de dos minutos, y un minuto más tarde, se sintió otro violento movimiento vertical con una duración de dos y medio minutos, se ha tratado de identificar los movimientos como la llegada de las ondas P y S.

NUEVO MADRID, E.U. (1811 - 1812).

Este sismo se manifestó como una serie de terremotos que tuvieron lugar durante un año, y que produjeron cambios muy importantes en la superficie de la Tierra.

Sus efectos se manifestaron en una area de cerca de 5000 millas cuadradas. Sus efectos más espectaculares se localizaron en el rio Mississippi y en sus tributarios, apareciendo pantanos y lagos permanentes, así como muchos cambios

en sus cursos y niveles de escurrimiento . Muchos terrenos sufrieron desplazamientos y la topografía cambió radicalmente.

ASSAM, INDIA (1897).

La importancia de este terremoto no solo radica en su magnitud estimada en 8.7 grados, considerada hasta el momento como la correspondiente a la máxima energía que puede almacenar la corteza terrestre, sino que es el primero que se encuentra bien documentado desde el punto de vista científico.

La violencia fue tan grande, que las crónicas refieren que fueron claramente visibles los movimientos superficiales de las ondas, con longitud de onda de unos 9 metros y 30 centímetro de amplitud.

Numerosos cambios en la topografía tuvieron lugar, los desplazamientos en las fallas y fracturas producidas, se identificaron del orden de 7 a 10 metros en el sentido vertical, y de 3.5 metros en el sentido horizontal.

El sismo principal estuvo precedido de un suave sonido retumbante, ocurriendo trepidaciones posteriores de menor intensidad que duraron varios meses. Se estima que el total de perturbaciones sísmicas fueron de más de 5500.

R.D. Oldham que dirigió la investigación, compiló toda la información en una monografía que representa un valioso documento en la bibliografía sismológica. (Oldham, R.D., - 1899, "Report of the great earthquake 12 th June 1897", -- Men. Geol. Survey India Vol. 29).

SAN FRANCISCO, E.U. (1906).

Uno de los más famosos sismos en los Estados Unidos por lo impactante de la destrucción de la ciudad, no tanto por los efectos del sismo sino por el incendio que sobrevino, como consecuencia de la rotura de las tuberías de gas y de

los sistemas de bombeo de agua y contraincendio.

La importancia de este terremoto radica en que sus efectos visibles permitieron una minuciosa investigación sobre sus causas, especialmente por la aparición de la falla de San Andrés con sus evidencias superficiales a lo largo de 200 millas y de los numerosos efectos secundarios con desplazamientos hasta de 6 metros. Su estudio permitió a Reid establecer la Teoría del Rebote elástico.

Las evidencias recogidas permitieron establecer su relación con movimientos ocurridos desde 1857, los cuales no habían sido debidamente explicados, y que sugerían un mismo origen.

Terremotos posteriores al de 1906, a lo largo de la -- prolongación de la Falla de San Andrés, han definido una de las regiones más importantes en el estudio de la sismología y su relación con fallas activas.

TOKIO, JAPON (1923)

Un terremoto de magnitud de 8.2 grados que devastó las ciudades de Tokio y Yokohama. Los incendios ocurridos fueron muy similares a los de San Francisco, terminando la labor destructiva del sismo.

Durante un mes los sísmógrafos registraron 1256 eventos, - de los cuales 237 manifestaron sus efectos superficiales.

Se observaron innumerables cambios en la superficie, predominando las variaciones del fondo marino que produjeron un Tsunami gigante, con olas que precipitaron 9 metros de agua - sobre las islas circundantes.

GRAND BANKS (1929)

Este terremoto tuvo su origen en la Plataforma Continental al Sur de Newfoundland y Este de Nueva Escocia, Canadá.

Aunque no causó gran destrucción, su importancia radica, que a partir de los cambios superficiales observados, se tuvieron evidencias para establecer la existencia de corrientes de turbidez constituidas por corrientes de una densa mezcla de arena, pedruzcos pequeños y agua de mar.

AGADIR, MARRUECOS (1960).

Este terremoto de solo 5.3 grados de magnitud, pero con su epicentro a solo 2 millas fuera de la ciudad, destruyó completamente a la ciudad, poniendo en evidencia, una vez más, la necesidad de construcciones que resistan los terremotos, en áreas de incidencia sísmica.

CAUSAS Y ORIGENES DE LOS TERREMOTOS

Hace mucho tiempo que se busca explicación satisfactoria para los terremotos.

Generalmente se acepta que la fuente de ondas sísmicas es el resultado de la ruptura de las rocas, en una región en donde esfuerzos elásticos se han ido acumulando lentamente.

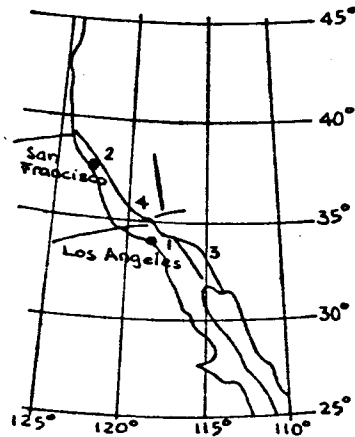
Casi siempre los terremotos están asociados con zonas de falla ó fractura. Del análisis de los registros de temblores, hay razones para creer que el afallamiento es la causa de muchos sismos.

Las fallas superficiales asociadas con terremotos son muy pocas. En casi todos los casos, las fallas tienen su origen a profundidad, pero la fractura no necesariamente llega hasta la superficie.

El gran terremoto de San Francisco (1906) tiene su origen asociado indiscutiblemente con un desplazamiento a lo largo de la falla de San Andres.

La falla de San Andrés es probablemente la mejor estudiada, y no constituye un fenómeno aislado sino que se en-

cuentra relacionada con varios terremotos.



FALLA DE SAN ANDRES

- 1.-Terremoto de Tejón
- 2.-Terrem. de San Francisco
- 3.-T. de Valle Imperial
- 4.-T. de Kern County

El terremoto más antiguo de que se tiene noticia en la región es el de Tejón (1857) en el cual predominaron los movimientos horizontales, desconociéndose su magnitud.

El terremoto de San Francisco, sin duda el más importante, se manifestó con un movimiento horizontal produciéndose fracturas complicadas, y el rompimiento de falla más larga en los tiempos históricos. Su intensidad fué del grado XI en la escala de Mercalli.

El terremoto del Valle Imperial (1940) resultó más complicado que los anteriores, observándose movimientos horizontales y verticales.

Se identificaron 3 terremotos de intensidad variable, menor que la de San Francisco.

El terremoto de Kern County (1952) fué uno de los más severos en la región, seguida de una larga serie de movimientos posteriores, se produjeron desplazamientos formando un ángulo de casi 90° con la falla de San Andres, pero que se consideran conjugadas.

Se relacionaron como parte de un mismo sistema, en base a las evidencias de que el bloque noreste siempre se movió en dirección sureste, y que la zona terrestre se desplaza hacia el mar.

Múltiples epicentros en el oceano Pacífico, al noreste de San Francisco, sugieren que la falla se prolonga dentro del mar.

En forma similar, epicentros de terremotos localizados dentro del mar de Cortés, en el Golfo de Baja California, permiten suponer que la falla se continúa hacia el suroeste.

Del estudio de la falla de San Andrés, se obtuvieron conclusiones importantes entre las que destacan las siguientes:

La falla de origen sísmico es el resultado de una acumulación gradual de esfuerzo cortante, que aumenta hasta que se sobrepasan los límites de ruptura.

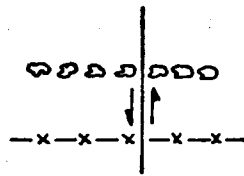
La energía liberada durante el sismo se acumula en forma de energía elástica, en la roca deformada, hasta el momento de la ruptura.

El desplazamiento del terreno es la deformación principal, y resultado de la liberación de la energía acumulada.

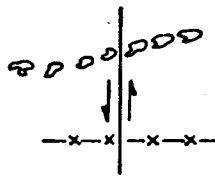
Elementos fijos al terreno colocados en una línea cruzando una falla, permanecen en tal condición cuando no existen esfuerzos en la zona, pero se desvían cuando la deformación tiene lugar.

Tomando como base las anteriores observaciones, Reid estableció la Teoría del Rebote o reacción elástica, que se expresa de la forma siguiente:

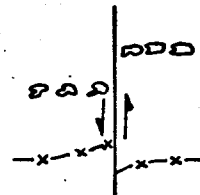
"En una región debilitada por causas cualesquiera, se va acumulando presión en las masas rocosas situadas a un lado de la falla, y lentamente se va produciendo un desplazamiento relativo del terreno, a uno y otro lado del plano de fractura, muy lento e imperceptible, que afecta a una amplia región a los lados de la falla".



Distribución en el momento en que se liberan los esfuerzos acumulados



Desplazamientos anteriores a los movimientos de la falla.



Deformación posterior al afollamiento producido por el terremoto

Las rocas se van deformando elásticamente y almacenando energía, hasta que se sobrepasan los límites elásticos - de ruptura ó de fricción, dando lugar a un deslizamiento diferencial de las masas a lo largo de una falla.

Este fenómeno puede ocurrir tanto en sentido vertical como horizontal.

La falla no necesariamente tiene que aflorar, puede estar sepultada. Existe un gran número de fallas menores, muchas de las cuales no están expuestas en la superficie, las cuales son activas, y debido a las velocidades de los movimientos ondulatorios y a la heterogeneidad de la corteza terrestre, los epicentros que se determinen pueden estar desplazados con respecto a las fallas.

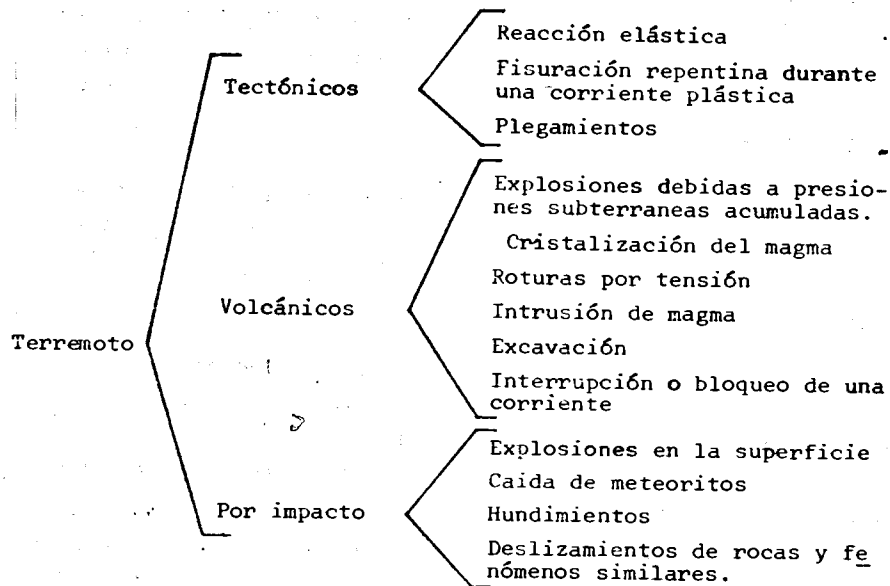
Las vibraciones sísmicas tienen lugar en la superficie de la falla, en donde se propaga en todas direcciones.

Las primeras crestas de las ondas preliminares de un terremoto, de acuerdo con los registros de tiempo obtenidos en muchas estaciones sismológicas, aparecen como si provinieran de un volumen muy pequeño, por lo que es de esperarse que el colapso principie en un punto y el afallamiento se extienda a partir de él, de tal manera que la primera onda que se detecta en una estación vendrá del lugar en donde la falla empezó a formarse, y que corresponde al foco.

Después del terremoto principal ó momentos previos, -- pueden ocurrir otros terremotos "réplicas", debidos a débiles desplazamientos durante el crecimiento de la tensión elástica, o a acomodamientos posteriores de las masas rocosas que tienden a nuevas condiciones de equilibrio.

En la actualidad se cree que la mayor parte de los terremotos son productos de fenómenos de reacción elástica, no obstante se han sugerido otras muchas causas, algunas de las cuales se han identificado con cierta clase de terremotos.

De acuerdo con su origen los terremotos se clasifican de la forma siguiente:



Tanto los terremotos de origen volcánico y por impacto, son eminentemente locales y superficiales.

TRANSMISION DE ONDAS SISMICAS

Cuando se produce un sismo, el suelo experimenta un vio lento movimiento.

A medida que la roca se mueve, parte de la tierra es arrastrada alejándose del foco.

La perturbación se propaga por la tierra en todas direcciones, con velocidades que dependen de la naturaleza del terreno.

Se ha comprobado que la energía se transmite en forma de ondas elásticas de compresión, dilatación y transversales.

La velocidad de propagación de los movimientos sísmicos depende de las propiedades elásticas de los materiales.

Resulta conveniente hacer un repaso de la teoría de la elasticidad, para comprender la mecánica de los movimientos

sísmicos.

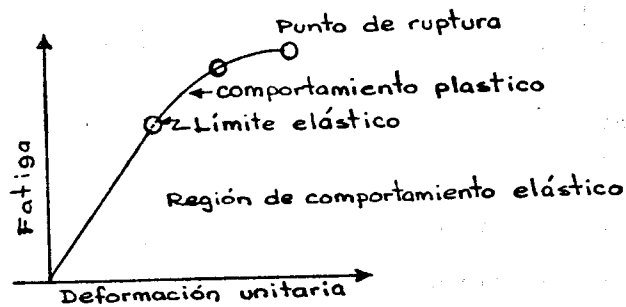
En términos generales se entiende por ELASTICIDAD, la propiedad que tienen algunos materiales sometidos a esfuerzos y deformaciones, de recuperar su forma original, dentro de ciertos límites, al desaparecer el efecto de los esfuerzos.

Esta definición está íntimamente ligada al concepto de módulo elástico, que relaciona a los esfuerzos con las deformaciones unitarias.

$$\text{Módulo elástico} = \frac{\text{fatiga}}{\text{deformación unitaria}}$$

Se entiende por módulo elástico, la relación que existe entre la fatiga y la deformación, siendo proporcionales dentro de ciertos límites que se denominan elásticos.

Este comportamiento se ejemplifica claramente con la conocida Ley de Hooke.



Al incrementar los esfuerzos y la fatiga, las deformaciones aumentarán proporcionalmente, mientras no se rebasa el punto de límite elástico. Si se continuara incrementando los esfuerzos, las deformaciones ya no serán proporcionales, y al desaparecer los esfuerzos quedarán algunas deformaciones permanentes. Si el incremento de los esfuerzos alcanza el punto de ruptura, el cuerpo se rompe.

Al punto de ruptura también se le conoce como punto de "colapso".

Se conocen tantos tipos de módulos elásticos, como tipos de deformaciones puede tener un cuerpo.

Utilizaremos como fatiga, el valor de esfuerzo por unidad de superficie.

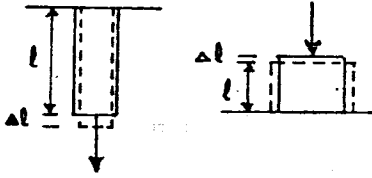
$$\text{Fatiga} = \frac{\text{Fuerza normal}}{\text{superficie}}$$

$$\text{Deformación unitaria} = \frac{\text{deformación total}}{\text{longitud original}}$$

Se pueden considerar dos tipos básicos de deformaciones.

Deformaciones longitudinales $\left\{ \begin{array}{l} \text{conservando volúmen} \\ \text{variando el volúmen} \end{array} \right.$

Deformaciones longitudinales conservando el volúmen. Son producidas por esfuerzos de tensión y compresión.



Si se conserva el volumen, se originan deformaciones en el sentido transversal para compensar las deformaciones en el sentido longitudinal.

$$\frac{\text{fatiga}}{\text{deformación unitaria}} = \text{Módulo de Young} = E$$

$$\frac{\text{deformación transversal}}{\text{deformaciones longitudinal}} = \text{relación de Poisson} = \nu$$

Para conservar el volúmen: $\nu \leq 0.5$

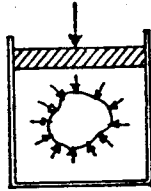
Deformaciones angulares.



$$\frac{\text{fatiga cortante}}{\text{deform. angular}} = \text{rigidez} = n$$

Deformación longitudinal con variación de volúmen.

Este tipo de deformación se obtiene cuando los esfuerzos están uniformemente distribuidos, como en el caso de una prensa hidráulica.



$$\frac{\text{variación de presión}}{\text{variación de volumen}} = \text{compresibilidad}$$

$$\text{compresibilidad} = k$$

Como las propiedades elásticas dependen del tipo de material, se han establecido relaciones entre los diferentes tipos de módulos elásticos.

$$E = \frac{9kn}{3k+n}$$

módulo de Young

$$\sigma = \frac{3k-2n}{6k+2n}$$

relación de Poisson

$$n = \frac{E}{2(1+\sigma)}$$

rigidez

$$k = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$$

compresibilidad

Cuando se realizan análisis matemáticos de los esfuerzos de deformaciones, se encuentran ciertas relaciones entre los módulos elásticos que actúan como operadores matemáticos y que se les ha dado el nombre de constantes de Lamme:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} = k - \frac{2}{3}\mu$$

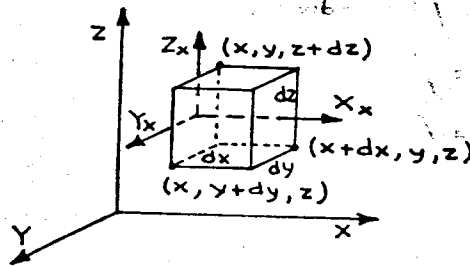
$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} = n$$

En las rocas que forman a la tierra, las constantes elásticas tienen valores del orden siguiente:

Módulo de Young	10^{11} a 10^{12} dinas/cm ²
Relación de Poisson	0.25 a 0.33
Rigidez	10^{10} a 10^{12} dinas/cm ²
Compresibilidad	10^{10} a 10^{11} dinas/cm ²

La teoría de la elasticidad se apoya en el comportamiento de un cuerpo sujeto a esfuerzos y a deformaciones simultáneas.

Para ello se consideran fuerzas que actúan sobre un cubo infinitesimal de densidad ρ y dimensiones dx , dy y dz , de un cuerpo infinito, homogéneo, isótropo y elástico.



Por efecto de las fuerzas, los vértices del elemento diferencial de masa, van a moverse de su posición original, al producirse las deformaciones, que de acuerdo con la segunda Ley de Newton, van a adquirir aceleraciones relacionadas con las fuerzas que actúan, en las tres direcciones ortogonales.

$$\int_V \rho a_x dx dy dz = \int_V \rho X dx dy dz + \int_S X_n dS$$

en donde s es la superficie del cubo.

$$\int_V \rho a_y dx dy dz = \int_V \rho Y dx dy dz + \int_S Y_n dS$$

$$\int_V \rho a_z dx dy dz = \int_V \rho Z dx dy dz + \int_S Z_n dS$$

Al considerar el efecto simultaneo de todas las componentes que actúan, se tiene:

$$\begin{aligned} \int_S X_n dS &= \int (x_x + \frac{\partial x_x}{\partial x} dx) dy dz - \int x_x dy dz + \\ &+ \int (x_y + \frac{\partial x_y}{\partial y} dy) dx dz - \int x_y dx dz + \\ &+ \int (x_z + \frac{\partial x_z}{\partial z} dz) dx dy - \int x_z dx dy = \\ &= \int_V \left(\frac{\partial x_x}{\partial x} + \frac{\partial x_y}{\partial y} + \frac{\partial x_z}{\partial z} \right) dx dy dz \end{aligned}$$

Para simplificar las operaciones se acostumbra utilizar la expresión.

$$\text{div } X_n = \frac{\partial x_x}{\partial x} + \frac{\partial x_y}{\partial y} + \frac{\partial x_z}{\partial z} = \nabla \cdot X_n$$

por lo que las componentes totales pueden anotarse:

$$\int_V \rho a_x dV = \int_V (\rho X + \text{div } X_n) dV$$

$$\int_V \rho a_y dV = \int_V (\rho Y + \text{div } Y_n) dV$$

$$\int_V \rho a_z dV = \int_V (\rho Z + \text{div } Z_n) dV$$

en donde $dV = dx dy dz$

Las ecuaciones sólo pueden cumplirse si las expresiones son las mismas para todos los puntos del cuerpo, por lo que:

$$\rho a_x = \rho X + \text{div } X_n ; \rho a_y = \rho Y + \text{div } Y_n ; \rho a_z = \rho Z + \text{div } Z_n$$

Estas ecuaciones pueden representarse en función de movimientos muy pequeños

$$a_x = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \ddot{u} ; a_y = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \ddot{v} ; a_z = \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \ddot{w}$$

en las que u , v y w son los desplazamientos.

Utilizando esta nomenclatura se puede poner

$$\left. \begin{aligned} \rho \ddot{u} &= \rho X + \text{div } X_n \\ \rho \ddot{v} &= \rho Y + \text{div } Y_n \\ \rho \ddot{w} &= \rho Z + \text{div } Z_n \end{aligned} \right\} \text{ecuaciones del movimiento de un punto}$$

Con base en estas relaciones, se analiza el comportamiento total del cuerpo, para todas las componentes actuando en las seis caras del cubo, y sumando los efectos de la deformación por dilatación, cizallamiento y cambios de volumen.

Como el desarrollo es un tanto laborioso, no se presenta en estas notas, tomando en cuenta su nivel introductorio*

Los resultados del análisis físico-matemático, se indican a continuación.

Ecuaciones del movimiento:

$$\begin{aligned} \rho \ddot{u} &= \rho X + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \\ \rho \ddot{v} &= \rho Y + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \\ \rho \ddot{w} &= \rho Z + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \end{aligned}$$

* El desarrollo completo puede verse en: Benjamín. F. Howell. "Introducción a la Geofísica" Edic. Omega.- pags. 168 a 178.

en donde: $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}$$

Constantes
de Lamme

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

Ondas de dilatación:

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta$$

θ puede expresarse en la forma $\theta = \theta_0 e^{i(cr-pt)}$ haciendo las transformaciones convenientes se obtiene que:

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2}$$

que representa la velocidad de transmisión de las ondas compresionales de dilatación. En función de los módulos elásticos:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} = \sqrt{\frac{k + 4/3n}{\rho}}$$

Ondas transversales

$$\rho \ddot{\omega}_z = \mu \nabla^2 \omega_z$$

$$\rho \ddot{\omega}_x = \mu \nabla^2 \omega_x$$

$$\rho \ddot{\omega}_y = \mu \nabla^2 \omega_y$$

estas ecuaciones se comportan como

$$\omega = \omega_0 e^{i(c_s r - p_0 t)}$$

de las que se obtiene que:

$$V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$$

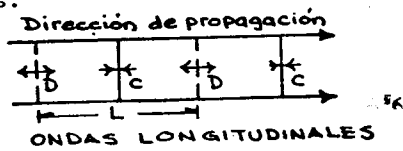
y en función de los módulos elásticos:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{1}{2(1+\sigma)} \right]} = \sqrt{\frac{n}{\rho}}$$

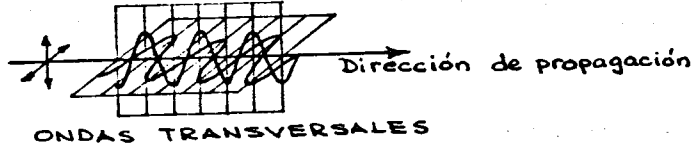
Como podrá observarse en las ecuaciones de la velocidad de transmisión, las ondas compresionales o de dilatación son más rápidas que las ondas transversales.

En términos generales, cuando se produce un impacto en un cuerpo, se originan deformaciones proporcionales a las fatigas, de acuerdo a las constantes elásticas. Al desaparecer la acción de la fuerza externa, el material recuperará su forma original, estableciéndose un movimiento ondulatorio que se propagará a través del medio con velocidades definidas por sus módulos elásticos.

En el disturbio, se van a generar una onda compresional y dos ondas transversales en direcciones perpendiculares.



D.-Movim. dilatación
C.-Movim. compresión
L:-Longitud de Onda

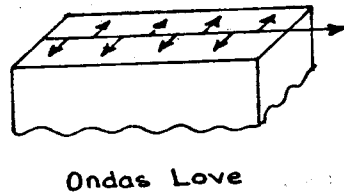
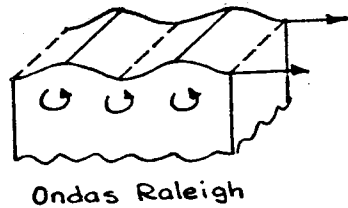


En un terremoto, las correspondencias son:

Ondas Precursoras { Onda P-Longitudinal
Onda S-Transversales

Ondas Largas { Onda Raleigh { movs. verticales y paralelos a transv.
Onda Love { transversales horizontales

Las ondas precursoras viajan por el interior de la tierra; las ondas largas se propagan por la superficie.



Por su mayor velocidad de transmisión, las ondas longitudinales (ondas P) llegan primero a un punto en la superficie, y posteriormente las ondas transversales (ondas S).

La teoría de la elasticidad supone medios ideales de transmisión, los que la tierra no presenta, por lo menos en la superficie.

En la teoría simple, son las ondas sísmicas las que deberían predominar a la distancia de la fuente, y los términos de las ecuaciones que indican que las ondas decaen con la distancia, son despreciados.

Stokes ha encontrado en el análisis de casos en medios homogéneos e infinitos, términos que describen movimientos diferentes a las ondas longitudinales y transversales puras, que muestran un decaimiento de la amplitud inversamente con el cuadrado de la distancia.

En un medio homogéneo infinito, a grandes distancias de la fuente, se puede esperar dos tipos de ondas, una longitudinal y posteriormente una onda transversal. Si la fuente es un pulso de corta duración, se registrarán ondas que se apegan mucho a la teoría.

Las ondas P y S no son dispersivas, mientras que las superficiales (Raleigh y Love) sí lo son.

En medios semi-infinitos, es posible la presencia de la onda Raleigh, que es de superficie, lo que significa que su amplitud decae exponencialmente con la profundidad. El movimiento superficial durante el paso de una onda Raleigh es elíptico. Las partículas superficiales se mueven en un plano vertical que contiene a la fuente y al punto de observación. El eje mayor de la elipse es vertical y el movimiento retrogrado.

Las ondas Love son transversales con vibraciones horizontales, el decaimiento exponencial ocurre en el medio inferior.

Mientras que las ondas P y S contienen solo unas cuantas frecuencias discretas, las ondas superficiales usualmente presentan un elevado rango de frecuencias.

PROPAGACION DE MOVIMIENTOS ONDULATORIOS

La propagación de los movimientos ondulatorios se rigen por dos principios fundamentales que son el principio de --

Huyghens y el principio de Fermat.

Principio de Huyghens.- Todo punto de frente de onda se comporta como un nuevo centro generador de ondas.

Principio de Fermat.- El movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo.

Estos dos principios están íntimamente ligados al concepto de onda y trayectoria.

Se entiende por frente de onda, al lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración o igual tiempo de viaje.

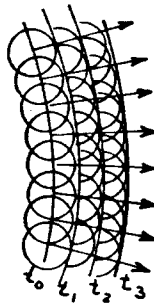
La trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio.

La trayectoria es perpendicular al frente de onda.

En un medio homogéneo e isótropo, los frentes de onda consecutivos, a partir de un centro generador, son esféricos y concéntricos.

A partir de estos conceptos, se puede aclarar el significado del principio de Huyghens.

Comportamiento de un movimiento ondulatorio a partir del principio de Huyghens

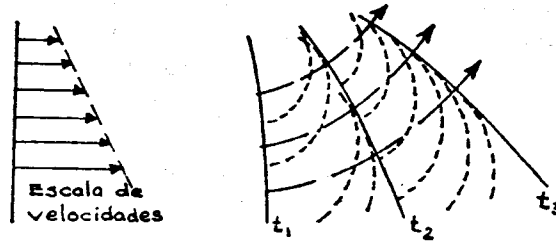


En un medio homogéneo e isotrópico, los desplazamientos de una onda serán proporcionales al incremento de tiempo y a la velocidad del medio.

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

Los nuevos frentes de onda serán paralelos.

En medios no homogéneos o anisótropos, los desplazamientos dependerán de la distribución de las velocidades.

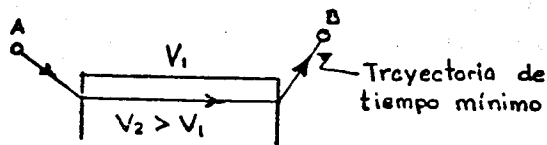


Al variar las velocidades, los desplazamientos serán -- diferentes para iguales intervalos de tiempo, cambiando la forma de los frentes de onda subsecuentes y de las características de la trayectoria.

Utilizando el principio de Huyghens se pueden construir los frentes de onda, para cualquier tipo de distribución de velocidades, lo cual es muy importante cuando se analizan -- medios no homogéneos y anisótropos.

De acuerdo al principio de Fermat, la trayectoria entre dos puntos no necesariamente es una línea recta, ello solo es posible en un medio homogéneo e isotrópico.

Para cualquier otro tipo de medio, la trayectoria seguirá por el camino de mas alta velocidad, lo cual dependerá -- de la distribución de velocidades.

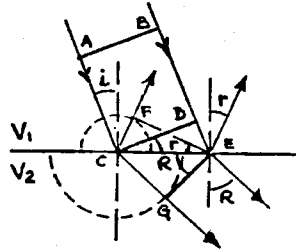


Lo anterior no significa que solo exista la trayectoria de tiempo mínimo, el movimiento ondulatorio que parte del -- punto A, puede llegar al punto B por varios caminos, pero -- el tiempo requerido dependerá de las velocidades de los medios que vaya atravesando.

Pueden generarse varias trayectorias para el mismo movimiento, pero el primer indicio que se va a percibir en el punto B, será el correspondiente a la trayectoria de tiempo mínimo.

La aplicación del principio de Fermat es muy útil para explicar casos en los cuales se reciben ondas elásticas en un punto, los cuales pudieran interpretarse como varios movimientos, pero que solo corresponden a diferentes trayectorias originadas en la misma fuente.

Cuando los movimientos se propagan en medios estratificados, las trayectorias sufren variaciones que pueden ser explicadas a partir de los principios de Huyghens y de Fermat.



Utilizando el principio de Huyghens.

Un frente de onda \overline{AB} , limitado por dos trayectorias, avanza hacia una discontinuidad con una velocidad V_1 formando un ángulo incidente i con la normal a la discontinuidad.

Al avanzar el frente de onda \overline{AB} , después de un intervalo de tiempo, llega a la posición \overline{CD} , en el punto C empieza a vibrar, teniéndose desplazamientos proporcionales a V_1 y a V_2 en cada medio.

En el transcurso de tiempo Δt , el punto D avanza hacia el punto E, mientras tanto el punto C ha vibrado, teniendo se un desplazamiento \overline{CF} en el medio de velocidad V_1 , y \overline{CG} en el medio de velocidad V_2 .

En el medio V_1

$$\Delta CFE ; \operatorname{sen} r = \frac{\overline{CF}}{\overline{CE}} ; \overline{CE} = \frac{\overline{CF}}{\operatorname{sen} r} ; \overline{CF} = V_1 \cdot \Delta t$$

$$\Delta CDE ; \operatorname{sen} i = \frac{\overline{DE}}{\overline{CE}} ; \overline{CE} = \frac{\overline{DE}}{\operatorname{sen} i} ; \overline{DE} = V_1 \cdot \Delta t$$

$$\text{igualando : } \overline{CE} = \frac{\overline{CF}}{\operatorname{sen} r} = \frac{\overline{DE}}{\operatorname{sen} i} \quad \text{y substituyendo}$$

$$\frac{V_1 \Delta t}{\operatorname{sen} r} = \frac{V_1 \Delta t}{\operatorname{sen} i} \quad \therefore \quad \boxed{\operatorname{sen} i = \operatorname{sen} r} \quad \begin{array}{l} \text{1}^{\circ} \text{ Ley de Snell ó} \\ \text{Ley de la reflexión} \end{array}$$

Analizando simultáneamente los medios V_1 y V_2

$$\Delta CDE ; \operatorname{sen} i = \frac{\overline{DE}}{\overline{CE}} ; \overline{CE} = \frac{\overline{DE}}{\operatorname{sen} i}$$

$$\Delta CEQ ; \operatorname{sen} R = \frac{\overline{CQ}}{\overline{CE}} ; \overline{CE} = \frac{\overline{CQ}}{\operatorname{sen} R}$$

igualando \overline{CE} :

$$\frac{\overline{DE}}{\operatorname{sen} i} = \frac{\overline{CQ}}{\operatorname{sen} R}$$

$$\text{pero } \overline{DE} = V_1 \cdot \Delta t \quad \text{y} \quad \overline{CQ} = V_2 \cdot \Delta t$$

substituyendo :

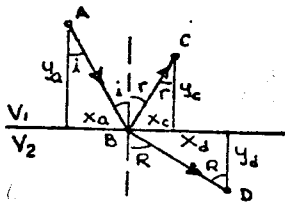
$$\frac{V_1 \cdot \Delta t}{\operatorname{sen} i} = \frac{V_2 \cdot \Delta t}{\operatorname{sen} R} \quad \therefore \quad \frac{V_1}{\operatorname{sen} i} = \frac{V_2}{\operatorname{sen} R}$$

intercambiando

$$\boxed{\frac{\operatorname{sen} i}{\operatorname{sen} R} = \frac{V_1}{V_2}}$$

2a. Ley de Snell ó Ley de la Refracción

Para poder aceptar las leyes de Snell, deben cumplir con el enunciado del principio de Fermat.



En la trayectoria reflejada el tiempo total de trayectoria.

$$T = t_{AB} + t_{BC} = \frac{\overline{AB}}{V_1} + \frac{\overline{BC}}{V_1} = \frac{1}{V_1} (\overline{AB} + \overline{BC})$$

$$\text{pero: } \operatorname{cos} i = \frac{y_a}{\overline{AB}} ; \overline{AB} = \frac{y_a}{\operatorname{cos} i}$$

$$\operatorname{cos} r = \frac{y_c}{\overline{BC}} ; \overline{BC} = \frac{y_c}{\operatorname{cos} r}$$

$$T = \frac{1}{V_1} \left(\frac{y_a}{\operatorname{cos} i} + \frac{y_c}{\operatorname{cos} r} \right) = \frac{1}{V_1} (y_a \operatorname{sec} i + y_c \operatorname{sec} r)$$

diferenciando:

$$dT = \frac{1}{V_1} (y_a \operatorname{sec} i \operatorname{tan} i \, di + y_c \operatorname{sec} r \operatorname{tan} r \, dr)$$

para que sea mínimo $dT=0$

$$\frac{1}{V_1} (y_a \operatorname{sec} i \operatorname{tan} i \, di + y_c \operatorname{sec} r \operatorname{tan} r \, dr) = 0 \quad \therefore \quad y_a \operatorname{sec} i \operatorname{tan} i \, di = -y_c \operatorname{sec} r \operatorname{tan} r \, dr \dots (1)$$

Como se tienen 2 incógnitas, es necesario establecer otra ecuación.

La suma de las abscisas de los dos puntos, es constante, cualquiera que sea la trayectoria reflejada.

$$x_a + x_c = \text{constante}$$

$$\operatorname{tan} i = \frac{x_a}{y_a} ; x_a = y_a \operatorname{tan} i \quad \text{y} \quad \operatorname{tan} r = \frac{x_c}{y_c} ; x_c = y_c \operatorname{tan} r$$

$$\text{substituyendo: } y_a \operatorname{tan} i + y_c \operatorname{tan} r = \text{constante}$$

$$\text{diferenciando: } y_a \operatorname{sec}^2 i \, di + y_c \operatorname{sec}^2 r \, dr = 0$$

$$\therefore \quad y_a \operatorname{sec}^2 i \, di = -y_c \operatorname{sec}^2 r \, dr \quad \dots (2)$$

dividiendo (1) entre (2), miembro a miembro.

$$\frac{y_a \sec i \tan i di}{y_a \sec^2 i di} = \frac{-y_d \sec r \tan r dr}{-y_d \sec^2 r dr} ; \frac{\tan i}{\sec i} = \frac{\tan r}{\sec r} \therefore \text{sen } i = \text{sen } r$$

En la trayectoria refractada

$$T = t_{AB} + t_{BD} = \frac{AB}{v_1} + \frac{BD}{v_2} \quad \text{pero } \cos R = \frac{y_d}{BD} \text{ y } BD = \frac{y_d}{\cos R}$$

$$\text{substituyendo: } T = \frac{y_a}{v_1 \cos i} + \frac{y_d}{v_2 \cos R} = \frac{y_a \sec i}{v_1} + \frac{y_d \sec R}{v_2}$$

diferenciando

$$dT = \frac{y_a \sec i \tan i di}{v_1} + \frac{y_d \sec R \tan R dR}{v_2}$$

para hacerlo mínimo $dT=0$ y despejando

$$\frac{y_a \sec i \tan i di}{v_1} = -\frac{y_d \sec R \tan R dR}{v_2} \dots (3)$$

la segunda ecuación

$$x_a + x_d = \text{constante} ; \tan R = \frac{x_d}{y_d} ; x_d = y_d \tan R$$

$$y_a \tan i + y_d \tan R = \text{constante}$$

diferenciando

$$y_a \sec^2 i di + y_d \sec^2 R dR = 0$$

$$y_a \sec^2 i di = -y_d \sec^2 R dR \dots (4)$$

dividiendo (3) entre (4)

$$\frac{y_a \sec i \tan i di}{y_a \sec^2 i di v_1} = \frac{-y_d \sec R \tan R dR}{-y_d \sec^2 R dR v_2}$$

$$\frac{\tan i}{v_1 \sec i} = \frac{\tan R}{v_2 \sec R} ; \frac{\cos i \text{sen } i}{v_1 \cos i} = \frac{\cos R \text{sen } R}{v_2 \cos R}$$

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{v_1}{v_2}$$

Con lo cual quedan demostradas las leyes de Snell

$$\text{sen } i = \text{sen } r$$

Ley de reflexión

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{v_1}{v_2}$$

Ley de refracción

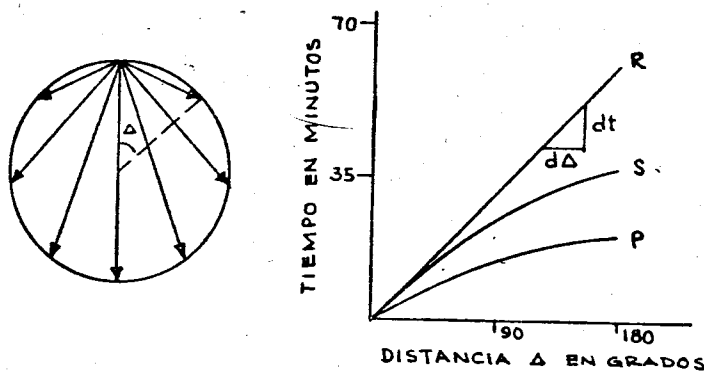
Estas dos leyes son muy aplicadas en el análisis de la -- propagación de movimientos ondulatorios.

DATOS DEDUCIDOS DE LA SISMOLOGIA

La información obtenida en el análisis de los terremotos, ha permitido determinar algunas características acerca del interior de la Tierra.

Si la tierra fuera una esfera elástica homogénea e isotrópica, cuando se originara un terremoto en un punto cualquiera de su superficie, las ondas elásticas se propagarían por la tierra en todas direcciones, en forma de ondas P y S. en su interior, y en ondas Raleigh y Love por la superficie.

Siendo un material homogéneo e isotrópico, los tiempos de trayectoria serían proporcionales a la distancia recorrida, obteniéndose una gráfica similar a la que se muestra a continuación.

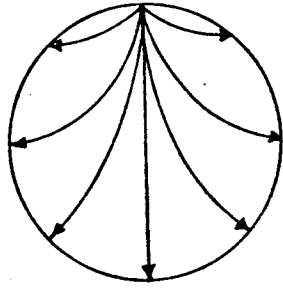


En sismología se acostumbra medir las distancias en grados, que se refiera al ángulo formado entre la línea que va del centro de la tierra y el epicentro, y la línea que se forma del centro al punto de observación superficial.

La pendiente de las curvas representa el inverso de la velocidad.

$$\frac{d\Delta}{dt} = V_R$$

La información obtenida indica que la velocidad aumenta con la profundidad y que las trayectorias por el interior de la tierra no son rectas sino curvas.

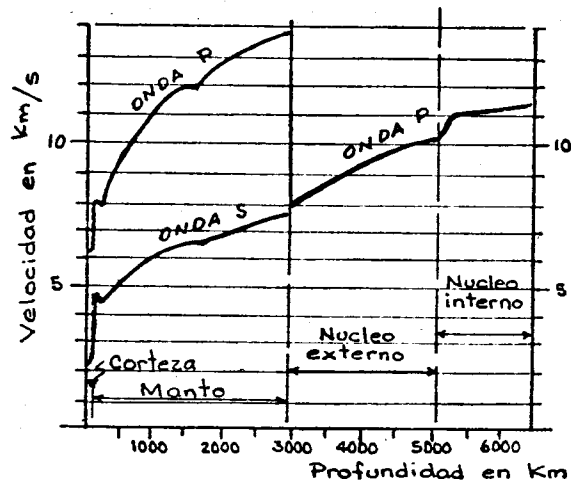


Los impulsos que llegan a las máximas distancias son las que han penetrado más al interior de la tierra. Las velocidades a cada profundidad pueden calcularse a partir de los tiempos de transmisión.

VELOCIDADES EN LAS CAPAS INTERNAS DE LA TIERRA
(Jeffrey's - Bullen)

Profundidad (Km)	Ondas P (m/s)	Ondas S (m/s)
200	8 300	4 600
400	9 000	5 000
800	11 000	6 100
1200	11 700	6 500
2000	12 800	6 900
2700	13 600	7 300
2900	13 600	7 300
2900	8 100	
3500	8 900	
4000	9 500	
4500	10 000	
4980	10 400	
5120	9 500 - 11 100	
5371	11 300	

Al elaborar una gráfica de la velocidad con respecto a la profundidad, se observan en ella variaciones, cuya interpretación es muy importante:



DISTRIBUCION DE VELOCIDADES
(Según Gutenberg)

Las variaciones en velocidades sugieren la existencia de zonas de diferentes características en el interior de la Tierra.

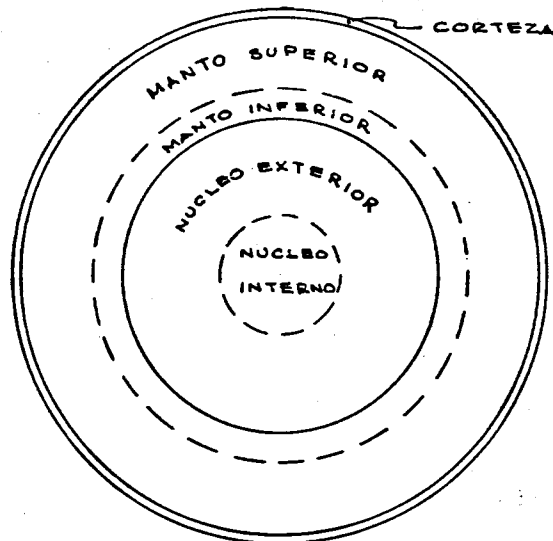
CAPAS DE LA TIERRA

CAPA	PROF. (KM)	CARACTERISTICA
Costra	0 - 33	Heterogénea
Moho	10 - 50	
Manto Superior	413	Homogéneo
Transición	954	Transición
Manto Inferior	2650	Homogéneo
Transición	2898	Transición
Núcleo exterior	4982	Fluido
Transición	5121	Transición
Núcleo interior	5371	Sólido

Como puede observarse en la gráfica, se distinguen tres zonas básicas: la corteza, el manto y el núcleo, las que muestran contrastes muy grandes.

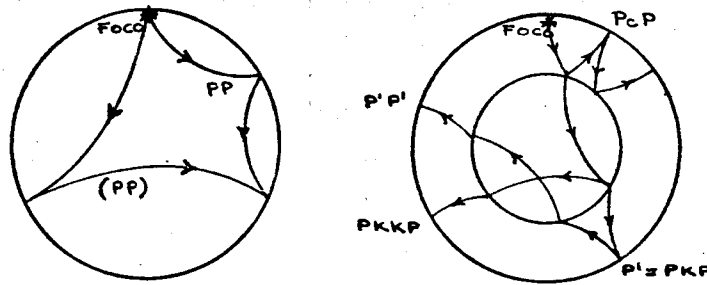
Es de gran importancia, el hecho de que las ondas S no se propagan a través del núcleo, siendo las ondas S debidas a esfuerzos tangenciales que originan deformaciones angulares, las que no se producen en líquidos, se ha supuesto que la parte externa del núcleo se comporta como un fluido, lo cual no necesariamente indica que sea líquido ya que su densidad es bastante elevada, característica de un material, sólido, sin embargo las condiciones de presión y temperatura que prevalecen en el núcleo, no se han producido experimentalmente, desconociéndose el porque de su comportamiento.

Con base en estos conceptos se ha propuesto un modelo del interior de la tierra.



Cuando se analiza el sismograma de un terremoto se observa que aparecen varios impulsos adicionales a las ondas P y S, con características de amplitud muy semejantes, se han interpretado como trayectorias sísmicas que han sufrido reflexiones sucesivas, tanto para ondas compresionales como para tangenciales.

Las características de velocidades contrastantes en el núcleo, sugiere la refracción de las ondas al cruzar por el núcleo.

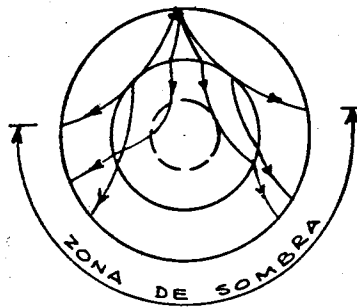


Estas desviaciones de las trayectorias confirman la existencia del núcleo.

La superficie de separación del núcleo se conoce como la discontinuidad de Gutenberg-Wiechert

En los lugares donde el impulso inicial choca contra la superficie de separación del núcleo, únicamente es reflejada parte de la energía, siendo el resto refractada en el núcleo.

Las refracciones de las trayectorias en el núcleo, hacen que una zona determinada de la superficie de la tierra, no reciba ondas del terremoto, a esta región se le llama -- "zona de sombra".



La transmisión de las ondas sísmicas por el interior de la tierra dista mucho de ser un caso simple, los modelos que se han propuesto utilizan zonificaciones que presuponen medios homogéneos e isotropos, lo cual no corresponde a la realidad, por lo menos en cuanto a la corteza se refiere.

Se han realizado muchos intentos para determinar el espesor de la corteza, pero los datos obtenidos por la sismología no son suficientes.

Sin duda que las características de la corteza, tiene gran influencia en las señales sísmicas que se registran en la superficie, pudiendo generarse múltiples eventos reflejados y refractados, que hacen compleja la identificación de señales adicionales a las ondas P y S principales.

Se han intentado varios procedimientos para determinar la profundidad del foco, en función de eventos posteriores a la onda P y S, sin embargo solo funcionan cuando se tiene un amplio conocimiento de las velocidades de propagación en la región.

LOCALIZACION DEL EPICENTRO.

La localización de un epicentro solo es posible cuando el terremoto tiene lugar en una región dentro de la cual -- existen elementos para observar la intensidad superficial, lo cual requiere que la magnitud sea apreciable.

Sin embargo es posible calcular su posición a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S, determinadas en los sismogramas obtenidos en las estaciones sismológicas.

Normalmente no se conoce el instante preciso en que tuvo lugar el terremoto, pero puede ser deducido de los tiempos de llegada de las ondas P y S, mediante las siguientes consideraciones:

V_p = velocidades de propagación de la onda P.

V_s = Velocidad de propagación de la onda S.

T_0 = hora en que tiene lugar el terremoto

Δ = distancia del epicentro de la estación.

Los tiempos de llegada de las ondas P y S serán:

$$T_p - T_0 = \frac{\Delta}{V_p} \quad ; \quad \Delta = V_p (T_p - T_0)$$

$$T_s - T_0 = \frac{\Delta}{V_s} \quad ; \quad \Delta = V_s (T_s - T_0)$$

restando miembro a miembro

$$T_s - T_p = \Delta \left(\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right)$$

$$\Delta = \frac{T_s - T_p}{\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p}} = \frac{V_s V_p (T_s - T_p)}{V_p - V_s}$$

Con lo cual se puede calcular la distancia que existe entre el epicentro y la estación.

Si se igualan las distancias para los tiempos de llegada de las ondas P y S.

$$V_p (T_p - T_0) = V_s (T_s - T_0) \quad ; \quad V_p T_p - V_p T_0 = V_s T_s - V_s T_0$$

$$V_p T_p - V_s T_s = V_p T_0 - V_s T_0 = (V_p - V_s) T_0$$

$$T_0 = \frac{V_p T_p - V_s T_s}{V_p - V_s}$$

Con lo cual se determinaría el instante en que el terremoto tuvo lugar.

La precisión con la cual se establezca la distancia del epicentro y la hora del terremoto, depende de la precisión con que se conozcan las velocidades de propagación de las ondas P y S.

Por otro lado, debe tenerse en cuenta que las distancias se refieren a la superficie, mientras que las ondas se propagan por el interior de la tierra, por lo que las velocidades que se utilizan son aparentes, referidas al arco de la superficie ó a la cuerda entre el epicentro y la estación, que deben ser determinadas para cada región.

VELOCIDADES PARA LA REGION DE CALIFORNIA
(Según Byerly)

Distancia en angulo	Km	Velocidad superficial	
		Ondas P	Ondas S
3°	330	7 100 m/s	4 000 m/s
30°	3333	8 600 m/s	4 800 m/s
60°	6666	10 900 m/s	6 000 m/s
90°	9999	12 600 m/s	6 900 m/s
120°	13333	13 600 m/s	7 700 m/s

Las ondas Raleigh y Love tienen velocidades del orden de los 3 800 m/s (Klotz)

De acuerdo a la distancia del epicentro a una estación sismológica, se acostumbra clasificar a los terremotos de la manera siguiente:

Sismos locales ó próximos $l < 1000$ Km
 Sismos lejanos $1000 < l < 5000$ Km
 Sismos mundiales $l > 5000$ Km

En terremotos con distancias superiores a los 13 000Km no se registran las ondas S.

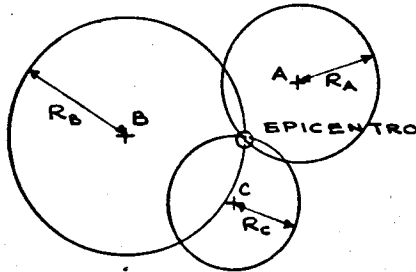
Como el cálculo de la distancia se apoya en la diferen

cía de los tiempos de llegadas de las ondas P y S, en muchos casos se acostumbra tener previamente calculada una tabla -- que relaciona las distancias con los tiempos, que ejemplifica la tabla de Turner.

DISTANCIA		TIEMPOS en seg.		$\Delta T(T_s - T_p)$
En grados	en Km	Onda P	Onda S	en seg.
1	111	15	28	13
10	1111	150	269	119
20	2222	281	503	222
30	3333	388	694	306
40	4444	475	847	372
50	5555	547	979	432
60	6666	612	1103	491
70	7777	677	1226	549
80	8888	739	1343	604
90	9999	796	1454	658
100	11111	851	1556	705
120	13333	942	1729	787

La localización de un epicentro no se puede obtener conociendo solo la distancia de una estación, puesto que queda la indeterminación de todas las posiciones en una circunferencia con radio igual a la distancia calculada.

Para tener seguridad de la localización de un epicentro se necesita conocer la distancia a tres estaciones, y trazando tres circunferencias con centro en cada una de las estaciones sismológicas, se ubicará el epicentro de la intersección de las circunferencias.



NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA IV.- SISMOLOGIA TERRESTRE

BIBLIOGRAFIA

- Howell, B. .- Introducción a la Geofísica.
Editorial Omega, Barcelona, 1962.
- Smith, P. .- Temas de Geofísica. Editorial Reverté, 1975.
- Bullen, K. .- An introduction to the theory of seismology.
Cambridge University Press. 1963.
- Sumner, J. .- Geophysics, Geologic structures and tectonics.
Brown Foundation of Earth Sciences Series, 1969.
- The Open University.- La tierra: su forma, estructura interna y composición.
Curso básico de ciencias unidad 22. Mc Graw Hill. 1974.
- Jeffreys, H. .-The earth its origin history and physical constitution.
Cambridge University, 1970.
- Bath, M. .- Introduction to seismology.
Birkhauser Verlag, 1973.
- Bolth, B. .- Earthquakes. Freeman 1978.
- Hodgson, John H.-Earthquakes and Earth Structure.
Prentice Hall Inc. 1964.

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

DESCRIPCION DE TERREMOTOS FAMOSOS
SIGNIFICADO DE LOS CONCEPTOS:
Sísmico
Penisísmico
Asísmico
Reflexión
Refracción
ESCALAS DE INTESIDAD SISMICA
ESCALAS DE MAGNITUD SISMICA
SIGNIFICADO DE LOS CONCEPTOS:
Elasticidad
Fatiga
Esfuerzo

Compresibilidad

Rigidéz

PROPAGACION DE MOVIMIENTOS ONDULATORIOS

PRINCIPIO DE HUYGHENS

PRINCIPIO DE FERMAT

El interior de la tierra Keith E. Bullen.- El redescubrimiento de la tierra. Conacyt, 1982.

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

Instrumentos para detectar terremotos

Sismogramas de terremotos

Características que identifican a los terremotos

Distribución de las Zonas sísmicas

Causas que originan los terremotos

Frecuencia de los terremotos

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- IV.1.-Explicar las características que identifican a un terremoto.
- IV.2.-Indicar la diferencia que existe entre la sismología basada en la observación de los efectos, y la que se apoya en datos obtenidos mediante instrumentos.
- IV.3.-Describir los elementos básicos de un sismógrafo, indicando los diferentes tipos que se utilizan.
- IV.4.-Reproducir un sismograma de un terremoto, explicando las características de los eventos principales que se observan en él.
- IV.5.-Explicar las características que definen al "foco" y al "epicentro" de un terremoto.
- IV.6.-Indicar la influencia que tiene el terreno en la transmisión superficial de las ondas sísmicas.
- IV.7.-Explicar las diferencias entre intensidad y magnitud de un terremoto.
- IV.8.-Describir las causas y formas como se origina un terremoto.
- IV.9.-Indicar el comportamiento superficial de los terrenos, de acuerdo a la teoría del rebote o reacción elástica.
- IV.10.-Describir los principios de física que rigen la propagación de los movimientos ondulatorios, y su comportamiento en medios no homogéneos.
- IV.11.-Deducir las leyes de Snell, aplicando el principio de Huyghens.
- IV.12.-Deducir las leyes de Snell, aplicando el principio de Fermat.
- IV.13.-Describir las trayectorias que siguen los movimientos sísmicos en el interior de la tierra.

- IV. 14.-Describir las conclusiones que se obtienen al analizar los cambios -- de velocidad sismica que se han determinado en el interior de la tierra.
- IV.15.-Explicar el modelo del interior de la tierra, que se ha establecido a partir de la información sismica.
- IV.16.-Describir el procedimiento para localizar el epicentro de un terremoto.

GRAVEDAD TERRESTRE.

El hombre de la antigüedad aceptó la gravitación como parte básica de su ambiente, sin preocuparse por explicarla.

Galileo Galilei (1564-1642) fué el primero que trató -- de explicar y de medir por métodos científicos, el comportamiento de los cuerpos en movimiento dentro del campo gravitacional de la Tierra. Observó que el periodo del movimiento de un péndulo dependía de su longitud, y que la fuerza gravitacional de un cuerpo que cae es proporcional a su peso, siendo la aceleración producida igual en todos los cuerpos.

A la unidad de aceleración gravitacional se le da el nombre de "gal" en su honor.

Kepler (1571-1630) al establecer las leyes del movimiento del sistema solar a partir de sus observaciones, proporcionó los elementos para que se estableciera la teoría de la gravitación.

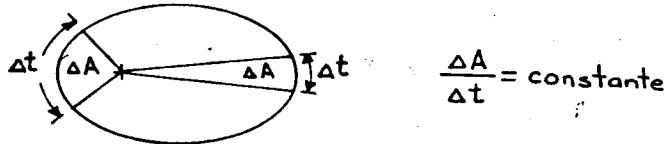
Leyes de Kepler.

1.- (1609) Los planetas giran alrededor del sol en órbitas elípticas, siendo el sol uno de los focos.

$$\frac{(x + ae)^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$$

a = semi eje mayor
b = semi eje menor
e = excentricidad.

2.- (1609) Una línea trazada desde el sol a un planeta, recorre ó cubre áreas iguales en tiempos iguales.



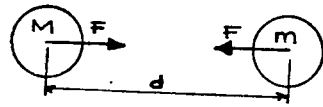
3.- (1619) El cuadrado del periodo de revolución es proporcional al cubo de la longitud del semi eje mayor de la elipse de la órbita del planeta.

$$T^2 \sim a^3$$

Las leyes de Kepler fueron establecidas en forma empírica.

Newton (1642-1727) las expresó en forma matemática para encontrar el tipo de atracción causado por los movimientos planetarios.

Del análisis encontró que la fuerza de atracción era directamente proporcional a sus masas e inversamente al cuadrado de la distancia entre ellos.



$$F = K \frac{Mm}{d^2}$$

K = constante

Cavendish determinó experimentalmente el valor de la constante de Gravitación en 1798, con una balanza de Torsión.

Posteriormente se han hecho mediciones más precisas. -- Heyl y Chrzanowsky en 1942 propusieron el valor de la constante que se ha adoptado internacionalmente.

$$K = (6.673 \pm 0.003) \times 10^{-8} \text{ sist. c.g.s.}$$

De acuerdo a la segunda ley de Newton, la fuerza gravitacional que actúa sobre un cuerpo le produce una aceleración.

$$F = m \cdot a \quad ; \quad a = \frac{F}{m} = \frac{K M m}{d^2 m} = \frac{K M}{d^2}$$

Aunque la fuerza gravitacional es la misma en los dos - cuerpos las aceleraciones que se producen en cada uno es diferente.

$$F = K \frac{m_1 m_2}{d^2} \quad ; \quad a_1 = K \frac{m_2}{d^2} \quad \text{y} \quad a_2 = K \frac{m_1}{d^2}$$

Un caso particular de la gravitación que adquiere gran

importancia, es el correspondiente a la atracción gravitacional que ejerce la masa de la Tierra sobre los cuerpos que se encuentran en la superficie de la Tierra, y en su ámbito de influencia.

$$G = K \frac{M_T m}{R^2}$$

M_T = masa de la Tierra
 R = Radio promedio

Este caso particular se conoce como GRAVEDAD

La masa de la Tierra produce una aceleración sobre los cuerpos, que se conoce como "aceleración de la gravedad".

$$g = K \frac{m}{R^2}$$

La aceleración de la gravedad promedio, sobre la unidad de masa es

$$g \doteq 981 \text{ cm/seg}^2 = 981 \text{ gales}$$

Las variaciones de la aceleración de la gravedad que se han observado pueden ser del orden de 10^{-7} , por lo que el gal resulta una unidad muy grande, habiéndose adoptado el "miligal" que es la milésima parte de un gal.

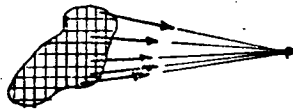
$$1 \text{ gal} = 1000 \text{ miligales}$$

Por definición:

$$\text{masa} = \text{volúmen} \times \text{densidad.}$$

La teoría de la gravitación en la forma en que se ha desarrollado, es aplicable únicamente para el caso de cuerpos de dimensiones infinitamente pequeñas, comparadas con la distancia a la cual se mide la atracción.

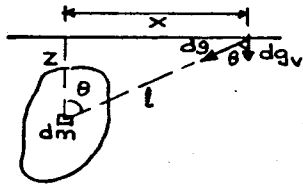
Para poder aplicar la ley de gravitación a cuerpos de dimensiones considerables, es necesario subdividirlo en elementos de masa, y sumar las atracciones de cada uno de ellos para obtener la atracción total a un punto.



$$F = \sum df$$

$$g = \sum dg$$

La aceleración de la gravedad por definición es vertical, de manera que para determinar los efectos que produce sobre la gravedad la presencia de cualquier masa, debe obtenerse la componente vertical.



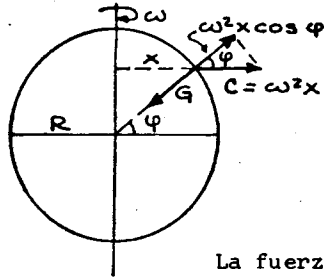
$$dg = K \frac{dm}{l^2}$$

$$dg_v = K \frac{dm}{l^2} \cos \theta$$

$$\therefore g_v = \sum K \frac{dm}{l^2} \cos \theta$$

$$g_v = K \int \frac{dm}{l^2} \cos \theta$$

EFFECTO DE LA ROTACION DE LA TIERRA EN LA GRAVEDAD TERRESTRE.



Por efecto de la rotación en un punto de la superficie de la Tierra, se genera una FUERZA CENTRIFUGA que vale

$$C = \omega^2 x$$

La fuerza centrífuga es máxima en el - - ecuador, y mínima en el polo.

La fuerza centrífuga tiene una componente que es colineal a la gravedad, y de sentido contrario, que es igual a:

$$\omega^2 x \cos \varphi$$

en donde ω = velocidad angular de rotación φ = latitud del lugar.

Para analizar su efecto, se considera a la Tierra como - un cuerpo esférico, en su primera aproximación.

Si se considera el efecto de las fuerzas sobre la unidad de masa, puede analizarse en función de la aceleración.

La aceleración de la gravedad en la superficie será:

$$\text{En el ecuador } g_e = g - \omega^2 R \dots (1)$$

$$\text{En el polo } g_p = g - 0 \dots (2)$$

$$\text{En la latitud } g_\varphi = g - \omega^2 x \cos \varphi$$

$$\text{pero } x = R \cos \varphi$$

$$g_\varphi = g - \omega^2 R \cos^2 \varphi \dots (3)$$

$$\text{de (1) } g = g_e + \omega^2 R$$

$$g_\varphi = g_e + \omega^2 R - \omega^2 R \cos^2 \varphi$$

$$g_\varphi = g_e + \omega^2 R (1 - \cos^2 \varphi)$$

$$\therefore g_\varphi = g_e + \omega^2 R \sin^2 \varphi$$

$$\text{de (2) - (1); } g_p - g_e = \omega^2 R$$

$$g_\varphi = g_e + (g_p - g_e) \sin^2 \varphi$$

$$g_\varphi = g_e \left[1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \sin^2 \varphi \right] \dots (4)$$

Esta ecuación no es rigurosamente cierta, ya que la Tierra no es una esfera.

Debido al achatamiento de los polos es necesario considerar una corrección por:

FACTOR DE ACHATAMIENTO

El achatamiento se define como

$$f = \frac{R_e - R_p}{R_e}$$

y de acuerdo a mediciones que se han hecho, Clairaut's ha establecido su teorema que expresa. $f = \frac{5}{2} C - \beta$

en donde:

$$C = \frac{\omega^2 R_e}{g_e} \quad \text{y} \quad \beta = \frac{g_p - g_e}{g_e}$$

Utilizando este teorema y haciendo a los ajustes la comparación con la ecuación (4), se ha calculado que la aceleración de la gravedad para una Tierra elipsoidal toma la forma:

$$g_\varphi = g_e \left[1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \sin^2 \varphi - f \left(\frac{5}{8} \frac{g_p - g_e}{g_e} - \frac{1}{8} f \right) \sin^2 2\varphi \right]$$

que se acostumbra expresar como:

$$g_\varphi = A (1 + B \sin^2 \varphi - C \sin^2 2\varphi) \dots (5)$$

siendo A, B y C, constantes que dependen de los valores de la aceleración en el polo y en el ecuador, y del factor de achatamiento.

Se han propuesto varios valores para las constantes. Al aceptarse el sistema métrico decimal en 1930, se midieron los radios al polo y al ecuador y se recalcularon los coeficientes de la ecuación (5) para la "gravedad normal".

Los valores aceptados internacionalmente son:

$$A = 978.049 \text{ gales}$$

$$B = 0.0052884$$

$$C = 0.0000059$$

para:

$$R \text{ ecuador} = 6\,378\,388 \text{ m}$$

$$R \text{ polo} = 6\,356\,909 \text{ m}$$

$$\text{y } f = \frac{1}{297} = 0.003367$$

Al substituir estos valores en la ecuación (s) queda:
 $g_{\varphi} = 978.049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2 \varphi - 0.0000059 \text{ sen}^2 2\varphi)$
 y se conoce como
"Fórmula Internacional de la Gravedad"

GRADIENTE DE LA GRAVEDAD

Observando la Fórmula Internacional de la Gravedad, se tiene que la gravedad depende de la latitud, y por lo tanto la variación de la gravedad es función de la variación de la latitud.

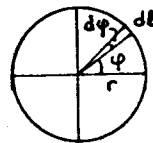
$$\text{Gradiente} = \frac{dg}{d\varphi} \qquad g = A (1 + B \text{ sen}^2 \varphi - C \text{ sen}^2 2\varphi)$$

$$dg = A (0 + 2B \text{ sen} \varphi \cos \varphi d\varphi - 4C \text{ sen} 2\varphi \cos 2\varphi d\varphi)$$

$$\text{pero: } 2 \text{ sen} \varphi \cos \varphi = \text{sen} 2\varphi, \quad 2 \text{ sen} 2\varphi \cos 2\varphi = \text{sen} 4\varphi$$

$$\therefore \frac{dg}{d\varphi} = A (B \text{ sen} 2\varphi - 2C \text{ sen} 4\varphi)$$

En la práctica es más conveniente utilizar el gradiente en función de longitudes medidas en la superficie, en lugar de la latitud.



$$dl = r d\varphi$$

$$\frac{dg}{dl} = \frac{dg}{r d\varphi} = \frac{1}{r} \frac{dg}{d\varphi}$$

$$\frac{dg}{r d\varphi} = \frac{A}{r} (B \text{ sen} 2\varphi - 2C \text{ sen} 4\varphi)$$

el término $2C \text{ sen} 4\varphi$ es muy pequeño, por lo que puede despreciarse, y queda.

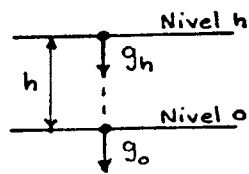
$$\frac{dg}{r d\varphi} \approx \frac{A}{r} B \text{ sen} 2\varphi \approx \frac{dg}{dl}$$

Si se utiliza el radio promedio de la Tierra y se substituyen los valores de las constantes A y B.

$$\frac{dg}{dl} \doteq 0.8122 \text{ sen} 2\varphi \text{ miligales/km}$$

$$\frac{dg}{dl} \doteq 0.0008122 \text{ sen} 2\varphi \text{ gales/km}$$

VARIACION DE LA ACELERACION DE LA GRAVEDAD CON LA ELEVACION



Si se cambia de posición vertical en un mismo lugar, la aceleración de la gravedad que se mida será diferente. La variación se puede determinar a partir de la ecuación de la gravedad.

$$g = K \frac{M}{R^2} = KMR^{-2}$$

la diferencial será:

$$dg = -2KMR^{-3} dR = -\frac{2KM}{R^3} dR$$

La variación de la gravedad con respecto a la altura, corresponde a su derivada

$$\frac{dg}{dR} = -\frac{2KM}{R^3}$$

pero:

$$g = K \frac{M}{R^2}$$

$$\therefore KM = gR^2$$

$$\frac{dg}{dR} = -\frac{2gR^2}{R^3}$$

$$\boxed{\frac{dg}{dR} = -\frac{2g}{R}}$$

El signo negativo indica que las variaciones de la gravedad son en sentido contrario a las variaciones de la altura.

Para condiciones promedio

$$R_T = 6370000 \text{ m.}$$

$$g_{45^\circ} = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2 45^\circ - 0.0000059)$$

$$g_{45^\circ} = 980.629 \text{ gales} \approx 981$$

Substituyendo estos valores

$$\frac{dg}{dR} = -\frac{2g}{R} = -\frac{2 \times 980.269}{6370000} = -0.0003078$$

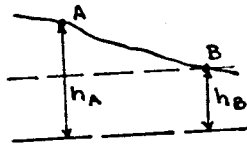
$$\frac{dg}{dR} = -0.000308 \text{ gales/m} = -0.308 \text{ miligales/m}$$

Cuando se trata de referir el valor de la gravedad a otro

nivel, es necesario corregir el valor, utilizando el factor dg/dr por la diferencia de altura de los niveles.

$$\Delta g = -0.308 \cdot \Delta h$$

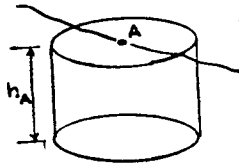
Se le conoce como "Corrección por aire libre"



Si observamos dos puntos a diferentes alturas, se encuentra que la gravedad observada no es igual

Si se quiere referir ambas observaciones a un mismo nivel se tiene que aplicar la corrección por aire libre, sin embargo no pueden compararse directamente, puesto que no se está tomando en cuenta la atracción que produce el material que se encuentra debajo de los puntos.

Para determinar el efecto que produce el material, se utiliza la llamada "Corrección de Bouguer", y corresponde al efecto de un cilindro de eje vertical de altura h



$$C_b = 2\pi K \rho h$$

ρ = densidad del material

$$C_b = 2\pi \times 6.67 \times 10^{-8} \rho h = 4.190 \times 10^{-7} \rho h$$

$$C_b = 4.190 \times 10^{-7} \rho h \text{ gales/cm} = 0.0419 \rho h \text{ miligales/m}$$

Cuando se hacen observaciones de la gravedad en diferentes puntos sobre la superficie de la Tierra, es necesario referirlos a un mismo nivel para poder compararlos, siendo necesario aplicarles simultáneamente las correcciones por aire libre y de Bouguer.

$$C_{at} + C_b = -0.308 h + 0.0419 \rho h$$

reduciendo:

$$-(0.308 - 0.0419 \rho) h = C_e \text{ miligales/m}$$

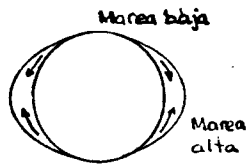
La corrección combinada se conoce como "corrección por elevación" = C_e

EFECTO DE MAREAS

La tierra no es un cuerpo aislado en el Universo, por lo tanto es afectado por las atracciones gravitacionales del resto de planetas, estrellas y asteroides.

Sin embargo, debido a la distancia o a su tamaño, la gran mayoría de los cuerpos celestes no producen atracciones de importancia sobre la Tierra, solo dos cuerpos producen efectos de consideración y son: el sol y la luna, uno por su gran tamaño y la otra por estar relativamente cerca.

La atracción gravitatoria del sol y de la luna produce deformaciones en la superficie de la Tierra, especialmente en las aguas, que carecen de rigidez, elevándose o bajando periódicamente obedeciendo a estas fuerzas, a este efecto se le dá el nombre de "marea".

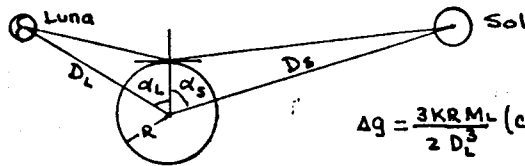


El realidad, los cambios de nivel en las aguas, principalmente en los mares, se debe a un flujo de las aguas adyacentes hacia la zona de mayor atracción, produciendo una marea alta.

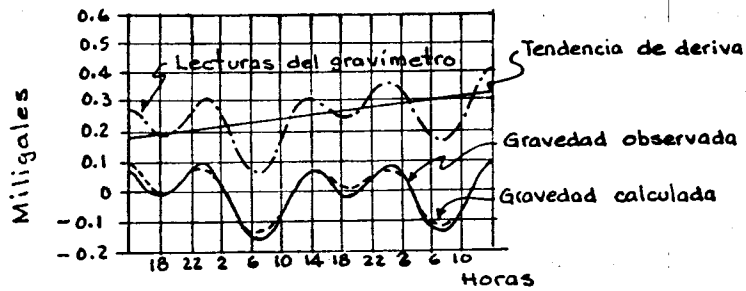
Las deformaciones por efecto de mareas, también tiene lugar en la superficie sólida, solo que son menos intensas y no tan notables debido a su rigidez.

Las mareas no responden a un ciclo periódico fijo, sino que varían de acuerdo a las posiciones relativas del sol y de la luna.

El efecto combinado de las mareas sobre la gravedad terrestre, puede ser calculada en función de las posiciones del sol y de la luna en un momento dado.



$$\Delta g = \frac{3KR M_L}{2 D_L^3} (\cos 2\alpha_L + \frac{1}{3}) - \frac{3KR M_S}{2 D_S^3} (\cos \alpha_S + \frac{1}{3})$$



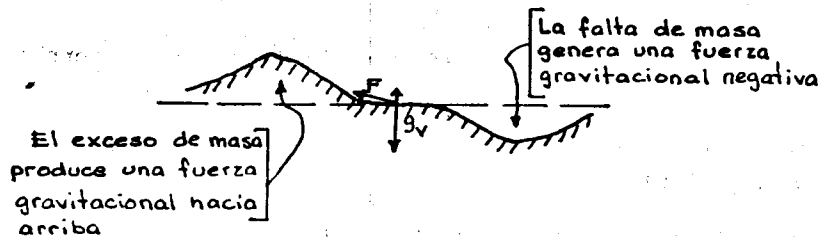
GRÁFICA DE VARIACION POR MAREAS

En la práctica resulta bastante complicado determinar el efecto de mareas mediante el cálculo, ya que sería necesario hacer observaciones astronómicas constantemente.

Se acostumbra determinar el efecto de mareas, haciendo mediciones de gravedad de un mismo punto, a intervalos de tiempo.

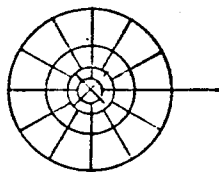
EFECTO DE LA TOPOGRAFIA

Cuando cerca de los puntos en que se hacen mediciones de la gravedad, existen accidentes topográficos de gran magnitud, ya sean levantamientos o depresiones, producen atracciones gravitacionales que se manifiestan como una disminución de la gravedad.



En ambos casos, se produce una componente vertical de sentido contrario a la gravedad. Su efecto puede ser calculado por medio de la corrección de Bouguer, considerando la masa en exceso o faltante, como una serie de cilindros verticales y sumando sus efectos.

El cálculo analítico resulta bastante complicado, por lo que se acostumbra utilizar plantillas especiales que se superponen a planos de curvas de nivel, en donde los efectos por sectores están previamente calculados, aplicando coeficientes para cada caso particular.



CONCEPTO DE LA ISOSTASIA.

Cuando es necesario comparar observaciones de la gravedad, correspondientes a áreas sumamente grandes en donde existen diferencias notables en elevación, no son suficientes las correcciones por elevación o topográficas.

Al calcular los efectos de anomalías de Bouguer en -- áreas donde la superficie es plana, pero a una elevación grande sobre el nivel del mar, estas se van a manifestar de valor negativo.

En las depresiones de los océanos, en donde la corrección de Bouguer se hace reemplazando el volumen de agua por

material terrestre con densidad promedio de la corteza terrestre, las anomalías son generalmente de valor positivo.

En áreas cercanas al nivel del mar, la anomalía de Bouguer promedio es prácticamente cero.

Una anomalía de Bouguer de valor cero, implica que el material de la Tierra debe ser homogéneo en cualquier punto a una profundidad dada.

Las observaciones sugieren que debajo de las zonas elevadas, la densidad de las rocas abajo del esferoide promedio, es menor que la normal, mientras que bajo los océanos es más grande.

Si se consideran las elevaciones como excesos de masa sobre un esferoide terrestre uniforme, e igualmente a las depresiones oceánicas como defectos de masa, la diferencia en peso de las columnas de material entre los sistemas de montañas y las cuencas oceánicas, daría origen a diferencias de presiones que tendrían que ser soportadas por las rocas del interior de la Tierra. Se puede demostrar que los materiales de que está compuesta la Tierra, especialmente los que constituyen la corteza, son incapaces de soportar los esfuerzos que se generarían.

Estas consideraciones unidas a los resultados de las observaciones gravimétricas obtenidas en toda la Tierra, han dado origen al concepto de ISOSTASIA que establece un equilibrio interno de los esfuerzos.

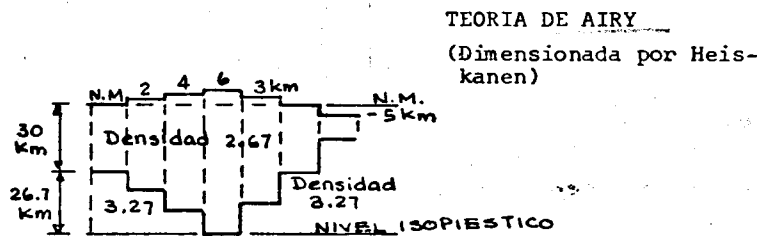
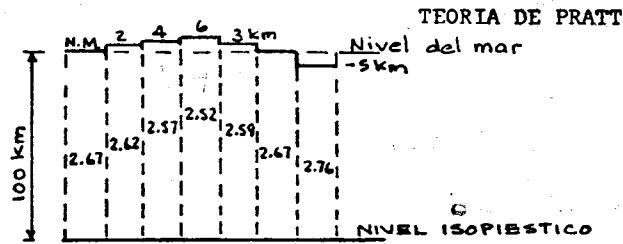
La isostasia presupone que todas las irregularidades en la topografía terrestre corresponden a irregularidades en la distribución de la densidad de los materiales del interior de la Tierra.

En otras palabras, se puede decir que un exceso de masa sobre el nivel del mar. (sistema montañoso) está compensado por un déficit bajo el nivel del mar, de tal forma que a cierta profundidad, el peso total por unidad de área es igual en todas partes de la Tierra.

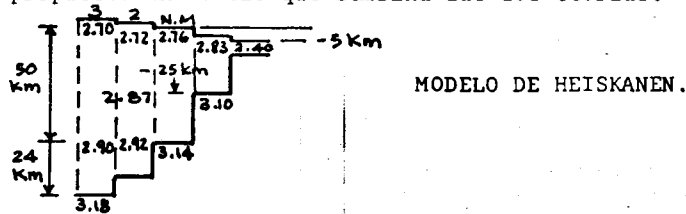
De los diversos modelos que se han establecido sobre el interior de la Tierra, se desprende que el nivel de equilibrio, denominado NIVEL ISOPIESTICO, se debe encontrar - bajo la corteza dentro del manto superior.

Se han propuesto diversos modelos e hipótesis, sobre la distribución de las densidades, que se ajusten al concepto de isostasia.

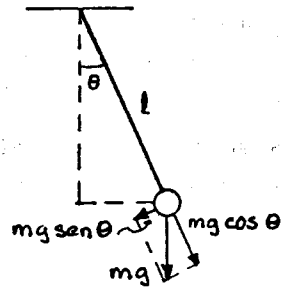
Dos tendencias han predominado: las que proponen una distribución horizontal de las densidades, y las que suponen una distribución vertical. Los mejores exponentes son las Teorías de Pratt y Airy, respectivamente.



Las observaciones han indicado que existen variaciones -- tanto en el sentido horizontal como vertical, Heiskanen -- ha propuesto un modelo que combina las dos teorías.



EL PENDULO



El péndulo simple consiste de una masa (m) suspendida de un hilo indeformable de longitud l .

Los principios que rigen al péndulo son el movimiento armónico simple y la segunda ley de Newton.

La aceleración de la gravedad genera sobre la masa una fuerza.

$$F = mg$$

Cuando el péndulo se saca de su posición vertical, se producen dos componentes:

$mg \cos \theta$ que es absorbida por el hilo.

$- mg \sin \theta$ que es una fuerza recuperadora y que origina un movimiento de oscilación

Si el ángulo θ es muy pequeño

$$\sin \theta \approx \theta \quad \text{y} \quad F = -mg\theta$$

que tiene la forma de un movimiento armónico del tipo

$$F = -kx$$

para este caso $\sin \theta = \frac{x}{L}$ y $F = -mg \frac{x}{L}$

$$\therefore k = \frac{mg}{L}$$

El periodo en un movimiento armónico simple tiene el valor:

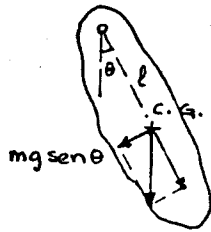
$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{k}} \quad \therefore T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{\frac{mg}{L}}} = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$$

por lo que

$$g = \frac{4\pi^2 L}{T^2}$$

En la práctica, no es posible mantener constante la longitud del hilo.

PÉNDULO FÍSICO



En el péndulo físico, el eje de rotación forma parte del mismo cuerpo, y la aceleración de la gravedad actúa sobre el centro de gravedad.

El péndulo regresará a su posición de equilibrio en virtud de la acción de un momento recuperador.

$$M = -mg \operatorname{sen} \theta \cdot l$$

si θ es pequeño $M \approx -mgl\theta$

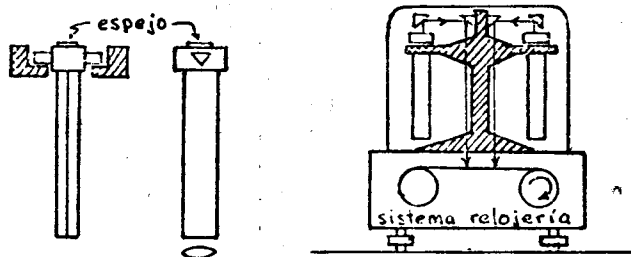
en el péndulo físico $M = -k'\theta$ y $T = 2\pi\sqrt{\frac{I}{k'}}$

por lo que $k' = mgl$

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{I}{mgl}}$$

$$\therefore g = \frac{4\pi^2 I}{m l T^2}$$

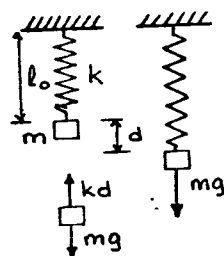
Para obtener la precisión requerida, se acostumbra medir el tiempo total de 5000 a 10 000 oscilaciones, del cual se calcula el periodo.



En la práctica se utilizan dos péndulos actuando simultáneamente y en sentidos contrarios.

Las oscilaciones se registran en un papel fotográfico - al mismo tiempo que señales de tiempo.

EL GRAVIMETRO



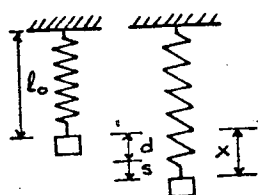
El gravímetro se basa en el principio del dinamómetro, y consiste de una masa suspendida a un resorte.

La deformación del resorte es proporcional a la fuerza aplicada.

En condiciones de equilibrio estático:

$$kd = mg \quad \therefore g = \frac{kd}{m}$$

en donde K es la constante del resorte. En la práctica es difícil alcanzar la condición de equilibrio estático, por lo que es necesario analizar el comportamiento del gravímetro en condiciones de equilibrio dinámico.



Al actuar la gravedad, el resorte oscila alrededor de la posición de equilibrio estático.

En un instante cualquier, la deformación del resorte será.

$$x = d + s$$

De acuerdo al equilibrio dinámico.

$$\Sigma F = 0 \quad ; \quad kx - ma - mg = 0$$

$$\text{en donde } a = \frac{d^2 x}{dt^2} = \frac{d^2 (d+s)}{dt^2}$$

$$\Sigma F = k(d+s) - m \frac{d^2 (d+s)}{dt^2} - mg = 0$$

$$kd + ks - m \frac{d^2 (d+s)}{dt^2} - mg = 0 \quad \therefore ks - m \frac{d^2 s}{dt^2} = 0$$

El movimiento de oscilación es armónico simple del tipo.

$$s = A \sin(\omega t + \varphi)$$

$$\text{por lo que: } \frac{ds}{dt} = A\omega \cos(\omega t + \varphi) \quad ; \quad \frac{d^2 s}{dt^2} = -A\omega^2 \sin(\omega t + \varphi)$$

Substituyendo

$$kA \sin(\omega t + \varphi) + mA\omega^2 \sin(\omega t + \varphi) = 0$$

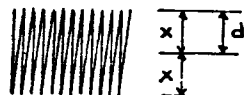
dividiendo ambos miembros entre $A \sin(\omega t + \varphi)$

$$k + m\omega^2 = 0 \quad ; \quad -\omega^2 = \frac{k}{m} \quad \vee \quad -\omega = \sqrt{\frac{k}{m}}$$

$$\text{por definición: } \omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$$

$$\frac{2\pi}{T} = -\sqrt{\frac{k}{m}} \quad ; \quad \frac{4\pi^2}{T^2} = \frac{k}{m} \quad \therefore T^2 = \frac{4\pi^2 m}{k}$$

lo que indica que el periodo de oscilación es independiente de la aceleración de la gravedad, por lo que la deformación del resorte puede determinarse identificando el nivel alrededor del cual se produce la oscilación.



$$g = \frac{4\pi^2 d}{T^2} \quad \text{siendo} \quad \frac{4\pi^2}{T^2} = \text{Ctte.}$$

Siendo la gravedad proporcional a la deformación del resorte.

En la práctica no se mide el valor total de la gravedad - sino que se miden diferencias de la componente de la gravedad terrestre entre dos puntos



$$\text{en donde } g_B = g_A + \Delta g$$

Para aumentar la sensibilidad de los gravímetros se acostumbra utilizar varios resortes combinados con mecanismos, - que permiten producir deformaciones muy grandes en los resortes al aplicarse pequeñas variaciones de la gravedad.

En algunos gravímetros, en lugar de medir la deformación se mide una fuerza equilibradora.

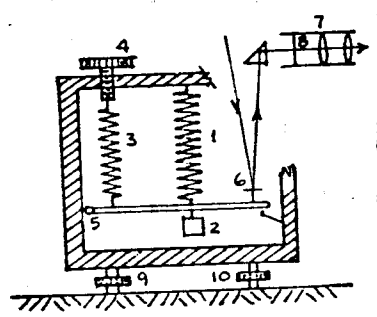
GRAVIMETROS

Existe una gran variedad de diseños, algunos bastante sencillos y otros más complicados.

La gran mayoría de ellos son sensibles a los cambios de temperatura, siendo necesario utilizar constantes del aparato, específicas para la temperatura de operación.

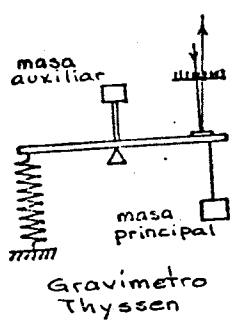
Algunos sistemas operan al vacío para disminuir los efectos de la temperatura, otros tienen dispositivos para calentar o enfriar el interior, para mantener la temperatura dentro de los límites apropiados para la operación.

Todos los gravímetros deben operarse perfectamente nivelados, para asegurar que se mide la componente vertical de la gravedad.

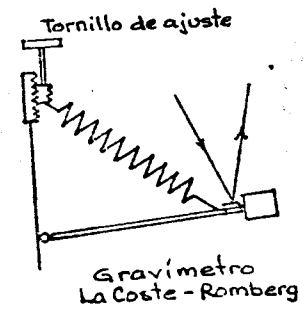


- 1.- Resorte principal
- 2.- Masa
- 3.- Resorte auxiliar
- 4.- Tornillo micrométrico
- 5.- Articulación de la barra
- 6.- Espejo
- 7.- Anteojo
- 8.- Escala de referencia
- 9 y 10.- Tornillos de nivelación.

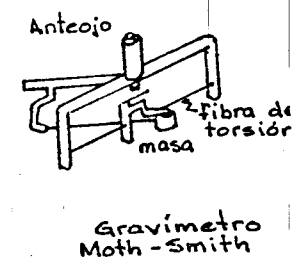
Esquema del gravímetro Hartley



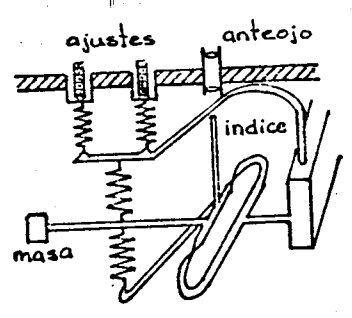
Gravímetro Thysen



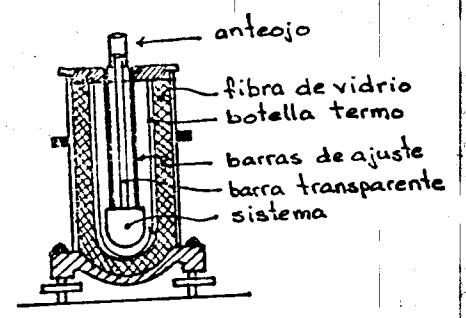
Gravímetro La Coste-Romberg



Gravímetro Moth-Smith

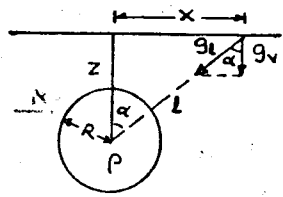


sistema del Gravímetro Worden



Gravímetro Worden

EFECTO GRAVITACIONAL DE UNA ESFERA



$\rho =$ densidad

La ecuación general de la gravitación:

$$g_v = K \int \frac{dm}{l^2} \cos \alpha$$

En el caso de la esfera, la distribución de la masa depende exclusivamente del radio.

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho$$

Por las características de la esfera, la resultante de la suma de elementos diferenciales de masa, pasa por el centro de gravedad, y por lo tanto, la resultante de la suma de los efectos gravitacionales.

$$g_l = K \frac{M}{l^2} \quad ; \quad l = \sqrt{x^2 + z^2}$$

substituyendo:

$$g_l = K \frac{4/3 \pi R^3 \rho}{x^2 + z^2}$$

El efecto que la esfera origina sobre la gravedad, queda definida por la componente vertical:

$$g_v = g_l \cos \alpha \quad ; \quad \cos \alpha = \frac{z}{l} = \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}$$

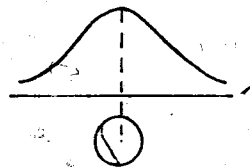
haciendo substitución:

$$g_v = \frac{4}{3} \pi K \rho R^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

o también:

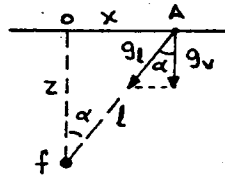
$$g_v = \frac{4}{3} \pi K \rho R^3 \frac{1}{z^2} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}}$$

Esta ecuación indica que el valor máximo se localiza en la vertical que pasa por el centro de la esfera, y disminuye a medida que aumenta la distancia x .

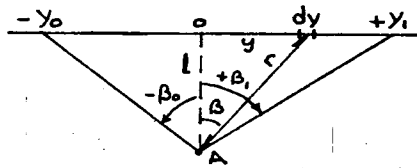


EFFECTO GRAVITACIONAL DE UN FILAMENTO HORIZONTAL DE SECCION UNITARIA

Considerese un filamento de seccion $dA = dx \cdot dz$ que se extiende en la direccion y



1) Vista en seccion



2) Vista en planta

Para calcular la atracción que ejerce el filamento sobre el punto, se partirá del efecto de un tramo dy del filamento, que se encuentra a una distancia r del punto A

$$dg = K \frac{dm}{r^2} \quad ; \quad dm = \rho \cdot dx dy dz$$

si hacemos que $dA = dx \cdot dz = 1$ (seccion unitaria)

$$dg_r = K \rho \frac{dy}{r^2}$$

la componente en la direccion l (normal al filamento)

$$dg_l = dg_r \cos \beta \quad ; \quad \cos \beta = \frac{l}{r}$$

$$\therefore dg_l = \frac{K \rho dy l}{r^3}$$

y la atracción total

$$g_l = K \rho l \int_{-y_0}^{+y_1} \frac{dy}{r^3}$$

para resolver la integral se hace un cambio de variable:

$$y = l \tan \beta \quad ; \quad dy = l \frac{d\beta}{\cos^2 \beta} \quad ; \quad \beta_0 = \tan^{-1} \frac{y_0}{l}$$

$$r = \frac{l}{\cos \beta} \quad ; \quad r^3 = \frac{l^3}{\cos^3 \beta} \quad ; \quad \beta_1 = \tan^{-1} \frac{y_1}{l}$$

haciendo las substituciones:

$$g_l = K \rho l \int_{-\beta_0}^{+\beta_1} \frac{l d\beta \cos^3 \beta}{\cos^2 \beta \cdot l^3} = K \rho l \int_{-\beta_0}^{+\beta_1} \frac{\cos \beta d\beta}{l^2}$$

Integrando :

$$g_l = K \rho l \int_{-\beta_0}^{+\beta_1} \frac{1}{l^2} [\operatorname{sen} \alpha] = \frac{K \rho}{l} (\operatorname{sen} \beta_1 + \operatorname{sen} \beta_0)$$

Si se considera que la longitud del filamento es muy grande en ambos sentidos, se puede hacer

$$-y_0 \rightarrow -\infty \quad ; \quad +y_1 \rightarrow +\infty$$

y por lo tanto :

$$\beta_0 = \beta_1 \rightarrow 180^\circ = \frac{\pi}{2}$$

$$g_l = \frac{K \rho}{l} \left(\operatorname{sen} \frac{\pi}{2} + \operatorname{sen} \frac{\pi}{2} \right) = \frac{2K \rho}{l}$$

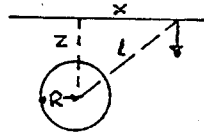
Como lo que interesa es la componente vertical de la atracción del filamento

$$g_v = g_l \cdot \cos \alpha \quad ; \quad \cos \alpha = \frac{z}{l} = \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}$$

$$\boxed{g_v = \frac{2K \rho z}{x^2 + z^2}} \quad ; \quad \text{ó} \quad g_v = \frac{2K \rho z}{l^2}$$

Ecuación para el filamento horizontal infinito

EFFECTO GRAVITACIONAL DE UN CILINDRO HORIZONTAL



Para determinar el efecto producido por el cilindro, se puede utilizar la ecuación del filamento infinito.

El cilindro contiene a πR^2 filamentos

$$A = \pi R^2 \cdot df$$

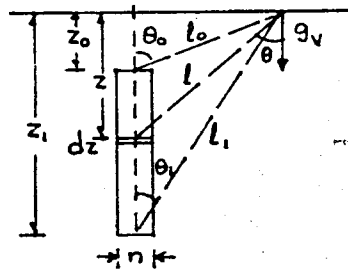
considerando que el cilindro se extienda en la dirección y una distancia muy grande, su efecto se aproxima al caso de distancia infinita, siendo la suma de los efectos de πR^2 filamentos.

$$\boxed{g_v = \frac{2\pi K \rho R^2 z}{x^2 + z^2}}$$

Ecuación para el cilindro horizontal

EFFECTO GRAVITACIONAL DE UN PARALELOGRAMO
HORIZONTAL INFINITO

A).- CASO DE EJE MAYOR VERTICAL



Se puede utilizar la ecuación
del filamento horizontal

$$dm = n dz \cdot \text{filamento}$$

$$dg_l = \frac{2Kpn dz}{l}$$

$$dg_v = dg \cos \theta = \frac{2Kpn dz}{l} \cos \theta$$

haciendo las substituciones apropiadas

$$z = \frac{x}{\tan \theta} = x \cot \theta \quad ; \quad dz = -x \csc^2 \theta d\theta = -\frac{x d\theta}{\sin^2 \theta}$$

$$\sin \theta = \frac{x}{l} \quad ; \quad l = \frac{x}{\sin \theta}$$

$$\frac{dz}{l} = \frac{-x d\theta}{\sin^2 \theta} \cdot \frac{\sin \theta}{x} = -\frac{d\theta}{\sin \theta}$$

$$dg_v = 2Kpn \left(-\frac{d\theta}{\sin \theta} \right) \cos \theta = 2Kpn \left(-\frac{\cos \theta d\theta}{\sin \theta} \right)$$

Para encontrar la atracción total se integra

$$g_v = 2Kpn \int_{\theta_0}^{\theta_1} \frac{-\cos \theta d\theta}{\sin \theta} = 2Kpn \left[-\log \sin \theta \right]_{\theta_0}^{\theta_1}$$

$$g_v = 2Kpn \log \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta_1}$$

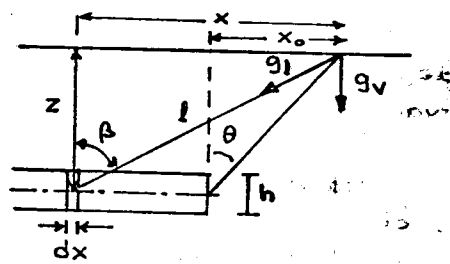
$$\sin \theta_0 = \frac{x}{l_0} \quad ; \quad \sin \theta_1 = \frac{x}{l_1} \quad ; \quad \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta_1} = \frac{l_1}{l_0}$$

$$g_v = 2Kpn \log \frac{l_1}{l_0} \quad ; \quad \log \frac{l_1}{l_0} = \frac{g_v}{2Kpn}$$

la forma más práctica es:

$$g_v = 2Kpn \log \frac{\sqrt{x^2 + z_1^2}}{\sqrt{x^2 + z_0^2}}$$

B).- CASO DE EJE MAYOR HORIZONTAL



La ecuación del filamento se puede utilizar en la forma:

$$g_v \text{ fil} = \frac{2K\rho}{l} \cos \beta$$

Considerese un segmento de espesor dx y altura h , por lo que:

$$dg_v = \frac{2K\rho h dx}{l} \cos \beta$$

haciendo: $x = z \tan \beta$; $dx = \frac{z}{\cos^2 \beta} d\beta$

$$l \cos \beta = z \quad ; \quad l = \frac{z}{\cos \beta}$$

substituyendo:

$$dg_v = 2K\rho h \frac{z}{\cos^2 \beta} \cdot \frac{\cos \beta}{z} \cdot \cos \beta d\beta$$

$$\therefore dg_v = 2K\rho h d\beta$$

Para obtener el efecto total se considera que uno de los extremos se prolonga al infinito.

$$g_v = 2K\rho h \int_{\theta}^{\frac{\pi}{2}} d\beta = 2K\rho h \left[\beta \right]_{\theta}^{\frac{\pi}{2}}$$

$$g_v = 2K\rho h \left(\frac{\pi}{2} - \theta \right) =$$

ó en función de x_0 y z

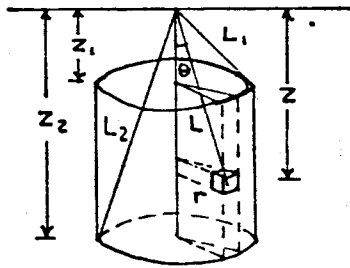
$$g_v = 2K\rho h \left(\frac{\pi}{2} - \arctan \frac{x_0}{z} \right)$$

En caso de que el paralelogramo esté limitado en ambos lados:

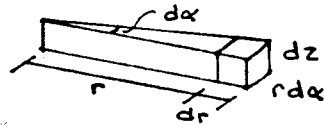
$$g_v = 2K\rho h \left(\arctan \frac{x_1}{z} - \arctan \frac{x_0}{z} \right)$$

EFFECTO GRAVITACIONAL DE UN CILINDRO VERTICAL

La mayor aplicación de este caso, es el que corresponde al punto de observación sobre el eje del cilindro.



Para establecer la ecuación es necesario aislar un elemento de masa.



$$dVol = r dr dz d\alpha$$

$$dm = \rho r dr dz d\alpha$$

$$g_v = K\rho \int \frac{r dr dz d\alpha}{L^2} \cos \theta \quad ; \quad \cos \theta = \frac{z}{\sqrt{r^2 + z^2}}$$

$$g_v = K\rho \int_0^R \int_{z_1}^{z_2} \int_0^{2\pi} \frac{r dr dz d\alpha}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

La integral se resuelve por partes

$$g_v = K\rho \int_0^R \int_0^{2\pi} r dr d\alpha \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

haciendo $r^2 + z^2 = u$; $du = 2z dz$

$$\frac{x dx}{(a^2 + x^2)^{3/2}} = \frac{du}{2u^{3/2}} = \frac{1}{2} u^{-3/2} du$$

$$\frac{1}{2} \int u^{-3/2} du = -\frac{1}{u^{1/2}}$$

por lo que :

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{2 dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = \left[-\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \right]_{z_1}^{z_2}$$

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = -\frac{1}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}}$$

$$v_r g_v = K\rho \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^R r dr \left(-\frac{1}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}} \right)$$

haciendo $r^2 + z^2 = u$; $du = 2r dr$

$$\frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{1/2}} = \frac{du}{2u^{1/2}} = \frac{1}{2} u^{-1/2} du$$

$$\frac{1}{2} \int u^{-1/2} du = u^{1/2}$$

por lo que:

$$-\int_0^R \frac{r dr}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} = \left[\sqrt{r^2 + z_2^2} \right]_0^R = -\sqrt{R^2 + z_2^2} + z_2$$

$$\int_0^R \frac{r dr}{\sqrt{r^2 + z_1^2}} = \sqrt{R^2 + z_1^2} - z_1$$

$$g_v = K\rho \int_0^{2\pi} \left(-\sqrt{R^2 + z_2^2} + z_2 + \sqrt{R^2 + z_1^2} - z_1 \right) d\alpha$$

pero:

$$L_1 = \sqrt{R^2 + z_1^2} \quad \text{y} \quad L_2 = \sqrt{R^2 + z_2^2}$$

$$\text{y} \quad z_2 - z_1 = h$$

$$g_v = 2\pi K\rho (L_1 - L_2 + h)$$

ó en la forma

$$g_v = 2\pi K\rho \left(\sqrt{R^2 + z_1^2} - \sqrt{R^2 + z_2^2} + h \right)$$

En el caso de que el cilindro aflore a la superficie,

$$z_1 = 0$$

$$z_2 - z_1 = h = z_2$$

$$L_1 = R$$

$$L_2 = \sqrt{R^2 + h^2}$$

entonces

$$g_v = 2\pi K\rho (R - \sqrt{R^2 + h^2} + h)$$

En el caso de que el radio del cilindro sea muy grande, el efecto gravitacional será prácticamente igual a que si el radio fuera infinito.

$$R \rightarrow \infty \quad \text{y} \quad \sqrt{R^2 + h^2} \rightarrow \infty$$

$$g_v = 2\pi K\rho (\infty - \infty + h)$$

$$g_v \doteq 2\pi K\rho h$$

Esta ecuación es muy útil en la práctica y permite calcular el efecto de capas de material que aflora a la superficie, conociéndose como "Corrección de Bouguer."

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA V.- GRAVEDAD TERRESTRE

BIBLIOGRAFIA

- Howell, B. -- Introducción a la Geofísica.
Editorial Omega. Barcelona, 1962.
- Smith, P. -- Temas de Geofísica.
Editorial Reverté, 1975.
- Sumner, J. -- Geophysics, Geologic Structures and tectonics.
Brown Foundations of Earth Sciences Series. 1969.
- Heiskanen W.A. The earth and his gravity field.
Mc Graw Hill, 1958.

LECTURAS RECOMENDADAS:

TEMAS:

LA LEY DE LA GRAVITACION UNIVERSAL
FUERZA CENTRIFUGA
VELOCIDAD ANGULAR
EL PENDULO, SIMPLE Y FISICO
MOVIMIENTO ARMONICO SIMPLE
EL DINAMOMETRO

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

El teorema de Clairaut's
El concepto y determinación del "Geoide"
La elaboración de modelos isostáticos a partir de valores de la distribución de la gravedad.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- V.1.- Explique la diferencia entre los conceptos de gravitación y gravedad.
- V.2.- Explicar los factores que hacen variar la gravedad y que sirven de base para establecer la "fórmula" internacional de la gravedad.
- V.3.-Indicar como afecta a la gravedad las diferencias de elevación de la -- superficie de la tierra.
- V.4.-Explicar la influencia de las "Mareas" en el valor de la gravedad, y la forma de controlar sus variaciones.
- V.5.-Indicar la influencia que tiene sobre la gravedad los grandes levantamientos y depresiones de la corteza terrestre.

V.6.-Explicar el concepto de isostasia y los modelos clásicos con que se --
representa.

V.7.-Describir los instrumentos que se utilizan para medir la gravedad y sus
variaciones.

MAGNETISMO-CONCEPTOS BASICOS

Fuerza entre dos polos magnéticos

$$\text{Ley de Coulomb } F = \frac{p p'}{\mu l^2}$$

en donde p y p' son dos cargas magnéticas

μ = permeabilidad magnética

l = distancia entre las cargas

Si las cargas son de polaridad contraria la fuerza es de atracción.

Si las cargas son de la misma polaridad, la fuerza es de repulsión.

Unidad de Polo magnético

Se define como una carga que estando a una distancia de 1cm de otra carga igual y de la misma polaridad, en el vacío, se repele con una fuerza de una dina. Se mide en coulombios.

Campo magnético

Es el espacio alrededor de un imán, dentro del cual actúa su influencia.

La intensidad ó potencia de un campo magnético en un punto, es numericamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético colocada en ese punto.

La unidad de intensidad de campo (H) es el oersted, y corresponde al campo que ejerce una fuerza de una dina sobre la unidad de polo magnético.

La dirección del campo en cualquier punto, es la dirección de la fuerza sobre una unidad de polo colocada en ese punto.

$$F \text{ (dinas)} = p \text{ (coulombios)} \times H \text{ (oersteds)}$$

Intensidad de campo debida al polo

La intensidad de campo en un punto, a la distancia l de un polo aislado de potencia P , en una región de permeabilidad μ es:

$$H = \frac{P}{\mu l^2}$$

Lineas de Fuerza Magnética

El campo magnético alrededor de un imán se representa usualmente por líneas de fuerza imaginaria, que indican la dirección e intensidad del campo magnético.

En el vacío o en el aire donde la permeabilidad $\mu = 1$, una intensidad de campo del 1 Oersted se representa con una línea de fuerza por cm^2 , perpendicular al campo.

Si la intensidad de campo $H = 6$ Oersteds, se indicará con 6 líneas de fuerza cortando $1 cm^2$.

Inducción magnética ó Densidad de Flujo.

En un medio de permeabilidad μ , una intensidad de campo de 1 Oersted, es representado por μ líneas por cm^2 .

El número total de líneas en un medio de permeabilidad μ se llama "flujo magnético".

El número de líneas que pasan perpendicularmente a través de la unidad de superficie, es la "inducción magnética" ó "densidad de flujo"

$$B = \mu \cdot H \quad ; \quad 1 \text{ línea}/cm^2 = 1 \text{ gauss}$$

En el vacío o en el aire donde $\mu = 1$, $B = H$

Flujo total

$$\Phi = B \cdot A = \mu H A \quad A = \text{área total}$$

el flujo se mide en Maxwels

El flujo total de una esfera de radio r , será:

$$A = 4\pi r^2 \text{ cm}^2 \quad B = \mu H = \frac{P}{r^2} \text{ Gauss}$$
$$\Phi = B \cdot A = \frac{P}{r^2} \cdot 4\pi r^2 = 4\pi P \text{ maxwels}$$

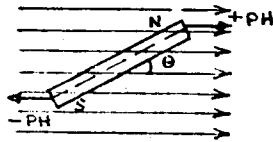
Momento magnético.

El momento magnético de un imán cuyos polos tienen valores de $+p$ y $-p$, y se encuentran separados una distancia de l cm, -- valdrá

$$M = p \cdot l$$

El par ó torque, actuando en un imán de momento magnético

$M = p \cdot l$, dentro de un campo de intensidad H valdrá:



$$\text{Torque} = pHl \operatorname{sen} \theta = MH \operatorname{sen} \theta \text{ (dinas-cm)}$$

θ = ángulo que forma el eje del imán con las líneas de fuerza

Intensidad de Magnetización ó Polarización.

La intensidad de magnetización en cualquier punto dentro de un cuerpo magnetizado, es el momento magnético por unidad de volúmen.

Susceptibilidad magnética

Cuando un cuerpo magnetizable es colocado en un campo magnético, este adquiere un cierto grado de magnetización que es proporcional al campo, y depende de la facilidad de magnetización de la substancia.

$$I = kH \quad ; \quad k = \frac{I}{H}$$

k = susceptibilidad magnética

En el caso de que un campo externo informe, tenga un ángulo con la normal a la superficie del material magnético, la intensidad de magnetización será: $I = kH \cos \theta$

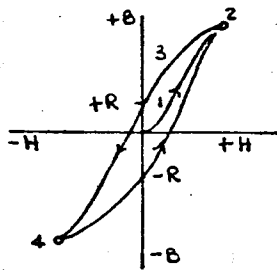
Los materiales paramagnéticos tienen susceptibilidad magnética positiva.

Los diamagnéticos tienen susceptibilidad negativa.

Magnetismo residual

Cuando un material magnetizable se encuentra dentro de un campo magnético que varía con el tiempo, se polariza de acuerdo a su susceptibilidad magnética, variando la intensidad de magnetización de acuerdo a las variaciones del campo, hasta un límite de saturación definido por la susceptibilidad.

Si se hace variar la intensidad del campo e inclusive se invierte la polaridad, la magnetización se comportará de acuerdo a un ciclo de histéresis.



El punto 1 representa la saturación en sentido positivo. El punto 2 es la saturación en sentido negativo.

Si el ciclo se repite varias veces, al desaparecer el campo o sea que $H=0$, el material queda magnetizado con una $+R$ ó $-R$ según haya terminado.

A este valor se le llama magnetismo residual.

GEOMAGNETISMO.

Las manifestaciones del campo magnético terrestre se conocen desde fechas muy antiguas, aunque sus causas no fueron comprendidas sino hasta el siglo XVI.

Se supone que los chinos ya conocían el magnetismo hacia el año 2600 A.C.

Su identificación como un fenómeno propio de la naturaleza se remonta al año 600 .A.C., cuando los griegos encontraron una roca con propiedades magnéticas en la región de Magnesia, de

donde tomo el nombre, la magnetita (Fe_3O_4) que se conoció por mucho tiempo como piedra imán.

Las propiedades de imanes de hierro y de las piedras imán, fueron estudiadas por William Gilbert (1540-1603), quién demostró que la tierra actuaba como un enorme imán y discutió las variaciones en la dirección del campo magnético, en las regiones -- exploradas hasta entonces.

En 1635 Gillibrand comprobó que el campo magnético variaba con el tiempo.

Otros estudios han indicado las relaciones que existen entre los campos eléctricos y magnéticos, de acuerdo a la Teoría electromagnética.

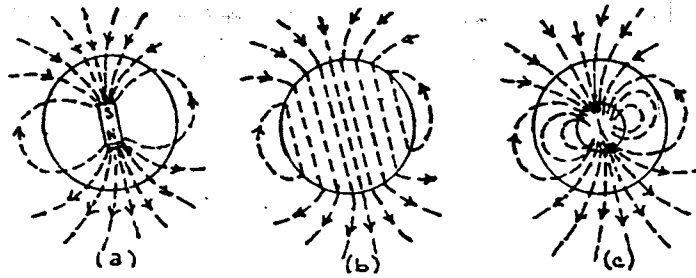
Ampere en 1823, había sugerido que el magnetismo era debido a corrientes eléctricas que circulaban dentro de la materia, pero la explicación de ellas por medio del movimiento de los electrones se debe principalmente a J.J. Thompson, Lord Rutherford y Nils Bohr.

Una aproximación de la forma general del campo magnético en la superficie terrestre, es la de una esfera polarizada con un polo magnético cerca del Polo Norte geográfico y uno cerca del Polo Sur.

Se tienen evidencias de que los polos magnéticos no son fijos, que están animados de una variación secular que se manifiesta principalmente en la declinación e inclinaciones magnéticas.

Los estudios paleomagnéticos han permitido conocer la distribución del campo magnético terrestre en diferentes épocas. La causa interna exacta del campo magnético terrestre no se ha aclarado todavía.

Se han elaborado diversas teorías para explicar el campo magnético terrestre.



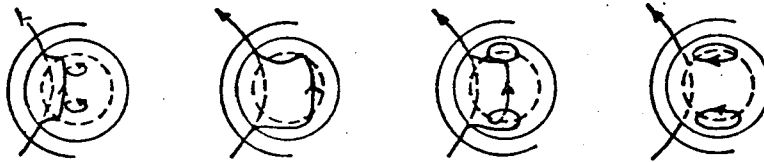
La hipótesis más simple considera que el campo es debido a un enorme dipolo en el centro de la Tierra (a), sin embargo la elevada temperatura que existe en el centro de la Tierra haría que el imán perdiera su magnetismo.

Otras hipótesis (b) sugieren que toda la tierra se comporta como un enorme imán, lo que haría necesario que la tierra fuera uniforme, lo cual se sabe que no es cierto.

Una hipótesis más razonable (c) indica que el campo Magnético se debe a corrientes eléctricas que circulan en el núcleo metálico, generando el efecto de una enorme bobina, aunque no se ha aclarado cual es el mecanismo por medio del cual se mantienen esas corrientes.

La variación secular del campo magnético, y la inversión del eje principal del campo aproximadamente cada millón de años, son misterios de bastante peso, para corroborar la hipótesis anterior.

W.M. Elsasser (1950) ha propuesto la llamada Teoría de la -- dínamo, que sugiere una autoexcitación del núcleo de la tierra, producida en las líneas de flujo por la rotación.



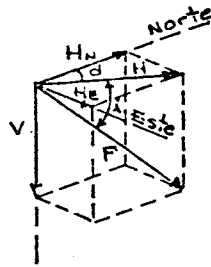
Debido a la rotación de la Tierra, una línea de flujo magnético puede ser desviada para posteriormente ser aislada, generando un movimiento toroidal que induciría corrientes eléctricas que a su vez producirían un campo magnético

La teoría de la dínamo no está totalmente desarrollada, existiendo algunos inconvenientes para su comprobación.

Es posible esperar que una combinación de los efectos de las corrientes eléctricas y la teoría de la dínamo, produzcan hipótesis que se ajustan a las características conocidas del campo magnético terrestre.

No se dispone de elementos suficientes para poder establecer un modelo teórico del campo magnético terrestre. A la fecha todos los esfuerzos se han encaminado a definir las variaciones del campo

La dirección y magnitud en un punto sobre la superficie de la tierra, está representada por un vector paralelo a la dirección del campo, con la dirección de la fuerza en un polo positivo, teniendo una longitud proporcional a la intensidad del campo de este punto.



F = intensidad total
 V = componente vertical
 H = Componente horizontal
 H_N = componente en direc. Norte
 H_E = componente en direc. Este
 d = ángulo de declinación
 i = ángulo de inclinación

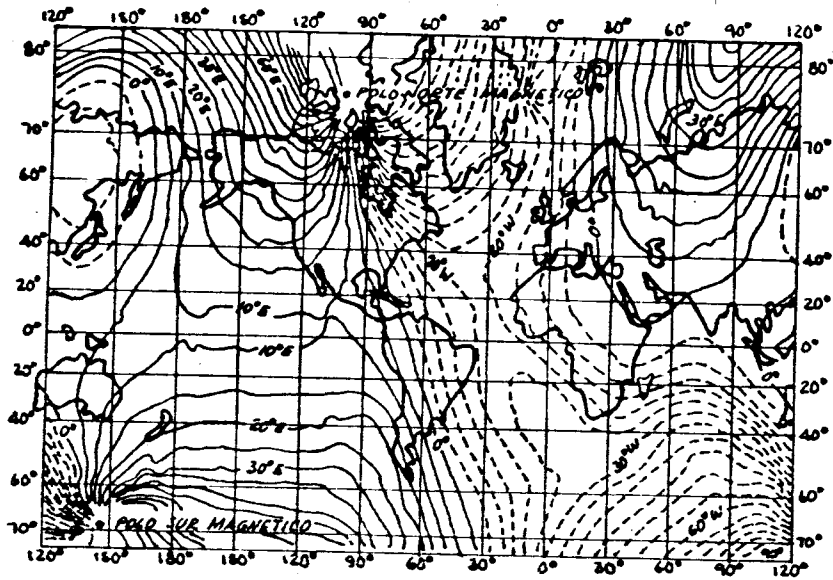
$$F = \frac{H}{\cos i}$$

$$F^2 = H^2 + V^2$$

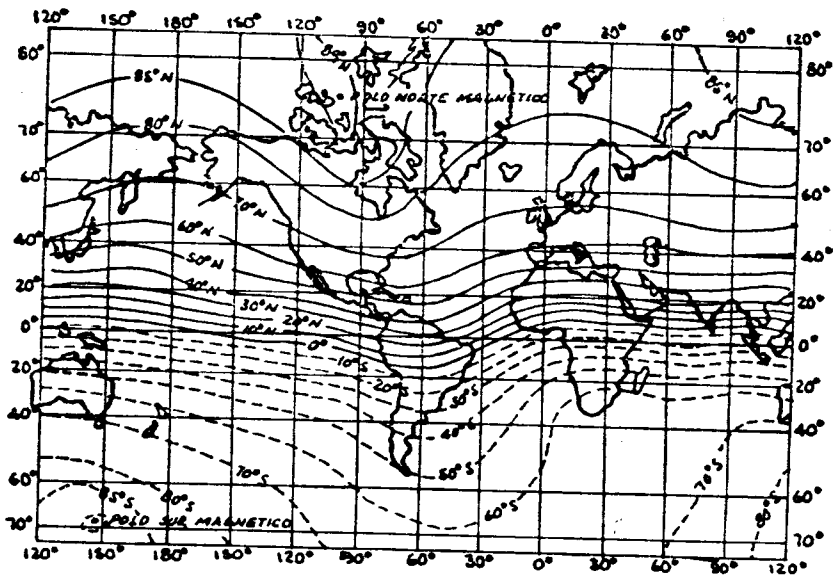
$$H_N = H \cos d$$

$$H_E = H \sin d$$

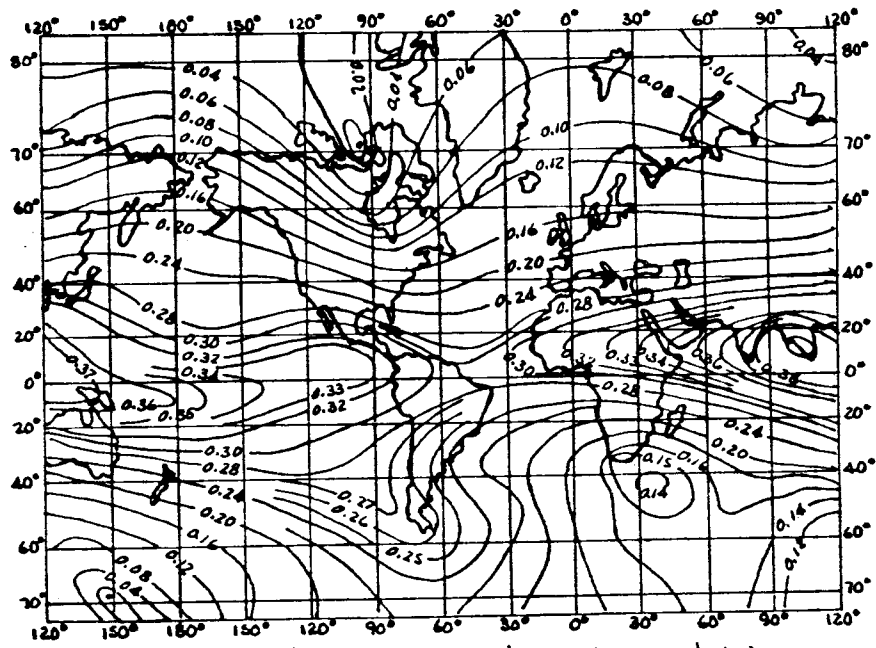
$$\tan i = \frac{V}{H}$$



Lineas de igual declinación [1945] (Vestine y otros, 1947)



Lineas de igual inclinación [1945] (según Vestine y otros, 1947)



En diversas estaciones distribuidas en la superficie de la tierra, constantemente se están midiendo las componentes de la intensidad y dirección, publicándose cartas que muestran su distribución.

PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS.

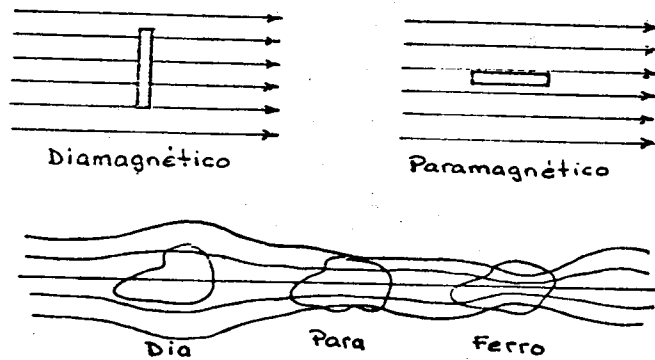
Las irregularidades observadas en la distribución de la intensidad y dirección del campo magnético terrestre, indican que en la corteza debe existir un sistema bastante complicado de dipolos.

Se ha podido comprobar que las variaciones locales están íntimamente ligadas a la presencia de materiales magnetizados o con propiedades magnéticas que modifican el campo magnético.

Algunos materiales se oponen al flujo de líneas magnéticas, orientándose perpendicularmente a las líneas o deformando las líneas de flujo, se les denomina diamagnéticos.

Los materiales que atraen las líneas de flujo, o que se orientan en el mismo sentido que las líneas de flujo, se llaman paramagnéticos.

Substancias como el hierro, el níquel y ciertas aleaciones, atraen los campos magnéticos con mucha intensidad y se les conoce como ferro-magnéticas



En la superficie de la tierra, la intensidad varía de acuerdo a la imantación y la permeabilidad de las rocas,

La intensidad de magnetización depende de una propiedad conocida como susceptibilidad magnética.

En las rocas, la susceptibilidad magnética depende del contenido de magnetita, en términos generales se comportan de la manera siguiente:

rocas sedimentarias → diamagnéticas
 rocas metamórficas → paramagnéticas
 rocas ígneas → ferromagnéticas

valores típicos de la susceptibilidad de algunas rocas y --
 minerales.

MATERIAL	SUSCEPTIBILIDAD (Unidades cgs electromagnéticas).
Magnetita	0.3
Pirrotita	0.3
Hematita	0.003
Cuarzo	-0.000001
Sal de roca	-0.000001
Calcita	-0.000001
Basalto	0.003
Diabasa	0.003
Gabro	0.001
Granito	0.002
Gneiss	0.0001
Arenisca	0.00002
Pizarra	0.00004
Dolomita	0.00001

VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.

Las observaciones constantes del campo magnético terrestre, han demostrado que varía en el espacio y en el tiempo, y que se encuentran íntimamente ligadas a la evolución que ha tenido la Tierra, tanto superficialmente como en su interior.

Las variaciones del campo magnético son rápidas en comparación con los procesos geológicos. Las variaciones pueden ser de tres tipos:

- 1.- Variaciones seculares
- 2.- Variaciones regulares de poca duración
- 3.- Fluctuaciones pasajeras irregulares.

VARIACIONES SECULARES.

Las observaciones han dado suficientes evidencias para establecer que la posición de los polos magnéticos está cambiando.



Las variaciones observadas en Londres de la declinación y la inclinación, sugieren una variación cíclica, con un periodo probable de 600 años.

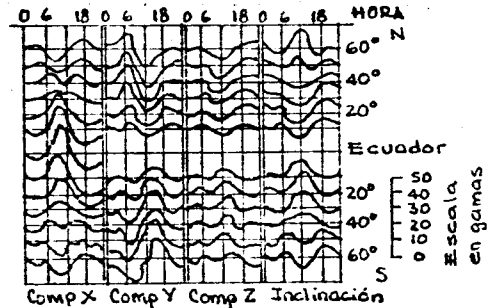
Otras observaciones, aunque incompletas, sugieren que la parte no axial del campo terrestre se desplaza hacia el oeste. Los recientes estudios sobre Tectónica de Placas, parecen confirmar este desplazamiento, que en algunos lugares es del orden de 5 cm. por año.

Otras observaciones han proporcionado claros indicios de que periódicamente se manifiesta una inversión en la imantación de la corteza en algunas regiones. Su mecanismo no está totalmente aclarado.

Se ha calculado 171 inversiones del campo en los últimos 76 millones de años.

Diversas variaciones seculares locales son bien conocidas. En diferentes estaciones distribuidas en la superficie de la Tierra, se lleva un control constante de estas variaciones.

Además de las variaciones seculares, también se producen variaciones diurnas periódicas, que son de forma regular y su amplitud depende principalmente de la latitud.



VARIACION SOLAR DIURNA DE CUATRO ELEMENTOS
MAGNETICOS EN LATITUDES ESPACIADAS 10 GRADOS
(Según Chapman)

Su relación con la radiación solar se pone de manifiesto por el contraste que se observa en actividad entre los valores variables del día y las condiciones más estables de la noche.

También se han observado variaciones periódicas de acuerdo a las estaciones del año, siendo mayor en verano que en invierno. Asimismo se producen ciclos mensuales y anuales.

Variaciones del campo se observan relacionadas con los ciclos de la luna.

No siempre es fácil separar los efectos del sol y de la luna,

sobretudo cuando se superponen otros efectos de tipo irregular.

Muy importantes son las fluctuaciones durante las tormentas magnéticas, especialmente las que corresponden a épocas de gran actividad solar, en las cuales se obtiene una relación muy marcada.

En muchos casos de variaciones locales y transitorias, se han podido identificar sus causas con la presencia de variaciones en corrientes eléctricas naturales.

Todas las variaciones mencionadas anteriormente se refieren a condiciones generales de la tierra y que son registradas en puntos fijos.

Cuando las mediciones se realizan en diferentes puntos, mediante instrumentos que miden diferencias de las componentes y es necesario correlacionar las lecturas, se hace indispensable tomar en consideración los efectos de otros factores.

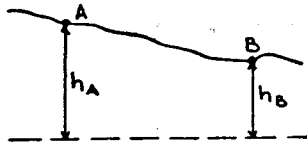
CORRECCIONES POR TEMPERATURA.

Muchos instrumentos son sensibles a los cambios de temperatura, debido a la expansión ó contracción térmica de sus elementos y también a cambios del momento magnético del imán, que alcanzan coeficientes de 8 gamas por grado centígrado.

Algunos aparatos se encuentran compensados para efectos de temperatura.

Al calibrarse los aparatos, se establecen las curvas de variación del coeficiente de corrección, dentro de los rangos de temperatura de operación.

CORRECCION POR ELEVACION.



$$F = \frac{PP'}{\mu l^2}$$

$$\frac{dF}{dl} = \frac{-2PP'}{\mu l^3}$$

$$\text{ó } \frac{dF}{dR} = \frac{-2PP'}{\mu R^3}$$

Cuando las variaciones del campo son producidas por la presencia en el subsuelo de materiales magnetizados, sus efectos en puntos a diferentes niveles, pueden ser considerados en función de la diferencia de altura a partir de la ley de coulomb.

CORRECCION POR LATITUD Y LONGITUD.

Entre dos puntos de observación, puede existir una diferencia de intensidad de campo, de acuerdo a la distribución natural del campo, y para determinarla se recurre a las cartas de variación de las componentes, que se editan periódicamente.

INSTRUMENTOS PARA MEDIR VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO.

En la actualidad se dispone de una gran diversidad de instrumentos que pueden medir algunas de las componentes de campo magnético, desde los mas sencillos a los mas complicados. -- Sin embargo todos utilizan un elemento magnético conocido, y se analiza su comportamiento dentro del campo magnético terrestre.

Aunque existen muchos modelos, los principios utilizados encuadran dentro de un grupo más reducido, que se describen a continuación.

BRUJULA.

La brújula es el instrumento más conocido, y aunque tradicionalmente se ha utilizado para orientarse, es útil para determinar el ángulo de declinación.



Consiste de una ahuja imantada que se mueve libremente en un plano horizontal.

[La ahuja se orienta paralelamente a las líneas de fuerza.]

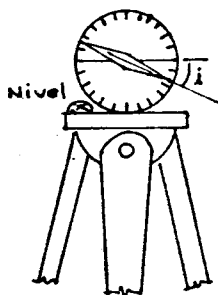
La presencia de algún cuerpo magnético en el subsuelo producirá variaciones en el campo magnético de la Tierra, ejerciendo una atracción sobre la ahuja de la brújula desviada con respecto al campo normal.]



Las desviaciones de la brújula pueden [indicar la existencia de cuerpos con propiedades magnéticas que se encuentran cerca de la superficie.]

INCLINOMETRO

El inclinómetro es un tipo de brújula que se mueve en un plano vertical, estando provista de un nivel, para medir el ángulo de inclinación con respecto a la horizontal.



La presencia de cuerpos magnetizados en el subsuelo, producirán mayor inclinación en la ahuja cuanto más cercana se encuentra al cuerpo



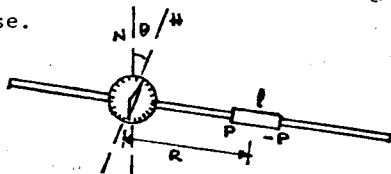
En muchos casos se combina el uso de una brújula y un inclinómetro, para detectar la existencia de cuerpos principalmente ferromagnéticos.

Para obtener la precisión adecuada es necesario emplear agujas de elevado momento magnético.

La medición de la declinación y el ángulo de inclinación no es suficiente para determinar la intensidad de campo, además de que es necesario determinar con precisión la orientación con respecto al Norte geográfico.

MAGNETOMETRO DE WILSON

Es un dispositivo que permite medir la intensidad del campo magnético, utilizando una brújula y un imán de momento conocido, que está colocado sobre una regla en la que puede desplazarse.



Se ajusta la posición del imán hasta obtener que la desviación de la brújula corresponda a un ángulo θ sencillo (30° ó 45°), entonces:

$$H \sin \theta = \left[\frac{P}{\left(R - \frac{l}{2}\right)^2} - \frac{P}{\left(R + \frac{l}{2}\right)^2} \right] \cos \theta$$

$$H = \frac{2 l R P}{\left(R^2 - \frac{l^2}{4}\right)^2} \cot \theta$$

En estaciones fijas, se reemplaza el imán por una bobina -- Helmholtz, en la cual el campo puede determinarse en función de la corriente que circula por la bobina.

Con base a estos principios se han diseñado muchos instrumentos que pueden medir con precisión las componentes horizontales, verticales e inclusive la intensidad total.

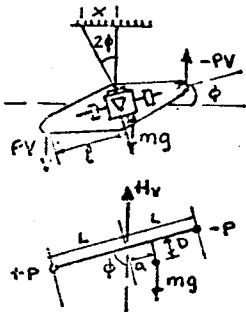
Aunque es importante medir constantemente la intensidad de campo magnético en puntos fijos, para determinar las variaciones seculares, es necesario hacer mediciones en toda la

superficie de la Tierra, para establecer las características de la distribución de las componentes, por lo que se pueden utilizar muchos instrumentos portátiles que proporcionen precisiones similares a las de estaciones fijas.

Los instrumentos utilizados reciben el nombre de magnetómetros.

MAGNETOMETRO DE SCHMIDT

Este instrumento también es conocido como balanza tipo Schmidt, y consiste de un elemento magnético doble, formado por dos - - cuchillas magnetizadas que pueden oscilar alrededor de un eje triangular de cuarzo.



Abajo del eje se tiene un pequeño elemento de masa que hace inestable el sistema, originándose un par de torsión por efecto gravitacional que contrarresta al par magnético.

El equilibrio se consigue cuando:

$$2LPH_v \operatorname{sen} \phi = mg (a \operatorname{sen} \phi + D \operatorname{cos} \phi)$$

$$H_v = \frac{mg}{2LP} (a + D \cot \phi)$$

Se puede obtener midiendo la desviación de un rayo luminoso, sobre una escala.

Es común medir diferencias de componente vertical en dos puntos, resultando que la diferencia de lecturas es proporcional a la diferencia de ángulos y por lo tanto a la diferencia -- del campo magnético.

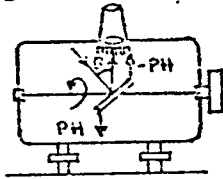
Existen modelos para medir la componente horizontal, en este caso, el elemento magnético tiene su eje vertical.

Como el resto del sistema mecánico y óptico es el mismo, en algunos instrumentos se utiliza el sistema intercambiando el elemento magnético, con lo que se puede medir las dos componentes con el mismo aparato.

Los magnetómetros de balanza Schmidt, deben operarse perfectamente nivelados y orientados, ya que de no ser así, se tendrán errores de importancia en la medición. Son sensibles a cambios de temperatura, correspondiendo diferentes factores de escala a cada temperatura de operación.

MAGNETOMETRO DE TORSION

En este instrumento, el elemento magnético está unido a un hilo de cuarzo, generandose un par de Torsión sobre el hilo, - por efecto de la componente total de la intensidad del campo magnético.



La intensidad del campo magnético - es proporcional al ángulo de torsión y a la constante de torsión del hilo.

En la práctica es más fácil determinar el par de torsión, aplicando un par externo a través de un volante que está unido a un extremo - del hilo de cuarzo, que equilibre a la acción de la intensidad del campo magnético, observandose la posición de equilibrio por medio de un anteojo y una escala, de un rayo luminoso que se refleja en un espejo unido al elemento magnético.

En este instrumento solo se pueden medir diferencias entre - las posiciones de equilibrio en dos puntos.

$$\Delta H = \text{Constante} \cdot \Delta \text{Lecturas}$$

El hilo de Torsión, debe estar perfectamente horizontal, por lo que el aparato debe estar nivelado.

El elemento magnético tiene cierta libertad de orientación,

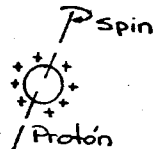
no siendo crítica la orientación que tiene una tolerancia de más o menos 30°.

El magnetómetro de torsión es bastante portátil y su observación muy rápida.

MAGNETOMETRO DE PRECESION NUCLEAR.

Este instrumento se basa en el fenómeno de resonancia magnética nuclear descubierto por Bloch en 1938.

La mayoría de los núcleos atómicos tienen un momento magnético que les permite actuar como un diminuto imán.



Esta propiedad ha sido identificada en el protón, que puede considerarse como una pequeña esfera con carga eléctrica positiva distribuida en su superficie.

Por efecto de su movimiento de rotación (spin) se producen corrientes eléctricas circulares, que actúan como una bobina, induciéndose un campo magnético orientado según su eje de rotación.

Al actuar un campo magnético externo, los protones tienden a orientarse.

Si se cambia bruscamente la dirección del campo, el protón tenderá a orientarse en la nueva dirección, en un tiempo que es característico de cada sustancia y que se denomina "tiempo de relajación", y mediante un movimiento de "precesión" a una velocidad angular:

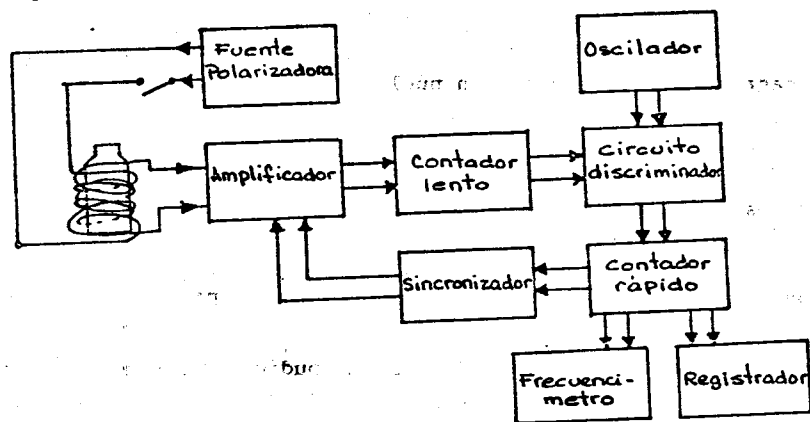
$$\omega = \gamma_p H$$

en donde γ_p es la relación giromagnética del protón, que es una constante.

El movimiento de precesión inducirá un potencial eléctrico, - que puede ser colectado por una bobina, siendo la frecuencia del voltaje inducido proporcional a la diferencia de las intensidades de los campos magnéticos.

El instrumento que se apoya en estos principios consiste de una botella de plástico, que contienen una muestra de agua, la que proporciona numerosos protones de hidrogeno. El oxigeno no -- tiene momento magnético por lo que no actúa.

Alrededor de la botella se encuentran enrolladas dos bobinas, una que permite generar un campo magnético externo que es más de 100 veces mayor que el campo terrestre, y otra bobina que recolecta el potencial eléctrico producido por el movimiento de precesión.



Al cerrar el circuito de la fuente polarizadora, se creará un campo que obligará a los protones a orientarse en esa dirección, después de unos segundos se abre el circuito, al actuar exclusivamente el campo magnético terrestre, los protones adquirirán un movimiento de precesión que inducirán una corriente eléctrica, cuya frecuencia será proporcional a la diferencia de intensidades de campo.

$$f_e - f_T = \Delta f$$

f_e = campo externo

f_T = campo terrestre

$$\text{Relación giromagnética} = \text{R.G.} = \frac{\Delta f}{\Delta H} = \gamma_p$$

$$\Delta H = \frac{\Delta f}{\text{R.G.}} = \frac{\Delta f}{\gamma_p}$$

$$H_T = H_e - \Delta H$$

H_e = campo externo

H_T = campo terrestre

Mediante sistemas electrónicos se puede amplificar el voltaje inducido, discriminar las frecuencias de la corriente y evaluarlas, accionando frecuencímetros o registradores que pueden calibrarse en valores de intensidad magnética.

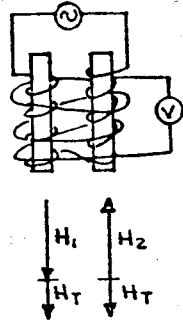
El magnetómetro de precesión nuclear no requiere nivelarse ni orientarse, tampoco es sensible a variaciones pequeñas de temperatura.

Algunos modelos han substituido la muestra de agua por gases, como los de vapores de rubidio.

MAGNETOMETRO DISCRIMINADOR DE FLUJO. (FLUX GATE)

En 1948 se diseñó un magnetómetro que pudiera responder rápidamente a variaciones del campo magnético terrestre, con objeto de utilizarlo desde aviones y cubrir vastas extensiones en poco tiempo.

El magnetómetro discriminador de flujo, consiste en dos núcleos idénticos saturables de alta permeabilidad, en los cuales se encuentran devandadas dos bobinas idénticas pero en sentido contrario.



Las dos bobinas están conectadas a una fuente de corriente alterna, induciéndose dos campos magnéticos cambiantes, idénticos pero de sentido contrario.

Mediante otra bobina que envuelve simultáneamente a los dos núcleos, se recoge la corriente eléctrica suma, la que se conecta a un voltímetro.

Si solo estuvieran actuando los campos inducidos en los dos núcleos, la corriente-suma inducida sería cero, pero simultáneamente está actuando el campo magnético terrestre, sumando se su efecto a cada uno de los campos inducidos en los núcleos, entonces:

$$-H_1 - H_T + H_2 - H_T = -2H_T$$

$$\text{ya que } H_1 = H_2$$

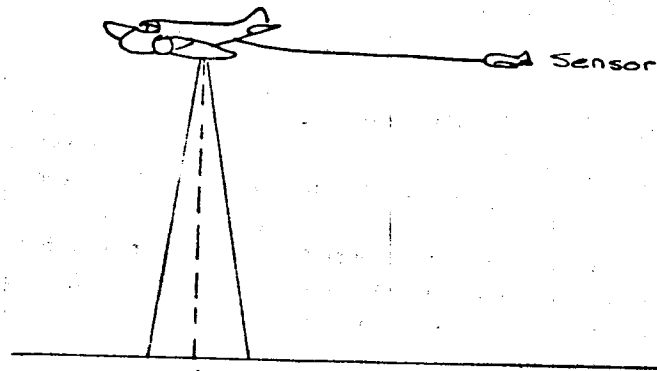
[En estas condiciones, la corriente eléctrica que se induce en la bobina recolectora será proporcional a 2 veces el campo magnético terrestre.]

Debido a que las corrientes eléctricas y voltajes inducidos son muy pequeños, se utilizan sistemas electrónicos que permitan elevarlos a niveles suficientes, para alimentar sistemas de registro continuo.

El principio del magnetómetro discriminador de flujo se ha utilizado principalmente en el diseño de magnetómetros aéreos.

Al conjunto de núcleos y bobinas se les denomina el sensor, y debe mantenerse aislado del resto del avión en donde está instalado todo el equipo auxiliar. Se acostumbra remolcar al sensor en una cápsula aerodinámica de material no magnético.

Para mantener verticales los nucleos del sensor, se encuentran unidos a un sistema de servomecanismos que se controlan desde el avión.



[Para poder identificar los puntos de la superficie terrestre en que se mide el campo magnético terrestre, los aviones están provistos de sistemas de fotografía aérea ó de radiolocalización, así como de controles de la elevación del avión, - datos que se consignan en el registro de intensidad de campo magnético.]

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA VI.- GEOMAGNETISMO

BIBLIOGRAFIA

Howell, B. .-Introducción a la Geofísica.
Omega, 1962.

Smith, P. .- Temas de Geofísica.
Reverté, 1975

The Open University.- "El campo magnético de la Tierra".
Unidad 23 curso básico de ciencias. Mc Graw Hill 1974.

Mc Alester A. .-The earth: an introduction to the geological and geophysical
sciences.
Prentice Hall, 1973.

Miguel y González Miranda Luis de. " Geomagnétismo". Instituto Geográfico y
Castral, Madrid. 1974.

LECTURAS RECOMENDADAS:

Nagata, Takesi.- El campo magnético terrestre y sus variaciones.-"El -
redescubrimiento de la tierra".
Conacyt.-México. 1982.

TEMAS:

POLO MAGNETICO
CAMPO MAGNETICO
INTENSIDAD DE CAMPO
LINEAS DE FUERZA MAGNETICA
INDUCCION MAGNETICA
MOMENTO MAGNETICO
SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA
MAGNETISMO RESIDUAL .

TRABAJOS DE INVESTIGACION:

Evidencias de la inversión del campo magnético terrestre.
Hipótesis del origen del campo magnético terrestre.
Rocas magnéticas de la corteza terrestre y su contenido de magnetita.
Las propiedades magnéticas de los núcleos atómicos.
La inducción electromagnética en la tierra.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- VI.1.- Explicar las teorías sobre el origen del campo magnético terrestre, - indicando los conceptos que los apoyan o contradicen.
- VI.2.- Describir las características actuales del campo magnético terrestre.
- VI.3.- Indicar los factores que hacen variar el campo magnético terrestre.
- VI.4.- Explicar la influencia de las rocas de la corteza terrestre en el campo magnético, de acuerdo a su susceptibilidad magnética.
- VI.5.- Describir los instrumentos que se utilizan para medir los componentes del campo magnético terrestre.

CAMPOS ELECTRICOS TERRESTRES.

Las corrientes eléctricas terrestres constituyen un complejo sistema de cargas móviles.

A gran profundidad la corriente puede ser electrónica, pero en las rocas sedimentarias saturadas de agua, en los océanos y en la atmósfera, es netamente iónica.

A grandes alturas, superiores a 120 km sobre la superficie, las corrientes eléctricas predominantes son de tipo electrónico.

CONDUCCION ELECTRICA

La conductibilidad eléctrica de la Tierra, es generalmente baja y depende principalmente del contenido de fluidos y la constitución de la roca.

conductividad eléctrica

En rocas

En las rocas superficiales depende del contenido de agua salina en los poros de las rocas.

En rocas profundas depende de la estructura de la roca sólida.

En rocas secas es más baja que en la que contienen líquidos.

En el aire

Depende del grado de ionización número de partículas cargadas por unidad de volumen. Puede ser de tipo electrónico ó iónico (átomos individuales, moléculas, gotitas de humedad, gránulos de polvo u otros agregados coloidales).

La Tierra sólida parece tener un exceso de cargas negativas, lo que genera una corriente de iones con carga positiva del aire hacia la Tierra.

La magnitud de esta carga fluctúa notablemente de forma continua aunque desconocida.

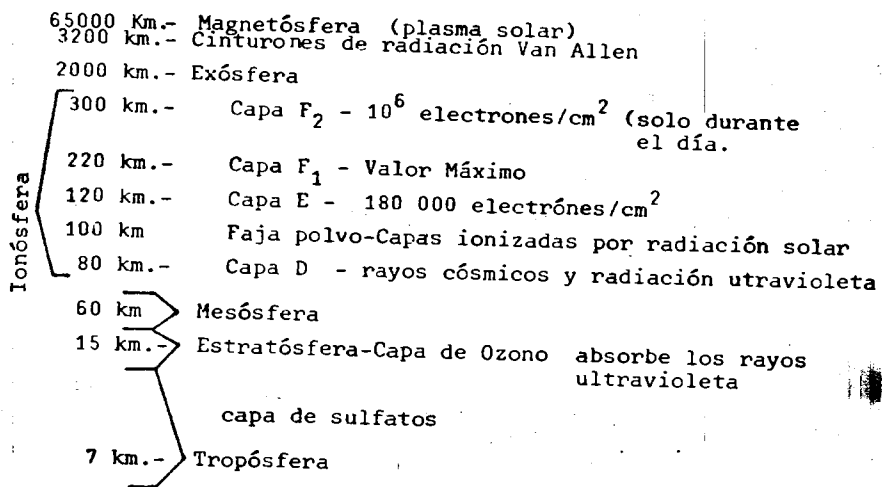
La corriente respectiva en sentido contrario no se ha localizado.

Se estima que la conductibilidad del aire y el gradiente de potencial, tiene un valor medio de unos 10^{-12} amperios por cm^2 .

La corriente puede calcularse a partir de la componente horizontal del campo magnético terrestre, considerando un ciclo cerrado.

$$\oint_L H dl = 4\pi i$$

El grado de ionización del aire varía notablemente con la altura, hora del día y la latitud.



La tropósfera tiene un espesor muy variable que depende de la latitud, y las corrientes eléctricas que son de tipo iónico - están reguladas por varios factores:

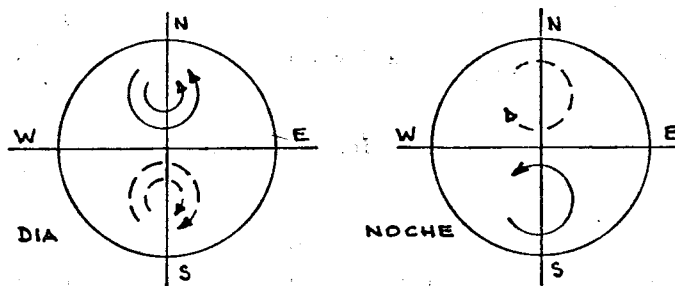
Tropósfera	$\left\{ \begin{array}{l} 16 \text{ km en el ecuador} \\ 13 \text{ km en zonas templadas} \\ 7 \text{ a } 8 \text{ km en los polos} \end{array} \right.$	Vapor de agua
		Nucleos de condensación
		Variación de la Temperatura.

Las corrientes eléctricas externas varían por efecto de los vientos y las mareas atmosféricas provocadas por la atracción del sol y de la luna, que arrastran a los iones.

Estos cambios de ascenso y descenso de los iones, generan corrientes eléctricas que producen campos magnéticos locales.

El ciclo de corriente eléctrica durante el día es de unos - 62 000 amperes, mientras que en la noche es de solo 32 000 - amperes; en la primavera y en el verano aumenta a 89 000 amperes y en el Invierno disminuye a 36 000 amperes durante - el día.

Se ha observado que el sentido de las corrientes eléctricas se invierte durante la noche.



CAMPOS ELECTRICOS LOCALES.

Las corrientes eléctricas superficiales son básicamente de tipo iónico, y están íntimamente ligadas a la conductividad de los líquidos contenidos en los poros de las rocas.

Las corrientes eléctricas no se miden directamente, sino a través de la resistividad de las rocas, siendo la resistividad

el inverso de la conductividad

Resistividades de fluidos:

Aire	2×10^6 a 5×10^7
Agua destilada	2×10^7
Agua superficial	3×10^3 a 10^5

(depende de la salinidad).

Resistividades de rocas y minerales.

Granito	5×10^5 a 10^9
Calizas	6×10^3 a 3×10^5
Arenisca	10^2 a 10^5
Arcilla	10^2 a 10^6
Calcita	5.5×10^{15}
Cuarzo	4×10^{12}
Azufre	10^{14} x 10^{17}
Magnetita	0.008 a 0.5
Hierro	10^{-5}
Cobre puro	1.7×10^{-6}

Los campos locales se deben a diversas causas:

Reacciones Químicas.

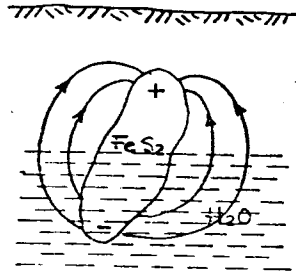
Variaciones de concentración salina del agua.

Circulación a través de rocas permeables.

Algunos campos locales en realidad son variaciones de los -- campos naturales propios de la tierra, producidos por concentraciones de rocas con resistividades contrastantes al resto del medio.

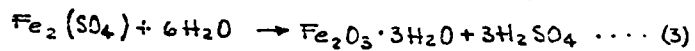
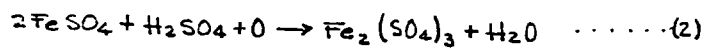
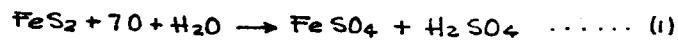
Algunos campos locales pueden aparecer y desaparecer periodicamente, pudiendo correlacionarse su ciclo con los ciclos hidrológicos y de estiaje de la región, debido a reacciones químicas que responden a una propiedad conocida como actividad electroquímica.

Este fenómeno generalmente se presenta asociado a concentraciones de sulfuros de hierro en el subsuelo, que se encuentran parcialmente cubiertos por agua que se ha filtrado.



El mineral reacciona en la parte inferior con el agua, mientras que la parte superior sufre una oxidación.

La reacción del agua con el sulfuro produce ácido sulfúrico, generando un electrolito que permite la circulación de iones al establecerse una diferencia de potencial en los extremos.



La circulación de corriente eléctrica es espontánea.

En la primera reacción se produce sulfato de hierro y ácido sulfúrico que vuelven a reaccionar entre sí absorbiendo oxígeno, el producto reaccionando con agua, produce un hidróxido de hierro y ácido sulfúrico que son sustancias más estables.

Si el agua filtrada aumentara hasta cubrir totalmente el cuerpo, ya no existirán diferencias de potencial y el campo eléctrico puede desaparecer. Situación similar puede presentarse si por evaporación desaparece el agua y por lo tanto el electrolito.

Debido a las múltiples combinaciones que se presentan en la distribución de las rocas que constituyen el subsuelo, es prácticamente imposible establecer un modelo teórico de la distri

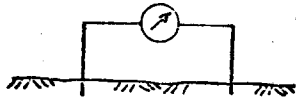
bución de los campos eléctricos de la tierra, y aunque se -
 pudiera proponer algún modelo, este sería de aplicación ex-
 clusivamente local y sujeto a un sinúmero de variaciones cu-
 yas causas, en muchos de los casos, no serían fácilmente --
 identificables

Los avances en la Teoría electromagnética, y su aplicación
 al estudio de los campos eléctricos de la tierra, han permiti-
 do establecer que existe una íntima relación entre las -
 variaciones de los campos eléctricos y magnéticos.

Se tienen suficientes evidencias para suponer que la terce-
 ra parte del campo magnético terrestre, se debe a corrien-
 tes eléctricas internas que están ligadas a la distribución
 de las masas continentales.

INSTRUMENTOS PARA MEDIR CAMPOS ELECTRICOS.

Las diferencias del potencial terrestre se miden colocando
 dos electrodos en la superficie del suelo o bien enterrando
 los, y midiendo la diferencia entre ellos mediante un poten-
 ciometro o un galvanómetro.



Es preferible utilizar un poten-
 ciómetro, pues la corriente absor-
 bida por un galvanómetro tiende a
 aumentar la polarización que se
 produce en los electrodos.

En las mediciones de potenciales naturales en la superficie
 se emplean electrodos de cobre, dentro de un vaso poroso que
 contiene sulfato de cobre para tener mejor contacto con -
 el terreno.

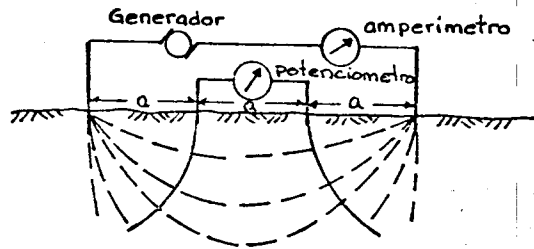
Como no siempre se pueden medir campos naturales, se acostum-
 bra hacer observaciones de la resistividad para conocer la

distribución de las propiedades eléctricas de subsuelo, y con base en ellas inferir su influencia en los campos terrestres.

Para hacer mediciones de resistividad se utilizan dos juegos de electrodos, un par que permite introducir al subsuelo corrientes eléctricas conocidas que generan un campo.

El campo producido artificialmente, es modificado por la resistividad de las rocas que atraviesa la corriente.

Con el otro par de electrodos conectados a un potenciómetro, se miden las caídas de potencial.



Si el suelo es eléctricamente homogéneo e isotrópico, la resistividad podrá calcularse fácilmente a partir de la separación de los electrodos, y de la corriente y potencial observados.

La resistencia entre dos capas concéntricas, muy poco separadas, de radio r , separadas a una distancia Δr en un material de resistividad ρ_e es:

$$\Delta R_e = \frac{\rho_e \Delta r}{2\pi r^2}$$

La caída de potencial entre dos esferas de este tipo, con una corriente i circulando radialmente entre ambas, es:

$$\Delta E = i \Delta R_e = \frac{i \rho_e \Delta r}{2\pi r^2}$$

El potencial de un punto sobre una superficie hemisférica de radio r con respecto al infinito es:

$$E_i = \int_{r_1}^{\infty} \frac{i \rho_e dr}{2\pi r^2} = \frac{i \rho_e}{2\pi} \left(-\frac{1}{r}\right)_{r_1}^{\infty} = \frac{i \rho_e}{2\pi r_1}$$

Un arreglo muy popular de los electrodos, es el tipo Wenner en donde la distancia entre dos electrodos contiguos es a , con lo que la ecuación del potencial toma la forma:

$$E = \frac{i \rho_e}{2\pi a}$$

NOTAS DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA

TEMA VII.- ELECTRICIDAD TERRESTRE

BIBLIOGRAFIA

Howell, B. .-Introducción a la Geofísica.
Omega, 1962.

Smith, P. .- Temas de Geofísica.
Reverté, 1975.

Scientific American.- "Planet Earth".-
Freeman, 1974

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

PRINCIPIOS FISICOS DE LA CONDUCTIVIDAD ELECTRICA.
GENERACION DE CORRIENTES ELECTRICAS.
PRINCIPIOS DE LA TEORIA ELECTROMAGNETICA.

-TRABAJOS DE INVESTIGACION:

La distribución de las corrientes eléctricas en el espacio alrededor de la tierra.
Hipótesis del origen de las corrientes telúricas.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

- VII.1.- Indicar los tipos de corrientes eléctricas naturales de la tierra.
- VII.2.- Describir las corrientes eléctricas existentes en la envoltura gaseosa de la tierra.
- VII.3.- Indicar los factores que influyen en la variación de las corrientes eléctricas que circulan en la corteza terrestre.
- VII.4.- Explicar la forma en que se generan corrientes eléctricas originadas por reacciones químicas.
- VII.5.- Describir los instrumentos y técnicas para determinar las corrientes y propiedades eléctricas de la corteza terrestre.
- VII.6.- Describir las hipótesis sobre las corrientes telúricas.

METODOS DE PROSPECCION GEOFISICA

La prospección geofísica utiliza técnicas que se han desarrollado a partir de los métodos aplicados en estudios científicos, para determinar las características de la estructura de la Tierra a gran escala.

Los métodos de prospección, están encaminados a localizar estructuras geológicas que sean favorables para depósitos minerales de valor comercial o relacionados con obras de infra-estructura.

El término, PROSPECCION proviene del latín y significa "Exploración de posibilidades futuras, basadas en indicios presentes".

Las investigaciones puramente científicas, en el estudio detallado de los efectos superficiales de algunas corrientes y potenciales naturales, el comportamiento sísmico de algunos terrenos, y de otros fenómenos asociados a condiciones particulares de la corteza terrestre, permitieron establecer las bases de la prospección geofísica.

La variación en la conductividad eléctrica y en corrientes naturales existentes en la Tierra, las relaciones de decaimiento de diferencias de potenciales artificiales introducidas en el terreno, cambios locales de gravedad, del magnetismo y la radioactividad, han proporcionado información a los geofísicos acerca de la naturaleza de las estructuras bajo la superficie, permitiéndoles determinar los sitios más favorables para localizar los depósitos minerales que buscan.

Desde un punto de vista estrictamente geofísico, el término "Prospección" puede definirse como la exploración del subsuelo basada en el análisis de las características físicas del terreno y de las características físicas del terreno y de las variaciones superficiales de los campos naturales de la Tierra, encaminada a descubrir recursos naturales y minerales del subsuelo.

Una prospección geofísica consiste en realizar una serie de mediciones en la superficie de la Tierra o a cierta altura sobre ella.

Las mediciones consisten en la determinación de las variaciones en el dominio del tiempo o del espacio, de uno o varios campos de fuerza.

A partir de las mediciones, pueden establecerse varias soluciones en términos matemáticos, pero el rango de explicaciones que se ajustan a las condiciones de la naturaleza, son limitadas.

Los resultados de los estudios geofísicos deben expresarse en términos geológicos.

En geofísica como en geología, no existe un método que sea aplicable en todos los casos.

No todos los conceptos que se utilizan en la geofísica básica - pueden ser aplicados en la prospección geofísica, solo una parte de ellos han permitido demostrar su eficacia en el estudio del subsuelo.

Las propiedades físicas de las rocas que pueden ser investigadas por métodos geofísicos, y expresadas en conceptos geológicos de interés son:

- La densidad
- La susceptibilidad magnética
- la elasticidad
- La conductividad eléctrica
- La variación de la temperatura
- La variación de la radioactividad

Cada una de estas propiedades físicas está relacionada con algún campo de fuerza de la Tierra, algunos de los cuales se aprovechan en su estado natural, otros tienen que ser creados artificialmente cuando no están presentes en el área de estudio.

Propiedad Física

Densidad
 Suseptibilidad
 Magnética
 Elasticidad
 Conductibilidad
 eléctrica
 Variación de la
 Temperatura
 Variación de la
 radioactividad

Campo de la Tierra

Gravedad Terrestre
 Campo magnético
 Terrestre
 Propagación sísmica
 Campos eléctricos
 terrestre
 Gradiente Térmico
 Radioactividad
 Terrestre

Cada uno de los métodos que se utilizan en la actualidad, están relacionados con una propiedad, física y el campo terrestre correlativo:

Densidad	Método gravimétrico
Suseptibilidad magnética	Método magnetométrico
Elasticidad	Método sísmológico
Conductividad eléctrica	Método Eléctrico
Variación de la temperatura	Método Geotérmico
Variación de la Radioactividad	Método Radioactivo

De acuerdo a los campos que se utilizan, los métodos geofísicos aplicables son:

Campos naturales

{
 Gravimétrico
 Magnetométrico
 Eléctrico
 Geotérmico
 Radioactivo

C. creados artificialmente

{
 Sísmológico
 Eléctrico

Los principios y leyes físicas que se utilizan en cada método -- son los mismos que se aplican en la geofísica básica a nivel --- de investigación científica.

La diferencia fundamental se encuentra en los procedimientos, sensibilidad de los instrumentos y la precisión con que se realizan las mediciones.

Por la naturaleza de los estudios, los métodos de prospección utilizan equipos portátiles que son desplazados dentro de las áreas exploradas

En los trabajos de prospección geofísica deben cumplirse varias etapas:

- 1.- Planeación del trabajo
- 2.- Operación y observación de campo
- 3.- Preparación de los datos obtenidos
- 4.- Determinación de los parámetros representativos.
- 5.- Distribución espacial de los parámetros representativos
- 6.- Interpretación preliminar geológico-geofísica de los resultados obtenidos
- 7.- Aplicación de procesos adicionales para incrementar la calidad de la información.
- 8.- Integración, interpretación y evaluación de la información obtenida.

Antes de aplicar un método de prospección geofísica, es necesario examinar la información existente, que generalmente corresponde a estudios de observación directa, utilizando las técnicas y herramientas de la exploración geológica, tanto superficial como de subsuelo, lo que proporciona un panorama general de las características principales de la estructura y/o condiciones geológicas correspondientes al objetivo de la exploración.

La prospección geofísica debe utilizarse como una herramienta complementaria a la prospección geológica.

El método geofísico seleccionado, debe apoyarse en propiedades físicas que estén presentes en el cuerpo geológico que se busca, y que no sea posible detectarlo mediante la aplicación de las técnicas geológicas de observación directa.

Para que un método de prospección geofísica funcione, es necesario que la propiedad física en que se basa el método, sea contrastante entre el cuerpo geológico y el medio que lo rodea o encajona.

Planeación del Trabajo:

La etapa de planeación es sumamente importante, ya que en ella se analizan las posibilidades de que el método pueda proporcionar información congruente con el objeto que se persigue, y en su caso, considerar de antemano la calidad de los resultados que se pueden obtener.

En algunos métodos, la precisión de las mediciones disminuye con la profundidad, situación que debe tomarse en cuenta.

La amplitud del área por explorar y el tiempo disponible para obtener resultados, es un factor que en ocasiones puede influir en la selección de las técnicas aplicables.

Se puede distinguir tres tipos de objetivos en las prospecciones:

- Reconocimiento
- Semidetalle
- Detalle

los que influyen principalmente en las distancias y características de los puntos o estaciones de observación.

En casi todos los métodos de prospección, las estaciones o puntos de medición, se distribuyen de acuerdo a un patrón o esquema preestablecido, con el objeto de que todas las observaciones puedan ser comparadas entre sí, al conservar los mismos parámetros de observación.

Los sistemas de observación pueden corresponder a mediciones en puntos aislados, en líneas abiertas, en líneas formando una red, o en distribuciones superficiales, con estaciones a distancias equidistantes.

En la etapa de planeación deben establecerse las características del sistema de observación que deben utilizarse, definiendo las distancias entre estaciones y líneas, de acuerdo a las dimensiones probables del cuerpo geológico que se busca, y de la amplitud de las variaciones que se producen en los campos de fuerza, por la presencia de las estructuras geológicas, lo cual se interpreta como una "Anomalía".

En la planeación del trabajo no solo tienen importancia los aspectos técnicos, sino que deben considerarse también los aspectos logísticos o de viabilidad del trabajo, que los determinan: las condiciones geográficas, accesibilidad, etc., que en ocasiones presentan limitantes y/o la necesidad de utilizar equipo apropiado a las características del área por explorar.

Los trabajos pueden ser: Terrestres, marinos y aéreos, y cada uno de ellos tiene características particulares.

Es frecuente que durante el desarrollo de los trabajos, se tenga que modificar el sistema seleccionado, ya que los resultados que se vayan obteniendo y los problemas que se encuentren en la operación, ameriten los cambios, situaciones que no siempre pueden proveerse.

En algunas técnicas de prospección, se realizan pruebas o experimentación de los sistemas de observación de manera sistemática y periódica.

Definidas las características básicas de la prospección que se va a realizar, se procede al desarrollo de la siguiente etapa.

Operación y Observación de Campo.

Gran parte del éxito que se tenga en una prospección geofísica, depende del cuidado y eficiencia que se haya tenido al realizar el trabajo de campo.

El trabajo de campo consiste básicamente en realizar un muestreo sistemático, de las variaciones que se observen en el campo de fuerza, afín al método.

Es necesario conocer con exactitud la posición de cada punto de muestreo, para posteriormente localizarlos en caso de que sea importante realizar nuevas mediciones, o perforar pozos de cateo para confirmar la existencia, y en su caso, la explotación de yacimientos descubiertos por la prospección.

Para situar los puntos de observación deben realizarse levantamientos topográficos, para tener control horizontal y vertical. La precisión de los levantamientos dependerá del objetivo, técnico y método por seguir.

El procedimiento para hacer las mediciones, está definido por los instrumentos y técnicas que se empleen característicos de cada método.

Los procedimientos de observación deben seguirse invariablemente, de lo contrario los resultados no serán confiables, y en caso de que haya sido necesario modificarlos total o parcialmente durante el desarrollo del trabajo, estas modificaciones deben ser tomadas en cuenta en las etapas de preparación e interpretación de los datos.

Para tener presentes todas las contingencias que se presenten en la operación, que puedan influir en los resultados, se acostumbra consignarlos en registros de campo, preparados ex profeso, donde se anotará toda la información técnica y adicional que permita resolver las etapas subsecuentes.

Preparación de datos

Los datos obtenidos en la observación de campo no pueden utilizarse directamente, ya que casi siempre se encuentran afectados por causas ajenas a las condiciones del subsuelo, las que deben ser identificadas y sustraídas al valor medio.

En cada método se conocen los factores que tienen mayor influencia en la variación de los campos, y la forma de controlarla ó los datos adicionales que se requieren para calcular su efecto.

Los datos medidos tienen que ser corregidos y referidos a un nivel de referencia, que permita compararlos.

En muchas técnicas, tiene que calcularse la variación con respecto a un campo teórico o conocido. La diferencia entre el campo medido y el campo de referencia, se denomina anomalía.

Anomalía = Campo observado - Campo teórico.

Ocasionalmente, al aplicar las correcciones, pueden obtenerse valores de anomalía que se "disparan" o no corresponden al rango de valores esperado, en estos casos tiene que repetirse el trabajo de campo en el tramo aparentemente erróneo.

Algunas de las correcciones que se aplican a las observaciones, dependen de otros parámetros que son independientes del valor medido, por lo que frecuentemente es necesario hacer la determinación, mediante operaciones adicionales a las del sistema de trabajo.

Con objeto de aplicar las correcciones en forma sistemática, se acostumbra utilizar plantillas de cálculo, en las cuales se indican todas las operaciones a realizar, y los datos que deben intervenir.

Determinación y distribución de los parámetros representativos.

En algunas técnicas de prospección geofísica, es necesario transformar los datos corregidos en otros parámetros, que correspondan a la propiedad física característica del método y que identifica al cuerpo geológico que se busca.

Para conocer la distribución de los parámetros representativos, los valores corregidos se anotan en secciones o en planos, en donde se tiene la localización de los puntos de observación.

Se hace una configuración de la distribución de los parámetros que consiste en trazar líneas que unen puntos de igual valor, o que representen intervalos fijos entre valores. El paso de las líneas tiene que ser interpolado cuando el valor exacto no corresponde a un punto de observación.

En algunos métodos, puede obtenerse una gráfica o un registro continuo de los valores observados, ya sea con los propios instrumentos de campo, o con el concurso de equipo adicional diseñado exprofeso, y en algunos casos, en graficadoras controladas por computadoras digitales.

Los planos y secciones que se obtienen, son una representación de la distribución de los parámetros en planos verticales y horizontales seleccionados.

Para tener una idea tridimensional de los parámetros, se utilizan simultáneamente las secciones y los planos, aunque hay casos en que bastará una sola de las representaciones para proporcionar la información que se busca.

En algunos métodos, como en el sísmológico, se pueden obtener representaciones tridimensionales muy sofisticadas, en estos casos se utilizan técnicas especiales desde la operación de campo, sistemas de cálculo de correcciones que tienen que ser operadas en computadoras digitales, y equipos especiales para generar las distribuciones tridimensionales.

Interpretación de Resultados.

La interpretación puede ser cualitativa o cuantitativa, con una orientación geofísica o geológica-geofísica.

El tipo de interpretación debe ser previsto desde la etapa de planeación, que en algunas interpretaciones cuantitativas, se requiere información adicional o más detallada, que para interpretaciones cualitativas.

Algunas interpretaciones cuantitativas se obtienen mediante aproximaciones sucesivas, utilizando técnicas de modelaje o de simulación, haciendo variar los parámetros que operan como variables en ecuaciones que representan los campos o sus anomalías, comparando los resultados del cálculo con los valores obtenidos.

Toda interpretación debe tener una solución lógica desde el punto de vista geológico.

Algunas técnicas de interpretación producen soluciones múltiples eliminándose las que resulten absurdas o poco probables.

Debe tenerse conciencia del poder de resolución que tiene cada técnica, para no exigirle lo que no puede dar, y esperar la precisión posible en función de los parámetros que se estén manejando.

Frecuentemente es suficiente con la interpretación que se obtiene en esta etapa, pero en trabajos de detalle se requiere aislar los efectos locales de los regionales, para lo cual se aplican procesos especiales para atenuar la influencia de factores que enmascaran la información, o que separan las anomalías particulares para una interpretación más directa.

Para aplicar los procesos especiales, es indispensable identificar los factores que están influenciando a la información, para determinar los procesos que deben utilizarse, así como la amplitud de ellos.

La decisión de procesos aplicables, requiere del análisis de un especialista en procesos, y de un equilibrio entre el costo de los procesos y la mejoría en la información que se va a obtener, sin olvidar el objetivo básico del trabajo geofísico.

CARACTERISTICAS PARTICULARES DE LOS METODOS.

No todos los métodos de prospección geofísica han evolucionado de la misma forma, ni tampoco pueden aplicarse en la solución de todo tipo de problemas exploratorios.

Los principios, leyes y técnicas fundamentales, son los mismos que se han utilizado, desde que se les encontró la capacidad de emplearlos como herramientas de prospección.