



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
FACULTAD DE INGENIERIA

244-305



FACULTAD DE INGENIERIA

APUNTES DE

# INTRODUCCION A LOS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION

G-

ENRIQUE DEL VALLE TOLEDO

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA



FACULTAD INGENIERIA

CAJA  
92

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.

G.-

APUNTE  
92

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



G - 612679

612679

PREFACIO

G- 612679

Frecuentemente se comenta que la enseñanza superior debe ser enfocada hacia la solución de problemas prácticos, y que los profesores deben buscar mayor eficiencia y eficacia en el proceso enseñanza-aprendizaje.

La experiencia muestra que los alumnos prestan mayor atención a los temas que son de su interés, y que no necesariamente son los que pretende el profesor, y un buen curso solo se logra cuando se armonizan los intereses.

Los conocimientos que adquiere el estudiante están en función de la amplitud de los textos que lea, y la adecuada discusión en clase de los mismos.

Una forma para propiciar la participación activa de los alumnos, es discutir en clase temas que previamente han sido leídos por los estudiantes, con lo que se pueden aplicar los conceptos estudiados a la solución de problemas prácticos.

El alto costo que han adquirido los libros, que son publicados en idiomas diferentes al castellano y el hecho de que normalmente no corresponden a los programas de la asignatura, ocasionan que los alumnos no los adquieran.

Lo anterior origina que sea difícil cumplir apropiadamente los programas, ya que el profesor se ve obligado a exponer casi en su totalidad los temas principales, quedando poco tiempo para propiciar la intervención de los alumnos.

Por otro lado, las únicas referencias que tiene el alumno para preparar sus exámenes son los "apuntes" que logra tomar, los cuales frecuentemente resultan incompletos, debido a que mientras escribe pierde gran parte de la disertación, y en no pocas ocasiones resumen conceptos muy diferentes a los que fueron expuestos.

Los problemas mencionados han motivado al autor a preparar los presentes apuntes con la idea de que el alumno se libere de tomar notas de los aspectos básicos del curso, disponiendo de mayor tiempo para discutir en clase las aplicaciones que sean más apropiadas a los intereses de los alumnos y a la especialidad correspondiente.

Así mismo, los apuntes permitirán a los estudiantes preparar con anticipación la clase, y en su momento los exámenes.

Se debe reconocer que existen magníficos textos sobre la materia, así como una gran cantidad de artículos sobre temas específicos que se han publicado en las revistas especializadas, sin embargo, la mayoría de ellos son inaccesibles a los alumnos por no encontrarse en las bibliotecas a las que pueden recurrir.

El presente trabajo se ha organizado siguiendo los programas de las asignaturas "Metodos Geofísicos" y "Exploración Geofísica", que se imparte a los alumnos de Ingeniero Petrolero e Ingeniero Geólogo de la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

No se pretende que sea un libro, sino simplemente "apuntes", en los que se ha hecho énfasis en los temas y conceptos en que los alumnos presentan mayor interés o tienen mayor dificultad para comprenderlos, de acuerdo a la experiencia que ha adquirido el autor al impartir cursos análogos durante 23 años en la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura del IPN, y durante 25 años en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

Es indispensable que el alumno amplíe y complemente sus conocimientos documentándose en los libros de texto y en la bibliografía correspondiente, por tal motivo se ha incluido la bibliografía básica para cada capítulo, la cual puede parecer limitada pero como se indicó anteriormente no es fácil para el alumno tener acceso a todos los artículos a los que normalmente hacen referencia los libros de texto, y en caso de serles necesario podrá recurrir a la bibliografía que aparece en los mismos.

Una manera de reafirmar los conocimientos adquiridos es realizando una revisión de los más importantes, por lo que se han incluido cuestionarios de autoevaluación en cada capítulo.

Como parte complementaria se incluyen ejercicios que permiten a los alumnos familiarizarse con las aplicaciones, sin embargo estos son solo ejemplificativos, el enfoque particular que deseen los alumnos y el profesor en turno podrán sugerir otro tipo de ejercicios.

Estamos concientes de que éstos apuntes podrían parecerles muy limitados a los especialistas en exploración geofísica, pero no debe perderse de vista que están dirigidos a estudiantes de especialidades de ingeniería diferentes a la Geofísica, que de alguna manera pueden utilizar las técnicas geofísicas para complementar, y en no pocos casos resolver, problemas relacionados con la Geología y la Geotecnia.

Por razones de formato y economía no se han incluido planos y secciones típicas de problemas prácticos, dejando a juicio del profesor el uso de ejemplos que se ajusten mejor a los objetivos y especialidad del curso, o que le sean más accesibles.

Algo similar sucede con los procesos de la información en computadora, los cuales son muy diversos y para usos específicos, y que generalmente corresponden a los especialistas.

Una inquietud normal en los estudiantes es la de aprender "recetas" para la interpretación, y podemos afirmar que éstas no existen. La capacidad de hacer interpretaciones que se acerquen más a la realidad depende en alto grado de la experiencia del intérprete, y por supuesto del mayor número de casos a que se haya enfrentado y posteriormente probados por perforaciones de sondeo.

Por tal razón no se ha abundado en este tema, dejando la responsabilidad al profesor de encauzar a los alumnos.

Esperamos que los presentes apuntes sean de utilidad a quienes quieran iniciarse en esta disciplina, aceptando que podrían haber sido más extensos, pero ante la alternativa de esperar un largo tiempo para que fueran más completos y cubrir un vacío que actualmente existe en material didáctico que requieren los alumnos, se decidió por esta última.

Esperamos que en futuras ediciones se puedan incorporar sugerencias y aportaciones que nos hagan llegar todos aquellos que en forma benévola analicen este modesto trabajo, que se ha realizado con la sana intención de que los especialistas de la Ingeniería en Ciencias de la Tierra conozcan y apliquen en forma interdisciplinaria los recursos tecnológicos de que se dispone en la actualidad.

Se agradece al Ing. Alejandro Arroyo haber realizado la revisión de los originales, al Ing. Roboam León Sánchez y al M. C. Andrés Tejero sus comentarios al capítulo de Métodos Eléctricos, y a la Srita. Araceli Gutiérrez la mecanografía de este trabajo.



FACULTAD DE INGENIERIA

Ing. Enrique del Valle Toledo.

G.- 612679

APUNTES DE INTRODUCCION A LOS METODOS DE EXPLORACION GEOFISICA

TEMA	INDICE	PAGINA
<b>I.- GENERALIDADES</b>		
El método científico.-Las Ciencias de la Tierra.- Las ciencias geofísicas.		1
Bibliografía y cuestionario de evaluación		15
<b>II.- ANTECEDENTES</b>		
Exploración de recursos naturales.- La actividad exploratoria.-Condiciones para que exista un yacimiento.-Tipo de exploración aplicable.		17
Bibliografía y cuestionario de evaluación		26
<b>III.- METODOS DE PROSPECCION GEOFISICA</b>		
Propiedades físicas utilizadas.-Etapas en los trabajos de prospección geofísica.-Planeación del trabajo.-Operación y Observación de Campo.-Preparación de los datos.-Determinación y distribución de los parámetros representativos.-Interpretación de resultados.		27
Bibliografía y cuestionario de evaluación.		38
<b>IV.- EL METODO GRAVIMETRICO</b>		
Conceptos fundamentales; Gravitación y Gravedad Terrestre.		39
Factores que hacen variar la gravedad: Efecto de la rotación de la Tierra, achatamiento de los polos, variaciones con la elevación, efecto de mareas, efecto de la topografía, concepto de isostasia.		42
Instrumentos para medir variaciones de la gravedad: El péndulo, el péndulo físico, el gravímetro		52
Técnicas de campo: Planeación del trabajo, técnicas de medición de campo, Polígono de bases, registro de campo y determinación de las diferencias de gravedad.		58
Determinación de la Anomalia de Bouguer.		76

APUNTE  
92

FACULTAD DE INGENIERIA UNAM.



\*612679\*

G.- 612679

TEMA	PAGINA
Anomalía residual y su determinación. Método de secciones. Método de promedios horizontales.	84
Efectos gravitacionales de cuerpos geométricos: Esfera, filamento horizontal, cilindro horizontal, paralelogramo horizontal, cilindro vertical.	95
Bibliografía y cuestionario de evaluación.	103
<b>V.- EL METODO MAGNETICO</b>	
Conceptos básicos de magnetismo utilizados.	105
El geomagnetismo: características del campo magnético terrestre, variaciones del campo y correcciones aplicables.	109
Instrumentos para medir el campo geomagnético: - Brújula, inclinómetro, magnetómetro de Wilson, - magnetómetro de Schmidt, magnetómetro de torsión, magnetómetro de precesión nuclear, magnetómetro discriminador de flujo.	118
Prospección Magnética: Planeación, Observación - de campo, Correcciones, Características de la interpretación.	128
Bibliografía y cuestionario de evaluación	141
<b>VI.- EL METODO SISMOLOGICO</b>	
Conceptos básicos: Propiedades elásticas. Propagación de movimientos elásticos. Leyes de Snell.	143
Prospección Sismológica.-Generación de energía sísmica. Instrumentación. Características generales de las técnicas de campo.	159
Técnica sismológica de refracción: Capas paralelas, capas no paralelas, Técnicas de campo.	188
Técnica sismológica de reflexión: caso general de capas paralelas. Capas inclinadas, sistemas de ondas. Operación de campo. Correcciones. Elaboración de perfiles y secciones sísmicas. Determinación de velocidades. Migración de echados.	221
Atenuación de ondas elásticas. Pulso de Ricker. - Correlación de las señales. Convolución y Deconvolución. Ruidos. Atenuación de ruidos. Pseudoreflexos.	255
Técnicas especiales: Punto de reflejo común. Técnica sismológica tridimensional. Análisis de velocidades. Perfiles sísmicos verticales.	284



TEMA	PAGINA
Bibliografía y cuestionario de evaluación.	302
<b>VII.- LOS METODOS ELECTRICOS</b>	
Características generales. Conceptos físicos - fundamentales.	305
Características de los métodos más utilizados. Potenciales naturales. Métodos de resistividad. Sondeos eléctricos verticales. Polarización inducida.	318
Métodos electromagnéticos.	338
Método magnetotelégrafo	342
Bibliografía y cuestionario de evaluación.	356
<b>APENDICE</b>	
Ejercicios de Gravimetría.	358
Ejercicios de Magnetometría.	365
Ejercicios de Sismología.	368

## I.- GENERALIDADES

Los estudios geológicos y geofísicos, se apoyan en observaciones de las características y de fenómenos naturales que se manifiestan en la superficie de la Tierra, las cuales son interpretadas de acuerdo a principios, Leyes y conocimientos comprendidos en la Ciencia.

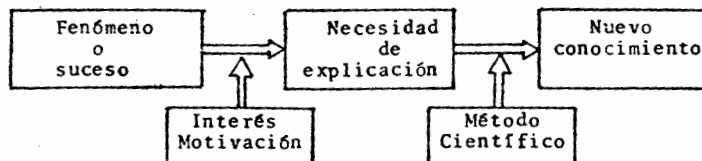
En el estudio de la naturaleza, toda apariencia o manifestación de algo, constituyen fenómenos que pueden ser considerados como experiencias que deben ser analizadas siguiendo una disciplina, los que cuando presentan comportamientos rigurosos y consistentes, pueden dar origen a conocimientos que organizados constituyen una ciencia.

Los conocimientos científicos, son reflexiones críticas y metódicas de los hechos evidentes, para explicar sus causas.

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

El método científico no es un procedimiento exacto, sino una actitud o filosofía que conduce a la creación de nuevos conocimientos.

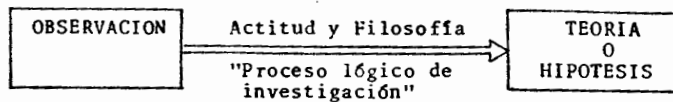
Cuando se está presente a un fenómeno o experiencia, si existe interés en ello, surge la necesidad de buscar una explicación a su presencia, la cual si se logra encontrar en forma razonable, constituye la creación de un nuevo conocimiento, que incrementará lo que llamamos "experiencia".



La experiencia de una persona, la constituye la acumulación de conocimientos adquiridos, los cuales le permitirán resolver situaciones futuras, que sean similares a los sucesos a los cuales se han enfrentado y a los que ha encontrado una explicación adecuada.

El método científico es un procedimiento ordenado y lógico que permite establecer una explicación lógica de los fenómenos ó sucesos.

El método científico consiste básicamente de dos etapas: observación y explicación que se expresa como una Teoría o Hipótesis.



Posiblemente la etapa que requiere más entrenamiento y que se pasa más desapercibida es la observación.

En muchos casos, la observación se realiza en forma natural e inconsciente, sin tener en cuenta reglas que son necesarias para ello.

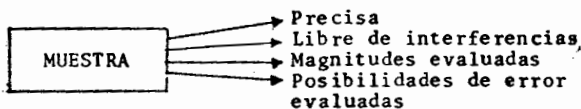
No es lo mismo "mirar" que observar.

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

Los datos o muestras para ser útiles, deben tener ciertas características que se tienen en cuenta durante su obtención.

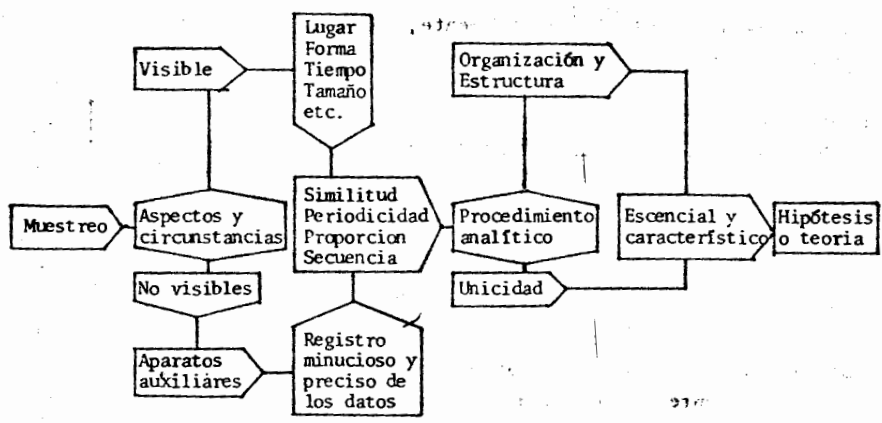
Los datos o muestras deben ser tan precisas como sea posible, y libres de cualquier interferencia o de variables externas.

Debe tenerse en cuenta durante el muestreo, las posibilidades de error, y la evaluación de magnitudes de los parámetros.



En la observación de fenómenos naturales, algunos aspectos pueden no ser visibles, siendo necesarios utilizar instrumentos que los detecten y los cuantifiquen.

En la etapa de observación y análisis deben seguirse varios pasos, que pueden ser amplios o restringidos de acuerdo a las circunstancias.



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 en las muestras, permite establecer una explicación preliminar del fenómeno que se analiza, apoyada en las características esenciales, proponiendo una "Hipótesis o Teoría".

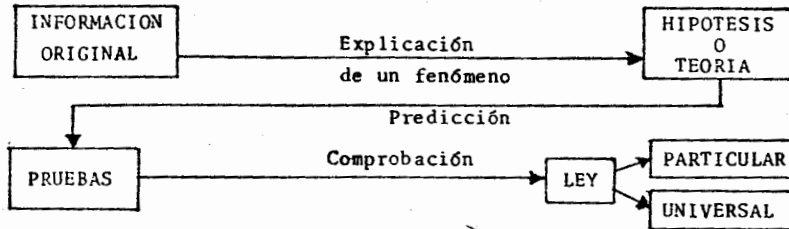
Las hipótesis deben ser probadas por predicciones que al reproducir el fenómeno, deben confirmarse.

Los resultados de las pruebas permiten corregir progresivamente la hipótesis.

A medida que se va completando la hipótesis y se van cumpliendo las predicciones, se va fortaleciendo la teoría.

Cuando la hipótesis o teoría es comprobada ampliamente, se puede establecer 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 y conceptos deben ser lógicos.

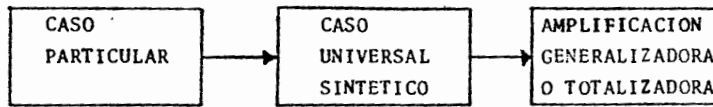
Las teorías no deben ser innecesariamente complejas.

Los ingenieros, especialmente los profesionistas de Ciencias de la Tierra, deben buscar la forma práctica de utilizar los conocimientos y propiedades de los fenómenos naturales.

Los procesos lógicos de análisis pueden ser de dos tipos; inductivos y deductivos.

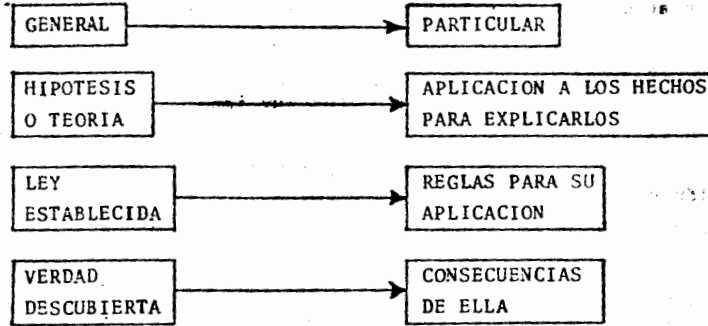
Los procesos inductivos parten del análisis de casos particulares para establecer el comportamiento de casos generales.

ANALISIS INDUCTIVO



Los procesos deductivos parten de conceptos generales para ser aplicados a casos particulares

ANALISIS DEDUCTIVO



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

Según Aristóteles: "Ciencia es el conjunto de conocimientos 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 sus principales objetivos desde el principio de su existencia.

Al evolucionar la humanidad, los conocimientos adquiridos han sido tantos, que ya no es posible manejarlos con una sola ciencia general.

Han surgido tantas ciencias como objetivos particulares han inquietado al hombre.

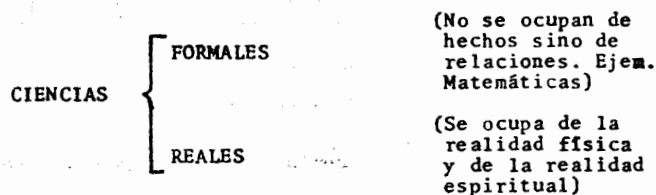
En el estudio de la Tierra intervienen conocimientos que corresponden a diferentes ciencias.

Existen ciencias que se consideran básicas, puesto que sus conceptos y leyes han sido puntos de partida para el establecimiento de nuevas ciencias con objetivos específicos.

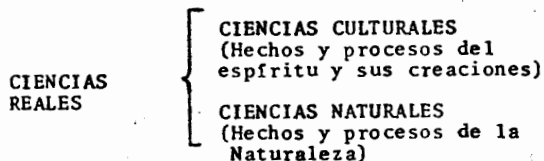
Se han intentado muchas formas de clasificación de las ciencias, agrupándolas de acuerdo a sus estructuras o a sus objetivos comunes.

El estudio de la naturaleza presenta aspectos muy importantes en su relación con la Tierra.

La clasificación de las ciencias propuesta por Wundt, filósofo alemán, se ajusta bastante a los requerimientos del estudio de la Tierra.



Todos los fenómenos de la Tierra tienen existencia real, por lo que su estudio está relacionado con las ciencias reales.



El entorno de estudio de las Ciencias de la Tierra, corresponde a las ciencias naturales.

CIENCIAS  
NATURALES

CIENCIAS FENOMICAS

OMOD

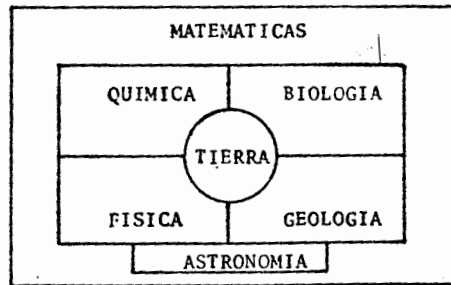
CIENCIAS SISTEMATICAS  
Y DESCRIPTIVAS

Las ciencias fenomícas se ocupan del estudio de las Leyes generales que afectan a todos los seres, sin excepción, aplicables a conjuntos microscópicos o macroscópicos, son ciencias básicas como: La Física, la Química, la Biología, etc.

Las ciencias sistemáticas o descriptivas se ocupan de las manifestaciones de los seres mismos, estudiándolos por sistemas de organización, o describiéndolos por sistemas particulares. Son ciencias básicas con objetivos específicos, ejemplo: Astronomía, Geología, Zoología, Antropología, etc.

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: Química, Biología, Física y Geología.



La tierra no es un cuerpo aislado en el Universo, así que para poder entender algunos conceptos de ella, es necesario relacionarla con otros cuerpos celestes.



Por otro lado, cada una de las ciencias básicas tiene su propio lenguaje, por lo que para poder interrelacionarlas se hace uso de los conceptos de otras ciencias como las matemáticas.

**QUIMICA:** Ciencia que estudia las propiedades de la materia.

**FISICA:** Ciencia que estudia las fuerzas que actúan sobre la materia.

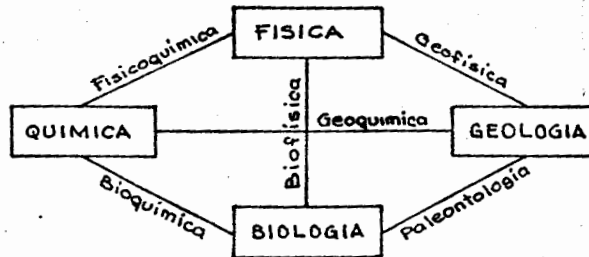
**BIOLOGIA:** Ciencia que estudia la materia como se presenta en los organismos vivos.

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

**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.

Para estudiar adecuadamente diferentes aspectos de la tierra, se han establecido ciencias interdisciplinarias que resultan de manejar simultáneamente conceptos de las cuatro ciencias básicas, y se conocen como Ciencias de la Tierra.



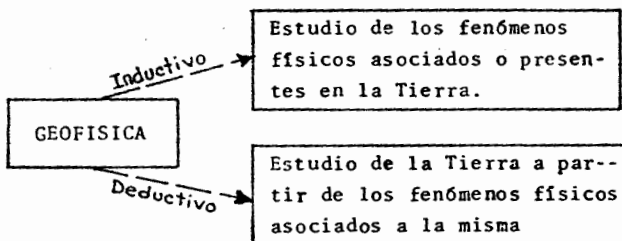
Al combinar y manejar simultáneamente conceptos de ciencias básicas de dos en dos, surgen otras ciencias primarias, a partir de las cuales se derivan otros conceptos, y a su vez, ciencias particulares con objetivos específicos.

En algunas ciencias particulares pueden utilizarse conceptos que pertenecen a tres o más ciencias.

Para nuestro propósito basta con analizar este primer nivel de interdependencia de las ciencias de la Tierra, en la que surge la Geofísica reuniendo principalmente conceptos de Geología y Física.

De manera simplista podría considerarse a la Geofísica como "el estudio de la Física de la Tierra".

Sin embargo, de acuerdo al tipo de análisis que se desarrolla, se pueden establecer dos definiciones:



Estas dos definiciones aunque diferentes, tienen el mismo objetivo, siendo en realidad dos etapas del método científico aplicado al estudio de la Tierra.

La ciencia Geofísica por sí misma resulta demasiado amplia, por lo que se ha dividido en diversas especialidades, que por su importancia se estudian por separado de acuerdo a sus objetivos particulares.

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 básico de los fenómenos físicos responde a las Leyes fundamentales de manera similar en cualquier parte que lo analicemos, la forma de observarlos es diferente, debido principalmente a la forma de realizar las observaciones.

De acuerdo con la Unión Geofísica Americana, las ciencias reconocidas son diez, distribuidas en dos ramas principales, una que agrupa a las ciencias que tienen como conceptos básicos a los fenómenos físicos cuyo origen y manifestaciones se localizan en la superficie y en el exterior de la Tierra. El otro grupo o rama comprende las especialidades cuyo origen y propiedades físicas se localizan en el interior o parte sólida de la Tierra, aunque sus manifestaciones -- pueden ser observadas en la superficie.

#### CIENCIAS GEOFISICAS

##### Rama de la Superficie y exterior de la Tierra

Hidrología  
Oceanografía  
Meteorología  
Aeronomía  
Ciencias Planetarias

##### Rama de la Tierra sólida o interior de la Tierra

Vulcanología  
Sismología  
Geodesia  
Geomagnetismo  
Tectonofísica

Algunas de estas ciencias especializadas son tan importantes para -- ciertas 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.

Lo anterior 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, lo que ha obligado a los científicos y técnicos a agudizar el ingenio y superar sus limitaciones para alcanzar sus objetivos.

Las ciencias geofísicas que estudian los fenómenos físicos de la superficie y exterior de la Tierra son:

**HIDROLOGIA.**- Ciencias del agua, tanto superficial como subterránea.

**OCEANOGRAFIA.**- Ciencia de los océanos.

**METEOROLOGIA.**- Ciencia de la atmósfera.

**AERONOMIA.**- Ciencia del exterior de la atmósfera.

**CIENCIAS PLANETARIAS.**- Ciencia que estudia a los planetas.

Las ciencias geofísicas que estudian los fenómenos físicos cuyo origen se localiza en el interior de la Tierra son:

**SISMOLOGIA.**- Ciencia de los Terremotos y otras vibraciones del subsuelo.

**VULCANOLOGIA.**- Ciencia de las erupciones y de los fenómenos que con ella 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.

En la actualidad, la rama que estudia la Superficie y Exterior de la Tierra se encuentra tan evolucionada, que algunas de las ciencias se manejan casi en forma independiente, y en ciertos casos se han convertido en ciencias interdisciplinarias, haciendo uso de conceptos de otras ciencias que tienen como base a la química y la biología, como por ejemplo: la oceanografía.

Los esfuerzos y la tecnología que ha desplegado la humanidad, la ha llevado a regiones más allá de lo que podríamos llamar "los dominios de la Tierra". Tal es el caso de la Aeronáutica y de las ciencias planetarias.

Han sido sorprendentes los logros alcanzados para separarse millones de kilómetros de la superficie de la Tierra, en cambio, penetrar en el interior de la Tierra no ha tenido el éxito deseado.

Todavía el hombre no puede llegar fácilmente al fondo oceánico, y menos aún a profundidades mayores de 12 kilómetros en la litosfera.

El estudio del interior de la Tierra sólo ha sido posible a partir de la observación de algunas variaciones de los campos de energía de la Tierra, y del análisis de ellas. Es un ejemplo clásico del empleo del método científico.

En el estudio del interior de la Tierra, no es fácil comprobar las hipótesis o teorías producto de las observaciones, en muchos casos transcurren decenas de años antes de tener evidencias de que se cumple o rectifica parcialmente una Teoría.

Se puede decir que el estudio del interior de la Tierra, es de competencia exclusiva de los profesionistas de las Ciencias de la Tierra, y entre ellos corresponde una parte muy importante a los geofísicos y geólogos.

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

Las ciencias no son estáticas, conforme se van conjuntando nuevos conceptos y la necesidad de profundizar en ellos, se va estableciendo una tecnología que permita realizar las observaciones en forma sistemática y ordenada, diseñando instrumentos con la sensibilidad y precisión requerida.

Al consolidarse la interrelación de la estructura básica de la ciencia y su tecnología, surge la "ciencia aplicada" en la cual sus resultados son tangibles y de aplicación a problemas de uso común.

Cuando se identifican plenamente las aplicaciones de la tecnología de las ciencias, en ocasiones a casos particulares, se desarrolla una ingeniería que se apoya en parte de los conceptos básicos de la ciencia, con tecnologías específicas para la solución de problemas particulares.

Por ejemplo: de la Hidrología se han derivado la Ingeniería Hidráulica y la Ingeniería Sanitaria.

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

CIENCIA	Geofísica básica
TECNOLOGÍA	Geofísica aplicada.
APLICACION PRACTICA	Ingeniería Geofísica

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 académicos o prácticos.

La INGENIERIA GEOFISICA, es el desarrollo de la tecnologia y del uso de los principios basicos de la geofisica, para buscar informacion sobre el interior de la Tierra, especialmente en la zona cortical conocida como el "subsuelo", con fines practicos, comerciales e industriales, incluyendo en ella los estudios de diseno de sistemas y tecnicas de campo, de laboratorio e interpretacion.

Pueden establecerse varias especialidades dentro de la ingenieria geofisica, destacando la parte encargada de hacer las mediciones de campo de los fenomenos fisicos asociados a la Tierra, de manejar los y prepararlos para la interpretacion geofisica, que se conoce como PROSPECCION GEOFISICA.

Por esta parte de la Hidrologia se han desarrollado las...

La geofisica no se...

En consecuencia se deduce que...

La tecnologia de...

TEMA I.- GENERALIDADES

BIBLIOGRAFIA

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

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

Howell, Benjamín.- Introducción a la Geofísica.- Editorial Omega, Barcelona 1962

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

LECTURAS RECOMENDABLES:

TEMAS:

- El Método Científico
- La Lógica de las Ciencias
- Introducción a la Filosofía
- 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: Química, Física, Biología, Geología, Matemáticas, Astronomía.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

I.1 Explicar las condiciones necesarias para adquirir nuevos conocimientos.



- I.2 Describir las etapas del método científico
- I.3 Indicar la interdependencia de las ciencias básicas que dan origen a las llamadas "Ciencias de la Tierra"
- I.4 Enunciar los objetivos particulares de las ciencias geofísicas que estudian el interior de la Tierra.

... a la Geofísica ...  
 ... Geofísica ...  
 ... de las ...  
 ... TRABAJO DE ...  
 ... el significado de la ...  
 ... de las ciencias ...  
 ... DE ...  
 ... condiciones necesarias para ...

## II.- ANTECEDENTES

El hombre, desde que apareció en la superficie de la Tierra, libra luchas constantes para asegurar su supervivencia, generando nuevos requerimientos a medida que satisface sus necesidades primarias e incrementa sus recursos tecnológicos.

Paradójicamente, cuanto más evoluciona su tecnología, sus necesidades demandan recursos cada vez más difíciles de satisfacer.

Los recursos naturales que más han contribuido a la evolución de la humanidad, su desarrollo y su existencia, están relacionados con los recursos alimenticios y energéticos.

La Tierra ha sido pródiga en proporcionar al hombre alimentos y energía, pero el desorbitado crecimiento de la población, demanda estos recursos en cantidades que ya no pueden encontrarse en forma espontánea, y que ya resultan críticamente insuficientes.

Muchos esfuerzos se han realizado para optimizar la explotación, beneficio y aprovechamiento de los recursos naturales de la Tierra pero la disponibilidad de materia prima para los procesos industriales, es menor a medida que aumenta la demanda.

Los yacimientos aflorantes prácticamente se han agotado, y la industria relacionada con los recursos naturales minerales, realiza intensa búsqueda de nuevas fuentes de materia prima que le permita satisfacer sus requerimientos.

En forma análoga, las necesidades de recursos hidrológicos se han incrementado, los elementos para establecer la infraestructura de las vías de comunicación, la definición de las zonas de riego, el establecimiento de polos de desarrollo, etc. requieren de mayor conocimiento de las características del suelo y del subsuelo.

El estudio de la corteza terrestre ha adquirido gran importancia, especialmente la de la capa cortical que va desde la superficie -- hasta profundidades del orden de 200 a 1000 metros, desde el punto de vista económico, y del orden de los 8000 metros en la extracción de hidrocarburos, pero no hay que perder de vista que el valor de los satisfactores está en función de su demanda, y que las técnicas de perforación y explotación progresivamente son más eficientes.

En la industrialización de los recursos naturales, se identifican varias etapas:

- 1.- Localización de las fuentes de materia prima
- 2.- Sondeos exploratorios para establecer la calidad, características y abundancia de materia prima.
- 3.- Desarrollo y explotación de los yacimientos
- 4.- Transporte de la materia prima
- 5.- Beneficio y transformación de la materia prima
- 6.- Distribución de los productos
- 7.- En su caso, comercialización de los productos

Cualquiera que sea el recurso natural de que se trate, se cubren estas etapas para ponerlo al alcance del consumidor, aunque para cada caso en particular, podrán ser diferentes las técnicas aplicables para cumplirlas.

En algunos casos, cada una de las etapas puede tener una evolución y desarrollo característico, generando ramas especializadas de la industria, tales como la industria de la transformación, industria del transporte, industrias extractivas, etc.

Puede darse el caso de existir industrias parcial o totalmente integradas, como en el caso de la minería o la industria petrolera, en las que una misma empresa puede realizar varias o el total de las etapas.

Las etapas finales de todo proceso industrial son las más desarrolladas y diversificadas, ya que sus beneficios son más tangibles y presentan menos riesgos.

Por el contrario, las etapas iniciales de: localización, sondeo, desarrollo y explotación, frecuentemente no reciben el apoyo necesario, por los riesgos que implica su desarrollo, en los cuales no se puede establecer una relación costo-beneficio atractiva o perfectamente definida.

Sin embargo no puede esperarse la consolidación de una industria, si no se cuenta con las reservas de materia prima que le van a alimentar, cuya disponibilidad está íntimamente ligada al esfuerzo exploratorio y de explotación que se realice.

Es responsabilidad de los profesionistas de las ciencias de la Tierra, el hacer realidad la disponibilidad de las fuentes de materia prima de origen natural, así como determinar las reservas de recursos naturales, que aseguren la supervivencia de la industria en auxilio de la humanidad.

El punto de arranque para disponer de reservas de materia prima, lo constituye la exploración de los recursos naturales, ya sean renovables o no renovables, correspondiendo a estos últimos las técnicas más sofisticadas, ya que en la mayoría de los casos no está expuesta la evidencia de su existencia.

Para alcanzar el objetivo de descubrir nuevas reservas, la exploración realiza tres tipos de actividades genéricas:

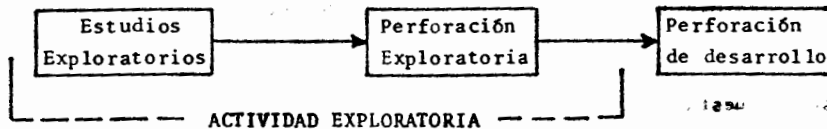
- 1.- Estudios de campo, laboratorio y de gabinete
- 2.- Perforación de pozos de sondeo exploratorio
- 3.- Desenvolvimietno y desarrollo de yacimientos

Las dos primeras actividades presentan el mayor grado de incertidumbre, puesto que se apoya en evidencias geológicas superficiales y en información limitada del subsuelo, que debe ser confirmada por medio de pozos de sondeo, cuyos resultados no necesariamente van a culminar con el descubrimiento de un nuevo yacimiento, o la extensión de uno ya conocido.

Las posibilidades de éxito son más elevadas en la etapa de desenvolvimiento y desarrollo de yacimientos, ya que parten del descubrimiento de nuevas reservas, las que solo podrán ser cuantificadas cuando se disponga del número suficiente de pozos de desarrollo para definir las dimensiones y potencialidad del yacimiento.

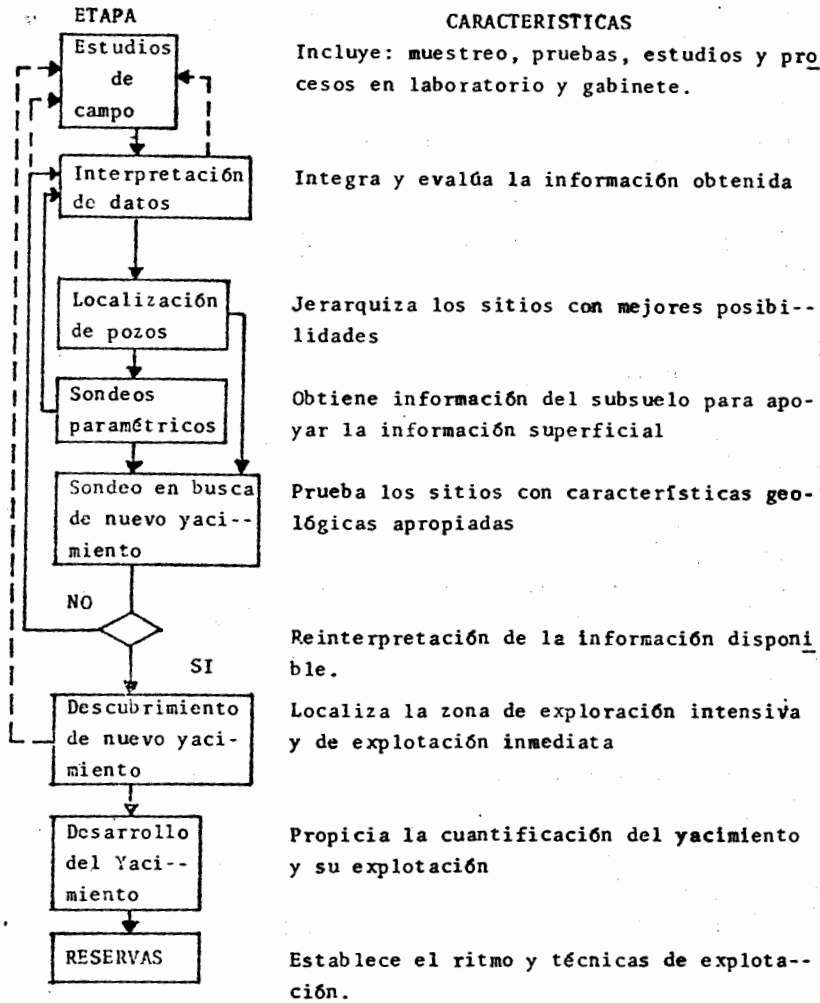
En el caso de algunos yacimientos minerales, la explotación puede hacerse a cielo abierto o mediante galerías, pero la delimitación del yacimiento se hace por medio de sondeos, para determinar su valor económico, antes de realizar nuevas inversiones de infraestructura para la explotación.

La determinación de las reservas podrá hacerse cuando se complete la secuencia de actividades siguientes:



La actividad exploratoria requiere del cumplimiento de varios trabajos que en ocasiones corresponden a períodos largos de tiempo, antes de llegar a un resultado satisfactorio.

La secuencia acostumbrada en trabajos exploratorios es como sigue:



La actividad exploratoria frecuentemente es retroalimentada. Los resultados obtenidos en los sondeos pueden conducir a una revisión.

si3n de los criterios utilizados en la interpretaci3n y evaluaci3n de la informaci3n acumulada.

Cuanto m3s completa es la informaci3n disponible, mayores ser3n las posibilidades de localizar nuevos yacimientos.

Pueden distinguirse tres tipos de actividad exploratoria, dependiendo del grado de conocimiento y extensi3n del 3rea:

Trabajos de reconocimiento { Regional  
Local

Trabajos de semidetalle

Trabajos de detalle { Generales  
Particulares

Los trabajos de reconocimiento generalmente abarcan 3reas muy grandes, en los que el objetivo b3sico es determinar las caracter3sticas geol3gicas fundamentales, necesarias para que pueda generarse el tipo de roca asociada al yacimiento que se busca.

Los trabajos de semidetalle est3n encauzados a determinar las condiciones favorables, para el dep3sito o acumulaci3n del mineral o recurso natural que se busca. Estos estudios corresponden a zonas parciales del 3rea con posibilidades.

Los estudios de detalle tienen como objetivo fundamental definir las caracter3sticas de: extensi3n, profundidad, vol3men, calidad, etc., de los yacimientos minerales que puedan existir en 3reas particulares que tengan las mejores posibilidades de acumulaci3n.

Para programar una campaa exploratoria es importante definir las caracter3sticas geol3gicas que est3n asociadas al tipo de yacimiento que se trata de localizar, para establecer los estudios y etapas que deben desarrollarse, jerarquizarlos y combinarlos, seg3n las necesidades.

Generalmente se requieren varias condiciones para que exista la posibilidad de encontrar un yacimiento:

- 1.- Estructuras regionales que permitan el depósito o formación de la roca generadora.
- 2.- Ambiente favorable para la generación del mineral
- 3.- Que haya tenido lugar el proceso de generación
- 4.- Condiciones estructurales que favorezcan el transporte del material
- 5.- Condiciones favorables para la acumulación o depósito
- 6.- Extensión o volumen que permita una extracción económica

Estas condiciones pueden presentarse en diferentes formas, dependiendo de las características particulares de generación y depósito, del mineral o recurso natural de que se trate.

Ejemplos:

Condiciones para un yacimiento de hidrocarburos:

- 1.- Cuenca de sedimentación
- 2.- Roca generadora
- 3.- Roca almacenadora
- 4.- Estructura de trampa
- 5.- Roca sello

Condiciones para un acuífero:

- 1.- Cuenca de captación
- 2.- Vías de aporte
- 3.- Rocas permeables
- 4.- Estructuras que propicien un acuífero
- 5.- Rocas impermeables que permitan el depósito

Condiciones para un yacimiento hidrotermal:

- 1.- Presencia de un sistema hidrotermal
- 2.- Presencia de metales diseminados
- 3.- Condiciones que favorezcan el transporte y concentración
- 4.- Estructuras o condiciones que favorezcan el depósito del mineral



Las posibilidades de localizar un yacimiento económicamente explotable, aumentan a medida que se vayan confirmando cada una de las condiciones necesarias para el depósito del mineral, aunque la -- evaluación definitiva se tendrá como resultado de la perforación de los pozos de sondeo.

La exploración a base exclusivamente de perforación de pozos es -- costosa y con probabilidades de éxito muy reducidas.

Los estudios geológicos y geofísicos permiten realizar exploraciones en regiones extensas a menor costo y tiempo, permitiendo -- seleccionar las áreas con mayores posibilidades de éxito, en las cuales se perforarán los pozos de sondeo, reduciéndose el número de perforaciones.

Aunque los estudios geológicos y geofísicos tienen los mismos objetivos, la forma de desarrollarse es diferente.

Los estudios geológicos básicamente requieren de la observación -- directa de las condiciones estructurales, composición y características de las rocas, ya sea en la superficie o de muestras cortadas durante la perforación de los pozos de sondeo.

Con base en los datos obtenidos en los muestreos geológicos se pueden inferir las condiciones profundas del subsuelo, sin embargo, -- la información confiable se reduce a un espesor limitado de la corteza, que está condicionado a la capacidad de profundización -- de las herramientas que se utilicen para el muestreo.

En muchos casos, las condiciones estructurales de la superficie -- no se reproducen a profundidad, o bien las condiciones de los suelos enmascaran o impiden la obtención de datos geológicos.

Cuanto más profundos sean los yacimientos que se buscan, la incertidumbre será más grande.

Los estudios geofísicos complementan la información geológica de superficie, obteniendo información profunda del subsuelo de manera indirecta.

Todo trabajo exploratorio debe iniciarse mediante estudios geológicos, que en muchos de los casos pueden ser completamente resolutivos, los que podrán ser ampliados con estudios geofísicos - adecuadamente seleccionados, que proporcionarán la información - adicional, necesaria para evaluar las características del subsuelo.

Como los estudios geofísicos son más caros que los geológicos, solo deberán ser utilizados cuando las técnicas que utiliza la geología no puedan proporcionar soluciones satisfactorias.

Los resultados de los estudios geofísicos siempre deberán ser interpretados en términos geológicos, por lo que es conveniente que se manejen dentro de marcos geológicos conocidos.

Los estudios geofísicos no pueden utilizarse indiscriminadamente, las propiedades físicas que manejan deben ser compatibles con las propiedades físicas de las rocas asociadas a los yacimientos.

En la determinación de cada una de las características que definen la existencia de un yacimiento pueden presentarse tres casos:

- 1.- Que se determinen exclusivamente por medio de estudios geológicos.
- 2.- Que se utilicen estudios geológicos y geofísicos de manera combinada.
- 3.- Que se determinen principalmente mediante estudios geofísicos.

La selección y programación de los estudios exploratorios, presupone conocer con seguridad el objetivo de los trabajos.

TEMA II.- ANTECEDENTES

BIBLIOGRAFIA

Dobrin, M.- Introducción a la Prospección Geofísica.-Editorial Omega, 1975.

Dobrin, M.- Introduction to Geophysical Prospecting.- 3rd. Edition McGraw Hill, 1976

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.- Applied Geophysics, Cambridge University Press, 1976.

Nettleton.- Geophysical Prospecting for Oil, McGraw Hill, 2nd - Edition, 1976

LECTURAS RECOMENDABLES

Pemex.- Memoria de Labores, Anuales

TRABAJOS DE INVESTIGACION

Investigar la estructura de Empresas relacionadas con la explotación de Yacimientos Minerales.

Investigar que clase de estudios exploratorios realizan las industrias extractivas.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

II.1.- Describir las etapas de desarrollo de reservas de materia prima, por medio de la exploración.

II.2.- Describir las condiciones que se requieren para que exista la posibilidad de encontrar un yacimiento.

### III.- 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 relacionadas con obras de infraestructura.

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 conductibilidad 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 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, sólo 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 conductibilidad 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 aprove-

chan en su estado natural, otros tienen que ser creados artificialmente cuando no están presentes en el área de estudio.

Propiedades Físicas

Densidad  
Susceptibilidad 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 terrestres  
Gradiente Termico  
Radioactividad Terrestre

Cada uno de los métodos que se utilizan en la actualidad, están relacionados con una propiedad física y el campo terrestre correspondiente:

. Densidad	Método gravimétrico
. Susceptibilidad magnética	Método magnetométrico
. Elasticidad	Método sismológico
. Conductibilidad 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 aplicables son:

Campos naturales

Gravimétrico  
Magnetométrico  
Eléctrico  
Geotérmico  
Radioactivo

C. creados artificialmente { Sismológico  
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 del 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 exploración 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 neces- -- rio que la propiedad física en que se basa el método, sea con- -- trastante entre el cuerpo geológico y el medio que lo rodea o en cajona.

Planeación del Trabajo:

La etapa de planeación es sumamente importante, ya que en ella -- se analizan las posibilidades de que el método pueda proporci- -- onar información congruente con el objetivo 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 ob- -- tener resultados, es un factor que en ocasiones puede influir en la selección de las técnicas aplicables.

Se pueden distinguir tres tipos de objetivos en las prospeccio- -- nes:

- Reconocimiento
- Semidetalle
- Detalle

Los que influyen principalmente en las distancias y característi- -- cas 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, 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, aspectos topográficos, vegetación, clima, 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 preverse.

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, técnica y método por seguir.

El procedimiento para hacer las mediciones, está definido por los instrumentos y técnicas que se utilicen, característicos de cada método.

Los procedimientos de observación deben seguirse invariablemente, de lo contrario los resultados no serán confiables, y en cada 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 exprofeso, donde se anotará toda la información técnica y adicional que permita resolver las etapas subsecuentes.

Preparación de los 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 medido.

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.

$$\text{Anomalía} = \text{Campo Observado} - \text{Campo teórico}$$

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 de los parámetros para corrección, mediante operaciones adicionales a las del sistema de trabajo.

Con objeto de aplicar 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 corresponden 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 ex profeso, 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 operados en computadoras digitales, y equipos especiales para generar las distribuciones tridimensionales.

### Interpretación de Resultados

La interpretación puede ser cualitativa o cuantitativa, con una orientación geológica-geofísica.

El tipo de interpretación debe ser previsto desde la etapa de planeación, ya 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 que se tenga, 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 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.

#### Introducción 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.

La evolución que han sufrido, así como sus aplicaciones cada vez más extensas, se deben principalmente al desarrollo de instrumentación cada vez más sensible y sofisticada, así como mejores recursos para la operación de campo y para el manejo de la información.

Las técnicas de interpretación cada vez son más confiables, puesto que se ha adquirido mayor experiencia para correlacionar las variaciones de los campos de fuerza, con las estructuras geológicas que las originan.

Sin duda que las necesidades de la exploración petrolera, cuyos objetivos son profundos y con condiciones estructurales complejas, han propiciado el desarrollo de las técnicas más avanzadas de la prospección geofísica.

En la actualidad son numerosas las técnicas disponibles para la prospección geofísica, algunas de las cuales son de aplicación exclusiva a objetivos particulares.

TEMA III.- CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS METODOS DE PROSPECCION GEOFISICA

BIBLIOGRAFIA

Dobrin, M.- Introducción a la Prospección Geofísica, Editorial Omega, 1975

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.-Applied Geophysics, Cambridge University Press, 1976.

Griffith and King.- Geofísica Aplicada para Ingenieros y Geólogos.- Paraninfo, 1972.

TRABAJOS DE INVESTIGACION

Investigar la aplicación de los métodos de prospección geofísica para casos particulares, y a los resultados obtenidos.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

III.1.-Explicar las propiedades físicas y campos naturales de la Tierra, que se utilizan en cada uno de los métodos de prospección geofísica.

III.2.-Mencionar las etapas que deben cumplirse en los trabajos de prospección geofísica

III.3.-Explicar la importancia de planear los trabajos de prospección geofísica y su influencia en los resultados esperados.

III.4.-Indicar la importancia de la operación de campo en los resultados finales.

IV. EL METODO GRAVIMETRICO

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 período 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.

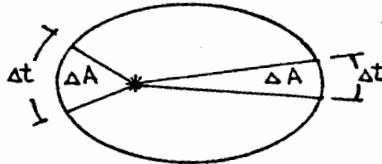
Leyes de Kepler

1.- (1609) Los planetas giran alrededor del sol en orbitas 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 o cubre áreas iguales en tiempos iguales



$$\frac{\Delta A}{\Delta t} = \text{Constante}$$

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

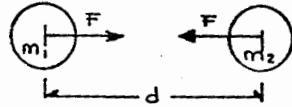


$$T^2 \sim a^3$$

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.



$$F = K \frac{m_1 m_2}{d^2}$$

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.

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

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

$$F = m \cdot a \quad ; \quad a = \frac{F}{m_2} = \frac{K M_1 m_2}{d^2 m_2} = \frac{K M_1}{d^2}$$

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

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

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.

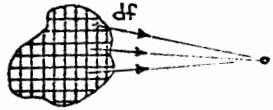
$$1 \text{ gal} = 1000 \text{ miligales}$$

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.

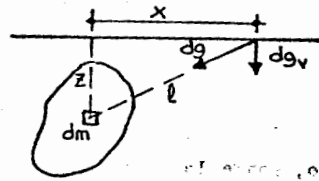


$$F = \sum df$$

$$g = \sum dg$$

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.

$$g^2 = g_v^2 + g_h^2$$
$$g_v = g \cos \theta$$
$$g_h = g \sin \theta$$



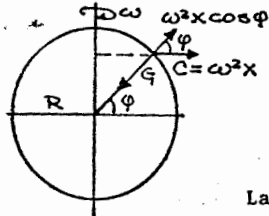
$$dg = K \frac{dm}{l^2}$$

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

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

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

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  $\omega$  = velocidad angular de rotación  $\varphi$  = 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:

En el ecuador  $g_e = G - \omega^2 R \dots (1)$

En el polo  $g_p = G - 0 \dots (2)$

En la latitud  $g_\varphi = G - \omega^2 x \cos \varphi$

pero  $x = R \cos \varphi$

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

de (1)  $G = g_e + \omega^2 R$

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

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

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

de (2) - (1)  $g_p - g_e = \omega^2 R$

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

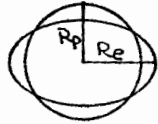
$$g_\varphi = g_e \left[ 1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \sin^2 \varphi \right] \dots (4)$$

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:

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

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:

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

que se acostumbra expresar como:

$g_\varphi = A (1 + B \text{sen}^2 \varphi - C \text{sen}^2 2\varphi)$  .....(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 gales
- B = 0.0052884
- C = 0.0000059



Si se utiliza el promedio de los radios de la Tierra...

para:

$$\begin{aligned}
 R_{\text{ecuador}} &= 6\,378\,388 \text{ m} \\
 R_{\text{polo}} &= 6\,356\,909 \text{ m} \\
 \text{y } f_{\frac{1}{297}} &= 0.003367
 \end{aligned}$$

Al substituir estos valores en la ecuación (5) 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.

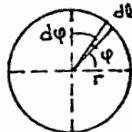
$$\text{Gradiente} = \frac{dg}{d\varphi} \quad g = A (1 + B \text{ sen}^2 \varphi - C \text{ sen}^2 2\varphi)$$

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

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

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

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:

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

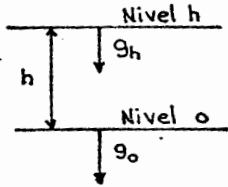
Si se utiliza el radio promedio de la Tierra y se substituyen -

los valores de las constantes A y B.

$$\frac{dg}{dt} \doteq 0.8122 \text{ sen } 2\varphi \text{ miligales/Km}$$

$$\frac{dg}{d\ell} \doteq 0.0008122 \text{ Sen } 2\varphi \text{ gales/Km.}$$

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:

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

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

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

pero:

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

$$\therefore KM = gR^2$$

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

$$\boxed{\frac{dg}{dR} = - \frac{2g}{R}}$$

El signo negativo indica que las variaciones de la gravedad son en sentido contrario a las variaciones de la altura.

Para condiciones promedio  $R_T = 6370\ 000\ \text{m.}$

$$g_{45^\circ} = 978.049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2 45^\circ - 0.0000059)$$

$$g_{45^\circ} = 980.629 \text{ gales} \doteq 981$$

Substituyendo estos valores

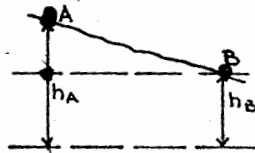
$$\frac{dg}{dR} = - \frac{2g}{R} = \frac{-2 \cdot 980.269}{6\,370\,000} = -0.0003078$$

$$\frac{dg}{dR} = -0.000308 \text{ gales/m} = -0.308 \text{ miligales/m}$$

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.

$$\Delta g = -0.308 \cdot \Delta h$$

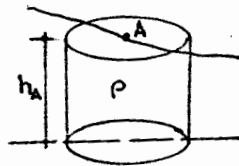
Se le conoce como "Corrección por aire libre"



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



$$C_b = 2\pi K \rho h \quad \rho = \text{densidad}$$

$$C_b = 2\pi \cdot 6.67 \cdot 10^{-8} \rho h = 4.190 \cdot 10^{-7} \rho h$$

$$C_b = 4.190 \cdot 10^{-7} \rho h \text{ gales/cm}$$

$$C_b = 0.0419 \rho h \text{ miligales/m}$$

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

$$C_a + C_b = -0.308 h + 0.0419 \rho h$$

reduciendo:

$$-(0.308 - 0.0419 \rho) h = C_e \quad \text{miligales/m}$$

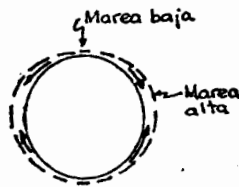
La corrección combinada se conoce como "corrección por elevación" =  $C_e$

#### EFFECTO 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, elevandose o bajando periódicamente obedeciendo a estas fuerzas, a este efecto se le da el nombre de "marea".



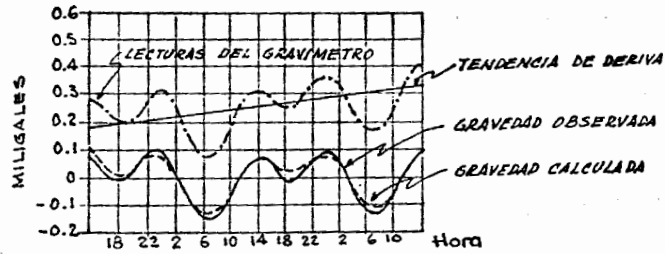
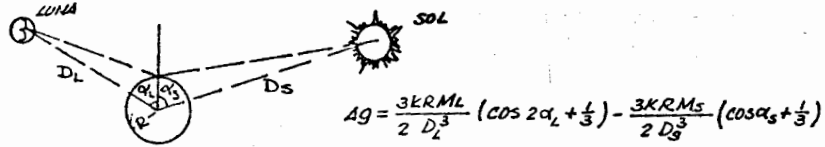
En realidad, los cambios de nivel en las aguas, principalmente en los mares, se debe a un flujo de las aguas adyacentes hacia la zona de mayor atracción, produciendo una marea alta.

Las deformaciones por efecto de mareas, también tienen lugar en la superficie sólida, solo que son menos intensas y 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, pueden ser calculadas en función de las posiciones del sol y de la luna en un momento dado.



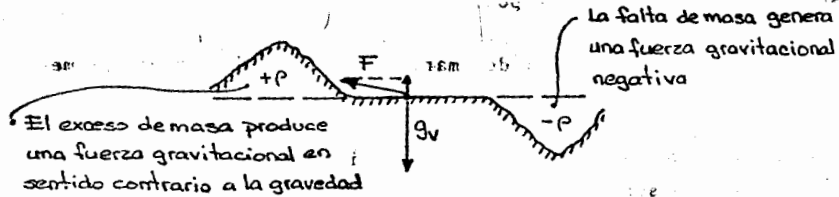
GRAFICA DE VARIACION POR MAREAS

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.

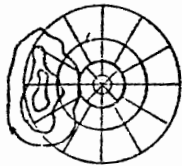
### EFFECTO DE LA TOPOGRAFIA

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, éstas 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.

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.

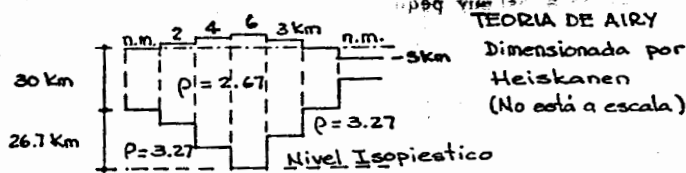
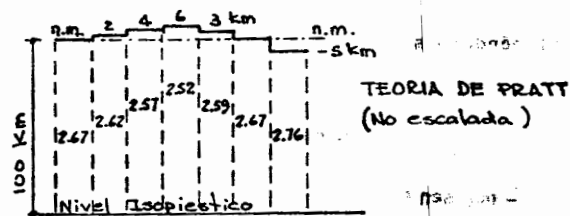
Estas consideraciones unidas a los resultados de las observaciones gravimétricas obtenidas en toda la Tierra, han dado origen al concepto de ISOSTASIA que establece un equilibrio interno de los esfuerzos.

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.

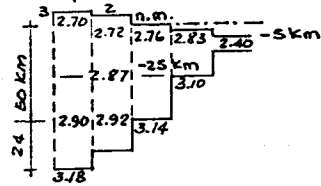
De los diversos modelos que se han establecido sobre el interior de la Tierra, se desprende que el nivel de equilibrio, denominado NIVEL ISOPIESTICO, se debe encontrar bajo la corteza dentro del manto superior.

Se han propuesto diversos modelos e hipótesis, sobre la distribución horizontal de las densidades, y las que suponen una distribución vertical. Los mejores exponentes son la Teorías de Pratt y Airy, respectivamente



(Diagramas tomados de "The Earth and his Gravity Field", Heiskanen and Vening Meinesz, McGraw Hill)

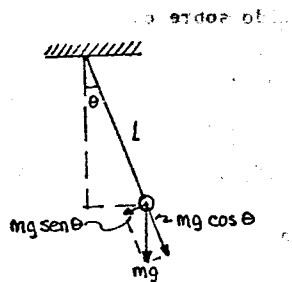
Las observaciones han indicado que existen variaciones tanto en el sentido horizontal como vertical, Heiskanen ha propuesto un modelo que combina las dos teorías.



MODELO DE HEISKANEN  
(Fuera de escala)

INSTRUMENTOS PARA MEDIR VARIACIONES DE LA GRAVEDAD

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 Angulo  $\theta$  es muy pequeño

$$\sin \theta \approx \theta \quad \therefore \quad F = -mg \theta$$

que tiene la forma de un movimiento armónico del tipo  $F = -kx$

para este caso  $\sin \theta = \frac{x}{l}$   
 $\therefore k = \frac{mg}{l}$

y  $F = -mg \frac{x}{l}$

(Hitt...)

El período en un movimiento armónico simple tiene el valor:

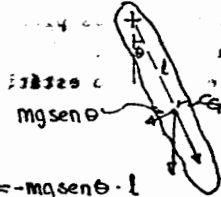
$$T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{k}} \quad \therefore T = 2\pi \sqrt{\frac{m}{\frac{mg}{l}}} = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

por lo que:

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2}$$

En la práctica, no es posible mantener constante la longitud del hilo.

### PENDULO FISICO



$$M = -mgsen\theta \cdot l$$

$$\text{si } \theta \rightarrow 0 \quad M \approx -mgl\theta$$

en el péndulo físico:

$$M = -k'\theta \quad \text{y} \quad T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{k'}}$$

por lo que  $k' = mgl$

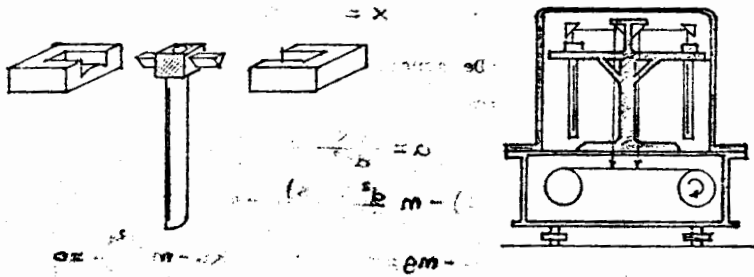
$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{mgl}}$$

$$g = \frac{4\pi^2 I}{m l T^2}$$

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.

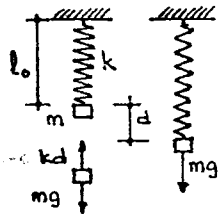
Para obtener la precisión requerida, se acostumbra medir el tiempo total de 5000 a 10 000 oscilaciones, del cual se calcula el período.



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



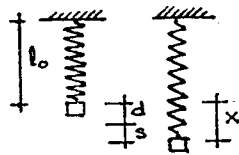
El gravímetro se basa en el principio del dinamómetro, y consiste de una masa suspendida a un resorte.

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 cualquiera, la deformación del resorte será.

$$x = d + s$$

De acuerdo al equilibrio dinámico.

$$\Sigma F = 0 ; \quad kx - ma - mg = 0$$

en donde  $a = \frac{d^2x}{dt^2} = \frac{d^2(d+s)}{dt^2}$

$$\Sigma F = k(d+s) - m \frac{d^2(d+s)}{dt^2} - mg = 0$$

$$kd + ks - m \frac{d^2(d+s)}{dt^2} - mg = 0 \quad \therefore \quad ks - m \frac{d^2s}{dt^2} = 0$$

El movimiento de oscilación es armónico simple del tipo.

$$s = A \sin(\omega t + \varphi)$$

Por lo que:

$$\frac{ds}{dt} = A\omega \cos(\omega t + \varphi) ; \quad \frac{d^2s}{dt^2} = -A\omega^2 \sin(\omega t + \varphi)$$

Substituyendo

$$kA \sin(\omega t + \varphi) + mA\omega^2 \sin(\omega t + \varphi) = 0$$

Dividiendo ambos miembros entre

$$k + m\omega^2 = 0 ; \quad -\omega^2 = \frac{k}{m} \quad \text{y} \quad -\omega = \sqrt{\frac{k}{m}}$$

Por definición:  $\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$

$$\frac{2\pi}{T} = -\sqrt{\frac{k}{m}} ; \quad \frac{4\pi^2}{T^2} = \frac{k}{m} \quad \text{siendo} \quad T^2 = \frac{4\pi^2 m}{k}$$

Lo que indica que el período 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.

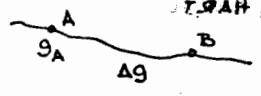


$$g = \frac{4\pi^2 d}{T^2}$$

siendo  $\frac{4\pi^2}{T^2} = \text{Constante}$

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.



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.

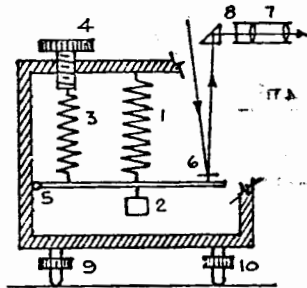
### GRAVIMETROS

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.

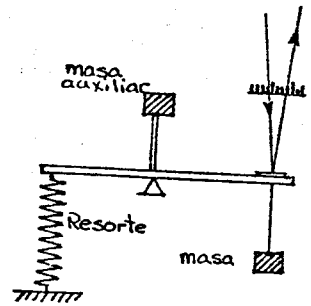
Algunos sistemas operan al vacío para disminuir los efectos de la temperatura, otros tienen dispositivos para calentar o enfriar el interior, para mantener la temperatura dentro de los límites apropiados para la operación.

Todos los gravímetros deben operarse perfectamente nivelados, para asegurar que se mide la componente vertical de la gravedad.

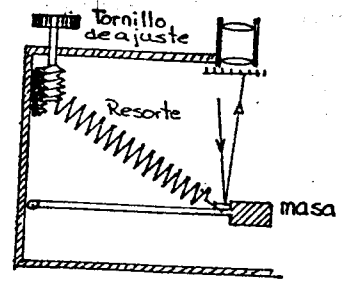


- 1.- Resorte principal
- 2.- Masa
- 3.- Resorte auxiliar
- 4.- Tornillo micrométrico
- 5.- Articulación de la barra
- 6.- Espejo
- 7.- Anteojo
- 8.- Escala de referencia
- 9 y 10.- Tornillos de nivelación

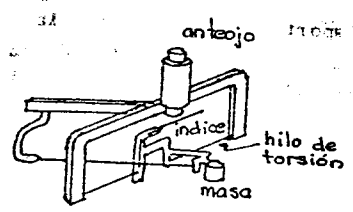
ESQUEMA BASICO DE UN GRAVIMETRO (HARTLEY)



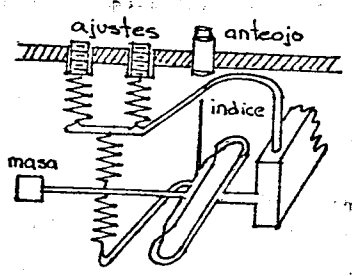
Sistema del Gravimetro Thyssen



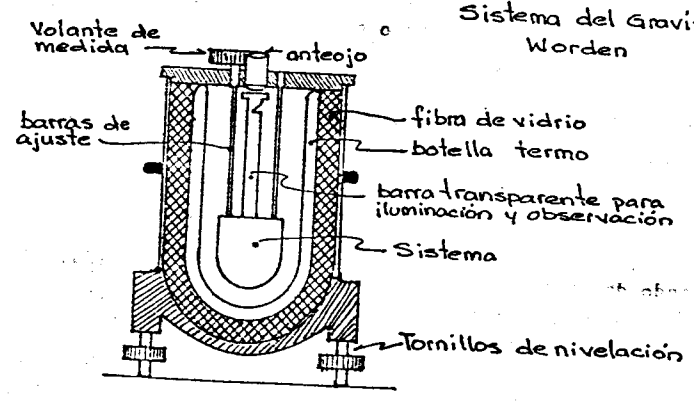
Sistema del Gravimetro LaCoste Romberg



Sistema del Gravimetro Mott-Smith



Sistema del Gravimetro Worden



GRAVIMETRO TIPO WORDEN

## GRAVIMETRIA.- TECNICAS DE CAMPO

En los trabajos de prospección gravimétrica se tienen que cumplir varias etapas:

- 1.- Planeación del trabajo (Det. de objetivos y procedimientos)
- 2.- Observación de campo (muestreo)
- 3.- Preparación de los datos (correcciones)
- 4.- Determinación del valor representativo
- 5.- Distribución del valor representativo
- 6.- Interpretación preliminar
- 7.- Procesos adicionales
- 8.- Integración, interpretación y evaluación de resultados.

La etapa de planeación es sumamente importante, ya que en ella se examinan las posibilidades de que el método de prospección pueda proporcionar información congruente con el objetivo que se persigue, y en su caso, saber de antemano la calidad de los resultados que se pueden obtener.

Antes de aplicar un método de prospección geofísica, generalmente se realizan estudios de observación directa, utilizando las técnicas y herramientas de la geología, tanto superficial como de subsuelo, lo que proporciona un panorama general de las características principales de la estructura o condiciones geológicas asociadas al objetivo de la exploración.

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 exploración directa.

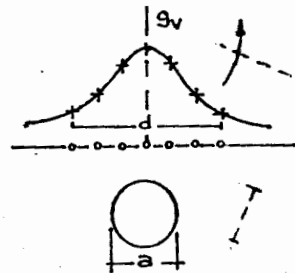
En el método de prospección gravimétrica, es condición indispensable que exista un contraste de densidades entre la correspondiente estructura intrusada y la del medio encajonante, de lo contrario no podrá existir una anomalía local de la gravedad terrestre, y por lo tanto, las variaciones de la gravedad no pueden ser atribuidas a un accidente geológico del subsuelo.

Otra consideración que debe tomarse en cuenta, es la profundidad del cuerpo, ya que si éste es muy profundo, su anomalía se verá enmascarada por el efecto de otras anomalías superficiales.

De acuerdo a cada caso particular, la aplicación del método gravimétrico podrá considerarse de reconocimiento, semidetalle o detalle, dependiendo del tipo de anomalías que puedan ser discriminadas, ya sean de carácter regional o local respectivamente.

Definido el rango de precisión dentro del cual se puede operar el método de prospección gravimétrica, se podrá seleccionar el procedimiento de campo que deba utilizarse, definiendo si será terrestre, marino o aéreo, este último solo puede aplicarse en trabajos de reconocimiento, puesto que al realizarse observaciones a cierta altura sobre la superficie, disminuirá el efecto de las variaciones de la gravedad en relación al cuadrado de la distancia. -- Si se utiliza el helicóptero como vehículo de transporte, y las observaciones se hacen en la superficie, debe considerarse como un trabajo terrestre.

Teniendo una idea del volumen del cuerpo geológico, su posible profundidad y la densidad de contraste esperada, conviene calcular la anomalía teórica simulando la estructura geológica con un cuerpo geométrico, del cual se conozca la ecuación para determinar la componente vertical de la gravedad. De esta manera se puede determinar el valor aproximado de la amplitud y extensión de la anomalía gravitacional.



Lo anterior se hace con objeto de establecer la distancia entre estaciones y líneas de observación, de tal manera que se asegure tener suficientes puntos que permitan construir la gráfica de la anomalía.

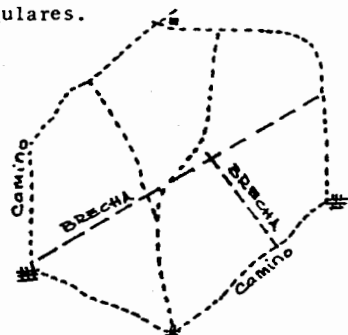
Desde el punto de vista práctico, la distancia entre estaciones no debe ser mayor de  $d/7$ , considerandose que 7 es el mínimo de estaciones para que quede definida la anomalía. De ser posible, deben utilizarse distancias menores que  $d/7$ .

La distancia entre líneas de observación tiene que ser menor que la distancia  $d$  (para fines prácticos, menor que  $2a$ ), de lo contrario se corre el peligro que el cuerpo se encuentre en medio de dos líneas, y pase desapercibida la anomalía.

Definidas las distancias entre estaciones y líneas, se selecciona el rumbo de las líneas, las que deben predominar en el sentido de la dirección de máxima pendiente del cuerpo geológico.

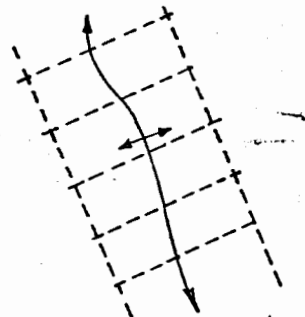
Se acostumbra programar las líneas de observación formando retículas, de manera que existan puntos de cruce que servirán de control.

Pueden utilizarse diferentes tipos de retículas; regulares e irregulares.



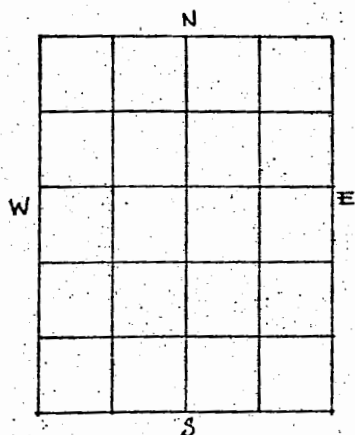
En algunos casos se utilizan los caminos y veredas ya existentes - abriendo brechas intermedias para fraccionar poligonos muy grandes. Este procedimiento resulta barato, sin embargo la orientación de las líneas pueden no ser las más convenientes.

En la mayoría de los casos se utilizan retículas ortogonales, con la dirección perpendicular al rumbo geológico predominante, las que proporcionarán anomalías en el sentido más importante, y su definición será más clara.



Este sistema puede resultar costoso, por la necesidad de abrir brechas en gran número.

En los casos en que no están identificadas las características geológicas, o no son evidentes en la superficie, pueden utilizarse retículas ortogonales con dirección Norte-Sur y Este-Oeste.



En este caso, la equidistancia entre líneas debe conservarse en ambas direcciones, puesto que se desconoce cual será el rumbo predominante, y debe tenerse la posibilidad de detectar anomalías en cualquier dirección.

Aunque en este sistema las líneas pueden no tener la dirección más favorable, presenta ventajas si la información va a ser procesada con programas de computadora, en donde las coordenadas de los puntos de muestreo pueden determinarse en forma sistemática.

Existen algunos casos en que partes del cuerpo geológico se encuentran aflorando, siendo necesario determinar su extensión o su profundización, ej. un yacimiento mineral, un tunel abandonado, una caverna inaccesible, etc.



Delimitar el área anómala en estos casos, es de gran importancia, por lo que es frecuente realizar un estudio de detalle, buscando el máximo control utilizando retículas muy cerradas, con puntos de observación equidistantes.

Una vez que se ha establecido el tipo de retícula que se va a uti-

lizar, será necesario ubicar en el terreno los puntos que se van a observar, los cuales serán fijados en un plano de control, mediante un levantamiento topográfico.

El levantamiento topográfico de las líneas principales ó de los polígonos externos, debe hacerse con tránsito y cinta, haciendo determinaciones astronómicas en algunos puntos de las poligonales, para estar en posibilidad de calcular las coordenadas geográficas, especialmente la latitud  $\varphi$  del lugar.

Las líneas intermedias pueden levantarse con plancheta y estadia.

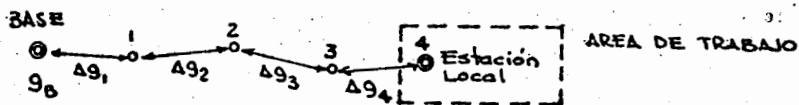
Adicionalmente deben nivelarse las poligonales, con una precisión de 1 centímetro, con nivel fijo, para trabajos de semidetalle y de detalle, en estos últimos, si el objetivo geológico que se busca es pequeño, la nivelación debe hacerse con mayor precisión.

En algunos trabajos de reconocimiento de carácter muy general, la elevación puede determinarse mediante un alfilerómetro, sin embargo para trabajos de exploración de yacimientos minerales no proporciona la aproximación requerida.

Debe tenerse en cuenta que la elevación es necesaria para calcular los efectos por "aire libre", y los que originan los materiales superficiales, que serán determinados por la corrección de Bouguer, de tal forma que la precisión con que se controlen las variaciones de elevación, incidirá en la aproximación con que se corrijan sus efectos.

En virtud de que los instrumentos solo miden diferencias de gravedad, para conocer la gravedad de cada estación, es necesario disponer cerca del área en estudio, de un punto en el cual se conozca el valor de la gravedad absoluta.

No siempre es factible que cerca del área exista una estación de péndulo, una estación fija de gravedad ó una estación que corresponda a un trabajo gravimétrico anterior, a partir del cual, por medición de diferencias de gravedad, se puede establecer la estación base de referencia local.



Para determinar con precisión el valor de la gravedad en la estación local, las diferencias medidas deben ser múltiples, es decir, utilizar el promedio de varias mediciones.



Para tener un adecuado control de las mediciones de las variaciones de la gravedad, es necesario observar polígonos cerrados terminando las observaciones del día midiendo la gravedad en el punto de partida.

No siempre es posible regresar a la estación base de referencia, especialmente cuando el área es grande, por lo que se hace necesario establecer bases auxiliares de control.

Con objeto de tener cercana una estación base, dondequiera que uno se encuentre, se acostumbra fijar estaciones base espaciadas a lo largo del polígono exterior circundante, y algunas en el interior del área. En sistemas de líneas reticulares ortogonales, es común establecer las estaciones bases en cruces de líneas.

Para poder identificar las estaciones base, debido a que las estacas frecuentemente se pierden, se hace un croquis de su situación, ligando las distancias a puntos de referencia que puedan identificarse fácilmente, de preferencia construcciones o accidentes topográficos permanentes.

El trabajo de observación de campo debe iniciarse en la estación base de referencia, donde se conoce el valor absoluto de la gravedad.

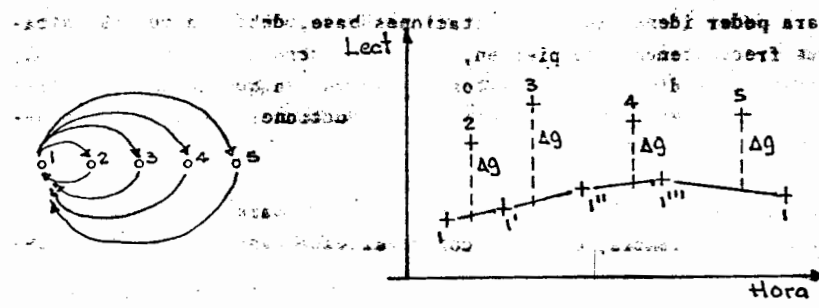
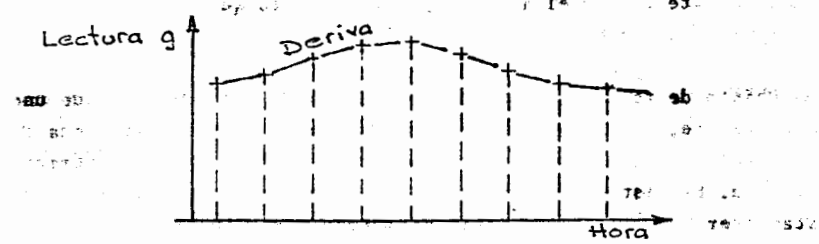
Es muy importante tener un control de las variaciones de la gravedad por efecto de Mareas, para poder determinar con precisión las



diferencias de gravedad entre dos estaciones. Para ello es necesario realizar mediciones periódicas en una misma estación base, -- anotando el valor de la lectura y la hora a la cual se realizó, -- para posteriormente preparar una gráfica de "deriva" de la gravedad por efecto de Mareas.

Lo ideal sería tener un gravímetro constantemente en la estación base, y hacer las lecturas a intervalos de tiempo fijos, pero esto obligaría a disponer de dos aparatos y dos observadores, con el consiguiente incremento en costo.

En la práctica sólo se utiliza un aparato para llevar el control de variaciones por mareas, y hacer las observaciones del resto de estaciones, para ello se tienen diversos sistemas de observación en los que de tiempo en tiempo se regresa a una estación base, -- obteniéndose varias lecturas en una misma estación con lo que se puede preparar la gráfica de "deriva".

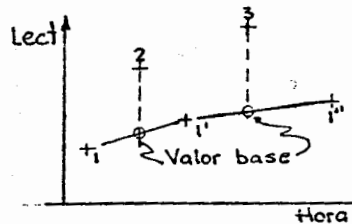


$$\Delta L = \rho \Delta$$

En este procedimiento, la primera lectura se hace en la estación base 1, se parte a la estación 2 se hace la lectura y se regresa a la estación 1, se dirige hacia la estación 3 y después de hacer la lectura regresa al punto 1 para hacer nueva lectura, se transporta al punto 4 se hace la lectura y se regresa a 1, y así sucesivamente.

Las lecturas obtenidas se integran en una gráfica, con el valor de la lectura en las ordenadas, y la hora correspondiente en las abscisas. Se unen todos los puntos de las lecturas realizadas en la estación base, lo que representa la deriva por mareas, a esta línea se le llama "línea base" y sirve de referencia para determinar las diferencias de lectura entre cada una de las estaciones y la estación base.

Para calcular las diferencias de lectura entre cualquier estación y la base, se baja una vertical a partir de la lectura de la estación, hasta cortar la línea base, que une todas las lecturas de la base, al valor de lectura que corresponde a la intersección se le denomina "valor base", y equivale a la lectura que se tendría en la base, en el mismo momento en que se hace la medición en la estación.



Las lecturas de la base, al valor de lectura que corresponde a la intersección se le denomina "valor base", y equivale a la lectura que se tendría en la base, en el mismo momento en que se hace la medición en la estación.

La diferencia de lecturas; eliminando la variación debida a las mareas, queda representado por:

$$\Delta L = \text{Lectura estación} - \text{Lectura del valor base}$$

Como los aparatos no están graduados directamente en valores de gravedad, para obtener la diferencia de gravedad es necesario multiplicar la diferencia de lectura obtenida por la constante del aparato.

$$\Delta g = \Delta L \times \text{Constante del aparato}$$

Determinadas las diferencias de gravedad de cada una de las estaciones con respecto a la estación base, se puede obtener la "gravedad observada" en cada estación.

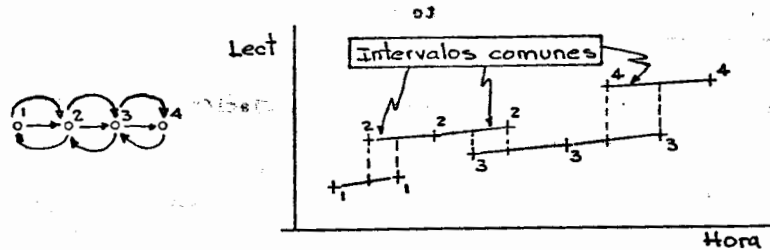
$$\text{Gravedad observada} = \text{gravedad de la base} + \Delta g$$

$\Delta g$  puede ser positiva o negativa y debe conservar el signo

La gravedad observada por este procedimiento es bastante exacta, puesto que en todas las estaciones se mide la diferencia de gravedad con respecto a la misma estación base.

En la práctica, este procedimiento resulta lento, porque a medida que nos alejamos de la base, el tiempo necesario para regresar a ella y posteriormente trasladarse a una nueva estación, cada vez es mayor.

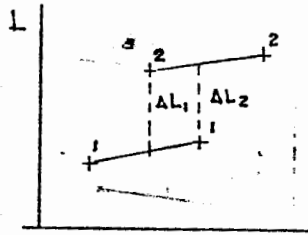
Con objeto de disminuir el tiempo de observación se puede utilizar otro procedimiento, que aunque menos preciso, permite avanzar, ya que las diferencias de gravedad se medirán con respecto a una estación anterior, en lugar de medirlas con respecto a la estación base original de referencia.



En este procedimiento, se hace una lectura en 1 y se traslada el aparato al punto 2, después de hacer la lectura se regresa al punto 1, se hace una nueva lectura y se regresa a la estación 2, al

hacer la lectura en 2, se mueve el aparato al punto 3 y se hace la lectura, se regresa al punto 2 y posteriormente se vuelve al punto 3, y así sucesivamente se van haciendo lecturas en la estación anterior y en la siguiente.

Al situar las lecturas en la gráfica de deriva, se podrán establecer líneas base para cada una de las estaciones, lo que nos dará una idea de la variación producida por las mareas, solo que en este caso, no se puede establecer la deriva total, sino parcial en cada estación, durante el intervalo de tiempo en que se hagan mediciones en cada estación.



Aunque no se conoce la tendencia real de la variación por mareas, se dispone de un intervalo común para cada dos estaciones, obteniéndose dos diferencias de lecturas para los puntos extremos,  $L_1$  y  $L_2$ , estas diferencias no necesariamente son iguales, por lo que se puede tomar como valor representativo de la diferencia, al promedio de las dos lecturas.

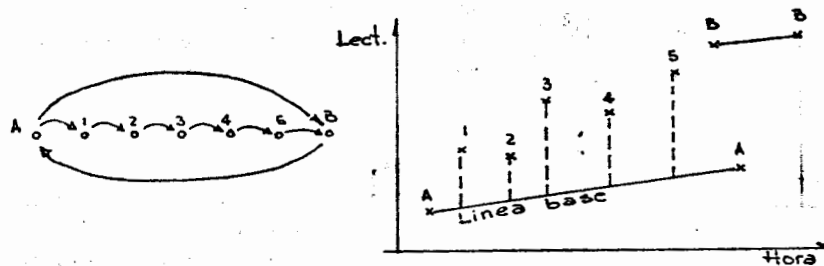
$$\Delta L = \frac{\Delta L_1 + \Delta L_2}{2}$$

Siguiendo este procedimiento se puede avanzar más rápidamente ya que no es necesario regresar a la estación base principal, sin embargo, es indispensable que se hagan observaciones en circuitos cerrados, terminando el circuito en la base principal, o en otra estación base en que ya se haya determinado su valor de gravedad absoluta. Esto es necesario, porque cualquier error que se cometa en las mediciones, se va a ir acumulando, y la única forma de saberlo es ligando con una estación con valor de gravedad conocido.

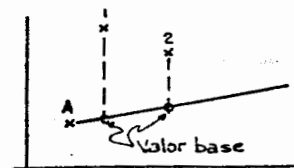
En caso de existir errores, será necesario revisar todas las lecturas para localizarlo, y en su caso repetir las para estar seguro que la observación es correcta y utilizable.

Es prácticamente imposible realizar observaciones en circuito cerrado sin error, pero si este es pequeño o se encuentra dentro de las tolerancias establecidas, entonces se puede compensar el error entre las estaciones en las cuales no se haya predeterminado su valor absoluto de la gravedad.

En los trabajos de reconocimiento y semidetalle en los que no se requiere una precisión extrema, se puede utilizar otro procedimiento más rápido, pero al mismo tiempo menos preciso. Se requiere disponer de varias estaciones base con valor determinado o determinable, de gravedad total, las que servirán de referencia para medir diferencias de gravedad de cada estación, y permitirán calcular la gravedad de cada estación.



Se parte de una estación base de referencia, se miden las lecturas en forma consecutiva en cada una de las estaciones, hasta llegar a una nueva estación base de referencia B, se hace la lectura, se traslada a la estación B y se hacen lecturas en las siguientes estaciones hasta llegar a la nueva estación base, regresando entonces a la estación B para una nueva lectura, y posteriormente la estación base siguiente, y así sucesivamente.



La gráfica que resulta permite definir una línea base para cada estación base, solo que ahora el control es pequeño, 2 ó 3 puntos.

Las líneas verticales que se bajan de cada una de las lecturas de las estaciones, van a interceptar la línea base, definiendo los valores base que permitirán calcular las diferencias de lectura entre cada estación, y la base que le sirve de referencia. Estas diferencias de lectura son menos precisas que las que se obtienen con los otros procedimientos, pero el tiempo de observación es más corto.

Puede observarse, que en este procedimiento, se tienen intervalos comunes para las estaciones bases consecutivas, lo que permite de terminar simultáneamente, diferencias de lecturas entre estaciones base.

Frecuentemente se utilizan los procedimientos descritos en forma combinada, y con base en ellos se pueden diseñar técnicas específicas para resolver problemas particulares.

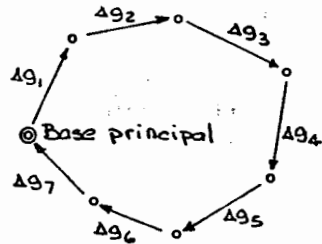
Cuando se tienen definidas las técnicas y procedimientos más apropiados para resolver el problema propuesto, y procurados los recursos materiales y técnicos, adecuados a los requerimientos de las características topográficas y de acceso del área, se iniciará la observación de campo partiendo de la base principal.

El primer polígono que se observe debe ser en circuito cerrado -- principiando y terminando en la estación base principal, y permitirá establecer las bases auxiliares necesarias para llevar a cabo el trabajo total.

A esta etapa se le conoce como observación de polígonos base, y del cuidado que se tenga en ella, depende gran parte de la precisión y resultados que se obtengan. La precisión en los levantamientos topográficos, horizontal y vertical, son tan importantes como la misma observación y mediciones de las variaciones de la gravedad.

... ab ... las estaciones ...

Se puede hacer la observación exclusivamente de las estaciones -- base, o medir también la gravedad en las estaciones intermedias, aunque en este caso, el cálculo de las gravedades en las estaciones intermedias se hará hasta que el polígono de bases se haya -- compensado.



Se miden las diferencias de gravedad -- entre cada una de las estaciones base, corregidas por el efecto de mareas.

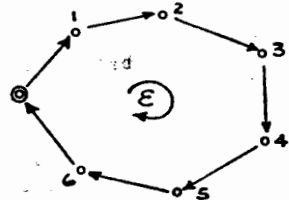
Al cerrar el circuito, se debe llegar a la estación principal con el mismo -- valor con el que se inició, es decir:

$$\sum \Delta g = 0$$

Lo más probable es que se llegue con un error E, si ajusta a cero hay que sospechar de alguna trampa, sería una casualidad poco posible.

Si el error de cierre es considerable, deberá revisarse el registro para ver si es posible detectarlo, y en su caso, repetir el tramo en el que se sospecha que se encuentra el error, de lo contrario será necesario repetir todo el polígono.

Cuando el error se encuentra dentro de los límites aceptables se procederá a compensarlo. El error no deberá ser superior a una cifra equivalente a la tercera parte de la anomalía que se considere significativa para detectar el cuerpo geológico que se busca.



El error tiene que distribuirse entre las lecturas realizadas.

Generalmente se aceptan dos procedimientos:

- 1.- Distribuir el error por partes iguales, entre las estaciones que forman el polígono.
- 2.- Distribuir el error proporcionalmente a las diferencias de -- gravedad, entre las estaciones base.

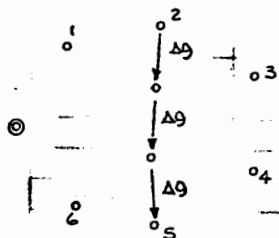
Determinadas las correcciones (distribución del error) para cada tramo, se procederá a corregir cada una de las diferencias entre las estaciones base.

Teniendo las diferencias de gravedad corregidas, se calculará la gravedad para cada estación base.

$$g_1 = g_{base} + \Delta g_c$$

$$\Delta g_c = \Delta g \pm c$$

Una vez que están compensadas las estaciones base observadas, se calcula su valor absoluto, el cual ya no se varía.



En caso de que tengan que fraccionarse los polígonos, se parte del valor de gravedad de una estación ya compensada, se miden las diferencias de gravedad en las nuevas estaciones hasta llegar a otra base de valor conocido.

El error se distribuye exclusivamente entre las nuevas estaciones.

$$g_2 + \sum \Delta g - g_n = \epsilon$$

Es conveniente elaborar una lista de valores absolutos de gravedad, de las estaciones base, para pronta referencia.

Si se toma en cuenta que las lecturas en las estaciones, ya sean bases o intermedias, siempre se hacen en forma sistemática y repetitiva, es conveniente llevar un registro ordenado de los datos correspondientes a cada estación, lo que permitirá reconstruir en cualquier momento la información de campo.

Debe recordarse que los datos observados en el campo solo representan una etapa del proceso, y que los datos "crudos" no podrán ser utilizados sino hasta que hayan sido corregidos por el efecto de las mareas.



El registro de campo debe contener un mínimo de datos, necesarios para poder manejar la información.

AREA: _____		LINEA: _____			FECHA: _____		
GRAVIMETRO: _____		CONSTANTE: _____			OBSERVADOR: _____		
1	2	3	4	5	6	7	8
Estación	Lectura	Hora	Temperatura	Valor base	Diferencia (2-5)	Diferencia Gravedad	NOTAS
406	338.7	8:45					Est. Base
407	331.7	8:49					
408	325.6	8:54					
409	318.2	9:00					
410	306.1	9:04					
106	301.0	9:10					Base
406	339.0	9:25					Base
106	301.2	9:40					
406							

En el encabezado del registro de campo deben anotarse todos los datos de identificación, que permitan en cualquier momento reconstruir o revisar la información obtenida.

El dato de la fecha es importante, porque frecuentemente es necesario repetir la observación de alguna línea, y es conveniente poder identificar los datos que van a ser utilizados.

Cada gravímetro tiene su propia constante y sensibilidad, por lo que hay que identificarlo para poder evaluar la información obtenida.

Aunque cada gravímetro tiene su constante determinada en el laboratorio, su rango de operación es restringido, por lo que en muchos casos es necesario cambiar el rango de acuerdo a las características del área en estudio, y se produce un cambio en la constante, que tiene que ser determinada experimentalmente.

Para determinar la nueva constante, se hacen observaciones en estaciones de valor de gravedad conocida, midiendo la diferencia de lecturas entre las estaciones:

La diferencia de gravedad será:  
 $\Delta g = g_B - g_A$

La diferencia de lecturas será:

$L_A$        $L_B$        $\Delta L = L_B - L_A$

Por lo que:  $\text{Constante} = \frac{\Delta g}{\Delta L} = \frac{\text{diferencia de gravedad}}{\text{diferencia de lecturas}}$

Se acostumbra hacer lecturas en varias estaciones, con la máxima aproximación posible, y utilizar el promedio de los valores de la constante encontrados.

Como el sistema de resortes de los gravímetros tiene cierto envejecimiento, es conveniente determinar frecuentemente el valor de la constante, aunque no se haya cambiado el rango de operación.

La identificación del observador permite hacer las aclaraciones correspondientes, cuando durante las etapas de cálculo se encuentren datos dudosos o que requieran información adicional.

Para llenar las columnas del registro de campo debe seguirse un orden preestablecido.

Se deben distinguir dos tipos de columnas: las que se llenan en el momento de hacer la lectura en la estación, y las que para poder anotar el dato se requiere de un cálculo previo.

En la columna 1, se anotará el número que identifique a la estación en que se está haciendo la lectura.

En la columna 2, se anota la lectura que se obtiene con el aparato

En la columna 3 se anota la hora en que se hizo la lectura. Debe tenerse cuidado que la hora se obtenga siempre con el mismo reloj, y que durante las mediciones no se le haga ningun ajuste.

Cuando se utilizan dos aparatos, uno en la base de referencia y otro viajero, los relojes que se utilicen deben sincronizarse al iniciar la operación de campo.

Algunos instrumentos son sensibles a los cambios de temperatura -- siendo proporcional el valor de la constante a la temperatura de operación, en estos casos, el gravímetro viene acompañado de una gráfica "constante vs temperatura", lo que obliga a utilizar la constante correspondiente a la temperatura en el momento de hacer la lectura, la cual se anota en la columna 4.

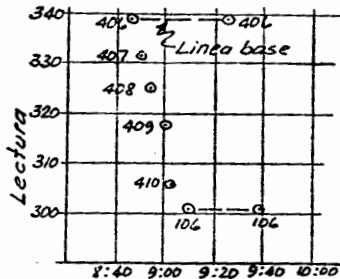
En los gravímetros que disponen de sistemas compensadores de temperatura, no es necesario hacer lectura de temperatura.

Las columnas 5, 6 y 7 requieren de un cálculo previo para ser llenados, el cual generalmente se realiza al terminar la observación de campo del día.

En la columna 8 se hacen las anotaciones aclaratorias necesarias para identificar las condiciones en que se hicieron las lecturas. En algunos casos se indican las estaciones base, especialmente cuando las estaciones están numeradas en forma consecutiva y no hay forma de identificar las estaciones base.

Las columnas 5, 6 y 7 permiten calcular en forma experimental las variaciones por efecto de mareas, y se procede en la forma siguiente:

Se vacían los datos de lectura y hora de las columnas 2 y 3 en una gráfica, para las estaciones observadas entre dos estaciones base, incluyendo las lecturas de las estaciones base:

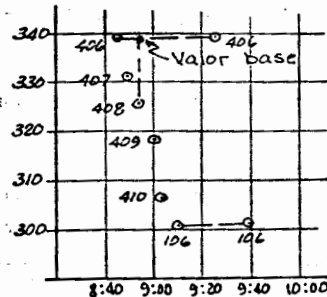


Se unen los puntos que corresponden a la misma estación base, y la línea representa la "deriva" en la lectura que incluye la variación por efecto de mareas y las variaciones propias del instrumento por fatiga de sus elementos y/o por cambios de temperatura.

La línea que une diferentes lecturas para la misma estación base, recibe el nombre de "línea base" y representa las lecturas que se tendrían en la estación base, en el intervalo de tiempo entre las lecturas reales en la base.

Como lo que interesa es la diferencia de lecturas entre cada una de las estaciones y la correspondiente a la estación base en el mismo instante, para determinar el valor en la base para cada una de las estaciones, se lleva una vertical desde el valor de la estación hasta la línea base.

El punto sobre la línea base en donde interseca la vertical, se conoce como "valor base" y representa la lectura que se tendría en la estación base a la misma hora en que se hizo la lectura en la estación. Este valor se anota en la columna 5 del registro de campo.



Para cada estación se anotará su valor base en la columna 5, llevando verticales en la gráfica desde la lectura de la estación hasta la línea base.

La diferencia real de lecturas entre cada estación y la estación base, queda definida por:

Valor base-lectura de la estación = diferencia de lectura.

que se obtiene restando a la cifra de la columna 5, la cifra de la columna 2, anotando el resultado en la columna 6.

Las diferencias (columna 6) para las lecturas en estaciones base serán cero, puesto que sus valores base son los mismos que la lectura original.

Para convertir las diferencias de lectura en diferencias de gravedad, es necesario multiplicar los valores de la columna 6 por la constante del aparato:

$$\text{Diferencia de lectura} \times \text{constante} = \text{diferencia de gravedad}$$

En caso de que el instrumento sea sensible a cambios de temperatura la constante de conversión que se utiliza es la correspondiente a la temperatura anotada en la columna 4.

Las diferencias de gravedad calculadas, se anotan en la columna 7, para cada estación.

La siguiente etapa corresponde al cálculo de la Anomalia de Bouguer, aplicando las correcciones por gravedad teórica y por elevación.

Como el cálculo de la Anomalia es repetitivo para todas las estaciones, se acostumbra utilizar una planilla de cálculo en la que se sistematizan las operaciones.

**HOJA DE CALCULO**

Nivel de Referencia: \_\_\_\_\_ Densidad de Corrección \_\_\_\_\_  
 Constante Ce: \_\_\_\_\_

1	2	3	4	5	6	7	8
Estación	Gravedad Base	Diferencia Gravedad	Gravedad observada	Elevación	Corrección Elevación	Gravedad Teórica	Anomalia Bouguer

Por definición, la anomalía de Bouguer:

$$A = G_{obs} \pm C_{elev.} - G_{Teor.}$$

en donde:  $G_{obs} = G_{base} \pm \Delta g$

$$y C_{elev.} = C_{al} - C_{bouguer} = (0.308 - 0,0419\rho) h \text{ miligalas/m}$$

Con base en en estas ecuaciones se procede a llenar la hoja de cálculo.

En la columna 1 se anotan en forma consecutiva las estaciones observadas, conservando la secuencia en que se realizaron, tanto estaciones base como estaciones intermedias.

En la columna 2, se anotan los valores de gravedad compensada para cada una de las estaciones base, que sirvieron de referencia para medir las diferencias de gravedad con las estaciones intermedias.

En la columna 3, se anotan las diferencias de gravedad calculadas en el registro de campo, ya corregidas por efectos de deriva y mareas, para cada estación.

Para calcular la gravedad observada, se sumará el valor de la diferencia de gravedad anotada en la columna 3 al valor de la gravedad base de la columna 2. Se utilizará el mismo valor de gravedad base, para todas las estaciones que la hayan utilizado como referencia.

En la columna 5 se anotarán las elevaciones correspondientes a cada estación, incluyendo a las estaciones base.

En el renglón "Nivel de referencia" se anotará la elevación del plano de referencia que se haya seleccionado, el cual generalmente se ubica en una elevación promedio de las que corresponden a la región, aunque también pueda elegirse en la elevación más alta o más baja.

En el renglón "Densidad de corrección" se anota el valor correspondiente al área, el cual se determina por medio de un perfil de densidades, o un valor promedio de las densidades de las rocas que predominen en el área y la superficie.

Conocido el valor de la densidad se calcula la constante de la corrección por elevación, y se anota en el renglón correspondiente.

Para calcular la corrección por elevación de la columna 6, se restará a los valores de la columna 5 el valor de la elevación del nivel de referencia, y el resultado se multiplicará por la constante  $C_e$ .

(Col. 5 - Elevación del nivel de referencia)  $C_e$  = Corrección por elevación.

Se calculan las correcciones por elevación para todas las estaciones, incluyendo las estaciones base.

La Gravedad Teórica de la ecuación 7, debería calcularse por medio de la Fórmula Internacional de la Gravedad.

$$g_{\phi} = 978.049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{ sen}^2 2\phi)$$

En la práctica resulta difícil utilizar ésta ecuación, porque no se conoce la latitud de cada una de las estaciones, sin embargo, es necesario conocerla aunque sea para una de las bases o algún punto importante dentro del área.

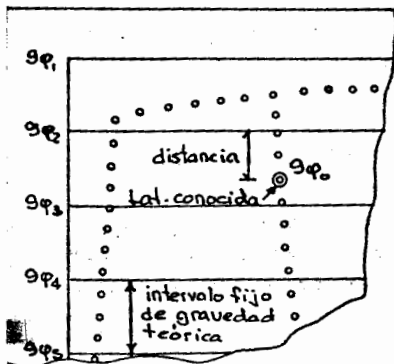
Conociendo la latitud para un punto, y teniendo ligado el levantamiento topográfico de las estaciones a ese punto, se puede calcular el valor de gravedad teórica para todas las estaciones utilizando el concepto de "gradiente de gravedad"

$$\frac{dg}{dl} = 0.0008122 \text{ sen } 2\phi \text{ gales/km}$$

**G** - 612679

La gravedad aumentará para puntos que se encuentren al norte de la estación de referencia, y disminuirá hacia puntos que se encuentren al Sur, en el hemisferio norte.

Una manera práctica de determinar la gravedad teórica para las estaciones, es utilizando un plano topográfico, en el cual se trazan líneas de referencia horizontales, que representan valores de gravedad teórica conocida, obteniendo el valor de gravedad teórica de las estaciones, por interpolación.



Los valores de gravedad teórica para las líneas de referencia, se calculan a partir del punto de referencia con latitud conocida.

La equidistancia entre líneas puede corresponder a intervalos fijos de gravedad teórica.



FACULTAD DE INGENIERIA



Los valores que se obtengan de gravedad teórica para cada estación, se anotarán en la columna 7.

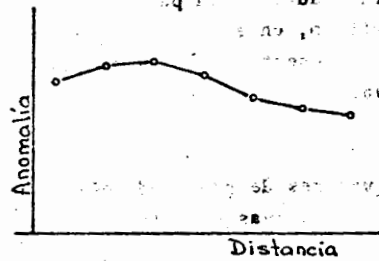
El cálculo de la Anomalia de Bouguer puede ahora terminarse utilizando los valores en las columnas

$$\text{Col. 4} + \text{Col. 6} - \text{Col. 7} = \text{Col. 8}$$

Los signos deben conservarse, según hayan resultado en los cálculos previos.

Terminada la etapa de cálculo de la Anomalia de Bouguer, se inicia la preparación de secciones o mapas que representen la distribución espacial de la anomalía, y por consecuencia de la masa y la densidad.

En el caso de que se requieran secciones de Anomalia de Bouguer, se construirán gráficas en el papel milimétrico, utilizando el eje de las abscisas para ubicar la posición de las estaciones a una determinada escala de distancias. En el eje de las ordenadas se pondrá la escala de Anomalia de Bouguer.



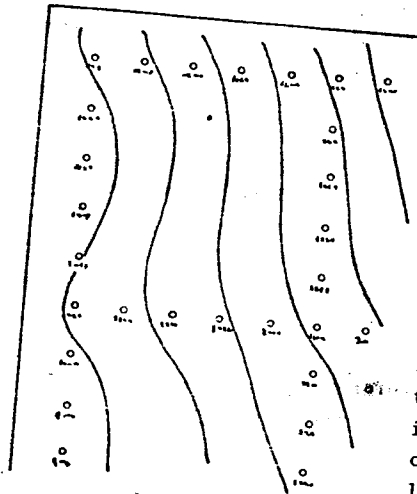
Los puntos que correspondan al valor de Anomalia de cada estación, se unen procurando que la línea sea continua, mostrando cambios de pendiente en forma suave y continuada, tratando de reproducir el aspecto de una anomalía de Bouguer.

Si se sospecha que los accidentes topográficos no hayan sido debidamente corregidos, se puede poner en la gráfica el perfil topográfico, lo que permitirá hacer un análisis conjunto de la curva de la anomalía y el perfil topográfico, si se observa que prácticamente son paralelos será necesario aplicarle la corrección por rugosidad.

Frecuentemente se requiere conocer la distribución en superficie de la anomalía de Bouguer, para determinar las áreas que presenten las zonas de mayor o menor concentración de masas, y que tengan un significado geológico.

Para conocer la distribución en superficie, es necesario disponer de un plano del área, en donde estén localizadas todas las estaciones que se hayan observado.

Los valores de anomalía Bouguer se anotarán en cada una de las estaciones, y se procederá a trazar curvas isoanómalas.



Las curvas isoanómalas representan puntos de igual valor de anomalía y su paso está controlado por los valores de anomalía en cada estación.

El intervalo entre curvas se elige de acuerdo al detalle que se quiera.

Debe procurarse que las curvas sean lo más continuas y equidistantes que se pueda, evitando inflexiones o cambios de dirección que no estén obligados por los valores de anomalía.

Debe evitarse que las curvas se "juntan" o que concurran a un mismo punto, si esto sucediera, posiblemente se deba a valores erróneos de la anomalía y será necesario revisar el cálculo, y en su caso, repetir la observación de campo en el tramo que se observe la información errónea.

Si no fuera posible repetir el trabajo, es preferible eliminar el valor equivocado, de lo contrario los resultados serán dudosos.

Si se puede comprobar que los efectos topográficos fueron corregidos aceptablemente, se puede superponer al plano de anomalías un plano de curvas de nivel, si el plano de anomalías reproduce sensiblemente los accidentes topográficos, significa que no fue suficientemente corregido y será necesario aplicar la corrección por rugosidad.

En algunos casos, una corrección insuficiente puede ser ocasionada porque el valor de densidad de corrección utilizado, no corresponde a las condiciones locales del material superficial y conviene hacer una determinación de densidad para confirmarlo.

En trabajos de reconocimiento en los que el objetivo es determinar la distribución regional de masas o de densidad, es suficiente con el plano de anomalías de Bouguer para hacer la interpretación cualitativa correspondiente.

En exploraciones en las que el objetivo corresponde a concentraciones locales de masas o a intrusiones localizadas a cierta profundidad, el plano de anomalías de Bouguer permite seleccionar los lugares a los que debe darseles "mayor atención o que requieren un trabajo con mayor detalle.

Para poder hacer una adecuada interpretación de las secciones y/o planos de Anomalia de Bouguer, es necesario tener presente su significado físico.

De acuerdo al procedimiento de cálculo de la Anomalia de Bouguer que se ha descrito, representado por la expresión:

$$= \text{Gravedad observada} + \text{Correc. elevación.} - \text{Grav. Teórica}$$

lo que físicamente se ha hecho es lo siguiente:

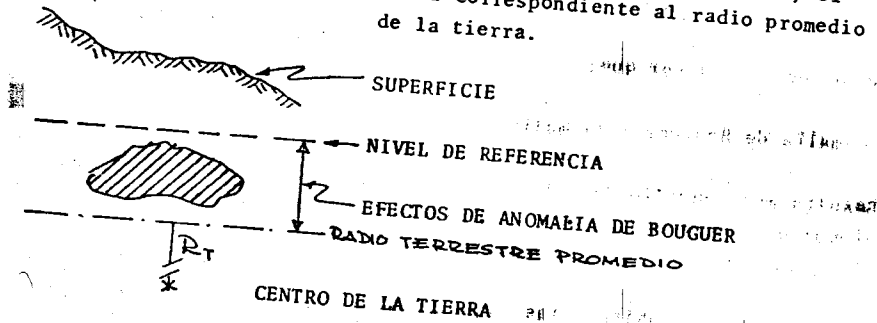
**Gravedad observada** = Suma de los efectos gravitacionales de todas las masas que se encuentran abajo del punto de observación, desde el centro de la tierra hasta la superficie.

Corrección por elevación = Eliminar los efectos de la masa situada entre el nivel de referencia y el punto de observación.

En su caso, agregar el efecto de las masas equivalentes que ocuparían el espacio entre el nivel de referencia y el punto de observación.

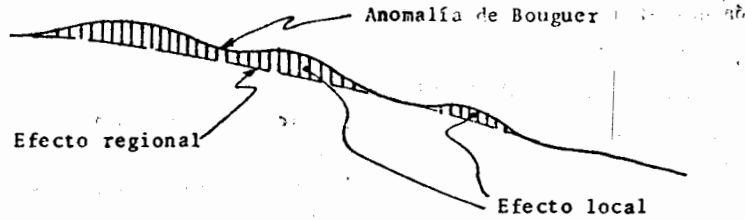
Gravedad Teórica

= Los efectos promedio de las masas ubicadas entre el centro de la tierra y el nivel correspondiente al radio promedio de la tierra.



La Anomalia de Bouguer representa el efecto de todas la inhomogeneidades del subsuelo, constituidas por las masas y estructuras geológicas que no correspondan a una sección uniforme homogénea e isotrópica.

Al eliminar de la gravedad observada los efectos de la corrección por elevación y de la gravedad teórica, la anomalía de Bouguer corresponde a la suma de las anomalías producidas por las masas locales y de carácter regional.



En estudios en que se requiere conocer los efectos locales, se hace necesario aislar los efectos producidos por ellos, del total de la Anomalia de Bouguer.

Se puede establecer que:

$$\text{Anomalia de Bouguer} = \text{Anomalia Regional} + \text{Anomalia Local}$$

Resulta más sencillo definir las características de la Anomalia Regional que la Anomalia Local, considerándola como el efecto promedio o su aspecto generalizado.

Se acostumbra establecer las tendencias de la Anomalia producida por los efectos regionales y restarla de los valores de Anomalia de Bouguer produciéndose un residuo que puede atribuirse a los efectos locales.

$$\text{Anomalia de Bouguer} - \text{Anomalia Regional} = \text{Anomalia Residual}$$

$$\text{Anomalia Residual} = \text{Anomalia producida por efectos locales}$$

Se distinguen básicamente dos técnicas para obtener la Anomalia Residual; a partir del análisis de secciones verticales y separación en los planos de Anomalia de Bouguer que representa la distribución horizontal, aunque en algunos casos es necesario analizar las Anomalías tanto en su comportamiento vertical como horizontal.

Se dispone de múltiples procedimientos para obtener la Anomalia Residual que puede ser:

Gráficos  
Matemáticos  
Mixtos

Algunos de los procedimientos son bastante simples en su ejecución pero requieren de habilidad y experiencia, mientras que otras son muy elaborados pero tienen la ventaja de que la solución tiende a ser única.

Los procedimientos gráficos requieren gran precisión en su trazo y gran conocimiento del significado físico que representan las gráficas y curvas isoanómalas de la Anomalía de Bouguer, produciendo diferentes soluciones que dependen de la elección y experiencia del interprete que las esta manejando.

Los procedimientos matemáticos se basan en métodos estadísticos, - que interpretan a la Anomalía regional como el promedio estadístico de los valores de la Anomalía de Bouguer.

Los procedimientos mixtos seleccionan en forma gráfica los valores que posteriormente se van a manejar por metodos estadísticos.

Algunos procedimientos realizan promedios sucesivos de los valores de la Anomalía, otros utilizan valores "pesados" que tratan de reproducir los efectos físicos de la Anomalía, que en algunos casos estan representados por un algoritmo, ecuación o sistema de ecuaciones.

Estos procedimientos se apoyan en el principio de que dando un mayor suavizamiento y filtraje a los datos que elimine los efectos espúreos de los valores de la Anomalía, el resultado representará más fielmente a la Anomalía regional.

La operación resulta bastante laboriosa, por lo que se acostumbra manejarlos por medio de programas en computadora, conociendose como "procesos".

Algunos procesos pueden manejarse de manera secuencial, siendo res

ponsabilidad del intérprete establecer la extensión de los procesos, ya que la mejoría y precisión que puede obtener es saturable, es decir, existe un límite práctico de procesado a partir del cual los resultados de mejoría y calidad son mínimos y hasta nulos, - - siendo incosteable la aplicación de nuevos procesos.

En la práctica los procedimientos matemáticos tratan de producir la secuela de los métodos gráficos, pero utilizando un mayor número de muestreos, ajustados a una función matemática que simula los efectos de las anomalías.

Para ejemplificar el efecto físico que se produce al hacer la separación de la Anomalía Regional de la Anomalía de Bouguer a continuación se explicarán las características de los métodos gráficos.

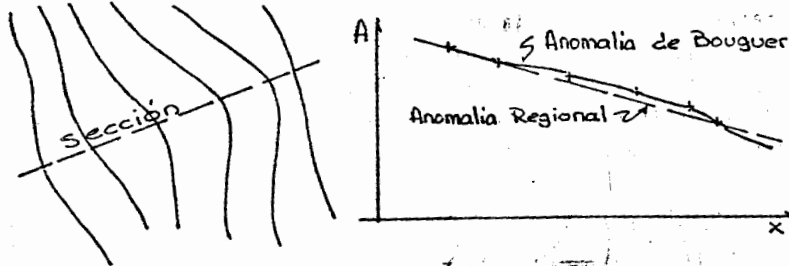
### MÉTODOS DE SECCIONES

Como su nombre lo indica, consiste básicamente en construir una sección, en la que las ordenadas corresponden al valor de la anomalía de Bouguer y las abscisas a la distancia y posición de las estaciones observadas.

La sección puede representar una línea observada, especialmente cuando se utiliza un sistema de líneas ortogonales, o bien a una sección seleccionada sobre el mapa de anomalías de Bouguer, que tenga una orientación perpendicular al rumbo de los posibles cuerpos intrusados en el subsuelo, ya que el mayor efecto de la anomalía se observará en la dirección de la máxima pendiente.

Se unen los puntos que corresponden a la anomalía de Bouguer con una línea continua, con lo que se obtiene un "perfil" gravimétrico".

El perfil gravimétrico presentará las variaciones de la anomalía, en la cual están sumados los efectos regionales y locales.



Se traza una línea siguiendo las variaciones más importantes que se interpretan como los efectos regionales.

Naturalmente que se pueden trazar varias líneas, de acuerdo a la experiencia del intérprete.



Con objeto de obtener una solución que unifique los criterios al interpretar varias secciones, se acostumbra trazar la línea que representa la anomalía regional, siguiendo el promedio de los valores de la anomalía Bouguer.

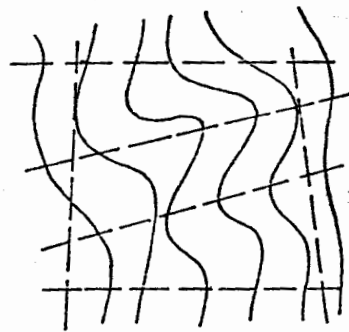
El trazar la línea promedio no representa necesariamente la mejor solución, ya que puede estar incluyendo dentro de la anomalía regional parte de las anomalías locales.

Una vez que se ha seleccionado la línea que representa a la Anomalía regional, los valores correspondientes se restan a la anomalía de Bouguer, con lo que se obtiene la anomalía residual.

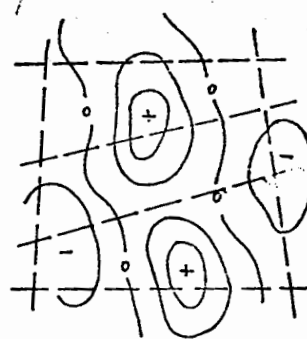
Los valores de anomalía residual se grafican con respecto a una línea horizontal obteniéndose valores positivos y negativos.

Aunque la línea de anomalía regional se trace más alta o más baja, la diferencia entre valores máximos y mínimos tiende a conservarse.

Si se requiere un mapa de la distribución de la anomalía residual, se pueden construir varias secciones seleccionadas en el plano de anomalía de Bouguer, transportando a un plano topográfico los valores de anomalía residual que se hayan obtenido, haciendo una con figuración de la anomalía residual.



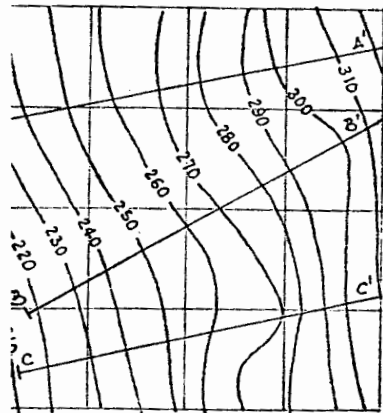
ANOMALIA DE BOUGUER



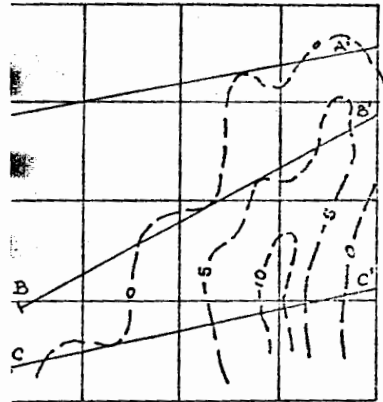
ANOMALIA RESIDUAL

Cuanto mayor sea el número de secciones utilizadas, mejor será la definición de las anomalías residuales, aunque siempre se corre el peligro de que los criterios utilizados para trazar la anomalía regional en cada una de las secciones no sea uniforme y que no represente verdaderamente la distribución horizontal de las anomalías residuales.

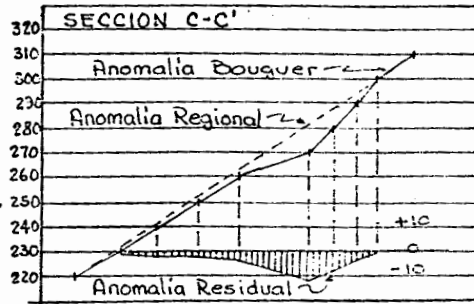
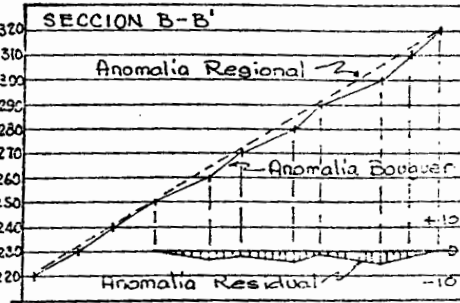
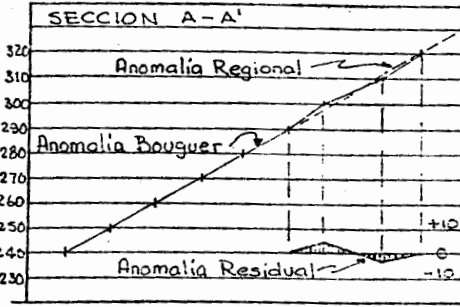
Es conveniente construir una sección de liga con las otras secciones que servirá para controlar la posición de la anomalía regional en los cruces con las secciones.



CURVAS DE ANOMALIA BOUGUER



CURVAS ANOMALIA RESIDUAL



**METODO DE PROMEDIOS HORIZONTALES.**

En este método se utiliza directamente el plano de Anomalias de Bouguer, para determinar la extensión horizontal de las anomalías residuales.

Consiste en obtener la distribución de la Anomalia Regional, a partir de valores interpolados en las curvas de Anomalia de Bouguer.

La forma más simple de hacerlo, es subdividir el área total en superficies más pequeñas, generalmente en forma de cuadro o circulares, identificando el valor de anomalía del centro de las superficies, los cuales se consideran como valor representativo de toda la superficie, y que sirven de puntos de control para configurar las curvas que representarán a la Anomalia Regional.

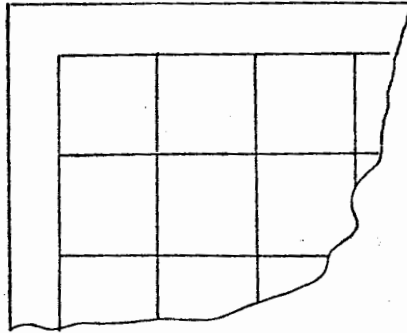
Si se superponen las curvas de anomalía regional con las de anomalía de Bouguer, se localizarán puntos donde se cruzan las curvas, en donde se puede hacer la resta Anomalia de Bouguer-Anomalia Regional, obteniéndose el valor de anomalía residual.

Si se configuran los valores de anomalía residual, se obtendrá su distribución horizontal, definiendo las regiones donde predominen aumentos de masa (anomalía máxima positiva) o defectos de masa (anomalía mínima negativa) que se encuentran separadas por una curva de anomalía residual cero.

Este procedimiento puede ser utilizado cuando las variaciones de anomalía no son muy grandes, pero en áreas que se encuentran muy perturbadas, el valor interpolado en un punto, no necesariamente representa el valor promedio de las anomalías en el área circundante.

Para tener mejor control sobre los valores promedio, se acostumbra hacer muestreos en forma sistemática utilizando una plantilla que identifique los puntos de muestreo.

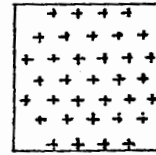
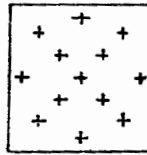
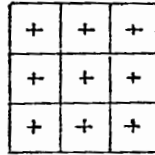
Se acostumbra subdividir el área en estudio, en áreas iguales más pequeñas, generalmente de lados ortogonales.



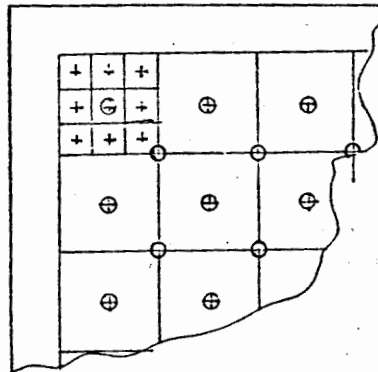
Se prepara una plantilla cuyos extremos coincidan con las áreas en que se ha subdividido el área de trabajo.

En la plantilla se ubican los puntos en que se van hacer los muestreos y que se van a promediar.

Las rejillas pueden ser de varios tipos.



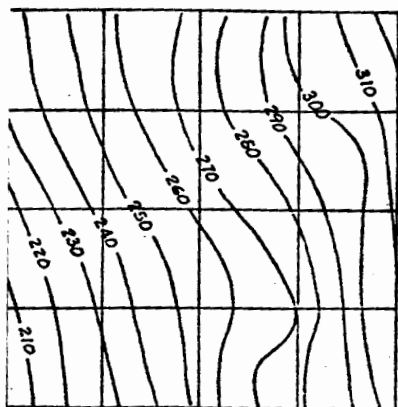
Una vez elegida la plantilla se coloca progresivamente en cada uno de los sectores, y se obtienen los valores interpretados en los puntos de muestreo de la plantilla, los cuales se promedian, tomándose el valor promedio como el representativo de todo el sector ubicándole en el centro del mismo.



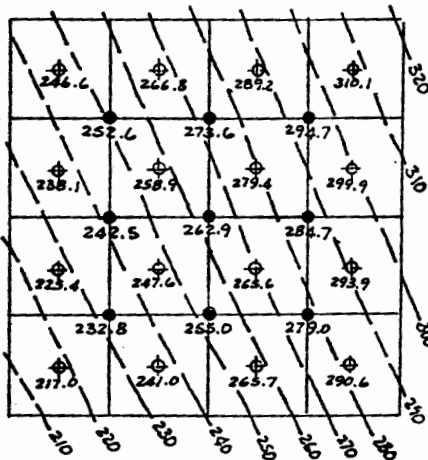
Se saca el valor promedio representativo en todos los sectores.

Para obtener un promedio más generalizado, se calcula el valor promedio de cuatro sectores contiguos, con lo que se tiene el valor representativo en el centro de los cuatro sectores.

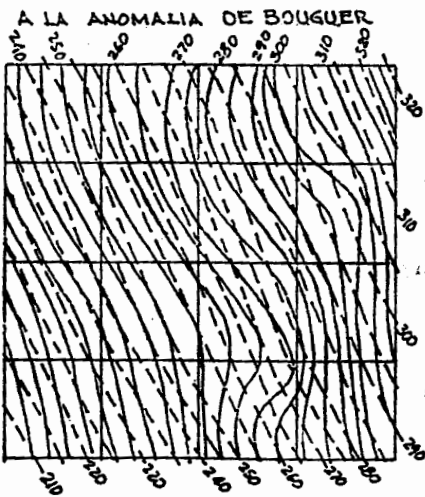
ANOMALIA DE BOUGUER



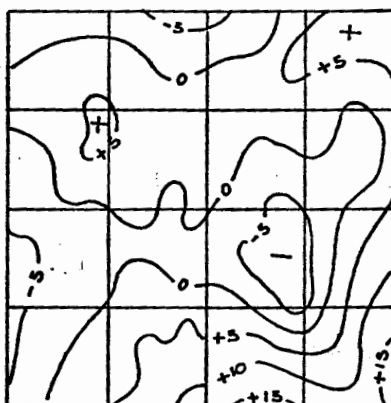
ANOMALIA REGIONAL



ANOMALIA REGIONAL SUPERPUESTA A LA ANOMALIA DE BOUGUER



ANOMALIA RESIDUAL



Siguiendo este procedimiento se dispondrá de varios puntos de control, cuyos valores promedio están poco afectados por condiciones locales, siendo bastante representativo del efecto regional, y que sirven de apoyo para configurar la distribución de la Anomalia Regional.

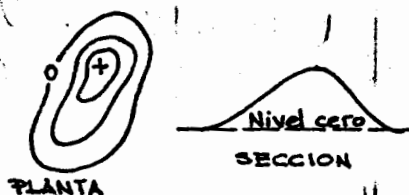
Conocida la tendencia de las curvas que representan la Anomalia Regional, se superpone a las curvas de anomalía de Bouguer, como ya se indicó, calculando los valores de la Anomalia Residual en los puntos donde se crucen las curvas.

Para obtener mayor definición en los valores de anomalía residual, se pueden trazar curvas intermedias tanto para la anomalía de Bouguer como para la Anomalia Regional, con lo que se tendría mayor número de puntos que permitan delinear las curvas de igual valor de anomalía residual.

Al configurar la Anomalia Residual debe tenerse cuidado que la curva de valor cero separe los valores negativos.

La concentración de valores positivos se conoce como un "máximo -- gravimétrico", mientras que la de valores negativos se conoce como "mínimo".

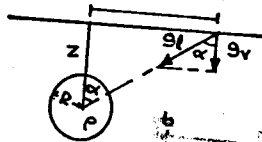
Debe hacerse notar que mientras los mapas de anomalía de Bouguer y Regional tienen poca tendencia a mostrar curvas cerradas que indican anomalías locales, cuyos extremos están definidos.



Posteriormente para hacer la interpretación de posibles cuerpos intrusionados en el subsuelo, se analizarán individualmente los máximos o mínimos locales que se hayan obtenido.

Debe recordarse que un valor positivo de anomalía local, significa un contraste de densidad positivo o sea un incremento de masa, -- mientras que valores negativos indican un contraste negativo de -- densidad que corresponde a un defecto o disminución de masa.

EFFECTO 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.

$$g_l = K \frac{M}{l^2} ; l = \sqrt{x^2 + z^2}$$

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:

$$g_v = g_l \cos \alpha ; \cos \alpha = \frac{z}{l} = \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}$$

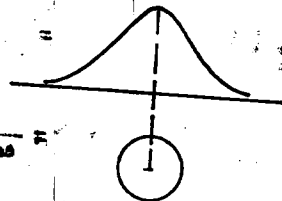
haciendo substituciones:

$$g_v = \frac{4}{3} \pi K \rho R^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

o tambien:

$$g_v = \frac{4}{3} \pi K \rho R^3 \frac{1}{z^2} \cdot \frac{1}{(1 + \frac{x^2}{z^2})^{3/2}}$$

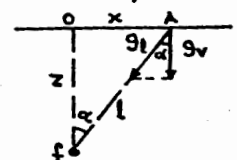
Esta ecuación indica que el valor máximo se localiza en la vertical que pasa por el centro de la esfera, y disminuye a medida que aumenta la distancia x.



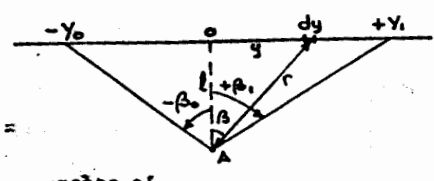


EFFECTO GRAVITACIONAL DE UN FILAMENTO HORIZONTAL DE SECCION UNITARIA.

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 atraccion 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  $A$

$$dg = K \frac{dm}{r^2} ; dm = \rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz$$

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)

$$dg_l = dg_r \cos \beta ; \cos \beta = \frac{l}{r}$$

$$dg_l = \frac{K \rho \cdot dy \cdot l}{r^3}$$

y la atraccion 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:

$$y = l \tan \beta ; dy = l \frac{d\beta}{\cos^2 \beta} ; \beta_0 = \tan^{-1} \frac{y_0}{l}$$

$$r = \frac{l}{\cos \beta} ; r^3 = \frac{l^3}{\cos^3 \beta} ; \beta_1 = \tan^{-1} \frac{y_1}{l}$$

haciendo las substituciones:

$$g_l = K \rho l \int_{-\beta_0}^{+\beta_1} \frac{l d\beta \cos^2 \beta}{\cos^2 \beta \cdot l^3} = K \rho l \int_{-\beta_0}^{+\beta_1} \frac{\cos \beta d\beta}{l^2}$$

Integrando:

$$g_l = K \rho l \frac{1}{l^2} [\operatorname{sen} \alpha]_{-\beta_0}^{+\beta_1} = \frac{K \rho}{l} (\operatorname{sen} \beta_1 + \operatorname{sen} \beta_0)$$

Si se considera que la longitud del filamento es muy grande en -- ambos sentidos, se puede hacer

$$-\beta_0 \rightarrow -\infty \qquad + \beta_1 \rightarrow +\infty$$

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  $g_v = g_l \cdot \cos \alpha$

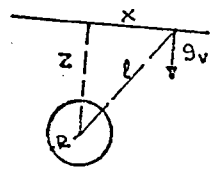
$$\cos \alpha = \frac{z}{l} = \frac{z}{\sqrt{x^2 + z^2}}$$

$$g_v = \frac{2K \rho z}{x^2 + z^2}$$

$$\text{ó } g_v = \frac{2K \rho z}{l^2}$$

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  $nR^2$  filamentos  
 $A = nR^2 \cdot d\phi$

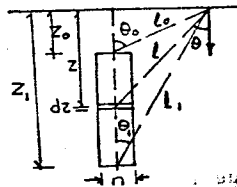
Considerando que el cilindro se extienda en la dirección y una -- distancia muy grande, su efecto se aproxima al caso de distancia infinita, siendo la suma de los efectos de  $nR^2$  filamentos.

$$g_v = \frac{2\pi K \rho R^2 z}{x^2 + z^2}$$

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

$$dm = ndz \cdot \text{filamento} =$$

$$dg_l = \frac{2K\rho ndz}{l}$$

$$dg_v = dg \cos \theta = \frac{2K\rho ndz}{l} \cos \theta$$

haciendo las substitutiones apropiadas

$$z = \frac{x}{\tan \theta} = x \cot \theta \quad ; \quad dz = -x \csc^2 \theta d\theta = -\frac{x d\theta}{\sin^2 \theta}$$

$$\cos \theta = \frac{x}{l} \quad ; \quad l = \frac{x}{\cos \theta}$$

$$\frac{dz}{l} = \frac{-x d\theta}{\sin^2 \theta} \cdot \frac{\cos \theta}{x} = -\frac{d\theta}{\sin \theta}$$

$$dg_v = 2K\rho n \left( -\frac{d\theta}{\sin \theta} \right) \cos \theta = 2K\rho n \left( -\frac{\cos \theta d\theta}{\sin \theta} \right)$$

Para encontrar la atracción total se integra

$$g_v = 2K\rho n \int_{\theta_0}^{\theta_1} \frac{-\cos \theta d\theta}{\sin \theta} = 2K\rho n \left[ -\log \sin \theta \right]_{\theta_0}^{\theta_1}$$

$$g_v = 2K\rho n \log \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta_1}$$

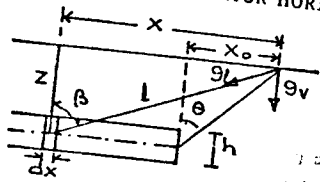
$$\sin \theta_0 = \frac{x}{l_0} \quad ; \quad \sin \theta_1 = \frac{x}{l_1} \quad ; \quad \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta_1} = \frac{l_1}{l_0}$$

$$g_v = 2K\rho n \log \frac{l_1}{l_0} \quad ; \quad \log \frac{l_1}{l_0} = \frac{g_v}{2K\rho n}$$

la forma más práctica es:

$$g_v = 2K\rho n \log \frac{\sqrt{x^2 + Z^2}}{\sqrt{x^2 + Z_0^2}}$$

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:

$$x = z \tan \beta \quad ; \quad dx = \frac{z}{\cos^2 \beta} d\beta$$

$$l \cos \beta = z \quad ; \quad l = \frac{z}{\cos \beta}$$

substituyendo:

$$dg_v = 2K\rho h \frac{z}{\cos^2 \beta} \cdot \frac{\cos \beta}{z} \cos \beta d\beta$$

$$\therefore dg_v = 2K\rho h d\beta$$

Para obtener el efecto total se considera que uno de los extremos se prolonga al infinito.

$$g_v = 2K\rho h \int_{\theta}^{\frac{\pi}{2}} d\beta = 2K\rho h \left[ \beta \right]_{\theta}^{\frac{\pi}{2}}$$

$$g_v = 2K\rho h \left( \frac{\pi}{2} - \theta \right)$$

en función de  $x_0$  y  $z$

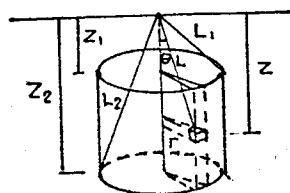
$$g_v = 2K\rho h \left( \frac{\pi}{2} - \arctan \frac{x_0}{z} \right)$$

en caso de que el paralelogramo esté limitado en ambos lados.

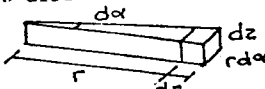
$$g_v = 2K\rho h \left( \arctan \frac{x_1}{z} - \arctan \frac{x_0}{z} \right)$$

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:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{2 dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = \left[ -\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \right]_{z_1}^{z_2}$$

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = -\frac{1}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}}$$

$$g_v = K\rho \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^R r dr \left( -\frac{1}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}} \right)$$

haciendo  $r^2 + z^2 = u$  ;  $du = 2r dr$

$$\frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{du}{2u^{3/2}} = \frac{1}{2} u^{-3/2} du = -u^{-1/2}$$

$$\frac{1}{2} \int u^{-1/2} du = u^{1/2} = \sqrt{u}$$

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:

$$L_1 = \sqrt{R^2 + z_1^2} \quad L_2 = \sqrt{R^2 + z_2^2} \quad z_2 - z_1 = h$$

$$g_v = 2\pi K\rho (L_1 - L_2 + h)$$

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,

$$z_1 = 0 \quad z_2 - z_1 = h = z_2$$

$$L_1 = R \quad L_2 = \sqrt{R^2 + h^2}$$

entonces

$$g_v = 2\pi K\rho \left( R - \sqrt{R^2 + h^2} + h \right)$$

En el caso de que el radio del cilindro sea muy grande, el efecto gravitacional será practicamente igual a que si el radio fuera in finito.

$$R \rightarrow \infty \quad \sqrt{R^2 + h^2} \rightarrow \infty$$

$$g_v = 2\pi K \rho (\infty - \infty + h) = \frac{2\pi K \rho h}{1}$$

$$g_v \approx 2\pi K \rho h$$

Esta ecuación es muy útil en la práctica y permite calcular el efecto de capas de material que aflora a la superficie, conociendose como "Corrección de Bouguer".

$$g_v = 2\pi K \rho (r_1 - r_2 + h)$$

$$r_1 = \sqrt{R^2 + z_1^2}$$

$$r_2 = \sqrt{R^2 + z_2^2}$$

$$g_v = 2\pi K \rho \left( \sqrt{R^2 + z_1^2} - \sqrt{R^2 + z_2^2} + h \right)$$

$$g_v = 2\pi K \rho \left( \sqrt{R^2 + z_1^2} - \sqrt{R^2 + z_2^2} + h \right)$$

TEMA IV.- EL METODO GRAVIMETRICO.

BIBLIOGRAFIA

Dobrin, M.B.- Introduction to Geophysical Prospecting 3rd edition, Mc Graw Hill, 1976.

Heiskanen, W.A.C.- The Earth and his gravity Field, Mc Graw Hill, 1961.

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.- Applied Geophysics, Cambridge University Press, 1976.

LECTURAS RECOMENDABLES.

TEMAS.

La Ley de la Gravitación Universal

Fuerza centrífuga

Velocidad angular

El péndulo, simple y Físico

Movimiento Armónico Simple

El dinamómetro

CUESTIONARIO DE EVALUACION

IV.1 Explicar la diferencia entre los conceptos de gravitación y gravedad.

IV.2 Deducir la Fórmula Internacional de la Gravedad a partir de la rotación y forma de la Tierra

IV.3 Explicar el efecto que produce en la gravedad: las elevaciones y depresiones del terreno y las mareas.

IV.4 Explicar el efecto que produce en la gravedad: las elevaciones y depresiones del terreno, y la isostasia.



IV.5 Describir el significado de Anomalia de Bouguer, explicando las partes que lo constituyen.

IV.6 Describir los instrumentos que se utilizan para medir las variaciones de la gravedad.

IV.7 Describir las técnicas de programación y operación de los trabajos gravimétricos de campo.

IV.8 Describir los procedimientos para corregir los valores medidos, por efectos de mareas y constante del aparato.

IV.9 Explicar los procedimientos para obtener la Anomalia de Bouguer.

IV.10 Explicar los procedimientos para obtener: la Anomalia Regional y la Anomalia Residual.

IV.11 Explicar la relación que existe entre la Anomalia y las estructuras geológicas, indicando la forma de interpretarlas.

El estudio de la anomalía de Bouguer se refiere a la diferencia entre la anomalía observada y la anomalía teórica que se calcularía suponiendo una Tierra homogénea. Esta anomalía residual puede ser utilizada para estudiar las estructuras geológicas de la corteza terrestre. Los procedimientos para obtenerla implican la corrección de los datos gravimétricos por efectos de mareas y constante del aparato, y la aplicación de la ley de gravitación universal para calcular la anomalía teórica.

V.- EL METODO MAGNETICO  
MAGNETISMO-CONCEPTOS BASICOS

Fuerza entre dos polos magnéticos

$$F = \frac{p p'}{\mu l^2} \quad \text{Ley de Coulomb}$$

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 1 cm 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 numéricamente 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  $\mu$  es:

$$H = \frac{P}{\mu l^2}$$

Líneas 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 de 1 Oersted se representa con una línea de fuerza por  $cm^2$ , perpendicular al campo.

Inducción magnética ó Densidad de Flujo.

En un medio de permeabilidad  $\mu$ , una intensidad de campo de 1 Oersted, es representado por  $\mu$  líneas por  $cm^2$ .

El número total de líneas en un medio de permeabilidad  $\mu$  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".

$$B = \mu \cdot H \quad 1 \text{ línea/cm}^2 = 1 \text{ gauss}$$

En el vacío o en el aire donde  $\mu=1$ ,  $B=H$

Flujo total

$$\Phi = B \cdot A = \mu H A \quad A = \text{Area Total}$$

el flujo se mide en Maxwels

El flujo total de una esfera de radio r, será:

$A = 4\pi r^2 \text{ (cm}^2\text{)}$        $B = \mu H = \frac{P}{r^2} \text{ Gauss}$

$\Phi = B \cdot A = \frac{P}{r^2} \cdot 4\pi r^2 = 4\pi P \text{ maxwels}$

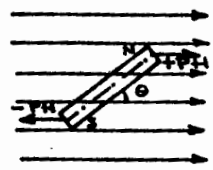
Momento magnético

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 o torque, actuando en un imán de momento magnético

$M = p l$ , dentro de un campo de intensidad H valdrá:



Torque =  $pH l \text{ sen } \theta = M H \text{ sen } \theta \text{ (dinas-cm)}$

$\theta =$  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 volumen.

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 sustancia.

$I = k H$  ;       $k = \frac{I}{H}$

k = Susceptibilidad magnética

En el caso de que un campo externo uniforme, tenga un ángulo con la normal a la superficie del material magnético, la intensidad de magnetización será:

$$I = K H \cos \theta$$

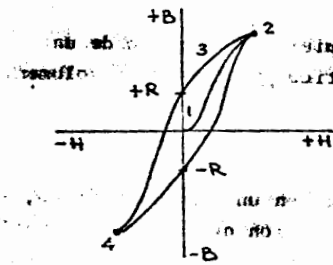
Los materiales paramagnéticos tienen susceptibilidades magnéticas positivas.

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 tomó el nombre de 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), quien demostró que la tierra actuaba como un enorme imán y discutió las variaciones en la dirección del campo magnético, en las regiones explotadas 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.

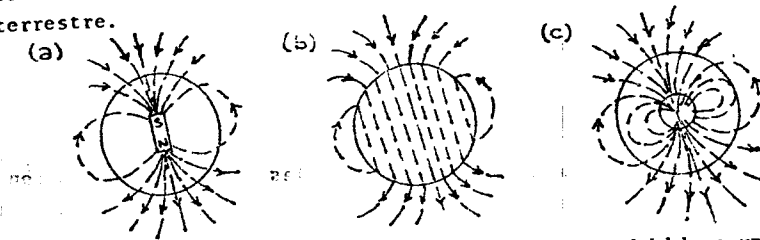
Ampere en 1823, había sugerido que el magnetismo era debido a corrientes eléctricas que circulaban dentro de la materia, pero la explicación de ellas por medio del movimiento de los electrones se debe principalmente a J.J. Thompson, Lord Rutherford y Niels Bohr.

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 una 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.



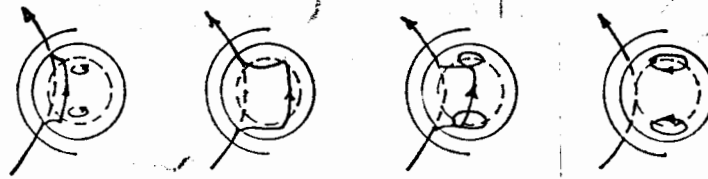
La hipótesis más simple considera que el campo es debido a un enorme dipolo en el centro de la Tierra (a), sin embargo la elevada temperatura que existe en el centro de la Tierra haría que el imán perdiera su magnetismo.

Otras hipótesis (b) sugiere 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 cuál 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.



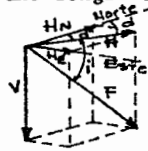
Debido a la rotación de la Tierra, una línea de flujo magnético puede ser desviada para posteriormente ser aislada, generando un movimiento toroidal que induce corrientes eléctricas que a su vez producirían un campo magnético.

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 ajusten 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.



$$F = \frac{H}{\cos i}$$

$$F^2 = H^2 + V^2$$

$$H_N = H \cos d$$

$$H_E = H \sin d$$

$$\tan i = \frac{V}{H}$$

F = intensidad total

V = componente vertical

H = componente horizontal

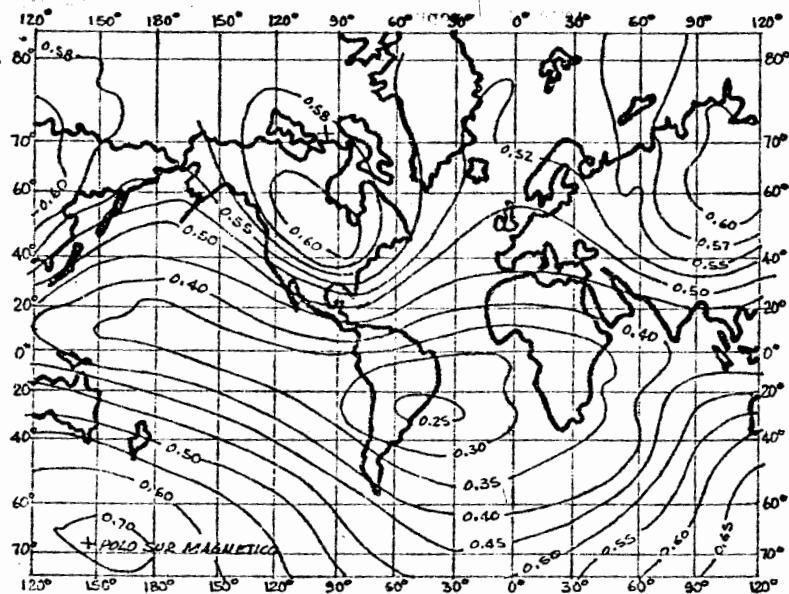
H<sub>N</sub> = componente en direc. Norte

H<sub>E</sub> = componente en direc. Este

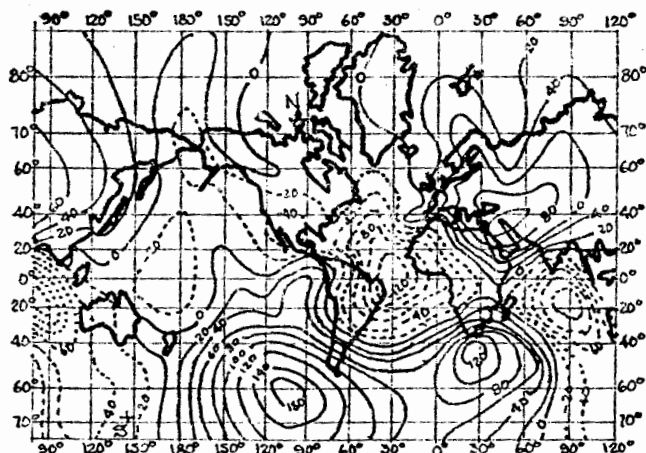
d = ángulo de declinación

i = ángulo de inclinación





LÍNEAS DE IGUAL INTENSIDAD TOTAL EN OERSTEDS  
(Vestine y otros, 1947.- Carnegie Institution of Washington)



VARIACION DE LA COMPONENTE VERTICAL DEL CAMPO  
MAGNETICO, EN GAMMAS POR AÑO (Bullard, 1949)

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 en la superficie 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 de la inclinación, sugieren una variación cíclica, con un período probable de 600 años.

VARIACION DEL CAMPO MAGNETICO EN LONDRES (segun Bauer)

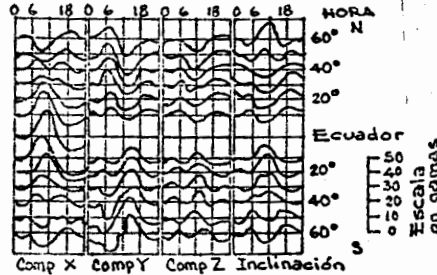
Otras observaciones, aunque incompletas, sugieren que la parte no axial del campo terrestre se desplaza hacia el oeste. Los recientes estudios sobre Tectónica de Placas, parecen confirmar este desplazamiento, que en algunos lugares es del orden de 5 cm. por año.

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 han 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, sobre todo 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.

Entre los puntos

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.

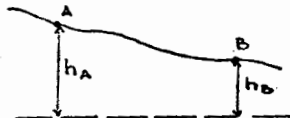
CORRECCIONES POR TEMPERATURA.

Muchos instrumentos son sensibles a los cambios de temperatura, debido a la expansión o 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 = PP' / MR^2  
dF/dl = -2PP' / MR^3  
dF/dR = -2PP' / MR^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 más sencillos a los más 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 aguja imantada que se mueve libremente en un plano horizontal.

La aguja se orienta paralelamente a las líneas de fuerza.

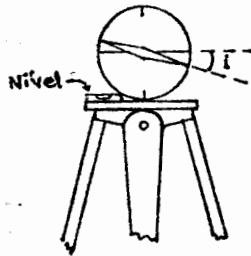
La presencia de algún cuerpo magnético en el subsuelo producirá variaciones en el campo magnético de la Tierra, ejerciendo una atracción sobre la aguja de la brújula desviada con respecto al campo normal.



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 aguja cuanto más cercano 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.

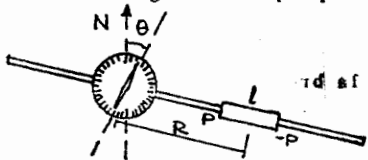
Para obtener la precisión adecuada es necesario emplear agujas de elevado momento magnético.

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° & 45°), entonces:

$$H \text{ sen } \theta = \left[ \frac{P}{(R - \frac{l}{2})^2} - \frac{P}{(R + \frac{l}{2})^2} \right] \text{ cos } \theta$$

$$H = \frac{2 l R P}{(R^2 - \frac{l^2}{4})^2} \text{ cot } \theta$$

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.

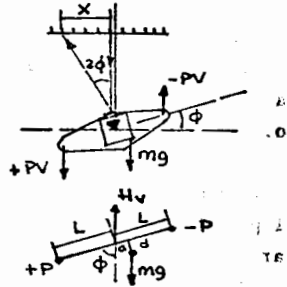
Con base a estos principios se han diseñado muchos instrumentos -- que pueden medir con precisión las componentes horizontales, verticales e inclusive la intensidad total.

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 los 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:  
 $2LP + H_v \sin \phi = mg (a \sin \phi + d \cos \phi)$

$$H_v = \frac{mg}{2LP} (a + d \cot \phi)$$

O 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 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 pueden medir las dos componentes con el mismo aparato.

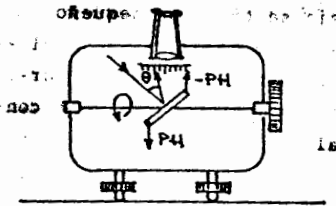
Los magnetómetros de balanza Schmidt, deben operarse perfectamente nivelados y orientados, ya que de no ser así, se tendrán errores de importancia en la medición. Son sensibles a cambios de temperatura, correspondiendo diferentes factores de escala a cada temperatura de operación.

DESCRITO POR B. J. EN 1928.

MAGNETOMETRO DE TORSION

TOTAL 30 C.

En este instrumento, el elemento magnético está unido a un hilo de cuarzo, generándose 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, observándose 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.

El hilo de Torsión, debe estar perfectamente horizontal, por lo que el aparato debe estar nivelado.

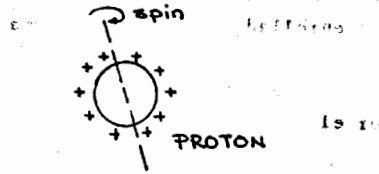
El elemento magnético tiene cierta libertad de orientación, no siendo crítica a la orientación que tiene una tolerancia de más o menos 30°.

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:

$$\omega = \gamma_p H$$

The diagram shows a rectangular pulse sequence. It consists of a horizontal line that starts at a low level, rises to a higher level, stays at that level for a certain duration, and then falls back to the low level. This represents a pulse of a magnetic field.

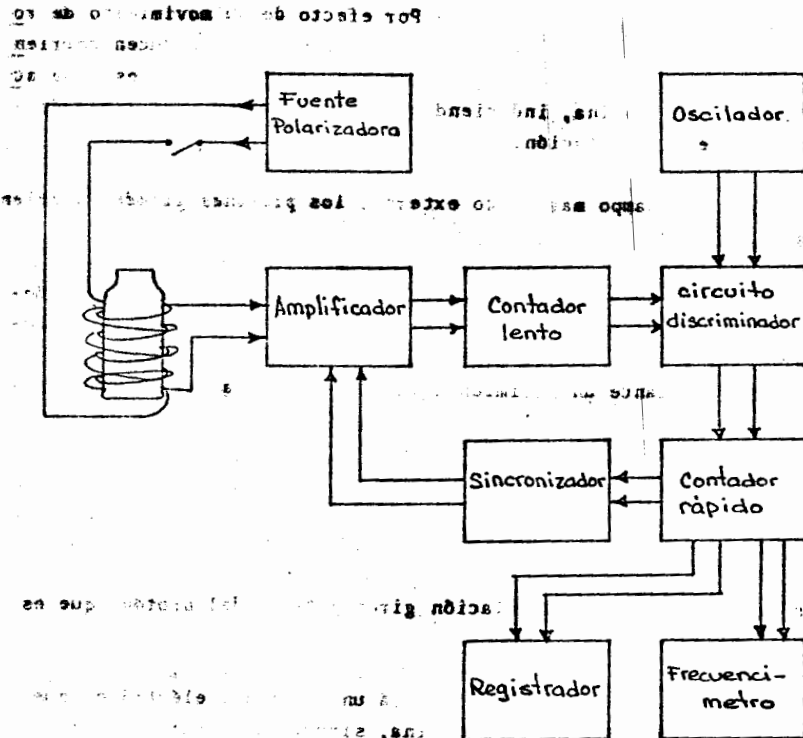
en donde  $\gamma_p$  es la relación giromagnética del protón, que es una constante.

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 hidrógeno. El oxígeno 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.



El instrumento que se muestra en esta figura es el que se utilizó para medir la precesión nuclear.

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

Relación giromagnética = R.G. =  $\frac{\Delta f}{\Delta H} = \gamma_p$

$$\Delta H = \frac{\Delta f}{R.G.} = \frac{\Delta f}{\gamma_p}$$

$H_T = H_e - \Delta H$

$H_e =$  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.

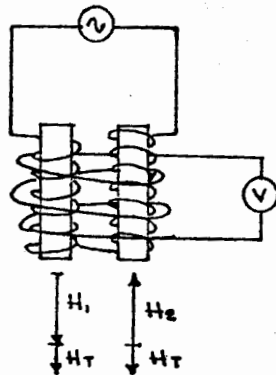
El magnetómetro de precesión nuclear no requiere nivelarse ni orientarse, tampoco es sensible a variaciones pequeñas de temperatura.

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 devanadas 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 sólo estuvieran actuando los campos inducidos en los dos núcleos, la corriente-suma inducida sería cero, pero simultáneamente está actuando el campo magnético terrestre, sumándose su efecto a cada uno de los campos inducidos en los núcleos, entonces:

$$-H_1 - H_T + H_2 - H_T = -2H_T$$

$$\text{ya que } H_1 = H_2$$

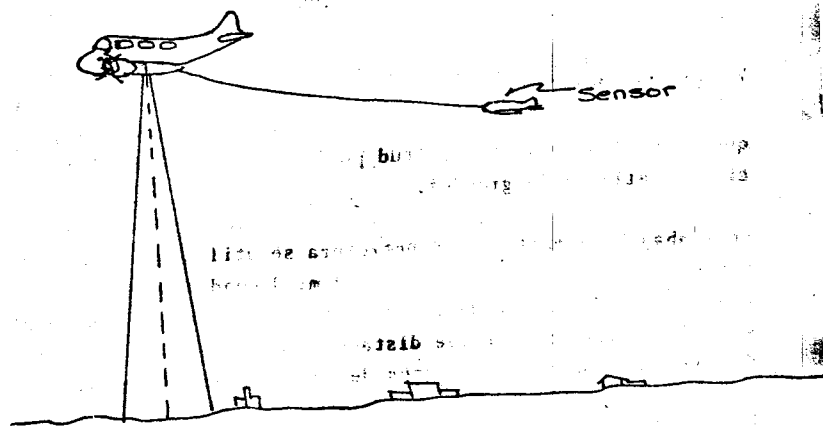
En estas condiciones, la corriente eléctrica que se induce en la bobina recolectora será proporcional a 2 veces el campo magnético terrestre.

Debido a que las corrientes eléctricas y voltajes inducidos son muy pequeñas, 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 núcleos 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 consiguen en el registro de intensidad de campo magnético.



## PROSPECCION MAGNETICA

Previa a la operación de campo es necesario determinar la distancia entre estaciones y líneas de observación, las cuales dependen del objetivo del trabajo y la posible extensión de las anomalías que sean significativas.

Los criterios que se utilizan en el método magnético son los característicos de los campos potenciales, en los cuales la posición de los puntos de observación debe ser tal, que proporcionen suficientes puntos para definir la curva que represente la variación del campo.

Cuando las anomalías que se esperan son de poca magnitud, las distancias entre estaciones y entre líneas deberán ser cortas, mientras que anomalías de gran magnitud pueden ser identificadas con distancias relativamente grandes.

En trabajos de exploración petrolera se utilizan distancias entre estaciones del orden de 500 a 1500 m. dependiendo de si se trata de trabajos de detalle o de reconocimiento. En trabajos de exploración minera pudieran requerirse distancias del orden de 10 m. ó menores, dependiendo de las dimensiones de los cuerpos buscados.

La distancia entre líneas de observación dependerá de la extensión y forma de la anomalía que produzcan los cuerpos intrusivos que se buscan.

La orientación de las líneas de observación se elegirán de acuerdo a la geometría de los cuerpos anómalos, siendo preferentemente perpendicular a la dirección del rumbo predominante, que es la dirección en la cual van a observarse las variaciones más notables del campo magnético.

El control topográfico de las estaciones es importante, especialmente en el sentido horizontal, no siendo tan crítico en el sentido --

vertical, a menos que existan materiales superficiales de alta --  
susceptibilidad magnética.

Es conveniente hacer notar que los estudios magnetométricos pueden --  
ser terrestres, marinos y aéreos, y solo en los terrestres debe --  
considerarse la necesidad de establecer la distancia entre estacio- --  
nes, ya que en los trabajos marinos y aéreos generalmente se hace --  
una determinación continua del campo magnético terrestre a lo largo --  
de la línea.

La distancia entre líneas debe justificarse en todos los tipos de --  
trabajo.

Las observaciones de campo deben estar referidas a una estación ba- --  
se en la que se conozca el valor absoluto del campo magnético o de --  
algunas de sus componentes.

En trabajos terrestres de gran extensión en donde el tiempo requeri- --  
do para ir de una estación a otra es grande, pueden establecerse --  
nuevas estaciones base de referencia conforme se vaya desplazando --  
el trabajo. En los trabajos aéreos y marinos no siempre es neces- --  
ario.

Debido a las variaciones diversas del campo magnético terrestre, --  
que no tienen tendencias definidas sino que son muy circunstancia- --  
les, es necesario hacer mediciones periódicas en una misma esta- --  
ción, y de ser posible tener un registro continuo de las diferen- --  
cias netas del campo magnético entre estaciones.

Lo más conveniente es llevar el control de las variaciones diversas --  
en una sola estación base, siendo necesario hacer lecturas simultá- --  
neas con los instrumentos de base y de estaciones, al iniciar la --  
operación del día y al terminarla, para determinar si existe alguna --  
variación de carácter instrumental, y en su caso corregirla propor- --  
cionalmente.

Algunas veces se hacen lecturas con el mismo instrumento tanto en estaciones intermedias como en la estación base a la que se regresa a intervalos de tiempo. Este procedimiento no es muy recomendable porque no se tiene un control aceptable de las variaciones del campo magnético en el intervalo de tiempo entre dos observaciones en la estación base.

Debe procurarse que las estaciones se encuentren libres de cualquier disturbio magnético local, tales como los producidos por líneas de alta tensión, maquinaria o material con propiedades magnéticas. Esta precaución debe ser extrema en el caso de las estaciones base.

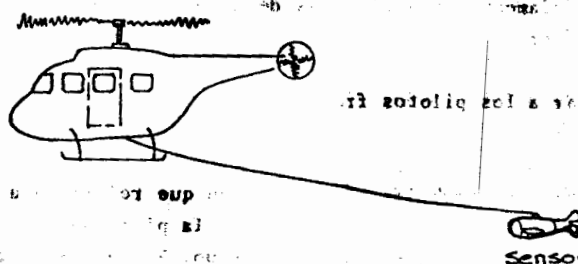
Los instrumentos para medir variaciones del campo magnético son sensibles a los efectos producidos por cuerpos y materiales metálicos, por lo que el observador debe evitar llevar consigo cualquier elemento metálico mientras realiza la lectura y procurar que el instrumento se encuentre alejado de obras con contenidos metálicos, tales como vías de ferrocarril, torres, puentes y cualquier otro de concreto armado.

Los vehículos que se utilicen para la transportación del personal y equipo deben encontrarse a distancias no menores de 40m. con respecto a la estación.

Cuando se exploran áreas muy amplias y no interesan detalles superficiales o solo se buscan las características generales, el empleo de técnicas aéreas permite cubrir el área en poco tiempo y con bastante eficiencia.

Los magnetómetros utilizados en aviones y helicópteros, son los que permiten una rápida respuesta y no requieren de nivelación exacta como lo son los de precesión nuclear, discriminadores de flujo y los de bombeo óptico, no obstante es necesario dotarlos de mecanismos que mantengan los sensores en una determinada posición, generalmente por medio de servomecanismos.

Los sensores son remolcados a cierta distancia para evitar cualquier influencia que pudieran producir los motores, turbinas, fuselaje, etc. de las naves aéreas.



En los levantamientos aéreos se lleva un registro continuo de las variaciones del campo magnético terrestre, así como de la altura sobre la superficie del sensor.

Dada la velocidad de desplazamiento de la nave, es necesario utilizar sistemas de radio-localización que permita identificar la posición de las lecturas y su correspondencia con el terreno, tales como el SHORAN, LORAC y el sistema DOPPLER.

Algunas naves están equipadas con cámaras fotográficas que van fotografiando el terreno que sobrevuelan, sin embargo para buena identificación y su transporte a planos, es necesario disponer de fotografías aéreas de la región.

Es deseable que el vuelo se efectúe a la misma altura, aunque no siempre es posible, por lo que es indispensable llevar el control por medio de altímetros para posteriormente corregir las lecturas a un mismo nivel equivalente.

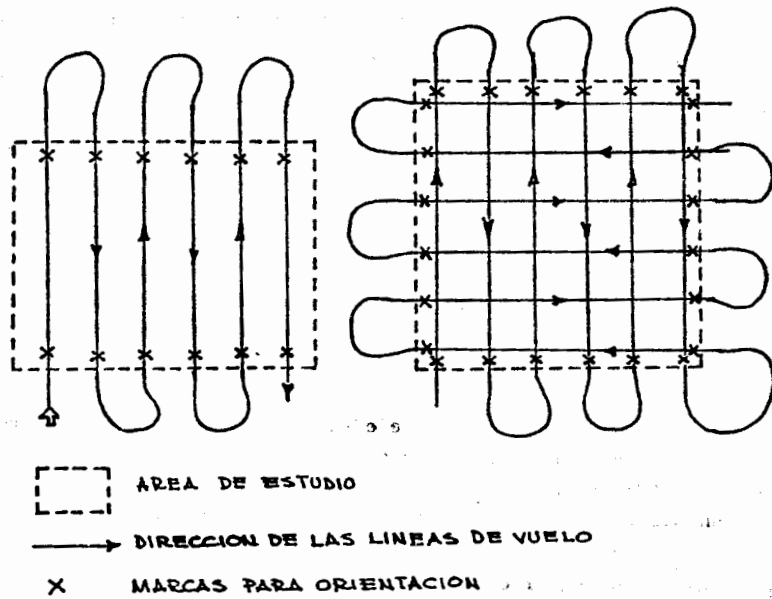
Las lecturas del campo magnético, la altura de vuelo correspondiente, y las referencias de ubicación, tanto fotográficas como de radiolocalización, quedan impresas en el mismo registro.

Algunos equipos registran en cinta magnética digital, lo que permite manejar la información por medio de procesos en computadora.

Las líneas de vuelo son prácticamente paralelas, a distancias entre ellas previamente seleccionadas de acuerdo a las características del estudio.

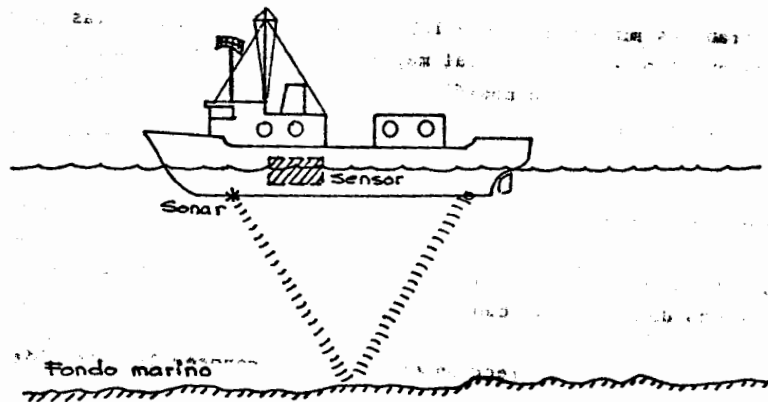
Para guiar a los pilotos frecuentemente se ubican marcas en el terreno.

Las lecturas en trabajos aéreos tienen que referirse a estaciones base fijas en tierra, generalmente en la pista de aterrizaje, en las que se obtiene un registro continuo. Siendo necesario hacer lecturas simultáneas antes de despegar y al terminar el aterrizaje.



Normalmente la extensión de las líneas de vuelo es mayor que la del área sujeta a estudio.

En trabajos marinos se sigue una secuela de operaciones similares a la de los aéreos. La diferencia básica consiste en que el instrumento se localiza en la parte inferior del barco, montado en un sistema giroscópico para mantener el sensor en una misma posición.



No se requiere controlar la altura ya que la nave se encontrará sobre el nivel del mar, aunque es conveniente llevar un control del fondo marino por si pudiera tener algún efecto magnético.

La información obtenida durante la observación debe ser preparada antes de la interpretación, por lo que deben aplicarse las correcciones correspondientes al tipo de trabajo.

La primera corrección que se efectúa es la relativa a la variación diurna del campo geomagnético, determinándose las diferencias de las lecturas de cada estación con la de la estación base a la misma hora, con lo que se obtiene la variación neta para cada estación, la que sumada algebraicamente al valor que le corresponde a la estación base, proporcionará el valor del campo magnético en la estación.

La siguiente corrección por aplicarse es la de la altura con objeto de referir todas las lecturas a un mismo plano de referencia.

Esta corrección es de gran importancia cuando se trata de detectar la presencia de rocas magnéticas profundas, en donde su expresión en la superficie es de poca magnitud, comparable con variaciones -- producidas por cambio de altura.

En trabajos mineros en donde los objetivos son someros, las anomalías que producen son de tal magnitud, que pequeños cambios en la altura del terreno no modifican sustancialmente la identificación de la anomalía.

Cuando en la superficie se encuentran materiales magnéticos, pueden producirse anomalías que enmascaran las producidas por rocas profundas que son de menor magnitud, por lo que es necesario calcular el efecto magnético producido por los materiales superficiales y sustraerlos del valor de campo magnético medido.

Para aplicar esta corrección es necesario conocer la extensión y espesor del material magnético superficial que está influyendo.

Para determinar la Anomalía Magnética, el valor del campo magnético corregido se le resta el valor que le corresponde "teóricamente" de acuerdo a su latitud y longitud, el cual se obtiene de las cartas de valores periódicos que se construyen por compilación de observaciones realizadas continuamente en las estaciones magnéticas de control.

Dependiendo del tipo de instrumento y de la componente del campo que se mida se utilizará la carta de variación correspondiente: componente total, componente vertical, componente horizontal, etc.

Con los valores de Anomalía Magnética se construyen secciones y/o mapas de curvas isoanómalas que servirán para la interpretación.

INTERPRETACION

El proceso de interpretacion consiste en determinar la presencia y distribucion de materiales magnéticos, representados generalmente por rocas ígneas a partir de las anomalías magnéticas detectadas y expresadas en términos geológicos.

Debe hacerse notar que no siempre el objetivo geológico explorado se refiere a rocas ígneas, sin embargo diferentes tipos de yacimientos minerales guardan ciertas relaciones genéticas o estructurales con intrusiones o cualquier otro tipo de presencia de rocas ígneas o magnéticas.

Quando se conoce la relación entre el objetivo geológico y las rocas ígneas, el método magnético puede contribuir a obtener información de forma indirecta, a partir de la actitud de las rocas ígneas o magnéticas.

Las técnicas de interpretación son muy parecidas a las utilizadas en gravimetría y básicamente son de carácter cualitativo debido a la ambigüedad que presentan las diversas combinaciones de la susceptibilidad magnética, la profundidad, el volumen del material y la distribución de la polaridad.

Quando se tiene algun control sobre alguna de las características magnéticas de los cuerpos, se pueden intentar interpretaciones cuantitativas con el auxilio de modelaje y de procesos que enfatizan parcialmente a las anomalías.

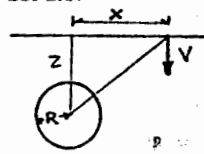
Las anomalías magnéticas no siempre pueden interpretarse directamente como una estructura geológica única, sino que pueden ser producidas por cambios laterales de la susceptibilidad en los cuerpos magnéticos y en algunos casos por la superposición de efectos de varios cuerpos.

Generalmente se considera que una anomalía amplia, con gradientes pequeños, sugiere cuerpos profundos y viceversa.



COMPONENTE MAGNETICA VERTICAL PRODUCIDA POR CUERPOS POLARIZADOS VERTICALMENTE

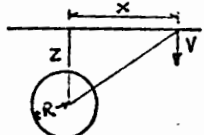
ESFERA



$$V = \frac{4\pi}{3} \cdot \frac{R^3 I}{z^3} \cdot \frac{z - \left(\frac{x}{z}\right)^2}{\left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^{5/2}}$$

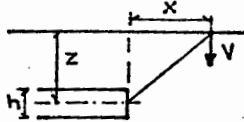
I = Intensidad de magnetización.

CILINDRO HORIZONTAL



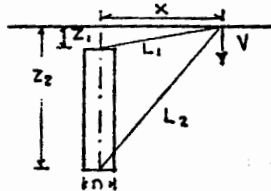
$$V = \frac{2\pi R^2 I}{z^2} \cdot \frac{1 - \left(\frac{x}{z}\right)^2}{\left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^2}$$

FALLA



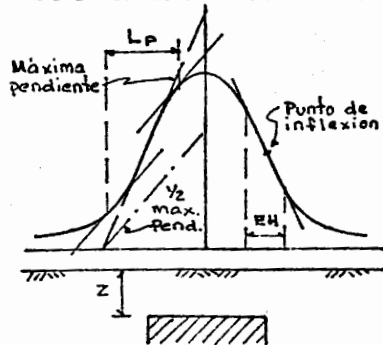
$$V = \frac{2Ih}{z} \cdot \frac{x}{z} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2}$$

DIQUE



$$V = 2Ih \left[ \frac{1}{z_1 \left(1 + \frac{x^2}{z_1^2}\right)} - \frac{1}{z_2 \left(1 + \frac{x^2}{z_2^2}\right)} \right]$$

DETERMINACION APROXIMADA DE LA PROFUNDIDAD



$L_p$  = longitud de Peters

$$z = \frac{\text{long. Peters } (L_p)}{\text{Factor } (F)}$$

F = 1.1 para cuerpos muy angostos

F = 2 para cuerpos muy anchos

z = A. EH

Apromedio = 1.5

En áreas donde predominan las rocas sedimentarias la presencia de intrusiones ígneas superficiales es prácticamente nula, se considera que las anomalías magnéticas corresponden al llamado "basamento magnético", que no necesariamente corresponde al basamento geológico si este está identificado por rocas de baja susceptibilidad magnética.

En la interpretación de basamentos magnéticos debe tenerse en cuenta que los cambios de polarización de las rocas del basamento pueden producir anomalías de alto valor, que podrían interpretarse como intrusiones más someras, en lugar de irregularidades del basamento que generalmente se manifiestan con anomalías de menor valor.

Por lo anterior, las interpretaciones serán tanto más cercanas a la realidad, cuanto mayor sea el conocimiento del marco geológico que predomina en el área.

En algunas interpretaciones resulta conveniente eliminar efectos locales producidos por cuerpos magnéticos superficiales que no fueron adecuadamente corregidos, para lo cual resulta práctico utilizar técnicas de suavizamiento, similares a las que se emplean para separar el efecto regional y el residual.

Se dispone de procesos de computadora que permiten aplicar filtros a la información, utilizando métodos analíticos que generan mapas de anomalía regional, residual, separación de frecuencias y otros especiales.

Para la interpretación cuantitativa se han propuesto diversas técnicas empíricas que proporcionan la profundidad con cierta aproximación, a partir del análisis de las pendientes máximas de las anomalías, sin embargo la aplicación de ellas requieren que la anomalía esté claramente definida y aislada, que sólo responde a cuerpos magnéticos bien delimitados y con contrastes de susceptibilidad magnética muy elevados, además de que cumplan ciertas restricciones en relación de la profundidad del cuerpo con la amplitud de la anomalía.

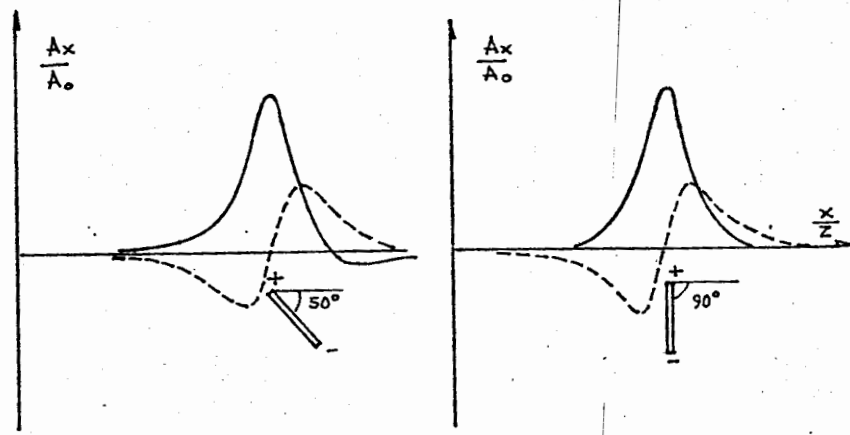
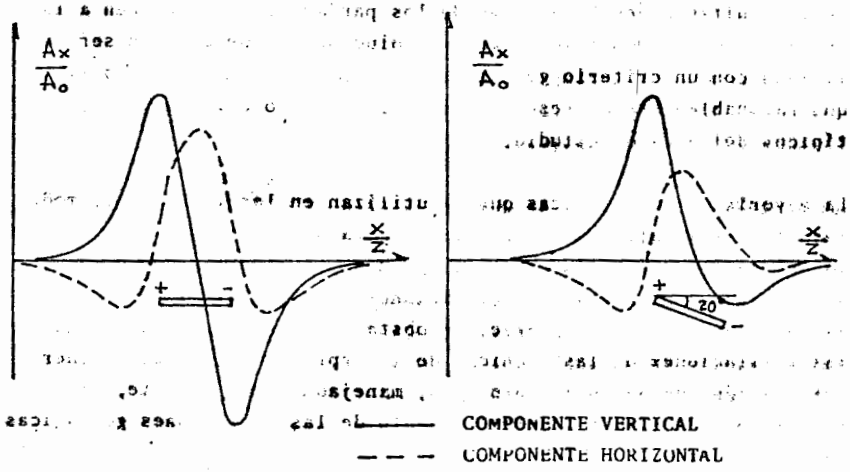
No obstante las limitaciones de las técnicas empíricas, pueden utilizarse con éxito en áreas donde los yacimientos de rocas magnéticas presentan algunas características típicas, que pueden ser identificadas en yacimientos ya conocidos y cuyas relaciones con las anomalías pueden correlacionarse de manera aceptable, estableciendo factores y relaciones empíricas que pueden aplicarse a la interpretación de anomalías que sugieran la presencia de cuerpos similares.

Otras técnicas de interpretación cuantitativa utilizan procedimientos analíticos basados en la Teoría del Potencial, y en especial el efecto que se produce en la Anomalía al variar la profundidad, con los cuales se calculan los campos verticales que se producirían en niveles continuados hacia abajo de la superficie, con los que se consigue enfatizar las anomalías producidas por variaciones locales, y al eliminar los efectos regionales se pueden calcular profundidades a partir de las anomalías residuales, o definir los cambios de polarización.

Cuando se conocen algunas de las características de las intrusiones magnéticas, y en especial de las susceptibilidades magnéticas, puede intentarse la interpretación por medio del modelado, que en esencia consiste en proponer una distribución de los cuerpos y sus susceptibilidades, calcular la anomalía que produciría, y compararla con la que se obtuvo con la observación de campo, y por medio de aproximaciones sucesivas hacer ajustes al modelo, hasta que se encuentre el que mejor se ajuste a las anomalías observadas.

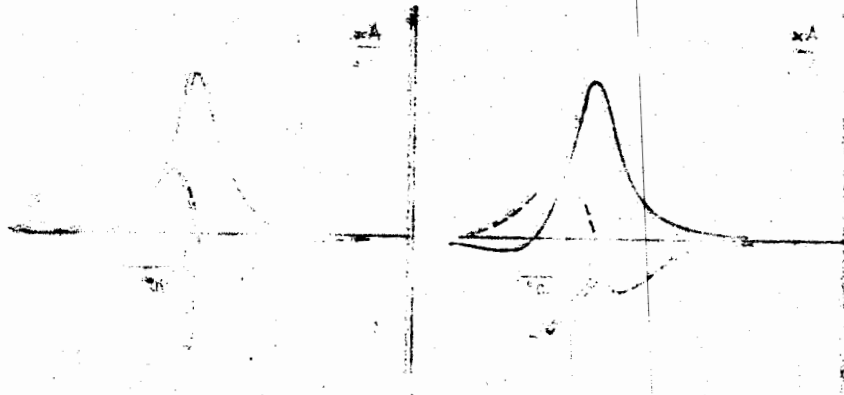
Debe tomarse en cuenta que la polarización de los cuerpos puede dar origen a diferentes tipos de anomalía. El procedimiento inverso también puede intentarse si se dispone de gráficas que representen la anomalía para diferentes condiciones de cuerpos, generalmente geométricos y diversas distribuciones de la polaridad y de la susceptibilidad.

EFFECTO DE LA INCLINACION DE UN DIPOLO EN LA ANOMALIA MAGNETICA  
(Nippoldt-Heiland)



En este caso, la anomalía observada se compara con las curvas de referencia, seleccionando aquellas que mejor se ajusten, sin embargo las múltiples combinaciones de los parámetros que definen a la anomalía puede proporcionar varias soluciones, que deberán ser analizadas con un criterio geológico para admitir como posibles las que razonablemente correspondan a estructuras o cuerpos geológicos típicos del área de estudio.

La mayoría de las gráficas que se utilizan en las técnicas de modelado presentan algunas restricciones para su uso, y no dejan de ser casos ideales que en la práctica no pueden asegurarse que puedan presentarse. En general las condiciones del subsuelo son más complejas que lo que pueda pensarse, no obstante si se toman en cuenta las limitaciones de las técnicas de interpretación, puede obtenerse información que en un momento dado, manejada adecuadamente, proporcionará un panorama bastante aceptable de las condiciones geológicas del subsuelo.



**TEMA V.- EL METODO MAGNETOMETRICO**

Dobrin, M.B.- Introduction to Geophysical Prospecting 3rd. edition, Mc. Graw Hill, 1976.

Dobrin, M.B.- Introducción a la Prospección Geofísica. Editorial Omega, 1975.

Grant, F.S. and West, G.F.- Interpretation Theory in Applied Geophysics, Mc. Graw Hill, 1961.

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.- Applied Geophysics, Cambridge University Press, 1976.

Semat Henry.- Física atómica y nuclear.- Edit. Aguilar, Madrid. 1959.

**LECTURAS RECOMENDABLES**

Nagata, Takesi.- El campo magnético terrestre y sus variaciones.- "El redescubrimiento de la Tierra". Conacyt, -- México, 1982.

**TEMAS QUE REVISAR:**

Polo magnético, Campo magnético, Intensidad de campo, líneas de fuerza magnética, inducción magnética, momento magnético, susceptibilidad magnética magnetismo residual.

**CUESTIONARIO DE EVALUACION**

V.1 Explicar las características que permiten clasificar los materiales por su comportamiento magnético

V.2 Definir las propiedades y principios en que se basa el método magnetométrico.

- V.3 Describir las teorías que se conocen acerca del origen del campo magnético terrestre
- V.4 Explicar las variaciones del campo magnético terrestre
- V.5 Describir el concepto de anomalía magnética y su relación con estructuras geológicas
- V.6 Describir los instrumentos que se utilizan para medir las variaciones del campo magnético terrestre
- V.7 Explicar los procedimientos de operación de campo en la prospección magnética
- V.8 Describir los procedimientos y criterios para interpretar las anomalías magnéticas

El campo magnético terrestre. Tesis de licenciatura. UNAM, México, 1981.

El campo magnético terrestre. Tesis de licenciatura. UNAM, México, 1981.

El campo magnético terrestre. Tesis de licenciatura. UNAM, México, 1981.

El campo magnético terrestre. Tesis de licenciatura. UNAM, México, 1981.

VI.- EL METODO SISMOLOGICO

Sismo proviene de la palabra griega "seismo" ( σεισμος ) que significa sacudida, y que identifica claramente a este fenómeno, la sismología involucra el estudio del origen y la propagación de los movimientos ondulatorios asociados a sacudidas de la corteza terrestre.

En sus orígenes la sismología se encauzó al estudio de los terremotos, debido principalmente a sus efectos superficiales altamente destructivos, pero a medida que se fué conociendo mejor su mecánica, se pudo establecer su relación con la propagación de movimientos ondulatorios de origen elástico.

Los principios que rigen la propagación de las ondas elásticas se conocen desde el siglo XVI, sin embargo su correlación con los "sismos" y la afinidad de la corteza terrestre para transmitirlos, se estableció hasta fines del siglo XIX, y principalmente a principios del siglo XX.

Es bien conocido que la actividad sísmica en forma natural está restringida a ciertas zonas de la Tierra, relacionadas con movimientos tectónicos aún no totalmente explicados.

Está comprobado que toda la corteza terrestre es capaz de transmitir ondas elásticas si se presenta un mecanismo que las genere.

El conocimiento de ésta propiedad propició que se experimentara y estudiara la posibilidad de generar sismos artificiales y la detección de los movimientos ondulatorios, para determinar las características del subsuelo.

Los resultados satisfactorios de aplicación a la exploración petrolera permitieron el desarrollo de una de las técnicas de prospección geofísica más espectacular, que con el transcurso de los años y la incorporación de los recursos de la electrónica y la computación, ha generado la herramienta exploratoria de mayor aplicación, porque permite obtener resultados que se asemejan a una sección geológica cuantitativa y de gran aproximación.



TRANSMISION DE ONDAS SISMICAS

Cuando se produce un sismo, el suelo experimenta un violento 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.

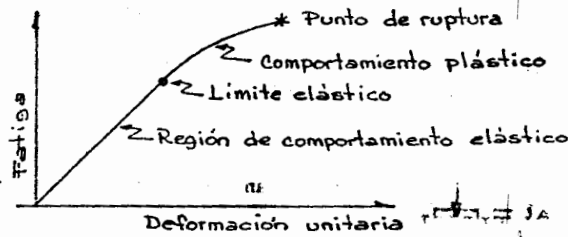
En términos generales se entiende por ELASTICIDAD, la propiedad -- que tienen algunos materiales sometidos a esfuerzos y deformaciones, de recuperar su forma original, dentro de ciertos límites, al desaparecer el efecto de los esfuerzos.

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

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 rebase el punto de límite elástico. Si se continuara incrementando los esfuerzos, las deformaciones ya no serán proporcionales, y al desaparecer 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.

$$2.0 \approx \sigma$$

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.

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

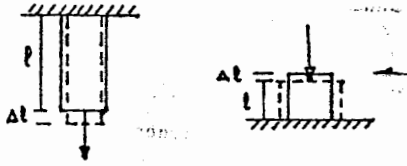
$$\text{Deformación unitaria} = \frac{\text{Deformación total}}{\text{Longitud original}}$$

Se pueden considerar dos tipos básicos de deformaciones:



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

Deformaciones longitudinales conservando el volumen. 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 volumen:  $\nu \leq 0.5$

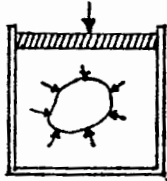
Deformaciones angulares.



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

Deformación longitudinal con variación de volumen.

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



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

compresibilidad = k

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

$$E = \frac{9kn}{3k+n} \quad \text{módulo de Young}$$

$$\sigma = \frac{3k-2n}{6k+2n} \quad \text{relación de Poisson}$$

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

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

Cuando se realizan análisis matemáticos de los esfuerzos y 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:

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

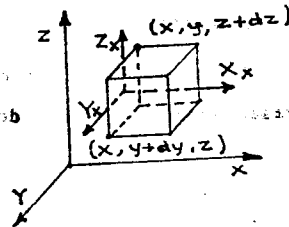
$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} = n$$

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 <sup>2</sup>
Relación de Poisson	0.25 a 0.33	
Rigidez	$10^{10}$ a $10^{12}$	dinas/cm <sup>2</sup>
Compresibilidad	$10^{10}$ a $10^{11}$	dinas/cm <sup>2</sup>

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  $\rho$  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 simultáneo de todas las componentes que actúan, se tiene:

$$\begin{aligned} \int_S X_n dS &= \int (X_x + \frac{\partial X_x}{\partial x} dx) dy dz - \int X_x dy dz + \int (X_y + \frac{\partial X_y}{\partial y} dy) dx dz - \\ &\quad - \int X_y dx dz + \int (X_z + \frac{\partial X_z}{\partial z} dz) dx dy - \int X_z dx dy \\ &= \int_V (\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z}) dx dy dz \end{aligned}$$

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:

$$\begin{aligned} \int_V \rho a_x dV &= \int_V (\rho X + \text{div } X_n) dV \\ \int_V \rho a_y dV &= \int_V (\rho Y + \text{div } Y_n) dV \\ \int_V \rho a_z dV &= \int_V (\rho Z + \text{div } Z_n) dV \end{aligned}$$

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:

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

Estas ecuaciones pueden representarse en función de movimientos muy pequeños

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

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

Utilizando esta nomenclatura se puede poner

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

Se 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 volúmen.

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 Lamé

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

Ondas de dilatación:

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

$\theta$  puede expresarse en la forma  $\theta = \theta_0 e^{i(c_r t - \rho t)}$  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  $\omega = \omega_0 e^{i(c_s r - \rho t)}$

de las que se obtiene que:  $V_s = \left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$

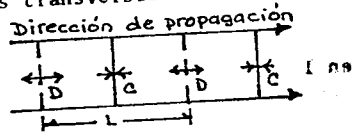
y en función de los módulos elásticos:

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

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

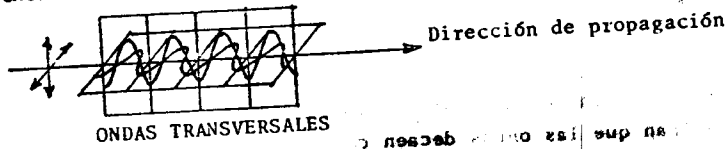
En términos generales, cuando se produce un impacto en un cuerpo, se originan deformaciones proporcionales a las fatigas, de acuerdo a las constantes elásticas. Al desaparecer la acción de la fuerza externa, el material recuperará su forma original, estableciéndose un movimiento ondulatorio que se propagará 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.



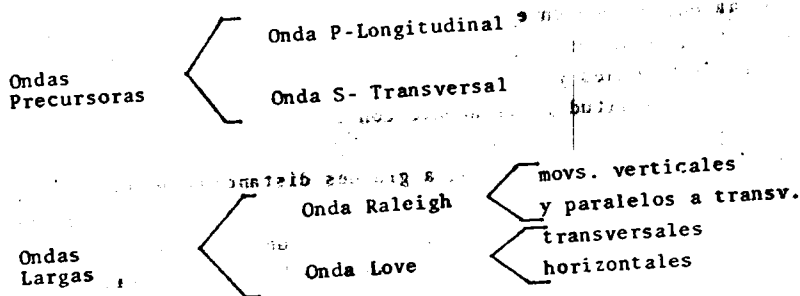
- D.- Movim. dilatación
- C.- Movim. compresión
- L.- Longitud de onda

ONDAS LONGITUDINALES



ONDAS TRANSVERSALES

En un terremoto, las correspondencias son:

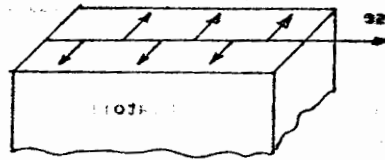


Las ondas precursoras viajan por el interior de la tierra; las ondas largas se propagan por la superficie.





Ondas Raleigh



Ondas Love

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 pueden 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) si 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.

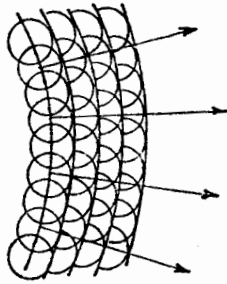
La trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio.

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.

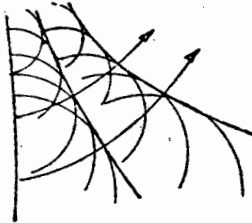
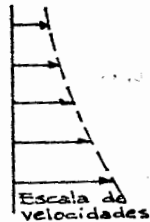
Comportamiento de un movimiento ondulatorio a partir del principio de Huyghens



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

Los nuevos frentes de onda serán paralelos.

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

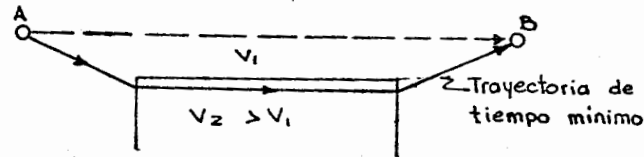


Al variar las velocidades, los desplazamientos serán diferentes para iguales intervalos de tiempo, cambiando la forma de los frentes de onda subsecuentes y de las características de la trayectoria.

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 isótropo.

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

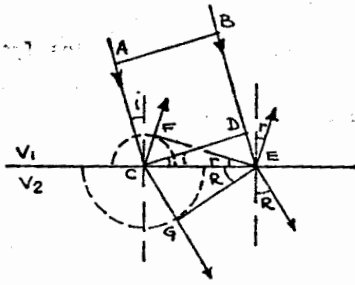


Lo anterior no significa que solo exista la trayectoria de tiempo mínimo, el movimiento ondulatorio que parte del punto A, puede llegar al punto B por varios caminos, pero el tiempo requerido dependerá de las variaciones de los medios que vaya atravesando.

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  $\Delta T$ , el punto D avanza hacia el punto E, mientras tanto el punto C ha vibrado, teniéndose un desplazamiento  $\overline{CF}$  en el medio de velocidad  $V_1$ , y  $\overline{CG}$  en el medio de velocidad  $V_2$ .

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

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

$$\overline{CE} = \frac{\overline{CF}}{\text{sen } r} = \frac{\overline{DE}}{\text{sen } i}$$

$$\frac{V_1 \Delta t}{\text{sen } r} = \frac{V_1 \Delta t}{\text{sen } i} \quad \therefore \boxed{\text{sen } i = \text{sen } r} \text{ Ley de Snell (Reflexión)}$$

Analizando simultáneamente los medios  $V_1$  y  $V_2$

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

$$\Delta CEG ; \text{sen } R = \frac{\overline{CG}}{\overline{CE}} ; \overline{CE} = \frac{\overline{CG}}{\text{sen } R}$$

igualando  $\overline{CE}$

$$\frac{\overline{DE}}{\text{sen } i} = \frac{\overline{CG}}{\text{sen } R}$$

pero  $\overline{DE} = V_1 \cdot \Delta t$        $\overline{CG} = V_2 \cdot \Delta t$

substituyendo

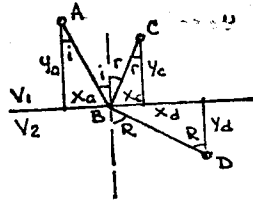
$$\frac{V_1 \cdot \Delta t}{\text{sen } i} = \frac{V_2 \cdot \Delta t}{\text{sen } R} \quad \therefore \quad \frac{V_1}{\text{sen } i} = \frac{V_2}{\text{sen } R}$$

intercambiando

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_1}{V_2}$$

2ª Ley de Snell (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.

$$T = t_{AB} + t_{BD} = \frac{AB}{V_1} + \frac{BD}{V_2} = \frac{1}{V_1} (AB + \frac{V_1}{V_2} BD)$$

$$\cos i = \frac{y_a}{AB} ; AB = \frac{y_a}{\cos i}$$

$$\cos r = \frac{y_d}{BD} ; BD = \frac{y_d}{\cos r}$$

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

diferenciando:

$$dT = \frac{1}{V_1} (y_a \sec i \tan i di + y_d \sec r \tan r dr) \dots (1)$$

para que sea mínimo  $dT = 0$

$$\frac{1}{V_1} (y_a \sec i \tan i di + y_d \sec r \tan r dr) = 0$$

$$y_a \sec i \tan i di = -y_d \sec r \tan r dr$$

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.

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

$$\tan i = \frac{x_a}{y_a} ; x_a = y_a \tan i$$

$$\tan r = \frac{x_d}{y_d} ; x_d = y_d \tan r$$

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

diferenciando:  $y_a \sec^2 i di + y_d \sec^2 r dr = 0$

$$y_a \sec^2 i di = -y_d \sec^2 r dr \dots (2)$$

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

$$\frac{y_a \sec^2 i \, di}{y_a \sec^2 i \, di} = \frac{-y_d \sec^2 R \, dR}{-y_d \sec^2 R \, dR} ; \frac{\tan i}{\sec i} = \frac{\tan R}{\sec R} \therefore \text{sen } i = \text{sen } R$$

En la trayectoria retracteda

$$T = t_{AB} + t_{BD} = \frac{AB}{V_1} + \frac{BD}{V_2}$$

$$\cos R = \frac{y_d}{BD} \quad BD = \frac{y_d}{\cos R}$$

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  $dT = \frac{y_a \sec^2 i \, di}{V_1} + \frac{y_d \sec^2 R \, dR}{V_2}$

para hecerlo mínimo  $dT = 0$

$$\frac{y_a \sec^2 i \, di}{V_1} = - \frac{y_d \sec^2 R \, dR}{V_2} \dots (3)$$

la segunda ecuación  $x_a + x_d = \text{constante}$

$$\tan R = \frac{x_d}{y_d} ; x_d = y_d \tan R \quad y_a \tan i + y_d \tan R = \text{cte.}$$

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  $\frac{y_a \sec^2 i \, di}{y_a \sec^2 i \, di \, V_1} = \frac{-y_d \sec^2 R \, dR}{-y_d \sec^2 R \, dR \, V_2}$

$$\frac{\tan i}{V_1 \sec i} = \frac{\tan R}{V_2 \sec R} ; \frac{\cos i \, \text{sen } i}{V_1 \cos i} = \frac{\cos R \, \text{sen } R}{V_2 \cos R} \therefore \frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_1}{V_2}$$

Con lo cual quedan demostradas las leyes de Snell

$$\text{sen } i = \text{sen } R \quad \text{Ley de reflexión}$$

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{Ley de refracción}$$

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

**PROSPECCION SISMOLOGICA**  
**OPERACION DE CAMPO**  
**GENERACION DE LA ENERGIA SISMICA**

La forma natural de producirse un movimiento sísmico, es la generación de un terremoto, sin embargo en la práctica no es posible esperar a que tenga lugar un terremoto para obtener información del subsuelo, y en la gran mayoría de los casos el área en que se realiza la exploración corresponde a una región considerada como asísmica, es decir que no se registran terremotos naturales.

Lo anterior no significa que los materiales del subsuelo no tengan propiedades favorables para transmitir movimientos sísmicos, sino que la región es estable desde un punto de vista tectónico.

Las características de propagación de un movimiento sísmico en el subsuelo sólo depende de las propiedades elásticas de las rocas que regularán la velocidad de propagación de los movimientos ondulatorios.

Lo único que se necesita para que se genere el movimiento sísmico, es que en un espacio reducido se libere energía producida por un impacto de corta duración.

En la prospección sísmológica, el sismo se provoca artificialmente mediante dispositivos donde se controla la energía liberada.

La generación artificial de la energía tiene ventajas sobre los sísmos naturales por las siguientes razones:

- 1.- Se conoce el lugar exacto en donde se genera
- 2.- Se conoce el momento preciso en que se inicia el movimiento sísmico.



- 3.- Dentro de ciertos límites, se puede regular la energía liberada al nivel conveniente para ser detectada.
- 4.- Se puede generar cuantas veces sea necesario.
- 5.- No es necesario detectar las ondas transversales (S), basta con detectar las ondas primarias de compresión que viajan a mayor velocidad, con lo que el tiempo de observación es más corto.
- 6.- Como se conocen todas las características del lugar de generación del movimiento sísmico, los dispositivos para detectar la llegada de las ondas sísmicas, pueden colocarse en la posición más conveniente, que proporcione la mejor información del subsuelo.

La manera más simple para generar la energía sísmica, es producir un impacto en el suelo con un martillo o un marro. Este procedimiento tiene el inconveniente de que la energía que se genera es de poca cuantía y aunque pueden utilizarse marros pesados, su manejo no siempre es fácil y la energía generada no es grande y no penetra mucho en el subsuelo.

Cuando se utilicen impactos con martillos, deberán hacerse sobre una placa o en terrenos en los cuales se pueda colocar un dispositivo que genere un impulso eléctrico en el instante preciso en que se produzca el impacto, con el objeto de tener una referencia en tiempo de la iniciación del movimiento sísmico.

Tomando en cuenta la gran variación de constantes elásticas que pueden presentar los diferentes tipos de suelos y estructuras geológicas del subsuelo, la energía sísmica necesaria para obtener información del subsuelo puede ser muy grande, cuanto más profunda sea la capa, mayor será la energía requerida, y conforme aumente el número de cambios de medios elásticos, la energía susceptible de regresar a la superficie disminuye rápidamente.

El rango tan amplio de la energía sísmica que puede utilizarse y -- las cantidades de energía tan pequeñas que puede regresar a la su-- perficie, ha hecho necesario que se desarrolle una amplia variedad de dispositivos y sistemas para generar artificialmente la energía, así como diversos tipos de instrumentos para detección y registro -- de los movimientos sísmicos, lo que permite diseñar una variedad de combinaciones de técnicas de campo que se ajusten a cada problema -- exploratorio particular.

Resultaría muy extenso describir al detalle todos los sistemas con que se cuenta en la actualidad, ya que además de los diferentes tipos, -- dentro de ellos se cuenta con varios tamaños y modelos, adaptados a diferentes condiciones de terreno, para operación terrestre, lacus-- tre o marina.

De acuerdo a sus características fundamentales, los sistemas de ge-- neración de energía pueden clasificarse dentro de algunos grupos bá-- sicos, cada uno de los cuales presenta ventajas y desventajas en su aplicación, las cuales deben tenerse presentes al seleccionar el sis-- tema que genere el movimiento sísmico que se acople mejor a las con-- diciones del terreno, tanto superficiales como profundas.

En términos generales, los sistemas de generación de energía pueden quedar incluidos dentro de los siguientes grupos:

- |                              |   |                                 |     |
|------------------------------|---|---------------------------------|-----|
| EXPLOSIVOS                   | { | Dinamitas                       |     |
|                              |   | Cargas dirigidas                | no. |
|                              |   | Cordones explosivos             |     |
| SISTEMAS MECANICOS           | { | Caida de pesas                  |     |
|                              |   | Explosiones de gases confinados |     |
|                              |   | Cañones neumáticos              | 99  |
|                              |   | Vibradores                      |     |
| Chispas eléctricas (Sparker) |   |                                 |     |

**Explosivos.**

Son sustancias químicas que al reaccionar liberan una gran cantidad de energía, mediante procesos térmicos o de presión.

La cantidad de energía liberada es muy grande comparativamente con el volumen de explosivo.

El explosivo industrial que proporciona la mayor relación de liberación de energía con respecto al volumen, es nitroglicerina, y su forma natural es líquida por lo que no admite ninguna compresión, la que la haría detonar de inmediato; vaporiza al medio ambiente por lo que no se puede almacenar en recipientes cerrados, ya que los vapores podrían producir presión que la haría detonar. Se congela a 13°C, por lo que su fabricación y manejo, se hace en estado congelado.

En la práctica no se utiliza la nitroglicerina pura, sino mezclada con distintas sustancias que hacen menos peligroso su transporte y su manipulación.

Los explosivos se identifican por su potencia, que se entiende por la relación de energía liberada con respecto a la liberada por el mismo volumen de nitroglicerina.

Los explosivos industriales más comunes son los siguientes:

	POTENCIA (g ab abia)	CARACTERISTICAS
Polvoras	5-20%	Mezcla refinada de salitre, azufre y carbón. Las proporciones definen la potencia. Se utiliza en polvo o granulada.

Dinamita

30-60 %

Mezcla de un explosivo y una sustancia neutra y - pulvurulenta.

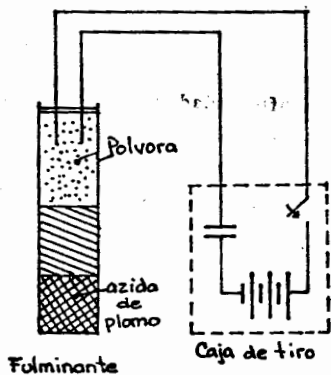
El explosivo puede ser: - Nitroglicerina, nitrato - de amonio, potasio y so- dio. La sustancia puede ser: aserrín, celulosa, - polvo de alumnio, etc.

Se utiliza en forma de go ma, gelatina, plástica y pulvorulenta.

En la exploración geoffisica se utilizan exclusivamente dinamitas de la máxima potencia, en forma de cartuchos.

Las dinamitas de uso geoffisico, requieren de un iniciador para ha- cerla detonar, siendo los estopines o cápsulas eléctricas los más - comunes, que consisten de un pequeño tubo metálico relleno de polvo ra, que se hace detonar por medio de una chispa eléctrica que brin- ca entre los extremos desnudos de dos cables.

La corriente eléctrica se proporciona por medio de una baterfa o de un generador, que se conoce como "caja de tiro".



La caja de tiro se opera manual- mente o por control remoto, que - puede ser accionada por conducto- res eléctricos o por señales de - radio de frecuencia modulada.

El estopin, también llamado fulmi nante, se coloca dentro de la di- namita para hacerla explotar.

Para que las dinamitas exploten - se requiere que en su interior se eleve súbitamente la temperatura

y la presión, y es precisamente ésta la función del estopín.

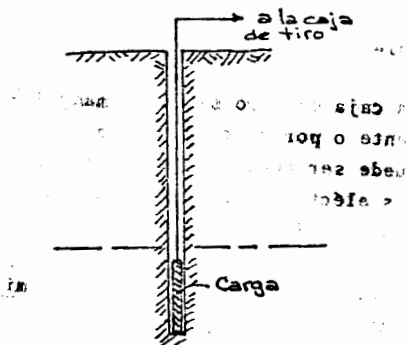
El tiempo requerido para que se efectúe la reacción química dentro de la dinamita varía de varias diezmilésimas a una milésima de segundo, según el tipo de dinamita y cantidad de explosivo.

La dinamita y los estopines no pueden almacenarse y transportarse juntos.

Los estopines pueden explotar si se comprimen o aumenta su temperatura.

Tanto el transporte como el almacenaje deben cumplir ciertos requisitos especiales de seguridad, así como permisos, control y vigilancia de las autoridades militares.

Los explosivos que se utilizan en la prospección geofísica no se detonan al aire libre, porque generan una onda de aire superficial -- que produce una onda que interfiere a los movimientos sísmicos que viajan en el subsuelo.



Se acostumbra poner la carga de explosivo dentro del subsuelo, a través de una perforación que se realiza expreso.

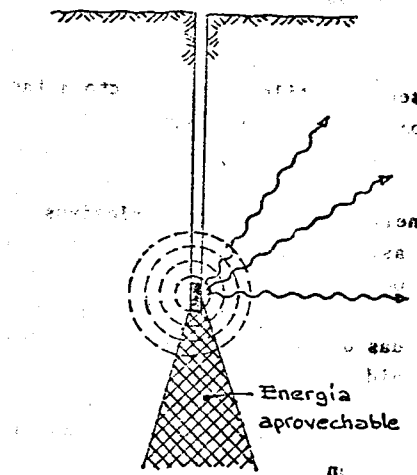
La profundidad de la carga se determina mediante pruebas, que indiquen la posición que transmita la energía con la máxima eficiencia.

En el caso de explosivos en la presentación de cordón, se requiere abrir una zanja dentro de la cual se coloca el cordón explosivo.

El uso de cargas de dinamita en pozos, puede aplicarse en cualquier tipo de terreno, a excepción de trabajos marinos y lagunares, en donde existe restricción de su uso por los efectos que pudiera causar en la fauna y de tipo ecológico.

La perforación de los pozos para bajar la carga de dinamita, puede realizarse por medio de perforadoras transportadas en vehículos, equipos portátiles, e inclusive realizarse a mano con manerales, dependiendo del acceso del área y de la profundidad a la que debe colocarse la carga.

La generación del movimiento sísmico depende básicamente de las características del terreno, las cuales se desconocen, a menos que se realicen previamente pruebas experimentales que se conocen como "determinación de respuesta del terreno", y que incluyen la determinación de tamaño y profundidad, y amplitud de las ondas sísmicas producidas.



La energía generada es muy grande pero se propaga en todas direcciones, siendo aprovechada exclusivamente la energía que se propaga hacia el subsuelo, que representa apenas un 10 o 15% del total.

La energía que se propaga hacia arriba y lateralmente, genera ondas sísmicas adicionales que interfieren a las ondas que viajan hacia abajo, siendo muy difícil su separación, produciendo registros de calidad pobre.

Sin embargo, algunos terrenos pueden proporcionar información de buena calidad, dependiendo de sus características y respuestas del terreno.

Las capas del subsuelo actúan como un filtro de frecuencias, permitiendo la propagación de ondas de baja frecuencia a poca profundidad y absorbiendo componentes de baja frecuencia conforme aumenta la profundidad, por lo que las ondas sísmicas que viajan a grandes profundidades son de más alta frecuencia que las que se propagan cerca de la superficie.

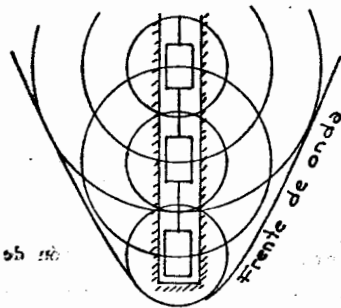
La energía sísmica generada con explosivos tiene un alto contenido de ondas de baja frecuencia.

La cantidad de energía que se propaga en el subsuelo, disminuye con la profundidad, de manera que cuanto más profundo sea el objetivo de la exploración, mayor será el tamaño de la carga de explosivo requerida.

Aunque teóricamente no existe límite en el tamaño de la carga de explosivos, a medida que aumenta ésta, se incrementa la generación de señales perturbadoras que se conocen como "Ruidos", que en un momento dado pueden superar la amplitud de las ondas que proporcionan información del subsuelo, produciendo registros de calidad muy pobre.

La relación de amplitudes de las señales útiles con respecto a las señales de ruido, que se conoce como relación señal-ruido, debe ser superior a 3, para que proporcione un registro de calidad aceptable

Para elevar la eficiencia de la energía generada por explosivos,



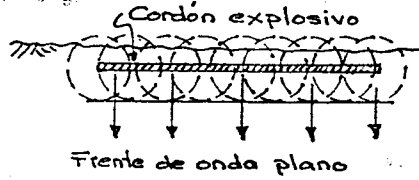
así como reducir la generación de ondas perturbadoras, se pueden utilizar las llamadas cargas dirigidas que consisten en cargas individuales separadas por sistemas de ignición retardada, que tienen por objeto hacer detonar las cargas en forma sucesiva con intervalos de tiempo controlados, de manera que se va sumando la energía producida por cada carga conforme

avanzan las ondas en la dirección vertical.

Con este sistema, la energía útil puede incrementarse hasta el 30%, elevando la relación señal-ruido.

El costo de este sistema es elevado, y el control de tiempo de retardo en las detonaciones es crítico.

El cordón explosivo consiste en un tubo flexible relleno con explosivo, el cual se extiende sobre la superficie, en una zanja, en una longitud que se determina mediante pruebas experimentales.



La energía total generada es bastante menor que las dinamitas, pero propicia la formación de una onda plana que se propaga hacia el subsuelo, atenuando las ondas laterales, y un aprovechamiento de la energía superior al 40%.

El cordón explosivo es caro, y su aplicación se restringe a terrenos con muy buena "respuesta".

El diseño y construcción de instrumentos cada vez más sensibles, y con mayor capacidad de manejo, atenuación y discriminación de señales, ha permitido el uso de sistemas capaces de "procesar" la información tanto en el campo como en el laboratorio.

Respaldados por los sistemas instrumentales modernos, se han diseñado sistemas mecánicos de generación de energía sísmica, que actúan en la propia superficie.

En este sistema se...



Los sistemas de fuente de energía superficial transmiten energía sísmica en la superficie con poca o ninguna perturbación.

Aunque estos sistemas generan mayor cantidad de ondas superficiales que los explosivos, las características de frecuencia y amplitud son conocidas, ya que dependen del sistema, por lo que pueden sumarse las señales obtenidas por varios impactos sucesivos, incrementando su amplitud, y al mismo tiempo utilizar sismodetectores convenientemente espaciados para atenuar las señales de baja frecuencia superficial que pudieran causar perturbaciones, con lo que se puede controlar la relación señal-ruido.

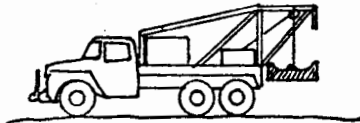
Los principios que se utilizan en cada sistema son diferentes, por lo que es necesario hacer una breve descripción de cada uno de ellos.

Las características que son comunes a todos ellos son:

- Generan un impacto en la superficie en sentido vertical
- La energía generada es pequeña
- Su eficiencia es del orden del 50% o superior
- Se pueden producir impactos en secuencia y posteriormente sumar las señales individuales.
- Se pueden utilizar varias unidades actuando simultáneamente
- Su aplicación está limitada por las condiciones de acceso al área en estudio.
- Se requiere del instrumental apropiado al sistema
- El costo inicial de adquisición es elevado

#### CAIDA DE PESAS

Consiste en producir un impacto en el suelo con una masa de gran tamaño.



La forma más simple equivalente sería el de golpear con un marro.

En este sistema se utiliza una masa de 3 tons, que se deja caer --

libremente desde una altura de 2.75 m (9 pies)

Se requiere de un vehículo adaptado para elevar la masa a la altura indicada y que suelta la carga con un dispositivo controlado por ra dio.

Para producir un nuevo impacto, se eleva la masa y se deja dispuesta para que vuelva a caer en el momento que se requiera.

Normalmente se utilizan dos equipos que operan alternadamente.

El instante preciso en que se produce el impacto se conoce por medio de un dispositivo que produce una señal en el momento que la ma sa hace contacto con el suelo.

El equipo de registro de las señales sísmicas corrige las variaciones de tiempo entre impactos, y suma los registros obtenidos en varios impactos sucesivos en el mismo punto.

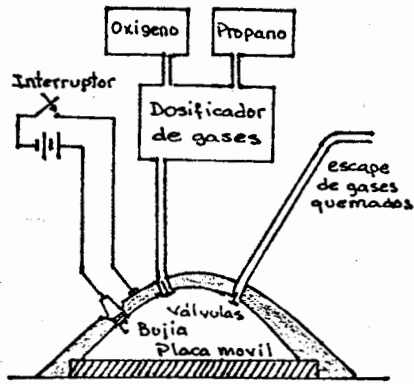
La energía generada es pequeña, pero se pueden producir muchos im- pactos. Es útil en áreas con buena respuesta de terreno.

Una limitación importante es la accesibilidad del terreno, y su ap- licación es exclusiva a exploración terrestre.

#### EXPLOSIONES DE GASES CONFINADOS

Este sistema utiliza la energía liberada de la explosión de una mezcla de gases, generalmente oxígeno y propano, que es encauzada a mover una placa que golpea el suelo, como si fuera un pistón, en el sentido vertical.

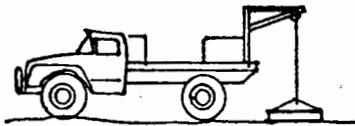
El prototipo de este sistema es conocido como "Dinoseis", marca registrada, y el sistema en general se denomina dinosismo.



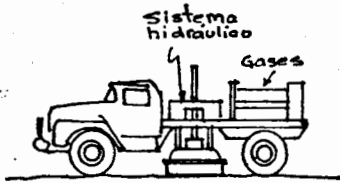
El sistema consiste básicamente de una campana hermética, que en uno de sus extremos se encuentra una placa móvil que está en contacto con el suelo.

Se le inyecta por una válvula una mezcla dosificada de los gases. Al estar llena se cierra un circuito eléctrico que hace saltar una chispa entre los electrodos de una bujía. La chispa hace explotar la mezcla de gases, y su expansión produce presión en la placa móvil, generando el impacto sobre el suelo.

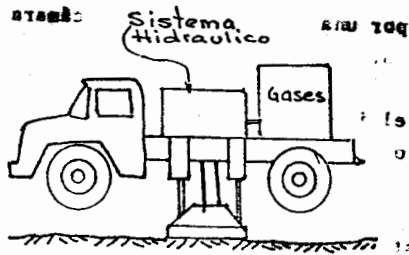
Se abre otra válvula que permite escapar los residuos de la combustión de los gases, quedando lista para inyectarle una nueva cantidad de gases frescos y producir un nuevo impacto.



Algunos modelos utilizan las campanas en forma individual, empleando un vehículo para transportarlas, equipado con una grúa que permita subirlas y bajarlas.

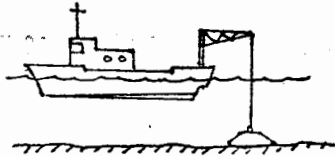


Otros modelos tienen la campana integrada al vehículo, subiendo y bajándola por medio de un sistema hidráulico, lo que permite adicionar al impacto el peso del vehículo ya que queda suspendido sobre la campana.



Cuando se va a transportar, se su sube la campana con gatos y queda bajo la estructura del camión.

Existen modelos diseñados para -- utilizarse en lagunas, en donde -- es necesario colocar la campana -- en contacto con el fondo.



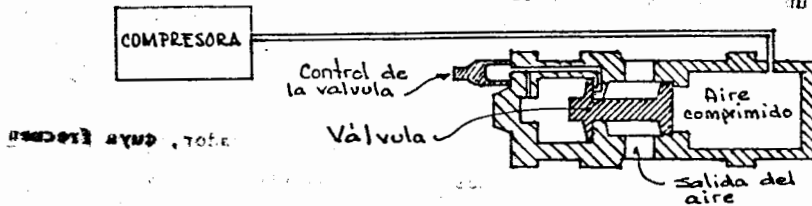
Generalmente se utilizan varias -- campanas actuando simultáneamente controladas por radio.

El equipo registrador debe estar adaptado a las características del sistema.

**CANONES NEUMATICOS**

Este sistema viene siendo una variante del dinosismo, ya que se uti liza la energía de aire comprimido en una cámara, la cual se libera en el momento de hacer el impacto, cuando el aire comprimido acciona un pistón o un dispositivo que produzca el impacto.

La energía que se produce en este sistema es pequeña, por lo que -- casi no se utiliza en trabajos terrestres, sin embargo su aplica -- ción se ha generalizado en exploraciones marinas y en lagunas, ya -- que por las características indeformables de los líquidos, la pre -- sión que se produce por el impacto se propaga íntegramente a una ve locidad fija, que varía de 1450 a 1550 m/s, que depende de la tempe ratura y salinidad de los líquidos.



El aire comprimido es suministrado por una compresora, a una cámara que está cerrada mediante una válvula.

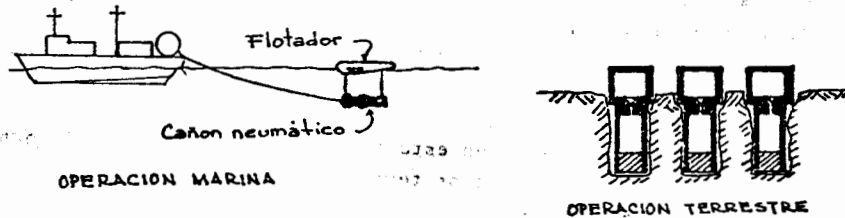
En el momento que se va a producir el impacto, se abre la válvula - accionada por un sistema eléctrico o por control por radio, escapando el aire hacia la otra cámara en donde acciona el pistón.

Algunos modelos utilizan varios pistones, o sistemas que aseguran - que el impacto se va a producir en el sentido vertical.

En trabajos terrestres de exploraciones someras, en donde no se requieren cantidades de energía muy grandes, se pueden utilizar algunos modelos de cañones portátiles que se colocan dentro de pequeñas perforaciones que se hacen en el suelo a poca profundidad.

Los cañones neumáticos pueden utilizarse individualmente, o en grupos que actúen en forma simultánea.

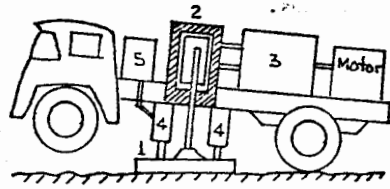
Con equipo registrador adaptado para realizar la suma de señales, se pueden acumular las señales de impactos sucesivos.



#### VIBROSISMO

Es un sistema hidráulico controlado electrónicamente que aplica al suelo una señal senoidal de amplitud constante, cuya frecuencia varía con el tiempo, dentro de un rango determinado, la que se conoce como "barrido".

La señal se transmite al terreno mediante un vibrador, cuya frecuencia es controlada por radio desde el sismógrafo.



1. Placa
2. Pistón con mesa de reacción
3. Compresora y sistema hidráulico, con el circuito de control
4. Gatos hidráulicos
5. Sistema hidráulico de levantamiento.

Como en este sistema las señales que se propagan en el subsuelo están relacionadas con las frecuencias del barrido, el equipo registrador debe estar acondicionado con un equipo de proceso que elimine las frecuencias no contenidas en el barrido, mediante correlación de las señales, de lo contrario será muy difícil interpretar los registros y asociarlos con los contactos entre capas del subsuelo.

La energía producida con este sistema es pequeña, pero se pueden inyectar barridos sucesivos, y sumar los registros.

Normalmente se utilizan 5 vibradores actuando simultáneamente, aunque se puede operar con un mayor número si es necesario.

Debido a que el sistema requiere de procesar la información obtenida, con los sistemas modernos de procesado digital se obtienen registros de muy buena calidad, pero a costo muy elevado.

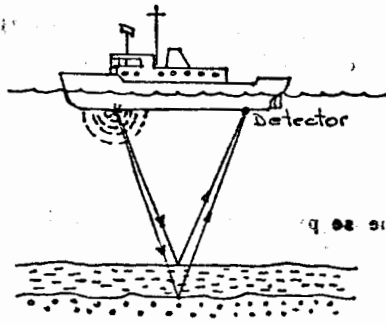
Es uno de los mejores sistemas para exploraciones con objetivos profundos.

#### CHISPAS ELECTRICAS

En trabajos exploratorios marinos en los que los objetivos son someros, se pueden utilizar dispositivos que producen chispazos eléctricos.

El sistema de información sísmica pasiva consiste en el uso de sensores que detectan las vibraciones naturales que se producen en el subsuelo.

La energía generada tiene poca penetración, y de forma esférica, -- que se transmite fácilmente en los líquidos.



Este sistema es muy utilizado en trabajos de detección continua, especialmente cuando se estudian fondos marinos y las capas superficiales de la corteza bajo los océanos.

También puede utilizarse en lagunas profundas.

#### INSTRUMENTACION SISMOLOGICA

La instrumentación sismológica es actualmente la más sofisticada y más variada en cuanto a modelos y tamaños.

La comprensión detallada de los diferentes equipos en uso, requiere de conocimientos de electrónica y de procesos digitales, sin embargo, para los profesionistas cuya relación con la prospección sismológica radica en la selección de las técnicas y el uso de los resultados obtenidos, no necesariamente los conocimientos deben ser los de un especialista en instrumentación, sino que bastará con que esté familiarizado con la función que realiza cada uno de los elementos que forman el sistema, sin profundizar como lo hacen, ni las características de los circuitos electrónicos o sistemas mecánicos.

Cuanto más profundo sea el objetivo geológico, más complejo será el equipo que se utilice.

Existen equipos muy compactos y portátiles, para trabajos que no requieren mucha resolución y que no pretenden grandes penetraciones en el subsuelo, en los cuales se encuentran incorporados algunas de las ventajas de los sistemas más complejos.

Un sistema de instrumentación sismológica básicamente consta de dos etapas:

SISMODETECTOR → MEDIDOR O REGISTRADOR 4212

En la práctica, la energía sísmica que **regresa a la superficie** después de haberse propagado por el subsuelo, es muy pequeña, incapaz para accionar cualquier elemento de medida o registro por lo que es necesario amplificar la energía a niveles suficientes para obtener lecturas apreciables.

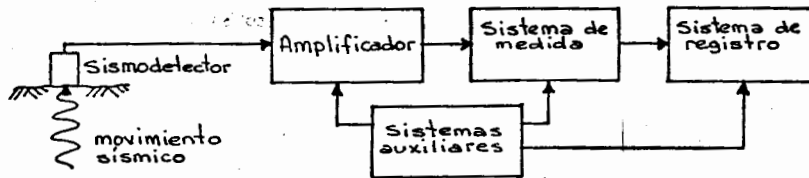
En la generalidad de los equipos modernos, la amplificación se hace por medio de sistemas electrónicos, pudiendo lograrse ampliificaciones de millones de veces.

Dadas las características de los circuitos electrónicos, se pueden adicionar diversos sistemas auxiliares de control, filtraje grabación, etc., que permiten obtener registros de calidad muy buena, dependiendo de los accesorios que se le incluyan, y por supuesto del costo de ellos.

Los equipos sísmicos reciben el nombre de sismoscopios cuando solo miden algún parámetro del movimiento sísmico, y requieren hacer la lectura en el momento. Algunos equipos tienen una pantalla controlada por un circuito de memoria, que permita conservar la señal mientras se hace la lectura.

Para realizar un análisis adecuado de la información es necesario contar con un registro permanente de los eventos sísmicos, que se llama sismograma, que pueda ser utilizado cuantas veces sea necesario. El equipo de registro se conoce como SISMOGRAFO, aunque el nombre se ha generalizado a todo el conjunto de instrumentos.

Esquemáticamente un sistema registrador consta de los siguientes elementos:





# SISMODETECTORES

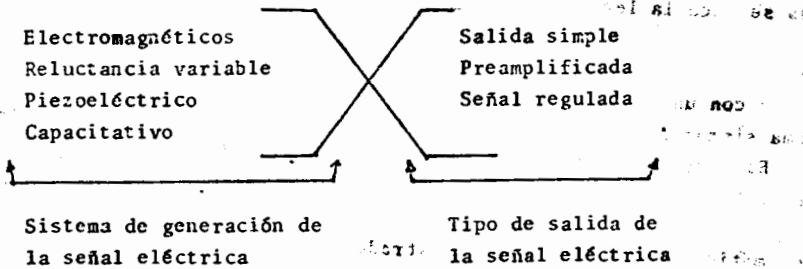
La parte fundamental de la instrumentación la constituyen los sis--  
modetectores, que técnicamente se denominan como un transcoductor,  
que transforma los movimientos sísmicos del suelo en una señal eléc  
trica de características de frecuencia y amplitud análogas a los de  
las ondas sísmicas que se detectan.

El resto del instrumental tiene como finalidad acondicionar la se--  
ñal eléctrica para que pueda ser manejada e interpretada.

La fidelidad con que el sismodetector reproduzca la señal sísmica,  
es básica, ya que el resto de los instrumentos no podrán reproducir  
lo que no se ha detectado, aunque en ocasiones, un instrumento mal  
ajustado puede generar señales que no corresponden a ondas sísmicas.

Existen diferentes tipos de detectores, en cuanto a su diseño y ca--  
racterísticas de respuesta, aunque prácticamente se construyen con  
normas muy estrictas en cuanto a las características de la señal de  
salida, para que sean compatibles con todos los sismógrafos.

Los sismodetectores pueden ser:



Las señales eléctricas análogas al movimiento sísmico se conducen  
al sismógrafo por medio de cables o de radio-transmisores de fre--  
cuencia modulada.



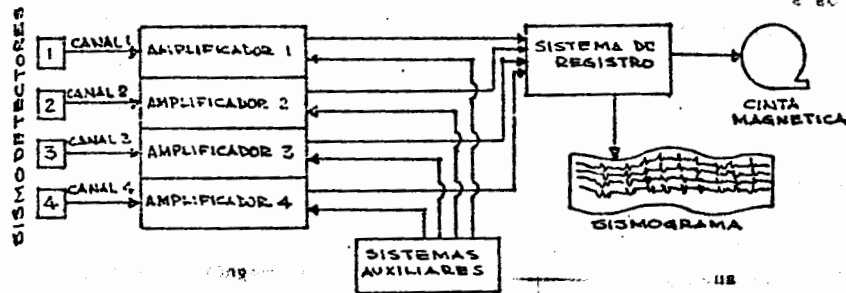
### AMPLIFICADORES

Los amplificadores sísmicos son de diseño muy variado, pero todos ellos tienen como característica que son de ultra alta fidelidad a las bajas frecuencias, ya que el rango de las señales de origen sísmico que normalmente se manejan se encuentra entre 2 y 200 ciclos por segundo.

Los amplificadores sísmicos pueden tener capacidad de amplificación desde 8 veces (18 decibeles) hasta 2 millones de veces (126 decibeles).

En la mayoría de los sismógrafos pueden operarse simultáneamente varios amplificadores, utilizando algunos elementos comunes, como fuente de poder, sistema de control, filtros, etc.

Cada amplificador recibe la señal de un sismodetector o combinación de sismodetectores conectados al mismo cable conductor, constituyen lo que se conoce como un "canal de amplificación".



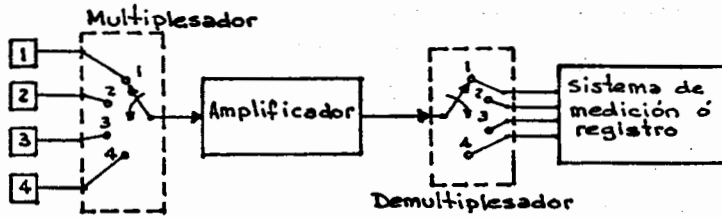
Los sismógrafos más comunes pueden operar simultáneamente 1, 6, 8, 12, 24, 48, 96 y hasta más de 1000 canales.

Los sismógrafos que operan muchos canales, en realidad no tienen tantos amplificadores como canales, sino que se utilizan dispositivos electrónicos que conectan en secuencia varios sismodetectores a un mismo amplificador, en un período de tiempo muy corto, que pa-

ra cubrir un ciclo completo de conmutación puede ser de 2 milisegundos, 4 milisegundos, etc., que puede ajustarse según las necesidades.

El dispositivo de conmutación se llama "Multiplesador".

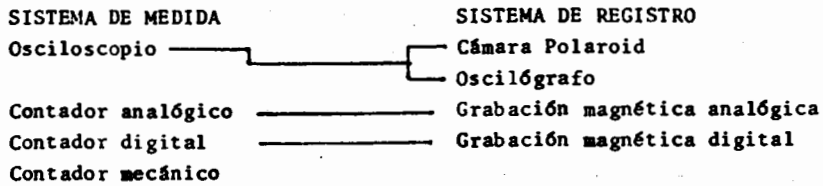
Al salir la señal del amplificador para ser alimentada a los sistemas de medición o registro, debe ser de-multiplesada, o sea invertir el proceso de conmutación.



**SISTEMAS DE MEDIDA Y REGISTRO**

Los sistemas de registro y medida generalmente se encuentran conectados en serie, y dependiendo de lo complejo del sistema, pueden operar simultáneamente varios sistemas de medida y de registro.

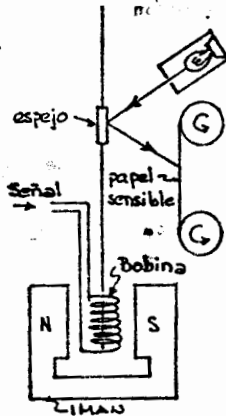
Los sistemas más simples sólo cuentan con un sistema de medida.



Los sistemas de medida y registro son muy variados, y aunque desde un punto de vista genérico pueden identificarse fácilmente, en la práctica describirlos resulta muy complicado, ya que en muchos de los casos su diseño es específico y compatible exclusivamente con un tipo de sismógrafo.

**OSCILOGRAFO.**- Es un sistema electromagnético que convierte una señal eléctrica en un movimiento análogo mediante un galvanómetro, generando movimientos proporcionales a la frecuencia de la señal eléctrica, con amplitudes que dependen de la intensidad de la corriente o del voltaje.

Un galvanómetro consiste básicamente de una bobina móvil colocada dentro de un campo magnético, al circular una corriente a través de la bobina, ésta oscilará de acuerdo a las características de la corriente eléctrica:



Para obtener un registro del movimiento de la bobina, se acopla un sistema mecánico al eje de la bobina, o se instala un espejo que refleja un rayo luminoso dirigido a él, registrándose en un papel fotosensible que constituirá el sismograma.

Algunos sistemas de medida alimentan la señal a un circuito que controla un tubo de rayos catódicos que produce un haz luminoso, en el que se puede controlar la intensidad de la luz y su oscilación. Este sistema responde más rápidamente a variaciones de la señal, eliminando inercias mecánicas.

Los sistemas de oscilógrafo permiten obtener registros visuales en pantallas o sobre papel fotosensible, con varios tipos posibles de representación: de galvanómetro, de área variable, combinando galvanómetro y área variable, y de densidad variable.

El sistema de galvanómetro consiste en imprimir las oscilaciones con un rango de amplitud que permita identificarlos en el sismograma, utilizando un circuito de control automático de ganancia.

El sistema de área variable consiste en imprimir sólo los ciclos positivos de la oscilación, que sobrepasen un valor fijo de amplitud previamente fijado, generando una sombra que está inscrita dentro del ciclo que se va a imprimir. Este tipo de representación enfatiza los eventos de interés, permitiendo además comprimir la sección.

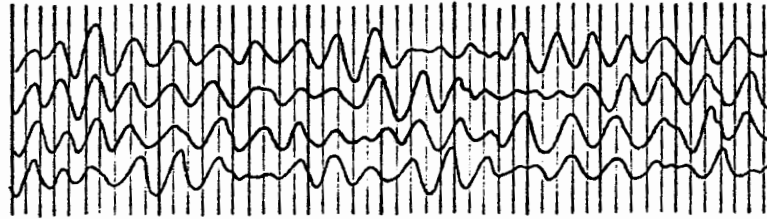
El sistema combinado imprime simultáneamente la señal del galvanómetro y la de área variable, con lo que se obtienen las ventajas del sistema de área variable y se conserva la información de galvanómetro para cualquier análisis detallado.

El sistema de densidad variable imprime señales luminosas cuya intensidad es proporcional a la amplitud, proporcionando registros con una gama de grises que permite enfatizar la continuidad de las señales de mayor intensidad. Aunque este sistema proporciona sismogramas que visualmente permiten obtener una identificación clara de la continuidad de los eventos, no es posible realizar análisis complementarios de las señales.

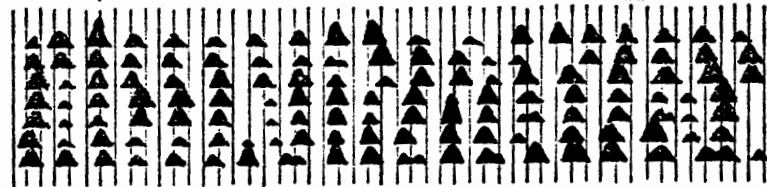
Los sistemas de grabación óptica presentan el inconveniente de que se pierde la amplitud verdadera de la señal, debido a la aplicación del control automático de ganancia, ya que este uniformiza los valores de la amplitud a valores máximos y mínimos que permitan observar las señales en el sismograma.

Una señal sísmica va perdiendo energía conforme se propaga en el subsuelo, de tal manera que las señales con trayectorias de poca duración llegan a la superficie con un alto nivel de energía, mientras que las que tienen trayectorias de larga duración llegan con niveles muy pequeños de energía.

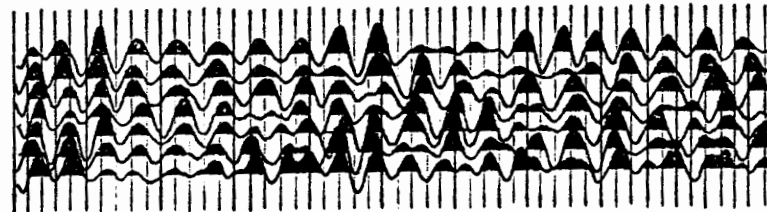
Tomando en cuenta que la amplitud es proporcional al nivel de energía, no se pueden imprimir en el sismograma las señales a la misma escala, ya que si se ajusta el nivel de la ganancia a las primeras señales, no se verían las que llegan después, y por el contrario, si se ajusta el nivel a las últimas señales, la amplitud de las primeras sería tan grande que se saldrían del sismograma, perdiéndose el control de ellas.



a) Oscilógrafo



b) Area variable



c) Combinada

TIPOS DE PRESENTACION DE SISMOGRAMAS

Por lo anterior es que se utilizan los circuitos de control automático de ganancia, que de acuerdo a la energía de la señal la atenúan o la amplifican, manteniéndolas dentro de un nivel preseleccionado que permita observar todas las señales en el sismograma.

En diversos análisis y correlaciones sísmicas es conveniente obtener información a partir de las relaciones de amplitud verdadera, por lo que los sistemas de grabación óptica no pueden ser utilizados.

Aunque se han diseñado sistemas que realizan el control de ganancia de manera programada, o que registran información adicional para reconstruir la amplitud verdadera, no siempre resultan prácticos.

Cuando se requiere conocer la amplitud verdadera de las señales, se utilizan grabadoras digitales en las que se registra el valor digital de las amplitudes de las señales.

En los sistemas de grabación óptica, además de las señales sísmicas se imprimen líneas de tiempo que sirven de referencia para medir los tiempos de trayectoria. El sistema de grabación de las líneas de tiempo se controlan mediante circuitos osciladores que aseguran una aproximación que puede ser de 1 milésimo de segundo por cada segundo de tiempo, o mayor.

Los sistemas de grabación directa en representación óptica tienen el inconveniente de que todos los ajustes de control de las señales -- está preseleccionado, por lo que si estos no fueron adecuados es necesario realizar nuevos impactos y repetir la observación.

Tomando en cuenta que en muchas ocasiones los terrenos presentan -- inhomogeneidades y variaciones que modifican las características de las señales, o que se requiere enfatizar la respuesta de alguna zona de la sección, se hace necesario cambiar los ajustes a los sistemas de grabación, obligando a repetir los trabajos de campo o conformarse con información de baja calidad.

La utilización de grabadoras de cinta magnética permite grabar la información original con el mínimo de ajustes, obteniéndose posteriormente reproducciones cuantas veces sea necesario, aplicando una amplia gama de ajustes hasta obtener el registro óptico más conveniente para el análisis de la información.

Las señales sísmicas que alimentan a las grabadoras magnéticas pueden derivarse directamente del sismodetector o de cualquiera de las etapas de los amplificadores, utilizando el sistema óptico como "monitor" para verificar que todo el sistema esta operando correctamente.

Para obtener las reproducciones ópticas, las señales grabadas en cinta magnética se alimentan al amplificador, haciéndole los ajustes convenientes y obteniendo el sismograma correspondiente.

Las grabadoras magnéticas pueden ser de dos tipos: analógicas y digitales.

Las grabadoras analógicas generan una magnetización en la cinta, cuya intensidad de magnetización es proporcional a la intensidad de la señal sísmica, conservando su polaridad. La señal que se alimenta a la grabadora debe estar controlada en cuanto a su intensidad, por que puede producirse una sobresaturación en la cinta distorsionando las señales.

Las grabadoras digitales registran valores numéricos en la cinta magnética mediante lenguaje binario, permitiendo grabar cualquier valor original de la amplitud de la señal, sin embargo para ello es necesario pasar la señal por un convertidor analógico-digital, donde se realiza la cuantificación de la intensidad de la señal. Para obtener reproducciones en sistemas ópticos, la información de la cinta digital se pasa por un convertidor digital-analógico para que la señal pueda ser manejada por el amplificador. La secuencia de la grabación digital se ajusta a un formato que está preestablecido para cada tipo de cinta, muestreando las amplitudes a intervalos que pueden ser seleccionados en el equipo.



La información digitalizada en la cinta puede utilizarse para alimentar computadoras ó equipos de proceso, en los cuales mediante programas de máquina, se somete a tratamientos especiales para mejorar la calidad de la información.

#### SISTEMAS AUXILIARES.

La mayoría de los equipos de detección sísmológica cuentan con sistemas que permiten controlar la calidad de la señal de salida, que son muy variados, dependiendo del tipo de sísmógrafo y del sistema de generación de la energía sísmica.

Entre los más comunes se pueden mencionar:

- Sistemas de medición y comprobación
- Control de sensibilidad
- Control de ganancia (automáticos y programados)
- Filtros de frecuencia (baja, alta, pasabanda)
- Sistemas mezcladores de señales
- Sistemas de comunicación selectivos
- Sistemas integradores.

Algunos sistemas están provistos de minicomputadoras que pueden realizar en el campo procesos iniciales de correcciones, filtrados en el dominio de la frecuencia y el tiempo, atenuación, correlación, reverberación y muchos otros.

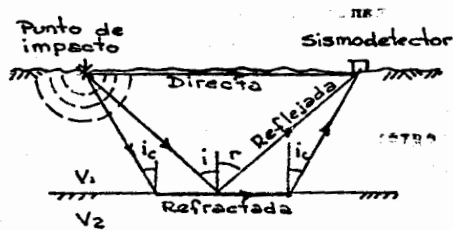
#### TECNICAS DE CAMPO.

La operación de campo consiste básicamente en identificar en el terreno la posición de los puntos de impacto y de la detección de los movimientos sísmicos, que después de haberse propagado por el subsuelo regresan a la superficie por medio de ondas reflejadas o que sufrieron una refracción total.

La geometría de la disposición de los puntos de impacto y los sismodetectores dependen de la técnica utilizada y de las características del objetivo de la exploración, la cual debe ser diseñada para cada caso particular.

Definidas las características de la operación de campo, la observación se realiza produciendo los impactos en los puntos seleccionados, obteniendo los registros de las señales sísmicas que llegan a los sismodetectores.

Las técnicas de campo son muy diversificadas pero pueden considerarse dentro de dos grupos básicos: la técnica de refracción y la técnica de reflexión, dependiendo de si se va a detectar preferentemente la señal refractada o la reflejada.



Si se genera un impacto en un punto, a partir de él se va a propagar un frente de onda que contiene múltiples trayectorias, pero a un determinado sismodetector sólo pueden llegar 3 tipos de movimientos sísmicos:

- 1.- El que se propagó en trayectoria directa.
- 2.- El que llegando al contacto de un cambio de velocidad se reflejó de acuerdo a la ley de reflexión.
- 3.- El movimiento cuya trayectoria incide en el contacto de cambio de velocidad, con un ángulo igual al crítico.

$$\text{sen } i_c = \frac{V_1}{V_2} ; V_2 > V_1$$

generándose una refracción total, continuando el movimiento a lo largo del contacto en el medio de mayor velocidad, generando vibraciones que se propagan hacia la superficie en el medio de baja velocidad.

El tiempo de llegada de los movimientos sísmicos al detector está relacionado con la distancia al punto de impacto y a la profundidad del contacto de cambio de velocidad.

La trayectoria directa generalmente se propaga en medios de baja velocidad, y llega primero al detector cuando la distancia es corta

La onda reflejada requiere un tiempo de propagación que depende de la profundidad de la capa reflectora, y llegará a la superficie después de la onda directa al sismodetector, si la distancia al punto de impacto es corta, pero cuando la distancia aumenta y dado que la velocidad con que se propaga la onda reflejada es mayor que la de la onda directa, la onda reflejada puede llegar primero.

Las ondas refractadas sólo pueden regresar a la superficie cuando ocurre una refracción total. Para ángulos incidentes menores que el ángulo crítico la trayectoria refractada no regresa a la superficie sino que se propaga a medios más profundos.

Para que una onda sufra refracción total, regrese a la superficie y pueda ser detectada, el sismodetector debe estar a una cierta distancia del punto de impacto que depende de la profundidad de la capa donde se produce la refracción, por lo anterior las ondas refractadas no pueden ser detectadas a distancias cortas, y para detectar una onda refractada se necesita registrarla a distancias que aumentan conforme aumenta la profundidad del refractor.

De acuerdo a estas características se han diseñado las dos técnicas fundamentales:

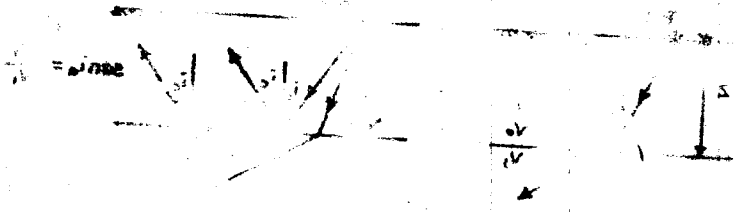
**REFRACCION:** Se requieren distancias largas de observación y se utiliza principalmente en la exploración de capas someras con fuertes contrastes de velocidad.

REFLEXION

REFLEXION: Se requieren distancias de observación relativamente cortas y se utilizan para la exploración de capas profundas, elevado número de capas, o cambios pequeños en velocidad.

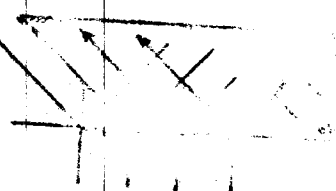
Se requiere un tipo de energía...

$\sin i = \frac{v_1}{v_2}$

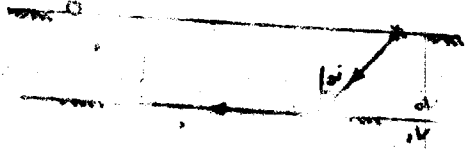


Se sabe con...

La trayectoria...  
no crítica...  
que se produce...  
de la velocidad...  
de la V...  
trayectoria...



La trayectoria...  
de la onda...  
reflexión...



TECNICA SISMOLOGICA DE REFRACCION

Parámetros.- Tiempo transcurrido desde que se inicia el movimiento sísmico y es detectado en un sismodetector.

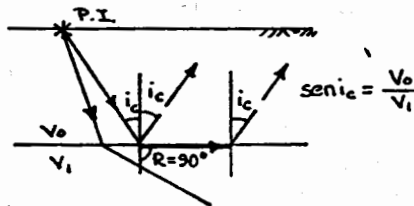
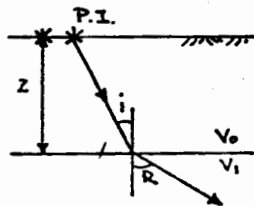
Distancia entre el punto de impacto y el sismodetector.

Se utiliza el primer arribo de energía sísmica que llega y corresponde a ondas longitudinales.

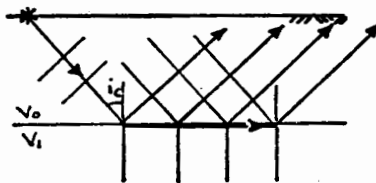
Ley básica:

2a. Ley de Snell

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_0}{V_1}$$

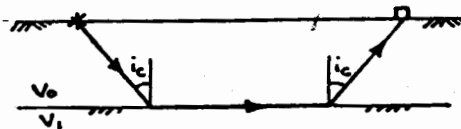


De acuerdo con Huyghens



La trayectoria que incide con el ángulo crítico genera un frente de onda que al desplazarse en el medio de alta velocidad produce un frente de onda en el medio  $V_1$  que corresponde a trayectorias paralelas con un ángulo  $i_c$

La representación geométrica de la onda refractada a un sismodetector cualquiera.



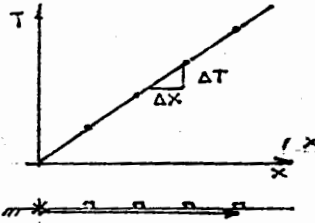
A un sismodetector pueden llegar normalmente dos ondas; la directa y la reflejada, y a partir de la llamada distancia crítica, que corresponde a la primera trayectoria refractada, llegarán también ondas refractadas.



Por razones de tiempo mínimo, a un sismodetector llegará primero la onda directa o la refractada, que son las que se utilizan en esta técnica.

Las trayectorias requieren mayor tiempo de viaje cuanto mayor es la distancia recorrida y el tiempo de recorrido es proporcional a la distancia y a la velocidad del medio.

La ecuación del tiempo para la onda directa será  $T = \frac{x}{V_0}$

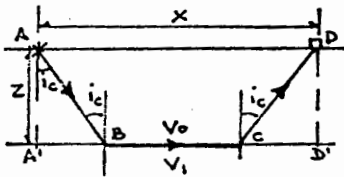


y corresponde a una línea que pasa por el origen

la pendiente de la recta es:  $\frac{1}{V_0}$

$$\frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{1}{V_0}$$

La ecuación del tiempo para una onda refractada será como sigue:



El tiempo total queda integrado por:

$$T = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$$

$$t_{AB} = \frac{\overline{AB}}{V_0} ; t_{BC} = \frac{\overline{BC}}{V_1} ; t_{CD} = \frac{\overline{CD}}{V_0}$$

$$T = \frac{\overline{AB}}{V_0} + \frac{\overline{BC}}{V_1} + \frac{\overline{CD}}{V_0}$$

De la geometría de la figura  $\overline{AB} = \overline{CD} = \frac{z}{\cos i_c} = \frac{z}{\cos i_c}$

$$\overline{BC} = x - \overline{AB} - \overline{CD} ; \overline{AB} = \overline{CD} = z \tan i_c$$

$$\overline{BC} = x - 2z \tan i_c \quad \tan i_c = \frac{\sin i_c}{\cos i_c}$$

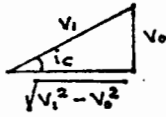
$$T = \frac{2z}{V_0 \cos i_c} + \frac{x - 2z \tan i_c}{V_1}$$

$$V_1 = \frac{V_0}{\sin i_c}$$

$$T = \frac{2Z}{V_0 \cos i_c} + \frac{x - 2Z \tan i_c}{V_1} = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z}{V_0 \cos i_c} - \frac{2Z \tan i_c}{V_1}$$

$$T = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z}{V_0 \cos i_c} - \frac{2Z \sin^2 i_c}{V_0 \cos i_c} = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z}{V_0 \cos i_c} (1 - \sin^2 i_c)$$

$$T = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z \cos^2 i_c}{V_0 \cos i_c} = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z \cos i_c}{V_0}$$

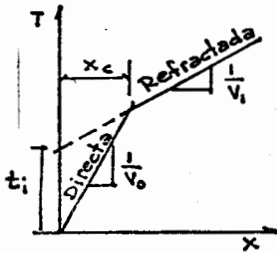


$$\sin i_c = \frac{V_0}{V_1}; \cos i_c = \frac{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_1}$$

$$\tan i_c = \frac{V_0}{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}$$

$$T = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

que corresponde a una línea recta de pendiente  $\frac{1}{V_1}$  y ordenada al origen  $\frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$



$$\frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

$$t_i = \frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

$$Z = \frac{V_0 V_1 (T - \frac{x}{V_1})}{2 \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}$$

En el caso de que se tome el tiempo total en un punto cualquiera:

$$Z = \frac{V_0 V_1}{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}} (T - \frac{x}{V_1})$$

Como se observa en la gráfica, la onda directa llegará primero a los detectores más cercanos al punto de impacto, y la onda refractada llegará antes de la directa a partir de la llamada "distancia crítica".

Para la distancia crítica  $t_0 = t_x$

$$t_0 = \frac{x_c}{V_0}$$

$$t_x = \frac{x_c}{V_1} + \frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

$$\frac{x_c}{V_0} = \frac{x_c}{V_1} + \frac{2Z \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

$$\frac{x_c}{v_0} - \frac{x_c}{v_1} = \frac{2z \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}{v_0 v_1} = x_c \left( \frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_1} \right) = x_c \left( \frac{v_1 - v_0}{v_0 v_1} \right)$$

$$x_c \left( \frac{v_1 - v_0}{v_0 v_1} \right) = \frac{2z \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}{v_0 v_1} ; \quad x_c = \frac{2z \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}{v_0 v_1} \cdot \frac{v_0 v_1}{v_1 - v_0}$$

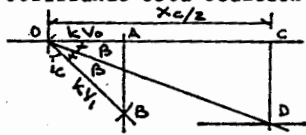
$$x_c = \frac{2z \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}{v_1 - v_0} = \frac{2z \sqrt{(v_1 - v_0)(v_1 + v_0)}}{\sqrt{(v_1 - v_0)(v_1 - v_0)}} = 2z \sqrt{\frac{v_1 + v_0}{v_1 - v_0}}$$

Es conveniente conocer el valor aproximado de la distancia crítica, a partir de la profundidad que se espera detectar y suponiendo las velocidades de los medios que se trata de estudiar, porque la posición de los sismodetectores deberán encontrarse a distancias mayores para detectar ondas refractadas.

También se puede calcular la profundidad de la capa a partir de la distancia crítica.

$$x_c = 2z \sqrt{\frac{v_1 + v_0}{v_1 - v_0}} ; \quad z = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{v_1 - v_0}{v_1 + v_0}}$$

Utilizando esta ecuación se puede aplicar un método gráfico: sobre



la línea que indica la superficie se marca con una distancia  $OA$  proporcional a  $v_0$ , y en el punto  $A$  se baja una vertical. A partir del punto  $O$  y con una distancia proporcional se corta la vertical que baja de  $A$ . Uniendo el punto  $B$  con  $C$  se tiene la dirección de la trayectoria que forma el ángulo crítico.

Se marca una distancia igual a  $x_c/2$  a partir del punto  $O$ , y se baja una línea normal a la superficie.

Se bisecta el ángulo en  $AOB$  y la bisectriz se prolonga hasta cortar la normal que baja de  $C$ , en la intersección pasa al contacto entre los dos medios.



$$\beta = \frac{1}{2} (90^\circ - i_c)$$

$$\tan \beta = \frac{CD}{OC} ; CD = \frac{X_c}{2} \tan \frac{1}{2} (90^\circ - i_c)$$

pero  $\tan \theta = \sqrt{\frac{1 - \cos \theta}{1 + \cos \theta}}$  ; y  $\cos(a+b) = \cos a \cos b + \sin a \sin b$

$$\tan \beta = \sqrt{\frac{1 - \cos(90^\circ - i_c)}{1 + \cos(90^\circ - i_c)}}$$

$$\cos(90^\circ - i_c) = \sin i_c$$

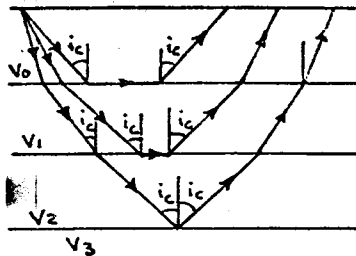
$$CD = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{1 - \sin i_c}{1 + \sin i_c}} = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{1 - \frac{V_0}{V_1}}{1 + \frac{V_0}{V_1}}} = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_1 - V_0}{V_1 + V_0}}$$

$$CD = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_1 - V_0}{V_1 + V_0}} = Z$$

**CAPAS MÚLTIPLES**

En muchos casos, el espesor que interesa está constituido por varias capas de diferentes materiales y velocidades contrastantes.

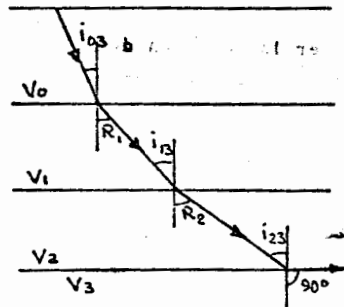
De las múltiples trayectorias que se desplazan a partir del punto de impacto, una, y sólo una, sufrirá una refracción total en cada uno de los contactos de dos capas contrastantes.



Las trayectorias que sufren refracción total en los contactos 2°, 3°, ..., n, -- sufren refracciones parciales al atravesar los contactos anteriores de acuerdo a la ley general de la refracción.

$$\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{V_1}{V_2}$$

Eligiendo el contacto en el que se va a producir la refracción total, se puede determinar el valor de los ángulos incidentes y refractados parcialmente, que va a tener la trayectoria sísmica en los contactos que atravieza.



Para identificar los ángulos incidentes y el contacto correspondiente, utilizaremos un doble índice.

El primer número indica el medio en que se está incidiendo, y el segundo el medio en el que aparece la refracción total.

Por ejemplo:

$i_{03}$  índice que incide en el medio de velocidad  $V_0$ , y sufre refracción total en el medio de velocidad  $V_3$ .

Para determinar la relación de los ángulos incidentes y las velocidades correspondientes, hagamos el análisis siguiente:

La refracción total va a tener lugar en el medio de velocidad  $V_3$ , entonces

$$\text{sen } i_{23} = \frac{V_2}{V_3} \text{ porque } \text{sen } i_c = \frac{V_2}{V_3}$$

En el contacto de  $V_1$  y  $V_2$  tenemos:

$$\frac{\text{sen } i_{13}}{\text{sen } R_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

pero  $R_2 = i_{23}$  por ser ángulos internos

$$\text{sen } R_2 = \text{sen } i_{23} = \frac{V_2}{V_3}$$

$$\frac{\text{sen } i_{13}}{V_2/V_3} = \frac{V_1}{V_2} ;$$

$$\text{sen } i_{13} = \frac{V_1 V_2}{V_2 V_3} = \frac{V_1}{V_3}$$

de forma similar

$$\frac{\text{sen } i_{03}}{\text{sen } R_1} = \frac{V_0}{V_1} ; \text{sen } R_1 = \text{sen } i_{23} = \frac{V_2}{V_3}$$

$$\frac{\text{sen } i_{03}}{V_1/V_3} = \frac{V_0}{V_1} ; \text{sen } i_{03} = \frac{V_0 V_1}{V_1 V_3} = \frac{V_0}{V_3}$$

Resumiendo

$$\text{sen } i_{03} = \frac{V_0}{V_3}$$

$$\text{sen } i_{13} = \frac{V_1}{V_3}$$

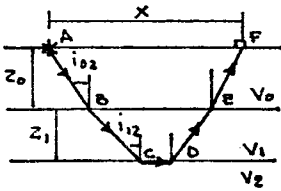
$$\text{sen } i_{23} = \frac{V_2}{V_3}$$

medio incidente  $V_0$ , refracción total  $V_3$   
 medio incidente  $V_1$ , refracción total  $V_3$   
 ángulo crítico en el contacto  $V_2, V_3$

$\text{sen } i_{nm} = \frac{V_n}{V_m}$  medio incidente  $V_n$ , refracción total - en  $m$

Estas relaciones son muy útiles para establecer la ecuación del tiempo total de la trayectoria que sufre refracción total después de haber atravesado varias capas.

CASO DE 2 CONTACTOS, 3 CAPAS



$$T = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} + t_{DE} + t_{EF}$$

$$t_{AB} = \frac{AB}{V_0} = \frac{Z_0}{V_0 \cos i_{02}} = t_{EF}$$

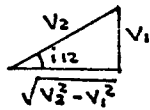
$$t_{BC} = \frac{BC}{V_1} = \frac{Z_1}{V_1 \cos i_{12}} = t_{DE}$$

$$t_{CD} = \frac{1}{V_2} (X - 2Z_0 \tan i_{02} - 2Z_1 \tan i_{12})$$

Substituyendo

$$T = \frac{2Z_0}{V_0 \cos i_{02}} + \frac{2Z_1}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{X}{V_2} - \frac{2Z_0 \tan i_{02}}{V_2} - \frac{2Z_1 \tan i_{12}}{V_2}$$

pero:



$$\text{sen } i_{02} = \frac{V_0}{V_2} \quad \therefore V_2 = \frac{V_0}{\text{sen } i_{02}}$$

$$\tan i_{02} = \frac{\text{sen } i_{02}}{\cos i_{02}}$$

$$\text{sen } i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \quad \therefore V_2 = \frac{V_1}{\text{sen } i_{12}}$$

$$\tan i_{12} = \frac{\text{sen } i_{12}}{\cos i_{12}}$$

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0}{V_0 \cos i_{02}} (1 - \text{sen}^2 i_{02}) + \frac{2Z_1}{V_1 \cos i_{12}} (1 - \text{sen}^2 i_{12})$$

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \cos i_{02}}{V_0} + \frac{2Z_1 \cos i_{12}}{V_1}$$

Substituyendo los cosenos en función de las velocidades.

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \sqrt{V_2^2 - V_0^2}}{V_0 V_2} + \frac{2Z_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

Si se compara esta ecuación con la obtenida para el caso de un contacto, se puede identificar la estructura de la ecuación para cualquier número de contactos:

$$T_0 = \frac{X}{V_0}$$

$$T_1 = \frac{X}{V_1} + \frac{2Z_0 \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

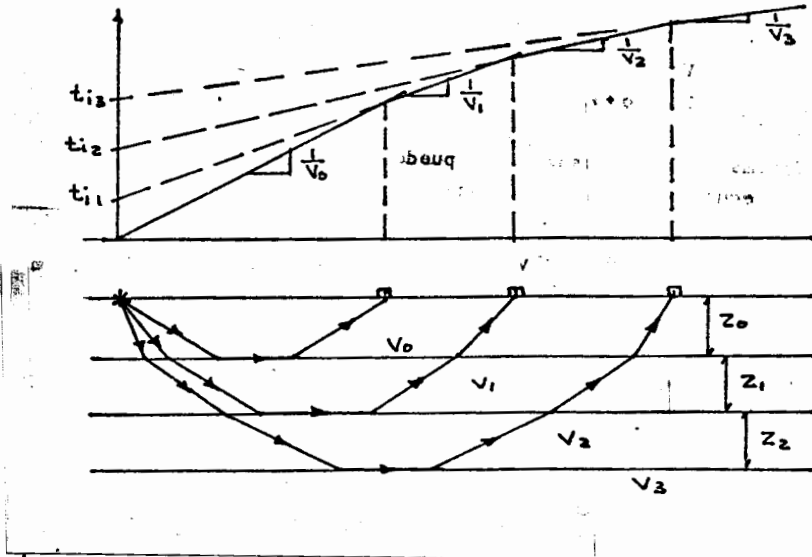
$$T_2 = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \sqrt{V_2^2 - V_0^2}}{V_0 V_2} + \frac{2Z_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

$$T_3 = \frac{X}{V_3} + \frac{2Z_0 \sqrt{V_3^2 - V_0^2}}{V_0 V_3} + \frac{2Z_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_1 V_3} + \frac{2Z_2 \sqrt{V_3^2 - V_2^2}}{V_2 V_3}$$

$$T_n = \frac{X}{V_n} + \frac{2Z_0 \sqrt{V_n^2 - V_0^2}}{V_0 V_n} + \frac{2Z_1 \sqrt{V_n^2 - V_1^2}}{V_1 V_n} + \dots + \frac{2Z_{n-1} \sqrt{V_n^2 - V_{n-1}^2}}{V_{n-1} V_n}$$

En todos los casos la ecuación representa una línea recta.

El primer término, en X representa la pendiente, el resto de los términos constituye el término independiente.



Como podrá observarse, conforme aumentan los contactos, la distancia que se requiere para detectar las ondas refractadas, cada vez es mayor.

Es necesario determinar en forma consecutiva cada uno de los contactos, ya que sus parámetros son acumulativos, utilizando para cada caso la ecuación correspondiente.

De cometerse un error en la determinación de alguno de los contactos, el error se propagará en las determinaciones subsiguientes.

En los análisis anteriores se ha considerado que la velocidad en cada capa es constante o un valor promedio sea representativo de las pequeñas variaciones que existan.

Para el caso particular de un cambio continuo de la velocidad con la profundidad, puede considerarse como un número infinito de contactos, convirtiéndose la trayectoria en una parábola, y de forma similar la gráfica tiempo-distancia se mostrará también como una parábola.

En algunos casos la variación de la velocidad puede representarse como una función del tipo.

$$\begin{aligned} V &= V_0 e^{Kz} \\ V &= V_0 \sqrt{1 + Kz} \\ V &= V_0 + k_z \end{aligned}$$

Esta última es la más usada, que puede establecerse en forma empírica, y la ecuación de tiempo será:

$$T = \frac{x}{V_m} + \frac{2}{K} \left[ \cos^{-1} \frac{V_m}{V_0} - \cos^{-1} \frac{V_m}{V_z} - \sqrt{1 - \left(\frac{V_0}{V_m}\right)^2} + \sqrt{1 - \left(\frac{V_z}{V_m}\right)^2} \right]$$

Donde  $V_m$  = Velocidad promedio  
 $V_z$  = Velocidad a la máxima profundidad

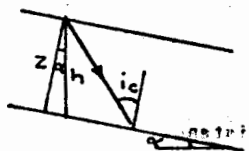
En la práctica se acostumbra establecer capas y contactos representativos, utilizando las velocidades promedio en cada uno de ellos y calculándolas para el caso de un mínimo de capas. El método puede producir errores en cuanto a las velocidades y profundidades, que pueden ajustarse por medio de aproximaciones sucesivas analizando las trayectorias por métodos gráficos, cuya aproximación dependerá de la precisión con que se trabajen las secciones gráficas.

#### CAPAS NO PARALELAS

Los análisis que se han presentado se han referido exclusivamente al caso de capas paralelas. Es conveniente enfatizar que se trata de capas paralelas y no necesariamente horizontales ya que si la superficie del terreno es inclinada, pero los estratos se comportan con el mismo echado que la superficie, son paralelas entre sí.

Debe tenerse presente que los ángulos de incidencia y de refracción se relacionan con la normal al contacto y no con la vertical, de tal manera que si el contacto entre capas tiene echado, las normales a ella no son verticales.

Sin embargo, el manejarse la profundidad, frecuentemente se considera vertical, por lo que cuando las capas paralelas tienen echado, la profundidad calculada con las ecuaciones se relacionan con espesores en la dirección de la normal a los contactos, por lo que será necesario referirlas a la vertical.

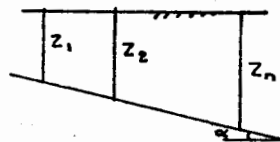


$\alpha$  = echado,  $Z$  = espesor,  $h$  = profundidad

$$\cos \alpha = \frac{Z}{h}$$

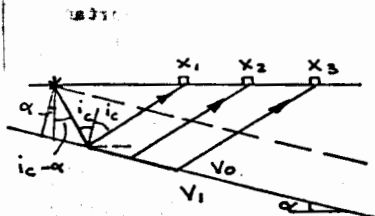
$$h = \frac{Z}{\cos \alpha}$$

Es frecuente que los contactos en el subsuelo sean discordantes con la superficie, es decir, los contactos tienen un buzamiento mientras que la superficie tiene otro, produciéndose variaciones en el espesor en forma constante; nos estamos refiriendo a tendencias promedio de buzamiento y no a variaciones de espesor producidas por cambios estructurales locales, estos casos se analizarán posteriormente.



En estos casos las ecuaciones que se han establecido anteriormente no son aplicables, principalmente porque en el caso de capas paralelas, la pendiente de las gráficas de la onda refractada nos permite obtener velocidades o por lo menos los promedios de ellas.

En el caso de las capas con buzamiento la velocidad no es verdadera sino aparente, porque el echado modifica el tiempo de la trayectoria según se indicará a continuación:



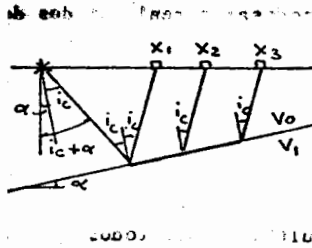
Como ya se indicó, el ángulo de incidencia crítica se refiere a la normal al contacto, y se sigue cumpliendo la ley

$$\text{sen } i_c = \frac{V_0}{V_1}$$

Si la trayectoria sigue en el sentido de la pendiente, el tiempo que tarda en llegar a la superficie ya no es directamente proporcional a la distancia.

Conforme aumenta la distancia, el incremento ya no es sólo  $\frac{\Delta x}{V_1}$ , sino mayor por el tiempo que necesita para cubrir el exceso de distancia producido por el echado.

El tiempo de la trayectoria con respecto a la distancia es mayor que el que le correspondería si se tratara de una capa de espesor constante, y dado que la relación de espacio recorrido entre el tiempo empleado representa la velocidad, y de que en este caso la distancia que sirve de referencia se mide en la superficie, es menor que la distancia realmente recorrida, y que requiere mayor tiempo del que por condiciones de echado se ha necesitado, al calcular  $\frac{\Delta x}{\Delta T}$ , la velocidad calculada resulta menor que la verdadera.



En el caso de que la trayectoria siga - contra la pendiente del contacto, las - distancias recorridas serán menores que las que corresponderían a una capa paralela, y por lo tanto los tiempos totales son menores, por lo que al calcular la velocidad con respecto a las distancias horizontales de recepción, la velocidad calculada será mayor que la verdadera.

De acuerdo a lo anterior las velocidades que se obtienen en las gráficas tiempo-distancia no son verdaderas, son aparentes, menores -- que la verdadera si la trayectoria sigue pendiente abajo, mayores - que la verdadera si se mueven pendiente arriba.

Con la medición de tiempos de trayectoria en un solo sentido no es suficiente para determinar los parámetros de velocidad y echado, y por consecuencia de la profundidad.

La velocidad verdadera se encuentra entre las dos velocidades aparentes, la de bajada y la de contra pendiente o de "subida" por lo que para determinarla hay que utilizar mediciones con trayectorias moviéndose "hacia arriba" y "hacia abajo".

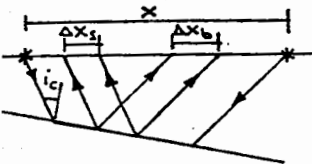
En la práctica es necesario hacer dos mediciones en sentido contrarios, de manera que se disponga de información de tiempos de trayectoria en los dos sentidos "de subida" y "de bajada"

$$\frac{\Delta X_s}{\Delta t_s} = U_s$$

Velocidad aparente de subida

$$\frac{\Delta X_b}{\Delta t_b} = U_b$$

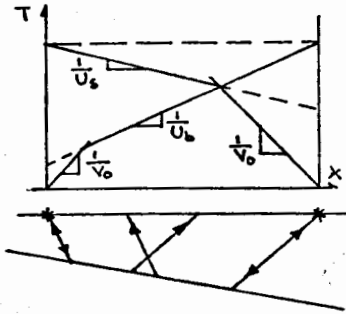
Velocidad aparente de bajada



A cada sismodetector corresponden dos tiempos de arribo, uno de trayectoria pendiente arriba (subida) y otro de - trayectoria pendiente abajo (bajada).



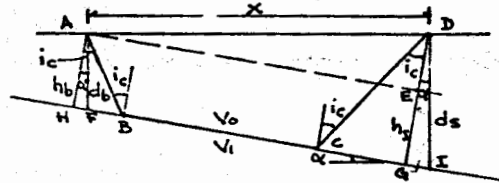
De hecho es necesario realizar dos de terminaciones de campo una produciendo un impacto en el extremo del tendido de detectores, y otro desde el otro extremo conservando los detectores en su misma posición.



La información obtenida se vaciará en la misma gráfica, lo que permitirá analizar simultáneamente todos los datos.

Para el caso de capas acuñadas es necesario establecer dos ecuaciones simultáneas para una misma distancia superficial de observación.

Para establecerlas tenemos como referencia el siguiente diagrama



$$T_b = \frac{AB}{V_o} + \frac{BC}{V_i} + \frac{CD}{V_o} = \frac{AB}{V_o} + \frac{AE - HB - CG}{V_i} + \frac{CD}{V_o}$$

En el triángulo AHB

$$\cos i_c = \frac{h_b}{AB} ; AB = \frac{h_b}{\cos i_c} ; \tan i_c = \frac{HB}{h_b} ; HB = h_b \tan i_c$$

En el triángulo AED

$$\cos \alpha = \frac{AE}{x} ; AE = x \cos \alpha$$

$$\sen \alpha = \frac{ED}{x} ; ED = x \sen \alpha$$



En el triángulo CGD

$$\overline{CD} = \overline{GE} + \overline{ED} \text{ y } \overline{GE} = h_b$$

$$\tan i_c = \frac{\overline{CG}}{\overline{CD}} ; \overline{CG} = \overline{CD} \tan i_c = (\overline{GE} + \overline{ED}) \tan i_c = (h_b + \text{sen}\alpha) \tan i_c$$

$$\cos i_c = \frac{\overline{GD}}{\overline{CD}} ; \overline{CD} = \frac{\overline{GD}}{\cos i_c} = \frac{hb + x \text{ sen}\alpha}{\cos i_c}$$

substituyendo

$$T_b = \frac{2h_b}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \cos\alpha - hb \tan i_c - (hb + \text{sen}\alpha) \tan i_c}{V_1} + \frac{h_b + \text{sen}\alpha}{V_0 \cos i_c}$$

Agrupando términos

$$T_b = \frac{2h_b}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \text{ sen}\alpha}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \cos\alpha}{V_1} - \frac{2h_b \tan i_c}{V_1} - \frac{x \text{ sen}\alpha \tan i_c}{V_1}$$

$$\text{pero: } V_1 = \frac{V_0}{\text{sen } i_c} ; \tan i_c = \frac{\text{sen } i_c}{\cos i_c}$$

$$T_b = \frac{2h_b}{\cos i_c} + \frac{x \text{ sen}}{\cos i_c} + \frac{x \cos \text{ sen } i_c}{V} - \frac{2h_b \text{ drn } i_c}{V \cos i_c} - \frac{x \text{ sen } \text{ sen } i_c}{\cos i_c}$$

$$T_b = \frac{2h_b}{V_0 \cos i_c} (1 - \text{sen}^2 i_c) + \frac{x}{V_0} (\cos\alpha \text{ sen } i_c + \frac{\text{sen}\alpha}{\cos i_c} - \frac{\text{sen}\alpha \text{ sen}^2 i_c}{\cos i_c})$$

$$T_b = \frac{2h_b \cos i_c}{V_0} + \frac{x}{V_0} \left[ \cos\alpha \text{ sen } i_c + \frac{\text{sen}\alpha}{\cos i_c} (1 - \text{sen}^2 i_c) \right]$$

$$T_b = \frac{2h_b \cos i_c}{V_0} + \frac{x}{V_0} (\cos\alpha \text{ sen } i_c + \text{sen}\alpha \cos i_c)$$

$$T_b = \frac{2h_b \cos i_c}{V_0} + \frac{x}{V_0} \text{ sen } (i_c + \alpha)$$

$$T_b = \frac{x \text{ sen } (i_c + \alpha)}{V_0} + \frac{2h_b \cos i_c}{V_0}$$

Se puede expresar en función de V

$$T_b = \frac{x}{V_1} \frac{\text{sen}(i_c + \alpha)}{\text{sen } i_c} + \frac{2h_b \cos i_c}{V_0}$$

Si se analiza el tiempo de trayectoria pendiente arriba

$$T_s = \frac{\overline{CD}}{V_0} + \frac{\overline{BC}}{V_1} + \frac{\overline{BA}}{V_0}$$

y en función de  $h_s$ :  $T_s = \frac{h_s}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha - h_s \tan i_c - (h_s - x \text{sen} \alpha) \tan i_c}{V_1} + \frac{h_s - x \text{sen} \alpha}{V_0 \cos i_c}$

$$T_s = \frac{2h_s}{V_0 \cos i_c} - \frac{x \text{sen} \alpha}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha}{V_1} - \frac{2h_s \tan i_c}{V_1} + \frac{x \text{sen} \alpha \tan i_c}{V_1}$$

$$T_s = \frac{2h_s}{V_0 \cos i_c} - \frac{x \text{sen} \alpha}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha \text{sen } i_c}{V_0} - \frac{2h_s \text{sen } i_c}{V_0 \cos i_c} + \frac{x \text{sen} \alpha \text{sen}^2 i_c}{V_0 \cos i_c}$$

$$T_s = \frac{2h_s}{V_0 \cos i_c} (1 - \text{sen}^2 i_c) + \frac{x}{V_0} \left( \cos \alpha \text{sen } i_c - \frac{\text{sen} \alpha}{\cos i_c} + \frac{\text{sen} \alpha \text{sen}^2 i_c}{\cos i_c} \right)$$

$$T_s = \frac{2h_s \cos i_c}{V_0} + \frac{x}{V_0} (\cos \alpha \text{sen } i_c - \text{sen} \alpha \cos i_c)$$

$$T_s = \frac{2h_s \cos i_c}{V_0} + \frac{x}{V_0} \text{sen}(i_c - \alpha)$$

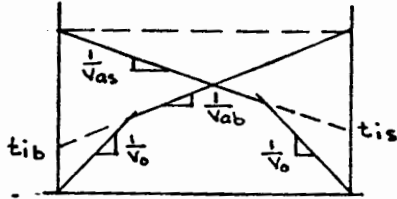
Ordenando términos

$$T_s = \frac{x}{V_0} \text{sen}(i_c - \alpha) + \frac{2h_s \cos i_c}{V_0}$$

$\delta$  en término de  $V_1$

$$T_s = \frac{x}{V_1} \frac{\text{sen}(i_c - \alpha)}{\text{sen } i_c} + \frac{2h_s \cos i_c}{V_0}$$

Las dos ecuaciones corresponden a líneas rectas



En el caso que se produzcan impactos en los extremos de un -- tendido las trayectorias pendiente abajo y pendiente arriba son iguales recibiendo el nombre de trayectorias extremas.

Las gráficas tiempo-distancia mostrarán que las rectas que corresponden a las trayectorias directas son simétricas, suponiendo que la velocidad no ha variado.

Las rectas que representan las ondas refractadas tienen pendientes que corresponden al inverso de velocidades aparentes puesto que el término en  $x$  no indica a la velocidad  $V_1$  sola.

$$T_b = \frac{\text{sen}(i_c + \alpha)}{V_0} x + \frac{2h_b \cos i_c}{V_0}$$

$$T_s = \frac{\text{sen}(i_c - \alpha)}{V_0} x + \frac{2h_s \cos i_c}{V_0}$$

que en función de la ecuación de una línea recta serían:

$$T_b = \frac{x}{V_{ab}} + \frac{2h_b \cos i_c}{V_0}$$

$$T_s = \frac{x}{V_{as}} + \frac{2h_s \cos i_c}{V_0}$$

en donde  $V_{ab}$  y  $V_{as}$  son las velocidades aparentes de bajada y de subida, respectivamente.

Por lo que:

$$V_{ab} = \frac{V_o}{\text{sen}(i_c + \alpha)} = \frac{V_i \text{sen } i_c}{\text{sen}(i_c + \alpha)}$$

$$V_{as} = \frac{V_o}{\text{sen}(i_c - \alpha)} = \frac{V_i \text{sen } i_c}{\text{sen}(i_c - \alpha)}$$

Estas ecuaciones pueden manejarse en forma simultánea para determinar los valores de

$$\text{sen}(i_c + \alpha) = \frac{V_o}{V_{ab}} ; \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{ab}} = i_c + \alpha$$

$$\text{sen}(i_c - \alpha) = \frac{V_o}{V_{as}} ; \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{as}} = i_c - \alpha$$

Sumando miembro a miembro:  $\text{ang sen } \frac{V_o}{V_{ab}} + \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{as}} = 2 i_c$

$$i_c = \frac{1}{2} (\text{ang sen } \frac{V_o}{V_{ab}} + \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{as}})$$

Restando miembro a miembro

$$\text{ang sen } \frac{V_o}{V_{ab}} - \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{as}} = 2 \alpha$$

$$\alpha = \frac{1}{2} (\text{ang sen } \frac{V_o}{V_{ab}} - \text{ang sen } \frac{V_o}{V_{as}})$$

Determinados  $i_c, \alpha$ , se puede calcular la velocidad verdadera del segundo medio a partir de las velocidades aparentes.

$$V_i = \frac{V_{ab} \text{sen}(i_c + \alpha)}{\text{sen } i_c} = \frac{V_{as} \text{sen}(i_c - \alpha)}{\text{sen } i_c}$$

La velocidad  $V_i$  es un valor intermedio entre las velocidades aparentes y no el promedio

De las ecuaciones anteriores tenemos:

al dar  $v_{ab}$  y  $v_{as}$  se obtiene  $v_i$

$$\begin{aligned} \text{sen}(i_c + \alpha) &= \frac{V_o}{V_{ab}} \\ \text{sen}(i_c - \alpha) &= \frac{V_o}{V_{as}} \end{aligned}$$

desarrollando

$$\text{sen } i_c \cos \alpha + \text{sen } \alpha \cos i_c = \frac{V_o}{V_{ab}}$$

$$\text{sen } i_c \cos \alpha - \text{sen } \alpha \cos i_c = \frac{V_o}{V_{as}}$$

sumando miembro a miembro

$$\begin{aligned} 2 \text{sen } i_c \cos \alpha &= \frac{V_o}{V_{ab}} + \frac{V_o}{V_{as}} = V_o \left( \frac{1}{V_{ab}} + \frac{1}{V_{as}} \right) \\ 2 \text{sen } i_c \cos \alpha &= V_o \left( \frac{V_{as} + V_{ab}}{V_{ab} V_{as}} \right) \end{aligned}$$

despejando

$$\text{sen } i_c = \frac{V_o}{2 \cos \alpha} \left( \frac{V_{as} + V_{ab}}{V_{ab} V_{as}} \right)$$

pero:

$$V_i = \frac{V_o}{\text{sen } i_c}$$

$$V_i = \frac{2 \cos \alpha V_{ab} V_{as}}{V_{as} + V_{ab}}$$

Dos valores importantes que se obtienen en las prolongaciones de las gráficas tiempo-distancia, son las ordenadas al origen de las gráficas de las trayectorias refractadas, y que corresponden a los términos independientes de las ecuaciones del tiempo en la trayectoria.

$$t_{ib} = \frac{2hb \cos i_c}{V_o}$$

$$t_{is} = \frac{2hs \cos i_c}{V_o}$$

Por lo que:

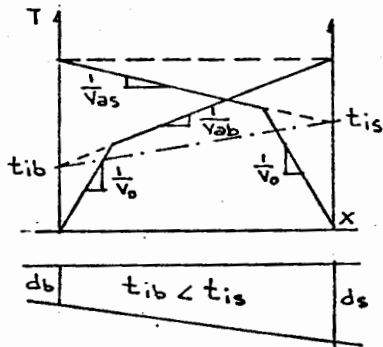
$$h_b = \frac{t_{ib} V_o}{2 \cos i_c}; \quad h_s = \frac{t_{is} V_o}{2 \cos i_c}$$

y las profundidades (verticales) bajo los puntos de impacto de los extremos

$$\rightarrow d_b = \frac{h_b}{\cos \alpha} = \frac{t_{ib} V_o}{2 \cos \alpha \cos i_c}$$

$$\rightarrow d_s = \frac{h_s}{\cos \alpha} = \frac{t_{is} V_o}{2 \cos \alpha \cos i_c}$$

Las ecuaciones indicadas anteriormente pueden parecer complicadas y difíciles de recordar, sin embargo, en la práctica es más sencillo de lo que parece, sólo hay que seguir un orden de análisis de la gráfica tiempo distancia.



1º Obtener las pendientes de las gráficas, para determinar: --  $V_o$ ,  $V_{as}$  y  $V_{ab}$ .

Para distinguir  $V_{as}$  de  $V_{ab}$  obsérvese los tiempos de intercepción, los cuales son proporcionales a la profundidad, por lo que menor tiempo de intercepción significa menor profundidad, mayor tiempo, mayor profundidad, lo que indica hacia donde buza la capa.

2º Calcular las relaciones  $\frac{V_o}{V_{as}}$  y  $\frac{V_o}{V_{ab}}$

y determinar:

$$\text{ang } \text{sen } \frac{V_o}{V_{as}} = \theta_1 ; \text{ ang } \text{sen } \frac{V_o}{V_{ab}} = \theta_2$$

$$\frac{1}{2} (\theta_2 + \theta_1) = i_c$$

$$\frac{1}{2} (\theta_2 - \theta_1) = \alpha$$

Normalmente  $i_c > \alpha$ , por lo que no se preocupe si no pudo identi-

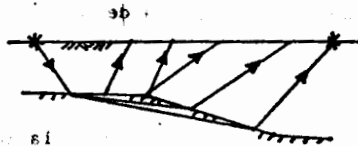
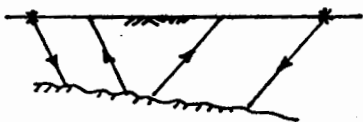
car  $V_{as}$  y  $V_{ab}$

Tome la mitad de la suma y tendrá  $i_c$

Tome la mitad de la diferencia y tendrá  $\alpha$

Para determinar hacia donde buza la capa, observe los tiempos de intercepción.

¡Una observación importante! el echado calculado corresponde al valor promedio. Los contactos entre capas no son planos perfectos, frecuentemente son rugosos e inclusive puede existir cambios de echado entre los dos puntos de impacto extremos, lo que va a influir en los tiempos de trayectoria. Estos casos se discutirán más adelante.



3.- Calcular la velocidad  $V$  verdadera, con cualquiera de las ecuaciones anteriores, y si no las recuerda, no se olvide que:

$$\text{sen } i_c = \frac{V_o}{V_i} \quad \therefore \quad V_i = \frac{V_o}{\text{sen } i_c}$$



4.- Calcular la distancia perpendicular al contacto a partir del -- punto de impacto, en los dos extremos, utilizando los tiempos de in -- tercepción con las ecuaciones correspondientes.

5.- Calcular la profundidad vertical con las ecuaciones correspon -- dientes.

6.- Construya al perfil calculado inmediatamente abajo de la gráfi -- ca tiempo-distancia y proceda a detallarla e interpretarla.

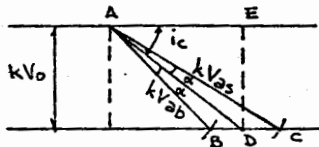
La técnica de la refracción tiene la singularidad que simultáneamen -- te que se está calculando se están interpretando, y siempre debe ma -- nejarse la gráfica con el perfil sísmológico.

Aunque en la actualidad existen programas de computadoras para rea -- lizar los cálculos, la construcción detallada del perfil debe hacer -- se tomando como referencia la gráfica tiempo-distancia y la mente -- "observa" mayores detalles que el frío programa mecánico de la com -- putadora.

Utilice la computadora como una herramienta, pero no permita que -- substituya a sus conocimientos y experiencia y su poder de interpre -- tación.

Cuando no se disponía de las computadoras, todo el cálculo se hacía a mano (a lápiz y tablas), la refracción se empezó a utilizar con -- éxito en la localización de domos salinos alrededor del año de -- 1920 por Mintrop y se desarrollaron métodos gráficos para constru -- r los perfiles a partir de la información de la gráfica tiempo-dis -- tancia.

Un método gráfico que permite calcular  $\alpha$ ,  $i_c$  y  $V_1$  es el siguiente



Se trazan dos líneas paralelas se -- paradas una distancia proporcio -- nal a  $V_0$ .

Se elige un punto de referencia en una de las líneas.

Haciendo centro en A, se trazan dos arcos que corresponden proporcionalmente a  $V_{as}$  y  $V_{ab}$  y que corten la línea paralela. Se unen por medio de líneas, los puntos de corte con el punto A

Se traza la bisectriz de las dos líneas en el punto A.

La longitud de la bisectriz de  $\overline{AD}$  es proporcional a  $V_0$

El ángulo de la bisectriz con respecto al punto D corresponde al ángulo crítico  $i_c$

Los ángulos a ambos lados de la bisectriz corresponden al ángulo  $\alpha$

Comprobemos:  $\text{sen } i_c = \frac{ED}{AD} = \frac{kV_0}{kV_1} \therefore kV_1 = \frac{kV_0}{\text{sen } i_c}$

$\therefore \angle EAD = \frac{1}{2} (\angle EAC + \angle EAB)$

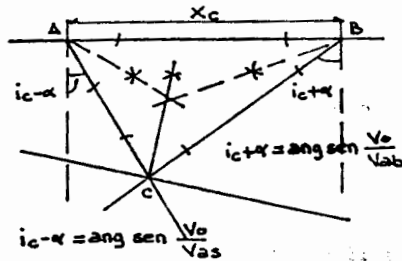
$\angle EAC = \text{ang sen } \frac{kV_0}{kV_{as}} ; \angle EAB = \text{ang sen } \frac{kV_0}{kV_{ab}}$

$\therefore \angle EAD = \frac{1}{2} (\text{ang sen } \frac{V_0}{V_{as}} + \text{ang sen } \frac{V_0}{V_{ab}}) = i_c$

$\therefore \angle CAD = \frac{1}{2} (\angle EAC - \angle EAB)$

$\therefore \angle CAD = \frac{1}{2} (\text{ang sen } \frac{V_0}{V_{as}} - \text{ang sen } \frac{V_0}{V_{ab}}) = \alpha$

Para determinar el perfil y la profundidad se puede proceder de la forma siguiente, a partir de la distancia crítica.



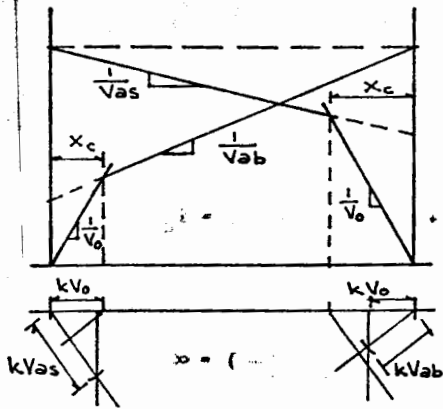
Sobre la línea de la superficie, se traza a escala la distancia crítica, y en sus extremos se bajan verticales.

Haciendo centro en el punto de impacto se traza el ángulo  $i_c - \alpha$  y se prolonga la línea.

En el extremo de la distancia crítica se traza una línea con un ángulo  $i_c + \alpha$ , hasta cortar la otra línea. Se forma un triángulo ABC.

Se bisectan los ángulos internos del triángulo y en el cruce de las bisectrices pasa la capa, delineándose al contacto como la línea perpendicular a la bisectriz y que parte de C

Una forma práctica de elegir los ángulos y trazar correctamente las líneas, es la siguiente:



A partir del punto de impacto se traza la distancia  $X_c$ .

A partir del punto de impacto se traza una distancia proporcional a  $V_0$ , y se baja una vertical, haciendo centro en el punto de impacto se traza un arco, proporcional a la velocidad aparente de la recta que corta la ordenada en el punto de impacto, hasta cruzar la línea vertical. Uniendo el punto de impacto con el punto de corte se obtiene la dirección de la rama izquierda del triángulo.

En el otro extremo del tendido se traza una distancia proporcional a  $V_0$  hacia la izquierda, y a partir de este punto se traza una línea vertical.

Haciendo centro en el punto de impacto de la derecha, se traza un arco proporcional a la velocidad aparente de la gráfica que corta el eje de las ordenadas, hasta cortar la línea vertical que baja de la distancia proporcional a  $V_0$ .

Uniendo el punto de cruce de estas líneas con el punto de impacto se obtiene la dirección de la rama derecha del triángulo.

Se lleva paralelamente esta dirección hasta el extremo de la distancia crítica, completando el triángulo, procediéndose a bisectar los ángulos internos.

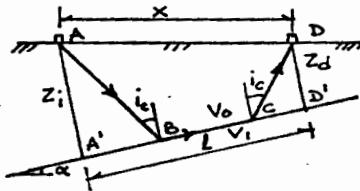
Se puede construir el triángulo en el lado derecho del tendido, tomando la distancia crítica que se tiene en la parte derecha de la gráfica, trazando en su extremo izquierdo la dirección que se obtuvo en el lado izquierdo del primer triángulo construído.

Se puede obtener el perfil del contacto en los dos extremos, que -- proporcionarán el mismo echado, sin embargo no necesariamente coincidirán los dos trazos.

No debe olvidarse que el perfil obtenido corresponde a valores promedio, y que debe ajustarse obteniendo las profundidades individuales para cada detector.

**SOBRETIEMPO (DELAY TIME)**

Se define como el tiempo adicional que utilizará la onda para propagarse en un sentido, con respecto al que requeriría si se moviera a la velocidad más alta en la proyección del segmento sobre el contacto de los dos medios.



En el detector:

$$\Delta T_d = \frac{CD}{V_0} - \frac{CD'}{V_1}$$

$$\cos i_c = \frac{Z_d}{CD} ; CD = \frac{Z_d}{\cos i_c}$$

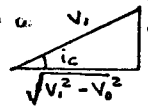
$$\tan i_c = \frac{CD'}{Z_d} ; CD' = Z_d \tan i_c$$

$$\Delta T_d = \frac{Z_d}{V_0 \cos i_c} - \frac{Z_d \tan i_c}{V_1} = \frac{Z_d}{V_0 \cos i_c} - \frac{Z_d \sin^2 i_c}{V_0 \cos i_c}$$

$$\Delta T_d = \frac{Z_d}{V_0 \cos i_c} (1 - \sin^2 i_c) = \frac{Z_d \cos i_c}{V_0}$$

$$\Delta T_d = \frac{Z_d \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

$$\therefore Z_d = \frac{V_0 V_1 \Delta T_d}{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}$$



En el punto de impacto

$$\Delta T_i = \frac{\overline{AB}}{V_0} - \frac{\overline{A'B}}{V_1} \quad ; \quad \cos i_c = \frac{Z_i}{\overline{AB}} \quad ; \quad \overline{AB} = \frac{Z_i}{\cos i_c}$$

$$\Delta T_i = \frac{Z_i}{V_0 \cos i_c} - \frac{Z_i \tan i_c}{V_1} \quad ; \quad \tan i_c = \frac{\overline{A'B}}{Z_i} \quad ; \quad \overline{A'B} = Z_i \tan i_c$$

$$\Delta T_i = \frac{Z_i}{V_0 \cos i_c} (1 - \sin^2 i_c) = \frac{Z_i \cos i_c}{V_0} = \frac{Z_i \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

Por definición, el sobretiempo total desde el punto de impacto hasta el detector

$$\Delta T_{id} = T_t - \frac{l}{V_1}$$

$T_t$  = tiempo total de trayectoria

$$\Delta T_{id} = \Delta T_i + \Delta T_d$$

$\frac{l}{V_1}$  = tiempo equivalente en el contacto

$$\Delta T_i + \Delta T_d = T_t - \frac{l}{V_1}$$

$$l = x \cos \alpha$$

$$\Delta T_d = T_t - \frac{l}{V_1}$$

$$\Delta T_i = T_t - \frac{x \cos \alpha}{V_1} = \frac{Z_i \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}$$

Cuando se dispone de datos en los dos sentidos, la aplicación del concepto de sobretiempos puede utilizarse para determinar la profundidad bajo cada uno de los detectores.

$$T_{DA} = \Delta T_{iA} + \Delta T_{dA} + \frac{x}{v_1}$$

$$T_{DG} = \Delta T_{iG} + \Delta T_{dG} + \frac{l-x}{v_1}$$

se supone que:

$$\Delta T_{dA} = \Delta T_{dG} = \Delta T_d$$

$$T_{DA} + T_{DG} = \Delta T_{iA} + \Delta T_{iG} + 2\Delta T_d + \frac{l}{v_1}$$

puede considerarse también:

$$T_t = \Delta T_{iA} + \Delta T_{iG} + \frac{l}{v_1}$$

por lo que:

$$T_{DA} + T_{DG} = T_t + 2\Delta T_d$$

$$\Delta T_d = \frac{(T_{DA} + T_{DG}) - T_t}{2}$$

y recordando que:

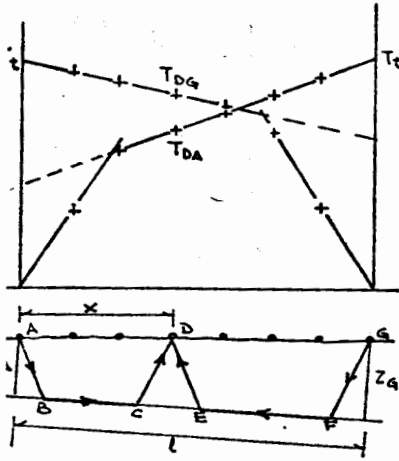
$$z_d = \frac{v_0 v_1 \Delta T_d}{\sqrt{v_1^2 - v_0^2}}$$

$$z_d = \frac{v_0 v_1 (T_{DA} + T_{DG} - T_t)}{2 \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}$$

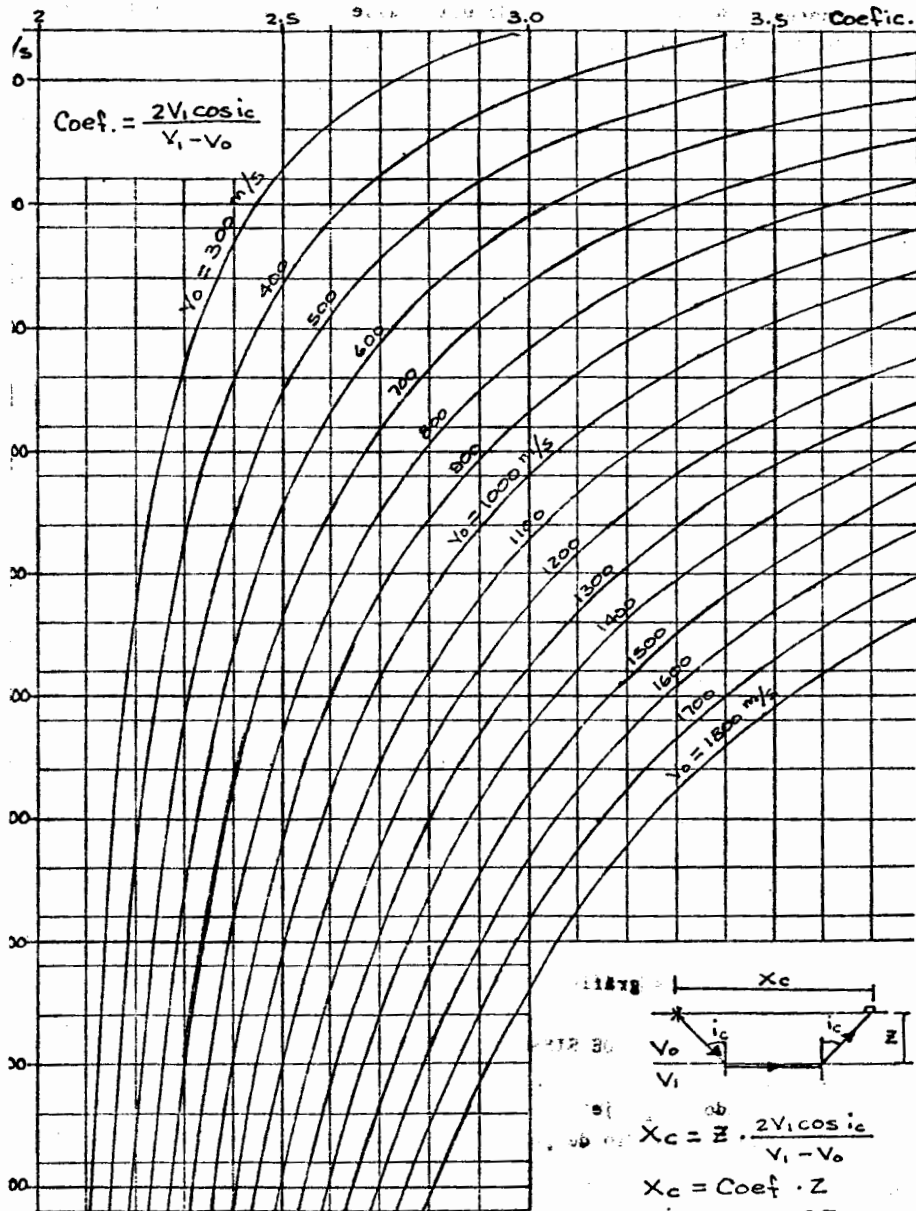
Este cálculo sólo puede realizarse en la parte que existe traslape de las dos gráficas que corresponden al mismo contacto.

#### TECNICAS DE CAMPO DE SISMOLOGIA DE REFRACCION.

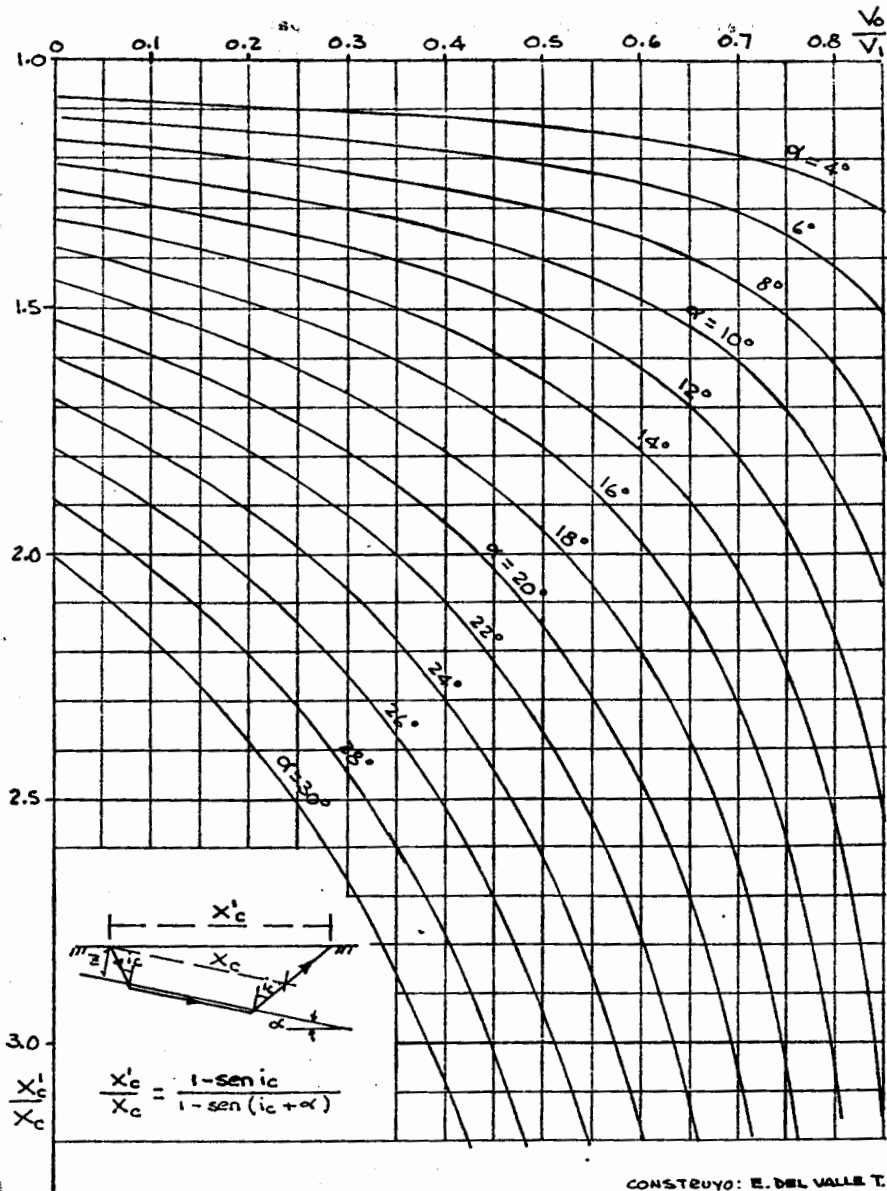
Dependiendo del objetivo de la exploración se puede hacer la observación por medio de perfiles o determinar la distribución horizontal.



DISTANCIA CRITICA POR METRO DE PROFUNDIDAD EN CAPAS PARALELAS



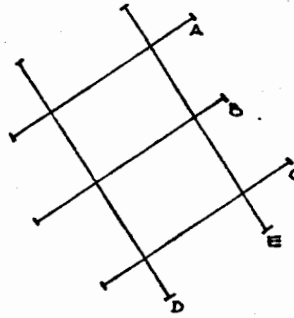
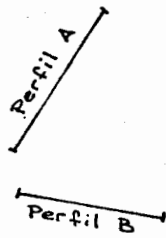
INCREMENTO DE LA DISTANCIA CRITICA POR EFECTO DEL ECHADO



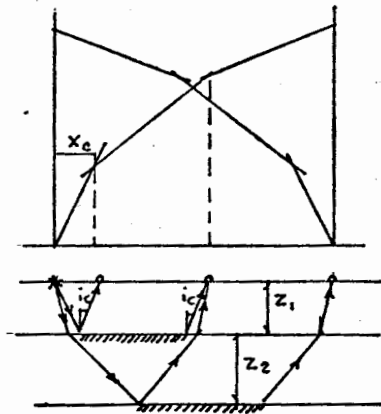
CONSTRUYO: E. DEL VALLE T.



Cuando el objetivo está relacionado con capas estratificadas lo más conveniente es observar perfiles, los cuales pueden ser individuales o formando una malla con lo cual se puede obtener la profundidad de las capas en una distribución horizontal.



Si se desea conocer la profundidad de las capas sin ser necesario controlar su continuidad, especialmente de las capas superficiales, se pueden observar perfiles sencillos con longitudes fijas entre los puntos extremos del tendido de detectores. Tomando en consideración que las señales refractadas en cada una de las capas está en función de la distancia, las capas superficiales sólo podrán ser detectadas a distancias cortas de los puntos de impacto, y conforme aumente la distancia se detectará información que permite determinar la posición de las capas más profundas.



Para establecer la continuidad se estimará por correlación.

Debe recordarse que la distancia crítica depende de la profundidad de la capa, por lo que existe una distancia mínima y máxima para detectarla, y si la distancia aumenta se detectarán capas profundas, es decir, para poder detectar cada capa se requiere un tendido de longitud preestablecida, por lo que si se quiere obtener un perfil continuo de cada una de las capas, los puntos de impacto deberán quedar situados a distancias fijas que aseguren la detección continua de cada capa.

En la técnica de perfil continuo se acostumbra colocar los puntos de impacto a distancias múltiples de la correspondiente a la primera capa, de manera que un tendido controle la primera capa, dos tendidos controlen la segunda capa, tres tendidos la tercera capa, y así sucesivamente.

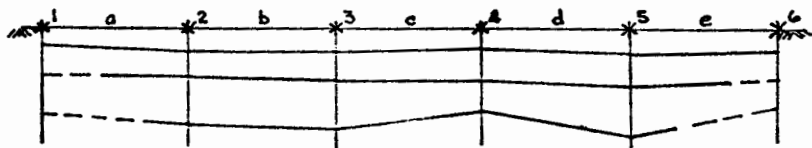
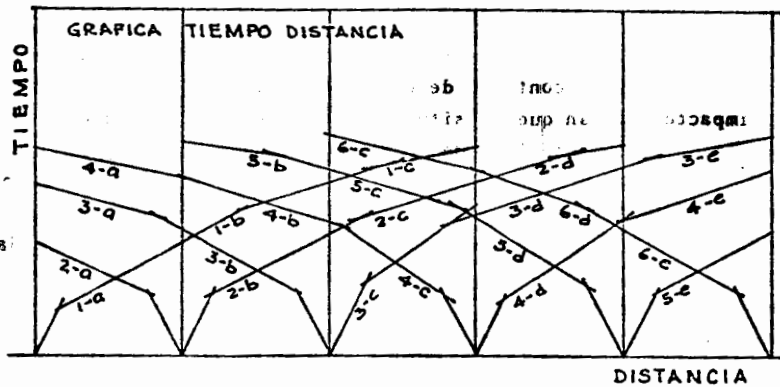
En esta técnica debe llevarse un orden muy riguroso en la colocación de los tendidos de sismodetectores y en la generación de la energía en cada uno de los puntos de impacto, obteniéndose sismogramas que proporcionan información parcial, que al compilarse e integrarse en la gráfica tiempo-distancia (domocrona) permite analizar la información agrupándola, y seleccionándola para determinar las características de cada una de las capas.

Debe tomarse en cuenta que a medida que aumenta el número de capas y sus cambios de echado, se hace más difícil y complejo el análisis de las gráficas, por lo que en algunos casos en los que sólo interesa alguna capa profunda, se pueden manejar varias capas como un solo paquete, utilizando el valor de la velocidad promedio.

Si no se tiene el suficiente control de todas las capas, la profundidad determinada puede ser poco aproximada, sin embargo, si se cuenta con algún punto de control o de referencia, se pueden hacer ajustes que proporcionan un perfil más confiable.

Cuando el objetivo corresponde a un cuerpo intrusivo, puede utilizarse una técnica que identifique su distribución horizontal conocida como "abanicos".

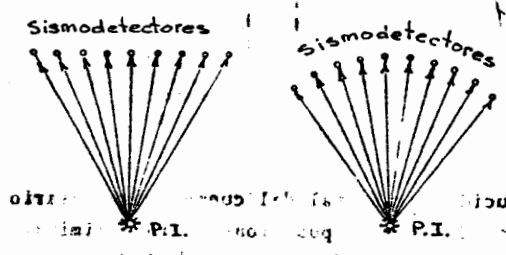
TECNICA DE PERFIL CONTINUO



ORDEN DE OBSERVACION

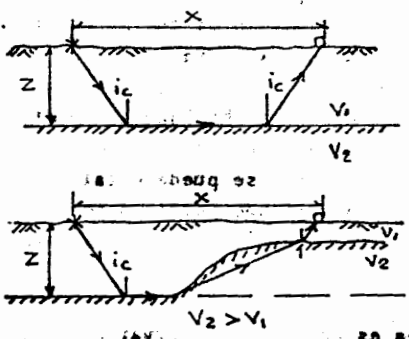
Tendido de sismodetector	Punto de impacto	Tramo de registro	Tendido de sismodetector	Punto de impacto	Tramo de registro
a	1	1-a	d	4	4-d
a	2	2-a	d	2	2-d
a	3	3-a	d	3	3-d
a	4	4-a	d	5	5-d
b	2	2-b	d	6	6-d
b	1	1-b	e	5	5-e
b	3	3-b	e	3	3-e
b	4	4-b	e	4	4-e
b	5	5-b	e	6	6-e
c	3	3-c			
c	2	2-c			
c	4	4-c			
c	1	1-c			
c	6	6-c			
c	5	5-c			

En esta técnica el punto de impacto no se encuentra en línea con los sismodetectores sino desplazado con respecto a ellos. Los sismodetectores pueden colocarse en línea o en un arco a la misma distancia del punto de impacto.



Se requiere un levantamiento topográfico preciso que ubique perfectamente la posición de los sismodetectores con respecto al punto de impacto.

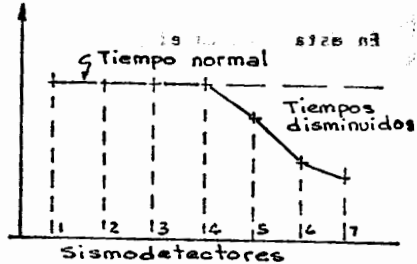
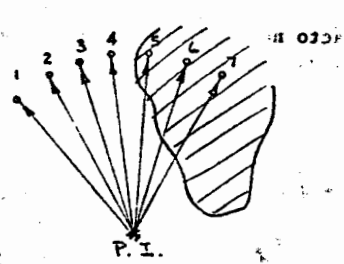
Se analizan en forma individual las trayectorias a cada uno de los sismodetectores.



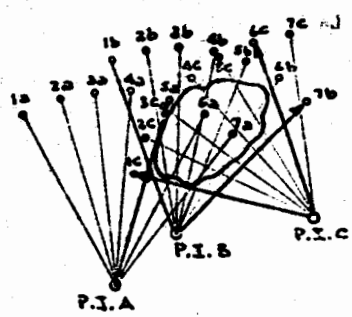
Las trayectorias que no atraviesan el cuerpo intrusionado, tendrán un tiempo que depende de la distancia y de la profundidad de la capa.

Las trayectorias que se propaguen en el cuerpo intrusionado, sufren una disminución en el tiempo que es proporcional a la distancia recorrida dentro del cuerpo

Cuanto mayor sea la distancia recorrida dentro del cuerpo menor será el tiempo de la trayectoria, y si se conocen las velocidades de los medios se puede calcular la extensión.



Para localizar la distribución horizontal del cuerpo, es necesario observar varios abanicos en diferentes posiciones para delimitar el área donde la variación del tiempo de trayectoria indique la posibilidad de la existencia de una intrusión.

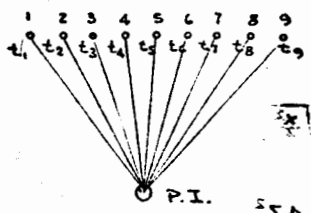


La variación del tiempo de la trayectoria puede ser un incremento o una disminución, dependiendo si la velocidad en el cuerpo disminuye o aumenta.

Cuando se ha localizado el área donde se encuentra el cuerpo, se puede detallar observando perfiles sobre el cuerpo, convenientemente orientados.

Al iniciar la exploración del área es costumbre observar algunos perfiles para determinar las velocidades características de los medios.

Colocar los simodetectores a distancias iguales con respecto al punto de impacto puede resultar difícil, por lo que puede colocarse en línea, pero es necesario calcular el tiempo normal para cada longitud

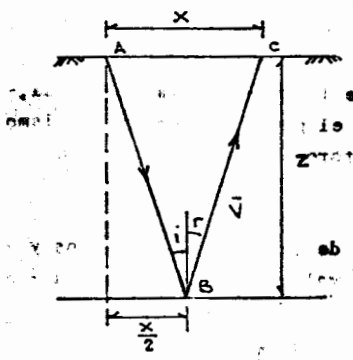


de trayectoria, para poder determinar las variaciones de tiempos de trayectoria.

**SISMOLOGIA DE REFLEXION**

La tecnica de reflexión se basa en la primera ley de Snell que establece :  $\text{sen } i = \text{sen } r$

Cuando un frente de onda llega a un contacto entre dos capas de diferente velocidad, parte de la energía es reflejada propagándose en el medio incidente, este fenómeno tiene lugar en cualquier contacto si se cumple con la condición de que exista un contraste de velocidades.



En el caso de la exploración sísmológica, si se genera un movimiento sísmico en el punto A en la superficie, una de las múltiples trayectorias llegará al punto B, generándose una onda reflejada con un ángulo r, igual al incidente i, se propagará hacia la superficie para ser detectada en el punto C por un sismodetector colocado a la distancia X del punto de impacto.

El tiempo total de la trayectoria queda definido por :

$$T = t_{AB} + t_{BC} = \frac{AB + BC}{V}$$

en donde V es la velocidad promedio de propagación entre la superficie y la profundidad Z.

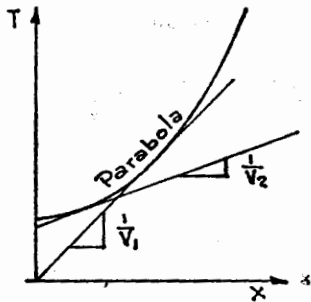
En el caso de capas paralelas  $\overline{AB} = \overline{BC}$

por lo que:  $T = 2t_{AB} = \frac{2\overline{AB}}{V}$   
 $\overline{AB} = \sqrt{\frac{x^2}{4} + z^2}$  ;  $T = \frac{2\sqrt{\frac{x^2}{4} + z^2}}{V}$

$T^2 = \frac{4(\frac{x^2}{4} + z^2)}{V^2}$  ;  $T^2 V^2 = x^2 + 4z^2$

$z^2 = \frac{1}{4}(T^2 V^2 - x^2)$   $z = \frac{1}{2}(T^2 V^2 - x^2)^{1/2}$

Como podrá observarse en la ecuación, si se grafican valores de tiempo vs distancia, el resultado será una parábola tangente a las líneas que representan las velocidades de los dos medios contrastantes.



Lo anterior representa una gran dificultad para determinar las velocidades de propagación a partir de la información de campo, que consiste en obtener el tiempo total de la trayectoria reflejada, desde el punto de impacto a sismodetectores colocados a distancias previamente seleccionadas.

No obstante lo anterior, si en lugar de graficar los tiempos y distancias sencillos se utilizan los valores al cuadrado, la gráfica que se obtiene es una línea recta.

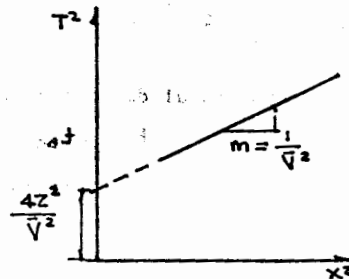
$T^2 = \frac{x^2 + 4z^2}{V^2}$

$T^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4z^2}{V^2}$

si  $T^2 = y$  ;  $x^2 = x$

$y = \frac{x}{V^2} + \frac{4z^2}{V^2}$

$y = mx + b$   $\therefore m = \frac{1}{V^2}$



La ecuación  $T^2 = \frac{x^2 + 4z^2}{v^2}$  se cumple para cualquier número de -

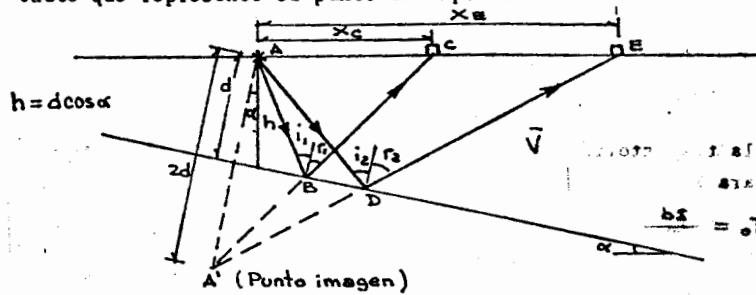
capas, pero en la practica resulta complicado ya que para disponer del número suficiente de puntos que definan adecuadamente la recta, se requieren tiempos medidos a distancias muy grandes, porque para la técnica de reflexión resultan inconvenientes, porque se trabaja con trayectorias muy inclinadas que pueden ser afectadas por cambios de velocidad, además que no se puede asegurar que el contacto sea plano.

Cuando las capas tienen echado con respecto a la superficie, los tiempos de trayectoria no pueden correlacionarse directamente con la profundidad, porque la distancia recorrida por la onda aumentará o disminuirá según se propague pendiente hacia abajo o hacia arriba, y en función de la distancia superficial a la que se encuentre el sismodetector con respecto al punto de impacto.

Debe tomarse en cuenta que los ángulos de incidencia y de reflexión se miden con respecto a la normal a la capa inclinada, por lo que el ángulo de echado va a influir en la distancia de las trayectorias y en la profundidad.

El ángulo de echado de la capa significa una incógnita adicional por lo que para poder resolver éste caso es necesario medir los tiempos totales de trayectoria en dos sismodetectores.

La representación geométrica del caso de una capa inclinada, puede simplificarse utilizando el concepto del punto imagen, que consiste en situar un punto virtual simétrico al plano del contacto que represente el punto de impacto.





$$T_{AC} = T_{AB} + T_{BC} = \frac{1}{V} (\overline{AB} + \overline{BC})$$

$$\overline{AB} = \overline{A'B} \quad \therefore \overline{AB} + \overline{BC} = \overline{A'C} \quad \text{y} \quad T_{AC} = \frac{\overline{A'C}}{V}$$

por la ley de los cosenos:

$$\overline{A'C} = [4d^2 + x_c^2 - 2(2d)x_c \cos(90^\circ + \alpha)]^{1/2}$$

$$T_c^2 \overline{V}^2 = 4d^2 + x_c^2 + 4d x_c \operatorname{sen} \alpha \quad \dots \dots \dots (1)$$

en forma similar para la trayectoria T<sub>E</sub>

$$T_E^2 \overline{V}^2 = 4d^2 + x_E^2 + 4d x_E \operatorname{sen} \alpha \quad \dots \dots \dots (2)$$

restando la ecuación (1) de la ecuación (2)

$$(T_E^2 - T_c^2) \overline{V}^2 = x_E^2 - x_c^2 + 4d \operatorname{sen} \alpha (x_E - x_c)$$

dividiendo entre 4d(x<sub>E</sub>-x<sub>c</sub>) tendremos:

$$\frac{(T_E^2 - T_c^2) \overline{V}^2}{4d(x_E - x_c)} = \frac{x_E^2 - x_c^2}{4d(x_E - x_c)} + \operatorname{sen} \alpha$$

$$\frac{(T_E^2 - T_c^2) \overline{V}^2}{4d(x_E - x_c)} = \frac{(x_E + x_c)(x_E - x_c)}{4d(x_E - x_c)} + \operatorname{sen} \alpha$$

reduciendo y despejando:

$$\operatorname{sen} \alpha = \frac{(T_E^2 - T_c^2) \overline{V}^2}{4d(x_E - x_c)} - \frac{x_E + x_c}{4d}$$

pero

$$T_E - T_c = \Delta T \quad ; \quad \frac{T_E + T_c}{2} = T_m$$

$$x_E - x_c = \Delta x \quad ; \quad \frac{x_E + x_c}{2} = x_m$$

Para la trayectoria que incide perpendicularmente a la cápsa, o sea para X = 0

$$T_0 = \frac{2d}{V} \quad \therefore \quad d = \frac{\overline{V} T_0}{2}$$

(reemplazando) Δ

si hacemos que  $X_C = 0$  la ecuación quedará reducida a:

$$\text{sen } \alpha = \frac{(T_E - T_0)(T_E + T_0) \bar{V}^2}{\frac{4\sqrt{T_0} X_E}{2}} = \frac{X_E}{\frac{4\sqrt{T_0}}{2}}$$

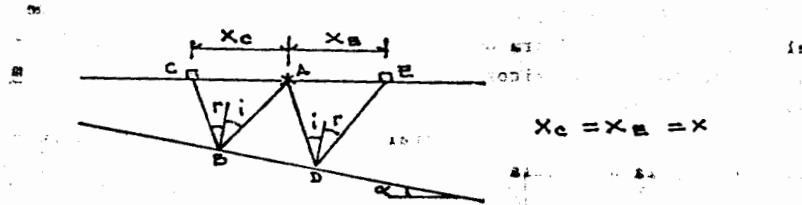
$$\text{sen } \alpha = \frac{(T_E - T_0)(T_E + T_0) \bar{V}}{2 T_0 X_E} = \frac{X_E}{2\sqrt{T_0}}$$

$$\text{sen } \alpha = \frac{\Delta T \cdot T_m \cdot \bar{V}}{T_0 X_E} = \frac{X_E}{2\sqrt{T_0}}$$



Con esta ecuación podrá calcularse el ángulo de echado de la capa, la distancia perpendicular a la capa con el tiempo medido a la distancia  $X=0$ , y la profundidad en función del  $\text{COS } \alpha$

Una forma de simplificar el cálculo del ángulo de echado es colocando los dos simodetectores en forma simétrica con respecto al punto de impacto. En este caso es necesario utilizar un sismodetector adicional a la distancia  $X=0$  para poder calcular  $T_0$

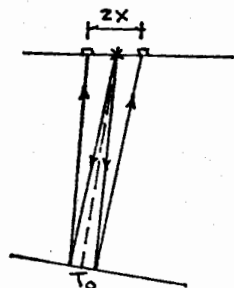


$$\text{sen } \alpha = \frac{(T_E^2 - T_C^2) \bar{V}^2}{4d (X_E - X_C)} = \frac{X_E + X_C}{4d} = \frac{(T_E^2 - T_C^2) \bar{V}^2}{4d (2X_E)}$$

$$\text{sen } \alpha = \frac{(T_E - T_C)(T_E + T_C) \bar{V}^2}{\frac{4\sqrt{T_0}}{2} \cdot 2X_E}$$

$$\text{sen } \alpha = \frac{\Delta T \cdot T_m \cdot \bar{V}}{2 T_0 X_E}$$

Cuando las profundidades son muy grandes con respecto a las distancias en que se encuentran los sismodetectores se tiene:



$$T_0 \doteq T_m$$

$$\text{sen } \alpha = \frac{\Delta T \cdot T_m \cdot \bar{V}}{2 T_0 X_E} = X$$

$$\text{sen } \alpha \doteq \frac{\Delta T \cdot T_0 \cdot \bar{V}_E}{2 T_0 X_E}$$

$$\text{si } X_E = X$$

$$\text{sen } \alpha \doteq \frac{\Delta T \bar{V}}{2X}$$

En cualquiera de los casos anteriores, la velocidad debe considerarse como un dato, que se obtiene por procedimientos diferentes a la operación normal de campo.

En la práctica resulta difícil colocar un sismodetector en el punto de impacto porque interferiría con el sistema de generación de la energía sísmica, además de que se corre el peligro de que el sismodetector pudiera desconectarse, pero si se colocan dos sismodetectores simétricos a unos cuantos metros del punto de impacto, el promedio de los tiempos registrados equivale con bastante aproximación al tiempo total de la trayectoria que se registraría a la distancia  $X=0$ .

De acuerdo a las ecuaciones para determinar el ángulo del echado y la profundidad de la capa, bastaría con obtener los tiempos de trayectoria en dos posiciones y en el punto de impacto, pero en la práctica no resulta conveniente porque sería necesario producir un impacto en cada posición y posteriormente identificar la continuidad de la capa por correlación, lo cual no siempre es posible porque las características de las señales reflejadas al no conservar su amplitud original son muy similares.

En la operación de campo se acostumbra utilizar la energía producida con un impacto para obtener información en varios puntos, lo cual depende del número de canales de amplificación que puede

operar simultáneamente el sismógrafo que se disponga, ya sean --  
12, 24, 48, etc.

Los sismodetectores se colocan en línea con el punto de impacto,  
separados a una distancia previamente seleccionada; al arreglo --  
geométrico del conjunto punto de impacto y sismodetectores se --  
le conoce como "tendido".

Se puede utilizar una gran variedad de tendidos, los que se dise-  
ñan de acuerdo a los objetivos del trabajo y de los elementos de  
que se dispone, ya que en muchos de los casos puede requerirse --  
un tendido muy largo con un número de puntos de detección supe-  
rior al que puede operarse con el sismógrafo, en este caso pue-  
den observarse tendidos parciales a lo largo de la línea repi-  
tiendo los impactos en el mismo punto hasta completar la longi-  
tud de la línea.

En la mayoría de los casos resulta más conveniente utilizar ten-  
didos individuales que se van desplazando a lo largo de la línea,  
generando un impacto en cada posición del tendido, esto permite  
controlar mejor la energía sísmica generada y obtener sismogra-  
mas de calidad más uniforme.

Los diferentes tendidos que se utilizan se derivan de dos arre-  
glos básicos: el tendido lateral y el tendido simétrico.

El tendido lateral consiste en colocar todos los sismodetectores  
alineados a un lado del punto de impacto, con lo que se obtienen  
reflejos de la capa en la porción media adyacente a la proyec-  
ción del punto de impacto, para obtener información de la otra --  
mitad abajo de la longitud cubierta por el tendido es necesario  
producir un impacto en el otro extremo del tendido.

En el caso de que se necesite obtener un perfil continuo del sub-  
suelo, se moverá el tendido a una nueva posición generándose im-  
pactos en los extremos. Esta operación requiere que en cada pun-  
to de impacto se genere dos veces la energía, situación que en --  
el caso de que se utilicen explosivos puede ser un inconveniente  
que debe tomarse en cuenta, por que pueden generarse derrumbes --

en el pozo de tiro o que no pueda ser colocada una nueva carga de explosivo, con lo que quedaría incompleta la observación, lo cual es muy frecuente en suelos poco consolidados, en áreas pantanosas, lagunares y marinas.

Por otro lado es una técnica que permite un avance rápido, ya que la etapa mas lenta de la operación es la colocación y conexión de los sismodetectores, y en este caso se aprovecha la longitud total del tendido.

El tendido simétrico consiste en colocar la mitad de los sismodetectores a cada lado del punto de impacto, obteniéndose señales reflejadas de la capa a los lados de la proyección del punto de impacto, en una longitud total aproximada a la mitad de la longitud que cubre todo el tendido en la superficie.

En este sistema si se requiere obtener un perfil continuo sólo se movera la mitad del tendido, ubicando un nuevo punto de impacto en el centro del tendido, posición que corresponde al extremo del tendido anterior. En el tendido simétrico no es necesario utilizar un punto de impacto, lo que origina que el avance sea más lento y por lo tanto más costoso pero se tiene la ventaja de que en cada impacto se asegura la obtención de la información del subsuelo.

En cada caso en particular deben considerarse las características del terreno para seleccionar el sistema mas adecuado, por ejemplo, en áreas donde se utilicen explosivos y la perforación de los pozos de tiro resulte difícil por la dureza del suelo, y esta asegure que los pozos pueden ser recargados, conviene utilizar el tendido lateral, si por el contrario, las condiciones del suelo sólo permitan utilizar los pozos de tiro una sola vez, es mas aconsejable el uso del tendido simétrico.

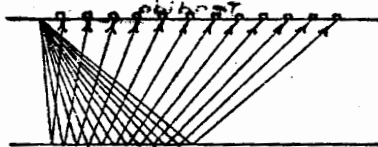
Por sus características, cualquiera que sea el tipo de generación de la energía sísmica, en los trabajos en áreas pantanosas, lacustres y marinas, el tendido simétrico presenta grandes ventajas.

Sin embargo, siempre es aconsejable realizar pruebas experimentales en el área se va a trabajar, colocando varios tipos de tendidos haciendo observaciones simultáneas para determinar cual es el que proporciona la información de mejor calidad.

Aunque se determine al iniciar un trabajo el tendido y características de la operación, durante el desarrollo del estudio es aconsejable realizar pruebas experimentales periódicas porque las condiciones del terreno pueden cambiar y sea necesario hacer ajustes a los tendidos.

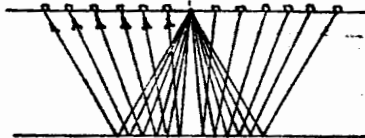
SISTEMAS DE TENDIDO

LATERAL  
P.I.

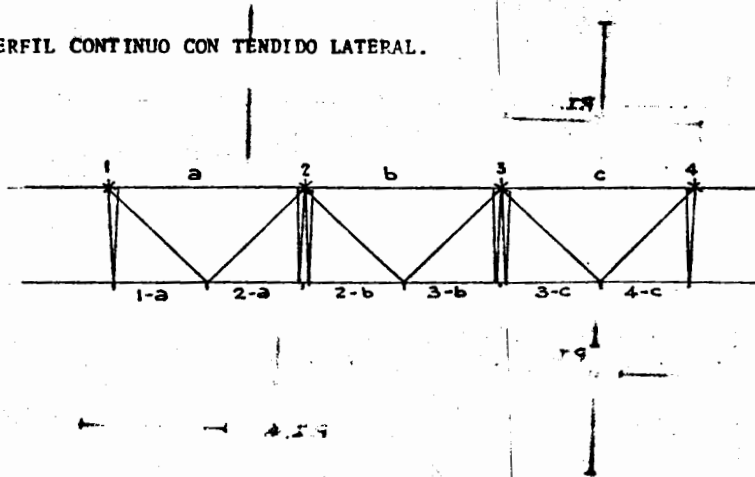


SIMETRICO

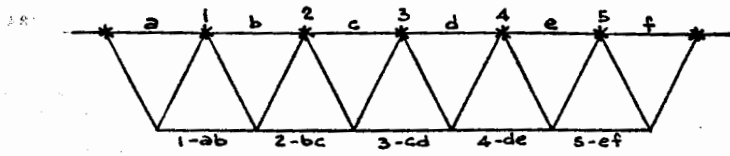
P.I.



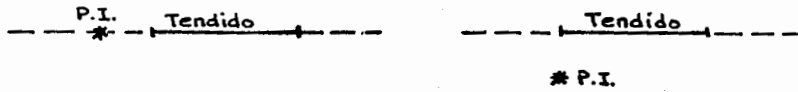
PERFIL CONTINUO CON TENDIDO LATERAL.



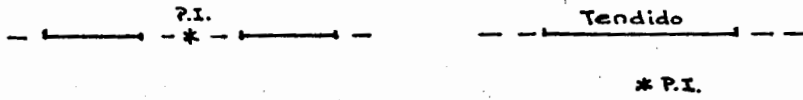
PERFIL CONTINUO CON TENDIDO SIMETRICO



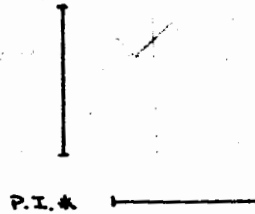
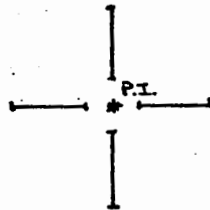
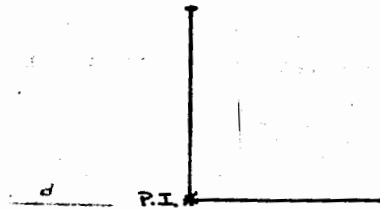
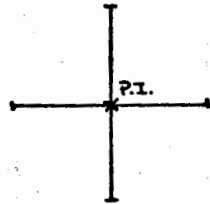
TENDIDO LATERAL DESPLAZADO

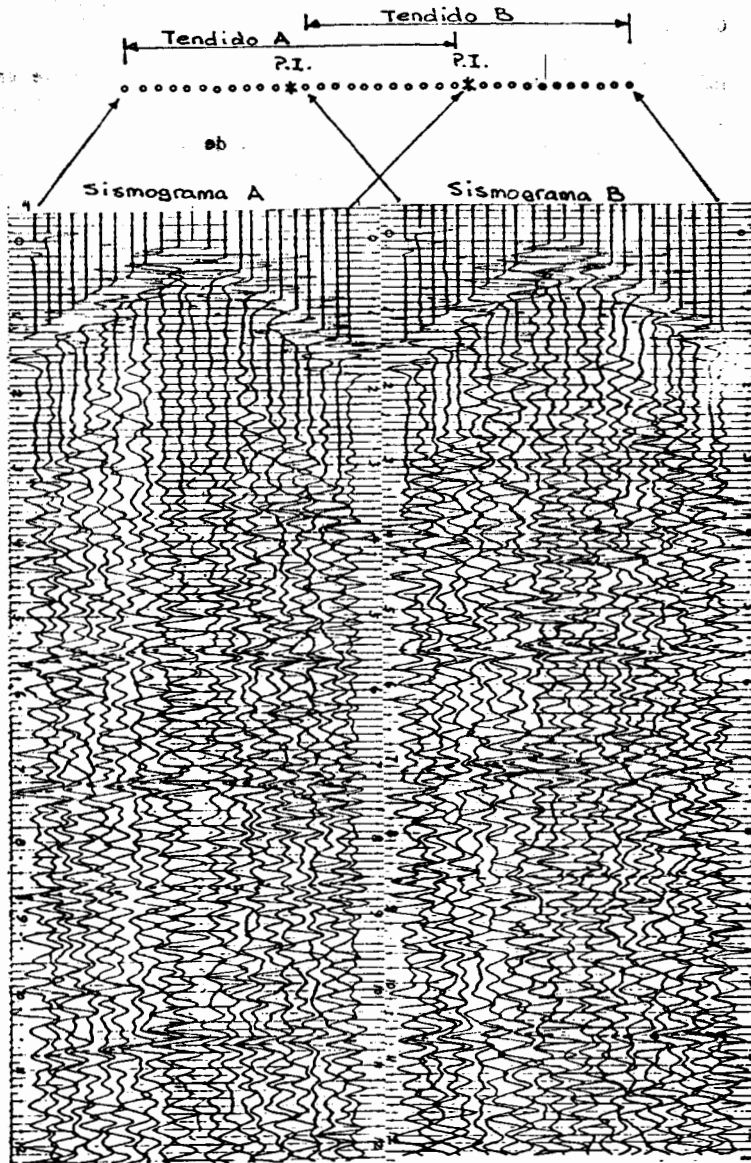


TENDIDO SIMETRICO DESPLAZADO



TENDIDOS ESPECIALES



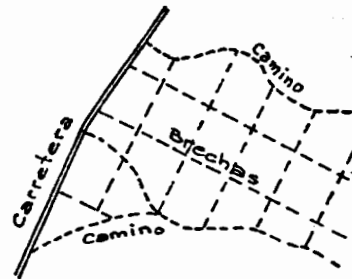
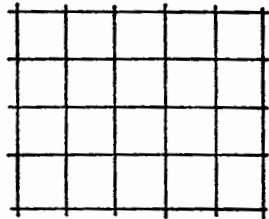




### OPERACION DE CAMPO.

Una vez que se ha seleccionado el tipo de tendido que se va a utilizar así como la distancia entre puntos de impacto y sismodetectores, se establece el rumbo y longitud de los perfiles formando una malla eligiendo una distancia entre líneas de observación que depende de las dimensiones de las estructuras geológicas que se trate de localizar o de la aproximación de los resultados.

Es conveniente que las líneas de observación se ubiquen en línea recta, para que los perfiles correspondan a una sección en plano vertical, sin embargo, de acuerdo a las características del terreno se pueden hacer observaciones a lo largo de caminos que faciliten el acceso al área de trabajo, pero en estos casos hay que tomar en cuenta que los puntos reflejantes en las capas del subsuelo no van a quedar en el mismo plano y se hace necesario aplicar correcciones para que su verdadera posición quede debidamente identificada.



Cuando se utilicen caminos para hacer observaciones debe procurarse que se cierren polígonos, de lo contrario no podrá establecerse continuidad de los "horizontes reflejantes", y en muchos de los casos fraccionarse los polígonos mediante la apertura de brechas o "picaderos".

En la etapa de planeación deben tomarse en cuenta todos los factores que pudieran afectar el desarrollo de la observación, siendo necesario en muchos casos adaptarlos a las condiciones del terreno.

Algunos terrenos presentan problemas especiales, tales como la generación de ondas superficiales de gran amplitud que interfieren a las señales reflejadas que provienen del subsuelo, en estos casos resulta conveniente retrasar la llegada a los sismodetectores de las ondas superficiales, lo que se consigue desplazando el punto de impacto con respecto al tendido una distancia calculada para que los reflejos lleguen a la superficie antes que las ondas directas.

El desplazamiento del punto de impacto puede hacerse a lo largo de la línea de observación o en sentido perpendicular a ella. Es necesario hacer pruebas para asegurar que se consigue el efecto deseado.

En algunos trabajos no es necesario obtener perfiles del subsuelo, sino que para complementar la información del subsuelo sólo se requiere conocer el echado en algunos puntos, en estos casos es conveniente observar perfiles cortos en direcciones perpendiculares utilizando tendidos laterales o simétricos, conocidos como tendidos en cruz o en L.

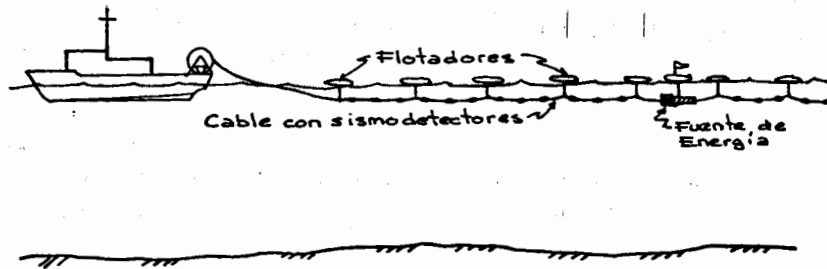
Se han diseñado algunos tipos de tendidos con objetivos muy particulares, ya sea para atenuar algunas señales reflejadas o para destacar otras, los cuales requieren de equipo especial y procedimientos muy sofisticados.

Los tendidos que se utilizan en el método sismológico de reflexión tienen la propiedad de registrar todas las señales reflejadas en las capas de la columna sedimentaria que presenten contrastes de velocidades, siendo aplicables a todas ellas los mismos criterios y ecuaciones fundamentales, no obstante que se trate de capas someras o profundas, aunque en cada caso deberá establecerse cuales son de mayor importancia, para tomar las medidas de control adecuadas.

Los tendidos básicos pueden sufrir algunos cambios para ajustarlos a las condiciones del terreno.

Cuando las vías de acceso al área lo permitan, todo el equipo instrumental y de generación de la energía sísmica podrá estar montado en camiones o equipo de transportación adecuado, y en su caso, utilizar equipo portátil en módulos que puedan ser transportados a pie por los trabajadores.

En trabajos marinos y lacustres se utiliza equipo que pueda ser transportado o arrastrado flotando, por medio de vehículos lacustres o marinos. En este tipo de trabajos generalmente se utilizan técnicas de detección continua dada la facilidad con que pueden desplazarse en la superficie del agua.



En los trabajos de exploración sísmológica se requiere ubicar adecuadamente la posición de los tendidos y los puntos de impacto, por lo que se deben hacer levantamientos topográficos de control horizontal y vertical, cuya precisión debe ser acorde con la aproximación que se busca en el trabajo.

En los trabajos marinos y lacustres se acostumbra utilizar sistemas de radioposicionamiento con el auxilio de satélites o estaciones radiotransmisoras en frecuencias restringidas, ubicadas en puntos estratégicamente seleccionados y localizados topográficamente. Mediante sistemas de radar especiales se puede guiar a las naves y medir electrónicamente las distancias a las estaciones fijas, para situarlas por medio de triangulación.

### CORRECCIONES.

En todas las ecuaciones que se han propuesto para el cálculo de la profundidad y el echado de las capas del subsuelo se ha partido del supuesto de considerar una superficie plana, lo cual en la práctica es muy poco probable, siendo lo más común que tanto el punto de impacto como los sismodetectores se encuentren a elevaciones diferentes, y por otro lado, está comprobado que los materiales que afloran a la superficie están poco consolidados y afectados por diferentes agentes meteorizantes que desde el punto de vista sísmico se manifiestan como zonas de baja velocidad de propagación, siendo sus espesores muy variables.

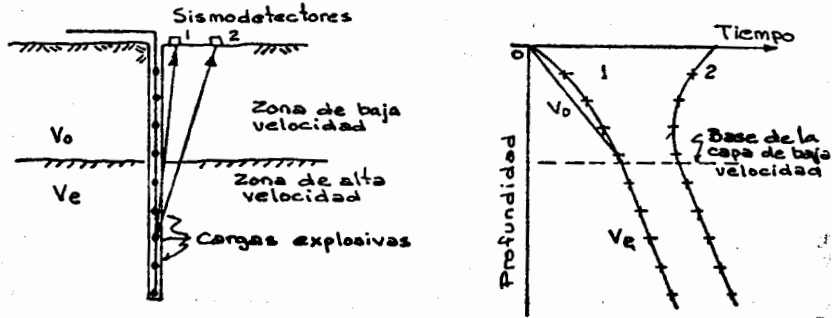
Lo anterior no permite que los tiempos de trayectoria medidos en cada sismodetector se puedan utilizar directamente en los cálculos, ya que están afectados por sobretiempos que dependen de la elevación y del espesor de la capa de baja velocidad para cada uno de los elementos del tendido, por lo que es necesario aplicar correcciones a los tiempos medidos para referirlos a un mismo nivel de referencia y que se propaguen virtualmente en un medio de alta velocidad.

Para poder aplicar las correcciones es indispensable conocer la velocidad promedio en la zona de baja velocidad así como su espesor. Básicamente se utilizan dos procedimientos para ello, medir directamente la velocidad en un pozo de tiro de prueba o bien calcular la velocidad y el espesor de la capa por medio de un perfil corto de refracción.

En el primer caso es necesario perforar un pozo a una profundidad superior al espesor de la zona de baja velocidad, colocando pequeñas cargas de explosivos a profundidades conocidas, las que se hacen explotar en forma secuencial, midiendo el tiempo de las trayectorias verticales en sismodetectores que se colocan muy cerca de la boca del pozo de prueba, los valores obtenidos se ubican en una gráfica tiempo-profundidad, en donde la pendiente promedio de la curva es proporcional a la velocidad promedio. El espesor de la capa se identifica por el punto en que la velocidad aumenta bruscamente, y si se tienen valores medidos dentro de la zona de

baja a alta velocidad, se podrá calcular la primera alta velocidad que es muy útil para calcular las correcciones.

Es común que el espesor de la zona de baja velocidad varíe, pero en muchas regiones el cambio de las zonas de baja a alta velocidad puede correlacionarse con el cambio de litología que se observa al estar perforando los pozos de tiro en los que se colocan los explosivos.

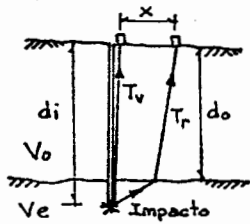


En los sistemas de tiro en que se utilizan equipos mecánicos para generar la energía sísmica, no se puede estar controlando los espesores de la capa de baja velocidad por medio de perforaciones, pero dado que la zona de baja velocidad ofrece un fuerte contraste con la de alta velocidad, se van a generar refracciones totales en su base, de manera que aunque en el sistema de reflexión no se utilizan las señales refractadas, que de todas maneras quedan registradas, pueden servir de auxiliar para determinar las velocidades ya que se comportan como un perfil corto de refracción, y si se aplican las ecuaciones correspondientes para una capa refractora se podrán determinar los espesores para cada sismodetector.

La correlación que involucra simultáneamente los efectos de la elevación y el espesor de la capa de baja velocidad se conoce como "Corrección Estática".

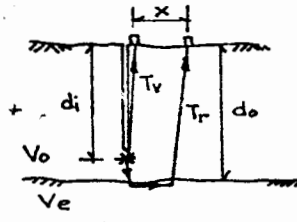
CORRECCIONES EN IMPACTOS CON EXPLOSIVOS

Primero hay que determinar si la carga quedo fuera o dentro de la zona de baja velocidad.



$$(T_r - T_v) \leq \frac{x}{V_e}$$

$$d_o \geq V_e \left( T_r - \frac{x}{V_e} \right)$$

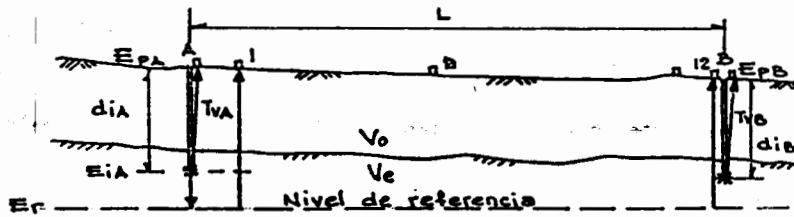


$$(T_r - T_v) \geq \frac{x}{V_e}$$

$$d_o \leq d_i + \frac{1}{2} \left( T_r - T_v - \frac{x}{V_e} \right)$$

Para hacer los cálculos se utiliza el "tiempo vertical" ( $T_v$ ), que se obtiene colocando un sismodetector en la boca del pozo de tiro.

CORRECCIONES PARA IMPACTOS FUERA DE LA CAPA DE BAJA VELOCIDAD



Para detector cercano:

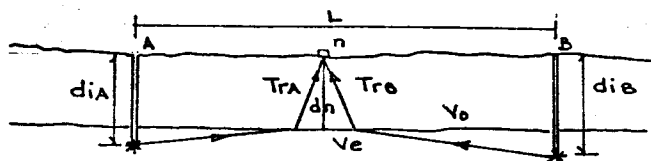
$$C_{iA} = \frac{2(E_{PA} - d_{iA} - E_r)}{V_e} + T_{vA}$$

Para el último detector:

Normalmente se encuentra muy cerca del siguiente punto de impacto

$$C_{i2} = \frac{(E_{PA} - d_{iA}) + (E_{PB} - d_{iB}) - 2E_r}{V_e} + T_{vB}$$

Para detectores intermedios se acostumbra utilizar los tiempos de refracción al detector, a partir de dos puntos de impacto.



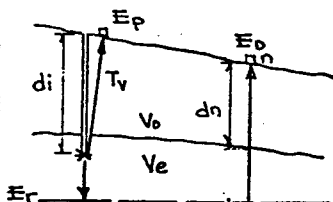
El tiempo vertical en el detector será:

$$T_n \doteq \frac{1}{2} \left[ (T_{rA} + T_{rB}) - \frac{L}{V_e} \right]$$

y

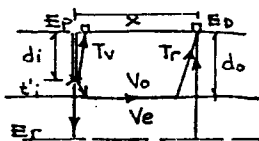
$$d_n = \frac{V_0}{2} \left( T_{rA} + T_{rB} - \frac{L}{V_e} \right)$$

La corrección referida al nivel de referencia



$$C = \frac{E_p - d_i - E_r}{V_e} + \frac{d_n}{V_0} + \frac{E_D - d_n - E_r}{V_e}$$

No es conveniente utilizar registros cuando el impacto tuvo lugar dentro de la capa de baja velocidad, porque se generan interferencias y los reflejos son de baja calidad, sin embargo, si no es posible repetirlos y los sismogramas son aprovechables, las correcciones pueden calcularse de la forma siguiente:



$$t'_i \doteq \frac{1}{2} \left( T_r - T_v - \frac{x}{V_e} \right)$$

$$d_o = d_i + \frac{V_0}{2} \left( T_r - T_v - \frac{x}{V_e} \right)$$

$$C_D = 2 \left( \frac{E_p - d_i - E_r}{V_e} \right) + 2t'_i \left( 1 - \frac{V_0}{V_e} \right) + T_v$$

Aunque el cálculo de las correcciones para reducir los tiempos de las trayectorias reflejadas a un nivel de referencia pueden parecer complicadas, en la práctica se sistematiza el cálculo preparando plantillas que indican un orden en las operaciones matemáticas, reduciéndose el cálculo a sumas, restas, multiplicaciones y divisiones, con los tiempos medidos.

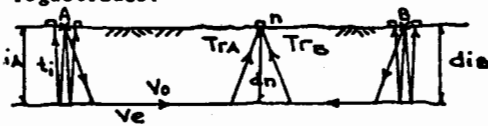
**CORRECCIONES PARA IMPACTOS SUPERFICIALES CON SISTEMAS MECANICOS**

La mayoría de los sistemas que utilizan equipos mecánicos para generar energía sísmica, requieren de instrumentación especial que suma o integra las señales obtenidas con cada impacto, y frecuentemente algunas modificaciones especiales en los tendidos, de manera que el cálculo de correcciones estáticas tiene que desarrollarse tomando como base las características del tendido y los datos que se obtienen en los registros.

Para cada caso en particular se elaboran plantillas de cálculo -- que permiten realizar las operaciones siguiendo un orden establecido, con lo que se consigue una uniformidad en criterio y una mínima posibilidad de error.

La corrección estática consiste básicamente en determinar los espesores de la capa de baja velocidad en cada punto de detección y de impacto, calculando los sobretiempos de la trayectoria y su reducción al nivel de referencia.

En algunos casos, dependiendo de las circunstancias, se pueden calcular las velocidades de corrección a partir de los propios datos registrados.

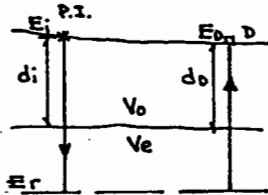


$$d_{iA} = \frac{t_{iA} V_o}{2}$$

$$d_{iB} = \frac{t_{iB} V_o}{2}$$

$$d_n = \frac{V_o V_e (Tr_A + Tr_B - Tr)}{2 \sqrt{V_e^2 - V_o^2}}$$

$Tr$  = Tiempo total de la trayectoria extrema



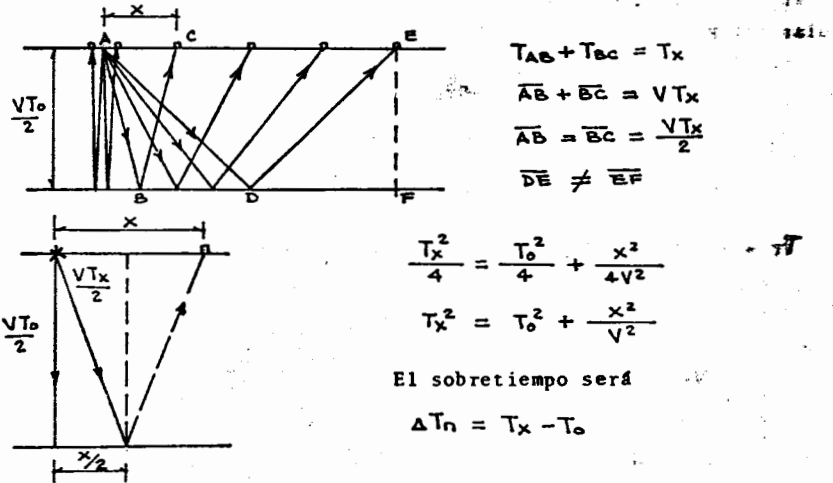
$$C_D = \frac{E_i - d_i - E_r}{V_e} + \frac{d_i}{V_o} + \frac{E_o - d_o - E_r}{V_e} + \frac{d_i}{V_o}$$



Es muy importante hacer las correcciones estáticas, especialmente cuando el espesor de la zona de baja velocidad es muy variable, porque de lo contrario los sobretiempos de las trayectorias al atravesarla pudieran interpretarse como variaciones en la profundidad de las capas reflectoras.

Una vez que se han determinado los tiempos de las ondas reflejadas a cada sismodetector y punto de impacto, el siguiente paso es convertir los tiempos a profundidades con base en la ley de distribución de las velocidades verticales de acuerdo con la profundidad.

La tendencia es considerar que las trayectorias son casi verticales, sin embargo esto sólo es cierto en los puntos de impacto y para los sismodetectores que se encuentran muy cerca de ellos. Para cualquier otro punto de detección la trayectoria reflejada que llega al sismodetector es inclinada, necesitando un tiempo superior al que correspondería a una trayectoria vertical bajo el punto de detección, al punto de impacto. El sobretiempos con respecto a la distancia puede calcularse si se conoce la velocidad media a la profundidad de la capa reflectora.



$$\Delta T_n = \sqrt{T_0^2 + \frac{x^2}{V^2}} - T_0$$

$$\Delta T_n = \sqrt{T_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{V^2 T_0^2}\right)} - T_0 = T_0 \sqrt{1 + \frac{x^2}{V^2 T_0^2}} - T_0$$

$$\Delta T_n = T_0 \left(\sqrt{1 + \frac{x^2}{V^2 T_0^2}} - 1\right) \approx T_0 \left(1 + \frac{x^2}{2V^2 T_0^2} - 1\right)$$

$$\Delta T_n \approx \frac{x^2}{2V^2 T_0}$$

Otra forma de establecer la ecuación del sobretiem po de la trayectoria inclinada con respecto a una trayectoria vertical virtual, es a partir de la curva tiempo-distancia que se expresa como:

$$T = \frac{1}{V_0} \cdot \sqrt{x^2 + 4d_0^2}$$

se hace la diferenciación

$$\Delta T_n = \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x = \frac{\Delta x}{V} \cdot \frac{x}{\sqrt{x^2 + 4d_0^2}}$$

$$\Delta T_n = \frac{x \Delta x}{V^2 T}$$

entonces:

$$T = \frac{T_1 + T_2}{2} \quad ; \quad \Delta T_n = T_2 - T_1$$

$$x = \frac{x_1 + x_2}{2} \quad ; \quad \Delta x = x_2 - x_1$$

Para reducir los tiempos de trayectoria obtenidos en cada sismodetector para determinar la trayectoria vertical equivalente, se calcula el sobretiem po correspondiente y se le resta al valor del tiempo de la trayectoria, conociéndose al sobretiem po de corrección como "corrección dinámica".

La aplicación de la corrección dinámica deberá calcularse con la velocidad media que le corresponda a cada capa reflectora.

## ELABORACION DE PERFILES Y SECCIONES SISMICAS

Cuando se han aplicado las correcciones necesarias para reducir - todos los tiempos de trayectoria al nivel de referencia, se procede a elaborar secciones sísmicas que permitan analizar la información, identificando "reflejos" que correspondan a contactos entre capas donde existan cambios de velocidad.

Es conveniente indicar que un reflector no necesariamente corresponde a un cambio en la sección litológica o estratigráfica del subsuelo, si ello no representa un cambio en sus propiedades elásticas y por lo tanto de velocidad.

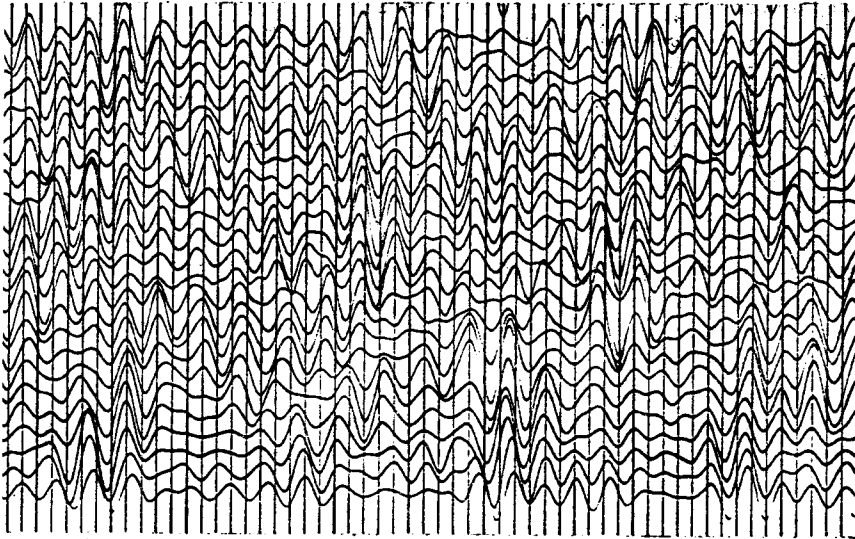
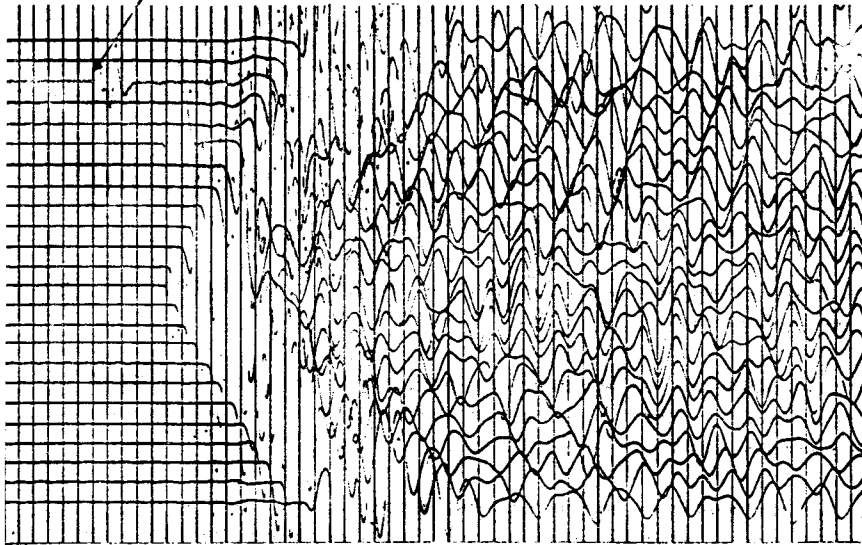
Puede darse el caso de que un contacto entre dos formaciones geológicas no generen reflexiones, y de que algunos cambios litológicos dentro de la misma formación sí lo genere, por lo que una sección sísmica no puede considerarse como una sección geológica, sin embargo mediante una correlación adecuada proporciona una referencia bastante aproximada de las condiciones estructurales del paquete de rocas sedimentarias.

Se han desarrollado muchas formas de presentación y elaboración de las secciones, desde simples gráficas a partir de datos seleccionados en los sinogramas, hasta secciones continuas obtenidas por medio de procesadores analógicos o digitales.

Las características de las secciones dependen de la calidad de la información y de lo complejo del problema geológico que se quiera resolver, pero debe tenerse en cuenta que cuanto más sofisticado sea el proceso utilizado, mayor será la inversión económica que tenga que hacerse.

En estudios donde las variaciones estructurales no sean muy complejas o que los reflectores sean pocos y presenten secuencias fáciles de identificar, que se conoce como "carácter" de los reflejos, bastará con identificarlos en los sinogramas para los puntos

PUNTO DE IMPACTO - ORIGEN DEL TIEMPO



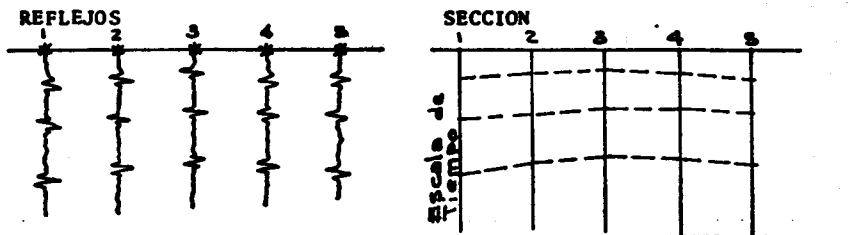
de impacto y vaciarlos a una sección dibujada en papel milimétrico, estableciendo gráficamente la continuidad de los reflejos por correlación.

Deben manejarse dos tipos de secciones sísmicas: las construidas en tiempos, y las construidas en profundidad.

Las secciones en tiempo se elaboran con los valores obtenidos en los sismogramas.

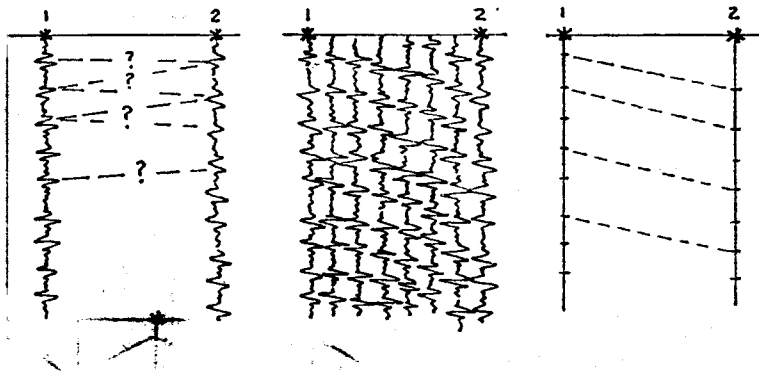
Para construir las secciones en profundidad es necesario hacer la conversión de los tiempos a profundidad con la ley de velocidades correspondiente.

Sólo las secciones en profundidad proporcionan los valores verdaderos de los echados, pero las secciones en tiempo permiten tener una idea de los aspectos cualitativos del comportamiento de las capas del subsuelo.

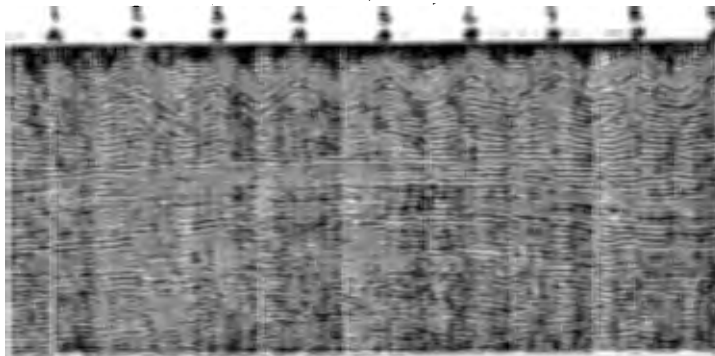


Cuando los reflejos no tienen "carácter" o el número de ellos es muy grande la correlación resulta difícil y fácilmente pueden cometerse errores al establecer la continuidad, pero debe recordarse que en un tendido se dispone de varios sismodetectores en los que se reciben reflejos de las mismas capas, y que el frente de onda generado va incidiendo en forma secuencial en los sismodetectores, y aunque no se utilicen para determinar el punto de reflejo en el subsuelo, permiten seguir visualmente la continuidad de un reflejo, pudiéndose identificar los reflejos seleccionados y co-

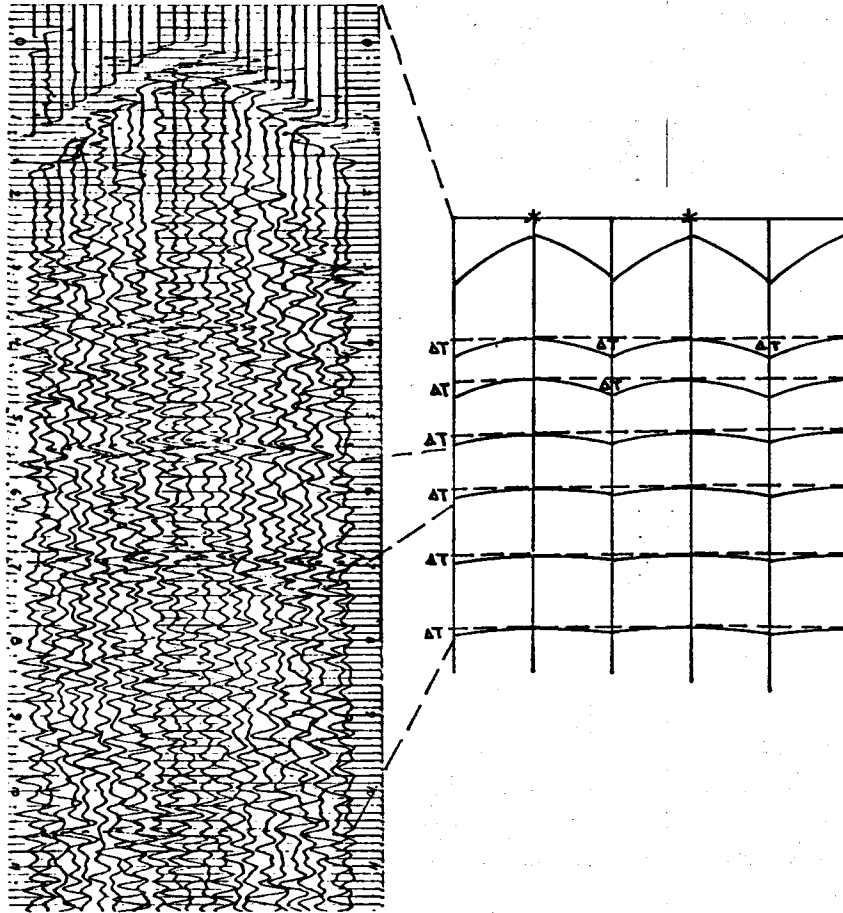
rregidos en la posición de los puntos de impacto, con lo que la correlación es mas confiable. Cuando los reflejos manifiestan paralelismo no es necesario transportarlos todos a la sección dibujada.



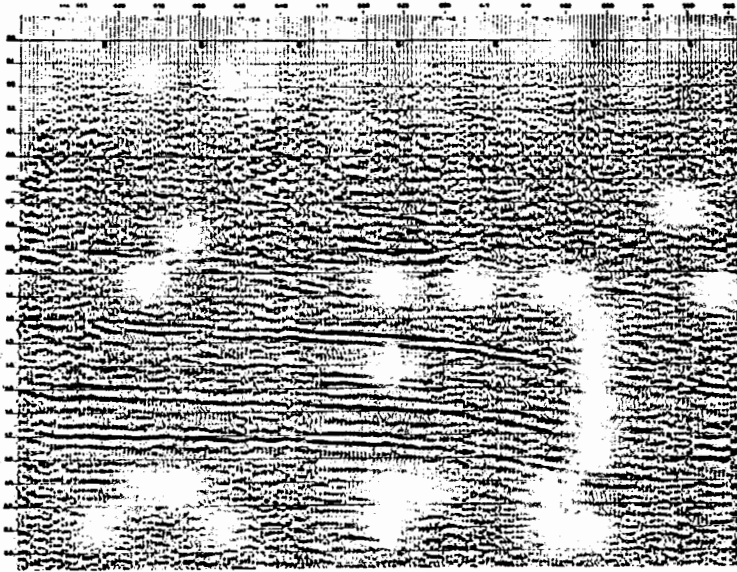
Cuando el número de reflectores observados en los sismogramas individuales no permiten un análisis sencillo para establecer una continuidad aceptable, una práctica muy conveniente consiste en unir los sismogramas consecutivos formando lo que se conoce como una sección de sismogramas, lo que facilita establecer la correlación a lo largo de toda una sección aplicando un criterio de análisis uniforme.



En los sismogramas individuales no se pueden observar las pendientes reales de las capas porque el sobretiempos de las trayectorias por efecto de la distancia las hacen aparecer con una curvatura muy pronunciada en los reflejos de capas someras, que va disminuyendo conforme aumenta la profundidad. Si se aplica la corrección dinámica a cada traza correspondiente a los sismodetectores, en la sección dibujada se tendrá una continuidad similar a la real.



En los sistemas que utilizan grabación en cinta magnética la información obtenida se alimenta a sistemas procesadores en los que se aplican las correcciones estáticas y dinámicas, generándose una sección en la que los tiempos están referidos al nivel de referencia, y por lo tanto los tiempos de trayectoria son proporcionales a las profundidades, y al mismo tiempo la separación entre las trazas son proporcionales a las distancias entre sismodetectores, lo que permite una interpretación cualitativa de la continuidad más realista.



Las secciones obtenidas con este sistema proporcionan una interpretación bastante aceptable de las características estructurales de la sección sedimentaria, en tiempos, que deberán ser convertidas a profundidades para ser interpretadas en términos geológicos.



#### DETERMINACION DE VELOCIDADES

En la técnica sismológica de reflexión la velocidad es un dato -- que no puede obtenerse a partir de la información que proporciona la operación de campo, pero que es indispensable para convertir -- los tiempos a profundidades y para poder aplicar algunas de las -- correcciones.

Las velocidades verticales en medios estratificados generalmente aumentan con la profundidad, aproximándose a una ley de distribución del tipo  $V = V_0 + KZ$ , en donde  $Z$  representa la profundidad y  $K$  es una constante característica del área.

La distribución de las velocidades solo puede determinarse en forma experimental en el área, y sólo la determinación directa puede proporcionar una ley confiable, aunque esto no siempre es posible.

En la práctica, la ley de velocidades puede obtenerse de dos maneras:

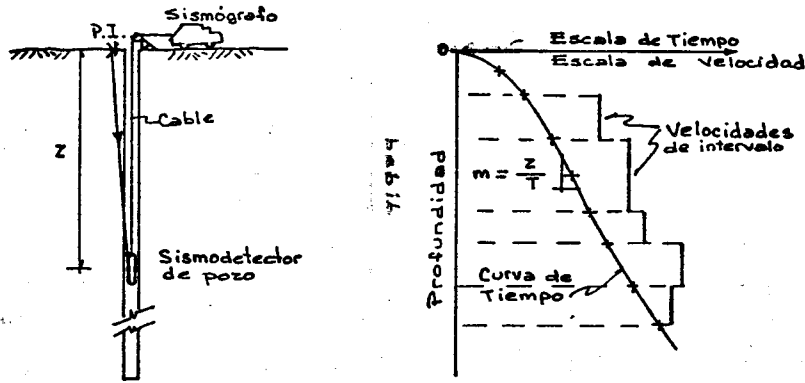
- 1.- Medición directa en un pozo profundo.
- 2.- Análisis de la diferencia de tiempos de reflexiones de una -- misma capa, registrados en diferentes sismodetectores.

Para realizar la medición directa es necesario disponer de un pozo profundo que esté próximo a ser terminado, lo que no siempre -- es posible, ya que los pozos se perforan después de los estudios exploratorios, pero la ley de velocidades que se obtenga puede -- ser utilizada en áreas vecinas o para revisar los estudios sismológicos que se hayan efectuado en el área.

Se introduce un sismodetector dentro del pozo situándolo a profundidades conocidas, produciendo un impacto en la superficie cerca de la boca del pozo, y registrando el tiempo de trayectoria desde la superficie hasta el detector dentro del pozo.

Se registrarán los tiempos de trayectoria a diferentes profundidades, procurando que el detector de pozo quede en posiciones que coincidan con cambios de formaciones geológicas y dentro de ellas, para determinar velocidades características de cada paquete de rocas.

Los tiempos registrados se grafican contra las profundidades, y a partir de ella se determinan la velocidad promedio y de intervalo

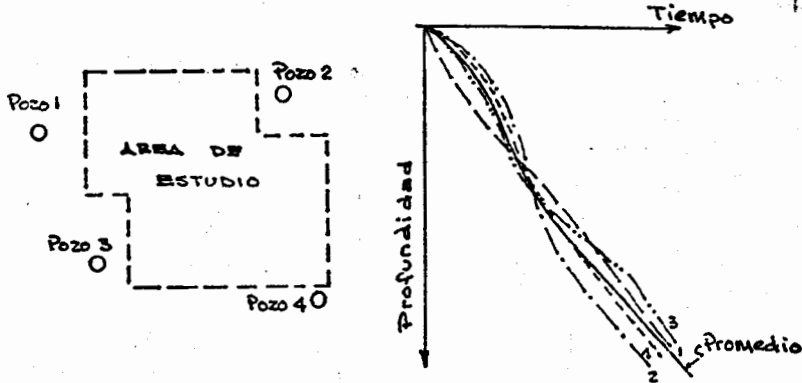


Frecuentemente la determinación de velocidades se realiza inmediatamente después de que se toman los registros eléctricos en el pozo, con lo que se aprovecha el cable y el malacate del equipo del equipo de registro.

Cuando se toman registros sónicos en los pozos, estos pueden utilizarse para determinar la variación continua de la velocidad, para lo cual es necesario integrar los datos del registro sísmico que corresponden a intervalos cortos de acuerdo a la longitud de la sonda de registro.

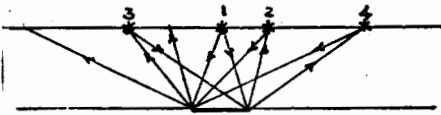
En estos casos se hacen algunos impactos con el detector dentro del pozo, para establecer puntos de control.

Como no es posible hacer mediciones directas de velocidad en todas las áreas por explorar, se coleccionan las leyes de velocidades de varios pozos reuniendolas en una sola gráfica, con lo que se pueden obtener leyes de velocidades promedio aplicables a diferentes áreas, y en su caso aplicar aquella que se considere más favorable al área en estudio.



En áreas en donde no se dispone de ninguna ley de velocidades, se puede obtener una ley aproximada a partir de una gráfica tiempo - cuadrado contra distancia al cuadrado.

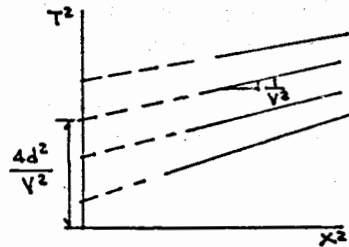
Para ello debe seleccionarse un perfil dentro del área en la que los reflectores sean lo más horizontales posible, utilizando un sistema de tendido que permita obtener reflexiones de los mismos tramos de las capas del subsuelo desde diferentes puntos de impacto y de registro.



$$d = \frac{1}{2} \sqrt{(VT)^2 - x^2}$$

$$4d^2 = V^2 T^2 - x^2$$

$$T^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4d^2}{V^2}$$

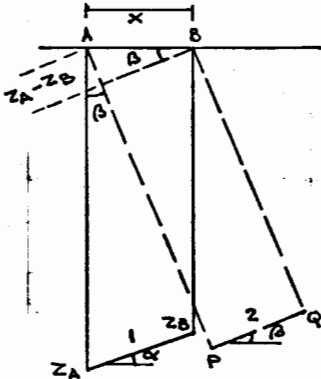


### MIGRACION DE ECHADOS

La elaboración de secciones o perfiles sísmicos de reflexión utilizando los tiempos verticales equivalentes, proporcionan las tendencias generales del comportamiento de las capas del paquete sedimentario, sin embargo, los echados no son los verdaderos y para tener un control adecuado de ellos es necesario convertir los tiempos a profundidades.

Tomando en cuenta que la velocidad generalmente aumenta con la profundidad, el echado en secciones convertidas a profundidades es mayor que el observado en las secciones en tiempos.

No debe olvidarse que los reflejos se originan con respecto a la perpendicular al contacto reflector y por lo tanto las trayectorias no son rigurosamente verticales, de manera que la posición que se observa en la sección no es la verdadera.



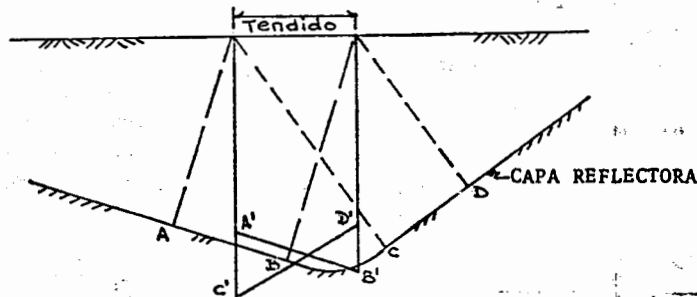
Las profundidades  $Z_A$  y  $Z_B$  determinadas en los puntos A y B colocados a una distancia X, al considerarlas como verticales quedarían indicando un segmento de la capa reflectora en la posición 1, pero dadas las características de la reflexión, las distancias  $Z_A$  y  $Z_B$  en realidad son perpendiculares a las capas, siendo el ángulo  $\alpha$  un echado aparente y la verdadera posición del segmento reflector se encontraría en la posición 2, limitado por los puntos P y Q.

Por lo que se ve, la posición real de la capa se encuentra desplazada con respecto a la que se observa en la sección, y el echado verdadero es el ángulo  $\beta$ .

De acuerdo a la geometría de la figura y tomando en cuenta que:

$$z_A = \frac{\bar{V} T_A}{2} \quad \text{y} \quad z_B = \frac{\bar{V} T_B}{2}$$
$$\text{sen } \beta = \frac{z_A - z_B}{x} = \frac{\bar{V} (T_A - T_B)}{2x}$$

Cuando el echado es pequeño, el desplazamiento también lo es, pero si el ángulo de echado es grande, el desplazamiento puede ser de importancia encontrándose la capa detectada en una posición diferente a la que se tiene en la sección



AB y CD    SEGMENTOS REFLEJANTES  
A'B' y C'D'    POSICIONES APARENTES DE LOS REFLEJOS

En áreas de gran movimiento tectónico o que existen estructuras geológicas con fuertes echados, los puntos de reflexión en el subsuelo no se encuentran por lo general debajo de los tendidos de registro sino generalmente desplazados, dándose el caso que los reflejos obtenidos se manifiesten en la sección interfiriendo o atravesando bandas de reflejos que no muestran buzamiento.

La presencia de estos reflejos que se cruzan pueden ser de utilidad para determinar planos de falla o cambios bruscos de echado si se trasladan a su posición real, denominándose "migración" el procedimiento para desplazarlos.

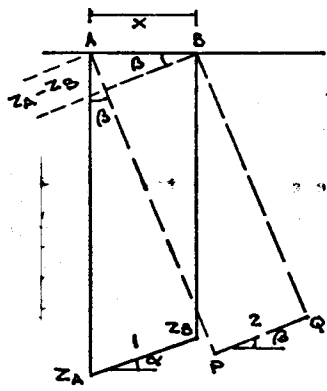
Si los reflejos con estas características son pocos, la migración puede hacerse en forma manual, calculando el ángulo del echado y con la distancia correspondiente a la trayectoria perpendicular,

### MIGRACION DE ECHADOS

La elaboración de secciones o perfiles sísmicos de reflexión utilizando los tiempos verticales equivalentes, proporcionan las tendencias generales del comportamiento de las capas del paquete sedimentario, sin embargo, los echados no son los verdaderos y para tener un control adecuado de ellos es necesario convertir los tiempos a profundidades.

Tomando en cuenta que la velocidad generalmente aumenta con la profundidad, el echado en secciones convertidas a profundidades es mayor que el observado en las secciones en tiempos.

No debe olvidarse que los reflejos se originan con respecto a la perpendicular al contacto reflector y por lo tanto las trayectorias no son rigurosamente verticales, de manera que la posición que se observa en la sección no es la verdadera.



Las profundidades  $Z_A$  y  $Z_B$  determinadas en los puntos A y B colocados a una distancia X, al considerarlas como verticales quedarían indicando un segmento de la capa reflectora en la posición 1, pero dadas las características de la reflexión, las distancias  $Z_A$  y  $Z_B$  en realidad son perpendiculares a las capas, siendo el ángulo  $\alpha$  un echado aparente y la verdadera posición del segmento reflector se encontraría en la posición 2, limitado por los puntos P y Q.

Por lo que se ve, la posición real de la capa se encuentra desplazada con respecto a la que se observa en la sección, y el echado verdadero es el ángulo  $\beta$ .

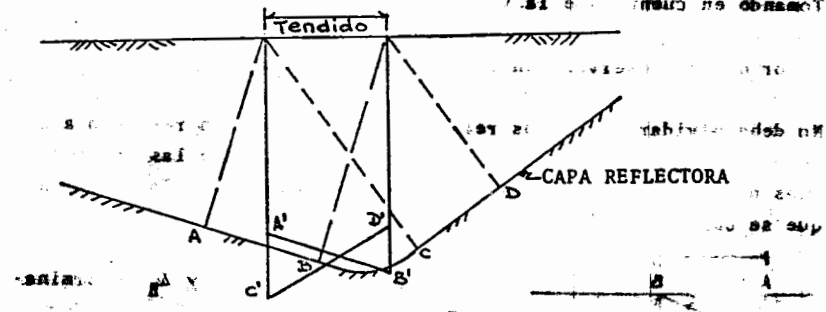
De acuerdo a la geometría de la figura y tomando en cuenta que:

$$z_A = \frac{\bar{v} T_A}{2} \quad \text{y} \quad z_B = \frac{\bar{v} T_B}{2}$$

$$\text{sen } \beta = \frac{z_A - z_B}{x} = \frac{\bar{v} (T_A - T_B)}{2x}$$

SEGUNDO HO MOVILIZACION

Cuando el echado es pequeño, el desplazamiento tambien lo es, pero si el ángulo de echado es grande, el desplazamiento puede ser de importancia encontrándose la capa detectada en una posición diferente a la que se tiene en la sección



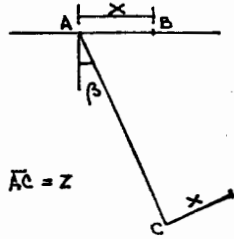
AB y CD SEGMENTOS REFLEJANTES  
 A'B' y C'D' POSICIONES APARENTES DE LOS REFLEJOS

En áreas de gran movimiento tectónico o que existen estructuras geológicas con fuertes echados, los puntos de reflexión en el sub suelo no se encuentran por lo general debajo de los tendidos de registro sino generalmente desplazados, dándose el caso que los reflejos obtenidos se manifiesten en la sección interfiriendo o atravesando bandas de reflejos que no muestran buzamiento.

La presencia de estos reflejos que se cruzan pueden ser de utilidad para determinar planos de falla o cambios bruscos de echado si se trasladan a su posición real, denominándose "migración" el procedimiento para desplazarlos.

Si los reflejos con estas características son pocos, la migración puede hacerse en forma manual, calculando el ángulo del echado y con la distancia correspondiente a la trayectoria perpendicular,

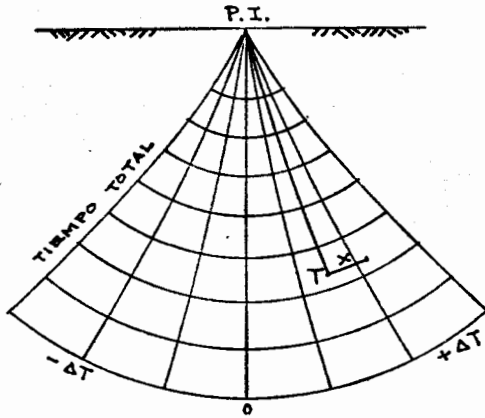
se localiza su posición en la sección sísmica de manera gráfica.



La migración puede hacerse también - utilizando el tiempo total de la trayectoria al punto A, en lugar de la distancia.

Cuando la velocidad puede ser expresada como función lineal de la profundidad o del tiempo, las reflexiones pueden ser transportadas con mayor exactitud empleando plantillas que representen las verdaderas posiciones en el espacio de los frentes de onda correspondientes.

Estas plantillas de frente de onda se construyen con base a la ley de velocidades que se aplique en el área, y la escala vertical debe ser la misma que se utilice en las secciones sísmicas.



$$V_z = V_0 + Kz$$

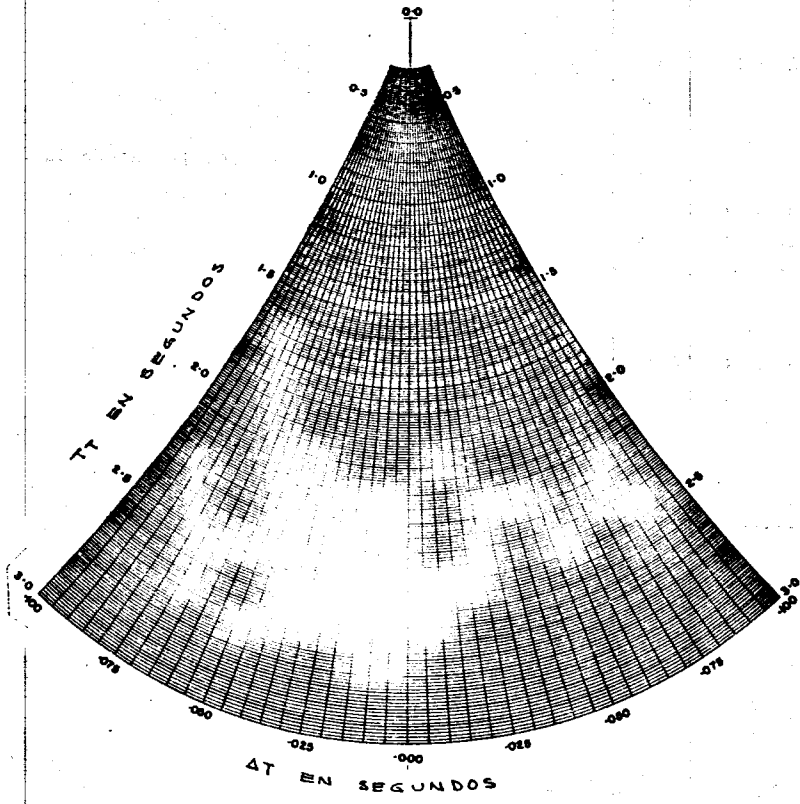
$V_a$  = velocidad aparente en el tramo del tendido

$$V_a = \frac{2X}{\Delta T} = \frac{V_0}{\text{sen } \beta}$$

$$\text{sen } \beta = \frac{V_0 \Delta T}{2X}$$

$$\Delta T = T_2 - T_1$$





EJEMPLO DE GRAFICA DE FRENTES DE ONDA

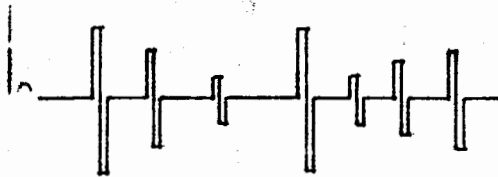
## ATENUACION DE ONDAS ELASTICAS

Los impactos que se producen en la superficie con objeto de generar un movimiento sísmico de origen elástico, ya sea mediante explosivos o elementos mecánicos, en condiciones como un aumento de presión prácticamente instantáneo, que en las cercanías del punto de impacto genera un pulso que se desplaza de una manera simple.

De acuerdo a la teoría de elasticidad, en un medio que obedeciera estrictamente a las ecuaciones elásticas, el sismograma que se obtendría al recibir en la superficie las ondas reflejadas y refractadas, consistiría en una sucesión de pulsos de diferentes amplitudes que dependerían de las características de los medios que atraviesa la onda sísmica.



pulso en el punto de impacto



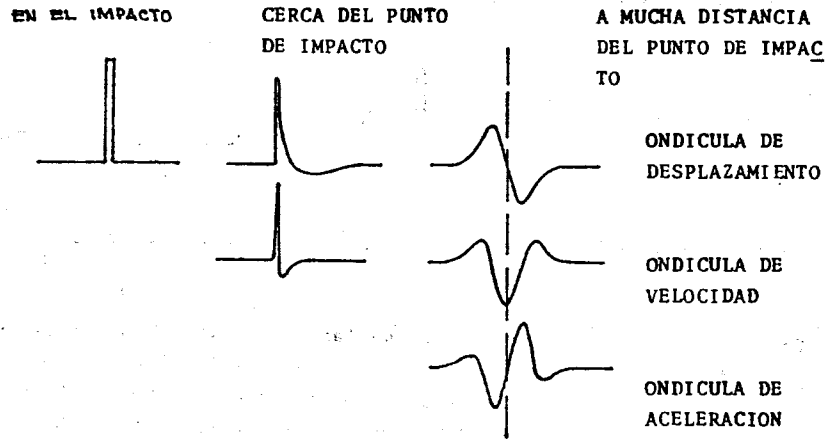
Eventos en un sismograma ideal

En la práctica se ha encontrado que las ondas elásticas generadas por los impactos se atenúan rápidamente al desplazarse del punto de impacto, con frecuencias aparentes del orden de 500 a 1000 ciclos por segundo cerca del punto de impacto, observándose que la frecuencia aparente de la onda disminuye conforme aumenta el tiempo de desplazamiento.

Diversos estudios teóricos y prácticos han demostrado que la Tierra tiene un espectro de absorción para las ondas elásticas, y -- que el pulso sísmico generado en el punto de impacto al propagarse por la corteza de la Tierra, por efecto de la absorción, modifica su forma atenuando los componentes de alta frecuencia convirtiéndola en una "ondícula" de forma característica y definida, -- que depende de la naturaleza del espectro de absorción de la Tierra.

Se ha observado también que las vibraciones de alta frecuencia se transmiten con bastante pobreza, mientras que las de baja frecuencia se propagan bastante bien, aumentando la absorción de las componentes de alta frecuencia conforme avanza la onda.

Tomando en cuenta los sismodetectores que utilizan normalmente -- están diseñados para medir el desplazamiento de las partículas - del terreno superficial, la velocidad del desplazamiento o la aceleración del desplazamiento, los pulsos sísmicos que se registran en el sismograma, según Ricker, pueden tener 3 formas:



Los estudios que se han hecho sobre la absorción de los materiales del subsuelo, atribuyen la reducción en amplitud a la energía que se gasta en la fricción, sólida y viscosa, de las partículas al desplazarse, teniendo una relación de amplitudes del tipo

$$A_x = A_0 e^{-\alpha x}$$

en donde  $\alpha$  es el factor de atenuación que depende de la frecuencia de resonancia

El coeficiente de absorción  $\alpha$  se considera que tiene una forma

$$\alpha = K \left( \frac{f}{f_0} \right)^n$$

lo que sugiere que existe incremento de absorción conforme aumenta la frecuencia.

Resultados experimentales han mostrado que la relación de amplitudes se puede expresar también por medio del índice de reflexión que depende de las velocidades y la densidad de los materiales.

$$K = \frac{V_2 d_2 - V_1 d_1}{V_2 d_2 + V_1 d_1} \doteq \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}$$

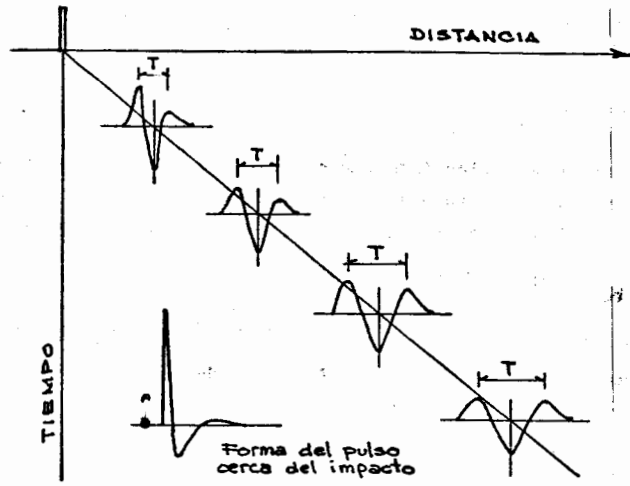
Debido a que las densidades no varían considerablemente en relación a lo que varían las velocidades, se puede despreciar la influencia de las densidades.

El índice de reflexión puede ser positivo o negativo, dependiendo del contraste de velocidades. En el caso de un índice negativo se genera una inversión en la polaridad de la ondulada.

Norman Ricker establece que el período aparente de la ondulada -- aumenta con el tiempo que ha tardado en propagarse y que el coeficiente de absorción  $\alpha$  es proporcional al cuadrado de la frecuencia, lo cual concuerda bastante con los resultados obtenidos en trabajos experimentales.

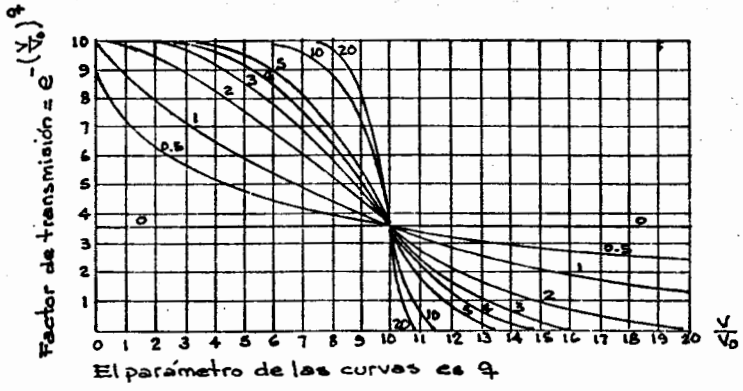
Al desarrollar el pulso original en su espectro de frecuencias se encuentra que para distancias grandes la velocidad con que se propaga el centro de la ondulada corresponde a la velocidad de la -- formación.

FORMA DEL PULSO EN FUNCION DE LA DISTANCIA SEGUN N. RICKER



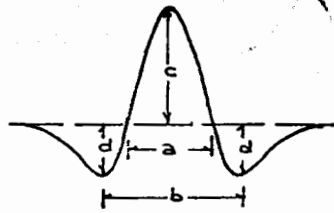
La ondulación a distancias del orden de 200 metros adquiere una forma con tendencia simétrica, especialmente la de velocidad.

La forma de la onda pulsante original se modifica para tener la ondulación una forma determinada por el espectro de absorción de la Tierra.



ESPECTRO DE ABSORCION DE LA TIERRA SEGUN N. RICKER

Ricker propuso una ondícula teórica para representar el pulso de velocidad, y se le conoce como pulso de Ricker, el cual se aproxima bastante a los resultados experimentales.



$$\frac{b}{a} = \sqrt{3} = 1.732$$

$$\frac{c}{d} = \frac{1}{2} e^{\frac{2}{3}} = 2.241$$

PULSO DE RICKER

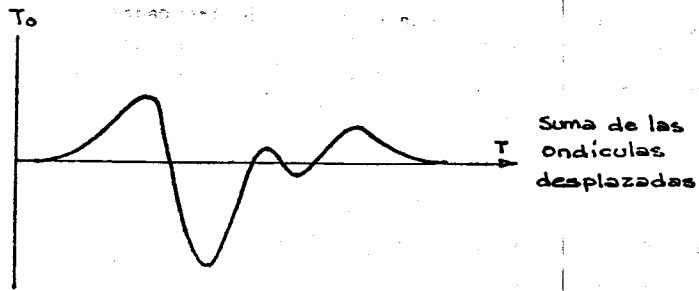
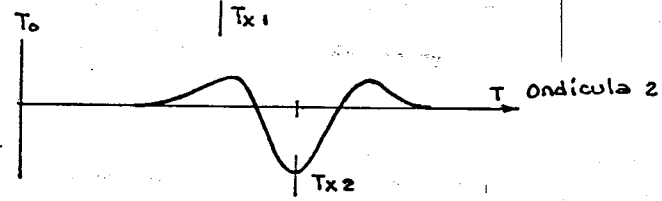
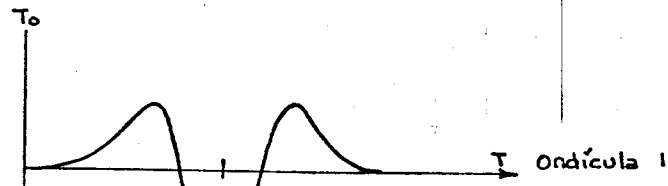
Los sismogramas que se obtienen en la práctica distan mucho de -- contener ondículas individuales sino que muestran formas muy complicadas aparentemente sin definición, sin embargo diversos análisis han demostrado que un sismograma puede considerarse como -- una sucesión de ondículas generalmente defasadas y superpuestas.

Los diferentes pulsos que provienen de las capas reflejantes pueden presentar diversas amplitudes y frecuencias características -- de cada capa, por lo que la suma de ellas pueden dar un resultado bastante complejo.

Utilizando pulsos de Ricker se pueden construir sismogramas sintéticos cuando se conoce la distribución de velocidades y los contactos que pueden producir reflejos.

Para construir un sismograma sintético se calculan ondículas con la forma del pulso de Ricker con amplitudes que dependen del índice de reflexión, sumándose las ondículas individuales.

La aplicación de sismogramas sintéticos es muy útil en procesos -- tendientes a eliminar o atenuar señales sísmicas que interfieren a la información básica.



Muchas de las "señales" y "ruidos" que se manejan en la información geofísica y que están relacionadas con movimientos ondulatorios o funciones periódicas, pueden ser representados por expresiones matemáticas o algoritmos que permiten su operación por medio de "procesos" en computadoras.

La correspondencia de las operaciones matemáticas con los fenómenos físicos reales, será tanto más precisa cuanto mejor se tengan controlados los parámetros que son comunes al operador matemático y al fenómeno físico.

El conocimiento extenso de los procedimientos matemáticos corresponde a los especialistas en procesos, aunque en la mayoría de los casos el programa de computadora ya está elaborado, por lo que el encargado de procesar la información sólo es responsable de seleccionar los procesos aplicables en cada caso y los parámetros y rangos que deberán utilizarse, de acuerdo a las características de cada programa.

Dado que los procesos tienen como objetivo el optimizar la calidad de la información, enfatizando algunos aspectos o eventos y cancelar o atenuar otros eventos indeseables o que hacen confusa la información, en términos matemáticos operan como filtros, generalmente en el dominio del tiempo y/o frecuencia, modificando las características de la información resultante al aplicarlos a la información original.

Los procesos de filtraje pueden operar a lo largo de toda la función o en intervalos preseleccionados.

A los interpretes de la información procesada, que no intervienen en la etapa de procesamiento, les interesa conocer los aspectos que fueron modificados durante el proceso, para ponderar la calidad de la información y no atribuirle bondades que no tiene.

Independientemente de la justificación matemática de los procesos las funciones que se manejan en los procesos "modelan" transformaciones físicas que tienen lugar al aplicarlas, por lo que se ha considerado conveniente para comprender el efecto de los procesos



hacer en estas notas una explicación resumida de los principales conceptos que se utilizan y sus características desde un punto de vista físico.

### CORRELACION

La función de correlación es un método matemático por medio del cual se puede medir la similitud entre dos curvas, cantidades o funciones.

Las funciones de correlación más usadas son la de autocorrelación y la de correlación cruzada.

La función de AUTOCORRELACION es la correlación de una función  $F(t)$  consigo misma en el dominio del tiempo, se representa de la forma siguiente:

$$R(\tau) = \int_{t_1}^{t_2} F(t) \cdot F(t + \tau) dt$$

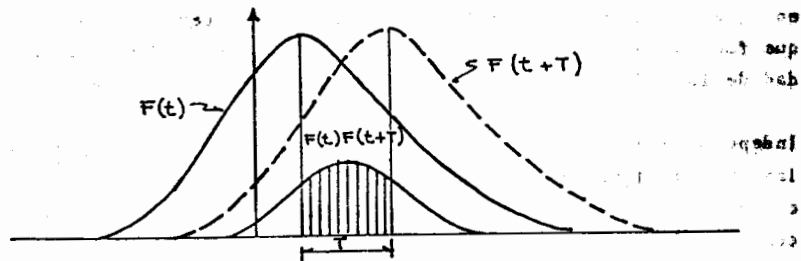
en donde:

$t_1$  y  $t_2$  son los tiempos extremos entre los cuales se hace la correlación.

$\tau$  es el intervalo de tiempo que se va a desplazar la función

$R(t)$  es el coeficiente de correlación, que alcanza su valor máximo para el tiempo  $T_0$ , o sea en su origen, y es simétrica con respecto al origen.

La onda resultante es de amplitud igual al cuadrado de la amplitud de la onda original y con igual contenido de frecuencias.



La CORRELACION CRUZADA se define como la correlación de una señal fija con una señal diferente que varía con el tiempo que se presenta

$$S(t) = \int_{t_1}^{t_2} F(t) \cdot G(t \pm T) dt$$

en donde:

F(t) es la función fija y G (t + T) es la función que se desplaza y se conoce como "operador"

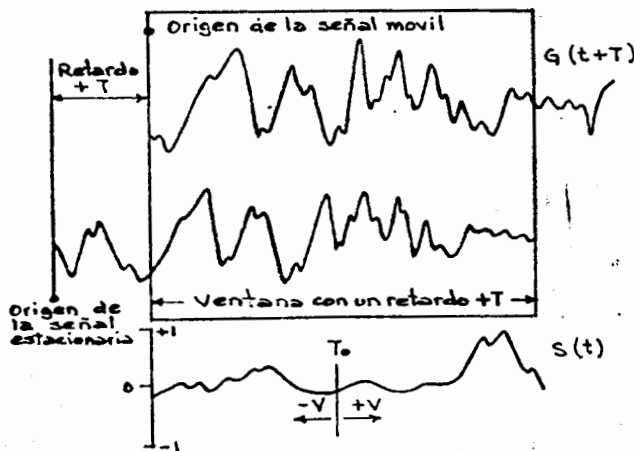
S(t) es el coeficiente de correlación

La onda resultante de esta correlación tendrá una amplitud igual al producto de las amplitudes de ambas ondas y las frecuencias contenidas serán aquellas que sean comunes a ambas señales.

Las curvas que se correlacionan pueden ~~muestrearse~~ muestrearse a intervalos uniformes de tiempo, que suelen llamarse ventanas,

El valor máximo se obtiene en el punto de óptima correlación y un valor mínimo en el punto de mayor diferencia.

La correlación de una sola frecuencia con otra similar produce -- una señal de la misma frecuencia.



En los procesos de filtrados frecuentemente se utiliza el concepto de ESPECTRO.

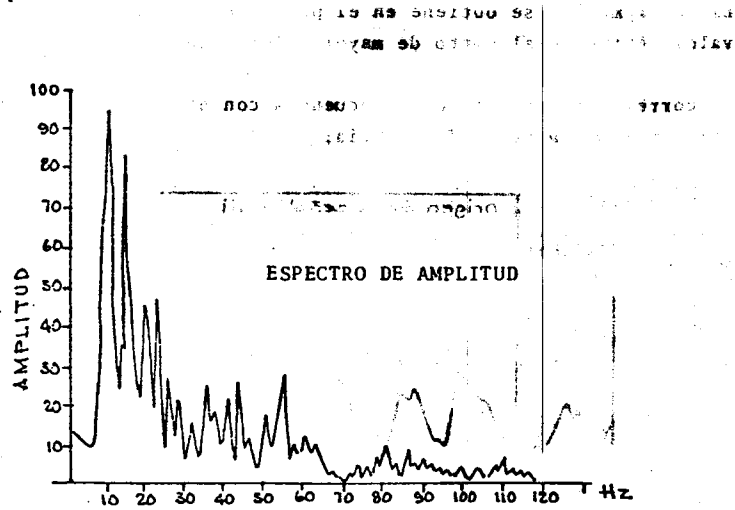
El espectro puede definirse como la sucesión ordenada de las longitudes de onda o frecuencias que intervienen en un fenómeno de naturaleza ondulatoria; electromagnética, acústica, etc.

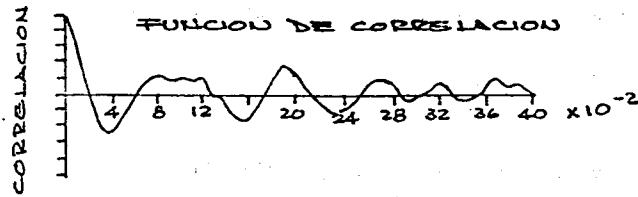
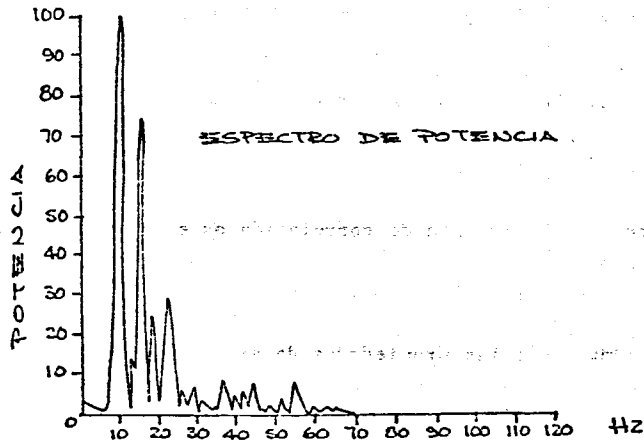
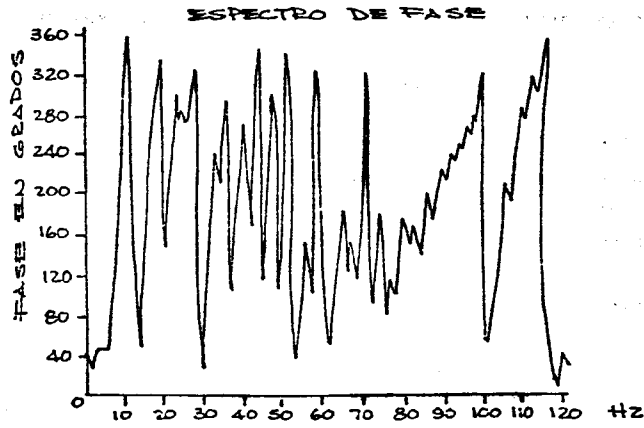
Matemáticamente puede definirse como la gráfica que representa la magnitud de los coeficientes o peso de las funciones.

Los espectros mas utilizados en las señales sísmicas son los de amplitud, fase, potencia y función de autocorrelación.

El espectro de fase es la gráfica de los ángulos de fase  $\phi$  vs frecuencia.

El espectro de potencia es la gráfica del cuadrado de la amplitud vs. frecuencia, y resulta de graficar la función de correlación al tiempo cero.





## CONVOLUCION

La convolución describe la acción que realiza un sistema cuando admite un impulso de una cantidad física, en un rango limitado de alguna variable, y produce una respuesta que modifica el impulso original.

Matemáticamente representa la suma de los productos de dos funciones, en el dominio del tiempo, manteniéndose una fija mientras -- que la otra se desplaza en función del tiempo.

La característica de la convolución radica en que la función móvil invierte el signo.

Se expresa de la manera siguiente:

$$\text{Conv} = \int F(t) \cdot G(t-T) dt = F(t) * G(t)$$

en donde:

$F(t)$  es la función que permanece fija

$G(t-T)$  es la función que se desplaza

el signo menos en la función móvil significa inversión

Por lo anterior, la función de correlación es equivalente a la -- convolución si antes de efectuar la multiplicación e integración de las funciones, se invierte una de ellas.

La convolución tiene las propiedades de ser conmutativa, asociativa y distributiva sobre la adición

Conmutativa:  $F(t) * G(t) = G(t) * F(t)$

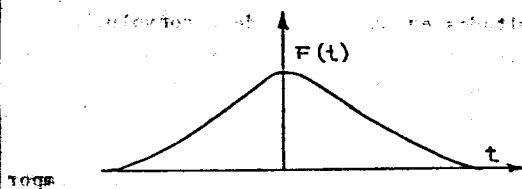
Asociativa:  $[F(t) * G(t)] * H(t) = F(t) * [G(t) * H(t)]$

Distributiva:  $F(t) * G(t) + H(t) = F(t) * [G(t) + H(t)]$

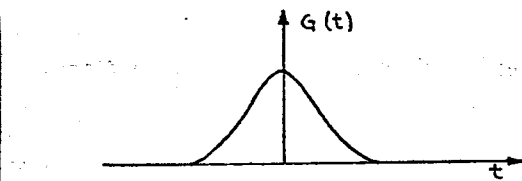
La convolución se realiza por etapas

- 1º Se invierte la función móvil
- 2º Se ubican las funciones en la posición  $T_0$
- 3º Se desplaza la función móvil un tiempo  $T$
- 4º Se efectúa la convolución

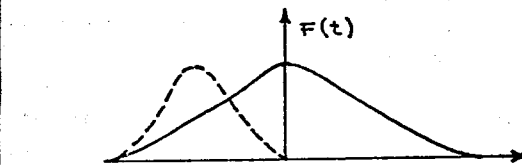
EJEMPLO DE CONVOLUCION



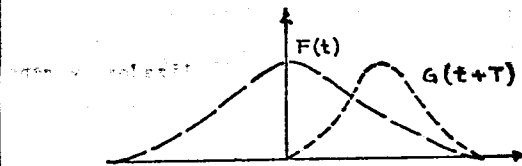
Función fija en  
Posición original



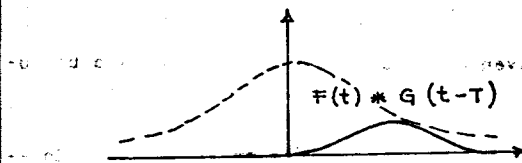
Función móvil en  
posición original



Funciones en  
posición  $T_0$



Función móvil  
desplazada  
antes de la  
convolución



Convolución

## DECONVOLUCION

La deconvolución es un proceso matemático que se utiliza para quitar los efectos causados por la convolución, actuando como un filtro inverso.

Para obtener buenos resultados en un proceso de deconvolución es preciso conocer las características de una de las señales, de lo contrario se obtendrán soluciones múltiples que satisfagan a la señal convolucionada.

En su aplicación a problemas geofísicos la deconvolución se comporta de dos maneras:

- 1) Filtro inverso para quitar el efecto de filtro de la Tierra
- 2) Filtro predictivo para atenuar energía múltiple..

Normalmente debe efectuarse en el dominio del tiempo, debido a que en el dominio de las frecuencias los espectros de cada señal involucran el espectro de amplitud y el de fase, que no son fáciles de separar utilizando las computadoras.

Las aplicaciones más comunes en procesos geofísicos, son para atenuar la energía debida a reflejos múltiples y fantasmas, así como reverberaciones, cuyas características básicas pueden determinarse mediante otros procesos tales como la correlación.

Los operadores de la deconvolución deben ser normalizados, y generalmente determinan su forma mediante aproximaciones para obtener los de óptima resolución.

## TRANSFORMADAS

4

En ocasiones resulta conveniente convertir las funciones a un dominio diferente con objeto de hacer más simple la solución.

Los operadores de transformación más comunes en la solución de problemas geofísicos son las de Laplace y la de Fourier, especial

mente la última que está relacionada con funciones periódicas de tipo seno coseno.

La aplicación de las transformadas de Fourier-Laplace permiten convertir las derivadas de funciones en funciones lineales de las transformadas de la función primitiva, la que se multiplica por una variable.

Por ejemplo;

$$f(s) = \int_a^b K(s,t) F(t) dt$$

en donde  $K(s,t)$  está dado por  $\cos st$ , y  $\sin st$  se tiene:

$$f_1(s) = \int_a^b \cos st F(t) dt$$

$$f_2(s) = \int_a^b \sin st F(t) dt$$

y

$$f(s) = f_1(s) + f_2(s)$$

Se obtiene la transformada de Fourier-Laplace

$$f(s) = \int_a^b e^{ist} F(t) dt \quad K(s,t) = e^{ist}$$

La secuencia del cálculo operacional es la siguiente:

- a) Transformación de la ecuación original en otra mas simple en función de otra incognita.
- b) Resolución de la transformada (Determinación de la nueva variable)
- c) Antitransformación de la nueva función en términos de la función original (inversión de la transformada)

Por medio del análisis de Fourier se puede pasar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, proporcionando una forma



más simple en donde la solución es sólo el producto de las frecuencias.

Por ejemplo: la transformada de la convolución se expresa de la forma siguiente:

$$\mathcal{L} = [F(t) * G(t)] = \mathcal{L} \{F(t)\} \mathcal{L} \{G(t)\}$$

Algunas formas de transformadas ya se encuentran calculadas.

Los tendidos de sismodetectores reciben toda clase de movimientos ondulatorios que se generen en el subsuelo, siendo registrados si la frecuencia se encuentra dentro del espectro que admita el sismógrafo.

Los eventos registrados son de diversa índole, superficiales, laterales, del subsuelo, etc. que se van a superponer a los reflejos.

Los eventos que corresponden a los reflejos y que presentan las características del llamado pulso de Ricker se les denomina "señales" y son el objetivo básico del trabajo de campo.

Todo evento que no corresponda a la definición de una trayectoria que se origina en el punto de impacto, se propaga al interior del subsuelo y regresa a la superficie después de haberse reflejado - de acuerdo a la ley de Snell se le da el nombre genérico de "Ruido"

Es prácticamente inevitable que los ruidos queden registrados, aunque los procedimientos de operación de campo se diseñan para tratar de eliminarlos o por lo menos atenuarlos, dado que los ruidos corresponden a una gama muy amplia, y es difícil prever que clase de ruidos se van a presentar para diseñar los tendidos adecuados.

Las señales pueden clasificarse en dos grupos:

Reflejos y Pseudoreflejos

Los reflejos son los originados en un contacto.

Los pseudoreflejos tienen características similares a los reflejos, inclusive en forma y frecuencia, pero que no son representativos de un contacto.

Aunque los ruidos son muy variados, se pueden distinguir dos tipos principales:

Ruidos coherentes.

Ruidos incoherentes.

Son ruidos coherentes aquellos que presentan características de periodicidad o similitud en frecuencia, amplitud o fase.

Son ruidos incoherentes los que no tienen ninguna relación entre sí y que se observan totalmente desorganizados y que son totalmente fortuitos, siendo diferentes para cada impacto y tendido.

Es frecuente que no se observe continuidad en los reflejos o que la correlación de una traza con la contigua no sea fácil.

Lo anterior puede deberse a perturbaciones originadas en el punto de impacto por generarse ruidos con componentes de frecuencia similar a los reflejos y que no pueden ser eliminados con los filtros eléctricos de que están dotados los sismógrafos.

Para atenuar o eliminar los ruidos coherentes es necesario identificarlos y determinar sus parámetros, lo cual se consigue con trabajos experimentales en el área de estudio, los que se conocen como ANALISIS DE RUIDOS, con los que se trata de obtener la información siguiente:

a) Las profundidades de impacto más adecuadas cuando se utilizan explosivos como fuente generadora de la energía sísmica.

b) El tamaño de la carga de explosivo o número de impactos con sistemas mecánicos, que proporcione la relación más alta

señal/Ruido.

- c) Las velocidades aparentes y las amplitudes de los eventos de ruido coherente.
- d) Las amplitudes de las señales de ruido incoherente.
- e) Las amplitudes de las señales producidas por las ondas reflejadas.
- f) El espectro de frecuencias de los ruidos y de las ondas reflejadas.

La determinación de la profundidad más adecuada se obtiene produciendo impactos con explosivos a diferentes profundidades en un pozo de prueba y en el caso de sistemas mecánicos se obtiene el efecto suma de varios impactos, observando en los registros las condiciones que proporcionen la mejor relación señal-ruido, y en su caso, la que sometida a filtraje eléctrico ó combinación de sismodetectores múltiples y/o impactos múltiples, proporcionen la relación más adecuada.

Para las pruebas se acostumbra utilizar tendidos cortos con sismodetectores muy cercanos entre si, lo que permite una mejor correlación entre los eventos de cada traza.

De manera similar se procede para determinar el tamaño de la carga en el caso de que el impacto se produzca con explosivos, ya que cargas muy pequeñas no proporcionan la energía suficiente, y cargas grandes pueden generar ruidos adicionales de alto nivel.

Para determinar las amplitudes relativas de los reflejos y los ruidos es necesario calibrar la sensibilidad de las trazas, de ser posible sin control de ganancia, determinandose además el nivel de ruido instrumental y ambiente sin señales reflejadas.

La velocidad aparente del ruido generalmente es baja y por lo tan

to con longitud de onda aparente pequeña, por lo que conforme aumenta la distancia interfieren en mayor proporción a las señales reflejadas que provienen de las capas profundas.

Para determinar las velocidades aparentes es necesario transportar la información contenida en los registros a una gráfica tiempo distancia, en donde se pueden identificar los diferentes eventos ya sean señales reflejadas o ruidos coherentes.

A partir de la información obtenida en el campo se procede a determinar los parámetros que permitan las condiciones más adecuadas de registro en el campo y que básicamente son los siguientes:

- a) Frecuencia de corte de los filtros eléctrico.
- b) Longitud del tendido y número de detectores.

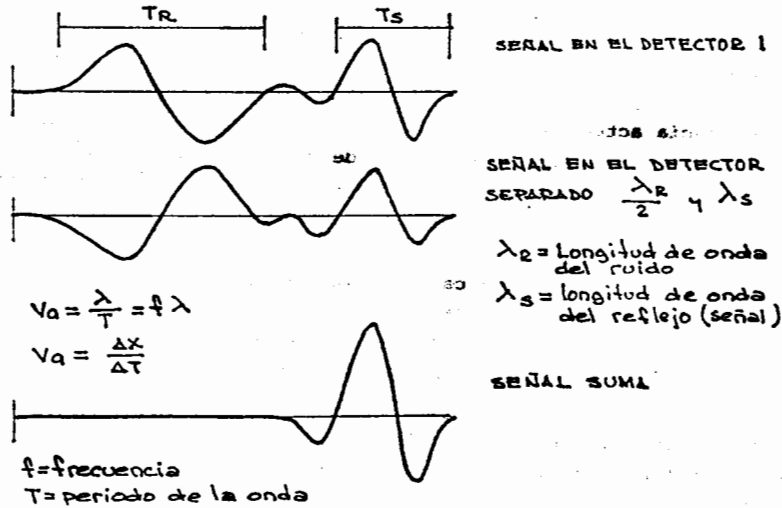
La tendencia actual de registrar los eventos en un espectro de banda ancha, hace que la frecuencia de corte de los filtros pase a ser de poca importancia durante la etapa de registro, sin embargo es conveniente conocerla para la reproducción de los registros.

Se dispone de técnicas de cálculo bien analizadas y sistematizadas para determinar la longitud del tendido y número de detectores para cada traza, aunque siempre es recomendable comprobar experimentalmente en el campo los resultados del cálculo.

En muchos de los casos ya se dispone de cuerdas con sismodetectores que están construidas con un número fijo de detectores y distancias preestablecidas, procediéndose a determinar si la atenuación de ruidos que puede obtenerse con ellos es la adecuada.

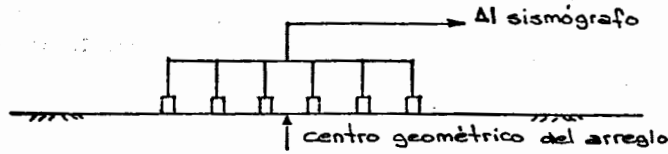
Tomando en cuenta el alcance de las presentes notas, no se profundiza en el procedimiento de cálculo, además de que existe mucha literatura al respecto, y de que ya se tomen omstrictivos para realizar los análisis de ruidos.

Debe hacerse notar que la distancia ideal entre sismodetectores debe ser igual a media longitud de onda de las señales de ruido que se quiere eliminar, y de una longitud de onda para las señales reflejadas, con lo que se tendría una cancelación de las ondas de ruido y un reforzamiento de las señales reflejadas, al sumarse las señales de los detectores múltiples, lo cual es prácticamente imposible en la práctica, en vista de que los ruidos y señales que se reciben en los detectores son de muy diferente naturaleza y frecuencia, por lo que se diseñan los tendidos para eliminar los ruidos más importantes o bien obtener una atenuación promedio que proporcione las mejores condiciones para la relación señal-ruido.

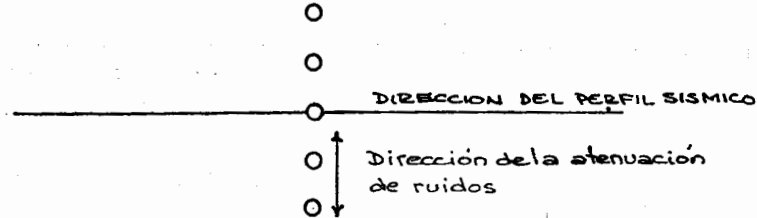


Los ruidos pueden provenir de cualquier dirección, y en algunos casos pueden tenerse ruidos laterales de importancia, por lo que el uso de sismodetectores múltiples puede ser para atenuar ruidos en línea o en varias direcciones diseñándose distribuciones en el sentido del perfil sísmico, en direcciones perpendiculares a la línea de observación, e incluso en superficie para atenuar ruidos en cualquier dirección.

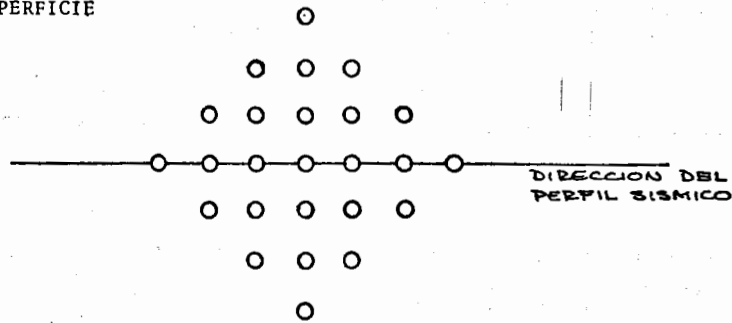
DISTRIBUCION EN LINEA



DISTRIBUCION PERPENDICULAR



DISTRIBUCION EN SUPERFICIE



Se pueden diseñar distribuciones de diferentes tipos, dependiendo de los problemas particulares de ruidos en el área en estudio.

Actualmente para la atenuación de ruidos se utilizan en forma combinada y/o simultánea, diversos procedimientos de campo tales como: grabaciones múltiples, detectores múltiples, impactos múltiples, sumas y "apilamientos" de impactos sucesivos, así como técnicas de operación especiales como el de punto de reflejo común,-

y si estos no resultan suficientes, pueden utilizarse procesos de filtrado con programas de computadora.

Los sistemas de apilamiento resultan muy eficaces para la atenuación de ruidos incoherentes.

Algunos ruidos tienen la misma frecuencia de los reflejos o muy similares, por lo que no se puede intentar atenuarlos porque se pueden perder reflejos verdaderos, en estos casos es necesario aplicar otras técnicas que permitan separarlos.

No obstante la eliminación de los ruidos coherentes e incoherentes, en las secciones sísmicas permanecen muchas señales indeseables que provienen de diversas fuentes, y que interfieren o enmascaran la información proveniente de los contactos reflejantes que son de interés en la exploración.

Muchos esfuerzos se han realizado para identificar las causas, -- comportamiento y atenuación de eventos con características similares a los reflejos sísmicos, con objeto de que las secciones sísmicas que se utilizan para la interpretación sean lo más confiables posible.

Los eventos que más confusión han proporcionado en el pasado son los llamados pseudoreflejos y que son considerados como tipos especiales de ruidos, ya que su presencia es indeseable.

Los pseudoreflejos más importantes son los siguientes:

Fantasmas

Múltiples

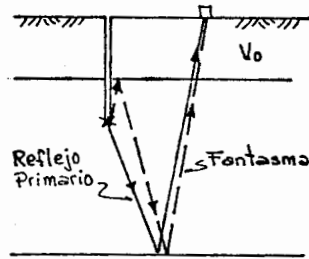
Reverberaciones

Difracciones

#### FANTASMAS

Los reflejos fantasmas se presentan especialmente cuando la energía sísmica se genera con explosivos, y se define como una señal

sismica que viaja inicialmente hacia la superficie y es reflejada hacia el subsuelo en la base de la capa de baja velocidad, -- para posteriormente ser reflejada hacia la superficie.



El fantasma generado tiene caracter al re flejo, pero con polaridad invertida y requiere más tiempo de recorrido.



Los reflejos fantasmas presentan características que permiten su identificación y básicamente son las siguientes:

El reflejo fantasma arribará a la superficie después que el reflejo primario, con un tiempo de retraso que corresponde al doble -- del que se requiere para propagarse del punto de impacto a la base de la capa de baja velocidad.

El reflejo fantasma presenta una inversión de fase y una reducción de amplitud con respecto al reflejo primario.

El sobretiem po que tiene el reflejo fantasma se conserva para todos los reflejos que se reciben en el detector y en todos los detectores del tendido.

Conocidas estas características pudiera uno hacerse desentendido de su presencia, sin embargo, en estudios que se refieran a un -- examen detallado de la información, para determinar cambios relacionados con trampas estratigráficas, es conveniente eliminarlos ya que podrían estar interfiriendo a los indicadores de cambios -- de medio, o sugiriendo erróneamente la presencia de ellos.

Debe tomarse en cuenta que el defasamiento del fantasma es proporcional a la diferencia que existe entre el punto de impacto y la -- base de la capa de baja velocidad, la cual es variable a lo largo



de una línea de observación y que genera condiciones muy cambiantes para poder establecer un sistema uniforme de filtrado.

Con el uso de sistemas mecánicos y cordones explosivos para generar la energía sísmica se puede controlar con bastante eficiencia la producción de reflejos sin fantasmas.

Los reflejos fantasmas también pueden ser eliminados o atenuar -- sus efectos, utilizando cargas profundas, algunos tipos de apilamiento de señales o aplicando procesos de autocorrelación a la -- información obtenida.

Lo ideal sería producir el impacto precisamente en la base de la capa de baja velocidad, pero esto es prácticamente incontrolable.

El uso de espectro de banda ancha de frecuencias, y la grabación en sistemas digitales sin control de ganancia, proporcionan buenos elementos para identificar los reflejos fantasmas, así como los procesos para recuperar la amplitud original de las señales.

#### REFLEJOS MÚLTIPLES

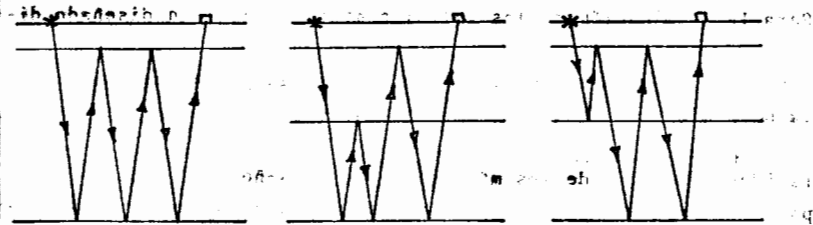
La presencia de múltiples es una de las causas más serias en interpretaciones incorrectas de la información.

Un múltiplo puede considerarse como una señal que ha sufrido reflexiones sucesivas antes de regresar a la superficie.

El problema fundamental de los múltiples es de que las posibilidades de que se generen son casi infinitas, siendo simétricas o asimétricas sus trayectorias.

Algunas trayectorias que pueden seguir los reflejos múltiples se indican a continuación.

... que el ... los reflejos ...



Es completamente impredecible la trayectoria que va a seguir un reflejo múltiple.

Algunas de las características que identifican a un múltiple son las siguientes:

.El tiempo de trayectoria es considerablemente más grande que la de los reflejos primarios, sugiriendo reflectores a profundidades generalmente injustificables.

.Las velocidades aparentes de un reflejo múltiple son anormales a las profundidades que sugieren.

.Los sobretiempos de los múltiplos con respecto a las trayectorias de los reflejos primarios son múltiplos de los tiempos que corresponden a las trayectorias en los intervalos de las capas reflectoras.

Los reflejos múltiples que sugieren capas reflejantes a profundidades anormales pueden ser ignorados durante la etapa de interpretación, pero los que presentan tiempos de trayectoria a la de reflejos verdaderos son muy peligrosos.

La eliminación o atenuación de reflejos múltiples requiere de un análisis muy cuidadoso para identificarlos, ya que utilizar un proceso indiscriminado de filtrado, puede afectar a reflejos verdaderos.

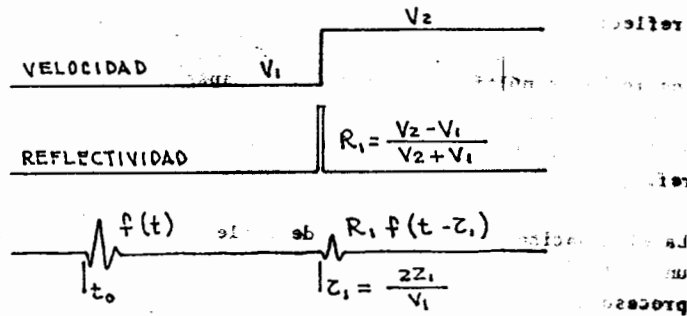
Frecuentemente, los reflejos múltiples pueden enmascarar la presencia de reflejos primarios, haciendo inobservable su existencia

Para la eliminación de los reflejos múltiples se han diseñado diversos procesos de filtrado que involucran técnicas de correlación, convolución y deconvolución, siendo la parte más importante la determinación de los parámetros que definen a los operadores.

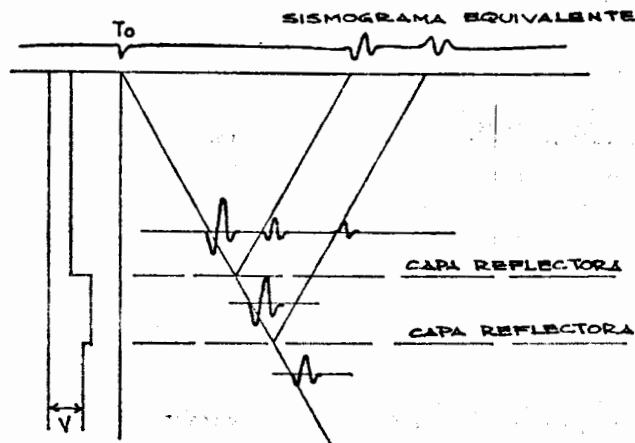
La identificación de los múltiples y el diseño de los operadores para los procesos requiere de un conocimiento bastante completo de las características geológicas del área, de la distribución de velocidades y de los posibles reflectores de importancia, además de una gran experiencia en el análisis de los reflejos primarios y múltiples.

Un elemento muy importante en los procesos para atenuar los reflejos es el conocido como "sismograma sintético", que consiste en diseñar un sismograma teórico, a partir de considerar impulsos que se generan en los contactos reflejantes producidos por cambios bruscos de velocidad, los cuales son transformados a señales sísmicas utilizando la forma del Pulso de Ricker.

Para construir el simograma sintético debe disponerse de la distribución de velocidades de intervalo, y de ser posible su correspondencia con la columna geológica, para determinar el índice de reflectividad y las características del pulso de Ricker.



El proceso de reflexión para dos contactos acústicos generadores de reflejos es importante tomarlo en cuenta para definir la atenuación e inversión del pulso reflejado, tomando en cuenta que la energía de la onda se distribuye entre la onda reflejada y la que continúa propagándose a capas más profundas.

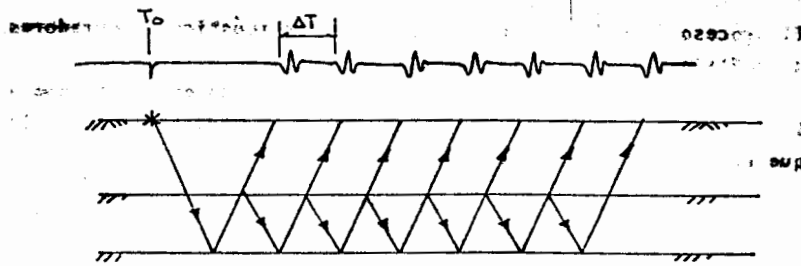


Cuando la columna geológica presenta constantes zonas de cambio de velocidad, es necesario determinar los pulsos correspondientes a cada reflector y posteriormente sumarlos para obtener el sismograma equivalente.

El uso de sismogramas sintéticos resulta útil para identificar reflejos múltiples, ya que al correlacionarlos con inversión de fase eliminan a los reflejos primarios enfatizando los ruidos, con lo que se obtiene un patrón de ellos, el cual puede utilizarse posteriormente para atenuar reflejos múltiples y ruidos.

#### REVERBERACIONES

Las reverberaciones pueden considerarse como un caso especial de reflejos múltiples sucesivos, originados por capas de fuerte contraste de velocidad, que hacen que el reflejo oscile dentro de una misma capa emitiendo hacia la superficie energía sísmica conforme se propaga a lo largo de ella.



Las reverberaciones producen sismogramas que presentan bandas sucesivas de reflejos a intervalos de tiempo prácticamente iguales, y durante todo el tiempo de registro, enmascarando todos los demás reflejos, lo que hace pobre la identificación de ellos.

La mayoría de las reverberaciones se generan en capas relativamente someras, conteniendo gran energía, por lo que su interferencia involucra a gran parte de la sección.

Se han estudiado intensivamente las características de las reverberaciones, ya que es común su presencia en trabajos marinos, en los que la presencia de los fondos marinos propicia su generación, y su eliminación mediante procesos; es ya común y rutinario.

#### DIFRACCIONES

Las difracciones corresponden a un fenómeno que generalmente tiene lugar cuando existe un contraste muy fuerte de cambios de velocidad en un área muy reducida, o bien cuando existe un cambio brusco en los echados de las capas reflectoras presentando aristas o puntos de forma puntiaguda, los que se comportan como centros emisores de ondas sísmicas.

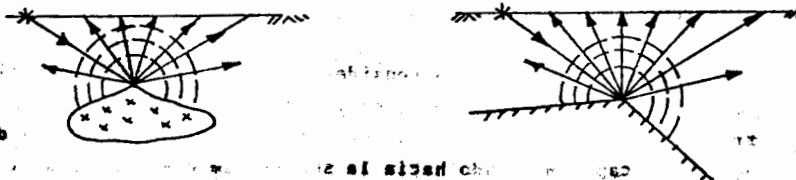
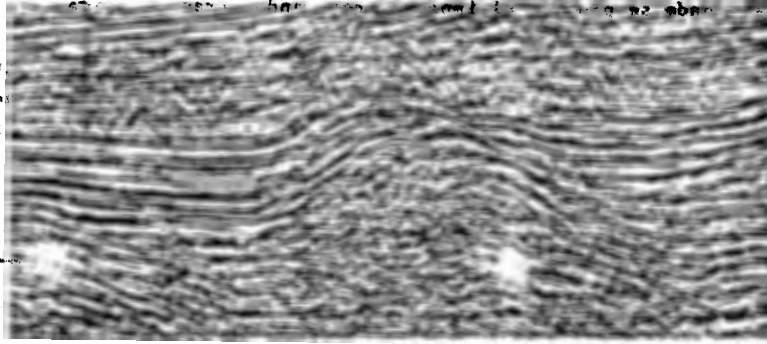


Fig. 1. Difracción de ondas sísmicas en un punto agudo.

El efecto que producen los puntos de difracción en las trayectorias que se generan en ellos, es el de un incremento de tiempo -- que al ser detectadas en la superficie aumenta con la distancia, siendo simétricos con respecto a la trayectoria de tiempo mínimo, adquiriendo en la sección sísmica la forma de un arco formado por reflejos, que sugiere un anticlinal con echados que incrementan -- conforme aumenta la distancia, el cual generalmente interfiere a -- otros reflejos con echados suaves.

En sistemas de perfil continuo, el punto de difracción puede ser alcanzado por trayectorias que provienen de diferentes puntos de impacto, pudiendose observar en la sección que los arcos se cruzan.



Actualmente el fenómeno de la difracción es bien conocido, por lo que su presencia es relativamente fácil de identificar, especialmente cuando las difracciones son abundantes, no así cuando provienen de puntos aislados y pueden combinarse con otros reflejos dando la sensación de una buena continuidad, propiciando errores en la interpretación.

Para eliminar los efectos de este tipo de

Confirmar la presencia de difracciones no es suficiente, sino que es necesario eliminarlas, porque la interferencia que producen a reflejos primarios dan lugar a zonas de continuidad confusa e inclusive de información prácticamente nula, caso muy frecuente en las cercanías de las cimas de anticlinales.

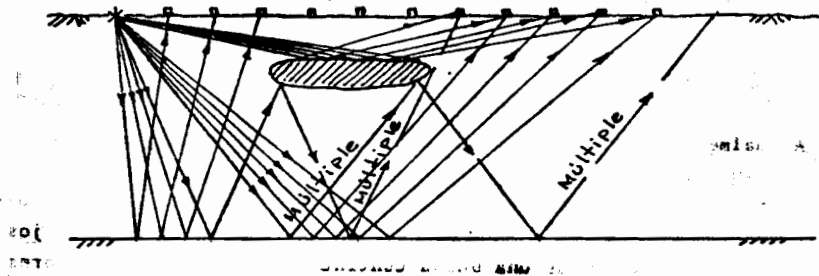
El punto de difracción

TECNICA DEL PUNTO DE REFLEJO COMUN (PRC)

Muchos de los ruidos incoherentes están relacionados con condiciones geológicas que afectan localmente a los puntos de impacto y detección, en la superficie o en pequeñas zonas de la columna sedimentaria, debido a cambios litológicos y/o a condiciones ambientales estrictamente circunstanciales.

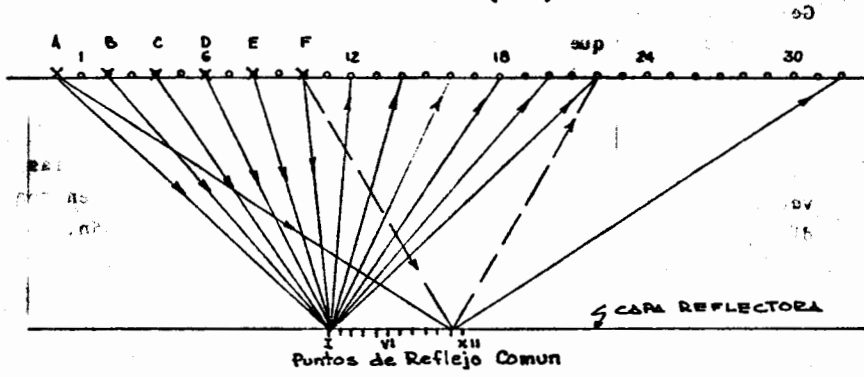
En algunos casos al repetirse la observación de un tendido los ruidos incoherentes pueden cambiar, sin embargo no es fácil hacer varias observaciones en el mismo punto como una rutina de campo, ya que además de costoso puede causar fatiga del terreno en donde se produce el impacto, generando otras complicaciones.

Zonas anómalas locales del subsuelo pueden generar reflejos que son detectados en algunos puntos de la superficie, pero que no influyen en el resto del tendido produciendo confusión en la interpretación.

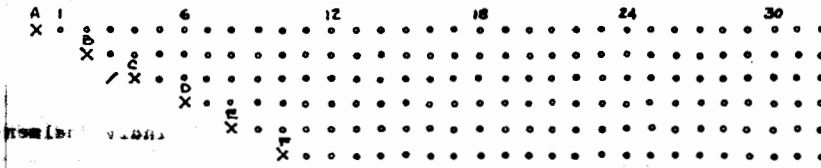


Para atenuar los efectos de este tipo de ruidos fortuitos se diseñó la técnica del "Punto de Reflejo Común" (Common Depth Point), conocido simplemente como PRC, que básicamente consiste en detectar un mismo punto de la capa reflectora, con trayectorias provenientes de diferentes puntos de impacto y que son registradas en sismodetectores ubicados a distancias simétricas con respecto al punto de reflejo común.

TECNICA DEL PUNTO DE REFLEJO COMUN (CDP)



ESQUEMA DE TENDIDOS REGISTRADOS



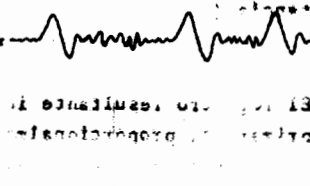
ORDEN DE APILAMIENTO DE TRAZAS (600%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
P.I. A	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
P.I. B	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
P.I. C	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
P.I. D	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
P.I. E	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
P.I. F	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23

TRAZAS INDIVIDUALES



TRAZA APILADA





Geométricamente existen múltiples combinaciones punto de impacto-sismodetector que correspondan al mismo punto de reflejo, sin embargo en la práctica se sistematiza la observación de campo para avanzar en un mismo sentido.



Se acostumbra colocar un tendido largo, con una longitud varias veces mayor que el tendido que puede operar el sismógrafo en condiciones normales para 24, 48, etc., canales de observación, ubicando los puntos de impacto a distancias menores que en los tendidos normales.

De acuerdo a la capacidad del sismógrafo deben registrarse las señales correspondientes a los sismodetectores que reciben las trayectorias del mismo punto de impacto, lo que se consigue mediante un conmutador múltiple deslizable, que conecta exclusivamente los detectores del tendido largo cuyas señales van a ser registradas, el cual se opera desde el sismógrafo.

Los registros obtenidos en cada impacto se graban individualmente en una cinta magnética, en forma consecutiva.

Como para cada punto de reflejo común corresponden registros obtenidos en diferentes detectores, es necesario tenerlos identificados para posteriormente recuperarlos de la cinta. Es conveniente tener un diagrama o tabla que permita reconstruir las secciones para una serie de puntos de reflejo común.

Una sección de reflejo común se construye sumando los registros individuales obtenidos en los sismodetectores que corresponden a cada uno de los puntos de reflejo común.

Los registros son previamente corregidos por efectos de la distancia (corrección dinámica), convirtiendo las trayectorias inclinadas en las verticales equivalentes en forma individual.

El registro resultante incrementará la amplitud de los reflejos primarios, proporcionalmente al número de registros que se hayan obtenido para el punto reflejante.

Al normalizar la amplitud del registro suma, las señales espurias resultarán atenuadas con lo que se mejora la relación señal a ruido.

Al proceso de sumar los registros correspondientes para cada punto reflejante se le conoce como "apilamiento".

En esta técnica se obtienen cintas, una que contiene la información original de campo y otra en la cual se graban los registros apilados siguiendo la secuencia de los puntos de reflejo común.

La distancia entre puntos de impacto y el número de ellos, depende de la cantidad de reflejos individuales que se quieren obtener del mismo punto del subsuelo, denominándose "multiplicidad", la cual se expresa en porcentaje.

Un solo registro representa una multiplicidad del 100%, tres registros el 300%, seis registros el 600%, etc.

Dependiendo de la cantidad e influencia de los ruidos deben seleccionarse las multiplicidades, pudiendo ser hasta de 2400%.

La mejor manera de seleccionar la multiplicidad óptima, desde el punto de vista técnico y económico, es haciendo pruebas en el área de estudio con la mayor multiplicidad que se pueda operar en el campo, y posteriormente en el centro de procesamiento se elaboran las secciones con diferentes multiplicidades, eligiendo se la que presente una relación señal-ruido razonablemente, generalmente mayor que tres.

En la práctica, una vez que se tiene elegida la multiplicidad se establece la distancia y posición de los puntos de impacto, así como el diagrama de los puntos de detección de las señales para cada punto de reflejo común, procediéndose a hacer la observación de campo en forma sistemática.

Debe hacerse notar que dado que el sistema de observación avanza siempre en el mismo sentido, y la multiplicidad sólo se obtiene cuando se han producido el número de impactos correspondientes, la sección resultante es deficiente en los extremos porque no se tiene la multiplicidad adecuada, por lo que la longitud de la línea observada debe ser mayor a la longitud que se quiere controlar en el subsuelo.

Actualmente casi todos los trabajos de exploración petrolera utilizan el subtema PRC, porque atiende muchas señales producidas en la parte somera del paquete sedimentario, y en ocasiones reflejos múltiples que afectarían las señales profundas de interés.

En la práctica, una vez que se tiene elegida la multiplicidad de impactos de los puntos de registro de un sistema de observación, se debe tener en cuenta el tiempo de observación, ya que para poder observar el número de impactos correspondiente a la multiplicidad elegida, es necesario que el sistema de observación avance una distancia mayor a la longitud que se quiere controlar en el subsuelo.

En la práctica, una vez que se tiene elegida la multiplicidad de impactos de los puntos de registro de un sistema de observación, se debe tener en cuenta el tiempo de observación, ya que para poder observar el número de impactos correspondiente a la multiplicidad elegida, es necesario que el sistema de observación avance una distancia mayor a la longitud que se quiere controlar en el subsuelo.

## LA TECNICA SISMOLOGICA TRIDIMENSIONAL

Los estudios sismológicos bidimensionales generan secciones sísmicas que sugieren las condiciones estructurales en un plano vertical que pasa a lo largo del tendido de observación.

Lo anterior no es rigurosamente cierto, debido a que los reflejos que se encuentran en la sección pueden provenir de puntos ubicados fuera del plano de la sección.

Los ángulos que satisfacen la ley de Snell  $\text{sen } i = \text{sen } r$ , son medidos con respecto a la perpendicular al plano reflejante, por lo que si el echado de la capa no es colineal con la dirección de la línea de observación, el punto de reflejo se encontrará fuera del plano vertical que pasa por el tendido.

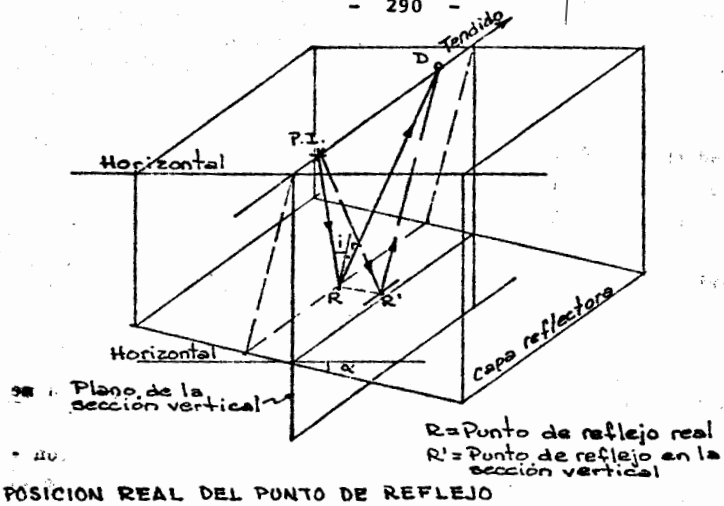
La práctica de considerar los puntos de reflejo en el plano de la sección proporciona profundidades y posiciones erróneas de los puntos de reflejo.

En las capas reflejantes prácticamente horizontales, los errores que se producen son de poca consideración, en cambio cuando el echado es fuerte, el desplazamiento puede ser importante.

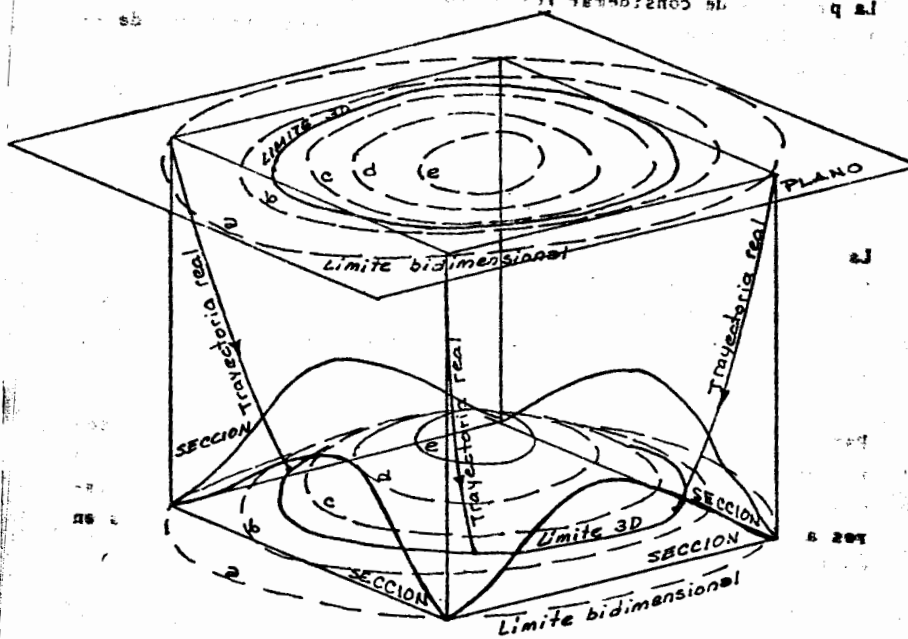
La construcción de mapas de isoprofundidad de una capa reflejante, apoyada en secciones bidimensionales que forman una retícula, en realidad solo permite tener una idea cualitativa de las condiciones bidimensionales, ni siquiera son una proyección de las condiciones reales.

Para obtener una reconstrucción tridimensional más aceptable sería necesario migrar los reflejos en la dirección del echado, lo cual no es predecible, o por lo menos en sentidos perpendiculares a la dirección, y de acuerdo a sus proyecciones ubicarlos en posiciones adecuadas.

DE LA SUPERFICIE REFLEJANTE



PÓSICION REAL DEL PUNTO DE REFLEJO



DISTRIBUCION DE LA SUPERFICIE REFLECTORA

Sin embargo, las características de las técnicas bidimensionales no permiten disponer de la información necesaria para determinar los parámetros que se requieren para la migración en tres dimensiones.

En los cruces de secciones se tiene información estructural en sentidos perpendiculares, en donde se puede intentar una migración tridimensional, sin embargo ésta posibilidad queda restringida a las proximidades a los cruces, y en el resto del área la reconstrucción será especulativa.

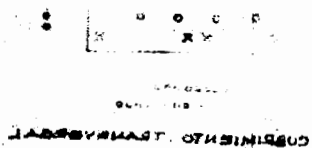
Rasgos estructurales asociados a anticlinales de gran magnitud no variarán cualitativamente, pero existe la tendencia de disminuir sus dimensiones y profundidad.

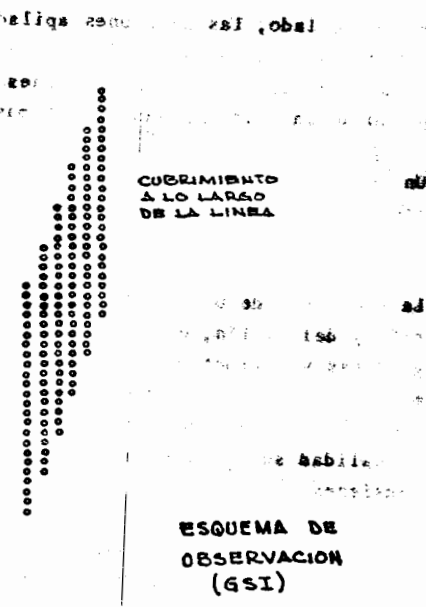
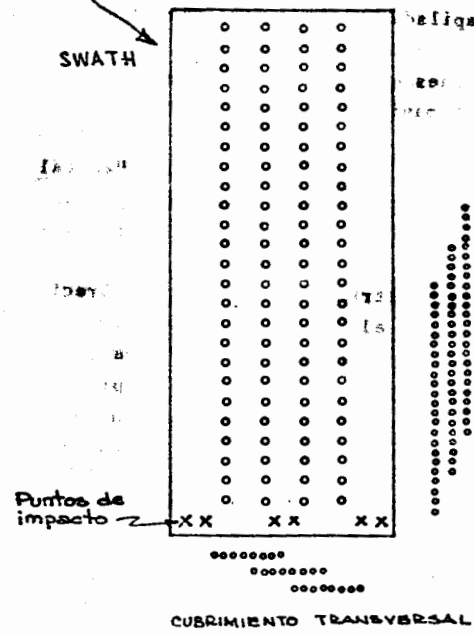
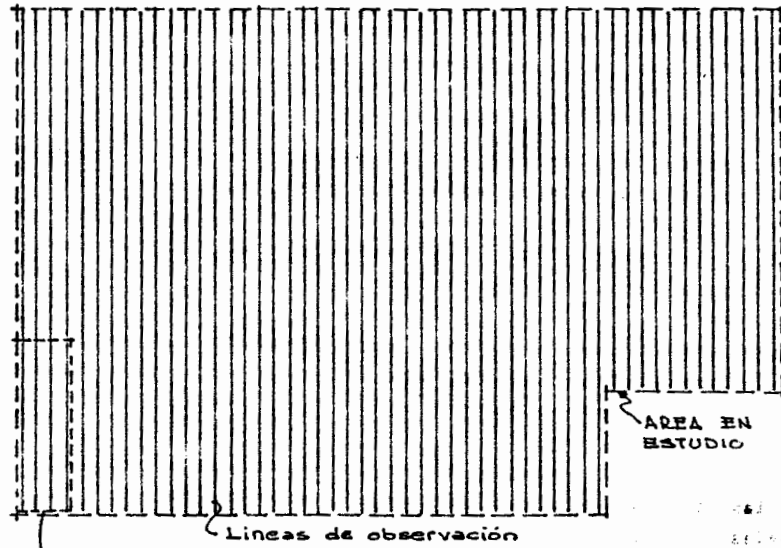
Las estructuras sinclinales tienen la tendencia a manifestarse en las secciones bidimensionales con dimensiones menores a las reales.

Por otro lado, las secciones apiladas bidimensionales que se obtienen en la técnica PRC están influenciadas por las interferencias de reflexiones y difracciones que provienen de fuera del plano de la sección, las que se manifiestan como ruido.

Un interprete con experiencia puede realizar migraciones "mentalmente" y hacer las reducciones apropiadas en dimensión y profundidad, pero no dispone de elementos objetivos para justificarlos.

La necesidad de ubicar los rasgos estructurales con mayor precisión y definición, es importante en el caso de trampas estratigráficas y estructuras muy afalladas, en donde se requiere delimitar los diferentes cuerpos o bloques, por lo que se ha propiciado la búsqueda de técnicas que proporcionen información de la calidad suficiente para tener una interpretación en tres dimensiones.





La técnica que actualmente responde a estos requerimientos se conoce como la técnica sismológica tridimensional que usualmente se designa como 3D.

El objetivo de la técnica 3D es obtener información continua en direcciones ortogonales, que permiten realizar migraciones en tres dimensiones. Para tal efecto debe diseñarse un esquema de distribución de sismodetectores que cubra uniformemente toda el área de estudio.

Para facilitar los trabajos de campo se acostumbra dividir el área en fajas en las que se registre simultáneamente varios tendidos paralelos, que se observan de manera continua. Al terminar una faja se hace la observación de la faja adyacente, y así sucesivamente hasta que se cubre toda el área.

El diseño de los trabajos de campo requiere de un análisis muy cuidadoso, generalmente apoyado en pruebas de campo que permitan definir todos los parámetros que influyen en el proceso, tales como variaciones de la velocidad tanto verticales como laterales la frecuencia predominante de las señales, y la variación del echado en las capas de interés.

La distancia entre tendidos, así como el número y posición de los puntos de impacto, para cubrir una fracción de las fajas de observación se denomina SWATH.

Dada la gran cantidad de puntos de detección que se utilizan simultáneamente, se acostumbra operar sismógrafos de gran capacidad de registro, generalmente mayores de 96 trazas simultáneas.

Cuanto mayor sea la capacidad del sismógrafo mayor será el número de tendidos paralelos que pueden ser observados en un swath para cada impacto.

Para el registro de los tendidos normales se utiliza la técnica del punto de reflejo común. Para obtener cubrimientos múltiples. El apilamiento en la dirección del tendido se realiza en forma



combinada con el apilamiento en el sentido perpendicular el cual es más complicado porque involucra todos los tendidos del swath.

Antes de que se pueda efectuar la migración tridimensional es necesario que los datos hayan sido procesados para eliminar los ruidos incoherentes y coherentes, y que se hayan normalizado los registros para tener las trayectorias verticales equivalentes, correspondientes a cada sismodetector.

Los procesos que deben aplicarse a la información utilizan algoritmos de la ecuación de onda en tres dimensiones, por lo que resultan complicados y costosos por la gran cantidad de datos que se manejan, especialmente para el control de velocidades y la migración en tres dimensiones.

Se han diseñado diversas técnicas de procesamiento de la información con el objeto de tener el máximo aprovechamiento de los resultados de la técnica 3D, que permiten generar además de las secciones, planos de la distribución de los rasgos estructurales a diferentes profundidades de manera secuencial, así como la distribución espacial de diversos parámetros tales como: velocidad de intervalo, amplitud, fase, polaridad, impedancia acústica, y otros de uso específico.

La técnica 3D se utiliza para resolver casos muy complejos que no pueden solucionarse satisfactoriamente con las técnicas bidimensionales.

Las ventajas que se obtienen con la técnica 3D son:

.El posicionamiento de los reflectores del subsuelo con rasgos curvilíneos o buzantes, en sus localizaciones apropiadas tanto en el sentido horizontal como vertical.

.La reubicación de las difracciones producidas por fallas y otras discontinuidades abruptas, a sus puntos de origen.

.La restitución de la energía de las señales que se pierde por la acción desenfocante que producen dispersiones generadas en el subsuelo.

.Mejoría en la atenuación de múltiples durante el apilamiento, debido a la gran cantidad de datos y el control de las variaciones laterales de la velocidad.

## ANALISIS DE VELOCIDADES

La conversión de tiempos a profundidades, la aplicación de corrección estáticas y dinámicas, así como el diseño y aplicaciones de procesos para mejorar la calidad de la información sísmica, se apoya en el control de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, y la exactitud que puede esperarse de los resultados depende de que tan reales son las distribuciones de velocidades que se haya utilizado.

Muchos son los esfuerzos que se han realizado para determinar con mayor eficiencia las velocidades, sin embargo sigue siendo la determinación de velocidades en pozos profundos la de mayor confianza, presentando grandes incertidumbres ya que no siempre es posible disponer de un pozo, y su profundidad es limitada, además de que no se puede asegurar que los resultados obtenidos puedan ser extrapolados a toda el área.

El uso extensivo de los registros sónicos ha permitido conocer -- mejor las variaciones de la velocidad en el sentido vertical, pero debido a los cambios laterales de las condiciones litológicas, es necesario considerar cambios laterales de velocidad.

Utilizando el cúmulo de información que se obtiene con la técnica de punto de reflejo común, almacenada en cintas magnéticas digitales, se han diseñado programas de computadora que se conocen como "Análisis automático de velocidades".

El análisis automático de velocidades consiste básicamente en definir e identificar la continuidad que mejor correlacione los picos del espectro de velocidades en un grupo de trazas, a diferentes intervalos de tiempo.

El análisis automático utiliza el promedio de velocidades en un intervalo de tiempo, que se expresa en función de la llamada velocidad cuadrática media que se define como:

$$V_{mc} = \left[ \frac{V_i^2 T_i}{T_o} \right]^{1/2}$$

025d 22J

en donde:

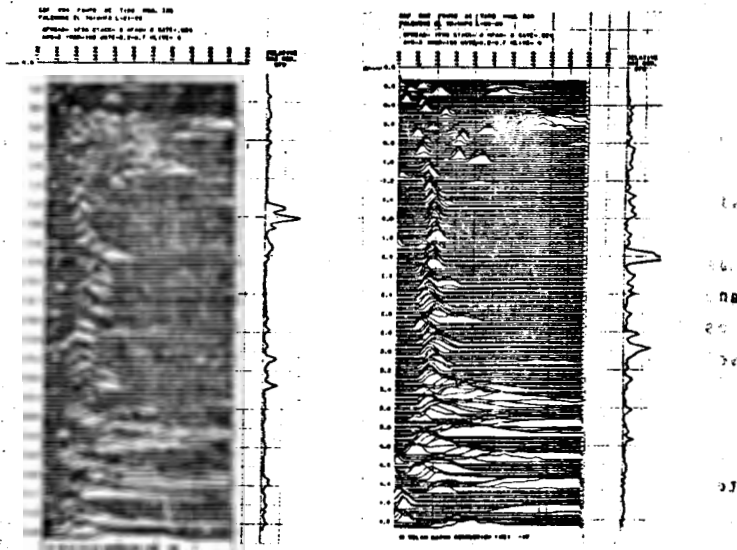
To= Tiempo vertical equivalente al intervalo

Ti= Tiempo en el intervalo

Vi= Velocidad de intervalo

Los resultados que se obtienen con el programa de análisis automático se proporcionan básicamente en dos formas:

- 1.- Análisis de velocidades constantes a partir de la información de familias de punto común, en donde se muestra sistemáticamente intervalos de tiempo, conocidos como ventanas, aplicando diferentes velocidades de intervalo hasta encontrar la que proporcione los mejores resultados.
- 2.- Representación gráfica automática de las distintas velocidades utilizadas y los valores de correlación que les corresponde. Se conoce como "Velagram".



Las bases teóricas del programa son complejas y del dominio de los especialistas en procesos, por lo que sólo se comentarán las etapas básicas que se desarrollan en su aplicación.

De la información de campo se prepara un correlograma mediante un proceso de autocorrelación, para establecer los parámetros óptimos que se requieren en el proceso de deconvolución, variable con el tiempo y la distancia, con objeto de eliminar posibles reverberaciones.

Se aplican las correcciones estáticas y dinámicas, y se somete la información al proceso de apilamiento por medio de un filtro de coherencia, para reducir el ruido.

La aplicación del programa de análisis automático de velocidades elimina múltiples y ruidos en general, proporcionando además de la gráfica de velocidades medias cuadráticas una curva de coherencia que indican los picos de máximo valor.

A partir de ésta información se elaboran secciones de velocidades de intervalo, las cuales son analizadas y ajustadas en su caso para continuar con los procesos.

La información interpretada automáticamente por la computadora se alimenta a programas que aplican filtros recursivos de pasa baja y convierten los datos a valores de tiempo-velocidad, construyendo secciones con curvas de isovelocidad que representan el comportamiento de velocidades en el subsuelo, a lo largo de la línea sísmica.

Las secciones de velocidades medias pueden ser muy útiles para analizar eventos que en las secciones sísmicas sugieren condiciones estructurales complejas, y que sólo se deben a variaciones de velocidad.

Por otro lado, debe recordarse que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas depende de las propiedades elásticas de los materiales y de su densidad por lo que si se dispone de patrones de

comparación, puede establecerse correlación entre las variaciones de velocidad y de las densidades, y en algunos casos con la porosidad.

Lo anterior puede ser particularmente útil al analizar cambios estratigráficos de importancia en los paquetes sedimentarios.

No debe sobre estimarse la aplicación de éstos programas, ya que su validez depende del control de los parámetros utilizados, y en el mejor de los casos, no puede asegurarse que se comporte igual en toda el área de estudio.

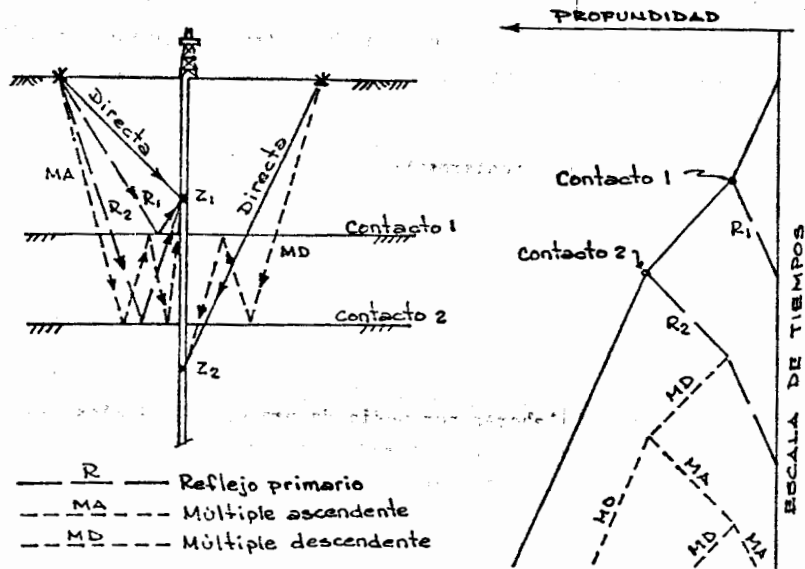
Actualmente se pueden elaborar por medio de procesos digitales, secciones cromáticas de velocidades medias que facilitan la identificación de zonas de interés para un análisis más detallado.

#### PERFILES SISMICOS VERTICALES

La determinación de velocidades sísmicas en pozos por el método clásico, consiste en detectar los primeros arribos al detector en el pozo, de la trayectoria prácticamente vertical que se genera en la superficie mediante un impacto, y con objeto de conocer mejor características de la distribución lateral y vertical de las velocidades, se ha diseñado la técnica conocida como "Perfil sísmico vertical", en el cual además de los primeros eventos se detectan todos aquellos que puedan ser recibidos en el detector de pozo, ya sean reflexiones primarias o reflejos múltiples generados en los contactos cercanos al pozo.

Los datos obtenidos a diferentes profundidades del pozo a partir de los eventos provenientes de la superficie, permiten calibrar el registro sísmico del pozo, y analizar los efectos que la Tierra produce sobre la onda sísmica.

Las ondas ascendentes constituyen datos de reflexiones sísmicas y corresponden a la autoconvolución de las ondas descendentes, y en ocasiones a señales de reflejos múltiples.



La forma de los reflejos primarios y los eventos múltiples variarán de acuerdo a la posición del detector de pozo con respecto a las capas reflectoras.

Cuando el detector se encuentra abajo de un reflector, las reflexiones primarias y los múltiples no se pueden registrar.

Las reverberaciones sólo se manifiestan como ondas descendentes, abajo del punto de detección.

En la gráfica Tiempo-Profundidad, la terminación brusca de eventos ascendentes permite la identificación de reflejos múltiples.

La continuación de un evento a partir de la curva de primeros arribos, permite identificarlos como reflejos primarios.

La información contenida en la cinta digital de registro es sometida a proceso mediante un programa de computadora, y el análisis de registros apilados y deconvolucionados permite separar los diferentes eventos y contar con los elementos que permitan diseñar sismogramas sintéticos.

El procedimiento de perfiles sísmicos verticales permite determinar impedancias acústicas, a partir de registros de densidad y de velocidad obtenidas en el pozo.

No se conocen todavía todas las posibilidades de información que se pueden obtener con el procedimiento, pero los avances en la -- instrumentación y el desarrollo de procesos, permiten augurar mayor eficiencia y eficacia en el control de las distribuciones de velocidades.

iqA



TEMA VI.- EL METODO SISMOLOGICO

BIBLIOGRAFIA

Dobrin, M.B.- Introduction to Geophysical Prospecting, 3rd. - -  
Edition, Mc Graw Hill, 1976

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.- Applied Geophysics Cambridge  
University Press, 1976

Nettleton.- Geophysical Prospecting for Oil, Mc Graw Hill, 1976

Grant, F.S. and West, G.F.- Interpretation Theory in Applied - -  
Geophysics, Mc. Graw Hill, 1961

Olhovich, V.- Curso de sismología Aplicada, Reverteé 1959

Dix, C.H.- Seismic prospecting for oil, Harper and Brothers, New  
York, 1952

LECTURAS RECOMENDADAS

Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Boletines - -  
Society of Exploration Geophysicists.- Bulletin.

Nota: La bibliografía es muy extensa, y en muchos de los casos -  
sobre temas y subtemas específicos, generándose continua--  
mente nuevos artículos, por lo que se sugiere que el coordi--  
nador del curso indique los trabajos que sean compati--  
bles con sus objetivos.

CUESTIONARIO DE EVALUACION

VI.1 Explicar los principios básicos en que se apoya el método -  
sismológico

VI.2 Describir el comportamiento de los movimientos ondulatorios  
en diferentes medios, de acuerdo a los enunciados de los --  
principios de Huyghens y Fermat.

- VI.3 Demostrar las leyes de reflexión y refracción a partir del principio de Huyghens
- VI.4 Demostrar las leyes de reflexión y refracción a partir del principio de Fermat
- VI.5 Describir los sistemas para generar artificialmente la energía sísmica en los trabajos de campo.
- VI.6 Describir los instrumentos que se utilizan para detectar en la superficie, la energía sísmica que se propaga en el subsuelo.
- VI.7 Explicar las características de la operación de campo en la técnica sísmológica de refracción.
- VI.8 Explicar el procedimiento para resolver el caso de una capa paralela con la técnica de refracción
- VI.9 Explicar el procedimiento para resolver el caso de varias capas paralelas con la técnica de refracción
- VI.10 Explicar el procedimiento para resolver el caso de varias capas no paralelas, en la técnica de refracción
- VI.11 Explicar las técnicas de refracción para perfiles continuos y abanicos
- VI.12 Explicar las características que definen la técnica sísmológica de reflexión
- VI.13 Describir los diferentes tipos de tendido de sismodetectores que se utilizan en la técnica de reflexión
- VI.14 Describir las correcciones estáticas que deben aplicarse en la técnica de reflexión
- VI.15 Explicar la necesidad de aplicar la corrección dinámica y la forma de hacerla.

I.16 Describir los procedimientos para determinar la ley de velocidades verticales que se utilizan en la técnica de reflexión

VI.17 Explicar en que consiste la migración de echados y la conveniencia de hacerla.

VI.18 Describir los diferentes tipos de ruidos sísmicos que pueden aparecer en los trabajos de reflexión

VI.19 Indicar las técnicas de que se dispone para atenuar los diferentes tipos de ruidos

VI.20 Explicar en que consiste la técnica de punto de reflejo común

VI.21 Describir el procedimiento para resolver el caso de una capa de reflexión con la técnica de reflexión

VI.22 Describir el procedimiento para resolver el caso de varias capas de reflexión con la técnica de reflexión

VI.23 Describir el procedimiento para resolver el caso de varias capas de reflexión con la técnica de reflexión

VI.24 Describir las técnicas de reflexión para

VI.25 Describir las características que deben tener las técnicas de reflexión

VI.26 Describir los diferentes tipos de ruidos sísmicos que pueden aparecer en los trabajos de reflexión

VI.27 Describir las técnicas de reflexión para atenuar los diferentes tipos de ruidos

VI.28 Explicar en que consiste la técnica de punto de reflejo común

## VII.- LOS METODOS ELECTRICOS

Los métodos eléctricos utilizan la medición de ciertas magnitudes de campos eléctricos o electromagnéticos para investigar las características de estructuras, depósitos minerales o condiciones del subsuelo. Dentro de la prospección geofísica son los que presentan la mayor variedad de técnicas. Corresponden al grupo que utiliza la energía de los campos potenciales, y pueden medir las influencias de campos naturales de la tierra o de campos generados artificialmente.

Las corrientes eléctricas asociadas a los campos terrestres, constituyen un complejo sistema de cargas móviles. A gran profundidad las corrientes pueden ser electrónicas, pero en las rocas sedimentarias saturadas de agua es netamente iónica. La conducción eléctrica depende de la estructura de las rocas sólidas profundas, y del contenido de agua salina contenida en los poros de las rocas superficiales.

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 negativa fluctúa notablemente de forma continua aunque desconocida, la corriente respectiva en sentido contrario no se ha comprendido perfectamente, y se le conoce como corrientes telúricas.

Los campos eléctricos naturales se encuentran sujetos a una gran cantidad de influencias que los hacen variar, entre las que destacan las debidas a variaciones de los campos magnéticos, por lo que en los métodos de prospección eléctrica se utilizan en muchos casos, campos producidos artificialmente, con características conocidas.

Los métodos eléctricos se basan en tres propiedades eléctricas básicas que se han identificado en las rocas:

- 1.- Resistividad o inversa de la conductividad
- 2.- Constante dieléctrica
- 3.- Actividad electroquímica, debida a los electrolitos contenidos en el terreno.
- 4.- La susceptibilidad magnética.

Es frecuente que las propiedades eléctricas de las rocas varíen más ampliamente que otras propiedades físicas.

Las diferencias de propiedades eléctricas del subsuelo, pueden correlacionarse frecuentemente con cambios litológicos, cambios de formaciones o de condiciones del subsuelo, sin que esto sea una regla infalible, sin embargo la posibilidad de ello lo convierten en herramientas muy aceptables, y en ocasiones pueden emplearse con ventajas a otros métodos geofísicos y geológicos.

En la actualidad se utilizan una gran variedad de métodos eléctricos, con sistemas que responden a diversas condiciones de la distribución de las rocas del subsuelo, y a las propiedades eléctricas que se estén midiendo, así como al tipo de corrientes eléctricas que se usen.

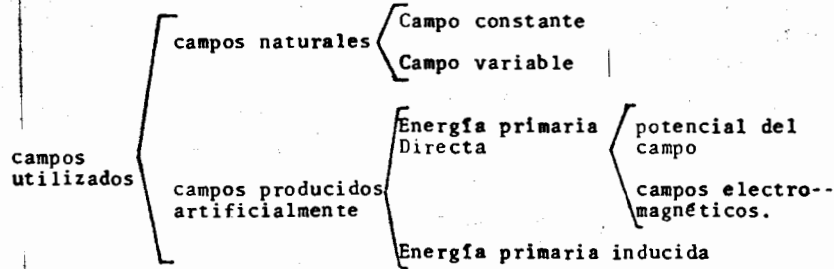
De acuerdo a la corriente eléctrica utilizada los M.E. pueden clasificarse o agruparse de la forma siguiente:

Métodos eléctricos {  
    Que utilizan corrientes electrónicas  
    Que utilizan corrientes electrolíticas  
    Que utilizan propiedades dieléctricas

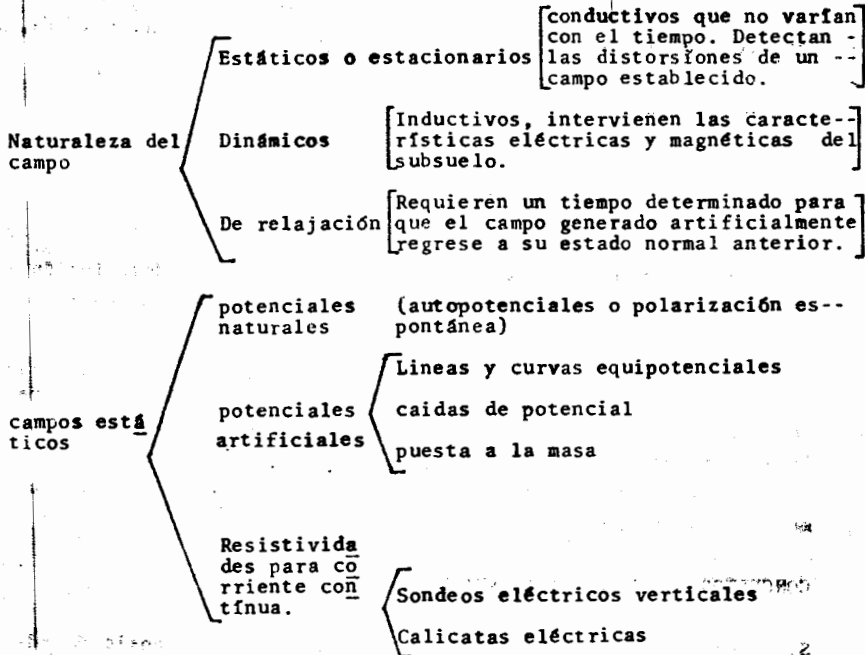
También pueden clasificarse en función de la frecuencia de las corrientes eléctricas que se emplean:

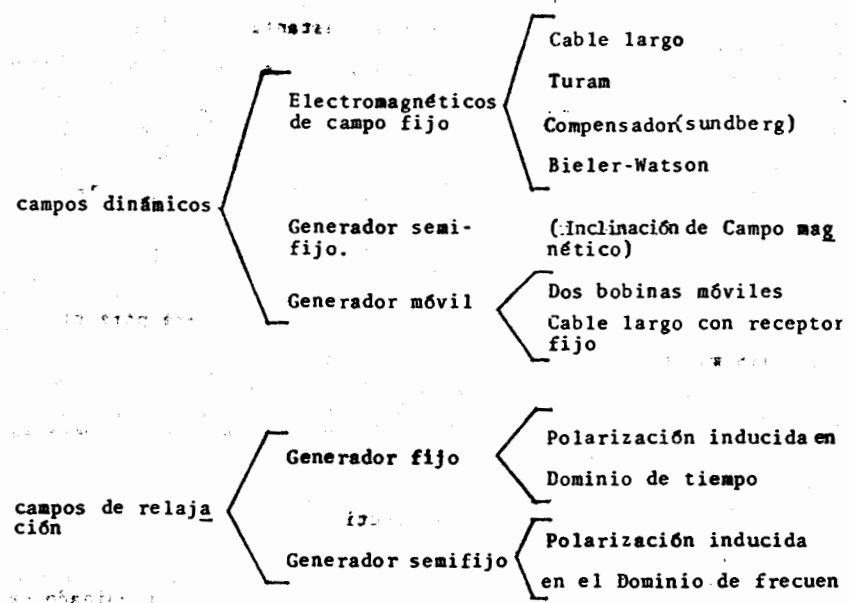
Bandas de frecuencia {  
    Baja frecuencia -de 5 a 110 c.p.s. (Met. potenciales)  
    Alta frecuencia (electromagnéticos) {  
        Audiofrecuencia -200 a 1000 c.p.s.  
        Alta frecuencia -10 a 80 kilociclos  
        Radio frecuencia -100 kilociclos a Megaciclos

Es más frecuente clasificar los métodos eléctricos de acuerdo al tipo de campo utilizado.



La naturaleza y comportamiento del campo es otra base para clasificar los métodos eléctricos:





De lo anterior puede sacarse la conclusión, que una descripción detallada de cada uno de los métodos eléctricos con sus variantes resultaría demasiado largo y poco práctico.

Afortunadamente los principios básicos comunes a cada grupo, pueden sintetizarse, tomando en cuenta que para aplicaciones particulares será necesario hacer las modificaciones correspondientes, tanto en función del problema por resolver como para los instrumentos disponibles.

#### CONCEPTOS FISICOS FUNDAMENTALES.

Si movemos un cuerpo a otro lugar, por su cambio de posición adquiere una propiedad que no tenía antes, existe una energía potencial debida al trabajo realizado al separar dos partes de un sistema, que se atraen mutuamente, y que puede ser recuperada de acuerdo al principio de la conservación de la energía.

309 -

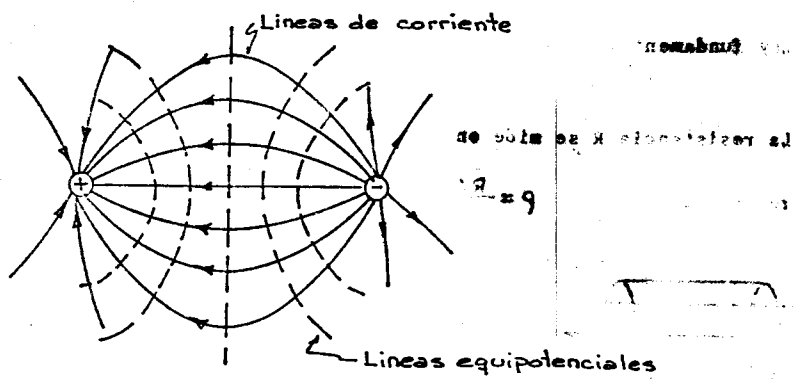
En el caso de campos eléctricos, al separar una carga eléctrica positiva de una negativa, se realiza un trabajo, si se acercan las cargas, se recupera la energía del trabajo.

Cuando dos cargas distintas se separan ó dos iguales se aproximan aumenta la energía potencial, y el cambio de energía potencial eléctrica se define como el trabajo realizado.

El potencial en un punto de un campo eléctrico se define como la relación de la energía potencial de una carga de prueba colocada en el punto, el valor de la carga.

La energía potencial eléctrica por unidad de carga, se conoce como la unidad de potencial denominado VOLTIO.

La distribución del potencial puede representarse por superficies equipotenciales, perpendiculares a las líneas de corriente.



$$V_a = \frac{A}{J_9}$$

$$V_a = -I$$



La ley fundamental que se utiliza en el análisis de campos potenciales eléctricos es la ley de Coulomb que indica que la fuerza de atracción o repulsión entre dos cargas es directamente proporcional al producto de las cargas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia.

$$F = K \frac{q \cdot q'}{r^2}$$

$$K = 8.98742 \times 10^9$$

La unidad de carga se mide en coulombios en el sistema MKS

La intensidad de corriente se define como la carga total positiva que pasa por unidad de tiempo, se mide en amperios.

Amperio(MKS) = coulombio/seg.

### FLUJO DE CORRIENTE

Se considera un conjunto de capas de resistividades iguales dentro de cada una de ellas y distintas entre si, superpuestas y separadas por planos paralelos.

Ley fundamental: Ley de Ohm

$$\frac{\Delta V}{I} = R$$

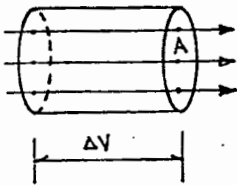
La resistencia R se mide en Ohmios.

resistividad

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

A = Area

L = dist. entre superf. equipotenc.



Se deduce que:

intensidad de corriente  $I = \frac{\Delta V}{R} = \Delta V \cdot \frac{A}{\rho L}$

densidad de corriente  $j = \frac{I}{A} = \frac{\Delta V}{\rho L}$

Se puede extender a casos en que el flujo no es paralelo, y que las superficies equipotenciales son curvas. Considerando elementos infinitesimales de conductor.

$\frac{\Delta V}{L}$  en su límite el gradiente de potencial  $\frac{dV}{dL}$

$$j = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dV}{dL}$$

El potencial y el flujo de corriente varían en sentidos opuestos.

La componente en una dirección será:

$$j_r = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial V}{\partial r}$$

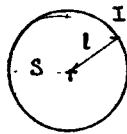
La convergencia de las líneas de corriente significa aumento del gradiente de Potencial.

Divergencia significa disminución del gradiente de potencial

El potencial debido a una fuente puntual, a una distancia será:

$$V = \frac{S}{l} \quad S = \text{intensidad de la fuente}$$

La corriente que fluye en una superficie esférica será:



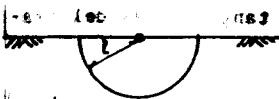
$$j = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial V}{\partial l} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{S}{l^2}$$

siendo la superf. esférica =  $4\pi l^2$

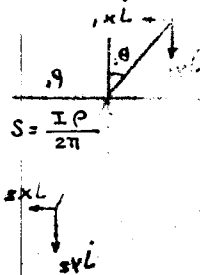
$$I = 4\pi l^2 \cdot \frac{S}{\rho l^2} = \frac{4\pi S}{\rho} \quad \text{REPRACION DE}$$

$$S = \frac{I \rho}{4\pi}$$

En el caso de una semiesfera

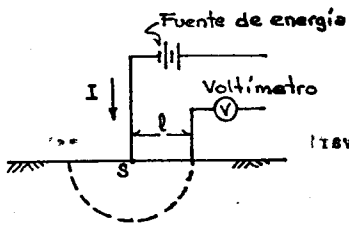


$$V = \frac{S}{l}$$



$$S = \frac{I \rho}{2\pi}$$

En el caso real se conoce la intensidad de corriente que penetra al terreno por la fuente, y se mide el gradiente de potencial a una distancia  $l$  de la fuente.

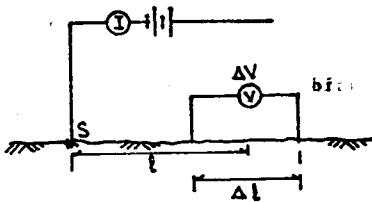


$$V = \frac{S}{l} = \frac{I\rho}{2\pi l}$$

$$\frac{\partial V}{\partial l} = -\frac{I\rho}{2\pi l^2}$$

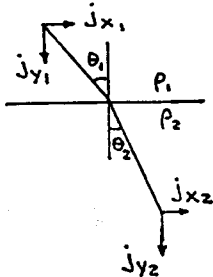
$$\rho = -\frac{2\pi l^2}{I} \cdot \frac{\partial V}{\partial l}$$

En la práctica el valor de gradiente de potencial en un punto se obtiene aproximadamente, midiendo la diferencia de potencial entre dos electrodos muy próximos, colocados simétricamente al punto y en línea con la fuente.



$$\frac{\partial V}{\partial l} = \frac{\Delta V}{\Delta l}$$

REFRACCION DE LAS LINEAS DE CORRIENTE



$V_1$  y  $V_2$  a ambos lados de la superficie de separación deben ser iguales

Las componentes tangenciales del gradiente de potencial deben ser iguales en ambos medios.

$$\frac{\partial V_1}{\partial x} = \frac{\partial V_2}{\partial x}$$

$$j_{x1} \rho_1 = -\frac{\partial V_1}{\partial x}$$

$$j_1 = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial V}{\partial l}$$

$$j_{x2} \rho_2 = -\frac{\partial V_2}{\partial x}$$

$$j_{x_1} \rho_1 = j_{x_2} \rho_2$$

En forma similar, las componentes normales de la densidad de corriente en los puntos de la superficie límite deben tener el mismo valor a ambos lados.

$$j_{y_1} = j_{y_2} \quad ; \quad \frac{j_{x_1} \rho_1}{j_{y_1}} = \frac{j_{x_2} \rho_2}{j_{y_2}}$$

$$\frac{j_{x_1}}{j_{y_1}} = \tan \theta_1 \quad ; \quad \frac{j_{x_2}}{j_{y_2}} = \tan \theta_2$$

$$\rho_1 \tan \theta_1 = \rho_2 \tan \theta_2$$

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

Quando la corriente se aplica al suelo conductivamente por medio de electrodos, las variaciones en la conductividad del subsuelo - alteran el flujo de corriente en el interior de la Tierra, lo que se traduce en una variación de la distribución del potencial eléctrico.

La alteración del potencial eléctrico en la superficie depende del tamaño, forma, localización y resistividad eléctrica de los cuerpos del subsuelo.

La conducción eléctrica en la mayoría de las rocas es esencialmente electrolítica. La resistividad será función de su contenido de electrolitos, y proporcional a su porosidad y al índice de saturación.

Los iones que conducen la corriente resultan de la disociación de las sales del fluido.

La gran mayoría de los minerales que contienen las rocas son aislantes, por lo que la electricidad deberá fluir por el electrolito que se encuentra en los espacios porosos interconectados de las rocas.

Cuanto mayor sea el contenido de sales de los fluidos contenidos en los poros de las rocas, mayor será la conducción electrolítica.

La resistividad de la roca, o su resistencia R, está determinada solamente por la resistividad del electrolito y por la geometría de los poros.

$$R = \rho_r \frac{L_r}{A_r}$$

$$y \quad R = \rho_e \cdot \frac{L_e}{A_e}$$

En donde:

$L_e$  = Longitud de la trayectoria electrolítica.

$A_e$  = Area de la sección transversal que atraviesa la trayectoria electrolítica.

Tomando la resistividad del electrolito como la originadora de la resistencia de la roca, igualando tenemos:

$$\rho_r \frac{L_r}{A_r} = \rho_e \frac{L_e}{A_e}$$

$$\rho_r = \rho_e \frac{L_e}{L_r} \cdot \frac{A_r}{A_e}$$

La relación  $\frac{L_e}{L_r}$  se conoce como "Tortuosidad"

$$\frac{L_e}{L_r}$$

y a la relación

$$\frac{L_e A_e}{L_r A_r} = P \text{ (porosidad)}$$

Por lo que la ecuación anterior puede expresarse en estos términos de la manera siguiente.

$$\rho_r = \frac{T^2}{P} \rho_e = F \rho_e$$

en donde

$$\frac{T^2}{P} = F$$

a la relación F se le denomina "factor de formación" y es característica del tipo de rocas que forman a un cuerpo rocoso.

Archie en forma experimental que:

$$F = P^{-m} \quad ; m = \text{factor de cementación}$$

$$\rho_r = P^{-m} \cdot \rho_e \quad \text{Ley de Archie}$$

Esta ecuación es muy importante en estudios para determinar la cantidad de los líquidos contenidos en las rocas, y también la porosidad.

No existe una ley general que correlacione la litología con la resistividad.

La resistividad puede variar entre rangos muy amplios para diferentes tipos de rocas.

#### RESISTIVIDADES CARACTERISTICAS DE ROCAS Y MINERALES

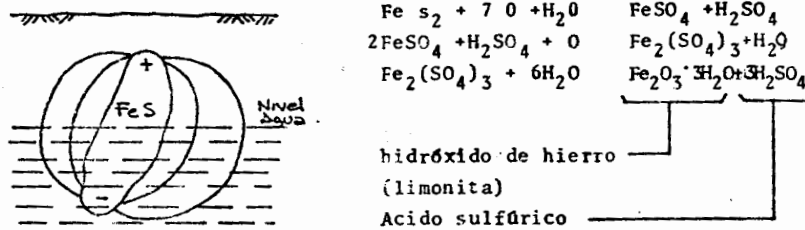
ROCA	RESISTIVIDAD (ohm-m)
Cristal de roca	$\approx 10^{10}$
Sal gema	$10^6 - 10^7$
Blenda	$\approx 10^6$
Cromita	$\approx 10^4$
Calcopirita	100 - 1000
Arcillas	1 - 100
Limos	10 - 200
Arenas	30 - 500
Gravas	50 - $10^3$
Calizas y areniscas	50 - $10^4$
Grafito	$10^{-4} - 10^{-1}$
Metales	$10^{-8} - 10^{-7}$

En las rocas cristalinas, la conducción electrolytica se efectúa principalmente a lo largo de grietas y fisuras.

Es frecuente que la resistividad disminuya con la temperatura, debido a la gran movilidad de los iones cargados, y que aumenta con la presión.

ACTIVIDAD ELECTROQUIMICA

Cuando minerales sulfurados se encuentran parcialmente cubiertos por agua, se presenta una oxidación generalmente por encima del nivel de agua, generándose una serie de reacciones químicas en las que se forma ácido sulfúrico, sulfato de hierro e hidróxido de hierro, produciéndose una diferencia de polarizaciones que favorece la circulación de corrientes iónicas.



PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS

Las leyes que se utilizan en los métodos electromagnéticos son:

Ecuaciones de Maxwell

$$\begin{cases} \nabla \cdot \vec{D} = -\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu \vec{H}) \\ \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} + \frac{\partial}{\partial t} (e \vec{V}) \end{cases}$$

Principio de conservación de cargas  $\nabla \cdot \vec{J} = -\frac{\partial \rho}{\partial t}$

y la ley de Ohm  $\vec{J} = \frac{1}{\rho} \vec{V}$

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

- $\nabla$  = Campo eléctrico
- $\vec{B}$  = Inducción magnética
- $\vec{H}$  = Campo magnético
- $\vec{J}$  = Densidad de corriente
- $\vec{D}$  = Desplazamiento
- $\rho$  = Densidad de carga
- $\rho$  = resistividad
- $\epsilon$  = permitividad
- $\mu$  = permeabilidad magnética

PERMITIVIDAD

La permitividad  $\epsilon$ , es una medida de la cantidad de inducción electrostática, definiéndose como:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}$$

La permeabilidad varía en un rango pequeño, y se mide en picofarads/m

Roca	permeatividad
Arenisca	50 pF/m
Caliza	80 "
Arcillas	100 "
Granito	15 "
Diabasa	100-130 "
Gabro	
Basalto	
Talco esquisto	280 "

PERMEABILIDAD MAGNETICA

Se define con la relación  $\vec{B} = \mu \vec{H}$



en donde

$$\mu = \mu_0 (1+x)$$

x = susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética varía entre rangos muy amplios

Materiales diamagnéticos  $x < 0$  ( $-9 \times 10^{-6}$  a  $-25 \times 10^{-6}$  u.c.g.s.)

Materiales diamagnéticos  $x > 0$  ( $2.5 \times 10^{-5}$  a  $3.5 \times 10^{-1}$  u.c.g.s.)

Materiales ferromagnéticos  $x \gg 0$  (1 a 10 000 u.c.g.s.)

#### MEDICION DE POTENCIALES NATURALES.

A veces en el terreno se producen fenómenos electrocinéticos y electroquímicos, en forma natural y espontánea, que originan corrientes eléctricas locales.

Los fenómenos electrocinéticos se relacionan con el movimiento del agua de lluvia por electrofiltración, y con la circulación de fluidos, en los acuíferos.

Los fenómenos electroquímicos pueden generarse básicamente de dos maneras:

1.- Por la presencia de un campo eléctrico producido por actividad electroquímica; cuando minerales sulfurosos se encuentran parcialmente cubiertos por líquidos, generalmente bajo el nivel hidrostático.

Este fenómeno también se observa en pizarras grafitosas.

El campo eléctrico puede variar y aún desaparecer, dependiendo de los cambios del nivel hidrostático.

2.- Cuando dos formaciones que se encuentran en contacto, y que tengan distintas concentraciones salinas en solución, puede originarse una polarización espontánea de origen electroquímico.

co. Por ejemplo: en el contacto entre arcillas y arenas acuíferas.

Si se colocan dos electrodos en contacto con el terreno, y se conectan a un voltímetro, se detectarán corrientes eléctricas con voltajes que varían en un rango entre algunos milivolts y decenas de milivolts.

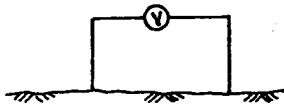
Algunos sulfuros, como la pirita, chalcopirita y el grafito, llegan a generar corrientes con cientos de milivolts, y en ocasiones hasta de 1 volt. Ocasionalmente se obtienen grandes voltajes en magnetitas y carbón de antracita.

Las variaciones de voltaje no dependen de una propiedad física definida, sino de las diferencias de actividad electroquímica en los suelos, lo cual no permite determinar las causas en una forma concluyente.

Los potenciales espontáneos de origen electrocinético son mucho más débiles que los de origen electroquímico.

La determinación de potenciales naturales requiere que exista una buena conexión directa de los electrodos con el terreno, por lo que no es posible utilizarlo en áreas donde la cubierta rocosa es mala conductora eléctrica, como es el caso de rocas cristalinas y de terrenos helados.

El equipo necesario para medir los potenciales naturales es bastante simple.

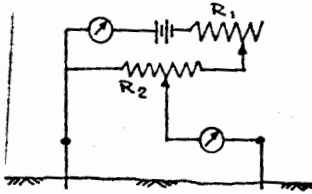


Se requieren dos electrodos no polarizables, cables de conexión y un voltímetro con capacidad de medir milivolts.

Para asegurar un buen contacto de los electrodos con el terreno, se acostumbra humedecer el terreno con una solución de sulfato de co

bre.

Algunos equipo miden los potenciales naturales, por comparación y compensación con una fuente conocida.



El dispositivo de dos electrodos se va colocando en diferentes lugares, y se miden los potenciales para conocer la distribución generada por los campos.

Pueden utilizarse dos sistemas: con separación fija de los electrodos, y con separación variable.

La interpretación de los datos es cualitativa y presenta pocas complicaciones.

Potenciales positivos y negativos del orden de decenas de milivolts, se conocen como "potenciales de fondo" y se atribuyen a variaciones en la concentración de electrolitos, de corrientes de agua a través de los poros de las rocas y a fenómenos electroquímicos.

Potenciales negativos del orden de cientos de milivolts, se interpretan como originados por mineralizaciones que han sufrido diferencias de oxidación y que funcionan como una batería, gracias a la actividad electroquímica.

Potenciales positivos de 100 a 200 milivolts no corresponden a minerales.

Algunas variaciones del potencial natural pueden ser producidas por tubos de hierro enterrados, corrientes geoelectricas, fertilizantes químicos, escorias de minerales, entre otros.

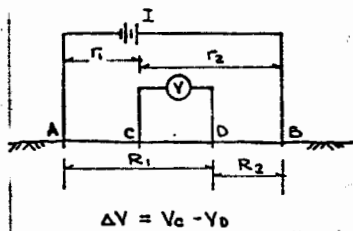
Aunque los resultados que se obtienen con estos procedimientos no son muy precisos, su económica operación permite utilizarlos fácilmente, y en ocasiones se emplean como un método auxiliar -- para determinar las características de los campos naturales sobrepuestos a campos generados artificialmente.

**METODOS DE RESISTIVIDAD**

En terrenos que no son isótropos o que los cuerpos que se encuentran en el subsuelo tienen resistividades diferentes al medio encajonante, no es posible determinar directamente su resistividad midiendo la intensidad y el voltaje eléctrico es deformado de -- acuerdo a la distribución de las propiedades eléctricas de los materiales del subsuelo.

Para obtener información sobre la resistividad es necesario utilizar electrodos distintos para introducir la corriente en el terreno, y medir la diferencia de potencial existente entre dos -- electrodos adicionales, con lo que se mide el gradiente del potencial en la superficie, asociado a una corriente conocida que circula por el suelo.

La relación que existe entre la corriente circulante y la diferencia de potencial que se establece se puede definir como sigue:



$$V_c = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

$$V_d = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right)$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \right]$$

$$\rho = \frac{2\pi V}{I} \cdot \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}}$$

en donde

- I = corriente eléctrica
- $\rho$  = resistividad
- $r_1, r_2, R_1, R_2$  = resistencias

Los electrodos A y B que sirven para introducir la corriente al subsuelo, se conocen como "electrodos de corriente".

Los electrodos C y D con los que se mide la diferencia de potencial, se conocen como "electrodos de potencia"

Las resistencias que están relacionadas con la diferencia de potencial y la corriente, solo dependen de las distancias entre -- electrodos y son independientes de las condiciones del subsuelo, por lo que la ecuación de la resistividad se puede expresar de la forma siguiente:

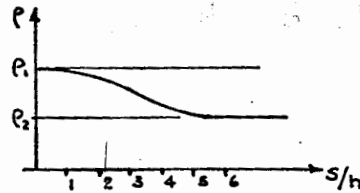
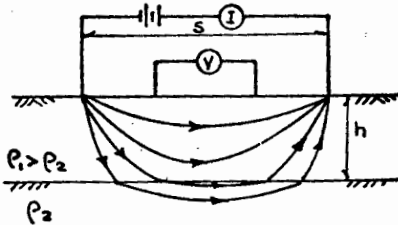
$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

Siendo K una constante que depende de la disposición de los electrodos.

El valor de resistividad que se obtiene cuando existen varias capas de propiedades eléctricas distintas es solo aparente, diferente de la correspondiente a la de la primera capa, siendo en realidad un valor intermedio entre las resistividades de las diferentes capas del subsuelo.

La resistividad aparente depende básicamente de:

- a) Las características eléctricas de las capas.
- b) Del coeficiente K de la disposición de los electrodos.



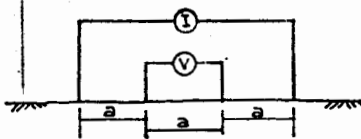
Cuando la distancia entre electrodos es corta, del orden del espesor de la capa, la resistividad aparente se aproxima al valor de la resistividad de la primera capa.

Cuando se utilizan separaciones largas entre electrodos, la resistividad aparente tiende al valor de la resistividad de la segunda capa.

Como la resistividad aparente depende de la disposición de los electrodos, en la práctica se acostumbra utilizar un solo tipo de arreglo, con lo que el coeficiente se comporta como una constante, si no se modifican las distancias.

Se han diseñado diferentes tipos de arreglos que presentan diferentes ventajas de sensibilidad, operacionales y/o de cálculo. -- Los más utilizados son los siguientes:

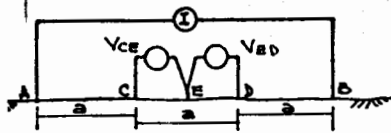
**Método Wenner**



$$r_1 = R_2 = a \quad ; \quad r_2 = R_1 = 2a$$

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

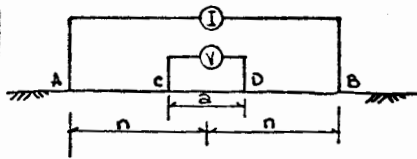
**Método Lee**



$$\rho_a = 4\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

para cada lado

### Método Schlumberger

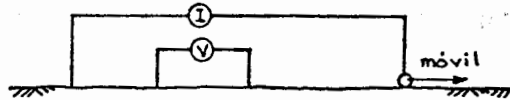


$$\rho_a = \pi \frac{n^2}{a} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

$$a \ll 2n$$

Se han diseñado una gran variedad de distribuciones, con fines específicos, algunos utilizan un electrodo móvil de corriente -- con objeto de determinar la variación de la resistividad aparente.

### Método continuo (electrodo móvil)



Debe hacerse notar que una "sección geoelectrica" no necesariamente corresponde a una sección geológica, ya que los límites entre capas se establecen por las diferencias de resistividades que -- pueden ser diferentes a las diferencias litológicas, estratigráficas o cualquier otro índice geológico.

Es común que una "unidad geológica" esté constituida por rocas -- con diferentes resistividades, y que un paquete con la misma resistividad comprenda diferentes tipos de roca.

La distribución de resistividades no se comporta igual, cuando -- existe anisotropía en el sentido vertical, en sentido horizontal o en ambos, lo cual puede hacer confusa la interpretación, por -- lo que siempre es conveniente contar con patrones de referencia obtenidos mediante mediciones en afloramientos o excavaciones, -- información estadística en "sondeos eléctricos paramétricos", o de ser posible de registros eléctricos obtenidos en pozos profun-- dos.

Las relaciones de comportamiento de la resistividad con la anisotropía son difíciles de establecer, y mucho más generalizarlas.

Cuando un medio es isótropo transversalmente y solo varía en el sentido vertical, se dice que es "Aleotrópico", caso frecuente en pizarras, lutitas, esquistos y otros materiales que muestran foliación o estratificación. En este caso la resistividad aparente depende básicamente de la resistividad cuadrática media y de la profundidad, y se pueden establecer secciones geoelectricas teóricas que sirven de referencia para la interpretación.

#### PROCEDIMIENTOS DE CAMPO PARA DETERMINACION DE RESISTIVIDAD

Los procedimientos de campo son muy variados, dependiendo del equipo, de la distribución de electrodos, etc.

De acuerdo al objetivo del estudio pueden dividirse en dos técnicas fundamentales:

- 1.- Medición de resistividad a profundidad constante (Calicatas eléctricas)
- 2.- Medición de la resistividad a diferentes profundidades en un mismo punto (Sondeos eléctricos verticales).

Las calicatas electricas consisten en hacer mediciones a lo largo de una linea, con un dispositivo cuadropolo de longitudes constante que depende de la profundidad de sondeo y del tipo de distribución que se haya elegido. La técnica permite determinar las variaciones de la resistividad aparente, en diferentes puntos, para una profundidad teórica de investigación.

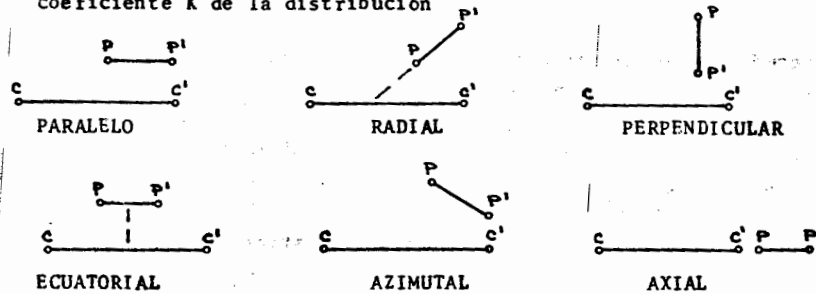
Se puede operar moviendo los electrodos de corriente en cada posición de medida, simultáneamente con los electrodos de potencial o bien manteniendo fija la posición de los electrodos y moviendo los electrodos de potencial.



La distancia entre los electrodos de potencia debe mantenerse fija en todos los puntos de medición, y depende del espesor y resistividad de los terrenos en estudio.

En la mayoría de los casos, el tipo de técnica en las calicatas eléctricas es seleccionada de acuerdo a la profundidad por estudiar y los problemas operacionales que represente el cambio de electrodos y líneas de conexión al equipo.

Aunque la distribución "clásica" de los electrodos es en línea, se pueden utilizar otras, haciendo los ajustes necesarios en el coeficiente K de la distribución



Cuando se hacen mediciones de resistividad aparente en varios puntos, es necesario ubicarlos topográficamente, para establecer sus relaciones sobre todo cuando además de secciones geoelectricas se van a preparar mapas con curvas de iso-resistividad.

La interpretación generalmente es de tipo cualitativo, aunque se pueden intentar interpretaciones de tipo cuantitativo si se dispone de patrones de referencia o de curvas teóricas que indiquen la relación entre resistividades aparentes y verdaderas, para la profundidad de investigación y rocas presentes en el área.

Las aplicaciones de las calicatas eléctricas es bastante restringida, utilizándose para definir variaciones laterales de litología como son contactos inclinados ó verticales de rocas de distinta naturaleza, diques, fallas y fracturas en general, no muy profundas.

## SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

Es bastante frecuente que se desee conocer la distribución de la resistividad aparente en el sentido vertical, lo cual puede asegurarse desde la superficie utilizando las propiedades de las distribuciones de electrodos eléctricos, de corriente y de potencia, en que la profundidad de investigación depende de la distancia entre electrodos.

Para efectuar un Sondeo Eléctrico Vertical en un punto determinado se irá incrementando las separaciones entre electrodos, con lo que aumentará la penetración de corriente y por lo tanto la profundidad de medición.

Cuando se utilizan dispositivos simétricos, el centro del sistema corresponde al punto de investigación, y los electrodos se desplazarán simétricamente al punto.

En dispositivos asimétricos, el punto de investigación corresponde a la posición del electrodo de corriente próximo a los de medición del potencial, que serán los únicos que se deben desplazar.

Cada tipo de distribución de electrodos tiene sus propias características, y de acuerdo al control que se quiera de las profundidades estudiadas, deberá establecerse el número y distancias de desplazamiento de los electrodos.

La resistividad aparente en terrenos constituidos por un terreno único, eléctricamente homogéneo e isotrópico, se manifestaría por un valor constante.

En la práctica, la distribución de la resistividad aparente será tan variable como sea el número de unidades geoelectricas y sus contrastes de resistividad.

Conforme aumenta el número de unidades geoelectricas, se hace -- más compleja la distribución de resistividades aparentes, según influya la separación de los arreglos en la superficie, y de los espesores de los paquetes de igual resistividad.

Otro factor que influye de manera muy importante es el hecho de que no existe una justificación para que la resistividad aumente o disminuya de manera continua con la profundidad, sino que puede variar indistintamente.

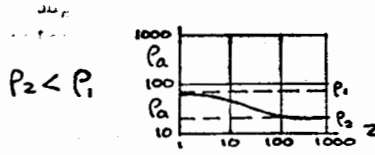
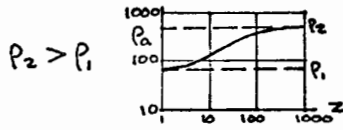
Son múltiples los intentos que se han hecho para establecer modelos teóricos que sirvan de referencia para la interpretación de los valores obtenidos, pero la mayoría se refieren a la construcción de familias de curvas teóricas, que corresponden a valores y parámetros supuestos, las que se utilizan para ajustar las distribuciones obtenidas por comparación y por aproximaciones sucesivas.

Se han construido familias de curvas para los diferentes sistemas y para 2, 3 y 4 capas, tomando en cuenta diferentes posibilidades de contrastes de resistividades y espesor de unidades geoelectricas.

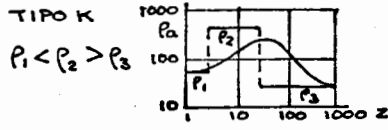
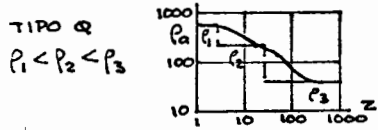
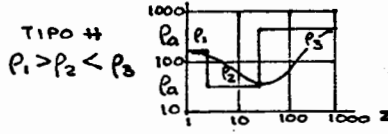
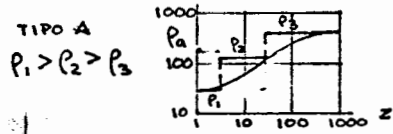
En la práctica el número de capas puede ser muy grande, pero puede resolverse con cierta aproximación si se manejan resistividades promedio para reducirlos al caso de 2, 3 o 4 capas.

TIPOS DE CURVAS SEV PARA DIFERENTE NUMERO DE CAPAS

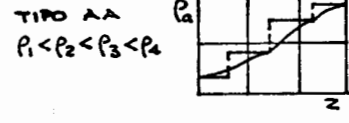
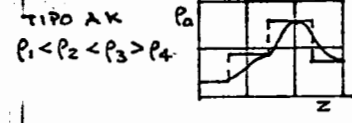
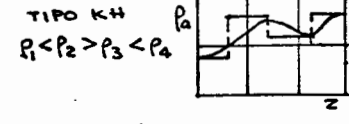
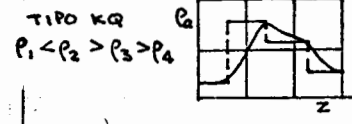
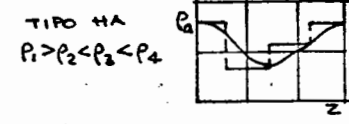
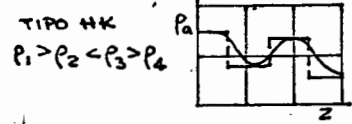
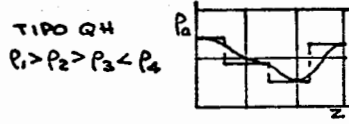
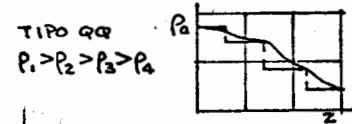
CASO DE 2 CAPAS



CASO DE 3 CAPAS



CASO DE 4 CAPAS



Se acostumbra normalizar las curvas de resistividad aparente para compararse entre sí, por lo que las gráficas es conveniente - dibujarlas en papel de doble escala logaritmica, con lo que se - puede buscar el ajuste más facilmente.

No siempre es posible ajustarse a los requerimientos de las gráficas teóricas, ya que si el contraste de resistividades es pequeño o la capa es de poco espesor, la resistividad aparente - - tiende a manifestarse alrededor del valor promedio.

En muchos casos, tienen que utilizarse curvas equivalentes ante la imposibilidad de separar adecuadamente las resistividades.

La interpretación de los sondeos eléctricos verticales requieren de habilidad y experiencia, para detectar ambigüedades o indeterminaciones generadas por efectos de "equivalencias eléctricos de pozos, muestras de perforación, afloramientos de roca, etc., se reducen las incógnitas y puede obtenerse una solución más realista.

La interpretación de curvas de S.E.V. pueden ser cualitativas y cuantitativas, construyendo secciones geoeléctricas del subsuelo que son correlacionadas con la geología del subsuelo. También -- suelen presentarse los resultados en forma de seudosecciones de resistividad aparente, perfiles de resistividad aparente, mapas de resistividad aparente a una profundidad dada, etc.

Actualmente existe la tendencia de realizar interpretaciones - - cuantitativas por medio de modelaje en computadora, los que son capaces de resolver casos complejos de estructuras heterogeneas y de forma arbitraria.

Teóricamente no existe límite en la profundidad por investigar, - pero en la práctica, la magnitud de la energía eléctrica que hay que inyectar y las longitudes de las distribuciones de electro-- dos restringen la aplicación de los S.E.V., además de considerar

la complejidad de las resistividades conforme aumenta la profundidad.

Para obtener buenos resultados, es necesario suavizar los valores de campo antes de compararlos con curvas teóricas, para eliminar interferencias.

#### POLARIZACION INDUCIDA

Se ha observado que al introducir corrientes eléctricas al subsuelo, en los electrodos de medida del potencial aparece voltaje en forma creciente y rápida hasta que se estabiliza, y que al cesar la excitación externa (interrumpir la inyección de corriente) el voltaje no decae instantáneamente a cero, sino que lo hace con tendencia exponencial a cierto tiempo, que varia de algunos segundos hasta un par de minutos, si la excitación fué prolongada, a este fenómeno se le denomina "polarización Inducida".

El efecto se asemeja a la carga y descarga de un condensador de resistencia finita.

Los estudios de este fenómeno sugiere que normalmente la corriente en el subsuelo es generada por el movimiento de los iones en los electrolitos, presentes en los poros de las rocas, y que la existencia de algunas cargas eléctricas originadas por depósitos de otros materiales, crean voltajes que se oponen al flujo de corrientes eléctricas, con lo que se tiene una polarización.

Se estima que la Polarización Inducida (PI) es de origen fundamentalmente electroquímico, dependiendo más de la polarización espontánea que de la resistividad del material del subsuelo.

La polarización se genera básicamente de dos maneras:

a) Polarización de "membrana" o electrolítica, producida por variaciones en la movilidad de los iones contenidos en los electrolitos, a través de la estructura de las rocas.

b) Polarización de electrodo o "sobretensión", producida por variaciones entre las conductividades iónicas y electrónicas, cuando hay presencia de minerales metálicos.

#### Polarización de membrana

La conducción electrolítica es la forma típica de conducción en rocas porosas, cuando no hay presencia de minerales, y se manifiesta como una corriente de frecuencia baja.

La mayor parte de los minerales de las rocas presentan una carga neta de polaridad negativa, en la interfase producida entre la superficie de la roca y el fluido contenido en sus poros, por lo que atraen a los iones positivos y repelen a los negativos.

Cuando se aplica un potencial constante a una porción del material del subsuelo, los iones excedentes se acumularán en uno de sus extremos, polarizandola e impidiendo el flujo de la corriente. Al desaparecer la tensión los iones se moverán a su posición original para restablecer el equilibrio, en un determinado tiempo.

Este efecto es muy marcado cuando están presentes minerales arcillosos, por ser sus poros muy pequeños, aunque no se puede considerar proporcional al contenido de arcilla, manifestandose de forma diferente para las distintas clases de arcillas.

La polarización de membrana generalmente adquiere valores máximos en rocas que contienen minerales arcillosos dispersos en la matriz, con concentraciones inferiores al 10%, y donde la salinidad del electrolito es baja.

Los esquistos con gran porcentaje de minerales metálicos poseen una polarización relativamente baja.

Alta salinidad de fluido produce una disminución en la polarización de membrana.

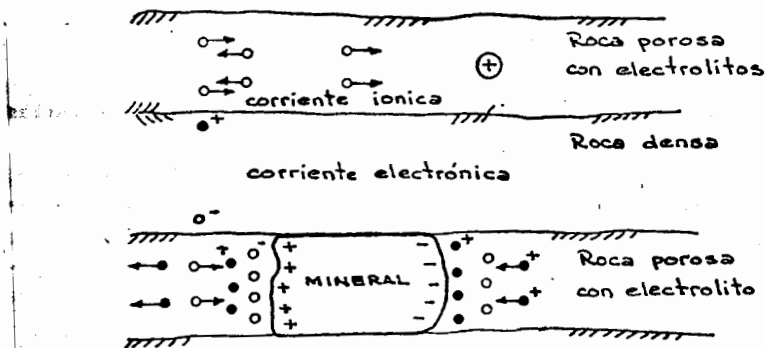
La presencia de minerales conductores en cantidades muy pequeñas -- pueden influir en la polarización, así como los efectos normales de caracter dieléctrico y electrocinético en el subsuelo y la posible conducción superficial en los materiales.

Polarización de electrodo o sobretensión

Este tipo de efecto se presenta cuando están presentes minerales metálicos en la roca, y la conducción eléctrica es de tipo mixto, electrónica y electrolítica, existiendo además una reacción química en la interface definida por el mineral y la solución.

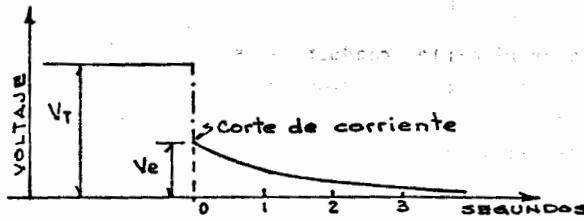
En los extremos cargados del mineral se produce una acumulación de iones en el electrolito adyacente a ellos, generandose un efecto -- electrolítico cuando pasa la corriente, originando un intercambio de electrones entre el metal y los iones de la solución en la interface.

Este efecto se denomina sobretensión en fisicoquímica.





El flujo de la corriente en el electrolito es más lento que en el metal, por lo que la concentración de iones solo se obtiene al estar presente la tensión externa, y cuando desaparece, el voltaje residual decae a medida que los iones regresan a su estado inicial de equilibrio mediante una difusión.



En minerales que son conductores electrónicos como los sulfuros, -- del tipo magnetita, ilmenita, grafito, etc., se presenta polarización de sobretensión, la cual también está influenciada por las características de la fuente externa de tensión y algunas particularidades del medio.

La polarización decrece con la porosidad de la roca, varía con el contenido de fluido de la roca, varía inversamente con la densidad de la corriente, y decrece al aumentar la frecuencia de la corriente.

#### Medición de la Polarización Inducida.

Las mediciones de la P.I. pueden efectuarse en el dominio del tiempo o de la frecuencia, denominándose como "transitoria de impulso" y de "variaciones de frecuencia, respectivamente.

Las mediciones transitorias de impulso pueden realizarse de varias maneras y consisten básicamente en lo siguiente:

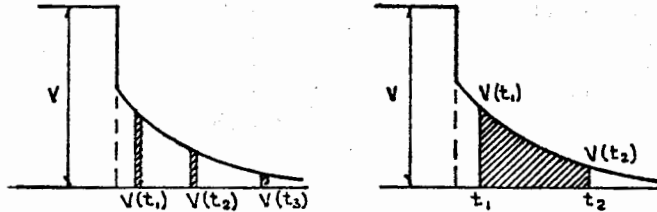
- 1.- Medir la tensión residual  $V(t)$  durante un tiempo  $t$  después de que se interrumpe el paso de la corriente, la que se compara con el valor constante  $V(c)$  que se obtiene durante el tiempo que esta --- fluyendo la corriente y se encuentra estabilizado.

Los resultados se expresan porcentualmente

$$\% PI = \frac{100 V(t)}{V_c} \quad V(t) \ll V_c$$

generalmente se expresa en milivolts/Volt ó en porcentaje

2.- Medir el potencial integrado para un intervalo definido de tiempo durante la caída de la tensión.



Si se muestrea la curva de caída en varios puntos, los valores de la integral corresponden a la medida del potencial existente en varios momentos.

3.- Determinar la "Cargabilidad" en función de  $V(t)$  y  $V(c)$  la que se define como:

$$M = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) \cdot dt$$

En las mediciones por medio de variaciones de frecuencias se procede de la manera siguiente:

1.- Se mide la resistividad aparente para dos o más frecuencias, y se determina el efecto de frecuencia (EF) ó el porcentaje de efecto de frecuencia (PEF)

$$EF = \frac{\rho_{ca} - \rho_{ca}}{\rho_{ca}} = \frac{\rho_{ca}}{\rho_{ca}} - 1$$

$$PEF = 100 \frac{\rho_{ca} - \rho_{ca}}{\rho_{ca}} \quad \rho_{ca} < \rho_{ca}$$

en donde:

$\rho_{cc}$  = resistividad aparente para corriente continua  
(baja frecuencia)

$\rho_{ca}$  = resistividad aparente para frecuencias altas

El rango de frecuencias que se utiliza es de 0.1 a 10 Hz

2.- Determinar el parámetro de "factor metálico", que depende de la resistividad efectiva de la roca matriz.

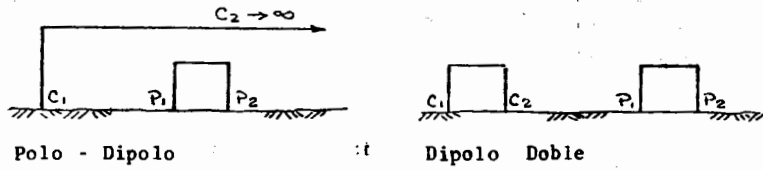
$$FM = 10^5 EF \frac{1}{\rho_{cc}/2\pi} = 10^3 \frac{PEF}{\rho_{cc}/2\pi}$$

Las resistividades aparentes se expresan generalmente en ohmios/metro.

Debe hacerse notar que aunque las mediciones en el dominio del tiempo y de las frecuencias se refieren al mismo fenómeno de la P.I., no se pueden establecer equivalencias entre los resultados, por lo que sus interpretaciones son independientes aunque complementarias.

Los equipos de campo que se utilizan en la P.I. son muy similares a los utilizados en mediciones de resistividad, e inclusive se usan los mismos tipos de distribuciones de electrodos, aunque es necesario incorporar los elementos que controlan la frecuencia de la corriente de excitación y los sistemas integradores en su caso.

Las distribuciones de electrodos más comunes en la P.I. son el de Schlumberger o de gradiente, y los denominados polo-dipolo y dipolo doble.

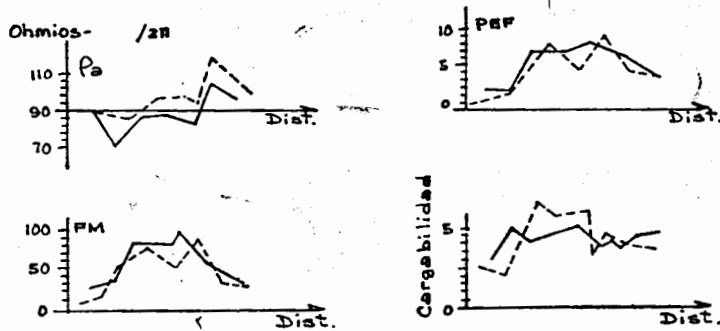


Las mediciones frecuentemente se ven interferidas por ruidos de fondo que deben ser eliminados o no tomarse en cuenta en la etapa de interpretación.

Los ruidos de fondo más comunes son los siguientes:

- Polarización espontanea local.
- Corrientes telúricas.
- Acoplamiento capacitivos y electromagnéticos, producidos por fugas en las líneas o defectos en el aislamiento de los cables.

La interpretación generalmente es de tipo cualitativo de los resultados obtenidos, los cuales normalmente se presentan en perfiles que muestran los datos contra la distancia de los puntos de medición.



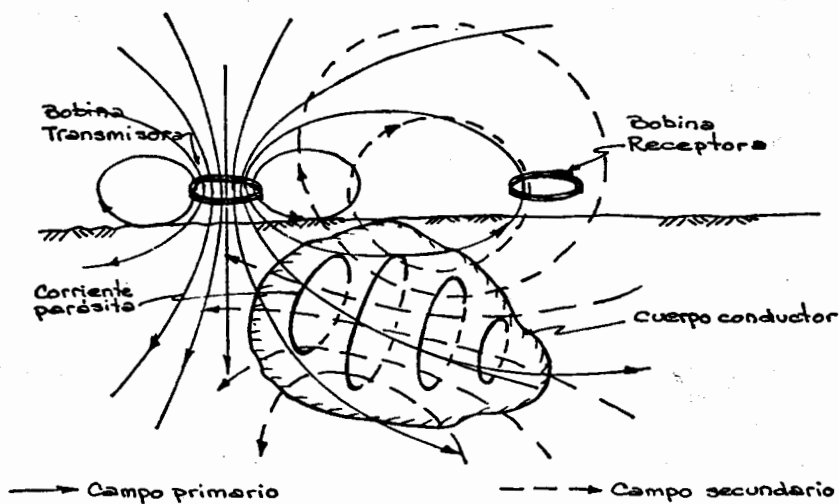
Se han hecho muchos estudios experimentales en laboratorio para definir el comportamiento de diferentes materiales y sus combinaciones, y establecer curvas teóricas que sirvan de referencia para la interpretación, aunque siempre es conveniente disponer de curvas patrón apoyadas en datos conocidos.

La tendencia actual es de realizar interpretaciones cuantitativas por medio de modelado, los cuales se ajustan a los datos medidos por aproximaciones sucesivas.

#### MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Cuando en un cable o una bobina fluye una corriente alterna, se produce un campo electromagnético alternante, que si se propaga a través del suelo induce corrientes eléctricas en cualquier conductor que se encuentre en su trayectoria.

Las corrientes inducidas secundarias fluyen de tal manera, que su campo electromagnético asociado se opone al campo inductor, y cuando se extiende en el espacio modifica las características del campo primario.



Tomado de Grant and West. - "Interpretation Theory in Applied Geophysics". - Mc Graw Hill

La intensidad de las corrientes inducidas depende, entre otros -- factores, de la resistividad eléctrica del material conductor que esta presente, y de la frecuencia alternante del campo primario - que está induciendo.

Las corrientes inducidas serán más intensas cuanto menor sea la - resistividad y tanto más alta sea la frecuencia.

Se consideran buenos conductores: grafito, pirrotita, pirita, -- chalcopirita, galena y magnetita.

Son aislantes ó altamente resistivos: hematita, zinc, braunita, - cromita, etc.

Para que estos materiales sean detectables en función de las va-- riaciones de los campos, se requiere que exista un contraste de - resistividad entre los componentes de los minerales.

Los campos electromagnéticos pueden ser interferidos por otros -- factores tales como: fallas, fracturas en la base rocosa, zonas - de trituración y fisuras con presencia de electrolitos conducto-- res, etc., que aunque generan variaciones de poca intensidad pue-- den estar relacionados con algunas condiciones geológicas de inte-- rés.

En el caso de campos electromagnéticos, en todos sus puntos está - presente además del campo magnético un campo eléctrico, por lo -- que pueden medirse simultaneamente, aunque es más frecuente que se midan las variaciones del campo magnético.

Los métodos electromagnéticos tienen su principal aplicación en la exploración minera, en donde los objetivos son relativamente some-- ros, por lo que se utilizan normalmente para construir perfiles ó construir planos en que se indique la distribución en superficie - de algunos yacimientos.

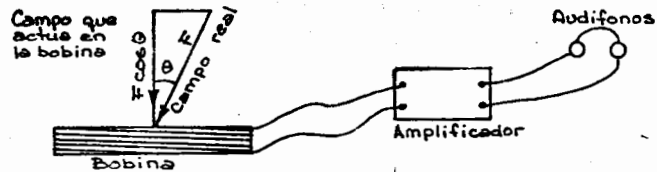
La propiedad que se utiliza frecuentemente es el hecho de que en ausencia de conductores en el subsuelo, el campo en cualquier punto oscila a lo largo de una línea determinada, y puede representarse por un vector de módulo adecuado, referido a la amplitud del campo.

Cuando existe un conductor en el subsuelo, el vector de campo no se limita a oscilar en una sola dirección sino que describe una elipse en un plano determinado, y se dice que el campo está polarizado elípticamente.

En la práctica, el plano de polarización puede determinarse mediante una bobina que se gira alrededor de un eje vertical hasta que alcanza la posición con señal mínima, (generalmente con el -- auxilio de audifonos), luego se hace girar la bobina alrededor de su diámetro horizontal hasta obtener nuevamente una posición de -- mínima señal, para finalmente girarse la bobina alrededor de una dirección perpendicular a las posiciones anteriormente determinadas. La posición en la cual la señal se reduce a cero indica la -- posición del plano de polarización.

El plano de polarización se define por su inclinación y su rumbo.

La inclinación del eje mayor de la elipse, para conocer su orientación dentro del plano de polarización, se obtiene moviendo la -- bobina perpendicularmente al plano de silencio, hasta localizar -- la posición en que se obtenga la máxima señal, la normal al plano de la bobina indica la dirección del eje mayor de elipse, y el ángulo que forma con la horizontal se conoce como la "inclinación -- del campo", que es diferente a la del plano de polarización.



A partir de esta propiedad se han diseñado diversas técnicas, combinando el empleo de bobinas de excitación y bobinas de recepción.

Existe la tendencia de utilizar las propiedades de los métodos -- electromagnéticos para investigar características geológicas profundas, por lo que se ha analizado su comportamiento a profundidad.

Los estudios de los campos electromagnéticos sugieren que la relación entre los voltajes de la corriente alterna y los campos magnéticos asociados, puede ser relacionada como una función de las frecuencias.

Cuando una onda electromagnética se propaga a través del suelo, - su energía es continuamente absorbida por las rocas de acuerdo a su conductividad eléctrica, y se puede establecer que la profundidad de penetración depende de la frecuencia de las variaciones de los campos.

Cagniard ha desarrollado ecuaciones que establecen a la resistividad como una función de la profundidad.

Las resistividades asociadas a rocas sedimentarias, en donde las oscilaciones de los campos se presenten con periodos del orden de 3 segundos, pueden proporcionar información acerca de las propiedades eléctricas a profundidades mayores de 6000 metros.

Para obtener información profunda se requiere que las propiedades eléctricas sean razonablemente homogéneas en las formaciones sedimentarias, y que exista un contraste substancial entre el paquete sedimentario y el basamento cristalino, con lo que se pueden determinar las características generales de cuencias sedimentarias.

Lo anterior ha propiciado el desarrollo del método magnetotelégrafo que permite realizar sondeos verticales, utilizando campos naturales ó creados artificialmente.

Su reciente aplicación en estudios geotérmicos y en la exploración petrolera hace necesario un examen de sus características básicas para establecer sus posibilidades resolutivas.



#### METODO MAGNETOTELURICO

Las variaciones del campo magnético terrestre inducen corrientes eléctricas variables que circulan en el subsuelo, las que se conocen como corrientes telúricas. El mecanismo que tiene lugar no se ha definido completamente, sin embargo se han podido identificar variaciones del campo magnético que se relacionan con variaciones en las corrientes telúricas que se consideran de tipo electromagnético.

Las variaciones del campo magnético son basicamente de dos tipos:

Variaciones seculares de largo tiempo (muy baja frecuencia) -- que se identifican con inversiones de la polaridad, movimiento de los polos magnéticos, ciclos de actividad solar, mareas, -- etc.

Variaciones de corta duración (micropulsaciones) que se ha tratado de identificar con variaciones del flujo de corrientes -- ionizadas que rodean a la Tierra y que se cree que están propiciadas por movimientos relacionados con la radiación solar, cambios diurnos del campo magnético, y otros, que producen oscilaciones que van de unos cuantos segundos a unos cuantos minutos.

Las micropulsaciones del campo magnético terrestre inducen corrientes telúricas, que al pasar del aire a la Tierra modifican las corrientes eléctricas terrestres, generando cambios que no pueden ser relacionados con fenómenos físicos o químicos locales, lo que permite utilizarlas como un medio para investigar condiciones del subsuelo.

Las micropulsaciones están afectadas por la posición geográfica del punto de observación, la hora y el estado de la ionósfera en la vertical al punto, así como la posición del sol, y presentan oscilaciones que van de 0.0015 a 10 Hz.

Las corrientes telúricas circulan por anchas capas alrededor de la Tierra, y sus variaciones afectan a zonas muy extensas, por lo que para definir sus características es suficiente registrar los trenes de oscilaciones en estaciones separadas a varios kilómetros.

Las ondas electromagnéticas correspondientes a las micropulsaciones se comportan como ondas planas estando sujetas a fenómenos de reflexión y refracción.

La mayor parte de la energía electromagnética que incide en la superficie de la Tierra es reflejada, y la que se transmite al interior viaja lentamente hacia abajo, manifestándose en las rocas como un campo magnético variable que genera corrientes eléctricas, las que a su vez inducen pequeños campos magnéticos que atenúan el campo magnético principal.

Como consecuencia de lo anterior se presenta una rápida atenuación de las altas frecuencias, mientras que las bajas frecuencias logran penetrar a mayores profundidades, proceso que se conoce como "difusión".

La profundidad de penetración de la energía electromagnética es inversamente proporcional a la conductividad de las rocas, y en medios homogéneos e isotrópicos, los campos eléctricos y magnéticos asociados disminuyen exponencialmente con la profundidad.

Para controlar estas relaciones se utiliza el término "profundidad pelicular" (skin depth) que se define como: "la profundidad a la cual los campos han decaído al 37% de su valor en la superficie". Esto se puede expresar de la manera siguiente:

$$E(z) = E \cdot e^{-\left(\frac{2\pi z}{\sqrt{10 \rho T}}\right)}$$

$$H(z) = H \cdot e^{-\left(\frac{2\pi z}{\sqrt{10 \rho T}}\right)}$$

en donde:

$E(z)$  = Campo eléctrico a la profundidad  $z$  en mv/km

$H(z)$  = Campo magnético a la profundidad  $z$  en gamas

$\rho$  = resistividad

Por lo que para  $e^{-\left(\frac{2\pi z}{\sqrt{10\rho T}}\right)} = 37\% \doteq \frac{1}{3}$

$$P(\text{km}) = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T} \approx 0.5 \sqrt{\rho T} \approx 0.5 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

De donde se deduce que las corrientes telúricas dependen de la -- frecuencia con que varían los campos.

Debido a la alta conductividad de la Tierra en comparación con el aire, las corrientes, campos magnéticos y eléctricos en capas estratificadas son prácticamente horizontales, independientemente de la dirección con la cual incidan a la Tierra.

Se considera que la capa de corrientes de la ionosfera es infinita en extensión, y comparada con la altura con respecto a la superficie, su comportamiento puede manejarse en una sola dimensión, por lo que el vector que representa el campo electromagnético varía solo con la dirección  $z$ .

El vector que corresponde al campo eléctrico es perpendicular al vector del campo magnético asociado, y la relación está dada por la fórmula:

$$\left(\frac{H}{E}\right)^2 = 0.2 \frac{T}{\rho} \quad \therefore \quad \rho = 0.2 T \left(\frac{E}{H}\right)^2$$

que indica que la relación  $\left(\frac{E}{H}\right)^2$  es constante, y que el período es proporcional a la resistividad.

En medios no homogéneos como ~~es~~ el caso de capas estratificadas, las resistividades y espesores varían, consecuentemente las relaciones también son variables, por lo que la resistividad que se obtiene no es real sino aparente y varía con el período.

La resistividad aparente representa el valor promedio de las re--

sistividades de las capas en que fluye la corriente.

La profundidad de penetración depende del período de la oscilación.

La relación  $\frac{E}{H}$  se conoce como la impedancia, y puede ser calculada cuando se conoce la distribución de las resistividades, y a partir de ella determinar la variación de la resistividad aparente con el período.

Las franjas con oscilaciones de período corto (alta frecuencia) - solo están relacionadas con la parte superior de las estructuras, mientras que las franjas con período largo (baja frecuencia) involucran también a la parte profunda.

En medios estratificados horizontalmente, la impedancia permanece constante en todas las direcciones independientemente del tiempo de observación, lo cual no sucede cuando la estratificación no es horizontal, en este caso las componentes de los campos dependen tanto de las componentes horizontales como de las paralelas y perpendiculares a la dirección de observación.

$$Z = \frac{E_x}{H_y}$$

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{yy} H_y$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y$$

Las impedancias son función de la frecuencia.

Los conceptos anteriores pueden aplicarse a la exploración de las condiciones estructurales del subsuelo que están relacionadas con la conductividad (o la inversa resistividad), si se mide en la superficie simultáneamente las variaciones de las corrientes eléctricas y de los campos magnéticos, determinando las impedancias para diferentes bandas de frecuencia, para obtener de ellas las resistividades aparentes a diferentes profundidades.

Para medir los campos eléctricos se colocan electrodos a distancias que varían entre los 600 y 1000 metros, y se miden en direcciones perpendiculares. Como las señales que se obtienen son muy pequeñas, es necesario aumentar la sensibilidad por medio de un preamplificador en la señal de salida (1 a 2 microvolts).

Las variaciones del campo magnético se miden con tres magnetómetros, uno para cada componente ortogonal, con sensibilidades cientos para responder a la banda de frecuencias que se está explorando, debido a que las señales decaen rápidamente al incrementarse la frecuencia.

Para investigar la conductividad de las capas más profundas se utilizan periodos largos, en donde las variaciones del campo magnético son de mayor amplitud, requiriéndose magnetómetros de poca sensibilidad.

Existen varios tipos de magnetómetros que pueden ser utilizados.

Las señales eléctricas y magnéticas son alimentadas a un amplificador a través de un filtro de paso de banda, en donde se seleccionan las frecuencias de las variaciones que se van a analizar, y las señales amplificadas se introducen a un digitizador y a una grabadora de cinta magnética.

El rango dinámico que se utiliza en el Método Magnetotelúrico es de  $10^{-3}$  a 100 Hz.

Se opera en bandas limitadas que se traslapan, utilizando ampliificaciones apropiadas al nivel de la señal que se está grabando.

El tiempo de grabación es múltiplo del periodo máximo que se requiere registrar, y el intervalo de muestreo es por lo menos dos veces la frecuencia máxima que se registra.

Si la banda que se va a registrar es ancha, es necesario tomar muchas muestras y viceversa.

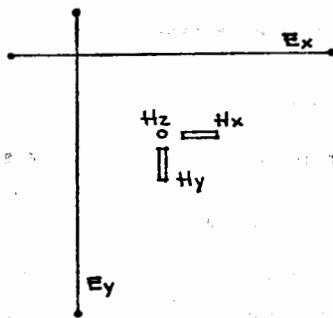
Normalmente el espectro de las señales recibidas se divide en 3 -  
bandas de frecuencia para su muestreo.

		<u>Tiempo de registro</u>
Baja frecuencia	0.003 a 0.2 Hz	5 minutos
Media frecuencia	0.2 a 14 Hz	20 minutos
Alta frecuencia	3 a 100 Hz	3 horas

Las bandas de frecuencia y los tiempos de registro pueden variar,  
dependiendo del equipo y de las características propias de la re-  
gión que se explore.

La distribución de los electrodos y los magnetómetros en el terre-  
no, puede hacerse en configuraciones en L, T ó +, pero siempre --  
ortogonales.

Los magnetómetros conviene colocarlos en el centro geométrico del  
arreglo de los electrodos de medición.



Debe tomarse en cuenta que cambios apreciables en la topografía -  
producen heterogeneidad en la resistividad del subsuelo.

Magnetómetros que funcionen a base de bobinas con núcleos permea-  
bles deben colocarse con separaciones de varias veces su longitud,  
para evitar efectos de inducción.

Debe evitarse que este presente cualquier fuente de perturbación ya sea natural o artificial, como por ejemplo: líneas telefónicas, tuberías, línea de alta tensión, rieles de ferrocarril, etc.

En las observaciones de campo se determinan los valores de los -- potenciales (Ex, Ey) en direcciones perpendiculares y los campos -- magnéticos inducidos (Hx, Hy, Hz) en las dirección ortogonales.

La información debe ser procesada para eliminar "ruidos", espe-- cialmente aquellos que presenten niveles similares a las señales -- electromagnéticas.

Las energías espectrales de los campos magnéticos y electricos, -- así como sus relaciones, se calculan para periodos que generalmen -- te se encuentran en el rango de 0.001 a 100 seg, siendo necesario en ocasiones calcularlos hasta periodos de 300 segundos.

Para separar las componentes armónicas que se van a analizar, se utilizan basicamente tres procedimientos.

Filtrado eléctrico.- en el cual el registro analógico es reprodu-- cido y filtrado con bandas estrechas alrededor de frecuencias pre -- viamente elegidas.

Transformación de Fourier de las señales E y H, y su relación, -- para homogeneizar sus ganancias, sensibilidades y calibraciones, -- a partir de un estudio estadístico de varias secciones de regis-- tros simultaneamente.

Funciones de autocorrelación y correlación cruzada de las señales del campo eléctrico (E) y el campo magnético (H) y de su transfor -- mada de Fourier, y de la relación  $\frac{H^2}{E^2}$

Cuando los equipos de campo disponen de minicomputadoras, estos -- procesos pueden realizarse inmediatamente despues de "correr los registros", con objeto de calificar la calidad de la información, y en caso de que sea necesario repetir las "corridas" que no sean útiles.

De la información preparada con los procesos anteriores, se tiene que calcular varios parámetros que son necesarios para la interpretación.

Los parámetros que comunmente se calculan son los siguientes:

- Tensor de impedancia  $Z_{ij}$
- Coherencia entre E predicho y E medido
- Direcciones principales de los campos
- Resistividad paralela y perpendicular
- Factor de Anisotropía.

Las ecuaciones tensoriales y la relación de Cagniard se cumplen para una frecuencia dada, por lo que se acostumbra calcular las impedancias en el dominio de las frecuencias.

Las impedancias tienen el valor de cero para capas horizontales, pero lo normal es que no lo sean, por lo que es necesario girar los ejes de medición ya sea físicamente en el terreno o mediante proceso matemático utilizando una matriz de rotación.

En la práctica resulta difícil orientar las líneas de observación en el campo, ya que se desconocen las direcciones apropiadas, por lo que resulta más conveniente hacer las observaciones siempre con la misma orientación, si las condiciones topográficas lo permiten, y hacer los giros mediante procesos de computadora.

Los problemas de tipo bidimensional casi siempre pueden aproximarse a un caso unidimensional en donde solo varía la profundidad.

Los procesos de coherencia se utilizan para determinar cualquier diferencia que exista entre los campos E y H, para los valores esperados y los medidos, con objeto de conocer la influencia que tiene la contaminación de ruido.

La coherencia debe ser superior a 0.95 para que la información se considere confiable.



Las llamadas direcciones principales quedan definidas por el azimut en el que los valores de  $Z'_{xy}$  y  $Z'_{yx}$  adquieren el máximo y el mínimo respectivamente.

El cálculo se realiza probando valores de  $Z_{ij}$  para diferentes valores de azimut.

La resistividad paralela y la perpendicular se calculan mediante la ecuación:

$$\rho'_{ij} = 0.2T |z'_{ij}|^2 = \frac{0.2}{f} |z'_{ij}|^2$$

Las resistividades aparentes tienen una fase que es igual a la diferencia de fase entre  $E_i$  y  $H_j$ .

Actualmente el conocimiento de la fase no es determinante en la interpretación, pero puede ser útil para mejorar la calidad de los resultados.

El factor de anisotropía solo se calcula cuando se trata de modelos bidimensionales, en los cuales es necesario calcular las resistividades aparentes en dos direcciones  $\rho'_{xy}$  y  $\rho'_{yx}$ , que son requerimientos de la interpretación.

Para casos tridimensionales, el conocimiento de la anisotropía es más crítico que para casos bidimensionales y se expresa como:

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}$$

Los resultados obtenidos para cada estación generalmente se presentan en forma de tablas con los valores de la conductancia  $H/E$  y de la resistividad aparente  $\rho_a$  para diferentes periodos.

Con estos valores se preparan diagramas del comportamiento de  $H/E$  y  $\rho_a$  como función de  $\sqrt{T}$  o de la frecuencia.

Generalmente las curvas se construyen en papel doble logaritmico, lo que permite un análisis de tipo lineal.

Cuando se dispone de varias observaciones en un mismo punto, se puede utilizar para el cálculo o para las gráficas el promedio geométrico de los valores.

Con los valores de los resultados tambien pueden prepararse perfiles y mapas de conductancia aparente o de resistividad aparente, para periodos elegidos que tengan interés o sean correlacionables con otra información geológica o geofísica.

Es conveniente hacer notar que los programas de computadora utilizados para el cálculo, modelaje y procesos en general, pueden presentar características muy diferentes entre si, generalmente compatibles con la capacidad y versatilidad de los equipos de observación de campo, y en muchos casos por los requerimientos de técnicas protegidas por patentes.

#### INTERPRETACION

La interpretación en el método Magnetotelúrico consiste fundamentalmente en determinar una o varias estructuras, las que deben ser compatibles no solo con los campos medidos sino con condiciones desde el punto de vista geológico aceptables, a partir de la comparación de las curvas obtenidas de los datos de campo con curvas teóricas preparadas por modelaje.

Debe tenerse en cuenta que los datos obtenidos con el método no proporcionan una solución única, ya que diversas estructuras o diferentes secuencias de resistividades pueden proporcionar en la superficie relaciones de campos casi idénticas, además que pueden presentarse los efectos "equivalentes" y de "supresión" característicos de contrastes pequeños en la conductividad y resistividad de las capas.

Por lo anterior, la interpretación generalmente es de tipo cualitativo, aunque puede intentarse hacerse cuantitativa si se dispone de puntos de control en donde se conozca la distribución de resistividades, secuencia estratigráfica, etc., que sirvan de parámetros de referencia.

Cualquiera que sea el tipo de interpretación que se intente debe tenerse en cuenta el comportamiento general de los campos electromagnéticos.

A frecuencias muy altas, la profundidad pelicular es muy pequeña de tal manera que la energía no penetra a la segunda capa, y por lo tanto la curva de comportamiento de la resistividad aparente tiende a ser asintótica a la resistividad  $\rho_1$  de la primera capa.

Cuando las frecuencias son muy bajas, la profundidad pelicular es muy grande, por lo que la capa superior influye muy poco en la resistividad aparente que tiende a los valores  $\rho_2$  de la segunda capa.

Una formación conductiva origina un fuerte decaimiento en el campo electromagnético, por lo que tiene una considerable influencia en la relación de campos.

Cuanto más alta sea la conductibilidad ( $\frac{1}{\rho}$ ) y más grande sea el espesor (h) de la capa, su influencia es mayor, y su conductancia, que se define por el producto  $c = h/\rho$ , puede ser medida con mayor facilidad que el espesor y la resistividad en forma individual.

La medición de la conductancia genera el efecto de equivalencia, ya que puede obtenerse el mismo valor para diferentes combinaciones de resistividad y espesor de la capa. Por ejemplo: 10 Ohm-m, produce una conductividad equivalente para el caso de 50 metros de espesor con una resistividad de 5 Ohm-m, produce una conductividad equivalente para el caso de 10 Ohm

Una formación altamente resistiva produce pequeños decrementos en los campos, y puede demostrarse que este efecto es prácticamente independiente de la resistividad, es decir que no influye substancialmente en los resultados, y que los campos dependen -- casi exclusivamente del espesor de la capa. Por ejemplo: un espesor de 100 m. con resistividad de 1000 ohm-m es equivalente a un espesor de 100m. con resistividad de 2000 Ohm-m.

Por otro lado, solo las capas con espesores semejantes a la profundidad de su cima pueden ser localizadas con precisión aceptables, mientras que las que presentan espesores pequeños con respecto a su profundidad presentarán el efecto de "supresión", en donde la conductividad de la capa se combinará con las de las capas superior e inferior, obteniendose valores que corresponden a un medio conductivo "moderado", enmascarandose el valor verdadero que corresponde a la capa.

El proceso de interpretación puede llevarse a cabo, siguiendo ciertos pasos que de manera general son los siguientes:

El primer paso consiste en establecer una sección eléctrica hipotética, que geológicamente sea aceptable.

Se calcula el diagrama teórico de la resistividad aparente, o la relación de campos, en función del período o la frecuencia.

La curva obtenida se compara con diagramas experimentales, y los valores de espesores y resistividades de la sección original, se modifican de forma iterativa hasta que se obtenga un ajuste aceptable con la curva de los datos medidos.

Algunos programas de computadora permiten realizar los ajustes de manera automática, por lo que es posible probar diferentes -- hipótesis geológicas.

También puede intentarse el procedimiento inverso, que consiste en calcular series de resistividades y espesores, dentro de rangos posibles, pero se genera indeterminación y para seleccionar los valores apropiados se requiere apoyarse en información geológica.

gica adicional.

#### CAMPOS DE APLICACION

El parámetro que se controla con las mediciones es la resistividad eléctrica, por lo que el método es aplicable en los casos -- donde las características eléctricas de las formaciones geológicas son constantes dentro de la misma formación y sean contrastantes dentro de la misma formación y sean contrastantes con otras formaciones.

La resistividad de las formaciones, que depende principalmente de la salinidad de los líquidos que contienen, varía considerablemente de unos cuantos ohm-m a algunas decenas en arcillas y margas, mientras que en areniscas, calizas y rocas cristalinas puede alcanzar valores de varios cientos de ohm-m.

Ocasionalmente pueden distinguirse cambios de facies en una misma formación, si estos están relacionados con cambios de resistividad bien diferenciados.

Como el poder de resolución decrece con la profundidad, las interpretaciones cuantitativas de cuerpos profundos solo son aplicables a estructuras relativamente simples, aunque pueden utilizarse con éxito en reconocimientos generales de cuencas con gruesos paquetes sedimentarios que descansan sobre basamentos cristalinos, en donde se obtiene con relativa precisión las principales características de las variaciones de conductividad y facies.

Debido a las características del método, capas superficiales tales como intrusiones basálticas o capas de sal que tengan espesores de importancia, no enmascaran resistivamente a estructuras que se encuentren bajo ellas, si existen los contrastes de conductividad apropiados, lo cual es una ventaja con relación a los otros métodos de exploración.

En áreas con tectónica complicada no se pueden obtener interpretaciones cuantitativas, pero el método proporciona indicaciones que pueden ser útiles acerca de la posible presencia de formaciones o accidentes geológicos que puedan ser diferenciados electricamente especialmente por sus dimensiones en relación con su profundidad, tales como diapiros, cabalgaduras, fallas, formaciones salinas, arrecifes, etc.

**TEMA VII.- LOS METODOS ELECTRICOS**

**BIBLIOGRAFIA**

Dobrin, M.B.- Introduction to Geophysical Prospecting, 3rd Edition,  
Mc Graw Hill, 1976

Telford, Geldart, Sheriff and Keys.- Applied Geophysics Cambridge  
University Press, 1976

Nettleton.- Geophysical Prospecting for Oil, Mc Graw Hill, 1976

Grant, F.S. and West, G.F.- Interpretation Theory in Applied - -  
Geophysics, Mc Graw Hill, 1961

Orellana, S.E.- Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua -  
Ed. Paraninfo MM, Madrid, España, 1972.

Orellana, S.E.- Prospección Geoeléctrica para Campos Variables.  
Ed. Paraninfo, Madrid España, 1973

Parasnis.- Geofísica Minera.- Ed. Paraninfo

**LECTURAS RECOMENDADAS:**

Boletines de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración.

Bulletin- Society of Exploration Geophysicists

**CUESTIONARIO DE EVALUACION**

VII.1 Explicar las propiedades y Leyes físicas en que se apoyan  
los métodos eléctricos.

VII.2 Explicar las características de las técnicas para medir po  
tenciales eléctricos naturales.

VII.3 Describir las características básicas de los métodos eléc-  
tricos de resistividad

VII.4 Describir las características de las técnicas de resistividad:

- a) Calicatas eléctricas
- b) Sondeos eléctricos verticales

VII.5 Describir las características básicas de los métodos eléctricos de Polarización Inducida

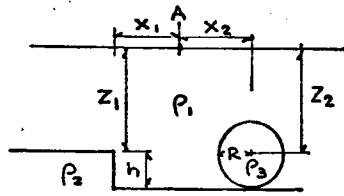
VII.6 Describir las características básicas de los métodos electromagnéticos.

VII.7 Describir las características básicas del método magnetotérmico



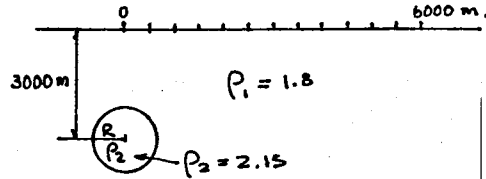
**EJERCICIOS DE GRAVIMETRIA**

G-1.- Calcular el efecto gravitacional total en el punto A, que ejercen la falla y el cilindro horizontal, para cada uno de los casos que se indican en la tabla.



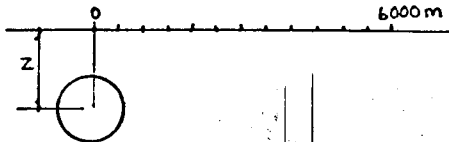
	a	b	c	d
$X_1$ (m.)	2,000	3,000	4,000	5,000
$X_2$ (m.)	5,000	4,000	3,000	2,000
$Z_1$ (m.)	2,000	2,000	3,000	4,000
$Z_2$ (m.)	1,500	2,000	2,000	3,000
$h$ (m.)	1,000	1,000	1,000	1,000
$R$ (m.)	500	500	1,000	1,000
Dens. $\rho_1$	2.0	2.1	2.0	2.1
Dens. $\rho_2$	2.3	2.3	2.4	2.4
Dens. $\rho_3$	2.2	2.3	2.3	2.4

G-2.- Calcular el efecto gravitacional que produce una esfera de 1,500 m. de radio, y a una profundidad de 3,000 m. en puntos espaciados cada 500 m., desde la posición que corresponde al eje de la esfera hasta una distancia de 6,000 m.



Construir la gráfica de efecto gravitacional contra la distancia para los valores calculados, utilizando el eje de las ordenadas para los valores de gravedad y las abscisas para las distancias.

G-3.- La esfera que se indica en el esquema tiene un radio de 1,000 m. y una densidad de contraste de 0.3 :



a).- Calcular el efecto gravitacional en puntos espaciados 500 m. , desde 0 a 6,000 m. , para las profundidades siguientes :

Z = 1,500 m.

Z = 2,000 m.

Z = 2,500 m.

Z = 3,000 m.

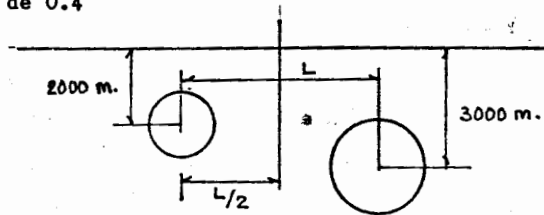
Z = 4,000 m.

b).- Construir la gráfica de valores de gravedad contra la distancia para cada profundidad, superponiéndolas en la misma gráfica.

c).- Describa el efecto que produce la profundidad en el valor gravitacional.

d).- Observar y comentar el efecto que produce en el valor de la gravedad , la distancia con respecto a la profundidad.

G-4.- En la figura se muestran dos esferas de radios 1,000 y 1,500 m. que se encuentran separadas una distancia L , y a profundidades de 2,000 y 3,000 m. con respecto al punto A que sirve de referencia , con una densidad de contraste de 0.4



a).- Calcular el efecto gravitacional combinado de las dos esferas , en puntos que se encuentran separados 500 m. a cada lado del eje de simetría , desde 0 a 5,000 m. , para las separaciones siguientes :

L = 3,000 m.

L = 3,500 m.

L = 4,000 m.

L = 5,000 m.

L = 6,000 m.

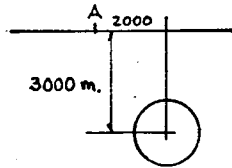
b).- Construya en una misma gráfica los valores de gravedad contra distancia, para cada una de las gráficas individuales que corresponden a las diferentes separaciones entre las esferas.

c).- Indique el efecto que produce la proximidad de las esferas en el valor total de la atracción gravitacional.

d).- De acuerdo a lo observado en la gráfica, ¿ el valor máximo gravitacional indica el lugar donde existe un incremento de masa ? .

G-5.- Calcular la Anomalia de Bouguer para una estación que se encuentra a una Latitud de  $20^{\circ}$  N, Longitud de  $100^{\circ}$  W, con una elevación de 125 m. s.n.m. , en un terreno con densidad de 1.95 , y en la que se obtuvo una gravedad observada - ( ya corregida por efecto de mareas ) de 978 645.1 miligales.

G-6.- Calcular el valor de la gravedad observada que corresponde al punto A , producida por la presencia de una esfera de 1,000 m. de radio y una densidad de contraste de  $0.4$ . El punto A se encuentra a una Latitud de  $30^{\circ}$  N y a una elevación de 150 m.s.n.m. , la esfera se encuentra a una profundidad de 3,000 m. y su centro a 2,000 m. del punto A .



El nivel de referencia se encuentra a 100 m. sobre el nivel del mar.

G-7.- Se realizó un levantamiento gravimétrico en una región , utilizando 7 líneas que forman una retícula, según se indica en el mapa anexo , la distancia entre estaciones en general fué de 250 m.

Las observaciones se ligaron a una base principal que se encuentra a una Latitud  $\varphi = 28^{\circ}$  , a la que corresponde un valor de gravedad de 979 185.0303 miligales.

La observación de las estaciones se realizó en tres días diferentes , y las lecturas obtenidas con el gravímetro se indican en la tabla , así como las elevaciones de los puntos observados.

Para un mejor control se establecieron bases auxiliares en los cruces de las líneas de observación.

A partir de éstos datos se desarrollará todo el proceso que sigue a la observación de campo, hasta obtener las anomalías residuales.

Nota: Se sugiere reconstruir el mapa a una escala de 1:5 000 ; 10 000 , ó cualquier otra que sea fácil de manejar.

a).- Seleccione un juego de parámetros de cálculo de la tabla siguiente :

	I	II	III	IV	V
Constante de aparato	0.9550	0.9780	0.9940	1.0120	1.0952
Nivel de referencia	200 m.	210 m.	220 m.	230 m.	240 m.
Densidad de corrección	2.05	2.10	2.15	2.20	2.25

Nota: A cada alumno se le proporcionará un juego diferente de parámetros para propiciar el trabajo individual. En caso necesario se pueden utilizar otros valores adicionales, o si se considera adecuado formar grupos de alumnos que trabajen en el mismo proyecto.

b).- Con el formato que se indica a continuación, calcule las diferencias de gravedad, utilizando hojas de papel milimétrico para determinar las diferencias de lectura y eliminar el efecto de mareas.

Constante del aparato : \_\_\_\_\_

Estación	Lectura	Hora	Valor Base	Diferencia de lectura	Diferencia Gravedad	Notas

c).- Construir un polígono de bases y determinar los valores de gravedad compensada para cada estación base.

Elabore una lista de las gravedades compensadas para las bases.

d).- Con el formato que se indica, calcular las Anomalías de Bouguer.

Nivel de referencia : \_\_\_\_\_ Densidad de correc.: \_\_\_\_\_  $C_g$  : \_\_\_\_\_

Est.	Gravedad Base	Difer. Grav.	Gravedad Observ.	Elev.	Correc. Elev.	Gravedad Teórica	Anomalía de Bouguer

e).- Anote los valores de anomalía de Bouguer en cada estación en el mapa.

Trace líneas de igual valor de anomalía de Bouguer apoyando se en los valores de las estaciones.

f).- Utilizando una mascarilla de 500 x 500 m. ( a escala) y una distribución de 4 ó 9 puntos de muestreo, determine los valores promedio de anomalía de Bouguer para cada fracción , y posteriormente los promedios para los vértices de las fracciones.

Apoyado en los valores promedio, trace las curvas de igual valor de anomalía regional.

g).- Superponga las curvas de anomalía regional a las de anomalía de Bouguer, y determine en los puntos comunes la anomalía residual.

h).- Con los valores obtenidos trace curvas de igual valor de anomalía residual .

i).- Identifique las zonas anómalas e interpretelas cualitativamente.

j).- Si lo considera conveniente , intente obtener una interpretación cuantitativa por medio de modelaje.

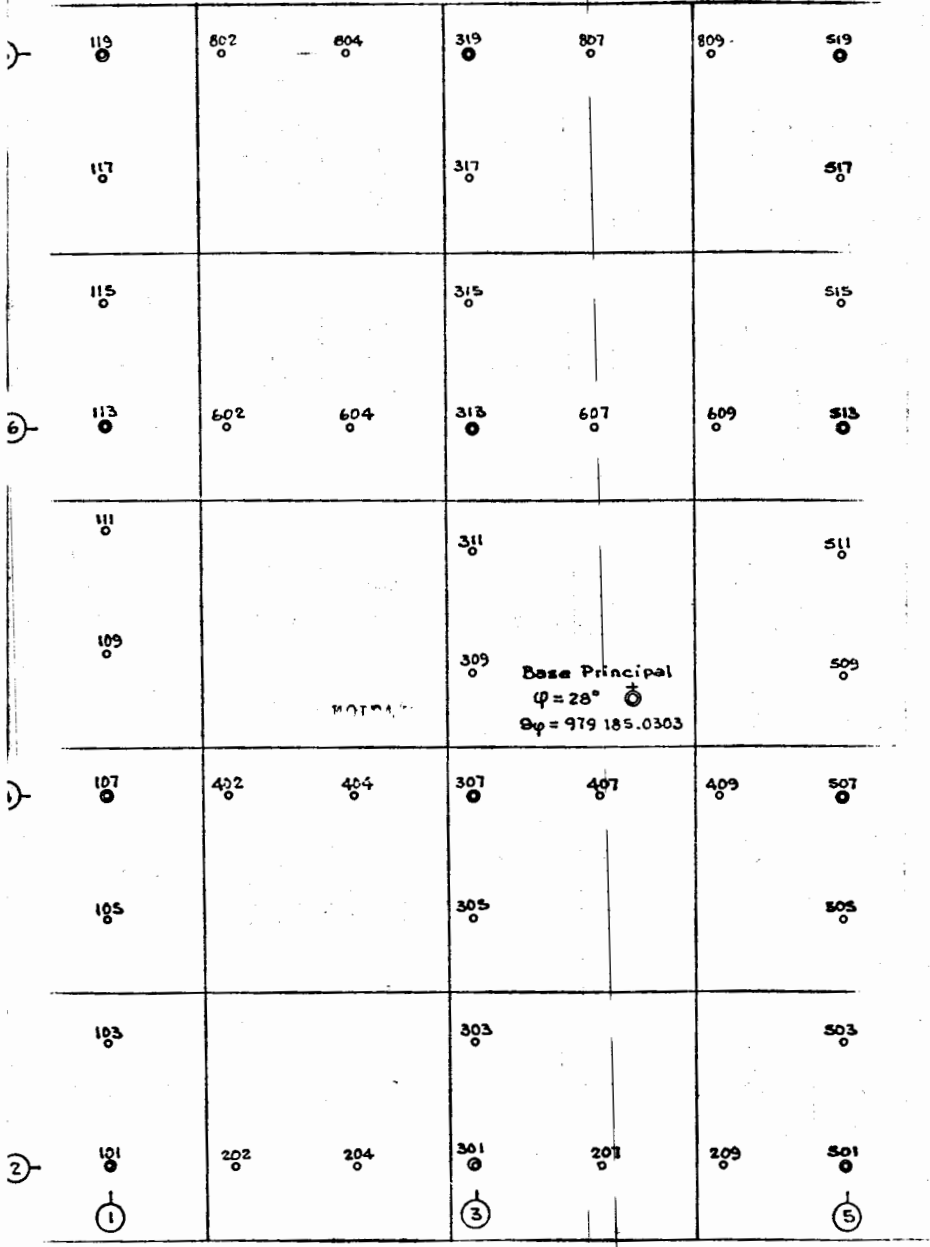
LECTURAS CON EL GRAVIMETRO

ESTACION	LECTURA	HORA	ESTACION	LECTURA	HORA	ESTACION	LECTURA	HORA
B.P.	321.17	8:30	301	279.30	8:50	313	328.79	8:46
307	338.66	8:34	204	285.51	8:55	315	317.90	8:54
B.P.	321.22	8:39	202	289.75	9:03	317	309.82	9:04
307	335.72	8:45	101	287.74	9:10	319	303.67	9:14
407	327.66	8:52	301	279.61	9:21	313	329.02	9:23
409	314.18	9:01	101	287.88	9:32	319	303.82	9:35
507	300.98	9:10	103	299.18	9:39	807	296.54	9:44
307	338.97	9:25	105	310.63	9:47	809	287.00	9:53
507	301.17	9:40	107	319.88	9:56	519	279.41	10:02
505	287.92	9:47	101	288.08	10:02	319	304.04	10:14
503	276.77	9:54	107	320.04	10:13	519	279.66	10:36
501	223.68	10:03	402	328.17	10:22	517	271.58	10:42
507	301.41	10:13	404	330.37	10:27	515	277.22	10:47
501	223.85	10:25	307	339.41	10:32	513	284.55	10:58
209	227.05	10:31	107	320.31	10:47	519	279.97	11:10
207	276.19	10:42	307	339.61	11:00	513	285.06	11:25
301	280.34	10:58	107	320.69	11:40	113	282.60	12:46
501	264.20	11:10	109	312.34	11:48	115	275.32	12:49
301	280.49	11:21	111	245.78	11:56	117	268.63	12:59
303	285.84	11:27	113	282.30	12:05	119	266.85	13:10
305	323.73	11:34	107	320.92	12:16	113	282.68	13:22
307	333.31	11:42	113	282.42	12:26	119	266.93	13:35
301	280.71	11:53	602	296.58	12:34	802	276.64	13:44
307	340.07	12:05	604	316.52	12:43	804	292.77	13:54
			313	330.44	12:54	319	305.34	14:06
307	340.19	12:26	113	282.61	13:04	119	266.92	14:20
309	335.04	12:43	313	330.66	13:20	319	305.25	14:35
311	327.94	12:49						
313	330.47	12:57						
307	340.40	13:10						
313	330.56	13:21						
607	313.42	13:28						
609	290.34	13:36						
513	286.76	13:45						
313	330.63	13:55						
513	285.75	14:10						
511	291.84	14:16						
509	298.79	14:24						
507	302.52	14:30						
513	285.64	14:43						
507	302.47	14:55						

DATOS DE LA NIVELACION

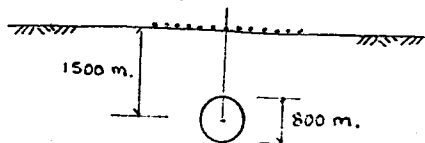
m. s. n. m.

EST.	COTA	EST.	COTA	EST.	COTA	EST.	COTA
101	234.15	301	228.20	501	222.75	802	251.81
103	235.87	303	227.77	503	220.51	804	241.86
105	234.68	305	226.16	505	219.82	807	233.99
107	234.05	307	225.63	507	221.07	809	230.38
109	236.64	309	225.99	509	225.50		
111	238.21	311	229.04	511	223.65	B.P.	225.13
113	241.48	313	233.15	513	224.95		
115	245.69	315	235.53	515	225.52		
117	249.82	317	236.61	517	225.71		
119	252.53	319	237.22	519	227.30		
202	232.25	402	230.96	602	238.63		
204	230.12	404	227.77	604	236.81		
207	226.60	407	224.70	607	230.38		
209	224.59	409	224.06	609	227.63		



EJERCICIOS DE MAGNETOMETRIA

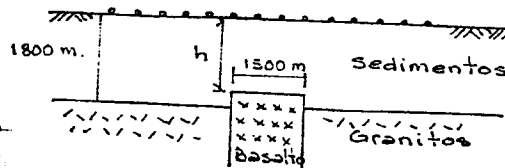
M-1.- Una masa de granito de forma equivalente a una esfera con diametro de 800 m. , se encuentra a una profundidad de 1500 m. . Se considera que tiene carga unipolar y una susceptibilidad magnetica de  $k= 0.0006$  .



a).- Calcular la componente vertical del efecto magnetico que produce en puntos colocados a 250, 500, 750, 1000, 1250 y 1500 m. , a cada lado del eje que pasa por el centro del cuerpo, y en la posicion del maximo efecto.

b).- Construir la grafica correspondiente.

M-2.- En una seccion del subsuelo se tiene un espesor de sedimentos de 1800 m. que superyace a una masa de granitos, se encuentra una intrusion de basalto con 1500 m. de ancho.



Considerando los valores de susceptibilidad magnetica siguientes :

Sedimentos	$k = 0.0000$
Granitos	$k = 0.0006$
Basalto	$k = 0.0026$

a).- Calcular el valor de la componente vertical del efecto magnetico en las estaciones que se indican , y que estan separadas 500 m. una de otra para :

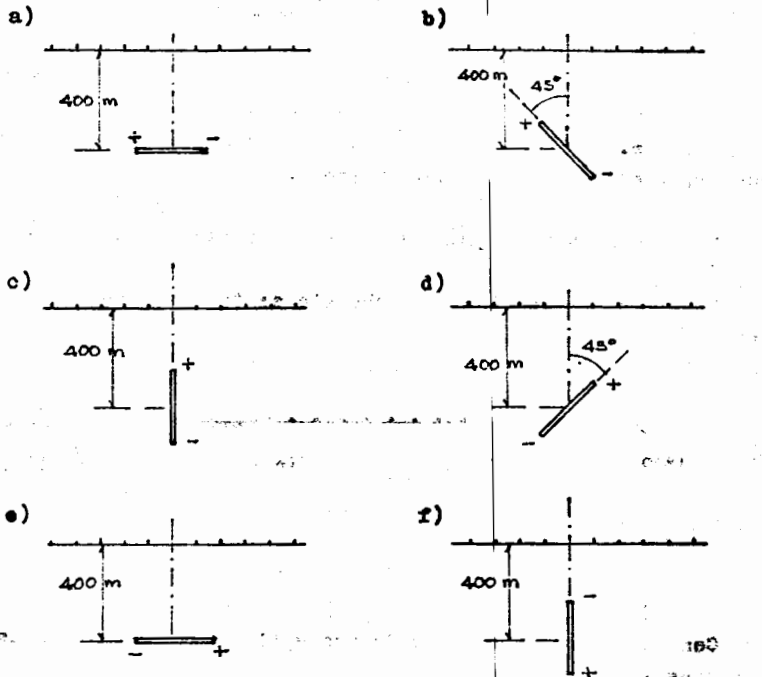
- $h = 1000$  m.
- $h = 1500$  m.
- $h = 1800$  m.

b).- Comparar las graficas resultantes.



M-3.- Una lámina de material magnético de 300 m. de ancho y 10 m. de espesor se comporta como un dipolo, y presenta una susceptibilidad magnética de  $k = 0.003$ .

Calcular el efecto total que produce en estaciones colocadas a 0, 100, 200, 300, 400, 500, 600 y 700 m. a cada lado del eje de simetría, para los siguientes casos :



Construir las gráficas correspondientes.

M-4.- Se observó una línea con estaciones a cada 50 m. en una longitud total de 1000 m. , obteniéndose los valores de anomalía magnética vertical siguientes :

Distancia	Anomalía
0 m.	0.005 gamas
50	0.165
100	0.473
150	0.972
200	1.755
250	2.920
300	4.540
350	6.545
400	8.664
450	10.340
500	10.991
550	10.343
600	8.664
650	6.548
700	4.538
750	2.921
800	1.754
850	0.971
900	0.472
950	0.166
1000	- 0.014

Considerando que la susceptibilidad magnética promedio del material es de  $k = 0.0001$  , y la intensidad del campo magnético es de  $H = 36\ 000$  gamas , calcular la profundidad aproximada del cuerpo por el método de Peters.

EJERCICIOS DE SISMOLOGIA

S-1.- Se tiene un tendido de refracción con 12 sismodetectores espaciados 30 m. uno de otro , encontrándose el primer detector a 30 m. del punto de impacto.

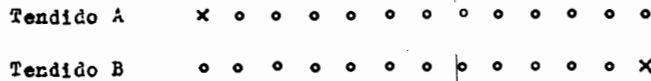
La capa refractora es paralela a la superficie y se encuentra a una profundidad Z .

Con las velocidades y profundidades indicadas en la tabla :

- a).- Determinar el tiempo de intercepción.
- b).- Determinar la distancia crítica .
- c).- Calcular el tiempo total al extremo.
- d).- Construir la gráfica tiempo - distancia (domocrónica).

	I	II	III	IV	V
Z (m.)	60	80	90	100	120
V <sub>1</sub> (m/s)	600	720	650	750	800
V <sub>2</sub> (m/s)	1,800	1,850	1,900	2,050	2,140

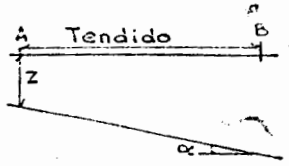
S-2.- En un tendido de refracción se colocaron 12 sismodetectores espaciados 30 m. uno de otro, se produjeron impactos en los extremos de los tendidos a una distancia de 30 m. del primer sismodetector , haciendo coincidir el último sismodetector con el punto de impacto del otro extremo.



Con los datos que se indican en la tabla :

- a).- Calcular las velocidades aparentes.
- b).- Determinar los tiempos de intercepción.
- c).- Calcular las distancias críticas.
- d).- Calcular los tiempos extremos.
- e).- Construir la gráfica tiempo-distancia .

S-2



	I	II	III	IV	V
$V_0$	1,792	1,568	1,344	600	700
$V_1$	2,240	2,240	2,240	1,000	1,400
Z	35 m.	40 m.	50 m.	33 m.	25 m.
$\alpha$	4°	6°	8°	10°	14°

Las velocidades en m/s

S-3.- Se observó una línea de refracción con un tendido de 12 sismodetectores espaciados a cada 30 m.. Se obtuvieron dos - sismogramas, uno producido por impacto en el punto A y otro produciendo impacto en el punto B. Los puntos de impacto corresponden además a la posición de los detectores extremos.

En los sismogramas se indica el origen del tiempo.

- a).- Leer en los sismogramas los tiempos de los primeros arribos para cada detector.
- b).- Construir la gráfica combinada tiempo-distancia .
- c).- Determinar las velocidades verdaderas a partir de las Velocidades aparentes .
- d).- Determinar la profundidad y el echado de la capa refractora.
- e).- Comprobar por medio de trayectorias la posición de la capa refractora .
- f).- Ajustar el perfil de la capa a los tiempos observados .

S-4.- Se observó una línea de refracción con un tendido de 12 sismodetectores espaciados a cada 30 m. , con el cual se obtuvieron dos sismogramas , uno en cada sentido a partir de los - puntos de impacto colocados en los extremos del tendido.

A partir de los sismogramas :

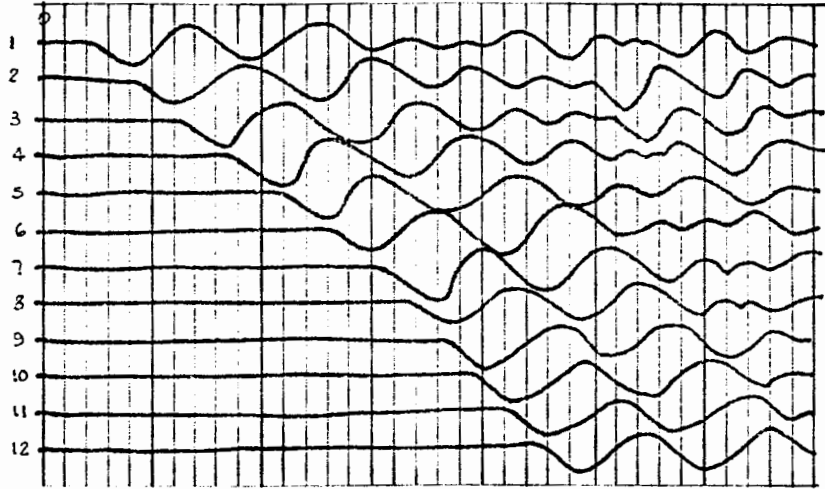
- a).- Leer en los sismogramas los tiempos de las primeras entradas.
- b).- Construir la gráfica tiempo-distancia (domocrónicas)
- c).- Determinar las velocidades verdaderas.
- d).- Determinar las profundidades y echados de las capas refractoras.

S-3

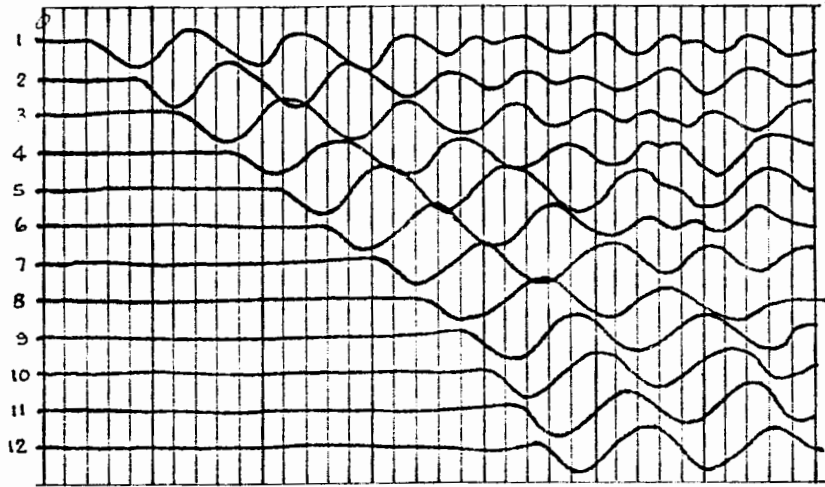
401

Sismogramas :

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	B
X	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o



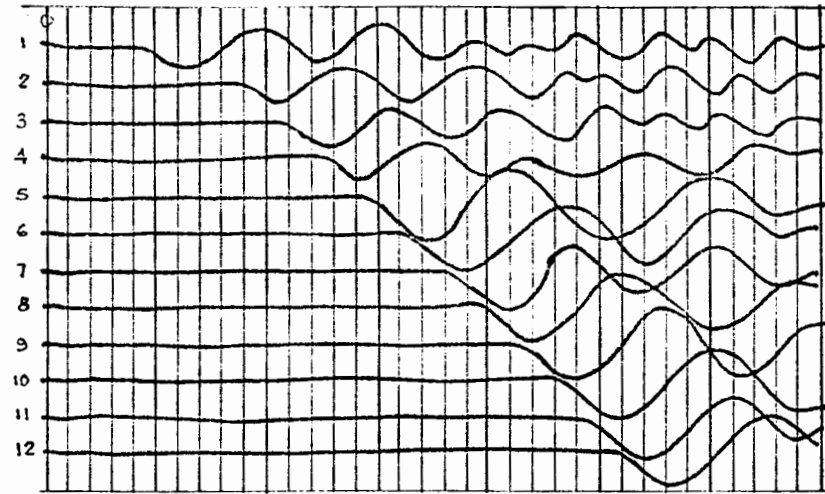
A	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	B
o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	X



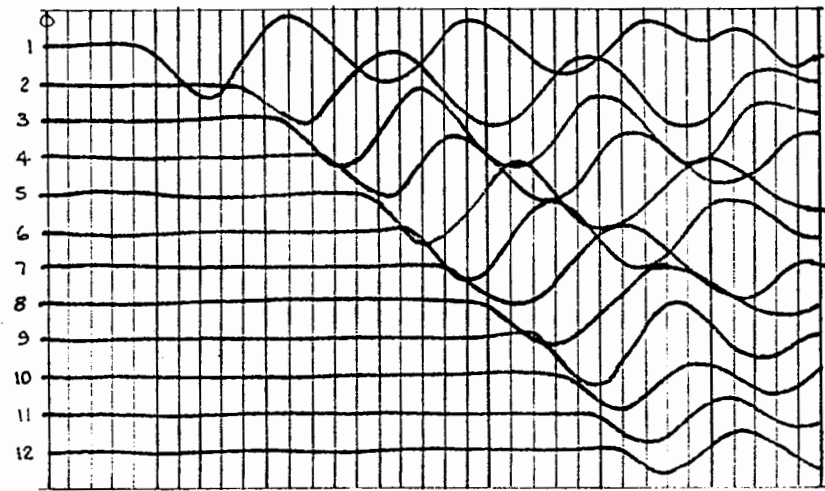
S-4

Sismogramas :

A 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 B  
X 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0



A 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 B  
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 X



S-4

e).- Comprobar por medio de trayectorias la posición de las capas refractoras .

f).- Ajustar el perfil de las capas a los tiempos observados.

S-5.- En un tendido sismológico de Reflexión se detectaron reflejos provenientes de varias capas paralelas, en un sismodetector que se encuentra a 120 m. del punto de impacto.

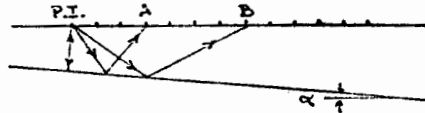
La velocidad promedio del area es de 2240 m/s , los tiempos registrados para los reflejos en el sismodetector son : 0.716 , 0.912 , 1.073 , 1.296 , y 1.537 seg . Los tiempos están medidos con respecto al nivel de referencia.

Calcular la profundidad que corresponde a cada una de las capas.

S-6.- En un trabajo sismológico de reflexión se utilizaron tendidos laterales con los sismodetectores colocados a cada 30 M. habiendose detectado una capa inclinada.

En uno de los tendidos, a las distancias de 0, 90 y 210 m. se registraron los tiempos siguientes :

Est.	Dist.	Tiempo
P.I.	0 m.	0.066 seg.
A	90 m.	0.067
B	210 m.	0.069



Teniendo en cuenta que la velocidad media a la capa reflectora es de 2400 m/s :

a) Calcular el echado de la capa.

b) Calcular la profundidad vertical de la capa bajo el punto de impacto P.I.

S-7.- En un tendido de reflexión los puntos de impacto se ubicaron a cada 360 m.. La capa aflorante tiene una velocidad de 480 m/s y la de la primera capa de alta velocidad es de 1670 m/s .

S-7

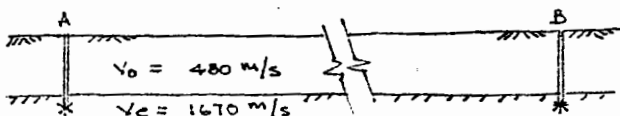
El nivel de referencia se encuentra a 110 m. sobre el nivel del mar.

Para un tramo comprendido entre los puntos de impacto A y B separados 360 m. , y que tiene una elevación de la superficie de 145 y 148 m. respectivamente :

Calcular las correcciones por elevación que corresponden a los sismodetectores cercanos a los puntos de impacto y en los extremos del tendido, para los casos siguientes :

a) Cuando el impacto se produce con cargas de dinamita en pozos de tiro a una profundidad de 21 m. , habiéndose registrado los tiempos verticales de 0.039 seg. en el punto A , y 0.041 seg en el punto B .

b) Cuando los impactos se producen en la superficie, considerando un espesor de la capa de baja velocidad de 18 m. en el punto A y de 19 m. en el punto B .



S-8.- En una exploración sísmica de reflexión se utilizó la técnica de tendidos laterales con pozos de tiro colocados a 360 m. y con sismodetectores a cada 30 m.



03

Los sismogramas obtenidos en los puntos de impacto A y B en los extremos de un tendido, se muestran anexos.

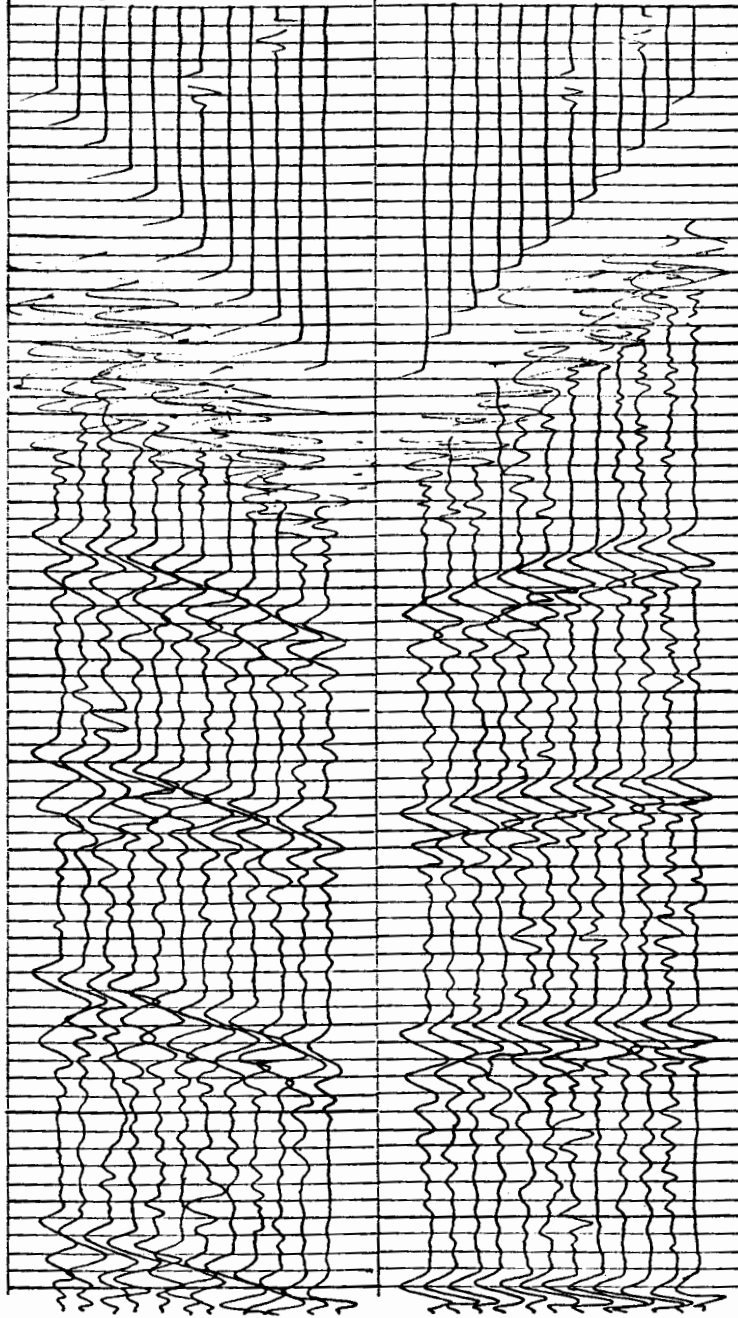
Los impactos se produjeron con cargas de dinamita colocadas a una profundidad de 21 m. en los pozos de tiro.

El nivel de referencia se eligió a 100 m. sobre el nivel del mar.



Sismograma en A

Sismograma en B



S-8

En el tendido que principia en A , el sismodetector extremo coincide con la posición del punto B .

En el tendido que principia en B , el sismodetector extremo coincide con la posición del punto A .

Las elevaciones del terreno en los puntos de impacto y en la posición de los sismodetectores son las siguientes :

Distancia al punto A	Elevación
0 m.	145.0 m.
30	145.4
60	146.0
90	146.6
120	147.0
150	147.5
180	148.0
210	149.0
240	149.0
270	149.0
300	149.5
330	149.0
360 * B	148.0

Con los datos anteriores y utilizando los sismogramas :

- a) Determinar los tiempos verticales a la boca de los pozos de tiro A y B .
- b) Determinar los tiempos de los primeros arribos provenientes de la base de la capa de baja velocidad.
- c) Calcular las velocidades superficiales , baja y alta , a partir de los tiempos de refracción.
- d) Calcular la profundidad de la base de la capa de baja velocidad, para cada sismodetector y los puntos de impacto utilizando los tiempos de refracción.
- e) Calcular las correcciones por elevación para cada sismodetector , reduciendolas al nivel de referencia.
- f) Determinar los tiempos corregidos que corresponden a los reflejos que se observan en los sismogramas.
- g) Calcular las correcciones por efecto de distancia ( corrección dinámica ) para determinar los tiempos verticales equivalentes para cada sismodetector.
- h) Construir una sección tiempo distancia del tendido , con los tiempos verticales equivalentes de los reflejos registrados en cada sismodetector.