

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO

PLANEACION DE LA PERFORACION DE POZOS EXPLORATORIOS

A PARTIR DE LA INFORMACION SISMICA

DIRECTOR DE TESIS:

ING. ALFREDO CORTES P. DE L.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA

P R E S E N T A

MACLOVIO YAREZ MONDRAGON

01174
1983

TESIS CON
FALLA DE ORDEN

01174
3
1ej.



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

OBJETIVO

RESUMEN

INTRODUCCION

1.	ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION GEOFISICA	1
1.1	La Geofísica en la Industria Petrolera	2
1.2	La Geofísica en la Exploración Minera	2
1.5	Principios Básicos Utilizados en la Prospección Geofísica	3
1.4	Breve Descripción de los Métodos Geofísicos	4
1.4.1	Método de Reflexión Sísmica	5
1.4.2	Método de Refracción Sísmica	5
1.4.3	Método Gravimétrico	6
1.4.4	Método Magnetométrico	6
1.4.5	Métodos Eléctricos	7
1.5	Breve Reseña de los Métodos Geofísicos	7
2.	FUNDAMENTOS FISICOS EMPLEADOS EN EL METODO DE REFLEXION SISMICA	11
2.1	Constantes Elásticas	11
2.1.1	Módulo de Young	11
2.1.2	Coeficiente de Poisson	13
2.1.3	Módulo de Rigidez o de Cizallamiento	13
2.1.4	Módulo Volumétrico o de Incompresibilidad	14
2.2	Ondas Elásticas	15
2.2.1	Ondas Longitudinales	15
2.2.2	Ondas Transversales	16
2.2.3	Ondas Rayleigh	17

2.2.4	Ondas Love	17
2.3	Leyes que Rigen la Propagación de las Ondas Sísmicas	18
2.3.1	Principio de Huygens	18
2.3.2	Principio de Fermat	19
2.3.2	Leyes de Reflexión y Refracción	19
3.	METODO DE REFLEXION SISMICA	22
3.1	Geometría de las Trayectorias de Reflexión	23
3.1.1	Caso de Velocidad Constante	23
3.1.2	Caso General o de Velocidad Variable	25
3.2	Elementos que Forman el Sistema en la Refle xió <u>n</u> Sísmica.	31
3.2.1	Fuentes de Energía de las Ondas Sísmicas	31
3.2.2	Medio Geológico	33
3.2.3	Sismodetectores o Geófonos	35
3.2.4	Amplificadores y Filtros de Frecuencia	35
3.2.5	Unidad de Registro	36
3.2.6	Equipo de Proceso	36
3.3	Papel de la Prospección Sísmica en un programa de Exploración.	37
4.	REGISTRO SONICO SINTETICO A PARTIR DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS	40
4.1	Factores que Afectan la Velocidad	40
4.2	Ley de Velocidad de la Onda Sísmica	45
4.2.1	Determinación de la Velocidad de Propagación a Partir del Método de Reflexión Sísmica	45

4.3	Procedimiento para Construir las Gráficas de la Velocidad de Intervalo y el Tiempo de Tránsito contra la Profundidad.	52
4.4	Breve Descripción de la Determinación Automática de la Velocidad (VELAN)	63
5.	VALIDACION DEL METODO EN ESTUDIO POR COMPARACION DEL REGISTRO SONICO SINTETICO CON EL REGISTRO SONICO.	67
5.1	Transformación de un Sismograma en un Registro Sónico Sintético.	69
6.	METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR LAS PRESIONES ANORMALES Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA	77
6.1	Conceptos Fundamentales de Presión	77
6.1.1	Presión Hidrostática	77
6.1.2	Presión de Sobrecarga	78
6.1.3	Presión de Formación	79
6.1.4	Presión de Fractura	79
6.2	Antecedentes del Método en Estudio	80
6.2.1	Comportamiento Producido por Cambio Litológico	82
6.2.2	Comportamiento Debido a la Edad Geológica de las Rocas.	83
6.2.3	Comportamiento Producido por la Presión Anormal	84
6.3	Método de Ben Eaton para Cuantificar la Zona de Presión Anormal	86
6.3.1	Antecedentes	86
6.3.2	Ecuaciones Teórico- Empíricas para Cuantificar las Zonas Geopresuradas	90

6.4	Procedimiento para Determinar el Gradiente de Sobrecarga a Partir de la Velocidad Sísmica	92
6.5	Descripción del Método Sísmico para Predecir y Cuantificar las Presiones Anormales y el Gradiente de Sobrecarga	94
7.	METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR EL GRADIENTE DE FRACTURA	96
7.1	Retrospectiva de los Métodos Existentes	96
7.1.1	Método de Hubbert y Willis	96
7.1.2	Método de Matthews y Kelly	98
7.1.3	Método de Pennebaker	98
7.1.4	Método de Ben Eaton	99
7.2	Análisis de los Métodos Existentes	102
7.3	Descripción del Método Sísmico para Cuantificar el Gradiente de Fractura	104
8.	PLANEACION DE LA PERFORACION DEL POZO EXPLORATORIO JACOME 1 A PARTIR DE LA INFORMACION SISMICA.	106
8.1	Análisis e Interpretación de la Información Sísmica	106
8.2	Determinación de la Velocidad de Intervalo, Tiempo de tránsito, Densidad de la Formación y el Gradiente de Sobrecarga	111
8.3	Aplicación del Método Sísmico para Cuantificar la Zona de Presión Anormal y el Gradiente de Fractura	114
8.4	Planeación de la Perforación del Pozo Exploratorio Jácome 1	

CONCLUSIONES	120
RECOMENDACIONES	121
BIBLIOGRAFIA	122
APENDICES	125

O B J E T I V O

La detección de la Zona Geopresurada y el Gradiente de Fractura son la base para la perforación óptima de los pozos petroleros, ya que permite emplear la densidad correcta del lodo de perforación, seleccionar el programa de tuberías de revestimiento más adecuado y asentarlas a la profundidad en donde se asegure la continuidad de la perforación.

Sin embargo, lo anterior sólo ha sido posible llevarlo a cabo en pozos de desarrollo, apoyándose para esto en los pozos ya perforados. Como en las localizaciones exploratorias no se dispone de pozos de donde puedan extrapolarse las condiciones del subsuelo, es necesario recurrir a otras técnicas que permitan obtener datos para detectar las zonas geopresuradas.

Pennebaker⁽¹⁾, en 1968, fue el primer autor que utilizó la información sísmica, recurso fundamental de la exploración petrolera, con objeto de llevar a cabo la planeación de la perforación de los pozos exploratorios.

En este trabajo se presenta una metodología adaptada a los datos que dispone nuestra industria petrolera, con objeto de que los departamentos de Ingeniería Petrolera y Perforación, auxiliados por personal especializado de Exploración, puedan llevar a cabo la planeación de la perforación de los pozos exploratorios a partir de la información sísmica.

R E S U M E N

En los primeros capítulos de este trabajo de tesis se revisan brevemente los Métodos Geofísicos, su aplicación dentro de la industria petrolera y minera, y se hace una reseña histórica de los mismos. Se estudia el Método de Reflexión Sísmica, sus fundamentos físicos y los elementos que lo constituyen.

Posteriormente, se analiza el comportamiento de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas; se presentan dos métodos para obtener la función velocidad a partir de las mediciones sísmicas y en base a dicha función velocidad, se presenta un método que permite determinar las velocidades de intervalo; punto de partida para la detección y cuantificación de la zona geopresurada.

En el Capítulo VI se estudian los antecedentes de la zona de presión anormal a partir de la información sísmica y se propone una metodología para este propósito. Además se presenta un procedimiento para la determinación del gradiente de sobrecarga a partir de las velocidades de intervalo.

En el Capítulo VII se hace una revisión de los métodos existentes para la cuantificación del gradiente de fractura, se analizan sus ventajas y limitaciones, y en base a lo anterior se propone, también, una metodología para este fin.

Por último, se presenta una aplicación real en la localización exploratoria Jácome 1, del área de Villahermosa, Tab., lo que permite una ilustración clara y objetiva del resultado de este estudio.

I N T R O D U C C I O N

La planeación de la perforación de los pozos petroleros es una tarea que, a medida que la profundidad de los yacimientos se ha ido incrementando, ha tomado una importancia básica, ya que, en gran parte, de esto depende: que se alcance el objetivo; que el tiempo empleado y, por lo tanto, el costo sea mínimo; que se tenga la máxima seguridad tanto para el personal como para la instalación y que se evite, también, el daño a la ecología.

Para llevar a cabo la planeación de la perforación de los pozos exploratorios se requiere, aparte del conocimiento geológico-petrolero máximo posible del área en estudio y de personal profesional con alto grado de experiencia en esta actividad; de una técnica capaz de obtener un mayor conocimiento de las características de las formaciones que serán atravesadas por el pozo y, de esta manera, delimitar la zona de presión anormal. El único recurso que podemos utilizar para este fin es precisamente la información sísmica, ya que la podemos considerar como una radiografía del subsuelo.

Sin embargo, es conveniente dejar asentado que los datos sísmológicos obtenidos con las técnicas actuales llevan consigo ruido y distorsión que en ocasiones sólo puede eliminarse en forma parcial y que depende, en gran parte, de la interpretación que le den los geofísicos y geólogos responsables de esta actividad y, a su vez, el valor interpretativo de la información sísmi-

ca dependerá, también, de la experiencia profesional con que cuentan los especialistas para este fin y de la integración y evaluación conjunta de los eventos geológicos superficiales y del subsuelo, así como de las prospecciones magnetométricas, gravimétricas y de refracción de que se dispongan.

En este trabajo de tesis se presenta una metodología para la detección y cuantificación de la zona de presión de formación anormal, el gradiente de fractura y el gradiente de sobrecarga a partir del análisis y la interpretación de la información sísmica aledaña a la localización exploratoria en estudio. Asimismo, se señala que, debido al alto grado de dificultad que representa la interpretación sísmica, sean los especialistas responsables de la prospección petrolífera los que proporcionen la información interpretada; con esto se logrará incrementar el grado de confiabilidad de este método.

"ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION GEOFISICA".

La prospeccion geofísica es el arte de explorar recursos energéticos y de minerales comercialmente valiosos, efectuando mediciones de los parámetros físicos de las rocas y su distribución en el interior de la tierra. Esta información manejada e interpretada convenientemente facilita la búsqueda del Petróleo y minerales potencialmente económicos.

Para que la información geofísica pueda ser utilizada eficazmente, debe expresarse en términos geológicos, pero debe tomarse en cuenta que la habilidad de los intérpretes y la calidad de los datos geofísicos es definitiva en el valor concedido al cuadro geológico presentado. La Geofísica se ha venido aplicando a la exploración desde hace más de un siglo, tiempo en el cual se han producido perfeccionamientos continuos en los instrumentos, técnicas y en los métodos de interpretación.

En la actualidad podemos afirmar que se ha incrementado fuertemente la eficacia de los Métodos Geofísicos; sin embargo, dicho incremento en posibilidades no ha guardado un paralelismo con la creciente dificultad existente para encontrar nuevos depósitos de aceite y minerales. Esto se debe a que ya han sido descubiertas y explotadas las fuentes productoras más fáciles de localizar, lo que sitúa a los geofísicos en el problema acuciante de tener que avanzar a mayor velocidad en el perfeccionamiento de las técnicas para mantener el suministro mundial de hidrocarburos y minerales.

1.1 LA GEOFISICA EN LA INDUSTRIA PETROLERA.

Los primeros equipos geofísicos utilizaron la balanza de torsión y el sismógrafo de refracción en la búsqueda de domos salinos someros en la zona costera del Golfo de México y hacia 1925 tuvieron un éxito espectacular, a tal grado de que para 1930 eran pocos los yacimientos de este tipo que faltaban por descubrir. De 1930 a 1955, en los Estados Unidos la Geofísica descubrió y explotó aceite por más de 22,500 millones de barriles (2.5 millones de barriles/día en promedio) y 134 billones de pies cúbicos de gas natural, lo que representó casi la mitad de la producción total de ese país durante tal período.

A partir de 1937, fecha en que se dispuso de las primeras estadísticas, uno de cada seis pozos exploratorios localizados por los Métodos Geofísicos llegó a ser comercialmente productivo. Esto es exitoso si lo comparamos con el resultado obtenido sin la ayuda técnica en donde uno de cada veinte pozos exploratorios llegaba a ser comercialmente productor. En los pozos localizados por la Geología sin la asistencia de la Geofísica, la proporción de éxitos fue de uno a diez; sin embargo, no debe considerarse a la Geología competidora de la Geofísica, sino complementarias una de la otra.

1.2 LA GEOFISICA EN LA EXPLORACION MINERA.

Casi la totalidad de la actividad de la prospección Geofísica ha estado encaminada a la búsqueda de hidrocarburos, y sólo una pequeña parte de la misma se ha enfocado a la localización de minerales sólidos, aún cuando se tienen datos de que fueron emplea

dos Métodos Geofísicos en la búsqueda de minerales siglos antes de que existiera la industria petrolera, ya que desde 1640, se hicieron estudios magnéticos para encontrar yacimientos de hierro.

Independientemente de que la exploración geofísica en la industria minera es pequeña, se han efectuado algunos descubrimientos espectaculares de depósitos mineros y en los últimos años se han adaptado instrumentos detectores magnéticos, electromagnéticos y por radiactividad para realizar exploraciones aéreas que permiten mayor rapidez y eficacia.

Los métodos que más se han desarrollado en la exploración minera son los Eléctricos y Electromagnéticos. La razón por la cual no han tenido mucho auge el resto de los métodos se debe a que, en primer término, las propiedades físicas de muchas masas minerales no ofrecen grandes contrastes con las correspondientes de la roca que las rodea, razón por la que existen depósitos que intrínsecamente no resultan objetivos geofísicos prometedores. Además, podemos decir en términos generales, que las compañías mineras son menos importantes que las petrolíferas y muchas de ellas no pueden disponer de los recursos necesarios para la prospección geofísica ya que no están en condiciones económicas de sostener el desarrollo y la investigación en la escala que sería necesaria para que la Geofísica alcanzase todo su potencial como instrumento eficaz en la industria minera.

1.3 PRINCIPIOS BASICOS UTILIZADOS EN LA PROSPECCION GEOFISICA.

Las diversas técnicas de la prospección geofísica están basadas en varios principios físicos fundamentales, como son las leyes de la atracción gravitatoria y magnética, las leyes de la óp

tica que gobiernan la refracción y reflexión, los elementos de la electricidad y la teoría electromagnética. Aunque estos principios son bastante simples, en general es difícil su aplicación al estudio de los materiales pétreos, ya que rara vez son homogéneos y con frecuencia ofrecen propiedades físicas complejas.

Casi todos los métodos importantes de la prospección geofísica han sido desarrollados partiendo de las técnicas empleadas originalmente para el estudio de las características terrestres, por ejemplo, la prospección por gravedad se desarrolló después de que durante varias décadas habían sido llevadas a cabo mediciones con el péndulo para determinar la forma exacta de la Tierra, en base a las variaciones de la atracción gravitacional entre diferentes estaciones de observación.

El método de refracción sísmica hace uso de los principios elaborados en los comienzos del siglo actual por los sismólogos de terremotos.

La prospección geofísica ha evolucionado fuertemente en la actualidad, de tal manera que muchos de los aparatos y técnicas desarrolladas para las exploraciones petroleras y de minerales han sido empleados ventajosamente en estudios científicos relativos a la estructura de la corteza terrestre y de su interior.

1.4 BREVE DESCRIPCION DE LOS METODOS GEOFISICOS.

El método geofísico más utilizado en la exploración petrolera es el de reflexión sísmica, siguiéndole en ese orden el gravitacional, refracción sísmica, los magnéticos y los eléctricos. En la prospección minera las técnicas más empleadas son la magnéti

ca, eléctrica, la radiactividad y ocasionalmente se utilizan los métodos sísmicos y gravitacionales.

1.4.1 METODO DE REFLEXION SISMICA. Con esta técnica se levanta el mapa de la estructura del subsuelo haciendo uso de los tiempos recorridos por una onda sísmica engendrada en el suelo por una explosión de dinamita próxima a la superficie, volviendo a ésta después de ser reflejada en las formaciones atravesadas. Las reflexiones son registradas por instrumentos detectores (geófonos) colocados sobre la superficie cerca del punto de la explosión. Las variaciones en los tiempos de reflexión de un lugar a otro de la superficie indican generalmente características estructurales de las rocas del subsuelo. Las profundidades de las diferentes capas reflectantes pueden ser determinadas en base a los tiempos de viaje de las ondas, también es posible medir la velocidad en las mismas. Con una sólo explosión pueden ser observadas reflexiones a profundidades mayores a los 6000 metros. La técnica de reflexión proporciona más y mejor información estructural que cualquier otro método geofísico, pero presenta la desventaja de que es más lento y costoso que el resto de los métodos. Además son muchas las regiones donde las reflexiones sólo pueden obtenerse con grandes dificultades.

1.4.2 METODO SISMICO DE REFRACCION. Este método consiste en generar ondas sísmicas en superficie y registrar las que experimentan la refracción total a lo largo de los contactos de velocidades distintas en los diferentes medios del subsuelo. Se estudian las ondas que experimentan la refracción total por ser las que proporcionan los recorridos de tiempo mínimo y consecuentemen-

te las que se registran como primeras llegadas.

Podemos decir que el método de refracción, comparado con el de reflexión, proporciona menor cantidad de información, es menos preciso y las refracciones observadas son a profundidades someras; sin embargo, proporciona datos de la velocidad en las capas refractantes, lo que permite al geólogo identificarlas o especificar su litología, pero casi por lo general sólo se utiliza cuando el de reflexión no arroja resultados.

1.4.3 METODO GRAVIMETRICO. En la prospección por gravedad se miden las pequeñas variaciones que en la atracción gravitatoria ejercen las rocas situadas en los primeros kilómetros por debajo de la superficie del suelo. Los diferentes tipos de rocas tienen densidades diferentes y las rocas más densas ejercen mayor atracción gravitacional. Si las rocas más densas están arqueadas hacia arriba, formando un anticlinal, el campo gravitatorio terrestre será mayor sobre el eje de la estructura que a lo largo de sus flancos; por otra parte, un domo salino que es menos denso que las rocas que lo rodean, puede ser descubierto gracias a los bajos valores de gravedad que normalmente son registrados sobre el mismo. Las anomalías de la gravedad buscadas en la exploración petrolífera pueden representar tan sólo una millonésima y hasta una diezmillonésima, del campo total terrestre. Por esta razón, los instrumentos empleados son extremadamente sensibles. En la actualidad los gravímetros modernos son capaces de detectar variaciones hasta de una cienmillonésima del campo terrestre.

1.4.4 METODO MAGNETOMETRICO. La prospección magnética determina las variaciones del campo magnético terrestre atribui-

bles a cambios de estructura, o de la capacidad magnética de algunas rocas próximas a la superficie. Las rocas sedimentarias presentan, en general, una susceptibilidad magnética muy pequeña en comparación con las ígneas y metamórficas. La mayoría de las exploraciones magnéticas están encaminadas a levantar el mapa de la estructura sobre o dentro del basamento; o a descubrir directamente minerales magnéticos. El método magnético resulta útil para la búsqueda del petróleo cuando la estructura de las capas sedimentarias petrolíferas está regida por características topográficas tales como crestas o fallas sobre la superficie del basamento. Las anomalías magnéticas a partir de la parte superior del basamento pueden aportar información relativa a la estructura de las capas superiores. La mayor parte de la prospección magnética se realiza en la actualidad con instrumentos montados en aviones.

1.4.5 METODOS ELECTRICOS. Existen varias técnicas geofísicas destinadas a detectar anomalías en las propiedades eléctricas de las rocas, tales como la resistividad y el potencial espontáneo. En base a estas anomalías puede ser posible localizar minerales que ofrezcan características eléctricas distintivas o levantar el mapa de características estructurales asociadas a yacimientos de petróleo o de minerales, como lo hace el Método Electromagnético.

1.5 BREVE RESEÑA HISTORICA DE LOS METODOS GEOFISICOS.

Los métodos más usados en la prospección petrolífera son los de gravedad y los sísmicos. Sin embargo, originalmente fueron utilizados con fines diferentes; en 1887 Von Sternech inventó un péndulo portátil para medir la gravedad terrestre con objeto de

realizar estudios geodésicos para determinar la forma de la Tierra. De 1890 a 1902, el Baron Roland Von Eötvös, de Hungría, perfeccionó la balanza de torsión que lleva su nombre y logró demostrar sus posibilidades como instrumento para la exploración geológica levantando el mapa del subsuelo de las montañas del Jura. Hacia 1915 Hugo De Boeckh indicó que la balanza de torsión podría servir para localizar domos o anticlinales con núcleos más ligeros o más pesados que las formaciones circundantes. De 1915 a 1916 fue llevado a cabo, con éxito, una investigación con la balanza de torsión en cien estaciones sobre lo que era entonces un campo petrolífero con un solo pozo en Egbell, Checoslovaquia. En 1917, Schweydar empleó el mismo instrumento para detallar el domo salino de Haniesen, en el norte de Alemania, y casi en la misma época, E.S. Shaw propuso el empleo del péndulo para localizar domos salinos en la zona costera del Golfo, en los Estados Unidos, y en 1918, construyó el primer gravímetro especialmente para estudios geológicos.

En 1922 se efectuaron las primeras exploraciones con la balanza de torsión en busca de petróleo en California y Texas. El primer descubrimiento de un campo petrolífero por geofísicos tuvo lugar en 1924, cuando fue localizado el domo Nash, en Texas; a partir de ese año, se produjo una espectacular serie de descubrimientos geofísicos de domos salinos, basados muchos de ellos en la balanza de torsión y el sismógrafo de refracción. En 1932 fue empleado el péndulo en trabajos de campo, por la Gulf Research and Development Co., para investigaciones por gravedad. Para 1935 ya se disponía de gravímetros que daban lecturas directas de la diferencia de la gravedad y estos aparatos, debido a su mayor rapidez de fun-

cionamiento, pronto desplazaron a la balanza de torsión y al péndulo. Para 1939 se empleó por primera vez el gravímetro en la prospección marina.

Los primeros sismógrafos fueron utilizados para registrar terremotos, y en 1848 Robert Mallet propuso la creación de terremotos artificiales haciendo estallar pólvora para investigar las formaciones del subsuelo y el fondo del océano. Dos años más tarde se construyó el primer equipo sismográfico (un recipiente con mercurio y un telescopio para observar y cronometrar la operación de ondas en la superficie del mercurio) y se utilizó para medir la velocidad del sonido en el granito. Más de medio siglo después, L.P. Garret propuso el empleo de la refracción sísmica para localizar domos salinos, y en 1919 Ludger Mintrop, en Alemania, solicitó una patente del método de refracción para determinar la naturaleza y profundidad de las formaciones del subsuelo.

La Cía. Seismos, de Alemania, envió dos equipos a Texas para localizar domos salinos, y en 1924 un equipo de dicha compañía descubrió el domo de Orchara con el método de explosiones en abanico. De 1924 a 1930 hubo una intensa campaña, con ese método, para localizar domos salinos someros en Louisiana y Texas, y para 1930 ya se habían descubierto la mayor parte de los domos salinos-someros de la zona costera del Golfo.

Las primeras ideas sobre el método sísmico de reflexión se debieron a Reginald Fessenden, que pensó aplicar el método de localización de témpanos y profundidades marinas por medio de ondas sónica a la exploración del subsuelo y en 1914 lo patentó. La patente cubrió el uso de las ondas sonoras reflejadas y refracta-

das para la localización de cuerpos minerales.

Fessenden introdujo la energía en la tierra por medio de un mecanismo oscilador similar al utilizado en el trabajo marino, detectando la llegada de la onda producida por medio de un micrófono.

El primer descubrimiento debido al método sísmico de reflexión fue el campo petrolífero de Maud Pool, en Oklahoma, en 1927 y a partir de esa fecha se impuso sobre los restantes métodos de prospección petrolífera. Sin embargo, el verdadero desarrollo de los métodos sísmicos ocurrió cuando se tuvo el instrumental adecuado y esto no fue posible hasta el descubrimiento de la lámpara amplificadora de vacío. El desarrollo del instrumental básico tuvo lugar entre 1925 y 1930.

En 1936, Frank Rieber tuvo la genial idea de obtener registros sísmicos reproducibles. Este importante desarrollo no fue explotado ampliamente hasta 1950 con la llegada de las técnicas de registro magnético, fruto del notable avance obtenido en este campo durante la segunda guerra mundial.

En 1954 el equipo de registro en cinta magnética y el playback (aparato que transforma la cinta en sismograma) ya había adquirido bastante difusión y significó un poderoso avance de los métodos sísmicos de prospección.

"FUNDAMENTOS FISICOS EMPLEADOS EN EL METODO DE REFLEXION SISMICA".

Los métodos sísmicos requieren de la introducción en la tierra de una energía que normalmente se genera mediante explosiones, aunque en otros casos también se produce por medios mecánicos: golpeando el suelo con un peso o generando una determinada señal mediante un vibrador. Por estos medios producimos ondas sísmicas en la tierra semejantes a las ondas sonoras y que más propiamente designaremos como ondas elásticas, ya que dependen de la elasticidad de los materiales a través de los que se propagan. La velocidad de las ondas depende de las constantes elásticas de esos materiales, por lo que es conveniente entender los principios más elementales de la teoría de la elasticidad, así como el mecanismo de propagación de las ondas sísmicas.

2.1 CONSTANTES ELASTICAS.

Cuando se aplica uniformemente una fuerza F a una pequeña superficie de área A , la fuerza por unidad de área F/A se le denomina esfuerzo S . Si la fuerza está dirigida perpendicularmente al área se le denomina Tracción, si la fuerza está dirigida sobre el cuerpo que está actuando se le denomina compresión y, finalmente, si la fuerza actúa paralelamente al área se le llama cizallamiento; tal como se aprecia en la Fig.(2.1).

2.1.1 MODULO DE YOUNG. Si aplicamos un esfuerzo S , de una fuerza F , sobre una superficie A , tal como se muestra en la Fig.(2.1 a,b) ocurrirá una variación en su longitud, que se representa por

el módulo de Young "E".

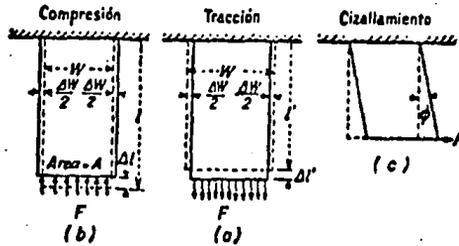


FIG. (2.1) RELACION ENTRE ESFUERZO Y DEFORMACION

$$E = \frac{\text{ESFUERZO}}{\text{DEFORMACION}} = \frac{\text{FUERZA POR UNIDAD DE AREA}}{\text{CAMBIO DE LONGITUD POR UNIDAD DE LONGITUD}}$$

$$E = \frac{F/A}{\Delta L/L} \quad (2.1)$$

Cuanto mayor sea el valor del Módulo de Young E para un sólido, menor será la deformación causada por la tracción o la compresión dadas. A continuación se aportan los valores del Módulo de Young de algunos materiales:

HIERRO	-	20.0	$\times 10^{11}$	Dinas/cm ²
PIRITA	-	16.49	$\times 10^{11}$	Dinas/cm ²
ARENISCA	-	0.05	$\times 10^{11}$	Dinas/cm ²

El coeficiente de alargamiento EL se define como la relación que existe entre el alargamiento o el acortamiento ΔL y la longitud original del cuerpo L producido al aplicar un esfuerzo S.

$$EL = \frac{\Delta L}{L} \quad (2.2)$$

Análogamente el coeficiente de deformación transversal ED se define como la relación que existe entre la expansión o el encogimiento ΔW producido por un esfuerzo y su diámetro original W.

$$ED = \frac{\Delta W}{W} \quad (2.3)$$

2.1.2 COEFICIENTE DE POISSON. De la fig. (2.1 a,b) se observa que cuando un cuerpo se alarga por efecto de una tracción, se acorta simultáneamente en la dirección de la misma. Análogamente, cuando se acorta por efecto de una compresión, se expande en ángulo recto a la dirección del acortamiento. En otras palabras, cuando se aplica un esfuerzo S se producirá un cambio longitudinal y un cambio transversal (de diámetro) y el coeficiente de Poisson σ estará dado por la relación que existe entre estas dos deformaciones unitarias:

$$\sigma = \frac{\text{DEFORMACION TRANSVERSAL UNITARIA}}{\text{DEFORMACION LONGITUDINAL UNITARIA}}$$

$$\sigma = \frac{ED}{EL} = \frac{\Delta W/W}{\Delta L/L} \quad (2.4)$$

Se ha demostrado que el valor del coeficiente de Poisson máximo es de 0.5 y que para los materiales elásticos tiene un valor promedio de 0.25.

2.1.3 MODULO DE RIGIDEZ O CIZALLAMIENTO \mathcal{M} . Otra propiedad de los materiales es su resistencia al cambio de forma sin cambio de volumen y se mide utilizando al módulo de rigidez \mathcal{M} . Si consideramos una fuerza F actuando paralela al área, tendremos:

$$\mathcal{M} = \frac{\text{ESFUERZO}}{\text{DEFORMACION}} = \frac{F/A}{\phi} \quad (2.5)$$

La deformación de cizallamiento se define como el desplazamiento relativo de planos paralelos o por el ángulo ϕ , que se formaría al girar un plano normal a la fuerza, como se aprecia en la fig. (2.1 c)

El módulo de rigidez tiene un valor aproximado de $2/5 E$ para la mayor parte de las rocas. Para el hierro vale 8220 kg/mm^2 , también es posible expresarla como una relación entre el Módulo de Young y el coeficiente de Poisson:

$$H = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (2.6)$$

2.1.4 MODULO VOLUMETRICO O DE INCOMPRESIBILIDAD K. Otra importante propiedad de los materiales es su resistencia al cambio de volumen sin que varíe su forma. Esta propiedad se cuantifica con el módulo volumétrico o de incompresibilidad.

Si un cuerpo de volumen V está sometido a un esfuerzo de compresión en todas las direcciones, su volumen disminuirá en ΔV , y el módulo volumétrico se define como la relación entre la fuerza de compresión aplicada y el cambio unitario de volumen que experimenta.

$$K = \frac{\text{PRESION}}{\text{DEFORMACION}} = \frac{\text{FUERZA POR UNIDAD DE AREA}}{\text{CAMBIO DE VOLUMEN POR UNIDAD DE VOLUMEN}}$$

$$K = \frac{F/A}{\Delta V/V} \quad (2.7)$$

Los líquidos tienen un valor de este módulo muy alto (del orden de 10^{10} dinas/cm²), en comparación con los gases que es del orden de 10^6 dinas/cm².

Este módulo, al igual que el de deformación, es posible también expresarlo como una relación del Módulo de Young y el coeficiente de Poisson:

$$K = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \quad (2.8)$$

El inverso del módulo volumétrico K se le llama módulo de compresibilidad.

2.2 ONDAS ELASTICAS.

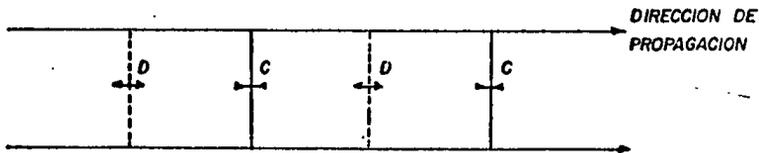
Si rompemos el equilibrio de un cuerpo isótropo y elástico mediante una presión o vibración instantánea aplicada en un punto cualquiera del mismo y expresamos analíticamente las ecuaciones de equilibrio de dicho cuerpo, obtendremos un sistema de ecuaciones de las cuales se han deducido cuatro soluciones que dan lugar a las ondas longitudinales, transversales, rayleigh y love.

2.2.1 ONDAS LONGITUDINALES. Estas ondas se caracterizan porque la dirección del movimiento de las partículas es la misma que la de la propagación de la onda (o formando un ángulo de 180° con la misma), tal como se muestra en la fig. (2.2), también se les conocen como ondas de compresión. La velocidad de las ondas longitudinales V_L esta relacionada con las constantes elásticas y la densidad ρ del material en la forma siguiente:

$$V_L = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 \mathcal{A}}{\rho}} \quad (2.9)$$

Estas ondas son las que actualmente se usan en la reflexión sísmica y en la prospección de refracción.

Como ya se indicó que el valor promedio del coeficiente de Poisson σ , es de 0.25 y la densidad ρ para los materiales térreos - siempre está cercana a 2.0 gr/cm³, se deduce que el módulo de Young E, es la variable más importante y que es la que controla la velocidad de las ondas sísmicas en las rocas.



D.- MOVIMIENTO DE DILATACION
C.- MOVIMIENTO DE COMPRESION

FIG.(2.2) ONDAS LONGITUDINALES

2.2.2 ONDAS TRANSVERSALES. Son aquellas en las que al movimiento de vibración de la partícula forma ángulo recto con la dirección de propagación de la onda. Estas ondas se llaman también ondas de cizallamiento. La velocidad de las ondas transversales V_T depende también de las constantes elásticas y de la densidad, y se expresa en la forma siguiente:

$$V_T = \sqrt{\frac{\mathcal{A}}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \quad (2.10)$$

Si relacionamos las ecuaciones de la velocidad longitudinal y transversal tendremos que:

$$\frac{V_L}{V_T} = \sqrt{\frac{K}{\mathcal{H}} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{0.5 - \sigma}} \quad (2.11)$$

y como ya se mencionó que el valor promedio del coeficiente de Poisson es 0.25, entonces $V_L/V_T = 1.73$, es decir, que las ondas longitudinales se propagan casi al doble de las transversales.

Es importante hacer notar que las ondas transversales sólo se utilizan en la prospección sísmica para objetivos particulares.

2.2.3 ONDAS RAYLEIGH. Estas ondas sólo se propagan a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico fig. (2.3) y el movimiento de las partículas, siempre en un plano vertical, es elíptico y retrógrado. La velocidad de estas ondas decrece exponencialmente con la profundidad y tiene un valor aproximado a 9/10 de las ondas transversales.

Las ondas Rayleigh son la componente principal de la "onda superficial" que es una perturbación que interfiere con frecuencia al tratar de discernir las reflexiones en los registros sísmicos.

2.2.4 ONDAS LOVE. Son ondas superficiales sólomente observables cuando hay una capa de baja velocidad superpuesta a un medio en el cual tienen mayor velocidad las ondas elásticas. Debido a que el movimiento de sus partículas es siempre horizontal, las ondas Love no son registradas nunca en el curso de las operaciones de prospección sísmica, ya que los detectores están dispuestos de manera que sólo respondan al movimiento vertical del suelo.

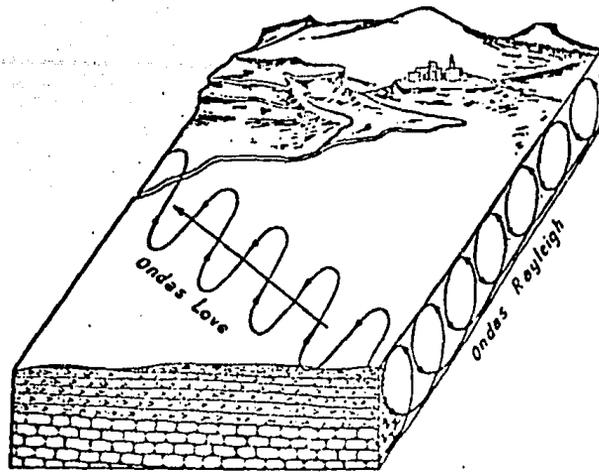


FIG. (2.3) ONDAS RAYLEIGH Y LOVE

2.3 LEYES QUE RIGEN LA PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS.

2.3.1 PRINCIPIO DE HUYGENS. El principio de Huygens establece que cada punto alcanzado por un frente de ondas actúa como una nueva fuente de ondas que se extiende en todas direcciones en forma esférica.

Si las ondas esféricas tienen un radio tan grande que pueden ser consideradas como planas, las líneas perpendiculares a los frentes de onda pueden, en muchos casos, representar las ondas de modo más conveniente que los mismos frentes de onda y estas líneas perpendiculares son denominadas trayectorias de onda o rayos.

En otras palabras, decimos que si el medio es homogéneo, el frente de onda es esférico en un momento cualquiera t ; un instante después, en el tiempo $t + \Delta t$, cada uno de los puntos del frente de onda habrá dado lugar a pequeños frentes de ondas esféricas de ra

dio $V \cdot \Delta t$, donde V es la velocidad del medio. El nuevo frente de onda, en el instante $t + \Delta t$, será la envolvente de todos los pequeños frentes de onda.

La geometría de la trayectoria seguida por los rayos está gobernada por el principio de Fermat.

2.3.2 PRINCIPIO DE FERMAT. El Principio de Fermat establece que la trayectoria que sigue una onda acústica entre dos cuerpos de separación, será siempre la que produzca el tiempo mínimo en su recorrido.

En un medio homogéneo los rayos sísmicos serán líneas rectas. Si los medios que atraviesan las ondas sísmicas no son homogéneos (como ocurre en los medios estratificados) tendrán velocidades distintas y por ello los rayos sísmicos no serán líneas rectas, sino curvas de tiempo mínimo.

2.3.3. LEYES DE REFLEXION Y REFRACCION. De la fig. (2.4), supongamos un rayo incidente longitudinal IL que se propaga de un medio 1 a otro 2. Al llegar al contacto AB de los medios, da lugar a los cuatro rayos que se indican en la figura, dos reflejados y dos refractados. La distribución de la energía inicial entre las ondas resultantes viene determinada por el ángulo con el que la onda llegue a la discontinuidad y por el contraste entre las propiedades elásticas de dichos medios. Según las leyes de la reflexión y refracción se verificará que el rayo incidente, la normal, los rayos reflejados y los refractados están en un mismo plano (plano de incidencia).

Por otra parte, de los rayos reflejados en la fig. (2.4) se verifica que:

$$\overline{ILMO} = \overline{RLMO} \quad (2.12)$$

Por lo que el ángulo incidente i es igual al ángulo reflejado i' para el rayo longitudinal.

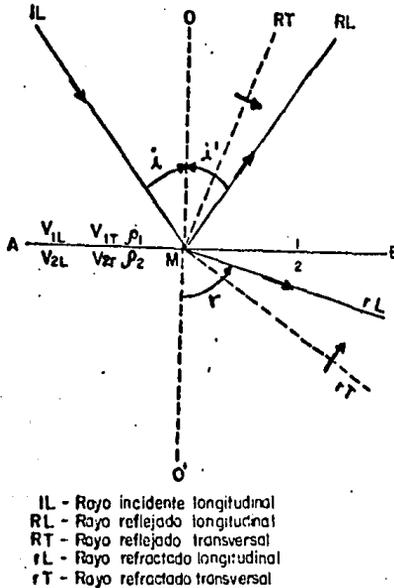


FIG. (2.4) RAVOS REFLEJADOS Y REFRACTADOS

La ley de refracción o la ley de Snell nos dice que el seno del ángulo de incidencia i es al seno del ángulo de refracción r , como la velocidad de la onda incidente es a la velocidad de la correspondiente onda refractada (longitudinal o transversal), de donde obtenemos que:

$$\frac{\text{Sen } \overline{ILMO}}{\text{Sen } \overline{rLMO'}} = \frac{V_{1L}}{V_{2L}} \quad (2.13)$$

$$\frac{\text{Sen } \overline{ILMO}}{\text{Sen } \overline{rTMO'}} = \frac{V_{1T}}{V_{2T}} \quad (2.14)$$

En prospección sísmica las ondas se generan principalmente por medio de explosiones, lo que hace que la deformación del medio - por cizallamiento (que da lugar a las ondas transversales), sea pe-

queña comparada con el cambio en volumen que se produce en el mismo (que origina las ondas longitudinales). Por ello la mayor parte de la energía producida será de ondas longitudinales o de compresión. Si a esto añadimos que los detectores empleados en la prospección registran sólomente la componente vertical de la vibración; razón por la cual, sólo se consideran las ondas longitudinales en el estudio de la reflexión sísmica.

C A P I T U L O I I I

"METODO DE REFLEXION SISMICA".

El método de reflexión sísmica, como ya se ha mencionado, es la técnica más usada entre todas las de prospección geofísica; esto se debe a que aporta un cuadro más directo y detallado de la estructura geológica del subsuelo. También con los datos que proporciona es posible determinar las profundidades de la cima y base de las diferentes formaciones, con una exactitud que sólo es superada por la medida tomada del pozo mismo.

Una ventaja singular del método de reflexión consiste en que permite levantar el mapa de muchos horizontes desde cada punto de explosión y podemos decir que la precisión es casi la misma para los horizontes más profundos que para los más someros; a diferencia de los restantes métodos geofísicos donde la exactitud decrece al incrementarse la profundidad.

En muchos casos las exploraciones por reflexión van precedidas de reconocimientos menos costosos hechos con técnicas de gravedad, magnéticas o de refracción, con objeto de limitar el trabajo de reflexión a las áreas que ofrezcan mayor interés.

el método de reflexión es empleado casi exclusivamente por la prospección petrolífera, dado que no es aplicable a profundidades someras en las que generalmente se encuentran las minas minerales. Donde se obtienen los mejores resultados

es en las áreas donde el petróleo está en trampas estructurales; sin embargo, también nos permite localizar y detallar ciertos rasgos estratigráficos. Aunque a la prospección por reflexión se deben descubrimientos en la mayor parte de las zonas petroleras del mundo, existen algunas áreas en donde resulta muy difícil y costoso obtener reflexiones que puedan ser aprovechadas, esto se debe generalmente a interferencias por ruidos.

3.1 GEOMETRIA DE LAS TRAYECTORIAS DE REFLEXION.

Cuando una onda elástica es producida por una explosión de dinamita, cada superficie de separación que represente un cambio en las propiedades elásticas, reflejará hacia la superficie parte de la energía y un detector situado en ésta responderá a la llegada de cada onda reflejada, registrando el tiempo empleado en el recorrido completo desde el punto de explosión al detector. Uno de los problemas más importantes en la reflexión-sísmica, es situar directamente en profundidad las capas reflectantes. El caso más sencillo que estudiaremos primero, es cuando la velocidad permanece constante en toda la capa; posteriormente se estudiará el caso general de velocidad como función continua de la profundidad.

3.1.1 CASO DE VELOCIDAD CONSTANTE. En este caso los rayos sísmicos son líneas rectas. Sea P un punto de explosión, G un geófono cualquiera y r la capa reflectora horizontal fig. (3.1).

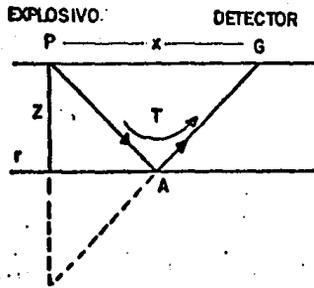


FIG. (3.1) ONDA SISMICA REFLEJADA

Si distancia = (velocidad)(tiempo) entonces:

$$\overline{PAG} = \bar{V} \cdot T \quad (3.1)$$

$$y \quad PA = GA = \frac{1}{2} V \cdot T$$

Aplicando el Teorema de Pitágoras:

$$\left(\frac{1}{2} V T \right)^2 = Z^2 + \left(\frac{1}{2} X \right)^2$$

que desarrollando y simplificando queda:

$$\frac{1}{4} \bar{V}^2 T^2 = Z^2 + \frac{1}{4} X^2$$

$$T^2 = \frac{4Z^2 + X^2}{\bar{V}^2}$$

$$T = \frac{\sqrt{x^2 + 4z^2}}{\bar{v}} \quad (3.2)$$

$$z = 1/2 \sqrt{\bar{v}^2 T^2 - x^2} \quad (3.3)$$

La ecuación (3.2) nos permite determinar el tiempo total de recorrido de la onda sísmica. La profundidad a que se encuentra el horizonte reflectante estará determinado por la ecuación (3.3) en función del tiempo, distancia horizontal y velocidad media.

3.1.2 CASO GENERAL O DE VELOCIDAD VARIABLE. El caso anterior está basado en los principios físicos del proceso de reflexión y se limita a considerar el caso sencillo de una superficie de contacto con dos estratos de espesor ilimitado y de diferente velocidad y densidad. Este cuadro ideal para ilustrar la Óptica básica de las reflexiones, es un modelo que difiere de la reflexión de las ondas sísmicas tal como en la realidad tiene lugar en el subsuelo. Las formaciones sedimentarias están estratificadas de tal manera que la litología puede variar de manera considerable en el espacio de unos cuantos metros. A los cambios en la litología acompañan otros de las propiedades elásticas y como se origina una reflexión en cada superficie de separación es evidente que el proceso de la reflexión es en realidad un fenómeno complicado.

Para investigar la propagación de la onda sísmica en el subsuelo, supongamos el medio dividido en un cierto número de

capas sedimentarias horizontales, cada una de ellas con una velocidad sísmica constante, tal como se muestra en la fig. (3.2). - Supongamos el Rayo \overline{OR} con origen en O , formando un ángulo inicial θ con la vertical. Aplicando la Ley de Refracción (conocida también como Ley de Snell), que dice que cuando una onda incidente choca con una superficie de separación que divide dos medios, el seno del ángulo de incidencia θ_1 es al seno del ángulo refractado θ_2 , como la velocidad de la onda incidente V_1 es a la velocidad de la onda refractada V_2 :

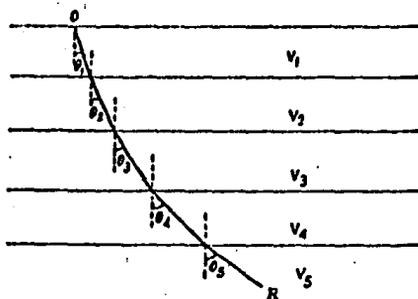


FIG. (3.2) ONDA SISMICA REFRACTADA
VARIAS SUPERFICIES DE SEPARACION

$$\frac{\text{Sen } \theta_2}{\text{Sen } \theta_1} = \frac{V_2}{V_1} ; \quad \frac{\text{Sen } \theta_3}{\text{Sen } \theta_2} = \frac{V_3}{V_2} ; \quad \dots, \quad \frac{\text{Sen } \theta_n}{\text{Sen } \theta_{n-1}} = \frac{V_n}{V_{n-1}}$$

Multiplicando estas relaciones sucesivamente encontramos que el ángulo vertical para un medio n está dado por la relación:

$$\text{Sen } \theta_n = \frac{V_n}{V_1} \text{ Sen } \theta_1 \quad (3.4)$$

Si hacemos que el número de medios sea infinito, y cada medio tenga un espesor infinitamente pequeño, estaremos en el caso límite de una distribución continua de la velocidad con la profundidad y entonces el seno del ángulo θ , a una profundidad cualquiera, estará dado por:

$$\text{Sen } \theta = \frac{V}{V_1} \text{ Sen } \theta_1 \quad (3.5)$$

Siendo $V = F(Z)$; V_1 la velocidad superficial y θ el ángulo del rayo con la vertical fig. (3.3).

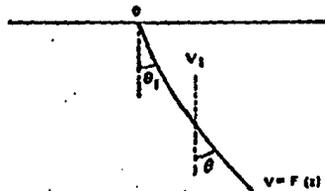


FIG. (3.3) DISTRIBUCION CONTINUA DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD

Si a $\frac{\text{Sen } \theta}{V_1}$ lo hacemos igual a la constante P, la ecuación (3.5)

se transformará en:

$$\text{Sen } \theta = P V \quad (3.6)$$

y como el rayo recorre una distancia ds en el tiempo dt , tenemos que:

$$ds = V dt \quad (3.7)$$

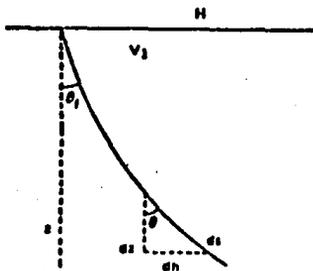


FIG. (3.4) COMPONENTES HORIZONTAL Y VERTICAL DEL RAYO SISMICO.

De la fig. (3.4) vemos que la función trigonométrica de la tangente estará dada por:

$$\text{Tg } \theta = \frac{dh}{dz} = \frac{\text{Sen } \theta}{\text{Cos } \theta} \quad (3.8)$$

pero si consideramos:

$$\text{Cos } \theta = \sqrt{1 - \text{Sen}^2 \theta} \quad (3.9)$$

sustituyendo (3.6) y (3.9) en (3.8):

$$\frac{dh}{dz} = \frac{PV}{\sqrt{1 - (PV)^2}} \quad (3.10)$$

Integrando la ecuación (3.10) obtendremos la distancia horizontal H:

$$H = \int_0^z \frac{PV \, dz}{\sqrt{1 - (PV)^2}} \quad (3.11)$$

De la fig. (3.4) tenemos que el Cos θ será:

$$\cos \theta = \frac{dz}{ds}$$

de donde

$$ds = \frac{dz}{\cos \theta} \quad (3.12)$$

sustituyendo (3.7) en (3.12)

$$V dt = \frac{dz}{\cos \theta}$$

de donde

$$\frac{dt}{dz} = \frac{1}{V \cos \theta} \quad (3.13)$$

sustituyendo (3.6) y (3.9) en (3.13) tendremos:

$$\frac{dt}{dz} = \frac{1}{V \sqrt{1 - (PV)^2}} \quad (3.14)$$

Integrando la ecuación (3.14) se tendrá el tiempo T:

$$T = 2 \int_0^z \frac{dz}{V \sqrt{1 - (PV)^2}} \quad (3.15)$$

Se ha multiplicado por dos ya que el tiempo registrado en el origen es dos veces el tiempo del origen el reflector (tiempo de ida y vuelta).

Cuando la velocidad es una función conocida de Z las ecuaciones (3.11) y (3.15) son suficientes para determinar H y Z

en función de los valores medios de T y P; y estaremos en condiciones de situar la profundidad de los medios reflectantes.

Para poder utilizar las ecuaciones básicas (3.11) y (3.15) es necesario conocer la Ley de Velocidad de Propagación de la onda sísmica en el área a investigar. Desgraciadamente ésta no se conoce nunca exactamente, por lo que el problema de la exacta ubicación de los espejos sísmicos es teóricamente insoluble.

Sin embargo, las experiencias en medidas de velocidad efectuadas en pozos profundos, indica que se pueden hacer dos generalizaciones que simplifican notablemente el problema de la de terminación de los espejos sísmicos: 1) La velocidad generalmente aumenta con la profundidad. 2) Si bien la velocidad varía lateralmente de un punto a otro dentro de la misma zona, esta va-riación, suele ser pequeña y no se considera salvo casos especiales.

Finalmente, para utilizar las fórmulas básicas necesitamos que la función velocidad-profundidad sea continua y, por lo tanto, integrable. Por todo ello se adoptan fórmulas de la ve-locidad en función de la profundidad del tipo:

$$V = (V_0^P + a_2)^{1/P} \quad (3.16)$$

Que además tienen la ventaja de que las expresiones re-sultantes de la integración de las ecuaciones básicas (3.10) y (3.15) son lo suficientemente sencillas para ser utilizadas cómodamente en los cálculos posteriores.

Generalmente antes de iniciar una prospección se hacen medidas de velocidad y, basándose en las mismas, se elige la ley que más se aproxime a las mediciones efectuadas.

La ley de velocidad más sencilla es la que supone que la velocidad es función lineal de la profundidad, es decir, la que resulta de hacer $P=1$ en la expresión (3.16) quedando del tipo:

$$V = V_0 + az \quad (3.17)$$

3.2 ELEMENTOS QUE FORMAN EL SISTEMA EN LA REFLEXION SISMICA.

Los elementos que componen un sistema sísmico de exploración son los siguientes:

1. Fuentes de energía de las ondas sísmicas.
2. Medio geológico.
3. Sismodetectores o geófonos.
4. Amplificadores y filtros de frecuencia.
5. Unidad de registro.
6. Equipo de proceso.

A continuación se describen los efectos que ocurren al transmitirse en cada uno de estos elementos.

3.2.1 FUENTES DE ENERGIA DE LAS ONDAS SISMICAS. La fuente convencional de energía sísmica utiliza las reacciones químicas de una carga de explosivos enterrados cerca de la superficie. El efecto inmediato es un aumento súbito de presión en la región cercana a la carga, los materiales circundantes se ven sujetos a esfuerzos que actúan en dirección radial ocasionando que las partículas del medio sufran un desplazamiento en la misma dirección de los esfuerzos, formando un frente esférico alrededor de la carga en la que las partículas son fuertemente comprimidas y el desplazamiento de esas partículas es

transmitido a las otras más distantes de la región donde ocurrió la compresión y en esta forma es como se propaga el frente de onda esférico. Físicamente la perturbación sísmica es una compresión local e instantánea de las partículas del medio, equivalente a una onda sónica regida por las leyes de la acústica en los sólidos y líquidos.

El grado de compresión de las partículas está asociado con la potencia inicial de la perturbación y disminuye a medida que el frente de onda esférico se aleja de la fuente. Esta disminución está regida por la Ley de la Conservación de la Energía de tal modo que la intensidad de compresión de las partículas medida a cierto punto distante de la fuente, es inversamente proporcional a la distancia que separa el punto de la fuente.

Muy cerca de la fuente los esfuerzos en el material circundante son demasiados intensos como para que pueda existir una buena transmisión acústica, las pérdidas son muy grandes y la propagación es bastante compleja; sin embargo, a medida que el frente de onda esférico se aleja de la fuente la perturbación disminuye a un cierto nivel en el que la propagación se vuelve prácticamente lineal.

Actualmente no existe otro tipo de fuente mejor que la dinamita y otros explosivos potentes para la generación de ondas sísmicas; sin embargo, por razones ecológicas, técnicas y principalmente económicas, en los últimos años se han desarrollado una diversidad de técnicas las cuales utilizan como fuentes de energía las chispas eléctricas, explosiones de gas, pistolas de aire, martilletes hidráulicos, vibradores, etc.

Las chispas eléctricas son producidas al descargarse un banco de condensadores en el agua mediante electrodo. Las explosiones

de gas son producidas por la ignición de una mezcla de gas butano y oxígeno dentro de una cámara. Las pistolas de aire inyectan una burbuja de aire comprimido dentro del agua; las oscilaciones de la burbuja, a medida que ésta se expande y se contrae, generan una onda sísmica cuya frecuencia dependerá de la cantidad de aire comprimido dentro de la burbuja, así como de la presión y la profundidad a la que se forme. Estas tres fuentes de energía son aplicadas generalmente en la prospección sísmica marina.

Con el martillete hidráulico se aplica sobre el terreno un peso de dos a tres toneladas y en la técnica generada por vibradores, la perturbación de las partículas será precisamente una señal vibratoria de cierta duración impartida sobre la superficie de la tierra, esta señal es generada por vibradores hidráulicos o electro magnéticos capaces de ejercer una fuerza de varias toneladas.

3.2.2 MEDIO GEOLOGICO. Durante la transmisión de la onda sísmica desde la fuente de energía hasta los detectores, ocurren ciertos fenómenos los cuales determinan la forma y magnitud de la onda al ser detectada y éstas se deben precisamente a la respuesta del medio geológico. A continuación se hace una descripción de cada uno de estos fenómenos.

3.2.2.1 Magnitud de la Señal en la Cavidad Equivalente. Este es uno de los principales factores que contribuyen a determinar el estado final de la señal y depende tanto de la potencia inicial de la fuente como del grado de compactación del material que se encuentra en las vecindades inmediatas.

3.2.2.2 Propagación Esférica de las Ondas. Aunque la propagación esférica no implica pérdida alguna de energía acústica; sin

embargo, introduce una disminución en la amplitud de la señal debido a que el medio no es perfectamente elástico, además de la difusión geométrica inherente.

3.2.2.3 Absorción Selectiva de Frecuencias. Otro fenómeno que ocurre durante la propagación, consiste en una pérdida progresiva de las altas frecuencias de la señal sísmica y se debe a que parte de la energía acústica se disipa en calor, en mayor o menor grado dependiendo del material absorbente del medio geológico.

3.2.2.4 Pérdidas por Repartición de la Energía. Estas pérdidas dependen principalmente del contraste que existe en los distintos contactos de velocidad atravesados. Si consideramos el caso particular de incidencia normal de una onda longitudinal, sólo generarán ondas también longitudinales reflejadas y refractadas por lo que las pérdidas dependerán únicamente de la velocidad y densidad propia del medio geológico y el coeficiente de reflexión r estará dado por:

$$r = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.18)$$

En donde el producto de la densidad por la velocidad ρv se conoce como la impedancia acústica Z . Un contacto con un buen contraste de impedancias provocará una reflexión fuerte y viceversa.

La velocidad, densidad y por consiguiente la impedancia acústica, generalmente aumentan con la profundidad; por lo tanto, la mayoría de los coeficientes de reflexión son positivos a altas profundidades.

3.2.2.5 Acoplamiento Detector-Terreno. La masa del detector sísmico colocado sobre la superficie establece un sistema reso -

nante cuyas respuestas de amplitud y fase están determinados por las características del acoplamiento entre la superficie y el detector.

Los fenómenos anteriores definen al medio geológico y son de considerable importancia en interpretación. En la figura (3.5) se muestran estos fenómenos en forma esquemática.

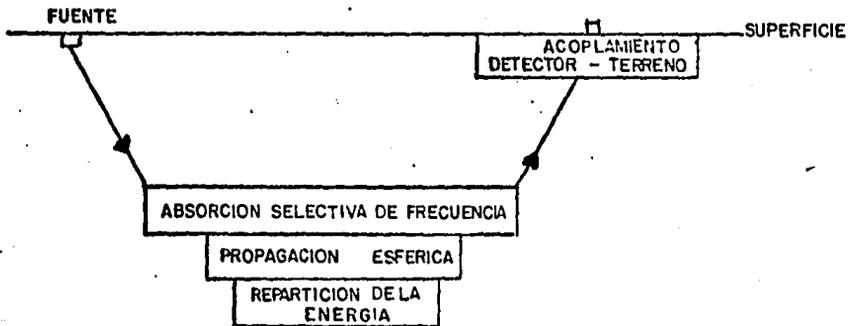


FIG. (3.5) ELEMENTOS QUE FORMAN EL SISTEMA EN LA REFLEXION SISMICA

3.2.3 SISMODETECTORES O GEOFONOS. Cuando las ondas elásticas atraviesan un medio sólido originan un movimiento oscilatorio dentro del mismo. Las ondas sísmicas que atraviesan las capas terrestres originan en éstas un movimiento armónico que puede ser medido y registrado por instrumentos adecuados colocados sobre la superficie.

El tipo más común de sismodetector es un transductor electromecánico, que transforma en una señal eléctrica el movimiento armónico creado.

3.2.4 AMPLIFICADORES Y FILTROS DE FRECUENCIA. Las funciones más importantes de los amplificadores y filtros son tres:

- 1.- La amplificación de las señales de bajo nivel para que puedan ser registradas.

- 2.- Atenuar las ondas superficiales y otro tipo de interferencias antes de que la señal sea registrada.
- 3.- Reducción considerable del rango de amplitudes de la señal al entrar al sismodetector.

3.2.5 UNIDAD DE REGISTRO. La unidad de registro comprende básicamente un sistema de grabación digital y una cámara oscilográfica encargada de monitorear la fidelidad instrumental y la calidad de la información.

La función principal del sistema de grabación es la de seleccionar los diferentes canales de cada uno de los 12, 24 ó 48 sismodetectores y registrar la amplitud de cada señal a un cierto intervalo de tiempo fijado, que puede ser de uno a cuatro milisegundos.

La señal es almacenada momentáneamente en forma analógica, para inmediatamente después convertirse en forma digital. Posterior a la digitación, las señales son ordenadas y grabadas en cintas magnéticas de nueve pistas y de acuerdo a un formato determinado.

3.2.6 EQUIPO DE PROCESO. El equipo de proceso de la información sísmica debe ser capaz de llevar a cabo operaciones sumamente complejas de una inmensa cantidad de datos. Esto ha llegado a ser posible debido a la utilización de las computadoras de alta resolución en lo que respecta a intérpretes, compiladores, ensambladores, editores, etc. Los procesos más importantes que se llevan a cabo son los siguientes:

1.- PROCESOS PREVIOS

- Edición de datos
- Demultiplexado.

- Recuperación de la verdadera amplitud
- Apilado vertical.
- Ordenamiento de trazas de punto de reflejo común.

2.- PROCESOS BASICOS

- Apilado horizontal.
- filtrado digital
- Multiplexado.
- Proceso de mejoramiento.
- Deconvolución
- Filtraje de velocidad
- Migración
- Conversión a profundidades

3.- ANALISIS

- Análisis automático de velocidades
- Espectros de velocidad
- Correlación cruzada
- Cálculo automático de velocidades de intervalo y tiempo de tránsito.
- Determinación de coeficientes de reflexión e impedancias acústicas.

5.- OTROS

- Elaboración de secciones y mapas
- Graficación en general.

3.3 PAPEL DE LA PROSPECCION SISMICA EN UN PROCESO DE EXPLORACION.

El método sísmico de reflexión, como ya se ha mencionado, es bastante caro; Por otra parte, es un método de detalle y su empleo

debe ser cuidadosamente estudiado y planeado, es decir, debe considerarse el objetivo que se persigue y el posible valor económico -- de la información que pueda determinarse.

Una vez escogida una cuenca sedimentaria o una parte de ésta, en donde se supone o se conoce la existencia de formaciones--porosas aptas para almacenar hidrocarburos, se debe seguir, como norma general, el siguiente escalonamiento en la prospección petrolífera de la misma:

1.- Reconocimiento geológico general para conocer más las posibilidades petrolíferas de la cuenca en lo que se refiere a la presencia de posibles formaciones de rocas madre o de rocas almacén y formaciones impermeables que puedan cubrir a estas últimas, así como espesores de los sedimentos, etc.

También se deben efectuar estudios tectónicos regionales que establezcan la posibilidad de formación de estructuras, anticlinales, fallas, etc., que puedan servir de trampas para la acumulación de hidrocarburos

2.- Reconocimiento geológico y fotogeológico de detalle sobre la parte del área que los estudios anteriores hayan determinado ser de mayor interés, así como estudios stratigráficos, tectónicos, paleontológicos y paleográficos.

3.- Con objeto de determinar la profundidad del basamento y de llevar a cabo un reconocimiento mayor, es recomendable utilizar el método magnetométrico o gravimétrico.

Otro de los objetos de intercalar alguno de estos métodos de reconocimiento (que son relativamente baratos) antes del método de reflexión, es el de avanzar en el conocimiento estructural de la zona

y delimitar el área a investigar.

4.- Una vez delimitada el área de mayor interés, se procede al empleo del método de reflexión sísmica.

Esta prospección se lleva a cabo de una manera sistemática, trazando primeramente unas líneas de reconocimiento general que luego se van complementando con las líneas de detalle correspondientes.

5.- El paso final de la prospección petrolífera, es la de la interpretación conjunta de toda la información recabada para poder definir el sitio de la localización exploratoria a perforar.

C A P I T U L O I V

"REGISTRO SONICO SINTETICO A PARTIR DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS"

4.1 FACTORES QUE AFECTAN LA VELOCIDAD.

Existe una gran variedad de características de las rocas que afectan directamente la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Estas características o propiedades de las rocas a su vez tienen cada una un amplio rango de variación. Entre las más importantes podemos citar.

LITOLOGIA
EDAD GEOLOGICA
PROFUNDIDAD
POROSIDAD
PRESION DE FORMACION
DENSIDAD

Lo anterior trae como consecuencia que cada tipo de roca tenga también un rango amplio de variación de la velocidad, que dependerá precisamente del estado intrínseco de la misma. La Fig. (4.1) nos muestra una escala de velocidad para diferentes tipos de roca.

Se ha logrado determinar el efecto que producen las características mencionadas en el comportamiento de la velocidad. La Fig. (4.2) muestra en forma esquemática este comportamiento.

Gardner, L.W. (5), determinó que al graficar la velocidad contra la densidad en escala logarítmica, la velocidad se comporta en forma

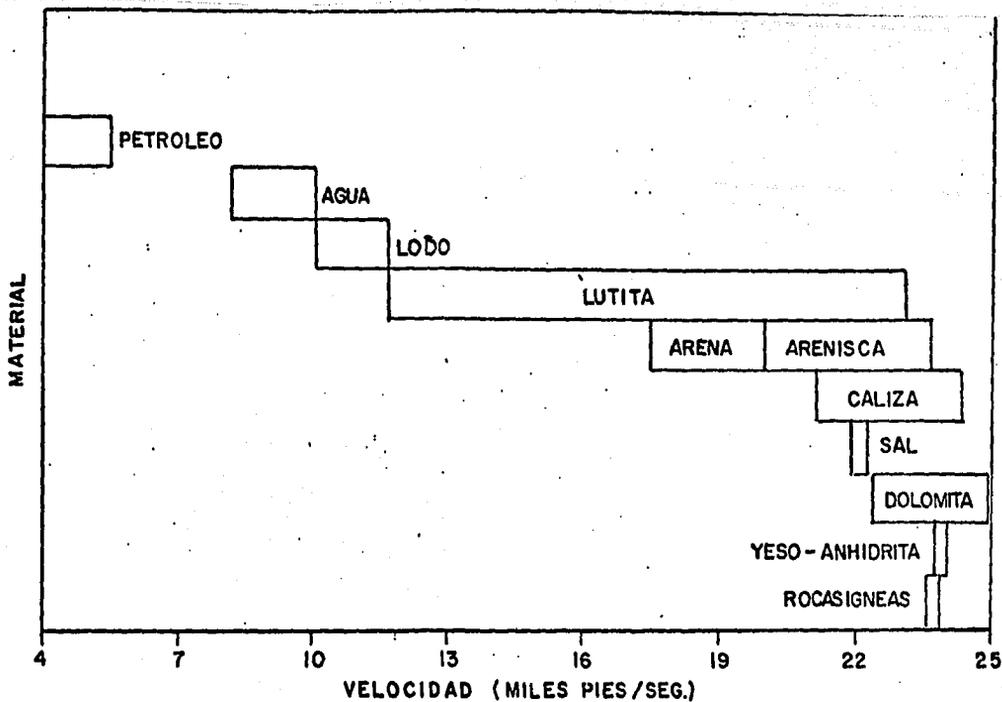


FIG. (4.1) RANGO NORMAL DE VELOCIDAD DE PROPAGACION DE ALGUNOS MATERIALES (FAUST, L. Y.).

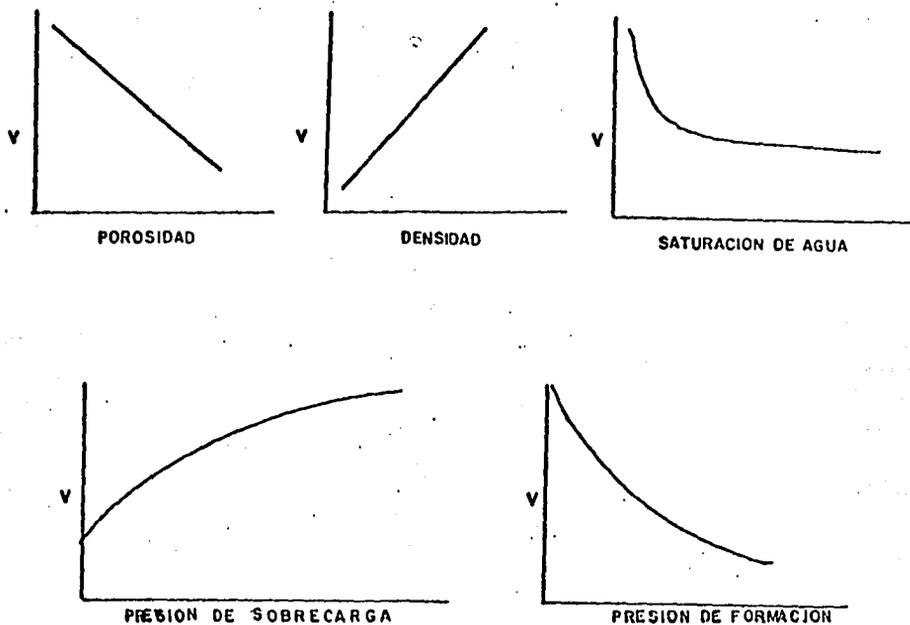


FIG.(4.2) COMPORTAMIENTO DE LA VELOCIDAD ...

lineal para casi todos los tipos de roca y encontró una ecuación empírica para calcular la densidad en función de la velocidad que es válida para casi todas las rocas:

$$\rho = 0.23 v^{0.25} \quad (4.1)$$

La fig. (4.3) muestra precisamente la relación que existe entre la velocidad y la densidad. Se adicionaron valores de la impedancia acústica, responsable del grado de reflectividad de las rocas y se observó que forman un ángulo recto con el comportamiento de la mayor parte de las rocas.

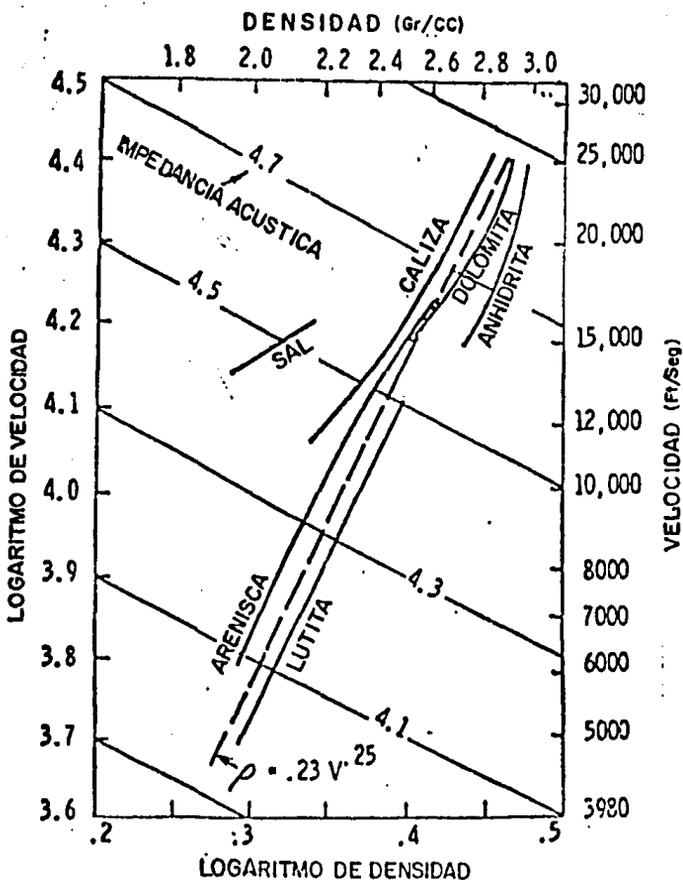


FIG. (4.3) DETERMINACION DE LA DENSIDAD EN FUNCION DE LA VELOCIDAD. GARDNER, L.W.

Faust, L.Y.(19) en 1950, realizó un estudio de velocidades sísmicas en rocas sedimentarias. Los datos los obtuvo en más de 500 registros de velocidad de los pozos petroleros de la Corporation Petroleum Amerada, en Estados Unidos y Canadá, recopilados en un período mayor a quince años.

Este autor consideró la velocidad como función de la profundidad, la edad geológica y la litología, sin embargo, encontró que la litología varía considerablemente en las areniscas y las rocas carbonatadas. Al mantener constante la litología, determinó que no afecta al valor de la velocidad de intervalo, siempre y cuando se trate de cuerpos de arenas y lutitas.

Las conclusiones más importantes que este autor encontró fueron las siguientes:

1.- La velocidad de intervalo se incrementa gradualmente con la profundidad y la Edad Geológica, confirmando lo que autores previos habían determinado (Weatherby y el mismo Faust en 1935).

2.- A pesar de haber utilizado en su estudio una gran cantidad de provincias geológicas muy distantes entre sí, la variación que encontró no fue de consideración, a excepción del Cretácico y el Eoceno del Suroeste de Texas y el Devónico en la Cuenca de los Apalaches.

3.- Determinó que el incremento de la velocidad con respecto a la profundidad y la edad geológica se comporta en forma exponencial, dando una ecuación del tipo:

$$V = K(Z)^{1/N} \quad (4.2)$$

En donde Z es la profundidad, K y N son constantes debidas a la edad geológica.

4.- Concluyó su trabajo finalmente con la obtención de la ecuación empírica:

$$V = 125.3 (ZE)^{1/6} \quad (4.3)$$

En donde E es la edad geológica en millones de años.

La ecuación (4.3) tiene la particularidad de que al graficar en escala logarítmica la profundidad y la velocidad, se forma una línea recta de pendiente igual con seis para cada edad geológica - - Fig. (4.4).

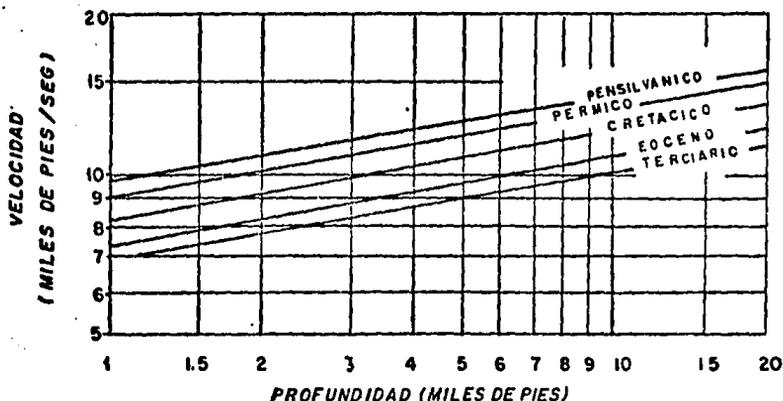


FIG. (4.4) GRAFICA LOGARITMICA DE LA VELOCIDAD CONTRA LA PROFUNDIDAD PARA CADA EDAD GEOLOGICA (FAUST, L.Y.).

4.2 LEY DE VELOCIDAD DE LA ONDA SISMICA.

El conocimiento de la ley de propagación de la velocidad de la onda sísmica en el subsuelo es necesario para la interpretación de los datos sísmicos, ya que sin él no es posible determinar la profundidad de los cuerpos reflejantes a partir de las fórmulas normales utilizando los tiempos de reflexión.

Tres son los procedimientos más empleados para esta determinación: El primero de ellos es indirecto y consiste en llegar a la velocidad media partiendo de las medidas de tiempos registrados en los sismogramas obtenidos por el método de reflexión y es éste el método que nos ocupa, los otros dos son directos y consisten en medir la velocidad utilizando pozos profundos, bien partiendo de los tiempos de llegada de la onda sísmica desde la superficie a un geófono situado en el pozo o bien a partir de los tiempos de llegada de la onda sonora producida por un equipo transmisor a unos receptores incorporados a él y situados a distancias fijas, constituyendo un aparato emisor-receptor que se va desplazando de una manera continua a través del pozo (registro continuo de velocidad).

4.2.1 DETERMINACION DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION A PARTIR DEL METODO DE REFLEXION SISMICA. Cuando no se dispone de información relativa a velocidades obtenidas en pozos, es posible determinar una función aproximada de la velocidad a partir de medidas sísmicas en la superficie. Para ello hay que elegir una área en la que a varias profundidades haya buenos horizontes reflectantes. Los detectores son colocados en un amplio ámbito de distancias del punto de explosión y las reflexiones se registran del modo acostumbrado. Empleando fórmulas

elementales se puede calcular la velocidad por los incrementos de tiempo a diversas profundidades y distancias.

Existen dos procedimientos aunque fundamentalmente son idénticos, ya que están basados en el mismo principio. Estos métodos son: a) Método de los perfiles de reflexión y b) Método $t - \Delta t$.

Añadamos que estos métodos suponen que las trayectorias de los rayos son rectas y que los estratos que proporcionan las reflexiones son horizontales.

El primer supuesto no es exacto, ya que las trayectorias de los rayos son realmente curvas tal como se ha indicado. No obstante el error que se comete no suele ser de consideración.

Si los elementos reflejantes no son horizontales, pero difieren pocos grados de la horizontal, el error cometido se puede reducir al mínimo.

4.2.1.1 Método de los Perfiles de Reflexión. En la fig. (4.5) supongamos que disparamos y registramos en un plano horizontal OO' . Siendo r_1 una capa reflectora horizontal.

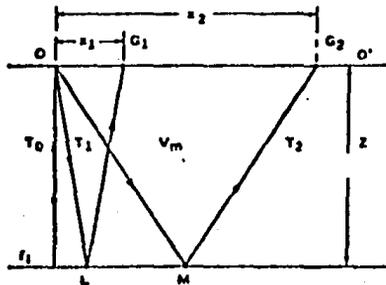


FIG. (4.5) REFLEXION DE LOS RAYOS OLG_1 Y $O'MG_2$

En donde: O Punto de explosión
 G1 y G2 Geófonos cualesquiera de una traza
 Z Profundidad del horizonte reflector r_1
 Vm Velocidad media entre la superficie y el reflector
 To, T1 y T2 Tiempo de un viaje redondo

Si suponemos las trayectorias rectas podremos escribir:

$$OM = \frac{V_m T_2}{2} \quad \text{y} \quad OL = \frac{V_m T_1}{2}$$

De donde: $T_1 = T_{OLG1}$ y $T_2 = T_{OLM2}$

$$X_1 = OG_1 \quad \text{y} \quad X_2 = OG_2$$

Por el Teorema de Pitágoras tendremos:

$$\left(\frac{1}{2} V_m T_2\right)^2 = \frac{X_2^2}{2} + Z^2$$

$$Z^2 = \frac{(V_m T_2)^2}{4} + \frac{X_2^2}{4} \quad (4.4)$$

$$Z^2 = \frac{(V_m T_1)^2}{4} + \frac{X_1^2}{4} \quad (4.5)$$

Iguando las ecuaciones (4.4) y (4.5) tendremos:

$$\frac{(V_m T_2)^2}{4} + \frac{X_2^2}{4} = \frac{(V_m T_1)^2}{4} + \frac{X_1^2}{4}$$

$$V_m^2 (T_2^2 - T_1^2) = X_2^2 - X_1^2$$

Finalmente:

$$V_m^2 = \frac{X_2^2 - X_1^2}{T_2^2 - T_1^2} = \text{constante} \quad (4.6)$$

De la expresión (4.6) se deduce que la relación entre X^2 y T^2 es lineal para cada reflector horizontal, por lo tanto, si representamos los valores correspondientes de X^2 y T^2 en una gráfica con estos ejes, los puntos formarán en una línea recta. En realidad, como las --

observaciones de X y T están afectadas de ciertos errores conviene elegir muchos puntos para determinar la recta que mejor se ajuste a to dos ellos Fig. (4.6).

Si la pendiente m es el coeficiente angular de la recta así de terminada, la velocidad media será:

$$V_m = \sqrt{\frac{1}{m}} \quad (4.7)$$

Nótese que la recta corta al eje T^2 en el punto To^2 , tiempo que corresponde a la trayectoria vertical o tiempo mínimo ($X=0$).

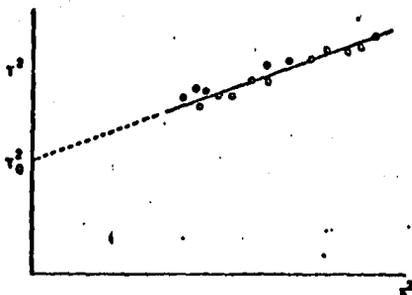


FIG. (4.6) DETERMINACION DE LA VELOCIDAD POR EL METODO DE LOS PERFILES DE REFLEXION.

Finalmente la profundidad de la capa reflectora estará dada por:

$$z = \frac{V_m T_0}{2} \quad (4.8)$$

Siguiendo el mismo procedimiento para cada uno de los reflectores horizontales podremos determinar las distintas velocidades medias y la profundidad de cada horizonte.

Si las capas no son horizontales se pueden disponer perfiles inversos (disparando en el punto O' de la Fig. (4.5), simétrico de O respecto al punto medio de OG_2) y sustituir en la ecuación (4.6) en vez de T_1 y T_2 los valores medios que se obtengan, o bien determinar el promedio de las velocidades medias obtenidas en ambos sentidos.

4.2.1.2 Método $t - \Delta t$. Como se mencionó anteriormente, este método es fundamentalmente igual al anterior sólo que se procede de distinta manera.

En la Fig. (4.7) G_1 y G_2 representan dos geófonos; " O " el punto de tiro, y m el punto medio entre los geófonos.

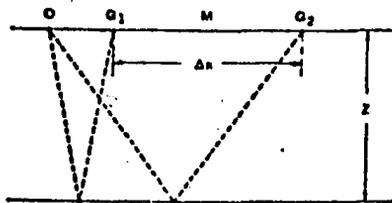


FIG. (4.7) REFLEXION DE LOS RAYOS OG_1 Y OG_2

Si hacemos $OM = X$, $G_1 G_2 = \Delta X$ y consideramos las siguientes igualdades:

$$X_2 + X_1 = 2X$$

$$X_2 - X_1 = \Delta X$$

$$T_2 + T_1 = 2T$$

$$T_2 - T_1 = \Delta T$$

Entonces: $(X_2 + X_1) (X_2 - X_1) = (X_2^2 - X_1^2)$

La ecuación (4.6) se transforma a:

$$V_m^2 = \frac{X \Delta X}{T \Delta T} \quad (4.9)$$

o bien

$$T \Delta T = \frac{X \Delta X}{V_m^2} = \text{constante} \quad (4.10)$$

puesto que los valores de X , ΔX y V_m son constantes para cada reflector horizontal.

Si representamos en unos ejes coordenados ΔT , T los valores que obtengamos de ΔT y T para las mejores reflexiones de un gran número de sismogramas y trazamos la curva C que más se aproxime a todos ellos, tal como se muestra en la Fig. (4.8), obtendremos la ley de variación de las velocidades medias, ya que para cada valor de T y ΔT de cada punto de la curva obtendremos V_m por las ecuaciones anteriores, puesto que X y ΔX son valores conocidos.

Una vez determinada V_m para un tiempo T , la profundidad Z se obtiene fácilmente por la ecuación:

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{V_m^2 T^2 - X^2} \quad (4.11)$$

Deberá tomarse en cuenta que si las reflexiones no son horizontales convendrá disparar en los dos sentidos, utilizando como indicamos antes los valores promedios de T y ΔT que resulten.

Cuanto mayor sea la longitud X tanto más precisa será la medida por ambos procedimientos. Por lo que si se requiere efectuar medidas de

velocidad partiendo de datos de reflexión, convendrá elegir las distancias más largas posibles.

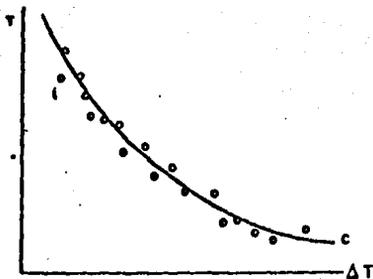


FIG. (4.8) DETERMINACION DE LA VELOCIDAD POR EL METODO T-ΔT.

No obstante estos métodos se aplican cotidianamente a las prospecciones normales del campo, ya que aunque las distancias son cortas y por tanto, las medidas menos precisas; pero si se eligen reflectores muy buenos y se aumenta el número de medidas a una cantidad grande de reflexiones de la zona, se puede llegar en circunstancias favorables a la determinación de las velocidades medias con errores del orden del 3%. Una vez conocidas las velocidades medias se puede determinar la curva-tiempo-profundidad y, por lo tanto, la ley de variación de la velocidad con la profundidad.

Como la cantidad de datos sísmicos es muy grande y los cálculos involucrados son innumerables, la determinación de la velocidad se lleva a cabo por medio de la computadora. Lo que nos permite obtener

directamente gráficas de la velocidad de apilamiento (velocidad que representa la máxima coherencia dentro de una familia de trazas sísmicas) contra el tiempo de reflexión, o bien, gráficas equivalentes de la velocidad media cuadrática V_{RMS} (velocidad corregida por diversos factores y medida desde un punto de reflejo común) contra el tiempo de reflexión. A esta última gráfica se le conoce comúnmente como - - VELAN Fig. (4.10) y el proceso que se aplica se le llama Análisis Automático de la Velocidad, el cual se explicará brevemente en el apartado (4.4), de este Capítulo.

De los datos del Análisis Automático de Velocidad se obtienen los perfiles de la velocidad de intervalo y consecuentemente perfiles de tiempo de tránsito contra la profundidad y esta información es finalmente el punto de partida para la predicción del gradiente de presión de formación y de fractura, necesarios para la planeación de la perforación de los pozos exploratorios, como se verá detalladamente en los capítulos VI y VII.

4.3 PROCEDIMIENTO PARA CONSTRUIR LAS GRAFICAS DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO Y EL TIEMPO DE TRANSITO CONTRA LA PROFUNDIDAD.

La velocidad de intervalo se define como la velocidad promedio en el intervalo formado por dos cuerpos reflectantes y se obtiene aplicando la ecuación desarrollada por Dix⁽¹⁹⁾:

$$(V_I)_{i+1}^2 = \frac{V_{i+1}^2 \cdot T_{i+1} - V_i^2 \cdot T_i}{T_{i+1} - T_i} \quad (4.12)$$

donde \underline{i} es el cuerpo superior e $\underline{i+1}$ es el inferior.

Para aplicar la ecuación de Dix y obtener las gráficas referidas, es necesario contar con los valores de la velocidad aparente y el tiempo de recorrido para cada reflector de la gráfica $\chi^2 - T^2$ del método de los perfiles de reflexión, o bien, gráficas del análisis automático de velocidad obtenidas por programas de computadora (Velans) tal como se hará en el ejemplo descrito a continuación.

En la sección sismológica mostrada en la Fig. (4.9) se realizó un análisis de velocidad y se obtuvo el Velan mostrado en la Fig. (4.10).

1.- En el análisis de velocidad (Fig. (4.10)) se unen los puntos de los cuerpos reflectantes de mayor contraste de impedancia acústica y se obtienen sus coordenadas de velocidad y tiempo, tal como se muestra en la Fig. (4.11).

2.- El siguiente paso consiste en construir una tabla para facilitar la aplicación de la ecuación de DIX y el manejo de los datos de graficación, tal como que se muestra en la Tabla (4.1).

3.- Finalmente con los datos de la Tabla (4.1) se procede a graficar el tiempo (Fig. (4.12)), la velocidad de intervalo (Fig. 4.13) y el tiempo de tránsito (Fig. (4.14) y (4.15)) contra la profundidad.

En realidad las figuras (4.13), (4.14) y (4.15) nos representan una forma de registro sísmico sintético, ya que el registro sísmico de porosidad se puede transformar en un sismograma sintético pasando por gráficas que muestran los coeficientes de reflexión, tiempo de tránsito y la velocidad de intervalo contra la profundidad. Recíprocamente, un sismograma puede transformarse en un registro sísmico sintético pasando también por las mismas gráficas.

Como se verá en el capítulo VI, la gráfica del tiempo de tránsito contra la profundidad es el punto de partida para la detección y cuatificación de la presión anormal y de fractura, es decir, no se requiere realmente obtener un perfil del sónico para aplicar la metodología; sin embargo, en el siguiente Capítulo, se mostrará un ejemplo en el cual se compara un sismograma sintético obtenido de una traza sísmica aledaña al pozo; con un registro sónico del pozo en cuestión, pretendiendo con esto mostrar objetivamente que, bajo condiciones favorables, se puede obtener de ambos la misma información.

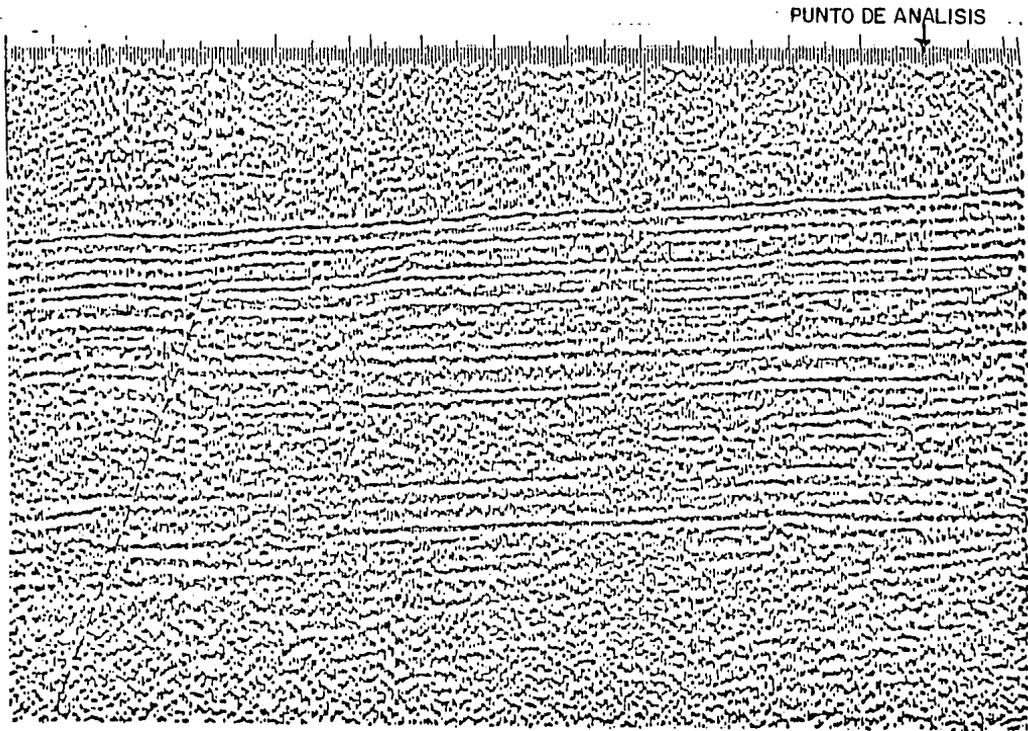


FIG.(4.9) SECCION SISMOLOGICA

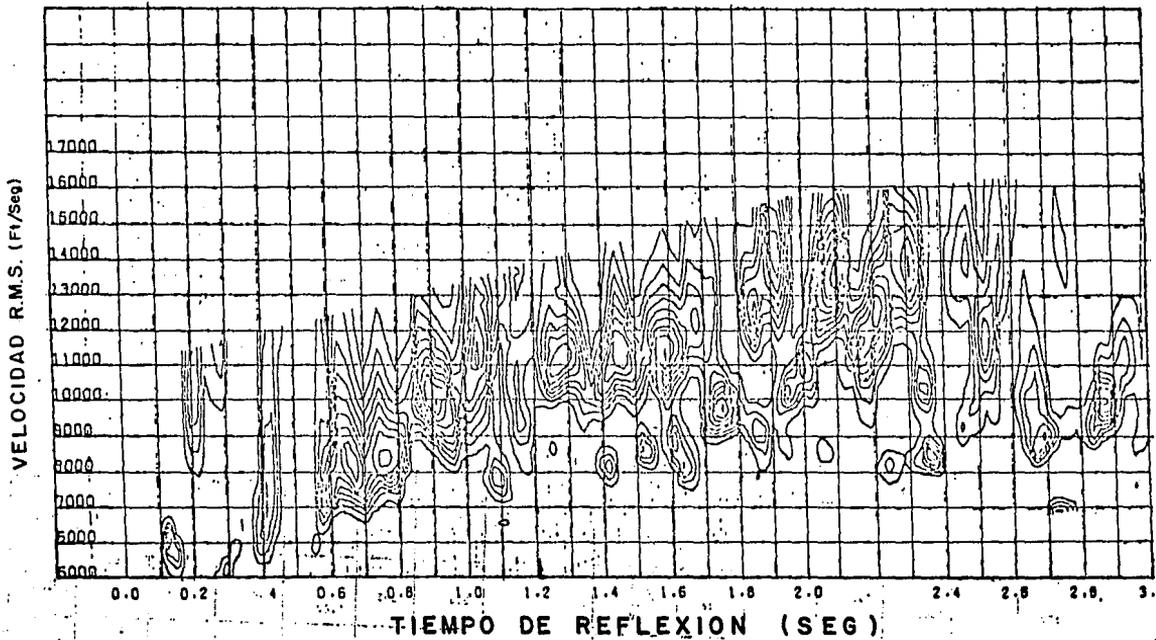


FIG.(4.10) VELAN

VELOCIDAD R.M.S. (Pies/Seg)

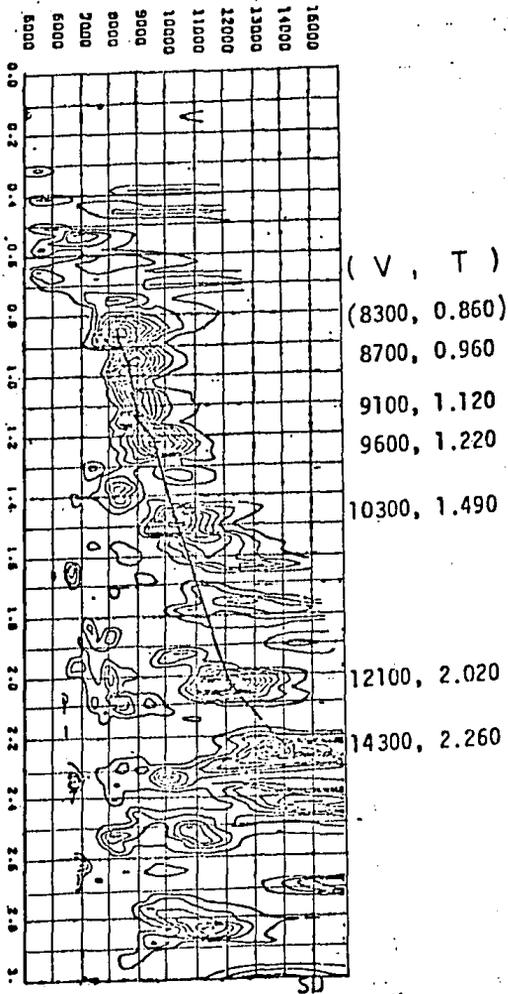


FIG.(4.II) CUERPOS REFRACTANTES DE MAYOR CONTRASTE DE IMPEDANCIA ACUSTICA.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Tiempo	Replón ($t_n - t_0$)	Velocidad PIE	Velocidad cuadrado	Columna (4×1)	Replón ($5n - 5n - 1$)	Columna ($6 \div 2$)	Velocidad de intervalo	Espesor capa	Profundidad	Velocidad media	Tiempo real	Tiempo de tránsito
T	ΔT	V_{PIE}	V_{PIE}^2	$V^2 \cdot T$	$\frac{V^2 \cdot (t_n - t_0)}{V^2 \cdot (5n - 1)}$	V_i^2	V_i	ΔZ	Z	V	T	T_T
(SEG)	(SEC)	(PIE/SEG)	(PIE/SEG) (10^6)	(PIE/SEG) (10^6)	(PIE/SEG) (10^6)	(PIE/SEG) (10^6)	(PIE/SEG)	(PIES)	(PIES)	(PIES/SEG)	SEG	(SEG. ² /PIE)
0	0.000						6300	3569	0			120
0.060		8300	68.89	59.245					3569	8300	0.430	
	0.120				13.417	134.17	11563	579				86
0.560		8700	75.69	72.662					4140	8641	0.400	
	0.160				20.005	125.531	11204	896				99
1.120		9100	82.81	92.747					5014	9007	0.560	
	0.100				19.688	196.68	14031	702				71
1.220		9600	92.16	112.435					5746	9420	0.610	
	0.270				45.639	169.033	13001	1755				77
1.490		10300	106.09	150.074					7501	10060	0.745	
	0.530				137.674	259.762	16117	4271				62
2.020		12100	146.41	295.748					11772	11655	1.010	
	0.240				165.399	693.392	26332	3160				36
2.260		14300	204.49	462.147					14932	13214	1.130	

TABLA (4.1) Determinación de la velocidad de intervalo, tiempo de tránsito y velocidad media contra la profundidad, con la ecuación de - DIX (4.12), a partir de los datos sísmicos.

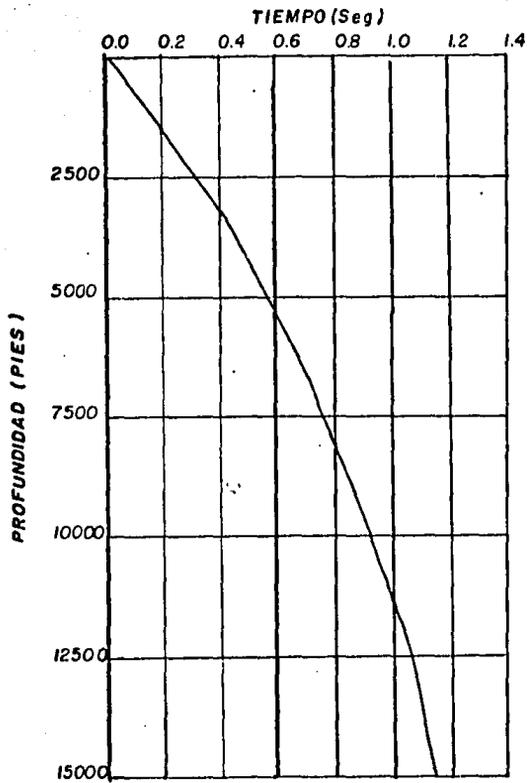
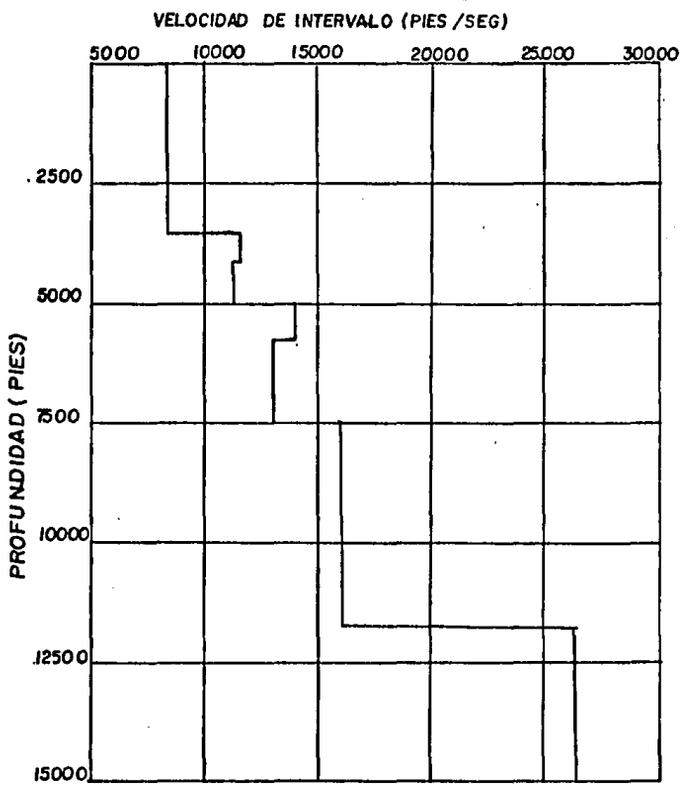


FIG.(4.12) GRAFICA DE TIEMPO - PROFUNDIDAD



FIG(4.13) GRAFICA DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO CONTRA LA PROFUNDIDAD

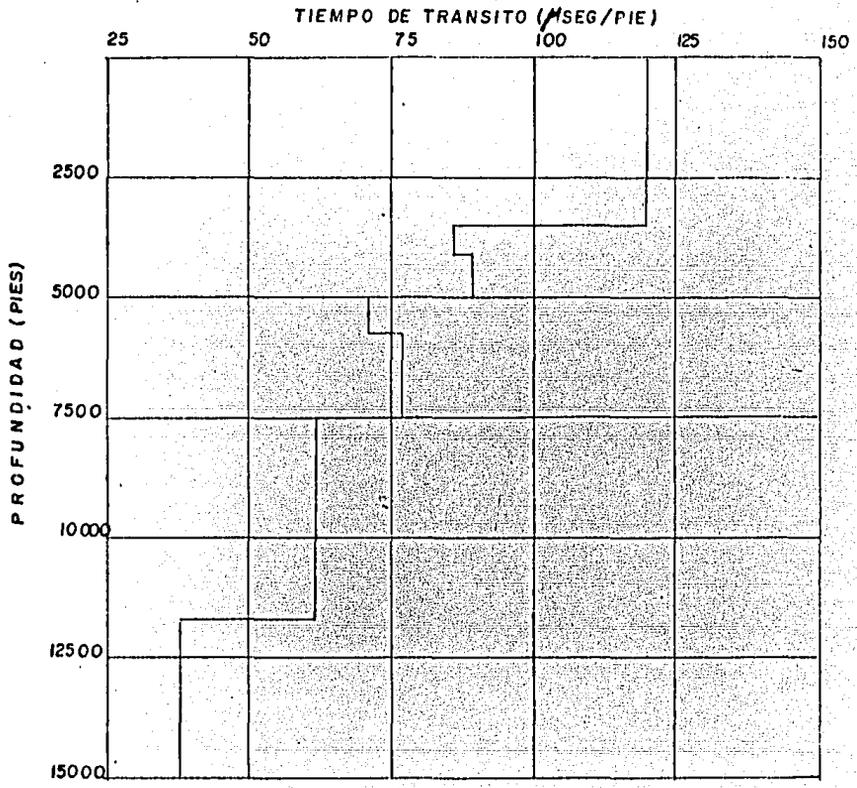


FIG. (4.14) GRAFICA DE TIEMPO DE TRANSITO CONTRA LA PROFUNDIDAD

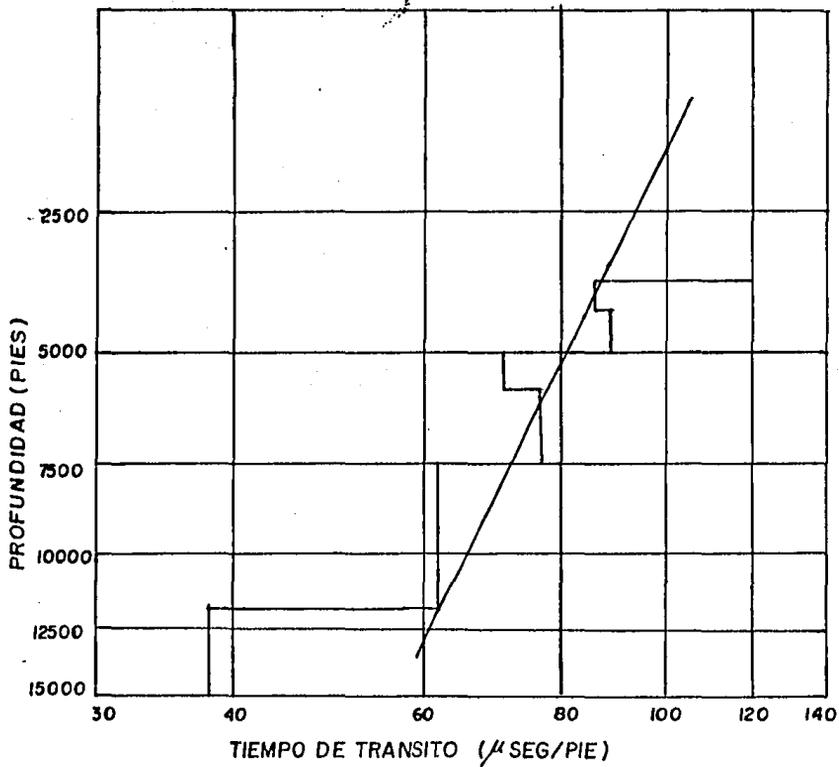


FIG. (415) GRAFICA LOGARITMICA DEL TIEMPO DE TRANSITO
CONTRA LA PROFUNDIDAD

4.4 BREVE DESCRIPCION DE LA DETERMINACION AUTOMATICA DE LA VELOCIDAD (VELAN).

La técnica de la determinación automática, por computadora, de la velocidad fue desarrollada en 1967, por Taner, M.T. y Koehler, F. (20). La confiabilidad del resultado de esta técnica depende, primordialmente, de la calidad de los datos sísmicos y de la presencia de cuerpos--reflectores con adecuado contraste de impedancia acústica.

Los análisis automáticos de velocidad son la base para la determinación de la velocidad de apilamiento, requisito indispensable para realizar las correcciones dinámicas y procesar, en condiciones óptimas, las secciones sismológicas. Asimismo, constituyen los datos fuente para la determinación de la velocidad de intervalo lo que, a su vez, como ya se mencionó, es el punto de partida para la determinación de las zonas geopresuradas, objetivo fundamental de este estudio.

Del esquema de un levantamiento sismológico con el método de C D P (punto de reflejo común), como el que se muestra en la Fig. (4.16), podemos deducir que:

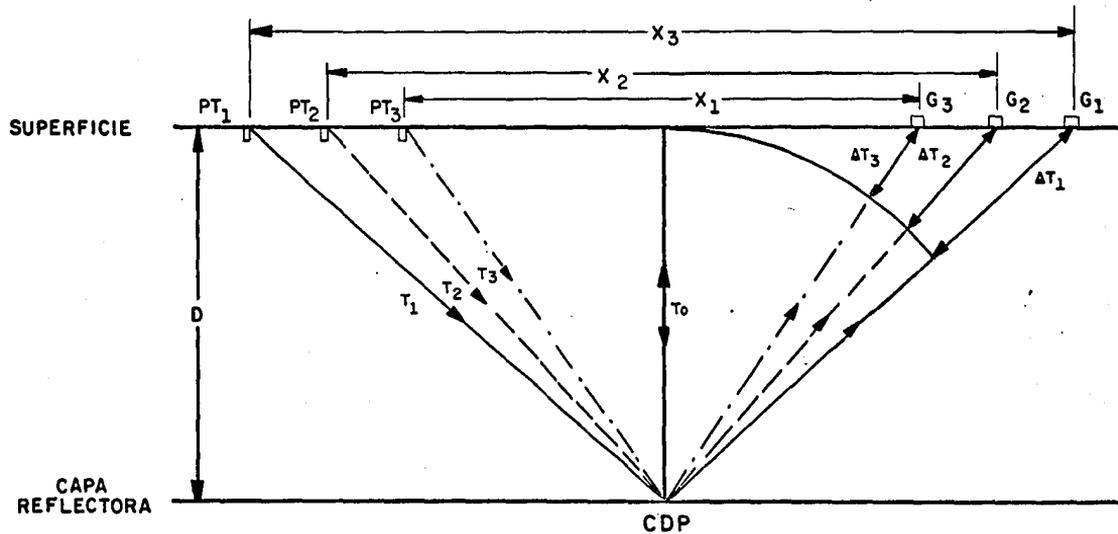
$$\Delta T = T - T_0 \quad (4.12)$$

Del teorema de Pitágoras y sustituyendo en unidades de tiempo las distancias X y D, tendremos:

$$T^2 = (2D/V)^2 + (X/V)^2 \quad (4.13)$$

Considerando que:

$$T_0 = (2D/V) \quad (4.14)$$



- EN DONDE:
- ΔT = CORRECCION DINAMICA
 - T_0 = TIEMPO DOBLE DE VIAJE VERTICAL
 - T = TIEMPO DOBLE DE RECORRIDO DE CADA TRAYECTORIA
 - X = DISTANCIA DEL PUNTO DE TIRO AL GEOFONO
 - PT = PUNTO DE TIRO
 - G = GEOFONO
 - CDP = PUNTO DE REFLEJO COMUN
 - D = PROFUNDIDAD DE LA CAPA REFLECTORA

FIG. (4.16) LEVANTAMIENTO SISMOLOGICO CON EL METODO DE CDP (PUNTO DE REFLEJO COMUN).

Sustituyendo (4.14) en (4.13) :

$$T = \sqrt{(T_0)^2 + (X/V)^2} \quad (4.15)$$

Sustrayendo T_0 en ambos miembros de la ecuación (4.15) y sustituyendo la ecuación (4.12) tendremos finalmente:

$$\Delta T = \sqrt{(T_0)^2 + (X/V)^2} - T_0 \quad (4.16)$$

A la ecuación (4.16) se le conoce comúnmente con el nombre de Corrección Dinámica, la cual está en función de la velocidad promedio, la distancia del punto de tiro al geófono y el tiempo de reflexión. En un registro sísmico la distancia es conocida y el tiempo se registra en los geófonos, quedando como incógnita únicamente la velocidad

En la Fig. (4.16) se tienen tres trayectorias lo que constituye un familia de punto común de reflejo (CDF) al 300%, las cuales, una vez corregidas, integrarán una traza sísmica.

En la Fig. (4.17) se presentan los registros individuales de cada trayectoria en una gráfica de tiempo contra distancia. El defasamiento de la señal en los registros se debe a la diferencia en tiempo de recorrido de las trayectorias dada la separación que existe entre los geófonos.

El proceso que ejecuta un análisis automático de velocidad, consiste en probar iterativamente un cierto número de velocidades en la ecuación (4.16) hasta encontrar la que mejor se ajuste a la familia de

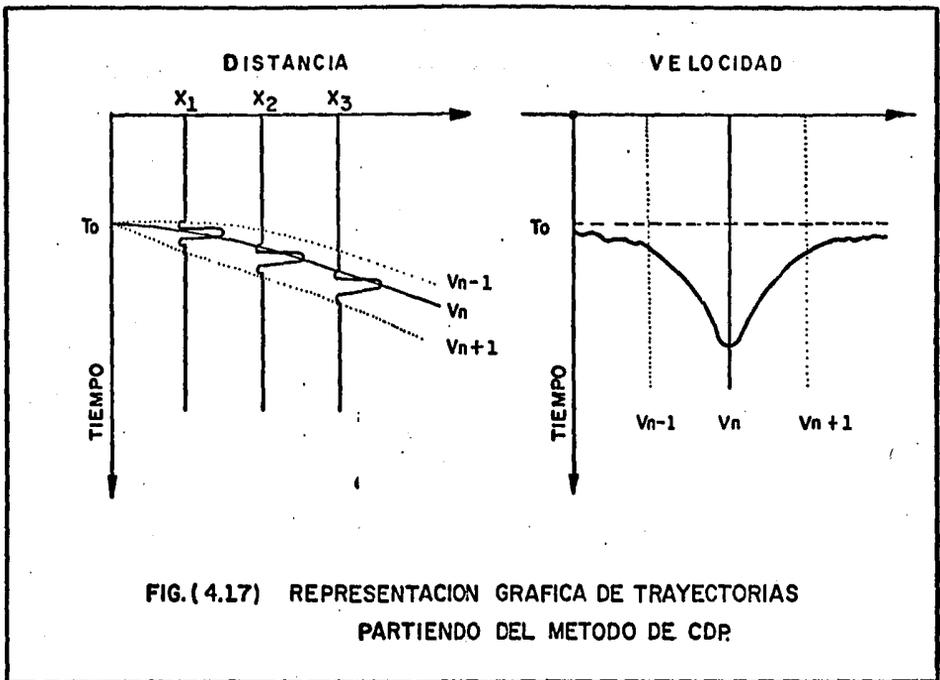


FIG.(4.17) REPRESENTACION GRAFICA DE TRAYECTORIAS PARTIENDO DEL METODO DE CDP

trayectoria por reducción de éstas a la vertical. En general, para un análisis de velocidad se requiere, primeramente, fijar los parámetros de entrada:

- Velocidad máxima y mínima del rango de barrido
- Incremento de velocidad para cada iteración dentro del rango de barrido. Generalmente se fija entre 25 y 100 m/seg.
- Número de iteraciones. Estará en función del rango de barrido y el incremento de velocidad fijados.
- Longitud de la ventana. Generalmente se fija de 12 a 60 m/seg y representa el incremento en tiempo entre zonas consecutivas de cálculo.

Por último, diremos que cada zona horizontal de cálculo (ventana) en la Fig. (8.2) representa el efecto suma de la operación de cross-correlación entre las trayectorias que forman la familia de CDP, siendo la agrupación de todas las ventanas de cálculo lo que constituye un análisis de velocidad.

C A P I T U L O V

"VALIDACION DEL METODO EN ESTUDIO POR COMPARACION DEL REGISTRO SONICO SINTETICO CON EL REGISTRO SONICO".

El objetivo de este capítulo es el de transformar el sismograma de una sección sísmica próxima al pozo perforado, que represente las características de las formaciones atravesadas por el mismo, en un registro sónico sintético y compararlo con el registro sónico de porosidad -- obtenido del pozo en cuestión. Por lo tanto, estaremos en condiciones de evaluar la divergencia que exista entre ambos registros, lo que reflejará la confiabilidad del método en estudio.

En realidad, para esta comparación se hizo uso de técnicas ampliamente conocidas y utilizadas en la exploración petrolífera, ya que la obtención de sismogramas sintéticos a partir del registro sónico y del registro de densidad, es una práctica común por ser la retroalimentación de datos más confiables que permiten a los Geólogos y Geofísicos la corrección, reinterpretación y/o actualización de las secciones sísmológicas. Por otro lado, la inversión de sismogramas, que es como se le conoce a la técnica de transformar un sismograma en un registro sónico sintético, es una técnica también conocida, pero se había estado empleando en forma muy restringida por la poca confiabilidad que se le daba. Recientemente se han desarrollado una serie de trabajos encomendados a perfeccionar esta técnica con el auxilio de computadoras.

Una de las aplicaciones más importantes de la inversión de sismogramas, en la actualidad, es para el control de proyectos de recuperación

primaria y secundaria, ya que a partir de las secciones sismológicas estratigráficas de una área en explotación, se logra efectuar una nueva configuración de las dimensiones y forma del yacimiento, lo que permite una mejor cuantificación y explotación del petróleo.

En el proceso de reflexión sísmica, la propiedad básica que se determina es la impedancia acústica, o sea, el producto de la densidad por la velocidad y de ahí podemos obtener el coeficiente de reflexión que está dado por:

$$R_c = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \quad (5.1)$$

La figura (5.1) nos muestra en forma esquemática el coeficiente de reflexión R_c .

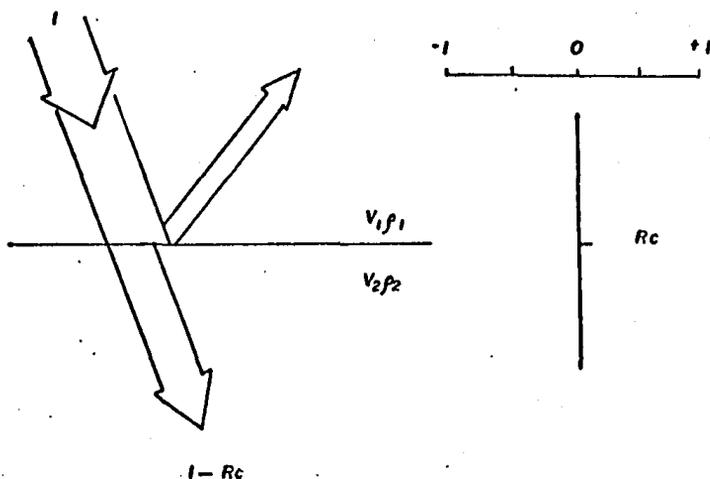


FIG. (5.1) COEFICIENTE DE REFLEXIÓN R_c .

Se ha determinado que el efecto de la densidad es pequeño y que cuando los coeficientes de reflexión son derivados únicamente de la velocidad de intervalo, se cometerá un error prácticamente despreciable.

El registro sónico proporciona una medida continua del tiempo - de tránsito o de la velocidad equivalente de las formaciones atravesadas y la traza sísmica permite la determinación de la velocidad (y densidad) - del cuerpo reflectante superior e inferior, los cuales pueden estar muy - cercanos entre sí, ya que apenas está volviendo la señal a la normal, -- cuando empieza una nueva respuesta de otro cuerpo reflectante.

El obtener trazas sísmicas sintéticas del registro sónico permite demostrar que de ambos se obtiene la misma información, pero presentada de diferente manera.

Como estos procesos implican digitación de registros y esto genera una gran cantidad de datos, sólo con el auxilio de la computadora es posible llevarlos a cabo.

Como se mencionó al principio de este capítulo, la inversión de - sismograma a registro sónico sintético y viceversa, es una práctica común en los centros de procesamiento de datos sísmicos, por lo que se procedió a utilizar los programas de cómputo del Centro de Proceso de Petró - leos Mexicanos.

5.1 TRANSFORMACION DE UN SISMOGRAMA EN UN REGISTRO SONICO SINTETICO.

Para llevar a cabo esta transformación, se utilizaron datos del pozo abkatum 1B, gemelo del Abkatum 1A, de la Sonda de Campeche.

En la figura (5.2) se muestra el plano estructural de la cima de la brecha del Paleoceno, del campo Abkatum. Próximo a los puntos de tiro 1140 y 1160, de la línea sismológica 77-118, se localiza el pozo de referencia.

En la figura(5.3) se presenta una parte de la sección sísmica de la línea 77-118, en donde se localiza la traza sísmica 1157, que se ha tomado como representativa de las características de la columna geológica atravesada por el pozo, dada su cercanía.

La fig.(5.4) muestra la traza sísmica 1157, de la cual, haciendo uso del paquete de programas para el proceso de inversión de sísmogramas, se obtuvo una gráfica de la velocidad de intervalo contra el tiempo fig. (5.5).

Si se desea conocer con mayor detalle la técnica de la inversión de sísmogramas, herramienta básica de la Sismología Estratigráfica, se recomienda consultar los artículos de Lindseth, O. R. ⁽¹⁴⁾ y Dale, G.S. ⁽¹⁵⁾. En realidad, esta técnica, conforme se optimicen los instrumentos sísmológicos y, por lo tanto, se logre capturar los datos prácticamente libres de ruido y distorsión; irá teniendo una gran aplicación en la predicción de la porosidad, del contenido de hidrocarburos, en el desarrollo de la explotación de los yacimientos petrolíferos, etc.

En la Fig. (5.6) se presenta el registro sísmico del pozo Abkatum 1-B, el cual sólo llega hasta 3,309m. (2.688 seg.) ya que hasta esa profundidad llegó el pozo. Finalmente, se presenta la Fig. (5.7) en donde se han sobrepuesto ambos registros con objeto, exclusivamente, de verificar la similitud que presentan.

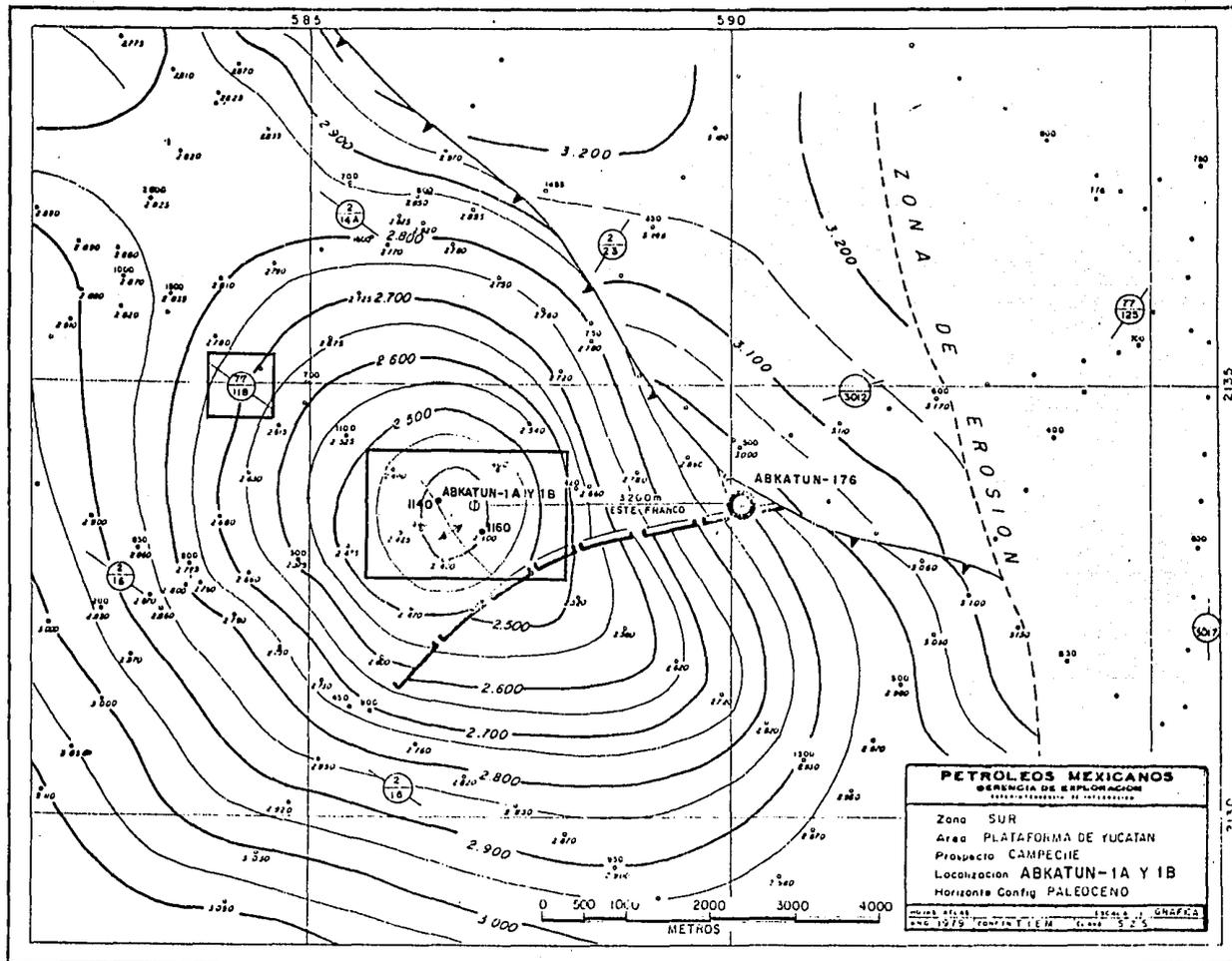


FIG. (5.2) PLANO ESTRUCTURAL DE LA CIMA DE LA BRECHA DEL PALEOCENO DEL CAMPO ABKATUN.

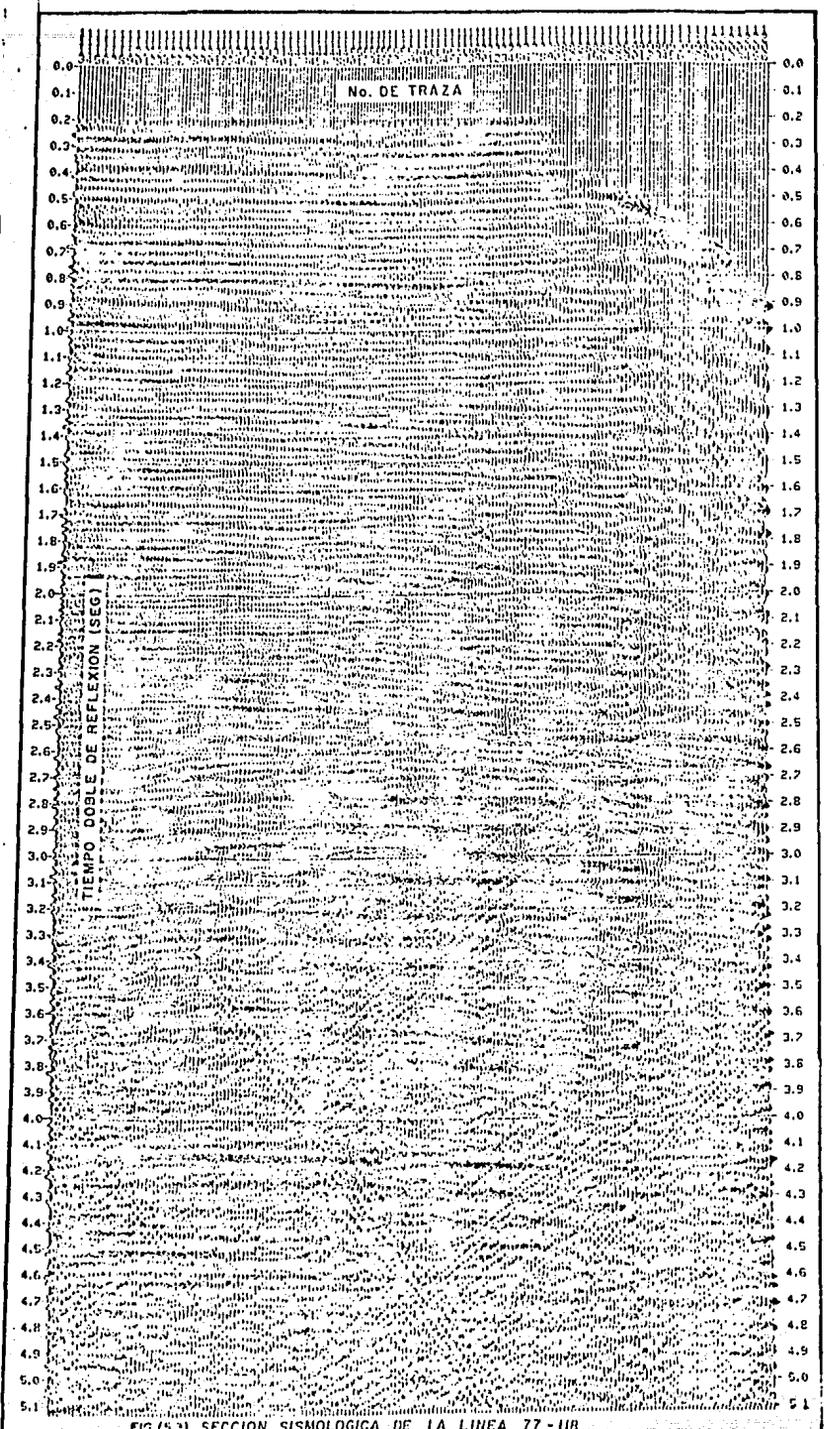


FIG.(5.3) SECCION SISMOLOGICA DE LA LINEA 77-118

TIEMPO DOBLE DE REFLEXION (SEG)

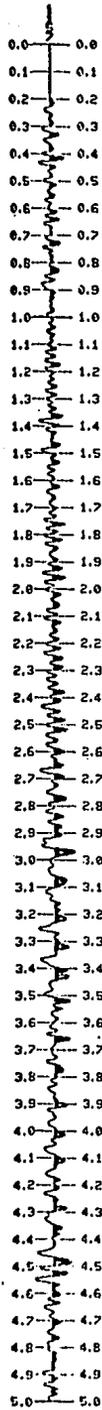


FIG.(5.4) Traza Sísmica 1157.

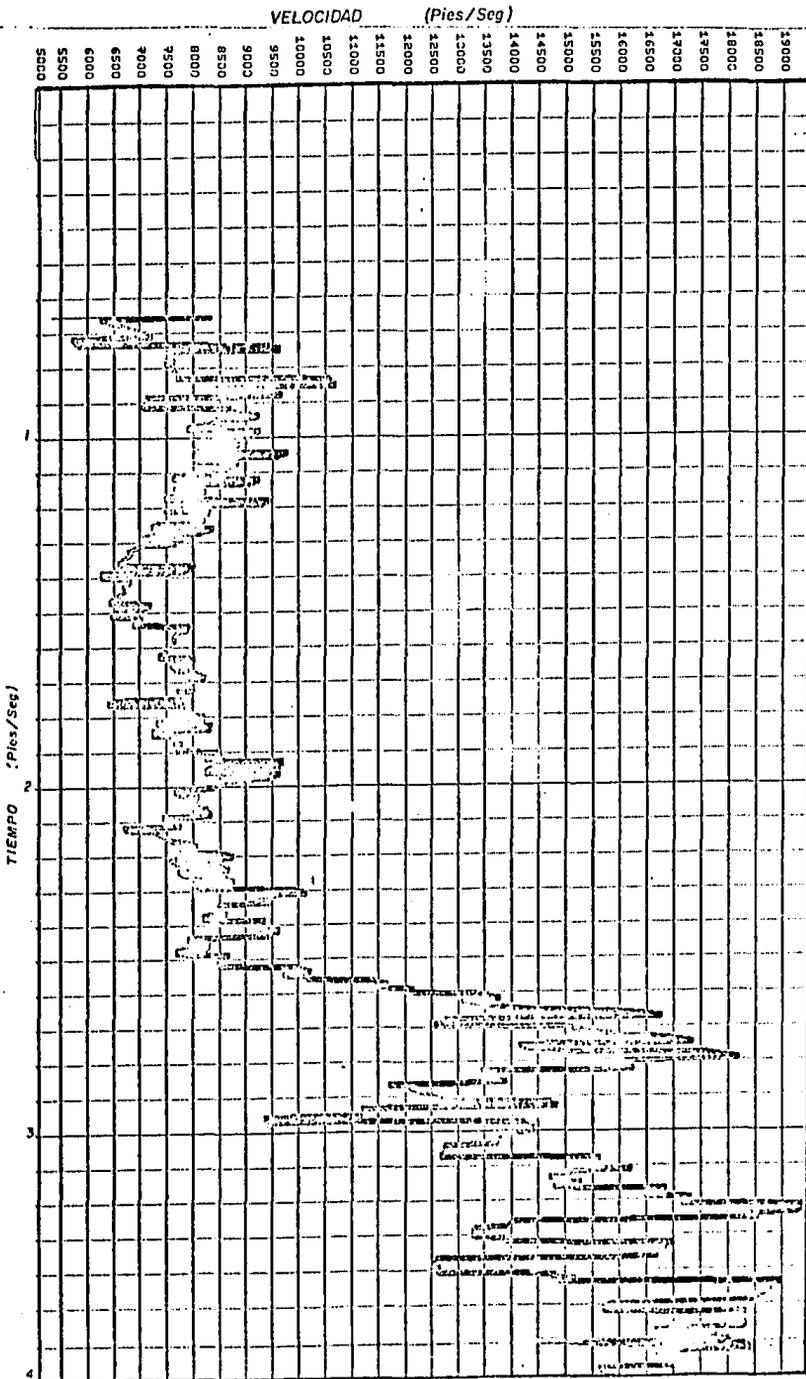


FIG.(5.5) Gráfica de la velocidad de intervalo contra el tiempo obtenido de la traza Sísmica.

PROF.	TIEMPO	VELOCIDAD
529.98	0.6230	639
550.68	0.6531	749
533.14	0.6870	7351
525.43	0.7161	7296
560.63	0.7450	7396
538.60	0.7740	8584
735.33	0.8031	8287
771.14	0.8320	8129
808.94	0.8611	8333
847.04	0.8900	8640
886.36	0.9190	8930
929.18	0.9481	9270
970.03	0.9770	9259
1004.77	1.0061	7952
1040.57	1.0351	8109
1077.01	1.0640	8244
1112.67	1.0930	8073
1148.79	1.1221	8154
1180.49	1.1511	7166
1216.15	1.1801	8070
1246.63	1.2091	6887
1276.33	1.2380	6739
1306.69	1.2670	6957
1334.41	1.2961	6248
1362.46	1.3250	6372
1391.24	1.3541	6354
1420.98	1.3831	6261
1449.17	1.4121	6375
1475.69	1.4412	5998
1501.89	1.4701	6085
1529.32	1.4990	6215
1557.66	1.5280	6414
1587.54	1.5571	6744
1617.41	1.5860	6771
1646.63	1.6151	7053
1676.74	1.6441	7492
1706.85	1.6730	7506
1737.10	1.7020	7209
1760.02	1.7310	7448
1794.29	1.7601	7809
1828.60	1.7891	7611
1862.12	1.8180	7602
1894.59	1.8471	7336
1926.53	1.8761	7335
1959.97	1.9051	7552
1993.49	1.9340	7526
2026.09	1.9631	7366
2058.87	1.9921	7288
2091.73	2.0210	7470
2124.66	2.0501	7461
2157.63	2.0790	7434
2190.70	2.1081	7470
2225.45	2.1371	7662
2258.66	2.1660	7502
2290.99	2.1951	7622
2324.51	2.2241	7502
2356.32	2.2531	8101
2386.66	2.2820	8145
2426.53	2.3110	8378
2461.42	2.3401	8612
2508.76	2.3690	8469
2547.01	2.3981	8626
2587.70	2.4271	9218
2626.41	2.4560	8770
2668.05	2.4851	9234
2710.59	2.5141	9547
2752.54	2.5430	10960
3013.41	2.5721	12331
3072.14	2.6010	12331
3152.09	2.6301	15769
3222.19	2.6590	15893
3309.62	2.6880	17221

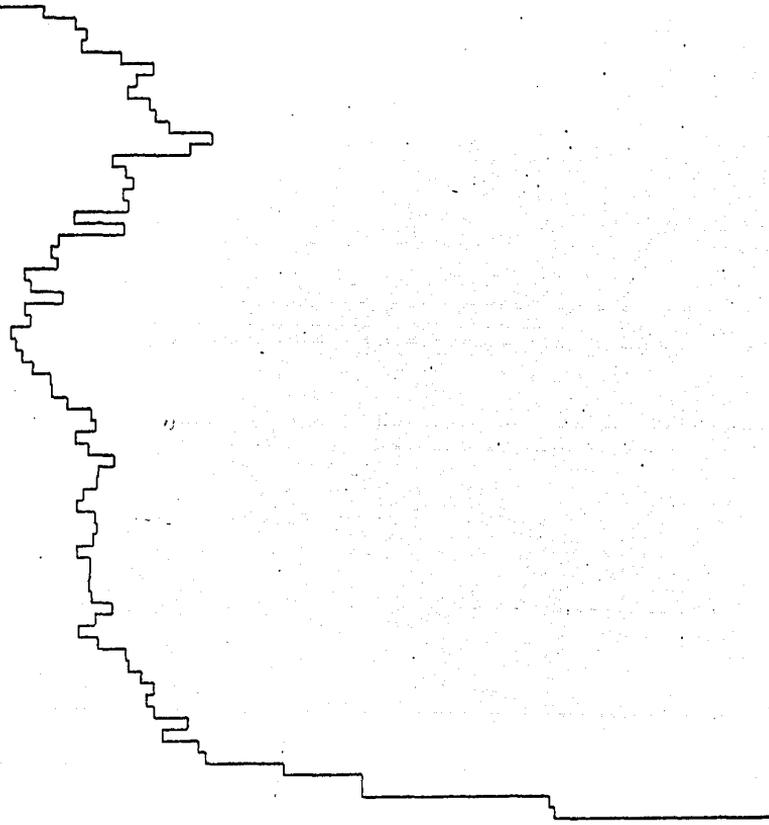


FIG.(5.6) Grafica de la velocidad de intervalo contra el tiempo obtenido del Registro Sonico del Pozo Atkatum I-B.

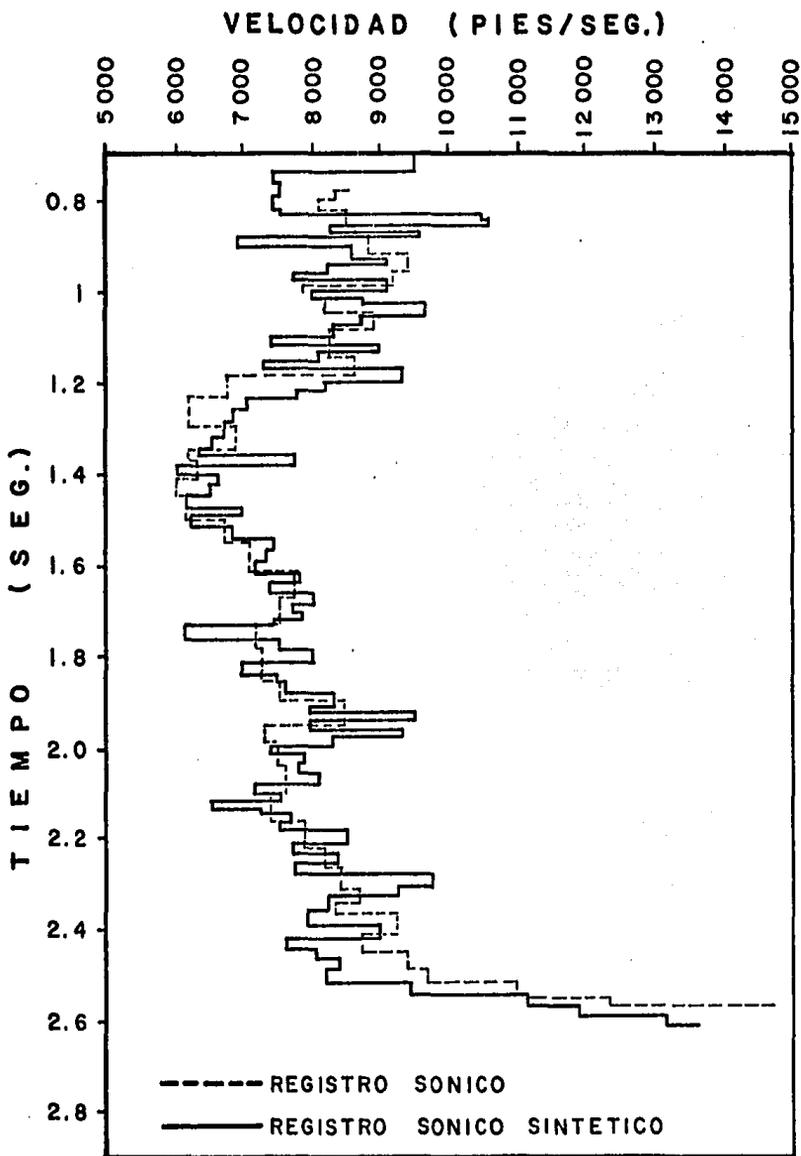


FIG. (5.7) COMPARACION ENTRE EL REGISTRO SONICO DEL POZO ABKATUN 1 B Y EL SONICO SINTETICO DE LA TRAZA SISMICA.

C A P I T U L O VI

"METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR LAS PRESIONES ANORMALES Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA".

Las presiones anormales pueden ser localizadas en cualquier parte del mundo, en formaciones con un amplio rango en edad geológica, desde la era Cenozoica (Pleistoceno) hasta muy antiguas como la Era Paleozoica (Cámbrico). Se presentan desde unos cuantos cientos de metros de la superficie hasta profundidades mayores a los 6000 metros, tanto en zonas continentales como en las marinas.

6.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE PRESION.

6.1.1 PRESION HIDROSTATICA. La presión hidrostática P_h se define como la fuerza vertical ejercida por un fluido sobre una unidad de área. Matemáticamente se expresa como el producto de la densidad promedio del fluido y la altura de la columna:

$$P_h = \rho g h \quad (6.1)$$

Para facilitar el manejo de esta ecuación en unidades utilizadas en la industria petrolera, se multiplica por un constante de proporcionalidad k :

$$P_h = k \rho g h \quad (6.2)$$

<u>PRESION</u>	<u>CONSTANTE</u>	<u>DENSIDAD</u>	<u>PROFUNDIDAD</u>
P_h	k	ρ_g	D
kg/cm ²	0.100	gr/cc	m
PSI	1.421	gr/cc	m
PSI	0.052	Lb/gal	Pies

La presión hidrostática está afectada por la concentración de sólidos, gases disueltos y la temperatura. Un incremento en la salinidad del fluido incrementará también la presión; una mayor cantidad de gas en solución y a alta temperatura reducirá la presión hidrostática. Generalmente se considera como 0.1704 kg/cm²/m (0.465 psi/pie) el gradiente normal de presión de formación que es el ejercido por una columna de agua de una salinidad de 80,000 p.p.m. de NaCl a una temperatura de 25°C.

6.1.2 PRESION DE SOBRECARGA. La presión de sobrecarga está originada por la combinación del peso de las formaciones suprayacentes y el del fluido intersticial contenido en los poros de la roca, al punto de interés. Matemáticamente la presión de sobrecarga S se expresa como:

$$S = \text{Peso de la matriz rocosa} + \text{Peso del fluido intersticial}$$

$$S = D((1-\phi) \rho_r + \phi \rho_f) \quad (6.3)$$

Donde ϕ es la porosidad, ρ_r es la densidad de la roca, ρ_f la del fluido y D la profundidad.

En las formaciones del Terciario de la zona Continental del Golfo de México, el gradiente promedio de sobrecarga se ha considerado de $0.231 \text{ kg/cm}^2/\text{m}$ (1.0 psi/pie), que corresponde a la fuerza ejercida por el sistema roca-fluido de una densidad promedio de 2.31 gr/cc. Sin embargo, recientemente se ha observado que el gradiente de sobrecarga varía de un lugar a otro y de una profundidad a otra. Generalmente, por ejemplo, a profundidades someras el gradiente de sobrecarga es menor de $0.231 \text{ kg/cm}^2/\text{m}$. Esto nos puede llevar a errores de cierta consideración en el cálculo del gradiente de formación y de fractura, por lo que es recomendable, siempre que sea posible, se determine.

6.1.3 PRESION DE FORMACION. La presión de formación P, también conocida como presión de poro, es aquella a la que se encuentran confinados los fluidos dentro de los espacios porosos de la roca.

La presión normal de formación, como ya se mencionó, es la presión ejercida por una columna de agua de 80,000 p.p.m. de cloruro de sodio a una temperatura de 25°C. Consecuentemente la presión anormal se caracteriza por apartarse de este valor; por lo tanto, se pueden tener presiones anormalmente bajas y altas, siendo únicamente estas últimas las que estudiaremos en el presente trabajo.

En la fig. (6.1) se presenta gráficamente la zona de presión anormal acotada entre los gradientes de las presiones descritas.

6.1.4 PRESION DE FRACTURA. La presión de Fractura F es la fuerza por unidad de área necesaria para vencer la presión de formación y la resistencia de la roca.

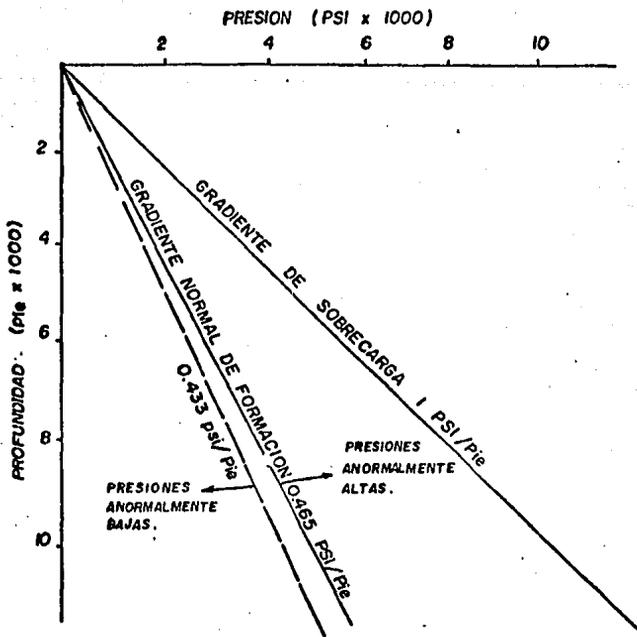


FIG. (6,1) GRADIENTES DE PRESION DE FORMACION Y DE SOBRECARGA

El grado de resistencia que ofrece una formación a su fracturamiento depende de la solidez o cohesión de la roca y de los esfuerzos de compresión a los que está sometida. Generalmente, se ha observado que la roca se rompe a presiones inferiores a la presión de sobrecarga.

6.2 ANTECEDENTES DEL METODO EN ESTUDIO.

En 1968, Pennebaker⁽¹⁾ fue el autor del primer trabajo para predecir y cuantificar la zona de presión anormal y el gradiente de fractura a partir de la información sísmica y, de esta manera, llevó a cabo la planeación de la perforación de los pozos exploratorios. Este autor utilizó la diferencia de la velocidad de intervalo que existe entre las formaciones del subsuelo y la transformó en un perfil de tiempo de tránsito promedio, el cual es semejante a un registro sísmico promediado entre intervalos de 200 a 500 metros.

Pennebaker llevó a cabo sus estudios mediante el análisis de una gran cantidad de registros de velocidad, densidad, inducción, pruebas de formación, registros de presión de fondo, etc., de más de 350 pozos perforados en el Terciario, en Texas y Louisiana. Este análisis le permitió conocer más estrechamente el comportamiento del tiempo de tránsito (velocidad de intervalo) con las características más importantes de las rocas: Litología, edad geológica, grado de compactación y la presión de formación.

Originalmente, Faust, L.Y.⁽¹⁹⁾ había determinado que la velocidad de intervalo varía exponencialmente con la profundidad y que obedece, por lo tanto, a una cierta ecuación exponencial (Ec. (4.2)), la cual también la podemos referir a tiempo de tránsito T:

$$T = K Z^{1/N} \quad (6.5)$$

Esta ecuación al graficarse en papel logarítmico describe una línea recta, en donde K es numéricamente igual a la velocidad de intervalo a una pie de profundidad para cada Edad Geológica y N representa la pendiente (FIG. (4.4)). El valor de la potencia N ha sido estudiado por diversos investigadores, encontrando que varía entre 4 y 19; sin embargo, Pennebaker determinó, empíricamente, que N=4 funciona satisfactoriamente, siempre y cuando sólo se consideren zonas de arenas y lutitas.

Pennebaker sustituyó la constante K por tres constantes independientes: presión de formación P, litología L y edad geológica E. La ecuación (6.5) se transforma por lo tanto en:

$$T = PLEZ^{1/4} \quad (6.6)$$

Con esta ecuación, Pennebaker estableció que para formaciones sedimentarias, de cualquier sitio, el tiempo de tránsito decrece linealmente con la profundidad cuando se grafica en papel logarítmico y la pendiente de la recta que se forma es precisamente 1/4. Cualquier variación a esta tendencia reflejará una anomalía que puede deberse a la litología, edad geológica o la presión de formación. Sin embargo, es posible identificar el comportamiento correspondiente a cada una de esas características.

6.2.1 COMPORTAMIENTO PRODUCIDO POR CAMBIO LITOLÓGICO. Al atravesar intervalos grandes de lutita limpia, debido a su menor velocidad de intervalo, ésta se comporta como una zona geopresionada, pero se puede determinar que se trata de una zona de presión normal en donde la tendencia de compactación es también una recta de 1/4 de pendiente, pero desfasada de la original, tal como se aprecia en la figura (6.2).

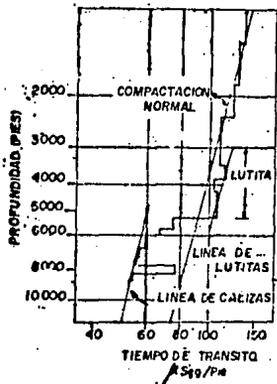


FIG. (6.2) COMPORTAMIENTO PRODUCIDO POR CAMBIO LITOLÓGICO (PENNEBAKER)

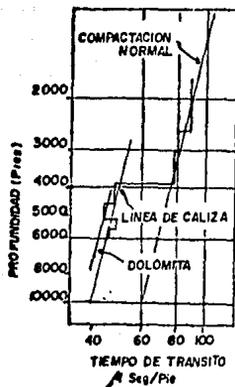


FIG. (6.3) COMPORTAMIENTO DEBIDO A LA EDAD GEOLOGICA DE LAS ROCAS (PENNEBAKER)

En forma similar se comportan las formaciones constituidas por rocas de velocidad mayor al de las arenas- lutitas, como son las rocas carbonatadas, sólo que en este caso su tendencia normal se desfasa hacia la izquierda, pero sigue siendo paralela a la original, tal como se aprecia en la figura (6.3).

6.2.2 COMPORTAMIENTO DEBIDO A LA EDAD GEOLOGICA DE LAS ROCAS.

Se ha comprobado que los pozos que tienen tiempos de tránsito altos, generalmente, corresponden a los de la zona marina; por el contrario, cuando el tiempo de tránsito es menor (formaciones con mayor velocidad de intervalo) corresponden a pozos localizados en la parte continental. Esto se debe a que los sedimentos son más antiguos y consecuentemente están más compactados en la zona continental en comparación con la marina.

En la figura (6.4). se muestra el pozo A de la Cía. Nueces, el cual penetró el Plioceno Inferior y el Mioceno Superior, de una edad geológica estimada en 8-10 millones de años, a la misma profundidad que

el pozo B de la zona marina de Louisiana. Las pendientes de la tendencia normal de compactación son iguales, pero el tiempo de tránsito es mayor en el pozo B de Louisiana.

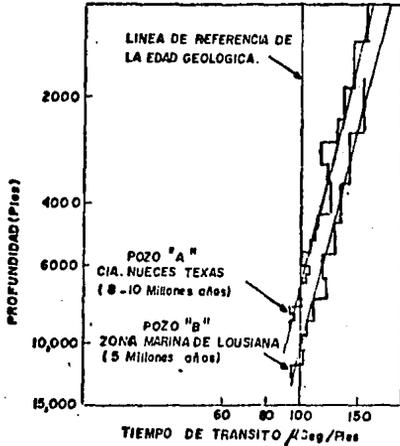


FIG. (6.4) DIFERENCIA EN EL TIEMPO DE TRANSITO ENTRE UN POZO MARINO Y UN TERRESTRE (PENNEBAKER)

Se observa, pues, que el efecto de la edad geológica en la tendencia normal, se manifiesta como una familia de rectas paralelas en forma similar al efecto producido por cambios litológicos.

6.2.3 COMPORTAMIENTO PRODUCIDO POR LA PRESION ANORMAL. Generalmente, los geofísicos han observado una disminución súbita en la velocidad de intervalo a partir de cierta profundidad, que coincide en muchas ocasiones con la cima de ciertas formaciones como la Frio, Vicksburg, etc., estas inversiones en la velocidad definen las zonas de presión anormal.- Es decir, la velocidad de intervalo es más baja debido a la presencia de formaciones menos compactas y en consecuencia más porosas.

También se determinó que el grado de divergencia que exista en la tendencia normal de compactación, es directamente proporcional a la

magnitud de la presión anormal.

Pennebaker desarrolló un método gráfico para cuantificar la zona de presión anormal, que consiste en una familia de rectas paralelas de 1/4 de pendiente impresas en una mica transparente. Esta mica se sobrepone a la gráfica de tiempo de tránsito, tal como se muestra en la figura (6.5), donde se obtienen directamente los valores de la presión anormal (transformados a densidad de lodo).

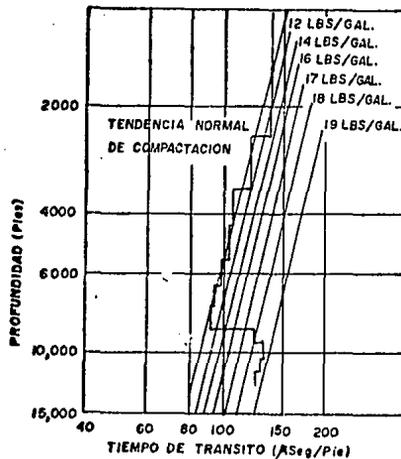


FIG. (6.5) METODO GRAFICO DE PENNEBAKER PARA CUANTIFICAR LA ZONA DE PRESION ANORMAL

En realidad al método gráfico aplicado por Pennebaker fue desarrollado a partir de los trabajos de Hottman y Johnson⁽²⁾, en 1965, autores pioneros en la determinación de las presiones anormales.

En este trabajo de Tesis, se aplicará el método desarrollado por Ben Eaton⁽³⁾ para cuantificar la zona de presión anormal, ya que presenta más ventajas que el método gráfico de Pennebaker; a saber:

- 1.- Es un método analítico.
- 2.- Se ha comprobado que es más confiable.
- 3.- Permite utilizar una presión de sobrecarga variable.
- 4.- Como se analizará, este método se puede considerar como una optimización al de Hottman y Johnson.
- 5.- Se puede adaptar fácilmente a un programa computarizado.

6.3 METODO DE BEN EATON PARA CUANTIFICAR LA ZONA DE PRESION ANORMAL.

Este método fue desarrollado en 1975 y dió como resultado cuatro ecuaciones para cuantificar la zona de presión anormal a partir de la resistividad, conductividad, el tiempo de tránsito y el exponente dc.

6.3.1 ANTECEDENTES. En 1965, Hottman y Johnson presentaron un método para predecir la magnitud de la zona geopresurada usando datos del registro de inducción y el sónico. A esta técnica se le dió gran difusión y fue rápidamente adoptada en todo el mundo, a pesar de que las gráficas que presentó sólo eran aplicables al área donde fue desarrollada.

Hottman y Johnson descubrieron la importante y estrecha relación que existe entre las propiedades de los registros geofísicos y las geopresiones. Partiendo de que la roca tiene mayor resistividad al paso de la corriente eléctrica con respecto al agua intersticial contenida, consecuentemente, una formación muy compactada tendrá menor cantidad de agua intersticial y será, por lo tanto, más resistiva que una formación menos compactada y con mayor cantidad de agua congénita. Esto les permitió identificar que para formaciones sedimentarias normalmente compactadas, la resistividad se incrementa en forma gradual con la profundidad y al graficarla en papel semilogarítmico, se forma una línea recta que representa la tendencia normal de compactación, siendo el decremento de la

resistividad el que definirá la zona de presión anormal.

Con datos de presión de formación reales (medidos en los pozos) y los registros eléctricos de una gran cantidad de pozos de Texas y Louisiana, los autores desarrollaron una gráfica que permite cuatificar la zona geopresurada a partir del registro eléctrico - figura (6.6).

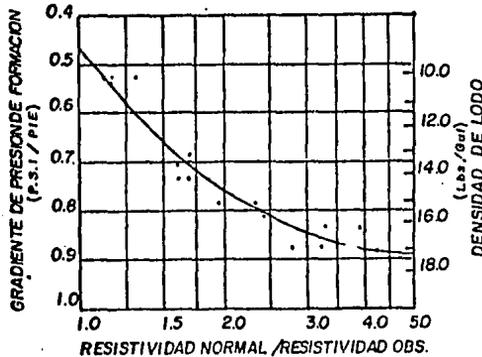


FIG.(6.6) CORRELACION DE RESISTIVIDAD CONTRA GRADIENTE DE PRESION DE HOTTMAN Y JOHNSON.

Con el mismo criterio, los autores desarrollaron, también, una gráfica donde relacionaron el tiempo de tránsito del registro sónico con el gradiente de presión de formación fig. (6.7).

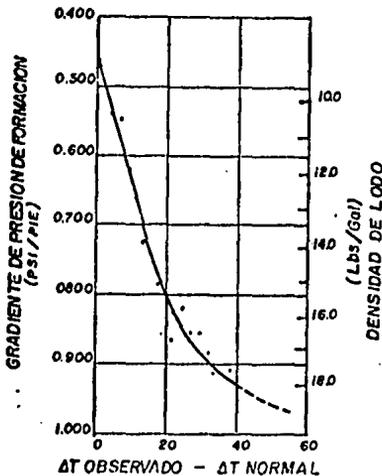


FIG.(6.7) CORRELACION DE LA DIFERENCIA DE TIEMPO DE TRANSITO CONTRA EL GRADIENTE DE PRESION DE HOTTMAN Y JOHNSON.

En las figuras (6.6) y (6.7) se observa una cierta dispersión de los datos reales, causa por la cual su aplicación arroja, en ocasiones, errores superiores al 10%. Ben Eaton, en 1972, encontró que la dispersión de los datos reales se debía a que se consideró un gradiente de sobrecarga constante.

Las correlaciones de las figuras (6.6) y (6.7) demuestran, definitivamente, que sí existe una estrecha relación entre los datos de los registros geofísicos y las geopresiones. Por lo tanto, las ecuaciones que definen el gradiente de presión de formación deben ser del tipo:

$$\frac{P}{D} = F \left(R \text{ normal} / R \text{ observada} \right) \quad (6.7)$$

$$\frac{P}{D} = F \left(\Delta T \text{ observado} - \Delta T \text{ normal} \right) \quad (6.8)$$

o bien

$$\frac{R \text{ normal}}{R \text{ observado}} = F \left(\frac{P}{D} \right) \quad (6.9)$$

$$\Delta T \text{ observado} - \Delta T \text{ normal} = F \left(\frac{P}{D} \right) \quad (6.10)$$

Si incorporamos ahora la ecuación que define la presión de sobrecarga demostrada por Hubbert y Rubey ⁽⁴⁾

$$S = P + \mathcal{G} \quad (6.11)$$

En donde \mathcal{G} es el esfuerzo matricial de la roca.

Despejando la presión de formación P y dividiendo entre la profundidad D, la ecuación (6.11) se transforma en:

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \frac{G}{D} \quad (6.12)$$

o bien podemos decir que:

$$\frac{P}{D} = F \left(\frac{S}{D}, \frac{G}{D} \right) \quad (6.13)$$

Ben Eaton combinó las ecuaciones (6.13) y (6.9), así como las (6.13) y (6.10) y encontró, empíricamente, unas ecuaciones que ajustaban analíticamente las correlaciones de las figuras (6.6) y (6.7) de Hottman y Johnson:

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - 0.535 \left(\frac{R \text{ observado}}{R \text{ normal}} \right)^{1.5} \quad (6.14)$$

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - 0.535 \left(\frac{\Delta T \text{ normal}}{\Delta T \text{ observado}} \right)^{3.75} \quad (6.15)$$

Las ecuaciones (6.14) y (6.15) se reducen a la ecuación (6.12) cuando se trata de zonas de presión normal y si se asume el gradiente de sobrecarga igual 1 psi/pie, se tendrá:

$$\frac{P}{D} = 1 - 0.535 (1)^{1.5}$$

$$\frac{P}{D} = 0.465 \text{ Psi/Pie}$$

El término $\frac{G}{D}$ está representado por el valor 0.535 psi/pie.

6.3.2 ECUACIONES TEORICO- EMPIRICAS PARA CUANTIFICAR LA ZONA DE PRESION ANORMAL. La aportación más importante de Ben Eaton, consistió en obtener ecuaciones más exactas para cuantificar la presión de formación a partir de las de Hottman y Johnson; y la de incorporar el gradiente de sobrecarga variable. Para lograr esto, analizó una gran cantidad de datos reales de pozos y de registros geofísicos.

Al despejar el gradiente del esfuerzo matricial de la roca y considerar una zona de presión normal, la ecuación (6.12), se transforma en:

$$\left(\frac{G}{D}\right)_{\text{normal}} = \frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D}\right)_{\text{normal}} \quad (6.16)$$

De las ecuaciones (6.14) y (6.15) y considerando que $\left(\frac{G}{D}\right)_n = 0.535$, dada la ecuación (6.16), se deduce que el gradiente de esfuerzo matricial de la roca para la zona de presión anormal está dado por:

$$\left(\frac{G}{D}\right)_{\text{anormal}} = \left[\frac{S}{D} - \frac{P}{D_{\text{normal}}}\right] \left(\frac{R_o}{R_n}\right)^{1.5} \quad (6.17)$$

$$\left(\frac{G}{D}\right)_{\text{anormal}} = \left[\frac{S}{D} - \frac{P}{D_{\text{normal}}}\right] \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o}\right)^{3.75} \quad (6.18)$$

Sustituyendo las ecuaciones (6.17) y (6.18) en (6.14) y (6.15) se llega, finalmente, a las ecuaciones que ajustan las curvas de las figuras (6.6) y (6.7) de Hottman y Johnson.

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{R_o}{R_n} \right)^{1.5} \quad (6.19)$$

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o} \right)^{3.75} \quad (6.20)$$

En el análisis de la información de pozos que llevó a cabo Ben Eaton, determinó que el exponente de las ecuaciones (6.19) y (6.20) debe ser de 1.2 y 3.0 respectivamente. En el apéndice 1 se muestra como llegó el Sr. Eaton a determinar lo anterior.

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{R_o}{R_n} \right)^{1.2} \quad (6.21)$$

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o} \right)^{3.0} \quad (6.22)$$

Usando un criterio similar, el Sr. Eaton encontró las ecuaciones para predecir la magnitud de la zona de presión anormal a partir de la conductividad y de los parámetros de perforación (exponente dc):

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{C_n}{C_o} \right)^{1.2} \quad (6.23)$$

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - \left(\frac{P}{D} \right)_n \right] \left(\frac{dco}{dcn} \right)^{1.2} \quad (6.24)$$

En este trabajo de tesis se empleará el criterio de Pennebaker para predecir en forma cualitativa la zona geopresurada y la ecuación (6.22) de Ben Eaton para cuantificarla, pero además, se utilizará un procedimiento para calcular el gradiente de sobrecarga a partir, también, de la información sísmica.

6.4 PROCEDIMIENTO PARA DETERMINAR EL GRADIENTE DE SOBRECARGA A PARTIR DE LA VELOCIDAD SISMICA.

En el apartado (4.1), del Capítulo IV, se analizaron los factores que afectan la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, -- ahí se mencionó que los geofísicos determinaron que al graficar la velocidad contra la densidad en escala logarítmica, se forma una línea-- recta, lo que deduce que la densidad del sistema roca-fluido está relacionado con la velocidad por medio de una ecuación de tipo exponencial (ver Fig. (4.3)). La ecuación (4.1) ($\rho = 0.23 V^{0.25}$) fue determinada en forma empírica y se le conoce como ecuación de Gardner⁽⁵⁾, ya que fue -- él quién la desarrolló. Por medio de esta ecuación y disponiendo de la velocidad de intervalo se puede obtener fácilmente un perfil del gra-- diente de sobrecarga contra la profundidad.

Para ejemplificar lo anterior, se tomaron los valores de la velocidad de intervalo y la profundidad obtenidos en la tabla (4.1), -- del apartado (4.3), del Capítulo IV y se calcularon la densidad y el-- gradiente de sobrecarga S/D utilizando la ecuación empírica de Gardner.

VELOCIDAD INTERVALO	DENSIDAD	PROFUNDIDAD		GRADIENTE SOBRECARGA	
V_i	ρ	D		S/D	
(pies/seg)	(GR/CM ²)	(pies)	(metros)	(PSI/pie)	(KG/CM ² /M)
8300	2.1953	3569	1088	0.9511	0.21953
11583	2.3861	4148	1265	1.0337	0.23861
12204	2.3663	5044	1538	1.0251	0.23663
14031	2.5032	5746	1752	1.0844	0.25032
13001	2.4560	7561	2305	1.0639	0.24560
16117	2.5915	11772	3589	1.1226	0.25915

Tabla (6.2) Cálculo del gradiente de sobrecarga a partir de la información sísmica.

En la figura (6.8) se muestra graficado el gradiente de sobrecarga contra la profundidad. Es posible mejorar la aproximación ajustándole una curva por medio de un método numérico.

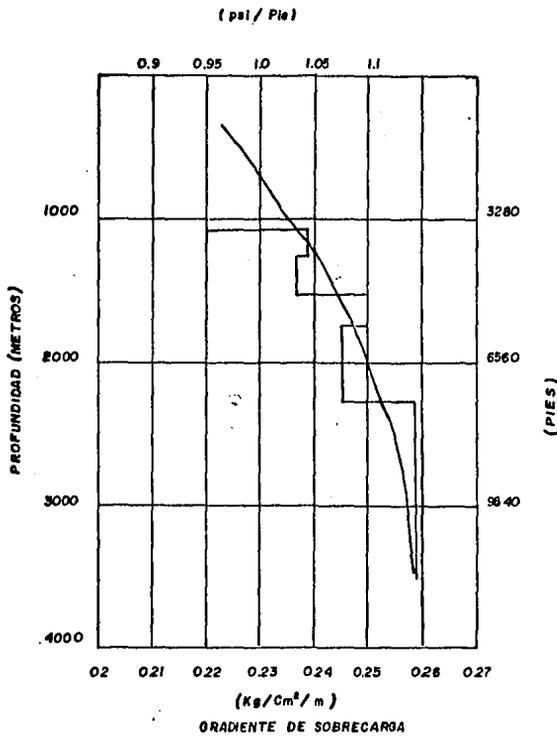


FIG. (6.8) Gradiente de sobrecarga a partir de la Información Sísmica.

La ecuación de Gardner es utilizada mundialmente para el cálculo de la densidad a partir de la velocidad de intervalo obtenida tanto de la información sísmica como del registro sónico, de la cual se obtienen resultados satisfactorios, por lo que es recomendable su empleo cuando no se dispone de la medición directa de la densidad por medio de un registro.

6.5 DESCRIPCION DEL METODO SISMICO PARA PREDECIR Y CUANTIFICAR LAS PRESIONES ANORMALES Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA.

- 1.- Realice un análisis continuo de la velocidad en la vecindad de la localización exploratoria en estudio, a partir de los datos sismológicos de la línea correspondiente.
- 2.- Obtenga la función de velocidad como resultado de la interpretación del análisis continuo de velocidad y de la información Geológica-Geofísica disponible del área.
- 3.- Determine la velocidad de intervalo, tiempo de tránsito y la profundidad de los cuerpos reflectantes utilizando el procedimiento descrito en el apartado (4.3), del Capítulo IV.
- 4.- Determine el gradiente de sobrecarga empleando el procedimiento descrito en el apartado (6.4), de este capítulo.
- 5.- Obtenga una gráfica logarítmica del tiempo de tránsito contra la profundidad y ajuste una recta, la cual representará la tendencia normal de compactación de las formaciones que serán atravesadas por el pozo. Una vez hecho esto, la presión anormal quedará cualitativamente determinada.

- 6.- Evalúe cuantitativamente la zona de presión anormal empleando la ecuación (6.22) de Ben Eaton.
- 7.- Repita iterativamente el paso anterior para obtener un perfil de gradiente de presión de formación.

Con objeto de sistematizar el uso de esta metodología, se recomienda usar los programas de cómputo (Apendice 2) que se diseñaron y probaron en este trabajo, los cuales utilizan como datos de entrada los valores de la función de velocidad obtenida en el paso 2 y la ecuación de la tendencia normal de compactación (paso 5).

" METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR EL GRADIENTE DE FRACTURA".

Una de las etapas más críticas en la perforación de la zona de presión anormal de un pozo, es la determinación de la profundidad de asentamiento de la tubería de revestimiento, puesto que deberá quedar en un punto tal en donde la formación puede soportar la alta densidad del lodo de perforación requerida para atravesar dicha zona. Por esta razón, la predicción de la magnitud del gradiente de fractura ha sido uno de los tópicos más importantes de las últimas décadas.

A la fecha, se han escrito una gran cantidad de artículos sobre el tema y ha sido objeto de mesas redondas, sesiones y conferencias en casi todos los congresos internacionales del ramo. Sin embargo, ninguno de los métodos, actualmente publicados, se ajusta o es totalmente válido para todas las áreas petroleras del mundo. Razón por la cual, en el presente trabajo de tesis se hace una revisión de los métodos existentes y se comparan entre sí; esto permite conocer los requerimientos, las limitaciones y el grado de confiabilidad de cada uno. Finalmente se optó por utilizar un método producto de la combinación de los métodos más confiables.

7.1 RETROSPECTIVA DE LOS METODOS EXISTENTES.

7.1.1 METODO DE HUBBERT Y WILLIS⁽⁶⁾. Los experimentos que realizaron estos autores en el año de 1957, les permitieron deducir que al aplicar una presión en el subsuelo las rocas están sujetas a tres fuerzas primordiales perpendiculares entre sí y que cuando se producen fracturas

verticales, se requiere una presión casi igual a la de sobrecarga, pero para fracturas horizontales se requiere de 1/3 a 1/2 de la presión de sobrecarga.

Despejando el esfuerzo matricial de la roca de la ecuación (6.10) tenemos:

$$\sigma = S - P \quad (7.1)$$

Del concepto de presión de fractura F y de los trabajos de estos autores, se define que para que la fractura se produzca deberá vencer la presión de formación y el esfuerzo matricial horizontal de la roca:

$$F = P + \sigma_h \quad (7.2)$$

En donde σ_h será:

$$\sigma_h = \left(\frac{1}{3} \text{ a } \frac{1}{2} \right) \sigma = \left(\frac{1}{3} \text{ a } \frac{1}{2} \right) (S - P) \quad (7.3)$$

Sustituyendo (7.3) en (7.2) y dividiendo entre la profundidad D, llegamos finalmente a la ecuación de Hubbert y Willis:

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + \left(\frac{1}{3} \text{ a } \frac{1}{2} \right) \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad (7.4)$$

Las limitaciones más importantes de este método es que supone un gradiente de sobrecarga constante, considera también un gradiente de fractura constante en todo el intervalo de presión normal lo que casi nunca sucede y, en general, se ha comprobado que este método proporciona valores del gradiente de fractura inferiores a los reales.

7.1.2 METODO DE MATTHEWS Y KELLY⁽⁷⁾. En 1967, Matthews y Kelly publicaron un método para predecir la magnitud de las presiones anormales y el gradiente de fractura. La diferencia con el método de Hubbert y Willis, es que introdujeron el coeficiente matricial de la roca K_i (Relación de los esfuerzos vertical y horizontal):

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + K_i \left(\frac{G}{D} \right) \quad (7.5)$$

La figura (7.1) muestra las curvas representativas del coeficiente matricial de la roca con respecto a la profundidad para dos áreas en los Estados Unidos. Las limitaciones principales de este método son las de suponer el gradiente de sobrecarga constante y que la gráfica del coeficiente matricial de la roca K_i (fig. (7.1)), sólo debe usarse en la región para la que fue desarrollada. Sin embargo, este método proporciona buenas aproximaciones a los valores reales del gradiente de fractura, aún usando las curvas de la figura (7.1) en otras áreas petrolíferas.

Este método permite obtener gráficas similares a la de la figura (7.1), para cualquier zona petrolera en explotación basadas en las mediciones reales de la presión de fractura de los pozos perforados.

7.1.3 METODO DE PENNEBAKER. En 1968, Pennebaker desarrolló un método en donde introdujo el coeficiente matricial efectivo de la roca K (cociente del esfuerzo matricial horizontal entre el vertical) y trabajó por primera vez con el gradiente de sobrecarga variable, lo que fue una valiosa aportación

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + K \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad (7.6)$$

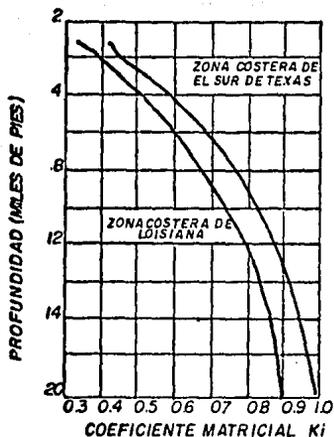


FIG. (7.1) COEFICIENTE MATRICIAL DE LA ROCA K_i DE MATTHEWS Y KELLY

Para determinar el gradiente de sobrecarga variable utilizó la relación que existe entre la velocidad de propagación de las ondas obtenida de la información sísmica y la densidad del sistema roca-fluido constituido por las capas del subsuelo.

La limitación más importante de este método, es que la gráfica del coeficiente matricial efectivo de la roca (fig. (7.2)) fue desarrollada para el área de Texas y Louisiana y se hizo extensiva a todos los campos petroleros del mundo, lo cual no es totalmente válido; Pero está comprobado que proporciona buenos resultados.

7.1.4 METODO DE BEN EATON. En 1969, Ben Eaton introdujo como variable una relación del coeficiente de Poisson μ y trabajó también con el gradiente de sobrecarga variable, dando como resultado una de las ecuaciones más confiables.

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + \frac{\mu}{1 - \mu} \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad (7.7)$$

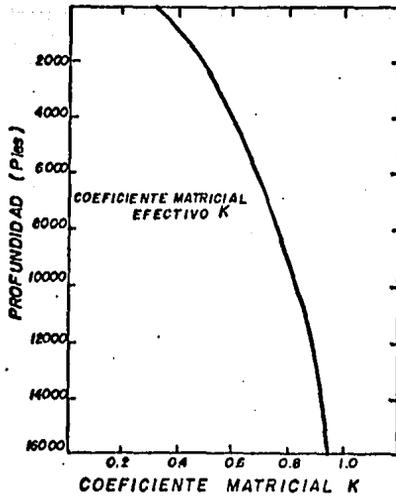


FIG. (7.2) COEFICIENTE MATRICIAL EFECTIVO DE LA ROCA K DE PENNEBAKER

Para determinar el valor del coeficiente de Poisson μ el autor desarrolló la gráfica que se presenta en la Fig. (7.3), utilizando datos reales de fracturas en pozos de Louisiana y la ecuación (7.8):

$$\left(\frac{\mu}{1 - \mu} \right) = \frac{F/D - P/D}{S/D - P/D} \quad (7.8)$$

Ben Eaton también desarrolló un nomograma para facilitar los cálculos, el cual aparece en la figura (7.4).

Al igual que el método de Pennebaker, este método también adolece de que el coeficiente de Poisson de la Fig. (7.3) fue desarrollado en una sola área y se ha hecho extensivo para el resto, lo que necesariamente es cierto; sin embargo, la experiencia ha mostrado confiabilidad en el método.

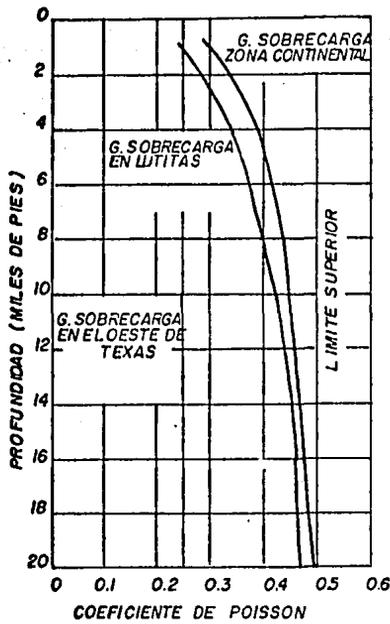


FIG. (7.3) RELACION DEL COEFICIENTE DE POISSON μ DETERMINADO POR BEN EATON.

Ha habido otros autores como Christman⁽⁸⁾, Anderson⁽⁹⁾, Taylor⁽¹⁰⁾, etc., que han publicado métodos para determinar el gradiente de fractura, pero como se indicó al principio de este capítulo no existe un método que sea totalmente válido.

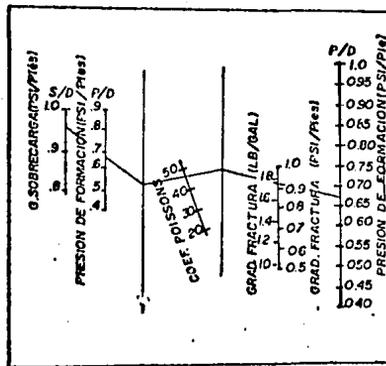


FIG.(7.4) Nomograma de Ben Eaton para el cálculo del Gradiente de Fractura.

7.2 ANALISIS DE LOS METODOS EXISTENTES.

Las ecuaciones de los métodos revisados en los párrafos anteriores los podemos dividir en dos grupos: Las dos primeras suponen un gradiente de sobrecarga constante igual a $0.231 \text{ kg/cm}^2/\text{m}$ (1 psi/pie) y las dos últimas incorporan al gradiente de sobrecarga real:

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + \left(\frac{1}{2} \text{ a } \frac{1}{3} \right) \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad \text{Hubbert y Willis}$$

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + K_i \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad \text{Matthews y Kelly}$$

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + K \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad \text{Pennebaker}$$

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + \left(\frac{M}{1 - M} \right) \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad \text{Ben Eaton}$$

En el trabajo desarrollado por Pennebaker, demostró que la variable que más afecta el coeficiente matricial de la roca (K, K_i , etc.) es precisamente el gradiente de sobrecarga, esto se comprobó al compararlos entre sí y observar que las curvas que utilizan gradientes de sobrecarga variables son muy similares, tal como se aprecia en la fig. (7.5).

Obsérvese que en la figura anterior aparecen dos curvas de Matthews y Kelly, a la segunda se le ha llamado curva ajustada, ya que se utilizó el gradiente de sobrecarga de Ben Eaton mostrado en la fig. (7.6), por ese sólo hecho, la curva es muy similar al resto.

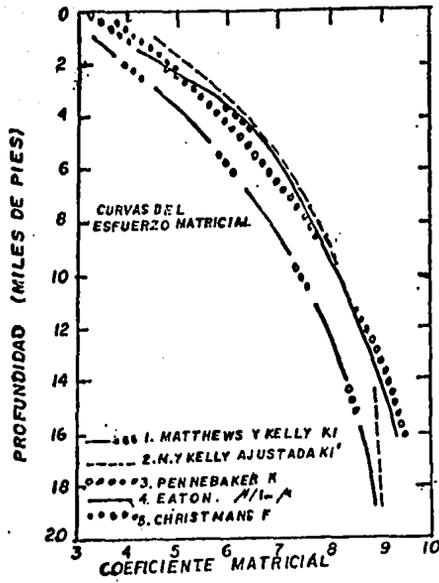


FIG. (7.5) COMPARACION ENTRE LOS COEFICIENTES MATRICIALES DE LA ROCA

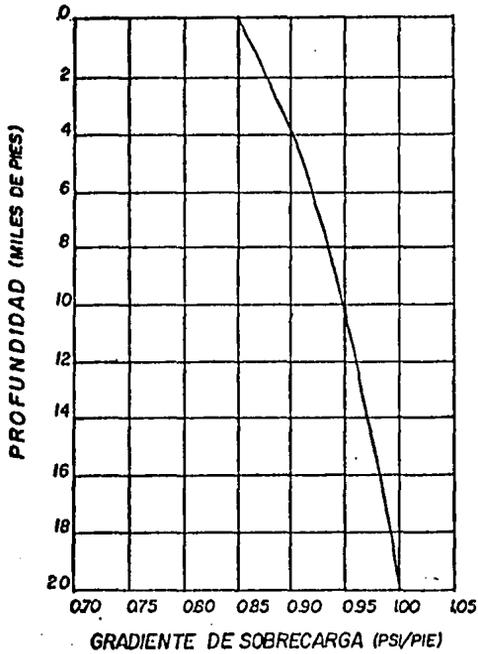


FIG. (7.6) GRADIENTE DE SOBRECARGA VARIABLE DE BEN EATON.

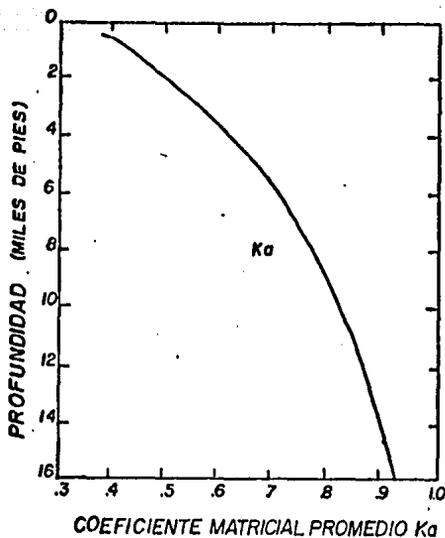


FIG. (7.7) COEFICIENTE MATRICIAL PROMEDIO DE PILKINGTON.

De lo anterior se deduce que la confiabilidad de la cuantificación del gradiente de fractura, cuando la presión de poro y el gradiente de sobrecarga han sido determinados correctamente, depende del coeficiente matricial que se usa. Por esta razón, Pilkington⁽¹¹⁾, obtuvo un coeficiente matricial K_a promediando las curvas 2 a 5 de la fig. (7.5), el cual se muestra en la fig. (7.7).

Se ha comprobado que el valor promedio del coeficiente matricial de la roca K_a proporciona resultados muy cercanos a los reales y, por lo tanto, de no disponerse del coeficiente propio del campo, es recomendable su utilización.

7.3 DESCRIPCION DEL METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR EL GRADIENTE DE FRACTURA.

A continuación se describen los pasos que se deben realizar para la cuantificación del gradiente de fractura.

- 1.- Con el método descrito en el Capítulo anterior determine y cuantifique la zona de presión anormal. Esto implica que debe ya disponerse del gradiente de sobrecarga real, pero en el peor de los casos utilice el gradiente de sobrecarga variable sugerido por Ben Eaton Fig. (7.6).
- 2.- Obtenga el valor promedio del coeficiente matricial de la roca K_a de la Fig. (7.7).
- 3.- Determine el gradiente de fractura con la ecuación (7.9):

$$\frac{F}{D} = \frac{P}{D} + K_a \left(\frac{S}{D} - \frac{P}{D} \right) \quad (7.9)$$

- 4.- Repita interativamente los pasos 2 y 3 para obtener un perfil del gradiente de fractura.
- 5.- Una vez obtenido el perfil del gradiente de presión anormal, de sobrecarga y de fractura, determine el programa de densidad del lodo de perforación, el diámetro y la profundidad óptima de asentamiento de las tuberías de revestimiento a usarse, lo que, finalmente, constituye la planeación de la perforación de la localización exploratoria objetivo del presente trabajo.

" PLANEACION DE LA PERFORACION DEL POZO EXPLORATORIO JACOME 1 A PARTIR DE LA INFORMACION SISMICA".

Para aplicar el Método Sísmico en la detección y cuantificación de la zona de presión anormal, el gradiente de sobrecarga y el de fractura, motivo de este trabajo de tesis, se seleccionó la localización - exploratoria Jácome 1, del prospecto Arrastradero, del área de Villahermosa, Zona Sureste, de PETROLEOS MEXICANOS.

Entre los puntos de tiro 405 a 425, de la línea sísmológica 11-30 se ubica la localización Jácome 1 Fig. (8.1).

Para llevar a cabo este estudio, se solicitó a la División de Sismología, de la Subdirección de Exploración, del Instituto Mexicano del Petróleo, que se procesara la cinta magnética de la línea sísmológica 11-30.

8.1 ANALISIS E INTERPRETACION DE LA INFORMACION SISMICA.

1.- Se corrió muestreo continuo de velocidades cada 12 trazas, es decir, un análisis automático de velocidad cada 600 metros, en un tramo de 4.2 kilómetros centrado respecto de la localización Jácome 1. De estos siete análisis se obtuvieron presentaciones VELANS Fig. (8.2) y de Velocidades Constantes (VEL-CONSTANT) Fig. (8.3).

2.- Se interpretaron las dos presentaciones anteriores conjuntamente con toda la información Geológica y Geofísica disponible para esta estructura, lo que produjo la función de velocidad marcada en las figuras (8.2) y (8.3).

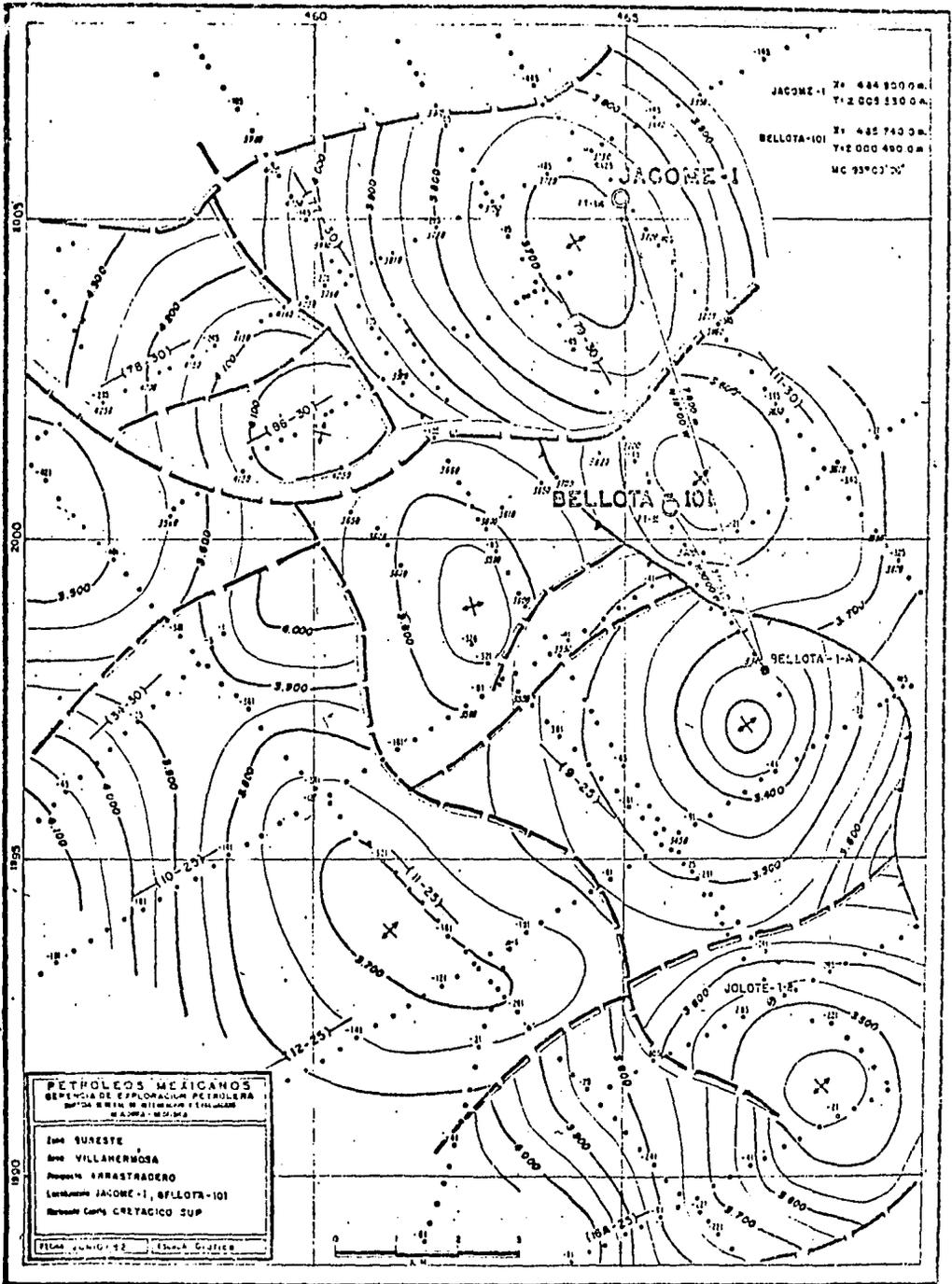
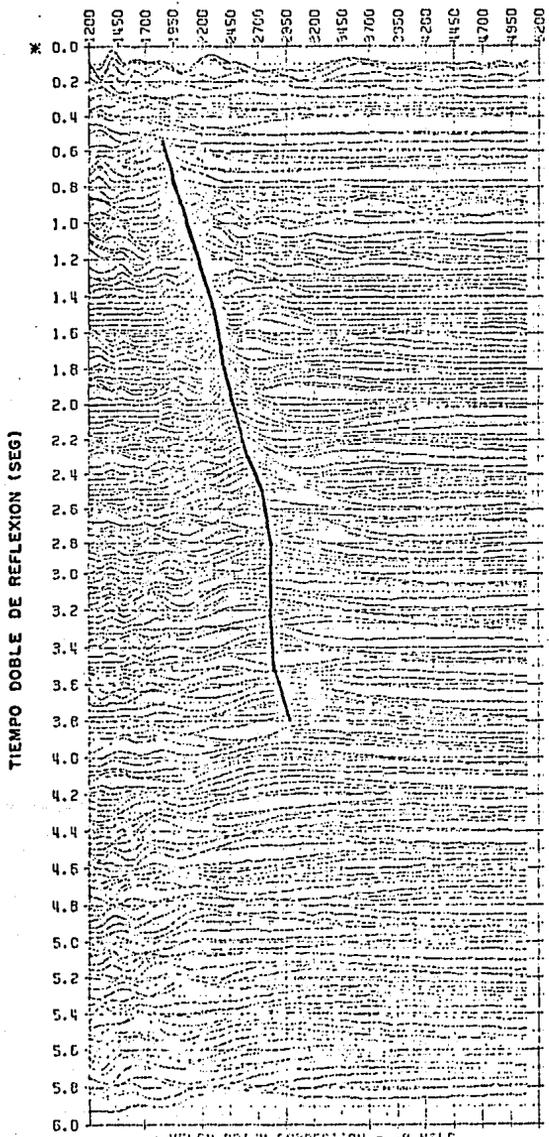


FIG. (8.1) PLANO ESTRUCTURAL DE LA LOCALIZACION EXPLORATORIA JACOME-1

WGC VELAN

CDF 225 PEXX LINE LINER 11 SP 0
 AREA: COMCALCAG: PROSPECTO: ARRASTANDERO (NO 11)
 SPRD=1760 STK=11 NFRM=6 V-INCR=100 AVG=3
 T-INCR=30 T-KNOB=30 NLIVE=3 MUTE=0.7-0.9
 WATER DEPTH=0 X=2498 Y=0

VELOCIDAD (M/SEG.)



CORRECTION BRUM CORRECTION = 507001 -- SONI MESSAGE

FIG. (0.2) INTERPRETACION DE LA FUNCION
 VELOCIDAD DEL VELANS

VELOCIDAD (M/SEG.)

TIEMPO DOBLE DE REFLEXION (SEG)

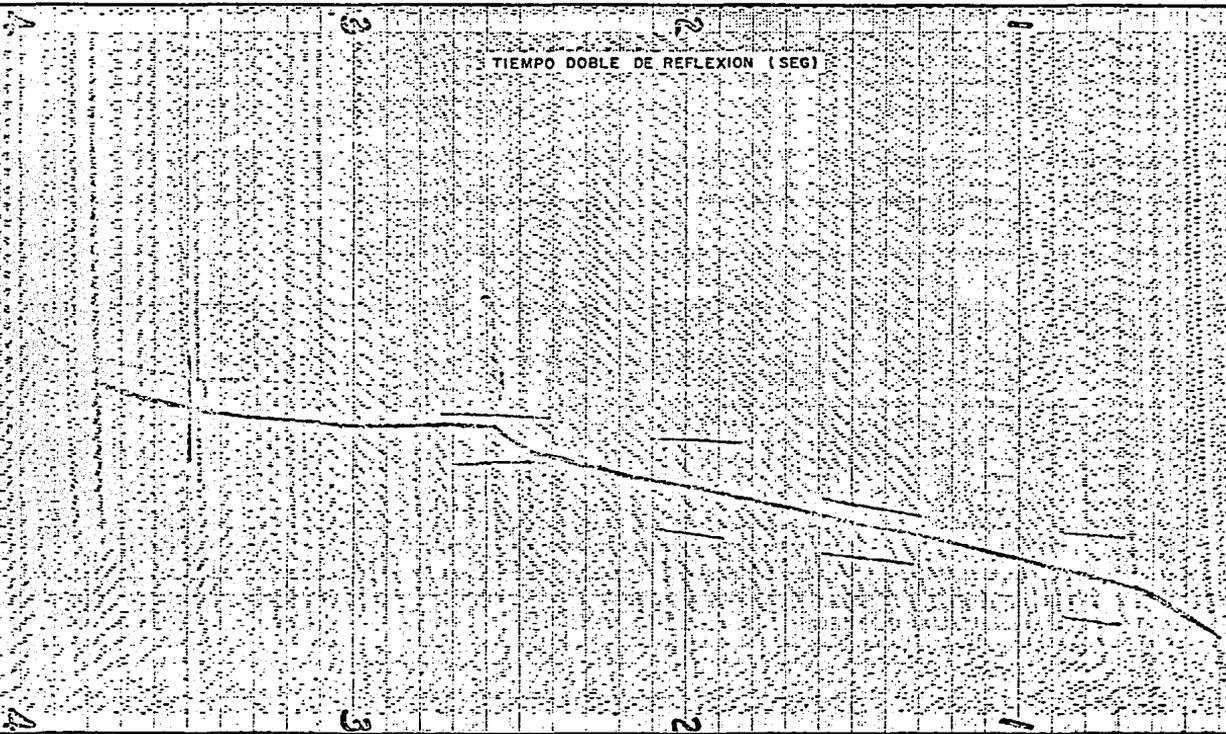


FIG.(B3) INTERPRETACION
DE LA FUNCION VELOCIDAD
DEL VEL-CONSTANT

A

El objeto de haber realizado un muestreo continuo de velocidades fue para obtener un mejor cubrimiento de las condiciones de variabilidad estructural del subsuelo, a ambos lados de la localización en estudio.

3.- Una vez definida la función velocidad, se procedió a tomar los valores del tiempo doble de reflexión T y la velocidad media cuadrática V_{RMS} en los puntos de mayor contraste:

No.	T	V_{RMS}
	(SEG)	(M/SEG)
1	0.65	1900
2	0.80	1950
3	1.00	2050
4	1.10	2100
5	1.30	2175
6	1.50	2300
7	1.80	2400
8	2.00	2475
9	2.30	2600
10	2.50	2725
11	2.60	2825
12	2.80	2825
13	3.10	2825
14	3.30	2825
15	3.50	2850
16	3.80	2975

TABLA (8.1) Valores de tiempo y velocidad obtenidos de los análisis de velocidad de la línea sismológica 11-30.

8.2 DETERMINACION DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO, TIEMPO DE TRANSITO, DENSIDAD DE LA FORMACION Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA.

Para determinar la velocidad de intervalo y el tiempo de tránsito, a partir del tiempo doble de reflexión y la velocidad MEDIA CUADRATICA se utilizó el procedimiento descrito en el apartado (6.4), del Capítulo VI.

Con el objeto de sistematizar el uso de este Método Sísmico se diseñó, escribió y probó un programa de cómputo en fortran, el cual, con sólo alimentar los datos de la función de velocidad (Tabla (8-1)) proporciona los valores de la velocidad de intervalo, el tiempo de tránsito, la densidad de la formación y el gradiente de sobrecarga. En el apéndice 2 aparece el listado de este programa y en la Tabla (8.2) se muestran los resultados obtenidos en esta aplicación.

Con los valores del tiempo de tránsito observado y la profundidad correspondiente se obtuvo la gráfica mostrada en la Fig (8.4), a la cual se le ajustó una ecuación lineal recíproca que representa la tendencia normal de compactación o tiempo de tránsito normal de la localización en estudio.

$$\begin{array}{l} \text{TIEMPO} \\ \text{TRANSITO (MMSEG/PIE)} = \frac{1,820.436.2}{\text{PROF(pies)} + 10547.08} \quad (8.1) \\ \text{NORMAL} \end{array}$$

TABLA (8.2)

CALCULO DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO, TIEMPO DE TRANSITO, DENSIDAD DE LA FORMACION Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA.

I NO	I TIEMPO DOBLE	I VELOCIDAD RMS	I VELOCIDAD		I TIEMPO		I PROFUNDIDAD	I DENSIDAD	I GRADIENTE		
			I INTERVALO	I PIE/SEG	I TRANSITO	I MMSEG/M			I PIES	I KG/CM2/M	I PSI/PIE
I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	
I 1	I .65	I 1500.	I 1900.	I 6232.	I 526.	I 160.	I 617.	I 2325.	I 2.0435	I .20435	I .8861
I 2	I .80	I 1930.	I 2153.	I 7063.	I 464.	I 142.	I 779.	I 2355.	I 2.1085	I .21085	I .9143
I 3	I 1.00	I 2050.	I 2409.	I 7901.	I 415.	I 127.	I 1020.	I 3345.	I 2.1684	I .21684	I .9403
I 4	I 1.10	I 2100.	I 2547.	I 8353.	I 393.	I 120.	I 1147.	I 3763.	I 2.1993	I .21988	I .9535
I 5	I 1.30	I 2175.	I 2548.	I 8359.	I 392.	I 120.	I 1402.	I 4399.	I 2.1992	I .21992	I .9536
I 6	I 1.50	I 2300.	I 2988.	I 9799.	I 335.	I 102.	I 1701.	I 5579.	I 2.2884	I .22934	I .9923
I 7	I 1.80	I 2400.	I 2848.	I 9341.	I 351.	I 107.	I 2128.	I 6980.	I 2.2611	I .22611	I .9805
I 8	I 2.00	I 2475.	I 3069.	I 10065.	I 326.	I 99.	I 2435.	I 7986.	I 2.3037	I .23037	I .9990
I 9	I 2.30	I 2600.	I 3315.	I 10073.	I 302.	I 92.	I 2932.	I 9617.	I 2.3486	I .23486	I 1.0184
I 10	I 2.50	I 2750.	I 4098.	I 13440.	I 244.	I 74.	I 3342.	I 10961.	I 2.4765	I .24765	I 1.0739
I 11	I 2.60	I 2825.	I 4293.	I 14093.	I 233.	I 71.	I 3557.	I 11365.	I 2.5055	I .25055	I 1.0865
I 12	I 2.80	I 2825.	I 4266.	I 9266.	I 354.	I 109.	I 3839.	I 12592.	I 2.2566	I .22566	I .9785
I 13	I 3.10	I 2825.	I 4266.	I 9266.	I 354.	I 108.	I 4263.	I 13982.	I 2.2566	I .22566	I .9785
I 14	I 3.30	I 2825.	I 4266.	I 9266.	I 354.	I 108.	I 4543.	I 14709.	I 2.2566	I .22566	I .9785
I 15	I 3.50	I 2850.	I 4335.	I 10610.	I 309.	I 94.	I 4869.	I 15970.	I 2.3343	I .23343	I 1.0122
I 16	I 3.80	I 2975.	I 4165.	I 13660.	I 240.	I 73.	I 5493.	I 18319.	I 2.4865	I .24865	I 1.0782

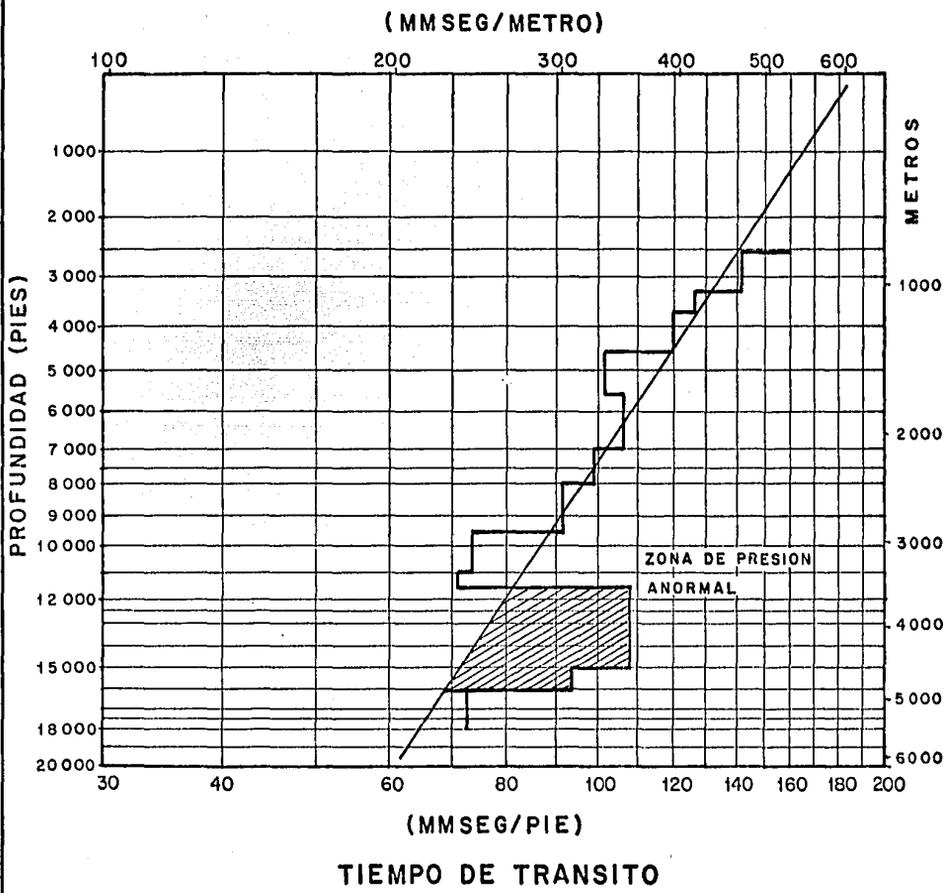


FIG. (8.4) DETECCION DE LA ZONA DE PRESION ANORMAL A PARTIR DE LA INFORMACION SISMICA.

Finalmente, el ajuste de la curva en la Fig. (8.4) permite delimitar la zona de presión anormal, que para este caso está entre 3550 y 4862 metros (parte sombreada).

La Fig. (8.5) muestra la gráfica del gradiente de sobrecarga contra la profundidad, a la cual se le ajustó una curva de tipo potencial por ser la que da el mínimo error y está expresada por:

$$\frac{\text{GRADIENTE}}{\text{SOBRECARGA}} \left(\frac{\text{kg/cm}^2}{\text{M}} \right) = \frac{\text{PROF. (M)}^{0.0905}}{2.4926 \times 10^{10}} \quad (8.2)$$

En el apéndice 3 se presentan las familias de curvas que se encontraron para el tiempo de tránsito normal y el gradiente de sobrecarga.

8.3 APLICACION DEL METODO SISMICO PARA CUANTIFICAR LA ZONA DE PRESION ANORMAL Y EL GRADIENTE DE FRACTURA.

Una vez delimitada la zona de presión anormal y obtenido el gradiente de sobrecarga, se toman los valores del tiempo de tránsito observado y su profundidad correspondiente contenidos dentro de dicha zona; se calculan los valores del tiempo de tránsito normal utilizando la ecuación (8.1) y se procede finalmente a determinar el gradiente de presión de formación anormal con la ecuación (6.22) de Ben Eaton.

Para cuantificar el gradiente de fractura se requiere, además de los datos anteriores, el coeficiente matricial promedio de Pilkington K_a presentado en la Fig. (7.7).

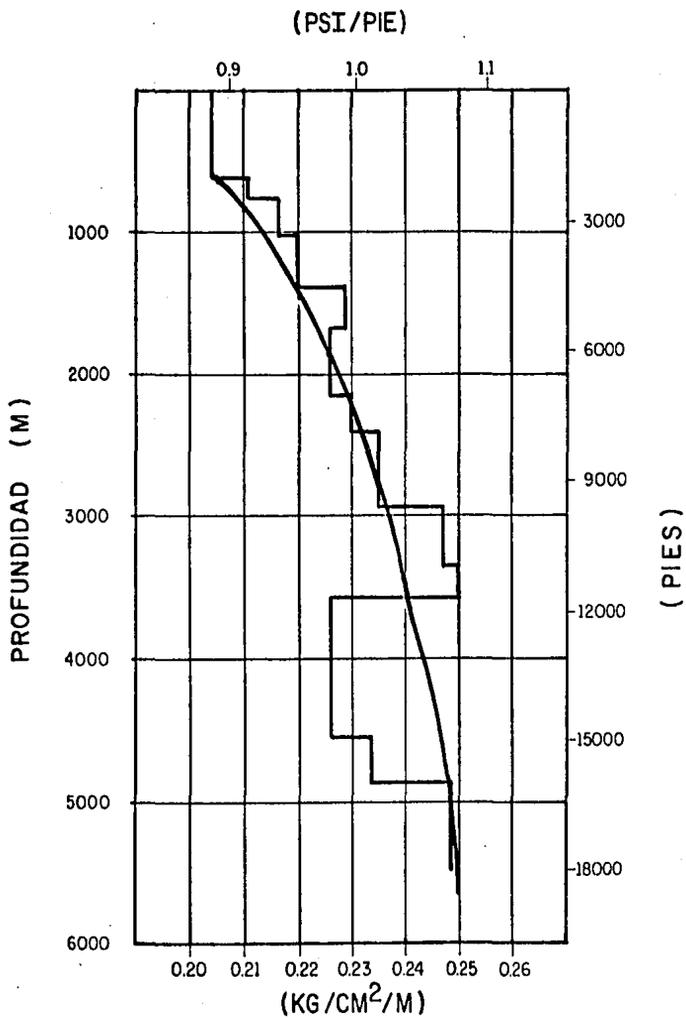


FIG.(8.5) GRADIENTE DE SOBRECARGA A PARTIR DE LA ECUACION DE GARDNER.

En esta aplicación se ajustó una ecuación de tipo exponencial a la Fig. (7.7):

$$K_a(\text{ADIM.}) = \frac{\text{Ln} (\text{PROF. (PIES)} / 242.20621)}{4.53366} \quad (8.3)$$

En este caso también se diseñó, escribió y probó un segundo programa de cómputo en fortran de donde se obtiene el gradiente de presión de formación anormal y el gradiente de fractura con sólo alimentar los resultados obtenidos en el primer programa, así como la ecuación (8.1) que representa la tendencia normal de compactación o tiempo de tránsito normal y la ecuación (8.3) que se ajustó al coeficiente matricial promedio K_a de Pilkington.

En el apéndice 2 aparece el listado del programa referido y en la tabla (8.3) se muestran los resultados obtenidos en esta aplicación.

8.4 PLANEACION DE LA PERFORACION DEL POZO EXPLORATORIO JACOME 1.

La planeación de la perforación de los pozos petroleros se lleva a cabo en base a la zona de presión anormal, al gradiente de fractura, al conocimiento Geológico - Petrolero que se tenga de la zona de trabajo y fundamentalmente a la experiencia que para este fin tengan los profesionales responsables de esta actividad.

Para el caso particular de la localización Jácome 1, tomando en consideración el análisis Geológico-Petrolero del área y el resultado de este trabajo, sugieren el plan de perforación mostrado en la Fig. (8.6), del cual se desprenden los siguientes comentarios:

TABLA (8.3)

CALCULO DEL GRADIENTE DE PRESION DE FORMACION
Y EL GRADIENTE DE FRACTURA

I I I	I I I	I GRADIENTE I		I GRADIENTE I		I GRADIENTE I	
		I SUBRECARGA I		I PRESION I		I FRACTURA I	
I I I	I I I	I METROS I	I PIES I	I KG/CM ² /M I	I PSI/PIE I	I KG/CM ² /M I	I PSI/PIE I
I 1 I	I 617. I	I 2025. I	I .2044 I	I .8861 I	I .1074 I	I .4650 I	I .1527 I
I 2 I	I 779. I	I 2555. I	I .2109 I	I .9143 I	I .1174 I	I .4650 I	I .1611 I
I 3 I	I 1020. I	I 3345. I	I .2168 I	I .9403 I	I .1074 I	I .4650 I	I .1707 I
I 4 I	I 1147. I	I 3763. I	I .2199 I	I .9535 I	I .1074 I	I .4650 I	I .1754 I
I 5 I	I 1402. I	I 4599. I	I .2199 I	I .9536 I	I .1074 I	I .4650 I	I .1804 I
I 6 I	I 1701. I	I 5579. I	I .2288 I	I .9923 I	I .1174 I	I .4650 I	I .1914 I
I 7 I	I 2128. I	I 6980. I	I .2261 I	I .9895 I	I .1074 I	I .4550 I	I .1954 I
I 8 I	I 2435. I	I 7986. I	I .2304 I	I .9970 I	I .1074 I	I .4650 I	I .2022 I
I 9 I	I 2932. I	I 9617. I	I .2349 I	I 1.0184 I	I .1074 I	I .4650 I	I .2109 I
I 10 I	I 3342. I	I 10961. I	I .2477 I	I 1.0739 I	I .1174 I	I .4650 I	I .2253 I
I 11 I	I 3557. I	I 11655. I	I .2257 I	I .9785 I	I .1739 I	I .7541 I	I .2181 I
I 12 I	I 3839. I	I 12592. I	I .2257 I	I .9735 I	I .1799 I	I .7803 I	I .2190 I
I 13 I	I 4263. I	I 13982. I	I .2257 I	I .9795 I	I .1873 I	I .8121 I	I .2216 I
I 14 I	I 4545. I	I 14969. I	I .2257 I	I .9735 I	I .1913 I	I .8296 I	I .2225 I
I 15 I	I 4866. I	I 15970. I	I .2334 I	I 1.0122 I	I .1343 I	I .7993 I	I .2297 I
I 16 I	I 5493. I	I 18019. I	I .2467 I	I 1.0732 I	I .1074 I	I .4650 I	I .2416 I

PROGRAMA DE TUBERIAS DE REVESTIMIENTO

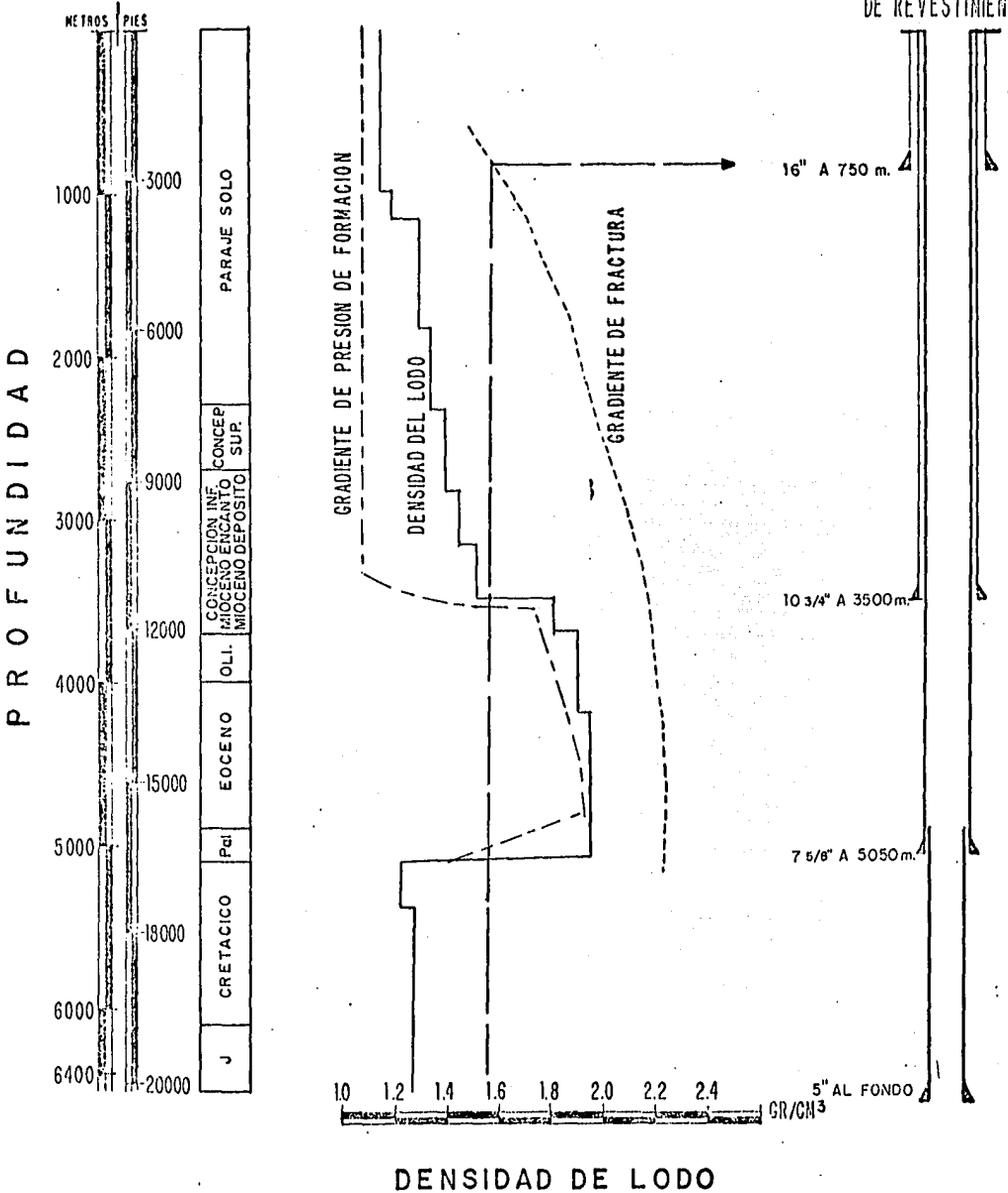


FIG. (8.6) PLANEACION DE LA PERFORACION DE LA LOCALIZACION EXPLORATORIA JACOME-1 A PARTIR DE LA INFORMACION SIMICA

- 1.- En la primera etapa se propone cementar la tubería de 16" a 750 m, dado que el gradiente de fractura a esa profundidad permite usar un lodo de perforación hasta de 1.61 gr/cc, densidad suficiente para perforar hasta la cima de la zona de la presión anormal.
- 2.- La tubería de 10^{3/4}" se sugiere sea cementada, prácticamente, en la cima de la zona de la presión anormal (3500m), donde ya el gradiente de fractura permite densidades del orden de 2.2 gr/cc, cantidad muy superior a la requerida para atravesar la zona geopresurada. Para evitar posibles derrumbes en la zona de lutitas deleznable del Mioceno, se propone, en esta etapa, incrementar gradualmente la densidad del lodo de perforación-- hasta alcanzar 1.45 gr/cc.
- 3.- En virtud de que el Oligoceno de esa región se caracteriza por tener una gran cantidad de mont-morilonita, la cual es sumamente hidrófila y deleznable⁽²¹⁾, se recomienda el uso de lodo de emulsión inversa de 1.92 gr/cc para atravesar la zona geopresurada (3550-4862m). La tubería de 75/8" se sugiere sea cementada hasta la base del Paleoceno (5050m), dado que el gradiente de fractura persiste alto a esa profundidad.
- 4.- Los resultados obtenidos en la perforación del pozo Bellota -- 1-A sugieren, para la última etapa (5050-Fondo), la utilización de lodo de 1.25 gr/cc de densidad.

CONCLUSIONES

- 1.- La confiabilidad de los resultados que se obtengan con la aplicación de esta metodología dependerá, fundamentalmente, de lo siguiente:
 - De la calidad de los datos sismológicos obtenidos en el campo.
 - De la interpretación que se realice del análisis continuo de la velocidad requerida para obtener la función de velocidad.
- 2.- En el extranjero se ha llevado a cabo en forma sistemática la planeación de la perforación de localizaciones exploratorias a partir de la información sísmica. Con objeto de que tal planeación se realice en forma sistemática en Petróleos Mexicanos, será necesario obtener e interpretar un análisis continuo de velocidad en la vecindad de cada localización exploratoria propuesta, así como aplicar la metodología desarrollada en este trabajo.
- 3.- Al igual que todos los otros métodos empleados en la predicción y cuantificación de las zonas geopresuradas, este método es válido, únicamente, en formaciones constituidas primordialmente por arenas-lutitas, las que generalmente en nuestro país se localizan en el Terciario.
- 4.- Correlaciones y gráficas propias de la zona de estudio permitirán incrementar considerablemente la confiabilidad de las predicciones. Tales correlaciones son el resultado de investigaciones de campo y análisis de laboratorio mismo que se requieran sean realizados por Petróleos Mexicanos.

RECOMENDACIONES

- 1.- En virtud de que los datos sismológicos son interpretados por especialistas de alta calidad técnica y de que el valor interpretativo depende de la integración y el análisis conjunto de la información Geofísica- Geológica disponible, se recomienda que el análisis de velocidad representativo de la localización exploratoria en estudio, sea llevado a cabo por dichos especialistas.
- 2.- Es conveniente realizar un muestreo continuo de velocidad en la vecindad de la localización en estudio, con objeto de obtener un mejor cubrimiento de las condiciones de variabilidad estructural del subsuelo. Además de que en algunos puntos no siempre se obtiene buena información.
- 3.- Es conveniente que se obtengán siempre las presentaciones Velans y Vel-constant (Fig. (8.2) y (8.3)) en cada punto de análisis con objeto de que se complementen mutuamente.

B I B L I O G R A F I A

- 1.- Pennebaker, E.S., "An Engineering interpretation of seismic data", paper No. SPE-2165. Presented at the 43rd. annual fall meeting, of the SPE, Houston, Texas, Sept. 29 - October 2, 1968.
- 2.- Hottman, C.E. y Johnoson, R.K., "Estimation and formation pressures from Log-Derived shale properties", Journal Petroleum Technology, (June, 1965) pp. 717-722.
- 3.- Eaton, Ben, "The effect of overburden stress geopressure prediction from well log", Journal Petroleum Technology, (August, 1972) pp. 929-934.
- 4.- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W., "Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting", Geol. Soc. of Amer., Bull 70, pp. 115-206, (February, 1959).
- 5.- Gardner, L.W., "Vertical velocities from reflection shooting", Geophysics, Vol. 12, pp. 221-228, 1947.
- 6.- Hubbert, M.K. y Willis D.G., "Mechanics of hydraulic fracturing", trans., AIME (1957) 210, 153-166.
- 7.- Matthews, W.R. y Kelly, J.: "How to predict formation pressure and fracture gradient from electric and sonic logs", Oil and Gas Journal, Feb. 20, 1967.
- 8.- Christman, Stan A., "Offshore fracture gradients", Journal Petroleum Technology, (August, 1973).

- 9.- Anderson, R.A., Ingram, D.S. and Zanier, A.M., "Fracture pressure gradient determination from well logs", paper -- SPE - 4135 (1972).
- 10.- Taylor, D.B. and Smith, T.K., "Improving fracture gradient estimates in offshore drilling", Oil and Gas Journal, April 13, 1976.
- 11.- Pilkington, P.E., "Fracture gradient estimates in tertiary basins", Petroleum Engineer International, (May, 1978), pp. 138-148.
- 12.- Domenico, S.N., "A presentation to the AAPG - SEG stratigraphic interpretation of seismic data school", August 13--18, 1979. Jackson Hole, Wyoming.
- 13.- Faust, L.Y., "An interpretative approach to seismic velocities", Geoquest International Ltd., June 1, 1975.
- 14.- Lindseth, O. Roy, "Stratigraphic interpretation with - - synthetic sonic logs", Continuing Education Program, - - Society of Exploration Geophysicists, November 3-6, 1980--Tulsa, Oklahoma.
- 15.- Dale, G. Stone, "Decomposition of seismic traces", Presented at the 49th annual meeting of the Society Exploration-Geophysics in New Orleans, Louisiana. November 4-8, 1979.
- 16.- Dix, C.H., "Seismic velocities from surface measurements", Geophysics, Vol. 20, No. 1, January 1955, pp. 68-86.
- 17.- Dobrin, M.B., "Introduction to Geophysical Prospecting", -- McGraw - Hill Book Company, Inc., Printed in USA, (1976).

- 18.- Sheriff, E. Robert, "A first course in Geophysical Exploration", Human Resources Development Corporation, Printed in USA, (1977).
- 19.- Faust, L.Y., "Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time", Geophysics, Vol XX, No. 1, (June 1955), PP. 192-205.
- 20.- Taner, M.T. and Koehler, Fulton, "Velocity Spectra Digital Computer Derivation and Application of Velocity Functions", Geophysics, Vol. 34, No. 6, December de 1969, pp. 851-859.
- 21.- Expedientes de la perforación de los pozos de la Zona Sureste de Petróleos Mexicanos.

A P E N D I C E S

A P E N D I C E 1

"DETERMINACION DE LOS EXPONENTES DE LAS ECUACIONES
DE BEN EATON PARA CALCULAR EL GRADIENTE DE PRESION
DE FORMACION".

APENDICE I .- DETERMINACION EMPIRICA DE LOS EXPONENTES DE LAS ECUACIONES DE BEN - EATON PARA CUANTIFICAR LA ZONA DE PRESION ANORMAL.

CALCULO DE LA PRESION DE FORMACION

GPF #	W	1.2	1.3	1.4	1.5	S	GPF
PSI	Rn	Rn	Rn	Rn	Rn	D	CALCULADO
Ft.							PSI/PIE
.975	.810	.777	.760	.745	.739	.937	.570 .578 .585 .588
.740	.400	.343	.304	.277	.253	.954	.786 .805 .819 .830
.727	.568	.508	.479	.454	.428	.939	.708 .722 .735 .748
.524	.918	.924	.887	.878	.872	.891	.497 .513 .517 .520
.874	.842	.813	.798	.785	.772	.894	.545 .552 .557 .567
.679	.809	.893	.886	.875	.866	.891	.511 .514 .519 .522
.523	.861	.835	.823	.811	.799	.894	.536 .541 .547 .551
.539	.816	.784	.767	.752	.736	.895	.558 .565 .572 .579
.574	.872	.847	.835	.824	.813	.894	.531 .536 .541 .545

CALCULO DE PRESION DE FORMACION (2)

GPF	W	1.2	1.3	1.4	1.5	S	GPF
PSI	Rn	Rn	Rn	Rn	Rn	D	CALCULADO
Ft.							PSI/PIE
.582	.837	.808	.794	.780	.766	.894	.547 .553 .559 .563
.582	.792	.756	.739	.722	.706	.893	.570 .577 .585 .591
.565	.792	.756	.739	.722	.706	.893	.570 .577 .585 .591
.553	.800	.765	.748	.732	.714	.895	.566 .573 .580 .587
.374	.831	.801	.786	.772	.758	.893	.551 .557 .563 .569
.539	.700	.651	.639	.607	.586	.898	.616 .623 .634 .644
.494	.903	.885	.876	.867	.858	.894	.514 .518 .522 .526
.530	.800	.765	.748	.732	.716	.897	.567 .574 .581 .588
.484	.636	.580	.556	.531	.507	.900	.648 .658 .669 .680

CALCULO DE LA PRESION DE FORMACION (3)

GPF Psi Ft.	$\frac{R_o}{R_n}$	1.2 $\frac{R_o}{R_n}$	1.3 $\frac{R_o}{R_n}$	1.4 $\frac{R_o}{R_n}$	1.5 $\frac{R_o}{R_n}$	$\frac{s}{D}$	GPF CALCULADO PSI/PIE
.501	.907	.819	.880	.871		.894	.513 .516 .520 .524
.511	.833	.803	.788	.774		.894	.550 .556 .562 .568
.514	.875	.852	.841	.829		.892	.528 .533 .538 .543
.513	.875	.852	.841	.829		.892	.528 .533 .538 .543
.503	.921	.906	.897	.892		.892	.505 .509 .511 .515
.587	.904	.886	.877	.868		.894	.514 .518 .522 .526
.610	.742	.699	.678	.659		.907	.598 .607 .616 .625
.497	.857	.831	.818	.806		.907	.540 .545 .551 .557
.495	.902	.884	.875	.866		.910	.517 .521 .525 .529

CALCULO DE LA PRESION DE FORMACION (4)

GPF Psi Ft.	$\frac{R_o}{R_n}$	1.2 $\frac{R_o}{R_n}$	1.3 $\frac{R_o}{R_n}$	1.4 $\frac{R_o}{R_n}$	1.5 $\frac{R_o}{R_n}$	$\frac{s}{D}$	GPF CALCULADO PSI/PIE
.677	.917	.910	.893	.886		.907	.503 .512 .515 .519
.548	.745	.702	.682	.662		.905	.596 .603 .614 .622
.591	.714	.668	.646	.624		.905	.611 .621 .631 .642
.539	.844	.816	.803	.789		.888	.543 .548 .554 .560
.562	.847	.818	.806	.792		.888	.541 .547 .553 .558
.549	.857	.832	.818	.806		.886	.536 .542 .547 .552
.592	.745	.702	.682	.662		.941	.607 .616 .626 .635
.603	.745	.702	.682	.662		.840	.607 .616 .626 .635
.608	.782	.744	.726	.709		.938	.569 .598 .605 .613
.607	.750	.708	.688	.668		.938	.604 .615 .625 .633

(5)

GF P/L Vc.	R _o R _n	1.2 R _o R _n	1.3 R _o R _n	1.4 R _o R _n	1.5 R _o R _n	S D	GF CALCULADO PSI/PIE
.615	.750	.700	.680	.660	.650	.938	.606 .615 .625 .633
.607	.760	.720	.710	.691	.673	.940	.594 .603 .612 .620
.60	.615	.550	.532	.506	.482	.940	.675 .687 .700 .711
.670	.657	.604	.579	.555	.532	.940	.653 .665 .676 .687
.655	.714	.680	.645	.624	.603	.937	.622 .633 .642 .652
.670	.621	.564	.530	.513	.490	.942	.673 .685 .697 .708
.554	.783	.746	.720	.710	.693	.940	.586 .594 .603 .613
.610	.780	.752	.734	.716	.700	.935	.582 .590 .598 .606
.625	.726	.681	.660	.639	.616	.936	.615 .625 .635 .645

(6)

GF P/L Vc.	R _o R _n	1.2 R _o R _n	1.3 R _o R _n	1.4 R _o R _n	1.5 R _o R _n	S D	GF CALCULADO PSI/PIE
.516	.821	.789	.774	.759	.746	.939	.564 .571 .578 .585
.650	.667	.615	.591	.567	.545	.937	.647 .650 .669 .680
.655	.714	.660	.645	.624	.603	.930	.622 .633 .642 .652
.630	.655	.602	.577	.555	.530	.940	.634 .646 .657 .660
.493	.809	.802	.883	.875	.867	.930	.515 .519 .523 .527
.566	.756	.715	.695	.676	.658	.932	.590 .607 .616 .625
.820	.264	.202	.177	.155	.134	.920	.820 .839 .849 .858

RESUMEN
53 PRUEBAS DEL EXPONENTE

3 PUNTOS EN 1.2

7 PUNTOS EN 1.3

4 PUNTOS EN 1.4

10 PUNTOS EN 1.5

A P E N D I C E 2

"LISTADOS DE LOS PROGRAMAS DE COMPUTO PARA EL CALCULO
DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO, GRADIENTE DE PRESION DE
FORMACION, DE FRACTURA Y DE SOBRECARGA."

EMEX PEMEX PENEX PENEX PENEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PE
EMEX PEMEX PENEX PENEX PENEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PEMEX PE

PROGRAM GRADI

73/730 DPT=1

FTN 4.8+513

82/11/18

```
PROGRAM GRADI(INP,LT,OUTPUT)
C CALCULO DEL GRADIENTE DE PRESION DE FORMACION Y EL DE FRACTURA
DIMENSION ZH(25), ZP(25), SD(25), SCP(25), DTOB(25), C3(25), D INJK(25),
IC4(25), PANKG(25), PANPSI(25), C7(25), AKA(23), GFRAPSI(25), GFRANKG(25)
C NUMERO DE PAREJAS DE VALORES Y LIMITE SUPERIOR E INFERIOR DE LA
C ZONA DE PRESION ANORMAL
READ *,N,ILIMSUP,ILIMINF
C TIEMPO DE TRANSITO (MMSEG/PIE), PROFUNDIDAD (M Y PIES), Y EL
C GRADIENTE DE SOBRECARGA (KG/CM2/M Y PSI/PIE)
READ *,(DTCB(I), ZH(I), ZP(I), SD(I), SDP(I)), I=1,N)
PRINT 75
PRINT 80
DO 10 I=ILIMSUP,ILIMINF
C3(I)=SD(I)-0.1074
C ECUACION AJUSTADA PARA EL CALCULO DEL TIEMPO DE TRANSITO NORMAL
DTNCR(I) = 1820436.2/(ZP(I) + 16547.08)
C4(I)=(DTNCR(I)/DTOB(I))**3.
C GRADIENTE DE PRESION DE FORMACION CON LA ECUACION DE BEN EATON
PANKG(I)=SD(I)-(C3(I)*C4(I))
PANPSI(I)=PANKG(I)+4.3363
10 CONTINUE
IC5= ILIMSUP -1.
IC6= ILIMINF + 1
DO 20 I=1,IC5
PANKG(I) = 0.1074
PANPSI(I) = 0.465
20 CONTINUE
DO 30 I=IC6,N
PANKG(I) = 0.1074
PANPSI(I) = 0.465
30 CONTINUE
DO 40 I=1,N
C7(I) = SDP(I)-PANPSI(I)
C ECUACION AJUSTADA PARA EL CALCULO DEL COEFICIENTE
C MATRICIAL DE LA PCCA KA
Y = ZP(I)/242.20621
AKA(I) = ALDG(Y)/4.59366
C GRADIENTE DE FRACTURA A PARTIR DE LA ECUACION DE PELKINGTON
GFRAPSI(I) = PANPSI(I)+(C7(I)*AKA(I))
GFRANKG(I) = GFRAPSI(I)/4.3363
40 CONTINUE
75 FOR.MAT(6X,1H1,////)
80 FORMAT(1H1,////,27X)*CALCULO DEL GRADIENTE*, *
1 DE PRESION DE FORMACION*,//,42X,*Y EL*, *
2 GRADIENTE DE FRACTURA*,//,21X,93(1H-),
3/,21X,*I, 21X,*I GRADIENTE I GRADIENTE*, *
4 I GRADIENTE I,/,21X,*I NO PROFUNDIDAD I,
521X,*I PRESION I,/,21X,*I,/,21X,*I I METROS I PIES*,
6 SOBRECARGA I FORMACION I FRACTURA I,
7/,21X,93(1H-),/,21X,*I I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,
810X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,21X,*I I METROS I PIES*,
9* I KG/CM2/M I PSI/PIE I KG/CM2/M I PSI/PIE I KG/CM2/M I *,
1PSI/PIE I,/,21X,*I I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,
2I*,/,10X,*I,/,10X,*I,/,10X,*I,/,21X,93(1H-))
PRINT 90,(I, ZH(I), ZP(I), SD(I), SDP(I), PANKG(I), PANPSI(I), GFRANKG(I)
1,GFRAPSI(I)),I=1,N)
90 FORMAT(21X, I, *,I2,*, I, *,F5.0,*, I, *,F6.0,*, I, *,F6.4,*, I, *,
1F6.4,*, I, *,F6.4,*, I, *,F6.4,*, I, *,F6.4,*, I, *,F6.4,*, I, *,F6.4,*, I,/,/)
```

```
92 FORMAT(5X,*I NO I      I      I      I
1 IP K O F U N D I D A D I D E N S I D A D I*,21X,*I*)
94 FORMAT(5X,*I IDOUBLE I RMS I I N T E R V A L O I T R A N S
1 I T C I*,21X,*I*,10X,*I*,* S O B R E C A R G A I*)
96 FORMAT(5X,*I I      I*,9X,*I*,9X,*I*,9X,*I*,9X,*I*,9X,*I*,10X,
1*I*,10X,*I*,10X,*I*,10X,*I*,10X,*I*)
98 FORMAT(5X,*I I SEG I M/SEG I M/SEG I PIE/SEG I MMSEG/M IMM
1 EG/PIE I M I P I E S I G R / C M 3 I K G / C M 2 / M I P S I / P I E I*)
110 FORMAT(5X,*C A L C U L O D E L A V E L O C I D A D D E I N T
1 E R V A L O , T I E M P O D E T R A N S I T O , D E N S I D A D
2 *,///,27X,*E L A F O R M A C I O N Y E L G R A D I E N T E
3 S O B R E C A R G A*,///)
60 FORMAT (5X,*I *,I2,*I *,F4.2,* I *,F5.0,* I *,F5.0,* I *,
1F6.0,* I *,F4.0,* I *,F4.0,* I *,F5.0,* I *,F6.0,* I
2*,F6.4,* I *,F7.5,* I *,F6.4,* I*)
80 FORMAT (5X,118(1H-))
END
```

```

PROGRAM VELI (INPUT,CUTPUT)
C CALCULO DE LA VELOCIDAD DE INTERVALO, TIEMPO DE TRANSITO
C Y EL GRADIENTE DE SOBRECARGA
DIMENSION T(25),V(25),DT(25),VRMS(25),C1(25),C2(25),VI2(25),VI(25)
*,DZH(25),ZM(25),TT(25),ZP(25),VIP(25),DEN(25),SD(25),SDP(25),TTP(2
15)
C PRESION NORMAL DE FORMACION Y EL NUMERO DE PAREJAS DE DATOS
READ *, PCNDR,N
C TIEMPO DOBLE DE REFLEXION Y VELOCIDAD MEDIA CUADRATICA VRMS
READ *, (T(I),V(I),I=1,N)
PRINT 70
70 FORMAT (1H1,2X,10(/))
PRINT 110 $ PRINT 80 $ PRINT 90 $ PRINT 92 $ PRINT 94 $ PRINT 80 $
PRINT 96 $ PRINT 98 $ PRINT 96 $ PRINT 80 $ PRINT 80 $
DO 20 I=1,N
DT(I) = T(I+1) - T(I)
VRMS(I) = V(I)**2.
C1(I) = VRMS(I)*T(I)
20 CONTINUE
DC 25 I=1,N
C2(I) = C1(I+1)-C1(I)
VI2(I) = C2(I)/DT(I)
C VELOCIDAD DE INTERVALO A PARTIR DE LA ECUACION DE DIX
VI(I) = (VI2(I))**.5
DZH(I) = (VI(I)*DT(I))/2.
C TIEMPO DE TRANSITO
TT(I) = 1./VI(I)
VIP(I) = VI(I)*3.29
C DENSIDAD DE LA FORMACION A PARTIR DE LA ECUACION DE GARDNER
DEN(I) = 0.23*(VIP(I)**.25)
C GRADIENTE DE SOBRECARGA
SD(I) = DEN(I)/10.
SDP(I) = SD(I)*4.3363
25 CONTINUE
DO 35 I=1,N
C PROFUNDIDAD DE LAS CAPAS REFLECTANTES
ZM(1) = C
ZM(2) = DZH(1)
ZM(I+2) = ZM(I+1)+DZH(I+1)
ZP(I) = ZM(I)*3.29
TTP(I) = 1./VIP(I)
V(I) = V(I+1)
T(I) = T(I+1)
35 CONTINUE
DC 38 I=1,N
ZM(I) = ZM(I+1)
ZP(I) = ZP(I+1)
TT(I) = TT(I) * 1000000.
TTP(I) = TTP(I) * 1000000.
38 CONTINUE
M = N-1
DO 45 I=1,M
PRINT 60, I,T(I),V(I),VI(I),VIP(I),TT(I),TTP(I),ZM(I),ZP(I),
1DEN(I),SD(I),SDP(I)
45 CONTINUE
PRINT 80
90 FORMAT (5X,*I I TIEMPO VELOCIDAD I VELOCIDAD I TIEM
1 P C*,3X,*I*,21X,*I*,10X,*I G R A D I E N T E I*)

```

A . P . E . N . D . I . C . E 3

"LISTADOS DEL AJUSTE DE LAS ECUACIONES DEL TIEMPO
TRANSITO NORMAL, GRADIENTE DE SOBRECARGA Y EL
COEFICIENTE MATRICIAL PROMEDIO K_a ."

TIEMPO DE TRANSITO VS PROFUNDIDAD

LINEAL	Y =	.23947233E+05 + (-.15369290E+03) * X	ERR JK =	.22563037E+04
CUADRATICA	Y =	.48967229E+05 + (-.61687341E+03) * X + (.20337219E+01) * X**2	ERR JR =	.17114988E+04
EXPONENCIAL	Y =	.79506654E+05 * EXP(-.13966395E-01 * X)	ERR JN =	.16850938E+04
LOGARITMICA	Y =	.08077001E+05 + (-.17361608E+03) * LOG(X)	ERR JR =	.19174956E+04
POTENCIAL	Y =	.11096209E+10 * X**(-.26063997E+01)	ERR JN =	.16566891E+04
GEOMETRICA	Y =	.79507248E+05 * .97631852E+00**X	ERR JP =	.17762339E+04

X	Y	YCL	YCC	YCE	YCLH	YCP	YCLH
.160000E+03	.2029000E+04	-.7436305E+03	.2230762E+04	.1713102E+04	-.3617490E+02	.1996904E+04	.171911CE+04
.142000E+03	.2555000E+04	.2022842E+04	.2279172E+04	.2044832E+04	.2035877E+04	.272550E+04	.2644805E+04
.127000E+03	.3345000E+04	.4330235E+04	.3326203E+04	.3789032E+04	.3974126E+04	.3646039E+04	.3789033E+04
.120000E+03	.3765000E+04	.5414089E+04	.432814E+04	.4481133E+04	.478448E+04	.4226660E+04	.4481155E+04
.120000E+03	.4599000E+04	.5404085E+04	.4128014E+04	.4481130E+04	.4958449E+04	.4226660E+04	.4481155E+04
.102000E+03	.5579000E+04	.8170557E+04	.7104983E+04	.6398266E+04	.7780038E+04	.6455945E+04	.689830E+04
.107000E+03	.6780000E+04	.7402093E+04	.6145855E+04	.6119242E+04	.6749191E+04	.5698970E+04	.6119277E+04
.990000E+02	.7980000E+04	.8632036E+04	.7729269E+04	.7412511E+04	.8298334E+04	.6978334E+04	.7412554E+04
.920000E+02	.9170000E+04	.9707480E+04	.9328296E+04	.8766457E+04	.9571482E+04	.8448094E+04	.8766520E+04
.740000E+02	.1096100E+05	.1247396E+05	.1435526E+05	.1347513E+05	.1335131E+05	.1400081E+05	.1349921E+05
.730000E+02	.1801900E+05	.1262765E+05	.1467317E+05	.1382246E+05	.1358773E+05	.1543869E+05	.1382255E+05
.700000E+02		.1308873E+05	.1565133E+05	.1485239E+05	.1431629E+05	.1722312E+05	.1485298E+05

TIEMPO DE TRANSMISIÓN VS. PROFUNDIDAD

LINEAL RECIPROCA Y = $-.10547077E+05 + .18204362E+07/Y$
 CONSTANTE Y = $.68571818E+04$

ERROR = $.16900150E+04$
 ERROR = $.46993051E+04$

X	Y	YCR	YCR
.160000E+03	.202500E+04	.8216492E+03	.6857182E+04
.142000E+03	.255100E+04	.2272096E+04	.6857182E+04
.127000E+03	.334500E+04	.3737066E+04	.6857182E+04
.120000E+03	.376300E+04	.4623225E+04	.6857182E+04
.120000E+03	.459900E+04	.4623225E+04	.6857182E+04
.102000E+03	.557900E+04	.7300337E+04	.6857182E+04
.107000E+03	.698600E+04	.6466345E+04	.6857182E+04
.990000E+02	.798600E+04	.7841167E+04	.6857182E+04
.920000E+02	.961700E+04	.9240273E+04	.6857182E+04
.740000E+02	.1096100E+05	.1405341E+05	.6857182E+04
.730000E+02	.1801900E+05	.1439040E+05	.6857182E+04
.700000E+02		.1545915E+05	.6857182E+04

GRADIENTE DE SUBRECARGA VS PROFUNDIDAD

LINEAL Y = -.20673945E+05 + (.10141429E+06) * X
 CUADRATICA Y = .14924493E+05 + (-.21241649E+06) * X + (.38933135E+06) * X**2
 EXPONENCIAL Y = .31334622E-01 * EXP(.48482204E+02 * X)
 LOGARITMICA Y = .36375147E+05 + (.22927611E+05) * LOG(X)
 POTENCIAL Y = .24526108E+11 * X ** (.11045901E+02)
 GEOMETRICA Y = .31334950E-01 * .11365489E+22 **X

ERRJR = .80459661E+03
 ERRJR = .83194790E+03
 ERRJR = .89696158E+03
 ERRJR = .81352448E+03
 ERRJR = .87019131E+03
 ERRJR = .94074294E+03

X	Y	YCL	YCC	YCE	YCLN	YCP	YCN
.2043500E+00	.6170000E+03	.4406480E+02	.5029328E+03	.6292164E+03	-.3208971E+02	.6013404E+03	.6291141E+03
.2108500E+00	.7750000E+03	.7032578E+03	.7835941E+03	.1021087E+03	.6858373E+03	.8498372E+03	.8621766E+03
.2168400E+00	.1020000E+04	.1310729E+04	.1276193E+04	.1526973E+04	.1329103E+04	.1138018E+04	.1152702E+04
.2198800E+00	.1147000E+04	.1619029E+04	.1545623E+04	.1335747E+04	.1647306E+04	.1350525E+04	.1395793E+04
.2199200E+00	.1402000E+04	.1623095E+04	.1549253E+04	.1338340E+04	.1651476E+04	.1353241E+04	.1398346E+04
.2288400E+00	.1711000E+04	.2527701E+04	.2413851E+04	.2162443E+04	.2563060E+04	.2079457E+04	.2062454E+04
.2251100E+00	.2128000E+04	.2230840E+04	.2137589E+04	.1806759E+04	.2237996E+04	.1838798E+04	.1806706E+04
.2303700E+00	.2435000E+04	.2642365E+04	.2573172E+04	.2221249E+04	.2715842E+04	.2259819E+04	.2271209E+04
.2348000E+00	.2932000E+04	.2138215E+04	.3059359E+04	.2761446E+04	.3198411E+04	.2796874E+04	.2761401E+04
.2476500E+00	.3342000E+04	.4435304E+04	.4596623E+04	.5133702E+04	.4374190E+04	.5024028E+04	.5133811E+04
.2334300E+00	.4369000E+04	.3993192E+04	.2961497E+04	.2576402E+04	.3018384E+04	.2614418E+04	.2576496E+04
.2486500E+00	.5493000E+04	.4538718E+04	.4726322E+04	.3388311E+04	.4466584E+04	.5232715E+04	.5388642E+04
.2500000E+00		.4673627E+04	.4903602E+04	.5753313E+04	.4590729E+04	.5576462E+04	.5753346E+04

COEFICIENTE MATRICIAL DE LA ROCA (KA) VS PROFUNDIDAD

LINEAL	Y =	- .17705724E+05 + (.36017220E+05) * X	ERRJR =	.16683421E+04
CUADRATICA	Y =	.18945322E+05 + (-.68519897E+05) * X + (.70847368E+05) * X**2	ERROR =	.37644734E+03
EXPONENCIAL	Y =	.24420621E+03 * EXP(.45336600E+01 * X)	ERROR =	.30017030E+03
LOGARITMICA	Y =	.17148214E+05 + (.24756048E+05) * LOGN(X)	ERROR =	.22502472E+04
POTENCIAL	Y =	.20146671E+05 * X ** (.32190494E+01)	ERROR =	.64047441E+03
GEOMETRICA	Y =	.24420710E+03 * .93098674E+02 ** X	ERROR =	.31841088E+03

X	Y	YCL	YCC	YCE	YCLN	YCF	YCN
.4000000E+00	.2000000E+04	-.4174588E+03	.2379005E+04	.2152033E+04	-.1021963E+04	.1897156E+04	.2152044E+04
.6000000E+00	.4000000E+04	.3904608E+04	.3338436E+04	.3707849E+04	.4502190E+04	.3891000E+04	.3707869E+04
.7000000E+00	.6000000E+04	.7506330E+04	.5696604E+04	.5834669E+04	.8318351E+04	.6390962E+04	.5834703E+04
.7700000E+00	.8000000E+04	.1002754E+05	.8190466E+04	.8013868E+04	.1067785E+05	.8685830E+04	.8013916E+04
.8200000E+00	.1000000E+05	.1182840E+05	.1039678E+05	.1005285E+05	.1223535E+05	.1063569E+05	.1005291E+05
.8600000E+00	.1200000E+05	.1326908E+05	.1241692E+05	.1205166E+05	.1341443E+05	.1239797E+05	.1205174E+05
.8900000E+00	.1400000E+05	.1434960E+05	.1408081E+05	.1380751E+05	.1426330E+05	.1384482E+05	.1380759E+05
.9200000E+00	.1600000E+05	.1543012E+05	.1567223E+05	.1561916E+05	.1508401E+05	.1540404E+05	.1561927E+05
.9500000E+00	.1800000E+05	.1651063E+05	.1779117E+05	.1812391E+05	.1587839E+05	.1708026E+05	.1812402E+05
.9800000E+00	.2000000E+05	.1759115E+05	.1983764E+05	.2076443E+05	.1664807E+05	.1887816E+05	.2076457E+05
.9900000E+00		.1795132E+05	.2054813E+05	.2172749E+05	.1689941E+05	.1950531E+05	.2172763E+05