

2 ejen
L



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

EL PERFIL SISMICO VERTICAL

TRABAJO ESCRITO

Que presenta

JESUS ALCANTARA OROZCO

para obtener el Título de

INGENIERO GEOFISICO

México, D. F.

1986



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENPA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-164

Señor ALCANTARA OROZCO JESUS.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.- F. Alejandro Arroyo Carrasco, para que lo desarrolle como tesis- para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOFISICO.

"EL PERFIL SISMICO VERTICAL"

- INTRODUCCION.
I PROPIEDADES ELASTICAS DE LAS ROCAS.
II MEDICION DE PARAMETROS ELASTICOS.
III PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.
IV PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO.
V APLICACIONES.
CONCLUSIONES.
BIBLIOGRAFIA.

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento- con lo especificado por la Ley de Profesionales, deberá prestar -- Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como - - requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así - como de la disposición de la Coordinación de la Administración - Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los- ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., a 7 de agosto de 1986.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

I N D I C E

	PAGINA
Introducción	1
<u>CAPITULO I: Propiedades Elásticas de las Rocas.</u>	3
Ondas Superficiales	12
Propagación de Movimientos Ondulatorios	15
Atenuación de Ondas Sísmicas.	20
<u>CAPITULO II: Medición de Parametros Elásticos</u>	24
Características que debe presentar un pozo	24
Fuentes de Energía	28
Registros usados en la obtención de Parametros	34
<u>CAPITULO III: Procesamiento de la Información</u>	39
Metodos de Adquisición de Datos	39
Tipos de Trayectorias en el PSV	44
Separación de Ondas Ascendentes y Descendentes	48
Corrección Estadística por Disparo	51
Selección de los Intervalos de Muestreo	52
Análisis de Frecuencia y Filtro para Banda	52
Forma de la Ondícula.	53
Análisis de Amplitud	53
Editado	54
<u>CAPITULO IV: Perfil Sísmico Vertical Sintetico</u>	56
Modelo de la Tierra, Definición y Analisis	57
Descomposición del PSVS	67
Corrección por Divergencia Esferica	69
Elaboración del Sismograma Sintetico Geogram	72

Diferencia entre el PSV y el PSVS	74
<u>CAPITULO V: Aplicaciones</u>	75
Conclusiones	78
Bibliografía	79

INTRODUCCION

A partir de 1930, año en que se introdujo la sismología en la exploración petrolera, las técnicas sísmicas constituyen una parte esencial de los métodos geofísicos para la exploración del petróleo y del gas en el subsuelo.

La mayoría de los yacimientos petroleros del mundo han sido descubiertos en estructuras seleccionadas mediante los métodos sísmicos de exploración.

Debido a la creciente demanda de aceite y gas, aunada a los problemas que representa la exploración y explotación de yacimientos a mayores profundidades, y en vista de la importancia decisiva que reviste en ello el método sísmico, se han dedicado numerosos esfuerzos en el campo de la investigación y del desarrollo, con el fin de mejorar las técnicas de adquisición, procesamiento e interpretación de los datos sísmicos.

Si bien una parte de los esfuerzos de investigación han sido enfocados hacia el mejoramiento de la tradicional sísmica de superficie, se ha desarrollado una nueva rama para aprovechar la perforación de los pozos y así obtener mayor y mejor información del área. Estas técnicas sísmicas de pozo las constituyen esencialmente el sísmograma sintético y el perfil sísmico vertical.

Estos métodos proporcionan información sísmica, mediante sondas colocadas dentro del pozo, por lo tanto muy cercanas a los cambios litológicos, y se emplea para complementar la información sísmica obtenida en la superficie.

Los datos obtenidos mediante la sísmica de pozo, proporcionan información sobre las propiedades fundamentales de la propagación de las ondas sísmicas y ayudan al entendimiento de los procesos de reflexión y transmisión de la energía sísmica de la tierra.

De esta forma, se mejora la interpretación estructural, estratigráfica y litológica de los registros sísmicos de superficie.

Ejemplos de la aplicación del sismograma sintético son la identificación de eventos primarios, identificación de eventos múltiples, la conversión continua y precisa de tiempo a profundidad, la correlación de la sísmica de superficie con los registros del pozo y la alta resolución sísmica.

Las aplicaciones de Perfil Sísmico Vertical pueden distinguirse en dos categorías. La primera, de apoyo, como complemento de la información sísmica de superficie, por ejemplo, la identificación de los eventos sísmicos primarios y múltiples, mediante la separación de las ondas ascendentes y descendentes.

El segundo tipo de aplicación es la utilidad inmediata del Perfil Sísmico Vertical durante la perforación del pozo.

Por ejemplo: búsqueda de cambios litológicos por debajo del pozo, posibilidad de determinar el espesor de la capa actualmente en perforación y búsqueda de hidrocarburos.

El objeto de este trabajo es mostrar y explicar las técnicas sísmicas de pozo, tanto de adquisición y procesamiento como de interpretación y sus aplicaciones prácticas, ya que, debido a su reciente desarrollo pero elevado nivel de uso y aplicación en todas las áreas exploratorias del mundo y de México en particular, requiera de un mayor y mejor entendimiento.

CAPITULO I

1.- PROPIEDADES ELASTICAS DE LAS ROCAS

En este primer capítulo se menciona la teoría de la elasticidad, para comprender la mecánica de los movimientos sísmicos, ya que la energía se transmite en forma de ondas elásticas de compresión, dilatación y transversales. La velocidad de propagación de los movimientos sísmicos depende de las propiedades elásticas de los materiales.

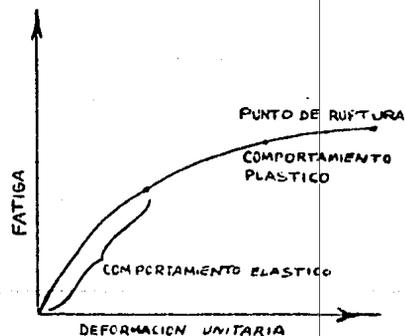
Generalmente se entiende por elasticidad, a la propiedad que tienen algunos materiales sometidos a esfuerzos y deformaciones, de recuperar su forma original, dentro de ciertos límites, al desaparecer el efecto de los esfuerzos. La definición anterior, está íntimamente ligada al concepto de módulo elástico, que relaciona los esfuerzos con las deformaciones unitarias.

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

Este comportamiento se ejemplifica claramente con la ley de Hooke.

FIG. 1.-- En la gráfica se muestra el comportamiento elástico, plástico y punto de ruptura que sufren los materiales como consecuencia de una deformación unitaria al ser sometidos a esfuerzos por unidad de superficie.

(Mod. A.I.G., E.DELV.T. 1982)



Fatiga: Valor de esfuerzos por unidad de superficie.

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

$$\text{Fatiga} = \frac{\text{fuerza normal}}{\text{Superficie}}$$

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

Al incrementar los esfuerzos y la fatiga, las deformaciones aumentarán - proporcionalmente, mientras no se rebase el punto de límite elástico.

Si se continúan incrementando los esfuerzos, las deformaciones ya no serán proporcionales, y al desaparecer los esfuerzos quedarán algunas de - formaciones permanentes.

Si los esfuerzos se incrementan alcanzando el punto de ruptura (o de co - lapso), el cuerpo sufre un rompimiento.

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

Existen dos tipos básicos de deformaciones:

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

Deformaciones angulares.

Las deformaciones longitudinales que conservan el volumen, son produci - das por esfuerzos de tensión y compresión al aplicarse una fuerz F en - sentido perpendicular al área según sea el caso como se muestra en la fi - gura siguiente:

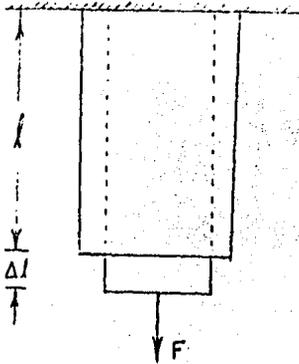


Fig. 2.- Deformación producida por un esfuerzo de tensión
(MOD. A.I.G. E. DELV. T. 1982)

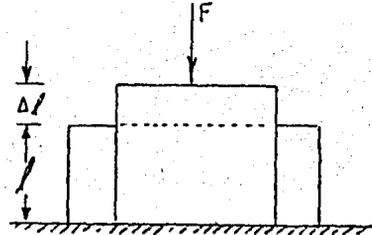


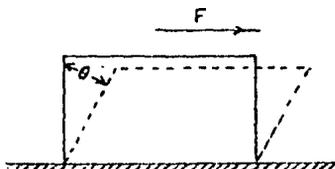
Fig. 3.- Deformación producida por un esfuerzo de compresión
(MOD. A.I.G. E. DELV. T. 1982)

Cuando se conserva el volumen, se originan deformaciones en el sentido transversal para compensar las deformaciones en el sentido longitudinal. Para que las deformaciones angulares conserven el volumen se necesita que $\nu \leq 0.5$, donde ν es la relación de Poisson, que se define:

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

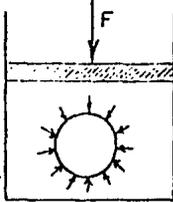
$$\text{Módulo de Young} = \frac{\text{fatiga}}{\text{deformación unitaria}} = E$$

Fig. 4.- Deformaciones angulares (o de cizallamiento)
(MOD. A.I.G. EDELV.T. 1982)



$$\text{rigidez} = \frac{\text{fatiga cortante}}{\text{def.: angular}} = \eta$$

Las deformaciones longitudinales con variación de volumen se obtienen - cuando los esfuerzos están uniformemente distribuidos, como en el caso de una prensa hidráulica.



$$\text{Comprensibilidad} = \frac{\text{variación de presión}}{\text{variación de volumen}} = K$$

Fig. 5.- Prensa hidráulica (MOD. A. F. O., J. Y. 1984)

Se han establecido relaciones entre los diferentes tipos de módulos elásticos ya que las propiedades elásticas dependen del tipo de material.

Módulo de Young $E = \frac{9K\eta}{3K + \eta}$

Relación de Poisson $\nu = \frac{3K - 2\eta}{6K + 2\eta}$

Módulo de Rigidez $\eta = \frac{E}{2(1 + \nu)}$

Comprensibilidad $K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)}$

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

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

$$\lambda = K - \frac{2}{3} \mu$$

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

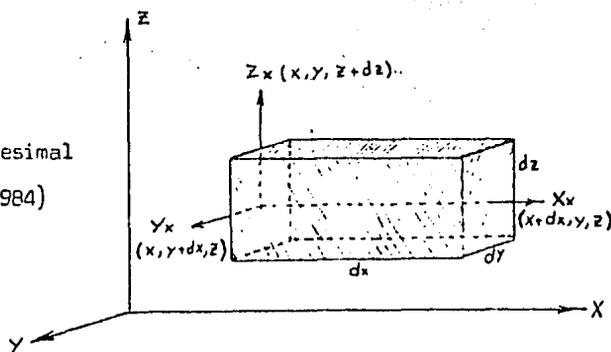
$$\mu = \eta$$

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

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

La teoría de la elasticidad se apoya en el comportamiento de un cuerpo sujeto a esfuerzos y a deformaciones simultáneas. Para ello se consideran fuerzas que actúan sobre un cubo infinitesimal de densidad ρ y dimensiones dx , dy y dz , de un cuerpo infinito, homogéneo, isótropo y elástico.

Fig. 6.- Cubo infinitesimal
(MOD. A.F.O., J. Y. 1984)



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

$$\int_V \rho a_x dx dy dz = \int_V \rho x dx dy dz + \int_S X_n ds$$

En donde S es la superficie del cubo

$$\int_V \rho_x dx dy dz = \int_V \rho_y dx dy dz + \int_S Y_n ds$$

$$\int_V \rho_z dx dy dz = \int_V \rho_z dx dy dz + \int_S Z_n ds$$

Al considerar el efecto simultáneo de todas las componentes que actúan,

se tiene:

$$\int_S X_n ds = \int (X_x + \frac{\partial X_x}{\partial x} dx) dy dz - \int X_x dy dz + \int (X_y + \frac{\partial X_y}{\partial y} dy) dx dz - \int X_y dx dz + \int (X_z + \frac{\partial X_z}{\partial z} dz) dx dy - \int X_z dx dy = \int_V (\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z}) dx dy dz$$

Para simplificar se utiliza la expresión:

$$\text{div. } X_n = \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} = \nabla \cdot X_n$$

Y de esta manera, las componentes totales se expresan de la siguiente

manera:

$$\int_V \rho_x dv = \int_V (\rho_x + \text{div. } X_n) dv$$

$$\int_V \rho_y dv = \int_V (\rho_y + \text{div. } Y_n) dv$$

$$\int_V \rho_z dv = \int_V (\rho_z + \text{div. } Z_n) dv$$

en donde $dv = dx dy dz$

Estas ecuaciones sólo se cumplen si las expresiones a integrar son las mismas para todos los puntos del cuerpo, por lo que:

$$\rho_x = \rho_x + \text{div. } X_n$$

$$\rho_y = \rho_y + \text{div. } Y_n$$

$$\rho_z = \rho_z + \text{div. } Z_n$$

Y pueden representarse en función de movimientos muy pequeños como se

muestra:

$$\alpha_x = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \ddot{u} ; \quad \alpha_y = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \ddot{v} ; \quad \alpha_z = \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \ddot{w}$$

en donde u, v y w son los desplazamientos.

Usando esta nomenclatura se puede anotar:

$$\rho \ddot{u} = \rho x + \text{div. } X_n$$

$$\rho \ddot{v} = \rho y + \text{div. } Y_n$$

$$\rho \ddot{w} = \rho z + \text{div. } Z_n$$

ecs. de movimiento de un punto

Basandose en las relaciones anteriores, se efectúa el análisis del comportamiento total del cuerpo, para todas las componentes actuando en las seis caras del cubo y sumando los efectos de las deformaciones por dilatación, cizallamiento y cambios de volumen.

El resultado del análisis es el siguiente:

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

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

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

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

ecs. de movimiento

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

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

constes. de Lamme

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

Ondas de dilatación

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

θ puede expresarse como:

$$\theta = \theta_0 e^{i(c_1 t - r)}$$

En este tipo de ondas,

la dirección del movimiento

aparente de las

partículas es la misma

que la propagación de

la onda (o formando un

ángulo de 180° con la

misma).

También se les llama on

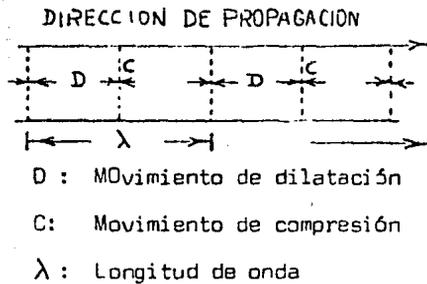
das de compresión.

Haciendo las transformaciones convenientes se obtiene que:

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

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

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 \eta}{\rho}}$$



Ondas Transversales: En este tipo de ondas, el movimiento aparente de las partículas en el interior del medio, forma un ángulo recto con la dirección de propagación de la onda.

En este caso la deformación consiste en un movimiento de cizalla, por esto, a las ondas transversales también se les llama ondas cortantes.

Estas ecs. se comportan como:

$$w = w_0 e^{i(cs t - P_s t)}$$

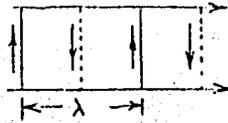
de las que se obtiene que:

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

que en función de los módulos elásticos queda como:

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

La dirección del movimiento aparente de las partículas esta indicada por las flechas.



Dirección de propagación

λ : longitud de onda

Una relación de comparación entre las ondas longitudinales y transversales sería:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{K}{\eta} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{1-\nu}{\frac{1}{2}-\nu}}$$

Como se puede observar, en las ecuaciones de la velocidad de transmisión las ondas compresionales o de dilatación son más rápidas que las ondas transversales.

Por medio de las ondas S y P podemos definir las ecuaciones de los módulos de YOUNG, BULK, relación de POISSON, etc.

$$\nu = \frac{1/2 (V_P/V_S)^2 - 1}{(V_P/V_S)^2 - 1}$$

$$E = 2 V_S^2 \rho (1 + \nu)$$

$$\eta = V_S^2 \rho$$

$$K = \rho (V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2)$$

La teoría de la elasticidad supone medios ideales de transmisión, medios que la tierra no presenta cuando menos superficialmente.

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

En el análisis de ondas en medios homogéneos e infinitos, medios en que se describen movimientos diferentes a las ondas longitudinales y transversales puras, Stokes encontró que muestran un decaimiento de la amplitud inversamente proporcional con el cuadrado de la distancia.

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

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

Ondas Superficiales: =====

Las ondas que producen una roca al tirarla a un estanque, o cuando el aire corre por la superficie del agua son ejemplos de ondas superficiales, pues podremos observar que el efecto que estas producen sobre la masa de agua es menor conforme profundizamos en el estanque, esto ocurre también con los cuerpos sólidos, sólo que a diferencia de los líquidos, en estos cuerpos el movimiento es controlado por la elasticidad (mientras que en los líquidos se controla por la gravedad).

ONDAS DE TUBO

Como en sismica de superficie, en la creación de disturbios para la obtención del PSV, existe la propagación de ondas superficiales (Love y Rayleigh). Cuando se hace un disparo cerca de un pozo, por la superficie se desplazan tales ondas y al llegar a la boca del pozo se desplaza por las paredes de éste.

Las ondas de tubo se propagan desplazando partículas de fluido y fragmentos de roca (muestras de canal) en la columna de fluidos del pozo por el espacio anular.

Ondas de tubo actúan como ruido enmascarando ondas ascendentes y descendentes, que son eventos fundamentales en la medición de datos del perfil sísmico vertical.

La segunda onda de tubo proveniente, revela en el PSV datos registrados por el geófono situado a la entrada del pozo, sobre y por abajo de éste. La onda señalada representa algunas muestras de creación de ondas de tubo cuando arriba con un contraste de impedancia significativo en el pozo semejante a cambios de diámetro en un pozo revestido.

Las ondas de tubo son un ruido coherente difícil de filtrar analíticamente. La simulación por computadora del arreglo de geófonos en sentido vertical junto con el uso de filtros de velocidad, reparan los eventos compresionales salientes, de datos pesadamente contaminados por ondas de tubo. Para mayor información consultar el artículo de B.A. Hardage - (Ver Bibliografía).

ONDA RAYLEIGH =====

En medios semi-infinitos, es posible la presencia de la onda Rayleigh, que decae exponencialmente con la profundidad, ya que es una onda superficial.

El movimiento superficial durante el paso de una onda Rayleigh es elíptico y las partículas superficiales se mueven en un plano vertical que contiene a la fuente y al punto de observación.

El eje de la elipse es vertical y el movimiento retrogrado. La velocidad de las ondas Rayleigh es aproximadamente el 90% de la velocidad de las ondas transversales en el mismo medio.

Se considera que las ondas Rayleigh son las componentes principales de la "onda superficial" que es una perturbación producida por ondas de baja velocidad y baja frecuencia, que interfieren al tratar de interpretar los registros sísmicos obscureciendo u ocultando reflexiones.

ONDAS LOVE =====

Son ondas superficiales que solo son observables cuando hay una capa de baja velocidad superpuesta a un medio en el cual tienen mayor velocidad - las ondas elásticas. El movimiento ondulatorio es horizontal y transversal.

Love demostró que estas ondas se propagan por reflexión múltiple entre la superficie inferior y superior de la capa de baja velocidad. Son ondas dispersivas que aumentan su velocidad con la longitud de onda; la velocidad de las ondas Love es igual a la de las ondas transversales en el medio inferior para longitudes de onda muy largas.

Debido a que el movimiento de sus partículas es siempre horizontal, las ondas Love nunca son registradas por los detectores de prospección sísmica, - ya que estos están dispuestos de manera que sólo responden al movimiento - vertical del suelo

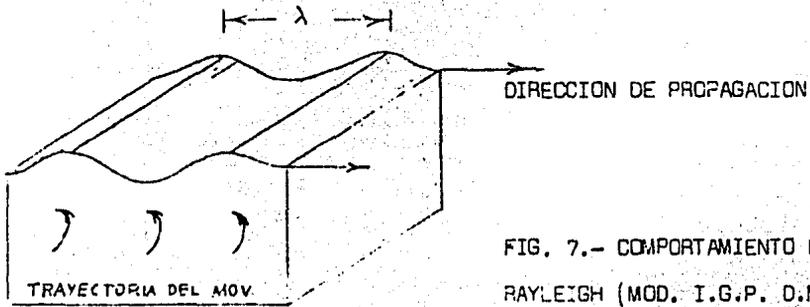


FIG. 7.- COMPORTAMIENTO DE ONDAS / RAYLEIGH (MOD. I.G.P. D.M.B. 1976)

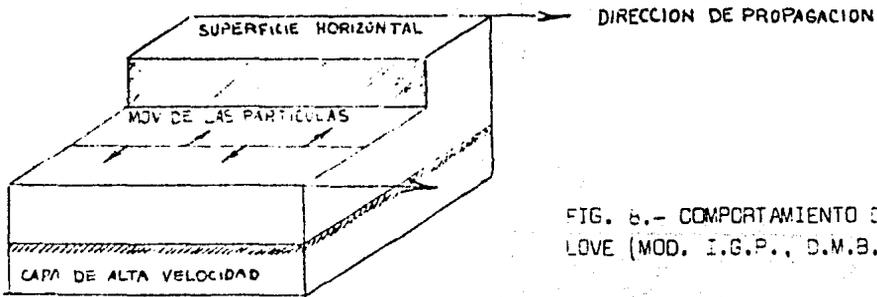


FIG. 8.- COMPORTAMIENTO DE ONDAS - LOVE (MOD. I.G.P., D.M.B. 1976)

PROPAGACION DE MOVIMIENTOS ONDULATORIOS

=====

Existen dos principios fundamentales que rigen la propagación de los movimientos ondulatorios que son el principio de Huyghens y el principio de Fermat:

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

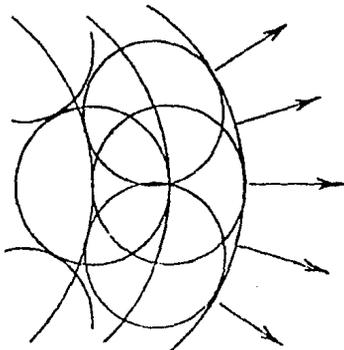
Principio de Fermat.- El movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo.

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

La trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio, y es perpendicular al frente de onda. En un medio homogéneo e isótropo, los frentes de onda consecutivos a partir de un centro generador, son esféricos y concéntricos.

Comportamiento de un movimiento ondulatorio a partir del principio de Huyghens.

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

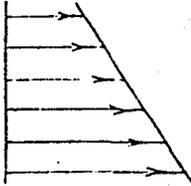


$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

Los nuevos frentes de onda serán paralelos.

FIG. 9.- COMPORTAMIENTO DE UN MOVIMIENTO ONDULATORIO, A PARTIR DEL PRINCIPIO DE HUYGHENS. (MOD. A.I.G., E. DELV.T 1982).

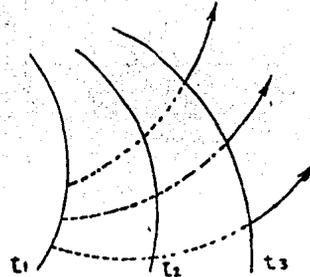
En medios no homogéneos, o anisótropos, los desplazamientos dependerán de la distribución de las velocidades.



escala de velocidades

FIG. 10.- DISTRIBUCION DE VELOCIDADES (MOD. A.F.O., J.Y. 1984).

FIG. 11 CAMBIO DE FRENTES DE ONDA AL VARIAR LAS VELOCIDADES (MOD.A.F.O., J.Y. 1984).



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

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

De acuerdo con el principio de Fermat, la trayectoria entre dos puntos solo es una línea en un medio homogéneo e isótropo.

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

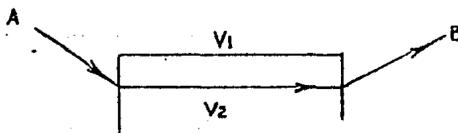


FIG. 12.- TRAYECTORIA DE TIEMPO MINIMO (MOD. A.I.G., E. DELV. T., 1982).

Esto no quiere decir que sólo existe la trayectoria de tiempo mínimo, el movimiento ondulatorio que parte del punto A, puede llegar al punto B - por diferentes caminos, y estos dependerán en tiempo, de las velocidades de los medios que vaya atravesando.

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

En medios estratificados, las trayectorias de propagación de los movimientos sufren variaciones que se pueden explicar a partir de los principios de Huyghens y de Fermat.

LEYES DE SNELL =====

La primera ley de Snell o ley de reflexión, nos dice que el ángulo de incidencias es igual al ángulo reflejado, además de que el rayo incidente, el rayo reflejado y la normal en el punto de incidencia, se encuentran en el mismo plano.

$$\underline{\text{Sen } i = \text{Sen } r}$$

La reflexión ocurre cuando una onda choca con una discontinuidad, donde por consiguiente se tiene un cambio en las propiedades elásticas del medio superior e inferior con respecto a la discontinuidad.

En el caso de incidencia normal ($\theta = 0$) la relación de la energía reflejada (E_r) y la energía incidente (E_i) es:

$$\frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} \right)^2$$

v : velocidad de la onda

ρ : densidad volumétrica

Al producto ρv se le denomina impedencia acústica.

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{v_1 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1}$$

La segunda ley de Snell o 2a. ley de refracción se expresa como:

$$\frac{\text{Sen } i}{\text{Sen } r} = \frac{v_1}{v_2}$$

REFRACCION.— En la realidad, la tierra no refleja toda la energía, si no que cuando una onda choca con una discontinuidad, una porción de la energía penetra en el segundo medio.

En el caso de incidencia normal ($\theta_i = 0$) la relación entre la energía transmitida y la incidente es:

$$\frac{E_t}{E_i} = \left(\frac{2 v_2 \rho_2}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} \right)^2$$

El coeficiente de transmisión expresa la amplitud relativa de la onda transmitida a la onda incidente.

Y se observará que $T = 1 + R$

Cuando la onda se propaga del medio 2 al medio 1, la relación entre la transmisión y el coeficiente de reflexión será.

$$T = 1 - R$$

DIFRACCION.— Cuando las ondas sísmicas chocan con los bordes o la punta de una superficie reflectante o refractante, esta servirá por si misma como un punto de origen de las ondas irradiadas hacia la superficie.

A tal irradiación se le llama Difracción.

La amplitud de una difracción disminuye rápidamente con la distancia al origen y, según la superficie receptora, con la distancia desde el punto más próximo al borde difractante.

ATENUACION DE ONDAS SISMICAS

Potencia y Amplitud.- De la mecánica elemental se sabe que el producto - de la tensión y la velocidad de desplazamiento en un punto proporciona la relación en la cual la energía ha sido comunicada por unidad de área del frente de onda al medio.

Esta es realmente la potencia por unidad de área representada por la propagación de la onda.

La intensidad acústica es análoga a la potencia. La amplitud mide la raíz cuadrada de la intensidad acústica. Este es el parámetro que se mide - en las actividades de exploración sísmica.

Cuando se usa el término "amplitud" se refiere a la magnitud del exceso - de presión acústica en trabajos marinos o a la magnitud de la velocidad de partícula en trabajos en tierra.

Como a las ondas se propagan dentro de un medio, la energía es de alguna - forma comunicada a este, y como resultado directo de este mecanismo en la pérdida de potencia en la onda, conforme ésta viaja en el medio cuando ésta atraviesa un contacto.

ESCALA DECIBEL.- El decibel (db) es una medida que expresa logarítmicamente amplitud o relaciones de potencia.

la relación en db = $20 \log$ (AMPLITUD)

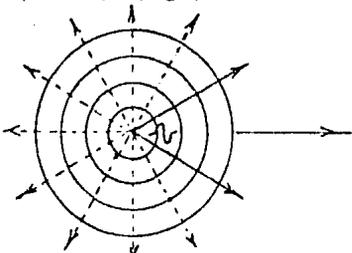
la relación en db = $10 \log$ (POTENCIA)

La amplitud del pulso al propagarse por la tierra se reduce por las siguientes causas principales.

- 1.- Divergencia Geométrica
- 2.- Reflexiones y transmisiones (Conversiones)
- 3.- Atenuación.

1. Divergencia Geométrica

Como resultado de la propagación radial de un pulso inicial, la energía que se propaga, cada vez es menor por unidad de área.



Efectos por refracción

FIG 13.- PROPAGACION RADIAL
(MOD. D.E.L.F. P.N. 1973)

La amplitud decae por la divergencia, como resultado de los efectos de propagación geométrica. Particularmente en un medio acústico homogéneo.

El frente de onda que procede de una fuente puntual es esférico y la presión por amplitud de la onda es inversamente proporcional al radio del frente de onda; pasado un tiempo, si se considera un modelo realístico de la tierra, y la velocidad de propagación se incrementa notablemente en función de la profundidad; de esta manera, el frente de onda de la fuente es influenciado por los efectos de refracción y el concepto simple de extensión esférica llega a ser inadecuado.

En los estratos donde la velocidad se incrementa sistemáticamente con la profundidad, en teoría, por efectos de refracción la divergencia se incre

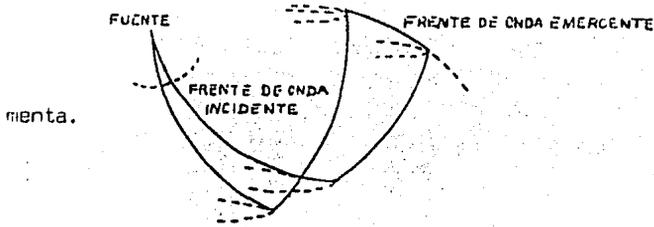


FIG. 14.- INCREMENTO DE LA DIVERGENCIA AL INCIDIR UN FRENTA DE ONDA EN ESTRATO DONDE LA VELOCIDAD SE INCREMENTA CON LA PROFUNDIDAD (- MOD. D.E.L.E., P.N., 1973).

La intensidad de los rayos es determinada por el área radial.

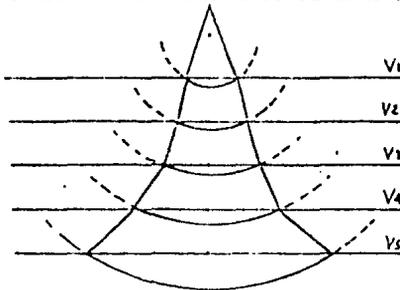


FIG. 15.- DIVERGENCIA DE UN RAYO AL PROPAGARSE EN UN MEDIO ESTRATIFICADO DONDE SE INCREMENTAN EN FUNCION DE LA PROFUNDIDAD. (MOD. D.E.L.E., P. N., 1973).

2.- Reflexiones y transmisiones (Conversiones)

Las amplitudes reflejadas y transmitidas, son modificadas por los coeficientes de reflexión y transmisión. Como estos coeficientes son menores que la unidad, la amplitud inicial es severamente atenuada por el tiempo.

3. Atenuación

Es la reducción de la amplitud que sufren las ondas al propagarse en un medio real y se atribuye a la energía que se pierde por fricción entre las partículas.

Los trabajos experimentales muestran que esa fricción puede ser de dos tipos:

a).- Fricción Viscosa.- Este tipo de fricción es proporcional a la velocidad de desplazamiento. Por ejemplo la fricción que experimentan dos capas de un fluido no ideal (agua o aceite).

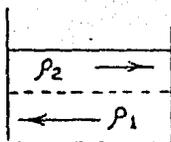
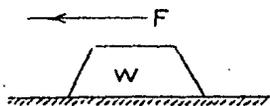


FIG. 16.- FRICCIÓN VISCOSA
(MOD. A.F.O., J.Y., 1984)

b).- Fricción Sólida.- Como la experimentan dos cuerpos sólidos al desplazarse uno con respecto al otro. Esta fuerza de fricción es constante.



Fricción peso del cuerpo

FIG. 17.- FRICCIÓN SÓLIDA (MOD. A.F.O.
J.Y., 1984).

Los resultados indican que sedimentos poco consolidados de las formaciones cercanas a la superficie muestran un tipo de fricción viscosa.

A profundidad, los materiales más consolidados presentan una atenuación que corresponde al caso de fricción sólida.

CAPITULO II

MEDICION DE PARAMETROS ELASTICOS

CARACTERISTICAS QUE DEBE PRESENTAR UN POZO

En todo trabajo geofísico de campo es necesario tener un control de calidad de los datos adquiridos, pues cuando los datos no son tomados correctamente, ni el mejor sistema de procesamiento arrojará resultados confiables. De aquí se parte para hacer algunas observaciones sobre las características que debe presentar un pozo para tomar datos geofísicos en él, las especificaciones y requerimientos que deben cumplir las fuentes de energía, y por último sobre la herramienta de detección.

Se menciona de una manera somera los registros sísmico, de densidad así como también de los disparos sísmicos de calibración, que tienen mucho que ver con el perfil sísmico vertical (PSV).

VERTICALIDAD DEL POZO =====

Si se requiere una imagen del subsuelo, un pozo desviado presenta múltiples ventajas. Pero si se intenta identificar la profundidad y tiempo sencillo de reflectores primarios, un pozo vertical es lo adecuado.

CONDICIONES DE REVESTIMIENTO Y CEMENTACION

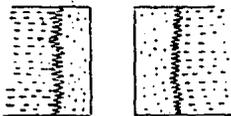
Es recomendable grabar los datos de PSV en pozos bien revestidos pues así el pozo queda protegido de invasiones y presiones diferenciales. Cuando el pozo y el equipo (geófonos y cables) están en un ambiente seguro como lo es

un pozo revestido, la adquisición de datos se puede alargar por muchas horas sin necesidad de hacer recircular fluido de perforación, por otro lado, si un pozo esta revestido debe existir algún medio a través del cual las ondas sísmicas puedan propagarse entre la tubería de revestimiento y la formación, y el medio más adecuado es el cemento.

Por lo tanto las condiciones más adecuadas para adquisición de datos del PSV son que el pozo esté revestido y cementado. Sin embargo la aplicación del PSV en México se realiza en pozos exploratorios, y en estos, es difícil que se cumplan con las condiciones anteriores.

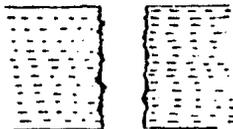
A continuación se muestra de manera gráfica en orden de preferencia las condiciones de los pozos más adecuados para adquisición de datos del PSV.

FIG.-18 PRIMERA ELECCION



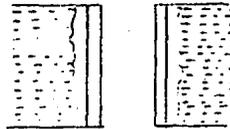
. REVESTIMIENTO SIMPLE
. CEMENTADO

FIG. 19 SEGUNDA ELECCION



. SIN REVESTIMIENTO

FIG. 20 TERCERA ELECCION



.REVESTIMIENTO SIMPLE
.SIN CEMENTO
.ANILLO REVESTIDO VIEJO Y DELGADO

FIG. 21 CUARTA ELECCION



- . REVESTIDO SIMPLE
- . SIN CEMENTO
- . REVESTIDO RECIENTE

FIG. 18, 19, 20, 21.- CONDICIONES MAS ADECUADAS QUE DEBEN PRESENTAR LOS POZOS PARA ADQUISICION DE DATOS DEL PSV.

(MOD. V.S.P. AND I., CASSEL BRUCE, 1994)

DIAMETRO DEL POZO

Como se vió, la adquisición de datos para un PSV puede hacerse en un pozo - revestido, si el pozo no esta revestido, la rugosidad proporciona problemas de acoplamiento de los geófonos, particularmente en zonas de deslave.

Para evitar este tipo de problemas se usa un registro caliper (mide el diámetro del pozo), así se eligen las profundidades de grabación, además ayuda a conocer la longitud del brazo que debe sujetar el geófono con la pared del pozo.

En resumen, el diámetro del pozo se debe conocer de tal manera que proporcione buenos ajustes de la herramienta con la pared de la formación. De estudios teóricos y experimentales BLAIR (1982) concluye que un detector sísmico puede ser instalado en cualquier punto de la circunferencia del pozo y - seguirá grabando del mismo movimiento a lo largo de la longitud de onda de interés en la onda sísmica propagada através del pozo, hasta que esta sea - diez veces mayor que la circunferencia del pozo.

CONSTRUCCIONES DEL POZO

En algunas ocasiones los ingenieros de producción colocan empacadores de y anillos de contención o separación dentro de un pozo revestido antes de que comience el registro del PSV. Por esto se debe confirmar la presencia o ausencia de tales construcciones, si no esta seguro, entonces se introduce una herramienta de sacrificio, que es igual en tamaño que el paquete de geófonos de PSV, la cual será llevada hasta el fondo del pozo y después se regresa a la superficie, y en el trayecto se verifica la existencia o ausencia de construcciones en el pozo. Posteriormente se corre el registro del PSV.

INFORMACION DISPONIBLE DEL POZO

En la elección de un pozo sobre otro para obtener un PSV, entre otras cosas se observa la cantidad de información disponible, ya sea de muestras de canal, nucleos, así como la existencia de registros previamente corridos como el aliper, el sónico, el de densidad, electricos, radioactivos, etc.

PRINCIPALES FUENTES DE ENERGIA PARA LA ELABORACION DEL PSV

Uno de los usos principales de PSV es el de apoyar y aclarar los datos obtenidos por sísmica de superficie. Y para tener una interpretación más uniforme lo ideal es realizar el PSV con la misma fuente con que se efectuó la sísmica superficial. Sin embargo esta recomendación no siempre se puede llevar a cabo, y la equivalencia de ondículas entre dos fuentes de energía diferentes se realiza por procedimientos numéricos, tales como deconvolución, espectros de fase y frecuencia.

Por otra parte, dadas las características de funcionamiento del PSV y a diferencia de la sísmica de superficie, se requieren varios disparos para tomar un registro completo, por lo cual caemos en una característica que debe cumplir la fuente y es: la facilidad de repetir la ondulada - disparo tras disparo.

FUENTES DE ENERGIA

DINAMITA

Esta ha sido la fuente de ondas sísmicas usada con mayor frecuencia en la explosión petrolera, tanto en sísmica de superficie como en tiros - para determinar velocidades de propagación.

Desafortunadamente son escasos los trabajos que se han publicado con respecto a datos adquiridos con dinamita para elaborar el PSV. Entre estos trabajos se pueden mencionar los de LEVIN y LYNN (1958), WENSCHER (1976) y LASH (1980, 1982).

Existe una objeción, que es frecuentemente planteada por el personal - que efectúa levantamientos del PSV y es, la dificultad de hacer los disparos necesarios para elaborar un PSV, y mantener una ondulada constante por otra parte la experiencia adquirida por dicho personal que trabaja con dinamita, recomiendan:

1. El pozo de tiro debe ser cuidadosamente preparado para que permanezca constante el diámetro y profundidad durante el curso de los disparos, debe tenerse condiciones óptimas para perforar el pozo de tiro bajo la zona de intemperismo (o tan profundo como sea necesario) revistiéndolo y cementándolo hasta la superficie, además de mantenerlo lleno de agua.

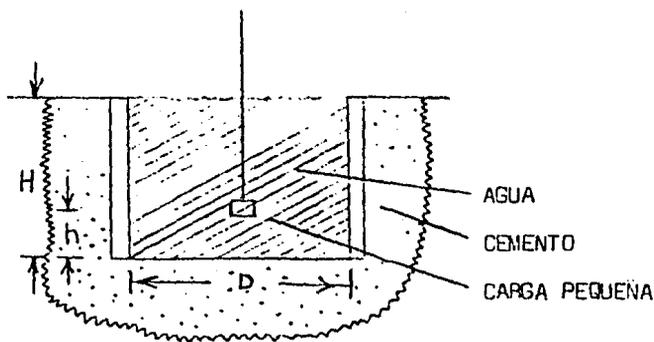


FIGURA 22.- POZO DE TIRO (MOD V.S.P. AND P. ANDA. D.J.P.)

H : Entre 12 y 15 m (debe estar bajo la zona de intemperismo).

h : Para una carga pequeña puede ser de 3m

D : 1 metro

2. Las cargas explosivas deberán ser tan pequeñas como sea posible, cargas entre 0.5 a 1.5Kg. son comunes, sin embargo a veces es posible usar cargas de 0.1 Kg.

La dinamita es muchas veces prohibida para la obtención del PSV, por razones de condición ambiental, restricciones culturales o por leyes federales o estatales. La dinamita nunca se considera como una fuente de energía marina por razones ecológico-ambientales.

VIBROS

Estas fuentes de energía presentan ventajas muy grandes tales como: la posibilidad de obtener en poco tiempo diversos puntos de tiro, dado que, este equipo esta montado en un camión y su movilidad en tierra firme es casi total, también facilita el manejo de la frecuencia ajustandola a voluntad para obtener la resolución deseada para un PSV en particular. La magnitud de la señal de entrada puede ser ajustada para una óptima con condición señal-ruido, variando el tamaño o número de vibradores o alternando la salida de vibradores individuales.

Mediante esta fuente de energía es posible eliminar el ruido aleatorio, con el proceso de correlación que nos discrimina las señales fuera del rango seleccionado. Sin embargo, si un ruido coherente tiene frecuencias dentro del rango de trabajo del vibrador entonces el proceso de correlación acentúa estos ruidos.

PISTOLAS DE AIRE

Una ecuación que describe los parámetros físicos de una burbuja oscilante de alta presión en un fluido, es la de RAYLEIGH-WILLIS:

$$T = 1.14 \rho^{0.5} (K Q)^{0.333} (d+33)^{-0.833}$$

donde:

T: PERIODO DE OSCILACION EN SEG.

ρ : DENSIDAD DEL FLUIDO CIRCUNDANTE g/cc.

Q: ENERGIA POTENCIAL DE LA BURBUJA EXPANDIDA

K: CONSTANTE CUYO VALOR DEPENDERA DE LAS UNIDADES DE Q

d: PROFUNDIDAD EN PIES DEL CENTRO DE LA BURBUJA EN EL FLUIDO

De esta ecuación se puede observar que el período de oscilación de una burbuja puede ser alterada, cambiando la energía potencial Q, o variando la profundidad d, la energía potencial puede ser alterada variando el volumen de trabajo o la presión de operación de la pistola de aire que crea la burbuja, usualmente se acostumbra variar el volumen de trabajo de las pistolas de aire para cambiar el período de oscilación.

Para conocer la frecuencia dominante f_0 de una descarga en una pistola de aire recurrimos al análisis hecho por SAFER (1976), y que concluye en lo siguiente:

$$f_0 = 51.5 (V^{-0.33}) (P^{-0.31}) (1 + d/10)^{0.81}$$

donde:

V = VOLUMEN DE LA CAMARA EN LITROS

P = PRESION DE DESCARGA EN BARIOS

d = PROFUNDIDAD A LA CUAL SE HACE EL DISPARO (en m.)

USO EN TIERRA DE LAS PISTOLAS DE AIRE

Las pistolas de aire tienen ciertas características que las hacen atractivas como fuentes de energía en tierra por ser pequeñas y portátiles y pueden ser disparadas en intervalos de pocos segundos y generalmente crean ondulaciones muy similares (repite ondulaciones de igual forma).

Las pistolas de aire deben ser sumergidas en agua para funcionar adecuadamente, por esta razón es necesario construir depósitos capaces de contener un gran volumen de agua.

La técnica más común para crear un medio acuoso en tierra es construyendo una piscina o depósito de agua

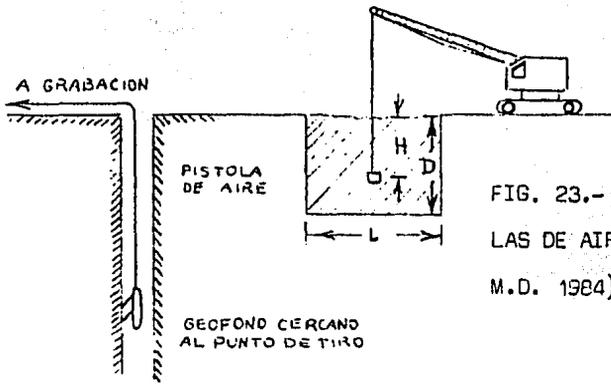


FIG. 23.- USO EN TIERRA DE LAS PISTOLAS DE AIRE (MOD. O.N.V.S.P.P., T.P. M.D. 1984) .

Generalmente las piscinas tienen una longitud L de 7 u 8 m y una profundidad D de 5 ó 6 m, la pistola de aire se introduce a una profundidad de 2 a 4m. Para evitar la erosión las paredes de la piscina son recubiertas con algún material adecuado (por ejemplo plástico). El geófono cercano al punto de tiro se coloca cerca de la piscina y una profundidad de por lo menos 10m. Un inconveniente que plantea el diseño anterior, es que no siempre podemos mantener fija la fuente, entre otros factores, por la alta inclinación en alguno de los reflectores, el cual si se coloca mal, la energía de la fuente se pierde sin ser grabada o alejada de los geófonos por razones propias de la inclinación del reflector. Por esto es necesario mover la fuente de energía de tal manera que el diseño anterior resulte funcional por lo que se ha implantado una pistola de aire con todo y piscina, que pueda ser transportada por un camión, el peso total de este dispositivo es de 908Kg. aproximadamente.

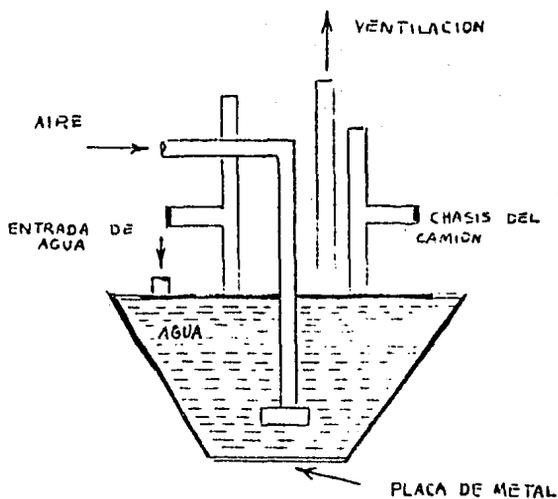


FIG. 24.- PISTOLA DE AIRE Y PISCINA INTEGRADAS.
(MOD. ON V.S.P.P., T.P., MD. 1984)

Los tamaños de las pistolas de aire utilizadas para los trabajos en tierra - son de orden de 40 plg³ a 200 plg³.

En el mar las pistolas de aire son la fuente energía de mayor aplicación.

GEOGONOS

Los geófonos empleados para levantar un PSV, presentan características físicas y de funcionamiento distintas a las de los geófonos de superficie, mientras que un geófono de superficie pesa 200g. mide 10 cm. y tiene un diámetro de 3cm., los geófonos utilizados para el PSV, pesan 100Kg. miden 3m y - presentan un diámetro de 10 cm.

Estas diferencias se derivan del hecho de que los geófonos que van dentro - del pozo se diseñan para soportar las presiones y temperaturas que imperan en el fondo de los pozos.

REGISTROS USADOS EN LA OBTENCIÓN DE PARAMETROS

REGISTRO DE DENSIDAD

El registro de densidad compensado, mide la densidad de los electrones en la formación mediante una fuente química de rayos gamma y dos receptores sellados de dichos rayos. Todo el instrumento esta montado en una almohadilla, - el número de electrones que puede transmitirse de la fuente a los receptores es proporcional a la densidad de la formación. Para la mayor parte de los - minerales se encuentran en la explotación del petróleo, la densidad de los electrones es igual a la densidad total.

El sistema de detección doble compensa las irregularidades en el pozo así como el problema del enjarre. Los registros de densidad a diferencia de otros registros, pueden correrse en pozos perforados con cualquier clase de fluido.

La densidad total de una formación es la relación de la masa entre el volumen la unidad es expresada en gramos por centímetro cúbico (g/cc).

En las formaciones con densidad baja (alta porosidad) la mayor parte de los ra yos gamma producidos por la fuente llegan hasta el receptor y pueden ser contados; a mediada que aumenta la densidad (disminuye la porosidad) menos rayos llegan al receptor. Puesto que se conocen la mayoría de las densidades de - los materiales de las rocas sedimentarias, así como de los fluidos en los po - ros, la relación entre la densidad de la formación y la porosidad puede ex - presarse mediante la siguiente relación:

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}$$

ρ_{ma} = densidad de la matriz

ρ_b = densidad total

ρ_f = densidad del fluido

Como la penetración de la herramienta es relativamente escasa, en la mayoría de las formaciones permeables, el líquido en los poros es el fluido de perforación en combinación con algo de hidrocarburos residuales. Generalmente se asume que la densidad del fluido es de 1.0 cuando la saturación en hidrocarburos residuales es relativamente alta, los valores calculados para la porosidad pueden ser mayores que los verdaderos, por tanto, debe corregirse este efecto. Si no se conocen los valores apropiados de la densidad de los fluidos, los valores de la porosidad pueden obtenerse en forma aproximada usando los siguientes valores:

Para zonas con aceite ϕ d' corregida = 0.9

Para zonas con gas ϕ d' corregida = 0.7

REGISTRO DE VELOCIDAD ACUSTICA

El parámetro que se mide es la velocidad del sonido en la formación, este registro se deriva de los estudios de refracción sísmica. La herramienta esta construida por un transmisor y dos receptores. El transmisor emite una onda acústica que entra en la columna de lodo pasando a la formación y posteriormente regresa a la columna de lodo y a los receptores. La velocidad en la formación se determina mediante la diferencia de arribo de la onda acústica a los dos receptores denominado tiempo de tránsito Δt .

Además el sistema consta de circuitos que compensan los cambios en el diámetro del pozo (erosión) y la inclinación de la herramienta dentro del pozo.

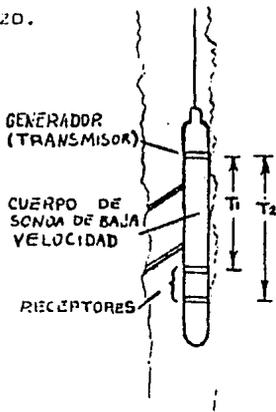


FIG. 25.- SONDA DE REGISTRO SONICO
(MOD. SCHLUMBERGER)

La información que proporciona el registro sónico, es el tiempo de tránsito el cual es el recíproco de la velocidad; el tiempo de tránsito se expresa - en microsegundos/pie.

En ocasiones la herramienta presenta en el registro, a la izquierda del carril central pequeñas marcas que representan longitudes o intervalos iguales de tiempo que generalmente se expresan en microsegundos; esta información sirve para encontrar la velocidad de un determinado intervalo de formación, ya que la profundidad es otro dato que proporciona el registro. Considerando la profundidad y el tiempo registrado en milisegundos, es posible calcular la velocidad de dicho intervalo.

El registro también determina la porosidad, ya que a mayor densidad corresponde un menor tiempo de tránsito. consecuentemente el incremento en el tiempo de tránsito indica un incremento en la porosidad. La relación matemática es la siguiente:

$$\text{POROSIDAD} = \frac{\Delta t_{\text{REGISTRO}} - \Delta t_{\text{MATRIZ}}}{\Delta t_{\text{FLUIDO}} - \Delta t_{\text{MATRIZ}}} \times \text{FACTOR DE COMPACTACION}$$

DISPAROS SISMICOS DE CALIBRACION

Otro elemento que se considera para el procesamiento de la información y - detención del PSV son los disparos sísmicos de calibración, la información que proporciona es del tiempo en función de la profundidad.

La forma en que se operan estos disparos es la siguiente: en un pozo, se - coloca un geófono a determinada profundidad, posteriormente, se emite un - pulso de la fuente (la fuente esta colocada en la superficie y permanece - en el mismo sitio a lo largo de toda la operación), se mide el tiempo que - tarda la ondícula generada desde la fuente hasta el receptor. En este pro - cedimiento, solo importan los primeros arribos que son los que se cuantifi - can.

Observese la gráfica.

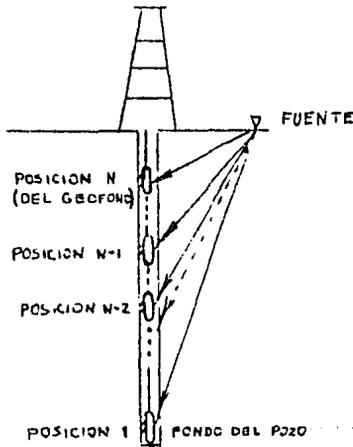


FIG. 26. OPERACION DE DISPAROS SISMICOS DE CALIBRACION (MOD. E.F.M. SCHLUMBERGER, 1984).

Se debe hacer la observación de que el posicionamiento de los geófonos es un tanto arbitrario, y que se pueden ubicar a la profundidad en que se sabe que existe un contacto de importancia.

En México se aconseja colocar el geófono en los contactos de la brecha del Paloceno o del Jurásico Tothoniano (capas con impregnaciones de hidrocarburos) de manera que se tenga mayor información de dichas formaciones.

Con los resultados se constituye una curva t-z (tiempo-profundidad) que sirve para corregir el registro sísmico, los valores t-z una vez verticalizados y mediante el empleo del registro sísmico permiten calcular la conservación continua y exacta tiempo-profundidad.

CAPITULO III

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

El Perfil Sísmico Vertical (PSV) consiste básicamente en un sólo elemento; la traza sísmica. Esta traza sísmica se obtiene empleando todo el tren de onda con varios segundos de información.

En sísmica de superficie, los datos adquiridos se obtienen usando un arreglo de receptores el cual colecta entre 24-280 trazas por disparo.

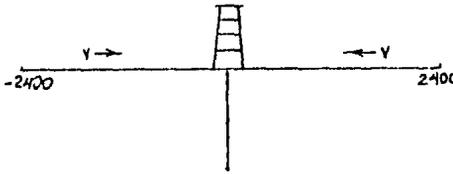
En contraste, y de acuerdo al método usado por el PSV, este graba sólo una traza por disparo, es por esto, que los disparos se repiten entre 5 y 20 veces por nivel.

METODOS DE ADQUISICION DE DATOS

Los metodos de adquisición de datos son principalmente dos los cuales se distinguen por la posición de la fuente, en una de estos métodos (OFFSET), la fuente se aleja una cierta distancia de la boca del pozo, y dentro del pozo se coloca un geófono o un arreglo de geófonos; si es sólo un geófono, se desplaza a este por distintas profundidades de acuerdo al estudio de trayectorias de rayos previamente hecho, con el cual se aprecia la iluminación que se obtendrá del objetivo, tomando en cuenta el posicionamiento de la fuente y del geófono o geófonos según sea el caso.

El otro método sugiere un desplazamiento de la fuente a lo largo de una línea que pase por el pozo, dicha línea presenta longitudes de hasta 2400 m a -2400m ver figura.

FIG. 27.- DESPLAZAMIENTO DE LA FUENTE A
 LO LARGO DE UNA LINEA.
 (MOD. THE N.S.E.F., P;E.I.M., M.H.A. 1977)



Sobre la línea y a intervalos que por lo general se eligen constantes se coloca la fuente de tal manera que con este desplazamiento la iluminación sobre el objetivo es mayor; este método recibe el nombre de WALKAWAY (Por el desplazamiento de la fuente).

Esté método también se trabaja con un arreglo de geófonos de tal manera que la información adquirida por disparo es mayor; en esto influirán cuestiones económicas, pues entre más equipo se utilice, el costo del levantamiento se eleva considerablemente.

PSV CON FUENTE DESPLAZADA (OFFSET)

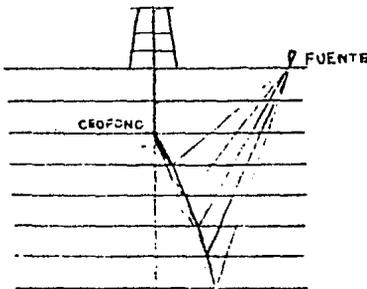
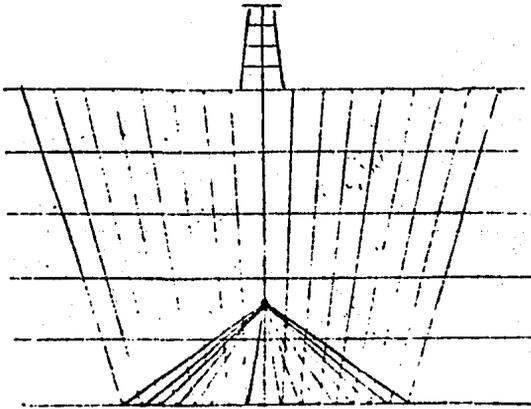


FIG. 28.- TRAYECTORIAS DE RAYOS PA
 RA UN MODELO UNIFORME DE VELOCIDA-
 DES.
 (MOD. THE N.S.E.F., P.E.I.M., MH.A.
 1977).

FIG. 29.- ARREGLO DE TIROS LONGITUDINALES GEOMETRICOS (WALKAWAY)
MOD. THE H.S.E.F., P.E.I.M., M.H.A., 1977)



Cada vez que se realiza un disparo sísmico, la estación de geófonos recibe - un pulso de viaje directo desde la fuente. Este es el primer pulso sísmico recibido y su tiempo de viaje se denomina tiempo de tránsito, que es de fundamental importancia para la sísmica, ya que proporciona tiempo sencillo - para cada profundidad. A continuación de la llegada directa, se reciben las ondas de trayectorias primarias y múltiples.

Para el caso de un pozo revestido, es importante una buena cementación. Ya que de ello depende el acoplamiento de la herramienta receptora con el subsuelo. En cambio, para un pozo abierto sin revestimiento es necesario que la herramienta quede firmemente acoplada a la formación, de lo contrario la señal por recibir se mostrará distorsionada y ruidosa.

Cada vez se realiza un disparo sísmico, se monitorean dos señales en la cabina de adquisición: el pulso original de la fuente que indica el tiempo ce ro de referencia y la traza sísmica grabada por la estación de geófonos.

Si esta última se muestra ruidosa o es pobre, la operación se repetirá varias veces. Si la señal continúa siendo de baja calidad, se cubrirá la herramienta varios metros con el fin de encontrar un mejor punto de acoplamiento con la formación o una zona con mayor cementación.

Para que una traza sísmica sea de buena calidad, es necesario que su nivel de ruido sea mínimo. Para ello se examina la amplitud de la señal en el monitor de campo, antes del primer arribo debiendo ser en un orden inferior al 10% respecto al primer pulso o arribo directo.

Para el caso de una fuente tipo camión vibrador, se graba en la cinta magnética tanto la señal recogida por los geófonos como el barrido generador con el vibrador, para luego efectuar la correlación entre estas dos señales.

Las trazas obtenidas por el número de disparos hecho por nivel se suman con el fin de reducir el ruido aleatorio y poder mejorar los eventos coherentes.

Existen dos tipos de ondas recibidas por la estación de geófonos según su dirección y trayectoria. Las que son recibidas por encima del geófono (ondas descendentes), que corresponden al arribo directo y a las trayectorias múltiples originadas en capas superiores a la estación receptora, y por otro lado, las ondas reflejadas, que traen información de las reflexiones primarias originadas por debajo del geófono y por lo tanto recibidas en su ascenso (ondas ascendentes).

En la siguiente figura aparecen ejemplos de estos tipos de trayectorias:

- a). onda directa
- b). múltiple descendente
- c). reflexión primaria
- d). múltiple ascendente superficial
- e). múltiple ascendente profundo

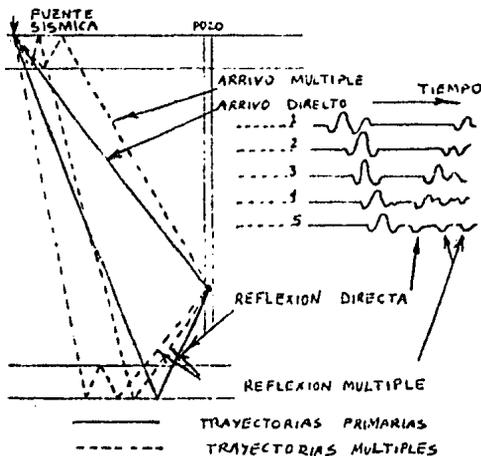
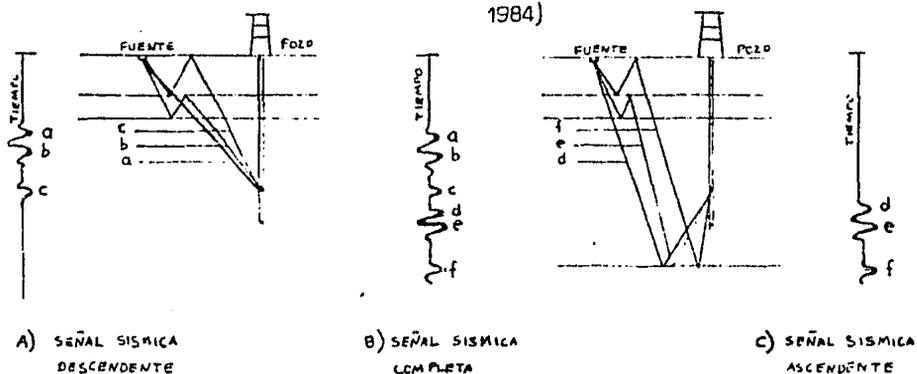


FIG. 30. TIPOS DE TRAYECTORIA EN EL PSV
(MOD. E.F.M., SCHLUMBERGER, 1984).

TIPOS DE TRAYECTORIAS EN EL PSV

En la figura siguiente aparecen ejemplos de las trayectorias múltiples que se encuentran comúnmente en los procesos de sísmica. En primer lugar se muestra el rayo directo (a) y 2 múltiples de trayectoria descendente (b y c). En la segunda parte, se muestra la reflexión primaria (d) y los múltiples equivalentes a (b y c) pero ascendiendo después de la reflexión.

FIG. 31 TRAYECTORIAS MÚLTIPLES (MOD. E.F.M., SCHLUMBERGER 1984)



En sísmica de superficie, todos los eventos de interés son ondas ascendentes - (eventos reflejados). Pero en el perfil sísmico vertical (PSV) la información obtenida contiene ondas descendentes con la información exclusiva de los múltiples y ondas ascendentes con la información de las reflexiones primarias más las reflexiones con trayectorias múltiples, se separarán las dos señales y se emplea la descendente para eliminar los múltiples en la ascendente y de esta forma se obtiene la señal sísmica, sólo con las reflexiones primarias de los cambios litológicos del subsuelo.

Se pueden usar los filtros de sísmica de superficie con ciertas restricciones para lograr una adecuada separación de ondas ascendentes y descendentes, por las siguientes razones:

- 1).- El muestreo especial entre niveles de grabación es irregular porque las profundidades generalmente son ajustadas para obtener un buen contacto con la formación.
- 2).- La señal descendente, cuya dirección es bien definida, es en orden de magnitud mayor que la señal ascendente, debido a esto se necesita de un filtro con capacidad de discriminación eficiente en una banda estrecha de velocidades.

El filtro multicanal de velocidades óptimo, es una forma efectiva de hacer la separación entre ondas ascendentes y descendentes.

Usando la velocidad aparente ($\Delta x / \Delta t$) de eventos coherentes de una serie de grabaciones adyacentes o trazas, para distinguir entre los eventos deseados (eventos coherentes con la determinada velocidad aparente) y eventos no deseados (eventos incoherentes y eventos coherentes con una velocidad aparente errónea).

Existen numerosas publicaciones relativas a filtros, en particular se recomienda la publicación de SEGBUSH y FOSTER (1968).

Diseñar un filtro de velocidades no es sencillo, ya que la forma de la onda varía con el tiempo y la relación señal-ruido es diferente para las ondas ascendentes como para las descendentes. Para compensar estos problemas se deben desarrollar filtros de velocidad variantes en el tiempo y el espacio.

Este desarrollo será posible, pero sus aplicaciones serán complicadas y tomarán mucho de procesamiento.

En la figura siguiente aparecen trazas sísmicas reales para diferentes niveles o estaciones de geófonos en el pozo.

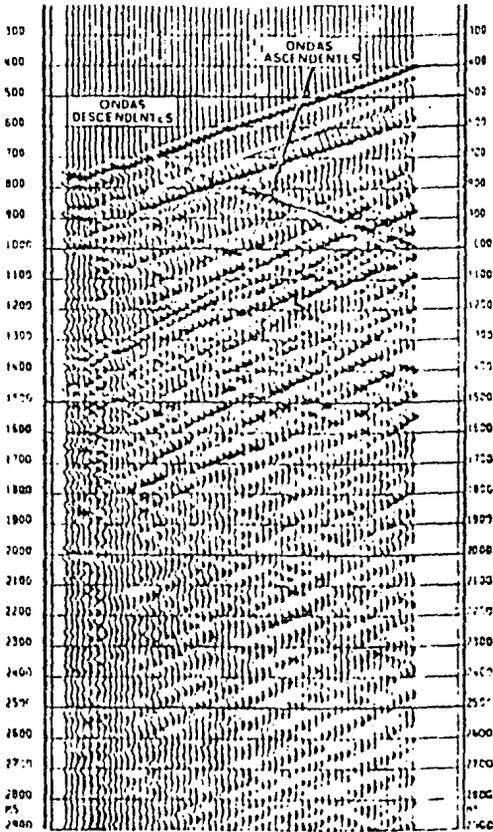


FIG. 32. PSV original.

(MOD. E.F.M., SCHLUMBERGER 1984)

La pendiente del primer evento o arribo directo se debe a que, a medida que la estación receptora (geófonos) se cambian a una posición superior, el tiempo de tránsito es menor y por lo tanto la traza sísmica se recibe

en un tiempo más corto. En la figura también se observan dos tipos de eventos, uno con inclinación hacia arriba (ondas descendentes) y otro con inclinación hacia abajo (ondas ascendentes).

Los registros hasta este pozo, tienen aplicados el siguiente procesamiento digital:

- 1) Edición de trazas ruidosas o problemáticas. Se eliminan las trazas sísmicas con alto nivel de ruido, crestas de ruido de muy alta amplitud o trazas que se diferencian mucho del resto de las trazas de un mismo nivel.
- 2) Filtro pasabanda en frecuencia (10-55 Hz en este caso) Este filtro suprimirá las frecuencias menores a 10 Hz. y las superiores a 55 Hz. las cuales corresponden en su mayoría a ruido aleatorio según los análisis espectrales.
- 3) Suma de las trazas sísmicas correspondientes a la misma estación de geófonos. La ventaja de esta suma es que la señal útil se amplifica y el ruido aleatorio se elimina, pues las trazas al apilarse se correlacionan, quedando una señal de mejor calidad.

La relación señal-ruido en este caso quedará en función de \sqrt{N} , donde se considera que el ruido aleatorio ha sido eliminado y N es el número de trazas apiladas.

Este proceso es más efectivo si el carácter de la ondícula de cada traza es idéntica. Si se tiene ruido coherente, como es lógico esperar, se amplificará con este procesamiento.

Es necesario antes de ^{aplicar} apilar, las correlaciones estáticas para cada traza individual, de tal manera que éstas quedan apiladas de una manera óptima.

La correlación estática se efectúa comúnmente cuando se utilizan fuentes enterradas tales como la dinamita y cañones de aire. Los vibras presentan un alto grado de coherencia entre disparo y disparo.

4) Blanqueo de la zona antes del primer arribo. Este proceso elimina en un 100% el nivel de ruido presente antes del primer arribo.

5) Recuperación de ganancia mediante la aplicación de una función de ganancia de tipo exponencial. Esta función aplicada sobre cada traza sísmica, coloca a cada una de ellas en su amplitud relativa con el propósito de recuperar la amplitud perdida por divergencia esférica y por absorción.

SEPARACION DE ONDAS ASCENDENTES Y DESCENDENTES

La segunda etapa en el procesamiento de datos consiste en separar las ondas descendentes de las ascendentes. Para ello, se restan a todas las trazas sus respectivos tiempos de tránsito, quedando los eventos descendentes en posición horizontal o fase cero. Los eventos ascendentes van a tener una inclinación mayor. Luego se aplica un filtro de velocidades en el dominio F-K (frecuencia número de ondas), dejando pasar sólo los eventos horizontales o en fase cero consiguiendo de esta forma separar las ondas descendentes.

Un procedimiento similar se aplica para separar las ondas ascendentes: se suma a cada traza el tiempo de tránsito, horizontalizando los eventos ascendentes y colocándolos en fase cero. Luego se aplica un filtro de velocidades en el dominio F-K dejando pasar sólo la información en fase cero y obteniéndose las ondas ascendentes o reflejadas.

Existe otro método para la separación, similar al anterior, solo que en lugar del filtro de velocidades, se emplea un filtro de dos dimensiones (2-D) en el dominio F-K.

Para este método, primero se le suma a cada traza del PSV el tiempo de tránsito para horizontalizar las ondas ascendentes.

Después, se efectúa la doble transformación de Fourier para pasar del dominio X-T al dominio F-K. A este punto, se aplica (2-D)dejando pasar los eventos horizontales (ascendentes) y eliminando el resto de la información (ondas descendentes y ruido). Finalmente se efectúa nuevamente la doble transformación de Fourier para pasar del dominio F-K al dominio X-T, obteniéndose de esta forma las ondas ascendentes separadas, horizontalizadas y en doble tiempo sísmico de viaje.

Una vez separados los tipos de ondas, se procede a realizar el proceso de autocorrelación de cada traza sísmica.

El autocorrelograma (corrimiento y multiplicación de la traza sísmica consigo misma) es un proceso que indica la ubicación y la magnitud de múltiples y de reverberaciones en la traza sísmica.

Una vez elaboradas las autocorrelaciones, se diseña el operador de deconvolución, el cual consiste en la inversión matricial de la zona de la autocorrelación donde se desean suprimir los múltiples (operador de WIENER).

Este operador se aplica tanto a las ondas descendentes como ascendentes y eliminará todos los múltiples y reverberaciones originadas en las capas superiores a la estación de geófonos.

Al mismo tiempo que se deconvoluciona la información sísmica, se realiza el proceso de cambio de fase de la ondícula: de fase mínima a fase cero de modo que la mayor parte de energía de la ondícula queda concentrada donde ocurre el cambio litológico.

Una vez comprobada la efectividad del operador de desconvolución sobre las ondas descendentes, se aplica a las ondas ascendentes.

Sobre estos registros se aplica de nuevo la autocorrelación.

Después de la autocorrelación, gran parte de la energía múltiple y reverberatoria ha sido reducida pero aún queda un nivel residual de múltiples, ya que solo fueron eliminados los múltiples generados por arriba de la estación de geófonos.

Los múltiples residuales son originados por los interrebotes de los rayos dentro de capas litológicas que se encuentran por debajo de la estación de geófonos.

Para suprimir este tipo de múltiple, basta con aplicar de nuevo el operador de WIENER pero en este caso, invirtiendo el autocorrelorrama de las ondas ascendentes después de la primera deconvolución.

Las ondas ascendentes resultantes quedan completamente limpias de múltiples y para verificarlo se aplica sobre estos registros una autocorrelación final en donde se comprueba que toda la información múltiple y reverberatoria ha sido eliminada de las ondas ascendentes.

Esto confirma matemáticamente que toda la información resultante se debe a reflexiones sísmicas primarias, correspondientes a los cambios litológicos del subsuelo.

El Próximo paso consiste en sumar todas las trazas del registro de ondas ascendentes, ya que todas pertenecen a la misma vertical del pozo, sumando solamente la información más cercana a los geófonos.

El proceso final consiste en el cálculo de la impedancia acústica por debajo de la profundidad total del pozo. Para ello se toma una ventana en tiempo (- la zona de interés) y se calculan los coeficientes de reflexión (R), correlacionándola con la ondícula del sistema.

Una vez obtenidos los coeficientes de reflexión, se calculan los valores de impedancia acústica (I).

La curva de impedancia acústica permite identificar los contactos litológicos y, junto con los datos geológicos, estimar el tipo de litología. Sin embargo, algunos contactos con litologías diferentes pueden tener la misma impedancia acústica debido a que los rangos de velocidades y densidades frecuentemente se traslapan.

CORRECCION ESTATICA POR DISPARO

Como se mencionó anteriormente este problema se presenta cuando se usa dinamita y cañones de aire como fuente, y es consecuencia de la variación de la profundidad que disparo a disparo sufren, ya sea el pozo o la piscina.

Tal fenómeno de socavamiento o de fatiga del pozo requiere el uso de una profundidad diferente para cada disparo o de un pozo diferente el cual generalmente causa un cambio en los tiempos de arribo debido a el cambio en la geometría fuente-receptor.

En la siguiente figura se muestra un diagrama esquemático para los disparos del PSV, donde:

l = separación fuente-cabeza de pozo "offset"

d = profundidad del pozo para cada localización del pozo

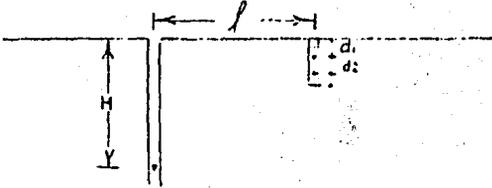
τ_i = Tiempo de arribo directo en el detector del pozo para cada localización.

H = Profundidad del geófono en el pozo.

Considerando el disparo 1 como base, se corregiran los datos de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$T_i = \sqrt{\frac{l^2 + (H - d_i)^2}{v}}$$

donde \bar{v} es la velocidad media de la región entre la fuente y el receptor,



SELECCION DE LOS INTERVALOS DE MUESTREO

Generalmente, las frecuencias más pequeñas en las ondas ascendentes y descendentes determinan el corte, por lo tanto interesa tener intervalos de profundidad de muestreo pequeños para lograr este corte tan alto como sea posible. Por ejemplo para una velocidad de 2500 m/s y una frecuencia de corte 100 Hz se requiere un intervalo menor de 12.5 m. cuando una fuerte onda de tubo es grabada. La zona de interferencia ocurre a una frecuencia menor, tal como puede verse en el dominio F-K, la distancia entre dos trazas deberá ser reducida.

ANALISIS DE FRECUENCIA Y FILTRO PASABANDA

Un mejoramiento adicional de la relación S/N puede obtenerse por medio del filtro pasa banda, pudiendose en algunos casos eliminar dos importantes fuentes de ruido como son: las ondas de tubo, que son un ruido coherente y el ruido aleatorio. Mediante un análisis espectral se pueden determinar las bandas de la señal ruido coherente y del ruido aleatorio. En los casos en que tanto el ruido coherente como el aleatorio esta fuera del rango; la separación por medio del filtro pasabanda es relativamente fácil, el problema se presenta cuando las frecuencias del ruido y la señal son muy parecidas. En este caso se recurre a la experiencia del procesador.

FORMA DE LA ONDÍCULA

El objeto es encontrar por medio de filtros la forma de la ondícula que fue generada por la fuente, pues en muchos trabajos se asume que la ondícula - siempre es la misma, lo cual es falso y representa una fuente de error muy importante.

El primer paso consiste en filtrar los datos de tal forma que se haga como si el bloque de datos haya sido obtenido a partir de ondículas idénticas.- En este caso se observa la ondícula monitoreada de cada intervalo de profundidad, dicha fuente no es del todo real debido a que el medio circundante - no es homogéneo. De esta forma (por comparación) elegimos una ondícula y - la llamamos ondícula estándar, que verdaderamente se elige de manera arbitraría. La ondícula monitoreada para cada profundidad de grabación es examinada y se diseña un filtro individual que convertirá cada ondícula monitoreada en la ondícula estándar. Este filtro se aplica al nivel de grabación apropiado, y el resultado es considerado como la grabación que debió haber sido obtenido si la fuente sísmica hubiese sido la misma para cada disparo.

ANÁLISIS DE AMPLITUD

La amplitud de los eventos sísmicos varía gradualmente con el tiempo y la - localización del detector.

Fenómenos tales como esparcimiento geométrico, pérdida de la energía distribuida en el viaje descendente a reflexiones ascendentes, efectos de múltiples atenuación inelástica, contribuyen al decaimiento de la amplitud.

El esparcimiento geométrico o dispersión geométrica es independientemente de la frecuencia, por consiguiente, su relación con las propiedades de las rocas existentes en el subsuelo que se pueden medir es muy pequeña, por lo tanto se hace necesario eliminar este efecto antes de hacer una interpretación geológica.

Es conveniente hacer algunas compensaciones adicionales por efectos no geométricas. Para determinar la compensación de amplitud apropiada se mide la amplitud del primer arribo para cada nivel, y esta amplitud es ajustada por mínimos cuadrados por la siguiente función:

$$\frac{c e^{-\alpha R}}{R} \text{ ó } c R^n$$

Donde R es la distancia a la fuente o es el tiempo de arribo, c y n y α son constantes. La cantidad R ayuda a cuantificar la dispersión geométrica; n y α ayudan a compensar por atenuación y transmisión perdidas y c es una constante arbitraria o factor de escala.

La dificultad para determinar una función de compensación para datos del PSV viene relacionada con las ondas de tubo. Debido a que las características de decaimiento de la amplitud son muy diferentes con respecto a la señal, se producen enormes amplitudes en los datos compensados por ganancia. Reverberaciones someras también interfieren con el análisis de amplitudes por que su amplitud no decrece con el tiempo como otros eventos.

La compensación final de la amplitud depende de la frecuencia, onda de tubo y del tipo de información que queremos derivar de los datos.

La atenuación es significativamente más alta en arenas porosas que en arcillas, bajo ciertas condiciones sirve como criterio para considerar existencias de gas.

EDITADO

Una parte importante del procesado sísmico es la eliminación de malas grabaciones.

Existen dos tipos de editado, uno automático y el otro por control del análisis. El primero rechaza trazas que contieren demasiados errores de sincronia o cuando es muy corto el registro.

Los programas generalmente permiten al procesador especificar el número de errores de sincronia permitidos o el número de muestras requeridas.

El segundo tipo es el que selecciona el procesador, en el cual el usuario - debe especificar cuales trazas o registros deberán ser omitidos.

De aquí se observa la ventaja del segundo método, pues en el se aprovecha - la experiencia del procesador.

C A P I T U L O I V

PERFIL SISMICO VERTICAL SINTETICO

El perfil sísmico vertical sintético es la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo. Un modelo en el dominio del tiempo ha sido desarrollado para calcular el perfil sísmico vertical sintético (PSVS) de un registro sísmico tomado en un pozo.

El PSVS ha probado ser extremadamente versátil en la interpretación de datos sísmicos, ya que éste permite al intérprete analizar la propagación del pulso fuente a través del subsuelo, considerando la profundidad en función del tiempo.

Previamente, la técnica del sismograma sintético proporcionaba un análisis de la respuesta de la tierra al pulso fuente, pero éste era sólo en la superficie, sin embargo, el desarrollo del PSVS proporciona gran conocimiento al problema de la propagación de onda en el subsuelo, que los cálculos muestran la respuesta de la tierra al pulso fuente en cualquier punto del subsuelo.

Por ejemplo, el sismograma sintético puede ser usado para identificar un evento en una sección sísmica tal como un múltiple, mientras que PSVS no sólo puede identificar al múltiple, sino que también el comportamiento que adopta el pulso fuente a lo largo de los estratos para crear el múltiple. Siendo el ejemplo anterior la diferencia más importante entre el perfil sísmico vertical y la sísmica horizontal o de superficie, ya que en la sísmica horizontal la fuente de energía y los geófonos son instalados a lo largo de la superficie de la tierra, mientras que en el perfil sísmico

vertical (PSV). la fuente de energía esta colocada en la superficie pero los geófonos están colocados dentro de un pozo, equiespaciados a intervalos de 50 a 100 pies y con grabaciones de algunos segundos de duración, en este caso, la propagación del pulso generado por la fuente puede ser seguido desde la superficie, pudiendose observar su comportamiento al atravesar los diferentes medios del subsuelo.

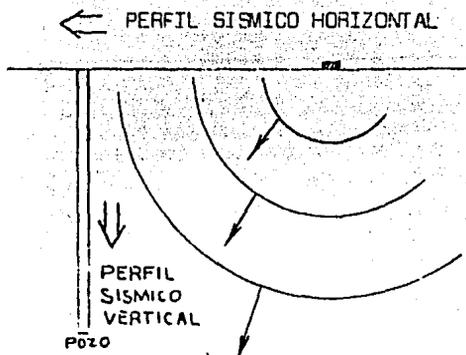


FIG. 33.- DIRECCION DE PERFILES SISMICOS
(MOD. C. ANC. A. OF THE S.V.S.P.K.D.W. 1981)

MODELO DE LA TIERRA, DEFINICION Y ANALISIS

Mucho se ha escrito sobre el problema de la propagación de ondas planas en un medio estratificado, esta técnica ha tenido probablemente su aportación más importante en la generación de sismogramas sintéticos.

El modelo de interés, es un modelo de K capas horizontales estratificadas, donde la tierra no absorbe las ondas verticales compresionales, cada capa en el modelo se asume con igual tiempo de propagación $\Delta\tau$, con velocidad V_j y densidad ρ_j .

Consideremos ahora una onda plana compresional que se propaga hacia abajo - con incidencia hasta la interfase (contraste de impedancia acústica) esta onda incidente genera una onda reflejada y una onda transmitida en la interfase. La relación entre la amplitud de onda reflejada y la amplitud de la onda incidente se conoce como coeficiente de reflexión R. De la misma forma, la relación entre la amplitud de la onda transmitida con la amplitud de la onda incidente se llama coeficiente de transmisión T. La relación de ambos coeficientes es $T = 1+R$.

El coeficiente de reflexión se define como :

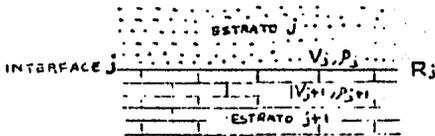


FIG. 34.- INTERFASE ENTRE DOS MEDIOS DE DIFERENTE DENSIDAD Y VELOCIDAD (MOD. ELS.T., E.M.P.; 1972)

$$R_j = \frac{(V_{j+1} \rho_{j+1}) - (V_j \rho_j)}{(V_{j+1} \rho_{j+1}) + (V_j \rho_j)} \quad 1(a)$$

La onda descendente D_{j+1} es el resultado de la porción transmitida de la onda descendente en la capa j , $(1+R_j) D_j$, y la porción reflejada de la onda ascendente en la capa $j+1$, $-R_{j+1} U_{j+1}$ este patrón de transmisión reflexión, se describe matemáticamente así:

$$U_j = R_j D_j + (1 - R_j) U_{j+1}$$

$$D_{j+1} = (1 + R_j) D_j - R_j U_{j+1}$$

que son las ecuaciones de la interfase y constituyen la base para el cálculo del PSVS.

El siguiente paso consiste en establecer un modelo multiestratificado. Este modelo se asume para K capas, cada una de las cuales tiene igual Δt .

La onda ascendente en la parte superior de la capa j esta definida como $u_j(t)$ y la onda descendente será $d_j(t)$. La onda ascendente en la parte inferior de la capa j es $u_j(t+\Delta t)$ dado que es idéntica a la onda ascendente en la parte superior de la capa j , excepto por la diferencia en el Δt . Asimismo, la onda descendente en la cima de la capa j será $d_j(t+\Delta t)$.

Observandose que no hay onda ascendente en la capa $K+1$, puesto que se asume que no existe reflexiones bajo el basamento.

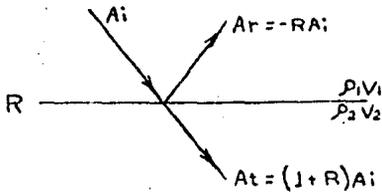
Notese también que el evento descendente en la superficie $m(t)$, es la fuente de energía usada para poner a vibrar el sistema.

La aproximación con el proceso de construcción del sismograma sintético, es simplemente para usar la onda ascendente en la superficie, (observar el $Y(t)$ de la siguiente figura).

Cuando no se cuenta con información sobre la densidad, se considera constante, y el coeficiente de reflexión se calcula mediante la siguiente relación:

$$R_j = \frac{(V_{j+1} - V_j)}{(V_{j+1} + V_j)} \quad (b)$$

Existen tres casos de reflexión mostrados con el siguiente modelo:



Debido al cambio de densidad en la frontera, al incidir una onda de amplitud A_i , se refleja una porción de ésta, $-RA_i$, y la porción que se transmite será $(1+R)A_i$, ya que debe cumplirse el principio de conservación de la energía así pues, si A_r , es la onda reflejada y A_t es la onda transmitida, se cumple que $A_i - A_r = A_t$.

Observese a continuación como de la variaciones de este coeficiente de reflexión que de hecho son el producto ρV denominado impedancia acústica, se modifica la amplitud de las ondas reflejada y transmitida.

Primer caso.- Cuando $\rho_1 v_1 \gg \rho_2 v_2$, entonces $R \approx -1$, por lo tanto la onda transmitida es $A_t = (1-1) A_i = 0$ y la onda reflejada $A_r = (+1) A_i = A_i$.

Esto quiere decir que cuando la impedancia acústica del medio uno es mayor que la del medio dos, la onda incidente se refleja casi totalmente, y la transmisión es casi nula.

Segundo caso.- Si $\rho_1 v_1 = \rho_2 v_2$ entonces $R = 0$ y para este caso, la parte transmitida $A_t = (1 + 0) A_i = A_i$ y la parte reflejada $A_r = A_i = 0$ es decir, que cuando el coeficiente de reflexión es nulo; esto cuando las impedancias acústicas de los medios es la misma, entonces no hay reflexión alguna, si no que la onda se transmite íntegramente.

Tercer caso.- Ahora cuando $\rho_2 v_2 \gg \rho_1 v_1$, entonces $R \approx 1$ y por consiguiente, la porción transmitida $A_t = (1+1) A_i = 2 A_i$. Este es un planteamiento equivoco que se denomina paradoja, la cual podemos evitar tomando en consideración la energía. La potencia media incidente por unidad de área es:

$$\langle P_i \rangle = \frac{1}{2} \rho_1 v_1 (2\pi f)^2 A_i^2$$

y la potencia media transmitida por unidad de área es:

$$\langle P_t \rangle = \frac{1}{2} \rho_2 v_2 (2\pi f)^2 A_t^2$$

Así pues:

$$\langle P_t \rangle = \frac{4 \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}}{1 + \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}} \langle P_i \rangle$$

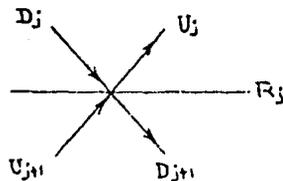
Entonces, cuando $\rho_2 v_2 \gg \rho_1 v_1$ esto implica que $\langle P_t \rangle \approx 0$ así que prácticamente no hay transmisión de energía a través de la frontera, a pesar del resultado $A_i = 2 A_r$ es decir, que la onda incidente refleja casi íntegramente con un cambio de fase indicado por el signo (-).

De los tres casos anteriores, se observa que tanto en el caso en que $\rho_2 v_2 \gg \rho_1 v_1$, como cuando $\rho_1 v_1 \gg \rho_2 v_2$ se cumple que $\langle P_r \rangle \approx \langle P_i \rangle$ esto es que casi toda la energía se refleja al cambiar bruscamente la impedancia ya sea en aumento o en disminución.

Regresando al modelo de interés, si se asume que ambas ondas, la descendente en el estrato j y la ascendente en la capa $j + 1$ con amplitudes D_j y U_{j+1} chocan en la interfase j , entonces se formarán en la capa j una onda ascendente con amplitud U_j y una descendente en la capa $j + 1$ con amplitud D_{j+1} .

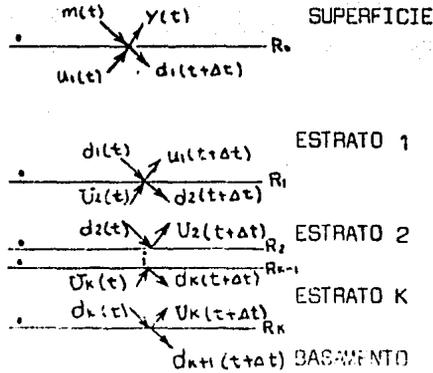
La onda ascendente U_j es el resultado de la porción reflejada de la onda descendente en la capa j , $R_j D_j$ y la porción transmitida de la onda ascendente en la capa $j + 1$ $(1 - R_j) U_{j+1}$

EVENTOS DE ENTRADA Y SALIDA EN LA INTERFASE



MODELO MULTISTRATIFICADO

.GEOFONO



Esta $y(t)$ es la suma de la porción reflejada de la fuente de energía, $R_0 m(t)$ y la porción transmitida de la onda ascendente en la parte superior de la primera capa $(1 - R_0) u_1(t)$

$$Y(t) = R_0 m(t) + (1 - R_0) u_1(t)$$

De tal manera que si se colecta la respuesta total de la onda en cada capa de la tierra, se obtendrá un PSVS.

En concreto, si se coloca un geófono en la parte inferior de las capas desde uno hasta K (como se muestra en el modelo multiestratificado) y se mide la respuesta completa, la cual incluye ambas ondas, la ascendente $U_j(t+\Delta t)$ y la descendente $d_j(t)$ para cada capa, la ecuación resultante de medición para la capa j es:

$$Y_j(t) = U_j(t+\Delta t) + d_j(t)$$

Debido a que todos los términos debe expresarse en función de t en vez de $t + \Delta t$ la ecuación en la interfase de la onda ascendente en la tabla 1 para $(t + \Delta t)$ puede ser usada para cambiar la ecuación a :

$$Y_j(t) = (1 + R_j) d_j(t) + (1 - R_j) U_{j+1}(t)$$

TABLA 1

Medición:

Sismograma Sintético

$$Y(t) = R_0 m(t) + (1 - R_0) U_1(t)$$

Perfil Sísmico Vertical Sintético

$$X_1(t) = U_1(t + \Delta t) + d_1(t) = (1 + R_1) d_1(t) + (1 - R_1) U_2(t)$$

$$X_2(t) = U_2(t + \Delta t) + d_2(t) = (1 + R_2) d_2(t) + (1 - R_2) U_3(t)$$

$$X_3(t) = U_3(t + \Delta t) + d_3(t) = (1 + R_3) d_3(t) + (1 - R_3) U_4(t)$$

⋮

$$X_k(t) = U_k(t + \Delta t) + d_k(t) = (1 + R_k) d_k(t) + (1 - R_k) U_{k+1}(t)$$

Respuesta Completa al Modelo

$$d_1(t + \Delta t) = (1 + R_0) m(t) - R_0 U_1(t)$$

$$U_1(t + \Delta t) = R_1 d_1(t) + (1 - R_1) U_2(t)$$

$$d_2(t + \Delta t) = (1 + R_1) d_1(t) - R_1 U_2(t)$$

$$U_2(t + \Delta t) = R_2 d_2(t) + (1 - R_2) U_3(t)$$

$$d_3(t + \Delta t) = (1 + R_2) d_2(t) - R_2 U_3(t)$$

$$U_3(t + \Delta t) = R_3 d_3(t) + (1 - R_3) U_4(t)$$

⋮

$$d_k(t + \Delta t) = (1 + R_{k-1}) d_{k-1}(t) - R_{k-1} U_k(t)$$

$$U_k(t + \Delta t) = R_k d_k(t)$$

Ejemplo simple del PSVS

En este caso, para el cálculo del PSVS, se usa el registro simple de velocidad con los siguientes datos:

INTERVALO DE MEDICION

VELOCIDAD DE REGISTRO

0	a	440 pies	5 000 pies / seg.
440	a	1090 pies	10 000 pies / seg.
1090	a	2282 pies	8 000 pies / seg.
2282	a	5012 pies	15 000 pies / seg.
5012			20 000 pies / seg.

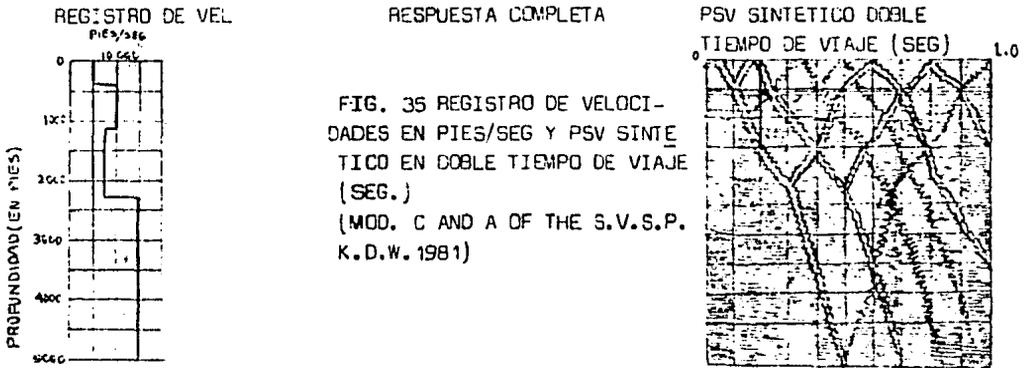
El registro de velocidad es integrado en función del tiempo con muestras a intervalos de un milifsegundo en tiempo sencillo de viaje. En este caso, la densidad se considera constante, y el coeficiente de reflexión se calcula mediante la ecuación 1 (b).

La energía necesaria para que la fuente haga funcionar al sistema es de fase mínima con frecuencia central y ancho de banda de 30 H_j. El coeficiente de reflexión y la energía de la fuente son los datos necesarios para calcular el PSVS usando las ecuaciones de la tabla 1.

NOTA: Las condiciones iniciales para las ondas descendentes y ascendentes son:

$$U_j(0) = 0 \quad \text{y} \quad d_j(0) = 0 \quad \text{PARA } j = 1, 2, 3, \dots, K$$

El resultado del ejemplo anterior se muestra en la siguiente figura:



NOTA: La traza del PSVS se calcula cada Δt seg. (en este caso $\Delta t = 1ms$

). Sin embargo el PSV actual es grabado a iguales espacios de profundidad (50 a 100pies).

Este ejemplo permite observar exactamente como responde la tierra a un pulso de la fuente, podemos distinguir entre eventos primarios y eventos múltiples, podemos ver el cambio de amplitud en las ondas, pues parte es transmitida y parte es reflejada; se puede ver como la estratificación de la tierra produce efectos en el pulso, además, para este modelo el PSVS requiere solo de un dato de entrada, al registro sísmico grabado dentro del pozo, y un pulso de la fuente, la densidad es opcional.

DESCOMPOSICION DEL PSVS

Se puede observar al PSVS en su comportamiento al analizar por separado los eventos primarios, los múltiples de primer orden, los múltiples de segundo orden, etc., se puede hacer lo anterior usando las series de descomposición de Dremmer descritas por Medél (1978)

Un primario se define como un evento que arriba a la superficie después de sufrir solo una reflexión. Un múltiple de primer orden es el evento que arriba a la superficie después de sufrir tres reflexiones, en general, el orden numérico de un múltiple es un evento que arriba a la superficie después de sufrir $2N + 1$ reflexiones, donde N es el orden del múltiple.

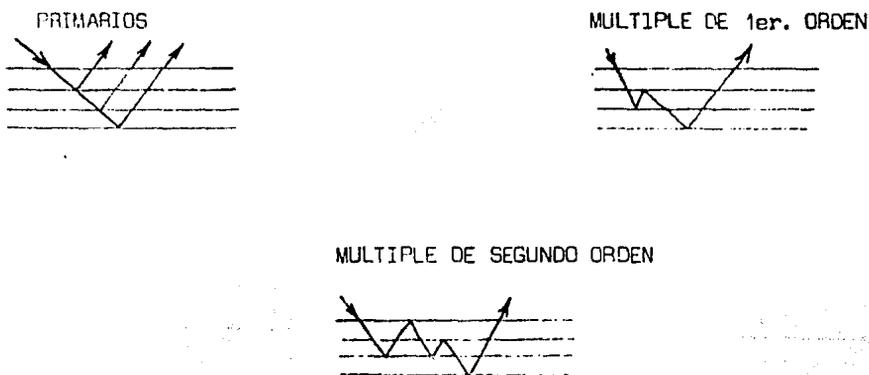


FIG. 36.- PRIMARIOS, MULTIPLES DE 1er. Y 2do. ORDEN
(MOD. C. AND A. OF THE S.V.S.P., 1981)

El problema ahora es la separación de eventos primarios del sistema. Esta separación se puede lograr, no permitiendo que las ondas ascendentes se vuelvan a reflejar, con esto se consigue la eliminación de los eventos múltiples. Esto se logra quitando el período de duración de las ondas descendentes cada vez que cruzan la interfase por medio de las ecuaciones de la tabla 1b.

Este nuevo grupo de ecuación se muestra en la tabla 2a.

NOTA: AHORA las ondas ascendentes U_{nj} y las ondas descendentes d_{nj} que tienen dos subíndices el subíndice j indica el estrato en cuestión y el subíndice n indica el orden del múltiple (cero orden indica un evento primario).

TABLA 2

PRIMARIOS

$$\begin{aligned}
 d_{01}(t+\Delta t) &= (1+R_0)m(t) \\
 U_{01}(t+\Delta t) &= R_1 d_{01}(t) + (1-R_1)U_{02}(t) \\
 d_{02}(t+\Delta t) &= (1+R_1)d_{01}(t) \\
 U_{02}(t+\Delta t) &= R_2 d_{02}(t) + (1-R_2)U_{03}(t) \quad 2a \\
 d_{03}(t+\Delta t) &= (1+R_2)d_{02}(t) \\
 U_{03}(t+\Delta t) &= R_3 d_{03}(t) + (1-R_3)U_{04}(t) \\
 &\vdots \\
 d_{0k}(t+\Delta t) &= (1+R_{k-1})d_{0, k-1}(t) \\
 U_{0k}(t+\Delta t) &= R_k d_{0k}(t)
 \end{aligned}$$

ORDEN NUMERICO DE LOS MULTIPLES

$$\begin{aligned}
 dn_1(t+\Delta t) &= R_0 U_{n-1,1}(t) \\
 U_{n1}(t+\Delta t) &= R_1 d_1(t) + (1-R_1) U_{n2}(t) \\
 dn_2(t+\Delta t) &= (1+R_1) dn_1(t) - R_1 U_{n-1,2}(t) \\
 U_{n2}(t+\Delta t) &= R_2 dn_2(t) + (1-R_2) U_{n3}(t) \\
 dn_3(t+\Delta t) &= (1+R_2) dn_2(t) - R_2 U_{n-1,3}(t) \\
 U_{n3}(t+\Delta t) &= R_3 dn_3(t) + (1-R_3) U_{n4}(t) \\
 &\vdots \\
 dn_k(t+\Delta t) &= (1+R_{k-1}) dn_{k-1}(t) - R_{k-1} U_{n-1,k}(t) \\
 U_{nk}(t+\Delta t) &= R_k dn_k(t)
 \end{aligned}$$

2 b

CORRECCION POR DIVERGENCIA ESFERICA

La corrección por divergencia esférica en el PSVS se efectúa por medio de la siguiente ecuación:

$$CF = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta t v_i^2}{v_1}$$

donde el rayo viaja a través de n estratos con velocidad v_i y un tiempo de viaje Δt , Esta ecuación sin embargo, necesita la ley de velocidades completa de cada rayo individual. El PSVS no alcanza siempre a obtener la ley de velocidades completa para cada rayo.

Un enfoque más simple sobre el PSVS lo de la compañía Schlumberger donde su sismograma sintético GEOGRAM esta construido por tres elementos. De esta forma el primer elemento para la reconstrucción de la traza sísmica en dirección del pozo de velocidad obtenida por el registro sónico, el cual viene expresado es la curva

en unidades de microsegundo por pie, por lo que su inverso multiplicado por constantes de conversión se transforma en velocidad expresada en metros por segundo.

El segundo elemento es la curva de densidad, que se obtiene directamente del registro de densidad del pozo, normalmente expresado en gramos por centímetro cúbico.

Con estos dos elementos fundamentales, sónico y densidad, se obtiene la función de coeficientes de reflexión en profundidad.

Es necesario realizar la conversión profundidad- tiempo para que la escala del sismograma esté en tiempo doble de viaje sísmico, tal como viene representadas las secciones sísmicas.

Para esto, se emplea un tercer elemento que son los disparos sísmicos de verificación. Estos disparos sísmicos se realizan con el objeto de medir los tiempos de viaje del pulso sísmico desde la superficie hasta diversas profundidades, generalmente espaciadas 250m, o en cambios litológicos importantes.

El resultado de los disparos sísmicos es una tabla de valores tiempo-profundidad, los cuales una vez verticalizados y mediante el empleo del registro sónico, nos permiten calcular la conversión continua y exacta tiempo-profundidad.

Los disparos sísmicos de verificación se efectúan empleando una fuente de ondas compresionales (cañón de aire o camión vibrador) colocada en la superficie y una estación receptora de ondas sísmicas, colocada a una determinada profundidad en el pozo.

En el momento en que se efectúa el disparo, un receptor colocado junto a la fuente recibe el pulso instantáneo para fijar el tiempo cero de referencia. A continuación el pulso sísmico viaja por el subsuelo hasta llegar a la estación de geófonos, colocada a una determinada profundidad en el pozo. El tiempo de viaje de la onda constituye el tiempo de tránsito sísmico y es el tercer elemento para la elaboración del sismograma sintético vertical.

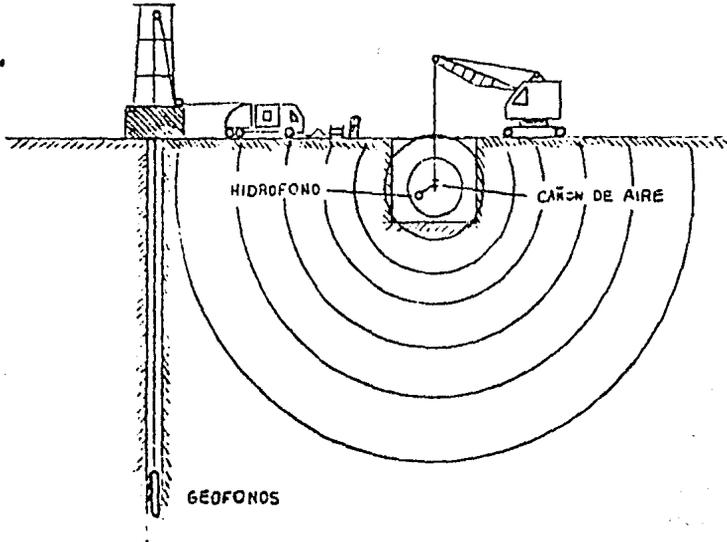


FIG. 37.- OPERACION SISMICA DE POZO PARA TIERRA
(MOD. E.F.M., SCHLLMBERGER 1984).

ELABORACION DEL SISMOGRAMA SINTETICO GEOGRAM

La curva de tiempo de tránsito sísmico se presenta en unidades de microsegundos/pie gráficamente se tiene en el eje vertical la profundidad (pies o metros) y en el eje horizontal el valor del tiempo (microsegundos/pie)- de modo que la integración o área bajo la curva del sísmico dé el tiempo absoluto para cada profundidad. Este principio básico permite la conversión continua tiempo-profundidad.

Debido a que el área bajo la curva sísmica da directamente el tiempo, es necesario que el registro esté libre de ruidos y distorsiones. Ejemplos de ruido en el registro sísmico son los saltos de ciclo y un ejemplo de distorsión es aquella causada por la invasión del lodo en la formaciones y por la rugosidad del pozo.

Estos efectos causan alteraciones en la curva de tiempo de tránsito sísmico que deben ser eliminadas a fin de obtener una conversión tiempo-profundidad precisa.

Para efectuar la corrección del registro sísmico, se emplean los disparos sísmicos de calibración. Estos consisten como se mencionó anteriormente en pulsos sísmicos generados en la superficie, cerca del pozo, que se grabarán por estaciones de geófonos a diferentes profundidades del pozo. De esta forma el tiempo transcurrido desde el disparo hasta la recepción, es el tiempo sísmico para la profundidad a la que se encuentra el geófono. Con este método, se obtiene una tabla de "n" valores exactos, tiempo profundidad.

La tabla de valores debe coincidir con la integración del registro sísmico para cada profundidad correspondiente, por lo que el registro se corrige hasta que la tabla tiempo-profundidad de los disparos sísmicos y la integración del tiempo esten de acuerdo.

La corrección del registro sísmico se realiza mediante la curva de calibración que no es más que la diferencia entre la curva de tiempos de los disparos sísmicos y la curva de tiempos obtenidos integrando el registro original. En la curva de corrección, se pueden obtener valores tanto positivos como negativos.

Los valores positivos indican que el tiempo de tránsito medido, ha señalado valores inferiores a los reales y es necesario aumentarlo. Esta corrección representa un aumento del área bajo la curva de tiempo en la zona de corrección positiva. Un valor negativo en la curva de corrección indica que el registro sísmico ha estado señalando valores mayores a los reales por lo que es necesario bajar el valor del tiempo y reducir el área bajo la curva hasta que el tiempo integrado sea igual al del disparo sísmico.

Una vez que el registro sísmico este calibrado, se genera la conversión continúa tiempo-profundidad integrando el sísmico cada medio pie hasta la profundidad total del pozo.

El siguiente paso en la elaboración del sismograma sintético vertical, consiste en calcular la curva de impedancia acústica (I) donde

$$I = VD$$

$$V = (\text{velocidad})$$

$$D = (\text{densidad})$$

Para obtener la impedancia acústica, basta multiplicar el inverso del tiempo de tránsito sónico por la densidad.

Una vez que se obtiene la impedancia acústica, se calculan los coeficientes de reflexión (R).

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{V_2 D_2 - V_1 D_1}{V_2 D_2 + V_1 D_1}$$

Los coeficientes de reflexión representan la ubicación y magnitud de los cambios litológicos del subsuelo por lo que constituyen el modelo geológico del mismo.

Para obtener el PSVS se diseña una onda de determinada forma y frecuencia (lo más similar posible a las ondas generadas por las fuentes sísmicas) y se convoluciona con los coeficientes de reflexión, obteniéndose de esta forma los eventos sísmicos primarios.

Finalmente, a partir de los eventos primarios se calculan los eventos sísmicos múltiples generados por encima de la profundidad total del pozo.

DIFERENCIA ENTRE EL PSV Y EL PSVS

El perfil sísmico vertical PSV consiste básicamente en un solo elemento: la traza sísmica. Esta traza sísmica es similar a la obtenida en los disparos de calibración con la diferencia de que ahora no solo se va a emplear el primer pulso de la traza sino el tren de cada onda con varios segundos de información. Mientras que para la elaboración del PSVS sólo se necesita del primer pulso de la traza, siendo esta la diferencia más importante entre el PSV y el PSVS.

Este ejemplo muestra la correlación de un registro de GEOGRAM con una parte de sección sísmica de superficie.

Los registros sísmico corregido y de densidad reconstruido, que se obtuvieron luego de procesar los perfiles originales, fueron utilizados para calcular los coeficientes de reflexión de cada zona.

Se efectuó la convolución de estos coeficientes con un pulso de onda tipo (ondícula), obteniéndose la traza sísmica teórica. Esta traza fue extendida en una sección sísmica sintética para así corresponder con la presentación de la sección sísmica real.

Usando la información del perfil de buzamiento, la sección de GEOGRAM fue rotada y proyectada desde el pozo hacia una línea sísmica adyacente.

El registro de GEOGRAM está diseñado para permitir a geólogos y geofísicos una correlación directa entre características de una sección sísmica y perfiles de pozo abierto presentados en una escala de tiempo compatible. Mediante las computaciones del GEOGRAM se pueden incluir diferentes modelos geológicos combinando la información de buzamiento, los datos del perfil de densidad corregidos por efectos de pozo, el perfil sísmico sísmico calibrado con un registro de referencia sísmica y las correcciones de profundidades obtenidas al proyectar el pozo sobre una vertical. Los resultados pueden ser trasladados a cualquier línea sísmica cercana.

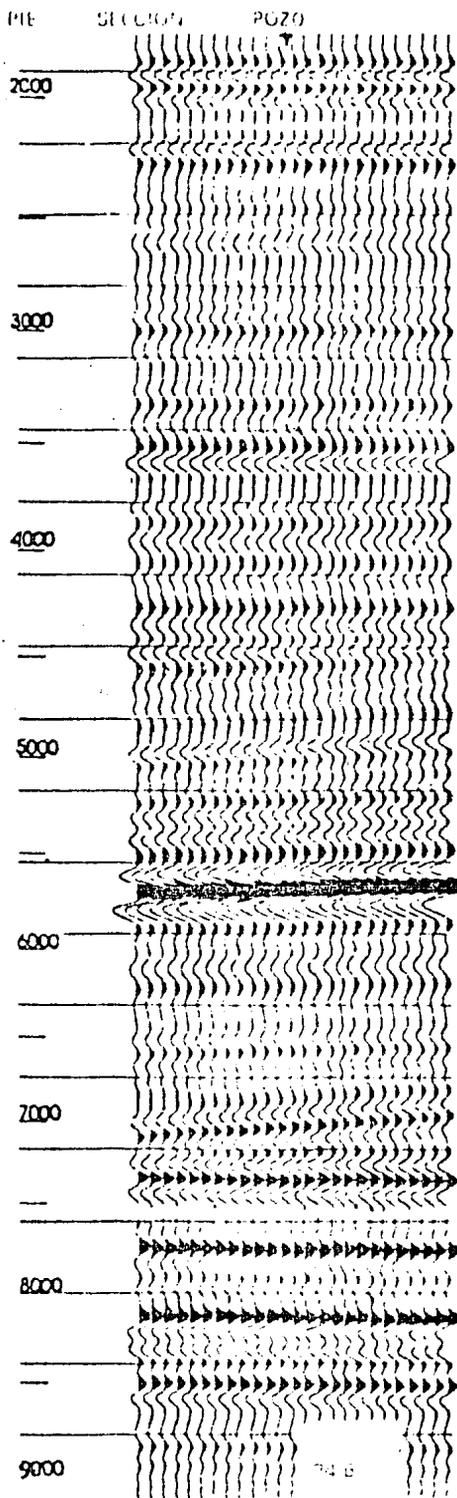
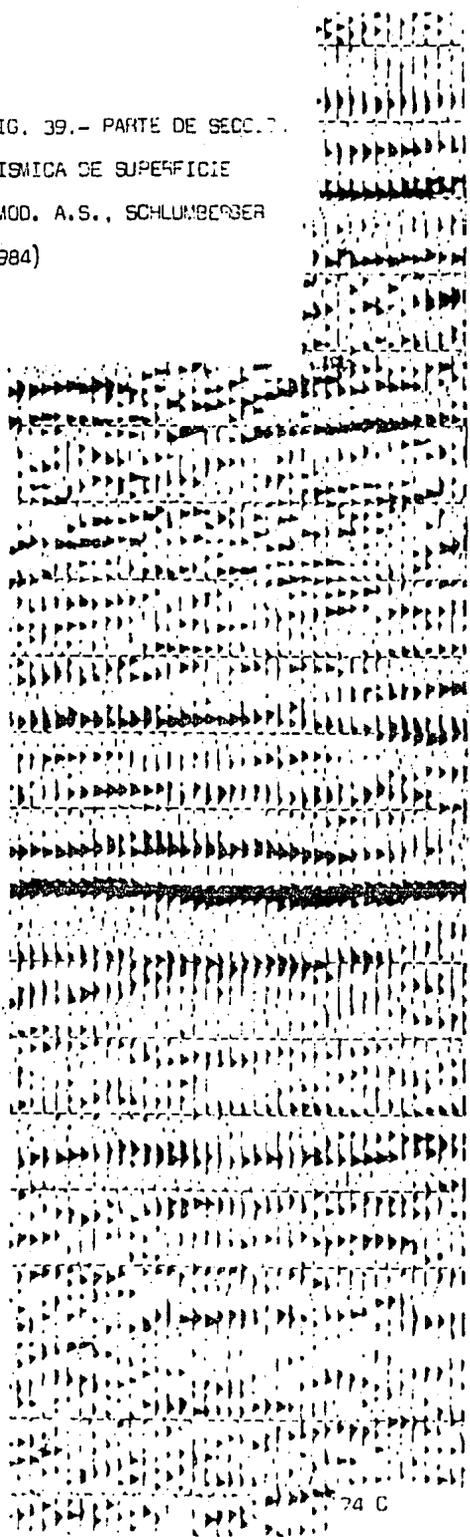


FIG. 38.- REGISTRO DE GEORAM
 (POR. A.S., FO-LIMBERGER 1934)

FIG. 39.- PARTE DE SECCION
SISMICA DE SUPERFICIE
(MOD. A.S., SCHLUMBERGER
1984)



(PROFUNDIDAD EN PIES)

APLICACIONES

El objetivo fundamental del PSV es el de ayudar a obtener una sección sísmica de alta calidad, resolución y penetración en la vecindad del pozo.

El objetivo se logra empleando una fuente sísmica de buena potencia que propicie una alta resolución y colocando las estaciones receptoras (geófonos) dentro del pozo; lo que permite las reflexiones de los cambios litológicos muy cercanos a estas.

Con esto se evita que la onda sísmica sufra pérdidas de amplitud, resolución, se evita también la generación de más múltiples al tener que viajar hasta la superficie, como el caso de la sísmica convencional.

Lo anterior es importante, ya que el viajar la onda un intervalo menor, la relación "señal/ruido" permanece alta (menos pérdida de amplitud por absorción transmisión, divergencia esférica, menos captación de ruido ambiental) debido a que hay menos dispersión (pérdida de altas frecuencias), la resolución es mayor y la generación de ruidos coherentes o múltiples es menor.

En vista de que se tiene la información de múltiples en las ondas ascendentes es posible suprimir efectivamente los múltiples.

Ya que se tiene la forma del pulso sísmico al momento de ser recibido el arribo directo, es posible la correlación con la señal sísmica completa y obtener así los coeficientes de reflexión, con los que se estima la impedancia acústica a lo largo y por debajo de la profundidad total del pozo.

Es importante señalar que en una sección sísmica convencional se tiene información longitudinal de varios kilómetros con relativa resolución y penetración. Mientras que en el PSV se obtiene una sección sísmica de buena resolución y alta penetración, pero sólo en la región vertical vecina del pozo.

La combinación y correlación de ambas informaciones proporciona una herramienta completa en la elaboración de la interpretación sísmica.

El PSV se emplea para aportar información sobre los cambios litológicos por debajo de la profundidad total del pozo: espesores de anhidrita, espesores de sal, ubicación del basamento, ubicación de la base de la formación a la que se encuentra perforando actualmente el pozo.

Esta información es sumamente importante para ayudar a la toma de decisiones sobre tubería, cementación, programación de objetivos en perforación y programación de nuevos pozos.

Además, como ya se ha referido, el PSVS (perfil sísmico vertical sintético) constituye una gran ayuda para interpretar las secciones sísmicas convencionales. De acuerdo con lo anterior, su importancia radica en:

1. Conversión exacta y continua de tiempo (sísmico) en profundidad.
2. Identificación y correlación de eventos sísmicos primarios.
- 3.- Identificación y correlación de eventos sísmicos múltiples, generados por encima de la profundidad total del pozo.
4. Comparación de la amplitud sísmica verdadera del procedimiento PSVS, tanto de primarios y múltiples, con la amplitud balanceada de la sección sísmica.
5. Correlación de información sísmica con los demás registros del pozo.
- 6.- Correlación de los echados con la sísmica superficial.
7. Empleo de las velocidades sísmicas para el reprocesamiento de la sísmica de superficie (correlación normal y migración).

El procesamiento del PSVS también permite introducir los datos de buzamientos derivados del registro de echados y realizar un sismograma de los eventos sísmicos con su echado verdadero y correlacionarlo con la sección sísmica.

Es importante señalar que en el PSVS la información sísmica obtenida es sumamente precisa, ya que se obtiene a partir de mediciones realizadas a escasos centímetros de las formaciones.

El PSVS no está influenciado por las trayectorias de los rayos sísmicos - ni por los múltiples o la pérdida de energía y su resolución es muy grande, ya que se tienen los coeficientes de reflexión, pudiendo convolucionarse con cualquier tipo de onda de cualquier forma y frecuencia.

CONCLUSIONES

=====

En este trabajo, se ha mencionado las ventajas y limitaciones de la sección sísmica de superficie, el perfil sísmico vertical (PSV) y el perfil sísmico vertical sintético (PSVS) al usarse por separado para interpretación sísmica. Sin embargo, la combinación y correlación de estos elementos constituye una fuente completa de información para la interpretación sísmológica del subsuelo.

La exploración petrolera esta expandiendo sus fronteras con la ayuda de la sísmica de pozo, que aporta nuevos e importantes tipos de soluciones para los problemas in-situ de exploración, desarrollo y explotación, así como también para el estudio del comportamiento de la tierra ante la sísmología.

La determinación de impedancia acústica por debajo del pozo, la interpretación estructural y estratigráfica en las cercanías del pozo, la delineación de yacimientos y, el reprocesamiento y reinterpretación de la sísmica de superficie son los objetivos principales a los que se ha enfocado la sísmica de pozo y su finalidad es proveer las respuestas a estos problemas de una manera rigurosa, con mayor resolución y seguridad.

Sin embargo, debido a los altos costos que representa la utilización de esta herramienta, sólo debe usarse en zonas donde los objetivos sean confusos y donde la esperanza de encontrar un yacimiento de hidrocarburos sea alentadora.

Por lo anterior se requiere de una gran experiencia del intérprete para decidir el uso de la herramienta.

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

- * ENRIQUE DEL VALLE TOLEDO, 1982, APUNTES DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA (ED FI)
- * JAIME YAMAMOTO, 1984, APUNTES DE MATERIA FISICA DE LAS ONDAS, INEDITO-MEXICO
- * SCHLUMBERGER, 1984, EVALUACION DE FORMACIONES EN MEXICO, IMPRIMERIE - MODERNE OULION SN. PARIS FRANCIA.
- * K. DAUTENHAHN WYATT, 1981, CALCULATION AND APPLICATIONS OF THE SINTEIC VERTICAL SEISMIC PROFILE, SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS, TULSA OKLAHOMA.
- * ERASMO MEJIA POZOS, 1972, EL SISMOGRAMA TEORICO, BOLETIN DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION, MEXICO.
- * WATERS KENNETH H., REFLECTION SEISMOLOGY., ED JOHN WILEY ANDSONS, U.S.A.
- * ROBINSON E A; TREITEL. S., 1984, GEOPHYSICAL SIGNAL ANALYSIS, ENGLEWOOD N.J.
- * ANSTEY N.A., SEISMIC INTERPRETATION THE PHYSICAL ASPECTS, INTERNATIONAL HUMAN RESOURCES DEVELOPMEN CORPDRATION, BOSTON MASSACHUSETTS.
- * CASSEL BRUCE, 1984, VERTICAL SEISMIC PROFILES AN INTRODUCTION.
- * SEEMAN B HOROWICZ, 1983, VERTICAL SEISMIC PROFILING (SEPARATION OF UPE DING DOWNGOING ACOUSTIC WAVES IN A STRATIFIED MEDIUM, GEOPHYSICS VOL. 48 U.S.A.
- * MORGAN HABIL A., 1977, THE NEW SEISMIC EXPLORATIONIST FIELD, PROCESSING & INTERPRETATION METHODS, INTERNACIONAL HUMAN RESOURCES DEVELOPMEN CORPDRATION, BOSTON MASSACHUSETTS.
- * DOBRIN MILTON-BURMETT, 1976, INTRODUCCION TO GEOPHYSICAL PROSPECTING, ED MC GRAW-HILL, NEW YORK.

- * B.A. HARDAGE, 1981, GEOPHYSICS VOL. 46 AN EXAMINATION OF TUBE WAVE IN VERTICAL SEISMIC PROFILING DATA, PHILLIPS PETROLEUM COMPANY BARTLE SVILLE, OK
- * P. NEWMAN, 1973, DIVERGENCE EFFECTS IN A LAYERED EARTH, GEOPHYSICS - VOL. 38 No. 3., U.S.A.
- * DISENA J.P., VERTICAL SEISMIC PROFILING A PROCESSING AND ANALISIS CAS E STUDY, SOth ANNUAL INTERNATIONAL MEETING OF SEG., USA.
- * TARIEL P. MICHON D., 1984, VERTICAL SEISMIC PROFILE PROCESSING GEOPHYSICAL PROSPECTING 32, 775-789 U.S.A.
- * WATERS KENNETH H., 1981, REFLECTION SEISMOLOGY, SECOND EDITION, ED JOHN WILLEY AND SONS, U.S.A.
- * FITCH A.A., 1981, VERTICAL SEISMIC PROFILING, THE SOUTHERN GEOPHYSICAL-SOCIETY, NEW ORLEANS U. S. A.
- * STEWART R.R., 1984, SEISMIC VERSUS SONIC VELOCITIES: VERTICAL SEISMIC - PROFILING STUDY; GEOPHYSICS VOL. 49, U.S.A.
- * SENGBUSH R.L. AND FOSTER M.R., 1968, OPTIMUM MULTICHANEL VELOCITY FILTERS GEOPHYSICS V. 33, P. 11-35, U.S.A.

Abreviaciones

- * (MOD. AI.G. E. del V.T. 1982)--- ENRIQUE DEL VALLE TOLEDO; 1982 APUNTES DE INTRODUCCION A LA GEOFISICA (EDFI).
- * (MOD. A.F.O., J. Y. 1984)---- JAIME YAMAMOTO, 1984, APUNTES DE MATERIA FISICA DE LAS ONDAS, INEDITO, MEXICO).
- * (MOD.IG.O.D.M.B. 1976)---DOBRIN MILTON BURMETT, 1976, INTRODUCTION TO GEOPHYSICAL PROSPECTING, ED. MC. GRAW-HILL, NEW YORK.
- * (MOD. D.E. L.F.P.N. 1973)---P. NEWMAN, 1973, DIVERGENCE EFFECTS IN A LAYERED EARTH, GEOPHY SIGS, VOL. 38 NUM. 3., USA.
- * (MOD. V.S.P. ANDI., CASSEL BRUCE, 1984)--- CASSEL BRUCE, 1984, VERTICAL SEISMIC PROFILES AN INTRODUCTION.
- * (MOD. V.S.P. AND P. ANDA: D.V.P.)--- DISENA J.P., VERTICAL SEISMIC PROFILING A PROCESSING AND ANALISIS CAS E STUDY, SOTH ANNUAL INTERNATIONAL MEETING OF SEG., USA.
- * (MOD. O.N. V.S. P.P.. T.P. M.D. 1984)--- TARIEL P. MICHON P., 1984, VERTICAL SEISMIC PROFILE PROCESSING GEOPHYSICAL PROSPECTING 32, 775-789 USA.
- * (MOD. EF.M., SCHLUMBERGER)--- SCHLUMBERGER, 1984, EVALUACION DE FORMACIONES EN MEXICO, IMPRIMERTE MODERNE DULION SN. PARIS FRANCIA.
- * (MOD. THE N.S. E.F., P.C.I.M., M.H.A., 1977)---MORGAN HABIL A. 1977, THE NEW SEISMIC EXPLORATIONIST FIELD, PROCESSING E INTERPRETATION METHODS, INTERNATIONAL HUMAN RESOURCES DEVELOPMEN CORPORATION, BOSTON MASSACHUSETTS.
- * (MOD. C. AND. OF. THE S.J.S. P.K.D.W. 1981)---K DEUTEN HAHN WYATT, - 1981. CALCULATION AND APPLICATION OF THE SINTETIC VERTICAL SEISMIC PROFILE, SOCIETY OF OEPLORATION GEOPHISICISTS, TULSA OKLAHOMA.
- * (MOD. ELS. T., E.M.P. 1972)--- ERASMO MEJIA POZO, 1972, EL SISMOGRAMA TEORICO, BOLETIN DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION, MEXICO.

EJEMPLO

INFORME DEL REGISTRO PSV DE UN POZO

C O N T E N I D O

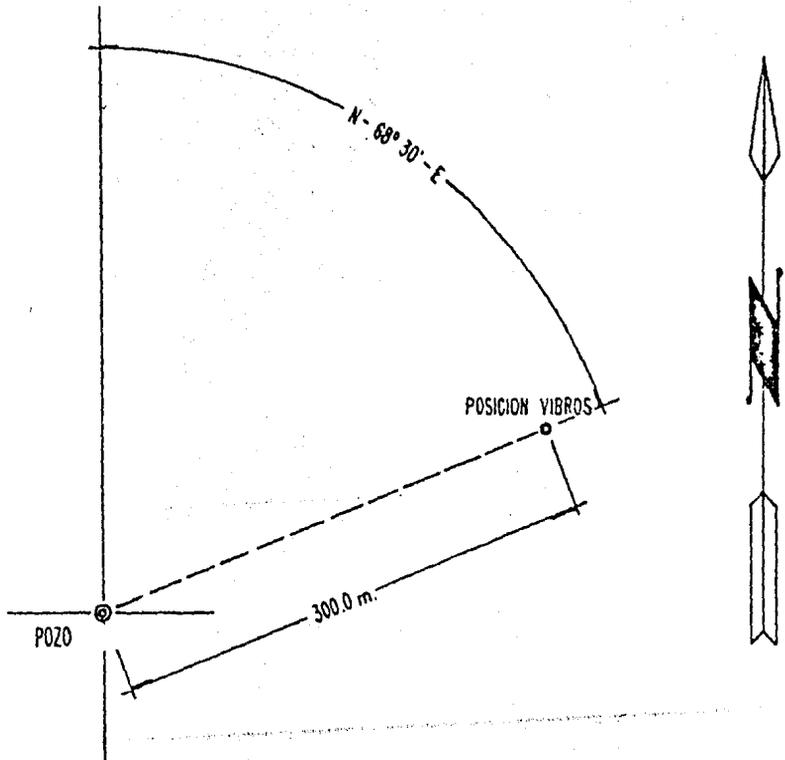
- I).
 - MAPA DE LOCALIZACION
 - DIAGRAMA DE TIRO
 - COLUMNA GEOLOGICA
 - ESTADISTICA DE OPERACION
 - INTERPRETACION

- II).
 - TABLA DE CALCULO PARA LA DETERMINACION DE VELOCIDAD (INTERVALOS PEQUEROS)
 - TABLA DE CALCULO PARA LA DETERMINACION DE VELOCIDADES (COMO TIRO NORMAL DE POZO)
 - GRAFICA T-Z, V_m y V_l

- III).
 - ANALISIS ESTADISTICO PARA LA DETERMINACION DE FUNCIONES DE VELOCIDAD
 - TABLA TIEMPO DE REFLEJO-PROFUNDIDAD

- IV).
 - LAMINAS DE LA SECUENCIA DE PROCESADO Y SUS RESULTADOS

DIAGRAMA DE TIRO



	COTA (M)	DIST (M)
P O Z O	978 32	
P. VIBRO	956 64	3000

COLUMNA GEOLOGICA

<u>Formación</u>	<u>m.b.m.r.</u>	<u>m.b.n.r.</u> <u>n.r. = 956.64</u>	<u>Tiempo Sencillo</u> <u>Segundos</u>
Austin	Aflora	----	----
Eagle Ford	24	----	----
Buda	236	----	----
Del Río	270	----	----
Georgetown	301	----	----
Kiamichi	408	----	----
Tamaulipas Superior	479	453	0.1210
La Peña	931	905	0.1946
Cupido	1012	986	0.2134
La Virgen	1148	1122	0.2382
La Mula	2226	2200	0.4304
Padilla	2478	2452	0.4828
Eq. Barril Viejo Mch.	2645	2619	0.5134
J. La Casita ?	3227 ?	3201	0.610 (E).
P. Total de Oper.	2880	2854	0.5569

REFERENCIAS TOPOGRAFICAS

a). Mapa de Localización.

b). Coordenadas:

Sistema: U.T.M.

X =

Y =

c). Elevaciones:

Elevación de la mesa rotaria.....982.62 m.

Elevación del terreno.....978.32 m.

Elevación de la posición de los

vibradores.....956.64 m.

d). Distancia al pozo y rumbo de la posición de
los vibradores con respecto al pozo:

300 m. N-68°30'-E

ESTADISTICA DE OPERACION

El registro se inició a las.....18:00 h. (28-V-85).
El registro se terminó a las.....02:05 h. (29-V-85).
Tiempo empleado en conexiones.....01:00 h.
Horas totales de trabajo incluyendo
tránsito y conexiones.....14:35 h.
Tiempo del sismodetector
dentro del pozo.....08:05 h.
Tiempo de tránsito total
(viaje de ida y vuelta,.....05:30 h.
Número de niveles observados.....92
Número de sismogramas obtenidos
(incluyendo niveles repetidos).....99
Número de vibradores operando.....2

Longitud de barrido.....10 s.
Frecuencia de barrido.....12/72 Hz.
Filtros de grabación.....8/36-124/72
Número de barridos por vibrador.....5,6,7 (predominó 5).

I N T E R P R E T A C I O N

Las ondas de tubo generadas en la superficie y en los cambios de ademe, debido a su fuerte amplitud, se muestran continuas a lo largo de toda la lámina del demultiplexado e interfieren de manera notable a la identificación visual de los reflejos ascendentes.

Sin embargo en la lámina que corresponde a la aplicación del filtro de velocidades (Fig. - D) es fácilmente reconocible la presencia de varios reflejos ascendentes y continuos provenientes de los horizontales profundos.

La calidad de los reflejos mencionados, así como de los primeros arribos permiten calificar la operación de cambio como buena.

Los principales y probables reflejos ascendentes interpretados por debajo de la profundidad total de operación se mencionan a continuación:

<u>TIEMPO DE REFLEJO</u>	<u>PROFUNDIDAD APROXIMADA</u>	<u>CONFIABILIDAD</u>
1.140 s.	3 050 m	BUENO
1.300 s.	3 450 m	REGULAR
1.410 s.	3 750 m	REGULAR
1.580 s.	4 200 m	DUDOSO
1.850 s.	4 900 m	BUENO
2.080 s.	5 550 m	REGULAR
2.280 s.	6 100 m	DUDOSO
2.450 s.	6 550 m	DUDOSO

DETERMINACION DE VELOCIDADES

(COMO TIRO NORMAL DE POZO PROFUNDO)

BIRDWELL VELOCITY SURVEY

PAGE 1

ELEV 982 DWD 26. TOTAL DEPTH 2880. ELEV DATUM 956 VE 2500
 INPUT UNITS IN M OUTPUT DEPTH UNITS IN M OUTPUT VELOCITY UNITS IN M/SEC

REC NO	VERTICAL DGM	DGD	ES	DS	DELTA SD	DGS	H DIST	COS I	T	TGS	DELTA SD/VE	TGD	AUG TGD	VA	DELTA DGD	DELTA TGD	VI
1	480.	454.	956.	0.	0.	454.	300.	0.8343	0.1450	0.1210	0.0000	0.1210	0.1210	3752.	454.	0.1210	3752.
2	690.	664.	956.	0.	0.	664.	300.	0.9113	0.1720	0.1567	0.0000	0.1567	0.1567	4237.	210.	0.0357	5882.
3	930.	904.	956.	0.	0.	904.	300.	0.9491	0.2050	0.1946	0.0000	0.1946	0.1946	4645.	240.	0.0379	6332.
4	1012.	986.	956.	0.	0.	986.	300.	0.9567	0.2231	0.2134	0.0000	0.2134	0.2134	4620.	82.	0.0188	4362.
5	1148.	1122.	956.	0.	0.	1122.	300.	0.9661	0.2466	0.2382	0.0000	0.2382	0.2382	4710.	136.	0.0248	5484.
6	1470.	1444.	956.	0.	0.	1444.	300.	0.9791	0.3010	0.2947	0.0000	0.2947	0.2947	4900.	322.	0.0565	5699.
7	1770.	1744.	956.	0.	0.	1744.	300.	0.9855	0.3520	0.3469	0.0000	0.3469	0.3469	5027.	300.	0.0522	5747.
8	1920.	1894.	956.	0.	0.	1894.	300.	0.9877	0.3800	0.3753	0.0000	0.3753	0.3753	5047.	150.	0.0284	5282.
9	2226.	2200.	956.	0.	0.	2200.	300.	0.9908	0.4344	0.4304	0.0000	0.4304	0.4304	5112.	306.	0.0551	5554.
10	2478.	2452.	956.	0.	0.	2452.	300.	0.9926	0.4864	0.4828	0.0000	0.4828	0.4828	5079.	252.	0.0524	4809.
11	2645.	2619.	956.	0.	0.	2619.	300.	0.9935	0.5168	0.5134	0.0000	0.5134	0.5134	5101.	167.	0.0306	5458.
12	2880.	2854.	956.	0.	0.	2854.	300.	0.9945	0.5600	0.5569	0.0000	0.5569	0.5569	5125.	235.	0.0435	5402.

BIRDWELL VELOCITY SURVEY

PAGE 1

ELEV 982 DWD 26. TOTAL DEPTH 2080. ELEV DATUM 956 VE 2500
 INPUT UNITS IN M OUTPUT DEPTH UNITS IN M OUTPUT VELOCITY UNITS IN M/SEC

REC NO	VERTICAL DGM	DGD	ES	DS	DELTA SD	DGS	H DIST	COS I	T	TGS	DELTA SD/VE	TGD	AVG TGD	VA	DELTA DGD 454.	DELTA TGD 0.1210	VI 3752.
1	480.	454.	956.	0.	0.	454.	300.	0.8343	0.1450	0.1210	0.0000	0.1210	0.1210	3752.			
2	510.	484.	956.	0.	0.	484.	300.	0.8500	0.1500	0.1275	0.0000	0.1275	0.1275	3796.	30.	0.0065	4615.
3	540.	514.	956.	0.	0.	514.	300.	0.8637	0.1540	0.1330	0.0000	0.1330	0.1330	3865.	30.	0.0055	5455.
4	570.	544.	956.	0.	0.	544.	300.	0.8757	0.1580	0.1384	0.0000	0.1384	0.1384	3931.	30.	0.0054	5596.
5	600.	574.	956.	0.	0.	574.	300.	0.8863	0.1610	0.1427	0.0000	0.1427	0.1427	4022.	30.	0.0043	6977.
6	630.	604.	956.	0.	0.	604.	300.	0.8863	0.1610	0.1427	0.0000	0.1427	0.1427	4022.	30.	0.0051	5892.
7	660.	634.	956.	0.	0.	634.	300.	0.8956	0.1650	0.1478	0.0000	0.1478	0.1478	4087.	30.	0.0041	7317.
8	690.	664.	956.	0.	0.	664.	300.	0.9039	0.1680	0.1519	0.0000	0.1519	0.1519	4174.	30.	0.0048	6250.
9	720.	694.	956.	0.	0.	694.	300.	0.9113	0.1720	0.1567	0.0000	0.1567	0.1567	4237.	30.	0.0039	7692.
10	750.	724.	956.	0.	0.	724.	300.	0.9179	0.1750	0.1606	0.0000	0.1606	0.1606	4321.	30.	0.0038	7895.
11	780.	754.	956.	0.	0.	754.	300.	0.9230	0.1780	0.1644	0.0000	0.1644	0.1644	4404.	30.	0.0047	6383.
12	810.	784.	956.	0.	0.	784.	300.	0.9292	0.1820	0.1691	0.0000	0.1691	0.1691	4459.	30.	0.0065	4615.
13	840.	814.	956.	0.	0.	814.	300.	0.9340	0.1850	0.1756	0.0000	0.1756	0.1756	4465.	30.	0.0046	6522.
14	870.	844.	956.	0.	0.	844.	300.	0.9383	0.1920	0.1802	0.0000	0.1802	0.1802	4517.	30.	0.0045	6667.
15	900.	874.	956.	0.	0.	874.	300.	0.9422	0.1960	0.1847	0.0000	0.1847	0.1847	4570.	30.	0.0045	6667.
16	930.	904.	956.	0.	0.	904.	300.	0.9458	0.2000	0.1892	0.0000	0.1892	0.1892	4619.	30.	0.0045	6667.
17	960.	934.	956.	0.	0.	934.	300.	0.9458	0.2000	0.1892	0.0000	0.1892	0.1892	4619.	30.	0.0054	5556.
18	990.	964.	956.	0.	0.	964.	300.	0.9491	0.2050	0.1946	0.0000	0.1946	0.1946	4645.	30.	0.0063	4762.
19	1020.	994.	956.	0.	0.	994.	300.	0.9521	0.2110	0.2009	0.0000	0.2009	0.2009	4649.	30.	0.0072	4167.
20	1050.	1024.	956.	0.	0.	1024.	300.	0.9548	0.2180	0.2081	0.0000	0.2081	0.2081	4632.	30.	0.0073	4110.
21	1080.	1054.	956.	0.	0.	1054.	300.	0.9573	0.2250	0.2154	0.0000	0.2154	0.2154	4615.	30.	0.0053	4762.
22	1110.	1084.	956.	0.	0.	1084.	300.	0.9597	0.2310	0.2217	0.0000	0.2217	0.2217	4619.	30.	0.0053	5660.
23	1140.	1114.	956.	0.	0.	1114.	300.	0.9610	0.2360	0.2270	0.0000	0.2270	0.2270	4643.	30.	0.0043	6977.
								0.9630	0.2400	0.2313	0.0000	0.2313	0.2313	4687.	30.	0.0053	5660.
								0.9656	0.2450	0.2366	0.0000	0.2366	0.2366	4708.			

ELEV	982	DVD	26.	TOTAL DEPTH	2000.	ELEV DATUM	956	VE	2500													
INPUT UNITS	IN M	OUTPUT DEPTH UNITS			IN M	OUTPUT VELOCITY UNITS								IN M-SEC								
REC NO	VERTICAL DGM	DGD	ES	DS	DELTA SD	DGS	H DIST	COS I	T	TGS	DELTA SD/VE	TGD	AVG TGD	VA	DELTA DGD 30.	DELTA TGD 30.	UI					
24	1170.	1144.	956.	0.	0.	1144.	300.	0.9673	0.2510	0.2428	0.0000	0.2428	0.2428	4712.	30.	0.0052	4839.					
25	1200.	1174.	956.	0.	0.	1174.	300.	0.9689	0.2560	0.2480	0.0000	0.2480	0.2480	4734.	30.	0.0052	5769.					
26	1230.	1204.	956.	0.	0.	1204.	300.	0.9703	0.2600	0.2523	0.0000	0.2523	0.2523	4772.	30.	0.0043	6977.					
27	1260.	1234.	956.	0.	0.	1234.	300.	0.9717	0.2660	0.2585	0.0000	0.2585	0.2585	4774.	30.	0.0062	4839.					
28	1290.	1264.	956.	0.	0.	1264.	300.	0.9730	0.2720	0.2647	0.0000	0.2647	0.2647	4775.	30.	0.0062	4839.					
29	1320.	1294.	956.	0.	0.	1294.	300.	0.9742	0.2790	0.2718	0.0000	0.2718	0.2718	4761.	30.	0.0071	4225.					
30	1350.	1324.	956.	0.	0.	1324.	300.	0.9753	0.2850	0.2780	0.0000	0.2780	0.2780	4763.	30.	0.0062	4839.					
31	1390.	1354.	956.	0.	0.	1354.	300.	0.9763	0.2890	0.2822	0.0000	0.2822	0.2822	4798.	30.	0.0042	7143.					
32	1410.	1384.	956.	0.	0.	1384.	300.	0.9773	0.2930	0.2863	0.0000	0.2863	0.2863	4834.	30.	0.0041	7317.					
33	1440.	1414.	956.	0.	0.	1414.	300.	0.9782	0.2970	0.2905	0.0000	0.2905	0.2905	4857.	30.	0.0042	7143.					
34	1470.	1444.	956.	0.	0.	1444.	300.	0.9791	0.3010	0.2947	0.0000	0.2947	0.2947	4900.	30.	0.0042	7143.					
35	1500.	1474.	956.	0.	0.	1474.	300.	0.9799	0.3050	0.2998	0.0000	0.2998	0.2998	4917.	30.	0.0051	5882.					
36	1530.	1504.	956.	0.	0.	1504.	300.	0.9807	0.3110	0.3050	0.0000	0.3050	0.3050	4931.	30.	0.0052	5769.					
37	1560.	1534.	956.	0.	0.	1534.	300.	0.9814	0.3160	0.3101	0.0000	0.3101	0.3101	4947.	30.	0.0051	5882.					
38	1590.	1564.	956.	0.	0.	1564.	300.	0.9821	0.3210	0.3153	0.0000	0.3153	0.3153	4960.	30.	0.0052	5769.					
39	1620.	1594.	956.	0.	0.	1594.	300.	0.9827	0.3260	0.3223	0.0000	0.3223	0.3223	4946.	30.	0.0070	4285.					
40	1650.	1624.	956.	0.	0.	1624.	300.	0.9834	0.3320	0.3265	0.0000	0.3265	0.3265	4974.	30.	0.0042	7143.					
41	1680.	1654.	956.	0.	0.	1654.	300.	0.9839	0.3380	0.3265	0.0000	0.3265	0.3265	4974.	30.	0.0061	4918.					
42	1710.	1684.	956.	0.	0.	1684.	300.	0.9845	0.3440	0.3326	0.0000	0.3326	0.3326	4973.	30.	0.0061	4918.					
43	1740.	1714.	956.	0.	0.	1714.	300.	0.9845	0.3440	0.3387	0.0000	0.3387	0.3387	4972.	30.	0.0041	7317.					
44	1770.	1744.	956.	0.	0.	1744.	300.	0.9850	0.3480	0.3428	0.0000	0.3428	0.3428	5000.	30.	0.0041	7317.					
45	1800.	1774.	956.	0.	0.	1774.	300.	0.9855	0.3520	0.3469	0.0000	0.3469	0.3469	5027.	30.	0.0041	7317.					
46	1830.	1804.	956.	0.	0.	1804.	300.	0.9860	0.3560	0.3540	0.0000	0.3540	0.3540	5011.	30.	0.0071	4225.					
47	1860.	1834.	956.	0.	0.	1834.	300.	0.9865	0.3600	0.3501	0.0000	0.3501	0.3501	5010.	30.	0.0061	4918.					
															30.	0.0041	7317.					

ELEV 962 DWD 26. TOTAL DEPTH 2880. ELEV DATUM 956 VE 2500
 INPUT UNITS IN M OUTPUT DEPTH UNITS IN M OUTPUT VELOCITY UNITS IN M/SEC

REC NO	VERTICAL DGM	DGD	ES	DS	DELTA SD	DGS	H DIST	COS I	T	TGS	DELTA SD/VE	TGD	AVG TGD	VA	DELTA DGD 30.	DELTA TGD 30.	VI
48	1890.	1864.	956.	0.	0.	1864.	300.	0.9973	0.3730	0.3683	0.0000	0.3683	0.3683	5061.	30.	0.0041	7317.
49	1920.	1894.	956.	0.	0.	1894.	300.	0.9977	0.3800	0.3753	0.0000	0.3753	0.3753	5047.	30.	0.0070	4286.
50	1950.	1924.	956.	0.	0.	1924.	300.	0.9981	0.3860	0.3814	0.0000	0.3814	0.3814	5045.	30.	0.0061	4918.
51	1980.	1954.	956.	0.	0.	1954.	300.	0.9984	0.3910	0.3865	0.0000	0.3865	0.3865	5056.	30.	0.0051	5882.
52	2010.	1984.	956.	0.	0.	1984.	300.	0.9988	0.3950	0.3906	0.0000	0.3906	0.3906	5079.	30.	0.0041	7317.
53	2040.	2014.	956.	0.	0.	2014.	300.	0.9991	0.4000	0.3956	0.0000	0.3956	0.3956	5091.	30.	0.0050	6000.
54	2070.	2044.	956.	0.	0.	2044.	300.	0.9994	0.4070	0.4027	0.0000	0.4027	0.4027	5076.	30.	0.0071	4225.
55	2100.	2074.	956.	0.	0.	2074.	300.	0.9997	0.4120	0.4078	0.0000	0.4078	0.4078	5086.	30.	0.0051	5882.
56	2130.	2104.	956.	0.	0.	2104.	300.	0.9990	0.4180	0.4138	0.0000	0.4138	0.4138	5085.	30.	0.0060	5000.
57	2160.	2134.	956.	0.	0.	2134.	300.	0.9993	0.4230	0.4189	0.0000	0.4189	0.4189	5094.	30.	0.0051	5882.
58	2190.	2164.	956.	0.	0.	2164.	300.	0.9995	0.4280	0.4239	0.0000	0.4239	0.4239	5105.	30.	0.0060	6000.
59	2220.	2194.	956.	0.	0.	2194.	300.	0.9998	0.4330	0.4290	0.0000	0.4290	0.4290	5114.	30.	0.0051	5882.
60	2250.	2224.	956.	0.	0.	2224.	300.	0.9991	0.4400	0.4360	0.0000	0.4360	0.4360	5101.	30.	0.0070	4286.
61	2280.	2254.	956.	0.	0.	2254.	300.	0.9993	0.4470	0.4431	0.0000	0.4431	0.4431	5087.	30.	0.0071	4225.
62	2310.	2284.	956.	0.	0.	2284.	300.	0.9995	0.4510	0.4472	0.0000	0.4472	0.4472	5107.	30.	0.0041	7317.
63	2340.	2314.	956.	0.	0.	2314.	300.	0.9997	0.4560	0.4542	0.0000	0.4542	0.4542	5095.	30.	0.0070	4286.
64	2370.	2344.	956.	0.	0.	2344.	300.	0.9999	0.4650	0.4612	0.0000	0.4612	0.4612	5082.	30.	0.0070	4286.
65	2400.	2374.	956.	0.	0.	2374.	300.	0.9991	0.4700	0.4663	0.0000	0.4663	0.4663	5091.	30.	0.0051	5882.
66	2430.	2404.	956.	0.	0.	2404.	300.	0.9993	0.4770	0.4733	0.0000	0.4733	0.4733	5079.	30.	0.0070	4286.
67	2460.	2434.	956.	0.	0.	2434.	300.	0.9995	0.4840	0.4804	0.0000	0.4804	0.4804	5067.	30.	0.0071	4225.
68	2490.	2464.	956.	0.	0.	2464.	300.	0.9997	0.4880	0.4844	0.0000	0.4844	0.4844	5087.	30.	0.0040	7500.
69	2520.	2494.	956.	0.	0.	2494.	300.	0.9999	0.4920	0.4885	0.0000	0.4885	0.4885	5105.	30.	0.0041	7317.
70	2550.	2524.	956.	0.	0.	2524.	300.	0.9990	0.4950	0.4945	0.0000	0.4945	0.4945	5104.	30.	0.0060	5000.
71	2580.	2554.	956.	0.	0.	2554.	300.	0.9992	0.5050	0.5016	0.0000	0.5016	0.5016	5092.	30.	0.0071	4225.

BIRDWELL VELOCITY SURVEY

PAGE 4.

ELEV 982 DWD 26. TOTAL DEPTH 2880. ELEV DATUM 956 VE 2500
 INPUT UNITS IN M OUTPUT DEPTH UNITS IN M OUTPUT VELOCITY UNITS IN M/SEC

REC NO	VERTICAL DGM	DGD	ES	DS	DELTA SD	DGS	H DIST	COS I	T	TGS	DELTA SD/AVE	TGD	AVG TGD	VR	DELTA DGD 30.	DELTA TGD 30.	UI 6000.
72	2610.	2584.	956.	0.	0.	2584.	300.	0.9933	0.5100	0.5066	0.0000	0.5066	0.5066	5101.	30.	0.0050	6000.
73	2640.	2614.	956.	0.	0.	2614.	300.	0.9935	0.5160	0.5126	0.0000	0.5126	0.5126	5099.	30.	0.0060	5000.
74	2670.	2644.	956.	0.	0.	2644.	300.	0.9936	0.5210	0.5177	0.0000	0.5177	0.5177	5107.	30.	0.0051	5882.
75	2700.	2674.	956.	0.	0.	2674.	300.	0.9939	0.5250	0.5217	0.0000	0.5217	0.5217	5126.	30.	0.0040	7500.
76	2730.	2704.	956.	0.	0.	2704.	300.	0.9939	0.5300	0.5268	0.0000	0.5268	0.5268	5133.	30.	0.0051	5882.
77	2760.	2734.	956.	0.	0.	2734.	300.	0.9940	0.5350	0.5318	0.0000	0.5318	0.5318	5141.	30.	0.0071	4225.
78	2790.	2764.	956.	0.	0.	2764.	300.	0.9942	0.5420	0.5389	0.0000	0.5389	0.5389	5129.	30.	0.0050	6000.
79	2820.	2794.	956.	0.	0.	2794.	300.	0.9943	0.5470	0.5439	0.0000	0.5439	0.5439	5137.	30.	0.0060	5000.
80	2850.	2824.	956.	0.	0.	2824.	300.	0.9944	0.5530	0.5499	0.0000	0.5499	0.5499	5135.	30.	0.0070	4286.
81	2880.	2854.	956.	0.	0.	2854.	300.	0.9945	0.5600	0.5569	0.0000	0.5569	0.5569	5125.			

TABLA TIEMPO DE REFLEJO-PROFUNDIDAD

FECHA : JUN/85

FUNCION : CUBICA (A= 1474.650 , B= 2517.527 , C= -1463.887 , NR= 956 MTS

TR	.000	.001	.002	.003	.004	.005	.006	.007	.008	.009
0.40	898	902	905	907	910	913	916	919	921	924
0.41	927	930	933	935	938	941	944	947	949	952
0.42	955	958	961	963	966	969	972	975	978	980
0.43	983	985	989	992	995	997	1000	1003	1006	1009
0.44	1012	1014	1017	1020	1023	1026	1029	1031	1034	1037
0.45	1040	1043	1046	1049	1051	1054	1057	1060	1063	1066
0.46	1069	1071	1074	1077	1080	1083	1085	1089	1091	1094
0.47	1097	1100	1103	1106	1109	1112	1114	1117	1120	1123
0.48	1126	1129	1132	1135	1138	1140	1143	1146	1149	1152
0.49	1155	1158	1161	1163	1166	1169	1172	1175	1178	1181
0.50	1184	1187	1190	1192	1195	1198	1201	1204	1207	1210
0.51	1213	1216	1219	1221	1224	1227	1230	1233	1236	1239
0.52	1242	1245	1248	1250	1253	1256	1259	1262	1265	1268
0.53	1271	1274	1277	1280	1282	1285	1288	1291	1294	1297
0.54	1300	1303	1306	1309	1312	1315	1317	1320	1323	1326
0.55	1329	1332	1335	1338	1341	1344	1347	1349	1352	1355
0.56	1358	1361	1364	1367	1370	1373	1376	1379	1382	1385
0.57	1387	1390	1393	1396	1399	1402	1405	1408	1411	1414
0.58	1417	1420	1422	1425	1428	1431	1434	1437	1440	1443
0.59	1446	1449	1452	1455	1457	1460	1463	1466	1469	1472
0.60	1475	1478	1481	1484	1487	1490	1492	1495	1498	1501
0.61	1504	1507	1510	1513	1516	1519	1522	1524	1527	1530
0.62	1533	1536	1539	1542	1545	1548	1551	1554	1556	1559
0.63	1562	1565	1568	1571	1574	1577	1580	1583	1585	1588
0.64	1591	1594	1597	1600	1603	1606	1609	1612	1614	1617
0.65	1620	1623	1626	1629	1632	1635	1638	1640	1643	1646
0.66	1649	1652	1655	1658	1661	1664	1666	1669	1672	1675
0.67	1679	1681	1684	1687	1689	1692	1695	1698	1701	1704
0.68	1707	1710	1712	1715	1718	1721	1724	1727	1730	1732
0.69	1735	1738	1741	1744	1747	1750	1752	1755	1758	1761
0.70	1764	1767	1770	1772	1775	1778	1781	1784	1787	1789
0.71	1792	1795	1798	1801	1804	1806	1809	1812	1815	1818
0.72	1821	1823	1826	1829	1832	1835	1837	1840	1843	1846
0.73	1849	1852	1854	1857	1860	1863	1866	1868	1871	1874
0.74	1877	1880	1882	1885	1888	1891	1893	1896	1899	1902
0.75	1905	1907	1910	1913	1916	1919	1921	1924	1927	1930
0.76	1932	1935	1938	1941	1943	1946	1949	1952	1954	1957
0.77	1960	1963	1965	1968	1971	1974	1976	1979	1982	1985
0.78	1987	1990	1993	1996	1998	2001	2004	2006	2009	2012
0.79	2015	2017	2020	2023	2025	2028	2031	2033	2036	2039

ANEXO - 8

ANALISIS ESTADISTICO PARA LA DETERMINACION DE FUNCIONES DE VELOCIDAD

DETERMINACION DE LEYES DE VELOCIDAD

FECHA : JUN/65

PRUEBA DE AJUSTE (T = TIEMPO SENCILLO)

EQUACION LINEAL :
$$UZ = 4252.00 + 0.74045 Z$$

$$Z = 5742.44 * (\text{EXP}(0.74045 T) - 1)$$

COEFICIENTE DE CORRELACION : .9948329E 00

ERROR (TIPICO DE LA ESTIMA) : .7121400E 02

INTERVALOS DE CONFIANZA PARA EL C.C.

80 POR CIENTO	.9961306E 00	.9931015E 00
90 POR CIENTO	.9964370E 00	.9925092E 00
95 POR CIENTO	.9966819E 00	.9919575E 00

EQUACION CUBICA :
$$UZ = (2949.30) + (20140.21) T + (-35128.7) (T**2)$$

$$Z = (2949.30) T + (10070.11) (T**2) + (-11709.5) (T**3)$$

COEFICIENTE DE CORRELACION : .9983966E 00

ERROR (TIPICO DE LA ESTIMA) : .3507686E 02

INTERVALOS DE CONFIANZA PARA EL C.C.

80 POR CIENTO	.9987990E 00	.9978580E 00
90 POR CIENTO	.9989350E 00	.9976737E 00
95 POR CIENTO	.9989711E 00	.9975020E 00

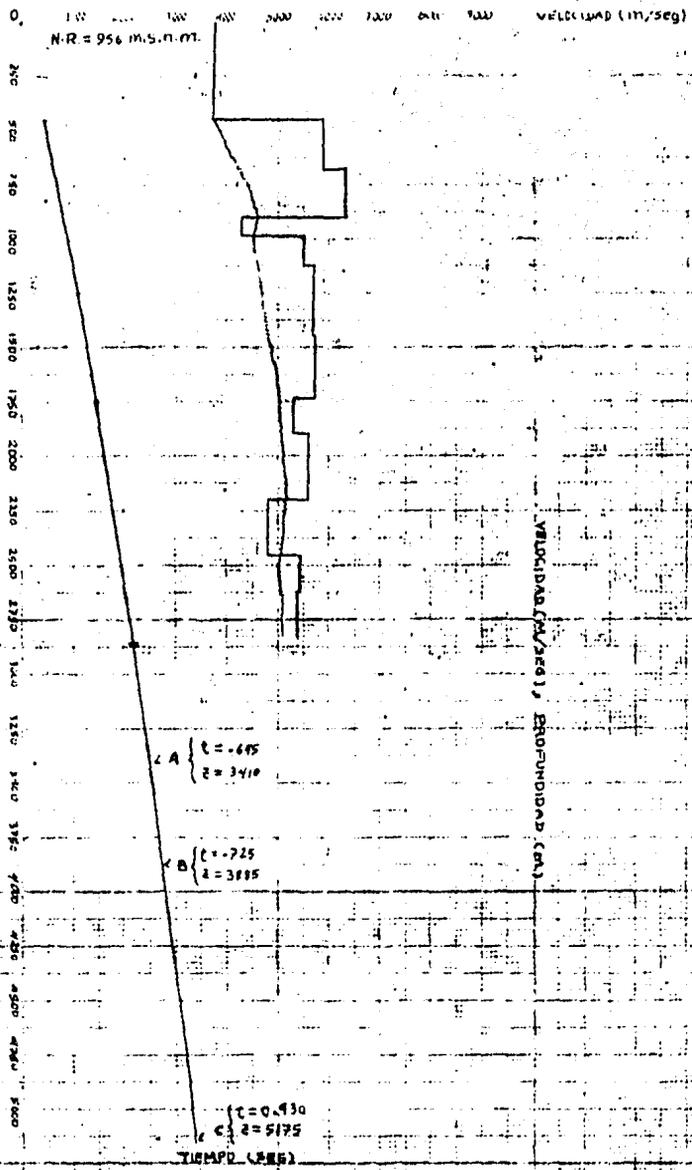
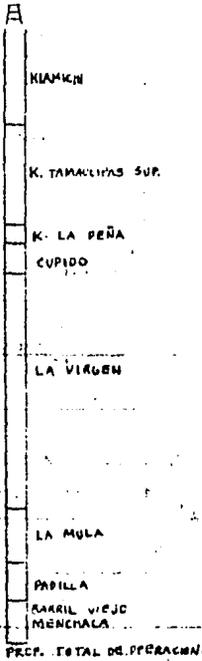


TABLA TIEMPO DE REFLEJO-PROFUNDIDAD

FECHA : JUN/85

FUNCION : CUBICA (A= 1474.650 , B= 2517.527 , C= -1463.687 , NR= 956 MTS

TR	.000	.001	.002	.003	.004	.005	.006	.007	.008	.009
0.00	0	1	3	4	6	7	9	10	12	13
0.01	15	17	18	20	21	23	24	26	27	29
0.02	30	32	34	35	37	38	40	42	43	45
0.03	46	48	50	51	53	55	56	58	60	61
0.04	53	55	66	68	70	71	73	75	76	78
0.05	80	82	83	85	87	88	90	92	94	95
0.06	97	99	101	103	104	106	108	110	111	113
0.07	115	117	119	120	122	124	126	128	130	131
0.08	133	135	137	139	141	143	145	146	148	150
0.09	152	154	156	158	160	162	163	165	167	169
0.10	171	173	175	177	179	181	183	185	187	189
0.11	191	193	195	197	199	201	203	205	207	209
0.12	211	213	215	217	219	221	223	225	227	229
0.13	231	233	235	237	239	241	243	246	248	250
0.14	252	254	256	258	260	262	264	267	269	271
0.15	273	275	277	279	281	284	286	288	290	292
0.16	294	297	299	301	303	305	307	310	312	314
0.17	316	318	321	323	325	327	330	332	334	336
0.18	338	341	343	345	347	350	352	354	356	359
0.19	361	363	366	368	370	372	375	377	379	382
0.20	384	386	389	391	393	395	398	400	402	405
0.21	407	409	412	414	417	419	421	424	426	428
0.22	431	433	435	438	440	443	445	447	450	452
0.23	455	457	459	462	464	467	469	471	474	476
0.24	479	481	484	486	488	491	493	496	498	501
0.25	503	506	508	511	513	515	518	520	523	525
0.26	528	530	533	535	538	540	543	545	548	550
0.27	553	555	558	560	563	565	568	571	573	576
0.28	578	581	583	586	588	591	593	596	599	601
0.29	604	606	609	611	614	617	619	622	624	627
0.30	629	632	635	637	640	642	645	648	650	653
0.31	655	658	661	663	666	669	671	674	676	679
0.32	682	684	687	690	692	695	698	700	703	706
0.33	708	711	714	716	719	722	724	727	730	732
0.34	735	738	740	743	746	748	751	754	756	759
0.35	762	764	767	770	773	775	778	781	783	786
0.36	789	792	794	797	800	802	805	808	811	813
0.37	816	819	822	824	827	830	833	835	838	841
0.38	844	846	849	852	855	857	860	863	866	868
0.39	871	874	877	880	882	885	888	891	893	896

ANEXO - 8

TABLA TIEMPO DE REFLEJO-PROFUNDIDAD

FECHA : JUN/85

FUNCION : CUBICA (A= 1474.650 , B= 2517.527 , C= -1463.587, NR=956 MTS

TR	.000	.001	.002	.003	.004	.005	.006	.007	.008	.009
0.80	2042	2044	2047	2050	2052	2055	2058	2060	2063	2066
0.81	2068	2071	2074	2076	2079	2082	2084	2087	2090	2092
0.82	2095	2098	2100	2103	2105	2108	2111	2113	2116	2119
0.83	2121	2124	2127	2129	2132	2134	2137	2140	2142	2145
0.84	2148	2150	2153	2155	2158	2161	2163	2166	2168	2171
0.85	2173	2176	2179	2181	2184	2186	2189	2191	2194	2197
0.86	2199	2202	2204	2207	2209	2212	2214	2217	2220	2222
0.87	2225	2227	2230	2232	2235	2237	2240	2242	2245	2247
0.88	2250	2252	2255	2257	2260	2262	2265	2267	2270	2272
0.89	2275	2277	2280	2282	2285	2287	2290	2292	2294	2297
0.90	2299	2302	2304	2307	2309	2312	2314	2316	2319	2321
0.91	2324	2326	2329	2331	2333	2336	2338	2341	2343	2345
0.92	2348	2350	2353	2355	2357	2360	2362	2364	2367	2369
0.93	2372	2374	2376	2379	2381	2383	2386	2388	2390	2393
0.94	2395	2397	2400	2402	2404	2407	2409	2411	2413	2416
0.95	2418	2420	2423	2425	2427	2430	2432	2434	2436	2439
0.96	2441	2443	2445	2448	2450	2452	2454	2457	2459	2461
0.97	2463	2466	2468	2470	2472	2474	2477	2479	2481	2483
0.98	2485	2488	2490	2492	2494	2496	2498	2501	2503	2505
0.99	2507	2509	2511	2514	2516	2518	2520	2522	2524	2526
1.00	2529	2531	2533	2535	2537	2539	2541	2543	2545	2547
1.01	2550	2552	2554	2556	2558	2560	2562	2564	2566	2568
1.02	2570	2572	2574	2576	2578	2580	2582	2584	2586	2588
1.03	2590	2592	2594	2596	2598	2600	2602	2604	2606	2608
1.04	2610	2612	2614	2616	2618	2620	2622	2624	2626	2628
1.05	2630	2631	2633	2635	2637	2639	2641	2643	2645	2647
1.06	2649	2650	2652	2654	2656	2658	2660	2662	2663	2665
1.07	2667	2669	2671	2673	2674	2676	2678	2680	2682	2683
1.08	2685	2687	2689	2691	2692	2694	2696	2698	2699	2701
1.09	2703	2705	2706	2708	2710	2712	2713	2715	2717	2718
1.10	2720	2722	2724	2725	2727	2729	2730	2732	2734	2735

V.S.P. DEL POZO

Reflejos	T.ref.(seg.)	T.senc.(Seg.)	Prof.(m.)	Calidad
A	1.290	0.645	3410	Regular
B	1.450	0.725	3885	Pobre
C	1.860	0.930	5175	Regular
D	2.440	1.220		-
E	2.740	1.370		-

NOTAS: 1.- Este registro se obtuvo el día 28 de Mayo de 1985 y - se calculó el 11 de Junio/85. El intervalo del registro fué: 480 - 2903.

2.- Los reflejos D y E no fueron calculados debido al fuerte incremento de la profundidad.

3.- La profundidad del pozo el día del cálculo era de 3028 y la profundidad programada del pozo es de: 3,800m.

12-VI-85.

FIG - A

FALLA DE ORIGEN

FIG - B

FIG - C

FIG - D

FIG - E

FIG - F

