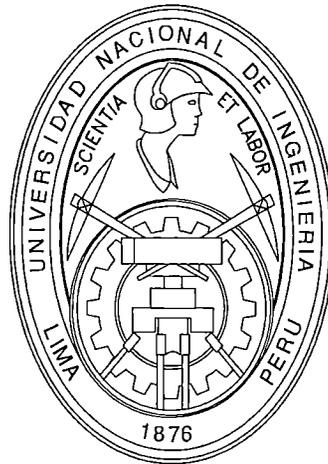


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL



**"METODOS DE PROSPECCION SISMICA
EN LA INVESTIGACION DEL SUBSUELO"**

TESIS

**PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:
INGENIERO CIVIL**

ROBERTH APOLINAR AGUILAR CHUQUIMUNI

LIMA – PERU

Digitalizado por:

**Consortio Digital del
Conocimiento MebLatam,
Hemisferio y Dalse**

2001

A Dios, por darme la dicha de tener a mis padres junto a mí, bendecir cada hogar de mis seres queridos y amar a la vida.

A mis padres, Eva, Pedro y mi segunda madre María por su constante lucha, sacrificio y su inmenso amor, y que con su ejemplo supieron encaminar mis pasos y mantener firme mis convicciones y deseos de superación.

A mi amada esposa y compañera Maritza por todo su amor, apoyo y comprensión, por su ayuda incondicional y consejos. A mis suegros María y Teófilo por su apoyo y cariño.

A mis queridos hermanos, Edgar, Lucho, Ana, Marleni, Sonia y Hector por permitirme ser parte de sus vidas, por su confianza, comprensión y paciencia.

AGRADECIMIENTO

Agradezco de manera muy especial a mi asesor, Dr. Ing. Jorge E. Alva Hurtado, por la confianza depositada en mi persona, por su apoyo constante en el desarrollo de este trabajo así como la oportunidad de participar en el Laboratorio Geotécnico del CISMID-FIC-UNI.

Al Dr. Ing. Zenon Aguilar y al Ing. Carlos Huaman por su interés constante, orientación, apoyo y consejos en el desarrollo de la presente tesis.

A los Ings. Enrique Calderón por su ayuda orientación y amistad, Milagros Castro por su apoyo amistad e interés constante en la culminación de este trabajo, David Luna, Martín Rodríguez, Luis Chang y Armando Olazabal por sus consejos, amistad y apoyo. A la Sta. Pilar Aguilar por su gran ayuda incondicional en las diversas etapas de este trabajo.

A mis amigos del Laboratorio Geotecnico del CISMID y la empresa Hidroenergía con los que compartí gratos momentos en esta etapa de mi vida y todos mis amigos del Código 91 de la UNI, gracias por su amistad y firmeza de seguir adelante en sus convicciones. A todas las personas que de una u otra forma colaboraron y me alentaron para culminar este trabajo.

**METODOS DE PROSPECCION
SISMICA EN LA
INVESTIGACION DEL
SUBSUELO**

Enero 2001

LIMA – PERU

INDICE

	PAG.
INTRODUCCION	1
CAPITULO I : TEORÍA DE LA PROPAGACIÓN DE ONDA SÍSMICAS	3
1.1 Introducción	3
1.2 Teoría de la Elasticidad	4
1.2.1 Esfuerzo	4
1.2.2 Deformación	5
1.2.3 Ley de Hooke	9
1.2.4 Constantes Elásticas	11
1.2.5 Energía de Deformación	13
1.3 Ecuación de Onda y sus Soluciones	14
1.3.1 Ecuación de Onda	14
1.3.2 Soluciones de Onda Plana	20
1.3.3 Soluciones de Onda Esférica	23
1.3.4 Principios de Huygens	25
1.3.5 Ondas Armónicas	27
1.3.6 Ondas P y Ondas S	30
1.3.7 Potenciales de Desplazamiento y Velocidad	34
1.3.8 Condiciones de Frontera	36
1.3.9 Ondas Generadas por una Fuente Esférica Simétrica	37
1.3.10 Ondas Superficiales	40
1.3.11 Ecuaciones de Onda para Medios Transversalmente Isotópicos	49
1.3.12 Ecuaciones de Onda en Medios Fluidos	52
1.4 Efectos del Medio en la Propagación de Ondas	54
1.4.1 Reflexión y Refracción; Ley de Snell	54
CAPITULO II : METODOS DE PROSPECCION SISMICA Y ASPECTOS DE TRABAJO DE CAMPO.	58
2.1 Método de Refracción Sísmica	58
2.1.1. Casos de Refracción	59
2.1.1.1. Refractor horizontal con velocidades constantes	59
2.1.1.2. Ley de las velocidades aparentes	61
2.1.1.3. Caso de un refractor inclinado	62
2.1.1.4. Método gráfico	67
2.1.1.5. Caso de una falla	68

	PAG.
2.1.1.6. Caso de dos refractores	72
2.1.2. Principios Generales de Interpretación en Refracción	75
2.1.2.1. Principio de reciprocidad	75
2.1.2.2. Principio del tiempo interceptado en el origen	77
2.1.2.3. Principio del paralelismo	78
2.1.2.4. Otros métodos de interpretación	80
2.1.3. Prácticas del Método de Refracción y su Empleo	91
2.1.3.1. Equipo de campo	91
2.1.3.2. Práctica del método de refracción	92
2.2. Método Sísmico Bajo la Superficie	97
2.2.1. Principios Fundamentales	97
2.2.2. Tipo de Métodos Bajo la Superficie	97
2.3. Uphole y Downhole	98
2.3.1. Medidas	98
2.3.2. Aplicaciones	100
2.3.3. Equipo	100
2.3.3.1. Fuentes sísmicas	100
2.3.3.2. Detectores	102
2.3.4. Procedimiento de Comprobación e Interpretación de Datos	103
2.3.4.1 Preparación del pozo abierto	103
2.3.4.2. Método Uphole	104
2.3.4.3. Método Downhole	106
2.3.4.4. Método de Meisser o frente de onda	109
2.3.5. Confiabilidad de Resultados	112
2.3.6. Limitaciones	113

**CAPITULO III : IMPLEMENTACION DEL SISTEMA DE ADQUISICION
DE DATOS**

	115
3.1. Antecedentes	115
3.2. Geófonos, Cables y Borneras	116
3.3. Amplificadores	119
3.4. Sistema de Disparo	120
3.5. Fuentes de Energía	121
3.6. Sistema Convertidor Analógico Digital	125
3.6.1. Entrada analógica	126
3.6.2. Entradas y salidas digitales	128

	PAG.
3.7. Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos	129
CAPITULO IV : INTERPRETACION Y PROCESAMIENTO DE DATOS	
EN EL GABINETE	135
4.1. Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Geofísicos (SAPDG)	135
4.2. Guía de Uso del Programa SAPDG	136
4.2.1. Panel Principal	137
4.2.2. Distancias	140
4.2.3. Tiempo	143
4.2.4. Adquisición de Datos	146
4.2.5. Procesamiento de Datos Adquiridos en Campo	149
4.3. Programa de Procesamiento e Interpretación de Ensayos de Refracción Sísmica, SIPx de RimRock	154
CAPITULO V : APLICACIÓN EN ESTUDIOS REALIZADO	160
5.1. Deposito de Relave N° 5, Mina Recuperada, Castrovirreyna - Huancavelica	161
5.1.1. Procesamiento e Interpretación de la Información	161
5.1.2. Resultados	161
5.1.2.1. Línea A-B-C	161
5.1.2.2. Línea C-D	162
5.1.2.3. Línea E-F	163
5.1.2.4. Línea G-H	163
5.1.2.5. Línea I-J	164
5.2. Deposito de Desmonte Rosaura, Quebrada Rosaura, Chicla, Huarochiri – Lima	165
5.2.1. Procesamiento e Interpretación de la Información	165
5.2.1.1. Línea A-B	166
5.2.1.2. Línea C-D	166
5.2.1.3. Línea E-F	167
5.2.1.4. Línea G-H	168
5.3. Evaluación de la Estabilidad de la Presa Tinajones, Chongoyape, Chiclayo – Lambayeque	168
5.3.1. Procesamiento e Interpretación de la Información	169
5.3.1.1. Pozo P01	170
5.3.1.2. Pozo P03	170

	PAG.
CAPITULO VI : CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	172
6.1 Introducción	172
6.2 Conclusiones	173
6.3 Recomendaciones	174
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	176
ANEXOS	178
ANEXO I Deposito de Relave N° 5, Mina Recuperada, Castrovirreyna - Huancavelica	179
- Ubicación de las Líneas Sísmicas	180
- Registro de Llegadas de las Ondas Sísmicas	181
- Dromocrónicas	190
- Perfiles Sísmicos	202
ANEXO II Deposito de Desmonte Rosaura, Quebrada Rosaura, Chicla, Huarochiri - Lima	207
- Ubicación de las Líneas Sísmicas	208
- Registro de Llegadas de las Ondas Sísmicas	209
- Dromocronicas	220
- Perfiles Sísmicos	228
ANEXO III Estabilidad de la Presa Tinajones, Chongoyape, Chiclayo - Lambayeque	233
- Registro de Llegadas de las Ondas Sísmicas P y S	234
- Superposicion de Formas de Ondas S	270
- Registros Finales de Ondas P y S	293
- Correccion de Tiempo y Distancias, Dromocronicas	298
ANEXO IV Norma ASTM: D5777-95, Guia Normalizada para el Uso del Método de Refracción Sísmica en la Investigación del sub suelo.	303
ANEXO V Tablas con Velocidades de Propagacion de las Ondas Sísmicas en Diferentes Suelos y Rocas.	345
FOTOGRAFIAS	351

INTRODUCCIÓN

La presente tesis está relacionada con la implementación del equipo de adquisición de datos para ensayos geofísicos, dicho equipo esta compuesto por 12 geófonos, un amplificador, una unidad de almacenamiento de datos, un cable conector de geófonos y un cable de disparo.

El equipo donado presentó dificultades técnicas, siendo frecuentemente reparado uno y otro componente, hasta que finalmente falló por completo la unidad de almacenamiento, la misma que fue llevada al Japón en el año 1996 para darle mantenimiento y reparación, sin conseguirlo, pues técnicamente era obsoleta y era imposible conseguir partes requeridas para su reparación y funcionamiento.

En el año 1997 se compro un cable conector de geófonos de la marca SMARTSEI de la ultima generación. Adicionalmente se evaluó la alternativa de comprar un nuevo equipo de refracción, opción que fue desestimada por su alto costo. Ante tal situación el CISMID, como centro de investigaciones, dio lugar a la creatividad con el ensamblado de la unidad de almacenamiento de datos, sobre la base de la tecnología disponible en el mercado local. Esta alternativa, que es parte del desarrollo del presente estudio, en términos económicos ha representado un ahorro alrededor del 50% en costos respecto de un nuevo equipo.

El desarrollo del presente trabajo tiene como objetivo general y contribuir con el proceso de obtención y análisis de información de los ensayos de Refracción Sísmica y el ensayo Down-Hole,e y Up-hole en el Laboratorio Geotécnico del CISMID. Además, se ha considerado objetivos específicos, a los siguientes:

- a. Determinar el alcance de las aplicaciones de los ensayos en Refracción Sísmica, Down-Hole y Up-hole.
- b. Establecer los procedimientos de operación de los ensayos de Refracción Sísmica y el Down_hole
- c. Identificar alternativas viables técnicas y económicas respecto de la optimización de los recursos para la adquisición de datos y el procesamiento de la información para brindar un eficiente servicio a la comunidad.

El contar con equipos especializados para la toma de información geotécnica, sobre la base de ensayos de prospección sísmica en la investigación del subsuelo, permite establecer un servicio continuo a la comunidad en las aplicaciones de esta metodología que involucra la cimentación de obras civiles en general, de tal forma que la información suministrada contribuya hacia una oportuna y eficiente toma de decisiones.

El criterio de costo beneficio ha permitido que el CISMID implemente con tecnología disponible en el mercado nacional, la puesta en marcha del servicio de ensayos como el de refracción sísmica y Down-Hole, puesto que ante la alternativa de la compra de equipos nuevos para lograr el mismo fin, la investigación ha hecho posible la operación de equipos inoperativos, se ha impuesto el alto grado técnico y la investigación de los participantes.

Esta experiencia, ha generado expectativas de desarrollo y puesta en marcha de programas afines con el objetivo de que los equipos en estado inoperativos, por razones técnicas, tengan con el uso de los recursos disponibles la posibilidad de ser recuperados y puestos al servicio de la comunidad, como fruto de la investigación y desarrollo del CISMID.

El desarrollo de este trabajo se ha distribuido en seis capítulos:

En el Capítulo I se describe los principios que rigen las ondas elásticas, su relación con los movimientos sísmicos y la afinidad de la corteza terrestre para transmitirlos

En el Capítulo II se describen los métodos de prospección sísmica: método de refracción sísmica, método Up-hole y el método Dow-nhole, los principios fundamentales que rigen estos métodos, principios generales de comprobación e interpretación, aspectos de trabajo en campo, confiabilidad de resultados y limitaciones de estos ensayos.

En el Capítulo III se describe la implementación del sistema de adquisición de datos, que consiste en el ensamblaje del equipo así como hacerlo compatible con los elementos existentes (geófonos, cables, borneras, amplificador, fuente de energía, sistema convertidor analógico digital y la unidad de adquisición y procesamiento de datos).

En el Capítulo IV se describe el proceso de interpretación y procesamiento de datos en el gabinete, que consiste en la descripción de dos Software el primero de ellos el Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Geofísicos (SAPDG) diseñado en el laboratorio geotécnico del CISMID para este trabajo para los ensayos de refracción sísmica y el ensayo Down-hole, se describe también un manual de uso de este programa y el segundo el programa de Procesamiento e Interpretación de Ensayos de Refracción Sísmica SIPx de RimRock.

En el Capítulo V se describe la aplicación del sistema de adquisición de datos en estudios realizados en los ensayos de refracción sísmica y ensayo down-hole.

En el Capítulo VI se presentan las conclusiones y recomendaciones obtenidas a partir del desarrollo de este trabajo.

CAPITULO I

TEORÍA DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

1.1 Introducción

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

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

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

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

En el método sísmico se utiliza la propagación de ondas a través de la Tierra. Como esta propagación depende de las propiedades elásticas de las rocas, primero se tratarán algunos conceptos básicos de elasticidad.

El tamaño y la forma de un cuerpo sólido se pueden cambiar aplicando fuerzas a la superficie externa de ese cuerpo. A estas fuerzas externas se oponen fuerzas internas que resisten los cambios de tamaño y forma. Debido a esto, el cuerpo tiende a regresar a su condición original cuando se eliminan las fuerzas externas.

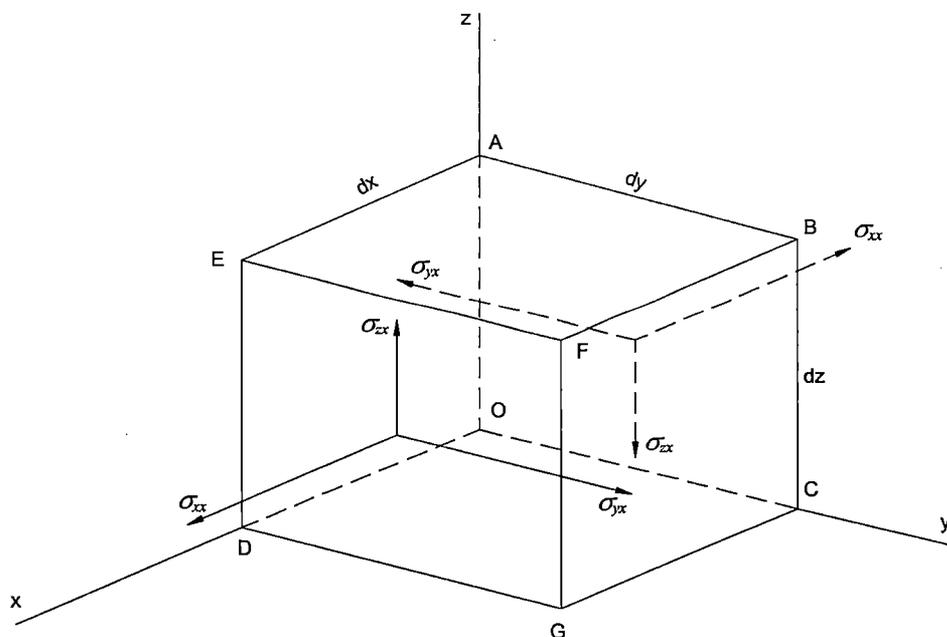
De modo similar, un fluido resiste cambios de tamaño (volumen) pero no cambios de forma. Esta propiedad de resistir cambios de tamaño o forma y de regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas externas se denomina elasticidad. Un cuerpo perfectamente elástico es aquel que se recupera completamente después de ser deformado. Muchas sustancias, incluyendo rocas, se pueden considerar perfectamente elásticas sin error apreciable, ya que las deformaciones son pequeñas.

1.2 Teoría de la Elasticidad

1.2.1 Esfuerzo

El esfuerzo se define como fuerza por área unitaria. Así, cuando una fuerza se aplica a un cuerpo, el esfuerzo es la relación de la fuerza con el área sobre la que se aplica la fuerza. Si la fuerza varía de un punto a otro, el esfuerzo también varía y su valor en cualquier punto se encuentra tomando un elemento infinitesimalmente pequeño del área centrado en el punto y dividiendo la fuerza total que actúa sobre esta área por la magnitud del área. Si la fuerza es perpendicular al área, se dice que el esfuerzo es un esfuerzo normal (o presión). En este capítulo, los valores positivos corresponden a esfuerzos de tensión (lo opuesto a los signos convencionales que se usan algunas veces). Cuando la fuerza es tangencial al elemento del área, el esfuerzo es un esfuerzo cortante. Cuando la fuerza no es paralela ni perpendicular al elemento del área, ésta se puede dividir en componentes paralelos y perpendiculares al elemento; por tanto, cualquier esfuerzo se puede dividir en un componente normal y esfuerzos cortantes.

Figura 1.1 Componente de esfuerzo para las caras perpendiculares al eje x.



Si se considera un pequeño elemento de un volumen dentro de un cuerpo sujeto a esfuerzos, los esfuerzos que actúan sobre cada una de las seis caras del elemento se pueden dividir en componentes, como se ilustra en la figura 1.1, para las dos caras perpendiculares al eje x. Los subíndices representan los ejes

x , y y z , respectivamente, y σ_{yx} , un esfuerzo paralelo al eje y , actuando sobre una superficie perpendicular al eje x . Cuando los dos subíndices son iguales (como σ_{xx}), el esfuerzo es normal; cuando los subíndices son diferentes (como σ_{yx}), el esfuerzo es cortante.

Cuando el medio está en equilibrio estático, los esfuerzos se deben equilibrar. Esto significa que los tres esfuerzos, σ_{xx} , σ_{yx} y σ_{zx} actuando sobre la cara OABC deben ser iguales y opuestos a los esfuerzos correspondientes que se ven sobre la cara opuesta DEFG, con relaciones similares para las cuatro caras restantes. Además, un par de esfuerzos cortantes, como σ_{yx} , constituye un par tendiente a rotar el elemento respecto al eje z , y la magnitud del par es

$$(\text{fuerza} \times \text{brazo de palanca}) = (\sigma_{yx} dydz)dx.$$

Si se consideran los esfuerzos sobre las otras cuatro caras, se encuentra que este par se opone solamente por el par debido al par de esfuerzos σ_{xy} con magnitud $(\sigma_{xy} dx dz)dy$. Como el elemento está en equilibrio, el momento total debe ser igual a cero; por lo tanto, $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$. En general, se debe tener

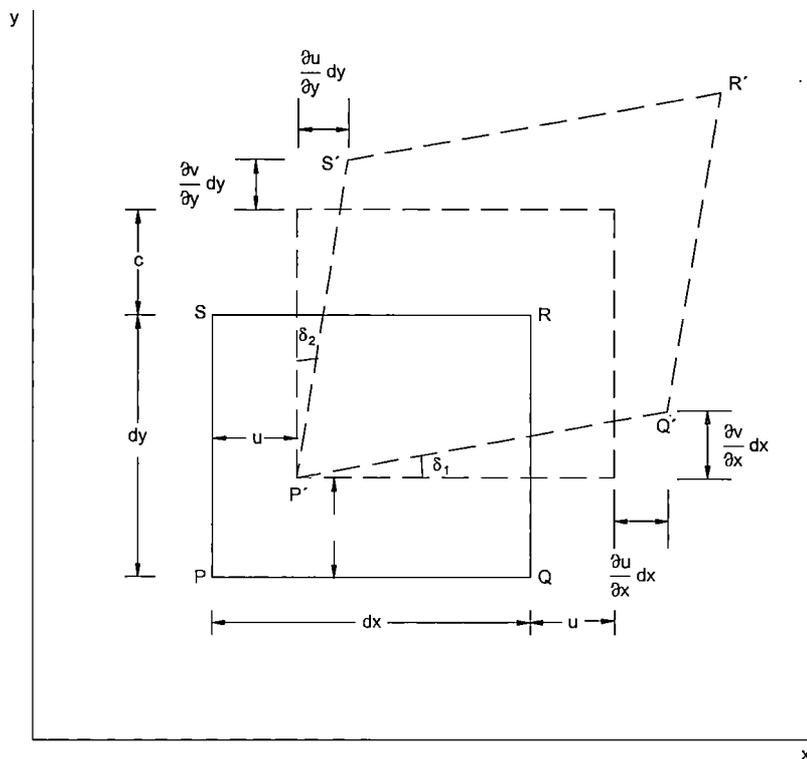
$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$$

1.2.2 Deformacion

Cuando un cuerpo elástico se sujeta a esfuerzos, se producen cambios de forma y dimensiones. Estos cambios, que se llaman deformaciones, se pueden dividir en ciertos tipos fundamentales.

Considérese un rectángulo PQRS en el plano xy , (véase la figura 1.2). Cuando se aplican los esfuerzos, P se desplaza a P', y PP' tiene componentes u y v ; si los otros vértices Q, R y S tienen los mismos desplazamientos que P, el rectángulo sólo se desplaza en conjunto por las cantidades u y v ; en este caso no hay cambio en tamaño y forma y no existe deformación. Sin embargo, si u y v son diferentes para los diferentes vértices, el rectángulo sufrirá cambios de tamaño y forma y habrá esfuerzos.

Figura 1.2 Análisis de deformación bidimensional.



Supóngase que $u = u(x, y)$, $v = v(x, y)$. Entonces las coordenadas de los vértices de PQRS y P'Q'R'S' son las siguientes:

$$P(x, y): \quad P'(x+u, y+v);$$

$$Q(x+dx, y): \quad Q'\left(x+dx+u+\frac{\partial u}{\partial x}dx, y+v+\frac{\partial v}{\partial x}dx\right);$$

$$S(x, y+dy): \quad S'\left(x+u+\frac{\partial u}{\partial y}dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial y}dy\right);$$

$$R(x+dx, y+dy): \quad R'\left(x+dx+u+\frac{\partial u}{\partial x}dx+\frac{\partial u}{\partial y}dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial x}dx+\frac{\partial v}{\partial y}dy\right);$$

En general, los cambios en u y v son mucho más pequeños que las cantidades dx y dy ; conforme a esto se supondrá que los términos

$(\partial u / \partial x), (\partial u / \partial y)$, y así sucesivamente, son tan pequeños que las potencias y los productos se pueden ignorar. Con esta suposición, se verá que:

- a) PQ aumenta en longitud por la cantidad $(\partial u / \partial x)dx$ y PS por la cantidad $(\partial v / \partial y)dy$; ; por tanto $(\partial u / \partial x)$ y $(\partial v / \partial y)$, son los incrementos fraccionarios de longitud en la dirección de los ejes;
- b) los ángulos infinitesimales δ_1 y δ_2 son iguales a $(\partial v / \partial x)$ y $(\partial u / \partial y)$, respectivamente;
- c) el ángulo recto en P disminuye por la cantidad $(\delta_1 + \delta_2) = (\partial v / \partial x + \partial u / \partial y)$;
- d) el rectángulo en su conjunto ha girado en sentido contrario al reloj a través del ángulo $(\delta_1 + \delta_2) = (\partial v / \partial x - \partial u / \partial y)$;

La deformación se define como el cambio relativo (es decir, el cambio fraccionario) en una dimensión o forma de un cuerpo. Las cantidades $\partial u / \partial x$ y $\partial v / \partial y$ son los incrementos relativos de longitud en las direcciones de los ejes x e y se denominan deformaciones normales. $(\partial v / \partial x + \partial u / \partial y)$, es la cantidad por la cual se reduce un ángulo recto en el plano xy cuando se aplican los esfuerzos, y por tanto es una medida del cambio de forma del medio; se conoce como deformación por cortante y se representará por el símbolo ϵ_{xy} . La cantidad $(\partial v / \partial x - \partial u / \partial y)$, que representa una rotación del cuerpo respecto al eje z , no implica cambio de tamaño o forma y por tanto no es una deformación; se representará por el símbolo θ_z .

Al generalizar el análisis anterior a tres dimensiones, se escribe (u, v, w) como las componentes de desplazamiento de un punto $P(x, y, z)$. Por lo tanto, los esfuerzos elementales son:

Deformaciones normales

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x}, \\ \varepsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y}, \\ \varepsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z}; \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

Deformaciones por corte

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \end{aligned} \right\} \quad (1.2)$$

Además de estas deformaciones, el cuerpo está sujeto a rotación simple respecto a los tres ejes, dada por

$$\left. \begin{aligned} \theta_x &= \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \theta_y &= \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \\ \theta_z &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (1.3)$$

Las ecuaciones (1.3) se pueden escribir en forma vectorial de la forma:

$$\Theta = \theta_x i + \theta_y j + \theta_z k = \nabla \times \zeta \quad (1.4)$$

donde $\zeta = ui + vj + wk =$ vector de desplazamiento del punto $P(x, y)$ e i, j, k son vectores unitarios en las direcciones x, y, z .

Los cambios de dimensiones dados por las deformaciones normales producen cambios de volumen cuando un cuerpo se sujeta a esfuerzos. El cambio de volumen por volumen unitario se llama dilatación y se representa por Δ . Si se comienza con un paralelepípedo rectangular con lados dx, dy y dz en el medio no deformado, en el medio deformado las dimensiones son $dx(1 + \epsilon_{xx}), dy(1 + \epsilon_{yy}), dz(1 + \epsilon_{zz})$; por tanto el incremento en el volumen es aproximadamente $(\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz})dxdydz$. Como el volumen original era $(dxdydz)$, se ve que

$$\Delta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \nabla \cdot \zeta \quad (1.5)$$

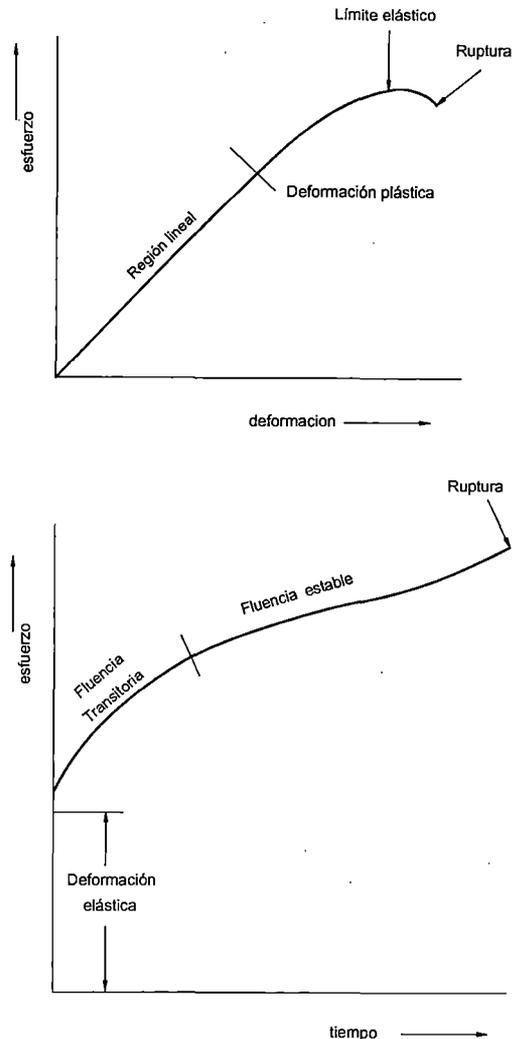
1.2.3 Ley de Hooke

Para calcular las deformaciones cuando se conocen los esfuerzos se debe conocer la relación entre esfuerzo y deformación. Cuando las deformaciones son pequeñas, esta relación está dada por la ley de Hooke que establece que una deformación dada es directamente proporcional al esfuerzo que la produce. Cuando existen varios esfuerzos, cada uno produce deformaciones independientemente de los otros; por tanto la deformación total es la suma de las deformaciones producidas por esfuerzos individuales. Esto significa que cada deformación es una función lineal de todos los esfuerzos, y viceversa. En general, la ley de Hooke conduce a relaciones complicadas, pero cuando el medio es isotrópico, es decir, cuando las propiedades no dependen de la dirección, se puede expresar en la siguiente forma relativamente sencilla:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}, \quad i = x, y, z; \quad (1.6)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \epsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z; \quad i \neq j \quad (1.7)$$

Figura 1.3 Relaciones de esfuerzo – deformación – tiempo. a) Esfuerzo contra deformación; b) deformación contra tiempo.



Las cantidades λ y μ se conocen como constantes de Lamé. Si se escribe $\epsilon_{ij} = (\sigma_{ij} / \mu)$, es evidente que ϵ_{ij} , es más pequeña a medida que μ aumenta. Por tanto μ es una medida de la resistencia a la deformación cortante y a menudo se denomina módulo de rigidez o módulo cortante.

Aunque la ley de Hooke tiene una amplia aplicación, no se verifica para esfuerzos grandes. Cuando el esfuerzo aumenta más allá de un límite elástico (figura 1.3a), la ley de Hooke ya no se cumple y las deformaciones aumentan más rápidamente. Las deformaciones resultantes de esfuerzos que exceden este límite no desaparecen por completo cuando se eliminan los esfuerzos con mayor esfuerzo, se puede alcanzar un punto de deformación plástica en el que empieza el flujo plástico y la deformación plástica puede producir un decremento de la

deformación. Algunos materiales no pasan por una fase de flujo plástico sino que se rompen antes.

Asimismo algunos materiales tienen también un comportamiento al esfuerzo, que depende del tiempo (figura 1.3b). Cuando se sujetan a esfuerzo fijo, estos materiales ceden hasta que eventualmente se rompen. La deformación plástica no desaparece si no se elimina el esfuerzo.

1.2.4 Constantes Elásticas

Aunque las constantes de Lamé son convenientes cuando se están usando (1.6) y (1.7), también se utilizan otras constantes elásticas. Las más comunes son el módulo de Young (E), la relación de Poisson (σ), y el módulo volumétrico (k) (el símbolo σ es más o menos estándar para la relación de Poisson, los subíndices deben prevenir cualquier confusión con el esfuerzo σ_{ij}). Para definir los primeros dos, se considera un medio en que todos los esfuerzos son cero, excepto σ_{xx} . Suponiendo que σ_{xx} es positiva (es decir, un esfuerzo de tensión), las dimensiones paralelas a σ_{xx} aumentarán, mientras que las dimensiones normales a σ_{xx} disminuirán; esto significa que ϵ_{xx} es positiva (elongación en la dirección x) mientras ϵ_{yy} y ϵ_{zz} son negativas. Asimismo, se puede mostrar que $\epsilon_{yy} = \epsilon_{zz}$. Ahora E y σ se definen por las relaciones

$$E = \sigma_{xx} / \epsilon_{xx}, \quad (1.8)$$

$$\sigma = -\epsilon_{yy} / \epsilon_{xx} = -\epsilon_{zz} / \epsilon_{xx} \quad (1.9)$$

los signos menos se introdujeron para hacer σ positiva.

Para definir k, se considera un medio sujeto solamente a una presión hidrostática P; esto es equivalente a los planteamientos

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P; \quad \sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0$$

Luego k se define como la relación de la presión con la dilatación.

$$k = -P/\Delta, \quad (1.10)$$

El signo menos se introdujo para hacer k positivo. Algunas veces la compresibilidad, $1/k$, se usa como una constante elástica en vez de su recíproca, el módulo volumétrico.

Sustituyendo los valores anteriores en la ley de Hooke se pueden obtener las siguientes relaciones entre E , σ y k y las constantes de Lamé, λ y μ .

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad (1.11)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1.12)$$

$$k = \frac{1}{3} (3\lambda + 2\mu) \quad (1.13)$$

Por eliminación de diferentes pares de constantes entre las tres ecuaciones se pueden derivar muchas relaciones distintas que expresan una de las cinco constantes en términos de dos de las demás.

Las constantes elásticas se definen de tal manera que sean números positivos. A consecuencia de esto, σ debe tener valores entre 0 y 0.5 (esto se deriva de (1.12) ya que tanto λ , como μ son positivas y por tanto $\lambda/(\lambda + \mu)$ es menor que la unidad. Los valores van de 0.05 para rocas muy duras y compactas, hasta cerca de 0.45 para materiales suaves, escasamente consolidados. Los líquidos no tienen resistencia al cortante y, por lo tanto, para ellos $\mu = 0$ y $\sigma = 0.5$. Para la mayoría de las rocas, E , k y μ están dentro del mismo margen de 20 a 120 GPa (2×10^{10} a 12×10^{10} N/m²), siendo E generalmente la mayor y μ la menor de las tres.

En la mayoría de las teorías precedentes se supone un medio isotrópico. De hecho, usualmente las rocas están en capas con diferentes propiedades

elásticas y éstas a menudo varían con la dirección. Sin embargo, al estudiar la propagación de la onda generalmente se ignoran estas diferencias y las rocas sedimentarias se tratan como medios isotrópicos; al hacerse así los resultados son útiles, si no se hace se llega a ecuaciones matemáticas extremadamente complejas y engorrosas, excepto en el caso de medios transversalmente isotrópicos, es decir, medios en que las propiedades son las mismas en un plano pero diferentes a lo largo de la normal al plano. Algunas rocas, especialmente lutitas, son isotrópicas transversalmente y, lo más importante, una serie de capas paralelas, cada una de ellas isotrópica pero donde las propiedades varían de una capa a otra, se comporta como si fuera transversalmente isotrópica (Postma, 1955; Uhrig y Van Melle, 1955).

Tomando el eje z como eje de simetría, se escribe λ_{\parallel} , μ_{\parallel} y λ_{\perp} , μ_{\perp} para las constantes de Lamé en el plano xy (plano de estratificación) y perpendicular a este plano, respectivamente. Love (1944) mostró que para este caso la ley de Hooke se reduce a lo siguiente:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{xx} &= (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel})\varepsilon_{xx} + \lambda_{\parallel}\varepsilon_{yy} + \lambda_{\perp}\varepsilon_{zz} \\ \sigma_{yy} &= \lambda_{\parallel}\varepsilon_{xx} + (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel})\varepsilon_{yy} + \lambda_{\perp}\varepsilon_{zz} \\ \sigma_{zz} &= \lambda_{\perp}\varepsilon_{xx} + \lambda_{\perp}\varepsilon_{yy} + (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp})\varepsilon_{zz}, \end{aligned} \right\} \quad (1.14)$$

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{xy} &= \mu_{\parallel}\varepsilon_{xy} \\ \sigma_{yz} &= \mu^*\varepsilon_{yz} \\ \sigma_{zx} &= \mu^*\varepsilon_{zx} \end{aligned} \right\} \quad (1.15)$$

donde μ^* es una nueva constante elástica independiente de las otras.

1.2.5 Energía de Deformación

Cuando un medio elástico sufre deformación efectúa un trabajo y una cantidad equivalente de energía potencial se almacena en el medio; esta energía está estrechamente relacionada con la propagación de ondas elásticas.

Si el esfuerzo σ_{xx} produce un desplazamiento ϵ_{xx} , se supone que el esfuerzo se incrementó uniformemente de cero a σ_{xx} y por tanto el esfuerzo promedio es $\frac{1}{2}\sigma_{xx}$. Así

$$\begin{aligned} E &= \text{trabajo efectuado por volumen unitario} \\ &= \text{energía por volumen unitario} \\ &= \frac{1}{2}\sigma_{xx}\epsilon_{xx} \end{aligned}$$

Sumando los efectos de todos los esfuerzos independientes y usando (1.6) y (1.7) se tiene

$$\begin{aligned} E &= \frac{1}{2}\sum_i\sum_j\sigma_{ij}\epsilon_{ij} \\ &= \frac{1}{2}(\sigma_{xx}\epsilon_{xx} + \sigma_{yy}\epsilon_{yy} + \sigma_{zz}\epsilon_{zz}) + \sigma_{xy}\epsilon_{xy} + \sigma_{yz}\epsilon_{yz} + \sigma_{zx}\epsilon_{zx} \\ &= \frac{1}{2}\left\{\sum(\lambda\Delta + 2\mu\epsilon_{ii})\epsilon_{ii}\right\} + \mu\sum\epsilon_{ij}^2 \\ &= \frac{1}{2}\lambda\Delta^2 + \mu(\epsilon_{xx}^2 + \epsilon_{yy}^2 + \epsilon_{zz}^2 + \epsilon_{xy}^2 + \epsilon_{yz}^2 + \epsilon_{zx}^2) \end{aligned} \quad (1.16)$$

1.3 Ecuaciones de Onda y sus Soluciones

1.3.1 Ecuaciones de Onda

a) Ecuación escalar de onda. Hasta este punto se ha examinado un medio en equilibrio estático. Ahora se eliminará esta restricción y se considerará lo que sucede cuando los esfuerzos no están en equilibrio. Ahora, en la figura 1.1 se supone que los esfuerzos sobre la cara trasera del elemento de volumen son como se muestran en el diagrama, pero que los esfuerzos sobre la cara frontal son, respectivamente

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial\sigma_{xx}}{\partial x}dx, \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial\sigma_{yx}}{\partial x}dx, \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial\sigma_{zx}}{\partial x}dx.$$

Como estos esfuerzos son opuestos a los que actúan sobre la cara trasera, los esfuerzos netos (no equilibrados) son

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx.$$

Estos esfuerzos actúan sobre una cara con un área ($dydx$) y afectan el volumen ($dx dy dz$); por tanto, para las fuerzas netas por volumen unitario en las direcciones de los ejes x , y y z , se obtienen los valores respectivos:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x}, \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}$$

Para las otras caras se tienen expresiones similares; por tanto, para la fuerza total en la dirección de eje x se obtiene la expresión

$$\left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right)$$

La segunda ley del movimiento de Newton establece que la fuerza no equilibrada es igual a la masa por la aceleración; así se obtiene la ecuación de movimiento a lo largo del eje x ,

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \text{Fuerza no equilibrada en la dirección } x \text{ sobre un volumen unitario}$$

$$= \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \quad (1.17)$$

donde ρ es la densidad (que se supuso constante). Se pueden plantear ecuaciones similares para el movimiento a lo largo de los ejes y y z .

La ecuación (1.17) relaciona los desplazamientos con los esfuerzos. Se puede obtener una ecuación que comprenda sólo desplazamientos usando la ley de Hooke para reemplazar los esfuerzos con deformaciones y luego expresando

las deformaciones en términos de los desplazamientos, usando (1.1), (1.2), (1.5), (1.6) y (1.7). Así

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right), \\
 &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xz}}{\partial z}, \\
 &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right\}, \\
 &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \Delta^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right), \\
 &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \Delta^2 u \tag{1.18}
 \end{aligned}$$

donde $\nabla^2 u = \text{Laplaciano de } u = \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$. Por analogía se pueden

escribir las ecuaciones para v y w

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v, \tag{1.19}$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w. \tag{1.20}$$

Para obtener la ecuación de onda, estas tres ecuaciones se derivan con respecto a x , y y z , respectivamente y se suman los resultados. Esto da

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

es decir,

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

o bien,

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} &= \nabla^2 \Delta, \\ \text{donde} & \\ \alpha^2 &= (\lambda + 2\mu) / \rho \end{aligned} \right\} \quad (1.21)$$

Restando la derivada de (1.19) con respecto a z de la derivada de (1.20) con respecto a y , se obtiene

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right),$$

es decir,

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} &= \nabla^2 \theta_x \\ \text{donde} & \\ \beta^2 &= \mu / \rho \end{aligned} \right\} \quad (1.22)$$

Restando las derivadas apropiadas se obtienen resultados similares de θ_y y θ_z . Estas ecuaciones son diferentes ejemplos de la ecuación de onda, la cual se puede escribir en la forma general

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (1.23)$$

donde V es una constante.

b) Ecuación vectorial de onda. La ecuación de onda también se puede obtener usando métodos vectoriales. Las ecuaciones (1.18), (1.19) y (1.20) son equivalentes a la ecuación vectorial de onda,

$$\rho \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 \zeta \quad (1.24)$$

Si se toma la divergencia de (1.24) y se usa (1.5) se obtiene (1.21). Tomando el rotacional de (1.24) y usando (1.4) se tiene la ecuación vectorial de onda para ondas S,

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Theta \quad (1.25)$$

la cual equivale a las tres ecuaciones escalares,

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_i}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_i, \quad i = x, y, z \quad (1.26)$$

c) Ecuación de onda incluyendo el término de fuente; fórmula de Kirchhoff. En el anterior análisis de la ecuación de onda no se han mencionado las fuentes de las ondas y, de hecho, las ecuaciones explicadas sólo son válidas en una región sin fuente. Las fuentes se pueden tomar en consideración de dos maneras en general: a) incluir en la ecuación de onda términos que representen las fuerzas generadores de las ondas; o b) rodear el punto de observación P por una superficie cerrada \wp contemplar el efecto en P como dado por un volumen integral en todo el interior de \wp para tomar en cuenta las fuentes dentro de \wp más una superficie integral sobre \wp para dar el efecto de fuentes fuera de \wp . Para aplicar el primer método, se observa que (1.18), (1.19) y (1.20) son equivalentes a la segunda ley de Newton, y que estas tres ecuaciones se combinan en (1.24). Por lo tanto, una fuente se puede tomar en cuenta agregando al lado derecho de la ecuación (1.24) el término ρF , donde F es la fuerza externa no elástica por masa unitaria (llamada a menudo fuerza de cuerpo) que da desarrollo al movimiento ondulatorio. Así (1.21), (1.24) y (1.25) se convierten en

$$\rho \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 \zeta + \rho F, \quad (1.27)$$

$$\frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \Delta + \nabla \cdot F, \quad (1.28)$$

$$\frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \Theta + \nabla \cdot F \quad (1.29)$$

Estas ecuaciones son difíciles de resolver tal como están planteadas. La solución se simplifica en gran medida mediante el método de separación de Helmholtz, que implica expresar tanto ζ como F en términos de nuevas funciones escalares y vectoriales. Por tanto,

$$\zeta = \nabla\phi + \nabla_x\chi, \quad \nabla\cdot\chi = 0 \quad (1.30)$$

$$F = \nabla\tau + \nabla_x\Omega \quad \nabla\cdot\Omega = 0 \quad (1.31)$$

Entonces

$$\Delta = \nabla\cdot\zeta = \nabla^2\phi,$$

$$\Theta = \nabla_x\zeta = -\nabla^2\chi,$$

$$\nabla\cdot F = \nabla^2\tau,$$

$$\nabla_x F = -\nabla^2\Omega$$

Sustituyendo en (1.28) y (1.29), se obtiene

$$\nabla^2(\alpha^2\nabla^2\phi + \tau - \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2}) = 0,$$

$$\nabla^2(\beta^2\nabla^2\chi + \Omega - \frac{\partial^2\chi}{\partial t^2}) = 0$$

Siempre que ϕ, χ, τ o Ω contengan potenciales, x, y, z mayores que la primera, las ecuaciones anteriores se cumplen para todos los valores de x, y, z solamente si las expresiones dentro de los paréntesis son idénticas a cero en todos los puntos. Como una función lineal de x, y, z corresponde a una traslación uniforme y/o rotación del medio, se puede ignorar esta posibilidad y escribir (Savarensky, 1975)

$$\frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} = \alpha^2\nabla^2\phi + \tau \quad (1.32)$$

$$\frac{\partial^2\chi}{\partial t^2} = \beta^2\nabla^2\chi + \Omega \quad (1.33)$$

En el segundo método se toma τ en (1.32) como la densidad de la fuente dentro de \wp y se especifica en cada punto Q sobre la superficie de \wp la función $\phi(x, y, z, t_Q)$, correspondiente a las fuentes fuera de \wp , siendo t_Q el instante $(t_0 - r/V)$ donde r es la distancia entre P y Q , y V es la velocidad (que se supone constante). Luego se debe especificar el movimiento de la onda en diferentes puntos sobre la superficie, de modo que las ondas provenientes de todos los puntos sobre la superficie lleguen a P en el mismo instante t_0 . El resultado, conocido como fórmula de Kirchhoff (véase Ewing, 1957), es

$$4\pi\phi_p(x, y, z, t_0) = \iiint_{\wp} \left(\frac{\tau}{r}\right) d\wp + \iint_{\wp} \left\{ \left(\frac{1}{Vr}\right) \frac{\partial r}{\partial n} \left[\frac{\partial \phi}{\partial t}\right] - [\phi] \frac{\partial(1/r)}{\partial n} + \left(\frac{1}{r}\right) \left[\frac{\partial \phi}{\partial n}\right] \right\} d\wp \quad (1.34)$$

donde n es la unidad de salida normal y los paréntesis cuadrados denotan funciones evaluadas en el punto Q en el tiempo $t_Q = t_0 - r/V$; $[\phi]$ se denomina a menudo potencial retardado. Para los puntos P fuera de \wp , la integral de volumen es cero. Si se supone que cada fuente emite ondas esféricas (1.34) vienen a ser

$$4\pi\phi_p(x, y, z, t_0) = \left(\frac{1}{V^2}\right) \iiint_{\wp} \left(\frac{[\tau]}{r}\right) d\wp + \iint_{\wp} \left\{ \xi \left[\frac{\partial \phi}{\partial n}\right] - [\phi] \frac{\partial \xi}{\partial n} \right\} d\wp \quad (1.35)$$

donde el integrado

$$[\phi] = (1/r)e^{j\omega(t_0 - r/V)} = \xi e^{j\omega\xi}, \quad \xi = (1/r)e^{-j\omega r/V} \quad (1.36)$$

siendo ω la frecuencia angular.

1.3.2 Soluciones de Onda Plana

Considerese el primer caso en que ψ es una función solamente de x y t , de modo que (1.23) se reduce a

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (1.37)$$

$$\begin{aligned} &\text{Cualquier función de } (x - Vt), \\ \psi &= f(x - Vt) \end{aligned} \quad (1.38)$$

es una solución de (1.37) ya que ψ y sus primeras dos derivadas son finitas y continuas. Esta solución (conocida como solución de D'Alembert) proporciona un número infinito de soluciones particulares (por ejemplo, $e^{k(x-Vt)}$, $\text{sen}(x - Vt)$, $(x - Vt)^3$ de donde se deben excluir puntos en que estas funciones y sus primeras tres derivadas dejan de existir o son discontinuas). La respuesta para un problema específico consiste en seleccionar la combinación apropiada de soluciones que también satisfagan las condiciones de frontera para el problema.

Una onda de cuerpo se define como una "perturbación" que viaja a través del medio. En nuestra notación, la perturbación ψ es un cambio de volumen cuando $\psi = \Delta$ y una rotación cuando $\psi = \theta_i$. Es obvio que la perturbación en (1.38) está viajando a lo largo del eje x . Ahora se mostrará que viaja con una velocidad igual a la cantidad V .

En la figura 1.4 cierta parte de la onda ha alcanzado el punto P_0 en el tiempo t_0 . Si la coordenada de es x_0 , entonces el valor de ψ en P_0 es $\psi_0 = f(x_0 - Vt_0)$. Si esta misma porción de la onda llega a P_1 en el tiempo $t_0 + t$, entonces para el valor de ψ en P_1 se tiene

$$\psi_1 = f\{x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t)\}$$

Pero como ésta es la misma porción de la onda que estaba en P_0 en el tiempo t_0 , se debe tener $\psi_0 = \psi_1$, esto es

$$x_0 - Vt_0 = x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t)$$

Así la cantidad V es igual a $\Delta x / \Delta t$ y, por lo tanto, es la velocidad con que viaja la perturbación.

Una función de $(x + Vt)$, por ejemplo, $\psi = g(x + Vt)$, también es una solución de (1.37); denota una onda que viaja en la dirección x negativa. La solución general de (1.37)

$$\psi = f(x - Vt) + g(x + Vt) \quad (1.39)$$

representa dos ondas viajando a lo largo del eje x en direcciones opuestas con la velocidad V .

Como el valor de ψ es independiente de y y z , la perturbación debe ser la misma en todas partes en un plano perpendicular al eje x . Este tipo de onda se llama onda plana.

La cantidad $(x - Vt)$ (o bien $(x + Vt)$) se conoce como fase. Las superficies sobre las cuales el movimiento de onda es el mismo, es decir, superficies sobre las que la fase tiene el mismo valor, se conocen como frentes de onda. En el caso que se está considerando, los frentes de onda son planos perpendiculares al eje x . Obsérvese que la onda está viajando en la dirección normal al frente de onda; esto se verifica para todas las ondas en medios isotrópicos. La línea que simboliza la dirección del viaje de la energía ondulatorio se denomina trayectoria.

Figura 1.4 Ilustración de la velocidad de una onda.

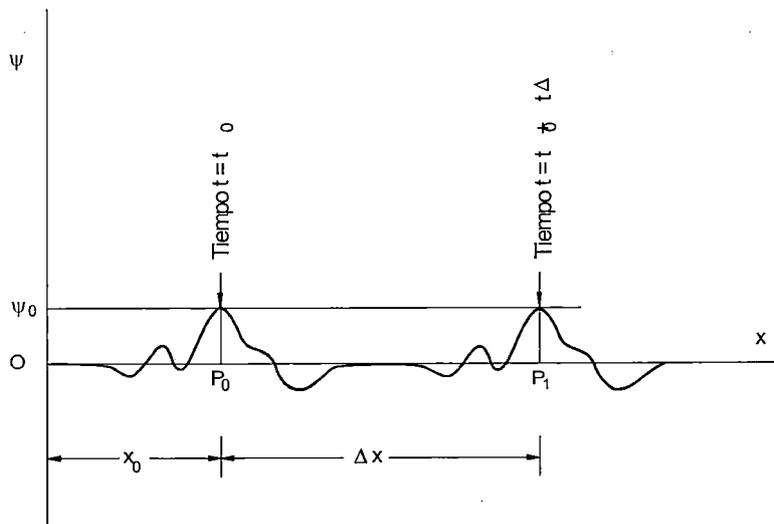
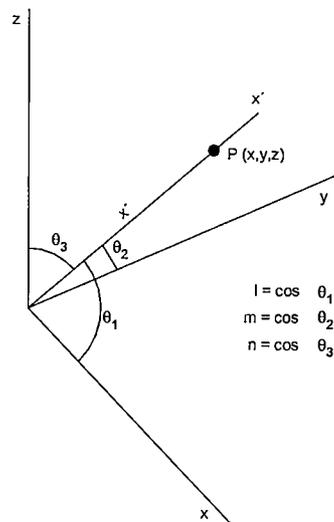


Figura 1.5 Dirección de onda fuera de un eje.

A veces es conveniente tener una expresión para una onda plana viajando a lo largo de una línea recta inclinada con un ángulo respecto a cada uno de los ejes, Supóngase que la onda está viajando a lo largo del eje x' que tiene cosenos directores (l, m, n) relativos a los ejes x, y y z (figura 1.5). Entonces, en un punto P sobre el eje x' a una distancia x' del origen, se tiene

$$x' = lx + my + nz$$

donde las coordenadas de P son (x, y, z) . Entonces,

$$\psi = f(lx + my + nz - Vt) + g(lx + my + nz + Vt) \quad (1.40)$$

1.3.3 Soluciones de Onda Esferica

Además de las ondas planas, se tendrá ocasión de usar otro importante tipo de onda, la onda esférica, donde los frentes de onda son una serie de superficies esféricas concéntricas. Se expresa (1.23) en coordenadas esféricas (r, θ, ψ) , donde θ es la colatitud y ϕ la longitud.

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right\} \quad (1.41)$$

Se considera solamente el caso especial en que el movimiento ondulatorio es independiente de θ y ϕ , por tanto es una función sólo de r y t . Entonces se obtiene la ecuación simplificada,

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) \quad (1.42)$$

Una solución de la ecuación anterior es

$$\psi = (1/r) f(r - Vt) \quad (1.43)$$

Obviamente

$$\psi = (1/r) g(r + Vt)$$

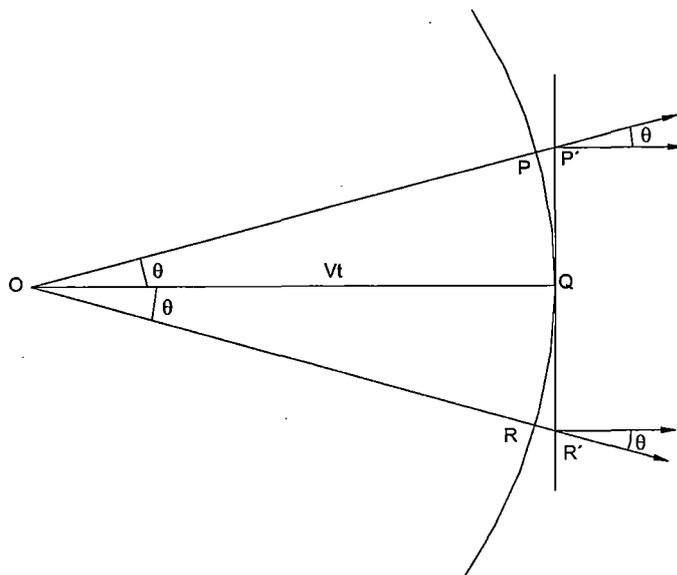
es también una solución y la solución general de (1.42) es

$$\psi = (1/r) f(r - Vt) + (1/r) g(r + Vt) \quad (1.44)$$

donde el primer término representa una onda expandiéndose hacia afuera del punto central y el segundo término una onda que colapsa hacia el punto central.

Cuando r y t están fijos, $(r - Vt)$ es constante y por tanto ψ es constante. Así, en el instante t la onda tiene el mismo valor en todos los puntos sobre la superficie esférica de radio r . Por lo tanto, las superficies esféricas son frentes de onda y los radios son rayos. Es obvio que los rayos son normales al frente de onda como en el caso de las ondas planas.

Figura 1.6 Relación entre onda esférica y plana.



A medida que la onda avanza hacia afuera desde el centro, el radio aumenta por la cantidad V durante cada unidad de tiempo. Finalmente, el radio se hace más grande y la porción del frente de onda cercana a cualquier punto en particular será aproximadamente plana. Si se considera la figura 1.6, se ve que el error que se introduce cuando se reemplaza el frente de onda esférico PQR por el frente de onda plano P'QR' se debe a la divergencia entre la dirección verdadera de la propagación dada por la dirección del radio y la dirección supuesta normal al plano. Tomando OQ muy grande o PR muy pequeño (o ambos), el error se puede hacer tan pequeño como se desee. Puesto que las ondas son fáciles de entender y también muy sencillo manejarlas matemáticamente, por lo general se supone que las condiciones son tales que el supuesto de onda plana es válido.

1.3.4 Principio de Huygens

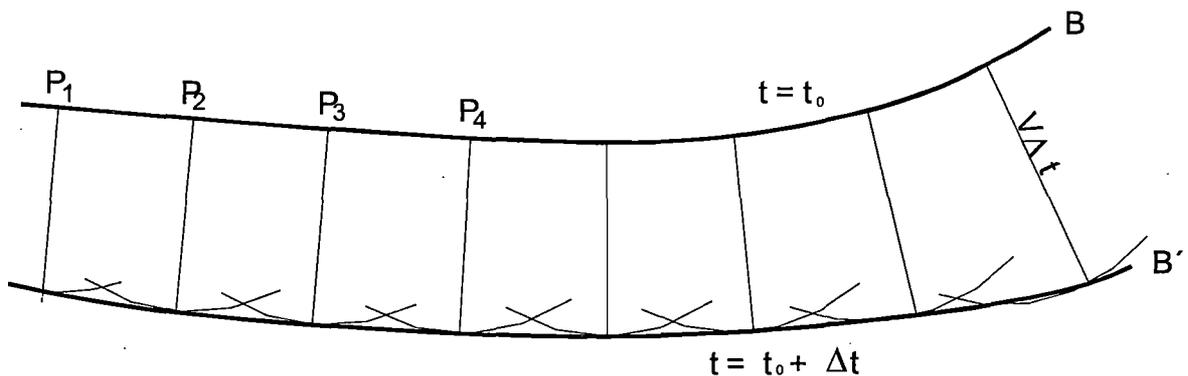
Las soluciones de la ecuación de onda dadas por (1.39), (1.40) y (1.44) está restringidas a ondas planas y esféricas. Por otra parte, la fórmula de Kirchhoff es válida para cualquier tipo de onda de cuerpo. Como se expresó en (1.34) (suponiendo que no hay fuentes dentro de ϕ); se establece que el efecto en un punto P es la suma de efectos que se llevan a cabo anteriormente en todos los puntos sobre una superficie que abarca P, dándose una tolerancia en el tiempo para que estos efectos viajen de ϕ a P. Así, cada punto sobre ϕ se comporta como si fuera una nueva fuente.

Para obtener el principio de Huygens, se toma ϕ coincidente con la porción del frente de onda que se desea tomar en cuenta para encontrar el efecto en P, y luego completar la superficie cerrada pasándola a través del espacio donde el efecto aún no ha llegado, de modo que ϕ sea cero sobre dicha parte.

El principio de Huygens es importante para comprender el viaje de la onda y con frecuencia es útil para dibujar posiciones sucesivas de frentes de onda. El principio de Huygens establece que cada punto sobre un frente de onda se puede contemplar como una nueva fuente de ondas. El razonamiento físico que respalda esto es que cada partícula situada sobre un frente de onda se ha

movido de su posición de equilibrio aproximadamente de la misma manera que las fuerzas elásticas sobre las partículas circundantes por las que son cambiadas, y que la resultante de los cambios de fuerza debida al movimiento de todos los puntos sobre el frente de onda comienza así a producir el movimiento que forma el siguiente frente de onda. De esta manera el principio de Huygens ayuda a explicar cómo se transmiten las perturbaciones sísmicas en la Tierra a partir de la respectiva información. Específicamente, dada la localización de un frente de onda en cierto instante, es posible encontrar posiciones futuras del frente de onda, considerando cada punto sobre el primer frente de onda como una nueva fuente de onda. En la figura 1.7, AB es el frente de onda en el tiempo t_0 y se desea encontrar el frente de onda en un tiempo posterior $(t_0 + \Delta t)$. Durante el intervalo Δt , la onda avanzará una distancia $V\Delta t$, siendo V la velocidad (que puede variar de un punto a otro). Se seleccionan puntos sobre el frente de onda, P_1, P_2, P_3 , y, desde los cuales se dibujan arcos de radios $V\Delta t$. Debido a que se seleccionan bastantes puntos, la envolvente de los arcos (A'B') definirá tan precisamente como se desee la posición del frente de onda en el tiempo $(t_0 + \Delta t)$. Excepto en la envolvente, las ondas elementales se interfieren destructivamente con otras, así que se anulan sus efectos. Cuando AB es plano y V constante, se necesita trazar sólo dos arcos y la línea recta tangente a los dos arcos define el nuevo frente de onda.

Figura 1.7 Uso del principio de Huygens para localizar nuevos frentes de onda.



1.3.5 Ondas Armónicas

Hasta aquí se han examinado solamente los aspectos geométricos de las ondas, es decir, la manera en que las ondas dependen de las coordenadas espaciales. Sin embargo, ψ es también una función de t , y por tanto se debe considerar la dependencia de las ondas con el tiempo.

La forma más sencilla de variación del tiempo es la de la onda armónica, o sea, ondas que comprenden expresiones de seno y coseno como

$$\psi = A \cos k(x - Vt), \quad (1.45)$$

$$\psi = A \sin k(lx + my + nz - Vt), \quad (1.46)$$

$$\psi = (B/r) \cos k(r + Vt) \quad (1.47)$$

En punto fijo, ψ varía con el seno o coseno del tiempo; por lo tanto el movimiento es armónico simple. Los valores de ψ van de $+A$ a $-A$ para la onda plana de (1.45) y (1.46) y de $+B/r$ a $-B/r$ para la onda esférica de (1.47). El valor limitante, A o B/r , se conoce como amplitud de la onda ψ .

Para un valor fijo de t , siempre que x en (1.45) aumente por la cantidad $2\pi/k$, el argumento del coseno se incrementó en 2π y por tanto se repite el valor de ψ . Esta distancia, $2\pi/k$, se llama longitud de onda, y se representa usualmente por el símbolo λ . El número de ondas por distancia unitaria, $k/2\pi = 1/\lambda$, se llama número de onda (aunque algunos autores llaman k al número de onda). En (1.46) y (1.47), $(lx + my + nz)$ y r representan la distancia que la onda viajó desde el origen, por tanto son equivalentes a x en (1.45); por lo tanto, k tiene aquí el mismo significado que en (1.45).

Si las coordenadas espaciales en (1.45), (1.46) y (1.47) se mantienen fijas y se permite que t aumente, el valor de ψ se repite cada vez que t se incrementa en la cantidad T , donde $kVT = 2\pi = 2\pi VT/\lambda$; en consecuencia

$$\left. \begin{aligned} T &= \lambda/V \\ v &= 1/T = V/\lambda \\ V &= v\lambda = \omega/k \end{aligned} \right\} \quad (1.48)$$

donde T se llama el periodo, ν la frecuencia de la onda y ω la frecuencia angular definida como $\omega = 2\pi\nu = kV$ (véase la figura 1.8). Usando los símbolos anteriores, se puede escribir (1.45) en las siguientes formas equivalentes:

$$\left. \begin{aligned} \psi &= A \cos k(x - Vt) = A \cos(2\pi/\lambda)(x - Vt) \\ &= A \cos(kx - \omega t) = A \cos \omega \left\{ (x/V) - t \right\} \\ &= A \cos(kx - 2\pi\nu t) = A \cos 2\pi \left\{ (x/\lambda) - \nu t \right\} \end{aligned} \right\} \quad (1.49)$$

A menudo es conveniente usar una forma exponencial como

$$\psi = Ae^{j\omega[(lx+my+nz)/V]-t} = Ae^{j(kr-\omega t)} \quad (1.50)$$

donde r es la distancia desde la fuente en la dirección del rayo; se pueden obtener expresiones de coseno o seno tomando las partes reales o imaginarias. Las cantidades (l, m, n) en (1.40), (1.46) y (1.50) representan los cosenos de la dirección del rayo. En geometría analítica se muestra que $l^2 + m^2 + n^2 = 1$. Aunque ordinariamente cada uno de los cosenos tiene un valor máximo de 1, para satisfacer la ecuación de onda sólo se requiere que la suma de los cuadrados sea 1. Si se admiten números imaginarios puros, algunos de los "cosenos directores" pueden ser mayores que la unidad. Tómese en la figura 1.5, $\theta_1 = j\theta, \theta_2 = 1/2\pi, \theta_3 = 1/2\pi - j\theta$, siendo θ real y positivo; entonces

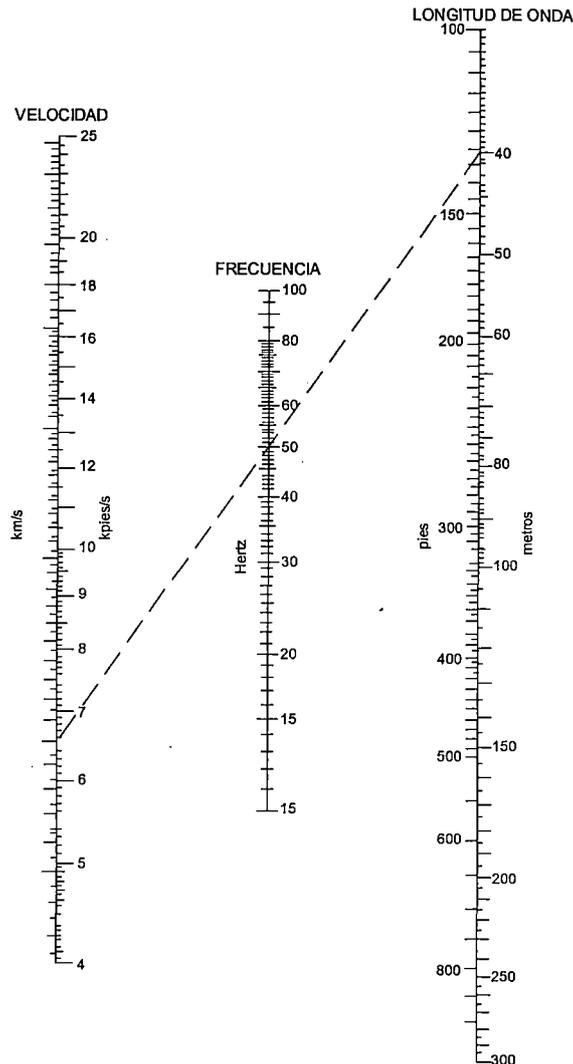
$$l = \cos j\theta = \cosh \theta, \quad m = 0$$

$$n = \cos\left(\frac{1}{2}\pi - j\theta\right) = \operatorname{sen} j\theta = j \operatorname{senh} \theta,$$

$$l^2 + m^2 + n^2 = \cosh^2 \theta - \operatorname{senh}^2 \theta = 1,$$

$$\psi = Ae^{-(\omega z/V) \operatorname{senh} \theta} e^{j\omega \left\{ (x/V) \cosh \theta - t \right\}}$$

Figura 1.8 Nomograma de (1.48); una línea recta relaciona la velocidad, la frecuencia y la longitud de onda (las escalas de afuera son métricas, las internas son inglesas). Por ejemplo, una velocidad de 2 Km/s y una frecuencia de 50 Hz dan una longitud de onda de 40 m.



Esto representa una onda plana viajando paralela al eje x con velocidad $V / \cosh \theta < V$ y amplitud $Ae^{-(\alpha z / V) \sinh \theta}$. Si, ha tomado $\theta_1 = -j\theta, l$ permanecería sin cambio mientras que n cambiaría de signo; esto daría una onda viajando en la dirección z negativa. Como la amplitud decrece exponencialmente con z , estas ondas se llaman ondas evanescentes.

En sismología de exploración, generalmente el intervalo de frecuencias registradas con energía apreciable es de cerca de 2 a 120 Hz, mientras que las frecuencias dominantes están en un intervalo más estrecho de 15 a 50 Hz para trabajo de reflexión y de 5 a 20 Hz para trabajo de refracción. Como comúnmente las velocidades van de 1.6 a 6.5 km/s. las longitudes de onda van

de cerca de 30 a 400 m para trabajos de reflexión y de 80 a 1300 m para trabajos de refracción (véase la figura 1.8).

1.3.6 Ondas P y Ondas S

Hasta este punto la explicación del movimiento ondulatorio se había basado en (1.23). La cantidad ψ no se ha definido aún; solamente se ha inferido que es alguna perturbación que se propaga de un punto a otro con velocidad V . Sin embargo, en un medio isotrópico homogéneo, las ecuaciones (1.21) y (1.25) se deben satisfacer. Se pueden identificar las funciones Δ y θ con ψ y concluir que dos tipos de ondas se propagan en un medio isotrópico homogéneo, uno correspondiente a cambios en la dilatación, Δ , el otro a cambios en uno o más componentes de la rotación dada en (1.3).

El primer tipo se conoce de modos diversos, como onda dilatacional, longitudinal, irrotacional, compresional u onda P; este último nombre se debe al hecho de que usualmente este tipo es el primer evento (primario) en el registro de un terremoto. El segundo tipo se denomina onda cortante, transversal, rotacional u onda S (puesto que usualmente es el segundo evento observado en registros de terremotos). La onda P tiene la velocidad α en (1.21) y la onda S la velocidad β en (1.25) donde

$$\alpha = \{(\lambda + 2\mu) / \rho\}^{1/2} \quad (1.52)$$

$$\beta = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (1.53)$$

Como las constantes elásticas son positivas, α siempre es mayor que β , y

$$\beta^2 / \alpha^2 = \mu / (\lambda + 2\mu) = (1/2 - \sigma)(1 - \sigma) \quad (1.54)$$

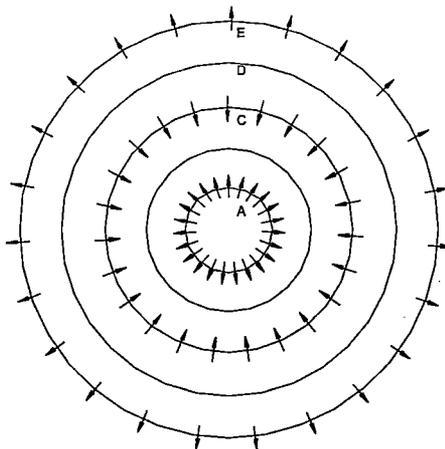
usando (1.12). A medida que σ decrece de 0.5 a cero, β / α aumenta de cero a su máximo valor, $1/\sqrt{2}$; así, la velocidad de la onda S va de cero hasta el 70% de la velocidad de la onda P.

Para fluidos, μ es cero y por tanto β también es cero; por eso las ondas S no se propagan dentro de los fluidos.

La velocidad sísmica en rocas reales depende de muchos factores, incluyendo la porosidad, la litología, la cementación, la profundidad, la edad, el régimen de presión, los fluidos intersticiales, etc.. La velocidad de rocas sedimentarias saturadas de agua es generalmente de 1.5 a 6.5 km/s, aumentando con la pérdida de porosidad, cementación, profundidad y edad. La velocidad de las ondas P en agua es de aproximadamente 1.5 km/s. La velocidad de la onda P decrece, a veces marcadamente, cuando un gas reemplaza al agua como fluido intersticial. Esto es especialmente importante cerca de la superficie, por lo general arriba del nivel del agua subterránea donde una capa de baja velocidad (CBV, también llamada capa de intemperismo) tiene típicamente una velocidad entre 0.4 a 0.8 km/s, y ocasionalmente tan baja como 150 m/s, y a veces tan alta como 1.2 km/s.

Se investigará la naturaleza del movimiento del medio correspondiente a los dos tipos de movimiento ondulatorio. Considérese una onda P esférica del tipo dado por (1.43). En la figura 1.9 se muestran frentes de onda trazados en intervalos de un cuarto de longitud de onda, t se ha elegido de modo que kVt sea un entero. Las flechas representan la dirección del movimiento del medio en el frente de onda. El medio está sometido a máxima compresión en B (es decir, la dilatación Δ es mínima) y a mínima compresión (Δ máxima) en el frente de onda D; la velocidad de la partícula es cero en cada uno de estos puntos.

Figura 1.9 Desplazamiento de una onda P esférica



Es posible formarse una imagen mental en el caso de la onda plana imaginando que el radio de la figura 1.9 se ha hecho tan largo que los frentes de onda son prácticamente superficies planas. En todas partes los desplazamientos serán perpendiculares a estos planos, así que ya no habrá convergencia o divergencia de las partículas del medio cuando se muevan hacia atrás y hacia

adelante en forma paralela a la dirección de la propagación de la onda. Este desplazamiento es longitudinal, lo cual explica por qué a veces a las ondas P se les llama longitudinales. Las ondas P son las ondas dominantes utilizadas en la exploración sísmica. En la figura 1.10a se ilustra una onda P plana.

Para determinar el movimiento de un medio durante el paso de una onda S, véase de nuevo la ecuación (1.26) y considérese el caso en que una rotación θ_z que es una función de x y t solamente, se propaga a lo largo del eje x . Se tiene

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial x^2}$$

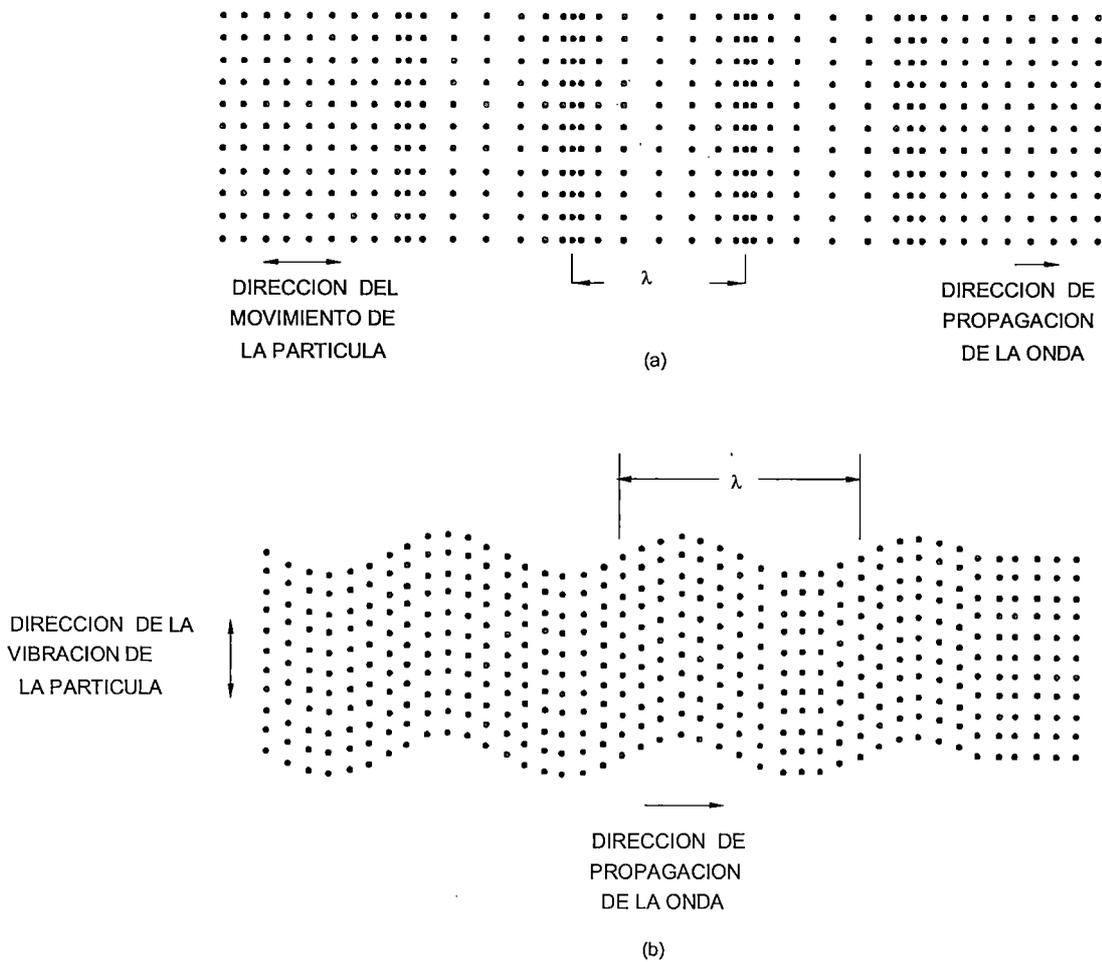
Puesto que

$$\theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x}$$

de (1.3) se ve que el movimiento ondulatorio consiste solamente en un desplazamiento v del medio en la dirección y , siendo v una función tanto de x como de t . Como v es independiente de y y z , en todas partes el movimiento es el mismo en un plano perpendicular al eje x ; así que el caso que se está tratando es el de una onda S plana viajando a lo largo del eje x (figura 1 10b).

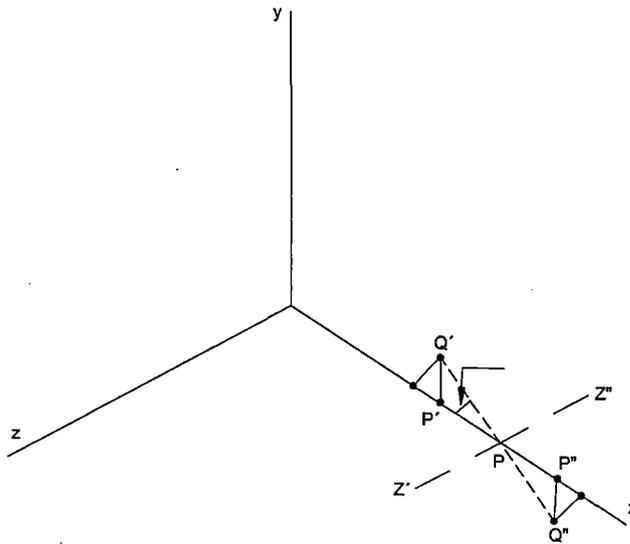
Con la figura 1.11 se ilustran las relaciones anteriores. Cuando la onda llega al punto P, hace que el medio en la proximidad de P gire respecto al eje Z'Z'' (paralelo al eje z) en un ángulo ε . Como se está tratando con deformaciones infinitesimales, ε debe ser infinitesimal y se puede ignorar la curvatura de los desplazamientos y considerar que puntos como P' y P'' se desplazan paralelos al eje y , a los puntos Q' y Q''. Así, a medida que la onda viaja a lo largo del eje x , el medio se desplaza transversalmente a la dirección de la propagación; de allí el nombre de onda transversal. Además, como la rotación varía de un punto a otro en cualquier instante dado, el medio está sujeto a esfuerzos cortantes que varían a medida que la onda se mueve a lo largo; esto propicia el nombre de onda cortante.

Figura 1.10 Movimiento durante el paso de una onda plana. a) onda P; b) onda S.



Puesto que se podría elegir para ilustrar θ_y de la figura 1.11, en vez de θ_z , es claro que estas ondas cortantes tienen dos grados de libertad, a diferencia de las ondas P que tienen sólo uno a lo largo de la dirección radial. En la práctica, el movimiento de ondas S se descompone usualmente en una componente paralela y otra perpendicular a la superficie del suelo; éstas se conocen como ondas SH y SV, respectivamente. Cuando la onda no viaja ni horizontal ni verticalmente, el movimiento se resuelve en una componente horizontal SH y en una componente en el plano vertical a través de la dirección de propagación. De aquí en adelante, la onda S significará onda SV a menos que se indique otra cosa.

Figura 1.11 Rotación del medio durante el paso de una onda S.



Debido a que los dos grados de libertad de las ondas S son independientes, se puede tener una onda S que implique movimiento en sólo un plano, por ejemplo, movimiento SH o SV; se dice que esta onda es polarizada en un plano. También se puede tener una onda en que el movimiento SH y SV tenga la misma frecuencia y una diferencia de fase fija; esta onda está polarizada elípticamente. La polarización de ondas S es un factor usual en la exploración.

En el caso de un medio no homogéneo e isotrópico, resulta imposible resolver el movimiento ondulatorio en ondas P y ondas S separadas. Sin embargo, las inhomogeneidades y la anisotropía en la Tierra son suficientemente pequeñas para que el supuesto de ondas P y S separadas sea válido para propósitos prácticos.

1.3.7 Potenciales de Desplazamiento y Velocidad

Las soluciones de las ecuaciones de onda como las de (1.40) y (1.44) proporcionan expresiones para Δ y θ_j . Sin embargo, con frecuencia es necesario conocer los desplazamientos u, v, w , o las velocidades $\dot{u}, \dot{v}, \dot{w}$, y refiriéndose a (1.1)-(1.5) se mostrará que éstas no se encuentran fácilmente si sólo se dan los valores de Δ y θ_j . Esta dificultad se supera a menudo mediante el uso de funciones potenciales $\phi(x, y, z, t)$ y $\chi(x, y, z, t)$, que son soluciones de

las ecuaciones de onda P y S, respectivamente, y se eligen de modo que u, v, w , (o $\dot{u}, \dot{v}, \dot{w}$) se puedan encontrar por diferenciación.

El siguiente es un ejemplo sencillo de estas funciones:

$$\left. \begin{array}{l} \chi = 0, \nabla\phi = \zeta = (ui + vj + wk) \\ \text{asi que} \\ u = \frac{\partial\phi}{\partial x}, v = \frac{\partial\phi}{\partial y}, w = \frac{\partial\phi}{\partial z} \end{array} \right\} \quad (1.55)$$

Este procedimiento es válido sólo si corresponde con Δ como la solución de la ecuación de onda P. Como ζ es una solución y $\Delta = \nabla \cdot \zeta = \nabla^2 \phi$, Δ es también una solución (ya que las derivadas de una solución también son soluciones). Igualar $\chi = 0$ equivale a decir que las ondas S no existen y esta elección de funciones potenciales es adecuada para discutir el movimiento ondulatorio en fluidos.

Para movimiento ondulatorio en sólidos tridimensionales, ϕ y χ se pueden definir de modo que

$$\zeta = \nabla\left(\phi + \frac{\partial\chi}{\partial z}\right) - \nabla^2 \chi k \quad (1.56)$$

Esto asegura que Δ y Θ son soluciones de las ecuaciones de onda P y onda S, respectivamente.

Para el movimiento ondulatorio bidimensional en el plano xz , ϕ y χ se pueden definir por

$$\left. \begin{array}{l} \zeta = \nabla\phi + \nabla_x \chi, \chi = -\chi j, \\ u = \frac{\partial\phi}{\partial x} + \frac{\partial\chi}{\partial z}, w = \frac{\partial\phi}{\partial z} - \frac{\partial\chi}{\partial x} \end{array} \right\} \quad (1.57)$$

Es fácil mostrar que (1.5) y (1.4) se pueden expresar como

$$\Delta = \nabla \cdot \zeta = \nabla^2 \phi, \quad \Theta = \nabla_x \zeta = \nabla^2 \chi^j \quad (1.58)$$

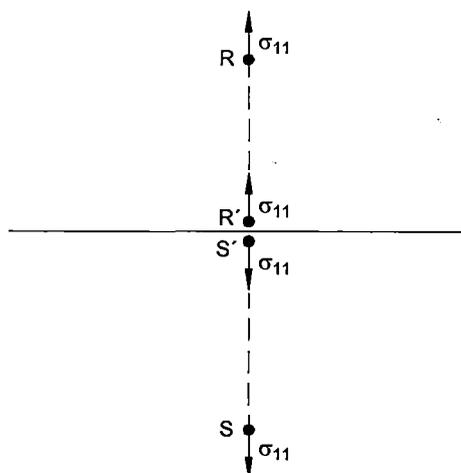
así que Δ y Θ son de nuevo soluciones de las ecuaciones de ondas P y S. Como las ecuaciones de onda son aún válidas si ambos lados se diferencian con respecto al tiempo t , se deduce que los potenciales de velocidad se obtendrán en cada uno de los casos anteriores si u, v, w, ζ se reemplazan por $\dot{u}, \dot{v}, \dot{w}, \dot{\zeta}$

1.3.8 Condiciones de Frontera

Cuando una onda llega a una superficie que separa dos medios que tienen diferentes propiedades elásticas, da origen a las ondas reflejadas y refractadas. Se pueden encontrar las relaciones entre las diversas ondas a partir de las relaciones entre los esfuerzos y las deformaciones a cada lado de la interfase. En la frontera entre los dos medios, los esfuerzos y las deformaciones deben ser continuos.

Dos puntos cercanos, R y S, que están en lados opuestos de la frontera como se ve en la figura 1.12, por lo general tendrán diferentes valores de esfuerzo normal. Esta diferencia produce una fuerza neta que acelera la capa entre ellos. Sin embargo, si se eligen puntos cada vez más cercanos entre sí, los valores de esfuerzo se deben aproximar entre sí y en el límite, cuando los dos puntos coinciden en la frontera, estos dos esfuerzos deben ser iguales. Si no fuera así, la capa infinitesimalmente delgada en la frontera recibiría la acción de una fuerza finita y tendría una aceleración que se aproximaría al infinito a medida que los puntos se aproximan entre sí. Puesto que este mismo razonamiento se aplica al esfuerzo tangencial, se ve que las componentes normal y tangencial del esfuerzo deben ser continuas (no pueden cambiar abruptamente) en la frontera.

Figura 1.12 Continuidad del esfuerzo normal.



Las componentes normal y tangencial del desplazamiento también deben ser continuas. Si el desplazamiento normal no fuera continuo, un medio se separaría del otro dejando un vacío entre ellos, o bien, penetraría en el otro de modo que los dos medios ocuparían el mismo espacio. Si el desplazamiento tangencial no fuera continuo, los dos medios se moverían de modo diferente sobre los lados opuestos de la frontera y uno se deslizaría sobre el otro. Se supone que este movimiento relativo es imposible, así que el desplazamiento debe ser continuo.

Cuando uno o ambos medios sólidos se reemplazan por un fluido o por un vacío, las condiciones de frontera se reducen en número.

1.3.9 Ondas Generadas por una Fuente Esférica Simétrica.

La función potencial $\phi = (1/r) f(t - r/V)$ es una solución a la ecuación de onda cuando hay una simetría esférica (véase (1.42)); por tanto el desplazamiento radial $u(r, t)$ es

$$u(r/t) = \frac{\partial \phi}{\partial r} = -\left(\frac{1}{r^2}\right) f\left(t - \frac{r}{V}\right) + \left(\frac{1}{r}\right) \frac{\partial}{\partial r} \left\{ f\left(t - \frac{r}{V}\right) \right\} \quad (1.59)$$

(usando (1.55) con el eje x en la dirección radial). Para ondas armónicas, los dos términos tienen igual importancia a una distancia $r = \lambda/2\pi$, pero el primer término decrece rápidamente en importancia a mayores distancias. El segundo término es el efecto de campo lejano, mientras que el efecto de campo cercano depende

de ambos términos. Esta distinción es importante cuando se calcula una forma de onda de campo lejano a partir de registros de campo cercano.

La ecuación (1.59) se puede usar para derivar el movimiento ondulatorio creado por desplazamiento simétrico del medio hacia afuera de una fuente puntual. Cuando la onda es creada por presiones muy altas, como en una explosión de dinamita, la ecuación de onda no es válida cerca de la fuente porque el medio no obedece aquí a la ley de Hooke; esta dificultad se supera usualmente circundando la fuente con una superficie esférica con radio r_0 , de modo que la ecuación de onda sea válida para $r > r_0$, especificando entonces el desplazamiento o presión sobre esta superficie debido a la fuente.

Considérese el caso en que se va a encontrar el desplazamiento $u(r, t)$, dado el desplazamiento $u_0(t)$ de la superficie $r = r_0$. Sea $\zeta = t - (r - r_0)/V$ y

$$\left. \begin{aligned} \phi(r, t) &= (1/r)f(\zeta), & \zeta \geq 0, & r \geq r_0 \\ &= 0 & \zeta < 0; \end{aligned} \right\} \quad (1.60)$$

entonces

$$u(r, t) = \frac{\partial \phi}{\partial r} = - \left(\frac{1}{r^2} f(\zeta) + \frac{1}{rV} \frac{df(\zeta)}{d\zeta} \right) \quad (1.61)$$

A $r = r_0$, $\zeta = t$ y $u(r, t) = u_0(t)$ donde $u_0(t)$ depende de la fuente específica.

$$u_0(t) = - \left(\frac{1}{r_0^2} f(t) + \frac{1}{r_0 V} \frac{df(t)}{dt} \right) \quad (1.62)$$

Usando estos valores y multiplicando ambos lados de (1.62) por el factor integrador e^{Vt/r_0} , se obtiene

$$\frac{d}{dt} \left\{ e^{Vt/r_0} f(t) \right\} = e^{Vt/r_0} \left(\frac{df(t)}{dt} + \frac{V}{r_0} f(t) \right) = -r_0 V u_0(t) e^{Vt/r_0},$$

$$f(t) = -r_0 V e^{Vt/r_0} \int u_0(t) e^{Vt/r_0} dt \quad (1.63)$$

Obsérvese que el límite inferior de la integral significa que $t=0$ es el instante en que la onda alcanza primero la superficie r_0 , siendo $u_0(t)$ igual a cero antes de esto.

Para proseguir el cálculo se debe conocer $u_0(t)$. Aproxímese una explosión con la expresión

$$u_0(t) = \begin{cases} ke^{-at}, & t \geq 0, a > 0, \\ = 0 & t < 0. \end{cases} \quad (1.64)$$

Luego

$$\begin{aligned} f(t) &= -r_0 V e^{-\nu t/r_0} \int_0^t k e^{(V/r_0 - a)t} dt \\ &= \frac{r_0 V k}{(V/r_0 - a)} (e^{-\nu t/r_0} - e^{-at}) \end{aligned}$$

En esta expresión se reemplaza t por $\zeta = t - (r - r_0)/V$ y (1.61) se convierte en

$$u(r, t) = \frac{\partial \phi}{\partial r} = \frac{r_0 k}{r(V/r_0 - a)} \left\{ \frac{V}{r_0} e^{-V\zeta/r_0} - a e^{-a\zeta} - \frac{V}{r} e^{-V\zeta/r_0} + \left(\frac{V}{r} \right) e^{-a\zeta} \right\} \quad (1.65)$$

$$\approx \frac{r_0 k}{r(V/r_0 - a)} \left\{ \frac{V}{r_0} e^{-V\zeta/r_0} - a e^{-a\zeta} \right\}, r > r_0 \quad (1.66)$$

y esta última ecuación de la solución de campo lejano.

El hecho de que (1.65) y (1.66) sean válidas solamente para $\zeta > 0$, significa solo que $u(r, t)$ es cero hasta $t = (r - r_0)/V$, es decir, hasta que la perturbación alcanza el punto. En este instante $\zeta = 0$ y $u(r, t) = k(r_0/r)$; por lo tanto el desplazamiento inicial es el mismo que el de la superficie r_0 excepto que se reduce por el factor (r_0/r) , o sea, $u(r, t)$ se abate inversamente a la distancia. Además, $u = 0$ a $t = \infty$ y también cuando

$$V \left\{ \left(\frac{1}{r_0} \right) - \left(\frac{1}{r} \right) \right\} e^{-V\zeta/r_0} + \left\{ \left(\frac{V}{r} \right) - a \right\} e^{-a\zeta} = 0,$$

es decir, cuando

$$t = \frac{r-r_0}{V} + \frac{1}{V/r_0 - a} \ln \left\{ \frac{V(r-r_0)}{r_0 r (a - V/r)} \right\}$$

Como $V/r_0 > a > V/r$, esta ecuación tiene una raíz positiva real y $u(r, t)$ desaparecerá, es decir, el desplazamiento debe cambiar de signo. Como V/r_0 es grande en la práctica y V/r decrece rápidamente, por lo general el pulso unidireccional en (1.64) da origen a una onda oscilatoria.

Mediante diferentes expresiones para $u_0(t)$ en (1.63) o especificando $P_0(t)$, la presión de la cavidad, se puede investigar el movimiento de onda para varias fuentes simétricas esféricamente. Encontrando el límite a medida que a en (1.64) se hace cero, se obtiene el resultado para un paso unitario, el paso (t) ; entonces se pueden encontrar los resultados para otros tipos de entrada usando técnicas de convolución.

1.3.10 Ondas Superficiales.

a) Ondas Rayleigh. En un medio isotrópico, homogéneo, infinito, sólo existen onda P y S. Sin embargo, siempre que hay una superficie que separe medios de diferentes propiedades elásticas, pueden existir ondas superficiales. Sus amplitudes decrecen con el aumento de la distancia de la superficie.

La onda superficial más importante en la exploración sísmológica es la onda Rayleigh, que se propaga a lo largo de la superficie libre de un sólido. Aunque una superficie 'libre' signifique contacto con un vacío, las constantes elásticas y la densidad del aire son tan bajas en comparación con los valores de las rocas, que la superficie de la Tierra es aproximadamente una superficie libre. El término onda superficial del suelo es el que se usa comúnmente para las ondas Rayleigh.

Si se toma el eje x en la superficie y el eje z positivo hacia abajo, los potenciales apropiados para una onda Rayleigh plana viajando a lo largo del eje x (véase (1.57)) son:

$$\phi = A e^{-mkz} e^{jk(x-V_R t)}, \quad Z = B e^{-nkz} e^{jk(x-V_R t)} \quad (1.67)$$

Donde m y n deben ser constantes positivas reales de modo que la onda decrezca en amplitud al alejarse de la superficie; V_R es, por supuesto, la velocidad de la onda. Sustituyendo ϕ y Z en las ecuaciones de onda,

$$m^2 = (1 - V_R^2 / \alpha^2), \quad n^2 = (1 - V_R^2 / \beta^2) \quad (1.68)$$

como m y n son reales, $V_R < \beta < \alpha$, de modo que la velocidad de la onda Rayleigh es menor que la de una onda S.

Enseguida se aplican las condiciones de frontera en que σ_{zz} y σ_{xz} desaparecen en la línea de frontera $z=0$. Entonces para $z=0$ se obtiene

$$\begin{aligned} \sigma_{zz} &= \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{zz} = \lambda \nabla^2 \phi + 2\mu \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= \lambda \nabla^2 \phi + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} \right) = 0 \\ \sigma_{xz} &= \mu \varepsilon_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ &= \mu \left(2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} \right) = 0 \end{aligned} \quad (1.69)$$

Sustituyendo (1.67) en (1.69) e igualando $z=0$,

$$\{(\lambda + 2\mu)m^2 - \lambda\}A + 2jn\mu B = 0$$

$$y - 2jmA + (n^2 + 1)B = 0$$

Se pueden usar (1.52), (1.53) y (1.68) para escribir el primer resultado en la forma

$$(2\beta^2 - V_R^2)A + 2jn\beta^2 B = 0$$

Eliminando la relación B/A de las dos ecuaciones se tiene

$$(2 - V_R^2 / \beta^2)(n^2 + 1) = 4mn;$$

por lo tanto

$$V_R^6 - 8\beta^2 V_R^4 + (24 - 16\beta^2 / \alpha^2)\beta^4 V_R^2 + 16(\beta^2 / \alpha^2 - 1)\beta^6 = 0 \quad (1.70)$$

Como el lado izquierdo de (1.70) es negativo para $V_R = 0$, y positivo para $V_R = +\beta$, debe existir una raíz real entre estos dos valores; esta raíz da la velocidad de la onda Rayleigh, V_R . Sin embargo, no es posible encontrar esta raíz sin conocer β/α .

Para muchas rocas $\sigma \approx \frac{1}{4}$, es decir, $(\beta/\alpha)^2 \approx \frac{1}{3}$, de (1.54). Si se usa este valor, las tres raíces de (1.70) son $V_R^2 = 4\beta^2, 2(1 \pm 1/\sqrt{3})\beta^2$. Como V_R / β debe ser menor que la unidad, la única solución permisible es

$$V_R^2 = 2(1 - 1/\sqrt{3})\beta^2, \quad \text{o bien} \quad V_R = 0.919\beta$$

Ahora se encuentra que $V_R / \alpha = 0.531$, $m=0.848$, $n=0.393$, $B/A = +1.468j$; por tanto

$$\phi = A e^{-0.848kz} e^{jk(x - V_R t)}$$

$$\chi = 1.468jA e^{-0.393kz} e^{jk(z - V_R t)}$$

Usando (1.57), para los desplazamientos en la superficie se obtiene

$$u = 0.423jkA e^{jk(x - V_R t)}, \quad w = 0.620kA e^{jk(x - V_R t)}$$

Tomando la parte real de la solución (que corresponde a un desplazamiento en la fuente de $\cos \omega t$), se obtiene finalmente

$$\left. \begin{aligned} u &= -0.423kA \operatorname{sen} k(x - V_R t), \\ w &= 0.620kA \operatorname{cos} k(x - V_R t) \end{aligned} \right\} \quad (1.71)$$

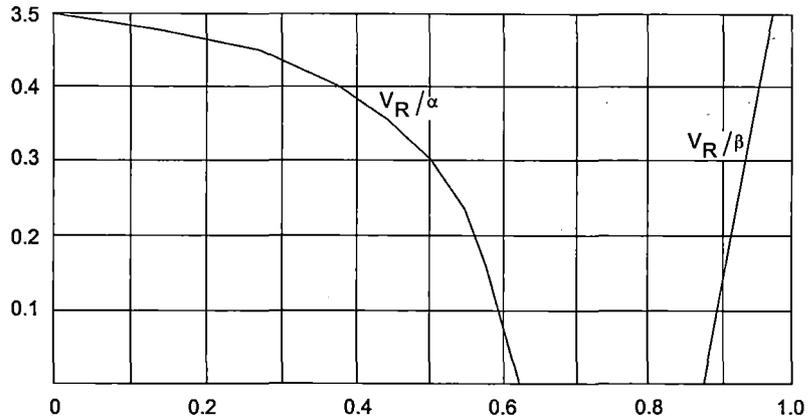
En un punto dado sobre la superficie de una partícula se describe una elipse en el plano vertical xz como se ve en la figura 1.13a, estando el eje horizontal más o menos a dos tercios del eje vertical. El ángulo θ está dado por

$$\tan \theta = -w/u = 1.465 \cot k(x - V_R t) \quad (1.72)$$

Cuando t aumenta, $\cot k(x - V_R t)$ y θ aumentan, es decir, P se mueve alrededor de la elipse en sentido contrario al reloj (retrógrado) para una onda que se desplaza de izquierda a derecha.

En la figura 1.14 se muestra la velocidad de la onda Rayleigh como una función de la relación de Poisson. Como V_R dada por (1.70) es independiente de la frecuencia, las ondas Rayleigh sobre la superficie de un medio homogéneo no muestran dispersión. Las observaciones de campo (figura 1.13) concuerdan en general con el tipo de movimiento mostrado en la figura 1.13a; las diferencias se atribuyen a que la Tierra está constituida por capas y es anisótropa, y no como un medio isotrópico, homogéneo, ideal. Las mediciones también muestran que las ondas Rayleigh son dispersivas (Dobrin, 1951). Las ondas Rayleigh son ondas de baja velocidad y baja frecuencia con un espectro sin picos pronunciados, y por tanto, poseen una amplia gama de longitudes de onda. Como mk y nk determinan la penetración (en la figura 1.13c se ilustra la penetración mostrando el decaimiento exponencial predicho por la ecuación (1.67)), hay una gran variación de penetración para diferentes componentes de frecuencia, y la mayor parte de la energía se confina a una zona de una o dos longitudes de onda de espesor. Como las constantes elásticas varían considerablemente cerca de la superficie, la velocidad varía con la longitud de onda, las ondas son dispersivas y la forma del tren de ondas cambia con la distancia.

Figura 1.14 La velocidad de la onda Rayleigh, V_R , como una función de la relación de Poisson, σ .



b) Ondas Love. En la sismología de terremotos algunas veces se observan ondas Love; éstas implican un movimiento transversal (SH) paralelo a la superficie del suelo. Las fuentes de energía que se usan normalmente en el trabajo sísmico no generan ondas Love en un grado significativo y, por tanto, no tienen importancia en la exploración sísmica. Asimismo, los geófonos diseñados para responder sólo al movimiento vertical no captarían las ondas Love. Sin embargo, a veces son de interés (contribuyen al ruido en la exploración de onda SH).

Considérese un medio semiinfinito limitado por el plano $z = 0$ y recubierto por una losa (capa) de espesor h cuya superficie superior esté libre. La densidad, las constantes elásticas, las velocidades y los desplazamientos en la capa superior se señalarán con primas. La propagación se considera a lo largo del eje x de una onda que sólo tiene desplazamiento SH, es decir

$$v = A e^{mkz} e^{jk(x-V_L t)}, \quad z < 0 \quad (\text{en el medio inferior})$$

$$v' = (B e^{mkz} + C e^{-mkz}) e^{jk(x-V_L t)}, \quad z > 0 \quad (\text{en la losa})$$

Como v , v' debe satisfacer la ecuación de onda S, se sustituye en (1.26) y se encuentra

$$m^2 = 1 - V_L^2 / \beta^2, \quad n^2 = 1 - V_L^2 / \beta'^2 \quad (1.73)$$

m debe ser real de modo que él se aproxime a cero cuando z se acerca a $-\infty$, por tanto $V_L \leq \beta$. Sin embargo, n no necesita ser real puesto que z siempre es finita en la losa.

Las condiciones de frontera son que el esfuerzo $\sigma_{yz} = 0$ en la superficie libre $z=h$, y que σ_{yz} y v son continuas en la interfase $z=0$. Usando (1.2) y (1.7), se tiene

$$\sigma_{yz} = \mu' \varepsilon_{yz} = \mu' \frac{\partial v'}{\partial z} = 0 \quad \text{para } z=h \text{ (porque } \frac{\partial w}{\partial y} = 0);$$

$$v' = v, \quad \mu' \left(\frac{\partial v'}{\partial z} \right) = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad \text{para } z=0$$

Sustituyendo los valores de v , v' e igualando

$$a = e^{-2mkh}, b = \mu m / \mu' n$$

se obtiene

$$\left. \begin{array}{l} B - aC = 0, \\ A - B - C = 0, \\ BA - B + C = 0. \end{array} \right\} \quad (1.74)$$

Para resolver las ecuaciones debe desaparecer el determinante de los coeficientes:

$$\begin{vmatrix} 0 & +1 & -a \\ 1 & -1 & -1 \\ 0 & -1 & +1 \end{vmatrix} = 0$$

Esto da

$$-b = \left(\frac{1-a}{1+a} \right) = \frac{1 - e^{-2nkh}}{1 + e^{-2nkh}} = \frac{-\mu m}{\mu' n} = \tanh(nkh),$$

Usando la identidad

$$\tanh x = \frac{\operatorname{senhx}}{\operatorname{cosh} x} = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}} = \frac{1 - e^{-2x}}{1 + e^{-2x}}.$$

Como $\tanh x$ es positiva para todos los valores reales de x , la ecuacione anterior sólo se puede satisfacer tomando n como imaginaria pura, es decir $n=j\xi$ donde ξ es un número real. Como $\tanh jx = j \tanh x$, se obtiene

$$\mu m = \mu' \xi \tan k\xi h = 0 \quad (1.75)$$

De (1.73)

$$V_L^2 / \beta'^2 = 1 - n^2 = 1 + \xi^2, \text{ asi } V_L \geq \beta'.$$

Asi que

$$\beta \geq V_L \geq \beta',$$

Y la velocidad de las ondas transversales debe ser mayor en la capa mas profunda que en capa superficial para que existan ondas Love.

Como $k = 2\pi/\lambda = \omega/V_L$, cuando la frecuencia aumenta a partir de cero, $\tan k\xi h$ aumenta y se aproxima a infinito; así para que (1.75) se verifique, a medida que aumenta la frecuencia, ξ se debe aproximar a cero y V_L a β' . Y a la inversa, a medida que k se aproxima a cero, ξ se acerca a su máximo valor y V_L a β . Por tanto, a altas frecuencias la velocidad de la onda Love se aproxima a la velocidad de las ondas S en la capa superficial y cuando la frecuencia se acerca a cero la velocidad de la onda Love se aproxima a la velocidad de la onda S en la capa inferior

La expresión para v en la capa superficial se puede plantear

$$\begin{aligned} v &= (Be^{nkz} + Ce^{-nkz})e^{jk(x-V_L t)} \\ &= B(e^{jk\xi z} + e^{2jk\xi h} e^{-jk\xi z})e^{jk(x-V_L t)} \\ &= B(e^{jk\xi(z-h)} + e^{-jk\xi(z-h)})e^{jk(x+\xi h-V_L t)} \\ &= 2B \cos k\xi(z-h)e^{jk(x+\xi h-V_L t)} \end{aligned} \quad (1.76)$$

Donde C se ha eliminado usando la primera ecuación en (1.74). Así, v desaparece en planos nodales horizontales a profundidades z_r donde

$$kz_r(z_r - h) = \pi(r + 1/2), \text{ siendo } r \text{ un entero.} \quad (1.77)$$

La existencia de planos nodales es característica de la propagación de modo normal y, de hecho, las ondas Love se pueden explicar en términos de propagación de modo normal.

c) Ondas Stoneley. Las ondas Rayleigh y Love se propagan a lo largo de una superficie libre. Las ondas Rayleigh generalizadas (o modificadas), usualmente denominadas ondas Stoneley son ondas superficiales que se propagan a lo largo de la interfase entre dos medios bajo ciertas condiciones rigurosas (Stoneley, 1924; Scholte, 1947; Ewing). Una onda stoneley siempre es posible en una interfase sólido – líquido; su velocidad es menor que la de las ondas Rayleigh en una superficie libre de un medio sólido. Cuando una capa sólida superficial de espesor h está sobrepuesta a un medio sólido semiinfinito, las ondas Stoneley sólo son posible cuando $\beta_1 \approx \beta_2$ y $\lambda \ll h$. En este caso la velocidad de la onda Stoneley está dada por una ecuación de cuarto orden que comprende las constantes elásticas de ambos medios; la ecuación tiene una solución solamente para ciertas gamas de valores de μ_1/μ_2 y ρ_1/ρ_2 ; cuando existe una solución, la velocidad de fase de la onda Stoneley es intermedia entre la velocidad de la onda Rayleigh y la más alta de β_1 o β_2

d) Ondas tubulares. Las ondas que viajan en la dirección del eje de un pozo de sondeo lleno con un fluido (ondas tubulares) tienen un considerable interés en relación con las determinaciones de velocidad en pozos, y también porque potencialmente proporcionan información sobre las propiedades elásticas del medio circundante.

Se supone un fluido homogéneo en un pozo de prueba en medio isotrópico homogéneo. Usando P para expresar la presión y w para el

desplazamiento, la segunda ley de Newton, fuerza neta = masa x aceleración, aplicada a un elemento de volumen del fluido, $v = \pi r^2 \Delta z$, es

$$\left(\frac{\partial P}{\partial z} \Delta z \right) \pi r^2 = - \left(\rho \pi r^2 \Delta z \right) \frac{\partial^2 w}{\partial t^2},$$

o

$$\frac{\partial P}{\partial z} = - \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (1.78)$$

de (1.10)

$$P = -k \Delta = k \Delta v / v$$

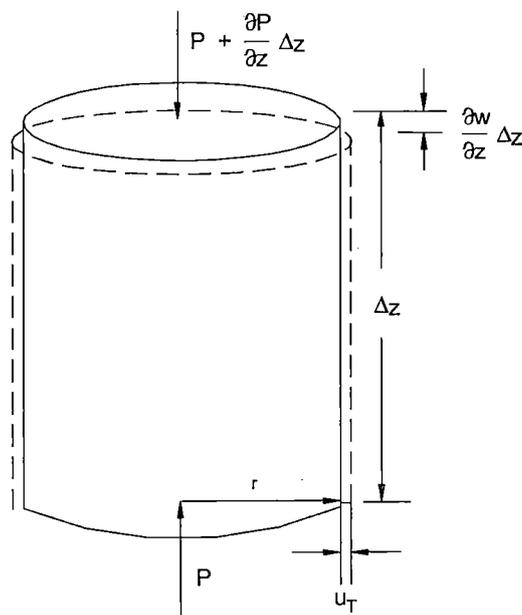
el cambio en el volumen Δv se debe a expansiones tanto axiales como radiales, o sea

$$\Delta v = \pi r^2 \frac{\partial w}{\partial z} \Delta z + (2\pi r u_r) \Delta z$$

Donde u_r , es el cambio en el radio del pozo. Así, se tiene

$$P = -k \left(\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{2u_r}{r} \right) \quad (1.79)$$

Figura 1.15 Cambios involucrados con el paso de una onda tubular.



Lamb (1960) derivó la siguiente relación entre u_r y P para una corona circular de radios interior y exterior r y R , donde E , σ y μ son respectivamente el módulo de Young, la relación de Poisson y el módulo de rigidez para el material de la corona:

$$\frac{u_r}{r} = \frac{P}{E} \left\{ \frac{(1 + \sigma)(R^2 + r^2) - 2\sigma r^2}{R^2 - r^2} \right\}$$

Si $R \rightarrow \infty$, se obtiene para un pozo cilíndrico en un medio infinito

$$u_r / r = P(1 + \sigma) / E = P / 2\mu$$

sustituyendo en (1.79) da

$$P \left(\frac{1}{k} + \frac{1}{\mu} \right) = \frac{\partial w}{\partial z}$$

y la sustitución de este resultado en (1.78) da la ecuación de onda

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = (1/V_T^2) \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \quad V_T^2 = \frac{1}{\rho} \left(\frac{1}{k} + \frac{1}{\mu} \right) \quad (1.80)$$

Así la medición de la velocidad de onda tubular V_T y la densidad ρ y el módulo volumétrico k del fluido permite calcular μ para el medio circundante. White (1965), estudia las ondas tubulares en pozos de prueba que penetran dos medios sólidos y en pozos de prueba encasquillados.

1.3.11 Ecuaciones de Onda para Medios Transversalmente Isotrópicos

Hasta este punto, el estudio del movimiento ondulatorio se aplica solamente a medios isotrópicos homogéneos. Cuando el medio no es isotrópico, las anisotrópico sea el medio. El caso de un medio transversalmente isotrópico (1.4) se puede tratar sin gran dificultad.

Se considera el movimiento ondulatorio en el plano xz de modo que el desplazamiento v y las derivadas con respecto a y son iguales a cero. Se sustituyen (1.14) y (1.15) en (1.17) y usando (1.1) y (1.2), se obtienen las ecuaciones de onda para medios transversalmente isotrópicos:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \left(\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel} \right) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda_{\perp} \frac{\partial w}{\partial z} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \mu^* \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} \\ &= \left(\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel} \right) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \mu^* \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + (\lambda_{\perp} + \mu^*) \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \end{aligned} \quad (1.81)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda_{\perp} + \mu^*) \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial z} + \mu^* \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}) \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (1.82)$$

Se simplifica el problema suponiendo que una onda plana viaja en el plano xz en la dirección de x creciente y z decreciente, y el ángulo entre la trayectoria del rayo y el eje x es θ . Ahora se usan las funciones potenciales de (1.57) en la forma

$$\phi = A e^{jw\zeta}, \quad \psi = B e^{jw\zeta}$$

donde

$$\zeta = (lx - nz) / V - t, \quad l = \cos \theta, \quad n = \sin \theta$$

Entonces

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} = (jw/V)(lA - nB) e^{jw\zeta}$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \phi_0}{\partial x} = -(j\omega/V)(nA - lB) e^{j\omega \zeta}$$

Cuando éstas se sustituyen en (1.81) y (1.82), los siguientes factores aparecen en cada término y por tanto se pueden ignorar: $j\omega/V$, $(j\omega)^2$ y $e^{j\omega \zeta}$.

Las ecuaciones (1.81) y (1.82) se convierten en

$$\{\rho V^2 l - (\lambda_1 + 2\mu_1) l^3 - (\lambda_{\perp} + 2\mu^*) l n^2\} A$$

$$- \{\rho V^2 n - (\lambda_1 + 2\mu_1 - \lambda_{\perp} - \mu^*)^2 n - \mu^* n^3\} B = 0$$

$$\{\rho V^2 n - (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}) n^3 - (\lambda_{\perp} + 2\mu^*) l n^2\} A$$

$$+ \{\rho V^2 l + (\mu^* - 2\mu_{\perp}) l n^2 - \mu^* l^3\} B = 0$$

Escribiendo

$$\alpha_1^2 = (\lambda_1 + 2\mu_1) / \rho, \quad \alpha_{\perp}^2 = (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}) / \rho,$$

$$\alpha^{*2} = (\lambda_{\perp} + 2\mu^*) / \rho \quad \beta^{*2} = \mu^* / \rho$$

que es

$$V^2 - \alpha_1^2 l^2 - \alpha^{*2} n^2) l A$$

$$- \{V^2 - (\alpha_1^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2\} B = 0$$

$$V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n A$$

$$+ \{V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2\} B = 0$$

Eliminando A y B se obtiene la siguiente ecuación cuadrática en V^2 :

$$\frac{\{V^2 - (\alpha_1^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2\} n}{(V^2 - \alpha_1^2 l^2 - \alpha^{*2} n^2)}$$

$$= \frac{-\{V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2\} l}{(V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n}$$

o bien

$$\begin{aligned}
 & \left\{ V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2 \right\} \\
 & (V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n^2 \\
 & + \left\{ V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2 \right\} \\
 & (V^2 - \alpha_{\perp}^2 l^2 - \alpha^{*2} n^2) l^2 = 0 \qquad (1.83)
 \end{aligned}$$

La solución ha sido dada por Stoneley (1949), Grant y West (1965, pág.42) y White (1965, pág.46). Las raíces siempre son reales y positivas y se aproximan a α y β de (1.52) y (1.53) a medida que la anisotropía se aproxima a cero. Cuando la onda viaja verticalmente, $l=0$, $n=1$ y $V=\alpha_{\perp}$ o β^* para ondas P o SH que viajan verticalmente. Cuando $l=1$, $n=0$, $V=\alpha_{\parallel}$ o β^* , corresponden a ondas P o SH viajando horizontalmente. Sin embargo, cuando la onda viaja con un ángulo respecto a la vertical, las raíces son funciones complicadas de constantes elásticas y el movimiento no se separa en distintas ondas P y S.

Usualmente las mediciones de anisotropía se expresan en términos de la relación de velocidades paralela y perpendicular a la estratificación. Uhrig y Van Melle (1955) dan una tabla con valores de anisotropía de 1.2 a 1.4 para rocas superficiales y valores de 1.1 a 1.2 para sedimentos a profundidades de 2.1-2.4 km en el oeste y el centro de Texas. Stoep (1966) encontró valores promedio entre 1.00 y 1.03 para sedimentos de la costa del Golfo de México de Texas. Segonzac y Laherrere (1959) obtuvieron valores para sedimentos en el Sahara del Norte que fluctuaban de 1.00 para areniscas a 1.08-1.12 para calizas y 1.15-1.20 para anhidritas.

1.3.12 Ecuación de Onda en Medios Fluidos

En los fluidos sólo se propagan las ondas P y generalmente lo que interesa son las variaciones de presión, más que los desplazamientos o las velocidades, igual que en los medios sólidos. La ecuación (2.55) se puede expresar en términos de presión p . Se redefine ϕ en la forma

$$\nabla\phi = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}, \quad \dot{u} = \frac{\partial u}{\partial t}, \text{ etc} \quad (1.84)$$

En (2.17) se estableció

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0, \quad \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -p:$$

Por lo tanto

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\frac{\partial p}{\partial x} = \text{aceleración a lo largo del eje } x \quad (1.85)$$

y similarmente para los ejes y y z . Sumando las tres componentes de aceleración da

$$\rho \nabla \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\nabla p$$

ignorando una constante aditiva (presión hidrostática),

$$p = -\rho \frac{\partial \phi}{\partial t} = j\omega\rho\phi \quad (1.86)$$

Si se consideran solamente ondas armónicas (como en (2.50)) donde ϕ contiene el factor $e^{-j\omega t}$. Así, tanto ϕ como p satisfacen la ecuación de onda P como en (2.21), reduciéndose la velocidad a

$$\alpha = (k/\rho)^{\frac{1}{2}} \quad (1.87)$$

en fluidos

En el caso de un gas, k depende de la manera en que éste se encuentre comprimido, isotérmica o adiabáticamente (es decir, sin transferencia de calor durante el paso de la onda). Para ondas sonoras en el aire, la compresión es esencialmente adiabática, así que la presión y el volumen obedecen a la ley

$$pv^\gamma = \text{constante}, \quad \gamma = c_p / c_v \approx 1.4 \text{ para aire}$$

donde c_p y c_v son los calores específicos a presión y volumen constantes, respectivamente (Shortley y Willians, 1950, pág.542). la ecuación (2.10) se puede plantear así

$$k = -\frac{\Delta p}{\Delta v / v} = -\frac{v dp}{dv}$$

donde Δp es el cambio de presión creado por la onda. Usando la ley adiabática, la diferenciación logarítmica de $k = \gamma p$ y por tanto

$$\alpha = (\gamma p / \rho)^{\frac{1}{2}} \quad (2.88)$$

1.4 Efectos del Medio en la Propagación de Ondas

En esta sección se examina lo que sucede con las ondas sísmicas superficiales cuando viajan dentro de la tierra. La intensidad decrece cuando debido a la dispersión geométrica (divergencia), absorción y distribución en la interface. La divergencia es el factor más importante que influye en el cambio de intensidad en los primeros kilómetros, pero en ocasiones la absorción se vuelve predominante. La absorción aumenta aproximadamente en forma lineal con la frecuencia y, por tanto, cambia la forma de la onda con la distancia.

1.4.1 Reflexión y Refracción; Ley de Snell

Siempre que una onda encuentre un cambio abrupto en las propiedades elásticas, así como cuando llega a una superficie que separa dos capas, una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía original; y el equilibrio de la energía es refractado dentro del otro medio con un abrupto cambio en la dirección de propagación que ocurre en la interfase. La reflexión y la refracción son fundamentales en la exploración sísmológica y se estudiarán aquí con cierto detalle.

Mediante el principio de Huygens se pueden derivar las conocidas leyes de reflexión y refracción. Considérese un frente de onda plano AB que incide sobre una interfase plana como en la figura 1.16 (si el frente de onda es curvo, simplemente se toman A y B lo suficientemente próximos para que AB sea un plano para el grado de exactitud requerido) AB ocupa la posición A'B' cuando A llega a la superficie; en este instante la energía en B' aún debe viajar la distancia B'R antes de llegar a la interfase. Si $B'R = V_1\Delta t$, entonces Δt es el intervalo de tiempo entre la llegada de la energía a A' y a R. Por el principio de Huygens, durante el tiempo Δt la energía que llegó a A' tendrá que viajar hacia arriba una distancia $V_1\Delta t$ o hacia abajo una distancia $V_2\Delta t$. Si se dibujan arcos con centro en A' y longitudes iguales a $V_1\Delta t$ y $V_2\Delta t$, y luego tangentes desde R a estos arcos, se localizan los nuevos frentes de onda, RS y RT en los medios superior e inferior. El ángulo en S es recto y $A'S = V_1\Delta t = B'R$; por lo tanto los triángulos A'B'R y A'SR son iguales, con lo que resulta que el ángulo de incidencia θ_1 ; ésta es la ley de reflexión. Para la onda refractada, el ángulo en T es recto y se tiene:

$$V_2\Delta t = A'R \text{ sen } \theta_2,$$

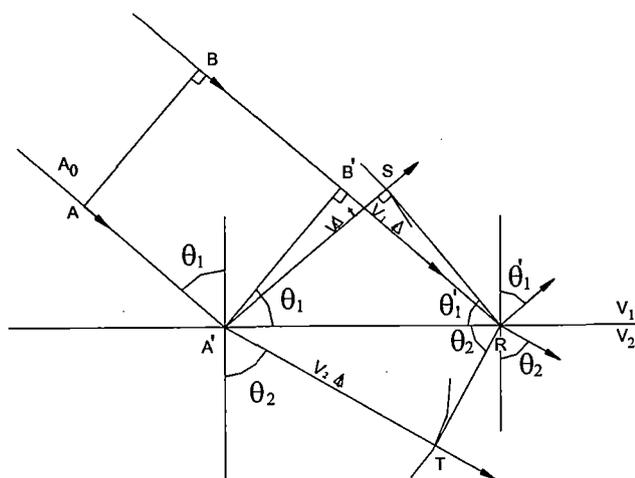
y

$$V_1\Delta t = A'R \text{ sen } \theta_1$$

por tanto

$$\frac{\text{sen } \theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_2}{V_2} = p \quad (1.89)$$

Figura 1.16 Reflexión y refracción de una onda plana



El ángulo θ_2 , se llama ángulo de refracción y es la ley de refracción, también conocida como ley de Snell. Los ángulos se miden usualmente entre las trayectorias de los rayos y una normal a la interfase, pero estos ángulos son los mismos que aquellos entre la interfase y los frentes de onda en medio isotrópico. Las leyes de reflexión y refracción se pueden combinar en un solo planteamiento: en una interfase la cantidad $P = (\sin \theta_i)/V_i$ tiene el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas. Esta forma generalizada de la ley de Snell se comprenderá en las futuras referencias a dicha ley. La cantidad p se llama parámetro de la trayectoria del rayo. La ley de Snell también cumple para conversión de ondas P a onda S (y viceversa) con base en la reflexión o la refracción.

Cuando el medio consta de cierto número de capas paralelas, la ley de Snell requiere que la cantidad p tenga el mismo valor en todas partes para todos los rayos reflejados y refractados resultantes de un rayo inicial dado.

En la siguiente derivación se supuso una superficie planar y por lo tanto una reflexión especular. Si la superficie incluye protuberancias de altura d , las ondas reflejadas en ellas irán delante de las que provienen del resto de la superficie por $2d$. Esto se puede ignorar cuando $2d/\lambda < \frac{1}{4}$ (criterio de 'Rayleigh'), es decir, cuando $d < \frac{1}{8}\lambda$. La mayoría de las interfases satisface este criterio para ondas sísmicas ordinarias. Para la reflexión oblicua los criterios son menos estrictos y la reflexión se puede contemplar como especular de superficies relativamente rugosas.

Cuando V_2 es menor que V_1 , θ_2 es menor que θ_1 . No obstante, cuando V_2 es mayor que V_1 , θ_2 alcanza 90° cuando $\theta_1 = \sin^{-1}(V_1/V_2)$. Para este valor de θ_1 , el rayo refractado está viajando a lo largo de la interfase. El ángulo de incidencia para el que $\theta_2=90^\circ$ es el ángulo crítico, $\Theta = V_1/V_2$. Para ángulos de incidencia mayores que Θ , es imposible satisfacer la ley de Snell (usando ángulos reales) puesto que $\sin\theta_2$ no puede exceder la unidad y ocurre una reflexión total. Sin embargo, esto no quiere decir que se refleje el 100% de la energía, ya que se convierte en ondas S y se generan ondas evanescentes.

Con el método utilizado para derivar (1.51) para el caso de $\theta_1 > \Theta$ (Figura 1.17) se plantea la ley de Snell en la forma

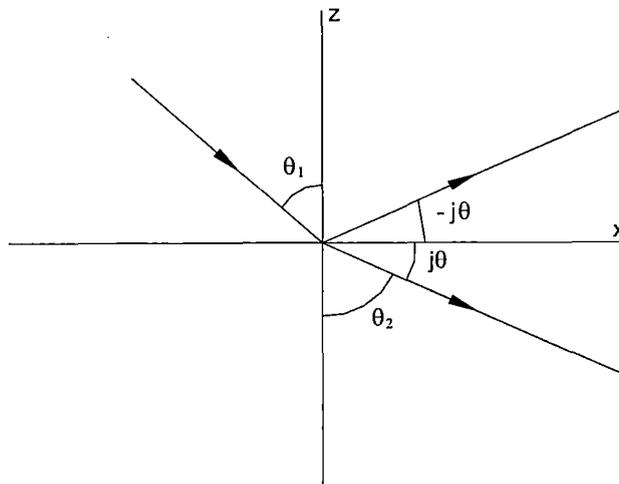
$$\begin{aligned}\text{sen } \theta_2 &= (V_2 / V_1) \text{sen } \theta_1 = \text{sen} \left(\frac{1}{2} \pi - j\theta \right) \\ &= \cos j\theta = \cosh \theta = 1, \\ n &= \cos \theta_2 = \text{sen } j\theta = 1 \text{sen } \theta;\end{aligned}$$

por tanto (1.50) viene a ser

$$\psi = A e^{-(\omega z / V) \text{senh } \theta} e^{j\omega \{(x/V) \cosh \theta - t\}}$$

Si la figura 1.17 θ se toma negativa, el único cambio está en el signo del primer exponencial en el lado derecho. Así, igual que en el caso de (1.51), las ondas evanescentes pueden existir en ambos lados de la interfase y sus amplitudes decrecen a medida que se alejan de la interfase. La tasa de atenuación es proporcional a $\text{senh } \theta$, que tiene su valor máximo en el ángulo rasante, $\theta_1 = \frac{1}{2} \pi$. La introducción de ángulos imaginarios para satisfacer la ley de Snell para ángulos que exceden el ángulo crítico significa que el coeficiente de reflexión será complejo y habrá cambios de fase que serán funciones complicadas del ángulo de incidencia.

Figura 1.17 Ángulos imaginarios de reflexión



La ley de Snell es útil para determinar trayectorias de rayos y tiempos de llegada, y para derivar la posición de rayos y tiempos de llegada, y para derivar la posición del reflector a partir de tiempos de arribo observados, pero no proporciona información acerca de las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas.

CAPITULO II

METODOS DE PROSPECCION SISMICA Y ASPECTOS DEL TRABAJO DE CAMPO

2.1. Método de Refracción Sísmica

El método sísmico de refracción consiste en generar ondas sísmicas en la superficie y registrar el arribo de estas ondas a distancias variables, así como los cambios de velocidades a lo largo de los contactos. Las ondas que experimentan la refracción total proporcionan los recorridos de tiempo mínimo y se registran como primeras llegadas.

Cuando se registra por refracción, se detectan las ondas refractadas en los contactos de los distintos medios, las que vuelven a la superficie; se entiende que entre ellas están las que experimentan la refracción total y que, por tanto, se propagan por los contactos. Como son las más veloces, (suponiendo que la velocidad aumente con la profundidad) serán las que lleguen antes, es decir, las primeras llegadas, que precisamente por ello se distinguirán perfectamente de las restantes.

El equipo básico de registro consiste en una serie de detectores o geófonos conectados al aparato registrador. El movimiento del suelo en un instante captado por los geófonos ubicados en la línea sísmica, a través de señales eléctricas analógicas, y que son enviadas al equipo registrador, donde son convenientemente amplificadas y filtradas, luego se graban o se archivan. A la señal del registro se llama "sismograma". A cada geófono o grupo de geófonos corresponde una traza del sismograma, que en general tiene 24, correspondientes a otros tantos circuitos o canales del sistema.

El método de refracción es en general menos exacto que el de reflexión y por eso únicamente se utiliza cuando el de reflexión no da resultados. Algunas veces, sin embargo, el método de refracción da mejores resultados, por ejemplo, para seguir un basamento y deducir sus fallas o las estructuras que éstas hayan podido producir, así como para estudiar una cuenca siguiendo el basamento. Este caso es de mayor interés para la ingeniería.

2.1.1. Casos de refracción

2.1.1.1. Refractor horizontal con velocidades constantes

Si disparamos en O y representamos los tiempos de llegada a A, B, C, en una gráfica de tiempos-distancias, se obtiene la dromocrónica, tal como se aprecia en la Figura 2.1 Esta se compone de dos rectas, la primera pasa por el origen siendo:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{V_0}$$

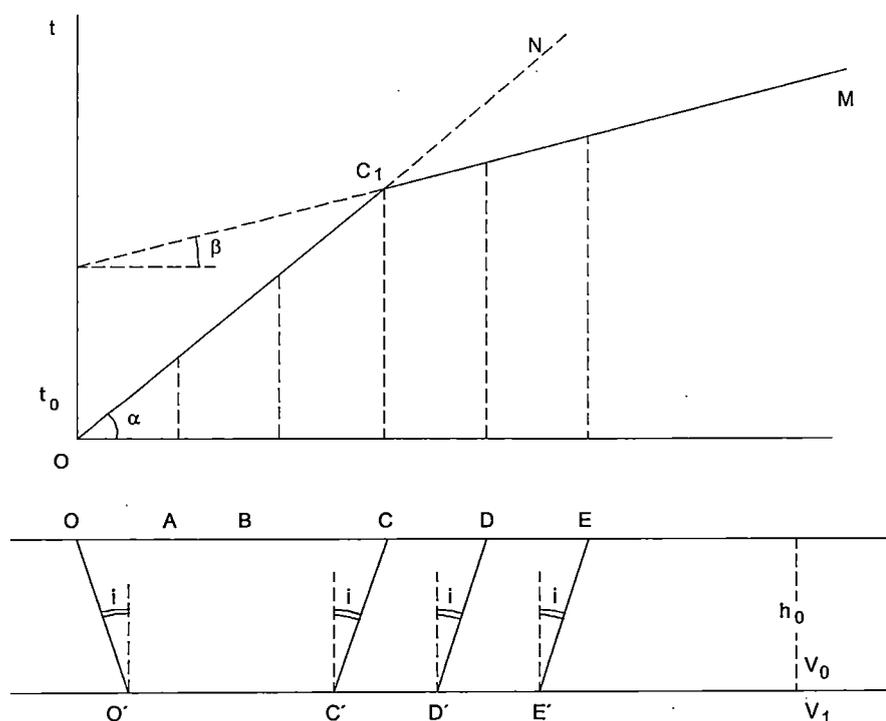
y corresponde a los recorridos directos OA, OB, tales que:

$$\frac{OA}{t_1} = \frac{OB}{t_2} = \dots = V_0$$

mientras la segunda, C₁M, corresponde a los sucesivos recorridos refractados.

Figura 2.1

Tiempo - distancia (dromocrónica)



El punto C_1 de intersección de las dos rectas se llama punto crítico y en él el tiempo correspondiente a la onda directa $\frac{OC}{V_0} = \frac{OO'}{V_0} + \frac{O'C'}{V_1} + \frac{C'C}{V_0}$ es igual al correspondiente a la onda refractada:

Es decir, si efectuamos una explosión en O y registramos a lo largo de ABCD al principio recibiremos la onda superficial (con velocidad V_0) y a partir del punto C ($CO =$ distancia crítica) recibiremos la onda refractada como primera llegada, ya que se puede seguir recibiendo, y de hecho se recibe, la onda directa a partir del punto C, pero ya no como primera llegada, sino como segunda llegada, correspondiente al tramo $C_1 N$ de la gráfica.

La inclinación de la recta correspondiente a la onda refractada es, $\operatorname{tg} \beta = \frac{1}{V_1}$,

el ángulo crítico i_c vale $i_c = \operatorname{arc} . \operatorname{sen} \frac{V_0}{V_1}$ y la profundidad $h_0 = \frac{t_0 V_1 V_0}{2 \sqrt{V_1^2 - V_0^2}}$ siendo t_0

el tiempo interceptado en el origen. Este valor de h_0 se obtiene haciendo $x = 0$ y $t = t_0$ en la ecuación correspondiente.

Las velocidades V_0 y V_1 se obtienen de la dromocrónica midiendo los coeficientes angulares de las rectas respectivas y hallando sus inversas; si la representación la hemos hecho en metros y segundos obtendremos las velocidades en metros por segundo. De análoga manera se obtiene t_0 de la gráfica, prolongando $C_1 M$ hasta su intersección con el eje de tiempos.

En este caso de dos capas horizontales y velocidades constantes basta disparar en un solo punto O y registrar a lo largo de la línea ABC..... para obtener la situación del refractor. Como veremos a continuación, para determinar una capa inclinada hay que hacer dos registros conjugados; es decir, disparar en dos puntos, uno al principio y otro al final de la línea registrando, en un sentido y en el otro la línea superficial de geófonos.

2.1.1.2. Ley de las velocidades aparentes

Antes de estudiar el caso general de refractores inclinados conviene hablar de la ley de las velocidades aparentes, que es fundamental en refracción.

Indiquemos primeramente que cuando el contacto entre dos medios no es horizontal (caso de un refractor inclinado), las velocidades de propagación que se obtienen registrando el contacto en sentido descendente y ascendente son distintas y siempre menor y mayor, respectivamente, que la velocidad real del contacto, como veremos a continuación.

La ley de las velocidades aparentes dice que la velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del suelo es igual al cociente entre la velocidad superficial y el seno del ángulo de emergencia, tomados ambos en ese punto.

El ángulo de emergencia es el formado por la onda emergente con la superficie. En efecto, sea (Figura 2.2) un corte vertical del terreno y un frente de ondas GL que llega a la superficie en G. Consideremos dos rayos infinitamente próximos llegando a dos geófonos G y G' distantes Δx . Sean GA y G'B los tiempos de llegada. La velocidad con que aparenta transmitirse la onda G y G' será

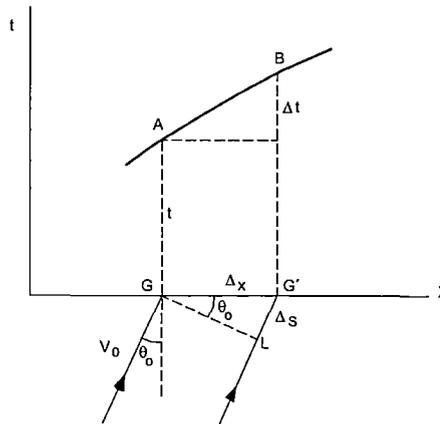
$W = \frac{\Delta x}{\Delta t}$; ahora bien, realmente, el frente de ondas se desplaza de L a G' en el

tiempo Δt con la velocidad superficial V_0 , de donde $\frac{\Delta s}{\Delta t} = V_0$; pero como $\Delta s = \Delta x \operatorname{sen} \theta_0$, se obtiene:

$$W = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\Delta s}{\operatorname{sen} \theta_0 \Delta t} = \frac{V_0}{\operatorname{sen} \theta_0} \quad W > V_0$$

La velocidad aparente W , en G, será la tangente a la dromocrónica AB en el punto A, ya que $W = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta x}{\Delta t}$, es decir $W = \frac{dx}{dt}$.

Figura 2.2
Corte vertical del terreno



En la Figura 2.2, en el corte vertical del terreno, un frente de ondas GL llega a la superficie en G y dos rayos infinitamente próximos llegan a los geófonos G y G' distantes Δx .

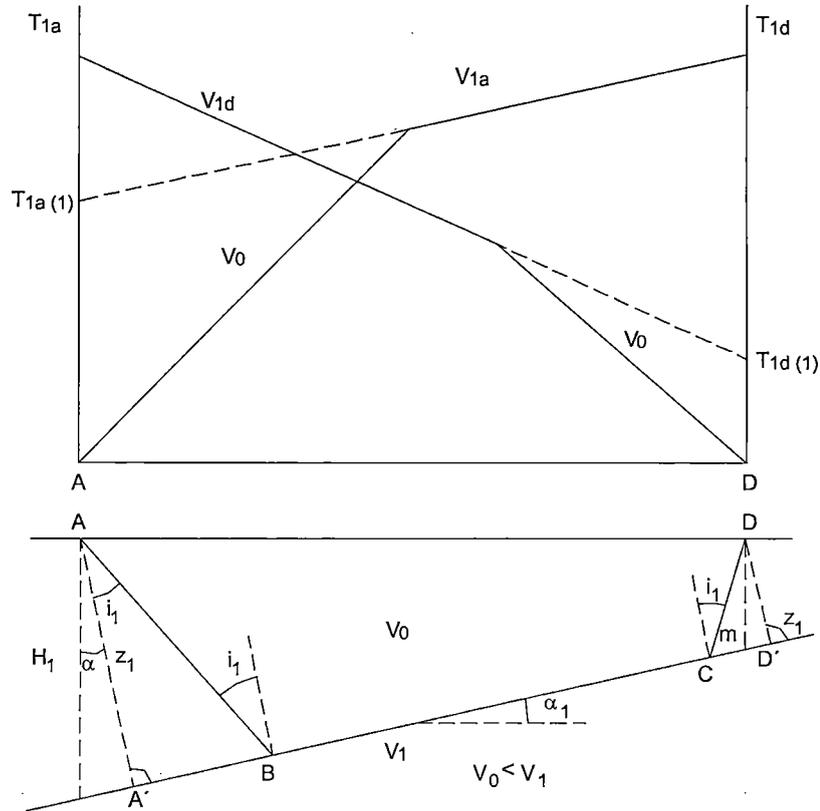
2.1.1.3. Caso de un refractor inclinado

Sean dos capas de velocidades V_0 y V_1 separadas por un contacto inclinado (ver Figura 2.3). En esta caso, para definir el contacto BC bastará situar dos puntos del mismo, o sea necesitaremos determinar cuatro incógnitas (dos coordenadas por cada punto). Si disparamos en A y registramos hacia D , tendremos dos datos: la velocidad aparente V_{1a} (en el sentido ascendente) y el tiempo total T_{ABCD} . Si tenemos el registro conjugado, disparado D y registrando hacia A , solo obtendremos un dato más, la velocidad aparente V_{1d} (descendente), ya que $T_{DCBA} = T_{ABCD}$ por el principio de reciprocidad.

Con estos datos no podremos determinar cuatro incógnitas, por lo que el problema general tendrá infinitas soluciones. Ahora bien; si establecemos que la velocidad y la pendiente del refractor son constantes, el problema ya es perfectamente soluble. El grado de aproximación dependerá de como las condiciones reales se aproximen a las supuestas.

Figura 2.3

Caso de dos capas separadas por un plano refractor inclinado



T_{1a} = tiempo ascendente

T_{1d} = tiempo descendente

V_0 = velocidad entre la superficie y el refractor

V_1 = velocidad del refractor

V_{1a} = velocidad aparente ascendente (disparo en A)

V_{1d} = velocidad aparente descendente (disparo en D)

$T_{1a(i)}$ y $T_{1d(i)}$ = tiempos interceptados en los orígenes

Con las notaciones de la Figura se escribe la ecuación del tiempo en el punto D.

$$TD = \frac{AB}{V_0} + \frac{BC}{V_1} + \frac{CD}{V_0}, \quad AB = \frac{z_1}{\cos i_1}, \quad CD = \frac{z_1}{\cos i_1} = \frac{z_1 - AD \operatorname{sen} \alpha_1}{\cos i_1}$$

$$BC = A'D' - A'B - CD' = AD \cos \alpha_1 - AB \operatorname{sen} i_1 - CD \operatorname{sen} i_1 \text{ y como } \frac{V_0}{V_1} \operatorname{sen} i_1$$

$$V_1 = \frac{V_0}{\operatorname{sen} i_1}, \text{ por lo que } T_D = \frac{AB}{V_0} + \frac{BC}{V_1} + \frac{CD}{V_0} = \frac{AB}{V_0} +$$

$$+ \frac{AD \cos \alpha_1 - AB \operatorname{sen} i_1 - CD \operatorname{sen} i_1}{V_0} \operatorname{sen} i_1 + \frac{CD}{V_0}$$

$$T_D = \frac{AB}{V_0} (1 - \operatorname{sen}^2 i_1) + \frac{CD}{V_0} (1 - \operatorname{sen}^2 i_1) + \frac{AD \cos \alpha_1 \operatorname{sen} i_1}{V_0} = \frac{Z_1 \cos^2 i_1}{V_0 \cos i_1} +$$

$$+ \frac{Z_1 - AD \operatorname{sen} \alpha_1}{V_0 \cos i_1} \cos^2 i_1 + \frac{AD \cos \alpha_1 \operatorname{sen} i_1}{V_0} = 2 \frac{Z_1 \cos i_1}{V_0} + \frac{AD}{V_0} \operatorname{sen}(i_1 - \alpha_1)$$

$$T_D = \frac{AD}{V_0} \operatorname{sen}(i_1 - \alpha_1) + 2 \frac{Z_1 \cos i_1}{V_0}$$

Por lo que el tiempo ascendente en un punto cualquiera X del perfil AD será

$$T_{ax} = \frac{x}{V_0} \operatorname{sen}(i_1 - \alpha_1) + 2 \frac{Z_1 \cos i_1}{V_0} \quad (a)$$

análogamente, si disparásemos en D y registrásemos en A obtendríamos el tiempo descendente, que se puede obtener de la fórmula anterior con solo cambiar α_1 en $-\alpha_1$ y Z_1 en z_1

$$T_{dx} = \frac{x}{V_0} \operatorname{sen}(i_1 + \alpha_1) + 2 \frac{z_1 \cos i_1}{V_0} \quad (b)$$

Como vemos, (a) y (b) representan las ecuaciones de dos rectas. Ahora bien, según definimos anteriormente, las velocidades aparentes en uno y otro sentido

serán $W = \frac{dx}{dt}$; es decir:

$$V_{1a} = \frac{V_0}{\text{sen}(i_1 - \alpha_1)} \quad (1)$$

$$V_{1d} = \frac{V_0}{\text{sen}(i_1 + \alpha_1)} \quad (2)$$

en donde V_{1a} será la velocidad aparente en el sentido ascendente del contacto y V_{1d} , en el sentido descendente.

Como era de esperar, los ángulos de emergencia son, en un extremo $i_1 - \alpha_1$, y en el otro $i_1 + \alpha_1$, (ley de las velocidades aparentes), según se comprueba, asimismo, en la Figura.

De las ecuaciones (1) y (2) se deduce que como $V_1 = \frac{V_0}{\text{sen} i_1}$; $V_{1a} > V_1 > V_{1d}$, es decir, que la velocidad ascendente es siempre igual o mayor que la real y ésta a su vez igual o mayor que la descendente, serían las tres iguales en el caso en que $\alpha_1 = 0$, o sea, cuando el refractor es horizontal.

Las ecuaciones (a), (b), (1) y (2) permiten calcular el refractor. En efecto de (1) y (2):

$$i_1 - \alpha_1 = \text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1a}} \quad i_1 + \alpha_1 = \text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1d}}$$

$$i_1 = \frac{1}{2} \left[\text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1d}} + \text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1a}} \right] \quad (3)$$

$$\alpha_1 = \frac{1}{2} \left[\text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1d}} - \text{arc} . \text{sen} \frac{V_0}{V_{1a}} \right] \quad (4)$$

Tanto la velocidad V_0 como las velocidades aparentes V_{1a} y V_{1d} se obtienen de las dromocrónicas correspondientes como inversas de sus coeficientes angulares.

Una vez obtenidos, i y α_1 , la velocidad V_1 resulta:

$$V_1 = \frac{V_0}{\text{sen } i_1} \quad (5)$$

o también $V_1 = 2 \frac{V_{1a} V_{1d}}{V_{1a} + V_{1d}} \cos \alpha_1$ deducida de (1), (2) y (5); para hallar las distancias Z_1 y z_1 basta en las ecuaciones (a) y (b) poner $x=0$, con lo que obtendremos los tiempos $T_{1a(i)}$ y $T_{1d(i)}$ que son los interceptados por las dromocrónicas en los orígenes correspondientes A y D:

$$T_{1a(i)} = \frac{Z_1}{V_0} 2 \cos i_1 \quad T_{1d(i)} = \frac{z_1}{V_0} 2 \cos i_1$$

de donde:

$$Z_1 = \frac{T_{1a(i)} \cdot V_0}{2 \cos i_1} \quad \text{y} \quad z_1 = \frac{T_{1d(i)} \cdot V_0}{2 \cos i_1}$$

Para obtener las profundidades verticales H_1 y h_1 basta dividir las anteriores por $\cos \alpha_1$.

$$H_1 = \frac{Z_1}{\cos \alpha_1} \quad \text{y} \quad h_1 = \frac{z_1}{\cos \alpha_1}$$

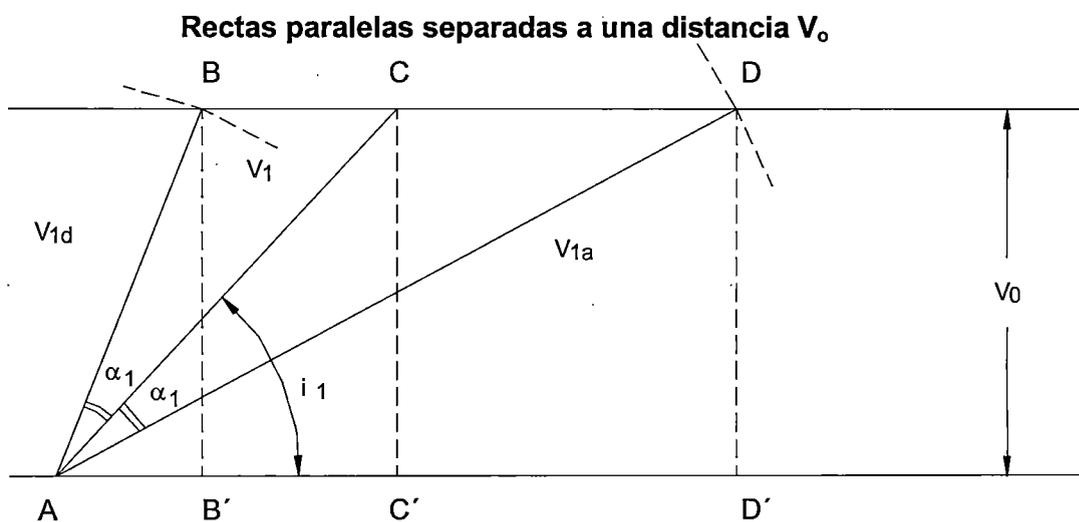
Los tiempos interceptados $T_{1a(i)}$ y $T_{1d(i)}$ se obtienen, asimismo, de las dromocrónicas, prolongado las rectas correspondientes hasta las ordenadas en los orígenes A y D.

2.1.1.4. Método gráfico

Un método gráfico exacto permite encontrar V_1 , i_1 y α_1 , a partir de V_0 y de las velocidades aparentes V_{1a} y V_{1d} , obtenidas todas ellas de las dromocrónicas.

En la Figura 2.4 dos rectas paralelas separadas por una distancia igual a V_0 tomada a cualquier escala y desde un punto cualquiera A de una de ellas, tomados como centro, describamos dos arcos de circunferencia con radios $AB = V_{1d}$ y $AD = V_{1a}$ tomados a la misma escala de V_0 , que cortarán a la otra en los puntos B y D. Trazando la bisectriz AC del ángulo BAD tendremos: $AC = V_1$, $CAC' = i_1$ y $BAC = CAD = \alpha_1$.

Figura 2.4



Como puede observarse no hemos hecho más que resolver gráficamente las fórmulas que dan i_1 , α_1 y V_1 , ya que de la Figura se deduce:

$$\frac{V_0}{V_{1d}} = \text{sen } BAB' ; \text{ luego } BAB' = i_1 + \alpha_1$$

$$\frac{V_0}{V_{1a}} = \text{sen } DAD' ; \text{ luego } DAD' = i_1 - \alpha_1$$

sumándolas y dividiendo por dos

$$i_1 = \frac{1}{2} (BAB' + DAD') = + \frac{1}{2} (BAC + CAC' + CAC' - CAD) = CAC'$$

y análogamente hallando la semidiferencia:

$$\alpha = \frac{1}{2} (BAB' - DAD') = BAC = CAD$$

asimismo:

$$\frac{CC'}{CA} = \text{sen } i_1; \frac{V_0}{CA} = \text{sen } i_1; \text{ lugo } CA = V_1$$

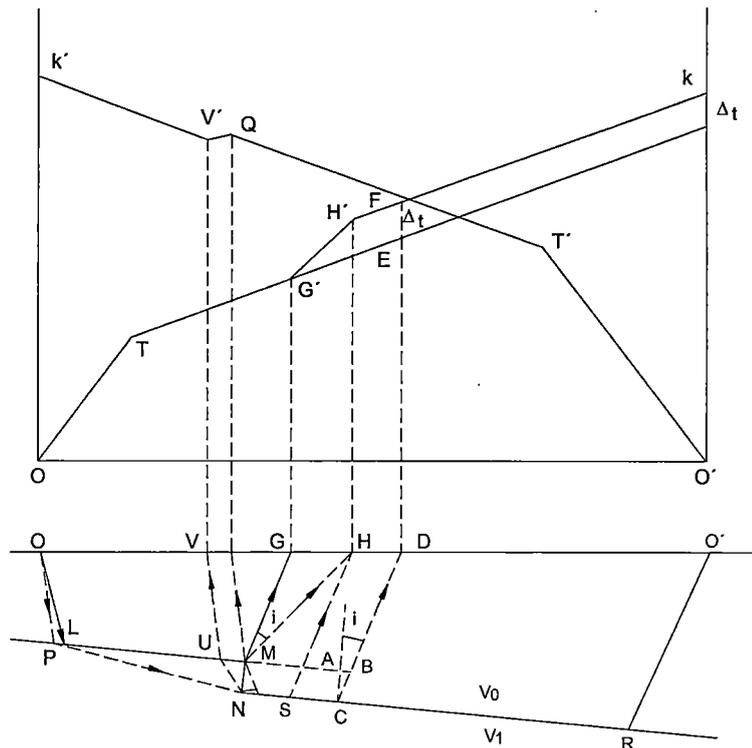
2.1.1.5. Caso de una falla

Sea un caso sencillo de un refractor PMNR fallado en M, tal como se muestra en la Figura 2.5, si suponemos que el refractor conserva la misma inclinación a ambos lados de la falla, las dromocrónicas serían las indicadas en la Figura; notemos que cada una de ellas se compone de dos rectas paralelas separadas, un cierto intervalo de tiempo Δt .

En efecto, al disparar en O los recorridos refractados llegan normalmente hasta M por el refractor LM (dromocrónica TG'). El punto M, ángulo superior de la falla, es un punto singular y actúa como una fuente de ondas, dando lugar, entre G y H, a los recorridos difractados de OLMG al OLMH, siendo la gráfica de éstos G'H' (que en realidad sería un tramo de hipérbola). Cuando el tiempo del recorrido por la parte inferior de la falla OPNSH se hace igual al del OLMH, comienza a recibirse el tramo SR. Como LM y NR son paralelos darán lugar a tramos de dromocrónica TG' y H'K, que también serán paralelos.

Figura 2.5

Caso de dos capas, donde el plano refractor falla en M, manteniendo la misma inclinación en ambos lados de la falla



En el disparo conjugado (desde O') ocurre algo parecido. Los recorridos son normales (por la parte RN del estrato) hasta un cierto punto Q de la dromocrónica (este recorrido no lo hemos presentado para no complicar la Figura). A partir del punto correspondiente a Q comienzan a llegar recorridos semejantes al $O'RNUV$, cada vez más tendidos, hasta llegar al $O'RNPO$. La gráfica, desde Q a K' no es tan sencilla como en el registro conjugado. En rigor sería una curva desde Q hasta K' ; ahora bien, si suponemos que el salto de la falla es pequeño con relación a la longitud del perfil y con relación a LM, entonces, a partir de un cierto punto U del refractor, los recorridos por el tramo UN serán prácticamente iguales a los recorridos por la superficie del refractor UM, y la gráfica $K'V'$ será prácticamente paralela a la QT' .

La falla se deduciría, pues, de la simple observación de las dromocrónicas conjugadas por los desplazamientos paralelos que se notan en ellas y en el sentido que se observa en la Figura.

Calculemos aproximadamente el salto de la falla AC, medido normalmente al estrato.

Sea D un punto cualquiera de la superficie y O el punto de disparo. Si no existiese la falla, el refractor sería LMB y el recorrido desde O sería el OLMBD, al que correspondería el tramo de dromocrónicas OTG'E. Ahora bien, el recorrido real será el indicado de tramos OPNCBD. La diferencia de tiempos empleados en estos dos recorridos será Δt (separación de las dromocrónicas paralelas). Vemos cuanto vale t:

$$\Delta t = T_{OPNCBD} - T_{OLBD} = T_{OPN} + T_{NC} + T_{CB} + T_{BD} - (T_{OLM} + T_{MA} + T_{AB} + T_{BD}) =$$

$$T_{OPN} - T_{OLM} + T_{CB} - T_{AB} \quad \text{ya que } T_{MA} = T_{NC}$$

de la fórmula anterior se deduce, como ya habíamos indicado que Δt es constante.

Ahora bien, si suponemos la distancia LM grande con respecto al salto de falla MN, resultará que:

$$T_{OPN} = T_{OLM}$$

$$\text{Por lo que:} \quad \Delta t \approx T_{CB} - T_{AB}$$

Con esta simplificación es muy fácil calcular el salto AC, tomado normalmente al estrato.

$$\Delta t \approx T_{CB} - T_{AB} = \frac{BC}{V_0} - \frac{AB}{V_1} = \frac{AC}{\cos i} \left(\frac{1}{V_0} - \frac{\text{sen } i}{V_1} \right)$$

y como $\text{sen } i = \frac{V_0}{V_1}$, queda:

$$\Delta t \approx \frac{AC}{V_0 \cos i} \left[1 - \frac{V_0^2}{V_1^2} \right] = \frac{AC}{V_0} \cos i = \frac{AC}{V_0} \sqrt{1 - \frac{V_0^2}{V_1^2}}$$

de donde:

$$AC \approx \frac{V_0 \Delta t}{\sqrt{1 - \frac{V_0^2}{V_1^2}}}$$

El desplazamiento CB, en el sentido del rayo emergente, sería:

$$CB \approx \frac{V_0 \Delta t}{\sqrt{1 - \frac{V_0^2}{V_1^2}}}$$

Esta última fórmula permite calcular aproximadamente, partiendo de los Δt de los puntos situados fuera de una dromocrónica (tomada como una recta), la situación de los puntos correspondientes respecto al estrato refractor (considerado como plano).

Podemos razonar sobre la misma Figura 2.5. Supongamos que tenemos una dromocrónica recta TG'E, a la que corresponde el refractor plano LMB. Supongamos que uno de los puntos situados F cae fuera de la dromocrónica, entonces la situación real aproximada del punto correspondiente C del refractor la obtendremos por la fórmula anterior, que nos da CB. Bastará pues, desde B, prolongar el rayo emergente BD la cantidad BC para obtener la situación del punto C.

En el caso particular en que el salto de la falla fuese muy grande respecto a la longitud del perfil, se obtendría una dromocrónica en la que aparecería el tramo OTG' análogo al anterior, mientras el G'H' correspondería a una rama de hipérbola, cuya asíntota tendría la pendiente $\frac{1}{V_0}$; es decir, la del tramo OT. El cálculo de la profundidad a la superficie es inmediato.

2.1.1.6. Caso de dos refractores

Si disparamos en A y F y calculamos los tiempos de llegada del rayo refratado por el segundo estrato CD a un punto cualquiera x de AF (Ver Figura 2.6.), de una manera análoga a la anterior, llegaríamos a las siguientes fórmulas:

$$\left\{ \begin{array}{l} T_{2a} = \frac{x}{V_0} \operatorname{sen} (\beta_{21} - \alpha_1) + \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos (\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \alpha_{21}} + \frac{Z_{22}}{V_1} 2 \cos i_2 \\ \text{para el tiempo ascendente (disparo en A) y :} \\ T_{2d} = \frac{x}{V_0} \operatorname{sen} (\alpha_{21} - \alpha_1) + \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos (\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \beta_{21}} + \frac{z_{22}}{V_1} \end{array} \right. \quad [1]$$

para el tiempo descendente (disparo en F); a estas ecuaciones se llega fácilmente con un poco de paciencia.

Derivándolas, como anteriormente, respecto a x, tenemos:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dx}{dT_{2a}} = \frac{V_0}{\operatorname{sen} (\beta_{21} - \alpha_1)} = V_{2a} \\ \frac{dx}{dT_{2d}} = \frac{V_0}{\operatorname{sen} (\alpha_{21} + \alpha_1)} = V_{2d} \end{array} \right. \quad [2]$$

Para el cálculo de dos refractores BE y CD habremos calculado previamente el primer refractor BE con las fórmulas del caso anterior; por lo tanto, conoceremos V_1 y α_1 , así como Z_1 , z_1 y el ángulo límite i_1 .

Por la ley de Snell, tendremos:

$$\frac{\operatorname{sen} \alpha_{21}}{\operatorname{sen} \gamma_{21}} = \frac{V_0}{V_1} \text{ y } \frac{\operatorname{sen} \beta_{21}}{\operatorname{sen} \delta_{21}} = \frac{V_0}{V_1} \quad [3]$$

y de [2] deducimos:

$$\alpha_{21} = \operatorname{arc} \operatorname{sen} \frac{V_0}{V_{2d}} - \alpha_1$$

$$\beta_{21} = \operatorname{arc} \operatorname{sen} \frac{V_0}{V_{2a}} + \alpha_1$$

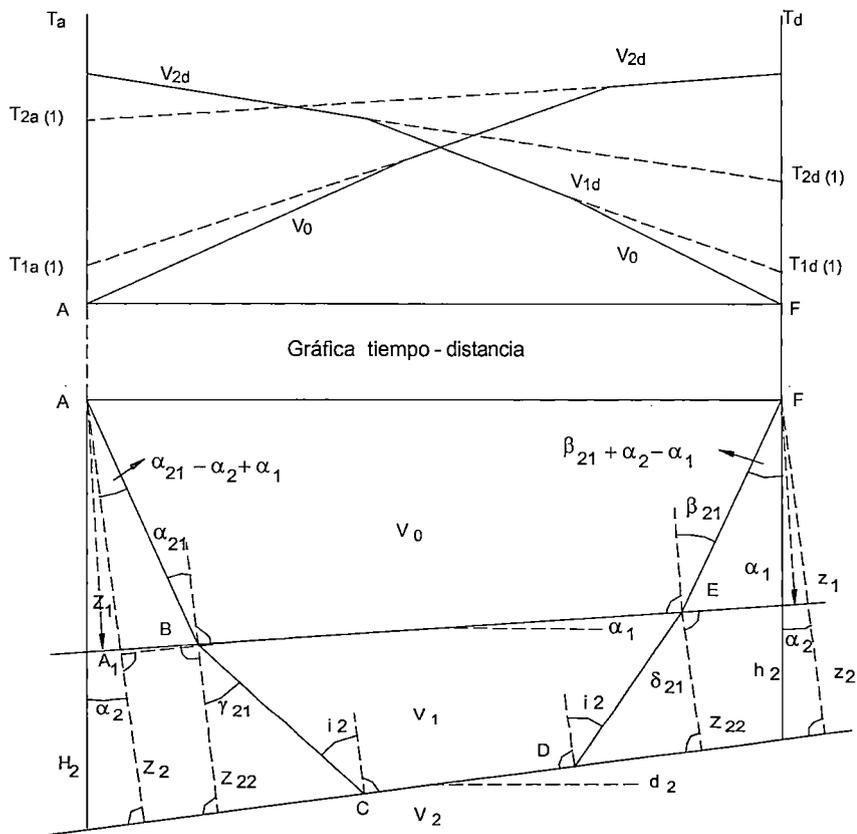
y por tanto, conocemos α_{21} y β_{21} ; por lo que a partir de [3] tendremos:

$$\gamma_{21} = \text{arc sen} \left(\frac{V_1}{V_0} \text{sen } \alpha_{21} \right)$$

$$\delta_{21} = \text{arc sen} \left(\frac{V_1}{V_0} \text{sen } \beta_{21} \right)$$

Figura 2.6

Caso de tres estratos separados por dos planos refractores inclinados



Donde

T_a = tiempo ascendente

T_d = tiempo descendente

V_0, V_1, V_2 = velocidades reales

V_{1a}, V_{1d} = velocidades aparentes ascendentes y descendentes del primer estrato

V_{2a}, V_{2d} = velocidades aparentes ascendentes y descendentes del segundo estrato

$T_{1a(z)}, T_{1d(z)}$ = tiempos interceptados en el origen V_{1a} y V_{1d}

$T_{2a(i)}, T_{2d(i)}$ = tiempos interceptados en el origen V_{2a} y V_{2d}

de la Figura 2.6.se deduce:

$$i_2 = \frac{\gamma_{21} + \delta_{21}}{2} = \text{ángulo límite del 2º estrato}$$

$$\alpha_2 = \frac{\gamma_{21} - \delta_{21}}{2} + \alpha_1 = \text{inclinación del 2º estrato}$$

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_2} = \text{velocidad real del 2º estrato}$$

y si en [1] hacemos $x=0$, como anteriormente, obtendremos los tiempos interceptados en el origen:

$$T_{2a(i)} = \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \alpha_{21}} + \frac{Z_{22}}{V_1} 2 \cos i_2$$

$$T_{2d(i)} = \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \beta_{21}} + \frac{Z_{22}}{V_1}$$

de donde:

$$Z_{22} = \frac{V_1 \left(T_{2a(i)} - \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \alpha_{21}} \right)}{2 \cos i_2}$$

$$Z_{22} = \frac{V_1 \left(T_{2d(i)} - \frac{Z_1}{V_0} \cdot \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos \beta_{21}} \right)}{2 \cos i_2}$$

y las profundidades verticales bajo A y F serán:

$$H_2 = \frac{z_2}{\cos \alpha_1} \text{ y } h_2 = \frac{z_2}{\cos \alpha_2}, \text{ es decir:}$$

$$H_2 = \frac{1}{\cos \alpha_2} \left[Z_1 \frac{\cos (\alpha_{21} - \alpha_2 + \alpha_1)}{\cos \alpha_{21}} + Z_{22} \right]$$

$$h_2 = \frac{1}{\cos \alpha_2} \left[Z_1 \frac{\cos (\beta_{21} + \alpha_2 - \alpha_1)}{\cos \beta_{21}} + Z_{22} \right]$$

ya que $H_2 = \frac{Z_{22} + AA_1}{\cos \alpha_2}$; $AA_1 = AB \cos (\alpha_{21} - \alpha_2 + \alpha_1)$ y $AB = \frac{Z_1}{\cos \alpha_{21}}$, y análogamente

para h_2 .

De igual manera se deducirían las fórmulas para cualquier número de refractores.

2.1.2. Principios generales de interpretación en refracción

Hay cinco principios generales para la interpretación en refracción; hemos hablado ya de dos de ellos: la ley de Snell y la ley de las velocidades aparentes. Ahora vamos a hablar de los otros tres que, unidos a los anteriores, forman la base de la interpretación, sea cualquiera el método empleado para realizarla. Dichos principios son: el principio de reciprocidad, el principio del tiempo interceptado en el origen y el principio del paralelismo.

2.1.2.1. Principio de reciprocidad

Este principio, del que ya hemos hablado varias veces, establece que el tiempo de propagación de la onda sísmica de un punto A a otro B es el mismo que el de B hasta A. Es una consecuencia directa del principio de Fermat o del recorrido de tiempo mínimo.

En la práctica se aplica de la manera siguiente: sea la Figura 2.7 en la que hemos considerado dos refractores; por el principio de reciprocidad los tramos de dromocrónica correspondientes al mismo refractor (registrado desde A y desde B) tales como HI y JK, IT_{2a} y KT_{2d} deben interceptar sobre las ordenadas de los

extremos O y O' tiempos iguales; es decir, que según la notación de la Figura tendremos:

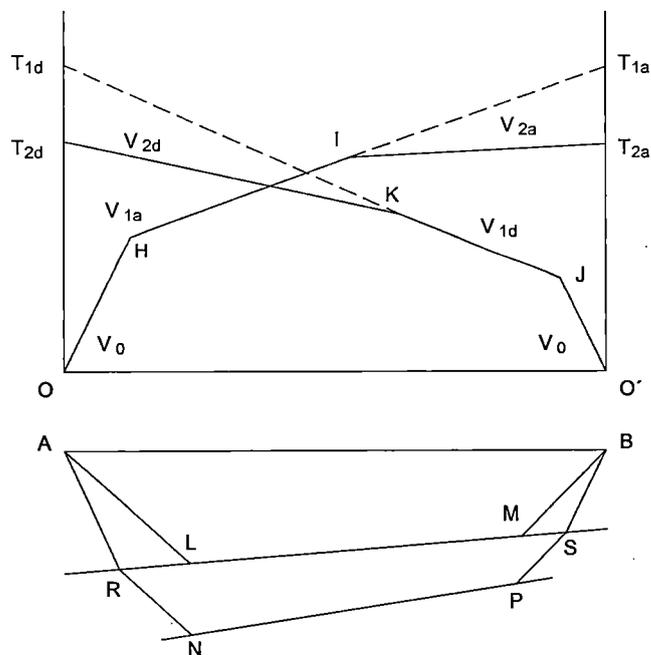
$$T_{1a} = T_{1d} \text{ y } T_{2a} = T_{2d}$$

En efecto, es evidente que $T_{2a} = T_{2d}$, ya que ambas corresponden al trayecto ARNPSB y BSPNRA, respectivamente, según se dispare desde A o desde B. Asimismo $T_{1a} = T_{1d}$, por que aunque desde los puntos I y K ya no se recibe la onda refractada en el primer refractor (por ser más rápido el recorrido por el segundo) es evidente que T_{1a} y T_{1d} serían los tiempos correspondientes a los recorridos (ya como segunda llegada) ALMB y BMLA.

Este principio proporciona un criterio muy importante para seleccionar los tramos de dromocrónica que corresponden a cada refractor.

Figura 2.7

Principio de reciprocidad, consecuencia directa del principio Fermat o del recorrido de tiempo mínimo.



2.1.2.2. Principio del tiempo interceptado en el origen

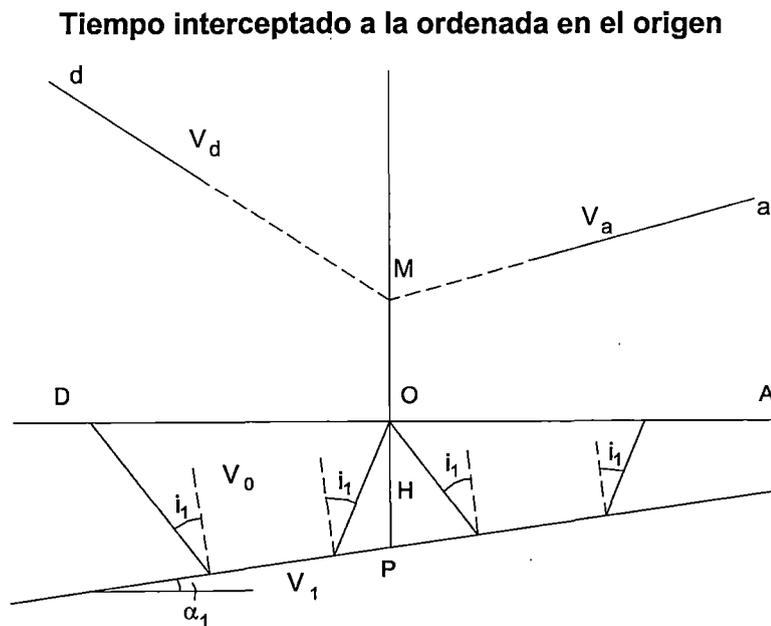
Sea un refractor (Figura 2.8.), y supongamos que desde la superficie efectuamos dos disparos en O y registramos en los dos sentidos OA y OD; el principio del tiempo interceptado dice que si prolongamos las dromocrónicas correspondientes a a y d hasta que corten al eje de tiempos Ot, los tiempos interceptados en el origen son iguales.

En efecto, si expresamos la potencia del estrato, como la profundidad $OP = H$ bajo O en función de los tiempos interceptados en el origen, éste sería:

$$H = \frac{T_{1a(i)} V_0}{2 \cos i_1 \cos \alpha_1} \quad \text{y} \quad H = \frac{T'_{1d(i)} V_0}{2 \cos i_1 \cos \alpha_1}$$

según el disparo sea ascendente o descendente por las fórmulas que vimos en el párrafo anterior, por lo que $T_{1a(i)} = T'_{1d(i)} = OM$.

Figura 2.8



Este principio permite, asimismo, reconocer los tramos de dromocrónica correspondiente al mismo refractor cuando desde un punto se dispara en los dos sentidos.

Hay que aclarar que como nunca se observan directamente estos tiempos OM (ya que al principio se recibe la velocidad V_0 , según sabemos), se obtienen prolongando las dromocrónicas correspondiente hasta que corten al eje de tiempos.

2.1.2.3. Principio del paralelismo

En la Figura 2.9 tenemos los dos puntos de disparo O y O' y sus dromocrónicas correspondientes ODE y O'FG.

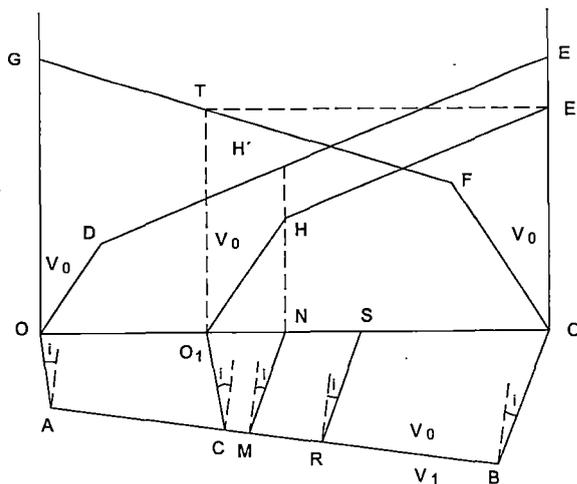
Supongamos que efectuamos un disparo en un punto intermedio O_1 del intervalo OO' , los recorridos refractados correspondientes a HE' comenzarán con el O_1CMN y acabarán con el O_1CBO' : Ahora bien, la diferencia entre los recorridos correspondientes al disparo en O y el disparo en O_1 para un geófono cualquiera S será constante, ya que:

$$OA + AR + RS - (O_1C + CR + RS) = OA + AC + CR + RS - (O_1C + CR + RS) = OA + AC - O_1C$$

que es constante e independiente del punto de registro S.

Figura 2.9

Principio de paralelismo, O y O' puntos de disparo y sus dromocrónicas correspondientes



Esto quiere decir que la diferencia de tiempos entre las dromocrónicas DE y HE' es constante a partir de HH'; por lo que H'E y HE' son paralelas.

Y este es el principio del paralelismo que permite, conocidas las dromocrónicas correspondientes a dos puntos conjugados de disparo O y O', reconstruir la dromocrónica que se obtendría desde un punto de disparo intermedio cualquiera O₁ sin necesidad de efectuar el disparo. En efecto, según se ve en la Figura bastará levantar por el punto elegido O₁ la vertical O₁T; sea T el punto en que corta a FG. Por el principio de reciprocidad O₁T = O'E, con lo que encontramos el tiempo interceptado en O' bastará desplazar la curva DE (en este caso recta) paralelamente hasta E', trazando por O₁ la paralela a OD se obtendrá la dromocrónica O₁HE' buscada.

Este principio permite reconstruir la dromocrónica OLABC, que se obtendría entre dos puntos lejanos O y O₂ sin necesidad de disparar a grandes distancias OO'₂ (siempre, claro es que se siga el mismo refractor) por medio de explosiones registradas a distancias parciales más pequeñas OO', O₁O'₁ y O₂O'₂, tal como muestra la Figura 2.10.

Los tramos AB y BC serán, respectivamente, paralelos a A₁B₁ y a B₂C₂.

Hay que hacer notar que, si bien para comodidad en la exposición hemos supuesto los refractores planos y de pendientes constantes, esto no ocurre en la realidad; por lo que los refractores manifiestan la concavidad hacia arriba, las ondas refractadas viajarán por la superficie del refractor para distancias cortas mientras que para los registros efectuados a largas distancias los recorridos serán más breves por dentro del refractor que por su superficie (Figura 2.11); por ello, el principio del paralelismo ya no sería rigurosamente exacto, aunque a fines prácticos de interpretación se consideró que lo sea.

Figura 2.10

Reconstrucción de la dromocrónica OLABC

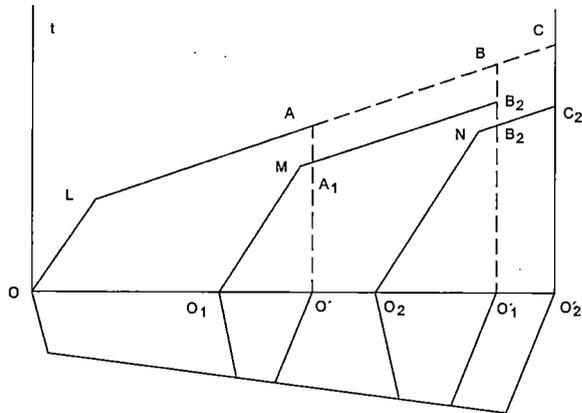
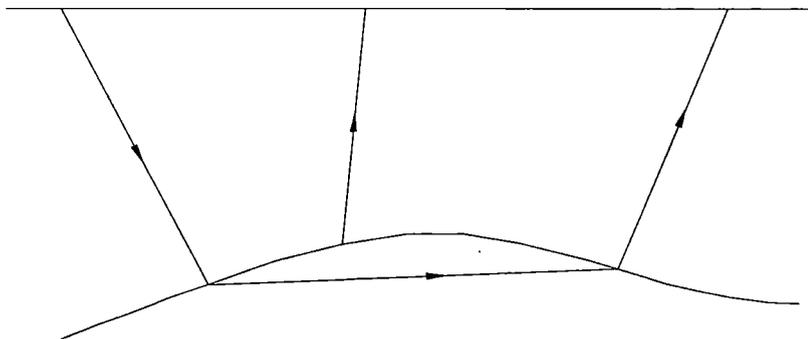


Figura 2.11

Para registros de una longitud de líneas sísmicas largas, los recorridos serán cortos por debajo del refractor que por la superficie.



2.1.2.4. Otros métodos de interpretación

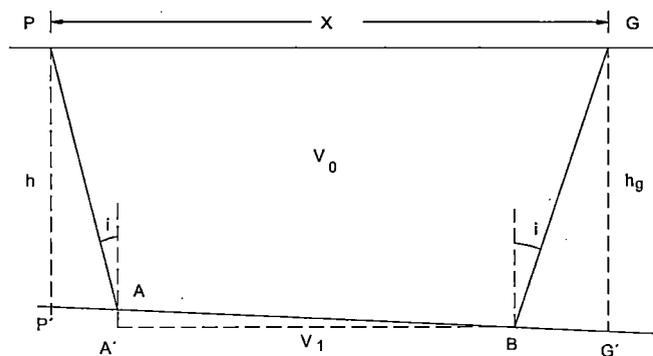
Otros métodos de interpretación en refracción que utilizan los tiempos de llegada a cada geófono desde los dos puntos de explosión conjugados y que pretenden la reconstrucción de los recorridos de los rayos refractados dando, por tanto, la situación del refractor por puntos.

Entre ellos mencionaremos dos: el método de los tiempos de retardo (tiempos de retraso) y un método de interpretación por frentes de onda.

a) Método de los tiempos de retardo o de Gardner.- El fundamento del método se debe a Gardner (Geophysics, vol IV, 1939) y solamente puede utilizarse en zonas en las que los refractores presenten un relieve poco pronunciado.

Figura 2.12

El refractor AB es subhorizontal y A'B su proyección horizontal



En la Figura 2.12. Si suponemos que el refractor AB es subhorizontal y A'B su proyección horizontal, podremos poner $AB \cong A'B$, con lo que el tiempo observado t será:

$$t = t_{PA} + t_{AB} + t_{BG} \cong t_{PA} + t_{A'B} + t_{BG} \quad [1]$$

si definimos los tiempos de retraso, como la diferencia entre los tiempos de los recorridos PA o (GB) y su proyección horizontal aproximada P'A o (BG'), tenemos:

$$t_{PA} - t_{P'A} = D_P \quad \text{y} \quad t_{BG} - t_{B'G'} = D_G$$

D_P y D_G serán los tiempos de retardo en P y G, respectivamente.

Sustituyendo en [1] resultará $t = D_P + t_{P'A} + t_{A'B} + D_G + t_{B'G'} = D_P + D_G + \frac{PG}{V_1}$ ya

que, $P'A + A'B + BG' \cong PG = x$ de donde $t - \frac{x}{V_1} = D_P + D_G$ que es la fórmula de los tiempos de retardo, que dice que el tiempo interceptado $t - \frac{x}{V_1}$ es igual a la suma de los tiempos de retardo en los extremos del intervalo x .

Deduciendo el valor de D_P .

$$D_P \cong t_{PA} - t_{P'A} \approx \frac{h}{V_0 \cos i} - \frac{h \operatorname{tg} i}{V_1} = \frac{h}{\cos i} \left[\frac{1}{V_0} - \frac{\operatorname{sen} i}{V_1} \right] =$$

$$= \frac{h}{\cos i} \left[\frac{1}{V_0} - \frac{\frac{V_0}{V_1}}{V_1} \right] = \frac{h}{V_0 \cos i} \cos^2 i = \frac{h}{V_0} \cos i \quad [2]$$

es decir:

$$D_P \cong \frac{h \cos i}{V_0} \quad \text{y análogamente} \quad D_G \cong \frac{h_g \cos i}{V_0}$$

Por tanto, si consideramos fijo el punto P, D_P será fijo (aunque no lo conozcamos) y la ecuación [2], representada con el eje de tiempos $t - \frac{x}{V_1}$ hacia abajo, nos dará una gráfica (a) en tiempo de la conformación del refractor (Figura 2.13).

Haciendo el registro conjugado, es decir, disparando en G y registrando de G a P, y hallando la gráfica $t' - \frac{x}{V_1}$, obtendremos otra curva (b) en tiempos que nos indicará la conformación del refractor. La media (c) de las dos curvas proporcionará una representación más aproximada del refractor.

Como los tiempos extremos PABG (desde P) y GBAP (desde G) (Figura 2.12) han de ser iguales, en la Figura 2.13 tendremos:

$$GM = PN = T - \frac{PG}{V_1}, \quad \text{siendo } T = t_{PABG} = t_{GBAP}$$

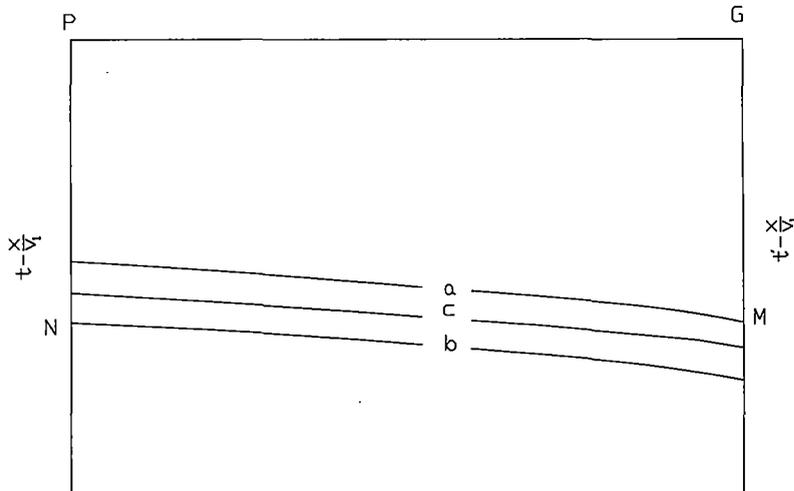
La representación efectuada da la conformación del estrato en tiempos, pero no en profundidad; el método, además, tiene el defecto de situar los puntos del estrato bajo la vertical de cada geófono, lo que no es exacto, ya que están desplazados horizontalmente una cantidad GS, que en el caso de un estrato aproximadamente horizontalmente vale

$$GS = h_g \operatorname{tg} i \quad [3]$$

El inconveniente del método, por otra parte, es que la gráfica $t - \frac{x}{V_1}$ proporciona la suma de los tiempos de retardo y no cada uno de ellos por separado, que sería la manera de poder hallar una representación en profundidad.

Figura 2.13

Las curvas a y b hacia abajo nos da una gráfica en tiempos de la conformación del refractor y la media c es la aproximación del refractor.



Para obtener una representación en profundidades hay diversos procedimientos. El más sencillo consiste en hallar las profundidades h y h_g del refractor en los puntos de explosión conjugados, considerando el estrato

horizontal y utilizando las fórmulas correspondientes. La velocidad V_1 se obtendría de las velocidades aparentes, ya que según vimos:

$$V_1 = \frac{2V_a V_d}{V_a + V_d} \cos \alpha_1$$

y para valores de α pequeños

$$V_1 = \frac{2V_a V_d}{V_a + V_d}$$

Conocida la profundidad h en un extremo, podemos fácilmente calcular la profundidad en cada uno de los geófonos, ya que:

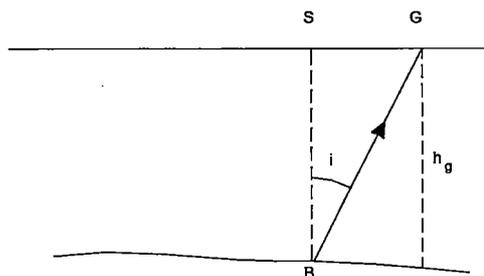
$$t - \frac{x}{V_1} - \frac{h \cos i}{V_0} = \frac{h_g \cos i}{V_0}$$

$$h_g = \frac{V_0}{\cos i} \left[t - \frac{x}{V_1} - \frac{h \cos i}{V_0} \right]$$

Y podremos situar h_g bajo el punto S, (Figura 2.14) tal que se verifique [3].

Figura 2.14

Del punto de explosión G conjugado se obtiene h_g potencia del estrato



Procediendo de la misma manera desde el punto de explosión conjugado (G en Figuras 2.12 y 2.13) obtendremos una nueva gráfica de

profundidades. La media de las dos dará una representación tanto más aproximada del estrato cuanto más suave sea su conformación. En general, este método es bastante preciso cuando las pendientes no superan los 10° .

El método es muy útil cuando se realiza una línea de refracción partiendo de un sondeo, ya que conocida la profundidad del estrato refractor que interesa y su velocidad V_1 , basta, en teoría, disparar solamente en un sentido para hallar la conformación supuesta del mismo supuesta, naturalmente, conocida V_0 .

b) Método de los frentes de onda.- el método se basa en lo siguiente: Sea un refractor CD y dos puntos de disparo A y B en la superficie; sea E un punto cualquiera del refractor y M y L los puntos de emergencia correspondiente a E, según se dispare en A o en B, ver la Figura 2.15

El tiempo de refracción desde A a M será:

$$t_{AM} = t_{AC} + t_{CE} + t_{EM}$$

y análogamente el tiempo de B a L:

$$t_{BL} = t_{BD} + t_{DE} + t_{EL}$$

El tiempo total:

$$T = t_{AB} = t_{BA} = t_{AC} + t_{CE} + t_{ED} + t_{DB}$$

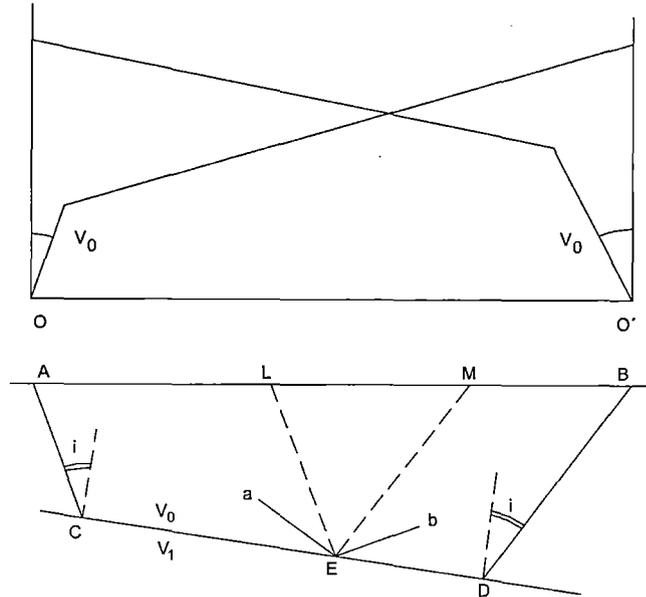
será, teniendo en cuenta las relaciones anteriores:

$$T = (t_{AM} - t_{EM}) + (t_{BL} - t_{EL})$$

es decir, que si consideramos los frentes de onda emergentes en E, a y b (perpendiculares a ME y LE en el medio de velocidad V_0) cada punto E del refractor será el lugar geométrico de los puntos de intersección de frentes de onda a y b tales, que la suma de sus tiempos $t_A = t_{AM} - t_{EM}$ y $t_B = t_{BL} - t_{EL}$ sea constante e igual al tiempo total interceptado T.

Figura 2.15

Los frentes de ondas emergentes a y b en E perpendiculares a ME y LE en el medio de velocidad V_0



El problema se reducirá, pues, a trazar los frentes de onda del medio de velocidad V_0 y a buscar la intersección de aquellos cuya suma de tiempos de el tiempo total T .

Veamos como se trazan los frentes de onda.

Los frentes de onda son los lugares geométricos de los puntos alcanzados por la sacudida sísmica en un mismo tiempo y, asimismo, son normales a los rayos de cada punto.

Sea la Figura 2.16 igual a la anterior en la que solo hemos considerado, para mayor claridad, una dromocrónica, la correspondiente al disparo en A .

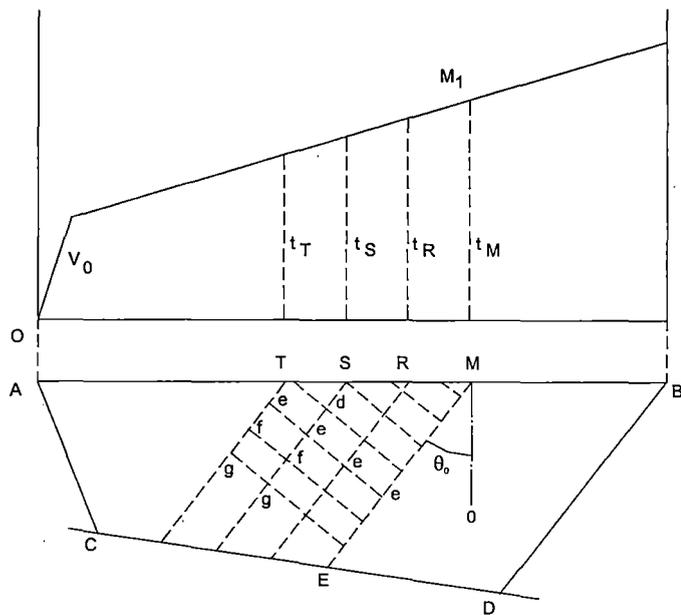
Sea M un punto cualquiera de AB ; el tiempo registrado de A a M , t_{ACEM} será el t_M correspondiente de la dromocrónica.

El rayo EM formará con la vertical un ángulo θ_0 tal que $\text{sen } \theta_0 = \frac{V_0}{W}$, según vimos por la ley de las velocidades aparentes, siendo W la velocidad

aparente correspondiente al punto M_1 de la gráfica (la tangente en este punto M_1 ; por lo que podremos trazar para cada uno de los puntos T, S, R, M ... los rayos emergentes, que si consideramos V_0 constante serán líneas rectas. En el caso de la Figura, al ser una recta la gráfica, todos los rayos emergentes serán paralelos y $W = V_d$.

Figura 2.16

Considerando una dromocrónica correspondiente al disparo en A.



A estos rayos corresponderán en los puntos T, S, R, M... los tiempos registrados $t_T, t_S, t_R, t_M...$ etc. Tracemos sobre cada uno de ellos una escala de tiempos partiendo de los tiempos registrados y disminuyendo hacia abajo, en función de las distancias $\frac{Te}{V_0}, \frac{Tf}{V_0}$ etc. Uniendo los puntos e de iguales tiempos

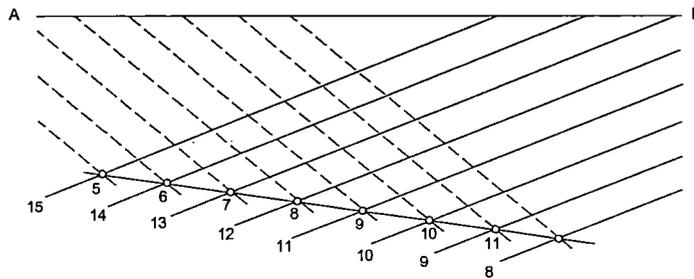
obtendremos los frentes de onda correspondientes a dichos tiempos. En el caso considerado serán rectas perpendiculares a los sucesivos rayos emergentes y, por tanto, paralelas entre sí.

Haciendo lo mismo para el disparo desde B obtendremos la otra serie de frentes de onda.

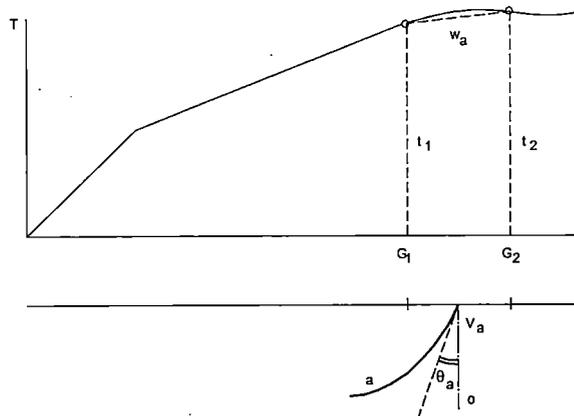
Suponiendo trazados los frentes de onda tales como en la Figura 2.17(a), a los que les hemos dado una numeración arbitraria de tiempos con fines meramente explicativos, y suponiendo que el tiempo total interceptado fuese $T=20$, el estrato vendría dado por la intersección de frentes de onda tales que la suma de tiempos de $T=20$, tal como se ha hecho en la Figura.

Figura 2.17

Trazos imaginarios de los frentes de onda



(a)



(b)

Este método tiene la ventaja de que se puede utilizar con cualquier ley de propagación de la velocidad V (ya que hasta ahora hemos considerado V_0 constante) bastando obtener (de los gráficos rayos-frentes de onda de dicha ley) los rayos emergentes correspondientes a los sucesivos ángulos de emergencia que se deducen para cada punto por la relación $\theta_0 = \frac{V_0}{W}$ (V_0 sería la velocidad inicial en superficie), trazándolos para cada geófono del perfil y

procediendo de manera análoga pero marcando los tiempos a partir de los puntos T, S, R. con la ley de velocidad correspondiente.

De esta forma se obtendrán las curvas correspondientes a los frentes de onda, y los puntos del refractor corresponderán, como antes, a la intersección de cada dos frentes de onda tales que la suma de tiempos será igual al tiempo total T.

La interpretación se puede hacer hallando la velocidad aparente entre cada dos posiciones de geófonos (2.1.17(b)):

$$W_a = \frac{G_1 G_2}{t_2 - t_1}$$

de la que se deduce el valor θ_a , ya que $\theta_a = \frac{V_0}{W_a}$

El rayo de emergencia a , correspondiente al ángulo θ_a , se traza en el punto medio de $G_1 G_2$. Como se muestra en la Figura 2.17 (b).

En general no se halla el valor de W_a cada dos puntos, sino que se procura aislar tramos de dromocrónicas rectos, o sea, de velocidad W_a constante y se procede de esta manera para cada tramo.

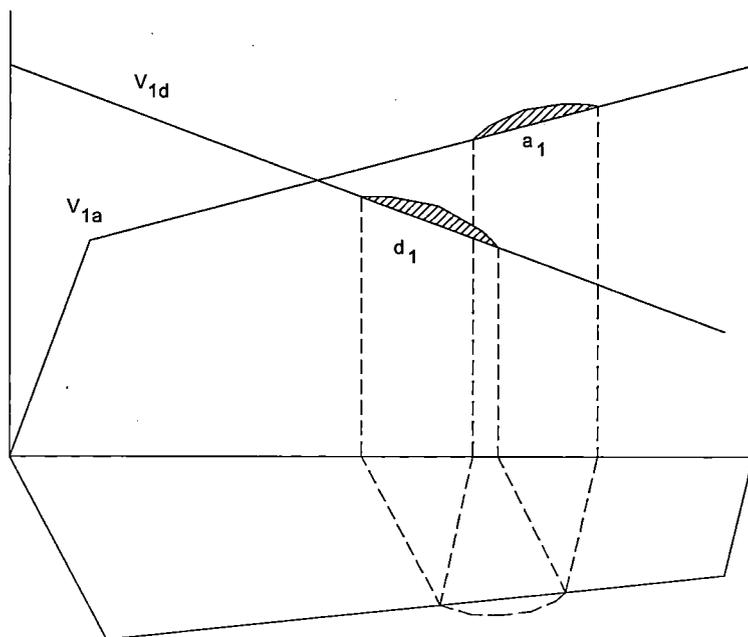
El estudio de las leyes de propagación de la velocidad de la onda sísmica en profundidad lo veremos más adelantado en el método de reflexión, con lo que quedarán suficientemente aclarados estos conceptos.

El método de interpretación por frentes de onda proporciona una representación muy aproximada del refractor y, aunque es un poco lento, merece la pena emplearlo por su gran precisión.

Por último digamos que la tarea más importante del interpretador es separar en la gráfica los trazos de dromocrónica que corresponden, en uno y otro sentido, a cada uno de los refractores existentes en la sección sísmica estudiada. Esta es la parte más difícil de la interpretación en refracción, ya que un cambio de pendiente en la dromocrónica no significa necesariamente un cambio de refractor (es decir, un paso de un refractor a otro más profundo), sino que puede significar simplemente un cambio de pendiente en el refractor primero.

Figura 2.18

Pequeño sinclinal dentro de una conformacion uniforme del refractor



Otra norma importante a este respecto es la siguiente: como se puede suponer, en la práctica no se registran dromocrónicas rectas, sino curvas que aproximadamente se pueden representar en tramos rectos (ya que los refractores en la realidad no son perfectamente planos); la interpretación, sin embargo, se basa en velocidades aparentes constantes, por lo que el intérprete, cuando ajuste las velocidades aparentes, debe tener cuidado especial en que las anomalías (o desviaciones de la curva real sobre la recta ficticia) se correspondan sensiblemente en uno y otro sentido del disparo.

Sea, por ejemplo, el caso sencillo de la Figura 2.18 en la que hemos supuesto un pequeño sinclinal dentro de una conformación uniforme del refractor. Tendremos que ajustar las rectas de las velocidades V_{1a} y V_{1d} de manera que las anomalías a_1 y d_1 se correspondan; es decir, estén ambas por encima de las rectas V_{1a} y V_{1d} y sensiblemente a la distancia debida a los recorridos refractados indicados.

Para la interpretación de anomalías son muy útiles los métodos de los tiempos de retardo y de los frentes de onda, sobre todo este último.

2.1.3. Prácticas del método de refracción y su empleo

2.1.3.1. Equipo de campo

El equipo básico empleado en la prospección sísmica por refracción es prácticamente el mismo que se utiliza en la prospección por reflexión.

Un equipo completo de refracción se compone, a su vez, de varias unidades: tres equipos de campo (topográfico, perforación y registro) y uno de gabinete.

Entre el equipo de campo empleado tenemos:

1) Equipo topográfico.- Su misión es el levantamiento taquimétrico de los perfiles que se van a estudiar. El equipo incluye un topógrafo y dos o tres peones y se desplaza sobre un vehículo ligero todo terreno.

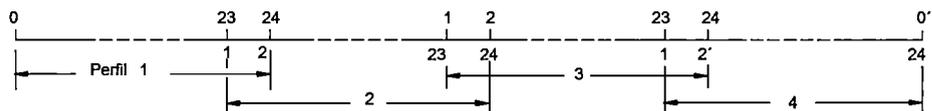
2) Equipo de perforación.- Su misión es perforar los pozos en cuyo fondo se ha de disparar la carga explosiva. Se compone de una o dos sondas montadas sobre un camión, uno o dos camiones cisterna y el personal correspondiente (para cada sonda un mecánico-sondista, un ayudante y un peón, así como un conductor para cada camión cisterna).

3) Equipo de registro.- Su misión es obtener los registros sísmicos (o sismogramas) de cada uno de los perfiles que sitúa el equipo topográfico. Se compone de un aparato registrador montado sobre un camión, un camión de explosivos, un camión cisterna y un vehículo ligero todo terreno. El personal es el siguiente: un observador y un ayudante, un dinamitero y un ayudante, un conductor y de cuatro a ocho peones.

Este equipo se ocupa de colocar los geófonos a lo largo del perfil, así como del tendido de cables que los unen al aparato registrador. Una vez efectuado todo esto, el observador da la señal (por radio) al dinamitero y se procede al disparo de la carga y registro del perfil.

2.1.3.2. Práctica del método de refracción

La práctica del método de refracción se suele llevar a cabo por el sistema de perfiles continuos. Cada perfil tiene una longitud constante y forma parte de una línea de rumbo generalmente fijo. El método consiste en disparar desde dos puntos fijos de la alineación y registrar sucesivamente el perfil, que se va situando entre ambos, según el siguiente esquema.



Los puntos de disparo son O y O', situados en los extremos de la línea. Se procede de la manera siguiente: se dispone el perfil en la posición 1 y se dispara desde O, registrándose el sismograma correspondiente. Luego se sitúa el 2, disparándose nuevamente desde O, y así sucesivamente hasta llegar al extremo O' de la línea. Luego se procede a la inversa, disparando desde O' y situando el perfil, sucesivamente, en 4, 3, 2 y 1. Con ello habremos conseguido un registro continuo de la línea entre O y O' en los dos sentidos OO' y O'O.

Los perfiles se disponen de manera que los dos últimos geófonos de cada perfil (núm. 23 y núm. 24) coincidan con los dos primeros (núm. 1 y num. 2) del perfil siguiente (en la Figura se han señalado las posiciones de geófonos correspondientes a los disparos en O). Esto se hace para asegurar el enlace entre los perfiles consecutivos ya que los tiempos a los geófonos superpuestos, correspondientes a dos disparos sucesivos, deben coincidir.

La necesidad de proceder por medio de perfiles parciales 1, 2, 3... etc. en vez de registrar un solo perfil de longitud OO' se debe a dos causas: 1) porque los cables empleados son de longitud limitada y no llega a la longitud OO' deseada (que frecuentemente es del orden de los diez kilómetros) y 2) por que para obtener un control bueno del refractor es necesario que la distancia entre geófonos no sea excesivamente grande, ya que cada geófono detecta un rayo emergente de un punto del refractor.

Una vez registrada la línea desde los puntos conjugados O y O', tendremos a disposición los datos necesarios para obtener las dos dromocrónicas conjugadas.

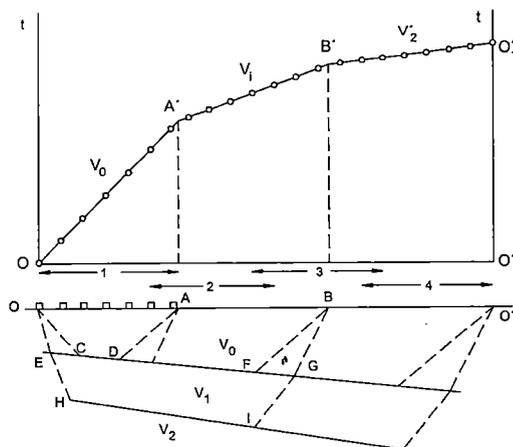
En cada disparo se registra el momento de explosión, es decir, el origen de tiempos, y los tiempos de llegada de las ondas refractadas. Como indicamos anteriormente, son las primeras llegadas. Estas primeras llegadas, en los perfiles próximos al punto de disparo O , se referirán a la onda directa a través del medio de velocidad superficial V_0 , en los perfiles siguientes al medio de velocidad V_1 , y así sucesivamente dependiendo, claro está, de los medios que existan y, asimismo, de la longitud total de la línea (cuanto más larga, mayor número de refractores se obtendrán, si existen).

En la Figura 2.19 indicamos esquemáticamente los datos que se obtendrán del disparo en O , supuesta la sección sísmica indicada (dos refractores). Cada perfil 1, 2, 3, 4, lo suponemos compuesto de siete geófonos; solamente hemos representado los geófonos del perfil 1.

Al registrar el perfil 1 obtenemos los tiempos correspondientes a la onda directa. Dicha onda directa se recibe también en los dos primeros geófonos del perfil 2; en el punto A (A' de la dromocrónica), el tiempo del recorrido directo OA es igual al del recorrido refractado $OCDA$, por lo que a partir de este punto se detectan las ondas refractadas por el primer estrato (con velocidad aparente V'_1). Al llegar al punto B (B' de la dromocrónica) los tiempos de los recorridos por el primero y el segundo estrato ($OCFB$ y $OEHIGB$, respectivamente) son iguales; por lo que a partir de B se detectan las ondas refractadas por el segundo estrato (con velocidad V'_2). Los circuitos indican los tiempos de las primeras llegadas, leídos en los sismogramas.

Figura 2.19

Dromocrónica debido al disparo en O



Los dos últimos geófonos de cada perfil coinciden con los dos primeros del perfil siguiente, según hemos indicado.

Análogamente situaríamos los puntos correspondientes al disparo en O', con lo que obtendríamos la dromocrónica conjugada. Partiendo de las dos dromocrónicas realizaríamos la interpretación correspondiente.

En los primeros perfiles registrados desde O las primeras fases de las primeras llegadas serán, en general, muy claras y evidentes, debido a la proximidad del punto de disparo. No ocurrirá lo mismo en los perfiles sucesivos (a pesar de ir aumentando las cargas progresivamente) en los que por lo común no será la primera fase de la onda refractada la que se registre, sino alguna de las fases sucesivas. Esto no presenta gran dificultad, ya que como todos los perfiles tienen dos geófonos comunes se pueden referir perfectamente los tiempos al mismo origen común.

En prospección petrolífera, los perfiles suelen tener longitudes del orden de unos kilómetros, y los geófonos (en general veinticuatro) se suelen separar con distancias que oscilan de 100 a 300 metros, dependiendo del detalle que se quiera obtener.

Las cargas empleadas son, en condiciones normales, del orden de 25 a 50 kilogramos de explosivos por kilómetros de línea investigada. Conforme se registra a mayores distancias las cargas empleadas son cada vez mayores, llegando incluso a cargas del orden de miles de kilogramos de explosivos, lo que hace encarecer mucho el método.

Como término medio se pueden registrar diariamente, en los dos sentidos de dos a cuatro kilómetros de línea.

Debido a los largos recorridos de los rayos refractados las frecuencias altas y medias se atenúan, con lo que prácticamente sólo llegan a la superficie las frecuencias bajas. Por ello se emplean geófonos de baja frecuencia (de 1 a 8 c.p.s.)

Generalmente sólo se emplea un geófono por traza, aunque en alguna ocasión se utilizan varios, conectados en serie, situándolos sobre una alineación perpendicular al perfil y simétricamente colocados respecto al mismo.

Hay que advertir que, como se registra a grandes distancias del punto de disparo, la comunicación entre el dinamitero (que realiza el disparo) y el observador (que registra el sismograma) se efectúa por radio. El momento de explosión se transmite, asimismo, por radio.

Cuando se va a registrar una línea desde dos puntos de explosión conjugados es buena práctica situar una sonda y una radio en cada puntos de disparo; una tercera radio va con el equipo de registro. Una vez dispuesta la línea de geófonos en el perfil correspondiente, el observador se pone en contacto con el equipo situado en el primer punto de explosión y se efectúa el disparo; una vez registrado y comprobado el sismograma resultante se pone en comunicación con el equipo situado en el otro punto de explosión y procede de forma análoga. De esta manera se ahorra bastante tiempo y se aumenta la producción diaria de registros.

Para economizar explosivo se puede recurrir al principio del paralelismo, efectuando los disparos a distancias más pequeñas y corriendo sucesivamente los puntos de disparo en la dirección de la línea; la distancia del punto de disparo al perfil se mantiene constante; sin embargo, este sistema hay que aplicarlo con cierta cautela, asegurándose de que se sigue el mismo refractor y no otro más superficial. Este sistema de disparo a distancia constante es el único a emplear cuando se quiere seguir un determinado refractor intermedio de una sección sísmica; la distancia de disparo vendrá fijada por los perfiles de prueba que se habrán realizado con objeto de determinarla.

La interpretación se suele hacer por cualquiera de los métodos que hemos indicado anteriormente. El método de interpretación por frentes de onda es el más exacto y, por ello, el que se debería utilizar. En general, sin embargo, convendrá hacer una primera interpretación aplicando las fórmulas correspondientes al número de refractores presentes y luego aplicar un método de interpretación por frentes de onda. Procedimiento de esta manera se obtiene primeramente la conformación general de los refractores y, luego, el detalle de los mismos.

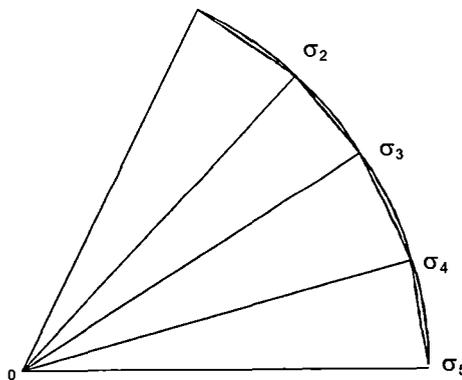
Respecto al empleo del método de interpretación por frentes de onda hay que advertir que se puede utilizar para cualquier número de refractores, por ello hay que aplicarlo progresivamente. Supongamos, por ejemplo, el caso de la Figura 2.19 (dos refractores); en este caso calcularíamos primeramente por el método de los frentes de onda el primer refractor EG. Luego reduciríamos los tiempos registrados de la dromocrónica $OA'B'O'_1$, a los que se hubieran observado si hubiéramos disparado en E y registrado a lo largo del primer refractor EG, haciendo la reducción para cada uno de los geófonos en función de los recorridos correspondientes; obtenida la nueva dromocrónica, se procedería a su interpretación por el método anteriormente expuesto. El sistema es laborioso, pero sus resultados pueden compensar con creces el trabajo.

Disparo en abanico.- Uno de los sistemas empleados en los comienzos de la prospección sísmica por refracción era el disparo en abanico.

El disparo en abanico consiste sucintamente en disparar en un punto O y registrar a lo largo de un arco con centro en dicho punto, tal como se indica en la Figura 2.20.

Figura 2.20

Disparo en abanico



Comparando los tiempos registrados con los de una gráfica tiempo-distancia, registrada en un lugar próximo, en donde se sabía que las condiciones superficiales eran normales, se llegaba a detectar la presencia de domos de sal, pues ésta, por su mayor velocidad, hacía que los tiempos registrados fueran mucho menores que los registrados en condiciones normales.

Un segundo disparo en abanico, dispuesto de modo que los rayos fuesen, aproximadamente perpendiculares a los anteriores, bastará para determinar, a grandes rasgos, la situación del domo de sal.

Se empleó para determinar domos de sal poco profundos.

2.2 Método Sísmico Bajo la Superficie

2.2.1 Principios fundamentales

Los métodos sísmicos bajo la superficie son realizados con la misma fuente de energía sísmica ó con geófonos detectores, ó ambos, en pozos a diferentes profundidades bajo la superficie. El objetivo de estos métodos es determinar las velocidades de las ondas compresionales (ondas P) y ondas de corte (ondas S), como función de posición debajo del nivel superficial. Estas velocidades son determinadas midiendo el tiempo de viaje de una señal sísmica, tiempo mínimo de viaje de la distancia entre la fuente y el detector. Las velocidades de las ondas P y S pueden ser usadas para calcular los parámetros elásticos dinámicos (módulo de corte, modulo de Young, módulos de volumen, y relación de Poisson) como funciones de la profundidad, y peso específico húmedo conocido. Como los niveles de esfuerzos involucrados en el método sísmico son pequeños, estos módulos dinámicos son validos solo para deformaciones pequeñas.

2.2.2 Tipo de métodos bajo la superficie

Los tres métodos bajo la superficie son nombrados de acuerdo a la dirección predominante del viaje de las ondas sísmicas, las velocidades son medidas como sigue:

- a. Método Uphole, la fuente de energía es colocada a una profundidad determinada y en un pozo, y el tiempo de viaje es medido en un geófono sobre la superficie cercana a extremo superior del pozo. Las Ondas Frontales o Método de Meissner, es una variación del método uphole en el cual un juego de geófonos es ubicado en línea sobre la superficie en un incremento uniforme de distancias desde el pozo.

b. Método Downhole, la fuente de energía es colocada en la superficie cerca a la boca del pozo que contiene el o los geófonos, colocados a una ó más profundidades.

c. Método Crosshole, la fuente de energía se coloca a un nivel determinado en un pozo, mientras que los geófonos (en otras profundidades) son ubicados cerca al pozo al mismo nivel y algunas veces también en puntos sobre ó debajo de la superficie.

Muchos de los principios y detalles de los procedimientos son comunes para los tres métodos.

2.3 Método Uphole y Downhole

En estos dos métodos, la trayectoria de viaje de la señal sísmica es obligada a cruzar todos los estratos entre la fuente y el detector. Por esta razón, estos métodos son útiles para detectar y medir velocidades de onda en zonas ocultas o zonas subyacentes de baja velocidad, las cuales normalmente no son perceptibles por el método de refracción superficial.

2.3.1 Medidas

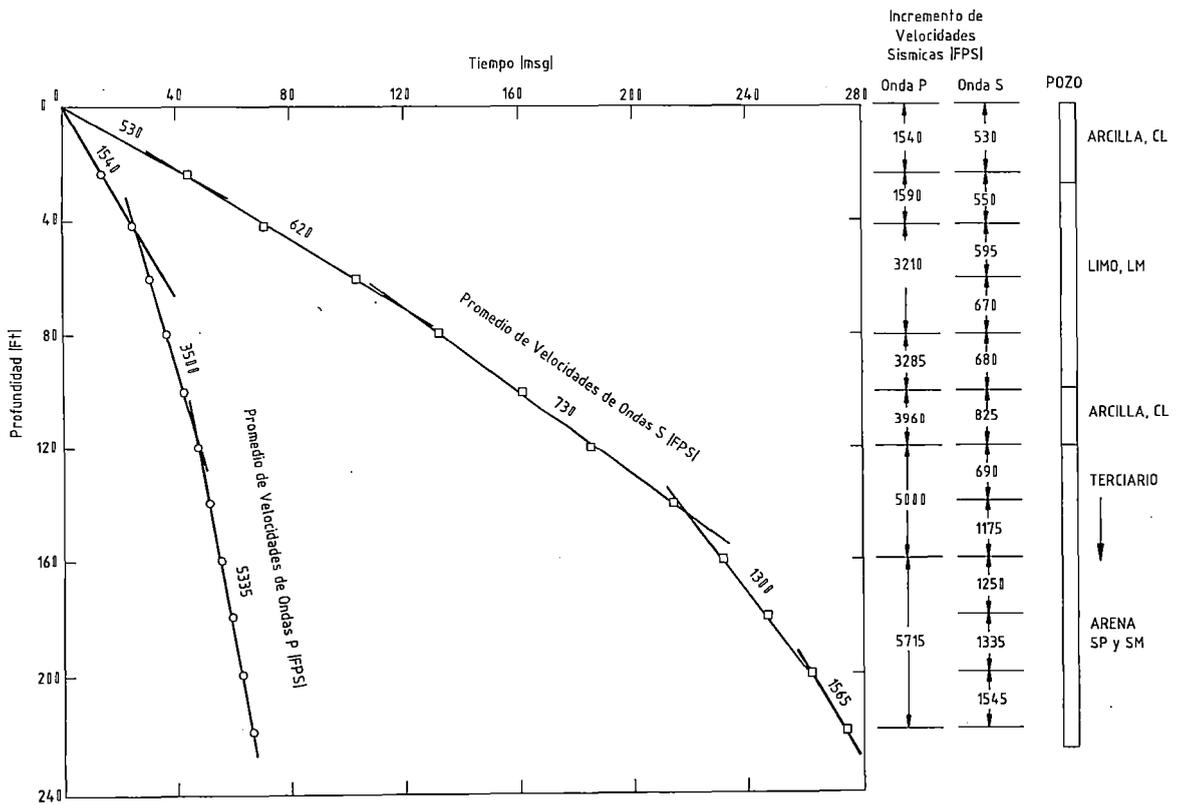
En los métodos de uphole y downhole, una perturbación sísmica es generada por una fuente mecánica o explosiva en un extremo o una línea entre un punto en un pozo y un punto en la superficie. Los datos crudos medidos y registrados por el equipo consisten del tiempo requerido por las ondas P y S para viajar desde la fuente hasta un detector sísmico. Éstos tiempos de viaje son medidos como el intervalo entre el instante de iniciación de la fuente sísmica (tiempo cero) hasta la reflexión inicial de la señal del geófono registrada (primera llegada) para señales de onda P. Para señales de onda S, el tiempo de viaje es el intervalo entre la iniciación y el salto de movimientos identificados al llegar como ondas S por interpretación del registro.

Entonces, empleando la distancia entre la fuente y el detector para cada ubicación de la prueba en el pozo, se realiza un trazo de la llegada de las ondas P y S respectivamente versus profundidad (Figura 2.21). La Figura 2.21 representa la

inclinación inversa de las líneas verticales mejor ajustadas, los puntos promedios de deformación de las velocidades verticales de ondas P y S. Un cambio en la inclinación de una línea indica la interface entre dos capas bajo la superficie teniendo diferentes velocidades y la inversa de la pendiente de cada segmento de línea sucesiva da la velocidad de la capa. En resumen para las velocidades promedio el incremento de las velocidades verticales de las ondas P y S pueden ser determinados dividiendo las profundidades entre puntos adyacentes del ploteo por el incremento del tiempo de viaje (la diferencia en tiempo de viaje total entre dos pruebas profundas adyacentes). Algún intervalo de tiempo asociado al intervalo de profundidad puede ser útil para calcular velocidades, particularmente si la correlación con la importancia de las fallas geológicas bajo la superficie o si el material de las capas notadas desde los datos de perforación son aceptables.

Figura 2.21

Velocidad de onda vertical P y S para estudios downhole y Uphole (por Wes).



2.3.2 Aplicaciones

Normalmente se realizan los métodos de uphole y downhole para complementar otras pruebas sísmicas y proporcionar redundancia en un programa de prueba geofísico. Un propósito muy importante es descubrir anomalías sísmicas, tal como si una capa de menor velocidad de onda P está bajo una capa de mayor velocidad, o una zona "ciega" u "oculta" (una capa de poco espesor baja velocidad para ser detectado desde una prueba de refracción sísmica superficial).

También, el método de downhole puede proporcionar datos de velocidad de onda S de los substratos más profundos que los métodos de onda S superficiales, que son normalmente confiables para la investigación.

Una gran limitación de los métodos de uphole y downhole es su área limitada de investigación, es decir, la vecindad inmediata de un pozo. También, si se requieren de entubación y lodo para sostener la integridad del pozo, esto es posible que afecte seriamente la exactitud de medidas de tiempo.

2.3.3 Equipo

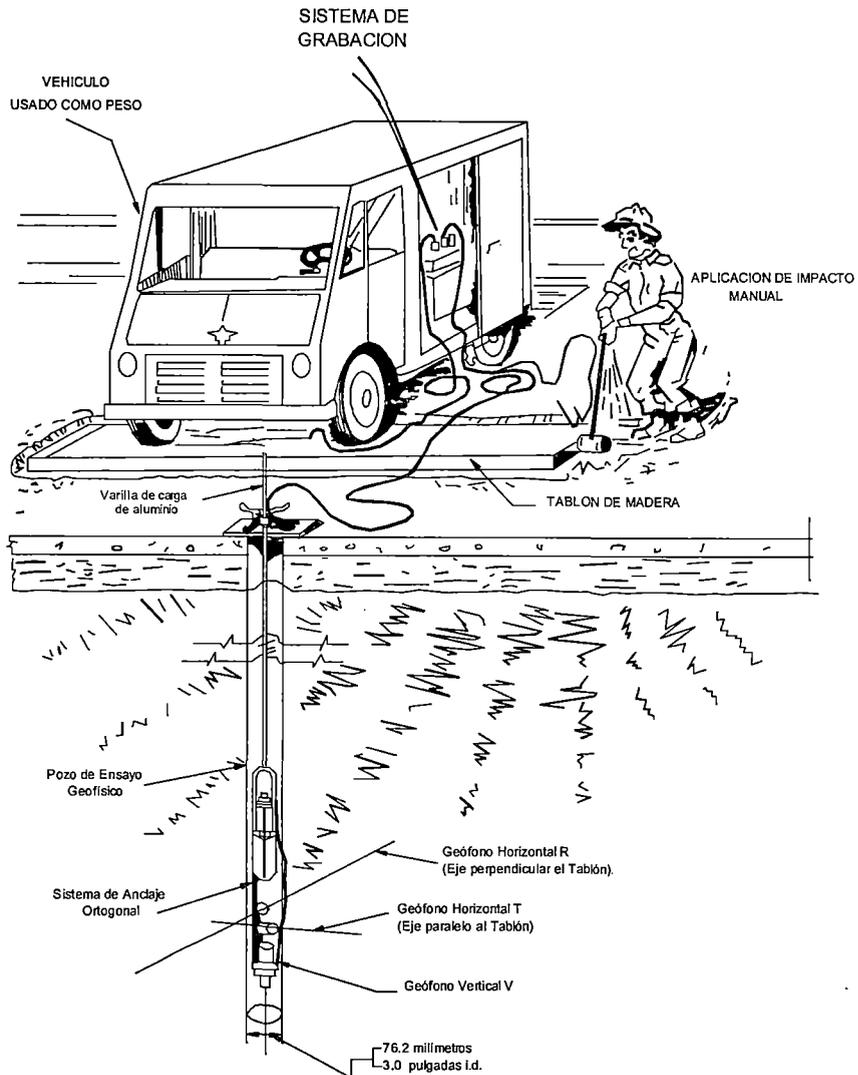
2.3.3.1 Fuentes sísmicas

Las fuentes sísmicas son escogidas según las necesidades del método, la primera consideración es determinar las velocidades de las ondas P ó S. La fuente debe ser de acuerdo al tipo de energía requerida, es decir, producir buenos datos de la onda P; la fuente sísmica debe transmitir la mayoría de su energía a la tierra en compresión o cambios de volumen, mientras se produce los buenos datos de la onda S, la fuente debe transmitir más de su energía a la tierra a través de distorsión de direccionalidad. Las mejores fuentes para generar ondas P son del tipo de impulso, como explosivos, almádenas, y caída de pesas. Las buenas fuentes para generar ondas S son los vibradores y fuentes del tipo impulso controlando su direccionalidad. Para una buena definición de onda S, las fuentes del tipo impulso deben ser reversibles y reparables. Con inversión de la polaridad de la fuente, se invierte la polaridad de la onda S, mientras que la polaridad de la onda P es irreversible. Esto le permite al intérprete escoger la llegada de la onda S por

comparación de las formas de señales registradas en pruebas sucesivas con polaridad inversa.

Figura 2.22

Ensayos downhole para obtener ondas S (por Viksne).



Una fuente excelente de ondas S para el estudio del downhole es una comba que impacta un tablón grande de madera ubicado cerca de la boca del pozo. Las señales de polaridad opuesta pueden generarse golpeando los extremos opuestos del tablón (Figura 2.22). Otras técnicas siguen el mismo modelo, como el uso de una comba en un hoyo rectangular pequeño, impactando en un plato de acero en la pared opuesta. La señal de polaridad opuesta puede generarse colocando el plato

sobre la pared opuesta. Debido a que las ondas S son más fácilmente generadas desde la superficie, es preferible utilizar el método de Downhole para obtener información de la onda S.

2.3.3.2 Detectores

(a) Tipo de Velocidad de los Geófonos. Estos detectores responden al movimiento de sus apoyos, si ellos se colocan en la superficie de la tierra, el movimiento del suelo en la ubicación del geófono será traducido en un voltaje que es proporcional a la velocidad del movimiento de este elemento. Debido a que sus elementos sensibles dándose cuenta que son direccionales, se configuran los geófonos para ser sensibles, al movimiento en la dirección vertical u horizontal. Los geófonos orientados direccionalmente también pueden ser combinados ortogonalmente para formar una serie del triaxial (Figura 2.22) el cual se aloja en una unidad con un resorte extensible totalmente para sujetarlo contra la pared de un pozo abierto. Normalmente, se usan geófonos orientados en las tres direcciones en el comportamiento del método de uphole y downhole. La serie debe orientarse cuidadosamente en el campo para que uno de los ejes horizontales esté en línea con la dirección de propagación de la onda y el otro sea perpendicular a esa dirección.

(b) Tipo de Presión. Estos detectores (hidrófonos) responderán a los cambios de presión hidrodinámicos y para usarlos deben estar sumergidos en un fluido, como en un pozo lleno de agua. Los Hidrófonos son omnidireccional; ya que los detectores direccionales son casi una necesidad en la identificación de la primera llegada de la onda S, no se recomiendan hidrófonos para obtener los datos de la onda S en la prueba uphole y downhole. Mientras sea clara la llegada de la onda S se puede detectar en un registro del hidrófono, esto representa una onda P que se genera donde la onda S choca con en el pozo abierto y se propaga a través del líquido hasta el hidrófono. Si se interpreta como una llegada verdadera de onda S, podría resultar sobre estimada la velocidad de la

onda S. Pueden obtenerse archivos excelentes de registros de ondas P usando hidrófonos con la condición de que los materiales del suelo investigado tengan velocidades de ondas P mayores que el del fluido del pozo.

2.3.4 Procedimientos de comprobación e interpretación de datos

2.3.4.1 Preparación del pozo abierto

Cuando el objetivo del estudio es información general del lugar, la ubicación de la perforaciones debe seleccionarse para ser representativas del lugar y deben ser de tal en número y profundidad para dar una muestra representativa de los materiales y variaciones del lugar. En la exploración para una estructura, como por ejemplo un dique, deben escogerse ubicaciones de las secciones críticas y en áreas del problema si las anomalías son sospechosas o conocidas. Las perforaciones deben realizarse ligeramente mayor de la profundidad del máximo interés. Las excavaciones también pueden usarse para obtener muestras inalteradas para pruebas de laboratorio o para ejecutar pruebas de SPT. Deben obtenerse muestras a intervalos de 5 pies y en cada cambio de estratos para clasificación visual de campo y laboratorio. El nivel del agua en las perforaciones también debe ser registrado. Esta información es necesaria para hacer una adecuada selección del punto del disparo y ubicaciones del geófono. Los pozos abiertos deben ser por lo menos de dimensiones NX (2-7/8 pulg.) y siempre debe hacerse menores de 6 pulg.

Pueden ser entubados o no entubados para los métodos uphole y downhole. Los huecos no entubados son preferibles cuando el material alrededor del hueco es estable; si esto no se da, existe el riesgo de cavitaciones que pueden cerrar la perforación o puede producir pérdida de equipo. Si el hueco es entubado, 3 ó 4 pulg. el tubo plástico ID es normalmente empleado. No se recomienda tubo de acero porque mantiene un circuito corto de alta velocidad para la señal sísmica. La velocidad de ondas P del material o mezcla relleno o inyectado, en el entubado, con densidad aproximada al material del lugar, debe ser determinada. Una mezcla típica que simula la densidad de limos ó arenas pueden ser obtenida mezclando 1 lb de bentonita y 1 lb de cemento portland y 7.25 lb de agua. El propósito del tapón de

inyección en el extremo del entubado es que el lodo ingrese al tubo durante la inyección la cual es realizada a través un hueco desde la parte superior del fondo. Si se encuentra el nivel freático durante la excavación y el entubado tiene un sello impermeable puede ser necesario llenarlo con agua para prevenir que este salga fuera del terreno durante la instalación.

2.3.4.2 Metodo Uphole

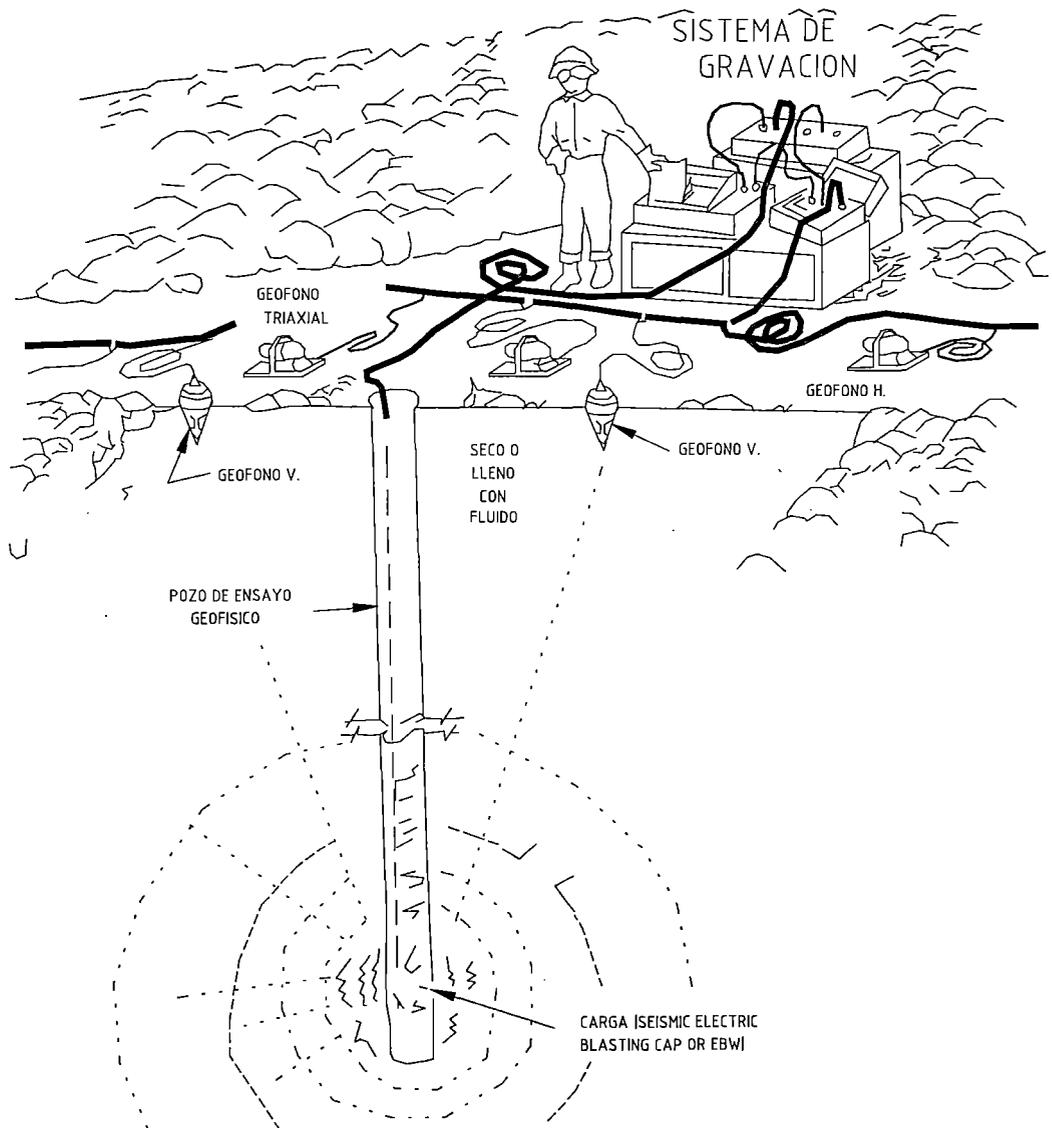
Este procedimiento generalmente es realizado iniciando un impulso sísmico en el pozo y midiendo el tiempo de llegada de la señal a uno o más geófonos en la superficie del terreno cerca de la boca del pozo, normalmente a 10 pies de distancia (Figura 2.23). Una fuente sísmica confiable repetible usa el descargo súbito de aire comprimido de alta presión. Estas pistolas de aire controlan las fuentes de energía y no destruirán las paredes del pozo, si se usa con discreción. Estos aparatos son caros y requieren la disponibilidad de un compresor grande en el lugar. Por consiguiente, la fuente sísmica normalmente usada es un explosivo. La carga explosiva consiste solamente de un dispositivo inicialmente eléctrico (un sismógrafo detonador instantáneo ó un detonador explosivo dentro de la caja detonante) o puede ser una carga explosiva más grande detonada por un dispositivo inicial, dependiendo de la profundidad y características de la transmisión del suelo. El tamaño de la carga requerida debe ser determinada por ensayos en cada lugar.

Los disparos pueden dañar la perforación o entubados, de modo que esto generalmente no es posible para aumentar a profundidad disparos sucesivos, por consiguiente, el primer disparo se hace al fondo del pozo, ó en la ubicación más profunda a ser probado. Se hacen disparos subsecuentes progresivamente a profundidades más superficiales, normalmente a intervalos de 5 a 10 pies. Los tiempos de llegada de las ondas P según estudios de uphole son los tiempos de las primeras señales llegadas después de la detonación; entonces la dirección de propagación de onda es vertical, deben obtenerse datos con geófonos verticales. Las técnicas usadas registran los datos de las ondas S, que serían las mismas sólo deben usarse una serie triaxial de geófonos para facilitar la identificación de llegada de las ondas S. Entonces las fuentes uphole (pozo) raramente son controlables en un plano horizontal, el enriquecimiento de las ondas S es difícil de lograr. Por esta

razón, más estudios de ondas S verticales son realizados usando el método de downhole. Así la información sobre las mediciones de velocidades desde el disparo uphole, son dados por Meissner.

Figura 2.23

Técnica del Método Uphole (por Viksne).



2.3.4.3 Método Downhole

Los estudios downhole se realizan con una fuente sísmica explosiva o mecánica en la superficie del terreno y el receptor en el pozo, como se muestra en las figuras 2.22 y 2.24. La fuente sísmica para generar ondas P normalmente es un pequeño explosivo enterrado bajo la superficie del terreno.

Se usa un plato metálico en la tierra para recibir el impacto vertical del martillo porque proporciona una señal sísmica de ondas P más nítidas.

La fuente se localiza cerca al pozo, si la fuente es explosivo normalmente a 10 pies bajo la superficie, lo normal es utilizar una fuente mecánica en lugar de un explosivo para prevenir hundimientos en la parte superior del pozo. El sensor sísmico puede ser un hidrófono o un geófono vertical, o una serie triaxial de geófonos. Las llegadas de las ondas P son las primeras señales que arriban al geófono vertical o hidrófono. Si ambas ondas P y S requieren respuestas, deben usarse geófonos en una serie triaxial con un dispositivo para sujetar la serie en el pozo. La fuente sísmica recomendada para los estudios de ondas S es un impacto del martillo en el extremo de un tablón grande de madera a 10 pies aproximadamente de la boca del pozo. El tablón debe ser pesado para proporcionar un buen acoplamiento en el terreno (Figura. 2.22). Se usa una comba para golpear horizontalmente el extremo del tablón, y el tiempo cero es proporcionado por un geófono horizontal adyacente al mismo extremo del tablón o por un interruptor de impacto en la comba. Se hace un registro de las señales sísmicas resultantes al geófono en el pozo así como al geófono de la superficie. El geófono de la superficie se mueve al otro extremo del tablón, se da un segundo golpe horizontal en el extremo del tablón, y se hace otro registro. Los dos archivos se sobreponen para comparar los rastros del geófono cuyo eje es paralelo al tablón (Figura 2.25).

El punto en el cual las sucesiones de la señal del geófono llegan a ser de polaridad opuesta, es decir, 180 deg fuera de fase, representa la verdadera llegada de la onda S. Este punto no es la primera llegada. La calidad de los datos obtenida por esta técnica depende del gran cuidado que se tome generando los dos signos contrarios de la onda S, se debe verificar que mientras ellos son de fase opuesta,

también son por otra parte similares. En particular, la energía debe ser igual, y deben oponerse las direcciones de los dos reverses del martillo. Con las medidas de las ondas P o S, las observaciones se repiten en cada nueva posición de los receptores movidos en el pozo, normalmente a los intervalos de 5 a 10 pies, para obtener la relación del tiempo de viaje y profundidad. Las ubicaciones de los geófonos son elegidas en base a los resultados del estudio de datos de la clasificación de los sondajes y el estudio de refracción superficial.

Figura 2.24
Técnica del Método Downhole (por Veksne).

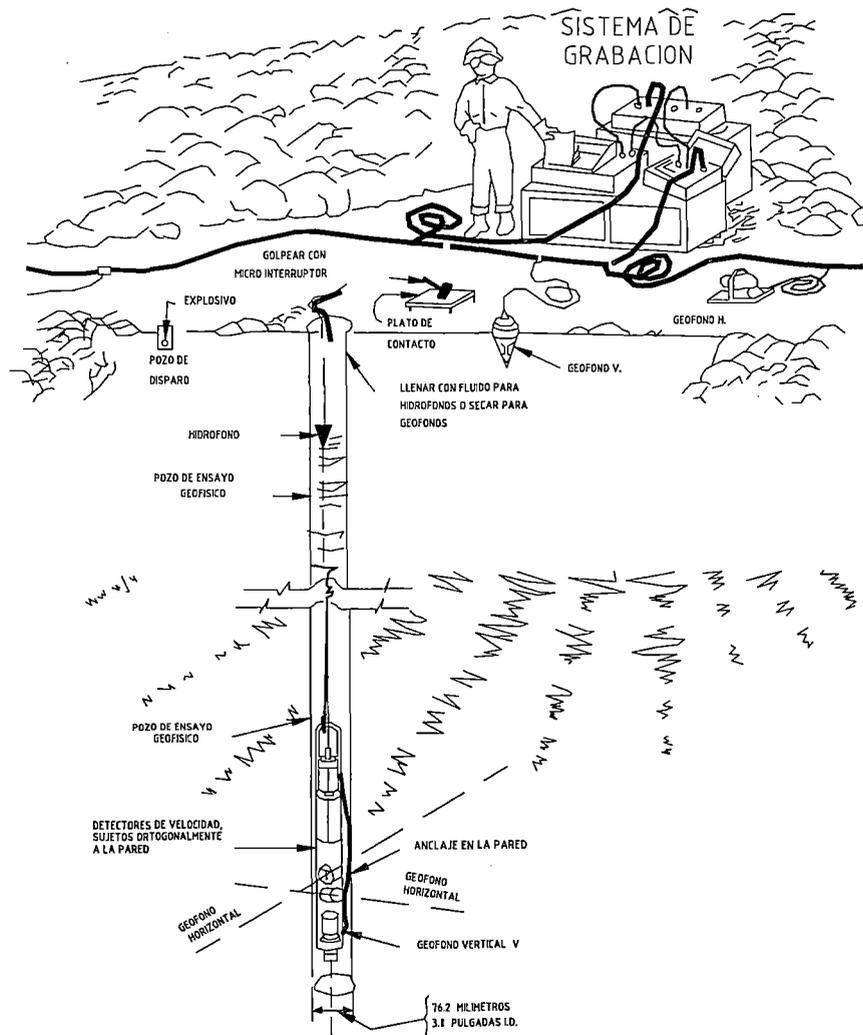
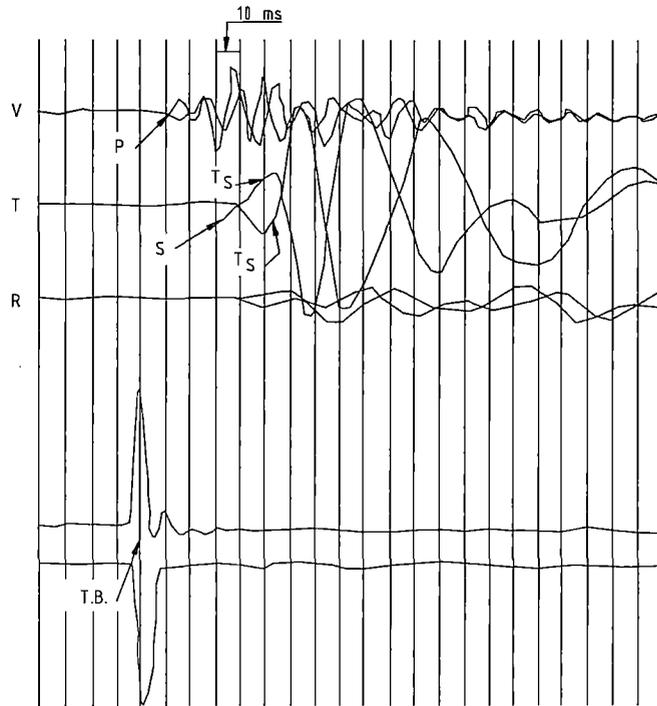


Figura 2.25

Oscilograma del estudio downhole, muestra las llegadas de las ondas S de 180 grados de interface (por Viksne)



T = Trazo de la señal desde el geófono horizontal con el eje paralelo sensible al plano

R = Trazo de la señal del geófono horizontal con el eje perpendicular sensible al plano

V = Trazo de la señal del geófono vertical

TB = Descanso de tiempo o tiempo cero, tiempo de impacto del martillo en tablón

Ts = Señal trazada por el geófono horizontal con el eje sensible paralelo al tablón, impacto

en un extremo de tablón.

TN = Señal trazada por el geófono horizontal con el eje sensible paralelo al tablón,

impacto en el extremo opuesto de tablón.

P = Ondas P u ondas de compresión

S = Onda S u ondas de corte

2.3.4.4 Método de Meissner o frente de onda

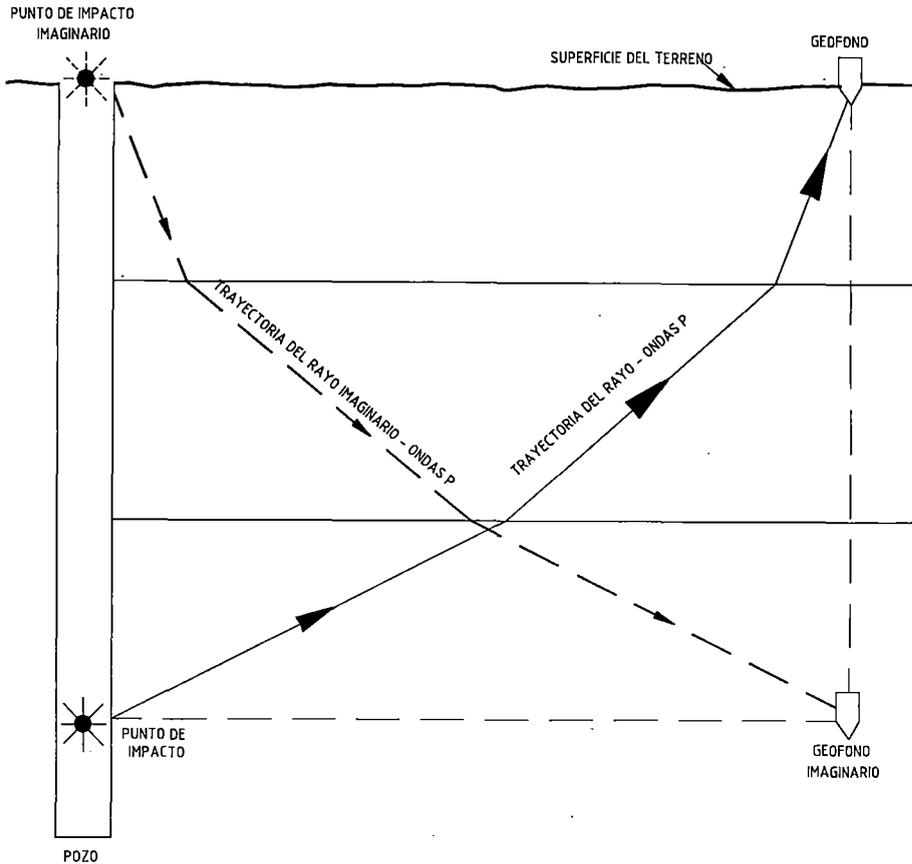
Este método, descrito por Meissner, es una variante del estudio del uphole, consiste de una serie de geófonos (normalmente 12 o 24 geófonos verticales) que se colocan en los intervalos regulares a lo largo de la superficie y se extiende en una línea recta al pozo. El método no satisface bien los estudios de ondas S, de modo que todo el énfasis en el funcionamiento en el campo y la instrumentación se da para obtener buenos tiempos de llegada de ondas P. Las cargas explosivas son detonadas a intervalos regulares del pozo (normalmente de 5 a 10 pies) empezando del fondo y trabajando hacia arriba. Cada registro es anotado para cada disparo, de modo que un tiempo de llegada de ondas P es determinado por cada disparo en cada ubicación de cada uno de los geófonos.

Los tiempos de llegada son trazados sobre cuadrículas en puntos cuyas coordenadas representan la distancia horizontal del geófono del pozo y la profundidad del disparo. Los tiempos de llegada de las ondas P trazados son de contorno para mostrar la ubicación de igual tiempo de llegada, normalmente en intervalos de 2 ms. Un programa de computadora de contorno general puede emplearse para lograr el trazado y contorneado.

La Figura 2.26 ilustra las bases para trazar los datos para este método. Si el suelo es homogéneo, o si sólo consiste de capas uniformes, horizontal o vertical, entonces el tiempo de viaje desde el punto del disparo en el pozo al geófono en la superficie es igual al que se requeriría del punto del disparo imaginario en la cima del pozo hasta el geófono imaginario en el suelo. Esto sigue la simetría de las trayectorias del rayo. Un juego de contornos de tiempos iguales sobre estos tiempos de llegada representa situaciones sucesivas de un frente de onda que se origina desde el punto de disparo imaginario en la cima del pozo.

La Figura 2.27 muestra un ejemplo trazado por computadora de un juego de datos de campo. En el diagrama de frente, las zonas de diferentes velocidades pueden ser distinguidas por la separación de los contornos, y la interface está en la línea donde los contornos rompen fuertemente. Las velocidades de ondas P también pueden obtenerse del diagrama. En cualquier zona, la media distancia entre los contornos (medidas normal es de los contornos), dividida por el intervalo del contorno, es igual a la velocidad de las ondas P en la zona.

Figura 2.26
Principio del Diagrama de Frente de Meissner (WES)



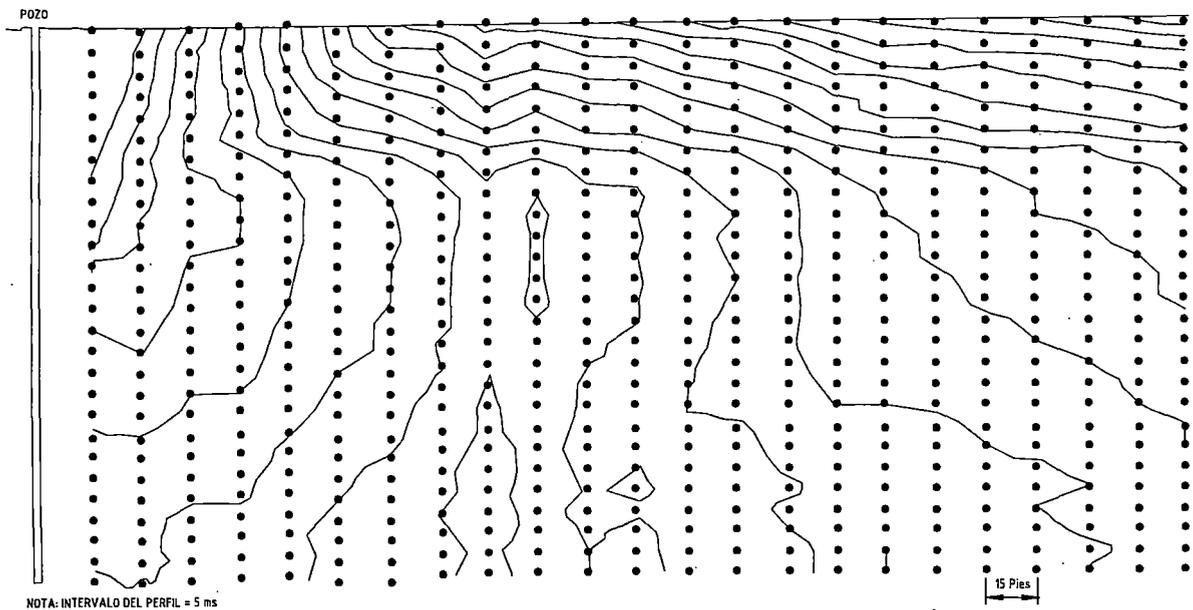
Se debe tener cuidado en la interpretación del diagrama de frente. En cualquier caso real, los contornos no corresponderán exactamente con posiciones del frente ideal. Por ejemplo en la figura 2.27, hay algunos rasgos anómalos en los contornos e incluye algunos contornos cerrados en la parte central del diagrama. Sin embargo, mayor falla de los estratos superiores e inferiores, la interface y las velocidades en los dos estratos son interpretables. Cabe recordar que la analogía de onda avanzada se aplica estrictamente sólo a estratos uniformemente horizontales o verticales; y que bajo otras condiciones, los contornos no representan frentes de ondas. Otra desventaja en la interpretación es ilustrada a través de la figura 2.26. El tiempo de viaje del punto del disparo al geófono se traza a un punto bajo el geófono y en la elevación del punto del disparo; sin embargo, esto no conlleva a información subsuperficial en el punto donde es trazado, entonces solo representa el comportamiento de la onda a lo largo de la trayectoria del rayo. En

general, el diagrama del frente de onda no contiene información sobre las condiciones del suelo en cualquier región debajo del trazo del rayo que conecta el punto del disparo más profundo y el geófono más distante.

Las distorsiones del diagrama del frente de onda también pueden resultar desde estratos inclinados o de elevaciones diferentes entre el geófonos debido al relieve topográfico. Los errores debido a las capas inclinadas pueden superarse disparando en un agujero a cada extremo de la línea de geófonos, extendiéndose la línea de geófonos a ambos lados del pozo. Los errores de elevación pueden ser superados inspeccionando las situaciones del geófono y corrigiendo el tiempo de llegada para un dato en un plano nivelado.

Figura 2.27

Diagrama del Frente de Onda (por Wes)



2.3.5 Confiabilidad de resultados

Se obtienen a menudo bastante buenos y confiables resultados de la velocidad de ondas P, de los métodos uphole, incluyendo la técnica de Meissner. Estos estudios, sin embargo, requieren de sumo cuidado en las técnicas de la prueba y la conducción de los estudios para obtener velocidades de ondas S confiables.

a) Tiempo cero. En el método uphole, una determinación exacta del tiempo de iniciación de la señal ("tiempo cero") es particularmente importante. Cuando se usa una carga explosiva ó un detonador, éste es el instante de iniciación de la explosión. Porque la mayoría de los detonadores, incluso llamado "instantáneo" o "cero-retraso", producen un poco de retraso entre la aplicación de la corriente al detonador y el principio de la detonación, el tiempo cero debe ser determinado monitoreando la ruptura del circuito eléctrico a través del detonante cuando el alambre de resistencia es roto por la detonación. De esta manera algunos equipos sísmicos comerciales pueden exigir la modificación para obtener el tiempo cero. Cuando una comba se usa como fuente de energía, el tiempo cero puede obtenerse de un interruptor de impacto atado al martillo. Alternativamente, un geófono puede ponerse cerca del punto de impacto y esta señal se usa como un tiempo de referencia.

b) Resolución. Los datos crudos (tiempo de viaje) se obtuvieron usando los sistemas magnetofónicos y pueden resolverse dentro de ± 0.5 ms para las ondas P y ± 1.0 a 2.0 ms para las ondas S. Las velocidades más altas de los oscilogramas sólo mejoran la resolución de las primeras llegadas para un grado limitado. Con velocidades mas altas registradas (para la resolución más fina de tiempo), se pone más claro que las primeras incursiones en los archivos, debido a las primeras llegadas de las ondas P y llegadas de las ondas S, son curvas lisas en lugar de los saltos abruptos y que hay apreciable incertidumbre en la identificación de la primera incursión. Los 0.5 ms de resolución de llegadas de las ondas P compuesta por los datos de las ondas S, luego que en la mayoría de los casos las indicaciones de primera llegadas de las ondas S está menos claro. También existe, alguna dificultad en la determinación exacta cuando dos trazos de ondas S desde las fuentes de polaridad reversible llegan a 180 grados fuera de fase.

c) Exactitud. Considerando los tiempos de la resolución anotados arriba, junto con los errores inherentes y los errores de redondeando en la reducción de los datos y cálculos e interpretación de resultados, la exactitud de las velocidades de las ondas P debe estar dentro de 10 por ciento de valores. Si se tiene mucho cuidado en la obtención e interpretación de los datos, los valores de la velocidad de las ondas S probablemente estén dentro de 15 a 20 por ciento de valores verdaderos excepto las ondas S, para la interpretación de las ondas S según muestra Meissner o desde pruebas usando hidrófonos (no se recomienda).

2.3.6 Limitaciones

Los siguientes son factores restrictivos en la obtención de datos válidos del estudio uphole:

(a) Profundidad de Investigación. Frecuentemente para los datos de las ondas S, las localizaciones de la prueba más profundas proporcionan registros de ondas S de calidad más pobres debido a que los registros ocultos por las llegadas entre el ataque directo de las ondas P y S. Éstos pueden ser debidos a las ondas S generadas por las ondas P en la interface, la llegada de refracción de las ondas P, u ondas que viajan en el entubado del pozo o en el material relleno. Los datos de las ondas S pueden ser también difíciles de interpretar en pruebas superficiales por que las llegadas de las ondas S puede ser ocultas por el tren de ondas P.

(b) Efectos del entubado, del fluido en el pozo, y el material de relleno. Los resultados pueden ser afectados por la propagación de ondas en el entubado del pozo, el material de relleno, y el fluido del pozo. Muchos materiales de tierra tienen velocidades similares a las velocidades de estos elementos, de modo que estos efectos puedan ser difíciles de detectar. Debe determinarse la velocidad de las ondas P en el entubado en cada lugar del trabajo.

(c) Técnicas y conducta del método de estudios. Hay numerosos factores en las técnicas de campo y la ejecución de pruebas que pueden afectar la exactitud o resolución adversamente si no se tiene suficiente cuidado. Los lapsos en práctica de campo que puede degradar la calidad de datos incluyen: (a) fuentes sísmicas o detectores colocados demasiados cercanos o demasiados lejos del pozo; (b) la fuente sísmica es demasiado pequeña, de modo que las señales son débiles, o demasiados grandes, para que las llegadas de las ondas S sean disimuladas por el tren de las ondas P; (c) los dispositivos rígidos como barras de metal que se usan para poner y orientan detectores que quedan en el pozo durante la conducción de la prueba, manteniendo una trayectoria de alta velocidad para las señales sísmicas; (d) el fracaso para obtener tiempos ceros verdaderos; y (e) condición de alteración en el área alrededor del pozo debido a las operaciones de relleno alrededor del pozo debido a la operación de la perforación.

CAPITULO III

IMPLEMENTACION DEL SISTEMA DE ADQUISICION DE DATOS

3.1. Antecedentes

Un equipo de refracción sísmica fue donado por el Gobierno del Japón al CISMID en el año 1987; dicho equipo está compuesto por 12 geófonos, un amplificador, una unidad de almacenamiento de datos, un cable conector de geófonos y un cable de disparo. Inicialmente, presenta problemas técnicos, debido a su característica de articulo ensamblado, constantemente registrando problemas en la unidad de almacenamiento, así como en el cable conector de geófonos y el amplificador, tanto en el campo como en el laboratorio.

Ante tal situación, frecuentemente se ha reparado uno y otro componente, hasta que finalmente falló por completo la unidad de almacenamiento, la misma que fue llevada al Japón en el año 1996 para darle mantenimiento y reparación, sin conseguirlo, pues técnicamente era obsoleta y era imposible conseguir partes requeridas para su reparación y funcionamiento.

En tal sentido, el equipo de almacenamiento de datos quedaba inservible, lo mismo ocurrió con el cable conectivo de geófonos donado, siendo así necesario contar con otras partes del equipo de refracción que reemplace a las anteriores. En el año 1997 se compró un cable conector de geófonos de la marca SMARTSEIS de ultima generación. Durante los años que no se contó con este equipo se presentaron muchas propuestas de trabajo de diferentes empresas para realizar ensayos de refracción sísmica y downhole, al considerarse que el CISMID es uno de los pocos centros que contaba con este equipo para poder realizar estos tipos de ensayos. Como alternativa se propuso comprar un equipo de refracción, opción que fue desestimada por su alto costo. Como alternativa viable para el CISMID, como centro de investigaciones, se dio lugar a la creatividad con el ensamblado de la unidad de almacenamiento de datos, sobre la base de la tecnología disponible en el mercado local. Esta alternativa en términos económicos ha representado un ahorro mayor al 50% en costos respecto de un nuevo equipo.

3.2. Geófonos, cables y borneras

Los geófonos constituyen la parte fundamental de la instrumentación, técnicamente se denominan como transductor, es que transforman los movimientos sísmicos del suelo en una señal eléctrica de características de frecuencia y amplitud analógicas a los de las ondas sísmicas que se detectan.

La fidelidad con la que el sismodetector reproduzca la señal sísmica, es básica, ya que el resto de los instrumentos no podrán reproducir lo que no se ha detectado, aunque en ocasiones, un instrumento mal ajustado puede generar señales que no corresponden a las ondas sísmicas.

Existen diferentes tipos de detectores, en cuanto a su diseño y características de respuesta, aunque prácticamente se construyen con normas muy estrictas en cuanto a las características de la señal de salida, para que sean compatibles con todos los sismógrafos.

Los sismodetectores se agrupan de acuerdo al sistema de generación o tipo de salida de la señal eléctrica, según se detalla en el siguiente cuadro:

SISTEMA DE GENERACION DE LA SEÑAL ELECTRICA	TIPO DE SALIDA DE LA SEÑAL ELECTRICA
<ul style="list-style-type: none"> - Electromagnético - Reluctancia variable - Piezoeléctrico - Capacitativo 	<ul style="list-style-type: none"> - Salida simple - Preamplificada - Señal regulada

Los geófonos en su mayoría tienen sistemas donde un conjunto de espiras y un imán intercalan sirviendo como amortiguadora base, un sistema mecánico de suspensión y adicionalmente para el control de la señal una resistencia que cumpla también la función de amortiguamiento.

Este sistema al producir un movimiento relativo es el que emite la señal de voltaje(pulsos eléctricos). Una especial atención debe darse, porque los sensores tienen

una frecuencia natural, que para valores menores a esa frecuencia la reproducción del movimiento en comparación con las otras frecuencias disminuye linealmente hasta cero.

Un geofono transforma la energía de la onda P y/o S en un voltaje que puede ser registrado por el sismógrafo. Para trabajos de refracción sísmica, la frecuencia de los geófonos varia de 1 a 14 Hz. Los geófonos están conectados a un cable de geófonos que a su vez está conectado al sismógrafo. El cable de geófonos tiene puntos de conexión eléctrica (salidas) para cada geófono, usualmente ubicados a intervalos uniformes a lo largo del cable, la ubicación de los geófonos tiene espaciamiento desde 1 m hasta cientos de metros, dependiendo del nivel de detalle necesario para describir la superficie y la profundidad del refractor.

Las conexiones entre los geófonos y los cables no son a prueba de agua, debe asegurarse que no se producirá un corto circuito por el césped húmedo, lluvia, etc. Para zonas o áreas cubiertas con agua superficial se requieren geófonos, cables de geófonos y conectores especiales a prueba de agua.

El laboratorio geotécnico del CISMID cuenta con un juego de doce geófonos verticales (Figura 3.1), que es una cantidad básica para poder realizar un ensayo de refracción sísmica así como el ensayo downhole en pozo abierto (no son a prueba de agua). El cable conductor de señales de 180 m de longitud tiene dos terminales que van conectados uno al amplificador y el otro libre o a otra línea de extensión, así como también doce contactos de entrada de señal proveniente de los geófonos. Para los ensayo crosshole y downhole en pozos profundos cuenta con un geofono triaxial (Figura 3.2), un cable conductor de señales de 100 m de longitud con un solo terminal que va conectado al amplificador y un cable (manguera de 100 m) para la compresora de aire que fija al sensor a las paredes del pozo mediante un dispositivo de presión.

Figura 3.1

Geofono vertical y cable conductor de señales para realizar ensayos de refracción sísmica y ensayos en pozo abierto de poca profundidad.

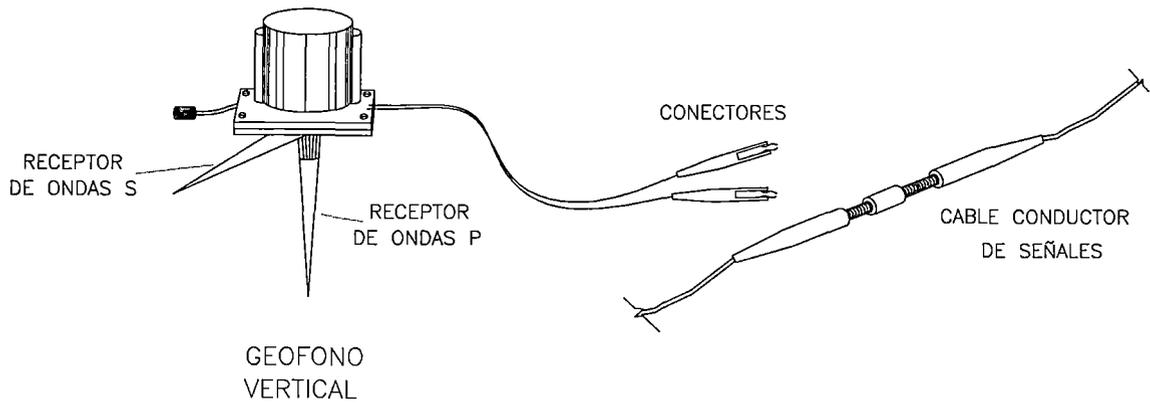
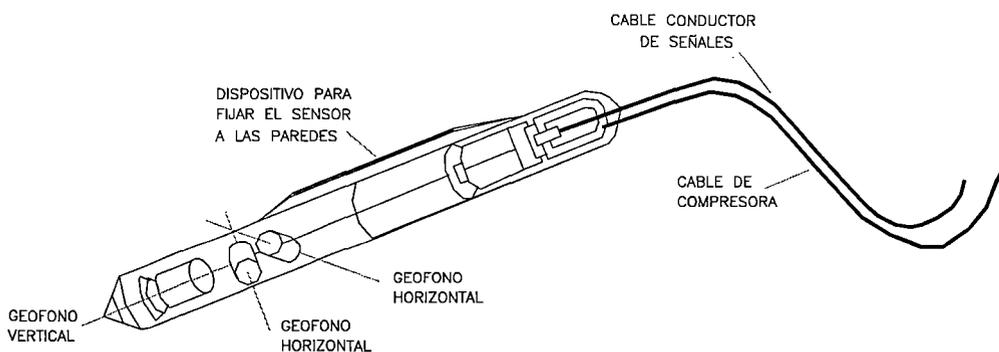


Figura 3.2

Geofono triaxial para realizar ensayos Crosshole y Downhole en pozo profundo



El circuito interno de los cables contiene un gran número de alambres muy delgados, lo cual si se manipulan independientemente uno a uno es un gran trabajo, es por ello que se utiliza las borneras que son dispositivos para adecuar las conexiones de los diferentes cables.

3.3 Amplificadores

Los amplificadores sísmicos son de diseño muy variado, pero todos ellos tienen como característica la alta fidelidad a las bajas frecuencias, ya que el rango de las señales de origen sísmico que normalmente se manejan se encuentra entre 2 y 200 ciclos por segundo. Pueden tener capacidad de amplificación desde 8 veces (18 decibeles) hasta dos millones de veces (126 decibeles).

En la mayoría de los sismógrafos pueden operarse simultáneamente varios amplificadores, utilizando algunos elementos comunes, como fuente de poder, sistema de control, filtros, etc.

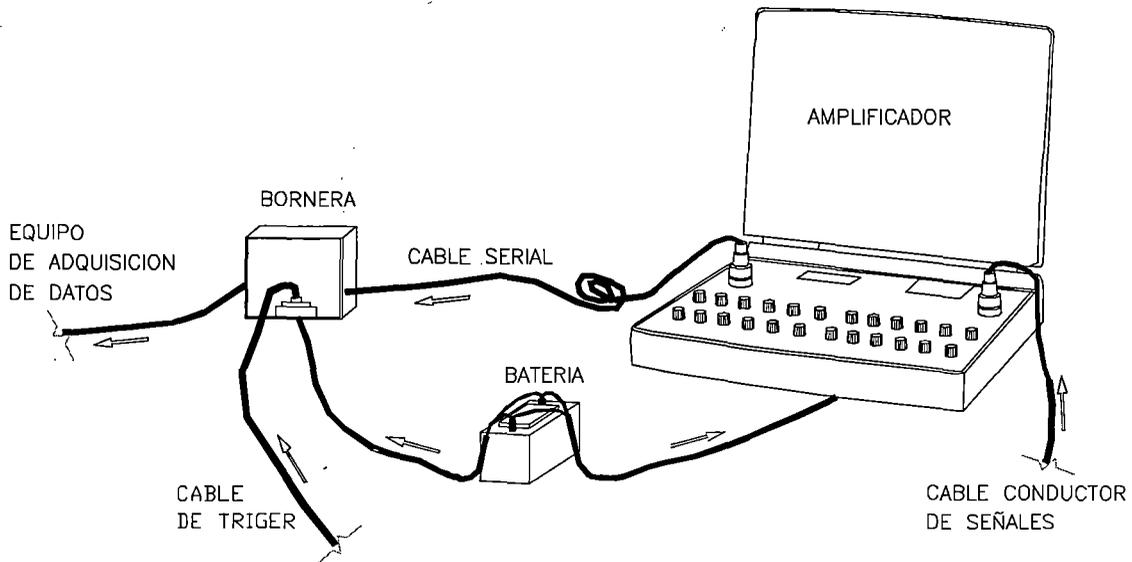
Cada amplificador recibe la señal de un sismodetector o combinación de sismodetectores conectados al mismo cable conductor, constituyendo lo que se conoce como un canal de amplificación.

Los sismógrafos más comunes pueden operar simultáneamente 1, 6, 8, 12, 24, 48, 96 y hasta más de 1000 canales. Aquellos sismógrafos que operan muchos canales, en realidad no tienen tantos amplificadores como canales, sino que se utilizan dispositivos electrónicos que conectan en secuencias varios sismodetectores a un mismo amplificador (multiplicador), en un periodo de tiempo muy corto, que para cubrir un ciclo completo de conmutación, puede ser de 2 milisegundos, 4 milisegundos, etc., que puede ajustarse según las necesidades.

Al salir la señal del amplificador para ser alimentada a los sistemas de medición o registro, debe ser multiplicada, o sea invertido el proceso de conmutación.

En el CISMID contamos con la unidad de amplificación TSR – 1200A que consta de doce canales, tiene un rango de frecuencias de 20 a 300 Hz, ganancia máxima de 116 dB, ajuste de ganancia en 20 dBx 5 pasos y 4dBx 5 pasos, filtros de 50 Hz y 60 Hz, un oscilador de ensayo de 120 Hz y ruido interno menor de 2uV (RMS). Puede operar a temperaturas de 0° a 50°, tiene un peso de 6.2 Kg y sus dimensiones son de 0.46*0.33*0.13 m.

Figura 3.3
Amplificador de doce canales, según la conexión en el campo



3.4 Sistema de Disparo

El sistema de disparo o trigger es una señal que será enviada a la unidad de adquisición de datos (mediante el cierre o apertura del circuito entre la fuente de energía y la unidad de adquisición de datos) al momento del impacto o explosión para que éste de inicio a la toma de datos (tiempo cero) o registro de las ondas sísmicas.

La tarjeta de interface funciona mediante este dispositivo de disparo, es así que la adquisición de datos se realiza gracias a este evento, que está determinado por un Trigger analógico. El trigger se configuró en el programa SAPDG, esta configuración consiste en indicar si la señal a enviar es por un aumento brusco del voltaje (golpe) o cuando haya decremento brusco del mismo (explosión). Cuando las condiciones del trigger se cumplen, se inicia la adquisición de datos simultáneamente por los 12 canales configurados, a una velocidad de hasta 250,000 muestras por segundo. Cada canal adquiere un total de mil datos en el tiempo prefijado en el programa SAPDG ya que es suficiente para nuestros ensayos geofísicos.

3.5 Fuentes de Energía

La manera más simple para generar la energía sísmica, es producir un impacto en el suelo con un martillo. Este procedimiento tiene el inconveniente de que la energía que se genera es de poca cuantía y aunque pueda utilizarse mas pesados, su manejo no siempre es fácil y la energía generada no es grande y no penetra mucho en el subsuelo.

Cuando se utilicen impactos con martillos, deberán hacerse sobre una placa o en terrenos en los cuales se pueda colocar un dispositivo que genere un impulso eléctrico en el instante preciso en que se produzca el impacto, con el objeto de tener una referencia en tiempo, de la iniciación del movimiento sísmico (tiempo cero).

Tomando en cuenta la gran variación de constantes elásticas que pueden presentar los diferentes tipos de suelos y estructuras geológicas del subsuelo, la energía sísmica necesaria para obtener información del subsuelo puede ser muy grande, cuanto más profunda sea la capa, mayor será la energía requerida, y conforme aumente el número de cambios de medios elásticos, la energía susceptible de regresar a la superficie disminuye rápidamente.

El rango tan amplio de la energía sísmica que puede utilizarse y las cantidades de energía tan pequeñas que puede regresar a la superficie, ha hecho necesario que se desarrolle una amplia variedad de dispositivos y sistemas para generar artificialmente la energía, así como diversos tipos de instrumentos para la detección y registro de los movimientos sísmicos, lo que permite diseñar una variedad de combinaciones de técnicas de campo que se ajusten a cada problema de exploración en particular.

Los sistemas con que se cuenta en la actualidad, además de los diferentes tipos, dentro de ellos se cuenta con varios tamaños y modelos, adaptados a diferentes condiciones de terreno, para operación terrestre, lacustre o marítima.

De acuerdo a sus características fundamentales, los sistemas de generación de energía pueden clasificarse dentro de algunos grupos básicos, cada uno de los cuales presenta ventajas y desventajas en su aplicación, las cuales deben tenerse presentes al seleccionar el sistema que genere el movimiento sísmico que se acople mejor a las condiciones del terreno, tanto superficiales como profundas.

Los sistemas de generación de energía pueden quedar incluidos dentro de los siguientes grupos:

EXPLOSIVOS	<ul style="list-style-type: none"> • Dinamitas • Cargas dirigidas • Cordones explosivos
SISTEMAS MECÁNICOS	<ul style="list-style-type: none"> • Caída de pesas • Explosiones de gases confinados • Cañones neumáticos • Vibradores
CHISPAS ELECTRICAS	<ul style="list-style-type: none"> • Sparker

a) Explosivos

Son sustancias químicas que al reaccionar liberan una gran cantidad de energía, mediante procesos térmicos o de presión; la cantidad de energía liberada es muy grande comparativamente con el volumen de explosivo.

El explosivo industrial que proporciona la mayor relación de liberación de energía con respecto al volumen, es nitroglicerina. En la práctica no se utiliza la nitroglicerina pura, sino mezclada con distintas sustancias que hacen menos peligroso su transporte y su manipulación,

Los explosivos se identifican por su potencia, que se entiende por la relación de energía liberada con respecto a la liberada por el mismo volumen de nitroglicerina.

Los tipos de explosivos industriales más comunes se describen a continuación:

TIPO	POTENCIA	CARACTERISTICAS
POLVORAS	5 - 20%	Mezcla refinada de salitre, azufre y carbón. Las proporciones definen la potencia. Se utiliza en polvo o granulada.
DINAMITA	30 - 60%	Mezcla de un explosivo y una sustancia neutra y pulvurulenta. El explosivo puede ser: Nitroglicerina, nitrato de amonio, potasio y sodio. La sustancia puede ser: Aserrín, celulosa, polvo de aluminio, etc. Se utiliza en forma de goma, gelatina plástica y pulvurulenta.

En la exploración geofísica se utilizan exclusivamente dinamitas de la máxima potencia, en forma de cartuchos, las dinamitas de uso geofísico, requieren de un iniciador para hacerla detonar, siendo los estoques o cápsulas eléctricas (fulminante) los más comunes, que consisten de un pequeño tubo metálico relleno de pólvora, que se hace detonar por medio de una chispa eléctrica que brinca entre los extremos desnudos de dos cables.

La dinamita y los estoques no deben almacenarse ni transportarse juntos ya que los estoques pueden explotar si se comprimen o aumenta su temperatura, tanto el transporte como el almacenaje deben cumplir ciertos requisitos especiales de seguridad, así como permisos, control y vigilancia de las autoridades militares y policiales.

Los explosivos que se utilizan en la prospección geofísica no se detonan al aire libre, porque generan una onda de aire superficial que produce una onda que interfiere a los movimientos sísmicos que viajan en el subsuelo.

Se acostumbra poner la carga de explosivo dentro del subsuelo, a través de una perforación que se realiza ex profeso.

La profundidad de la carga se determina mediante pruebas, que indiquen la posición que transmita energía con la máxima eficiencia.

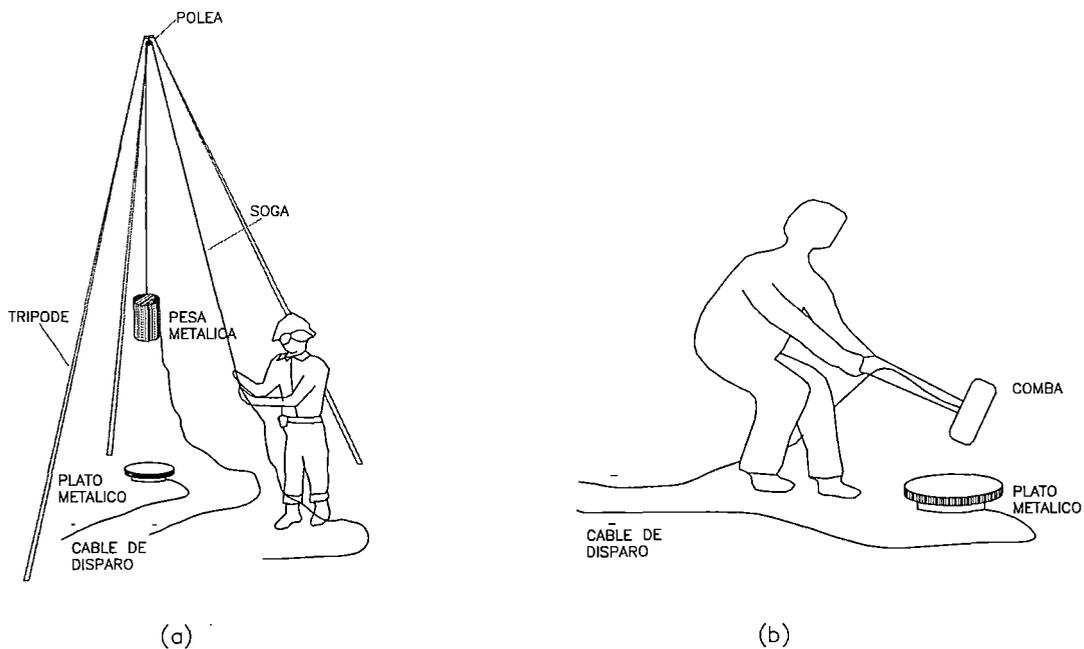
b) Caída de Pesas

Consiste en producir un impacto en el suelo con una masa de gran tamaño. La forma más simple equivalente sería el de golpear con una comba. En este sistema se utiliza una masa de 50, 60 Kgr o más (de acuerdo al tipo de señales que se quiera registrar), se deja caer libremente desde una altura de 3.0m.

Si la masa es relativamente pequeña se le puede elevar mediante un trípode y polea (figura 3.4.(a)), pero si la masa es muy grande (tres toneladas) se requiere de un vehículo adaptado para elevar la masa a la altura indicada y que suelte la carga con un dispositivo controlado por radio.

Figura 3.4

Los impactos en el terreno: de gran masa o relativamente liviana.



Para producir un nuevo impacto, se eleva la masa y se deja dispuesta para que vuelva a caer en el momento que se requiera.

El instante preciso en que se produce el impacto se conoce por medio de un dispositivo (trigger) que produce una señal en el momento que la masa hace contacto con el suelo.

El equipo de registro de las señales sísmicas corrige las variaciones de tiempo entre impactos, y suma los registros obtenidos en varios impactos sucesivos en el mismo punto.

Cuando se produce impactos en el suelo con una comba la energía generada es relativamente pequeña (figura 3.4 (b)), pero se pueden producir muchos impactos e ir acumulando para promediar y así mejorar los registros (stacks). Es útil en áreas con buena respuesta del terreno.

Una limitación importante es la accesibilidad del terreno, y su aplicación es exclusiva a exploración terrestre.

3.6 Sistema Convertidor Analógico - Digital

Para el proceso de adquisición de datos se utilizó la tarjeta insertable, DAQCar-AI-16E-4, 250 K S/s, 12 Bit, E Series Multicanales, y su asociación con el software LabVIEW. Esta tarjeta puede realizar una variedad de funciones - conversiones analógicas - digital (A/D) digital análogo / salida digital y operaciones del contador / temporizador. Cada tarjeta contiene diferentes velocidades de adquisición de datos y generación de velocidades, diseñada para trabajar en una plataforma de hardware y un sistema operativo específico.

La tarea fundamental del sistema DAQ es la medición y generación de señales físicas del mundo real. Antes de que un sistema basado en computadoras (programa) pueda medir una señal física, un sensor o transductor deberá convertir las señales físicas en una señal eléctrica, como voltaje o corriente. Normalmente, las tarjetas insertables DAQ se consideraban como sistema DAQ completo; sin embargo, las tarjetas es sólo uno de los componentes del sistema. A diferencia de la mayoría de los instrumentos independientes, no se pueden conectar señales directamente a una tarjeta DAQ. Algún

accesorio para acondicionamiento de señales debe acondicionar la señal antes que la tarjeta la convierta en información digital (amplificador bornera). Finalmente, el software controla el sistema adquiriendo los datos, analizándolos y presentando los resultados.

3.6.1 Entrada analógica

Cuando se miden señales analógicas con una tarjeta DAQ, se deben considerar los siguientes factores que afectan la calidad de la señal digitalizada: modo (terminal común y diferencial), resolución, rango frecuencia de muestreo y ruido.

Las entradas al terminal común están referenciadas a un punto de tierra común. Puede utilizar estas entradas cuando las señales son altas (más de 1 V), los cables que corren desde la fuente de la señal hacia el hardware de entrada analógica sean cortos (menos de 4.5 m) y todas las entradas compartan una referencia de tierra común. Si las señales no cumplen con estas condiciones, utilice las entradas diferenciales. Con entradas diferenciales, cada entrada tiene diferentes potenciales con respecto a tierra. Las entradas diferenciales también reducen o eliminan los errores causados por ruido, ya que el ruido adquirido en modo común por las señales se cancela.

La Resolución es el número de bits que el convertidor analógico a digital (ADC) utiliza para representar la señal analógica. Mientras mayor sea la resolución, mayor es el número de divisiones entre las cuales se divide el rango y por lo tanto, menor es el cambio detectable en el voltaje. Un convertidor de 3 bits (rara vez utilizado, pero útil para este ejemplo), divide el rango en 2^3 u 8 divisiones. Un código binario entre 000 y 111 representa cada división. Claramente, la señal digital no es una buena representación de la señal original porque se ha perdido mucha información durante la conversión. Al incrementar la resolución a 16 bits, el número de códigos del ADC se incrementa de 8 a 65, 63 (2^{16}) y, por lo tanto se puede obtener una representación extremadamente cercana a la señal analógica original

El rango se refiere a los niveles de voltaje máximo y mínimo que el ADC puede adquirir. Las tarjetas DAQ ofrecen rangos seleccionables (por lo general de 0 a 10 V o

de -10 a 10 V), por lo que puede ajustar el rango de la señal de ese ADC para aprovechar al máximo la resolución disponible para medir la señal con mayor precisión.

La ganancia se refiere a cualquier ampliación o atenuación de la señal que pueda ocurrir antes que la señal sea digitalizada. Al aplicar ganancia a la señal se decrementa afectivamente el rango de entrada del ADC y, por lo tanto, se permite que el ADC utilice tantas divisiones digitales como le sea posible para representar a la señal. Por ejemplo la figura a continuación muestra el efecto de aplicar ganancia a una señal que fluctúe entre 0 y 5 voltios utilizando un ADC de 3 bits y un rango de 0 a 10 V. Si no se aplica ganancia, o con ganancia = 1 , el ADC utiliza sólo cuatro de las ocho divisiones en la conversión. Al amplificar la señal con una ganancia de dos antes de digitalizar, el ADC utiliza ahora las ocho divisiones y, por lo tanto, la representación digital es más exacta. Efectivamente, la tarjeta cuenta ahora con un rango de entrada de 0 a 5 voltios, porque cualquier señal arriba de 5 será amplificada por un factor de dos, haciéndola mayor de 10 V.

El rango, la resolución y la ganancia disponible en una tarjeta DAQ determinan el menor cambio detectable en la entrada de voltaje. Este cambio en voltaje representa un bit menos significativo (LSB) de valor digital y es usualmente llamado ancho de código. El cambio detectable más pequeño se calcula como $\text{rango} / (\text{ganancia} * 2^{\text{resolución en bits}})$.

Por ejemplo, una tarjeta DAQ de 12 bits con un rango de entrada de 0 a 10 V y una ganancia de 1 detecta cambios de 2.4 mV, mientras que la misma tarjeta con un rango de entrada de -10 a 10 voltios detecta sólo un cambio de 4.8 mV.

$$\frac{\text{rango}}{\text{ganancia} * 2^{\text{resolución}}} = \frac{10}{1 * 2^{12}} = 2.4 \text{ mV} \quad \frac{20}{1 * 2^{12}} = 4.8 \text{ mV}$$

Frecuencia de muestreo determina qué tan seguido van a ocurrir las conversiones analógico-digitales. Una frecuencia de muestreo rápida adquiere más puntos en un momento determinado y por lo tanto puede ofrecer una mejor representación de la señal original que una frecuencia de muestreo lenta. Todas las señales de entrada deben ser muestreadas a una frecuencia de muestreo lo suficientemente rápida para reproducir fielmente la señal analógica. El muestreo lento puede resultar en una representación pobre de la señal analógica. La siguiente figura muestra una señal muestreada

adecuadamente, así como los efectos de una frecuencia de muestreo muy lento. Esta mala representación de la señal, llamada alias, hace que aparezca como si la señal tuviera una frecuencia distinta a la verdadera.

De acuerdo al teorema de Nyquist, la frecuencia de muestreo debe ser por lo menos el doble del componente de frecuencia máximo contenido en la señal que se desea digitalizar. Por ejemplo, señales de audio convertidas a señales eléctricas generalmente tienen componentes de hasta 20 kHz; por lo tanto, necesita una tarjeta con una tasa de muestreo mayor de 40k para adquirir la señal adecuada. Por otro lado, los transductores de temperatura por lo general no requieren de una tasa de muestreo alto, porque en la mayoría de las aplicaciones la temperatura no cambia rápidamente. Por lo tanto, una tarjeta con una frecuencia de muestreo menor puede adquirir señales de temperatura adecuada.

Promedio. El ruido indeseado distorsiona la señal analógica antes de que ésta sea convertida en una señal digital. La fuente de este ruido puede ser interno o externo a la computadora. El ruido externo se puede limitar utilizando un acondicionamiento de señal adecuado. También se puede minimizar el efecto de este ruido sobremuestreando la señal y tomando el promedio de los puntos sobremuestreados.

El nivel de ruido se reduce por un factor de:

$$1/\sqrt{\text{promedio del numero de puntos}}$$

Por ejemplo, si se promedian 100 puntos, el efecto del ruido en la señal se reduce en un factor de 1/10.

3.6.2 Entradas y salidas digitales

Las interfaces de entrada y salida digital (ESD o DI/O) se utilizan frecuentemente en los sistemas de adquisición de datos de las PC y en los PLC para controlar procesos, producir patrones de prueba y comunicarse con el equipo periférico. En cada caso, los parámetros importantes incluyen el número de líneas digitales disponibles, la velocidad a la que se debe ingresar y extraer los datos digitales en estas líneas, y la capacidad de

manejo de éstas. Si se utiliza las líneas digitales para controlar eventos como encender y apagar calefactores, motores, luces, generalmente no se necesita una razón de datos alta ya que el equipo no puede responder muy rápido. Por supuesto que el número de líneas digitales necesita igualar el número de procesos que se están controlando. En cada uno de estos ejemplos, la cantidad de corriente que se necesita para encender y apagar los artefactos debe ser menor que la corriente de manejo disponible en la tarjeta. Como ya se mencionara, los módulos de acondicionamiento de señal tales como los de la Serie SSR pueden corregir este problema.

La librería de adquisición de datos digitales I/O contiene instrumentos virtuales (Vis) para leer desde o escribir hacia un puerto digital o una línea específica de ese puerto.

3.7 Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos

Los sistemas de registro y medida generalmente se encuentran conectados en serie, y dependiendo de lo complejo del sistema, pueden operar simultáneamente varios sistemas de medida y registro.

Los sistemas más simples solo cuentan con un sistema de medida y su respectivo sistema de registro, tal como se muestra en el cuadro siguiente:

SISTEMA DE MEDIDA	4. SISTEMA DE REGISTRO
Osciloscopio	Cámara Polaroid Oscilógrafo
Contador analógico	Grabación magnética analógica
Contador digital	Grabación magnética digital
Contador mecánico	

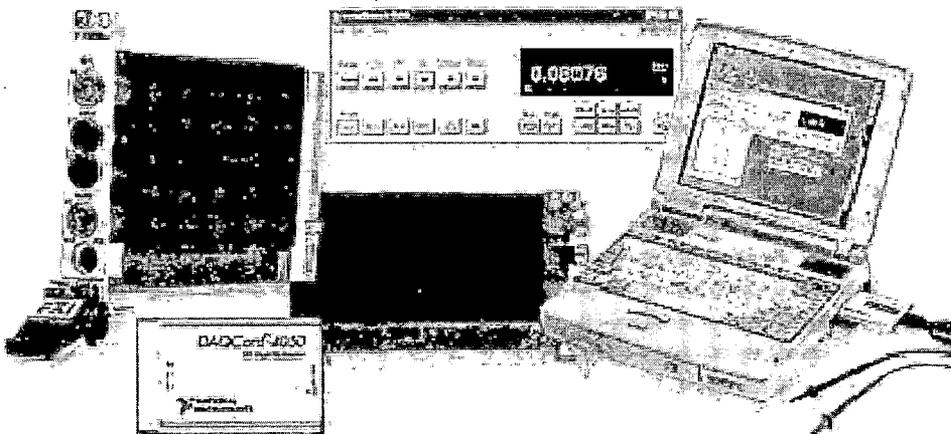
Los sistemas de medida y registro son muy variados y aunque desde un punto de vista genérico puede identificarse fácilmente, en la práctica resulta muy complicado, ya que en muchos de los casos su diseño es específico y compatible exclusivamente con un tipo de sismógrafo.

El laboratorio geotecnico del CISMID contaba con una unidad de almacenamiento de datos donado al CISMID por el gobierno del Japón en el año 1987; modelo TSR-1200 DSF para registrar doce canales y acumular la señal hasta cuatro veces (stacks), con una salida para imprimir los registros asi como para gravar los datos en un diskette de 3 ½", funcionaba con una bateria de 12 vol y contaba con un ingreso de doce señales analógicas previamente amplificadas.

A fines del año 1998 se adquirió a través de la Universidad Nacional de Ingeniería para el CISMID una computadora Laptop Toshiba Modelo Satélite 4000 CD y un Programa de automatización Empresarial LabView profesional versión 4.1 así como una tarjeta de interface DAQ Card AI-16-4, cables necesarios para el ensamblaje y una bornera para adecuar las conexiones de los diferentes cables que se utilizaron para el fin requerido.

Figura 3.5

Tarjeta de interface, cuya forma de inserción, en la computadora de adquisición de datos, se muestra en el lado derecho. En el centro superior se muestra la expresión del instrumento tal cual se ve en la pantalla del computador

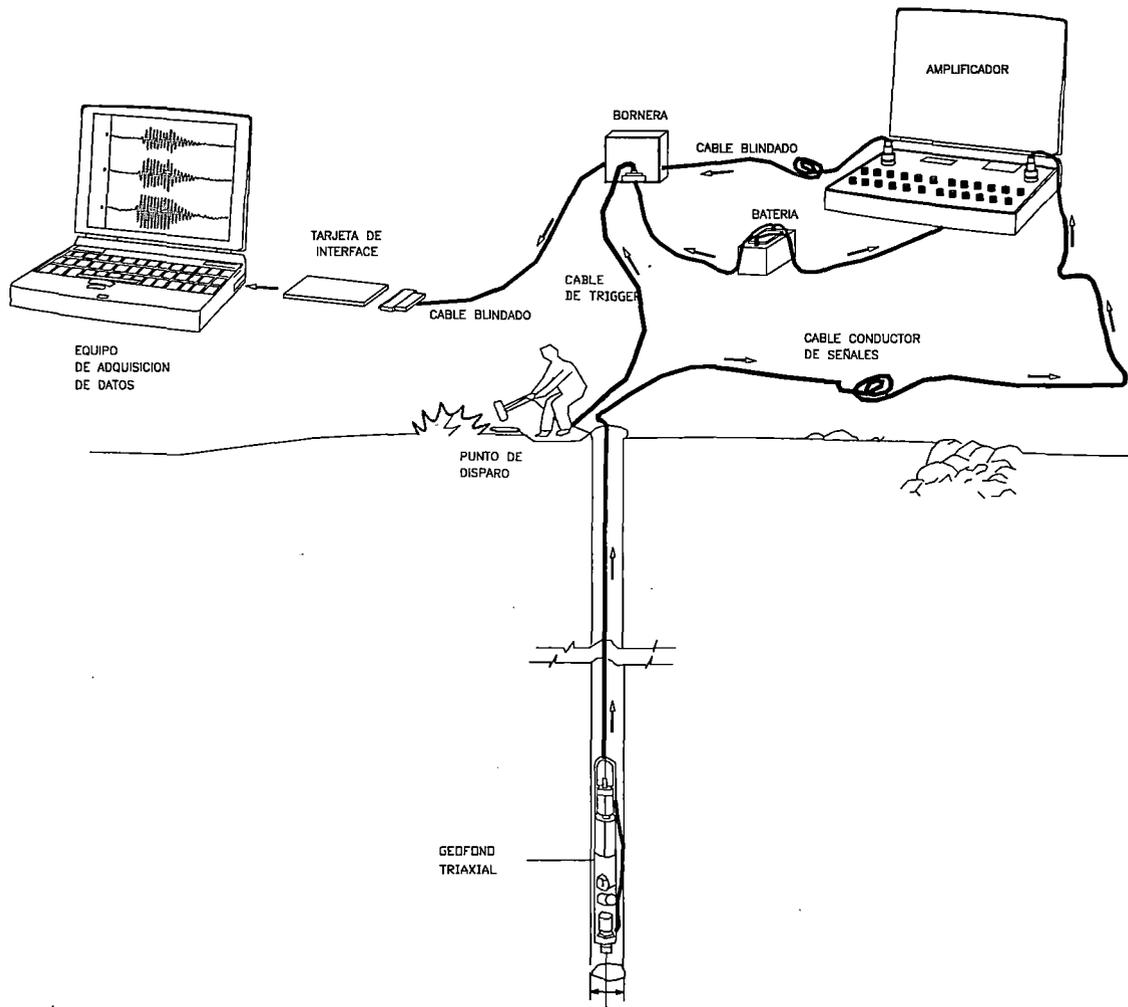


La computadora por ser maniobrable y de dimensiones adecuadas para ser manipulada en el campo, fue acondicionada para ser transportada y manipulada en el campo en el maletín que anteriormente se utilizaba para transportar la computadora de adquisición de datos donada, igualmente la bornera y cables serial que se requirió para recibir y transmitir las señales. Finalmente quedo ensamblada la computadora, bornera, tarjeta de interface y cables serial en el maletín con dimensiones de 0.46*0.33*0.13 m. con la opción de que cuando se requiera utilizar o retirar la computadora para otros usos sea desconectado sin ningún problema. Así esta computadora puede ser utilizada tanto

para ensayos geofísicos como para ensayos de microtremor o para cualquier otro ensayo o procesamiento de datos o presentaciones. No es exclusivamente para un solo ensayo.

Figura 3.6

Ensayo Down Hole, disposición detallada de la conexión de cables al geofono triaxial, trigger, equipo de adquisición y amplificador



Con el Software LabView se diseñó un programa según los requerimientos para poder primeramente adquirir los datos crudos en sistema ASCII de cualquier ensayo geofísico o similares y segundo para el procesamiento del ensayo de refracción sísmica. Si más adelante falla la computadora no habría ningún problema en reemplazarla por otra, grabar el programa de adquisición y procesamiento y seguir con los ensayos por que no es un equipo exclusivamente para un solo fin.

Figura 3.7

Ensayo de refracción sísmica, disposición detallada de la conexión de cables a los geófonos, trigger, equipo de adquisición y amplificador

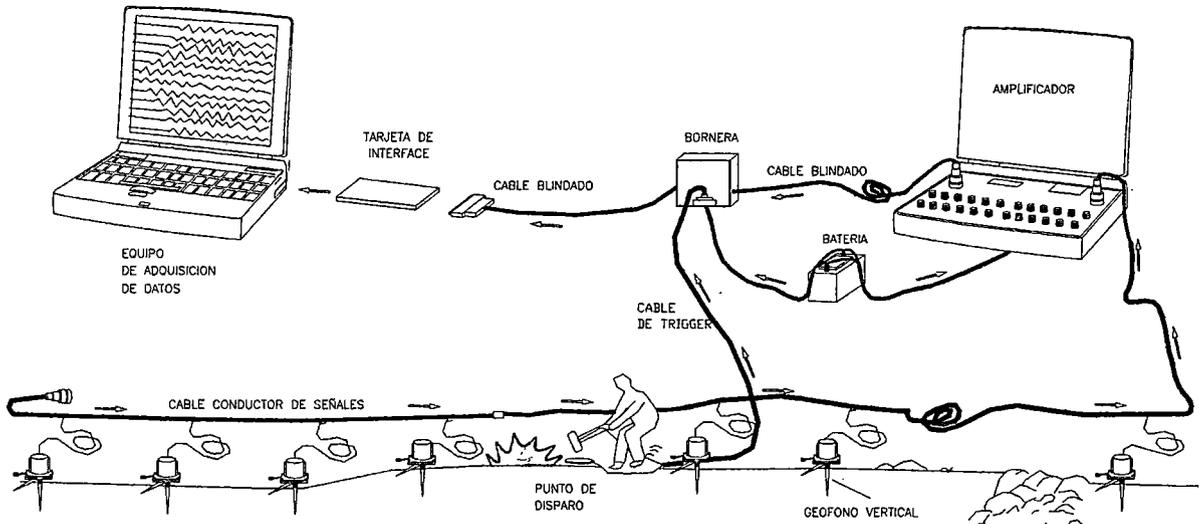


Figura 3.8

Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos, se observa instantes del ensamblado inicial.

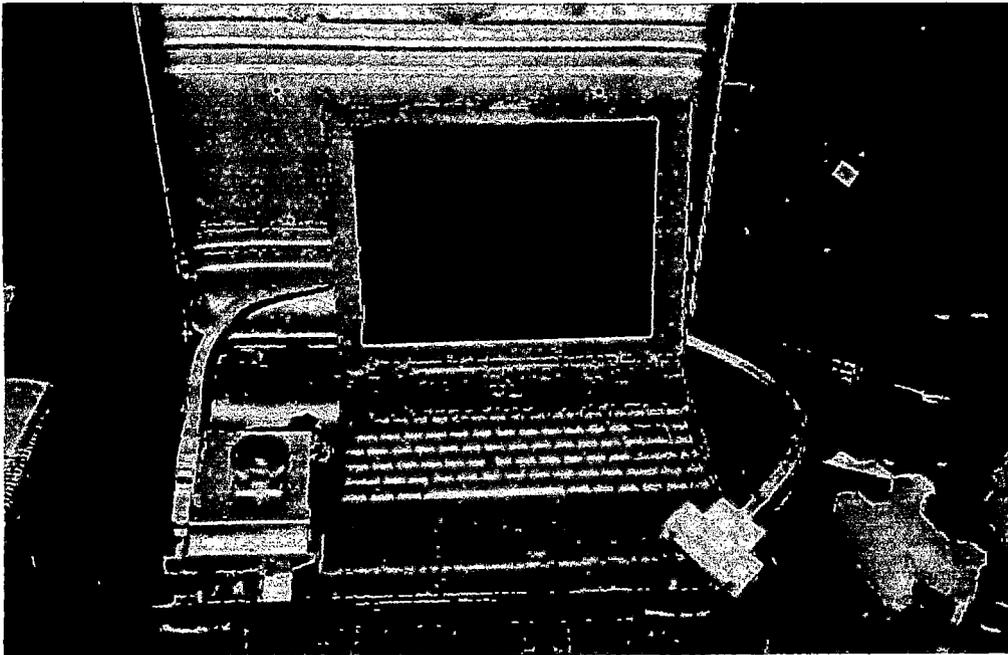


Figura 3.9
Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos y el amplificador de señales
(inicio del ensamblaje).



Figura 3.10
Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos (Ensamblado final).

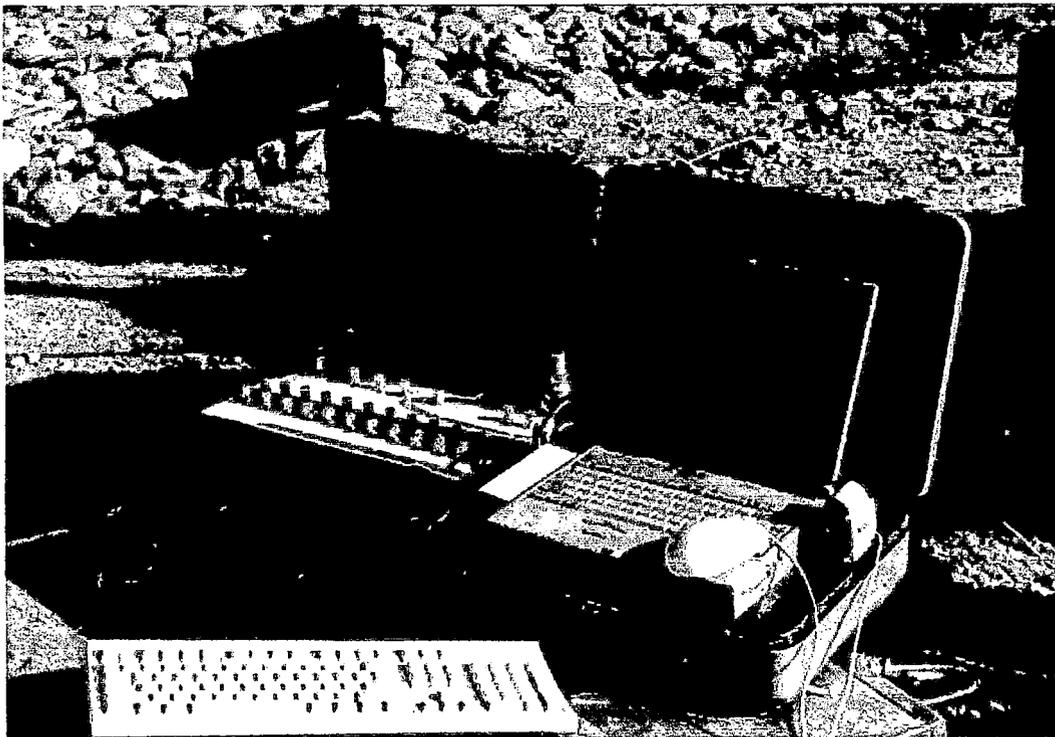


Figura 3.11
Unidad de Adquisición y Procesamiento de Datos en funcionamiento, Presa
Tinajones.



CAPITULO IV

INTERPRETACION Y PROCESAMIENTO DE DATOS EN EL GABINETE

4.1. Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Geofísicos

El "Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Geofísicos" (**SAPDG**) fue diseñado sobre la base del software LabView, según los requerimientos de los ensayos geofísicos.

Los sensores o geófonos son perturbados por las ondas sísmicas generadas por impactos o explosión, esta perturbación es convertida por los sensores, en pulsos eléctricos que son transmitidos al amplificador a través del cable conductor de señales (en todo ensayo geofísico o similares). Estas señales analógicas son amplificadas según el requerimiento del operador y transmitidas a la tarjeta de interfase (analógico-digital) lo cual transforma las señales analógicas amplificadas a señales digitales.

Las señales digitales (datos digitales) son controladas mediante el programa diseñado para este fin, que es adquirir los datos para ser posteriormente procesados.

El programa fue diseñado para controlar los datos desde un formato ASCII en filas y columnas en un tiempo de registro elegido por el operador (preestablecido) el cual ingresa externamente con el teclado es así que en tiempos de adquisición preestablecido son de 50, 100, 200 ms o 1 s y 2 s, capturando o registrando una cantidad de 1000 datos en el tiempo establecidos en cada sensor.

Los datos digitales son almacenados en la memoria temporal lo cual es dirigido a un graficador bidimensional que en tiempo real mostrará en pantalla gráficamente (tiempo – amplitud) la perturbación de las ondas en cada sensor. De acuerdo al tipo de ensayo que se esté realizando, se podrá saber si se trata del primer arribo de las ondas P u ondas S.

Con los registros mostrados en pantalla podemos darnos cuenta si las señales están llegando con claridad o no a los sensores que estamos utilizando, si en uno o varios de ellos no es correcta la amplificación establecida para poder modificarlo a tiempo.

Para mejorar las señales contamos con la opción de promediar varios registros trabajando con la memoria temporal, suponiendo que el primer registro de señales esté bien en cuanto a la amplificación y esta le mantenemos en la memoria temporal ahora si el segundo registro recibido es también bueno para el operador se promedian y este promedio es mostrado en pantalla gráficamente y borra los dos anteriores.

Este procedimiento mejora los registros y es de gran ayuda, las ondas generadas por el ruido externo e interno son aleatorias pero las ondas generadas por el impacto no lo son, entonces al sumar los dos registros las señales aleatorias se restan pero las que no son se refuerzan en amplitud pero promediándolas casi mantienen sus mismas amplitudes si el golpe o explosión se realiza con la misma intensidad.

Este procedimiento de promediar es realizado tantas veces como sea necesario o a elección del operador. El promedio se hará siempre con el último registro y el último promedio.

Con el programa SAPDG se pueden adquirir datos de campo de los ensayos de refracción sísmica, reflexión sísmica, downhole, crosshole y uphole. También se podrán adquirir datos de otros ensayos similares a los mencionados.

Con el propósito de que otras personas puedan hacer uso, cuando lo requieran, del equipo tanto como del programa SAPDG se detalla una guía práctica del uso y manejo del programa.

4.2. Guía de Uso del Programa SAPDG

El Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Geofísicos (SAPDG) es una herramienta que nos brinda una forma rápida y fácil de adquirir y procesar los datos adquiridos en campo, mediante ventanas desplegables iterativas, esta guía ha sido elaborada completamente con el SAPDG, incluyendo los gráficos

4.2.1. Panel principal

En la ventana, que se muestra en la Figura 4.2.1 se cuenta con las siguientes opciones:

◆ Archivo (procesar))

Esta opción despliega dos opciones de procesamiento con los datos registrados en campo los cuales se puede encontrar en el disco duro o en diskettes.

- Procesar Datos de Campo (crear archivos *.PIK)
- Procesar Archivos *. PIK

◆ Archivo (nuevo archivo)

Esta ventana nos da la opción de dar un nombre al nuevo registro en campo. No es necesario poner extensión al nombre del archivo.

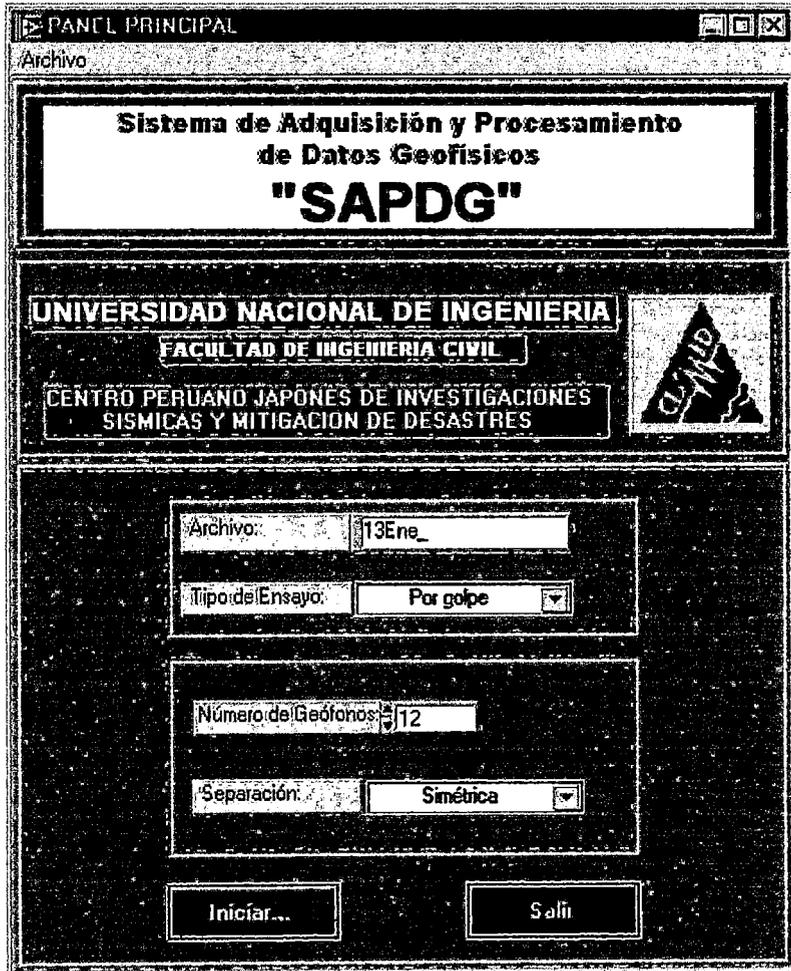
◆ Tipo de ensayo

Esta opción despliega una ventana con dos opciones con las cuales se generan las ondas sísmicas; puede ser de dos maneras:

- **Por Golpe.-** Si se va a producir las ondas sísmicas por medio de golpe ya sea con martillo o con la caída de una pesa desde un trípode en el punto de impacto. Se da inicio el registro del ensayo cuando el trigger detecta el cierre del circuito al hacer contacto la pesa o martillo con el plato metálico.
- **Por Explosión.-** Si se generan ondas sísmicas por medio de explosivos o detonaciones, como dinamita, en el punto de disparo. Se da

inicio al registro del ensayo cuando el trigger detecta que el circuito está abierto debido a la explosión.

Figura 4.1
Ventana "Panel Principal".



◆ **Número de geófonos**

Cada geófono representa un canal de ingreso de señales al programa, entonces se coloca el número de geófonos a utilizar en el ensayo, así para refracción sísmica máximo 24 canales o geófonos verticales, para el ensayo de crosshole y downhole, si se utiliza un solo sensor triaxial se utilizarán tres canales, ya que cada dispositivo contiene en su interior 3 geófonos, dos horizontales (x-y) y uno vertical (z), si se utiliza más de un sensor triaxial, el número de canales será tres veces el número de sensores.

Esta opción también se utiliza para registrar ondas de corte en pozos con los geófonos verticales, colocados horizontalmente a las paredes del pozo, donde el número de geófonos a utilizar depende de la profundidad del pozo.

◆ Separación entre geófonos

Los geófonos pueden tener una separación simétrica o no simétrica.

- **Simétrica.-** Cuando los geófonos tienen la misma distancia de separación entre c/u de ellos en los ensayos. Por ejemplo, todos los geófonos están separados 4.0 m uno de otro (refracción) en los ensayos en pozo los geófonos a utilizar todos estarán separados una misma distancia que será cero, por estar en una misma línea vertical, lo mismo que para los ensayo de crosshole y downhole.
- **No simétrica:** Cuando c/u de los geófonos no mantienen distancias iguales entre sí, esto ocurre cuando dentro del alineamiento (refracción) no se puede colocar en el punto marcado, donde para colocar un geófono habrá que desplazarlo (dentro del alineamiento) cierta distancia. Esto también ocurre en ensayo en pozo no excavado verticalmente el lugar donde se pondrá la línea.

◆ Iniciar

Para pasar a la siguiente ventana del software una vez colocada todos los datos correctamente.

◆ Salir

Para salir o desconectarse completamente o dar por concluido el trabajo.

4.2.2. Distancias

En esta ventana, cuya descripción se muestra en la Figura 4.2 tenemos las siguientes opciones:

Figura 4.2
Ventana "Distancias".

The screenshot shows a window titled "DISTANCIAS" with the following elements:

- Input fields for "Separación entre Geófonos (m):" (4.0), "Distancia al sensor con menor índice (m):" (5.0), "Línea:" (Linea 01), and "Shot:" (0202).
- A section titled "UBICACION DEL SHOT" featuring a horizontal scale from 1 to 12 with a pointer indicating a position between 6 and 7.
- A section titled "Geófonos operativos" with a grid of 12 numbered boxes (1-12) and 12 empty boxes below them.
- Buttons for "Continuar" and "Cancelar" at the bottom.

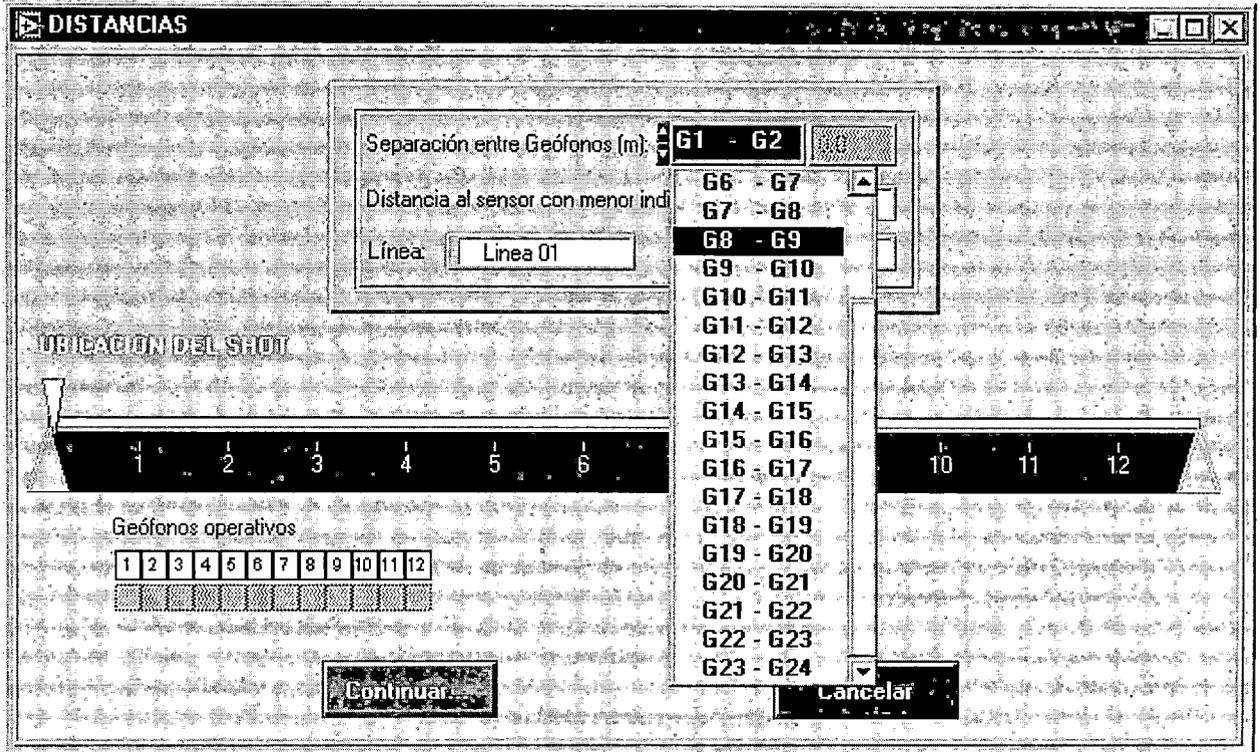
◆ Separación entre geófonos

Una vez elegida, en la ventana anterior, la separación simétrica o no simétrica, en esta opción podemos colocar cual es esa separación simétrica entre cada uno de los geófonos así mismo cual es la distancia de separación cuando se elige no simétrico

- **Simétrica.-** Cuando los geófonos tienen espaciamientos iguales.
- **No Simétrica.-** Cuando los geófonos no mantienen espaciamientos iguales entre si, esto ocurre cuando dentro del alineamiento (ensayo de refracción) no se puede colocar el geófono, entonces habrá que desplazarlo (en el alineamiento) cierta distancia.

Figura 4.3

Separación No Simétrica, despliegue de la tabla donde se eligen dos geófonos y se coloca su separación entre ellos.



◆ **Distancia al sensor con menor índice**

Esta opción se refiere a la ubicación del shot. Si el shot se encuentra en el geófono 6 y 7 la distancia al sensor con menor índice será con respecto al geófono 6, si el shot se encuentra en uno de los extremos de la línea se colocará la distancia con respecto al geófono más cercano.

En los ensayos en pozo la distancia será al geófono más cercano, al igual que para ensayos crosshole y downhole.

◆ **Línea**

En esta opción se coloca el número de línea en la cual se está trabajando, por ejemplo línea 01 o línea 02.

◆ **Shot**

El número de shot que se está realizando, por ejemplo en la línea 01 el primer shot 0101 o en la misma línea el shot 0105, quiere decir que en la línea 01 es el shot 05 que se va a realizar en esta línea.

◆ **Ubicación del Shot**

Se barre con el Mouse la flecha color amarillo hasta colocarlo en la posición donde se encuentra el shot, en la línea de 12 o 24 geófonos y el programa automáticamente ubica su posición dentro de la línea, con el dato anterior colocado en distancia al sensor con menor índice.

◆ **Geófonos operativos**

Cuando elegimos el número de geófonos en el panel principal se asume que todos los geófonos están funcionando normalmente, si elegimos 3, quiere decir que los tres funcionan correctamente. Se puede observar en la ventana que debajo de la numeración de cada geófono hay un recuadro, cuando está de color azul indica que el geófono está siendo registrado para darle uso, si con el mouse cambiamos picando sobre el recuadro a color blanco, esto indica que el geófono fue desactivado y no registrará señales de llegada de las ondas sísmicas.

Esta opción es importante cuando en el campo se presenta cierta dificultad para hacer uso de todos los geófonos determinados en la línea, por ejemplo: Si en la alineación existiera un riachuelo o un río donde las perturbaciones de sonido afectarían o sería captado constantemente por los sensores o por que no hay forma de colocar el geófono.

◆ **Cancelar**

Se pulsa esta opción con el mouse cuando queremos regresar a la ventana principal o anterior para modificar algunos datos.

- ◆ **Continuar**

Se pulsa esta opción con el Mouse cuando todos los datos están bien colocados y para pasar a la siguiente ventana "**Tiempo**" del programa.

4.2.3 Tiempo

En la ventana denominada con el nombre de tiempo se observa las siguientes opciones (Figura 4.2.4):

- ◆ **Número de geófonos**

Es solamente para visualizar la opción que se ha elegido para confirmar si está o no de acuerdo.

- ◆ **Tipo de ensayo**

Para ver la opción elegida anteriormente y así confirmarla o descartarla.

- ◆ **Tiempo de adquisición**

Es el tiempo máximo de adquisición de datos con el programa SAPDG. La ventana despliega una lista de: 50 ms, 100 ms, 200 ms, 500 ms, 1 s y 2 s de tiempo máximo de adquisición.

Se elegirá el tiempo correcto de adquisición haciendo una prueba en el campo al iniciar cada línea, puede ocurrir que se esté dando mucho tiempo o tal vez poco tiempo para adquirir los datos, no siempre será el mismo tiempo de adquisición para todos los registros, esto dependerá del material existente, la longitud de la línea, y del tipo de ensayo que se esté realizando.

Figura 4.4
Ventana "Tiempo".

TIEMPO

Número de Geófonos: 12

Tipo de Ensayo: Por golpe

Tiempo total de Adquisición: 200 ms

Filtro 1: LO CUT 35 HZ

Filtro 2: HI CUT 250 HZ

Iniciar Ensayo => Cancelar

◆ **Filtro 1 (pasa altos)**

Es muy útil para adquirir las ondas sísmicas sin perturbación directa del medio ambiente.

Estas perturbaciones pueden ser generadas por medios naturales o artificiales como por ejemplo: El río, la lluvia, rocas magnéticas, torres de alta tensión, motores o máquinas trabajando o personas caminando.

En esta se puede elegir (Figura 4.2.5):

Ninguno		Lo cut	140 Hz
Lo cut	10 Hz	Lo cut	200 Hz
Lo cut	15 Hz	Lo cut	280 Hz
Lo cut	25 Hz	Lo cut	400 Hz
Lo cut	35 Hz	Notch	180 Hz
Lo cut	50 Hz	Notch	250 Hz

Lo cut	70 Hz	Notch	500 Hz
Lo cut	100 Hz	Notch	1000 Hz

Figura 4.5

Filtro 1, pasa altos, despliegue de tabla con valores preestablecidos.



◆ **Filtro 2. (pasa bajos)**

Las perturbaciones en la adquisición no solamente pueden ser generadas en la superficie por medios naturales o artificiales sino también bajo la superficie como por ejemplo: ríos subterráneos, magnetismo (torres de alta tensión, magnética), motores y cables de alta tensión enterrados.

Al igual que el anterior se puede elegir:

Ninguno

Lo cut	10 Hz	Lo cut	280 Hz
Lo cut	15 Hz	Lo cut	400 Hz
Lo cut	25 Hz	Notch	50 Hz
Lo cut	35 Hz	Notch	60 Hz
Lo cut	50 Hz	Notch	150 Hz

Lo cut	70 Hz	Notch	180 Hz
Lo cut	100 Hz	Notch	250 Hz
Lo cut	140 Hz	Notch	500 Hz
Lo cut	200 Hz	Notch	1000 Hz

◆ **Iniciar ensayos**

Si todos los datos están correctos.

◆ **Cancelar**

Si se quiere modificar algún dato de la ventana anterior.

4.2.4 Adquisición de datos

Esta ventana del programa muestra las siguientes opciones (Figura 4.2.6):

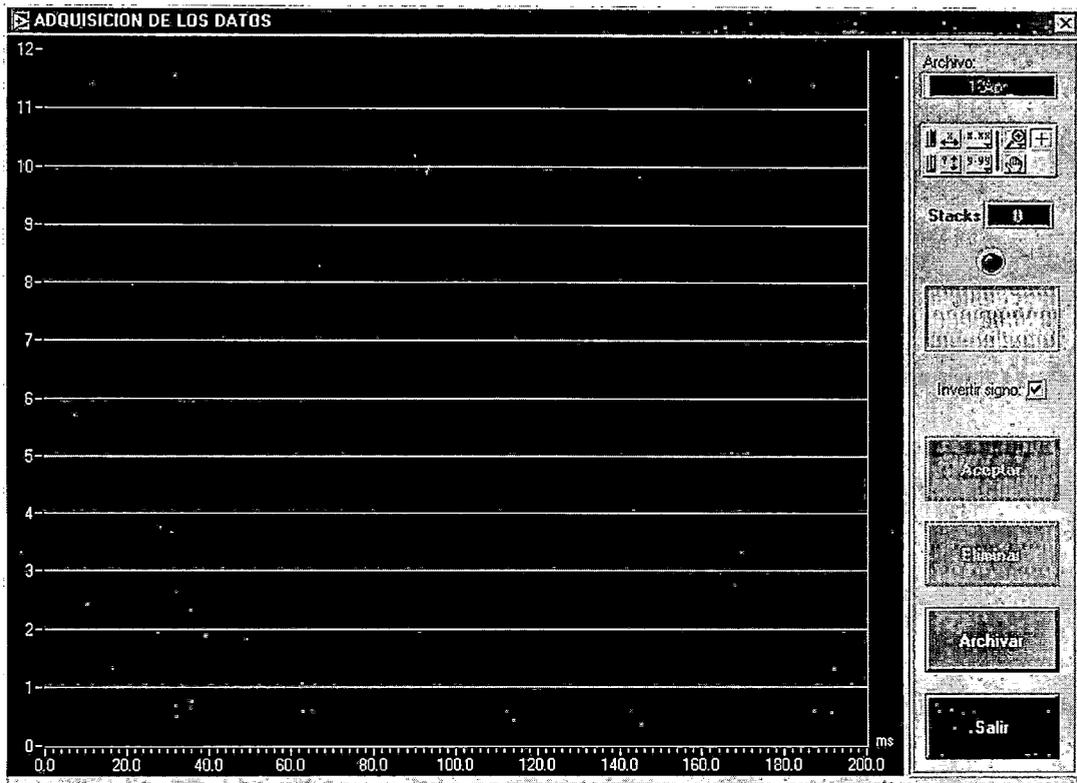
◆ **Area de Pantalla Gráfica**

Pantalla para visualizar el registro de las ondas sísmicas, muestra un gráfico con coordenadas x , y , donde x indica el tiempo de adquisición de registro de ondas sísmicas, la coordenada y indica el numero de geófonos elegidos. La pantalla gráfica depende directamente del tiempo de adquisición elegido para registrar las ondas sísmicas.

◆ **Archivo**

Indica el nombre elegido para archivar el registro mostrado en la pantalla.

Figura 4.6
Ventana "Adquisición de Datos".3



◆ **Stacks**

Muestra el numero de golpes o disparos que se da en cada punto de impacto o punto de disparo (shot)

◆ **Luz Indicador**

Si la luz está prendida indica que el sistema de adquisición de datos está a la espera del impacto o detonación para dar inicio a la adquisición de datos, si está apagada indica que ya fue registrada la señal sísmica o que fue eliminado o aceptado el registro.

◆ **On**

Iniciar el ensayo, el programa espera que se cierre o abra el circuito. Al pulsar esta opción enciende la luz que indica espera.

◆ **Invertir signo**

Es utilizado solamente para ensayos downhole, crosshole y uphole, cuando se registren ondas de corte. Se activara la opción cuando el golpe se realice en un extremo del tablón y se desactivará cuando el golpe se dé en el otro extremo.

◆ **Aceptar**

En un punto de shot podemos realizar muchos stacks (1,...,20 o más) si uno de ellos es correcto o se visualiza en pantalla que es correcto, se acepta el stacks, si no se elimina se acepta queda en memoria temporal a la espera del siguiente stack, si el siguiente stack es bueno se acepta y será promediado con el anterior que es bueno y será grabado en memoria temporal y así hasta tener un promedio final de todos los stacks buenos.

En parte se observa el último promedio.

◆ **Eliminar**

Con esta opción se elimina el último registro mostrado en pantalla (stack) que no tenga buena amplificación o resolución. Si es el primer registro al eliminar éste la pantalla gráfica quedara vacía pero si no, quedará en pantalla el promedio de los otros stacks.

◆ **Archivar**

Una vez observado el último promedio que se visualiza en pantalla si es claro se activa con el mouse esta opción para grabar definitivamente el promedio final con el nombre anteriormente dado.

◆ **Salir**

Cuando se quiere regresar a la ventana anterior para poder realizar el siguiente shot en la misma línea modificando su posición.

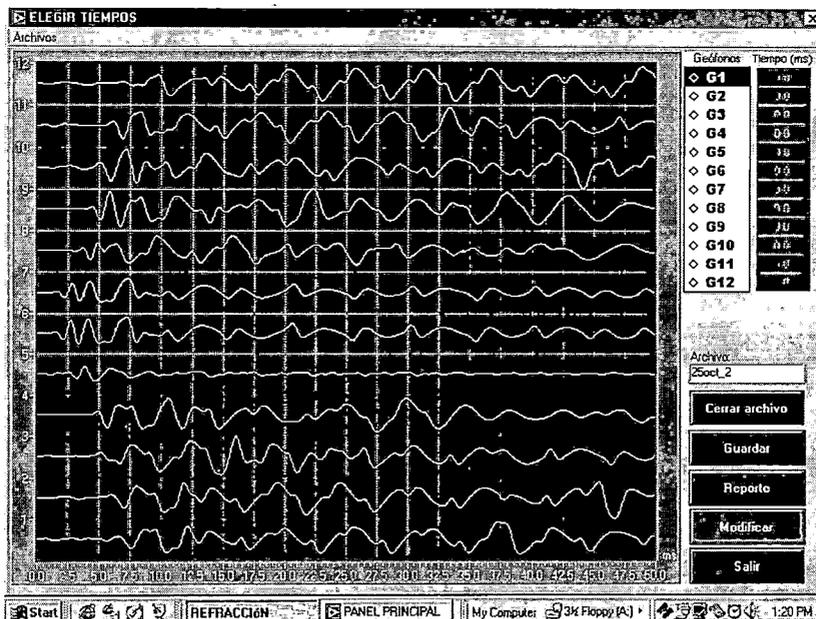
Toda la descripción anterior mencionada se refiere solamente a la adquisición de datos en el campo, como se pudo ver el Panel Principal contiene un opción Archivo (Procesar) con el cual podemos hacer uso de la parte de procesamiento del programa.

4.2.5 Procesamiento de datos adquiridos en campo

Esta nueva ventana "Elegir Tiempos" del programa muestra las siguientes opciones (Figura 4.2.7):

Figura 4.7

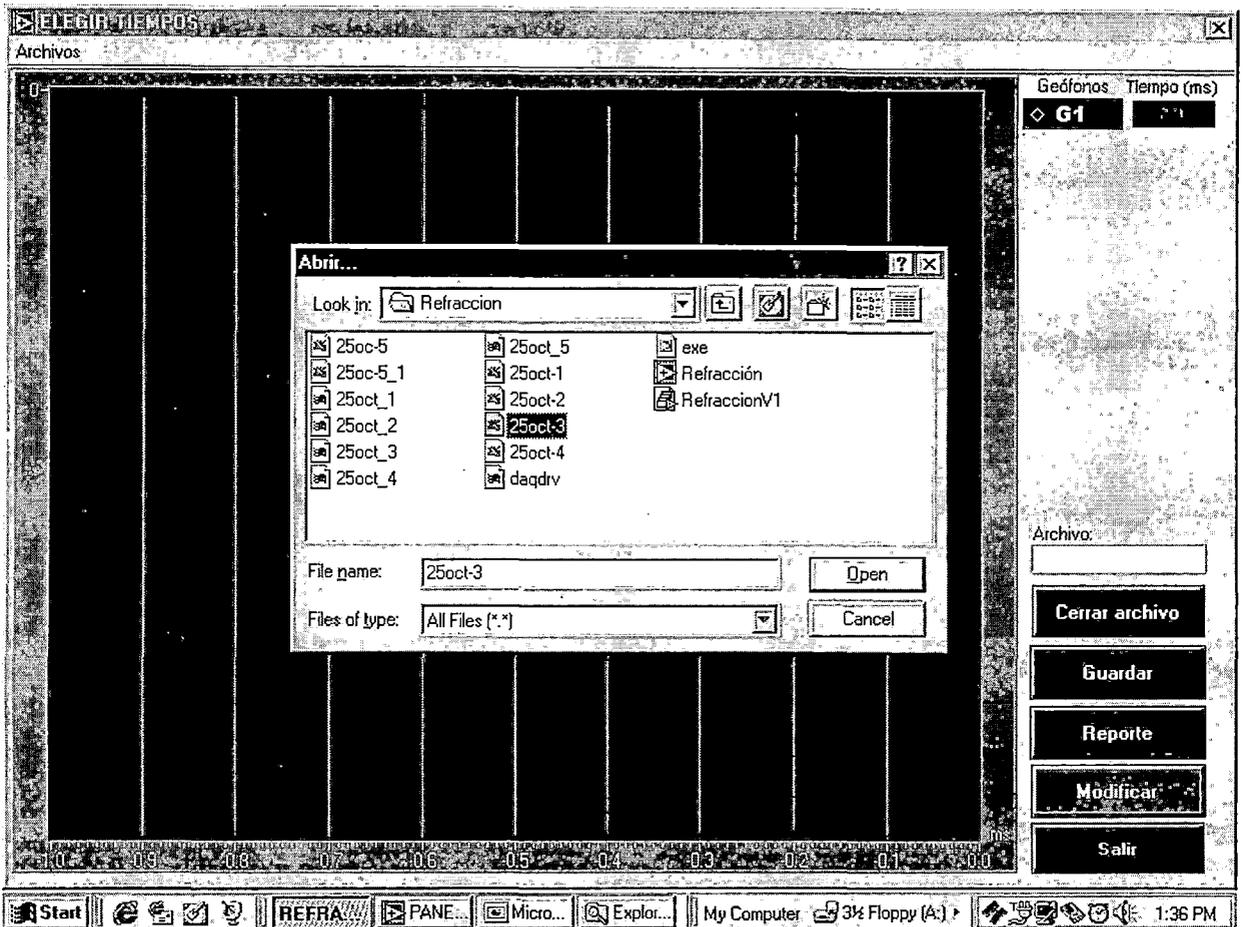
La ventana muestra las diferentes opciones de procesamiento.



◆ Archivos (abrir archivos)

Con esta opción se abren archivos de base de datos, grabados en el disco duro o en diskettes, al picar el icono Archivos se despliega la ventana Abrir que despliega una ventana donde se indicará la ruta del archivo deseado. (Figura 4.2.8)

Figura 4.8
Despliegue de la ventana "Abrir".



◆ Pantalla gráfica

Pantalla para visualizar el registro de las ondas sísmicas, muestra un gráfico con coordenadas x, y donde x indica el tiempo de adquisición de registro de ondas sísmicas, la coordenada y indica el número de geófonos elegidos. La

pantalla gráfica depende directamente del tiempo de adquisición elegido para registrar las ondas sísmicas.

◆ **Tabla (geófonos-tiempo)**

Son dos columnas, donde la primera columna indica las iniciales de los geófonos que se utilizaron en el ensayo para registrar la señal (G1, G2,, G23, G24) en cada uno de ellos. La segunda columna indica los tiempos de arribo de las ondas sísmicas a cada geófono.

◆ **Archivo**

Indica el nombre del archivo que se muestra en pantalla.

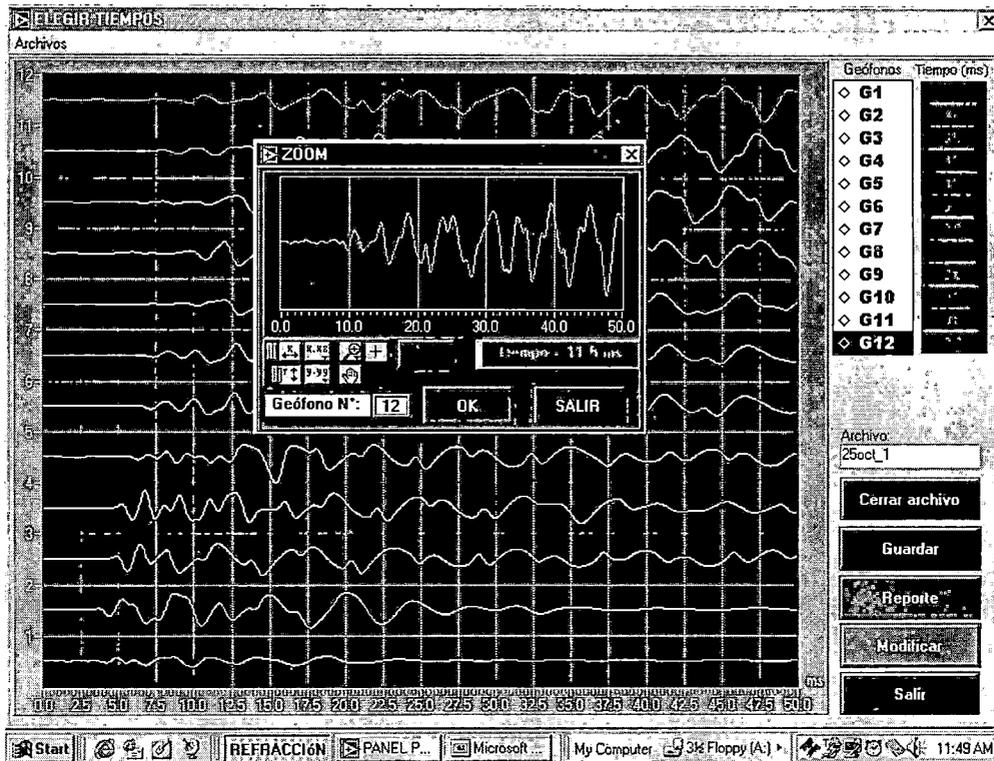
◆ **Zoom**

Esta ventana es muy útil para el procesamiento del registro de las ondas sísmicas que se muestra en la pantalla, para una mejor resolución, poder cambiar la escala vertical y horizontal del registro de cada geófono, afinando así el tiempo de arribo (Figura 4.2.9).

Cuando se finaliza la elección de los primeros picos, en cada geófono, los tiempos son grabados picando OK, para elegir otro geófono picar SALIR, dentro de la ventana ZOOM

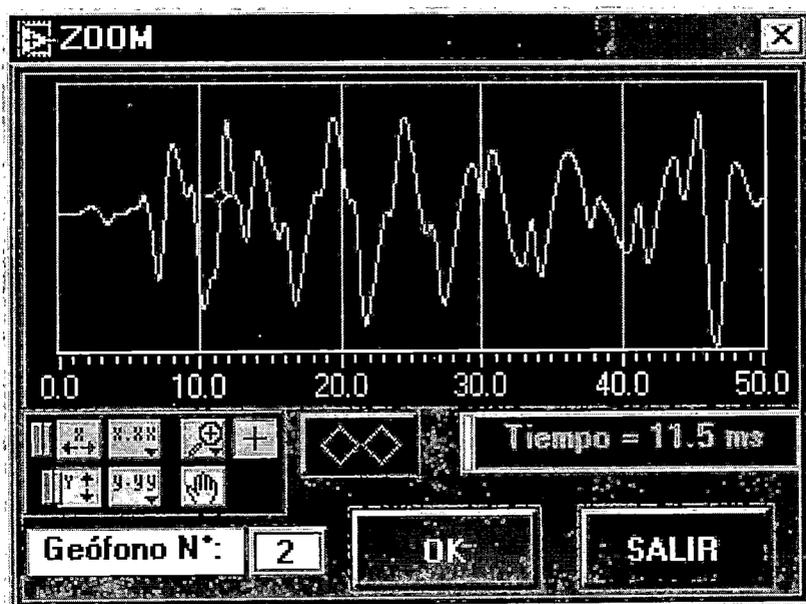
Figura 4.9

Despliegue de la ventana ZOOM para afinar el tiempo de arribo de las ondas sísmicas a cada geófono



(Figura 4.10

Opciones de la ventana ZOOM



◆ Cerrar archivo

Dejar en blanco o vacío la pantalla grafica para abrir otro archivo.

◆ Guardar

Al finalizar de afinar los tiempos de arribo en cada uno de los geófonos la columna de Tiempos (en milisegundos) queda llena, se guardan estos datos en un nuevo archivo con extensión *. PIK, picando la opción Guardar.

◆ Reporte

El programa manda a la impresora una hoja de reporte del registro de llegada de las ondas sísmicas de los diferentes ensayos geofísicos (Figura 4.2.11) Este programa está diseñado para imprimir en cualquier tipo de impresora o plotter.

◆ Modificar

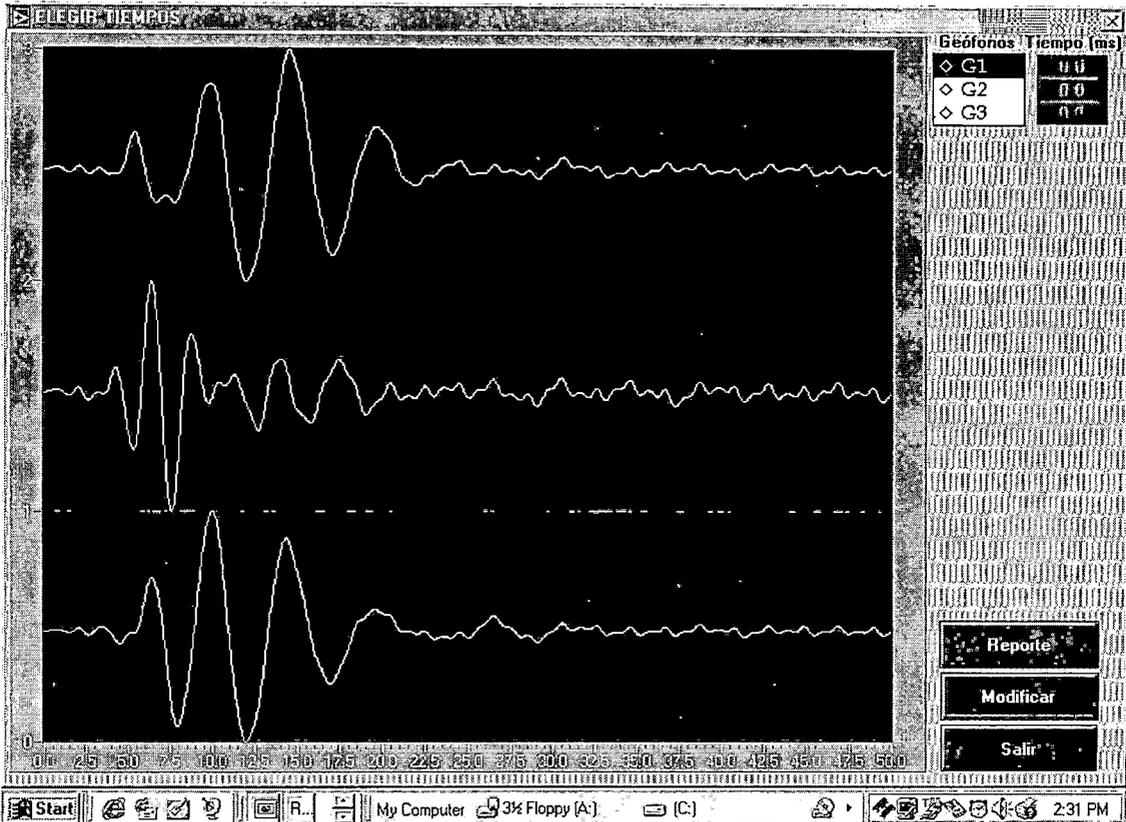
Si los valores de tiempos de arribo de uno o varios geófonos no es el correcto, se puede modificar estos con esta opción y si se desea grabar o archivar con otro nombre.

◆ Salir

Para regresar al panel principal.

Los archivos con extensión *. PIK están ordenados en un tipo de formato ASCII que puede ser importado por el programa SIPx de RimRock Geophysics Seismic para un entorno DOS. Estos archivos contienen datos de tiempo de arribo de las ondas sísmicas y distancias de cada geófono con respecto a los puntos de disparo.

Figura 4.11
Reporte del registro de ondas sísmicas para el ensayo downhole



4.3 Programa de Procesamiento e Interpretación de Ensayos de Refracción Sísmica, SIPx de Rim Rock

El programa SIPx de RimRock Geophysics Seismic para un entorno DOS ayuda rápidamente y con precisión a analizar datos del ensayo de refracción sísmica de la siguiente manera:

- Leyendo datos del sismógrafo (sismógrafos: Smart.dat, Strata.dat, ES 2401.dat y Sview).
- Desplegando las formas de onda de los registros de llegada en la pantalla
- Ingresando y revisando los datos con un guía gradual de sugerencias en pantalla
- Interpretando los registros de llegada y geometría de la superficie para producir un perfil a profundidad de las capas del terreno.

El programa SIPx está conformado por los subprogramas:

- 1) SIPIK
- 2) ASIPIK
- 3) BSIPIK
- 4) OSIPIK
- 5) SIPIN
- 6) SIPEDT
- 7) SIPT2
- 8) SIPILOT
- 9) SIPLUS
- 10) SIPFOR

Los subprogramas **SIPIK**, **ASIPIK**, **BSIPIK**, **OSIPIK** permitirán elegir el inicio de las formas de onda y transferir a la PC.

SIPIN/SIPEDT son subprogramas para ingresar y editar datos importando los primeros picos de inicio.

El subprograma **SIPT2** permite la interpretación por tiempo de retraso (delay – time) modelamiento del rastro del rayo más iterativo

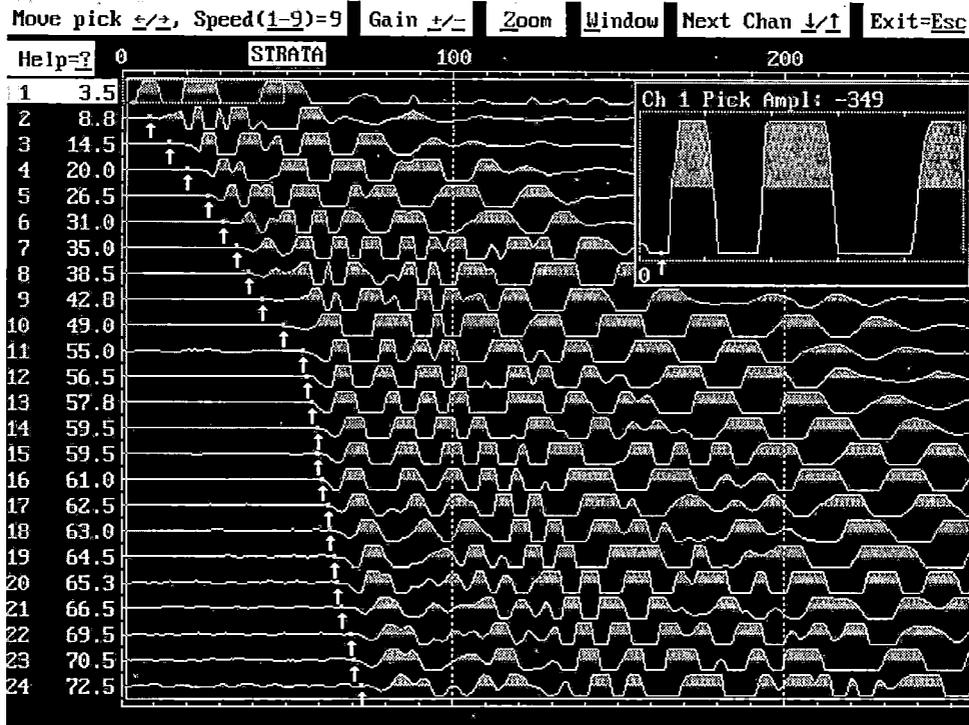
SIP es un subprograma supervisor de cobertura que integra todos los programas. Los subprogramas **SIPIK**, **ASIPIK**, **BSIPIK** y **OSIPIK**, permitirán la elección de los primeros picos en los datos de formas de onda (Figura 4.3.1) desde las unidades Geometrics, Bison y Oyo en el campo.

Este programa utiliza un nuevo algoritmo para elegir los primeros picos que trabajan eficazmente incluso en la presencia de ruidos exteriores.

Después de que se eligen los picos automáticamente se puede rápida y fácilmente moverlos a posiciones si se decide que es correcto usando el comando flecha.

Figura 4.12

Despliegue de registro de llegada de los picos de tiempo



SIPIKs traza las formas de onda aprovechando la resolución de todos los adaptadores gráficos y monitores estándar, monocromáticos, color, incluidos CGA, EGA, VGA y Hércules.

Para una mejor resolución, se puede aumentar una porción de ventana para poder cambiar la escala vertical del rastro individual, además elegir un filtro para limpiar los ruidos en el registro.

Cuando se finaliza con la elección de los primeros picos, SIPIK graba archivos ASCII en lugar de incrementar los términos en código binario, se puede imprimir y visualizar en pantalla con comandos DOS, como PRIT o TYPE. Estos archivos ASCII (.pik) puede ser importando desde SIPIN y SEPEDT, y luego grabar cuando se use ese programa para crear y editar archivos de datos de entrada para la interpretación en los programas SIPT2 y SIPLUS.

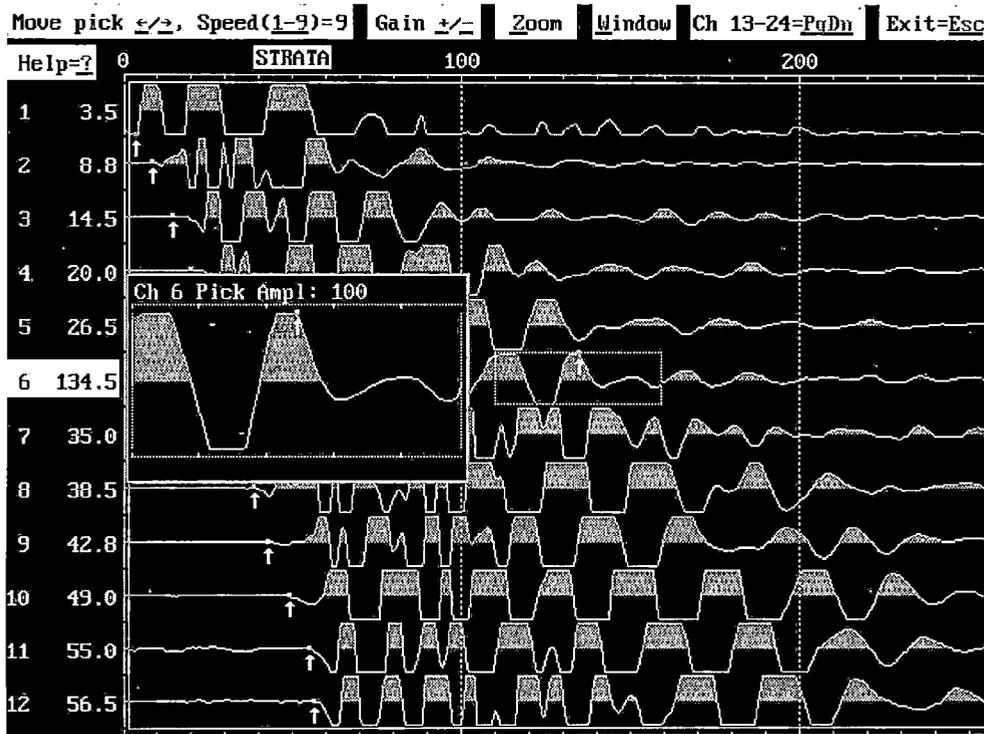
El despliegue en pantalla muestra rastros de 1 a 12 o los 24 rastros del registro que ha sido escogido por SIPIK.

Los puntos y flechas en los rastros, identifican los primeros tiempos de llegada, estos se despliegan a la izquierda o derecha de los trazos.

Una ventana ampliada del trazo muestra una porción del trazo cerca del primer pico (Figura 4.3.2). El archivo PIK puede imprimirse con los puntos de impacto y coordenadas de los geófonos en pies o metros y la llegada de tiempos en milisegundos.

Figura 4.13

Despliegue de 12 señales y ventana de mayor resolución para afinar el punto de llegada



SIPIN crea archivos de datos para entrar a los archivos de interpretación SIPT2 y SIPLUS.

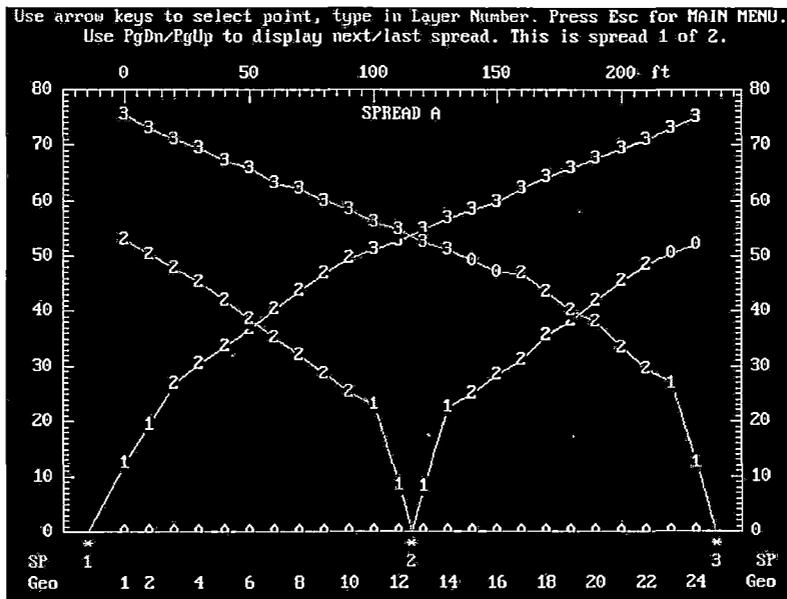
Las pantallas iterativas ayudan al ingreso de datos geométricos y datos de los primeros picos (tiempo) desde el teclado, o también importar archivos PIK producidos por SIPIK, que acelera el ingreso de datos y evitar errores. La pantalla iterativa de gráficos tiempo distancia ayudan a tomar decisiones con respecto a la asignación de capas la llegada directa y refractada de las llegadas que se muestran en la pantalla.

SIPEDT edita archivos de datos para entrar a los programas de interpretación SIPT2 y SIPPLUS. Este programa complementa al SIPIN haciendo rápido y fácil modificar los archivos de datos existentes. Se puede seleccionar parámetros de cambios, hacer los cambios y grabar, modificando el archivo en el disco. Se puede agregar puntos de impacto y cobertores enteros a los datos existentes en los archivos, y con una portátil, se puede realizar en el campo, mientras se ejecuta el próximo impacto.

SIPEDT también importa archivos PIK y despliega gráficos tiempo versus distancia (Figura 4.3.3).

Figura 4.14

Grafico tiempo distancia (dromocrónica).



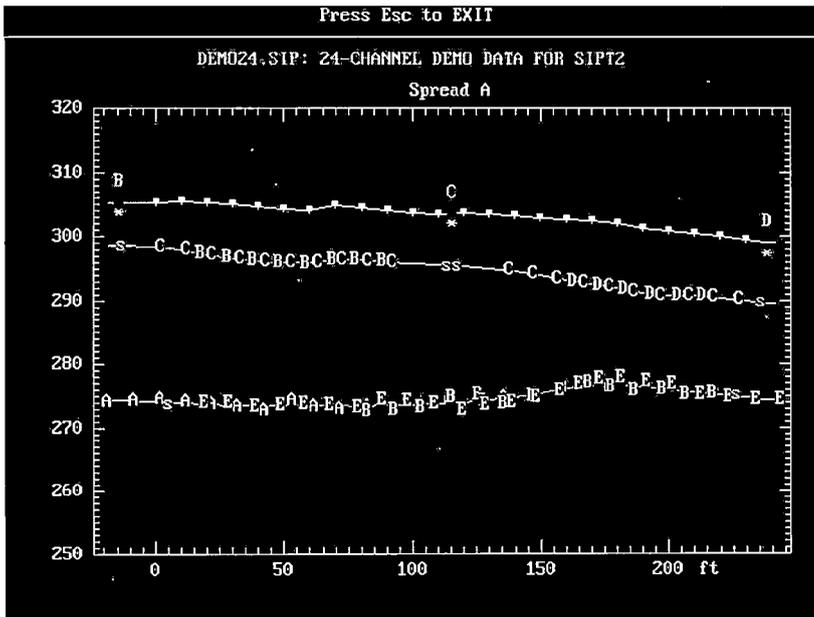
SIPT2 crea un modelo de profundidad de las capas del terreno usando archivos de ingreso de datos producidos por SIPIN o SIPEDT. SIPT2 y sus predecesores (Figura 4.3.4), SIPT1 (USGS abren archivos de reporte 87-103) y SIPT (versión antigua de Mainframe), son programas robustos de inversión que producen modelos en 2D, modelos particulares de velocidades de capas. SIPT2 usa el método del tiempo de retraso (delay – time) para producir un modelo de ajuste minimiza las diferencias entre los tiempos de llegada en campo y los tiempos planeados anteriormente.

La salida por la impresora incluye tablas de profundidad, elevaciones de las capas por la refracción, bajo los puntos de impacto y los geófonos, junto con los gráficos tiempo distancia (dromocrónicas) y profundidad de las secciones de cruce.

SIPLLOT importa archivos de salida a la impresora producidos por SIPT2 y SIPLUs y crea impresiones de alta calidad, imprimiendo gráficos en impresoras láser, de inyección a tinta, matriciales y plotters x-y que aceptan archivos HPGL.

SIPLUS es una versión mejorada del SIPT2, mejora variaciones de velocidad lateral. Este nuevo modelo inverso del programa será capaz de identificar y modelar los cambios de velocidad lateral y permite ingresar la profundidad de los pozos en los puntos de impacto al hacer uso de explosivos.

Figura 4.15
Perfil sísmico del terreno



CAPITULO V

APLICACIONES EN ESTUDIOS REALIZADOS

Constantemente se realizaron pruebas para demostrar el funcionamiento de una u otro subprogramas del SAPDG, como por ejemplo, ingreso de las señales de los 12 canales (geófonos) a la tarjeta de interfase, visualizar gráficamente en pantalla a tiempo real, ingreso de filtros para mejorar las señales registradas,.etc. Estas pruebas se llevaron a cabo dentro del área del CISMID, para los ensayos de refracción sísmica y de Crosshole.

Una vez concluida la etapa de diseño del programa para la adquisición de datos con muy buenos resultados, se presentaron propuestas económicas tanto para realizar ensayos de refracción sísmica como ensayos Crosshole.

Es así que hasta el momento se realizaron tres ensayos importantes y varias demostraciones en diferentes eventos importantes.

Servicios:

- Deposito de Relave N°5, Mina Recuperada, Castrovirreyra – Huancavelica
- Deposito de Desmonte Rosaura, Chicla, Huarochiri – Lima
- Estabilidad de la Presa Tinajones, Chongoyape, Chiclayo – Lambayeque.

Eventos Importantes:

- Seminario Internacional: Reducción de la Vulnerabilidad Sísmica de Edificaciones -- Esenciales (UNI-CISMID-2000),
- Segunda Especialización: Técnicas Experimentales (UNI-CISMID-2000),
- Post Grado: Geofísica Aplicada a la Geotecnia (UNI-CISMID-2000),
- Seminario: Vulnerabilidad Sísmica en el Sur del Perú y Alternativas Constructivas para Minimizar Daños (Moquegua-2000),
- Expo UNI 2000
- Tercer Congreso Internacional GeoExpo 2000, SENCICO – Lima - Perú

5.1 Depósito de Relave N° 5, de la mina Recuperada localizada en la Provincia de Castrovirreyna, Departamento de Huancavelica.

El ensayo de Refracción Sísmica fue ejecutado por el Laboratorio Geotécnico CISMID- UNI, los días 23 y 25 de Mayo del 2000, para la empresa NURIV S.A., con el objeto de realizar el Estudio de la Estabilidad Física del Depósito de Relave N° 5 de la Mina Recuperada, se realizó en total una longitud de 720 m para determinar los perfiles sísmicos y definir el nivel del suelo firme o basamento rocoso por debajo del material de relave, identificar las características de resistencia de los materiales existentes en el depósito de relaves investigado.

5.1.1 Procesamiento e interpretación de la información.

Los datos en campo fueron obtenidos con el programa SAPDG, procesado y analizado con el programa de análisis de refracción sísmica SIPx de RimRock. Con el programa SAPDG también se halló los tiempos de arribo de las ondas a los geófonos y estos fueron grabados en un archivo con extensión .pik y formato adecuado para ser recuperado con los subprogramas del programa SIPx. Obteniendo con este programa las curvas Tiempo - Distancia (Dromocrónicas), velocidades de cada estrato, y finalmente los perfiles sísmicos de cada línea. La ubicación de las líneas sísmicas, los registros de las ondas sísmicas obtenidas en cada una de las líneas de exploración realizadas se presentan en el Anexo así como también las curvas Tiempo - Distancia (Dromocrónicas), conjuntamente con las tablas de los tiempos de llegada y los perfiles sísmicos del área investigada.

5.1.2 Resultados

5.1.2.1 Línea A-B-C (Plano P-01)

Esta Línea se ubica en la banqueta N° 2 de la Presa de Relave N°5. El perfil de esta línea muestra la presencia de dos estratos, donde el primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (V_p) de 1850 m/s con un

espesor variable de 21.0 a 33.0 m en el tramo A-B y de 0.50 a 21.00 m en el tramo B-C. Este estrato corresponde al material de relave y al material de cobertura sobre el que está cimentada la presa. El segundo estrato, con velocidad V_p de 3060 m/s se trataría de una roca alterada o fracturada.

En el siguiente cuadro, se resume los detalles de las líneas A-B y B-C

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
A-B	Estrato 1	1850	21.0-33.0	Material de relave
	Estrato 2	3060	--	Roca fracturada o alterada
B-C	Estrato 1	1850	0.5-21.0	Material de relave
	Estrato 2	3060	--	Roca fracturada o alterada

5.1.2.2 Línea C-D (Plano P-02)

Esta línea se encuentra ubicada cerca de la poza de emergencia de la Presa. El perfil sísmico también muestra la presencia de dos estratos. El primer estrato presenta valores de velocidad de onda P (V_p) de 1900 m/s y un espesor variable de 0.50 a 18.00 m, lo cual correspondería al material de relave y el material de cobertura sobre el que está cimentada la presa. El segundo estrato tiene velocidades V_p de 2950 m/s. La velocidad de onda P en este estrato indica que el material que lo conforma estaría constituido por roca fracturada o alterada.

Para este caso se ilustra el siguiente cuadro de situación para la línea C-D:

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
C-D	Estrato 1	1900	0.5-18.0	Material de relave
	Estrato 2	2950	--	Roca fracturada o alterada

5.1.2.3 Línea E-F (Plano P-03)

Esta Línea se ubica cerca de la cresta de la Presa, paralela a la línea A-B-C a una cota de 3425 msnm. Este perfil muestra la presencia de dos estratos. El primer estrato presenta valor de velocidad de onda P (V_p) de 1970 m/s con un espesor variable de 38.00 a 43.00 m, lo cual correspondería al material de relave. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 3000 m/s. La velocidad de onda P en este estrato indica que el material que lo conforma estaría constituido por roca fracturada o alterada, cuyos datos se describen en el siguiente cuadro resumen:

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
E-F	Estrato 1	1970	38.0-43.0	Material de relave
	Estrato 2	3000	--	Roca fracturada o alterada

5.1.2.4 Línea G-H (Plano P-04)

El perfil de esta línea muestra la presencia de dos estratos. El primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (V_p) de 975 y 870 m/s con un espesor variable de 0.50 a 10.00 m, lo cual indica que se trataría de material de relave entre shot 01 y shot 02, y de suelo de cobertura o aluvional suelto en el tramo restante. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 2750 m/s. El valor de velocidad de onda P en este estrato indica que el material que lo conforma estaría constituido por un suelo firme o roca muy alterada. Para este caso, a continuación se presenta el cuadro resumen.

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
G-H	Estrato 1	870-975	38.0-43.0	Material de relave – Suelo de cobertura o aluvional suelto
	Estrato 2	2750	--	Suelo firme o roca muy alterada

5.1.2.5 Línea I-J (Plano P-05)

Este perfil sísmico de esta línea muestra la presencia de dos estratos. El primer estrato presenta valor de velocidad de onda P (V_p) de 475 y 1475 m/s y un espesor variable de 0.00 a 8.00 m, lo cual indica que se trataría de un material de relave entre el shot 01 y shot 02, y suelo de cobertura o aluvional suelto en el tramo restante. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 2870 m/s. La velocidad de onda P en este estrato indica que el material que lo conforma estaría constituido por suelo firme o roca fracturada o muy alterada, cuyo detalle se muestra en el cuadro siguiente:

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
I-J	Estrato 1	475-1475	0.0-8.0	Material de relave – Suelo de cobertura o aluvional suelto
	Estrato 2	2870	--	Roca fracturada o alterada

Con las muestras disturbadas obtenidas en la perforación, se han realizado ensayos estándar de Mecánica de Suelo, con la finalidad de llevar a cabo la identificación y clasificación de los materiales de relaves.

En la evaluación de la estabilidad del Depósito de Relaves se recomendó tener en consideración la mediana resistencia mecánica de estos materiales de relave, evidenciada a través de los valores de resistencia a la penetración relativamente bajos encontrados durante la Exploración Geotécnica. Este hecho constituye unas características típicas de este tipo de materiales debido a la forma en la que son depositados.

Se recomendó el monitoreo periódico del piezómetro y de modo continuo cuando ocurran eventos extraordinarios como lluvias e inundaciones imprevisibles o sobrecargas en el depósito de relaves.

Las longitudes de las líneas sísmicas fueron establecidas en función del objetivo del presente estudio, que es determinar la profundidad del basamento rocoso. Dado que la profundidad de exploración está directamente relacionada con la longitud de la línea, se utilizó la máxima longitud que permite el equipo (180 m), con la cual se logró explorar profundidades de alrededor de 60 m. Si

bien con esta geometría de las líneas sísmicas se pueden estimar estratos promedios a grandes profundidades, ésta no nos permiten determinar una estratigrafía detallada del material superficial.

5.2 Depósito de Desmonte Rosaura, Quebrada Rosaura, Chicla, Huarochiri – Lima

Con el objeto de estimar la potencia del Depósito de desmonte Rosaura, que se encuentra en el trazo del Canal de Contingencia del Depósito de Relave Yauliyacu Nuevo ubicado en el distrito de Chicla, provincia de Huarochiri, departamento de Lima (4200 msnm), se ha realizado ensayos de Refracción sísmica sobre dicho depósito de desmonte, en el alineamiento del canal proyectado.

Este trabajo fue ejecutado por el Laboratorio Geotécnico del CISMID – UNI, el día 17 de Agosto del 2000. Se realizó un total de 315 m (cuatro líneas sísmicas) de longitud para determinar los perfiles sísmicos, los que han permitido definir el nivel del suelo firme o basamento rocoso por debajo del material de desmonte, y a su vez evaluar las características de resistencia de los materiales existentes en el depósito, los cuales han sido depositados como consecuencia de las operaciones de explotación minera en el tajo Rosaura. La información obtenida será de gran utilidad para el trazo del canal de contingencia, que pasara debajo de este depósito, previo corte y estabilización de los taludes.

5.2.1 Procesamiento e Interpretación de la Información

Los registros de las ondas sísmicas en cada una de las líneas de exploración realizadas se presentan en el Anexo II, así como las curvas Tiempo – Distancia (dromocrónicas) de las líneas sísmicas, los perfiles sísmicos del área investigada y la ubicación de las líneas sísmicas referente a este proyecto. Al igual que el trabajo anterior, los datos fueron obtenidos con el programa SAPDG y analizado con el programa SIPx de RimRock.

5.2.1.1 Línea A-B (Plano P-01)

El perfil de esta línea muestra la presencia de tres estratos. El primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (V_p) de 1645 m/s con un espesor variable de 0.50 a 4.0 m, lo cual indica que se trataría de material correspondiente al desmonte de mina poco compacto. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 2850 m/s se trataría de desmonte de mina compacto con espesor variable de 2.0 a 47.0 m. El tercer estrato con velocidad de onda V_p de 4300 m/s indica que se trataría de una roca levemente fracturada o levemente alterada. Para este caso se presenta el siguiente cuadro resumen:

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
A-B	Estrato 1	1645	0.5 – 4.0	Desmonte de mina poco compacto.
	Estrato 2	2850	2.0 – 47.0	Desmonte de mina compacto.
	Estrato 3	4300	--	Roca levemente fracturada o levemente alterada.

5.2.1.2 Línea C-D (Plano P-02)

El perfil de esta línea muestra la presencia de tres estratos. El primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (V_p) de 1185 m/s con un espesor variable de 0.0 a 5.0 m, lo cual indica que se trataría de material correspondiente al desmonte de mina poco compacto. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 2960 m/s se trataría de desmonte de mina compacto con espesor variable de 5.0 a 32.0 m. El tercer estrato con velocidad de onda V_p de 4170 m/s indica que se trataría de una roca levemente fracturada o levemente alterada.

En el siguiente cuadro se resumen los datos más importantes:

Línea	Estrato	Vp (m/s)	Espesor (m)	Descripción
C-D	Estrato 1	1185	0.0 – 5.0	Desmante de mina poco compacto.
	Estrato 2	2960	5.0 – 32.0	Desmante de mina compacto.
	Estrato 3	4170	--	Roca levemente fracturada o levemente alterada.

5.2.1.3 Línea E-F (Plano P-03)

El perfil de esta línea muestra la presencia de tres estratos. El primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (Vp) de 1850 m/s con un espesor variable de 1.5 a 5.0 m, lo cual indica que se trataría de material correspondiente al desmante de mina poco compacto. El segundo estrato presenta una velocidad Vp de 2500 m/s se trataría de desmante de mina compacto con espesor variable de 7.0 a 13.0 m. El tercer estrato con velocidad de onda Vp de 3050 m/s indica que se trataría de desmante de mina muy compacta.

En este caso, a continuación se presenta el resumen correspondiente.

Línea	Estrato	Vp (m/s)	Espesor (m)	Descripción
E-F	Estrato 1	1850	1.5 – 5.0	Desmante de mina poco compacto.
	Estrato 2	2500	7.0 – 13.0	Desmante de mina compacto.
	Estrato 3	3050	--	Desmante de mina muy compacto.

5.2.1.4 Línea G-H (Plano P-04)

El perfil de esta línea muestra la presencia de tres estratos. El primer estrato presenta un valor de velocidad de onda P (V_p) de 2050 m/s con un espesor variable de 15.0 a 20.0 m, lo cual indica que se trataría de desmonte de mina compacto. El segundo estrato presenta una velocidad V_p de 3000 m/s se trataría de depósito de mina compacto.

La situación de la línea G-H queda expresada en el siguiente cuadro:

Línea	Estrato	V_p (m/s)	Espesor (m)	Descripción
A-B	Estrato 1	2050	15.0 – 20.0	Desmonte de mina compacto.
	Estrato 2	3000	—	Desmonte de mina muy compacto.

5.3 Evaluación de la estabilidad de la Presa Tinajones, Chongoyape, Chiclayo.- Lambayeque

El trabajo realizado es parte de los estudios geotécnicos para evaluar la estabilidad de la Presa Tinajones, por el método Down Hole en tres perforaciones efectuadas en la corona de esta presa.

Debido a algunos inconvenientes encontrados durante los trabajos de campo, estos ensayos solamente pudieron ser realizados en dos de los sondajes, lográndose profundidades de exploración limitada

La exploración geofísica fue ejecutada con el objetivo de determinar los parámetros dinámicos del cuerpo de la presa, con la finalidad de modelar esta estructura y analizar su comportamiento dinámico.

Las ondas P (ondas primarias) se generaron golpeando verticalmente con un martillo una placa metálica fijada a la superficie del terreno. El arribo de las ondas P es captado con la componente vertical del geófono triaxial introducido dentro del pozo.

Las ondas S (ondas secundarias) se generaron golpeando horizontalmente con un martillo una tabla de madera en cada uno de sus extremos, y se registran en las dos componentes horizontales del geófono triaxial. La tabla se colocó sobre la superficie del terreno y presionada con un sobrepeso (camioneta) se golpeó horizontalmente para generar ondas de corte.

El Geófono triaxial fue introducido al pozo suspendiéndolo del cable transmisor de señales registrando en la unidad de adquisición de datos. A una profundidad determinada, el geófono triaxial fue fijado a las paredes del entubado aplicando aire por medio de una mini compresora. El entubado consistió en una tubería de PVC con un diámetro de 3".

Después de efectuar el ensayo y obtener los registros de ondas a dicha profundidad, se eliminó la presión de aire y el geófono triaxial se liberó para ser colocado en la siguiente profundidad de medición.

5.3.1 Procesamiento e interpretación de la información

El programa SAPDG fue utilizado para registrar y archivar las señales sísmicas de las ondas P y ondas S, el procesamiento y análisis se realizaron con el programa Excel de Microsoft Office debido a que el programa SAPDG genera archivos ASCII.

El Anexo III muestra los registros de ondas P y S obtenidos en los Pozos P01 y P03, a intervalos de 1 metro, hasta una profundidad de 08 m y 13 m respectivamente. En cada uno de los registros se indica el tiempo total de adquisición, el intervalo de muestreo, número de Stacks, el pozo donde se realizó el ensayo, así como el punto de impacto para las ondas P y S.

Para determinar el tiempo de arribo de las ondas S, se realizó la superposición de sus dos componentes horizontales en función al ángulo predominante de la órbita de la partícula. Las ondas S así obtenidas se presentan en el Anexo III, los registros finales de las ondas P y S obtenidas a las diferentes profundidades las curvas tiempo-distancia (dromocrónicas) obtenidas para las ondas P y S en cada

uno de los pozos, con sus respectivos valores de velocidades. Debido a que el punto de generación de las ondas no se encuentra justo en la parte superior del pozo se deben efectuar correcciones a los tiempos de llegadas.

Los resultados de los ensayos muestran la presencia de tres estratos con diferentes valores de velocidades de ondas de P y ondas S, en cada uno de los sondajes, obteniéndose los siguientes perfiles sísmicos:

5.3.1.1 Pozo P01.

Hasta una profundidad de 1.5 m se encuentran valores de velocidades $V_p = 170$ m/s y $V_s = 80$ m/s, lo cual corresponde al material de cobertura. El segundo estrato, constituido por el material arcilloso del núcleo de la presa presenta valores de velocidades de ondas $V_p = 600$ m/s y $V_s = 140$ m/s, en un espesor de 3.0 m y seguidamente, valores de $V_p = 1000$ m/s y $V_s = 285$ m/s hasta la profundidad alcanzada de 8.0 m. A continuación se presentan los valores de los parámetros dinámicos obtenidos asumiendo un valor de peso unitario del material de 2.2 gr/cm³, valor que fue obtenido para una muestra inalterada obtenida a la profundidad de 15 m.

Espesor (m)	γ (gr/cm ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Relación de Poisson	Módulo de Rigidez (Kg/cm ²)	Módulo de Young (Kg/cm ²)
1.5	2.2	170	80	0.36	143.53	389.76
3.0	2.2	600	140	0.47	439.55	1293.34
3.5	2.2	1000	285	0.45	1821.56	5303.64

5.3.1.2 Pozo P03.

En este pozo, el ensayo se inició a los 2 m de profundidad, por lo cual las velocidades de las ondas P y S en el estrato superficial no fueron determinadas. El segundo estrato, constituido por el material arcilloso del

núcleo de la presa, hasta una profundidad de 5 m presenta valores de velocidades $V_p = 390$ m/s y $V_s = 116$ m/s. Seguidamente se encuentra un incremento de velocidades, las que en un espesor de 3 m dan valores de $V_p = 485$ m/s y $V_s = 230$ m/s, y finalmente, hasta la profundidad explorada de 13.0 m, presentan valores de $V_p = 725$ m/s y $V_s = 410$ m/s. A continuación se presentan los valores de los parámetros dinámicos obtenidos asumiendo un valor de peso unitario del material de 2.2 gr/cm³, valor que fue obtenido para una muestra inalterada obtenida a la profundidad de 15 m.

Espesor (m)	γ (gr/cm³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Relación de Poisson	Módulo de Rigidez (Kg/cm²)	Módulo de Young (Kg/cm²)
5.0	2.2	390	116	0.45	301.77	876.01
3.0	2.2	485	230	0.35	1186.34	3214.82
5.0	2.2	725	410	0.26	3769.83	9536.99

Se realizaron mediciones de ondas P y S en los Pozos P01 y P03, ubicados en la cresta de la presa Tinajones. Las profundidades exploradas en cada uno de estos sondajes fueron de 8.0 m y 13.0 m respectivamente. Por debajo de estas profundidades no se lograron registrar las ondas, a pesar de utilizar grandes energías de impacto vertical para la generación de ondas sísmicas.

En los sondajes explorados, hasta las profundidades indicadas anteriormente, se encontraron que las velocidades de propagación de las ondas P y S se incrementan con la profundidad, obteniéndose valores de módulos de rigidez y de Young coherentes con los grados de compactación de los materiales.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Introducción

En la construcción de vías terrestres como carreteras, líneas férreas y autopistas, se presentan comúnmente problemas derivados de las condiciones del subsuelo en donde se alojaran estas vías, principalmente en las zonas de topografía irregular en donde es necesario la excavación de laderas, la construcción de túneles o puentes, así como la localización de bancos de materiales para la construcción de estas.

Si bien estos problemas son solucionados a partir de los estudios directos del subsuelo, su costo resulta elevado comparado con el de una investigación por medios indirectos, los cuales disminuyen el costo de la obra, su rapidez y alto poder de resolución proporciona información en todo el conjunto en investigación, lo que permite un conocimiento más amplio de las características del subsuelo.

Los ensayos geofísicos que se emplean con mayor frecuencia en el Perú son el ensayo de refracción sísmica y el downhole, los otros ensayos como el de reflexión, crosshole y uphole son poco empleados, tal vez por el poco conocimiento difundido en todo el país o por las ideas erróneas de desconfianza que se tiene hacia esta especialidad.

Este capítulo es un resumen de las conclusiones generales, asimismo se indican algunas recomendaciones.

6.2 Conclusiones

De acuerdo a los objetivos planteados para la presente investigación, las conclusiones principales son:

El país enfrenta grandes problemas económicos que afectan al desarrollo de la infraestructura, el desarrollo tecnológico y la buena aplicación de estos métodos en el Perú permitirían eliminar, en gran parte, las incertidumbres de construcción y prever a tiempo la solución de los posibles problemas planteados.

El desarrollo de los métodos geofísicos en el Perú y su aplicación es reducida, no todas las empresas pueden acceder a tales estudios debido al costo elevado. Por otra parte existe el material humano que está esperando tener la posibilidad de acceder a una formación práctica para adquirir experiencia, para ello es necesario utilizar un idioma sencillo que facilite el dialogo con otras especialidades.

Como alternativa viable para el CISMID, como centro de investigaciones, se dio lugar a la creatividad con el ensamblado de la unidad de almacenamiento de datos, sobre la base de la tecnología disponible en el mercado local. Esta alternativa en términos económicos ha representado un ahorro mayor al 50% en costos respecto de un nuevo equipo.

Ante la alternativa de la compra de un equipo nuevo para lograr el mismo fin, la investigación ha hecho posible la operación del equipo inoperativo, imponiéndose el alto grado técnico y la investigación, el criterio de costo beneficio ha permitido que el CISMID implemente con tecnología disponible en el mercado nacional, la puesta en marcha del servicio de ensayos como el de refracción sísmica y downhole.

Esta experiencia, ha generado expectativas de desarrollo y puesta en marcha de programas afines con el objetivo de que los equipos en estado inoperativos, por razones técnicas, tengan con el uso de los recursos disponibles la posibilidad de ser recuperados y puestos al servicio de la comunidad, como fruto de la investigación y desarrollo del CISMID.

En los resultados geofísicos siempre debe dominar el aspecto físico del fenómeno, descrito mediante conceptos claros y sencillos, evitando en lo posible rellenar las conclusiones con aspectos teóricos.

Es poco lo avanzado hasta ahora. Es urgente que las autoridades de las instituciones y universidades piensen en el problema y desarrollen tecnologías simples y eficientes a fin de ponerlas fácilmente accesibles al usuario y permita quitar de la mente de todos la desconfianza que se tiene hacia esta especialidad.

6.3 Recomendaciones

El programa de computo diseñado (SAPDG) es un avance importante en el desarrollo de los ensayos geofísicos del CISMID, pero debe mejorarse haciéndolo más rápido en cuanto al procesamiento de las ondas registradas para reportar las dromónicas y los perfiles en forma inmediata, similar a lo que nos proporciona el SIPx. Esta implementación no debe detenerse.

El amplificador que se tiene debe cambiarse a un modelo digital, que nos permita controlarlo desde el programa (SAPDG), esto nos permitiría ahorrar tiempo en cuanto a la búsqueda de ganancias para cada canal, que hasta ahora se hace manualmente canal por canal.

El cable blindado que se conecta de la bornera a la tarjeta debe cambiarse por otro de mayor flexibilidad, esto evitaría que la tarjeta sea desconectada o dañada, así mismo la bornera puede cambiarse para tener mayor espacio en el maletín.

En el gabinete cuando se tiene una pantalla pasiva no es un problema pero cuando se realiza un trabajo en el campo esto se convierte en un problema de tiempo, porque no se logra ver lo que muestra la pantalla, es por eso que se debe cambiar la computadora de pantalla pasiva por otra de pantalla activa.

Uno de los grandes problemas es el traslado de la batería convencional que se utiliza para proporcionar energía al equipo de adquisición, existen hoy en día amplificadores digitales que traen incorporado una batería de poca dimensión (batería seca) que se instala enlazado con la computadora, almacena energía para ser utilizado 2 días, debe adquirirse esta tecnología ya que influyen directamente en la parte económica de traslado del equipo.

BIBLIOGRAFIA

1. Aguilar Bardales Z. (1992) Seminario – Taller de Dinámica de Suelos, Ensayos de Prospección Sísmica / Ensayos de Microtrepidaciones, FIC – CISMID – Lima, Perú.
2. Alva Hurtado J.(1999), Curso Taller – Mecánica de Suelos y Exploración Geotecnica, FIC – CISMID – Lima, Perú.
3. Norma ASTM D5777 (1995) Guía Normalizada para el Uso del Método de Refracción Sísmica en la Investigación del Subsuelo.
4. Norma ASTM D4428 / D4428M (1991) Norma para el Ensayo por el Método Cross Hole.
5. F.E. Richart, R.D. Woods, J.R. Hall, (1995) Vibrations of Soils and Foundations,
6. Herraiz Sarachaga M. (CISMID), Conceptos Básicos de Sismología Para Ingenieros.
7. Bruce B. Redpath (1973), Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigation, V.S. army, California-U.S.A.
8. Hideo Masuda (1975), Seismic Refraction Analysis for Engineering Study, Tokio-Japon
9. Engineer Manual 1110-1-1802, (1979) Geophysical Explorations, Department of the Army, Corps of Engineers, U.S.A.
10. Jan Lois Astier (1975), Geofisica Aplicada a la Hidrologia, Madrid – España
11. National Instruments Corporation (1997), DAQCard E Series User Manual, U.S.A.

12. National Instruments Corporation (1998), LabView Graphical Programming for Instrumentation Corporation, User Manual, U.S.A.
13. Del Valle Toledo E. (1987), Introducciòn a los Metodos Geofisicos de Exploracion, Universidad Autonoma de Mexico, Dep. de Geofisica, Mexico.
14. RimRock Geophysics Seismic (1997) User's Guide to Sip Shell Program for Running SIPx, Programs Without Returning to DOS between Programs.
15. Santos Figueroa J. (1979), Tratado de Geofisica Aplicada, Madrid – España.
16. Hunt Roy E. (1985), Geotechnical Engineering Investigation Manual, U.S.A.

ANEXOS

ANEXO I

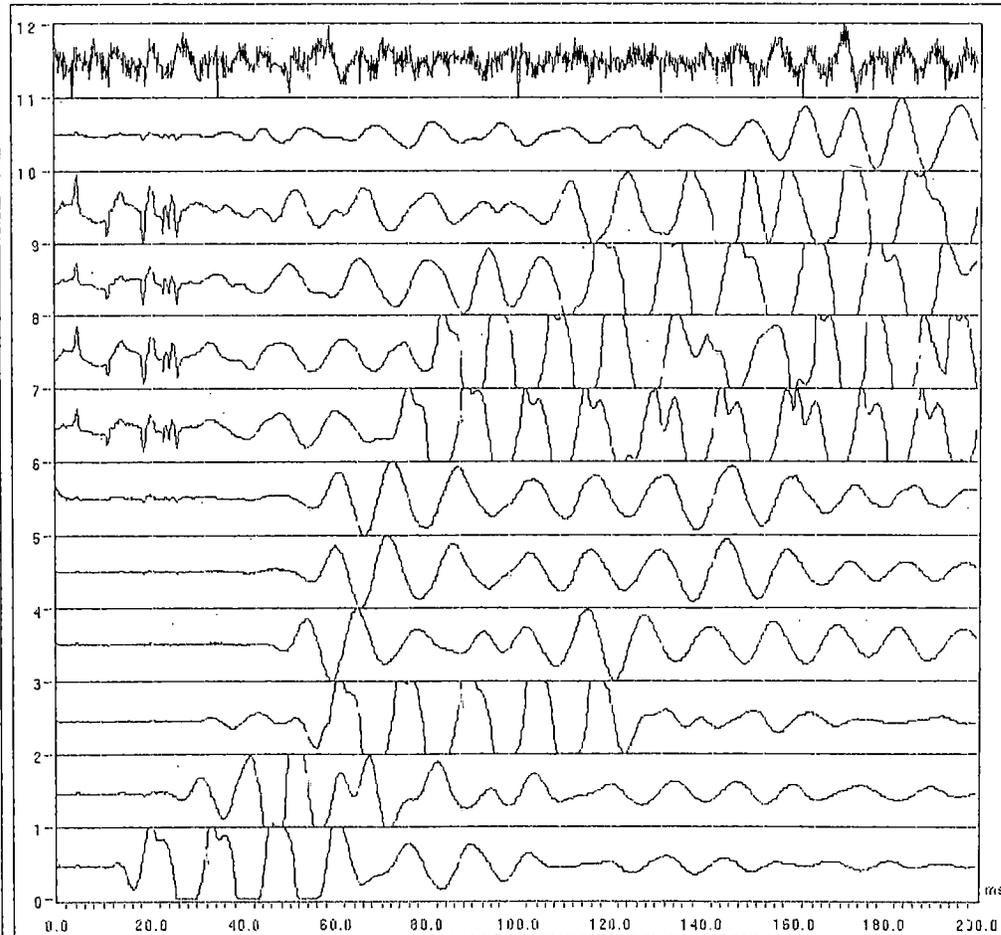
Deposito de Relave N° 5, Mina Recuperada, Castrovirreyna – Huancavelica

- **Ubicación de las Lineas Sismicas**
- **Registro de Llegadas de las Ondas Sismicas**
- **Dromocronicas**
- **Perfiles Sismicos**

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPÓSITO DE RELAVE N° 5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIRREYNA - HUANCVELICA



Tiempo total de
Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 01

Shot: 01

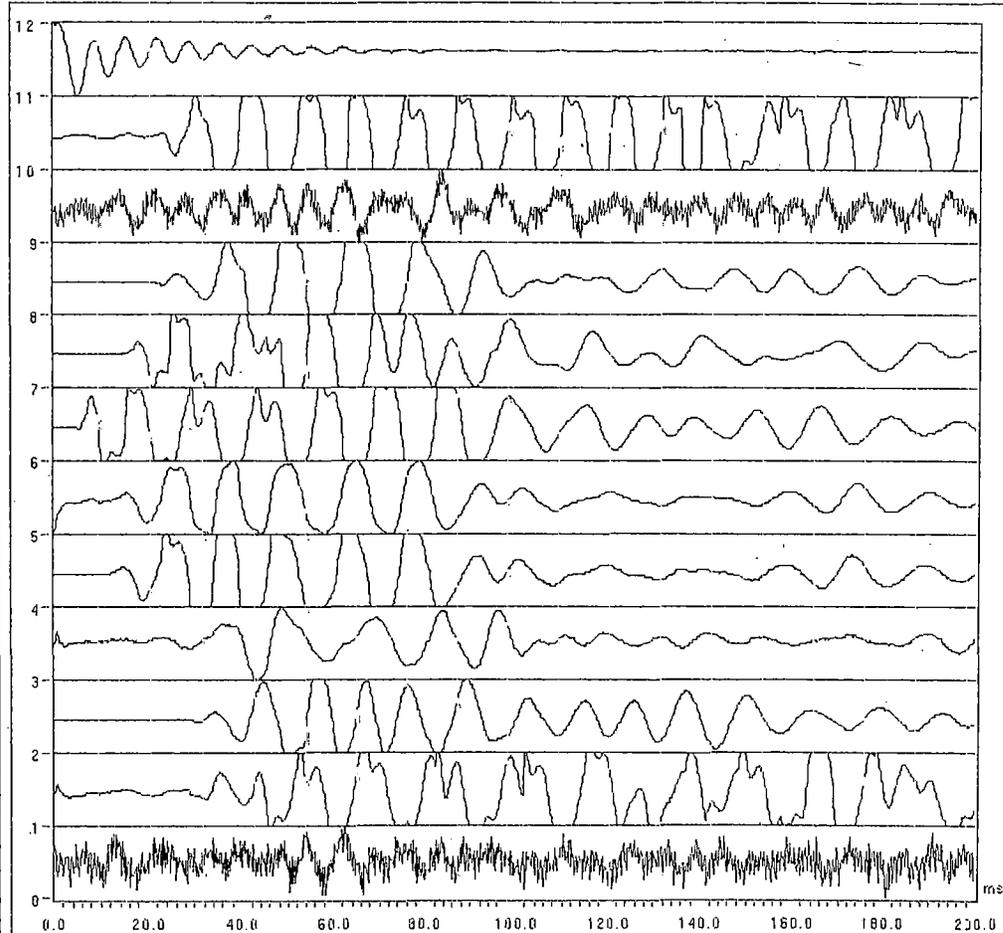


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: OPPOSITO DE RELAVE N° 5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIREYNA - MURCIELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 1

Línea: 01

Shot: 02

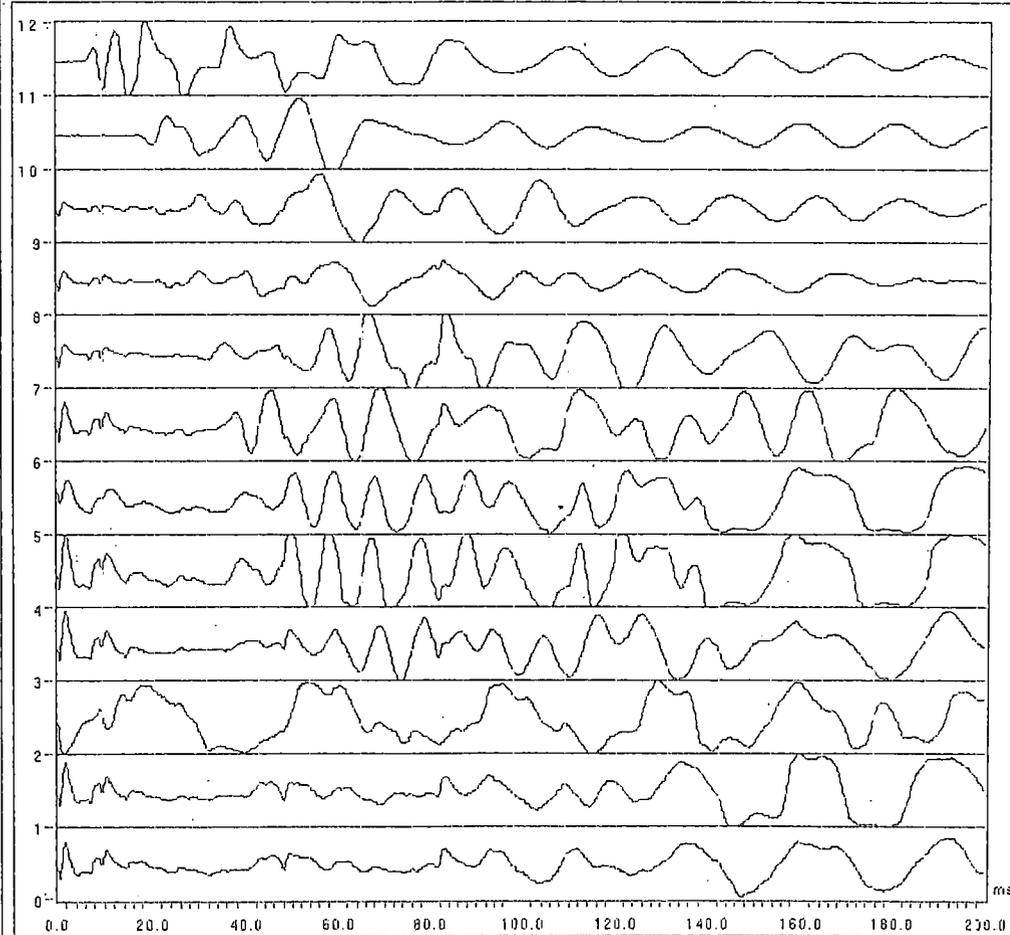


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPÓSITO DE RELAVE N° 5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIRREYNA - HUANCABELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 01

Shot: 03

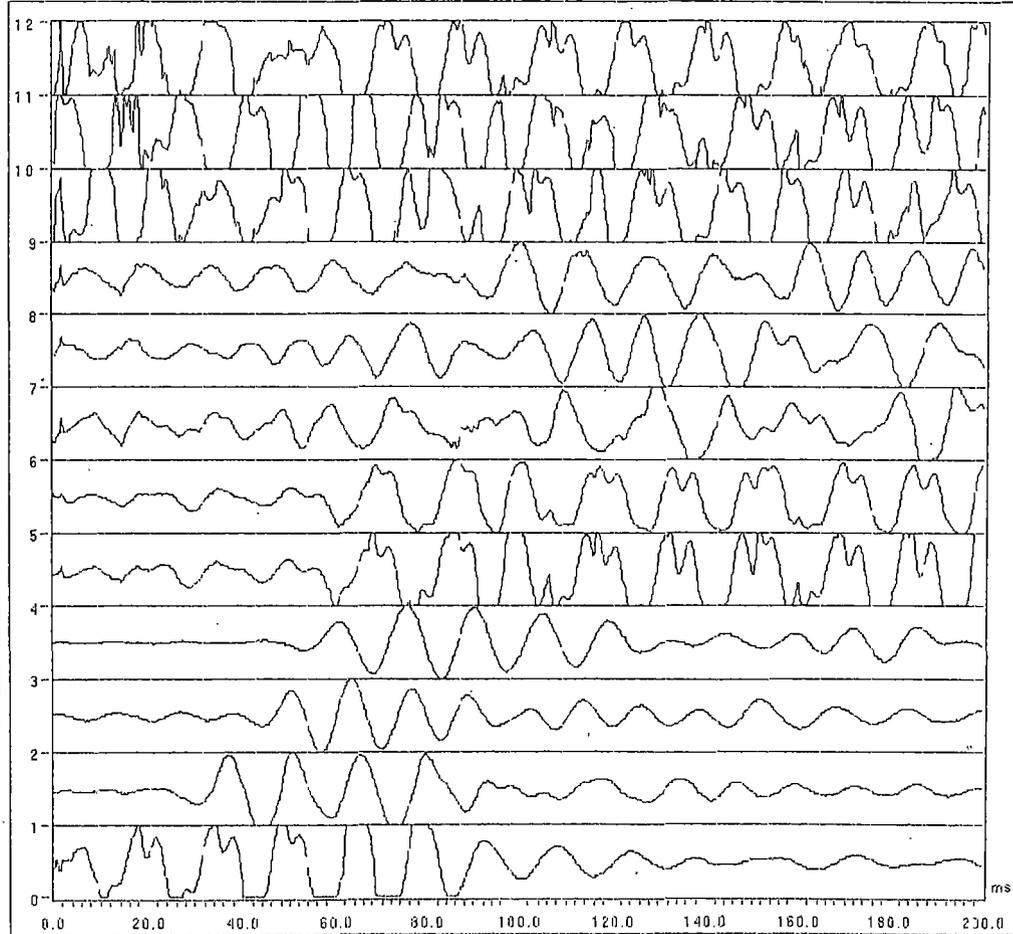


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELIQUE N°5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIRREYNA - HUANCAVELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 02

Shot: 01

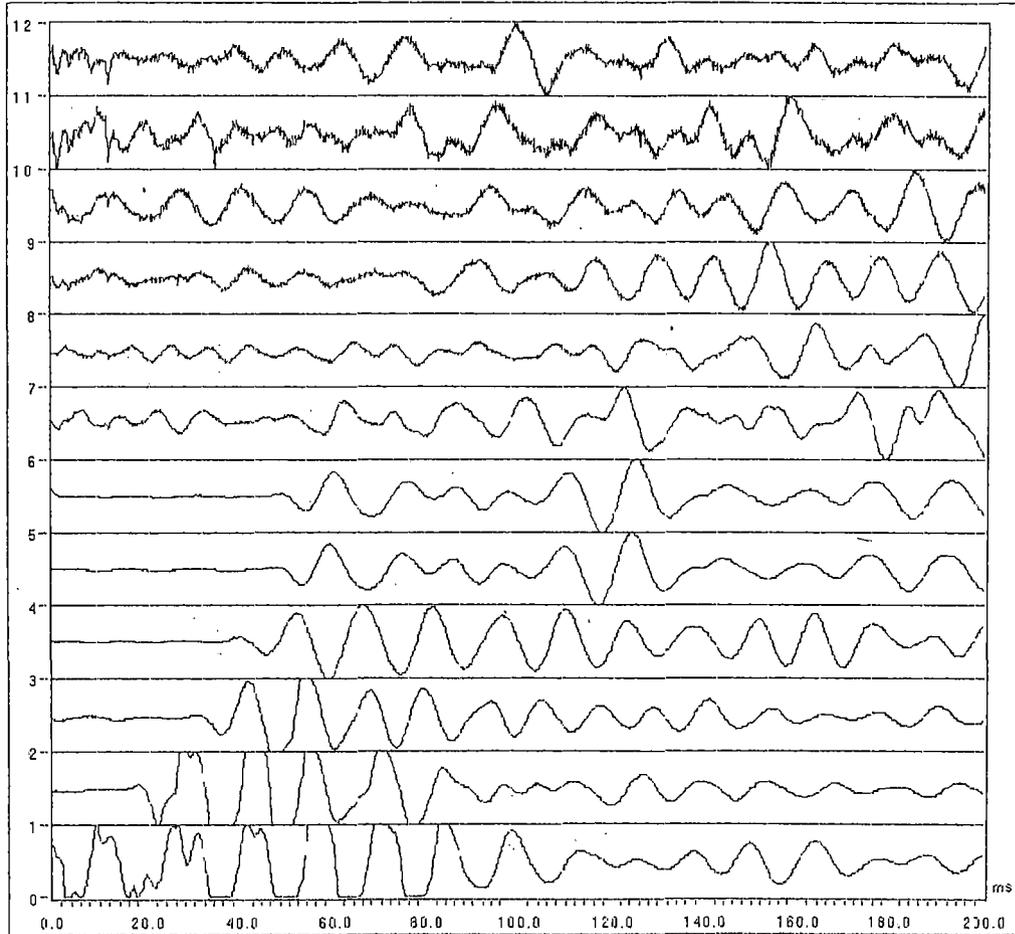


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELAVE N°5 - MINA RECUPERADA

LCGR: CASTROVIRREYNA - BUENAVILICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 04

Shot: 01

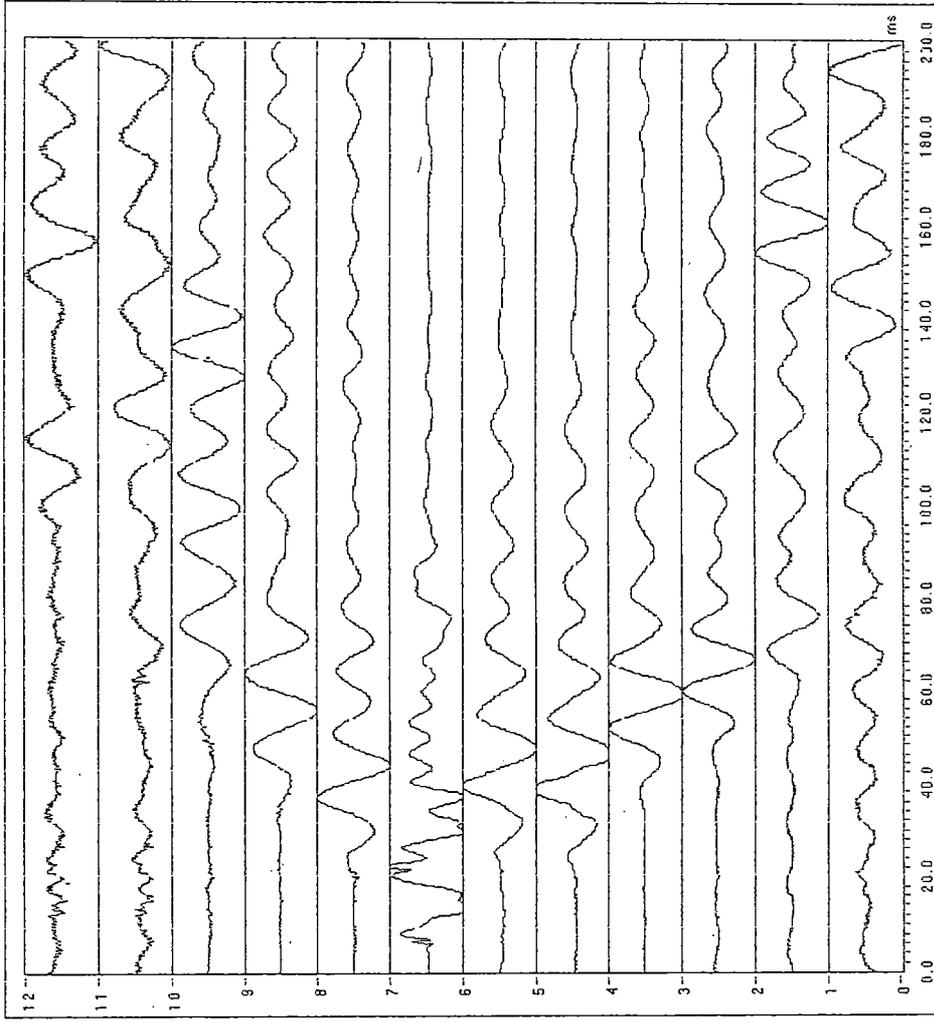


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELIEVE N°5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIREYNA - MANCAVELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 04

Shot: 02

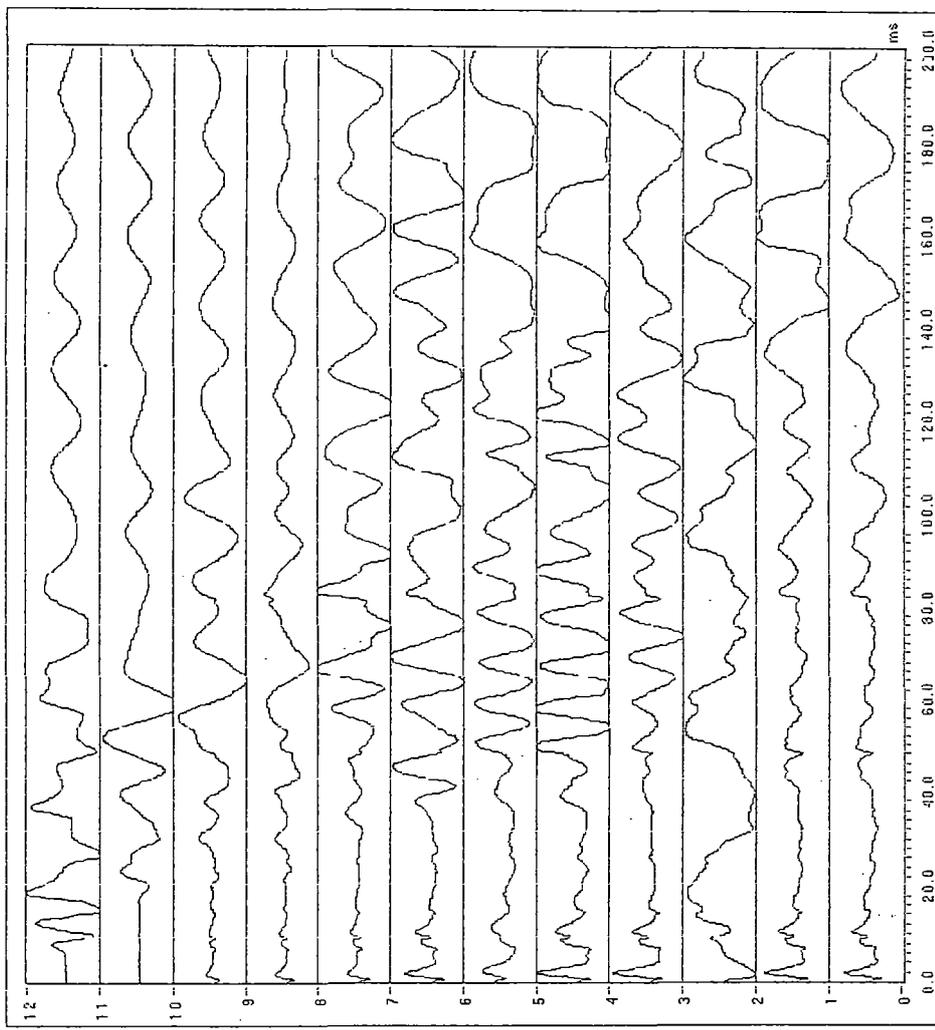


-LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELAVE N°5 - MINA RECOPELADA

UBIC: CASTROUREYNA - MORGUELIGA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 04

Shot: 03

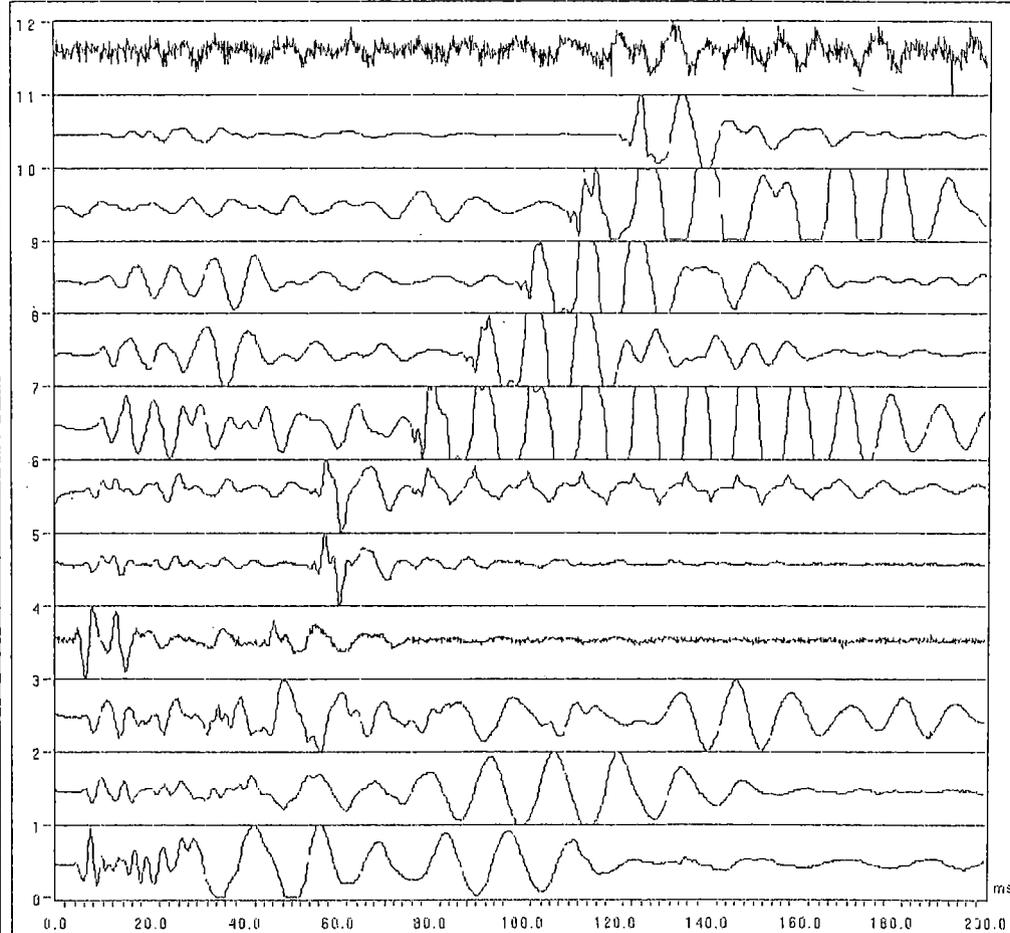


LABORATORIO GEOTÉCNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELAVE N°5 - MINA RECUPERADA

LUGAR: CASTROVIREYNA - BUANCUELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 05

Shot: 01

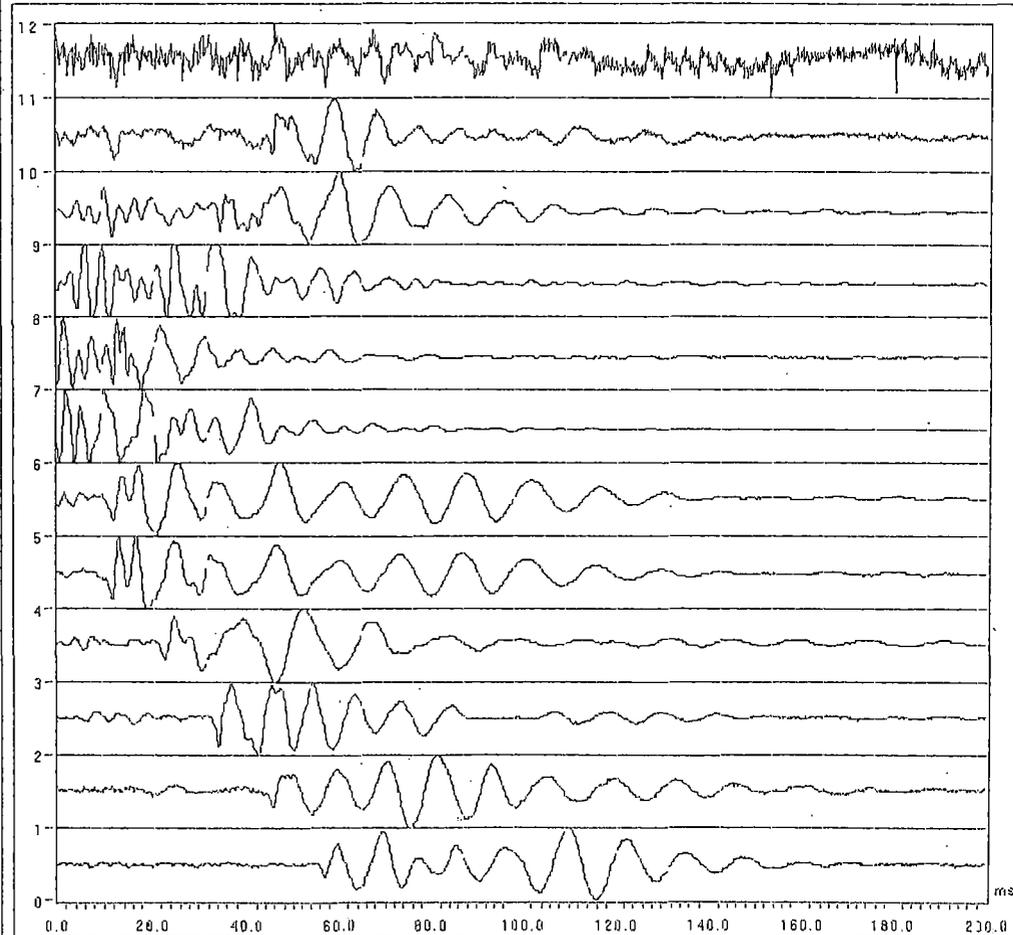


LABORATORIO GEOTÉCNICO, UNI-CISMID

ENSAJO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO: DEPOSITO DE RELAVE N°5 - MINA RECUPERADA

LOCAL: CASTROVIRREYNA - HUANCRAELICA



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 2

Línea: 06

Shot: 02



LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID



REFRACCION SISMICA

DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA LINEA : 01

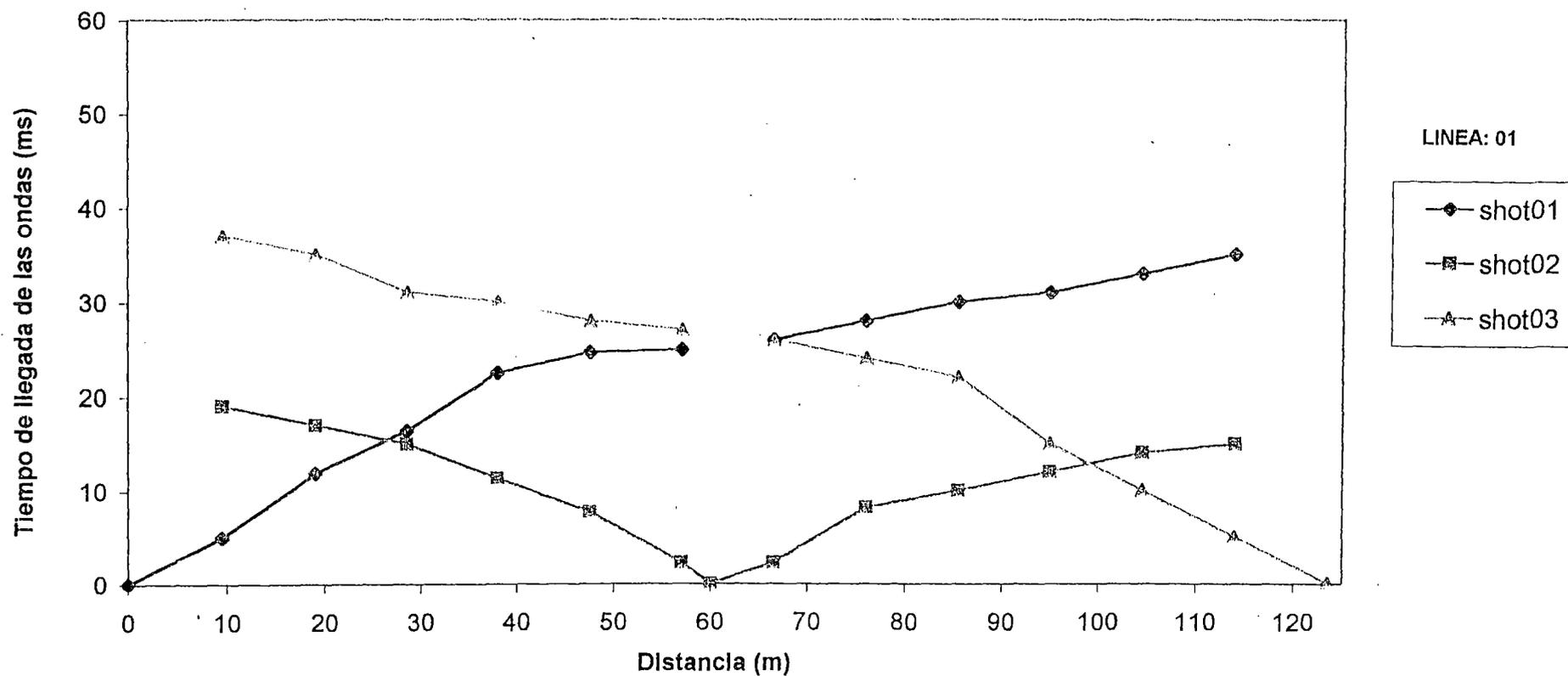
geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	9,5	5	19	37
2	19	11,9	17	35
3	28,5	16,4	15	31
4	38	22,5	11,3	30
5	47,5	24,7	7,7	28
6	57	25	2,3	27
shot02	60		0	
7	66,5	26	2,3	26
8	76	28	8,2	24
9	85,5	30	10	22
10	95	31	12	15
11	104,5	33	14	10
12	114	35	15	5
shot03	123,5			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA

LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCAVELICA





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



REFRACCION SISMICA

DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA

LINEA : 02

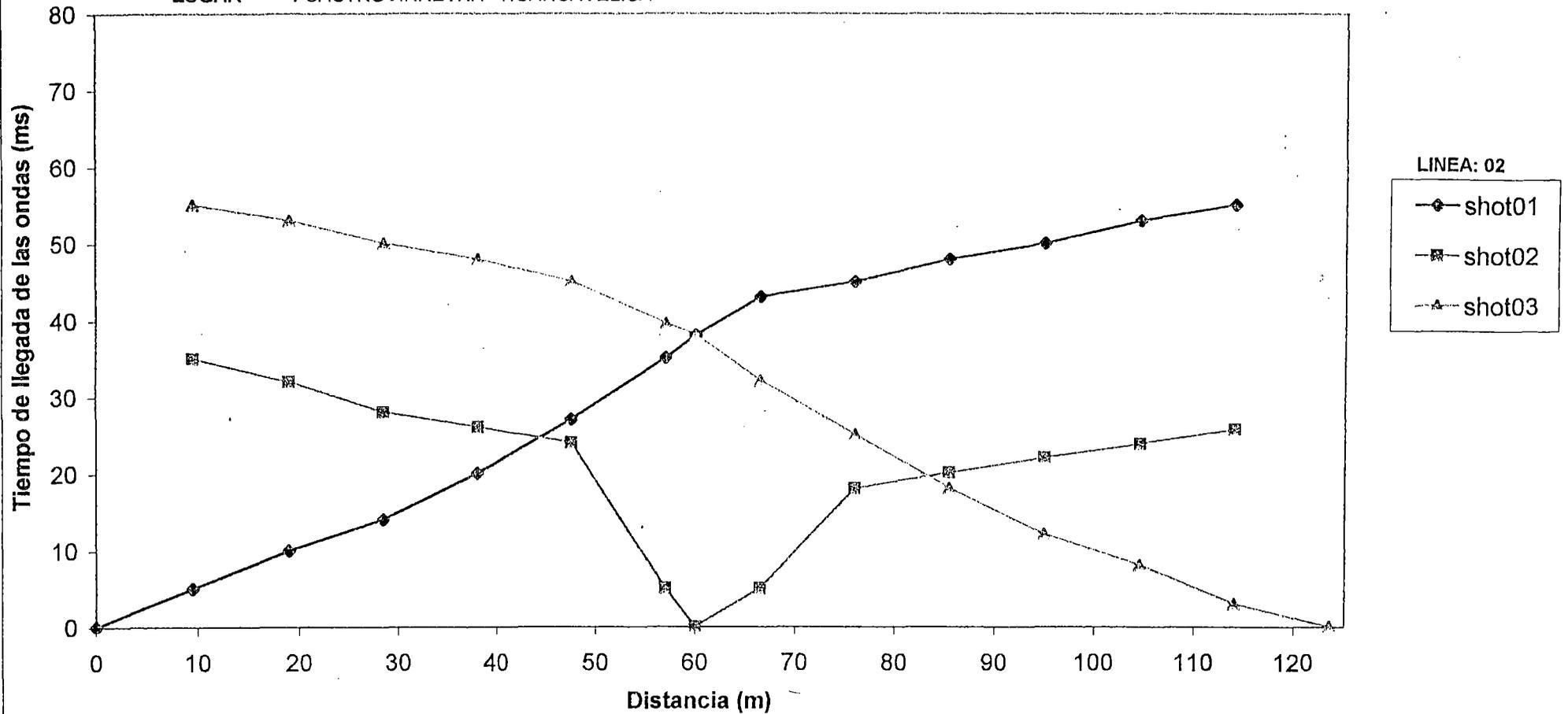
geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	9,5	5	35	55
2	19	10	32	53
3	28,5	14	28	50
4	38	20	26	47,9
5	47,5	27	24	45
6	57	35	5	39,5
shot02	60	38	0	38
7	66,5	43	5	32
8	76	45	18	25
9	85,5	47,9	20	18
10	95	50	22	12
11	104,5	53	23,8	8
12	114	55	25,7	3
shot03	123,5			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA

LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCAVELICA





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



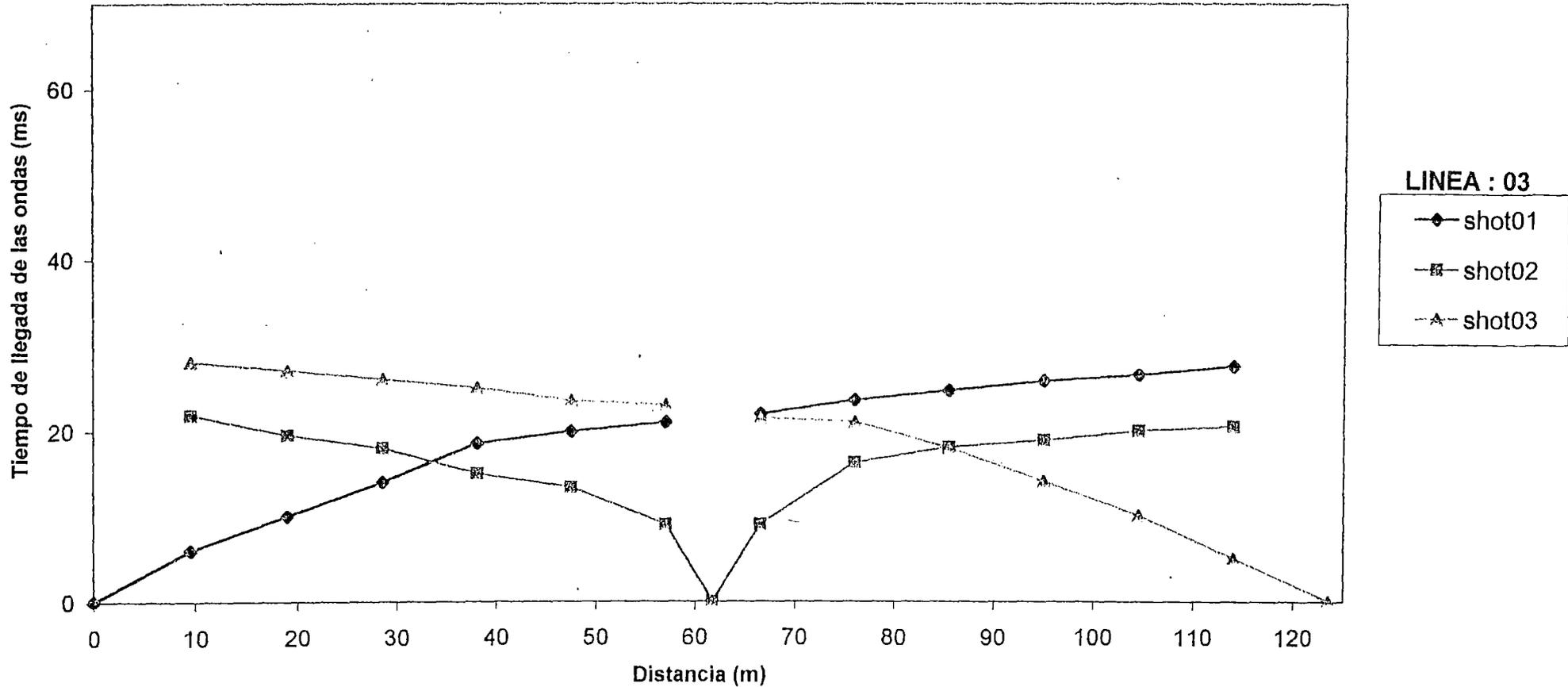
REFRACCION SISMICA DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA LINEA : 03

geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	9,5	6	21,8	28
2	19	10	19,5	27
3	28,5	14	18	26
4	38	18,6	15	25
5	47,5	20	13,4	23,5
6	57	21	9	23
shot02	61,75		0	
7	66,5	22	9	21,5
8	76	23,6	16,3	21
9	85,5	24,7	18,1	18
10	95	25,8	18,9	14
11	104,5	26,5	20	10
12	114	27,5	20,5	5
shot03	123,5			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA
LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCAVELICA





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



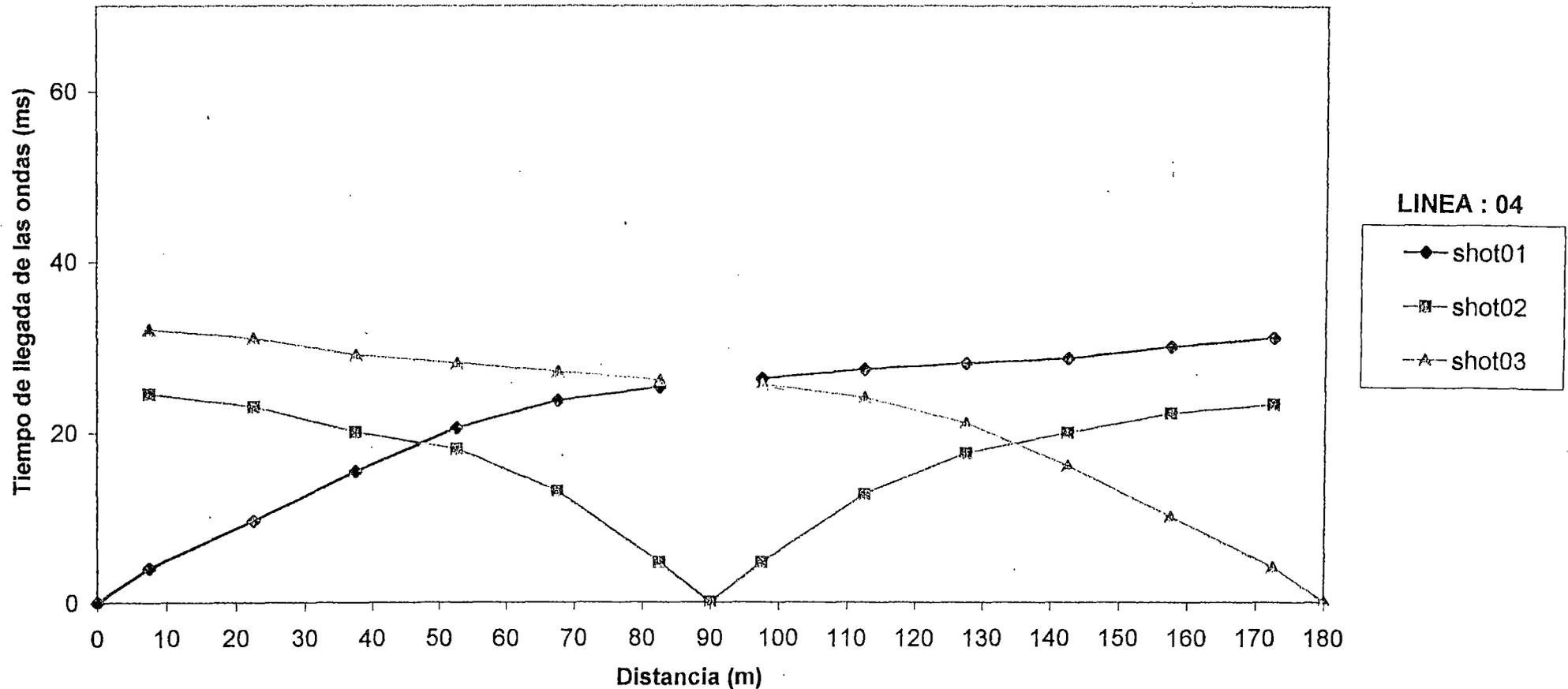
REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA
LINEA : 04

geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	7,5	4	24,5	32
2	22,5	9,6	23	31
3	37,5	15,4	20	29
4	52,5	20,5	18	28
5	67,5	23,7	13	27
6	82,5	25,2	4,6	26
shot02	90		0	
7	97,5	26,2	4,6	25,5
8	112,5	27,3	12,6	24
9	127,5	28	17,5	21
10	142,5	28,6	19,9	16
11	157,5	30	22,2	10
12	172,5	31,1	23,3	4
shot03	180			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA
LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCABELICA





REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA
LINEA : 05

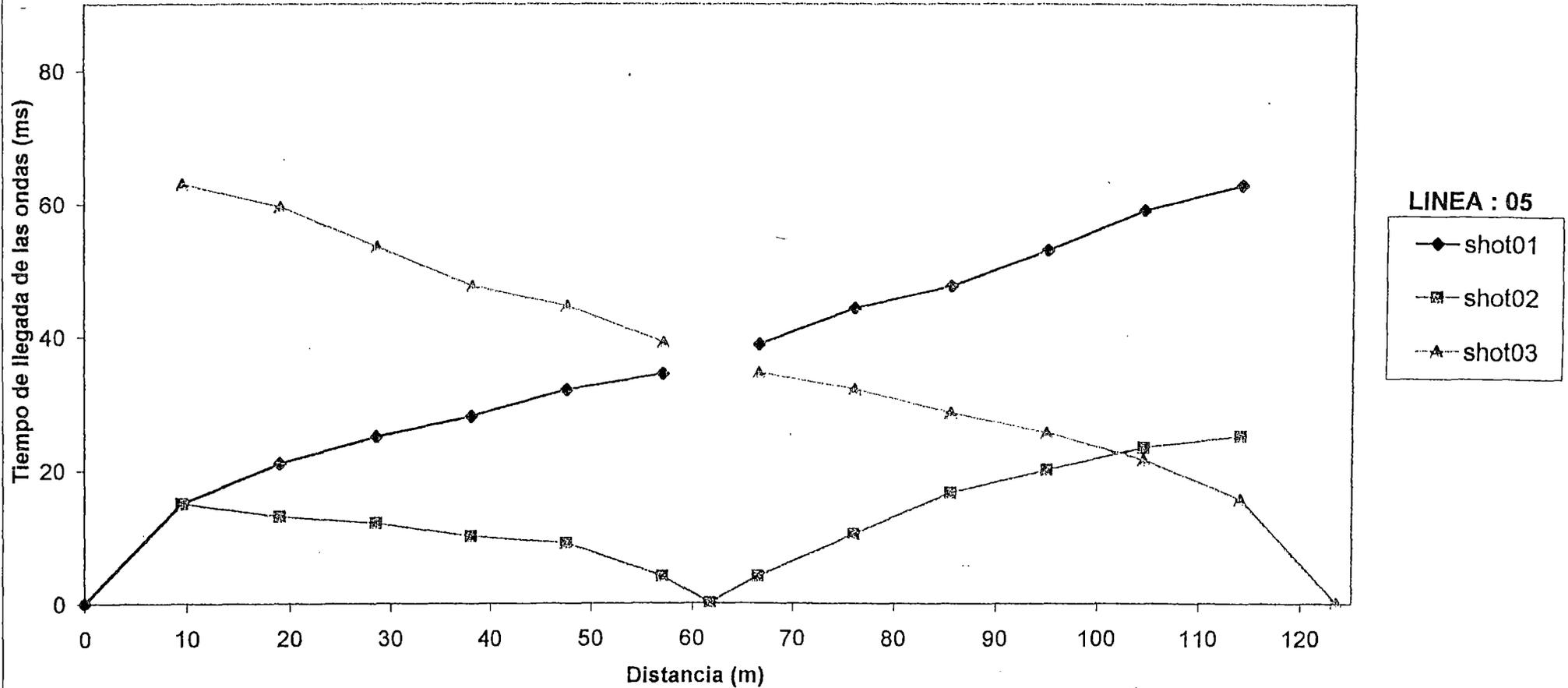
geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	9,5	15	15	63
2	19	21	13	59,5
3	28,5	25	12	53,5
4	38	28	10	47,5
5	47,5	32	9	44,5
6	57	34,4	4	39
shot02	61,75		0	
7	66,5	38,8	4	34,5
8	76	44,2	10,3	32
9	85,5	47,5	16,5	28,5
10	95	53	20	25,5
11	104,5	59	23,4	21,5
12	114	62,8	25	15,5
shot03	123,5			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA

LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCVELICA





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



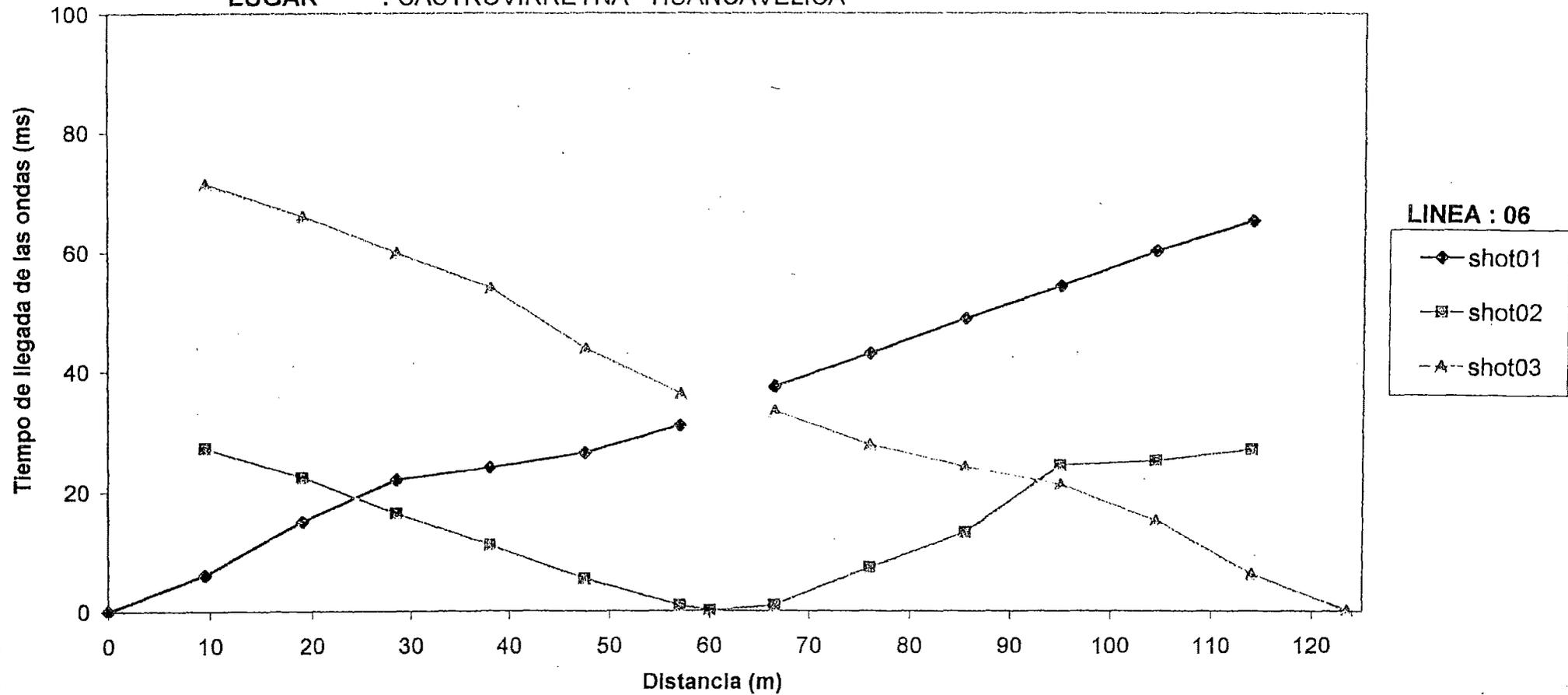
REFRACCION SISMICA DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA LINEA : 06

geofono	dist.	shot01	shot02	shot03
shot01	0	0		
1	9,5	6	27,3	71,3
2	19	15	22,3	65,9
3	28,5	22	16,3	59,8
4	38	24	10,9	53,9
5	47,5	26,5	5,3	43,7
6	57	31	0,9	36,2
shot02	60		0	
7	66,5	37,4	0,9	33,3
8	76	42,9	7,2	27,7
9	85,5	48,7	13	24
10	95	54,2	24,3	21
11	104,5	60,1	25,1	15
12	114	65,2	27	6
shot03	123,5			0



DROMOCRONICA DEL ENSAYO DE REFRACCION SISMICA

PROYECTO : EXPLORACION GEOTECNICA DEL DEPOSITO DE RELAVE N° 5 - C.M. BUENAVENTURA
LUGAR : CASTROVIRREYNA - HUANCVELICA



ANEXO II

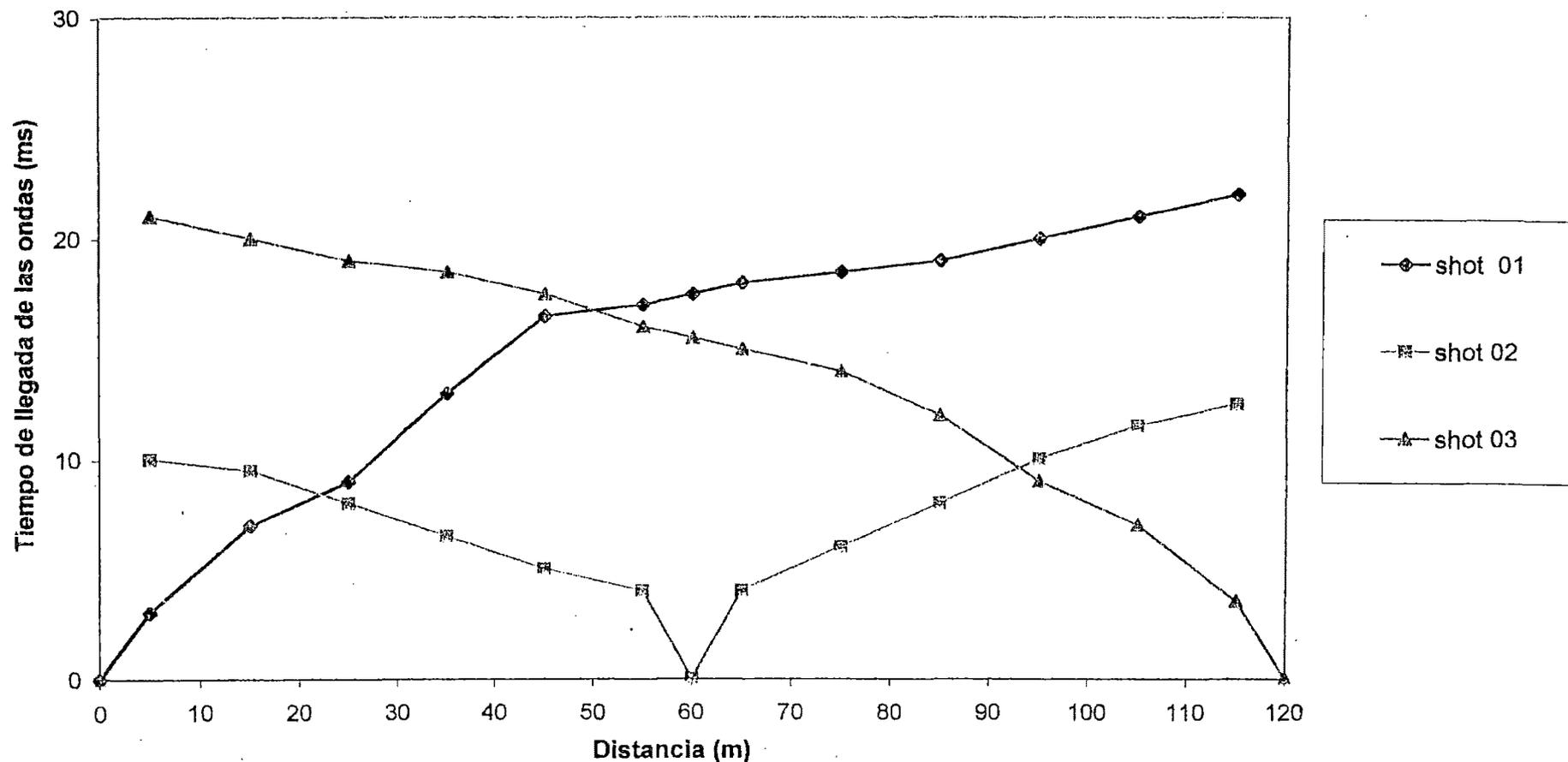
Deposito de Desmonte Rosaura, Chicla, Huarochiri – Lima

- **Ubicación de las Lineas Sismicas**
- **Registro de Llegadas de las Ondas Sismicas**
- **Dromocronicas**
- **Perfiles Sismicos**



DROMOCRONICA DE REFRACCION SISMICA

DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA A-B





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO

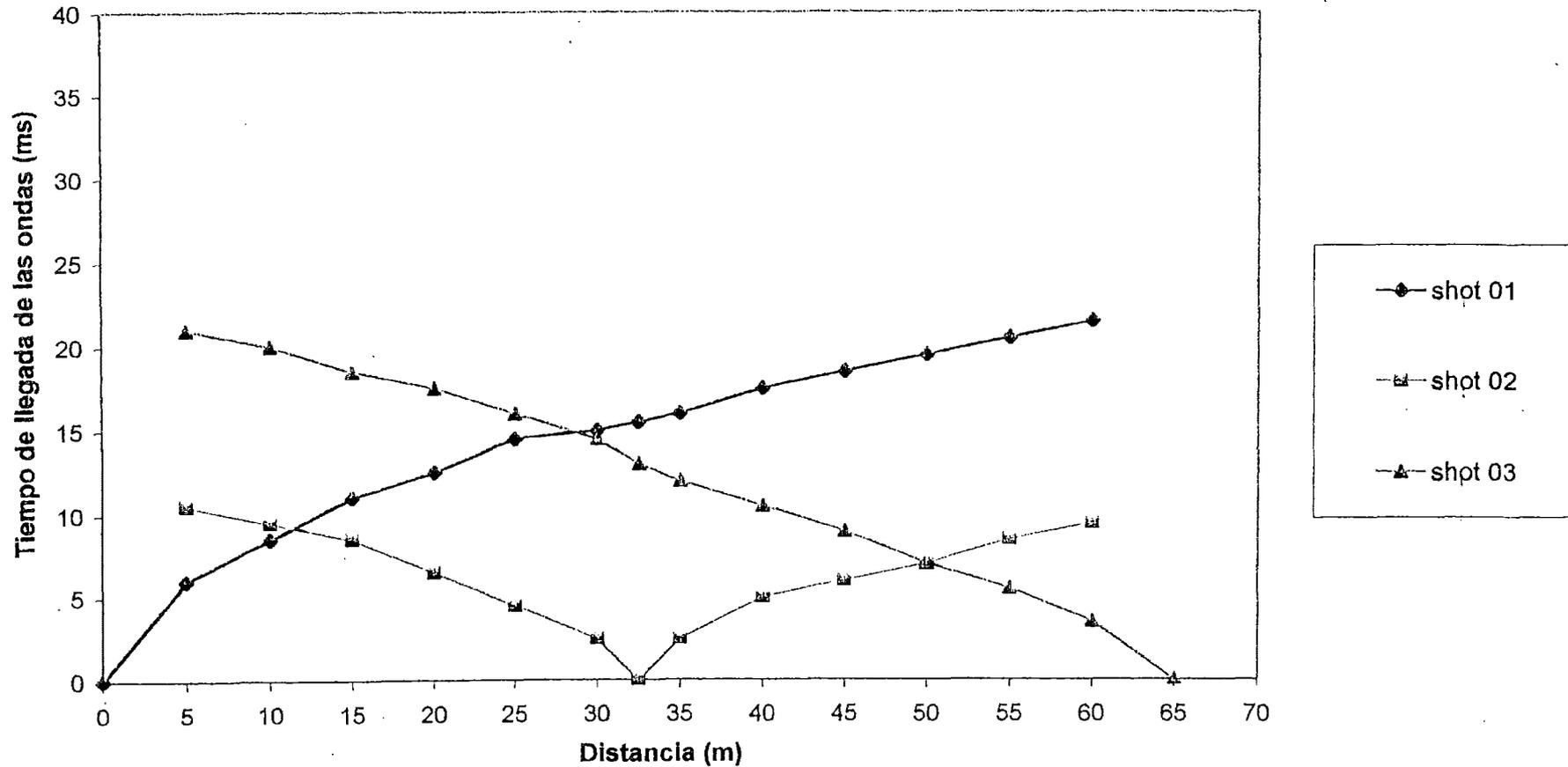


REFRACCION SISMICA DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA C-D

geofono	dist.	shot 01	shot 02	shot 03
shot 01	0	0		
1	5	6	10,5	21
2	10	8,5	9,5	20
3	15	11	8,5	18,5
4	20	12,5	6,5	17,5
5	25	14,5	4,5	16
6	30	15	2,5	14,5
shot 02	32,5	15,5	0	13
7	35	16	2,5	12
8	40	17,5	5	10,5
9	45	18,5	6	9
10	50	19,5	7	7
11	55	20,5	8,5	5,5
12	60	21,5	9,5	3,5
shot 03	65			0



**DROMOCRONICA DE REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA C-D**



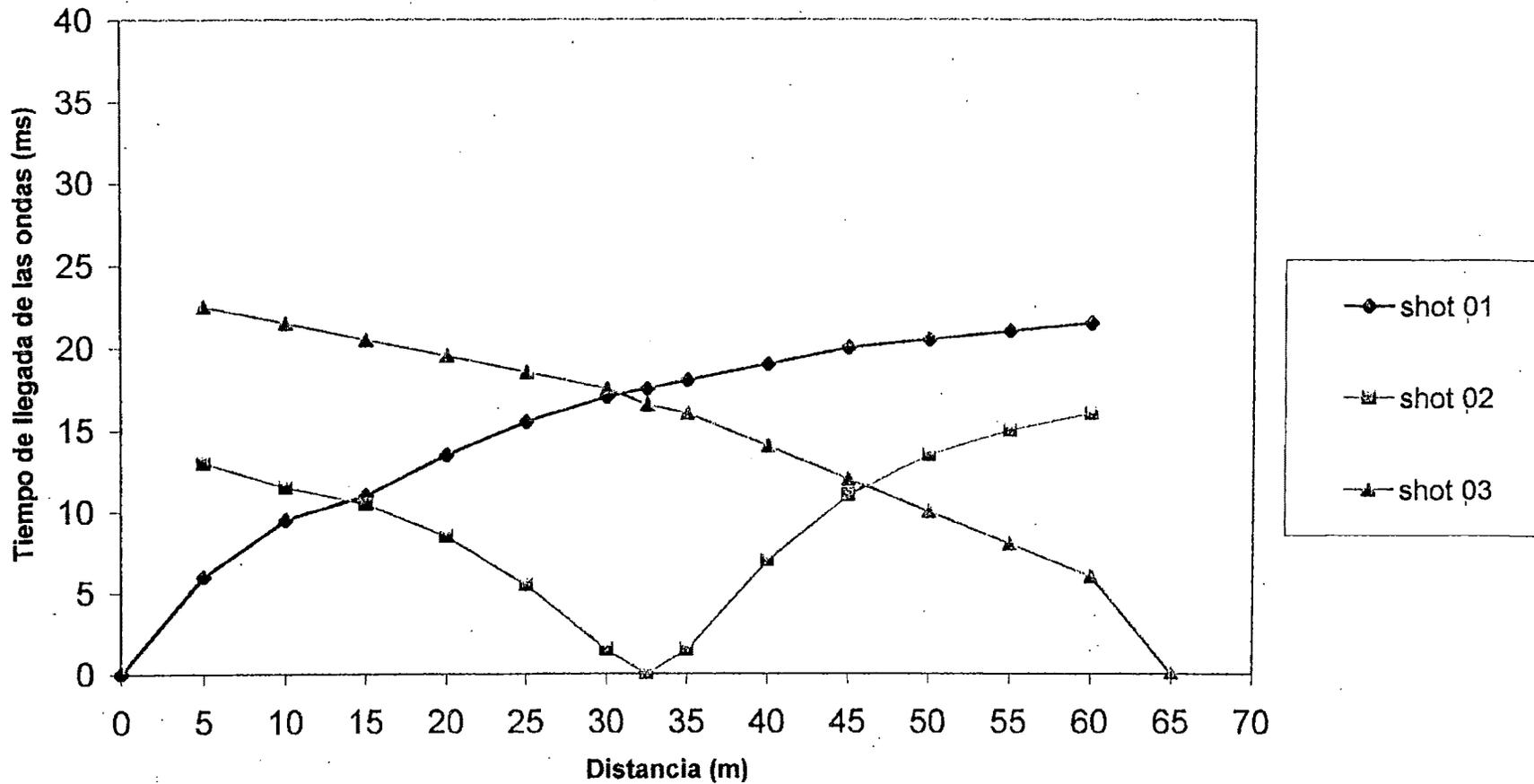


REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA E-F

geofono	dist.	shot 01	shot 02	shot 03
shot 01	0	0		
1	5	6	13	22,5
2	10	9,5	11,5	21,5
3	15	11	10,5	20,5
4	20	13,5	8,5	19,5
5	25	15,5	5,5	18,5
6	30	17	1,5	17,5
shot 02	32,5	17,5	0	16,5
7	35	18	1,5	16
8	40	19	7	14
9	45	20	11	12
10	50	20,5	13,5	10
11	55	21	15	8
12	60	21,5	16	6
shot 03	65			0



DROMOCRONICA DE REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA E-F





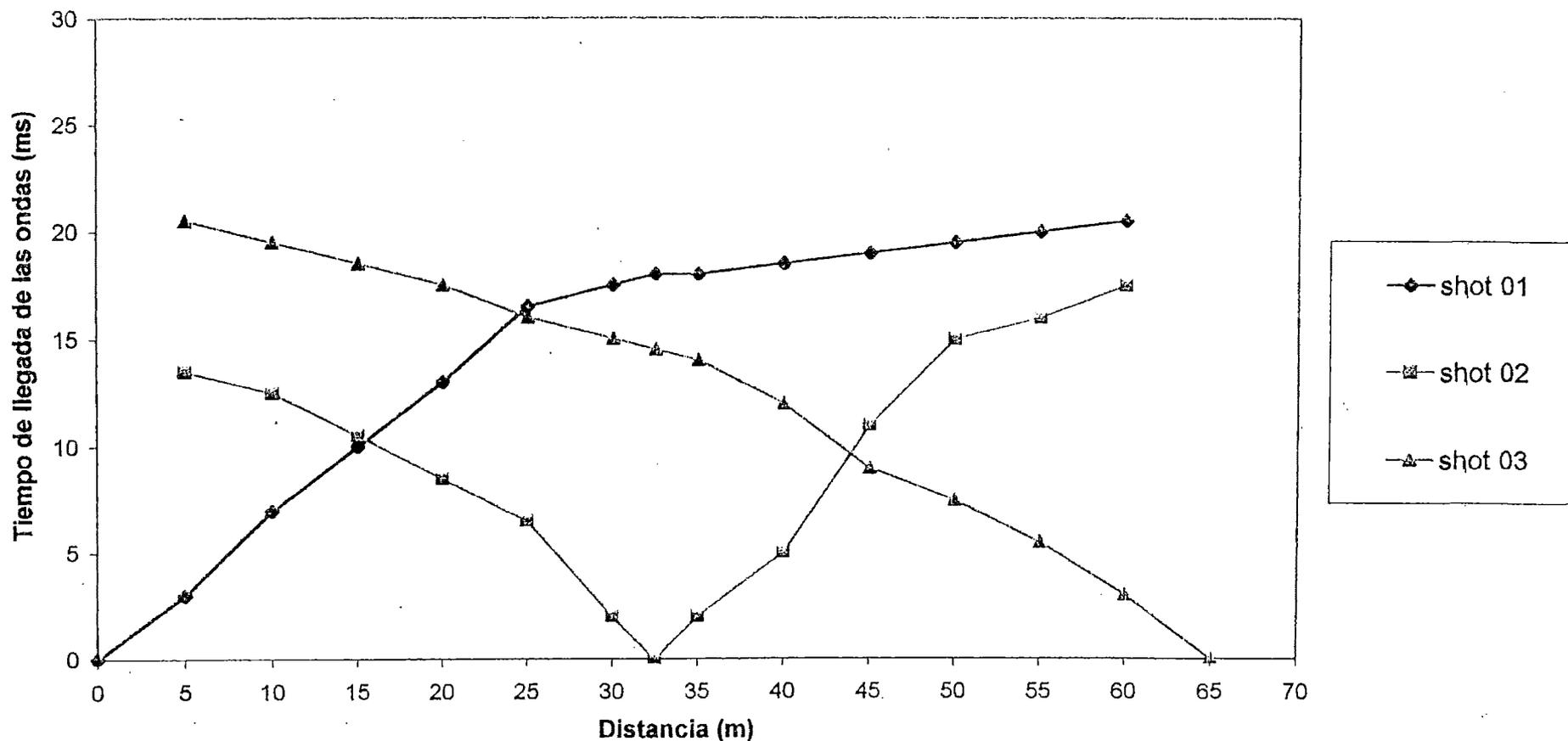
REFRACCION SISMICA
DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA G-H

geofono	dist.	shot 01	shot 02	shot 03
shot 01	0	0		
1	5	3	13,5	20,5
2	10	7	12,5	19,5
3	15	10	10,5	18,5
4	20	13	8,5	17,5
5	25	16,5	6,5	16
6	30	17,5	2	15
shot 02	32,5	18	0	14,5
7	35	18	2	14
8	40	18,5	5	12
9	45	19	11	9
10	50	19,5	15	7,5
11	55	20	16	5,5
12	60	20,5	17,5	3
shot 03	65			0



DROMOCRONICA DE REFRACCION SISMICA

DEPOSITO DE DESMONTE ROSAURA : LINEA G-H



ANEXO III

Estabilidad de la Presa Tinajone, Chongoyape, Chiclayo - Lambayeque

- **Registro de Llegadas de las Ondas Sismicas P y S**
- **Superposicion de Formas de Ondas S**
- **Registros Finales de Ondas P y S**
- **Correccion de Tiempo y Distancias, Dromocronicas**

ANEXO III

Estabilidad de la Presa Tinajone, Chongoyape, Chiclayo - Lambayeque

- **Registro de Llegadas de las Ondas Sismicas P y S**
- **Superposicion de Formas de Ondas S**
- **Registros Finales de Ondas P y S**
- **Correccion de Tiempo y Distancias, Dromocronicas**

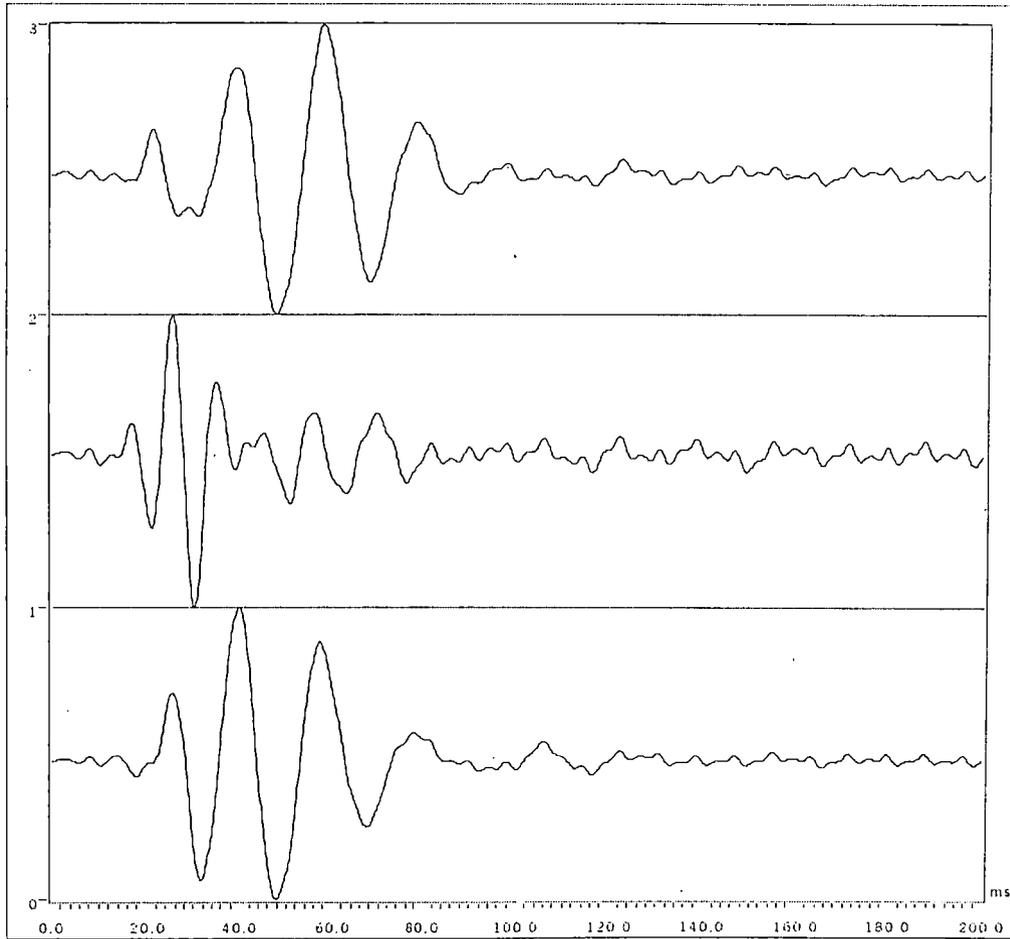
POZO P01

ONDAS P

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 1 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 5

Línea: P01

Shot: 01

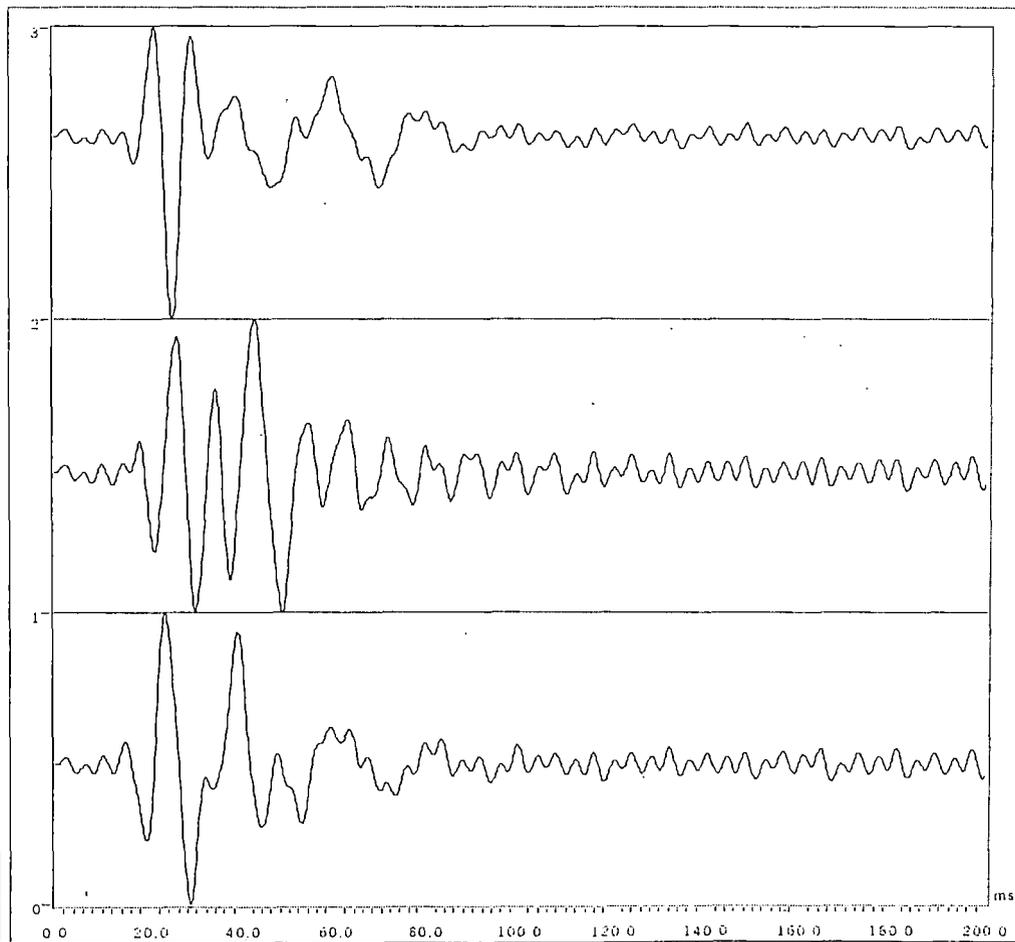


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pró. 2 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 5

Línea: P01

Shot: 02

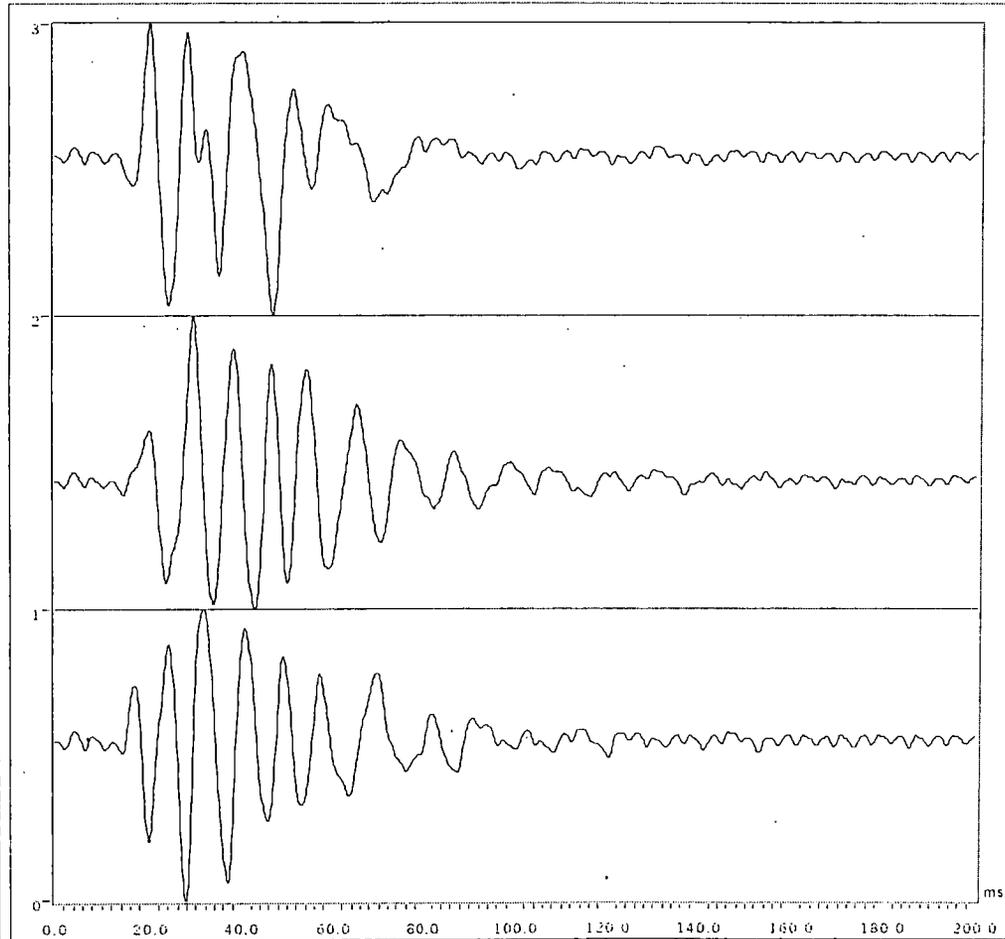


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 3 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 7

Línea: P01

Shot: 03

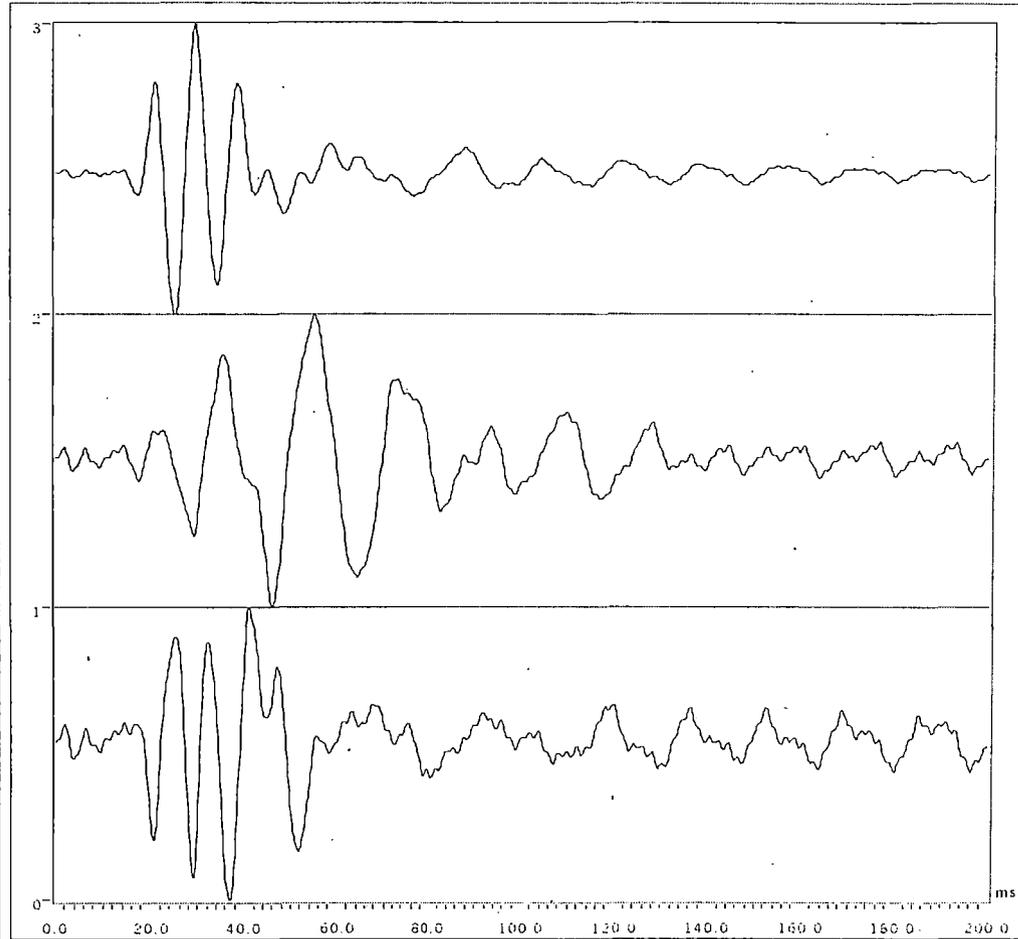


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 4 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P01

Shot: 04

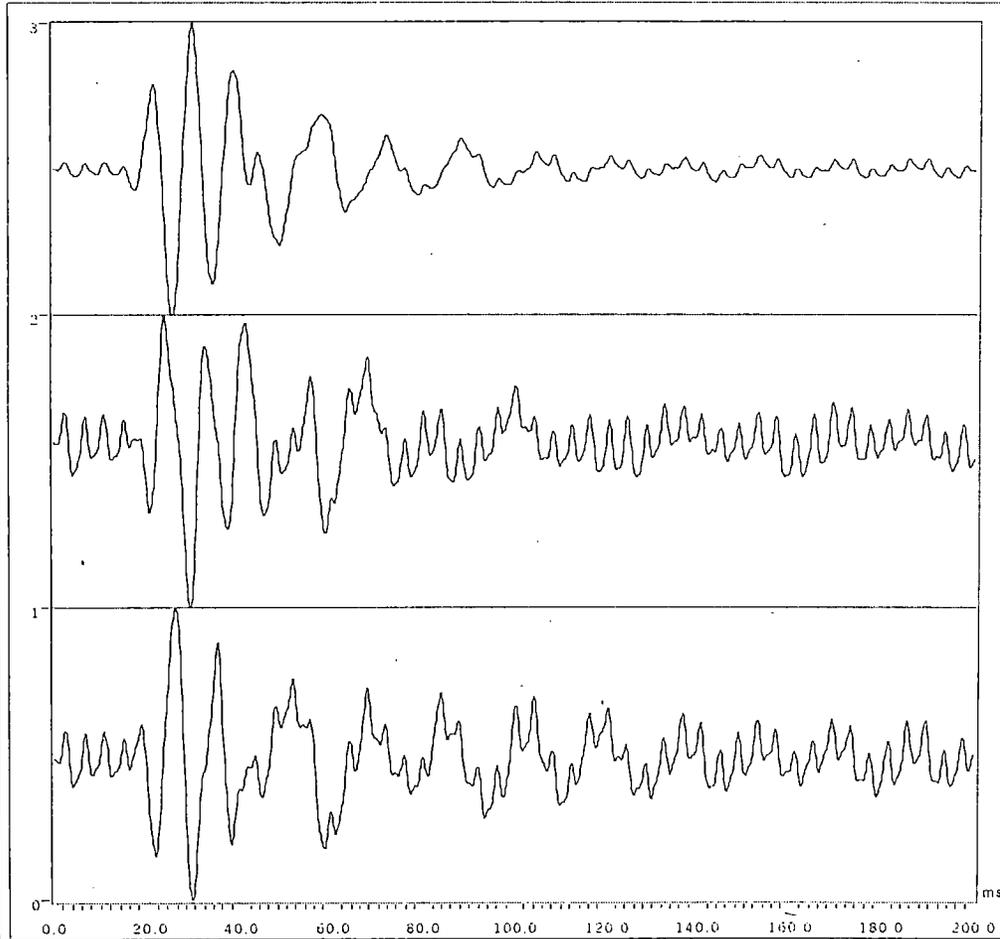


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 5 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P01

Shot: 05

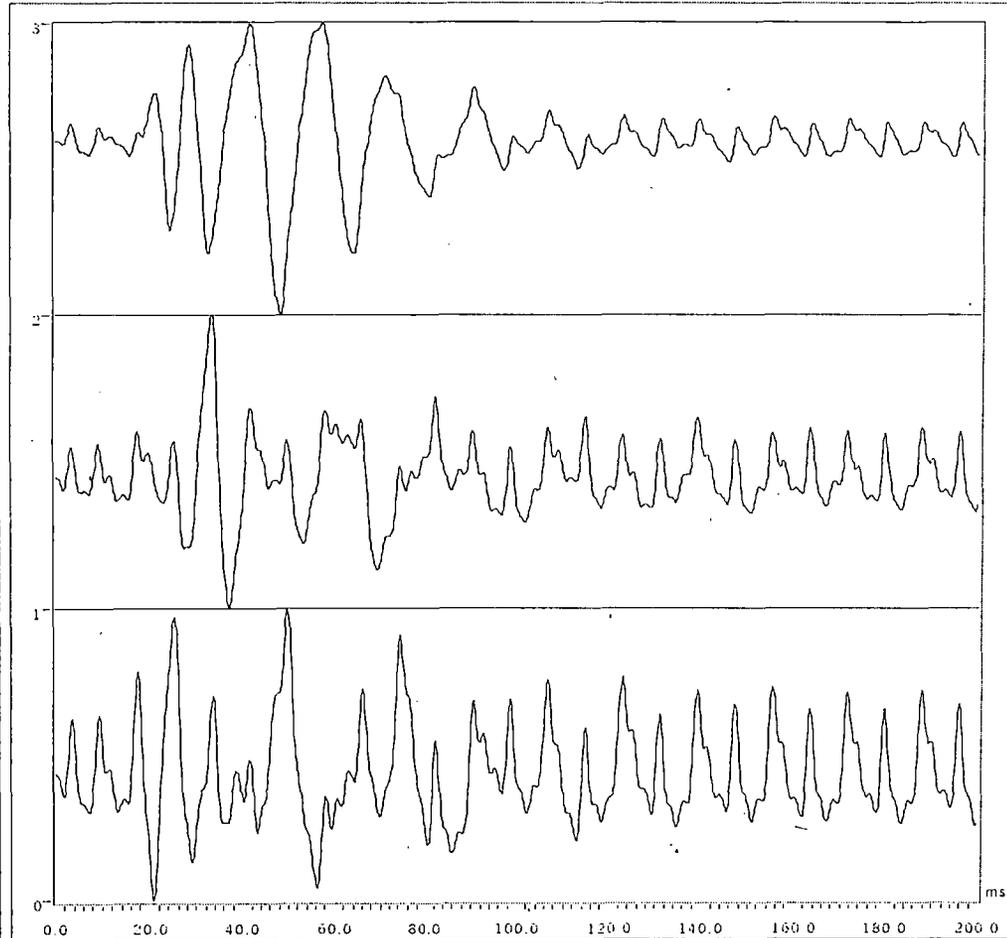


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 6 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P01

Shot: 06

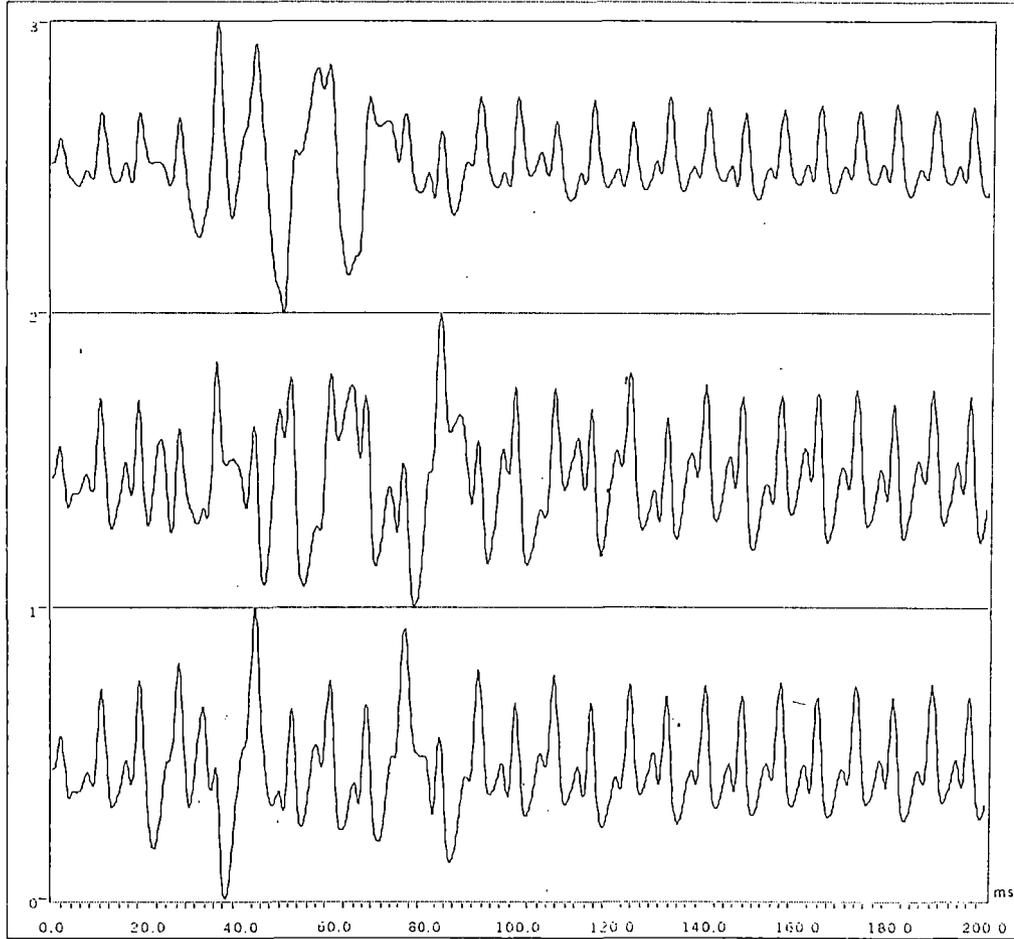


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 7 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 11

Línea: P01

Shot: 07

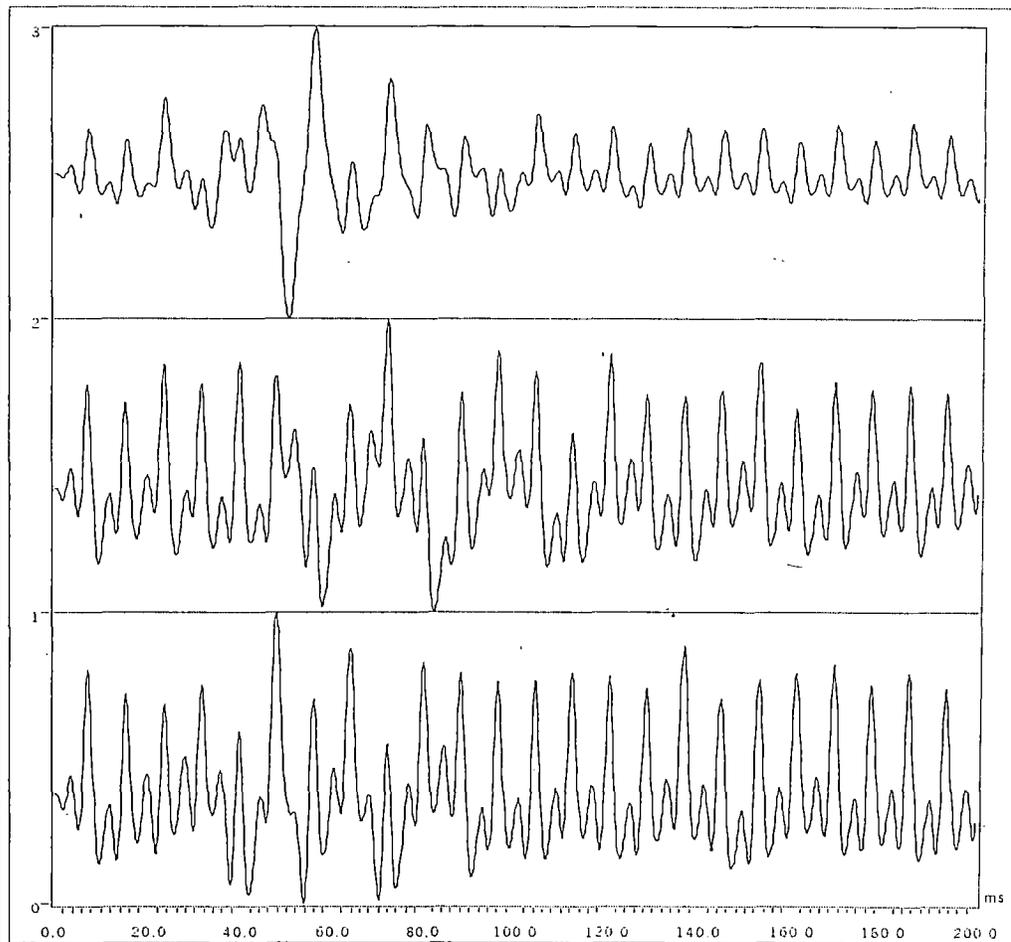


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (pro. 8 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 9

Línea: P01

Shot: 08



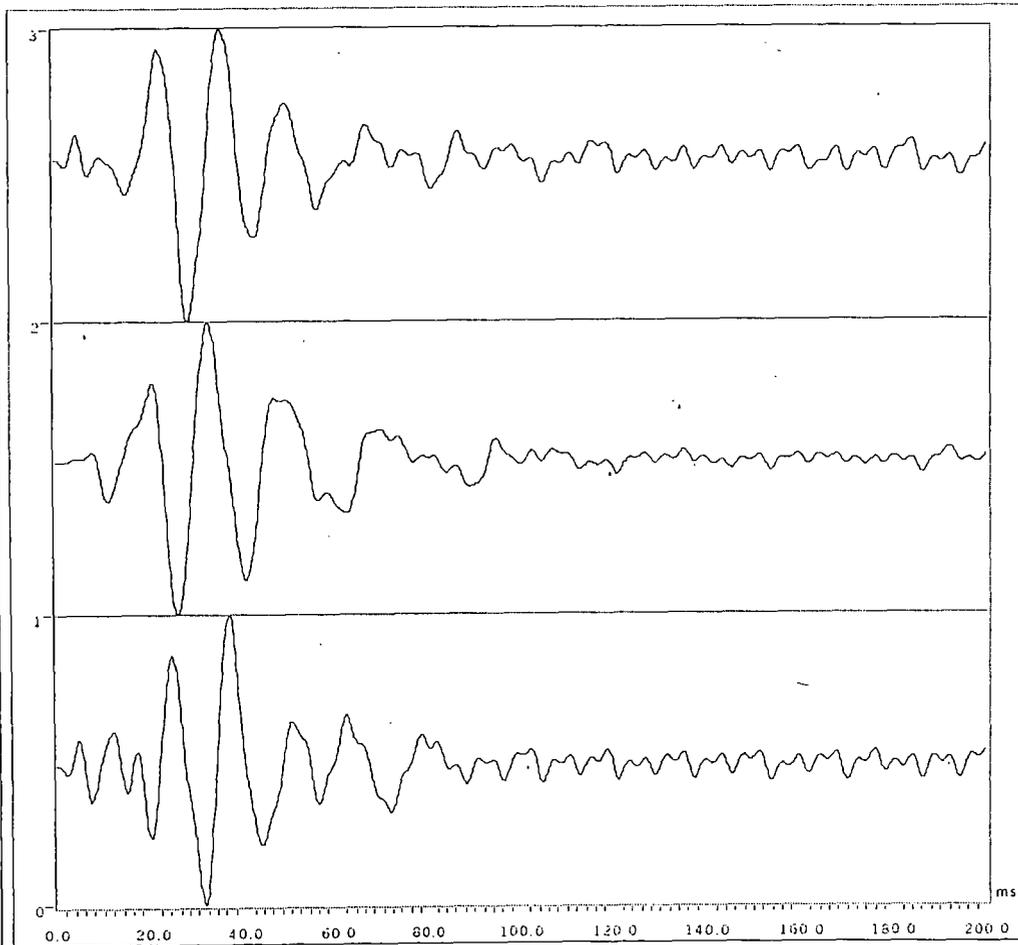
LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ONDAS S

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 1 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 4

Línea: P01

Shot: 01

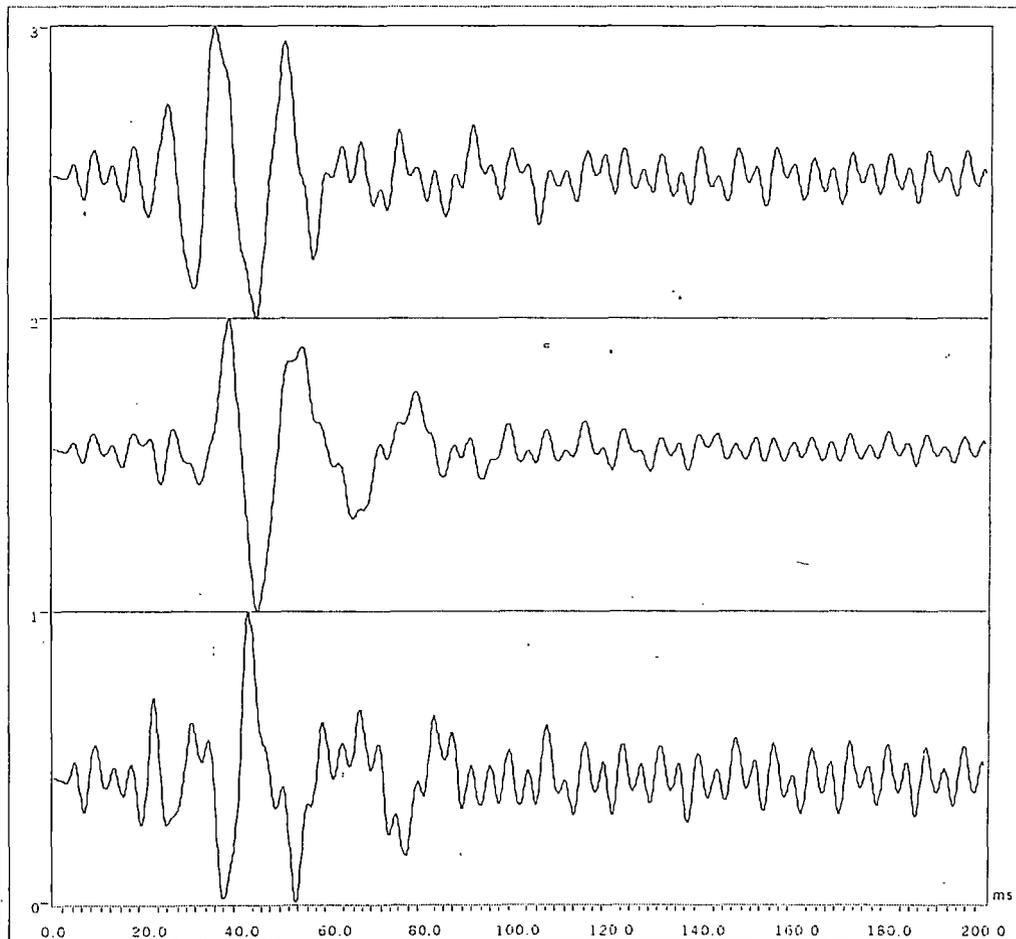


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 2 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 6

Línea: P01

Shot: 02

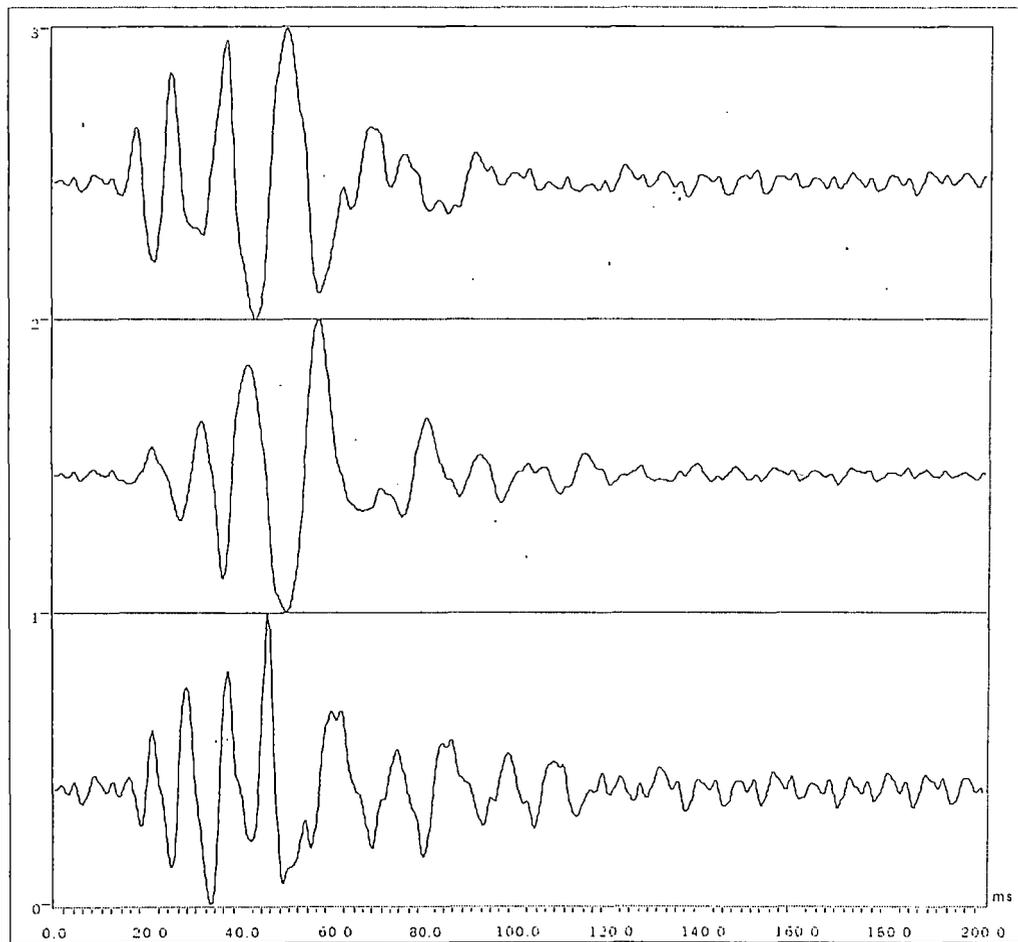


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 3 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGDYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 6

Línea: P01

Shot: 03

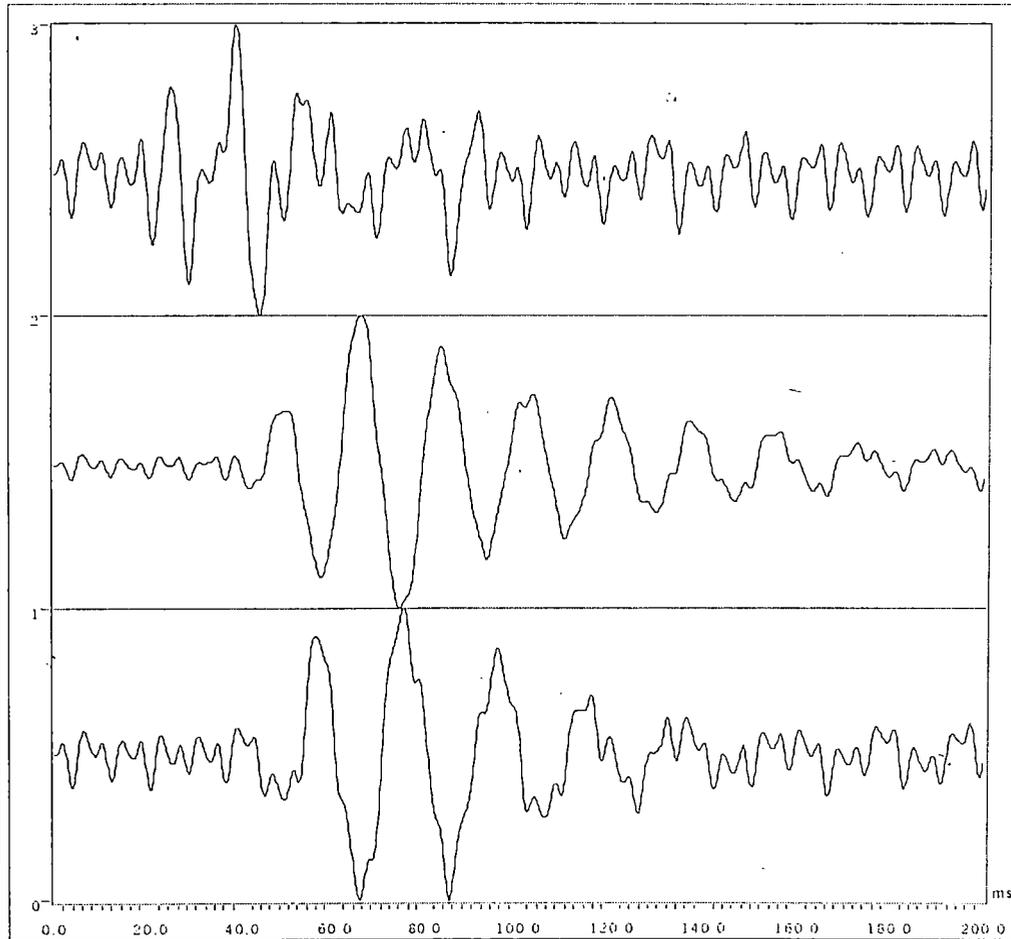


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 4 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 6

Línea: P01

Shot: 04

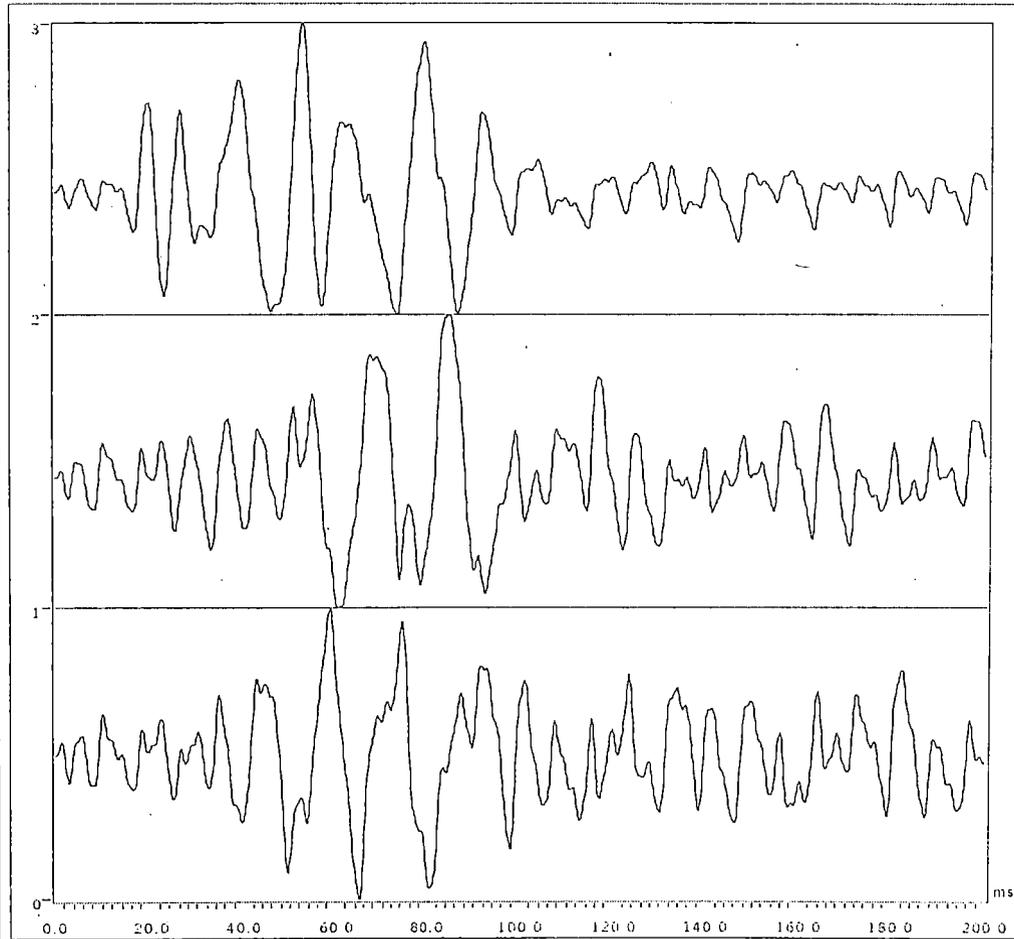


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 5 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P01

Shot: 05

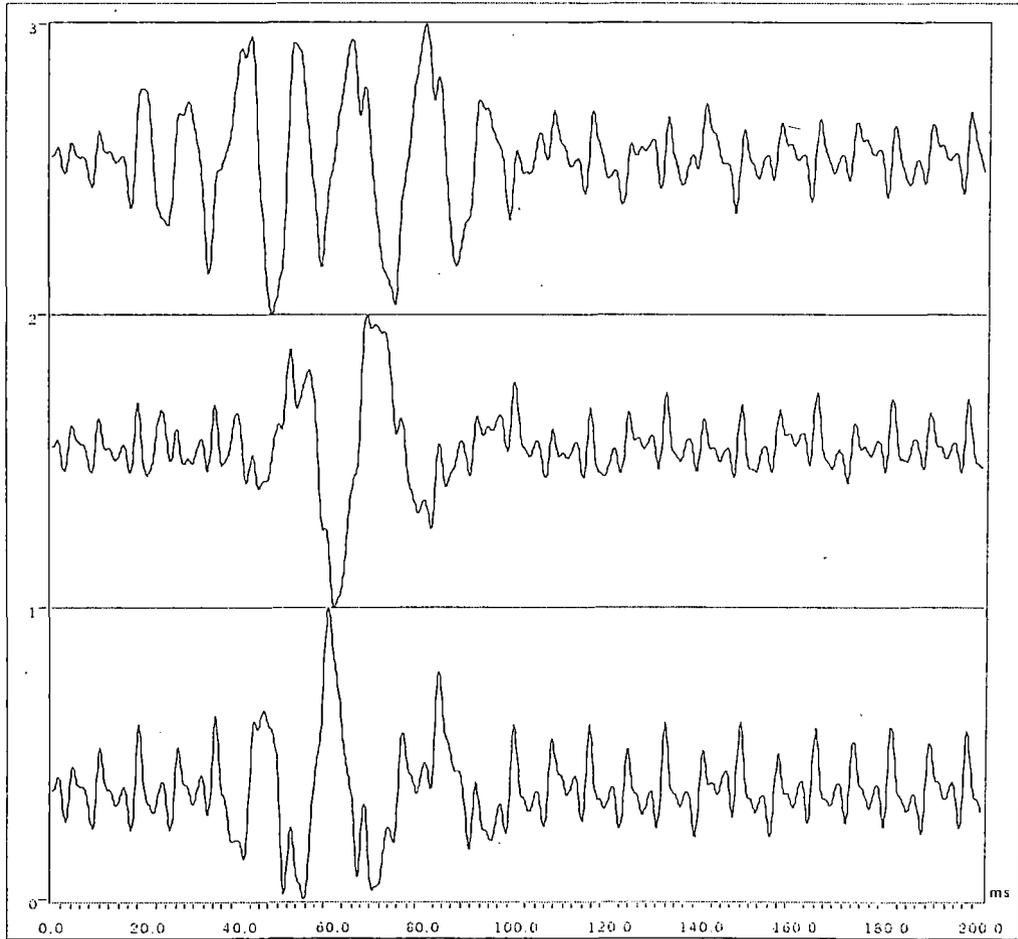


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 6 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 15

Línea: P01

Shot: 06

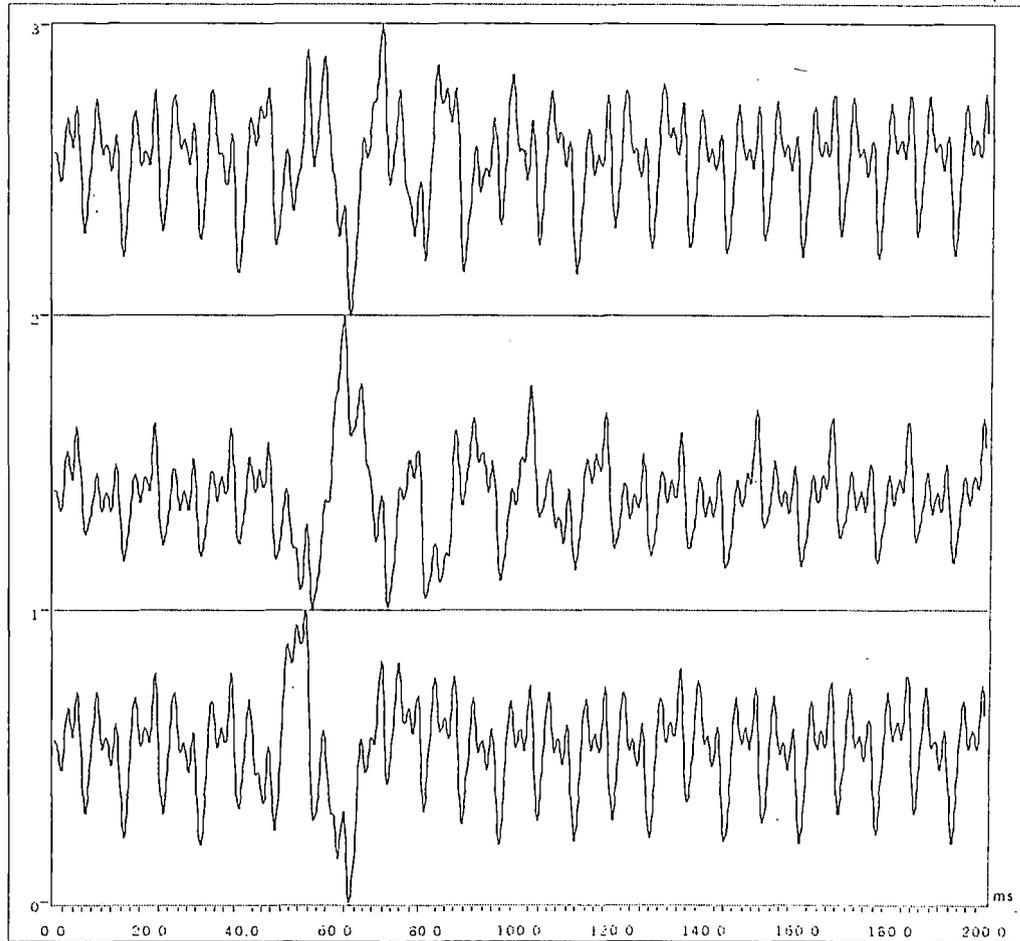


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 7 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGDYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P01

Shot: 07

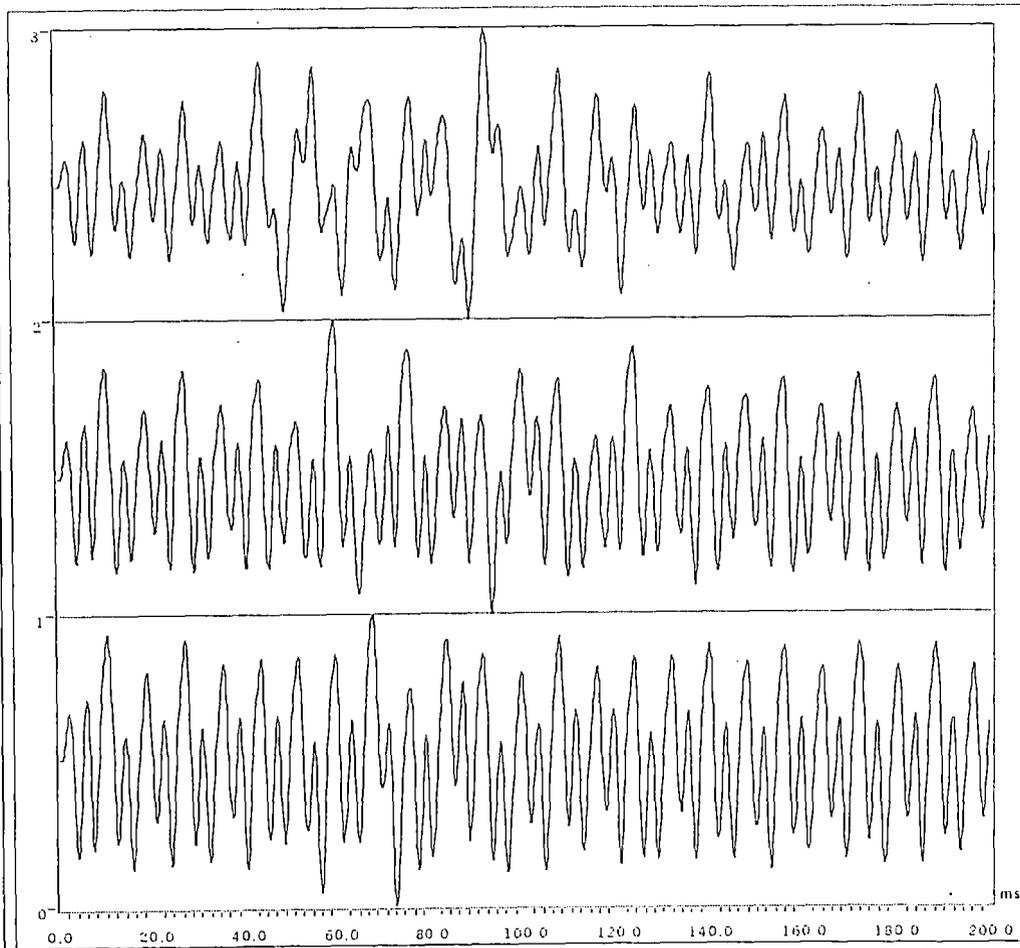


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (pro. 8 m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 8

Línea: P01

Shot: 08



LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

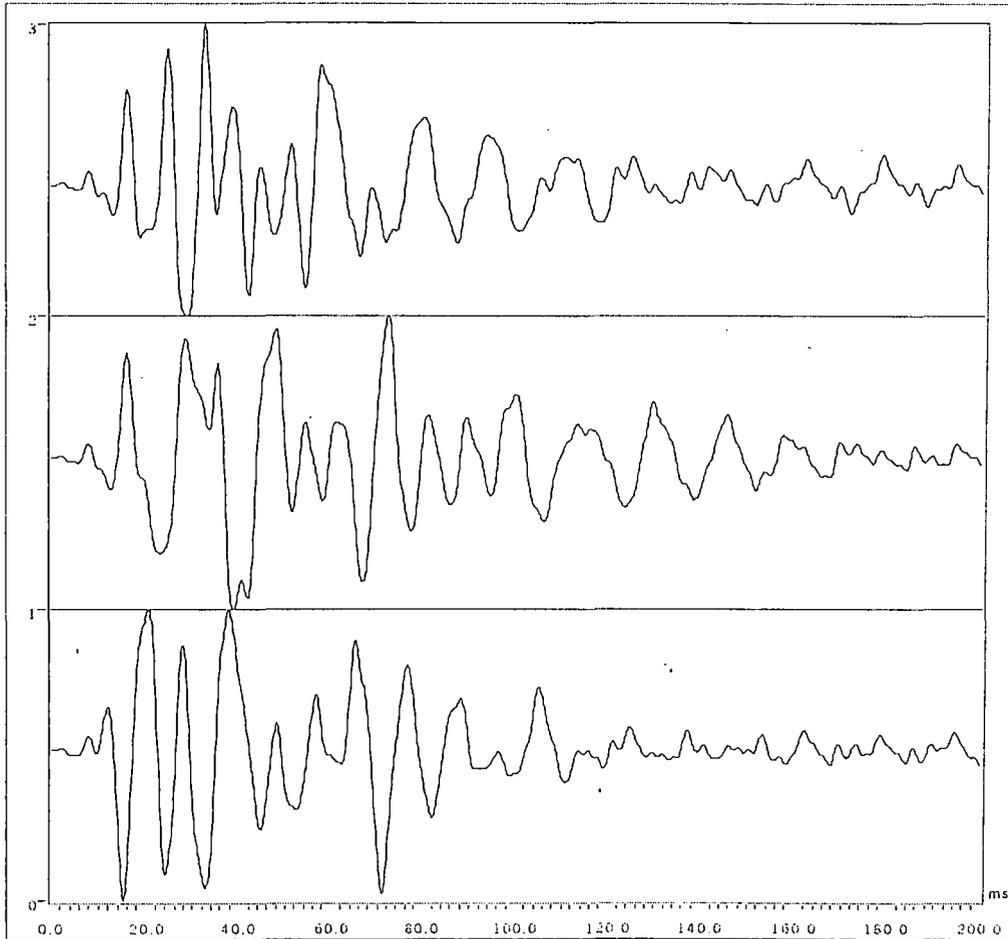
POZO P03

ONDAS P

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 2m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 6

Línea: P03

Shot: 01

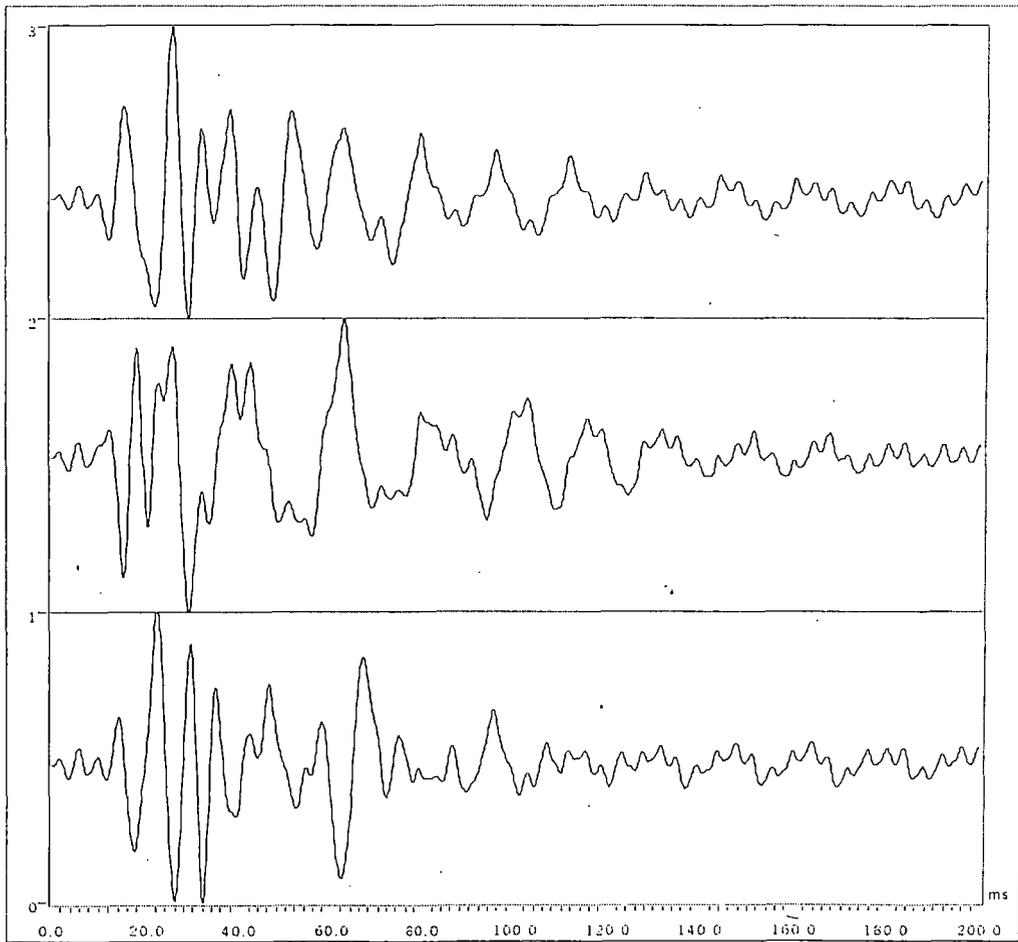


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 3m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 3

Línea: P03

Shot: 02

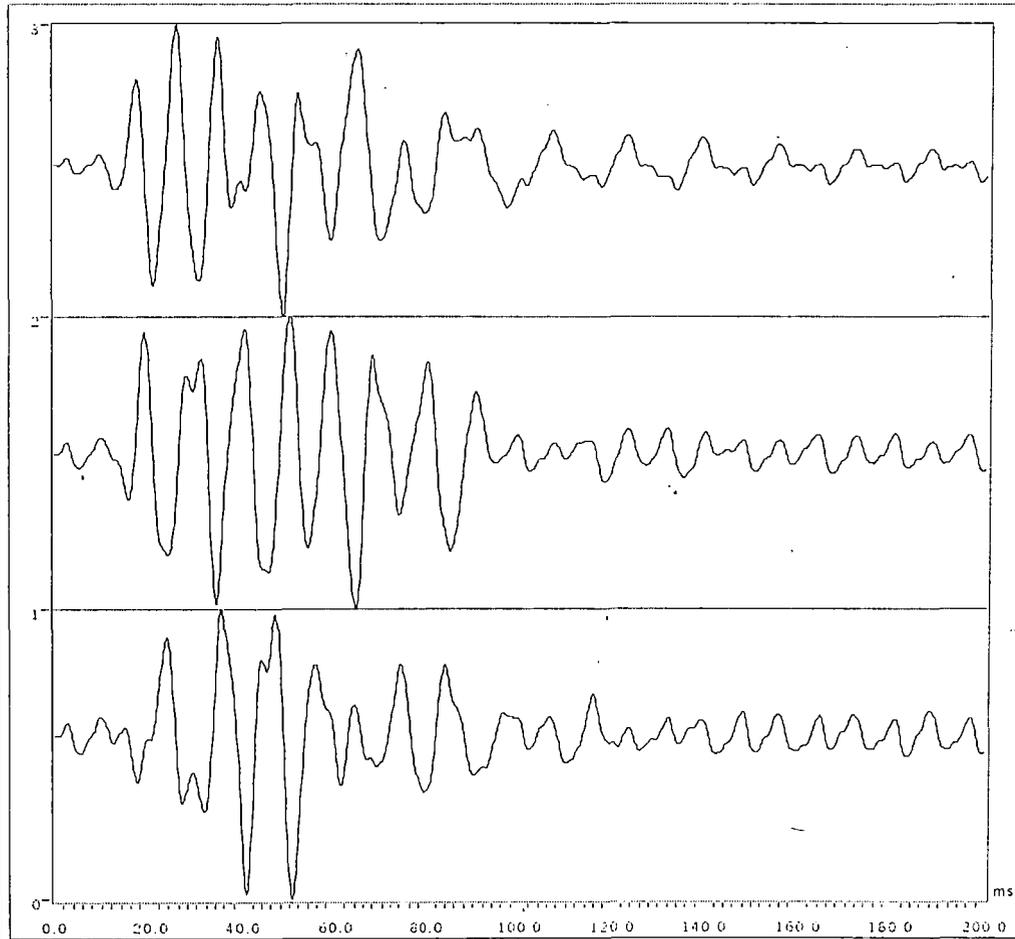


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 4m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 5

Línea: P03

Shot: 03

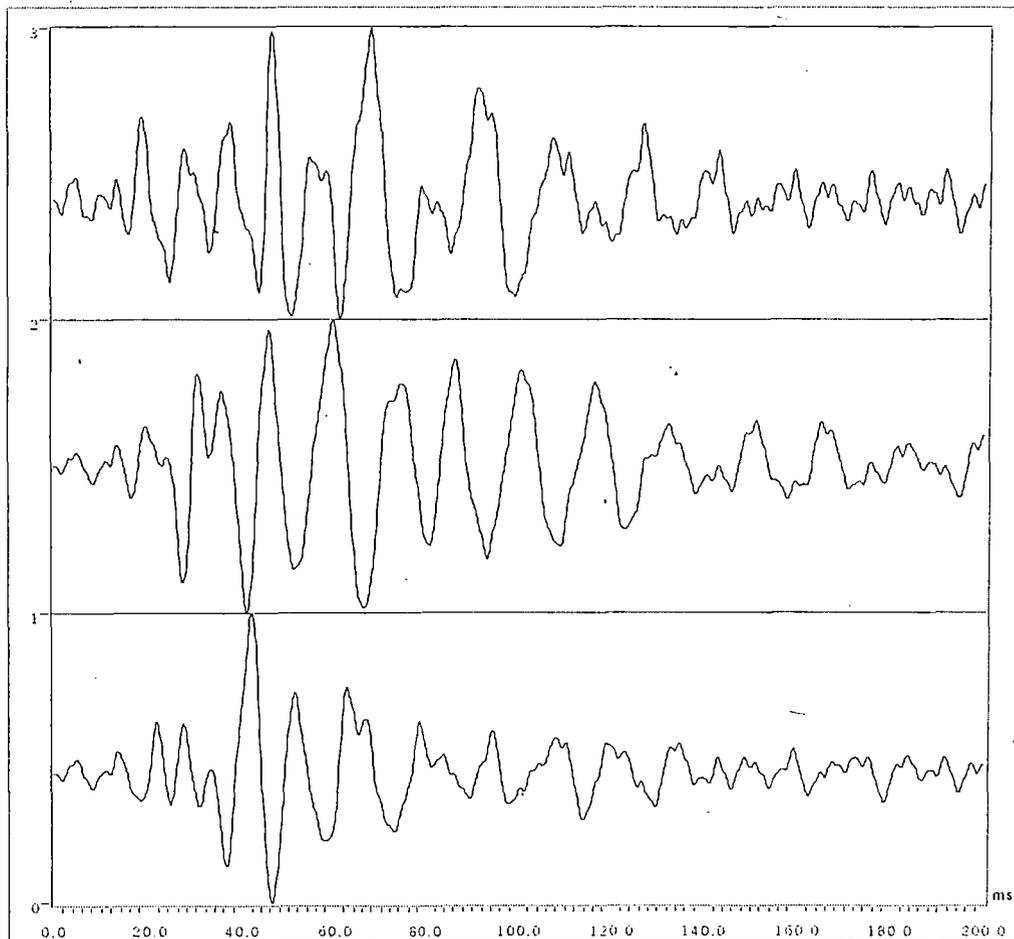


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 5m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 11

Línea: P03

Shot: 04

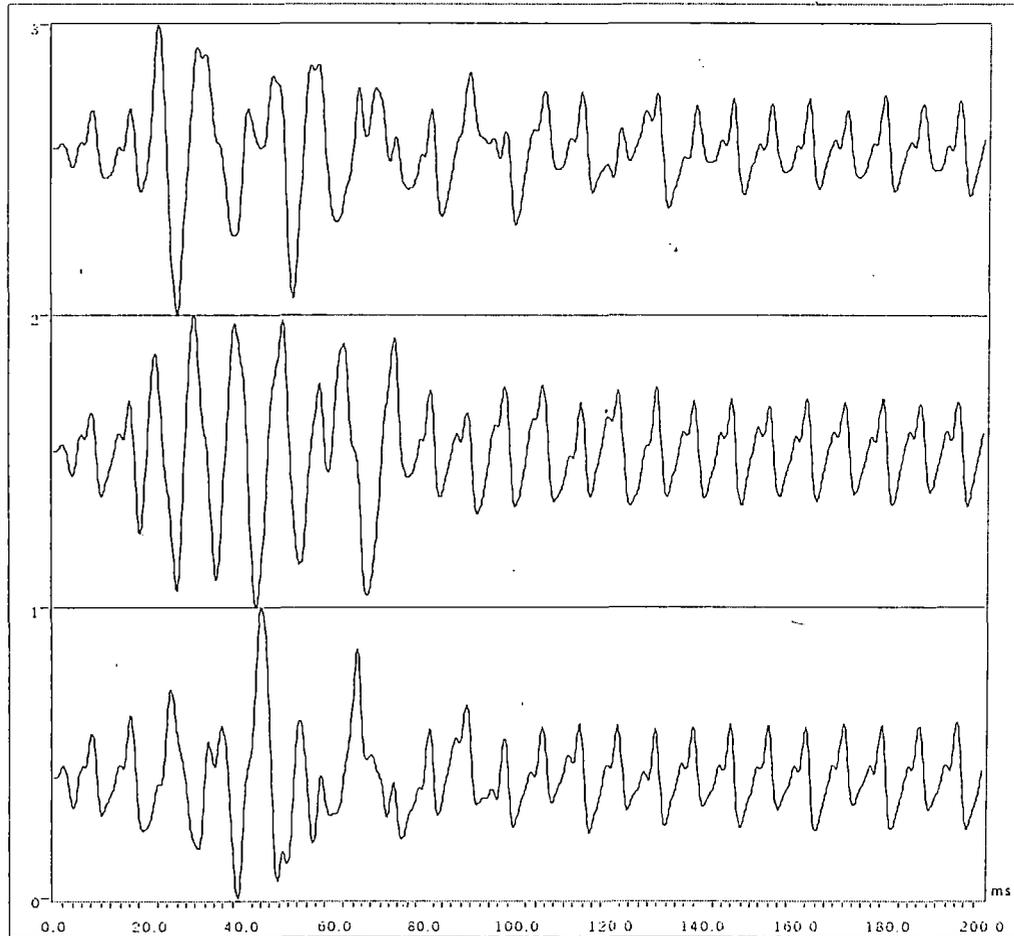


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 6m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 12

Línea: P03

Shot: 05

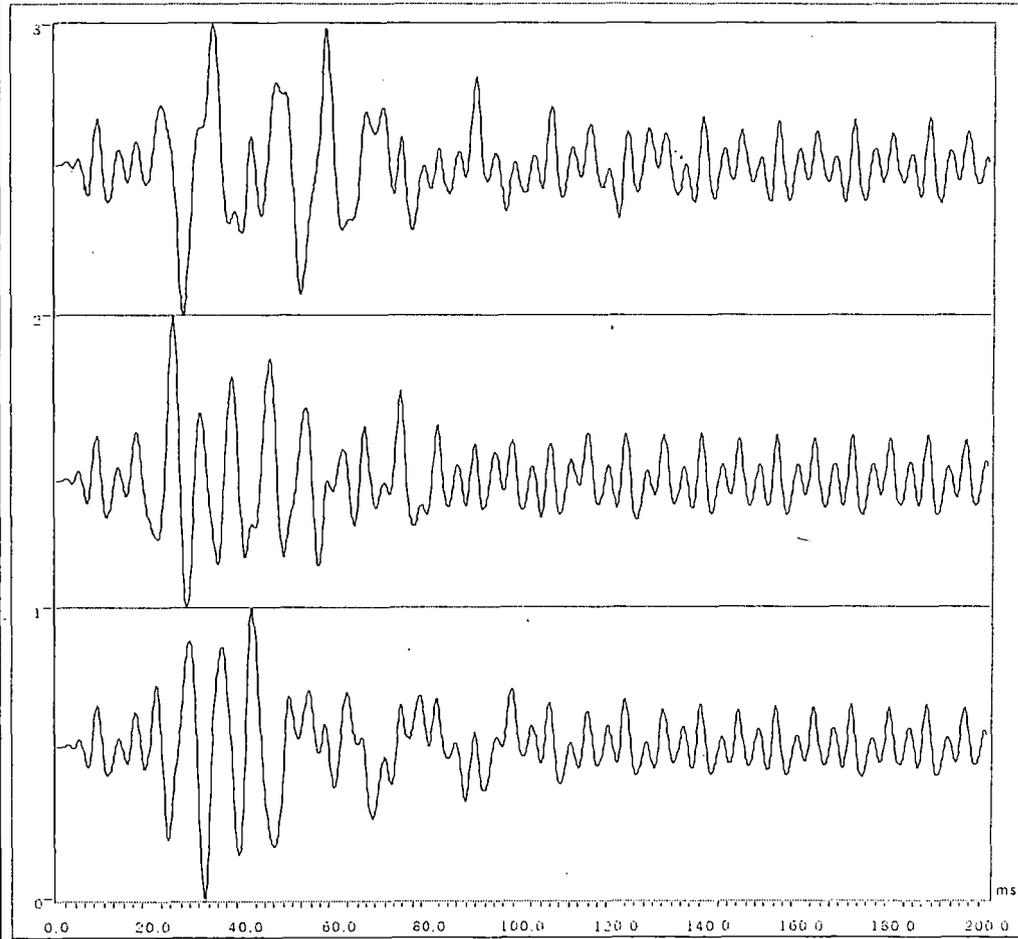


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 7m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P03

Shot:

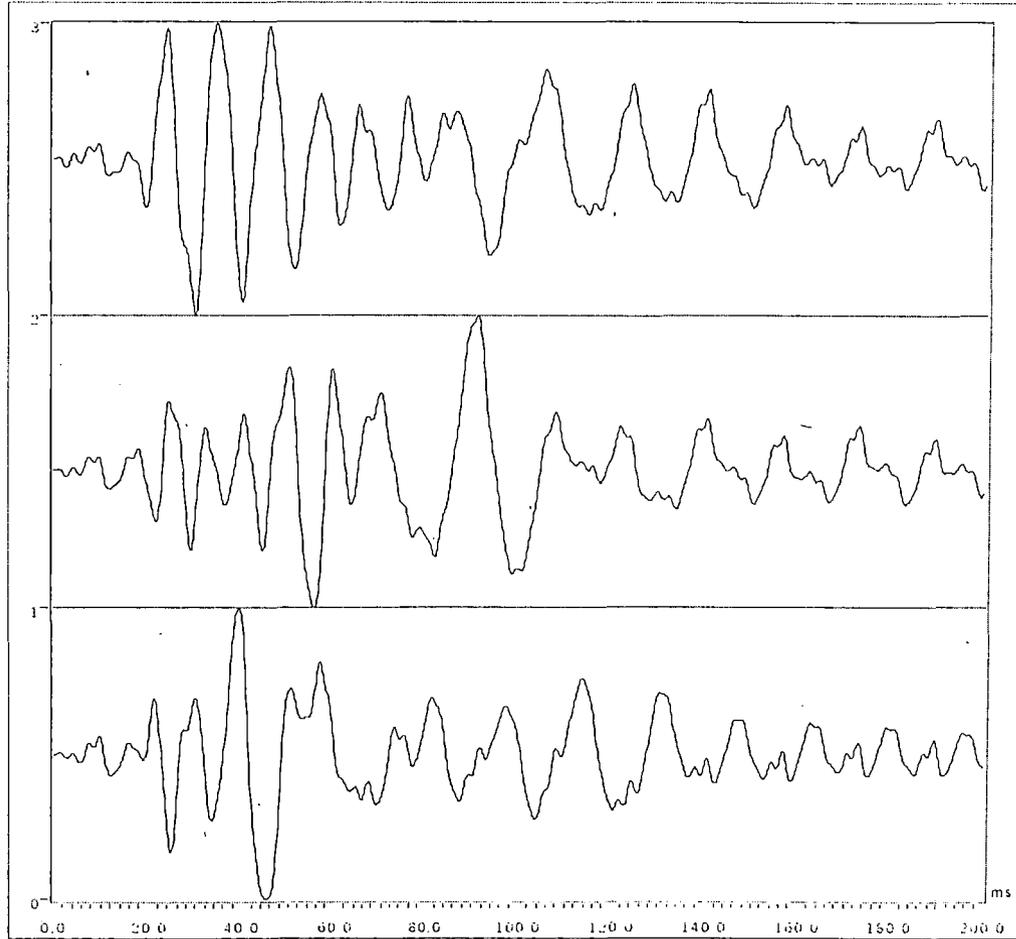


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS P (prof. 8m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 3

Línea: P03

Shot: 07



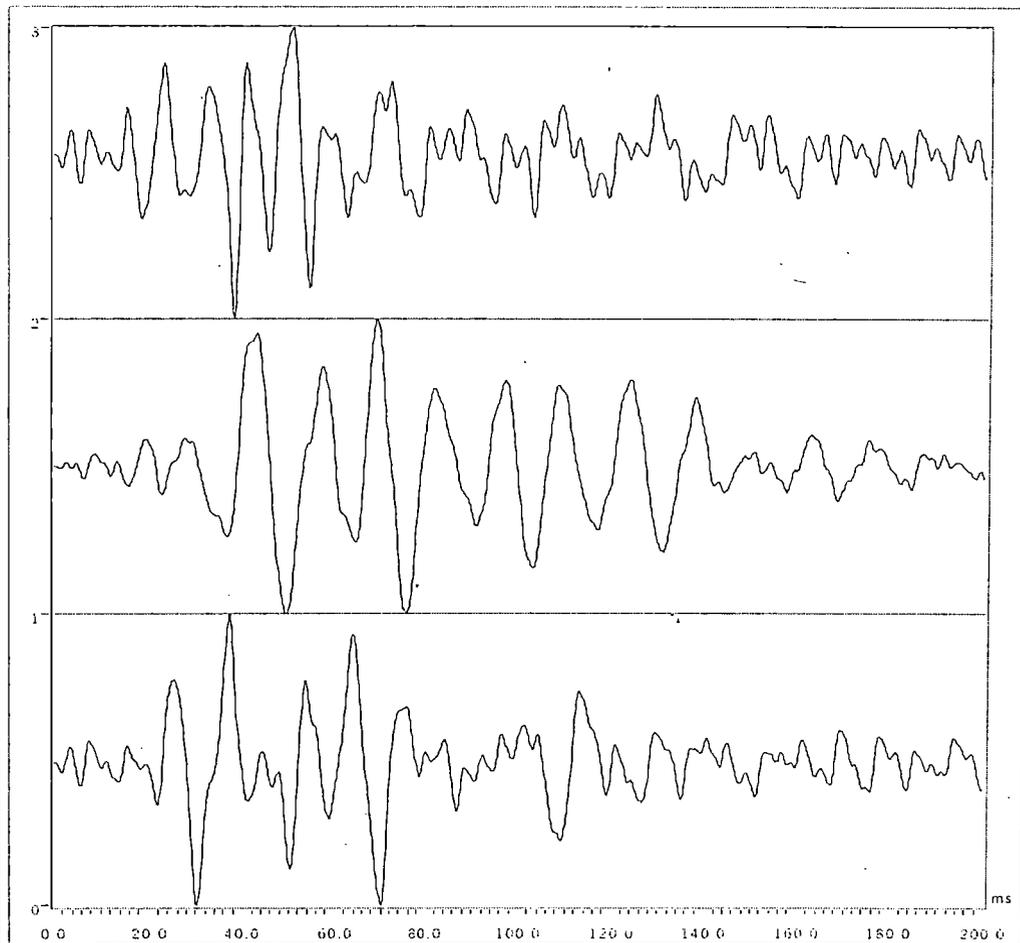
LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ONDAS S

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 2m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 14

Línea: P03

Shot: 01

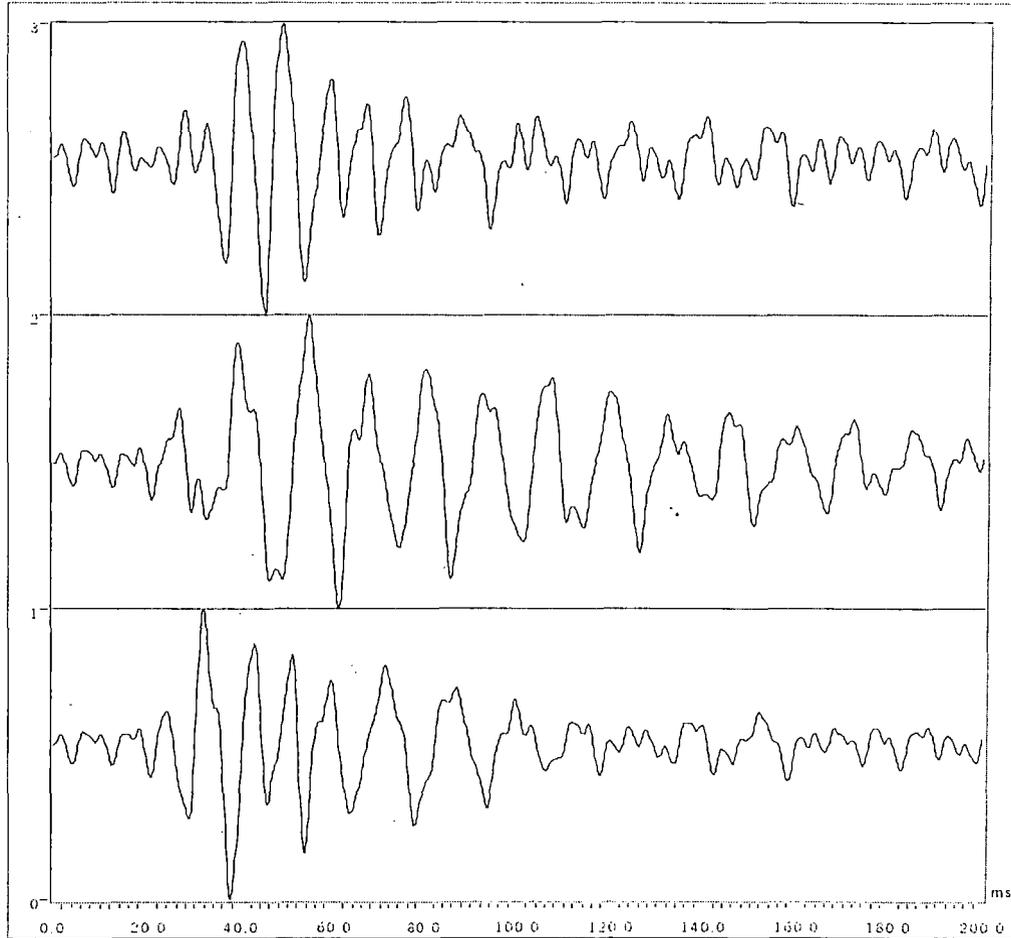


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 3m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 10

Línea: P03

Shot: 02

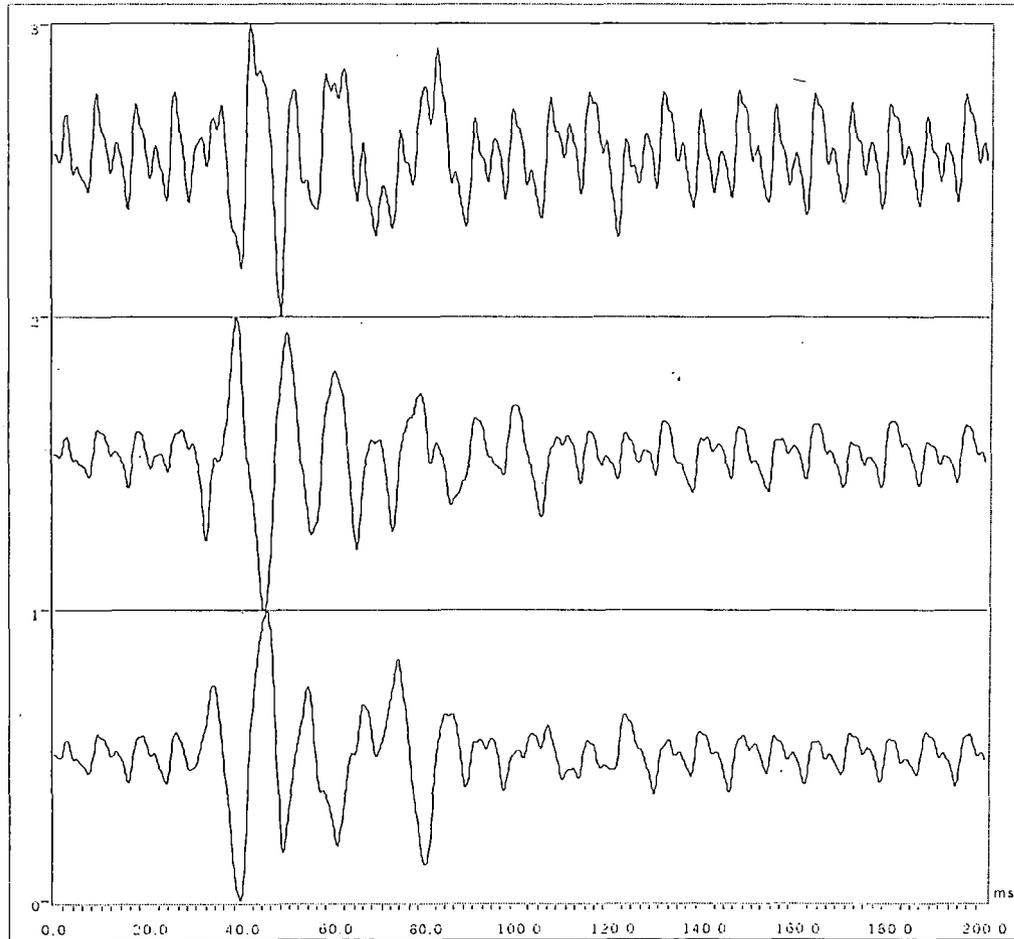


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 4m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGUYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 6

Línea: P03

Shot: 03

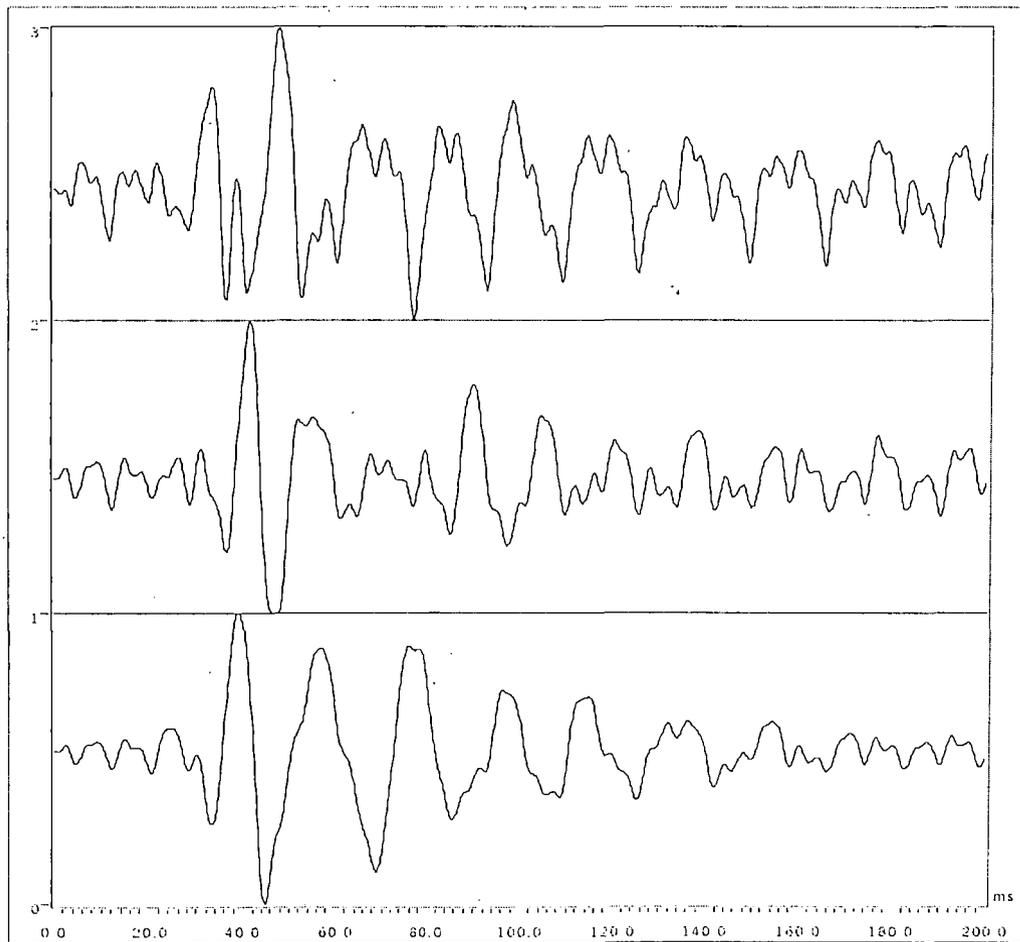


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 5m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 4

Línea: P03

Shot: 04

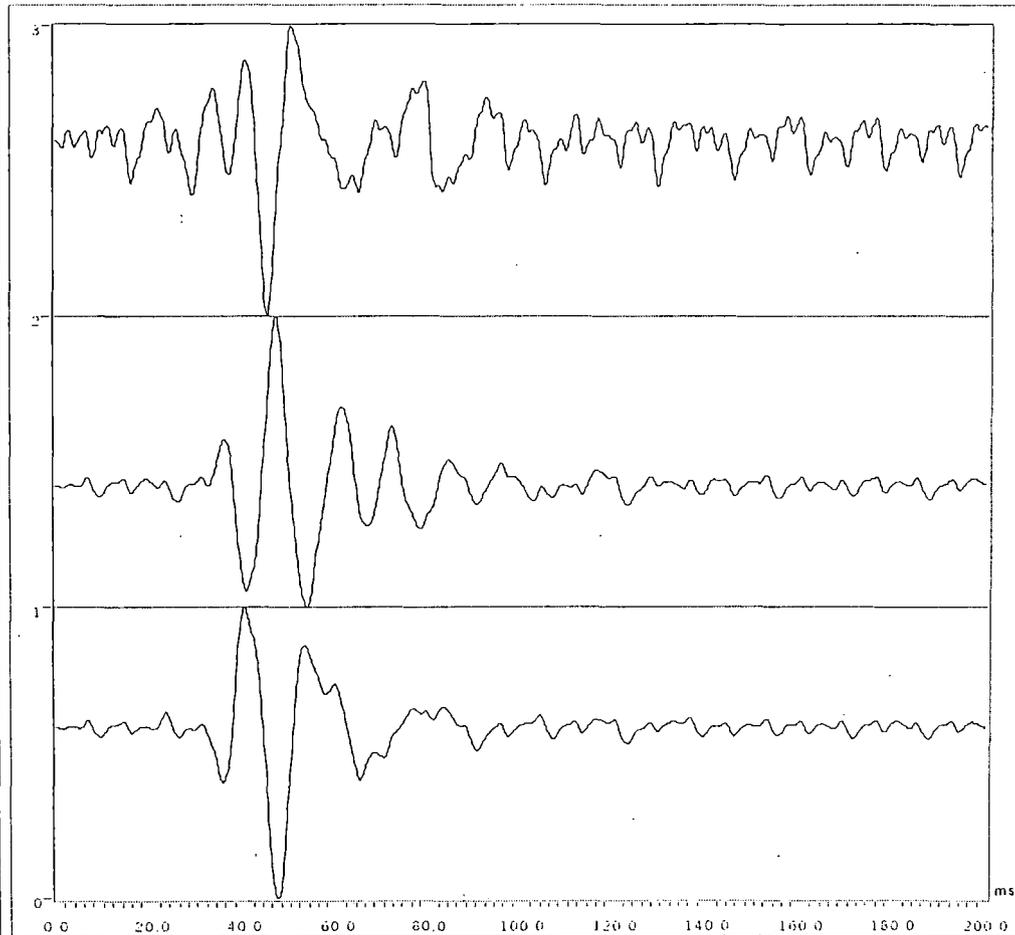


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 6m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 4

Línea: P03

Shot: 05

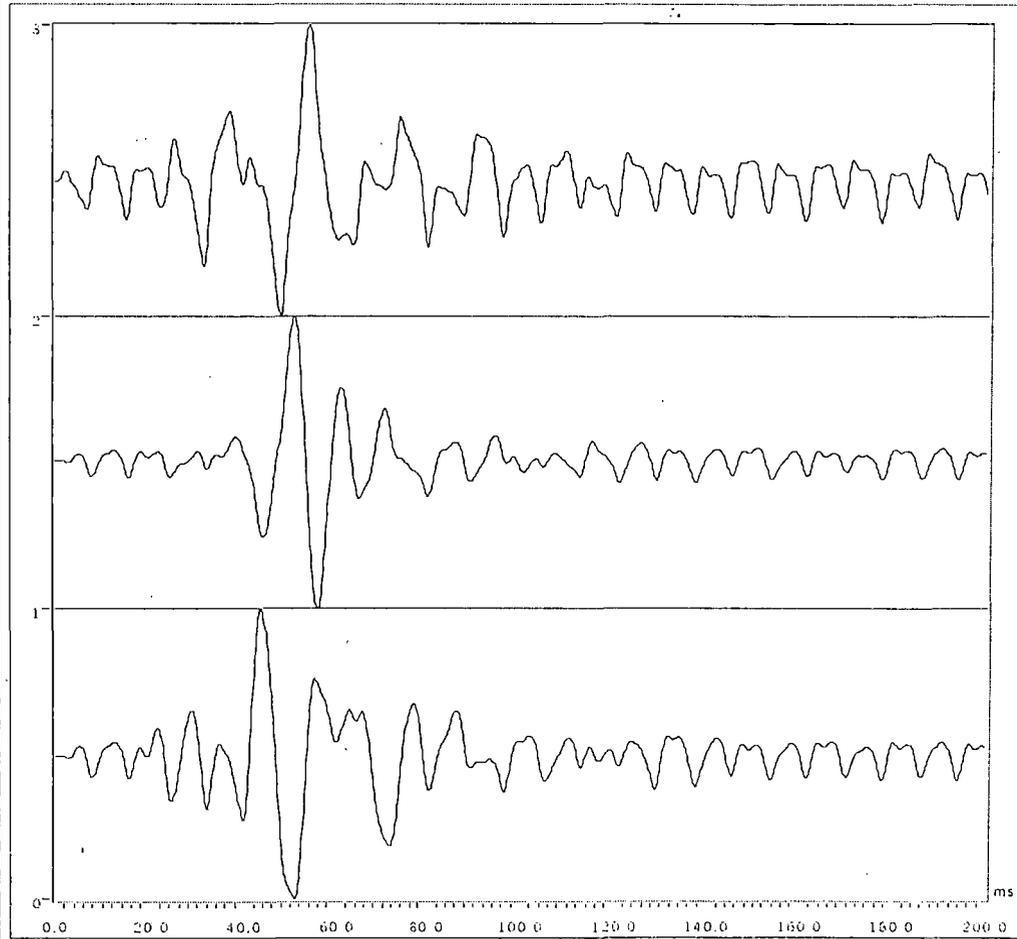


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 7m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 12

Línea: P03

Shot: 06

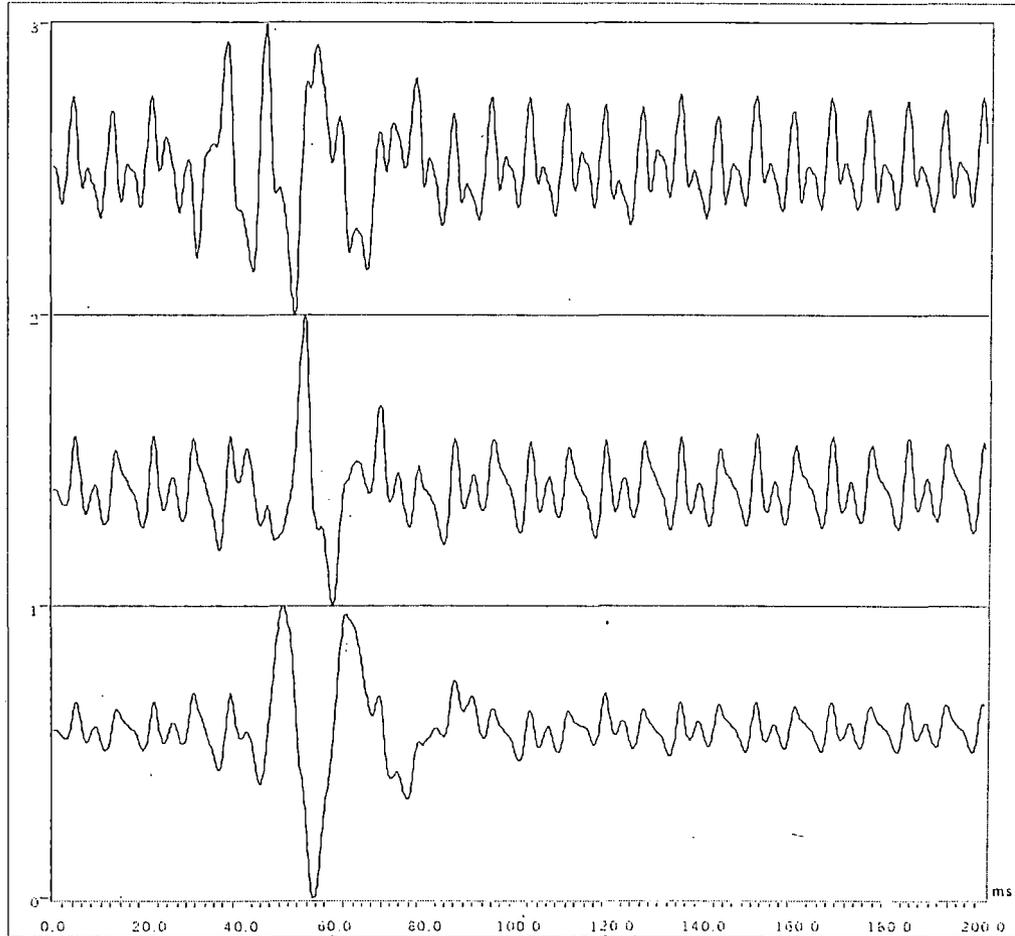


LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

ENSAYO DOWNHOLE - REGISTRO DE ONDAS S (prof. 8m)

PROYECTO: PRESA TINAJONES

LUGAR: CHONGOYAPE - CHICLAYO



Tiempo total de Adquisición : 200 ms

Intervalo de Muestreo : 0.20 ms

Stacks: 8

Línea: P03

Shot: 07



LABORATORIO GEOTECNICO, UNI-CISMID

SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS

POZO P01



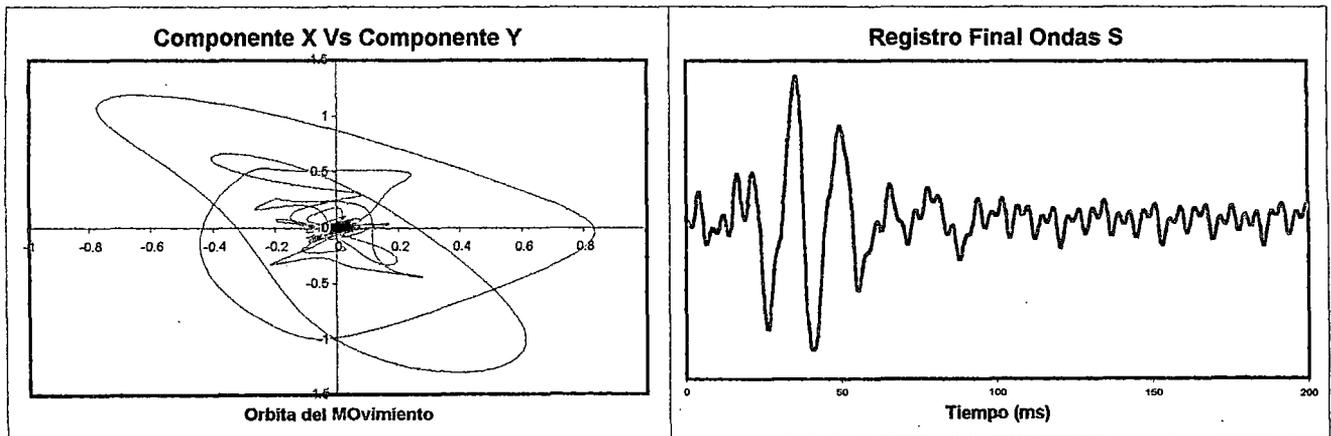
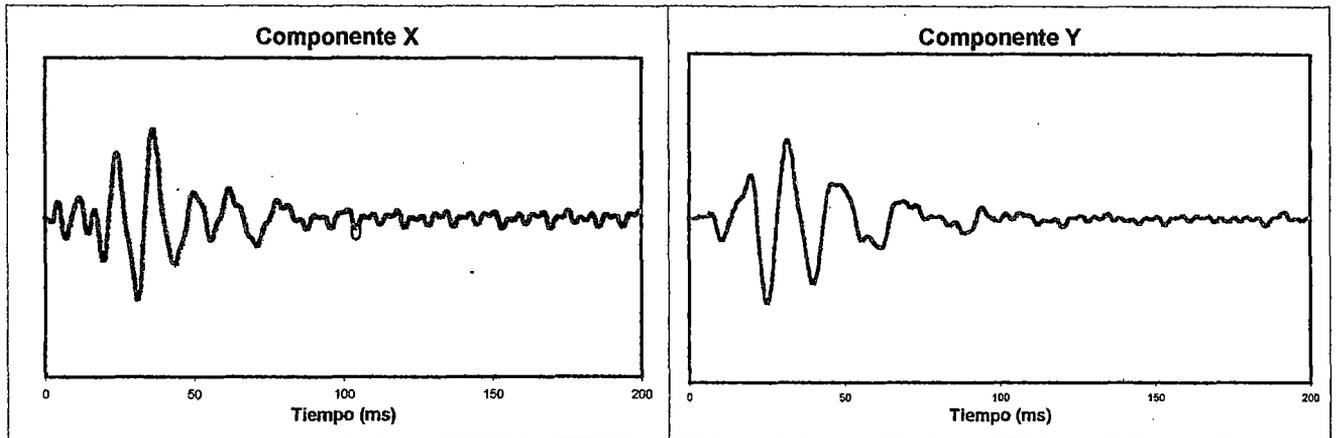
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

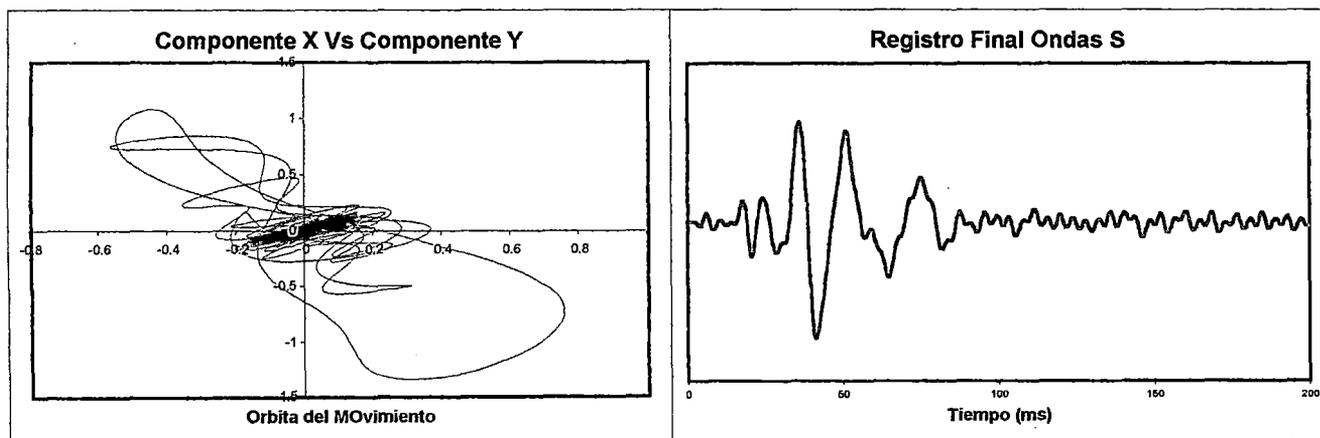
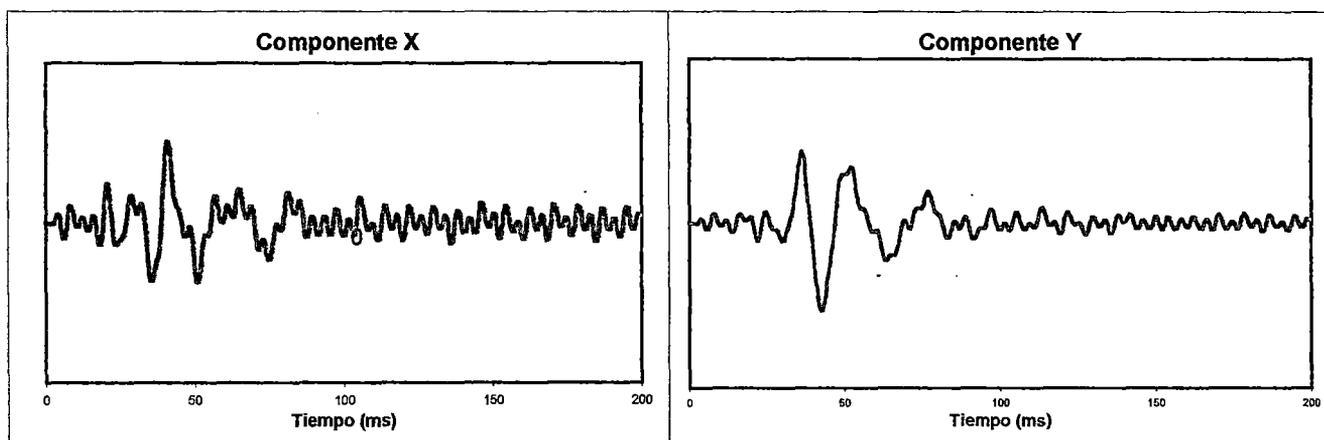
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 1.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

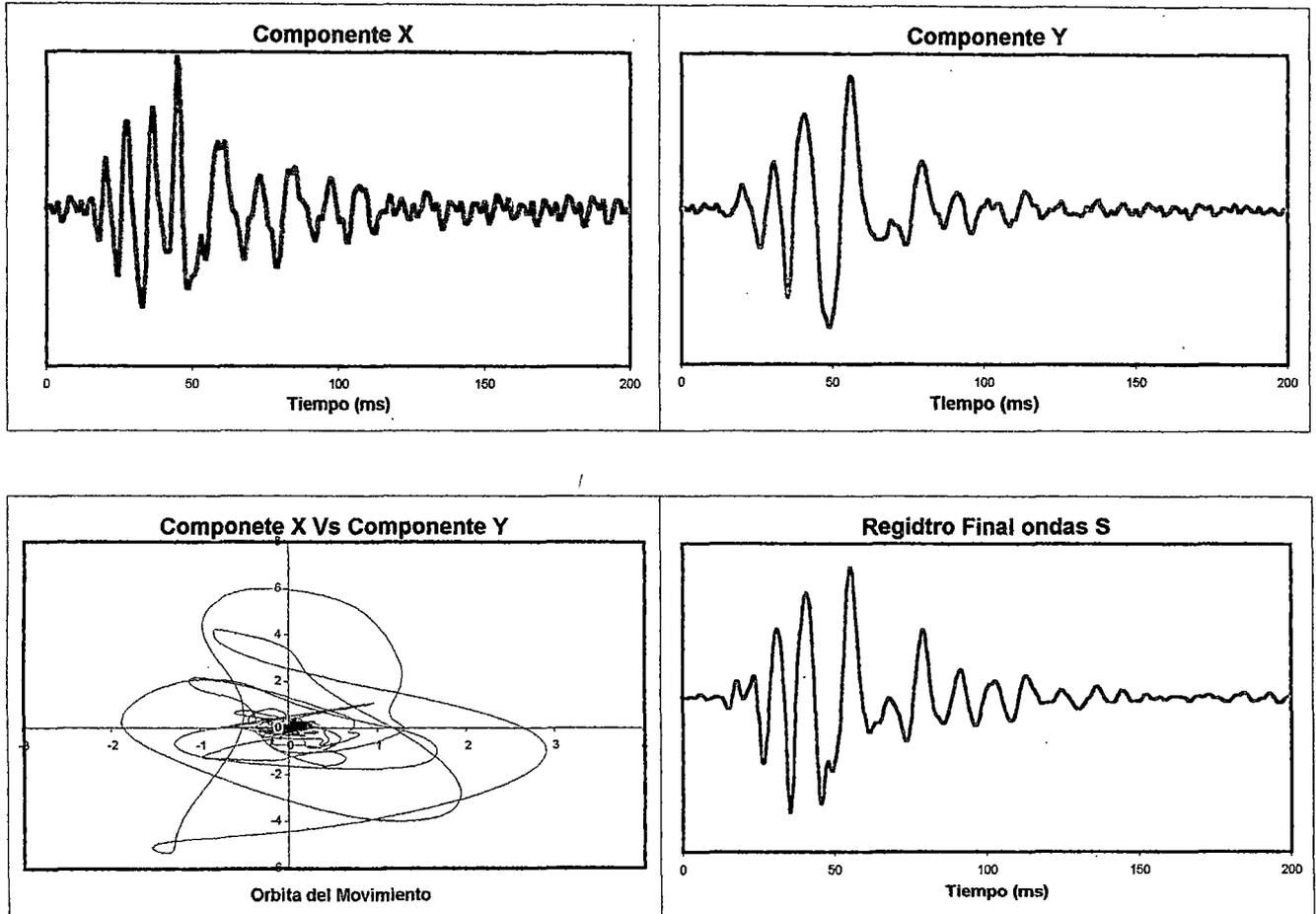
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 2.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

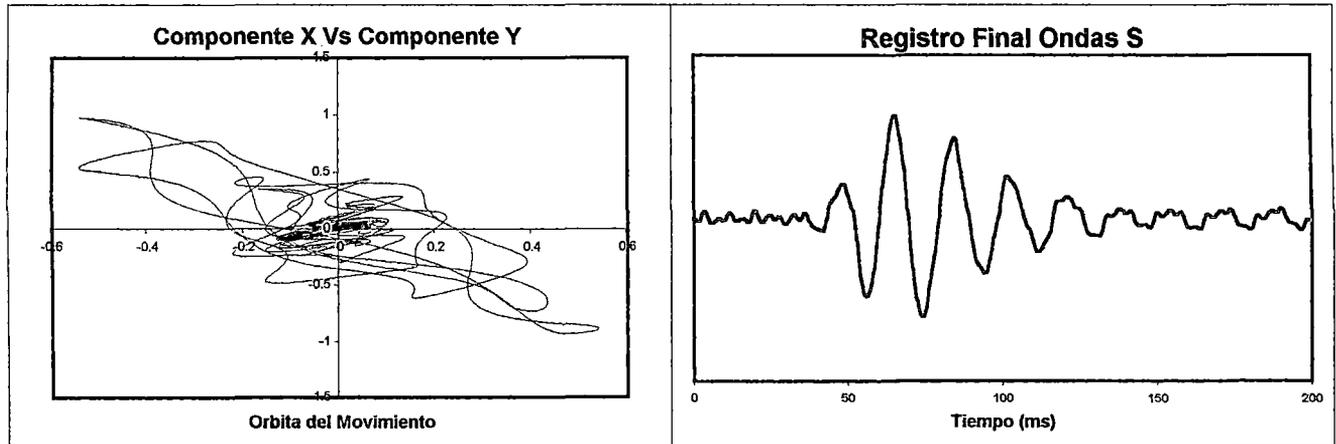
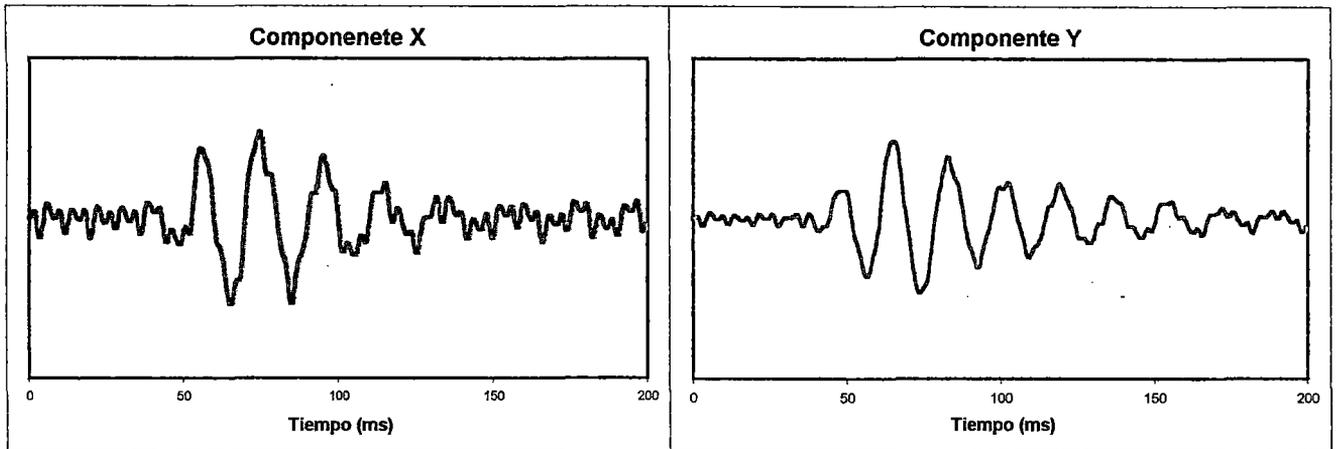
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 3.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

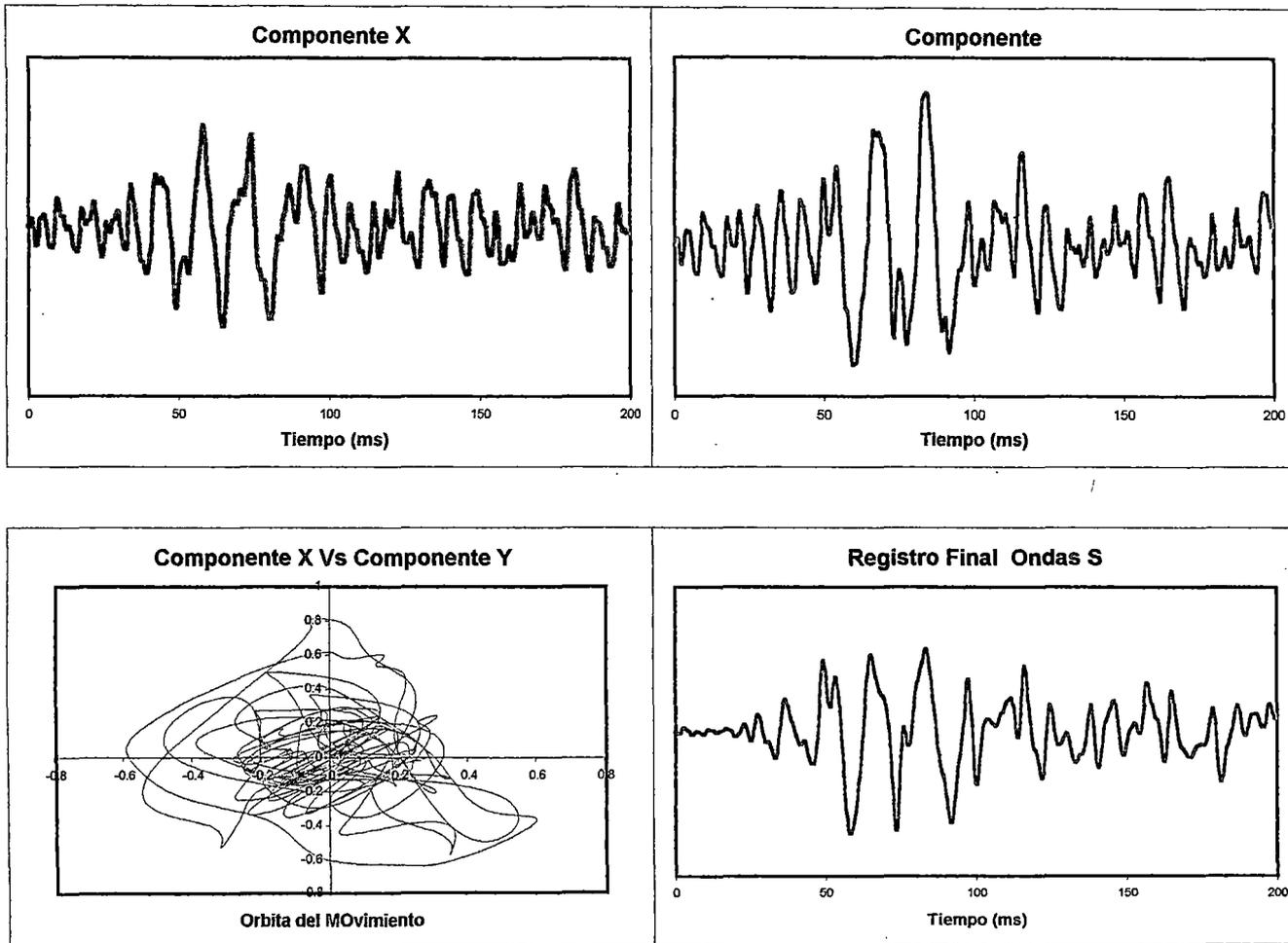
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 4.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

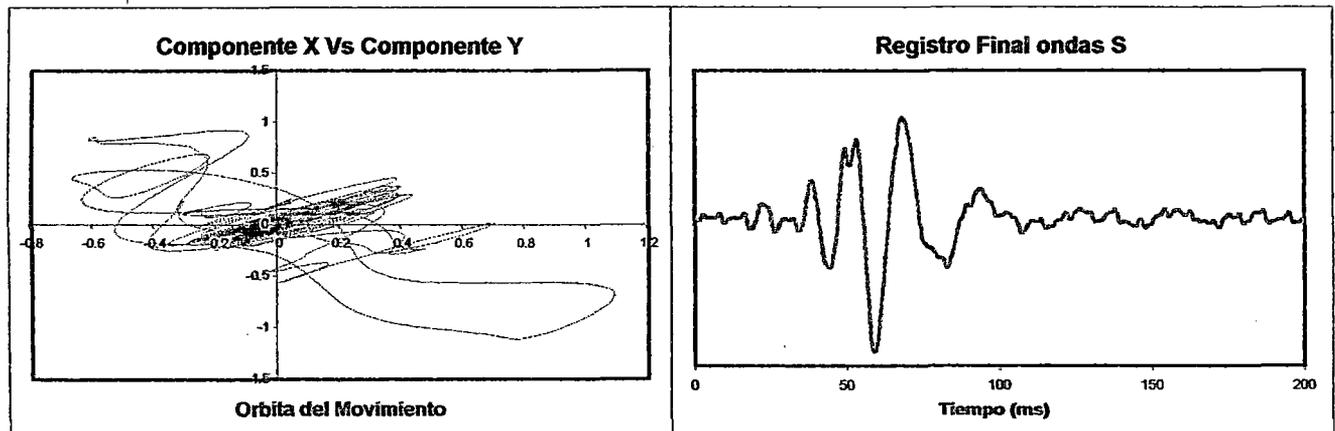
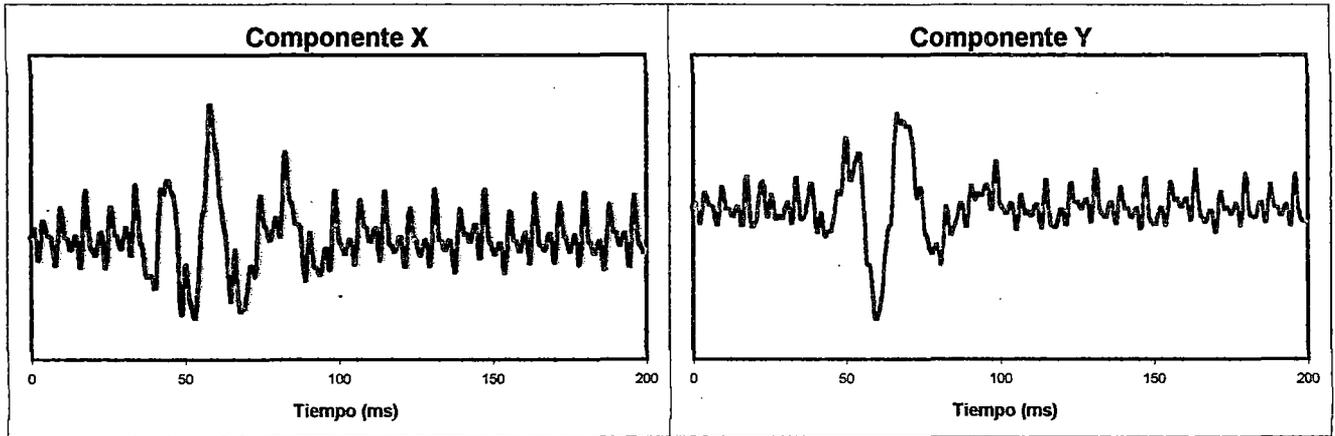
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 5.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

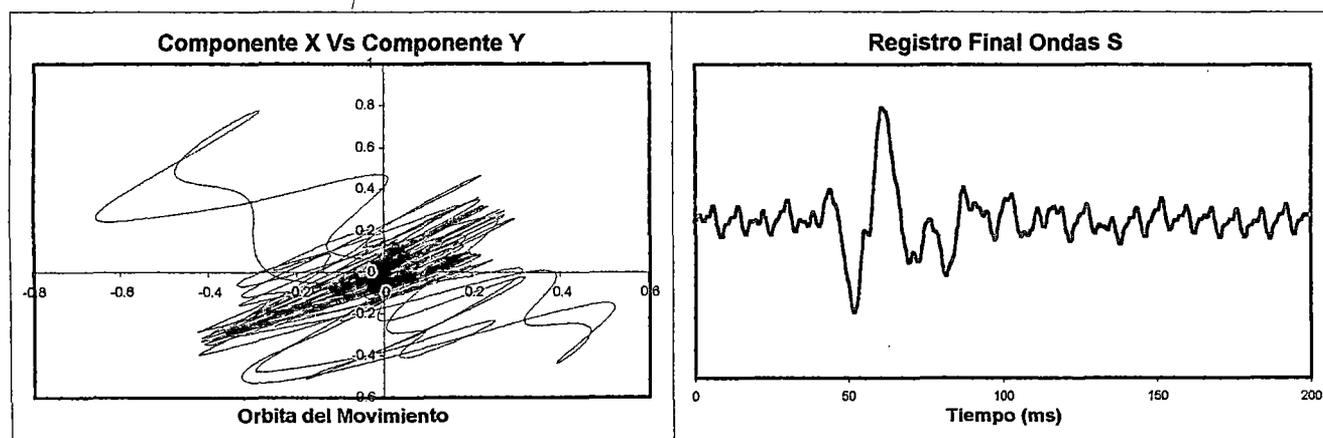
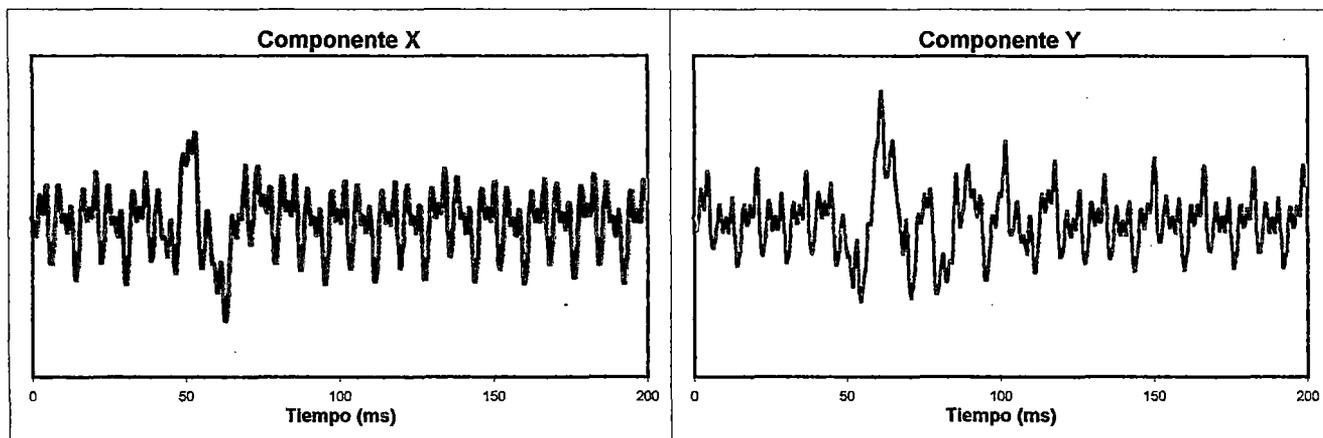
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 6.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

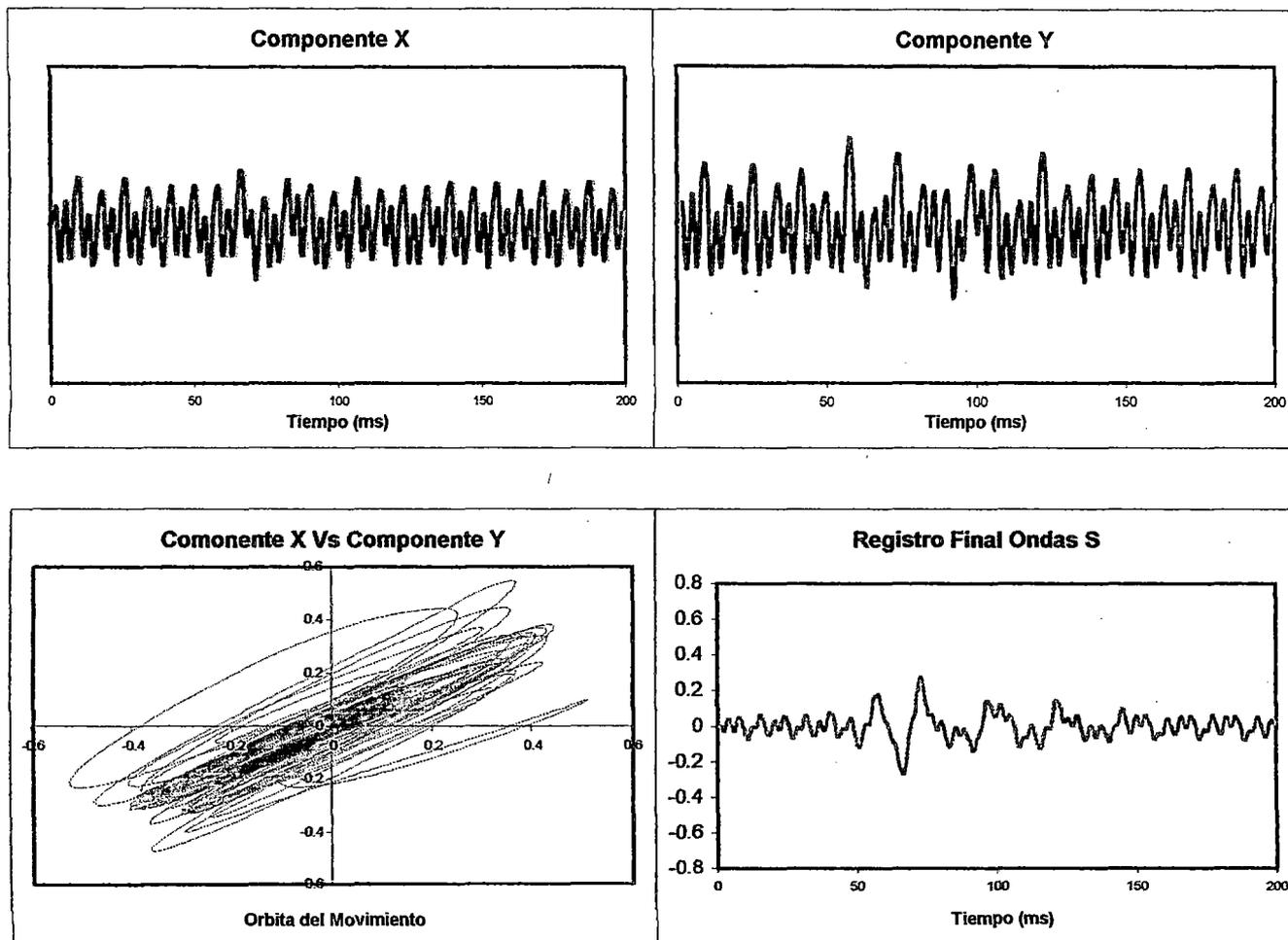
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 7.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDA S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 8.0 m.



POZO P03

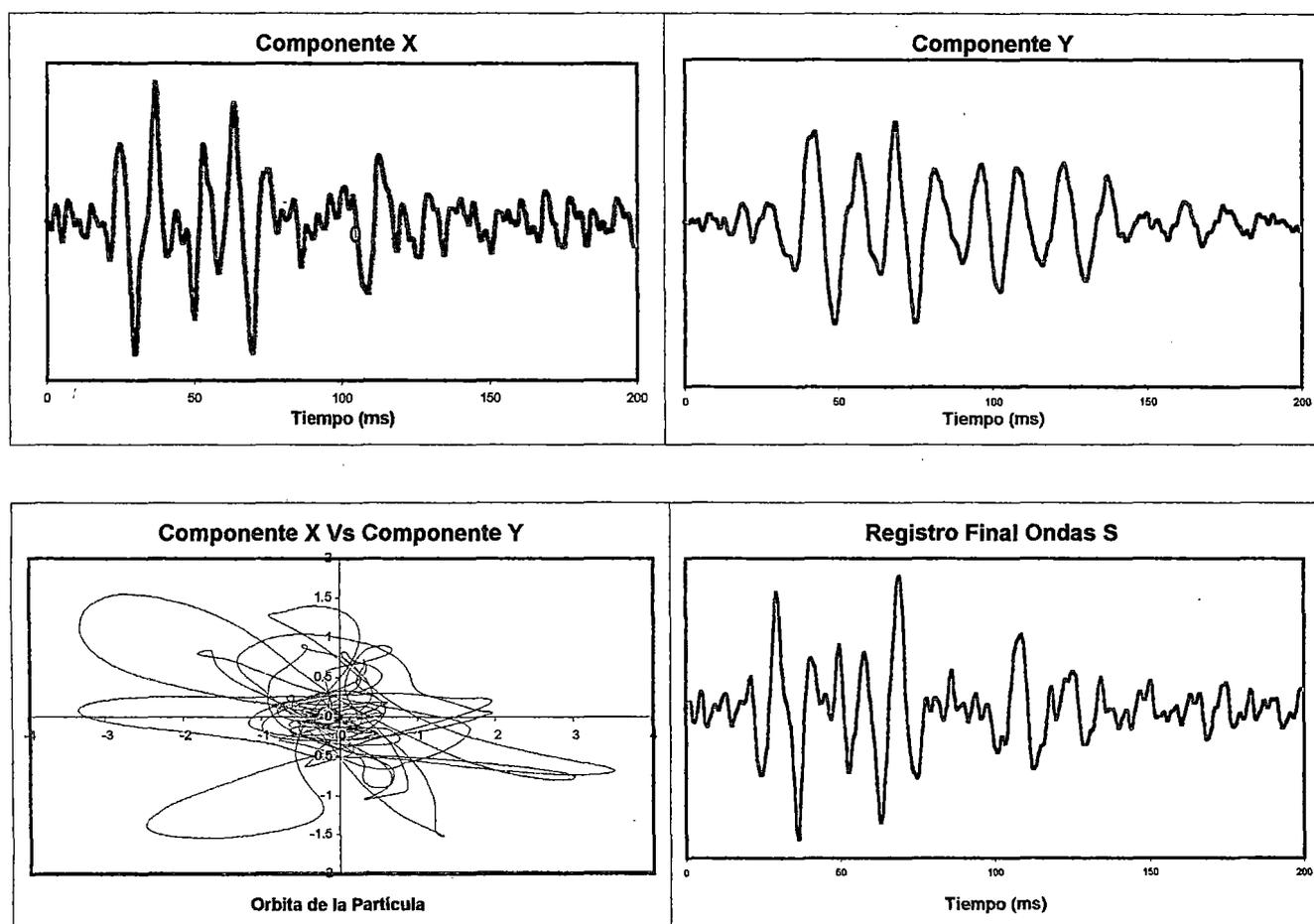


SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones

LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo

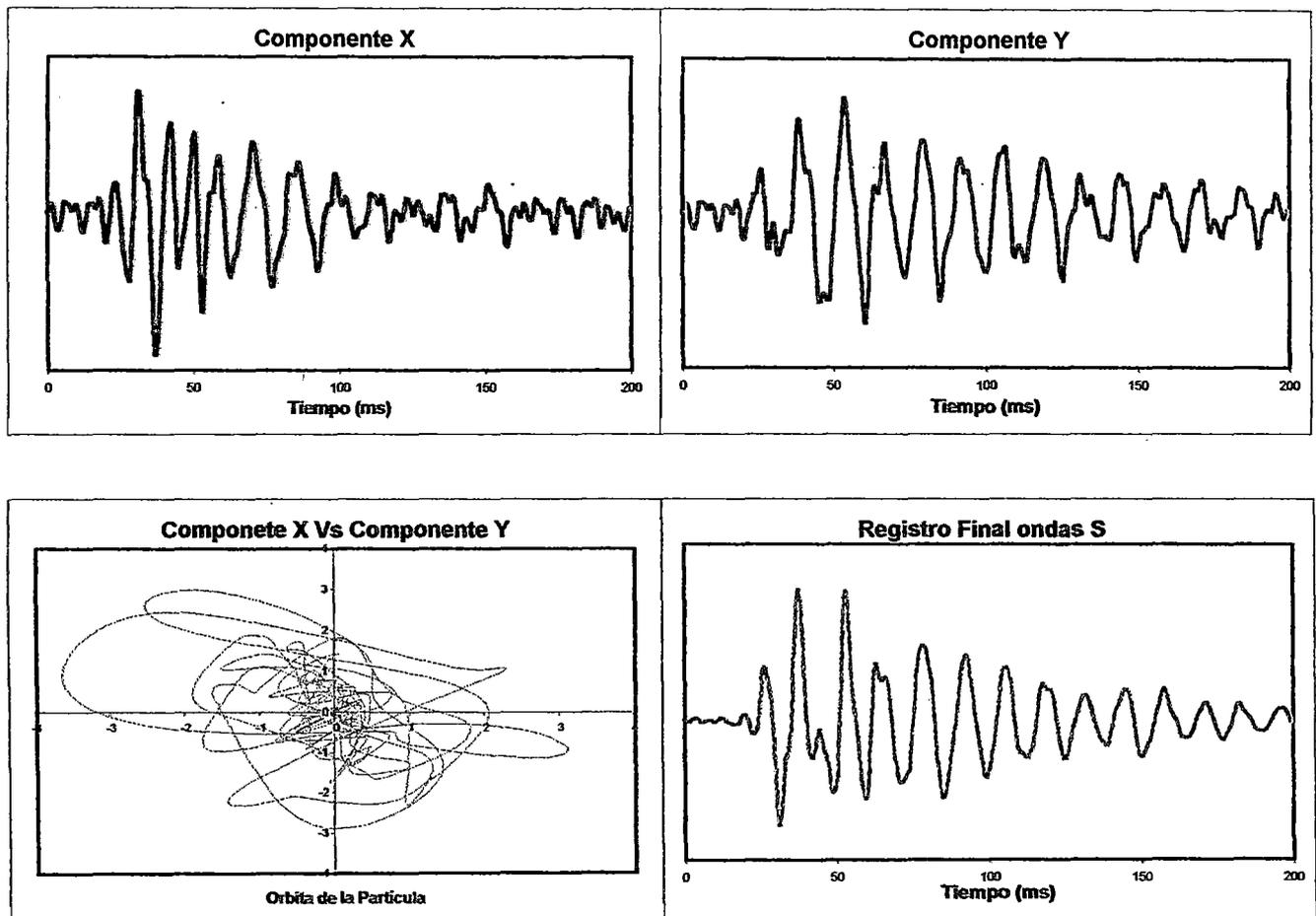
PROFUNDIDAD: 2.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

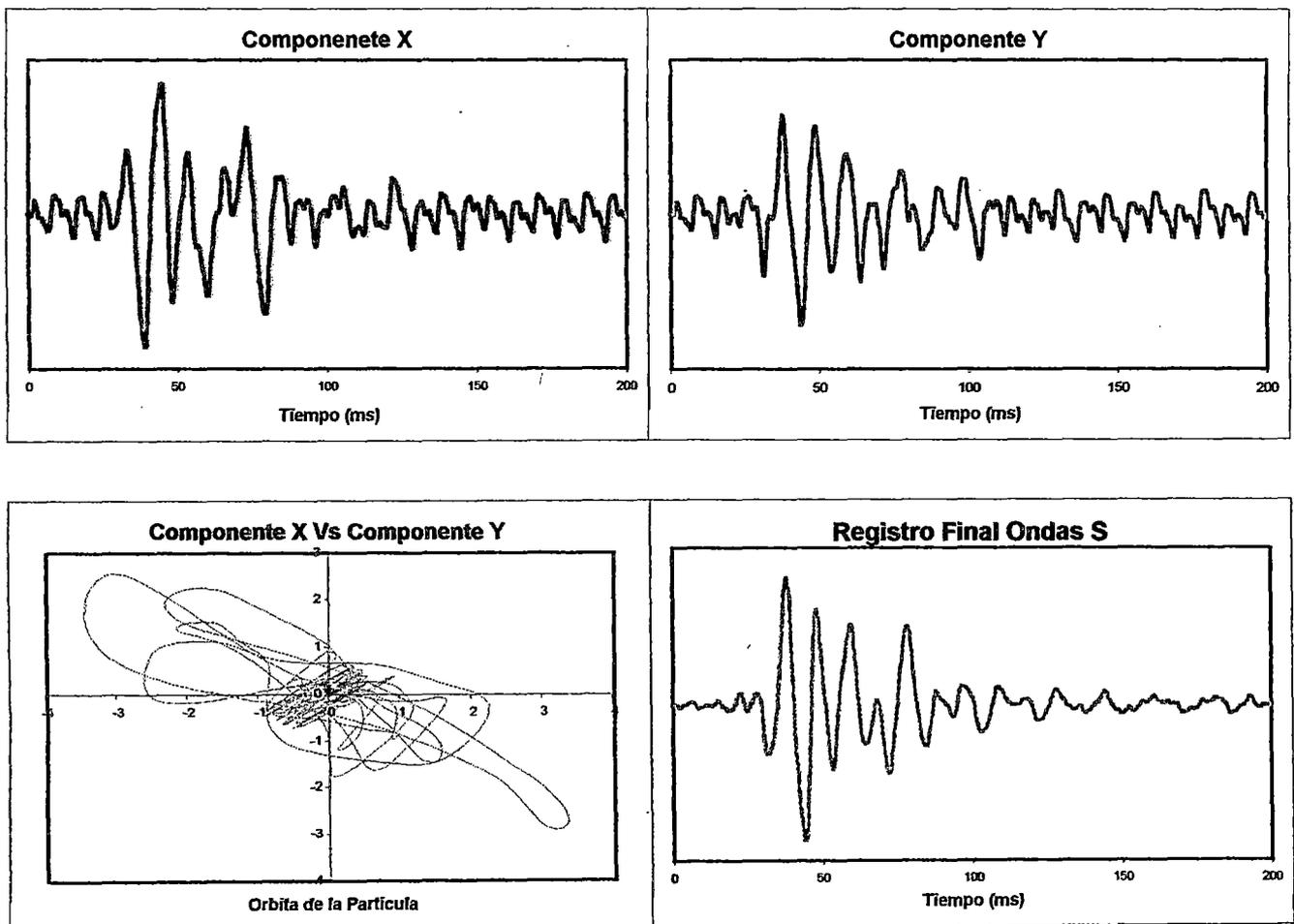
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 3.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

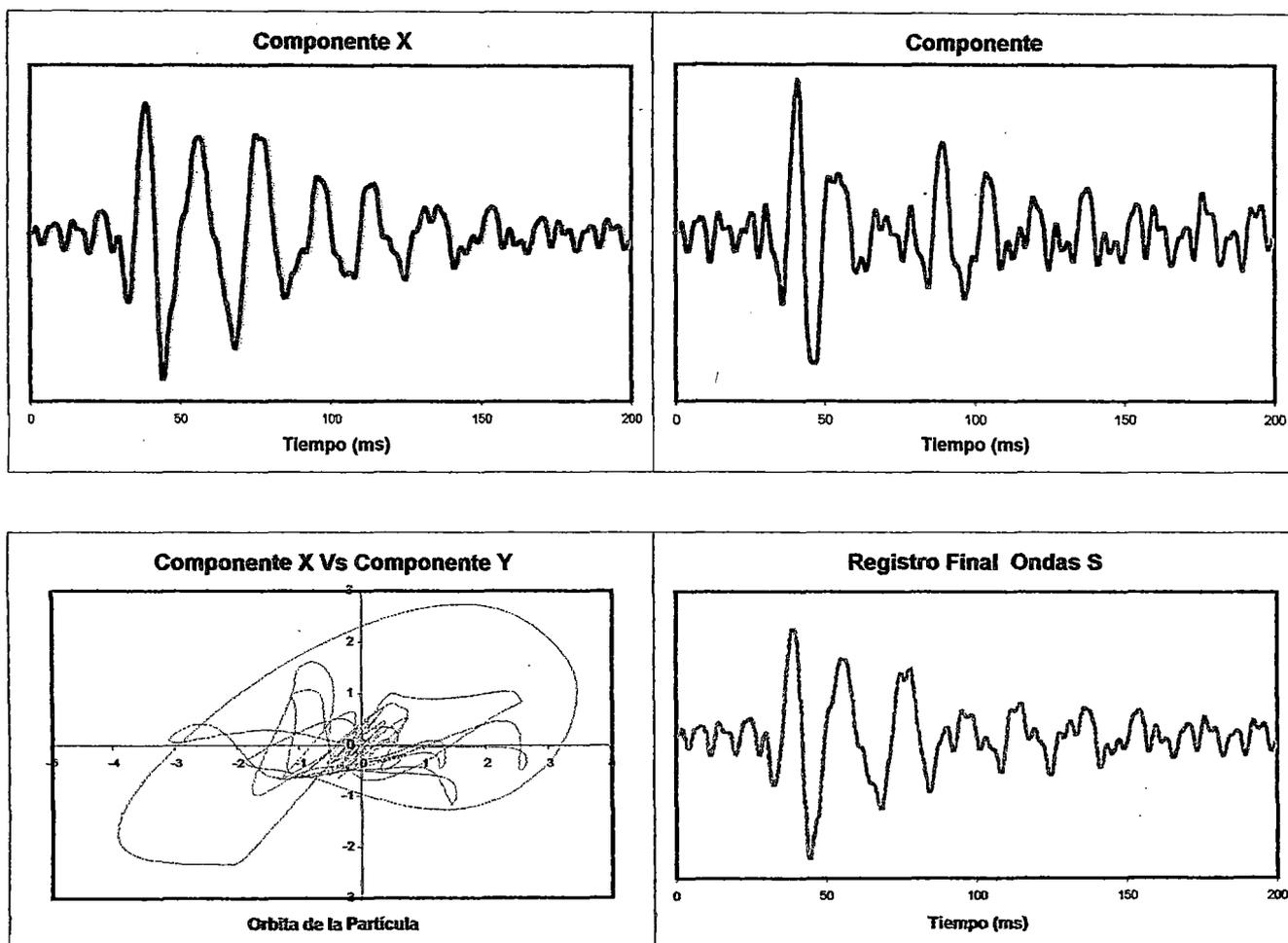
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 4.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

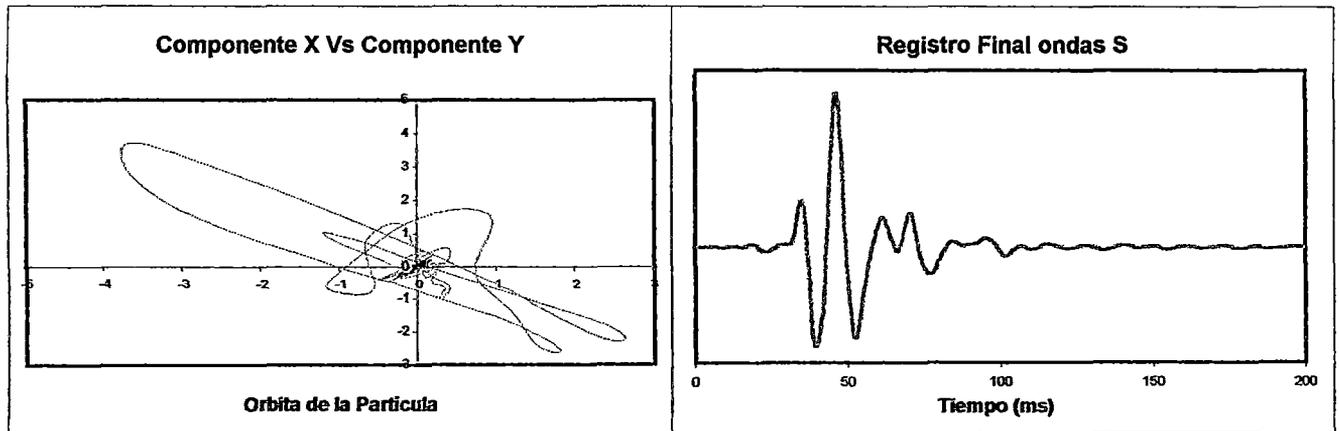
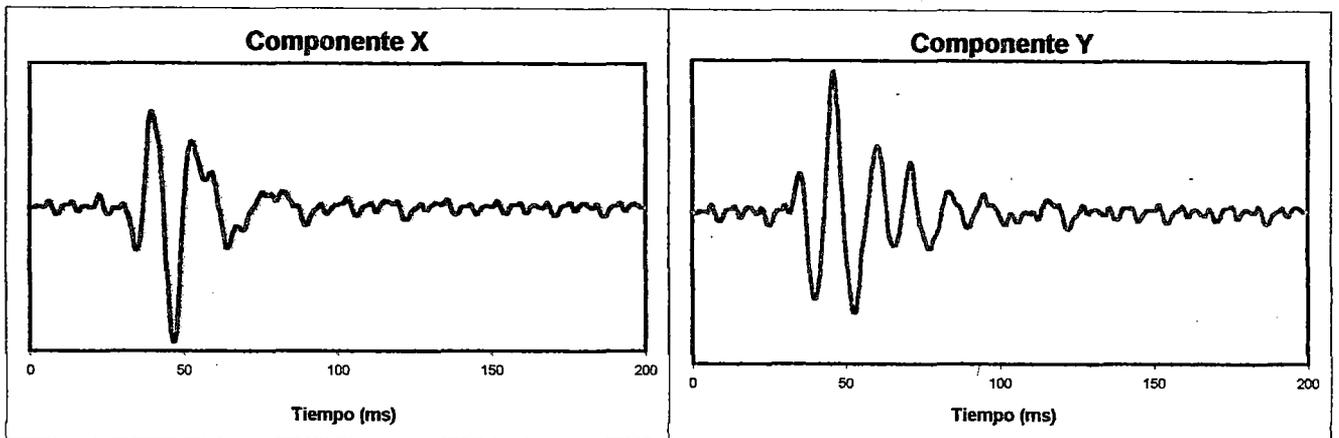
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 5.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

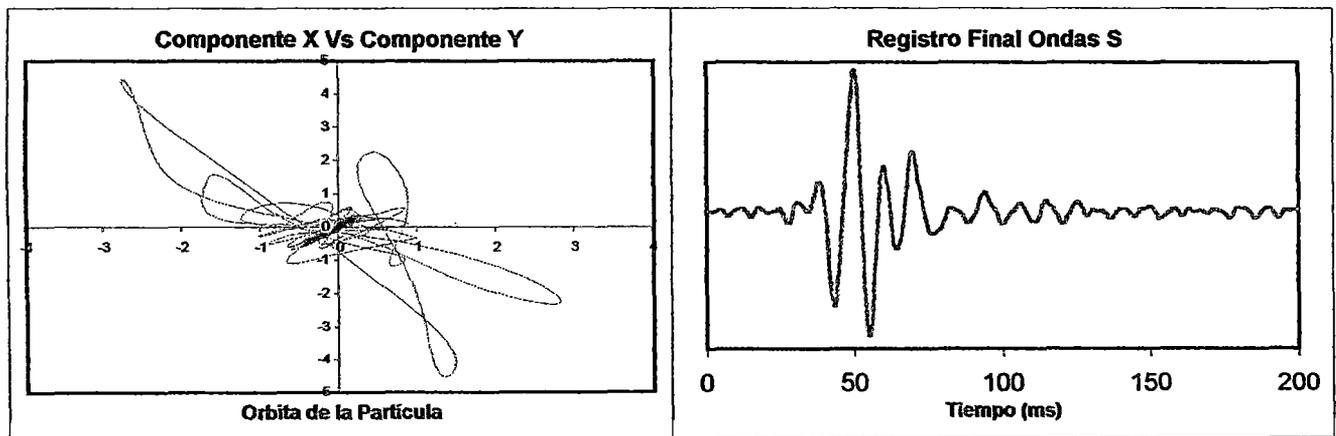
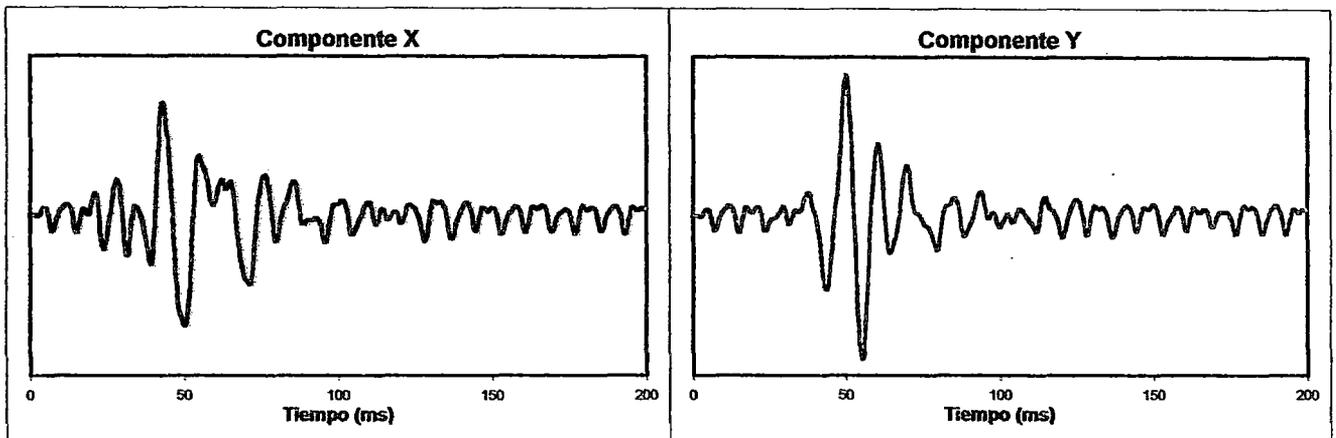
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 6.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

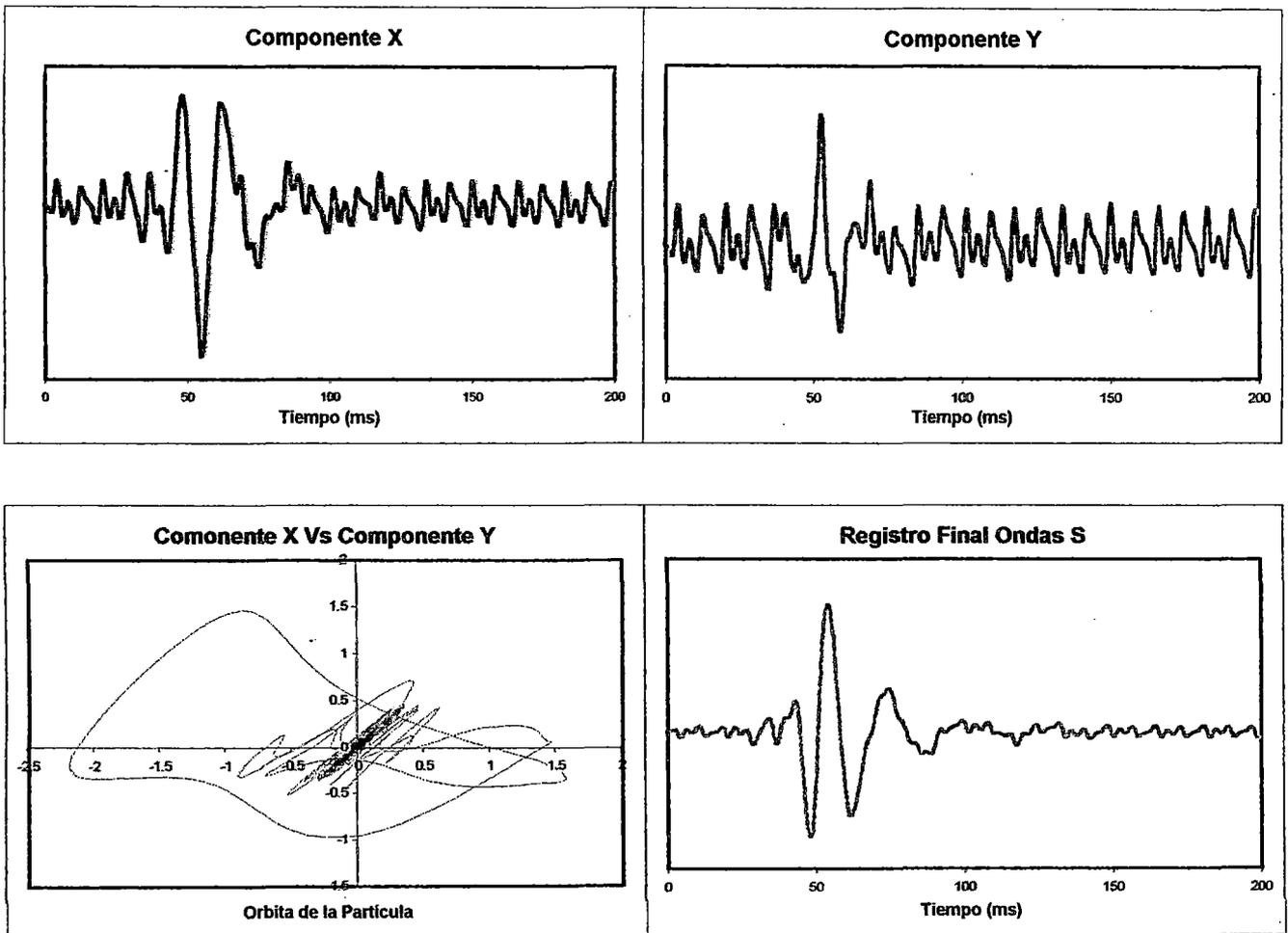
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 7.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 8.0 m.





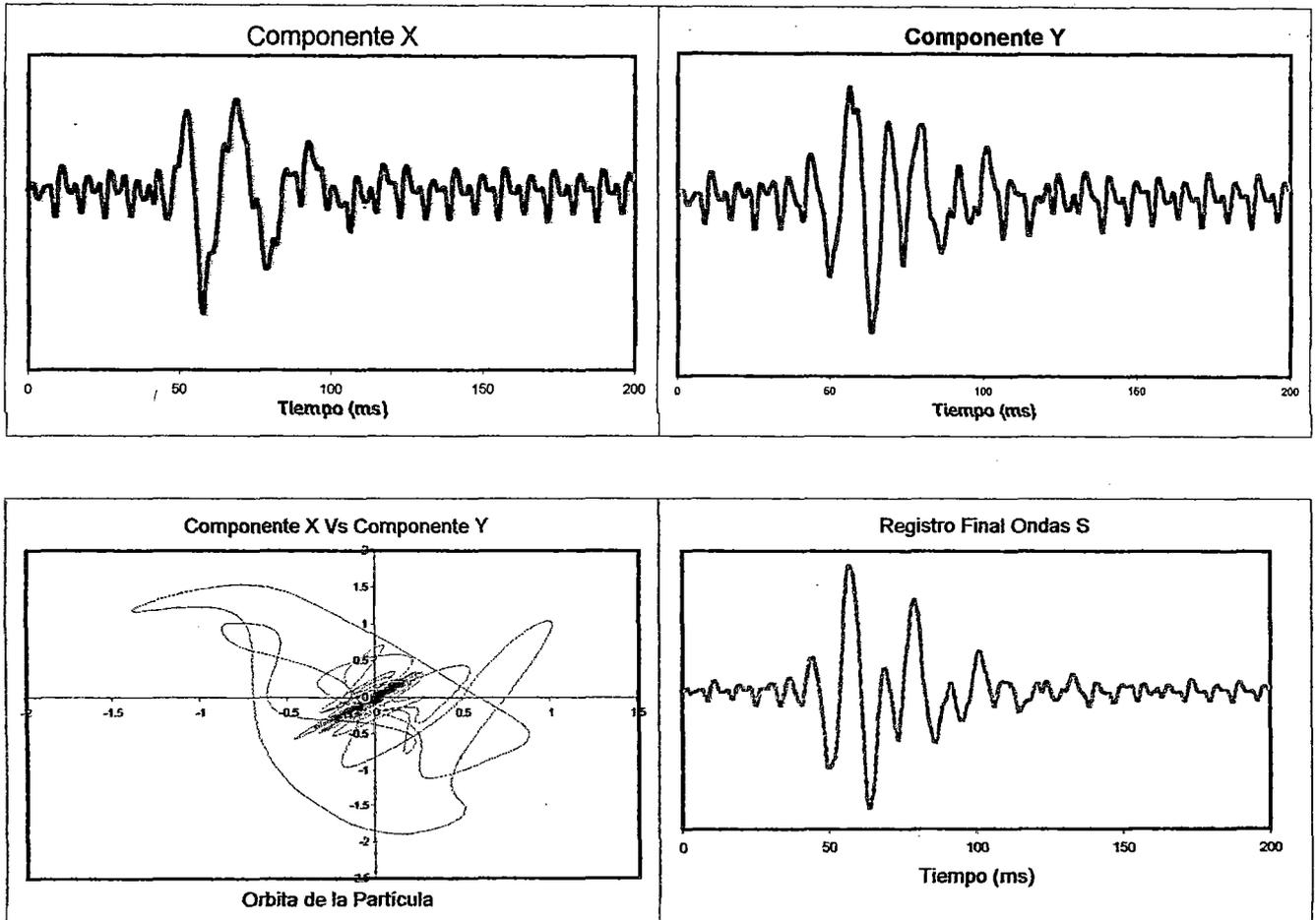
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 9.0 m.





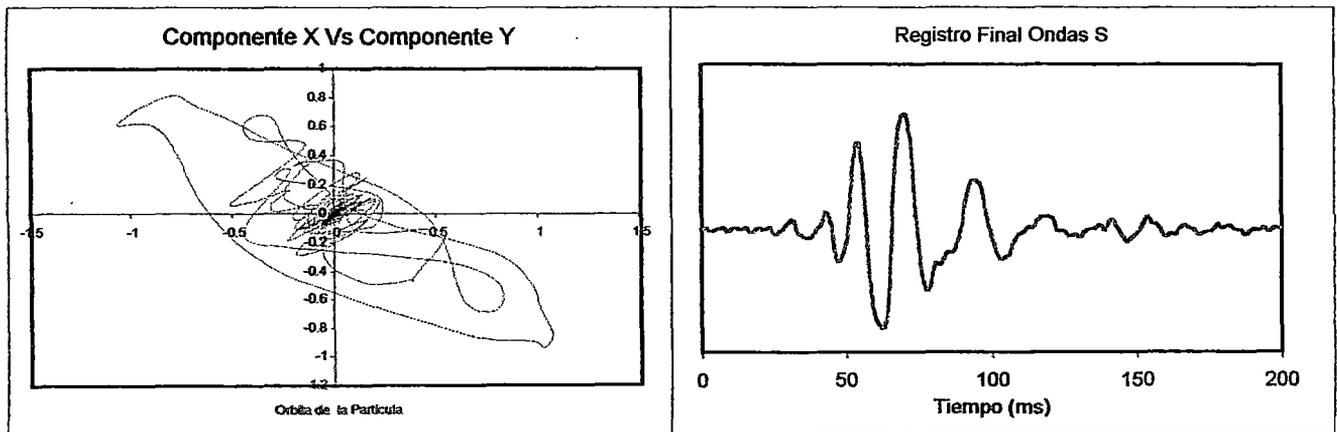
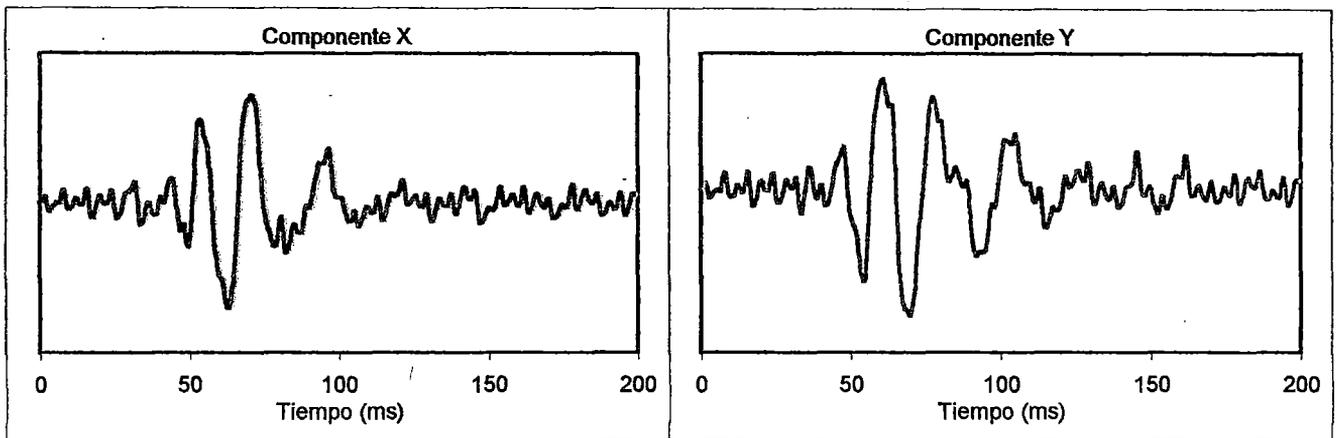
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

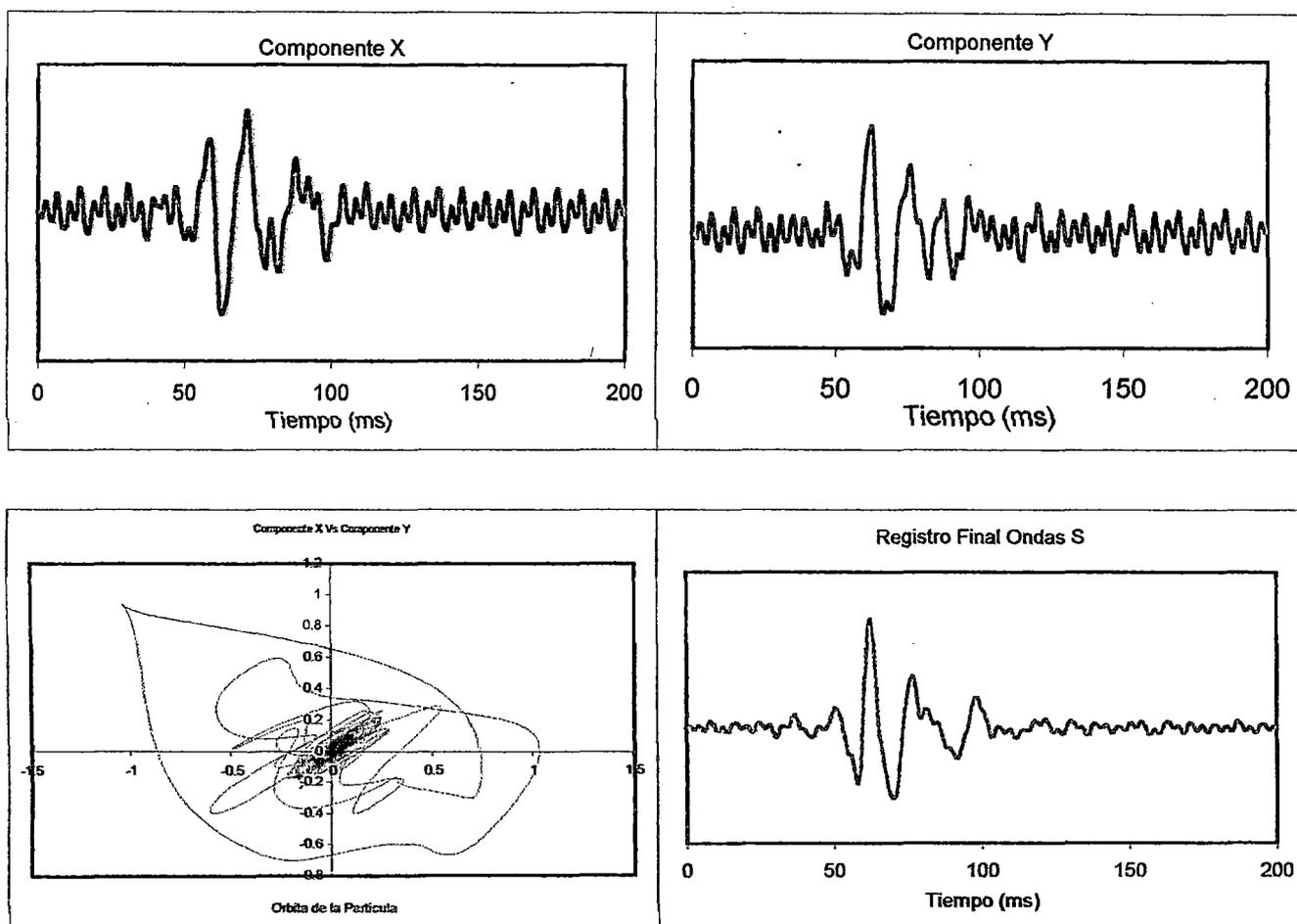
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 10.0 m.





SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

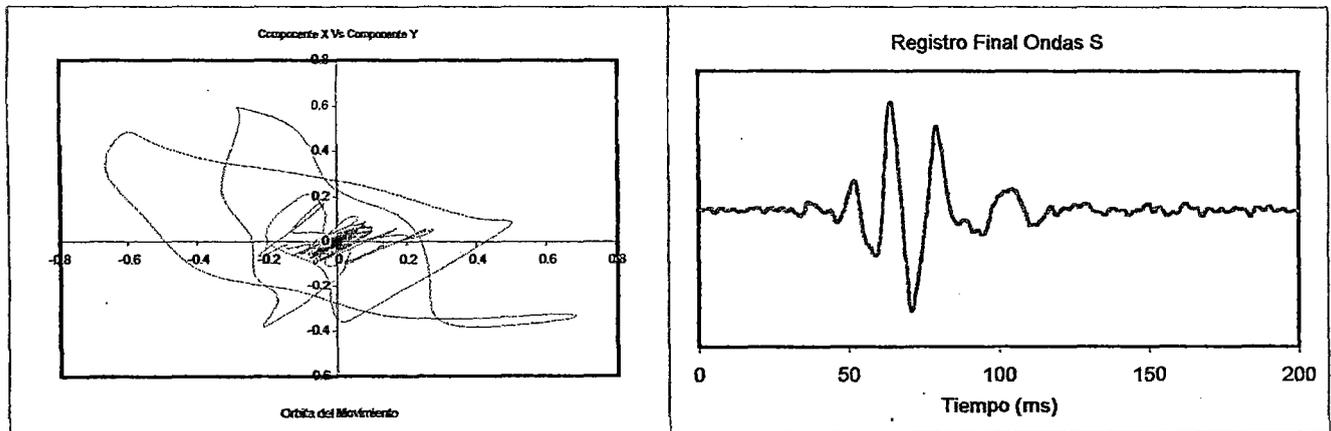
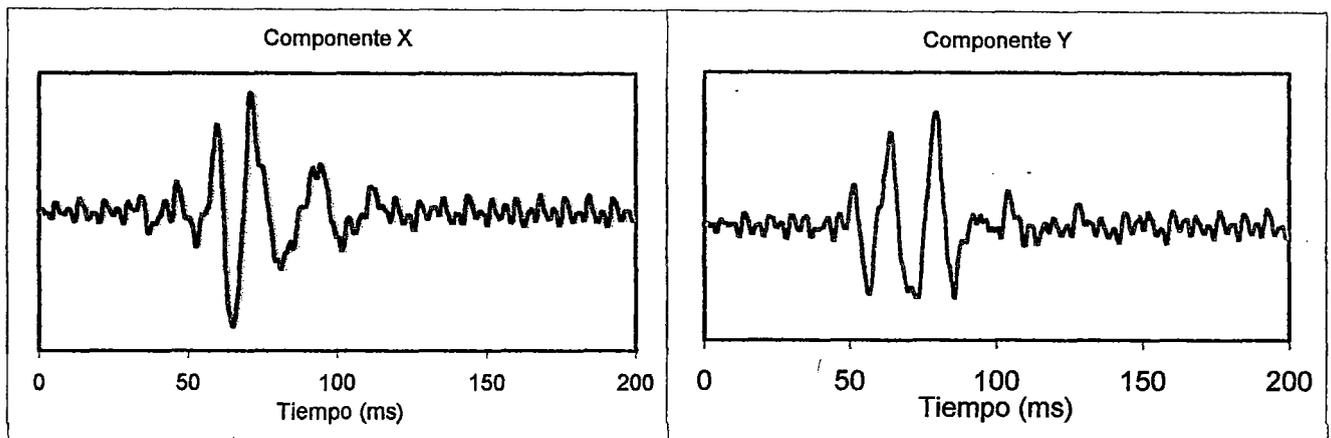
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 11.0 m.





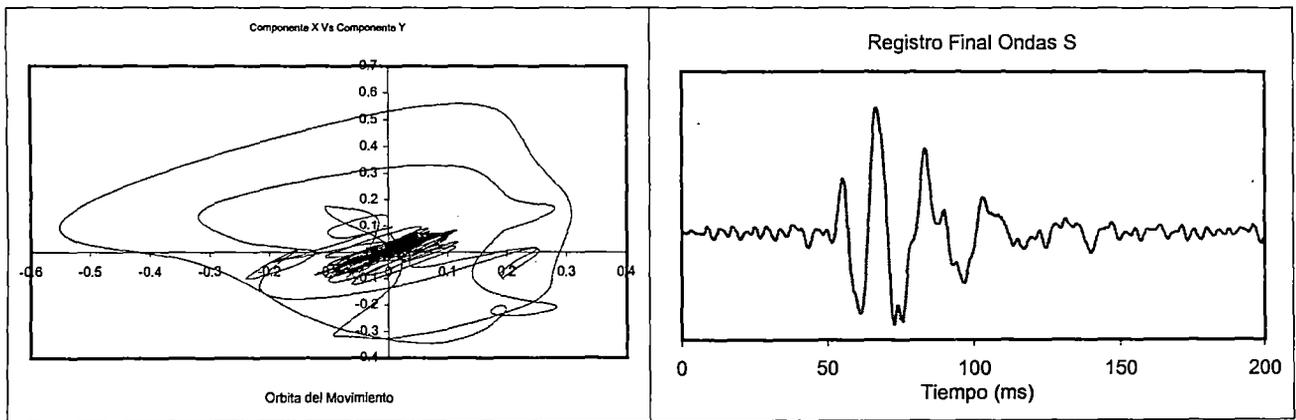
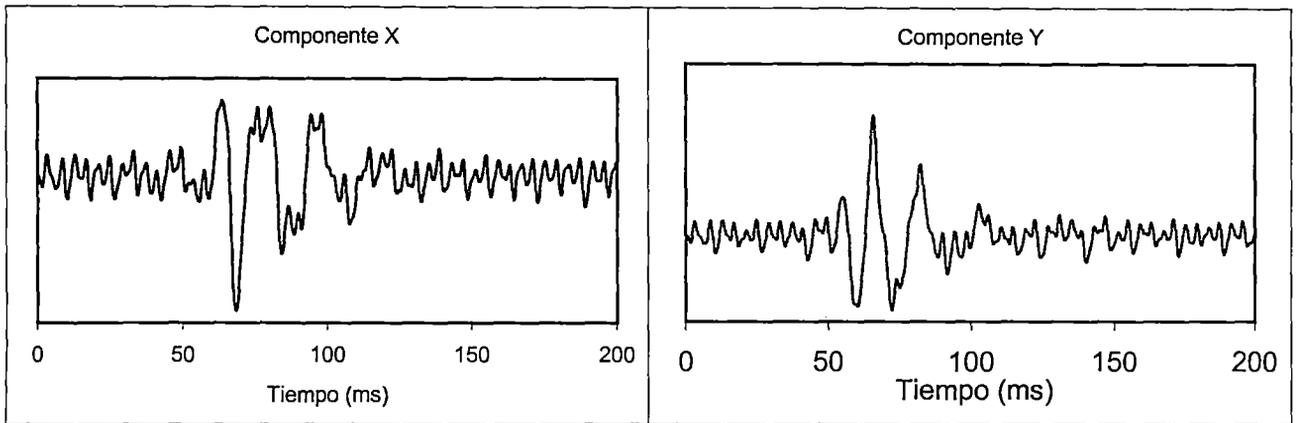
SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 12.0 m.



SUPERPOSICION DE FORMAS DE ONDAS S

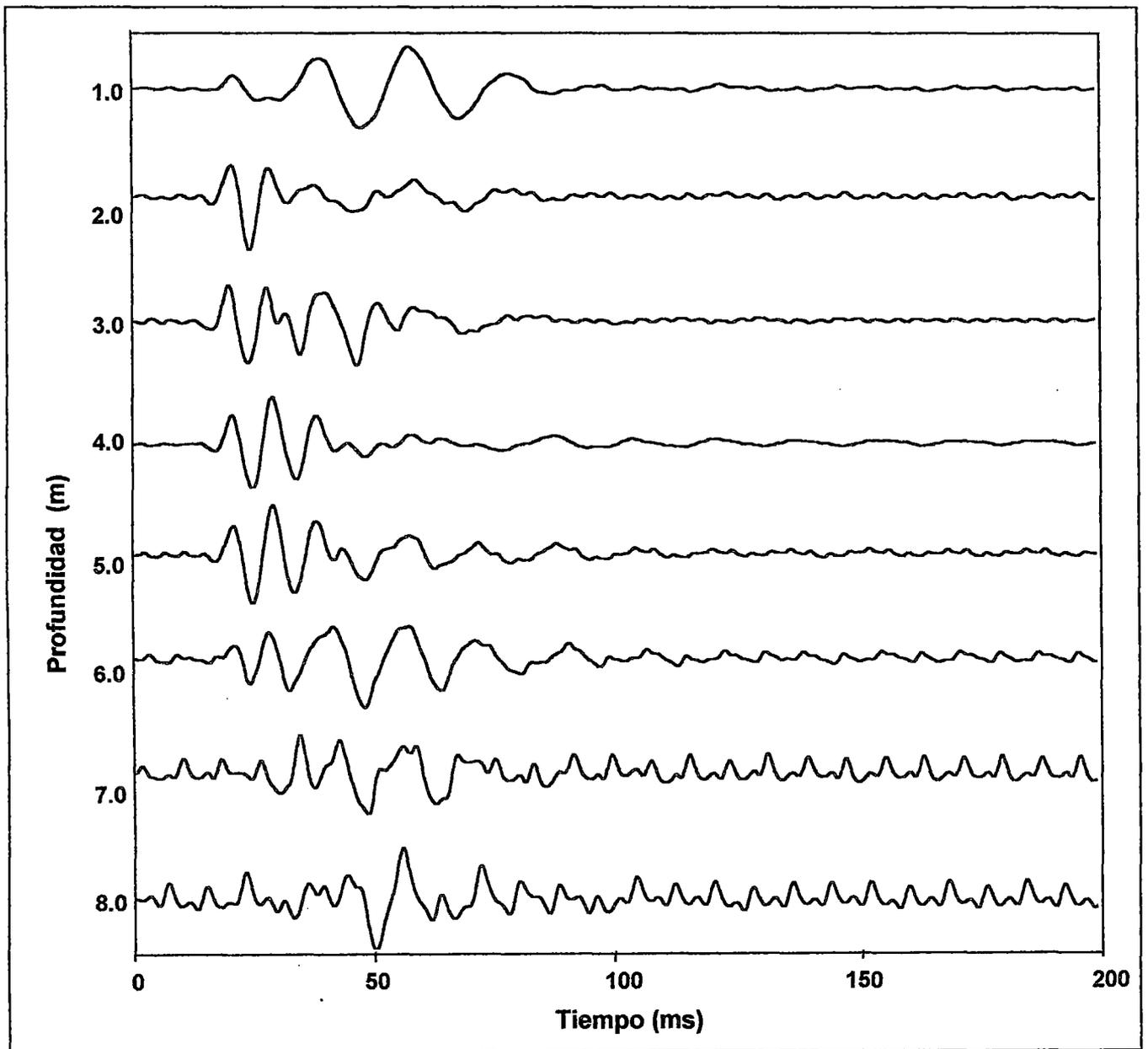
PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
PROFUNDIDAD: 13.0 m.



**REGISTROS FINALES
DE ONDAS P Y S**

REGISTRO FINAL DE FORMAS DE ONDAS P

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO: P01





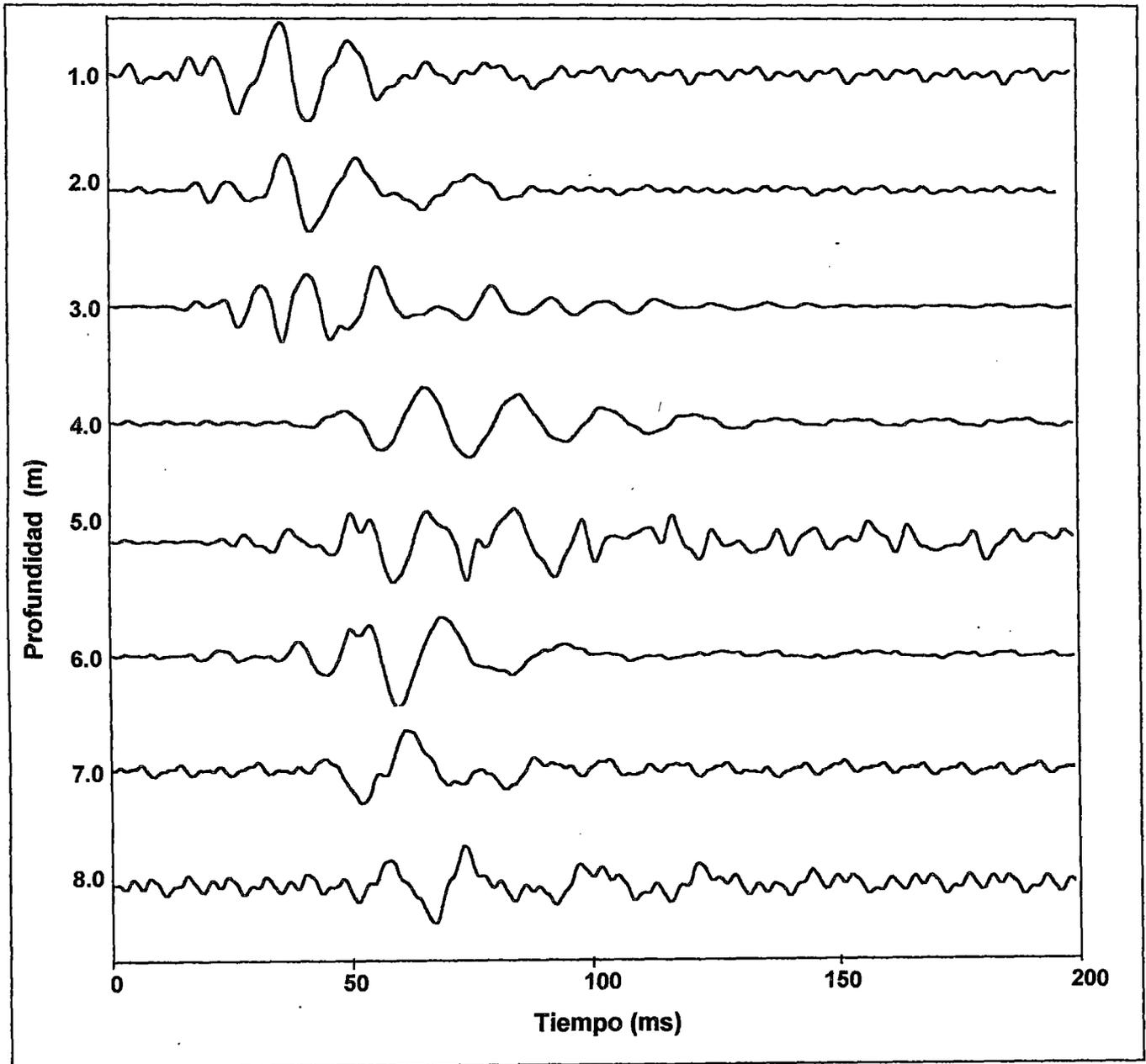
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



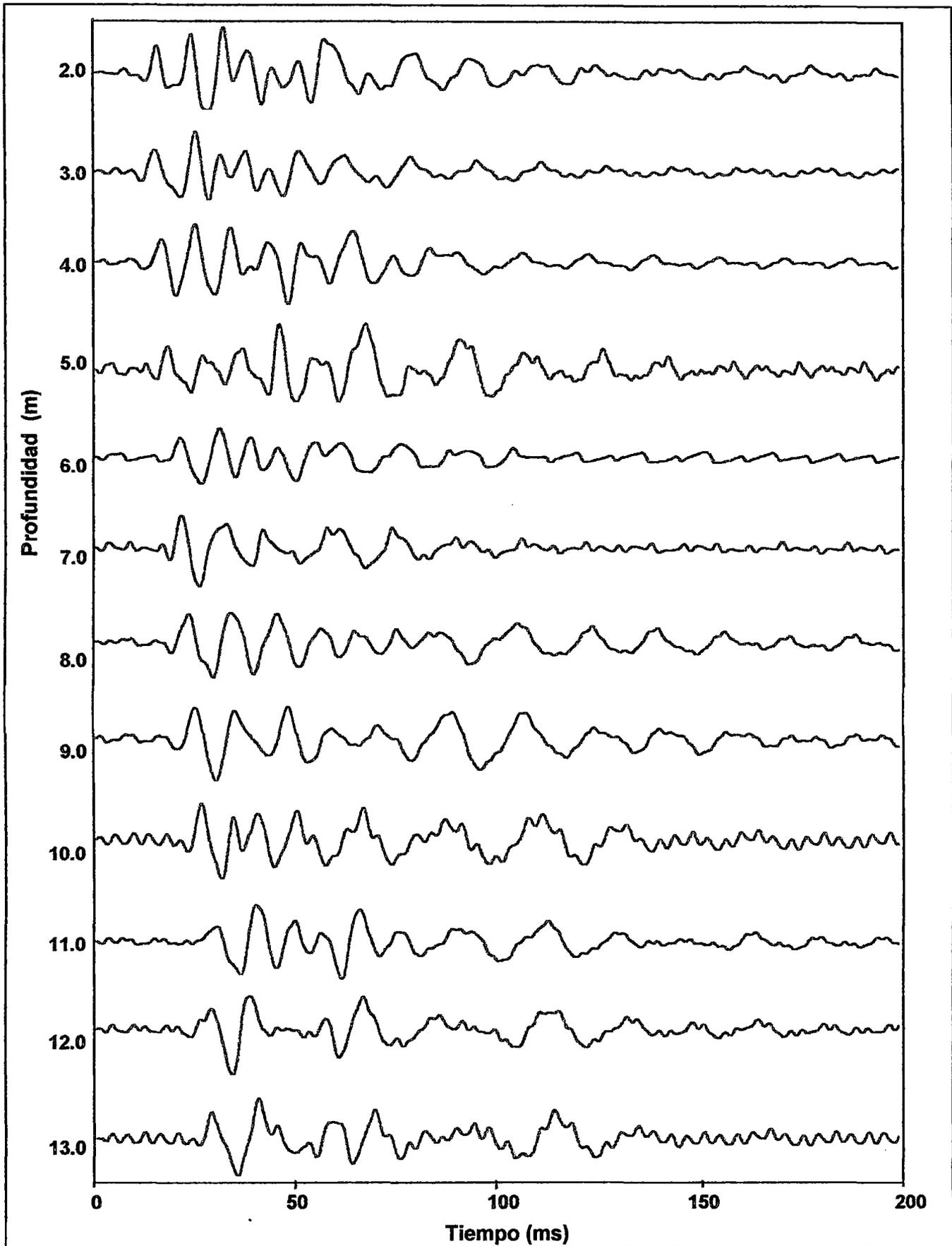
REGISTRO FINAL DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO: P01



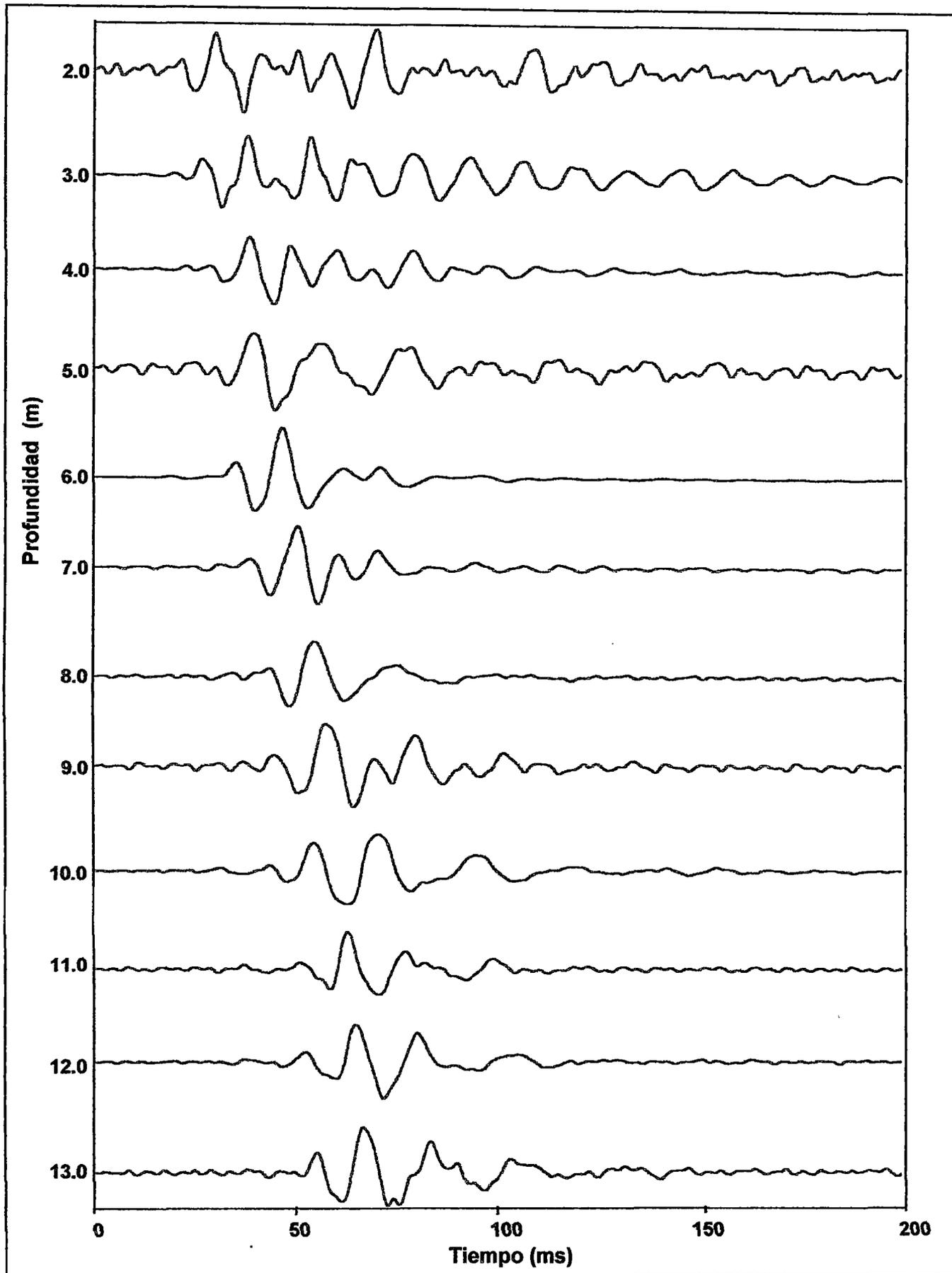
REGISTRO DE FORMAS DE ONDAS P

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO: P03



REGISTRO FINAL DE FORMAS DE ONDAS S

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR: Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO: P03



**CORRECCION DE TIEMPO Y
DISTANCIAS, DROMOCRONICAS**



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONES DE INVESTIGACIONES
SISMICAS Y MITIGACION DE DESASTRES
LABORATORIO GEOTECNICO



CORRECCION DE LA DISTANCIA Y EL TIEMPO

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR : Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO : P01

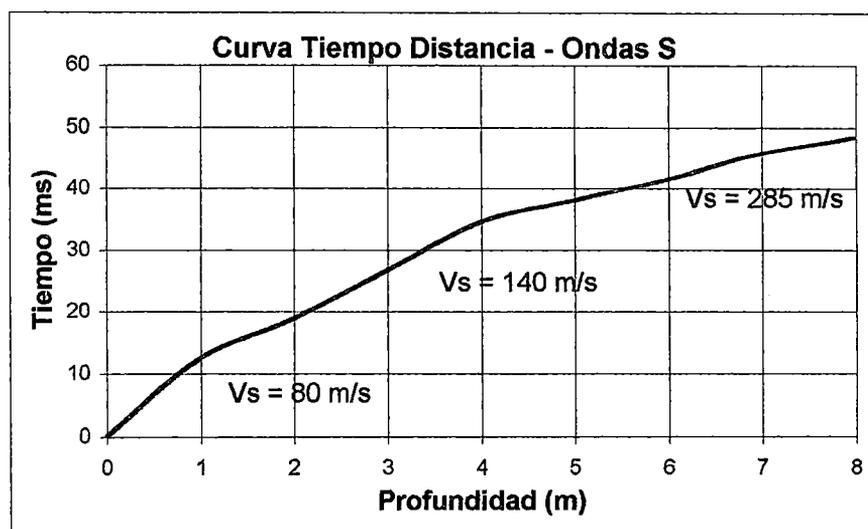
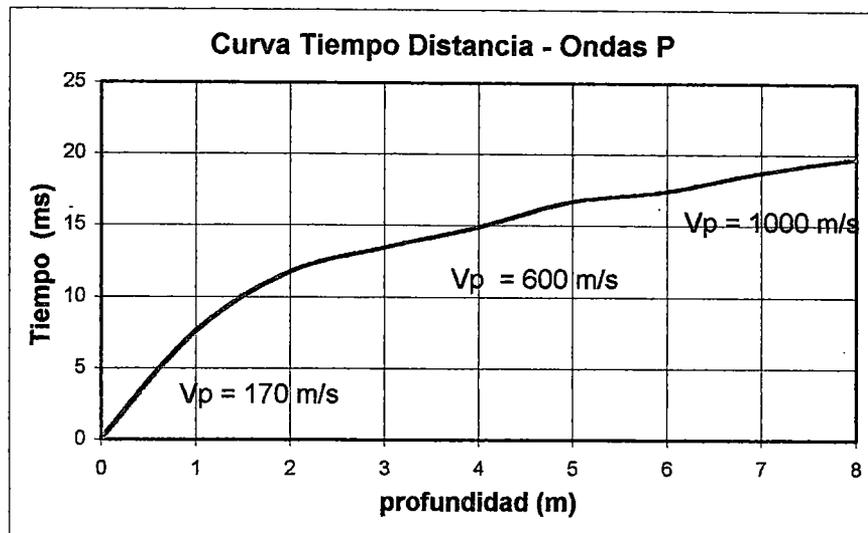
Profundidad Z (m)	Distancia al pozo (m)		Correccion Z0
	Hs	Hp	
1.0	1.6	1.6	1.89
2.0	1.6	1.6	2.56
3.0	1.6	1.6	3.40
4.0	1.6	1.6	4.31
5.0	1.6	1.6	5.25
6.0	1.6	1.6	6.21
7.0	1.6	1.6	7.18
8.0	1.6	1.6	8.16

Profundidad Z (m)	Observado		Corregido	
	tp (ms)	ts (ms)	tp (ms)	ts (ms)
0	0	0	0	0
1.0	14.2	23.6	7.53	12.51
2.0	15.0	24.2	11.71	18.90
3.0	15.2	30.2	13.41	26.65
4.0	16.0	37.2	14.86	34.54
5.0	17.5	40.0	16.67	38.10
6.0	18.0	43.0	17.39	41.55
7.0	19.2	46.9	18.72	45.72
8.0	20.1	49.5	19.71	48.54



DROMOCRONICAS DEL ENSAYO

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR : Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO : P01



CORRECCION DE LA DISTANCIA Y EL TIEMPO

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR : Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO : P03

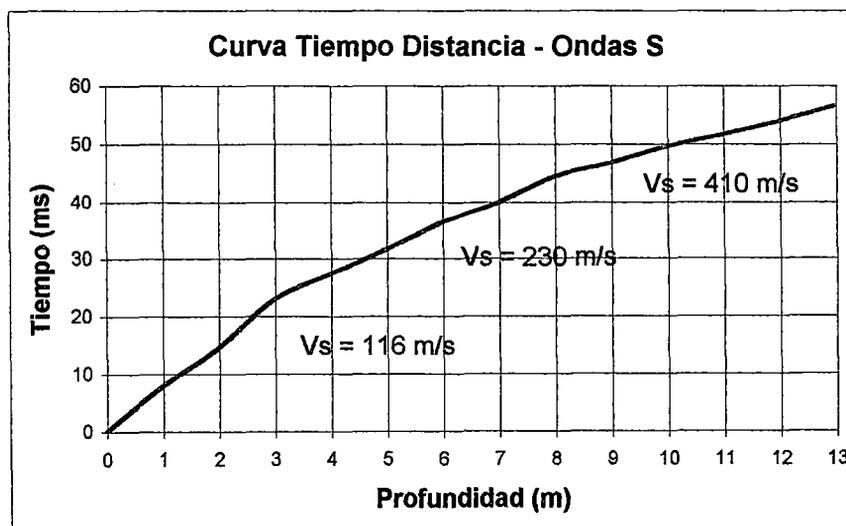
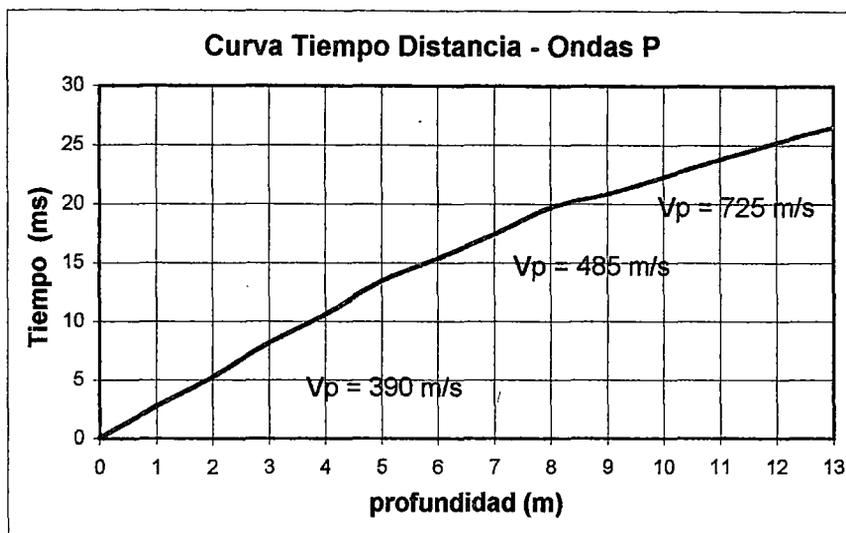
Profundidad Z (m)	Distancia al pozo (m)		Correccion Z0
	Hs	Hp	
2.0	2.4	2.4	3.12
3.0	2.4	2.4	3.84
4.0	2.4	2.4	4.66
5.0	1.5	1.5	5.22
6.0	1.5	1.5	6.18
7.0	1.5	1.5	7.16
8.0	1.5	1.5	8.14
9.0	1.5	1.5	9.12
10.0	1.5	1.5	10.11
11.0	1.5	1.5	11.10
12.0	1.5	1.5	12.09
13.0	1.5	1.5	13.09

Profundidad Z (m)	Observado		Corregido	
	tp (ms)	ts (ms)	tp (ms)	ts (ms)
0	0	0	0	0
1	0	0	2.7	8
2.0	9.0	22.4	5.20	14.50
3.0	10.4	29.4	8.12	22.96
4.0	12.3	32.0	10.55	27.44
5.0	14.0	33.0	13.41	31.61
6.0	15.8	37.4	15.33	36.28
7.0	17.8	40.8	17.40	39.89
8.0	20.0	45.2	19.66	44.43
9.0	21.1	47.4	20.81	46.76
10.0	22.5	50.2	22.25	49.64
11.0	24.0	52.1	23.78	51.62
12.0	25.4	54.4	25.20	53.98
13.0	26.7	57.0	26.52	56.62



DROMOCRONICAS DEL ENSAYO

PROYECTO: Presa Tinajones
LUGAR : Tinajones - Chongoyape - Chiclayo
POZO : P03



ANEXO IV

Norma ASTM: D5777-95

**Guía Normalizada para el Uso del Método
de Refracción Sísmica en la Investigación
del sub suelo.**

DESIGNACIÓN ASTM: D5777-95

Guía Normalizada para el Uso del Método de Refracción Sísmica en la Investigación del Subsuelo¹

1. GENERALIDADES

1.1 Propósito y Aplicación

La presente guía resume el equipo, procedimientos de campo y métodos de interpretación para la evaluación de los materiales del subsuelo, utilizando el método de refracción sísmica. Las mediciones de refracción sísmica tal como son descritas en esta guía son aplicables al mapeo de las condiciones del subsuelo para diversos usos, los que incluyen investigaciones geológicas, geotécnicas, hidrológicas, ambientales, de exploración minera, petrolera y arqueológica. El método de refracción sísmica puede ser utilizado algunas veces para determinar condiciones geológicas, tales como la profundidad de la roca base o del nivel freático, la litología, estructura y fracturamiento o todas éstas. La velocidad de ondas sísmicas calculada está relacionada con las propiedades mecánicas del material. Por lo tanto, la caracterización del material (tipo de roca, grado de meteorización y excavación) puede ser realizada algunas veces en base a la velocidad de ondas sísmicas y a otra información geológica.

1.2 Limitaciones

- 1.2.1** Esta guía proporciona una visión general del método de refracción sísmica utilizando ondas compresionales (ondas P). No se trata en detalle la teoría de refracción sísmica, los procedimientos de campo, o la interpretación de los datos. Se incluyen numerosas referencias para tal propósito y son consideradas parte esencial de esta guía. Se recomienda que el usuario del método de refracción sísmica se familiarice con el material relevante proporcionado en esta guía y con las referencias indicadas.
- 1.2.2** Esta guía se limita a las mediciones de refracción sísmica comúnmente utilizadas sobre el terreno. El método de refracción sísmica puede ser adaptado a una variedad de usos especiales, sobre el terreno, en un sondaje y sobre agua. Sin embargo, en esta guía no se incluye una discusión sobre estas adaptaciones.
- 1.2.3** Existen ciertos casos en los cuales las ondas de corte requieren ser medidas para satisfacer los requisitos de un proyecto. La medición de ondas sísmicas de corte es un sub-grupo de la refracción sísmica. Esta guía no se propone incluir este tópico y se enfoca únicamente en la medición de las ondas P.

¹ Esta guía esta bajo la jurisdicción del Comité ASTM D-18 sobre Suelos y Roca y es de responsabilidad directa del subcomite D18.01 sobre Caracterización Superficial y Subsuperficial.

- 1.2.4** Los procedimientos sugeridos en esta guía para el método de refracción sísmica son los más comúnmente utilizados, ampliamente aceptados y probados; sin embargo, otros procedimientos o modificaciones al método de refracción sísmica que sean técnicamente sólidos pueden substituir a los anteriores.
- 1.2.5** Las limitaciones técnicas e interferencias del método de refracción sísmica se discuten en 5.4

1.3 Precauciones

- 1.3.1** El usuario de esta guía tiene la responsabilidad de seguir cualquier precaución respecto a las recomendaciones del fabricante del equipo, establecer las prácticas apropiadas de higiene y seguridad, y considerar los reglamentos de seguridad cuando se usan explosivos.
- 1.3.2** Si el método es aplicado en lugares con materiales, operaciones o equipo peligroso, el usuario de esta guía tiene la responsabilidad de establecer las prácticas de higiene y seguridad apropiadas y determinar la aplicabilidad de cualquier regulación antes de su uso.
- 1.4** *Esta norma no tiene el propósito de tratar todos los asuntos de seguridad, si existiesen, asociados con su uso. Es responsabilidad del usuario de esta norma establecer prácticas de higiene y seguridad apropiadas y determinar la aplicabilidad de las limitaciones regulatorias antes de su uso.*

2. DOCUMENTOS DE REFERENCIA

2.1 Normas ASTM

D853 Terminología Relativa a Suelo, Roca y Fluidos Contenidos.²

D2845 Método de Ensayo para la Determinación en el Laboratorio de las Velocidades de Pulso y Constantes Elásticas Ultrasónicas de la Roca².

D4428/D4428M Método de Ensayo para el Ensayo Sísmico Crosshole².

3. TERMINOLOGIA

² Annual Book of ASTM Standards, Vol 04.08

3.1 Definiciones

- 3.1.1** La mayor parte de los términos técnicos utilizados en esta guía están definidos en las referencias **(1)** y **(2)**³. También puede consultarse la Norma D853 sobre Terminología.

4. RESUMEN DE LA PRACTICA

4.1 Resumen del Método

Las mediciones del tiempo de viaje de una onda compresional (P) desde una fuente sísmica hasta un geófono (s) son realizadas desde la superficie del terreno y se usan para interpretar los materiales y las condiciones del subsuelo. Este tiempo de viaje, junto con la distancia entre la fuente y el/los geófono(s), puede ser interpretado también para estimar la profundidad hasta los estratos refractores. Algunas veces, las velocidades sísmicas calculadas para los estratos pueden ser utilizadas para caracterizar algunas de las propiedades de los materiales del subsuelo, sea éste natural o artificial.

4.2 Datos Complementarios

Los datos sobre geología y nivel freático obtenidos de sondajes, mapas geológicos, datos provenientes de afloramientos rocosos u otros métodos geofísicos y superficiales complementarios, pueden ser necesarios para interpretar adecuadamente las condiciones del subsuelo a partir de los datos de refracción sísmica.

5. SIGNIFICADO Y USO

5.1 Conceptos

- 5.1.1** Esta guía resume el equipo, procedimientos de campo y métodos de interpretación utilizados para la determinación de la profundidad, espesor, y la velocidad sísmica del suelo o roca del subsuelo o de otros materiales de construcción, utilizando el método de refracción sísmica.
- 5.1.2** La medición de las condiciones del subsuelo por el método de refracción sísmica requiere de una fuente de energía sísmica, un cable de disparo (o conexión radial), geófonos, cable de geófonos, y un sismógrafo (Fig. 1).

³ Los números en negrita y en paréntesis se refieren a una lista de referencias al final del texto

5.1.3 El geófono(s) y la fuente sísmica debe ser colocados en contacto firme con el suelo o roca. Los geófonos son usualmente colocados en una línea, también llamada un arreglo o tendida de geófonos. La fuente sísmica puede ser un martillo, un dispositivo mecánico que golpea el suelo, o algún otro tipo de fuente impulsiva. Para refractores más profundos, o para condiciones especiales que requieren mayor energía, se utilizan explosivos. Los geófonos convierten las vibraciones del terreno en un señal eléctrica. Esta señal eléctrica es registrada y procesada por un sismógrafo. El tiempo de viaje de la onda sísmica (desde la fuente sísmica al geófono) es determinada a partir de la forma de la onda sísmica. La Fig. 2 muestra un registro de sismógrafo utilizando un geófono único. La Fig. 3 muestra un registro de sismógrafo utilizando 12 geófonos.

5.1.4 La fuente de energía sísmica genera ondas elásticas, las cuales viajan a través del suelo o roca (o ambos) desde la fuente. Cuando la onda sísmica alcanza la frontera entre dos materiales de distinta velocidad sísmica, las ondas son refractadas de acuerdo con la Ley de Snell (3,7). Cuando el ángulo de incidencia iguala el ángulo crítico en la frontera, la onda refractada se mueve a lo largo de la frontera entre los dos materiales, transmitiendo energía de vuelta a la superficie (Fig. 1). Esta frontera es llamada un refractor.

5.1.5 Varias ondas elásticas son producidas por una fuente de energía sísmica. Debido a que las ondas compresionales (P) tienen la velocidad sísmica más alta, ésta es la primera onda en arribar a cada geófono (Figs. 2 y 3).

5.1.6 La velocidad de ondas P, V_p , depende del módulo volumétrico, del módulo de corte y de la densidad de la siguiente manera:

$$V_p = \sqrt{\left[\left(K + \frac{4}{3}\mu \right) / \rho \right]}$$

donde:

- V_p = velocidad de onda compresional,
- K = módulo volumétrico,
- μ = módulo de corte, y
- ρ = densidad.

5.1.7 El arribo de energía desde la fuente sísmica a cada geófono es registrada por el sismógrafo (Fig. 3). El tiempo de viaje (el tiempo que la onda sísmica P toma en viajar desde la fuente de energía sísmica al geófono(s)) puede ser determinada de cada forma de onda. La unidad de tiempo es usualmente milisegundos (1 ms = 0.001 s).

5.1.8 Los tiempos de viaje son graficados versus la distancia entre la fuente y el geófono para producir una gráfica tiempo - distancia. La Fig. 4 muestra la disposición o

arreglo de la fuente y los geófonos, y la gráfica resultante tiempo – distancia idealizada para el caso de 2 estratos horizontales.

5.1.9 El tiempo de viaje de la onda sísmica entre la fuente de energía sísmica y un geófono(s) es una función de la distancia entre éstos, de la profundidad al refractor(es) y de las velocidades sísmicas de los materiales a través de los cuales pasa la onda.

5.1.10 La profundidad a un refractor puede ser calculada conociendo la geometría de la fuente al geófono (espaciamiento y elevación), determinando las velocidades sísmicas aparentes (las cuales son los valores recíprocos de las pendientes de las líneas en la gráfica tiempo – distancia), y el tiempo de interceptación o las distancias de cruce en la gráfica tiempo – distancia (Fig.4). Las fórmulas para el tiempo de interceptación y para la distancia de cruce – profundidad han sido derivadas en la literatura (5-8). Estas derivaciones son directas en la medida en que el tiempo de viaje total de la onda sísmica es medido, la velocidad en cada estrato es calculada del gráfico tiempo – distancia, y la geometría de la trayectoria del rayo es conocida. La única incógnita es la profundidad del refractor de velocidad más alta. Estas fórmulas de interpretación están basadas en las siguientes suposiciones: (1) Los límites entre estratos son planos, bien sea horizontales o buzando a un ángulo constante, (2) no existe relieve superficial, (3) cada estrato es homogéneo e isotrópico, (4) la velocidad sísmica de los estratos aumenta con la profundidad, y (5) los estratos intermedios deben tener suficiente contraste de velocidad, espesor y extensión lateral para ser detectados. La referencia (9) proporciona un excelente resumen de estas ecuaciones para casos de 2 y 3 estratos. Las fórmulas para un caso de 2 estratos (Fig. 4) se dan abajo.

5.1.10.1 Fórmula del tiempo de interceptación

$$z = \frac{t_i}{2} \frac{V_2 V_1}{\sqrt{(V_2)^2 - (V_1)^2}}$$

donde:

- z = profundidad al Estrato 2 en el punto,
- t_i = tiempo de interceptación,
- V_2 = velocidad sísmica en el Estrato 2, y
- V_1 = velocidad sísmica en el Estrato 1.

5.1.10.2 Fórmula de la distancia de cruce

$$z = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

donde:

z , V_2 y V_1 han sido definidos arriba, y x_c es la distancia de cruce.

5.1.11 Las mediciones de refracción sísmica pueden resolver no más de tres a cuatro estratos. La Fig. 5 muestra la disposición de la fuente sísmica y de los geófonos junto con la gráfica tiempo – distancia resultante para un caso idealizado de 3 estratos.

5.1.12 El método de refracción sísmica es utilizado para definir la profundidad o el perfil de la superficie de uno o más refractores, o ambos, por ejemplo, la profundidad al nivel freático o a la roca base.

5.1.13 La fuente de energía está usualmente ubicada en o cerca de cada extremo del arreglo de geófonos; una medición de refracción es efectuada en cada dirección. Estas se conocen como mediciones directas y/o inversas, algunas veces llamadas incorrectamente mediciones recíprocas, de las cuales se obtienen gráficas separadas tiempo – distancia. La Fig. 6 muestra el arreglo de la fuente y los geófonos al lado de la gráfica tiempo – distancia resultante para un refractor inclinado. La velocidad obtenida para el refractor a partir de sólo una de estas mediciones es la velocidad aparente del refractor. Ambas mediciones son necesarias para resolver la verdadera velocidad sísmica y el buzamiento de los estratos (9), a menos que otros datos disponibles indiquen un terreno estratificado horizontalmente. Estas dos mediciones de la velocidad aparente y del tiempo de intercepción o distancia de cruce pueden ser utilizadas para calcular la verdadera velocidad, profundidad y buzamiento del refractor. Nótese que sólo dos profundidades del refractor plano son obtenidas utilizando esta metodología (Fig. 7). La profundidad de la superficie de refracción puede ser obtenida bajo cada geófono, utilizando una metodología más sofisticada de adquisición de datos e interpretación.

5.1.14 La mayor parte de las prospecciones sísmicas por refracción para aplicaciones en geología, ingeniería, hidrología y medio ambiente son realizadas para determinar profundidades de refractores menores a 100 m (cerca de 300 pies). Sin embargo, con suficiente energía, las mediciones de refracción pueden ser efectuadas hasta profundidades de 1,000 pies (300 m) y más (5).

5.2 Parámetros Medidos y Valores Representativos

5.2.1 El método de refracción sísmica proporciona la velocidad de ondas compresionales P en materiales del subsuelo. Aunque la velocidad de ondas P puede ser un buen

indicador del tipo de suelo o roca, éste no es el único indicador. La Tabla 1 muestra que cada tipo de sedimento o roca tiene un amplio rango de velocidades sísmicas y muchos de estos rangos se traslapan. Si bien la técnica de refracción sísmica mide la velocidad de ondas sísmicas en materiales del subsuelo, es el intérprete de los datos quien basado en el conocimiento de las condiciones locales u otros datos, o ambos, debe interpretar los datos de refracción sísmica y llegar a una solución geológicamente razonable.

5.2.2 De acuerdo con Mopney (8), las velocidades de ondas P son generalmente más grandes para:

5.2.2.1 Rocas más densas que para rocas más ligeras;

5.2.2.2 Rocas más antiguas que para rocas más jóvenes;

5.2.2.3 Rocas ígneas que para rocas sedimentarias;

5.2.2.4 Rocas sólidas que para rocas con fisuras o fracturas;

5.2.2.5 Rocas no meteorizadas que para rocas meteorizadas;

5.2.2.6 Sedimentos consolidados que para sedimentos no consolidados;

5.2.2.7 Sedimentos saturados no consolidados que para sedimentos secos no consolidados;

5.2.2.8 Suelos húmedos que para suelos secos.

5.3 Equipo

El equipo geofísico utilizado para las mediciones de refracción sísmica superficial incluye un sismógrafo, geófonos, cable de geófono, una fuente de energía y un cable de disparo o una conexión radial. Una amplia variedad de equipo de geofísica sísmica está disponible y la elección del equipo para una investigación de refracción sísmica debe ser hecho con el fin de cumplir con exceso los objetivos de la investigación

5.3.1 Sismógrafos

Una amplia variedad de sismógrafos está disponible de diversos fabricantes. Ellos varían desde unidades relativamente simples de un solo canal, hasta muy sofisticadas unidades de canales múltiples. La mayoría de los sismógrafos para ingeniería muestrean, registran y presentan la onda sísmica en forma digital.

5.3.1.1 Sismógrafo de Canal Único

Un sismógrafo de canal único es el instrumento de refracción sísmica más simple y es normalmente usado con un único geófono. El geófono suele ser colocado en una ubicación fija y el terreno es golpeado con el martillo a distancias crecientes desde el geófono. Las primeras llegadas de la onda sísmica (Figs. 2 y 3) son identificadas en la pantalla del instrumento a partir del registro de la forma de onda. Para algunas condiciones geológicas simples y pequeños proyectos un canal único es bastante satisfactorio. Los sistemas de canal único también se usan para medir la velocidad sísmica de muestras de roca o materiales artificiales.

5.3.1.2 Sismógrafo de Canal Múltiple

Los sismógrafos de canal múltiple utilizan 6, 12, 24, 48 o más geófonos. Con un sismógrafo de canal múltiple, las formas de la onda sísmica son registradas simultáneamente por todos los geófonos (Fig. 3).

5.3.1.3 La exhibición simultánea de las formas de onda permite al operador observar las tendencias en los datos y ayuda a escoger confiablemente los tiempos de las primeras llegadas. Esto es especialmente útil en áreas que son sísmicamente ruidosas y en áreas con condiciones geológicas complejas. Existen programas de cómputo para ayudar al intérprete a determinar el tiempo de la primera llegada.

5.3.1.4 Mejoramiento de la Señal

El mejoramiento de la señal o la acumulación de energía que mejora la relación señal/ruido, está disponible en la mayoría de sismógrafos. Esta es una ayuda significativa cuando se trabaja en áreas ruidosas o con fuentes pequeñas de energía. El mejoramiento de la señal se logra acumulando las señales sísmicas refractadas para un número de impactos. Este proceso incrementa la relación señal/ruido a través de la suma de las amplitudes de las señales sísmicas coherentes, en tanto que se reduce la amplitud del ruido aleatorio en el proceso de cálculo de promedios.

5.3.2 Geófono y Cable

5.3.2.1 Un geófono transforma la energía de ondas P en un voltaje que puede ser registrado por el sismógrafo. Para trabajos de refracción sísmica, la frecuencia de los geófonos varía de 8 a 14 Hz. Los geófonos están conectados a un cable de geófono que a su

vez está conectado al sismógrafo (Fig. 1). El cable de geófonos tiene puntos de conexión eléctrica (salidas) para cada geófono, usualmente ubicados a intervalos uniformes a lo largo del cable. La ubicación de los geófonos tiene espaciamientos desde 1 m a cientos de metros, dependiendo del nivel de detalle necesario para describir la superficie del refractor y la profundidad del refractor (s). En algunos casos, los intervalos de los geófonos pueden ser ajustados al extremo del cable donde se aplica el impacto, con la finalidad de proporcionar información adicional sobre la velocidad sísmica en el estrato superficial.

5.3.2.2 Si las conexiones entre los geófonos y los cables no son a prueba de agua, debe asegurarse que no se producirá un corto circuito por el césped húmedo, lluvia, etc. Geófonos especiales a prueba de agua, cables de geófono y conectores se requieren para áreas cubiertas con agua superficial.

5.3.3 Fuentes de Energía

5.3.3.1 La selección de las fuentes de energía para el ensayo de refracción sísmica depende de la profundidad de investigación y de las condiciones geológicas. Cuatro tipos de energía sísmica son comúnmente utilizados en investigaciones de refracción sísmica: martillos, caída mecanizada de un peso o aparatos de impacto, proyectiles (armas), y explosivos.

5.3.3.2 Para profundidades superficiales de investigación, 5 a 10 m, un martillo de 4 a 7 kg puede ser empleado. Usualmente de tres a cinco golpes del martillo junto con el mejoramiento de la señal por el sismógrafo, serán suficientes. Una placa de acero sobre el terreno puede ser útil para mejorar la transmisión de energía del martillo al suelo.

5.3.3.3 Para investigaciones más profundas en materiales secos y sueltos, una mayor energía sísmica es requerida, y una fuente de energía mecanizada o una producida por un proyectil puede ser seleccionada. Las fuentes con proyectil puede ser descargas en o debajo de la superficie del terreno. Las fuentes sísmicas mecanizadas utilizan un gran peso (de 45 a 225 kg.) que es dejado caer o impulsado hacia abajo. Las pesas mecánicas que caen son usualmente montadas en una trailla debido a su tamaño.

5.3.3.4 Una pequeña cantidad de explosivos puede proporcionar un incremento sustancial en los niveles de energía. Las cargas explosivas son usualmente enterradas para disminuir las pérdidas de energía, así como por razones de seguridad. Pequeñas cantidades de explosivos (menos de 0.5 kg) enterrados a 1 ó 2 m puede ser efectivos para profundidades superficiales (menos de 100 m) si los agujeros son

apropiadamente rellenados y compactados. Para mayores profundidades de investigación (bajo 100 m), cargas explosivas mayores (más de 0.5 kg) pueden ser requeridas y son usualmente enterradas 2 m o más . El uso de explosivos requiere procedimientos y personal especializado.

5.3.4 Sincronización

Una señal de disparo será enviada al sismógrafo al tiempo del impacto ($t = 0$), (Fig. 1). El tiempo de impacto ($t = 0$) puede ser detectado con interruptores mecánicos, dispositivos piezoeléctricos o un geófono (ó acelerómetro), o con una señal desde una unidad de voladura. Si se utiliza fulminantes eléctricos éstos deben ser del tipo sísmico para una adecuada sincronización.

5.4 Limitaciones e Interferencias

5.4.1 Limitaciones Generales Inherentes a los Métodos Geofísicos

5.4.1.1 Una limitación fundamental de todos los métodos geofísicos es que un conjunto de datos dado no puede ser asociado con un conjunto único de condiciones del subsuelo. En la mayoría de situaciones, las mediciones de geofísica superficial solas no pueden resolver todas las ambigüedades, y alguna información adicional, tal como datos de sondajes, es requerida. Debido a esta limitación inherente a los métodos geofísicos, una investigación de refracción sísmica por si sola no puede ser considerada nunca como una evaluación completa de las condiciones del subsuelo. El método de refracción sísmica, cuando es apropiadamente integrado con otra información geológica, es un método altamente efectivo, preciso y efectivo en costo para obtener información del subsuelo.

5.4.1.2 Adicionalmente, todos los métodos de geofísica superficial tienen limitaciones inherentes por la resolución decreciente con la profundidad.

5.4.2 Limitaciones Específicas del Método de Refracción Sísmica

5.4.2.1 Cuando las mediciones de refracción sísmica se realizan sobre un suelo estratificado, las velocidades sísmicas de los estratos son generalmente asumidas uniformes e isotrópicas. Si las condiciones reales en los estratos del subsuelo se desvían significativamente de este modelo idealizado, entonces cualquier interpretación será también desviada de la ideal. Un error creciente se introduce en los cálculos de profundidad conforme el ángulo de buzamiento del estrato se incrementa. El error es una función del ángulo de buzamiento y del contraste de velocidades entre los estratos inclinados (10,11).

5.4.2.2 Otro grupo de limitaciones inherentes a las investigaciones de refracción sísmica se refiere a los problemas de zonas ciegas (3,9,12). Para que el refractor sea detectado, tiene que existir suficiente contraste entre la velocidad sísmica del material que suprayace y la del refractor. Algunos límites geológicos o hidrogeológicos significativos pueden tener un contraste de velocidades sísmicas entre ellos, que no

son medibles en el campo, y consecuentemente no pueden ser detectados con esta técnica.

5.4.2.3 Un estrato debe tener también un espesor suficiente para ser detectado (12)

5.4.2.4 Si un estrato tiene una velocidad sísmica menor que la del estrato por encima de éste (una inversión de velocidades), el estrato de baja velocidad no puede ser detectado. Como resultado, las profundidades calculadas de los estratos más profundos serán mayores que las profundidades reales (aunque la condición geológica más común es aquella de velocidades sísmicas crecientes con la profundidad, existen situaciones en las cuales cambios inversos de velocidad sísmica ocurren). En algunos casos existen métodos de interpretación disponibles para este problema (13).

5.4.3 Interferencias Causadas por Condiciones Naturales y Culturales

5.4.3.1 El método de refracción sísmica es sensible a vibraciones del terreno (ruido variable en el tiempo) procedentes de una variedad de fuentes. Las variables espaciales causadas por factores geológicos y por factores culturales también pueden producir ruido no deseado superpuesto a los datos.

5.4.3.2 Fuentes Ambientales

Las fuentes ambientales de ruido incluyen cualquier vibración del suelo debido al viento, movimiento del agua (por ejemplo, olas reventando en una playa cercana), actividad sísmica natural, o caída de lluvia sobre los geófonos.

5.4.3.3 Fuentes Geológicas

Las fuentes geológicas de ruido pueden incluir variaciones insospechadas en el tiempo de viaje, debido a variaciones laterales y verticales en la velocidad sísmica de los estratos del subsuelo (por ejemplo, la presencia de bolonería grande en una matriz de suelo).

5.4.3.4 Fuentes Culturales

Las fuentes culturales de ruido incluyen la vibración debido al movimiento de personal, vehículos y equipo de construcción cercanos, aviones, o voladuras. Factores culturales tales como estructuras enterradas debajo o cerca de la línea de ensayo, pueden causar también ruido variable con el espacio, que conducirá a variaciones no sospechadas en el tiempo de viaje. En algunos casos, el ruido eléctrico proveniente de líneas de transmisión cercanas puede inducir ruido en cables largos de geófonos.

5.4.3.5 Durante el proceso de diseño y la ejecución de una investigación por refracción, las fuentes del ambiente, la geología y las interferencias culturales deben ser consideradas y su tiempo de ocurrencia o ubicación anotadas. La forma exacta de la interferencia no es siempre predecible, puesto que no depende sólo de la magnitud de los ruidos, sino también de la geometría y del espaciamiento de los geófonos y de la fuente de energía.

5.5 Métodos Alternativos

Las limitaciones discutidas arriba pueden impedir el uso efectivo del método de refracción sísmica, y otros métodos geofísicos o no geofísicos pueden ser requeridos para investigar las condiciones del subsuelo.

6. PROCEDIMIENTO

6.1 Esta sección incluye una discusión sobre la calificación del personal (6.1.1), las condiciones para el planeamiento e implementación del ensayo de refracción sísmica (6.2 y 6.3) y la interpretación de los datos de refracción sísmica (6.4).

6.1.1 Calificación del Personal

El éxito de una investigación de refracción sísmica, así como de la mayoría de las técnicas geofísicas, depende de muchos factores. Uno de los factores más importantes es la idoneidad de las personas responsables de planificar y ejecutar la investigación, e interpretar los datos. Para completar exitosamente una investigación de refracción sísmica es necesario un entendimiento de la teoría, de los procedimientos de campo y de los métodos para la interpretación de los datos, de la refracción sísmica junto con un entendimiento de la geología local. El personal que no ha tenido un entrenamiento especializado o experiencia, o ambos, debe ser precavido al utilizar esta técnica y solicitar apoyo de profesionales calificados.

6.2 Planeamiento de la Investigación

El uso exitoso del método de refracción sísmica depende en gran medida de un planeamiento cuidadoso y detallado, tal como se discute en esta sección.

6.2.1 Objetivo(s) de la Investigación de Refracción Sísmica

6.2.1.1 El planeamiento y diseño de una investigación de refracción sísmica debe ser realizado con la debida consideración de los objetivos de la investigación y de las características del sitio. Estos factores determinarán el diseño de la investigación, el equipo a ser usado, el nivel de esfuerzo, el método de interpretación seleccionado y el presupuesto necesario para alcanzar los resultados deseados. Las consideraciones de importancia incluyen la geología del sitio, la profundidad de la investigación, la topografía y el acceso. La presencia de actividades generadoras de ruido (por ejemplo, instalaciones en el sitio, estructuras hechas por el hombre), y las restricciones de operación (por ejemplo, restricciones en el uso de explosivos), también deben ser consideradas. Constituye una buena práctica obtener tanta información relevante como sea posible acerca del sitio (por ejemplo, datos de cualquier trabajo previo de refracción sísmica, sondajes, investigaciones geológicas y geofísicas en el área de estudio, mapas topográficos o fotografías aéreas, o ambas), antes de diseñar una investigación y la movilización al campo.

6.2.1.2 Un modelo geológico/hidrológico simple de las condiciones del subsuelo en el sitio debería ser desarrollado tempranamente en la fase de diseño, y debería incluir el espesor y el tipo de cobertura del suelo, la profundidad y el tipo de roca, la profundidad al nivel freático y la sección estratigráfica junto con horizontes a ser mapeados por el método de refracción sísmica.

6.2.1.3 El objetivo de la investigación puede ser simplemente el reconocimiento de las condiciones del subsuelo o puede ser el proporcionar la información del subsuelo lo más detallada posible. En investigaciones de reconocimiento, tales como estudios geológicos regionales o estudios de la napa freática y estudios de ingeniería preliminar, el espaciamiento entre los arreglos de geófonos, o el espaciamiento de los geófonos, o ambos, pueden ser grandes, sólo unos cuantos puntos de impacto son utilizados y mapas topográficos o elevaciones hechas a mano pueden ser usualmente suficientes. Bajo estas condiciones, el costo de obtener datos de refracción sísmica es relativamente bajo, pero los datos resultantes del sub suelo no son muy detallados. En una investigación detallada, el espaciamiento entre los arreglos de geófonos, o el espaciamiento entre geófonos, o ambos, es usualmente pequeño, múltiples puntos de impacto son utilizados, y las elevaciones así como ubicaciones de los geófonos y puntos de impacto son determinados con mayor precisión. Bajo estas condiciones, el costo de obtener datos de refracción sísmica es más alto pero aún puede ser efectivo en costo, debido a que los datos del subsuelo resultantes son más detallados.

6.2.2 Evaluación si Existe o No Contraste de Velocidades Sísmicas:

6.2.2.1 Uno de los elementos más críticos en la planificación de una investigación de refracción sísmica es la determinación de si existe un adecuado contraste entre las dos unidades geológicas o hidrológicas de interés.

6.2.2.2 Asumiendo que ninguna investigación previa de refracción sísmica ha sido realizada en el área, es inevitable confiar en el conocimiento de la geología, en referencias publicadas conteniendo las velocidades sísmicas de los suelos, e informes publicados sobre estudios de refracción sísmica realizados bajo condiciones similares.

6.2.2.3 Cuando existe duda acerca de si existe suficiente contraste de velocidades sísmicas, un ensayo de pre-investigación es deseable en un punto de control, tal como un sondeo o un pozo, donde la estratigrafía es conocida y las velocidades sísmicas pueden ser determinadas. Dos tipos de ensayos pueden ser considerados: un perfil sísmico vertical (VSP) u otro tipo de sondeo vertical (tal como un sondeo de densidad o un sondeo de sonido) que proporcione un indicador de las velocidades de la estratificación del subsuelo. A partir de esta información, la factibilidad de utilizar el método de refracción sísmica en el sitio puede ser evaluada.

6.2.2.4 El modelamiento previo, utilizando ecuaciones matemáticas (6,7,9) puede ser empleado para desarrollar gráficas teóricas tiempo-distancia. Dado el espesor y la velocidad sísmica de los estratos del subsuelo, estas gráficas pueden servir para evaluar la factibilidad de conducir una investigación de refracción sísmica y para determinar la geometría de la investigación en el campo. Sin embargo, muy frecuentemente, no estará disponible suficiente información sobre espesores de estratos y velocidades sísmicas, como para modelar un sitio con precisión antes de que el trabajo de campo sea realizado. En ese caso, deben ser tomadas mediciones de campo iniciales para evaluar si existe un adecuado contraste de velocidades entre los estratos del subsuelo de interés.

6.2.3 Selección del Método de Interpretación

6.2.3.1 El nivel de detalle deseado y la habilidad para enfrentar condiciones geológicas inusuales, determinará el método de interpretación a ser utilizado para una investigación de refracción sísmica, lo que a su vez determinará los procedimientos de campo a ser seguidos. Las consideraciones de campo generales se presentan en las Refs. (3,7,9,13-15).

6.2.3.2 Diversos métodos pueden ser utilizados para interpretar cuantitativamente los datos de refracción sísmica; sin embargo, los métodos de interpretación más comúnmente utilizados pueden ser clasificados en dos grupos generales: métodos que son utilizados para definir refractores planos y métodos que son utilizados para definir refractores no-planos.

6.2.4 Métodos Utilizados para Definir Refractores Planos

6.2.4.1 El método del tiempo de interceptación (ITM) y el método de la distancia de cruce son los más simples y probablemente los mejor conocidos de todos los métodos para la interpretación de datos de refracción sísmica (8,11). Estos métodos pueden ser descritos como una aplicación rigurosa de la Ley de Snell a un modelo del subsuelo, que consiste de estratos homogéneos y fronteras planas. Estas fronteras planas pueden ser horizontales o inclinadas. El método del tiempo de interceptación requiere la existencia de una velocidad sísmica constante en el estrato de sobrecarga y en el refractor, medibles dentro de un arreglo único de geófonos (entre los puntos de impacto). El método del tiempo de interceptación utiliza procedimientos simples de campo e interpretación. Las mediciones son usualmente realizadas desde cada extremo de la línea de refracción sísmica (un mínimo de un punto de impacto fuera del extremo en cada extremo del arreglo de geófonos). Los resultados obtenidos utilizando este método incluyen el espesor de la sobrecarga y el buzamiento del refractor en dos puntos (Fig.6). También es común hacer un impacto en la mitad del arreglo de geófonos. Además, pueden ejecutarse impactos más allá del extremo del arreglo, para obtener datos adicionales, los cuales pueden incrementar el número de puntos a lo largo del refractor donde la profundidad puede ser determinada.

6.2.4.2 El método del tiempo de interceptación o el método de la distancia de cruce pueden ser aplicados donde un número limitado de determinaciones de la profundidad del refractor son requeridas en un solo arreglo de geófonos; la superficie del refractor puede ser satisfactoriamente aproximada por un plano (horizontal o inclinado); las variaciones laterales en la velocidad sísmica de los estratos del subsuelo (sobre la longitud del arreglo de geófonos) pueden ser despreciadas; y los estratos delgados con velocidades sísmicas intermedias, así como las inversiones de velocidad sísmica pueden ser despreciados.

6.2.4.3 Una discusión adicional sobre el diseño de la investigación y consideraciones de campo para este método se presentan en las Refs. (3, 8 y 9).

6.2.5 Métodos Utilizados para Definir Refractores No Planos

Varios métodos pueden ser visualizados como una extensión del método del tiempo de interceptación, donde la profundidad al refractor es calculada en los puntos de impacto y en cada ubicación de los geófonos. Estos métodos requieren un mayor entendimiento de la teoría de refracción sísmica, así como un mayor nivel de esfuerzo en la adquisición de los datos, procesamiento e interpretación.

6.2.6 Métodos Recíprocos Comunes

6.2.6.1 Un grupo de métodos (llamados métodos recíprocos comunes (CRM) por Palmer (12)), pueden proporcionar una interpretación más detallada de los refractores no planos. Las profundidades se obtienen por debajo de cada geófono, de tal forma que se toma en cuenta superficies de refracción irregular (refractores no planos). Los métodos recíprocos comunes tienen muchas variaciones que incluyen el método más – menos, el Método ABC y el Método Hagiwaras (12). La mayoría de estos métodos pero no todos están basados en la suposición de que en un único arreglo de geófonos, una velocidad sísmica constante existe tanto en las unidades que suprayacen como en el refractor. La Fig. 7 muestra una sección interpretada a partir de la refracción sísmica, de una superficie irregular de roca utilizando este enfoque. Todos estos métodos requieren usualmente que los tiempos de viaje sean medidos en ambas direcciones, directa e inversa, a partir de al menos 3 a 7 puntos de impacto por arreglo único de geófonos. La resolución de la topografía del refractor obtenida por la investigación depende del espaciamiento entre los geófonos y del número de puntos de impacto. Una discusión adicional sobre el diseño de la investigación y las consideraciones de campo para estos métodos es proporcionada en las Refs (3) y (9).

6.2.6.2 Estos métodos pueden ser aplicados cuando las profundidades al refractor son requeridas en cada geófono; la superficie del refractor tiene algún relieve; las variaciones laterales en la velocidad sísmica de los estratos del subsuelo (sobre la longitud del arreglo) pueden ser despreciadas; y la presencia de estratos delgados de velocidad sísmica intermedia e inversiones en la velocidad sísmica pueden despreciarse.

6.2.7 Método Recíproco Generalizado:

6.2.7.1 El método recíproco generalizado (GRM), tal como es descrito por Palmer (11, 16 – 18) y Lankston (13, 19), puede ayudar algunas veces a resolver condiciones complejas que incluyen estratos no detectados, cambios laterales en la velocidad sísmica y anisotropía. El GRM incluye como casos especiales, el método del tiempo de retardo (delay time) y el método Hales (11). El método GRM requiere datos bien tomados (en tiempo y espacio) para lograr la resolución necesaria; por lo tanto, un espaciamiento relativamente pequeño de geófonos es requerido. Este método requiere usualmente que los tiempos de viaje sean medidos en ambas direcciones, directa e inversa, desde 5 a 7 puntos de impacto por arreglo de geófonos. La investigación por el método recíproco generalizado incorpora la solidez de la mayoría de los otros métodos de refracción sísmica y puede proporcionar el perfil más detallado de un refractor, pero requiere considerablemente más esfuerzo en la recolección de los datos de campo y en la interpretación. El uso pleno del método recíproco generalizado, el cual ha sido demostrado por Palmer para modelos de datos y casos historia, aún tiene que lograr la aceptación de rutina en ingeniería geofísica pues requiere un mayor esfuerzo en el campo. Los casos historia de

Palmer (18) demuestran la aplicación del método recíproco generalizado a estratos superficiales de considerable significado geotécnico.

6.2.7.2 El método recíproco generalizado puede aplicarse algunas veces cuando las variaciones laterales en velocidad sísmica dentro de un arreglo único de geófonos, capas delgadas de velocidad sísmica intermedia y las inversiones de velocidad sísmica no pueden omitirse. El espaciamiento de geófono para este método es generalmente menor para proporcionar suficientes datos espaciales.

6.2.7.3 Discusiones adicionales sobre el diseño de la investigación y consideraciones de campo para este método son dadas por Palmer (16); Lankston y Lankston (19); y Lankston (13, 15).

6.2.8 Resumen de los Dos Métodos

6.2.8.1 Si la descripción de la superficie de un refractor como un plano con un número limitado de puntos es aceptable, y los cambios en la velocidad sísmica lateral en un arreglo de geófonos pueden ser despreciados, entonces el método del tiempo de interceptación o el método de la distancia de cruce pueden ser suficientes.

6.2.8.2 Si existe la necesidad de definir la profundidad y la forma aproximada de un refractor no plano en la ubicación de cada geófono, y la velocidad sísmica lateral en los estratos del subsuelo en un arreglo de geófonos puede ser despreciada, entonces uno de los diversos métodos que pueden definir refractores no planos puede ser utilizado.

6.2.8.3 Si existe la necesidad de tomar en cuenta los cambios en la velocidad sísmica lateral en los estratos del subsuelo, así como las velocidades sísmicas intermedias de los estratos e inversiones de velocidad sísmica, entonces el método recíproco generalizado puede ser utilizado.

6.2.8.4 La Tabla 2 resume las características y limitaciones de cada uno de estos métodos. Esta tabla ha sido modificada de Palmer (11).

6.2.8.5 La elección del método de interpretación puede variar de un lugar a otro y dependerá del detalle requerido de la investigación de refracción sísmica y de la complejidad de la geología en el sitio. El método de interpretación determinará a su vez el enfoque y nivel de esfuerzo requerido en el campo.

6.2.8.6 Cuando se selecciona el método para la adquisición de datos, el método específico de procesamiento e interpretación que será utilizado debe ser considerado, dado que

en la mayoría de casos estos métodos tienen requerimientos específicos para la adquisición de datos.

6.2.8.7 Existen muchos métodos de campo y de interpretación que caen bajo las amplias categorías listadas arriba. No se ha intentado listar todos los métodos existentes. Cada uno tiene sus fortalezas y debilidades y debe ser seleccionado para alcanzar las necesidades del proyecto. El uso de otros métodos no mencionados específicamente por esta guía no es excluido.

6.2.9 Diseño de la Investigación

6.2.9.1 Ubicación de las Líneas de Prospección

La ubicación preliminar de las líneas de prospección se realiza usualmente con la ayuda de mapas topográficos y fotografías aéreas, si es que la visita al sitio no es posible. Debe considerarse lo siguiente: la necesidad de datos en una ubicación dada; la accesibilidad al área; la proximidad de pozos de agua o sondajes para el control de los datos; la extensión y ubicación de cualquier superficie de concreto o asfalto, estructuras enterradas e instalaciones y otras fuentes de ruido ambiental que impedirá efectuar las mediciones o introducirá ruido en los datos (5.7.3); y espacio adecuado para la línea de refracción.

6.2.9.2 Las estaciones de los geófonos deberían alinearse en una línea recta en la medida de lo posible. Las desviaciones importantes de una línea recta resultarán en imprecisiones, a menos que la línea sea cuidadosamente investigada y apropiadas correcciones geométricas sean aplicadas a los datos. A menudo la ubicación de la línea será determinada por la topografía. La ubicación de las líneas debe ser seleccionada de tal manera que la superficie del terreno a lo largo del arreglo de geófonos sean tan plana como sea posible, o un método de interpretación que tome en cuenta la topografía debe ser seleccionado.

6.2.9.3 Cobertura

La cobertura de la investigación y la orientación de las líneas debe ser diseñada para cumplir con los objetivos de la investigación. El área de la investigación debe ser usualmente más grande que el área de interés, de modo que las mediciones sean realizadas en condiciones conocidas y sobre cualquier condición anómala. Debe darse consideración a la orientación de las líneas con respecto a rasgos geológicos de interés, por ejemplo, canales enterrados, fallas, fracturas, etc. Por ejemplo, al mapear un canal enterrado, la línea de refracción debe cruzar sobre el canal, de tal manera que sus límites puedan ser determinados. El número y ubicaciones de los puntos de impacto dependerá del método escogido para recoger e interpretar los datos de refracción sísmica. Generalmente, el espaciamiento de los geófonos es determinado por dos factores: la profundidad esperada del refractor (es) y el grado

deseado de definición (resolución lateral) de la superficie del refractor. Generalmente, la separación del geófono extremo al punto de impacto será mayor para refractores más profundos y más pequeño para refractores superficiales. Para mediciones de reconocimiento que no requieran un mapeo detallado de la superficie del refractor, geófonos ampliamente espaciados pueden ser utilizados. Para el mapeo detallado de la superficie del refractor, se requieren geófonos cercanamente espaciados. Para definir la superficie de un refractor en detalle, el espaciamiento de geófonos debe ser más pequeño que el tamaño de los cambios espaciales en el refractor. El espaciamiento de geófonos puede variar de menos de 1 m a más de 100 m, dependiendo de la profundidad al refractor y de la resolución lateral necesaria para definir la superficie de un refractor. Ejemplos de espaciamiento de geófonos y distancia al punto de impacto, necesarios para definir diversas condiciones geológicas, son dados por Haeni (9). Una línea de refracción sísmica puede requerir una distancia fuente a geófono extremo de tres a cinco veces la profundidad requerida de investigación. Por lo tanto, el espaciamiento adecuado para la línea de refracción es una consideración. Si la longitud del arreglo de geófonos y la distancia de la fuente al geófono extremo no son suficientes para alcanzar la máxima profundidad de investigación, entonces dicha distancia debe ser incrementada hasta que una profundidad suficiente sea obtenida. Si la longitud de la línea a ser investigada es mayor que un único arreglo de geófonos, los datos se pueden obtener utilizando múltiples arreglos de geófonos.

6.2.9.4 Los datos de refracción a lo largo de una línea con una serie de arreglos de geófonos puede ser de reconocimiento o puede ser detallada. Para trabajos de reconocimiento, se puede dejar un vacío entre los extremos de los arreglos sucesivos. Conforme se requieren datos más detallados, el vacío disminuirá hasta que los arreglos de geófonos se traslapen y proporcionen un perfil continuo del refractor que está siendo mapeado. El espaciamiento de los geófonos y el número de geófonos que se traslapen de cada arreglo dependerá del detalle y la continuidad requerida para mapear el refractor deseado. Desde que el método recíproco común y el método recíproco generalizado son utilizados para obtener la profundidad a un refractor bajo geófonos individuales, los arreglos de geófonos deben traslaparse si se desea una cobertura continua del refractor. El traslape variará comúnmente de uno a dos geófonos para el método recíproco común y de dos a cinco geófonos para el método recíproco generalizado. Traslapes mayores pueden ser necesarios para refractores más profundos. Las gráficas tiempo-distancia para las mediciones de refracción sísmica puede ser construidas combinando y trazando juntos los datos de cada arreglo de geófonos por un proceso llamado "fantasmeado". Este proceso es discutido por Lankston y Lankston (13).

6.2.10 Formato de Adquisición de Datos

Una norma recomendada escrita bajo la guía de la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG) y el Comité Geofísico de Ingeniería y Agua Subterránea, para

archivos de datos sísmicos utilizados en ambiente de computadoras personales (PC) es dada por Pullan (20).

6.3 Implementación de la Investigación

6.3.1 Verificación In-Situ del Plan de la Investigación:

6.3.1.1 Una inspección visual sistemática del sitio debe ser realizada de inmediato para determinar si el plan de investigación inicial es razonable. En este momento, puede ser requeridas modificaciones al plan de investigación.

6.3.1.2 Si un ensayo de factibilidad no ha sido previamente realizado, los resultados de las mediciones iniciales pueden ser utilizadas para confirmar la existencia de un adecuado contraste de velocidad sísmica, y pueden ser utilizadas también para evaluar la relación de la señal a ruido en el lugar. Los resultados de estas mediciones iniciales pueden requerir que se cambie el plan de investigación original.

6.3.2 Instalación de las Líneas de Investigación

Las líneas de investigación se ubicarán en la mejor posición para las líneas de refracción en base al diseño previo descrito en 6.2.4 y a la visita in-situ descrita en 8.3.1.

6.3.3 Conducción de la Investigación

6.3.3.1 Verificar el espacio adecuado para instalar la línea tan recta como sea posible.

6.3.3.2 Ubicar la posición del primer geófono.

6.3.3.3 Instalar el cable de geófonos.

6.3.3.4 Colocar los geófonos firmemente en el terreno y conectarlos al cable. El geófono debe estar vertical y en contacto con el suelo o roca. La colocación inapropiada de los geófonos es un problema común que resulta en la pobre detección de la onda sísmica P. Cada punta de geófono debe ser firmemente presionada en el terreno para lograr que el contacto entre el suelo y el geófono sea tan ajustado como sea posible. Muchas veces la parte superior del suelo (10 cm) es muy suelta y debe ser retirada de modo que el geófono pueda ser implantado en suelo firme. Donde la roca está expuesta en superficie, la punta del geófono puede ser reemplazada por una base de trípode sobre el geófono. En suelo y roca, debe asumirse que existe un buen acoplamiento entre el terreno y los geófonos.

6.3.3.5 Verificar los geófonos y el cable de geófonos por corto circuitos o circuitos abiertos, si es posible (referirse al manual de instrucciones del sismógrafo).

6.3.3.6 Fijar la fuente en el primer punto de impacto o en un punto de prueba.

6.3.3.7 Verificar la fuente sísmica y el cable de disparo.

6.3.3.8 Verificar el nivel de ruido y fijar las ganancias y filtros (referirse al manual de instrucción del sismógrafo).

6.3.3.9 El grado de precisión requerido para la posición y elevación de los puntos de impacto y de los geófonos varía con los objetivos del proyecto. Si el terreno es relativamente plano o la precisión de la investigación por refracción sísmica no es crítica, la distancia entre la fuente y el geófono medido con una cinta métrica será suficiente. Si existen cambios considerables en la elevación de la superficie, los puntos de impacto y las elevaciones de los geófonos y sus posiciones horizontales deben ser estudiadas y referidas al punto de referencia del proyecto. Las mediciones (hechas con cinta métrica) con precisión de 15 a 20 cm son adecuadas para la mayoría de casos.

6.3.3.10 Proceder con las mediciones de refracción, asegurándose que exista una adecuada relación de señal a ruido de modo que las primeras llegadas puedan ser determinadas.

6.3.4 Control de Calidad (QC)

El control de calidad puede ser apropiadamente aplicado a las mediciones de refracción sísmica en el campo. Un buen procedimiento de control de calidad requiere seguir procedimientos normalizados y documentados. Los siguientes aspectos se recomiendan para efectuar un control de calidad a las operaciones y adquisición de datos:

6.3.4.1 Documentación de los procedimientos de campo y métodos de interpretación a ser usados en el estudio. El método de interpretación dictará muchas veces los procedimientos de campo, y los procedimientos de campo así como las condiciones de sitio pueden limitar el nivel y método de interpretación.

6.3.4.2 Un registro de campo en el cual sean registrados los procedimientos operacionales de campo para el proyecto.

6.3.4.3 Cualquier cambio a los procedimientos de campo planificados debe ser documentado.

- 6.3.4.4** Cualquier condición que pudiese reducir la calidad de los datos (clima, fuente de ruido, etc) debe ser documentado.
- 6.3.4.5** Si los datos están siendo registrados (por una computadora o sistema de adquisición digital) sin medios para observar los datos registrados, se recomienda que los datos sean revisados tan pronto como sea posible para verificar su calidad.
- 6.3.4.6** Debe tenerse cuidado en mantener la precisión y la sincronización del ensayo.
- 6.3.4.7** Asegurarse de emplear un método uniforme en la selección del tiempo de la primera llegada.
- 6.3.4.8** Durante o después de la recolección de datos, deben dibujarse los gráficos tiempo-distancia para asegurar que los datos son de adecuada calidad y cantidad (por ejemplo, un número suficiente de datos puntuales), para respaldar el método de interpretación y definir el refractor de interés.
- 6.3.4.9** Ambas mediciones, directas e inversas, son necesarias para resolver apropiadamente estratos inclinados.
- 6.3.4.10** Además de las curvas tiempo-distancia, tres herramientas adicionales pueden utilizarse como un medio de controlar la calidad de los datos de refracción sísmica: la prueba de irregularidad, la prueba del tiempo recíproco, y la prueba de paralelismo.
- 6.3.4.11** La prueba de irregularidad verifica la consistencia del tiempo de viaje a lo largo del perfil de refracción. Si las diferencias en tiempo (desviaciones de la pendiente recta) son grandes, entonces la selección de los tiempos puede ser errada, las curvas tiempo-distancia pueden tener un error en la entrada de datos o en el graficado, los datos pueden estar contaminados por ruido, o las condiciones geológicas pueden ser altamente variables.
- 6.3.4.12** La prueba del tiempo recíproco es utilizada para verificar diferencias en el tiempo recíproco entre mediciones directas e inversas. Si las diferencias entre tiempos recíprocos son excesivas, entonces los tiempos seleccionados pueden ser erróneos o las curvas tiempo-distancia pueden tener un error en la entrada de datos o en el ploteo.
- 6.3.4.13** La prueba de paralelismo es utilizada para verificar el relativo paralelismo entre curvas tiempo-distancia seleccionadas, directas o reversas, y otra curva del mismo refractor. Si las pendientes de las dos curvas son suficientemente diferentes, entonces la selección de tiempos para uno de los juegos de datos puede ser erróneo o las curvas tiempo-distancia pueden tener un error en la entrada de datos o en el graficado.

6.3.4.14 Finalmente, debe verificarse si las profundidades y velocidades sísmicas obtenidas mediante el método de refracción sísmica hacen sentido con la geología.

6.3.5 Calibración y Estandarización

En general, la recomendación del fabricante debiera ser seguida para la calibración y estandarización. Si tales recomendaciones no son dadas, una verificación periódica del equipo debe ser realizada. También debe ser realizada una verificación luego de cada reparación del equipo. Una verificación de la operatividad del equipo debe ser efectuada antes de cada proyecto y antes de iniciar el trabajo de campo diario.

6.4 Interpretación de los Datos de Refracción Sísmica

6.4.1 Método de Interpretación

6.4.1.1 En algunos casos limitados, la interpretación cuantitativa de los datos puede no ser requerida y una simple interpretación cualitativa puede ser suficiente. Ejemplos de interpretación cualitativa y semi-cuantitativa pueden incluir la ubicación lateral de un canal enterrado sin ser necesario el cálculo de su profundidad o de la profundidad mínima a la roca. En la mayoría de casos, sin embargo, una interpretación cuantitativa será necesaria.

6.4.1.2 El nivel de esfuerzo requerido en la interpretación dependerá de los objetivos de la investigación y del detalle deseado, lo que a su vez determinará el método de interpretación. Un número de métodos manuales y programas de cómputo están disponibles para la interpretación. Mientras que las soluciones para estos métodos pueden ser calculadas manualmente, el proceso puede ser laborioso para los métodos mas sofisticados.

6.4.1.3 Un problema inherente en todos los estudios geofísicos es que la correlación no es única entre posibles modelos geológicos y un conjunto único de datos. Esta ambigüedad puede ser resuelta sólo a través del uso de suficientes datos geológicos y por un intérprete experimentado.

6.4.1.4 El primer paso en el proceso de interpretación es determinar el intervalo de tiempo desde el impacto de la fuente sísmica a la primera llegada de energía en cada geófono. Cuando las primeras llegadas son agudas y no existe ruido ambiental, este procedimiento es directo (Figs. 2 y 3). En muchos casos, el ruido en los datos dificultará la selección de los tiempos correspondientes a la primera llegada. Para minimizar errores, una metodología consistente debe ser usada para escoger los tiempos de llegada. Debe tenerse cuidado en que cada traza sea escogida en el mismo punto, es decir, en el primer punto de movimiento o en el punto de máxima curvatura. Este procedimiento hará de la interpretación un proceso más uniforme, conforme los datos serán consistentes de una traza a la siguiente. En algunos casos, una selección de la primera llegada de uno o más geófonos puede ser incierta; luego,

uno debe confiar en la experiencia del intérprete. Si esto ocurre, estos puntos deben ser anotados. Si un programa de cómputo es usado para definir las primeras llegadas, estos puntos deben ser verificados (y reajustados según sea necesario) por el responsable de procesamiento e interpretación.

6.4.1.5 Las correcciones al tiempo de viaje por elevación u otros factores geométricos deben ser realizadas a continuación. Los dos tipos principales de corrección se refieren a la elevación e intemperismo. Ambos son usados para ajustar tiempos de viaje derivados del campo con respecto a un nivel de referencia, de modo que los segmentos rectos sobre la gráfica tiempo-distancia pueden ser asociados con refractores en el subsuelo. Estas correcciones pueden ser aplicadas manualmente (6) o mediante una computadora (21).

6.4.1.6 Con los datos del tiempo de viaje corregidos, una gráfica tiempo-distancia de los tiempos de llegada versus la distancia del punto de impacto al geófono, puede ser construida. Las líneas son luego ajustadas a estos puntos para complementar una gráfica tiempo-distancia. Estas gráficas son la base de la interpretación de la refracción sísmica. Ejemplos de gráficas tiempo-distancia y su relación con modelos geológicos se muestran en Mooney (8), Zohdy (5), y Crice (22). El intérprete de las mediciones de refracción sísmica debe estar familiarizado con las gráficas tiempo-distancia sobre una variedad de condiciones geológicas y reconocer la falta de unicidad de estas gráficas.

6.4.2 Interpretación Preliminar

La interpretación preliminar de los datos de campo debe ser etiquetada como borrador o preliminar, y tratada con cuidado desde que es fácil cometer errores en una interpretación inicial de campo y un análisis preliminar nunca es una interpretación completa y cabal. El análisis preliminar realizado en el campo es realizado principalmente como una forma de control de calidad (QC).

6.4.3 Programas para Interpretar Refractores Planos

6.4.3.1 Una amplia variedad de fórmulas, nomogramas y programas de cómputo están disponibles para resolver problemas de refracción sísmica utilizando el método del tiempo de interceptación (o el método de la distancia de cruce).

6.4.3.2 Para técnicas de interpretación manual puede consultarse Mooney (8); U.S. Army Corps of Engineers (24); Palmer (11); y Haemi (9). Programas para calculadoras de mano programables están disponibles para resolver las diversas ecuaciones de refracción sísmica (24). Un número de programas de cómputo basados en el método recíproco común están disponibles comercialmente.

6.4.4 Programas para Interpretar Refractores No-Planos

6.4.4.1 Técnicas de interpretación manual son presentadas por Pakhiser y Black (25); Redpath (3); y Dobrin y Savit (6). Técnicas de interpretación asistidas por computadora son presentadas por Haeni, et al (26) y son discutidas por Scott, et al (21, 27) y Haeni (9). Un número de programas de cómputo que usan el método recíproco común están comercialmente disponibles.

6.4.4.2 Las técnicas de interpretación manual para el método recíproco generalizado son descritas por Palmer (16). Sin embargo, debido al volumen de los datos requerido por el método, la interpretación es usualmente realizada en una computadora. Programas de cómputo basados en el método recíproco generalizado están comercialmente disponibles.

6.4.5 Verificación de la Interpretación de la Refracción Sísmica

La interpretación de la refracción sísmica puede ser verificada por comparación con datos de perforación u otra información del subsuelo. Si tales datos no están disponibles, esto debe ser mencionado en el informe.

6.4.6 Presentación de los Datos

6.4.6.1 En algunos casos, podría haber poca necesidad para una presentación formal de los datos o resultados interpretados. Una sentencia que describa los resultados puede ser suficiente.

6.4.6.2 La interpretación final de la refracción sísmica generalmente conduce a un modelo geológico e hidrológico de las condiciones del sitio. Tal modelo es una caracterización simplificada de un lugar, que incorpora todos los rasgos esenciales del sistema físico bajo estudio. Este modelo es usualmente representado como una sección transversal, un mapa de contornos, u otros gráficos que ilustren las condiciones geológicas e hidrogeológicas generales y cualquier condición anómala en el sitio.

6.4.6.3 Si los datos originales van a ser proporcionados al cliente, los datos y los mapas de cuadrícula de investigación relacionados deben ser etiquetados de modo que otro profesional competente pueda revisar los datos.

7. INFORME

7.1 Componentes del Informe

La siguiente es una lista de los aspectos clave que deberían ser contenidos en la mayoría de informes. En algunos casos, puede no ser necesario un informe formal extenso.

7.1.1 El informe debe incluir una discusión de:

7.1.1.1 El propósito y alcance del método de investigación de refracción sísmica;

7.1.1.2 El ambiente geológico;

7.1.1.3 Cualquier limitación para la prospección por refracción sísmica;

7.1.1.4 Cualquier suposición que se hubiese hecho;

7.1.1.5 La técnica de campo utilizada, incluyendo una descripción del equipo y de los parámetros de adquisición de datos utilizado;

7.1.1.6 La ubicación de la(s) línea(s) de refracción sísmica en un mapa de ubicación;

7.1.1.7 La disposición de los puntos de impacto/geófono;

7.1.1.8 La técnica utilizada para seleccionar las primeras llegadas;

7.1.1.9 Cualquier corrección aplicada a los datos de campo, junto con la justificación para su uso;

7.1.1.10 Los resultados de las mediciones de campo, copia de los registros originales (opcional), y gráficas tiempo-distancia (opcional);

7.1.1.11 El método de interpretación utilizado (método del tiempo de interceptación, método recíproco común o método recíproco generalizado), y específicamente que método(s) analítico(s), o programa(s) de cómputo(s), fueron usados;

7.1.1.12 Los resultados interpretados junto con cualquier calificación o interpretación alternativa;

7.1.1.13 El formato de registro de los datos (por ejemplo, libreta de notas, registro análogo, formato digital, SEG, otros);

- 7.1.1.14 Si las condiciones fueran tales que una variación de esta guía ASTM fuese necesaria, la razón para tal variación debería ser dada;
- 7.1.1.15 Proporcionar referencias apropiadas para cualquier dato de apoyo utilizado en la interpretación; y
- 7.1.1.16 Identificar a la(s) persona(s) responsable(s) de la prospección y de la interpretación de los datos.

7.2 Confirmación de la Calidad del Trabajo de Refracción Sísmica e Informe

Para proporcionar una confirmación de la calidad del trabajo de refracción sísmica es generalmente una buena práctica la revisión de todo el trabajo de refracción sísmica, incluyendo el informe, por una persona conocedora del método de refracción sísmica y de la geología del sitio, pero no directamente involucrada en el proyecto.

8. PRECISION Y SESGO

8.1 Sesgo

El sesgo es definido como una medida de la cercanía a la verdad.

- 8.1.1 El sesgo con el cual la profundidad y la forma de un refractor puede ser determinado por los métodos de refracción sísmica depende de muchos factores. Algunos de estos factores son:
 - 8.1.1.1 Errores humanos en los procedimientos de campo, archivo de los registros, selección de las primeras llegadas, correcciones a los datos, procesamiento e interpretación;
 - 8.1.1.2 Errores instrumentales en la medición, registro;
 - 8.1.1.3 Limitaciones en la geometría, relativas al espaciamiento de los geófonos, ubicación de las líneas, topografía y ruido;
 - 8.1.1.4 Variaciones en el terreno de suposiciones simplificadoras utilizadas en el procedimiento de campo e interpretación;
 - 8.1.1.5 Limitaciones geológicas específicas al sitio, tales como buzamiento, discontinuidades, fracturas y roca altamente meteorizada con cambios graduales en las velocidades sísmicas con la profundidad; y
 - 8.1.1.6 Habilidad y experiencia del personal de campo y del intérprete.

8.1.2 Referencias publicadas (4, 5, 9, 28, 29), indican que la profundidad a un refractor puede ser razonablemente determinada con un error de $\pm 10\%$ de la verdadera profundidad. Errores mayores usualmente se deben a situaciones de campo difíciles o interpretación no adecuada debido a problemas de zonas ciegas.

8.1.3 Los tiempos de llegada deben ser seleccionados con una precisión de un milisegundo. Esto es realizado utilizando lo que aparece como el impulso inicial de la onda (Figs. 2 y 3). Un error de 1 ms podría convertirse en un error de profundidad de 0.3 a 3.0 m., dependiendo de la geometría y de las velocidades sísmicas de los estratos del subsuelo.

8.2 Diferencias Entre las Profundidades Determinadas Por Refracción Sísmica y Aquellas Determinadas por Perforación.

8.2.1 El sesgo de una prospección por refracción sísmica es comúnmente definida como qué tan bien los resultados de la refracción concuerdan con los datos de sondajes. En muchos casos, la profundidad obtenida por refracción concuerda con los datos de sondajes. En otros casos, existirá considerable desacuerdo entre los resultados de la refracción y los datos de sondajes. Mientras que una medición de refracción puede ser bastante precisa, los resultados interpretados puede estar en desacuerdo con la profundidad obtenida por perforación debido a las razones discutidas en 8.2.2 a 8.2.4. Es importante que el usuario de los resultados de la refracción sísmica esté consciente de estos conceptos y entienda que los resultados de una investigación por refracción sísmica no siempre concordará con los datos de una perforación.

8.2.2 Diferencias Fundamentales entre las Mediciones de Refracción y los Resultados de Perforación

8.2.2.1 El método de refracción sísmica está basado en la medida del tiempo de viaje de la onda P. Para medir la profundidad a un refractor, tal como un contacto suelo-roca, un cambio significativo en la velocidad sísmica debe existir entre los estratos.

8.2.2.2 Cuando la superficie del estrato de roca es definida por perforación, lo es frecuentemente basado en el rechazo del taladro a continuar penetrando, el número de golpes con la cuchara partida, o la primera evidencia de fragmentos de roca. Ninguno de estos criterios concuerda necesariamente con el otro o con la superficie de la roca medida por el método de refracción sísmica. Las diferencias entre la refracción sísmica y la interpretación de las perforaciones puede conducir a considerables diferencias en profundidad, aún cuando la superficie del estrato de roca sea relativamente plana. En general, la superficie de roca interpretada a partir de mediciones de refracción será usualmente más profunda que aquella determinada por perforación.

8.2.3 Variabilidad Geológica Lateral

El acuerdo entre la refracción y las mediciones por sondajes puede variar considerablemente a lo largo de la línea de refracción sísmica, dependiendo de los cambios geológicos laterales, tales como el buzamiento, así como el grado de meteorización y fracturamiento en la roca. Las mediciones de refracción pueden no contar con pequeños cambios geológicos laterales y pueden sólo proporcionar una profundidad promedio sobre ellos. Además, la presencia del nivel freático cerca a la superficie de la roca base puede en algunos casos conducir a un error en la interpretación. Por lo tanto, no es posible tener siempre una coincidencia entre las líneas de refracción y los datos de perforaciones a lo largo de una línea de prospección.

8.2.4 Diferencias en el Posicionamiento

La ubicación de una perforación y la medición por refracción no pueden ser realizadas exactamente en el mismo punto. Es común encontrar que las perforaciones están ubicadas en base del acceso del equipo de perforación y pueden no estar ubicadas a lo largo de la línea de refracción sísmica. Las diferencias en posición pueden fácilmente sumar en cualquier punto desde unos pocos metros a 10 m de diferencia en profundidad, donde la superficie de la roca es altamente variable; por ejemplo, carst.

8.3 Precisión

La precisión es la posibilidad de repetición entre mediciones, es decir, el grado al cual los tiempos de viaje de 2 mediciones idénticas, en la misma ubicación y con el mismo equipo, se ajustan una a otra. La precisión de una medición de refracción sísmica será afectada por las fuentes utilizadas, la repetición de la señal de disparo, la ubicación de los geófonos, las condiciones del suelo, el cuidado con que se escojan los tiempos de llegada, y el nivel y las variaciones del ruido sobre las mediciones. Si una investigación de refracción sísmica es repetida bajo condiciones idénticas, las mediciones deberían alcanzar un alto nivel de precisión.

8.4 Resolución

8.4.1 Resolución Lateral

La resolución lateral de una investigación de refracción sísmica es determinada por el espaciamiento de los geófonos y por el espaciamiento de los puntos de impacto.

Un espaciamento cercano de los geófonos proporcionará una alta resolución lateral, por ejemplo, mayor definición en la forma de la superficie del refractor.

8.4.2 Resolución Vertical

8.4.2.1 La resolución vertical puede ser entendida en 3 formas: cuán pequeño un cambio en la profundidad puede ser determinado por el método de refracción; qué tan delgado un estrato puede ser detectado por el método de refracción sísmica; y cuánto relieve o buzamiento puede ser precisamente mapeado sin suavizamiento o errores en la determinación de la profundidad.

8.4.2.2 Las respuestas a todas estas preguntas es una función compleja del espaciamento de los geófonos, de la profundidad a los refractores, y de los contrastes de velocidad sísmica y condiciones cercanas a la superficie, tales como congelamiento, cambios en los materiales sobre los cuales las fuentes y los receptores están colocados y las fluctuaciones del nivel freático.

9. PALABRAS CLAVE

9.1 Geofísica; refracción; refracción sísmica; geofísica de superficie.

REFERENCIAS

- (1) Sheriff, Robert E., Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, 3rd edition, Tulsa, Soc. Explor. Geophysics, 1991.
- (2) Bates, R. L., and Jackson, J. A., Glossary of Geology, 1980.
- (3) Redpath, B. B., Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations: Technical Report E-73-4, U.S. Army Engineering Waterways Experiment Station, Explosive Excavation Research Lab., Livermore, California, 1973.
- (4) Griffiths, D.H., and King, R. F., Applied Geophysics for Engineers and Geologists, Second Edition, Pergamon Press, 1981.
- (5) Zohdy, A. A., Eaton, G. P., and Mabey, D. R., "Application of Surface Geophysics to Ground Water Investigations," U.S. Geological Survey, Techniques of Water Resources Investigation, Book 2, Chapter D1, 1974.
- (6) Dobrin, M. N., and Sawl, C.H., Introduction to Geophysical Prospecting, Fourth Edition, McGraw-Hill, New York, 1988.
- (7) Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff R. E., and Keys, D. A., Applied Geophysics, Cambridge University Press, New York, New York, 1990.
- (8) Mooney, H. M., Handbook of Engineering Geophysics, Volume 1: Engineering Seismology, Second Edition, Bison Instruments, Minneapolis, Minnesota, 1984.
- (9) Haeni, F. P., "Application of Seismic-Refraction Techniques to Hydrologic Studies" U.S. Geological Survey Techniques Techniques of Water Resources Investigations, Book 2, Chapter D2, 1988.
- (10) Sjogren, Bengt, Shallow Refraction Seismics, Chapman and Hall, New York, 1984.
- (11) Palmer, D., "Refraction Seismics, the Lateral Resolution of Structure and Seismic Velocity", Handbook of Geophysical Exploration Vol 13 Section 1 Seismic Refraction, K. Helbig and S. Tredel (eds), Geophysical Press, London, 1988.
- (12) Saska, J. L., The Blind Zone Problem in Engineering Geophysics, Geophysics, Vol 24, No. 2, 1959, pp. 359-385.
- (13) Lankston, R., "High Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation. In: Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol 1, "Reviewer and

Tutorial, S. Ward (ed.), Investigations in Geophysics No. 5, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 1990, pp. 45-73.

- (14) Ackermann, H. D., Pankratz, L. W., and Dansereau, D. A., "A Comprehensive System for Interpreting Seismic Refraction Arrival – Time Data Using Interactive Computer Methods," U.S. Geological Survey Open File Report 82 – 1065, 1983, p. 265.
- (15) Lankston, Robert, "The Seismic Refraction Method: A Viable Tool for Mapping Shallow Targets in the 1990's," Geophysics, Vol 54, No. 2, 1989, pp. 1-6.
- (16) Palmer, D., "The GRM an Integrated Approach to Shallow Refraction Seismology," Expl. Geophys. Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysics, Vol 21, 1990.
- (17) Palmer, D., The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation, Soc. of Expl. Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 1980.
- (18) Palmer, D., "The Resolution of Narrow Low Velocity Zones with the Generalized Reciprocal Method," Geophysical Prospecting, Vol 39, 1991, pp. 1031 – 1060.
- (19) Lankston, Robert and Lankston, M., "Obtaining Multi-Layer Reciprocal Times Through Phantoming." Geophysics, Vol 51, No. 1, 1986, pp. 45-49.
- (20) Pullan, S. E., "Recommended Standard for Seismic (/radar) Data Files in the Personal Computer Environment," Geophysics, Vol 55, No. 9, 1990, pp. 1260-1271.
- (21) Scott, J. H., Tibbetts, B. L., and Burdick, R. G., "Computer Analysis of Seismic Refraction Data," U.S. Bureau of Mines Report of Investigation 7595, 1972.
- (22) Crice, Douglas B., "Applications for Shallow Exploration Seismographs," In Practical Geophysics for the Exploration Geologist, Northwest Mining Association, Spokane, Washington, 1980.
- (23) U.S. Army Corps of Engineers (USACOE), Geophysical Exploration Engineering Manual EM 111D-1-1802, Washington, DC, 1979.
- (24) Balfantyne, Edwing J., Jr., Campbell, D. L., Mantameaier, S. H., and Wiggins, R., Manual of Geophysical Hand Calculator Programs, Soc. of Explt. Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 1981.
- (25) Pekhiser, L. C., and Black, R. A., "Exploration for Ancient Channels with the Exploration Seismograph," Geophysics, Vol 22, 1957, pp. 32-47.

- (26) Haeni, F. P., Grantham, D. G., and Eliefsen, K., "Microcomputer-Based Version of SiPT-A Program for the Interpretation of Seismic-Refraction Data (Text)," U.S. Geological Survey. Open File Report 87-183-A, 1987.
- (27) Scott, J.H., and Marldewicz, "Dips and Chips – PC Programs for Analyzing Seismic Refraction Data," Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems, Society of Engineering and Mineral Exploration Geophysicists, Golden, Colorado, 1990, pp. 175-200.
- (28) Eaton, G. P., and Wallukins, J. S., "The Use of Seismic Refraction and Gravity Methods in Hydrogeological Investigations," In: Mining and Groundwater Geophysics 1967, L. W. Morely (ed.), Geological Survey of Canada Economic Geology Report 26, 1970, pp. 554-568.
- (29) Wallace, D. E., "Some Limitations of Seismic Refraction Methods in Geohydrological Surveys of Deep Alluvial Basins," Ground Water, Vol 8, No. 6, 1970, pp. 8-13.
- (30) Scott, J. H., "Seismic-Refraction Modeling By Computer," Geophysics, Vol 38, No. 2, 1973, pp. 274-284.

Tabla 1: Rango de Velocidades para Ondas Compresionales en Suelo y Roca (3)

Materiales	Velocidad	
	pies/s	m/s
Suelo Natural y Roca		
Material superficial meteorizado	800 a 2,000	240 a 610
Grava o arena seca	1,500 a 3,000	460 a 915
Arena (Saturada)	4,000 a 6,000	1,220 a 1,830
Arcilla (Saturada)	3,000 a 9,000	915 a 2,750
Agua *	4,700 a 5,500	1,430 a 1,665
Agua de mar *	4,800 a 5,000	1,460 a 1,525
Arenisca	6,000 a 13,000	1,830 a 3,960
Lutita	9,000 a 14,000	2,750 a 4,270
Yeso	6,000 a 13,000	1,830 a 3,960
Caliza	7,000 a 20,000	2,134 a 6,100
Granito	15,000 a 19,000	4,575 a 5,800
Roca metamórfica	10,000 a 23,000	3,050 a 7,000

* Depende de la temperatura y del contenido de sales.

Tabla 2 Características y Limitaciones de los Métodos

Métodos Utilizados para Definir Refractores Planos
Incluye el Método del Tiempo de Interceptación y el Método de la Distancia de Cruce

Estos métodos requieren el menor esfuerzo en el campo y en la interpretación y por lo tanto son los de más bajo costo.

Ellos pueden aplicarse donde:

- Los cálculos de la profundidad se realizan cerca de los puntos de impacto;
 - El refractor es aproximado por un plano (horizontal o inclinado);
 - Las variaciones laterales de la velocidad sísmica en un arreglo único de geófonos se desprecian despreciables; y
 - Los estratos delgados de velocidad intermedia y las inversiones de velocidad se desprecian.
-

Métodos Usados para Definir Refractores No Planos.
El Método Recíproco Común (CRM) Incluyendo el Método Más-Menos, el
Método ABC y el Método Hagiwaras.

Estos métodos CRM requieren un esfuerzo adicional en el campo y en la interpretación y son de costo intermedio.

Ellos pueden aplicarse donde:

- Los cálculos de profundidad se realizan en los geófonos;
 - El refractor tiene algún relieve;
 - Las variaciones laterales de la velocidad sísmica en un arreglo único de geófonos se desprecian; y
 - Los estratos delgados de velocidad intermedia y las inversiones de velocidad se desprecian.
-

Método Recíproco Generalizado (GRM).
El Método del Tiempo de Retraso y el Método Hales son casos especiales del GRM

Además de todas las características de los métodos GRM, el Método Recíproco Generalizado (GRM) puede tomar en cuenta:

- La variación lateral en la velocidad sísmica en un arreglo único de geófonos;
- Estratos delgados de velocidad intermedia e inversiones de velocidad.

El GRM requiere el mayor nivel de esfuerzo en el campo y en la interpretación y es el más costoso.

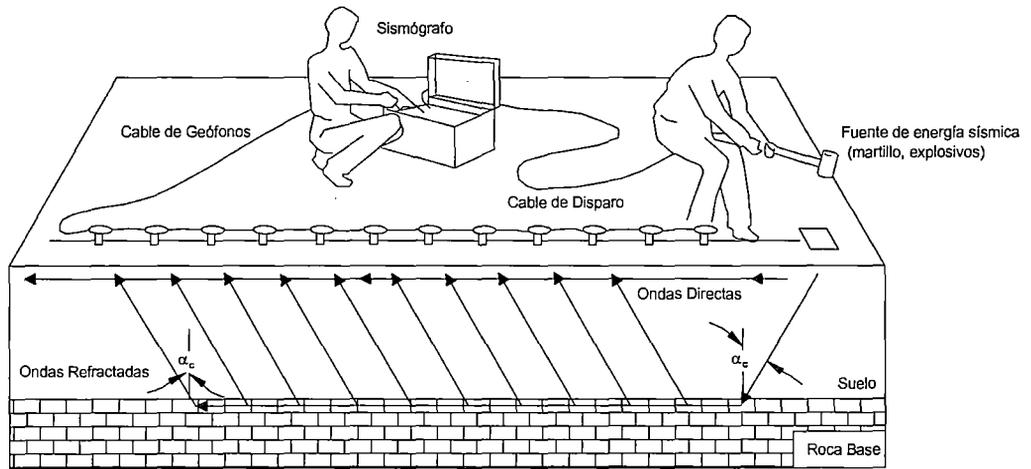
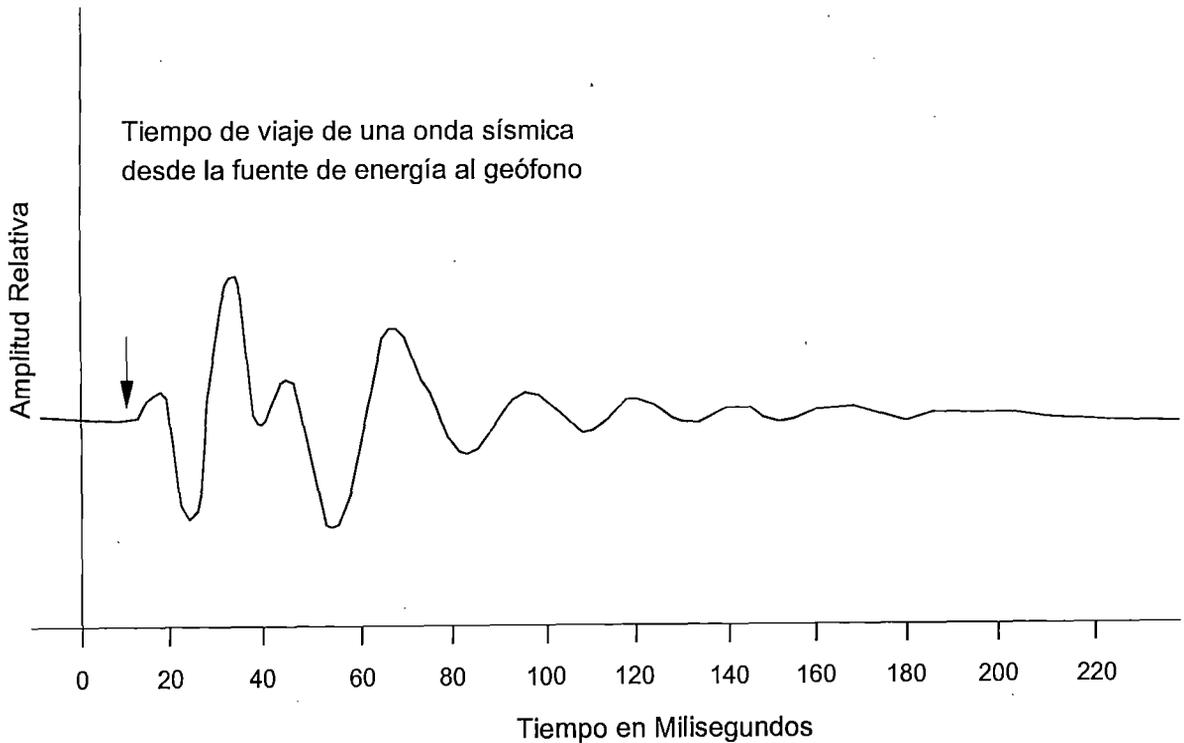


Fig. N° 1: Disposición en el Campo de un Sismógrafo de 12 Canales Mostrando la Dirección de las Ondas Sísmicas Directas y Refractadas, en un Sistema Suelo/Roca de 2 estratos (α_c = ángulo crítico)



Nota - La flecha indica la llegada de la primera onda de compresión.

Fig. N° 2: Forma Típica de Onda Sísmica en un Geófono Único.

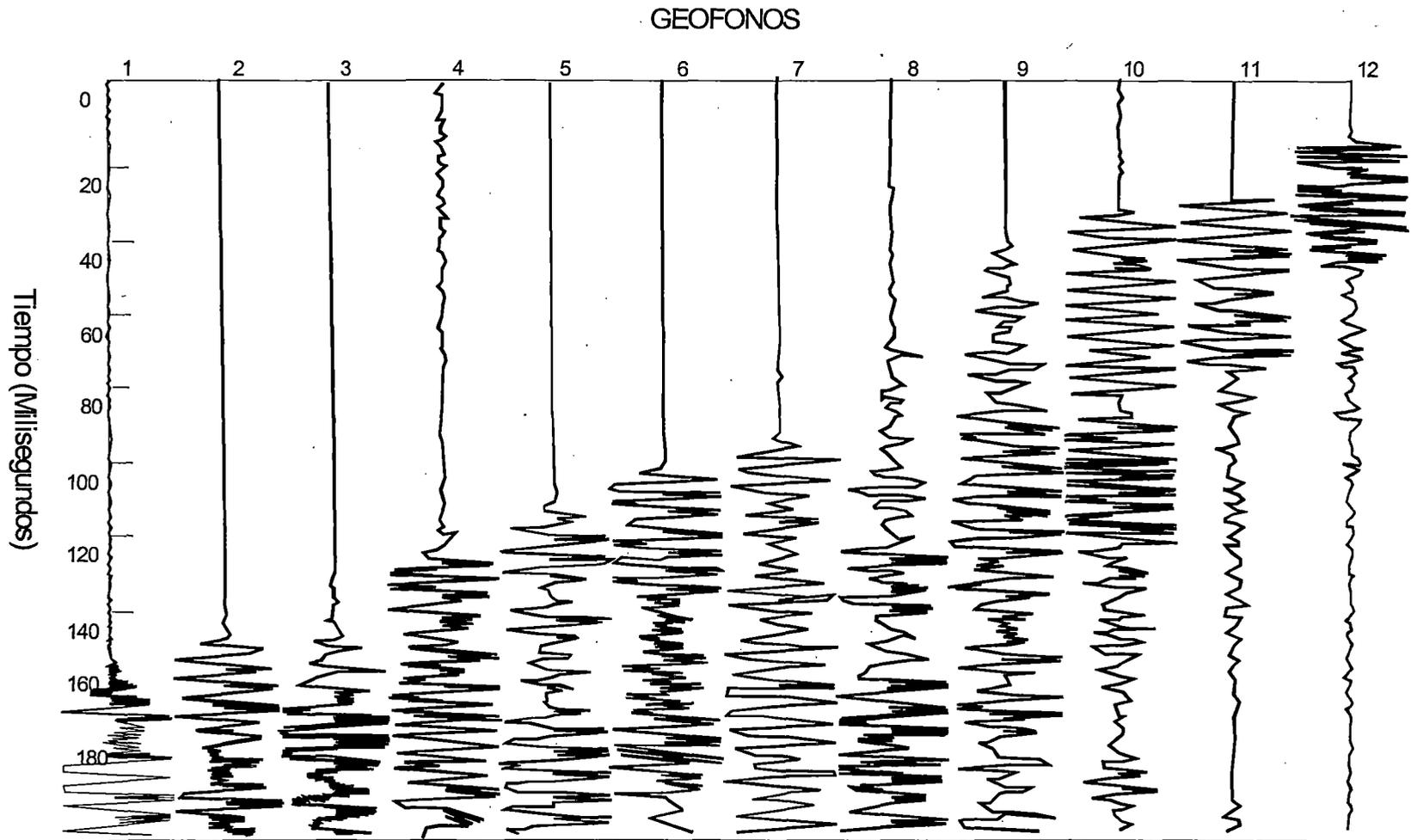
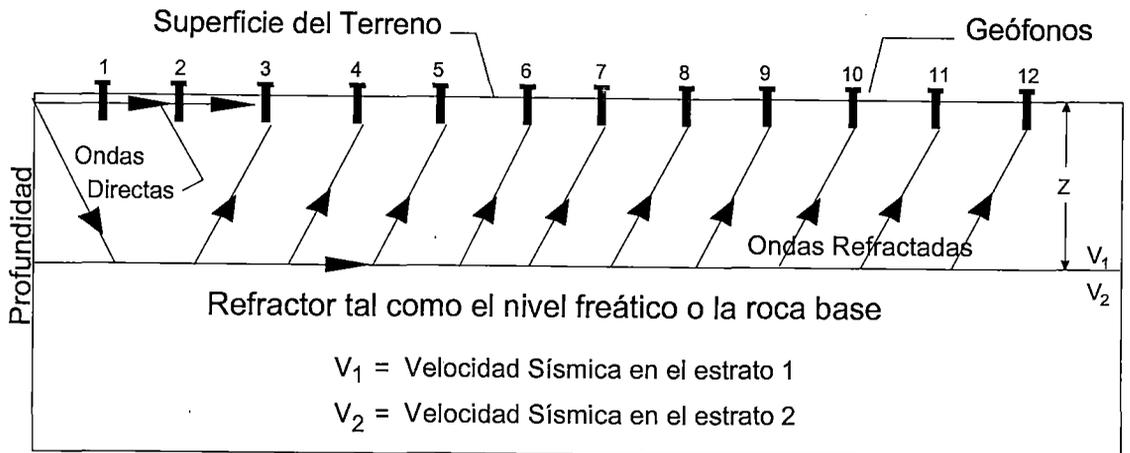
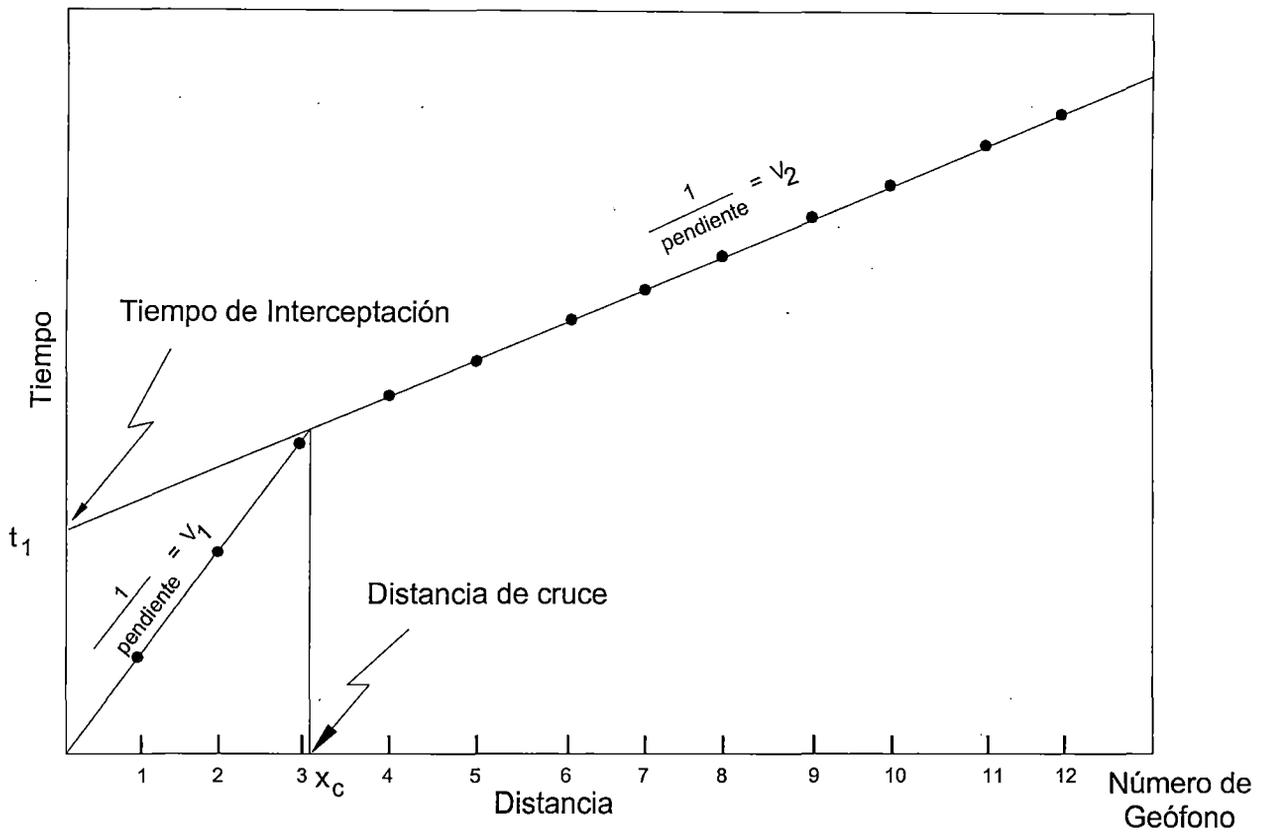


Fig. N° 3: Registro de un Sismógrafo de 12 Canales Mostrando las Primeras Llegadas.

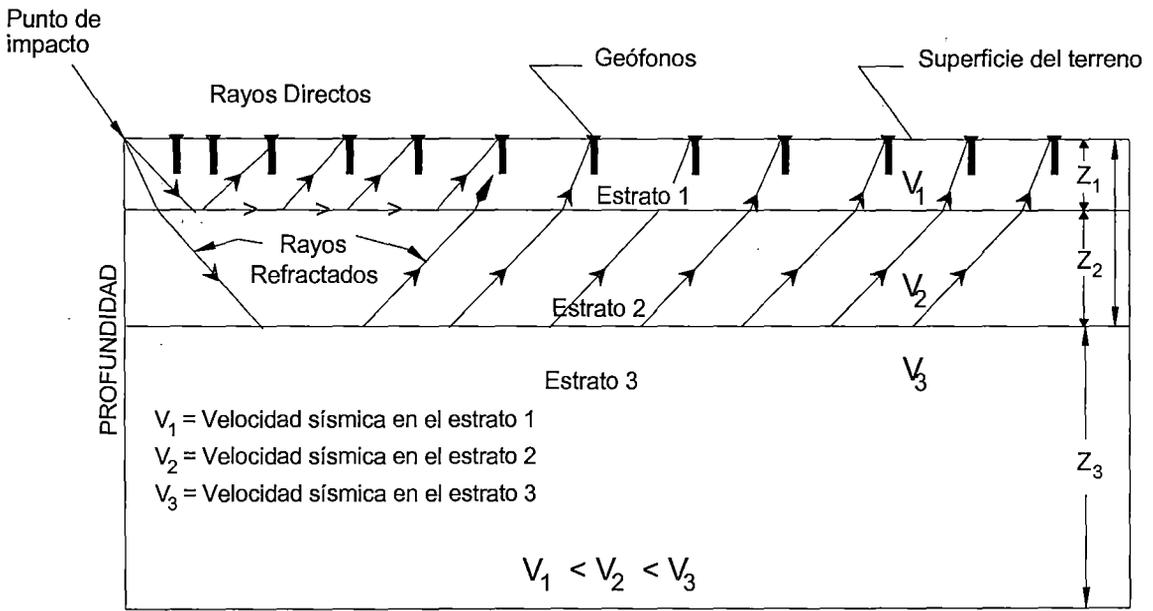


a)

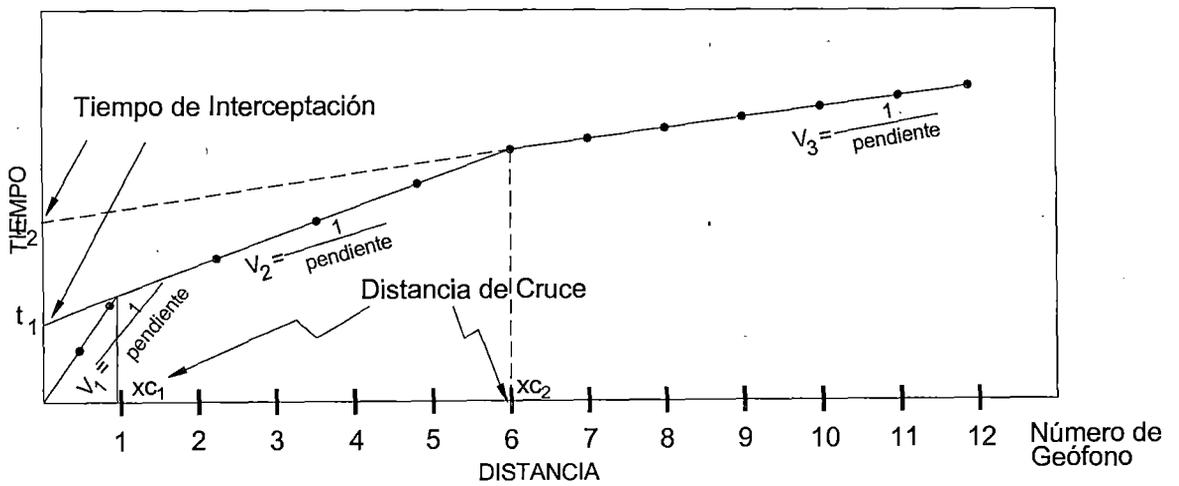


b)

Fig. N° 4: (a) Preparación de las Ondas Sísmicas y (b) Gráfica Tiempo - Distancia para un Perfil de 2 Estratos con Fronteras Paralelas (26)

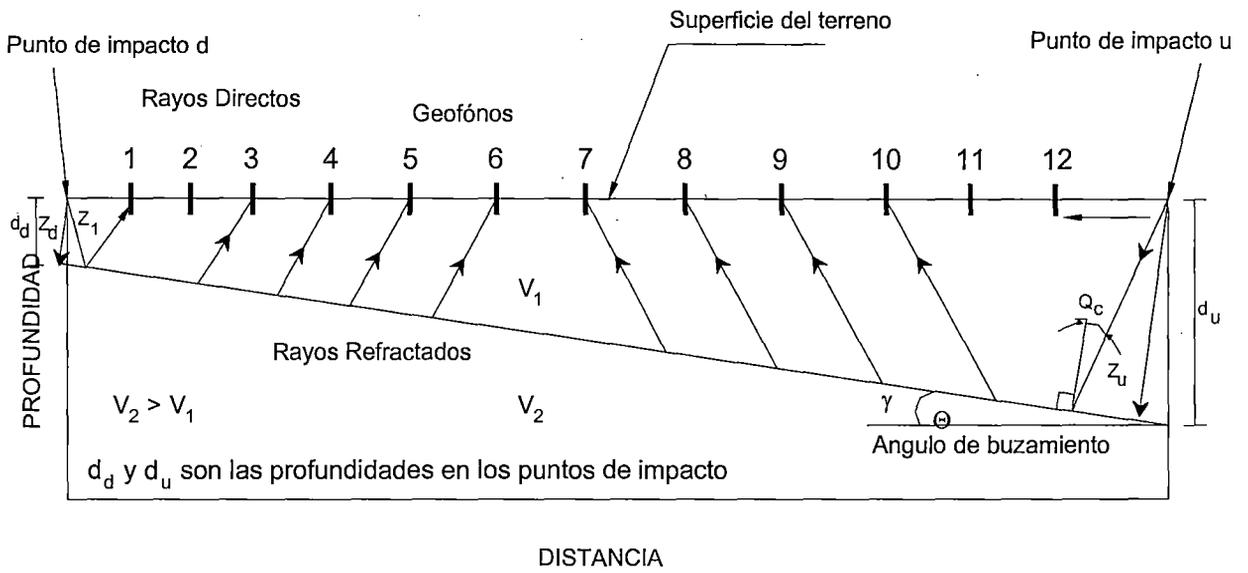


a)

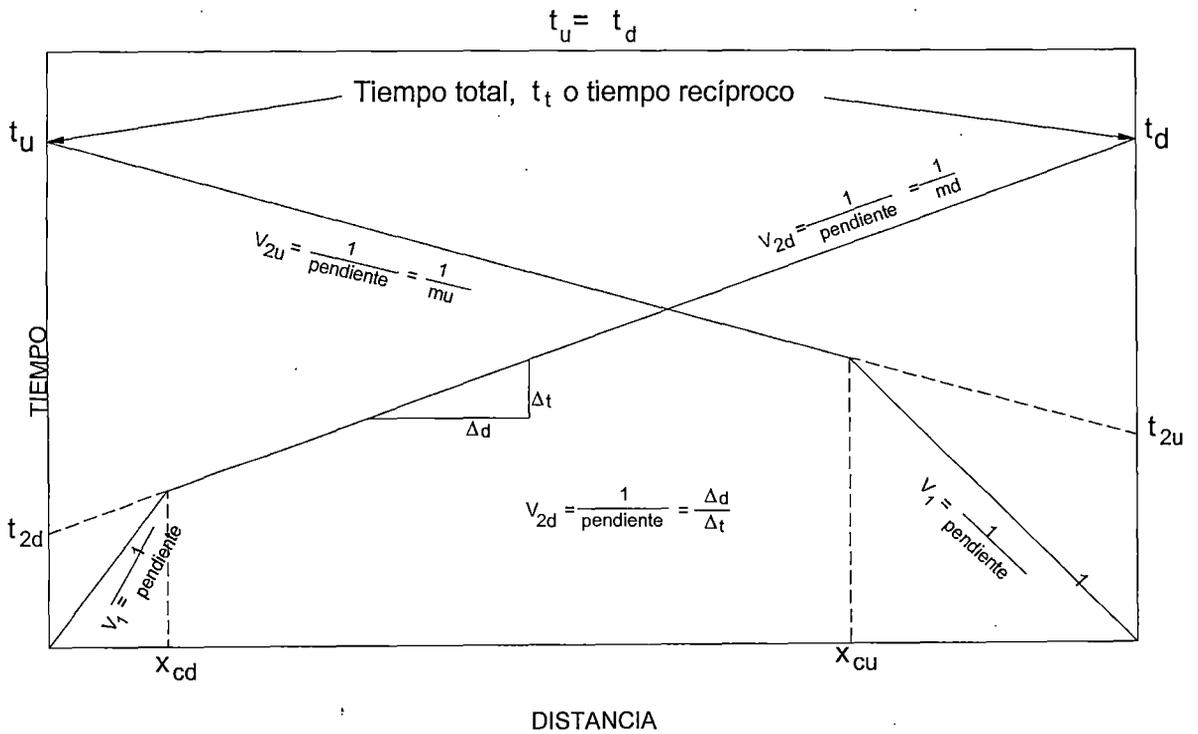


b)

Fig. N° 5: (a) Trayectorias de las Ondas Sísmicas y (b) Gráfica Tiempo-Distancia para un Modelo de 3 Estratos con Fronteras Paralelas.



a)



b)

Fig. N° 6: (a) Trayectoria de las Ondas Sísmicas y (b) Gráfica Tiempo-Distancia para un Modelo de 2 Estratos con una Frontera Inclinada.

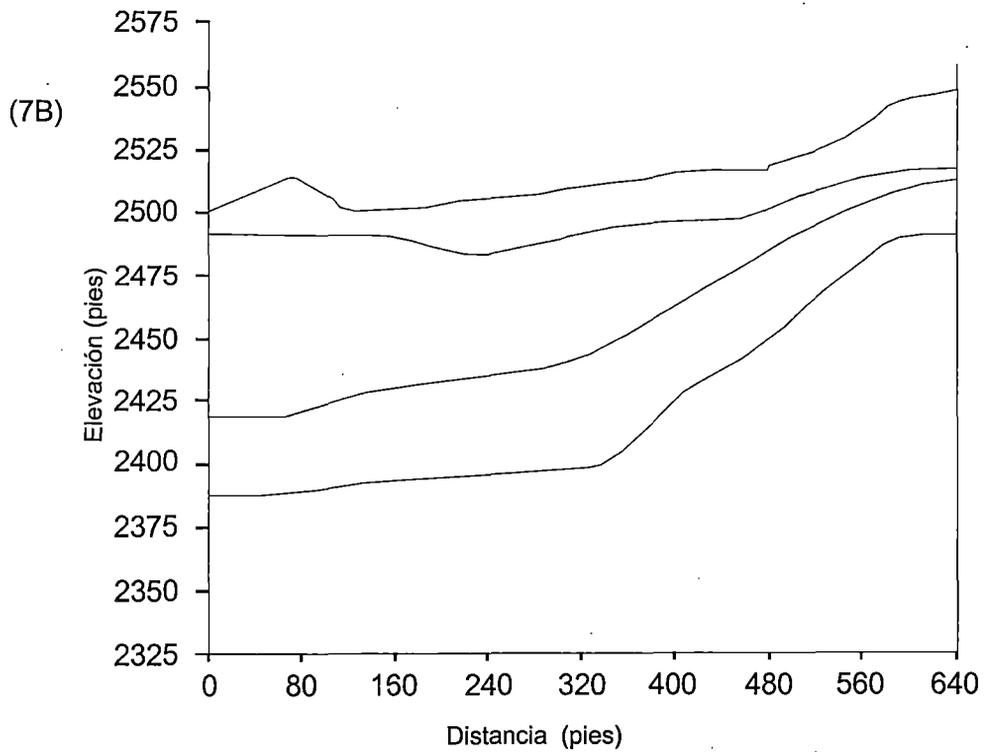
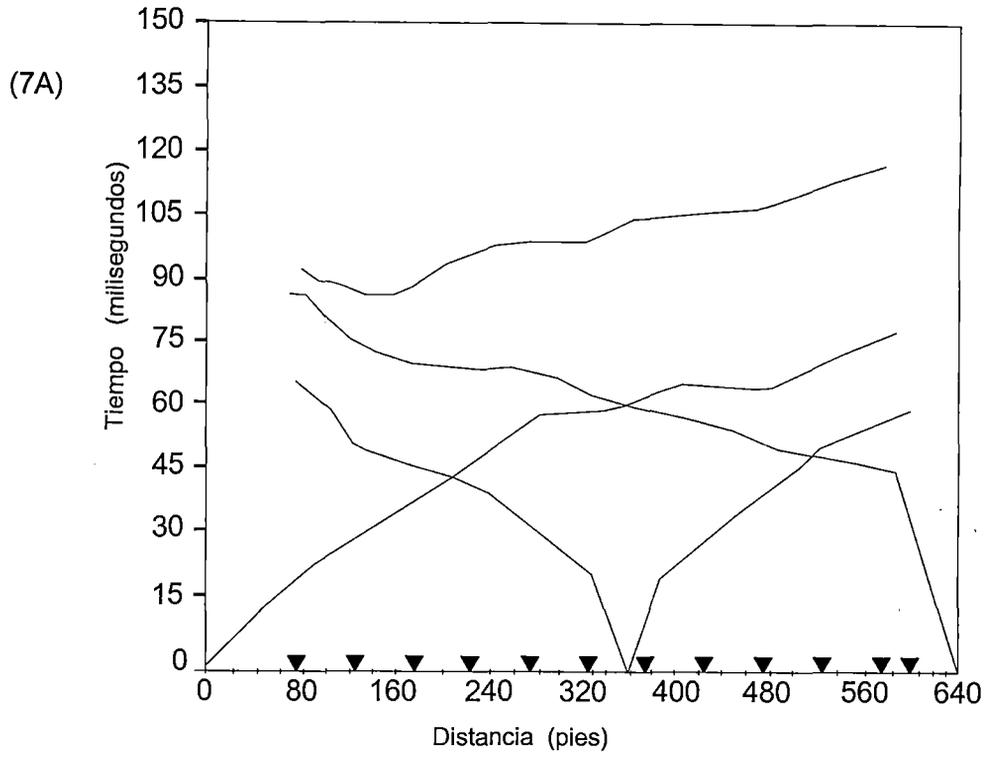


Fig. 7 (a) Gráfica Tiempo-Distancia y (b) Sección Sísmica Interpretada (30)

ANEXO V

Norma ASTM: 4428M-91

Metodo de Ensayo Estandar

Ensayo Normalizado Para el Metodo Sismico

Crosshole

Tablas con Velocidades de Propagación de las Ondas Sísmicas en Diferentes Suelos y Rocas

Las tablas que se muestran es una recopilación de diferentes libros relacionados con la Geofísica Aplicada a la Geotecnia. Cuando se requiera interpretar las velocidades que se obtienen de los estratos, cada interprete tomara según su criterio y experiencia la (s) tabla conveniente para dar un resultado final del tipo de material que esta conformado cada estrato.

Materiales	Vp (m/s)
Capa meteorizada.	300 – 900
Aluviones modernos.	350 – 1500
Arcillas.	1000 - 2000
Margas.	1800 –3200
Areniscas.	1400 – 4500
Conglomerados	2500 – 5000
Calizas	4000 – 6000
Dolomitas	5000 – 6000
Sal	4500 – 6500
Yeso	3000 – 4000
Anhidrita	3000 – 6000
Gneises	3100 – 5400
Cuarcitas	5100 – 6100
Granitos	4000 – 6000
Gabros	6700 – 7300
Dunitas	7900 – 8400
Diabasas	5800 – 7100

Tabla N° 1. Tratado de Geofísica aplicada José Santos Figueroa (Madrid – España 1979). Las rocas tienen velocidades variables entre los límites que se indican, dependiendo de su profundidad y constantes elásticas.

Material no consolidados	V (m/s)
La mayoría de los materiales	< 915
No consolidados	< 915
Suelo normal	245 – 455
Suelo bien consolidado	455 – 610
Agua	1525
Arena suelto	< 915
- Sobre el manto freático	245 – 610
- Bajo el manto freático	455 – 1220
Arena suelta mezclado con grava húmeda	455 – 1065
Grava suelta, húmeda.	455 – 915

Tabla N° 2. Soiltest (1964).

Material consolidado	Vp (m/s)
La mayoría de las rocas rígidas (masivos, sanas)	>2450
Carbón	915 – 1525
Arcilla	915 – 1830
Exquisito – blando	1220 – 2135
Arenisca – rígido	1830 – 3050
Caliza – meteorizada	<1220
Caliza – rígida	2450 – 5485
Basalto	2450 – 3960
Granito y gneis sin alteración	3050 – 6100
Morena glacial, torca, gravas cementadas y suelo congelado	3050 – 3655
Hielo puro (glaciares)	3050 – 3655

Tabla N° 3. Soiltest (1964)

Material	Vp (m/s)
Arenas sueltas seca	150 – 450
Arcilla dura, parcialmente saturada	600 – 1200
Agua, suelo suelto saturado	1600
Suelo saturado	1200 – 3000
Roca meteorizada *	
Roca sana	2000 – 6000

*No se da un valor que se supone es menor que la roca sana y puede variar según la intensidad de meteorización aún hasta el valor mínimo de una arena suelta seca.

Tabla N° 4. Sowers B y F (1972)

Velocidad de onda longitudinal para suelos		
Término	Suelos y rocas equivalentes	Vp (m/s)
Muy bajo	Suelo blando	<300
Bajo	Arena y gravas	300 – 1000
Moderado	Rocas blandas, gravas y arenas compactadas.	1000 – 2000
Alto	Roca compacta	2000 – 4000
Muy alto	Rocas muy compactas	> 4000

Tabla N° 5. Martinez (1982)

Formaciones	Vp (m/s)
Aire	330
Agua dulce	1450
Limos	200 – 600
Capa superficial no consolidada y seca	200 – 600
Aluviones secos	600 – 1200
Aluviones húmedos	1600 – 2400
Arcillas	1800 – 2200
Tobas volcánicas	1800 – 2500
Margas, creta	2300
Arenisca	2000 – 3500
Lavas	2500 – 4000
Calizas y dolomitas	3500
Esquistos, mica esquistos	3000 – 4500
Gneis, cuarcitas	3500 – 5000
Granitos	4000 – 6000

Tabla N° 6. Geofísica Aplicada a la Hidrología CJ. L.
Astier – Madrid – España (1975)

Formaciones	Vp (m/s)
Costra ferruginosa	500 – 200
Arcillas lateríticas secas	500 – 1000
Arcillas lateríticas húmedas	1500 – 2000
Arenas caolinicas o esquistos muy alterados	1000 – 2000
Arenas de grano grueso húmedas	1500 – 2000
Esquistos metamórficos húmedos	2000 – 3000
Granito o gneis fisurados	2000 - 3500
Esquistos sanos	3000 – 4500
Granito o gneis sanos	3500 – 6000

Tabla N° 7. Investigación en regiones plutónicas y metamórficas
(J.L. Astier – Madrid – España 1975).

Material	Vp(m/s)
Roca sana y fresca	5000+
Ligeramente meteorizada y/o con fracturas grandemente espaciadas.	4000 – 5000
Moderadamente meteorizada y con fracturas relativamente cercanas	3000 – 4000
Altamente meteorizadas y/o con fracturas muy cercanas	000 – 3000
Completamente meteorizadas (saprolito) y/o trituradas	1200 – 2000
Suelo residual (saprolito no estructurado), resistente	1200 – 1500
Suelo residual, débil y seco.	600 – 900

Tabla N° 8. Velocidades típicas de ondas P en Rocas Igneas, Metamórficas, Meteorizada y Fracturada. Ingeniería Geotécnica Manual de Investigación (Roy E. Hunt 1985).

Descripción	Vp (m/s)
Suelo de cobertura	<1000
Roca muy alterada o aluvión compacto	1000 – 2000
Roca muy alterada o aluvión muy compacto	2000 – 4000
Roca poca alterada	4000 – 5000
Roca firme	> 5000

Tabla N° 9. Arce Helberg (1990).

Descripción	Vp (m/s)
Suelo intemperizado	204 – 610
Grava o arena seca	460 – 915
Arena saturada	1220 – 1830
Roca metamórfica	3050 – 7000

Tabla N° 10. Norma Astm 5777-95.

Material	Vp (m/s)
Suelo de cobertura, aluvional suelto, roca meteorizada suelta, suelo residual.	<1000
Roca muy alterada o muy fracturada, aluvional poco compacto.	1000 – 2000
Roca alterada o fracturada, aluvional compacto.	2000 – 3000
Roca levemente alterada o levemente fracturada.	3000 – 4000
Roca firme.	> 4000

Descripción	Vp (m/s)
Arena suelta	380 – 560
Arena con grava saturada	1500 – 1900
Roca muy alterada o aluvional compacto	2300 – 2500
Roca alterada o aluvional muy compacto	3100 – 3570

Descripción	Vp (m/s)
Esquisto arcilloso	2700 – 4800
Grava arcillosa seca	300 – 900
Arena – arena húmeda	200 – 1800
Roca metamórfica	4500 – 6800

Tabla N° 11. Curvich J. (1975) Dobrin, Milton (1961), Nb (1976), Savicha y Satonor V. A. (1979).

Descripción	Vp (m/s)
Arena suelta sobre el manto freático	245 – 610
Suelo blando	<300
Arena suelta bajo el manto freático	45 – 1220
Arenas y gravas	300 – 1000
Arena suelta mezclada con grava húmeda	455 – 1065
Rocas blancas, grava y arena compacto	1000 – 2000
Grava suelta, húmeda	455 – 915
Roca compacta	2000 – 4000
Roca muy compacta	> 4000

Tabla N° 12. Martínez Vargas A. (1980)

Descripción	Vp (m/s)	
	Natural	Saturada
Turba	90	250
Arcilla	350	1350
Grava	650	2250

Tabla N° 13. Martínez del Rosario J. (1997)

Tipo de suelos	ρ (gr/cm ³)	V _p (m/seg)	V _s (m/seg)
Suelos superficial	1.2	250	90
Turba	1.2	250	90
Ceniza Volcánica	1.6	1,100	170
Limo	1.6	1,150	210
Arcilla	1.6	1,330	350
Arena	1.6	1,760	450
Arena Fina	1.6	1,780	460
Arena Media	1.6	1,810	600
Arena Gruesa	1.6	1,700	300
Arena Marina	1.6	1,350	360
Grava	1.7	1,910	510
Grava Gruesa	1.8	2,250	650
Esquisto de barro, depósito o acarreo fluvial	1.7	1,750	550

Tabla 14. Valores típicos de velocidades de ondas P y S,

FOTOGRAFIAS

EQUIPOS DE ADQUISICION DE DATOS

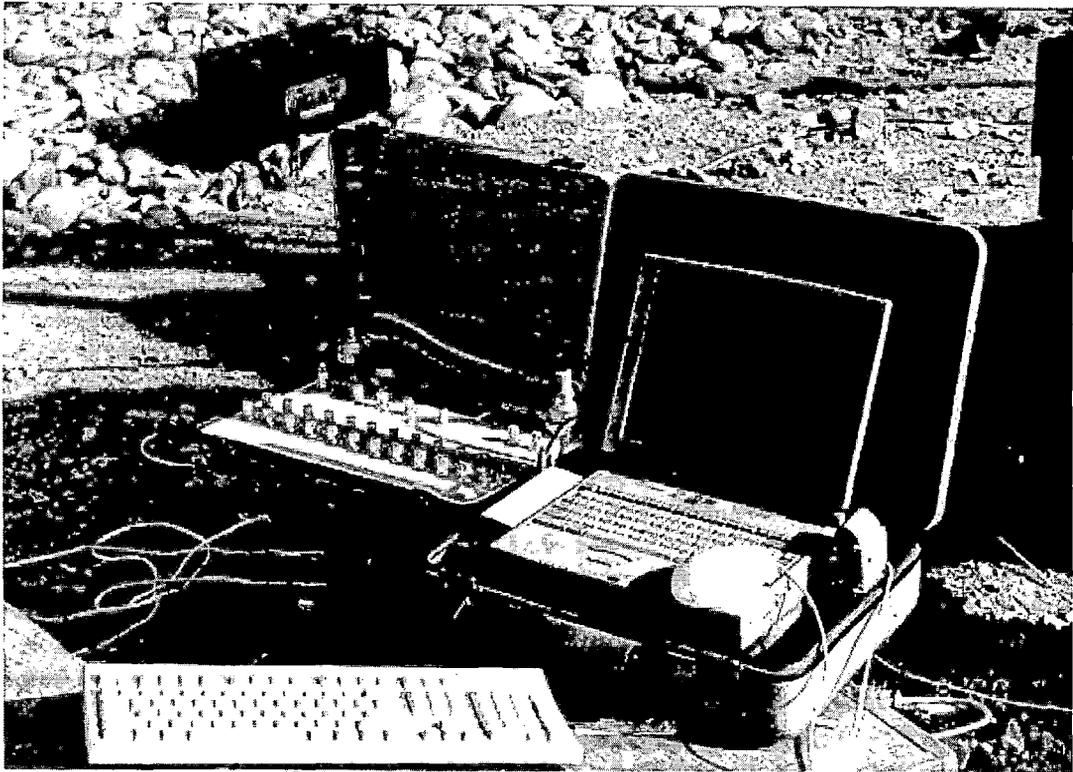


Foto 1. Equipo de Refracción Sísmica y Downhole ensamblado en el Laboratorio Geotécnico del CISMID.



Foto 2. Equipo de refracción sísmica SMARTSEIS de 24 canales.

ENSAYO DE REFRACCION SISMICA



Foto 3. Alineamiento y ubicación de los puntos donde se ubicaran los geófonos.



Foto 4. En zonas donde no hay mucha vegetación es más fácil el alineamiento.



Foto 5. Tanto los geófonos como los cables conectores se trasladan con cuidado para evitar que se corten con los arbustos así como con las rocas.

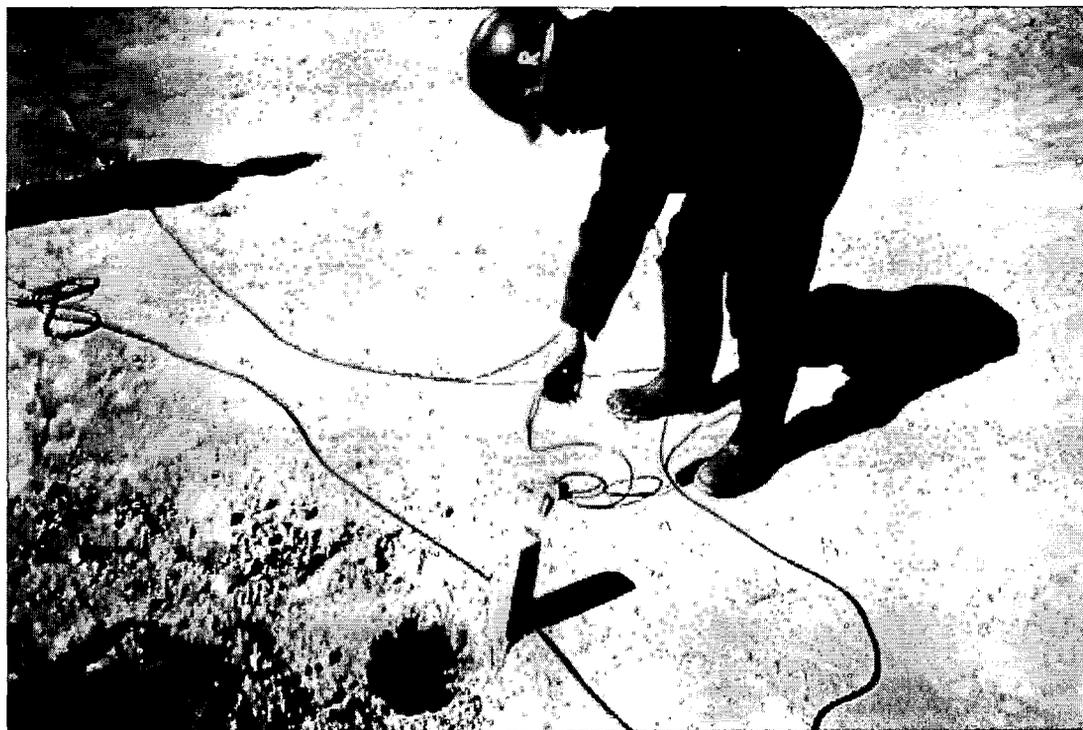


Foto 6. Colocación del geófono en el punto marcado en el alineamiento.



Foto 7. Alineamiento y conexión de los geófonos al cable conductor de señales.



Foto 8. Generación de ondas sísmicas (ondas P) .

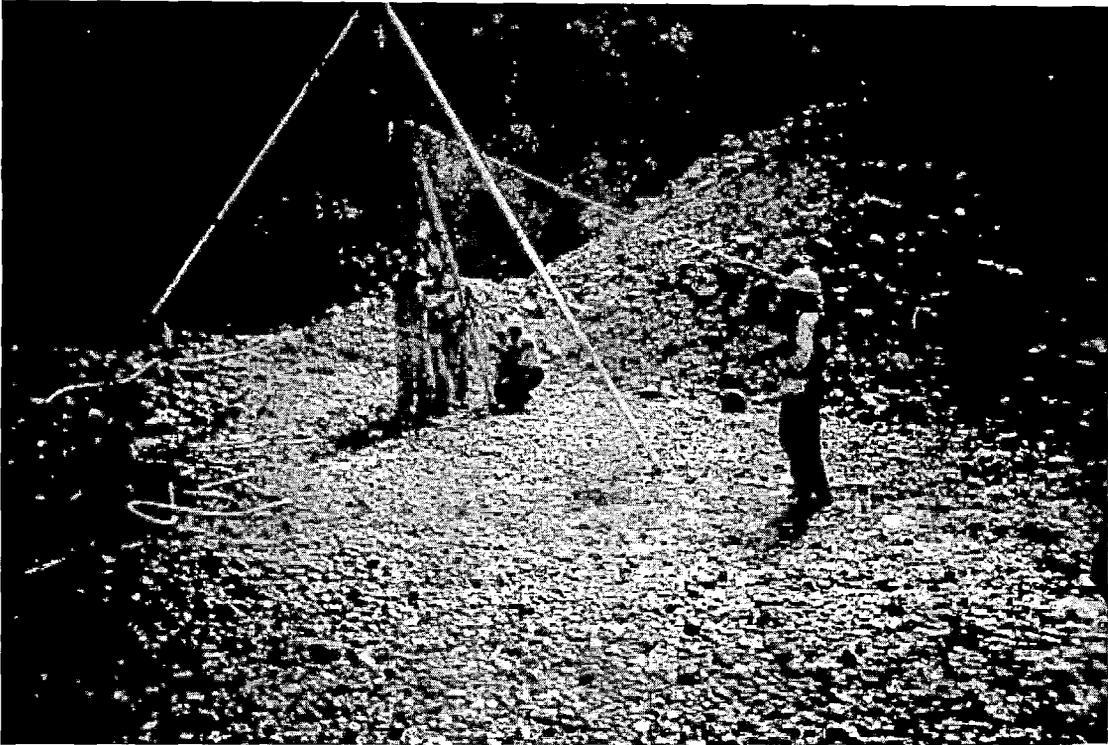


Foto 9. Cuando las señales no se detectan con claridad, la comba es reemplazada por una pesa de mayor masa y de mayor caída mediante un trípode.



Foto 10. Cuando se hace uso de cargas explosivas la persona que manipula la carga debe ser calificada para evitar accidentes.

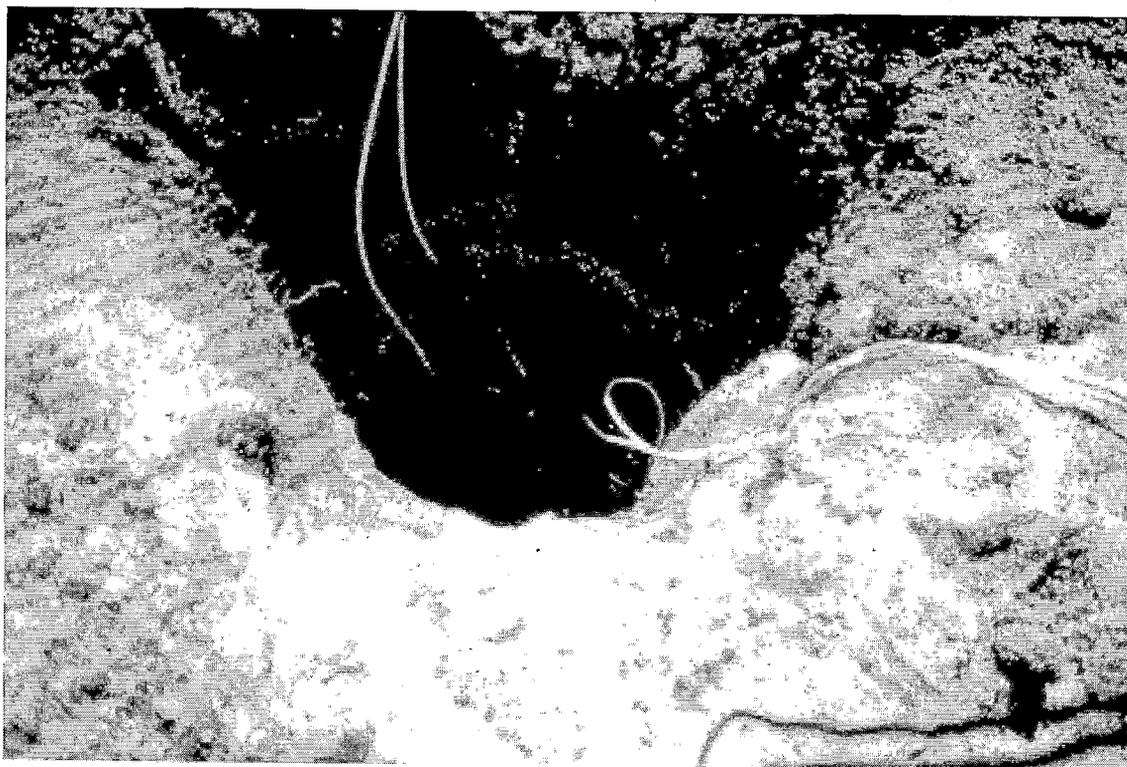


Foto 11. Los pozos para enterrar las cargas deben ser de una profundidad adecuada.



Foto 12. En zonas urbanas, como medida de protección se debe colocar sacos llenos de arena o un material fino para amortiguar el impacto y evitar accidentes.

ENSAYO DOWHOLE CON GEOFONOS VERTICALES

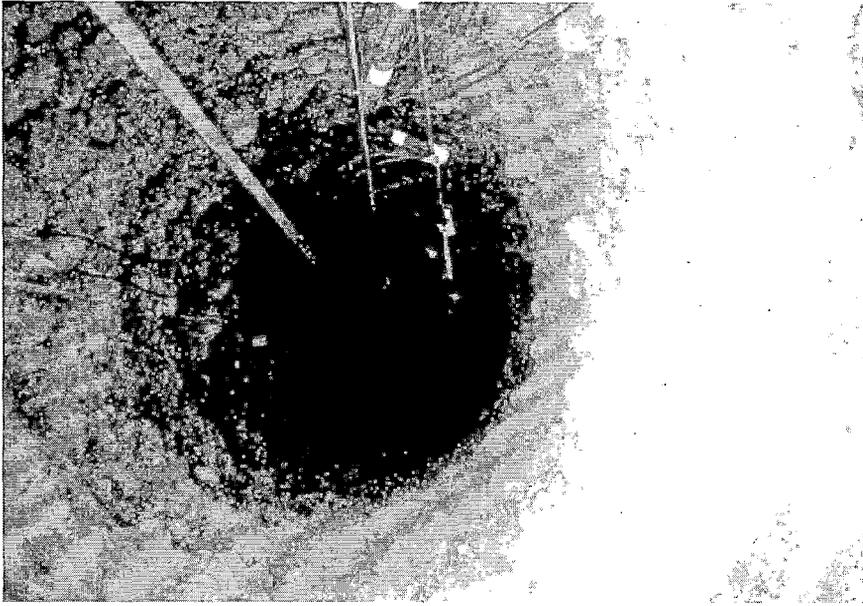


Foto 13. En el pozo abierto al igual que en la superficie se colocan los geófonos en un alineamiento (vertical).



Foto 14.
El personal encargado de colocar los geófonos debe ser calificado y contar con los elementos de protección adecuados.

ENSAYO DOWHOLE CON GEOFONO TRIAXIAL



Foto 15. Equipo utilizado en la Presa Tinajones y generación de ondas S.



Foto 16. Geófono triaxial utilizado.



Foto 17. Generación de ondas P (Presa Tinajones) cuando el geófono está a poca profundidad de la superficie.

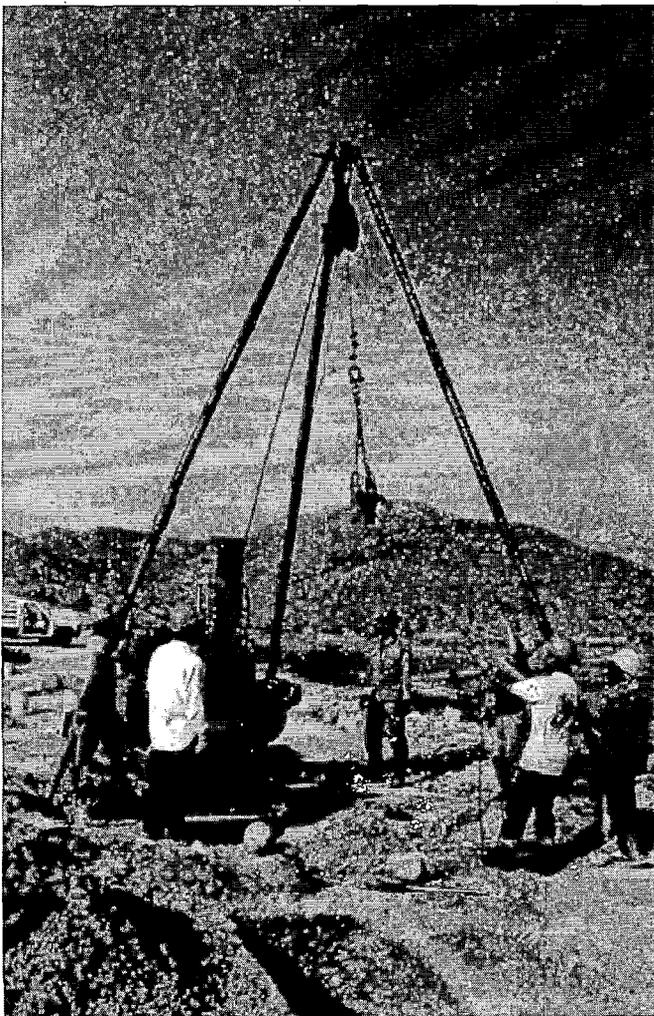


Foto 18.
Generación de ondas P
cuando el geófono está a
gran profundidad de la
superficie.



Foto 19. Colocacion del geófono triaxial dentro del pozo entubado (Presa Tinajones).