8
2

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

" PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS Y CALIBRACION CON POZO, CON FINES ESTRATIGRAFICOS "

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A

EDGAR SERRANO CASILLAS

MEXICO , D.F. 1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

TESIS

COMPLETA

VNIVERSIDAD NACIONAL
AVPNOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-056

SR. EDGAR SERRANO CASILLAS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el M. en C. Jorge A. Mendoza Amuchástegui, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS Y CALIBRACION CON POZO, CON FINES ESTRATIGRAFICOS

I	**INTRODUCCION**
II	**ASPECTOS TEORICOS FUNDAMENTALES**
III	**ACONDICIONAMIENTO DE DATOS**
IV	**PROCESO DE CALIBRACION**
V	**CONCLUSIONES**
	BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 22 de agosto de 1995
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS'RFLR'gtg.

a mi tía Rosa

a Enriqueta

Nature always sides with the hidden flaw.
Nothing is ever as simple as it seems.

Murphy's Law

You can't tell how deep a puddle is until you step into it.

Miller's Law

INDICE

1 INTRODUCCIÓN 1

2 ASPECTOS TEÓRICOS FUNDAMENTALES

2.1 El modelo convolucional. 5
2.2 De la teoría a la realidad. 7
2.3 La resolución. 10
2.4 Otros términos importantes. 12

3 ACONDICIONAMIENTO DE DATOS

3.1 La secuencia de proceso. 18
3.2 El filtro F - K. 22
3.3 El filtro Q inverso. 23
3.4 El proceso por ondícula. 26
3.5 La deconvolución consistente con la superficie. 30
3.6 DMO. 31
3.7 Las estáticas residuales. 33
3.8 Análisis de velocidades. 34
3.9 La migración. 38

4 PROCESO DE CALIBRACIÓN

4.1 Obtención de impedancias acústicas. 41
4.2 Generación del sintético. 45
4.3 Filtro de acoplamiento. 48
4.4 Inversión sísmica. 50

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 53

BIBLIOGRAFÍA 59

GRÁFICAS 62

1

INTRODUCCIÓN

Por años, la industria petrolera ha usado el método sísmico de reflexión para la localización de hidrocarburos, inicialmente los resultados obtenidos eran buenos a escalas de tipo regional o bien de estructuras geológicas típicas, a medida que dichos campos se han ido agotando, se vió forzada a tratar de descubrir yacimientos de otras características. Fue a partir de esta necesidad cuando se creó la técnica denominada sismología estratigráfica, definida como "un método para determinar la naturaleza y la geología histórica de rocas sedimentarias y su ambiente de depósito a partir de evidencia sísmica" (Sheriff, 1991), íntimamente relacionada al incremento en la calidad de adquisición de los datos, así como los avances tecnológicos de los equipos y del mejoramiento de los algoritmos del procesado.

Normalmente, se adopta un punto de vista simplista cuando se relacionan datos sísmicos con la estratigrafía. Cada evento o forma de onda en cada traza de los datos se asume como un cambio de la impedancia acústica de los estratos que conforman el subsuelo directamente abajo de su localización en la misma, la incorporación de observaciones y principios geológicos permitirá una interpretación a los cambios en los parámetros acústicos en relación con la litología y la estratigrafía. Diferentes conclusiones de la realidad a partir de este punto de vista simplista pueden ocurrir y complicar seriamente la secuencia de interpretación inicial; paradójicamente, los métodos de procesamiento sísmico, actúan transformando los datos de manera que se le otorga cierto grado de validez a dicho punto de vista, mediante la preservación de las amplitudes y la habilidad de modificar las formas de onda a un carácter más reconocible, agregando una nueva dimensión cuantitativa a la interpretación de los datos.

El estudio de modelos sísmicos es considerado como una manera de establecer requisitos precisos para hacer correlaciones estratigráficas y describir el carácter sísmico a objetivos más

específicos de la exploración. Dichos estudios, además hacen posible el desarrollo de una aproximación cuantitativa de las correlaciones no solo para unidades litológicas gruesas, sino también para unidades delgadas (abajo de 30 metros). Las amplitudes sísmicas y la manipulación de sus forma de onda resultan ser el fundamento de estos procesos analíticos.

Los métodos cualitativos de correlación estratigráfica en conjunción con las nuevas técnicas de trabajo en interpretación de patrones de reflexiones sísmicas, ofrecen herramientas importantes al procesamiento de datos, teniendo como finalidad mejorar la resolución, tanto vertical como horizontal, de los eventos y hacer aproximaciones certeras en circunstancias donde existan estructuras complejas (Neidell y Poggiagliolmi, 1977).

El propósito del presente trabajo es sugerir una secuencia de proceso óptima para objetivos estratigráficos, que considere los efectos físicos más relevantes que modifican la señal sísmica en el subsuelo, así como describir brevemente algunos algoritmos empleados, además, sus correspondientes resultados mediante la comparación de los datos antes y después de los procesos; todo ésto sin descuidar los factores importantes que se originaron durante la adquisición de la información en campo y de la opinión de los intérpretes a lo largo del proceso, cosa que normalmente no ocurría hasta la formación de grupos interdisciplinarios al momento de definir los objetivos del área de estudio. Muchos de los procesos solo serán mencionados, debido a lo extenso que resultaría desarrollarlos, sin embargo, se mostrarán sus efectos sobre la señal sísmica.

Adicionalmente, se debe tener en cuenta de que algunas expresiones técnicas comunes en el procesamiento, serán empleadas con sus iniciales en inglés (p.e. NMO, "Normal Moveout"), la razón de ésto, es porque no existe un consenso general en cuanto a una traducción adecuada de uso común, además de que así son encontradas en libros y publicaciones.

Un factor relevante al momento de interpretar la información sísmica y de uso recurrente durante el proceso, es la escala de graficación, que está en función a lo que deseamos encontrar en el área, pués muchas veces, al modificarla en algún paso, algunas estructuras cambian e incluso llegan a desaparecer. También se hace la aclaración de que las secciones sísmicas aquí mostradas, están graficadas en amplitud real, esto es, no se ocupa ningún tipo de normalización o ganancia adicional, con el fin de preservar las relaciones de amplitud iniciales de los eventos a lo largo de los procesos, para un posterior análisis interpretativo.

Finalmente, la razón de separar el acondicionamiento de los datos hasta una sección migrada y posteriormente hacer la calibración, es debido a que dentro de una secuencia de proceso básica, no se contempla el uso de modelos sísmicos que conllevan a una inversión, además de que generalmente existe una escasa cantidad de información sobre los pozos del área y que ésta, es una técnica usada para la caracterización de yacimientos.

2

ASPECTOS TEÓRICOS FUNDAMENTALES

2.1 EL MODELO CONVOLUCIONAL.

El modelo parte de las siguientes suposiciones:

- La Tierra está formada por capas horizontales, homogeneas e isótropas de velocidad constante.
- La fuente genera solamente ondas planas de tipo compresional, que inciden sobre las interfaces de manera normal, tal que bajo dichas circunstancias, no se generan ondas de cizalla.

Por lo que si consideramos que los límites de las capas están demasiado profundos en relación al largo del cable del tendido en campo, podríamos asumir que el ángulo de incidencia a la interface es pequeño e ignorar la dependencia del mismo en los coeficientes de reflexión (R), asociado a la interface entre dos capas, definido como:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}, \tag{1}$$

donde I_1 es la impedancia acústica de la capa superior e I_2 la correspondiente a la capa inferior, definida por el producto de la densidad (ρ) y la velocidad de propagación (V). Para el caso en el que la densidad es invariante con la profundidad ó que esta no cambia tanto como la velocidad, tendríamos que:

$$R \approx \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}, \tag{2}$$

Para una incidencia vertical, el coeficiente de reflexión es la variación entre la amplitud de la onda reflejada y la amplitud de la onda incidente. Si V_2 fuese mas grande que V_1, entonces el coeficiente sería positivo y en caso contrario ($V_1 > V_2$) sería negativo. Adicionalmente, se debe considerar que la onda compresiva característica creada por una fuente impulsiva, como la dinamita, se le denomina ondícula. Toda ondícula es una señal de banda limitada con duración finita. Cuando esta forma de onda viaja por el subsuelo, debemos asumir que:

- La ondícula es estacionaria, por lo que la forma de onda no varía en el tiempo.

Con base en lo anterior, supongamos una propagación vertical de una onda plana, viajando en el subsuelo y que se encuentra con una interface. De la reflexión se obtendría un sismograma, representado como:

$$s(t) = R_1\, w(t - \tau_1)\,, \tag{3}$$

donde:
- $s(t)$ sismograma.
- $w(t-\tau_1)$ ondícula en el detector.
- R_1 coeficiente de reflexión.

por lo que la ondícula en el detector se encuentra retrasada por el tiempo doble desde la fuente hasta el receptor (τ_1) y escalada en amplitud por R_1. Al generalizar dicho sismograma a varias capas tenemos:

$$s(t) = R_1\, w(t - \tau_1) + R_2\, w(t - \tau_2) + \ldots + R_n\, w(t - \tau_n)\,, \tag{4}$$

que puede sustituirse por

$$s(t) = \sum_{i=1}^{n} R_i\, w(t - \tau_i)\,. \tag{5}$$

Podemos transformar la función de reflectividad discreta a una continua, introduciendo Δt,

$$s(t) = \sum_{i=1}^{n} \frac{R_i}{\Delta t}\, w(t - \tau_i)\, \Delta t\,, \tag{6}$$

y tomando el limite $\Delta t \rightarrow 0$, llegamos a

$$s(t) = \int_0^T r(\tau)\, w(t - \tau)\, d\tau\,. \tag{7}$$

Observamos que dicha integral es la que representa la convolución de dos señales, por lo que se podría expresar como:

$$s(t) = r(t) * w(t)\,, \tag{8}$$

donde $*$ denota la convolución de las series de tiempo $r(t)$ y $w(t)$.

Para una representación más general, al sismograma se le debe añadir una componente aditiva de ruido $n(t)$, originada por diversas fuentes

$$s(t) = r(t) * w(t) + n(t)\,. \tag{9}$$

De aquí, se hace la última suposición:

- La serie de reflectividad es un proceso aleatorio, lo que implica que su espectro de amplitud es plano y que su autocorrelación normalizada es igual a un impulso de magnitud $|1|$ en $t = 0$.

Se ha demostrado que se puede generar el modelo convolucional de la traza sísmica a partir del conocimiento de los coeficientes de reflexión y tiempos de retraso, además del principio de superposición, por ser un sistema lineal, mediante la integral de convolución. Cabe señalar que dicho modelo esta muy relacionado con la fase de la ondícula de la fuente.

2.2 De la teoría a la realidad.

Si analizamos la ecuación no. 9, podemos ver que la única parte conocida, resulta ser el sismograma grabado en campo, pues la serie reflectiva debe ser siempre estimada, con excepción en aquellos lugares donde existan registros de pozo. La ondícula de la fuente es normalmente desconocida, así como el origen del ruido. Bajo estas circunstancias, se trata de incrementar el conocimiento de las distorsiones que afectan al modelo, con el fin de proponer una secuencia eficiente de proceso, mediante el aislamiento y/o agrupamiento de los factores más importantes. Algunos efectos son agregados naturalmente, esto es, simplemente otra serie de tiempo que es sumada término a término en la traza sísmica y otros son convolucionales (Fig. 2.1).

Si recordamos las suposiciones iniciales del modelo, la primera se viola en áreas estructuralmente complejas así como donde existen cambios laterales de facies y espesor. La segunda implica que los datos deban ser usados en offset cero, esto es, que la fuente y el receptor estén en el mismo lugar sobre la superficie, lo que resulta físicamente imposible y finalmente la tercera tampoco se cumple debido a los efectos de atenuación de amplitudes y absorción de frecuencias dependientes del tiempo, que derivan en la no estacionariedad de la ondícula. Por lo tanto, una expresión más cercana a la realidad del modelo convolucional sería:

$$s(t) = [\, \hat{r}(t) * w(t, T) * N_1(t) \,] \, N_2(t) + N_3(t) \,, \qquad (10)$$

donde
- $s(t)$ Sismograma.
- $\hat{r}(t)$ Serie de reflectividad estimada en incidencia oblicua.
- $w(t, T)$ Ondícula no estacionaria.
- $N_1(t)$ Ruido convolucional.
- $N_2(t)$ Factor de amplitud.
- $N_3(t)$ Ruido aditivo aleatorio y coherente.

Se puede considerar que $\hat{r}(t)$ es una aproximación aceptable de la serie reflectiva de la Tierra, aún cuando permanece contaminada por algunos efectos convolucionales indeseados y que no es del todo aleatoria.

El término $w(t, T)$ representa una ondícula variable en el tiempo, compuesta por la forma de onda inicial de la fuente (que se distorsiona inmediatamente al tiempo que se genera y semeja ser de fase mínima) afectada por la respuesta del aparato de grabación (normalmente conocida y de fácil remoción), así como al arreglo de detectores ocupado en campo que actúa como filtro espacial.

El ruido convolucional se conforma por diversos factores, donde sobresalen las reverberaciones originadas por la capa cercana a la superficie (la capa de agua, para el caso marino) así como los efectos de propagación atribuibles principalmente a dos causas:

- La absorción de la Tierra, que atenúa principalmente las altas frecuencias debido a pérdidas inelásticas por fricción, asociadas al movimiento de las partículas en las rocas.

FACTORES QUE AFECTAN LA TRAZA SÍSMICA

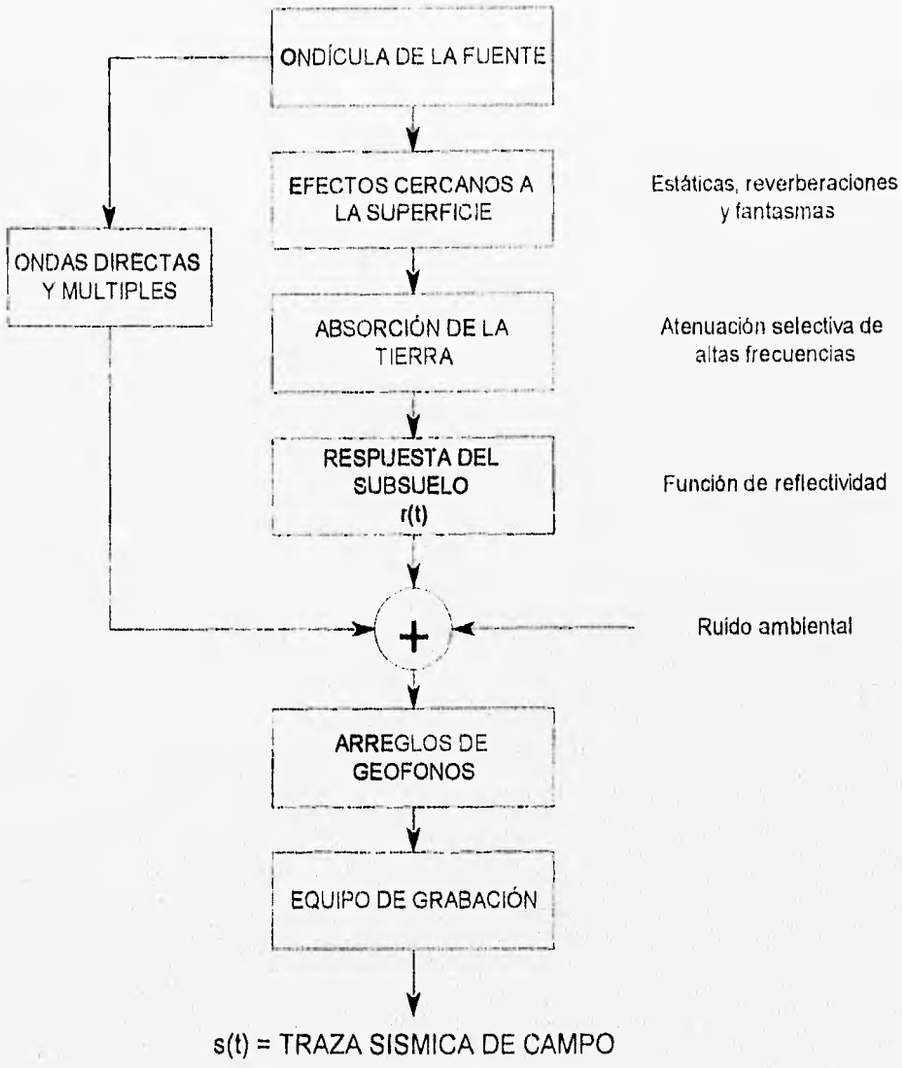


Figura 2.1

- La interferencia destructiva de los múltiples interestratificados, especialmente en áreas de capas delgadas y cíclicas.

El factor de amplitud $N_2(t)$, incorpora aquellos efectos que ocasionan una disminución de la misma, en función de la distancia a partir de la fuente, como son:

- Las pérdidas por transmisión debidas al hecho de que en cada interface algo de la energía incidente es reflejada, por lo que a interfaces más profundas la energía es menor.
- El tamaño de la palabra de grabación, debida al número de bytes usado en los aparatos al momento de digitar los valores de amplitud de la señal.
- La divergencia esférica asociada a la propagación de la onda sísmica, sobre un área cada vez más grande a partir del punto de origen, tal que la amplitud de la traza disminuye según aumenta el tiempo de grabación y que actúa de manera uniforme sobre todas las frecuencias.

El término aditivo contiene los efectos de ruido aleatorio (aquel que no puede ser correlacionado traza por traza y debido principalmente a factores ambientales), así como de ruido coherente (que pude ser predecido a lo largo de las trazas), además de los efectos residuales generados durante los procesos.

Puesto que el objetivo final es conocer de manera aproximada la estructura geológica del subsuelo, lo ideal sería obtener una serie de impulsos que pudieran ser convertidos en impedancias acústicas para poder estimar valores reales de velocidad, densidad, porosidad, etc., en la zona de interés, pero desafortunadamente esto no es posible debido a los factores descritos anteriormente.

2.3 LA RESOLUCIÓN.

Los límites de la longitud de onda sísmica pueden ser vistos en dos dimensiones: la vertical, relativa al espesor de las unidades estratigráficas y la horizontal, que considera el tamaño de las estructuras (Sheriff, 1977).

La resolución vertical puede ser descrita como la mínima separación entre dos reflectores, necesaria para definir eventos separados, antes de que se superpongan formando sólo uno. Es subjetiva, pués depende de la cantidad de ruido existente, así como de la sensibilidad del intérprete a los cambios de forma de onda.

Múltiples autores como Schoenberger (1974), Sheriff (1986), Koefoed (1981), Kallwait y Wood (1982) entre otros, han demostrado que la resolución en los sismogramas es proporcional al contenido de frecuencias en la ondícula reflejada. Esto es porque la mayor parte de la energía

está contenida en la banda de frecuencias centrada a la frecuencia dominante (que es el recíproco del período) expresada por:

$$\lambda = \text{longitud de onda} = \text{velocidad} \times \text{período} = \text{velocidad} / \text{frecuencia}$$

Generalmente la resolución está comprendida en el rango de ⅛ a ¼ de la longitud de onda (Widess, 1982), en donde la frecuencia es la única variable que podemos controlar. Si por experiencia sabemos que a mayor profundidad, las velocidades se incrementan (en un rango aproximado de 1500 a 6000 [m/s]) y las frecuencias son cada vez menores (de 60 a 10 [Hz] de señal efectiva), podemos afirmar que las longitudes de onda, dentro de una exploración sísmica convencional, están dentro de un rango de 30 a 300 [m]. Muchas situaciones estratigráficas de importancia, así como reservorios de hidrocarburos son más delgadas a este rango.

Otro aspecto importante es el ancho de banda de la ondícula utilizada. Para modelos sintéticos, usualmente se ocupa una ondícula de fase cero como la Ricker o similar, que no son muy realistas (el concepto de fases mínima y cero se tratará más ampliamente en los capítulos 3 y 4 respectivamente). Obviamente si la ondícula es muy ancha, afectará la resolución. Lo óptimo sería tener un ancho de banda de 2.5 octavas [1] (p.e. de 10-60 [Hz]) pero con fines prácticos, es suficiente con 1.5 octavas (p.e. de 10-30 [Hz]; Morgan, 1975). Finalmente, la deconvolución intenta incrementar la resolución vertical mediante el incremento del ancho de banda del espectro simultáneo a la compresión de la ondícula.

La resolución horizontal (o lateral) en datos sísmicos, es importante para la delineación de trampas estratigráficas. Está limitada por los mismos procesos físicos que afectan a la vertical. Se describe en términos de la primera zona de Fresnel (Sheriff, 1976), definida como el área circular sobre el reflector cuyo tamaño depende de la profundidad, la velocidad de la capa sobre de él y de la frecuencia dominante. El radio de dicha área se obtiene de la siguiente expresión:

$$r_f = \frac{V}{2}\sqrt{t/f_d} \quad , \qquad (11)$$

1 *Una octava es la unidad que representa la separación entre dos frecuencias w_1 y w_2, que cumplen con la siguiente relación: $w_2 / w_1 = 2$.*

donde r_f radio de la zona de Fresnel.
V Velocidad del medio.
t Tiempo en el cual se desea evaluar.
f_d Frecuencia dominante. (Stolt y Benson,1986)

También guarda una relación general de ¼ de la longitud de onda, para que una interface pueda ser detectable (Figura 2.2). El concepto de zona de Fresnel puede seguirse a muchos órdenes, pero dichas contribuciones ya son descartables. Como se verá posteriormente, la migración ayuda a mejorar la resolución horizontal, debido a que reduce el tamaño de la zona de Fresnel.

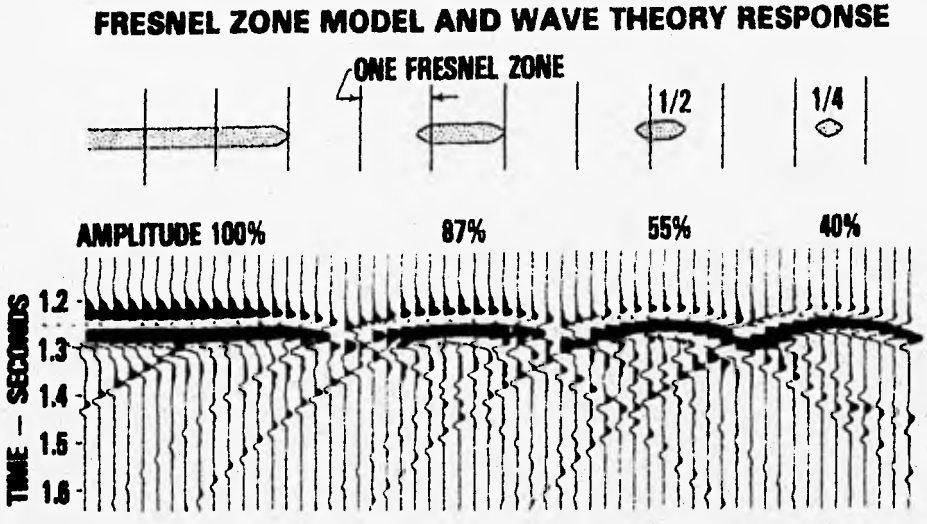


Figura 2.2 Modelo de resolución horizontal (Meckel et al., 1976)

2.4 OTROS TÉRMINOS IMPORTANTES.

Con el objeto de tener una idea clara de algunos términos empleados durante el procesamiento de los datos, se muestran las siguientes figuras:

- **El modelo de estáticas de campo:**

Debido a los cambios de elevación en la superficie de la Tierra y a inhomogeneidades en el terreno (también conocidas como capa de intemperismo o "weathered layer") de poca

profundidad y baja velocidad (que se comporta como un complicado filtro cuya respuesta distorsiona la amplitud y la fase de los frentes de onda sísmicos), se degrada la continuidad de los eventos traza a traza, ocasionando variaciones en tiempo que complican los procesos posteriores.

Por ello la corrección estática consiste en una simple traslación de las trazas a un modelo en el que se hubieran grabado las fuentes y los receptores sobre un plano de referencia horizontal desplazado abajo de la capa intemperizada, mediante la suma o resta de un tiempo constante en toda la traza (Figura 2.3).

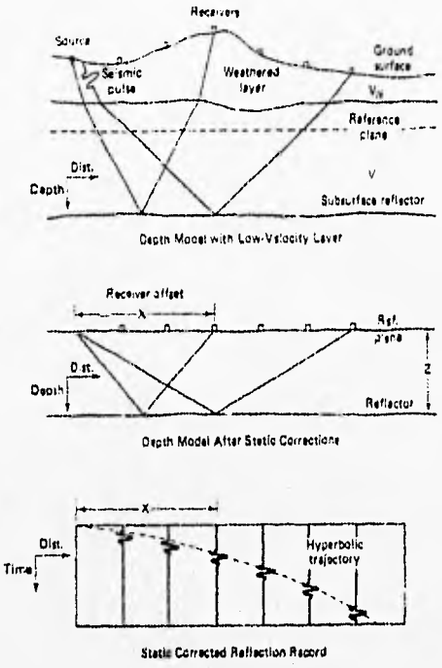


Figura 2.3 Modelo de estáticas de campo. (Taner et al., 1974)

DIFERENTES GRUPOS DE TRAZAS

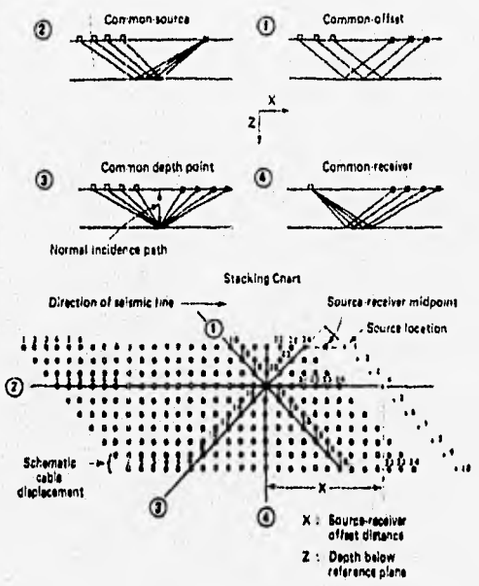


Figura 2.4 (Taner et al., 1974)

- **Geometría de los datos:**

Las trazas normalmente son colectadas en uno de los cuatro grupos principales de datos o "gathers", dependiendo de diferentes objetivos. Para dicho propósito se usa un diagrama llamado tira de apilamiento (Figura 2.4), donde las posiciones en la superficie de fuentes y receptores, estan desplazadas verticalmente para una mejor comprensión.

Si las fuentes son detonadas secuencialmente en campo crean un registro de fuente común (common-source). Un grupo de

receptor común (common-receiver) consiste en trazas que tienen la misma localización en superficie y grupos de offset común (common-offset) son trazas con la misma distancia fuente-receptor. (Wood y Treitel, 1975).

Un CDP (Common Depth Point) es un punto medio común entre cada pareja de fuente y receptor agrupado en trazas que se supone, estan alineados a un punto sobre la superficie, pero esto sólo es cierto para capas horizontalmente estratificadas en el subsuelo. La principal característica de este grupo de trazas consiste en que pueden ser sumadas (apiladas) con el fin de generar una sola traza tal que las reflexiones se conservan por estar en fase, mientras el ruido ambiental o aleatorio se cancela por no estarlo.

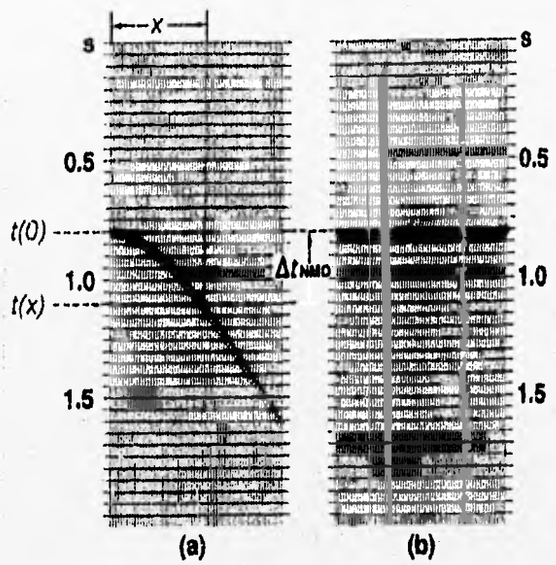


Figura 2.5 (a) Antes de NMO, (b) Después de NMO (Yilmaz, 1987)

• **Corrección NMO:**

Para que las trazas de un CDP puedan ser apiladas, deben ser corregidas por NMO (Normal Moveout) que es un proceso que remueve dinámicamente el desplazamiento en tiempo debido al offset entre fuente y receptor, corrigiendo todas las trazas a offset cero, considerando un medio homogeneo de velocidad constante (Figura 2.5). Expresada mediante la fórmula:

$$\Delta t_{nmo} = t(0)\left\{\left[1+\left(\frac{x}{V_{nmo}\,t(0)}\right)^2\right]^{1/2}-1\right\}, \qquad (12)$$

donde Δt_{nmo} Incremento en tiempo de NMO.
$t(0)$ Tiempo doble de reflexión en offset cero.
x Offset del receptor.
V_{nmo} Velocidad del medio.

- **Las Velocidades:**

El estudio de las velocidades a partir de datos sísmicos es de gran importancia, pues con ellas se controlan y aplican múltiples procesos, además de contener información sobre litología y estratigrafía. Si consideramos la velocidad sísmica como una propiedad intrínseca de los materiales, en los cuales las ondas se propagan, es conveniente tener en cuenta, que su cálculo se convierte en un promedio estadístico propiamente, debido a que el experimento sísmico, tiene resolución finita, afectando su definición.

Mucha de nuestra información acerca de la distribución de velocidades en el subsuelo es derivada a partir de velocidades de apilamiento (V_{stk}) obtenidas de CDP's. Estas velocidades son usadas como base para la estimación de la velocidad raíz-cuadrática-media ("root-mean-square", V_{rms}) por lo que usualmente son consideradas como sinónimas. La V_{rms} puede ser usada para estimar las velocidades de intervalo (V_{int}), por lo que una correcta derivación de una velocidad a partir de otra, requiere un entendimiento claro de las relaciones que existen entre ellas. (Al-Chalabi, 1974).

La determinación de velocidad de una estructura geológica simple a partir de datos sísmicos en la superficie, se puede expresar mediante un sencillo modelo matemático:

$$t^2 = t_o^2 + \frac{x^2}{V_{stk}^2}, \qquad (13)$$

donde t es el tiempo de viaje de la reflexión cuyo offset es x, t_o y V_{stk} son el tiempo de viaje en offset cero y velocidad de apilamiento respectivamente. Si observamos esta ecuación y la comparamos con la ecuación 12, que describe la corrección NMO, podemos suponer que la velocidad en ambas es la misma, lo cual es válido sólo para ciertos casos. Esto es, la velocidad NMO (V_{nmo}) esta relacionada al radio de curvatura de onda hiperbólico que emerge de la superficie en offsets cortos, mientras V_{stk} es la hipérbola que mejor ajuste sobre los datos a lo largo de todo el tendido, tal que resulta ser un promedio de la V_{nmo}, con la cual se obtiene un apilado óptimo. Por lo que si el offset máximo no es muy grande, la V_{stk} podría servir como una buena aproximación de la V_{nmo}:

$$V_{nmo} \approx V_{stk}.$$

Por otro lado, en CDP's obtenidos con longitudes de tendido pequeñas comparadas con la profundidad del reflector, la relación t - x, puede ser aproximada a la forma de una hipérbola simple y si además el medio es horizontalmente estratificado, la V_{stk} cumple con la siguiente relación:

$$V_{rms} \leq V_{stk} ,$$

por lo que en áreas donde la longitud del tendido sea corta y las capas en el subsuelo estén lo más horizontalmente posible estratificadas, podemos decir que:

$$V_{rms} \leq V_{stk} \approx V_{nmo} ,$$

y de aquí derivar sin mayores complicaciones, otros tipos de velocidades.

Dix (1955) descubrió que la V_{rms} puede ser estimada mediante la siguiente expresión:

$$V_{rms} = \left[\sum V_i^2 \, \Delta t_i \, / \sum \Delta t_i \right]^{1/2} , \qquad (14)$$

donde V_i es la velocidad de intervalo y t_i es el tiempo de tránsito en el mismo. Ahora bien, la V_{int} es el promedio de velocidad de un cierto espesor de roca entre dos reflectores, siempre y cuando los echados de las capas no sean muy grandes, definida como:

$$V_{int.} = (V_2^2 t_2 - V_1^2 t_1) / (t_2 - t_1) , \qquad (15)$$

donde V_1 y V_2 son las velocidades en la cima y el fondo del intervalo, t_1 y t_2 son los tiempos de viaje de incidencia normal respectivamente.

Otra velocidad de suma importancia es la de migración (V_{mig}), que tradicionalmente se obtiene de forma empírica al suavizar la velocidad de apilamiento, pero hay que tener en cuenta que para datos recolectados en campo en forma paralela a la dirección de echado de un evento, la V_{stk} sería la velocidad del medio abajo del reflector, dividido por el coseno del ángulo del echado. Mientras que los algoritmos de proceso indican que para una correcta operación se necesita la velocidad del medio propiamente, esto es la V_{int} . En otras palabras la V_{stk} es sensible al ángulo del echado, mientras la V_{int} no lo es. (Yilmaz, 1987).
Estas no son todas las velocidades que se usan en sismología, (aún faltan la de fase, grupo, aparente, etc.) pero sí son las más empleadas.

3

ACONDICONAMIENTO DE DATOS

3.1 SECUENCIA DE PROCESO.

Antes de iniciar cualquier interpretación estratigráfica, debemos contar con una información sísmica lo más limpia posible de ruido. Esta dependencia de la relación señal-ruido (S/R) conduce a la siguiente situación:

POBRE S/R → OBJETIVO = DETECCIÓN
BUENA S/R → OBJETIVO = RESOLUCIÓN

Por lo que en la adquisición de datos en campo y durante el procesado hay que ser muy cuidadosos. La clave del desarrollo de métodos para remover los efectos del ruido, es conocer su fuente. He aquí algunos ejemplos:

Las diferencias topográficas en la proximidad de las fuentes sísmicas o en los geófonos podrían causar cambios en la forma de onda. Los programas de correcciones estáticas consistentes con la superficie, normalmente corrigen las diferencias de los tiempos de arribo debidas a dichas variaciones. El procesamiento por ondícula compensa variaciones en la forma de onda de la fuente. El manejo de amplitudes consistente con la superficie y las compensaciones por divergencia corrigen variaciones de amplitud no generadas por la geología del subsuelo. Las funciones de velocidad y el porcentaje de apilamiento permiten la atenuación de algunos tipos de frentes de onda coherentes así como al ruido aleatorio. La deconvolución predictiva y el apilado atenúan los múltiples. La deconvolución ayuda a remover reverberaciones cercanas a la superficie y amplía el espectro de frecuencia comprimiendo la ondícula sísmica (Sheriff, 1977).

En múltiples ocasiones, diversos autores han opinado acerca del procesamiento de datos sísmicos, considerándolo algo subjetivo, porque no obstante cuan complicados y elegantes sean los algoritmos de proceso, terminan siendo evaluados visualmente, de acuerdo a la experiencia del procesador y/o intérprete. Otro factor también en función a la experiencia del analista (o procesador), es el orden bajo el cual serán tratados los datos sísmicos. A dicho orden se le llama secuencia de proceso, pudiendo variar de un analista a otro. Siempre se debe tener en cuenta, que una vez aplicado un proceso, el resultado deberá ser mejor en comparación a los datos iniciales, si no es así, el proceso estuvo mal ocupado o bien no era el adecuado. Otras ocasiones se ocupa la técnica de ensayo y error, con el fin de calibrar los parámetros del proceso.

El primer paso antes de proponer dicha secuencia, es conocer el objetivo a resolver en el área de estudio, así como revisar (en caso de existir) toda la información geológica disponible, datos de pozo, procesos anteriores, etc. De igual manera se procede con la información de campo, consistente del reporte del observador, tipo de formato de grabación, número de canales, longitud de grabación, densidad de la cinta, tipo de fuente, longitud del tendido, elevaciones, etc., con el fin de elaborar la geometría de los CDP's (que consiste en posicionar adecuadamente las fuentes y los detectores, además de calcular las estáticas de campo y aplicarlas) y eliminar trazas dañadas e incluso puntos de tiro. Una vez hecho ésto, se realizan una serie de pruebas (como autocorrelogramas, filtros, etc.) para evaluar la relación S/R en los datos, además de obtener algunos parámetros de proceso y así finalmente proponer la secuencia de proceso.

Para el desarrollo de este trabajo se contó con una línea sísmica (la LB1), con dirección de tiro NE - SW sobre la cual se localiza el pozo M1 (productor de gas, sin datos de registros geofísicos). Adicionalmente se cuenta con datos de otro pozo (el M102), ubicado a 473 [m] al SE del pozo M1, que resultó invadido por agua en la zona productora del M1, sin embargo se tienen registros sónico y de densidad en ciertos intervalos de interés. También se conoce la secuencia estratigráfica así como la geomorfología y la geología histórica del área.

El objetivo es conocer la respuesta sísmica en el intervalo de tiempo comprendido de 0.5 a 3.0 segundos, con el fin de caracterizar una secuencia de lutitas y areniscas, intercaladas eventualmente por conglomerados con alto contenido de gas. Las características en campo son

las siguientes: un tendido bilateral de 96 canales, cuyos offsets son 1275-100-0-100-1275 metros, como se muestra:

traza	traza	fuente	traza	traza
1	48	V	49	96

con una distancia entre estaciones de 25 [m] y entre fuentes de 50 [m], usando dinamita en un sólo pozo de profundidad media de 20 [m]. La información se grabó en formato SEG-D demultiplexado con un intervalo de muestreo de 2 [ms] y con una longitud total de 6 [s].

Se realizaron pruebas de autocorrelogramas en algunas trazas sobre puntos de tiro, además de pruebas de filtros con el objeto de identificar el rango de la señal sísmica y separarlo del ruido. Por las características observadas de la información de campo y de las pruebas (como se demostrará posteriormente), se propuso como la más adecuada, la secuencia de proceso indicada en la figura 3.1.

La gráfica 1 (ubicada en la parte final de este trabajo) muestra algunos registros de campo sin ningún tipo de proceso. La función de velocidad empleada para compensar el efecto por divergencia esférica, expresada mediante la fórmula:

$$\text{Divergencia esférica} \qquad \frac{1}{r^2} = \frac{1}{(vt)^2}, \tag{16}$$

donde r Radio de propagación.
v Velocidad rms aproximada.
t Tiempo doble de reflejo.

fué calculada mediante un análisis de semblanza preliminar, obteniendo un buen resultado como se observa en la gráfica 2. Dicha función es la siguiente:

TIEMPO [ms]	VELOCIDAD [m/s]
100	1500
410	1935
1030	2140
1850	2625
2234	2975
2474	3410
2954	3720
6000	4350

SECUENCIA DE PROCESO DE LOS DATOS

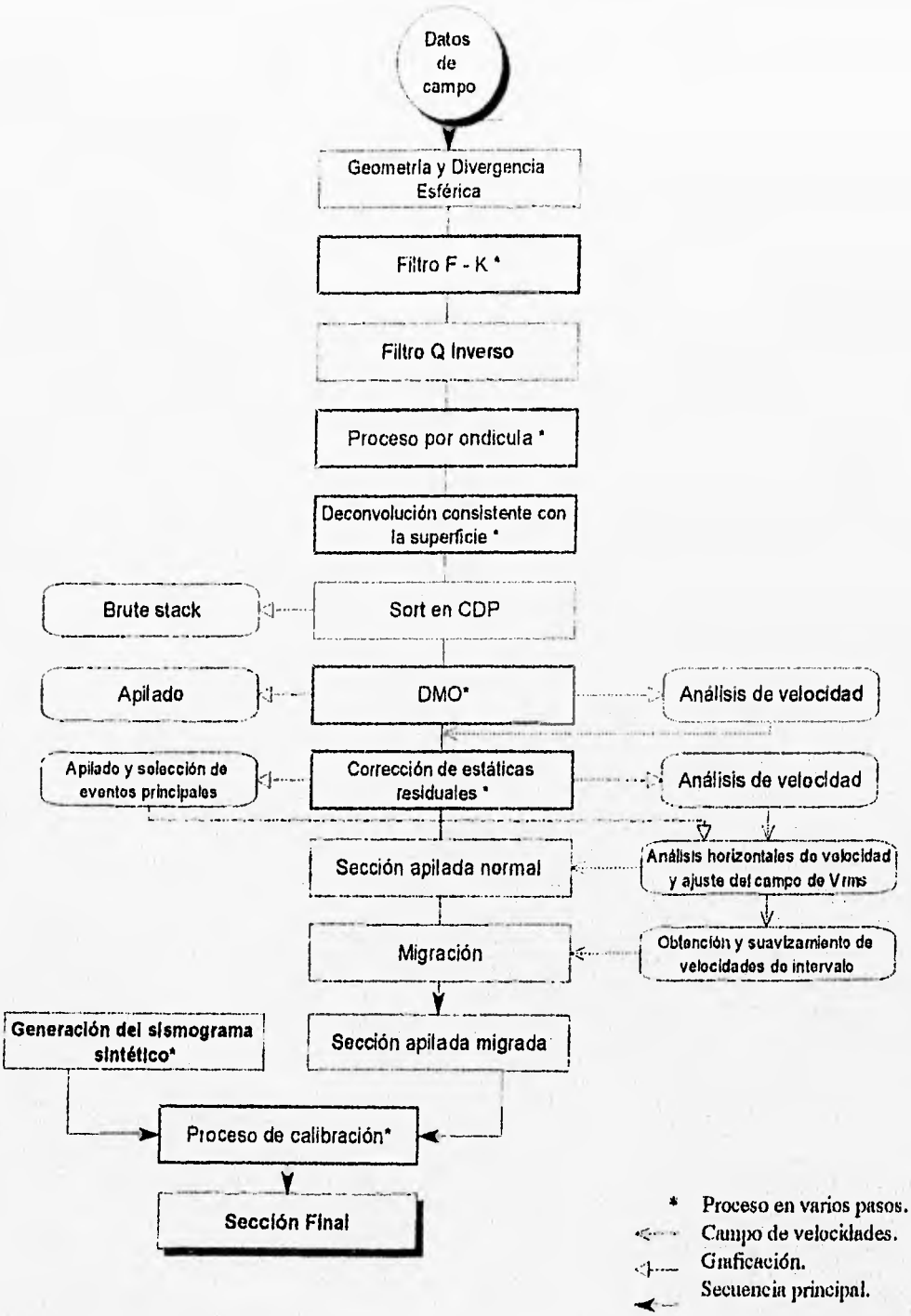


Figura 3.1

3.2 EL FILTRO F - K.

A partir del análisis de los datos sísmicos de campo, se observa una contaminación por ruido coherente, asociada al efecto del "ground roll" (definido como la componente vertical de las ondas superficiales) reconocible por su baja frecuencia, fuerte amplitud y baja velocidad de grupo.

La técnica empleada para su eliminación, propuesta por Luh (1992) consiste en una corrección aproximada de NMO sobre puntos de tiro, para posteriormente, transformar los datos al dominio frecuencia-número de onda (f-k) y emplear una zona de rechazo definida por una pendiente invariante y por último, efectuar un proceso inverso de NMO. Esquemáticamente se observa en la figura 3.2.

SECUENCIA DE PROCESO DEL FILTRO F - K

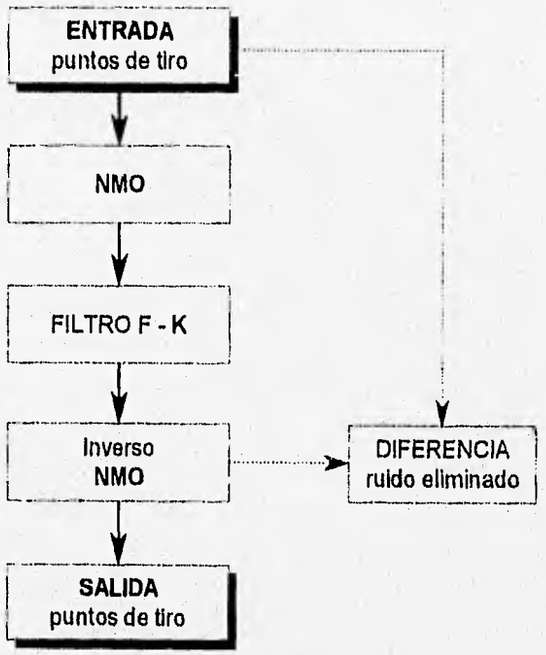


Figura 3.2

La corrección NMO inicial puede hacerse utilizando un campo de velocidades de apilamiento preexistente o en caso de no existir, la función de velocidad empleada para la divergencia, con el fin de comprimir las señales sísmicas de reflexión (mediante un incremento aparente de sus velocidades) y así poderlas separar fácilmente del ruido coherente en el plano f-k.

La razón de hacerlo sobre puntos de tiro (previamente corregidos por estáticas de campo y divergencia esférica) y no en CDPs, estriba en una mayor cantidad de datos (que va de 96 a 24 trazas respectivamente), además de que el ruido coherente es más evidente en tiros y lo más importante, la corrección NMO no necesita ser exacta.

Los parámetros del filtro f-k (Yilmaz, 1987, pp. 62-79) también conocido como de abanico o de velocidad, están definidos por el área de rechazo simétrica debajo de la línea que parte del origen, cuya pendiente en este caso es invariablemente de 0.25 [ms/m] o 4 [km/s], como se muestra en la gráfica 3. Dado que el filtro es multicanal (pués trabaja simultáneamente con todos los datos de entrada) se debe tener cuidado con el algoritmo a utilizar (con el objeto de reducir al mínimo los errores de truncamiento y de convolución inexacta, que algunos algoritmos antiguos generan) para no mezclar las amplitudes, dañando la señal. El proceso inverso de NMO, restaura los datos a su posición original, considerando que cualquier ruido generado por el proceso es insignificante. La gráfica 4 muestra la secuencia completa de un registro, además de un sismograma de diferencia que contiene el ruido eliminado.

El beneficio por el uso de esta técnica, es relevante al momento de estimar el operador de compensación por pérdidas inelásticas (factor Q) y el de la deconvolución pre-apilado, debido a que el contenido espectral de los datos, en presencia de bajas frecuencias y altas amplitudes del ground-roll, podría generar errores sustanciales en aquellos procesos.

3.3 El filtro Q inverso.

Como se explicó en el modelo convolucional, las frecuencias (predominantemente las altas) y las amplitudes presentan un decaimiento progresivo en tiempo debido a pérdidas inelásticas en forma de calor. Dicho efecto de pérdida puede ser parametrizado mediante el factor Q (o de calidad) utilizando diversas técnicas, con el objeto de obtener un filtro inverso que reduzca la no estacionariedad de la amplitud y estabilice la forma espectral de la señal (dándole un tratamiento de fase mínima), condicionando los datos para un proceso de separación de las componentes convolucionales de la traza sísmica como es el proceso por ondícula. Para evitar una sobrecorrección de los datos, se recomienda ocupar varias técnicas de estimación y evaluar la eficiencia de las mismas (White, 1992).

Si describimos el proceso de atenuación de la Tierra a partir del modelo propuesto por Futterman (1962), tendríamos que:

$$A(f) = \exp\left(-\pi f t / Q + i\,\phi(f)\right), \qquad (17)$$

donde
- $A(f)$ Amplitud del modelo.
- f Frecuencia.
- t Tiempo de viaje.
- Q Factor de calidad.
- $\phi(f)$ Espectro de fase mínima.

que expresada en forma logarítmica quedaría como:

$$A(f)_{dB} \approx -27.3 \frac{ft}{Q}, \tag{18}$$

donde vemos que las pérdidas son linealmente proporcionales al tiempo de propagación t, la frecuencia f y al inverso de Q. Por lo tanto a un mayor valor de Q, tendríamos menor absorción y a menor valor, el efecto de absorción sería mayor (Mendoza, 1987). Finalmente el filtro Q inverso (I) a utilizar sería similar a la ecuación anterior, salvo el cambio de signo:

$$I(f)_{dB} \approx 27.3 \frac{t}{Q} |f|, \tag{19}$$

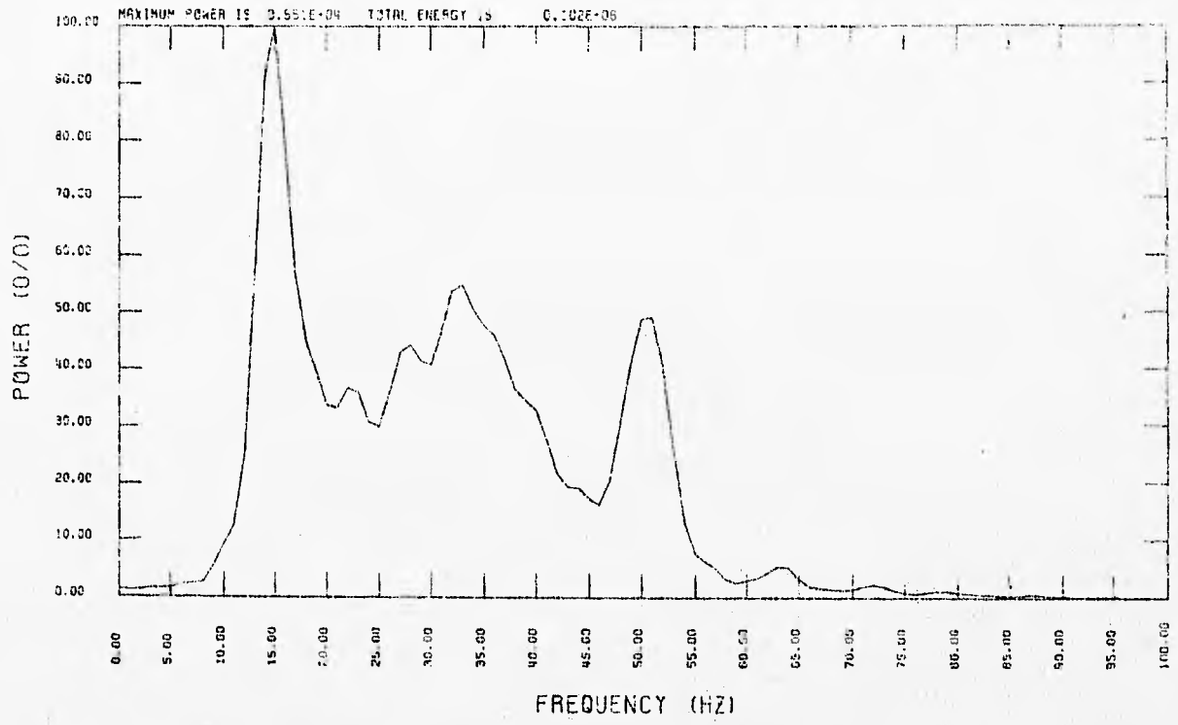
Para los datos sísmicos del trabajo se ocupó un registro de campo como entrada para elaborar un panel gráfico con diferentes valores de Q, constantes en tiempo. Dicho rango va de 100 a 500 y mediante una evaluación visual, se notó una mejoría a valores superiores a 350, principalmente en la parte profunda, mientras que en la parte somera no hubo cambios relevantes. Confirmándose al momento de obtener los espectros de potencia antes y después del filtro sobre una misma traza, como se observa en la figura 3.3.

Los valores usados para el filtro inverso fueron:

TIEMPO [ms]	FACTOR Q
0 - 1830	350
1830 - 3500	425
3500 - 6000	500

cuyo efecto puede ser observado en la gráfica 5. Se puede afirmar que las pérdidas inelásticas en esta área son pequeñas debido a la magnitud del factor Q empleado. Adicionalmente, se intentó ocupar una técnica más analítica para evaluar dicho factor, pero el algoritmo nunca mantuvo un comportamiento estable, por lo que los resultados no eran confiables y se descartó.

a) Espectro antes de Q



b) Espectro después de Q

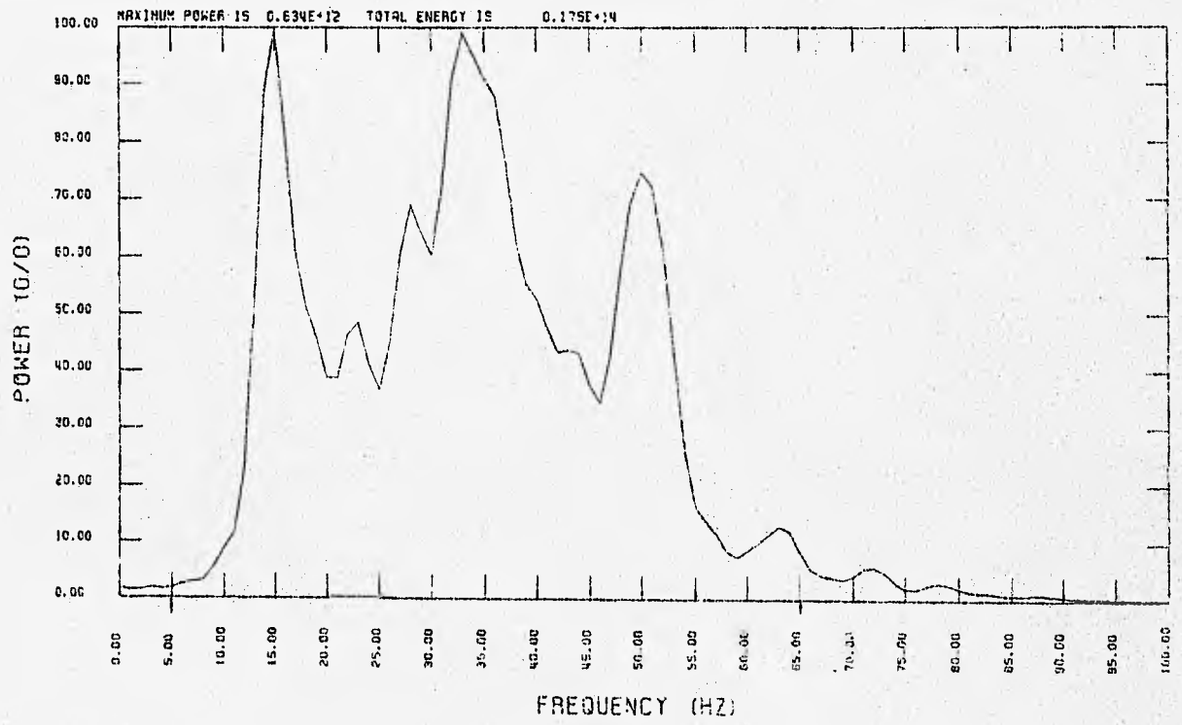


Figura 3.3

3.4 PROCESO POR ONDÍCULA.

El procesamiento por ondícula se define como cualquier proceso numérico que contemple remover las distorsiones en amplitud y fase en la traza sísmica real, debido a que la ondícula generada por la fuente, toma una compleja y usualmente desconocida forma. Ignorando el ruido, la convolución entre la serie de coeficientes de reflexión y dicha ondícula compleja (de gran longitud) origina una traza demasiado confusa y complicada de interpretar. El objetivo del proceso es transformar la ondícula de la fuente en otra de características conocidas (denominada ondícula del intérprete) para simplificar la traza sísmica, como se muestra en la figura 3.4.

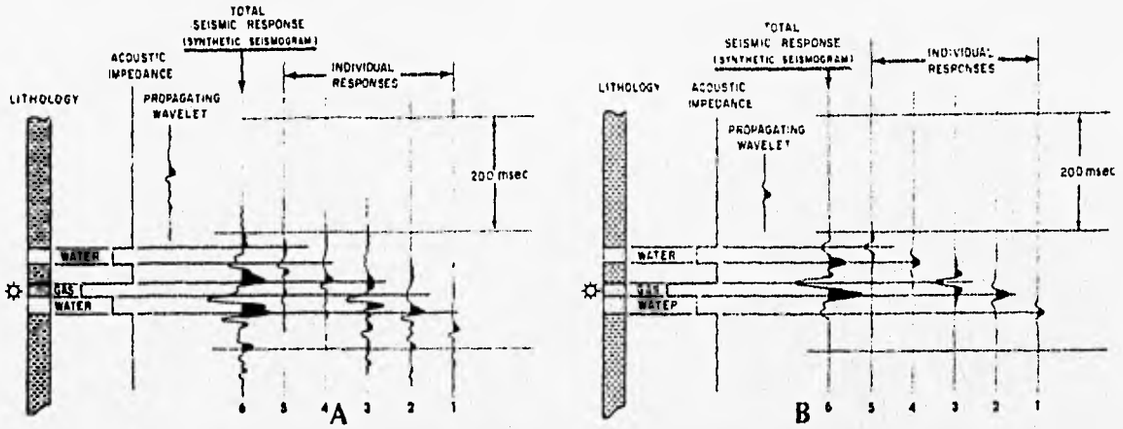
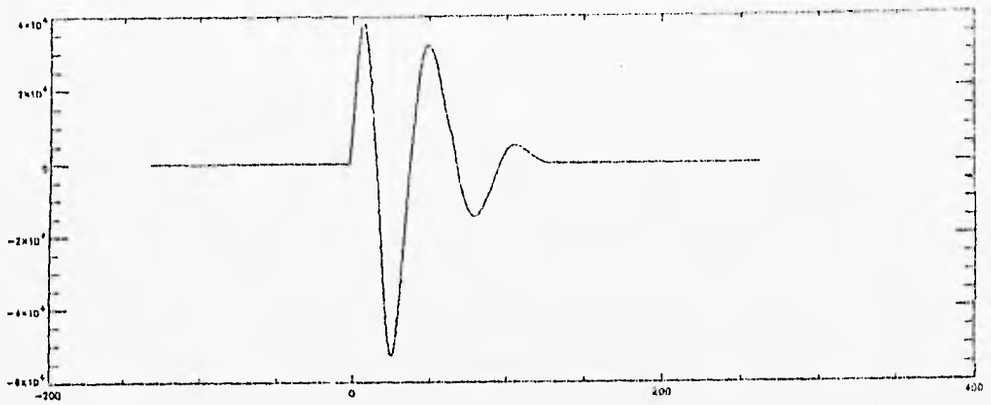


Figura 3.4 A) Respuesta sísmica sin proceso por ondícula, B) Posterior al proceso por ondícula (Schramm, Jr., et al., 1976)

La ondícula del intérprete es simplemente una forma de onda matemática que contiene las propiedades necesarias para facilitar la interpretación. Dicha ondícula no necesariamente debe ser físicamente realizable, esto es, que pueda ser generada por alguna fuente sísmica existente.

Existen dos tipos de ondícula utilizables en estos procesos: la de fase cero (propiamente la del intérprete) y la de fase mínima (o físicamente realizable). Las características de la ondícula de fase cero se explicarán durante la generación del sismograma sintético, por lo que nos centraremos a explicar la de fase mínima. La razón de ésto, es porque procesos posteriores consideran como condición necesaria, que la ondícula tenga esta característica para que sean bien aplicados y el algoritmo funcione correctamente.

a) Ondícula estimada.



b) Ondícula ideal.

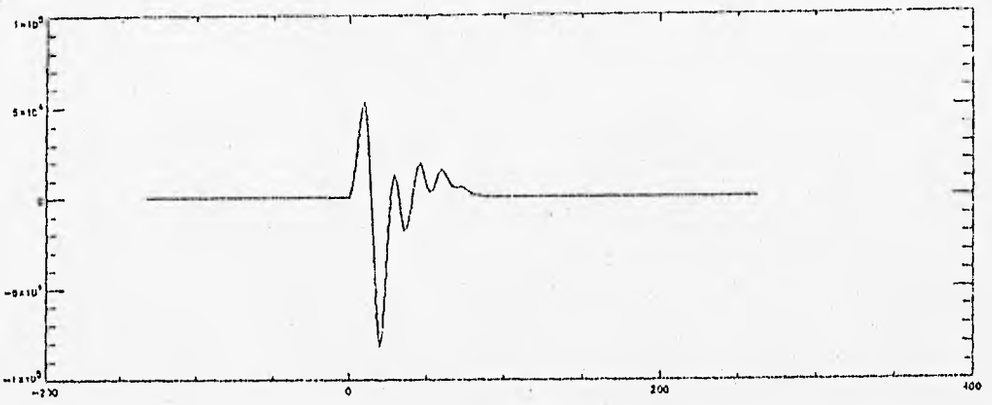
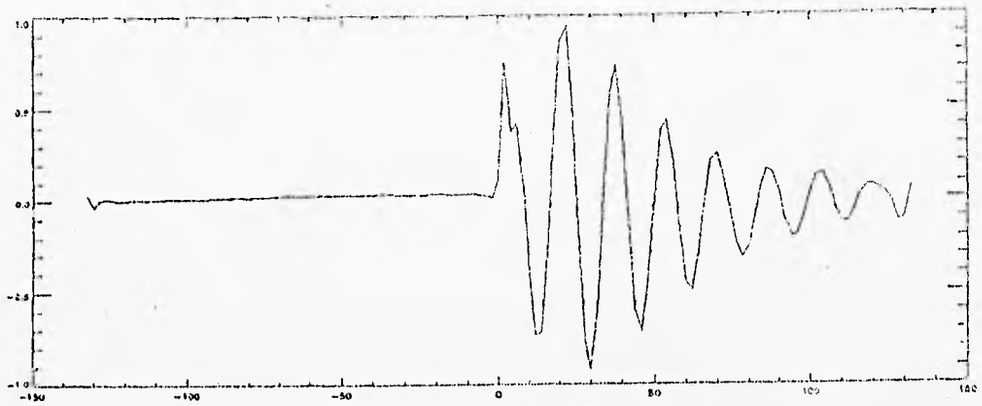


Figura 3.5

Una forma sencilla de describir una ondícula de fase mínima, sería simplemente decir que es aquella donde la mayor parte de la energía se encuentra concentrada cerca del origen, sin embargo, esto es muy cualitativo, especialmente cuando la longitud y la complejidad de la ondícula aumenta, debido a que no es muy claro cuánta energía es necesaria para poderla considerar "la mayor parte" y no es tan obvio donde termina el "inicio" de la ondícula. Por ello debemos considerar dos características importantes:

- El retraso de fase (phase-lag), que genera una curva lo más cercana posible al eje de las frecuencias en una gráfica fase-frecuencia.
- La distribución de la energía parcial, dando un tiempo más rápido de construcción, cuando la ondícula es de fase mínima (Robinson y Treitel, 1980).

a) Filtro inverso de Wiener.



b) Ondícula corregida final.

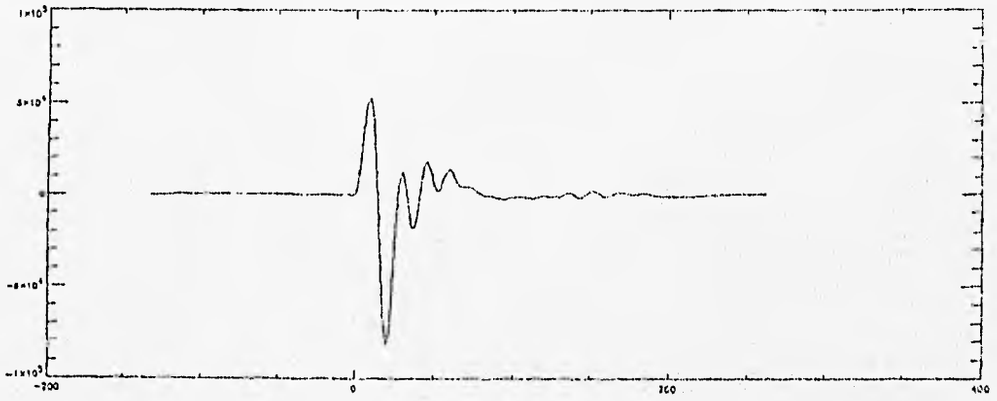


Figura 3.6

Inicialmente se extrae una ondícula promedio (en una ventana de tiempo centrada sobre el objetivo de interés, de 0.5 a 3.0 segundos) por cada uno de los puntos de tiro de la línea, mediante el método de transformadas de Hilbert (Mendoza, 1987) considerando la última suposición del modelo convolucional, esto es, que la serie de coeficientes de reflectividad es aleatoria. Dicha ondícula se guarda en operadores individuales (figura 3.5a).

Paralelo a ésto, se genera una ondícula de fase mínima equivalente a partir de un ancho de banda deseado, que para este caso fue de 8 - 65 [Hz] (figura 3.5b), teniendo especial cuidado en las componentes de alta frecuencia. La longitud de la ondícula ideal, se obtiene a partir del promedio de las longitudes de las ondículas estimadas. De manera similar, el ancho de banda deseado se calcula haciendo un análisis en espectro de potencia sobre porciones someras de

los puntos de tiro, con buena relación S/R, debido a que las distorsiones y pérdidas de la señal sísmica son menores, no obstante que los datos ya han sido compensados previamente.

A los coeficientes que conforman la ondícula ideal generada, hay que aplicarles una corrección de amplitud, con el fin de que las magnitudes de ésta en relación al promedio de los datos sísmicos sean similares y así reducir errores. Algunos algoritmos realizan este paso de manera automática por lo que resulta transparente al analista.

SECUENCIA DEL PROCESO POR ONDICULA

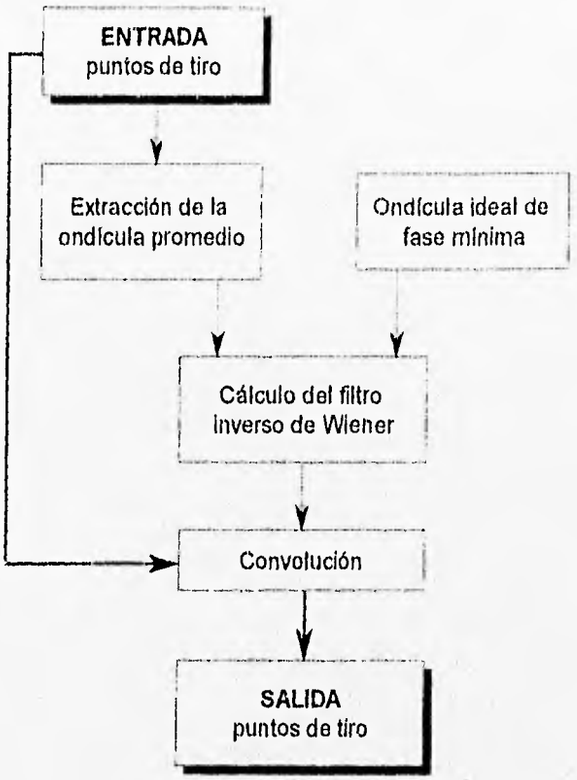


Figura 3.7

Una vez concluidos los dos pasos anteriores, se procede a calcular los coeficientes del filtro inverso de Wiener (Robinson y Treitel, 1980) operador por operador, con el objeto de transformar la ondícula estimada a la ideal, para cada uno de los puntos de tiro. Un ejemplo de la forma del filtro se observa en la figura 3.6a.

Finalmente, se convolucionan los datos sísmicos originales de entrada, con el filtro inverso de Wiener, modificando la forma de onda de la fuente a lo largo de todo el registro (Figura 3.6b), otorgándole un grado de estacionariedad aceptable, además de incrementar la resolución, como se ve en la gráfica 6. El procedimiento ocupado en los datos, se representa en la figura 3.7.

3.5 DECONVOLUCIÓN CONSISTENTE CON LA SUPERFICIE.

Básicamente se entiende la deconvolución como un filtro inverso, que intenta comprimir la ondícula sísmica, además de remover una parte significativa de la energía de los múltiples, incrementando la resolución temporal. La suposición de consistencia con la superficie (Taner y Coburn, 1981) implica que la forma de onda básica dependa solamente de la localización de la fuente, del receptor y de la distancia de separación entre ellos. Por lo que, recordando el modelo convolucional teórico, se puede expresar como:

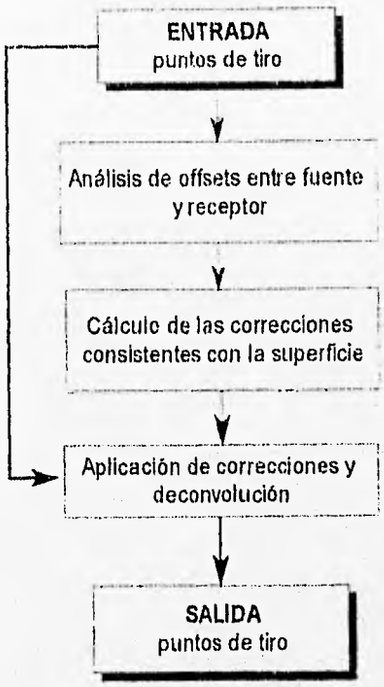


Figura 3.8

$$S_{ij}(t) = W_{Fj}(t) * H_{(i-j)/2} * r_{(i+j)/2} * W_{Ri}(t) \qquad (20)$$

donde:
- $S_{ij}(t)$ Sismograma.
- $W_{Fj}(t)$ Componente de la forma de onda asociada a la localización *j* de la fuente.
- $H_{(i-j)/2}(t)$ Componente asociada dependiente del offset.
- $r_{(i+j)/2}(t)$ Serie reflectiva en el punto medio entre la fuente y el receptor.
- $W_{Ri}(t)$ Componente asociada con la localización *i* del receptor.

El programa empleado para el proceso de los datos, contempla las anteriores suposiciones, requiriéndose como parámetros: los valores máximo (1275 [m]) y mínimo (25 [m]) de los offsets, el número de ventanas en tiempo y su tamaño, la distancia predictiva y la longitud del operador. La figura 3.8 muestra la secuencia de proceso utilizada.

Se utilizaron dos ventanas de tiempo, cuyo tamaño es de 3.5 [s] en ambas, existiendo un traslape entre ellas, elegidas por las características de los eventos contenidos en los puntos de

tiro. La distancia predictiva utilizada fue de 26 [ms], obtenida del segundo corte con cero de la ondícula ideal, así como la longitud del operador (210 [ms]) se obtuvo a partir de autocorrelogramas de la señal sísmica. El resultado se puede evaluar en la gráfica 7.

3.6 DMO.

El proceso DMO (Dip-Moveout) también conocido como migración parcial pre-apilado, es un procesamiento multicanal por pasos, que se realiza mediante un ordenamiento en familias de datos de offset común, posterior a una corrección NMO y previo al apilamiento (Judson et al, 1978; Yilmaz y Claerbout, 1980; Bolondi et al, 1982).

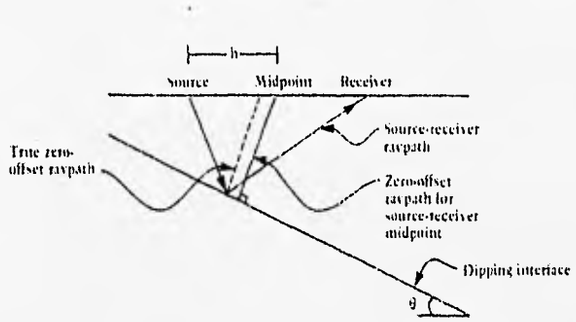


Figura 3.9 (Western Geophysical, 1984).

Es un proceso basado en la teoría de onda que convierte datos grabados en offset distinto de cero (nonzero-offset) a offset cero verdadero, independientemente de los echados presentes (figura 3.9). Después del DMO, todo evento con echado es apilado correctamente, además de mejorar el resultado de una migración posterior en tiempo.

Una importante característica del DMO es su independencia a las velocidades. En particular, es relativamente insensible a la velocidad ocupada en la corrección NMO previa. Esta insensibilidad puede ser explotada para estimar unas mejores velocidades de apilamiento, a partir de análisis de velocidad convencionales obtenidos de los datos, después del proceso. A partir de que el DMO convierte datos corregidos por NMO a offset cero, se obtienen dos resultados:

- mover eventos con echado de offset finito (se observa una mejor respuesta cuando dichos offsets son largos) a su punto de reflexión verdadera, además que remueve puntos de reflexiones laterales,
- remueve la dependencia al echado de las velocidades de apilado.

Existen diferentes algoritmos con los cuales podemos trabajar para casos específicos, sin embargo, los más comunes disponibles en cualquier paquete de proceso son:

- En el dominio F - K, desarrollado por Hale (1983), que resulta exacto para velocidad constante o aproximado cuando el gradiente de velocidad vertical es moderado.
- De Kirchhoff, desarrollado por Deregowsky y Rocca (1981), cuya teoría es similar al de la migración del mismo nombre, donde los parámetros importantes son el ancho de la apertura a utilizar así como el ángulo máximo de echado, además de que el campo de velocidades puede contener variaciones suaves tanto vertical como horizontalmente.

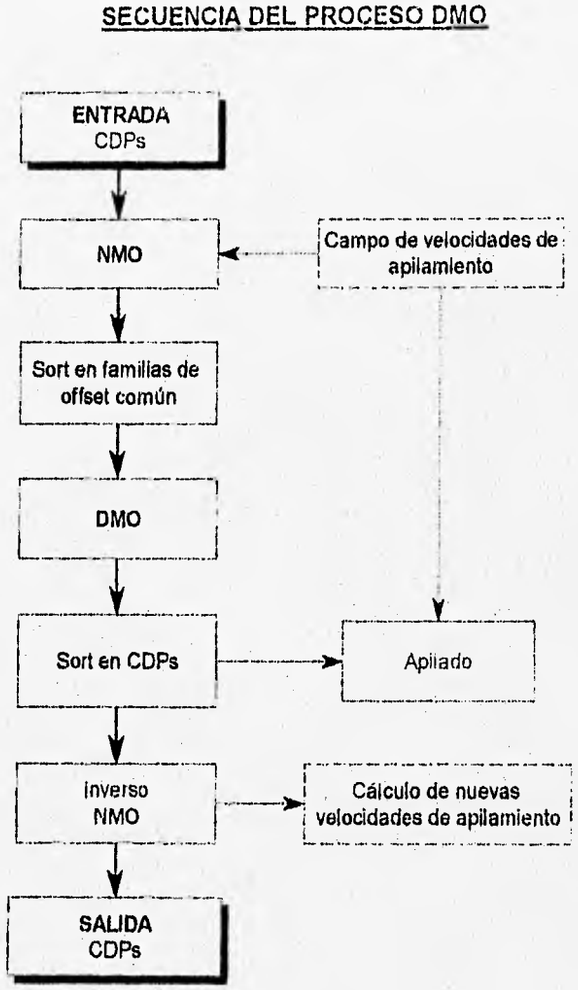


Figura 3.10

Después de analizar las características de la información para este trabajo, se optó por emplear el DMO de Kirchhoff como el adecuado, para el cual se eligieron 24 familias de offset común (con el fin de preservar el porcentaje de apilamiento), de 100 [m] de longitud (cuatro estaciones) generando una traza de salida, ubicada a la mitad de la familia, existiendo traslape entre ellas, así como el ángulo de apertura máximo a considerar, que en este caso fue de 70^{o} debido a la complejidad de la información sísmica, resultando un factor crítico en cuanto al tiempo de cómputo usado por el proceso.

El resultado se aprecia principalmente sobre la difracción ubicada del lado izquierdo de la gráfica de apilamiento antes y después del proceso (Gráficas 8 y 9). Finalmente se calculó un nuevo campo de velocidades más representativo a las V_{rms} . La secuencia de los datos en el proceso se observa en la figura 3.10.

3.7 ESTÁTICAS RESIDUALES.

El proceso de estáticas residuales trata de compensar los pequeños desplazamientos en los tiempos de viaje de los datos sísmicos, que las estáticas de campo no resuelven, debido a cambios rápidos de elevación, variaciones en la forma y velocidad de la capa intemperizada. En términos generales (puesto que existen diferentes algoritmos de proceso) consta de tres etapas: la primera se refiere al picado de los tiempos de viaje en datos corregidos por NMO, seguida por el cálculo de las correcciones estáticas residuales (que se basa en la búsqueda, por criterio de mínimos cuadrados del desplazamiento mínimo que produce la máxima correlación horizontal para los eventos de reflexión dentro de una ventana determinada de tiempo, para un mismo CDP) y finalmente, la aplicación de los desplazamientos calculados. Dicha secuencia se muestra en la figura 3.11.

Para nuestro caso, los parámetros importantes de entrada son: el tamaño de la ventana en tiempo para hacer el análisis (800 [ms]) a partir de un evento elegido previamente como modelo, además del número de trazas laterales para hacer las croscorrelaciones (siete trazas) así como el máximo desplazamiento vertical de la traza (20 [ms]) y por último, el número de iteraciones que debe hacer el algoritmo para llegar al valor de error mínimo deseado. Obteniéndose una significativa mejoría de los datos, en un apilado posterior (Gráfica 10).

SECUENCIA DE PROCESO PARA ESTATICAS RESIDUALES

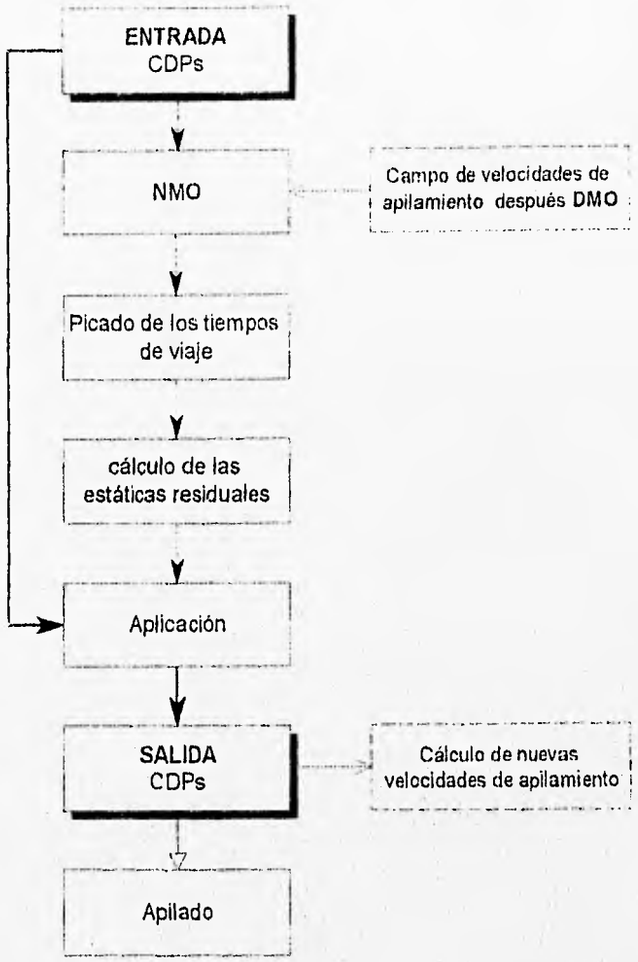


Figura 3.11

3.8 ANÁLISIS DE VELOCIDADES.

La estimación de velocidades requiere de datos grabados en offset distinto de cero, ordenados en CDP's, que mediante diferentes técnicas, como son los apilamientos a velocidad constante ó CVS (Constant Velocity Stack), espectros de velocidad (mediante análisis de semblanza y coherencia, gráficas 11 y 12), etc., obtienen funciones de velocidad de apilamiento contra tiempo de offset cero, para localizaciones de CDP's seleccionados (ya sea arbitrariamente o a intervalos constantes).

Con el fin de obtener una correcta estimación de velocidades, hay que tener en cuenta las siguientes razones que limitan la precisión y la resolución (Yilmaz, 1987):

- La longitud del tendido
- El porcentaje de apilamiento
- La relación S/R
- El borrado (mute) empleado
- El tamaño de la ventana de tiempo para el cálculo
- El rango de velocidades a analizar
- El grado de coherencia en la estimación
- El ancho de la banda de frecuencias de los datos

Así mismo debemos considerar la siguiente tabla (Morgan, 1985):

Usos	**Porcentaje de error máximo**	**Tipo de velocidad**
Incremento de la señal (NMO y apilado)	2 - 10	Apilamiento
Estructural Migración Conversión a profundidad	1 - 5	rms promedio
Estratigráfica Correlación Variaciones litológicas	1 - 2	Intervalo
Estimación de prop. físicas Porosidad, densidad Contenido de fluidos	1 - 2	Intervalo

El primer acercamiento a las velocidades, lo tenemos con la función que ocupamos para compensar los efectos de la divergencia esférica y que se emplea posteriormente para obtener un apilado con una sola función de velocidad (brute stack) con la finalidad de observar las características de la información sísmica a procesar. También se emplea como función de referencia al momento de obtener los análisis de velocidad a lo largo de la línea, que para este trabajo fue cada 48 CDP's de manera constante.

SECUENCIA DE OBTENCIÓN DE LOS CAMPOS DE VELOCIDADES

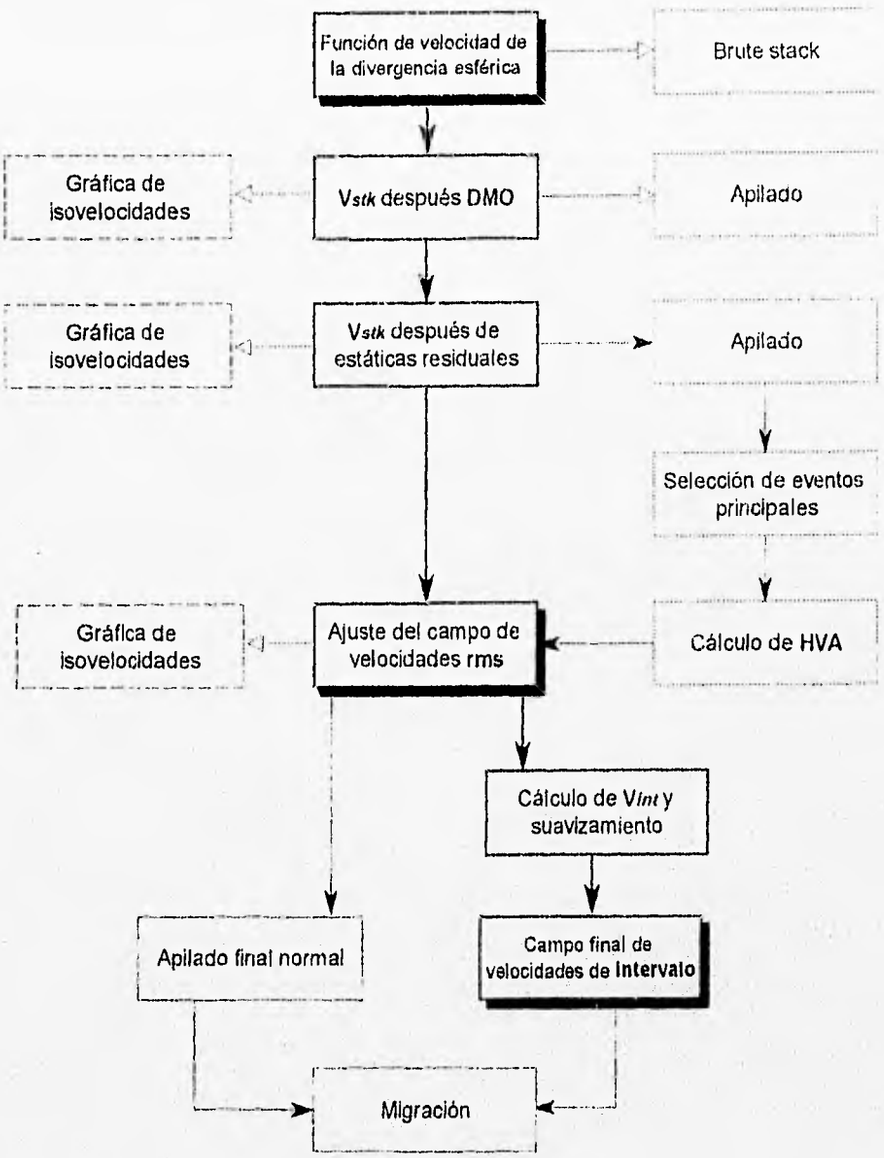


Figura 3.12

Una vez obtenidas e interpretadas, las velocidades se ocupan para apilar los datos , además de graficar una sección de isovelocidades (Gráfica 13) a la misma escala que el apilado, para compararlas y en caso de ser necesario, modificar o eliminar aquellos valores anómalos que podrían destruir la información. Se debe (pero no siempre ocurre) observar una cierta

correspondencia entre la sección apilada y la forma que generan las líneas de isovelocidad. Es necesario calcular nuevos análisis de velocidad, después de los procesos DMO y estáticas residuales, así como volver a apilar con dichas velocidades, debiéndose notar mejorías.

Puesto que nuestro objetivo es estratigráfico, se necesita conocer con mayor presición las variaciones laterales de velocidad, a lo largo de los principales eventos de interés en la sección apilada. Por lo que se emplearon análisis de velocidades por horizonte ó HVA (Horizontal Velocity Analysis) que operan bajo los mismos algoritmos de semblanza y coherencia en ventanas de tiempo, sobre todos los CDP's que conforman el horizonte de análisis (Gráfica 14), posteriores a las estáticas residuales y así poder ajustar tanto temporal como lateralmente, dichas variaciones. Este campo de velocidades modificado, debe conservar las características sísmicas de apilamientos anteriores, además de mejorarlas, con el fin de emplearlo para generar la sección apilada normal final.

Es importante resaltar dos cosas:

- La suposición en la cual se consideran las V_{rms} similares a las V_{stk} calculadas, debido a las características de la información geológica conocida además de la de campo
- El hecho a que el ajuste en el campo de velocidades normalmente no se efectúa en procesos convencionales

Con el fin de reducir al mínimo los errores, las velocidades para la migración deben ser lo más exacto posible. La manera habitual de obtenerlas en el proceso sísmico convencional de producción, es mediante la reducción de un cierto porcentaje (o suavizamiento) de las V_{stk} , que va del orden del 10 al 40%, según la opinión del intérprete y del analista, al momento de evaluar varias secciones ya migradas obtenidas bajo dicho criterio, pero dicha técnica es totalmente empírica.

Por ello, en este trabajo se emplearon las velocidades de intervalo (por ser geológicamente correctas además de que funcionan de manera eficiente en los algoritmos) derivadas del campo de V_{rms} corregido anteriormente. Esto se realizó mediante un suavizamiento de las V_{int}, utilizando una gráfica de isovelocidades previamente ajustada con la función de velocidad obtenida de los datos del pozo, sobrepuesta a la sección apilada, con el objeto de seguir un

comportamiento estructural concordante con la información sísmica, como se observa en la gráfica 15. La secuencia completa del manejo de las velocidaes se describe en la figura 3.12.

3.9 MIGRACIÓN.

La migración es un proceso que mueve los reflectores con echado a su posición verdadera en el subsuelo, colapsa las difracciones además de delinear estructuras como planos de falla, sin modificar los eventos horizontales. También puede verse como una forma de deconvolución espacial, con el fin de incrementar la resolución. Es un proceso determinístico, puesto que está basado en la solución de la ecuación de onda.

El objetivo de la migración es hacer que la sección apilada sea lo más similar a un corte geológico a lo largo de la línea sísmica. Idealmente se desearía una sección en profundidad (lo cual es posible mediante algoritmos mucho más complejos) a partir de la apilada, sin embargo, las secciones migradas regularmente se grafican en tiempo. Una razón de esto, es porque la estimación de velocidades a partir de datos sísmicos siempre tiene una precisión limitada. Otra sería que los intérpretes prefieren evaluar la eficiencia del proceso, comparándola con la sección normal. A dicha presentación se le llama migración en tiempo (Yilmaz, 1987).

Existen varios algoritmos de migración en tiempo, entre los cuales se encuentran los siguientes:

- El de Kirchhoff (Schneider, 1978) que se basa en la suma de amplitudes sísmicas a lo largo de una hipérbola de difracción, cuya curvatura está en función a la velocidad del medio (por eso es susceptible a variaciones laterales, pues distorciona la forma hiperbólica) previamente corregidas en fase y amplitud. Es una solución integral de la ecuación de onda escalar.
- Por Diferencias Finitas (Claerbout, 1985) basada en la continuación descendente del campo de onda, mediante soluciones por diferencias finitas (de ahí su nombre) a la ecuación de onda escalar. Existen dos tipos de operadores para este algoritmo: el explícito (que emplea una gran cantidad de tiempo computacional y que es más exacto, pués reduce la dispersión de amplitudes) y el implícito (más rápido pero menos estable). La principal ventaja de esta migración, es su habilidad para el manejo de variaciones laterales de velocidad.

- De Stolt (1978) o Frecuencia - Número de onda, mediante el uso de tranformadas de Fourier, apoyadas en la suposición de un medio de velocidad constante. Normalmente empleada para migraciones por pasos (o residuales) en áreas con información compleja.

Considerando las características de la información sísmica así como del campo de velocidades en nuestro trabajo, se optó por ocupar el algoritmo explícito por diferencias finitas, cuyos parámetros de operación fueron el espaciamiento entre trazas en la sección apilada (12.5 [m]) además del ángulo de echado máximo a migrar (70^{o}) dando buenos resultados (Gráfica 16). Se puede evaluar esta migración si la comparamos con una obtenida previamente en un proceso anterior (Gráficas 17 y 18).

4

PROCESO DE CALIBRACIÓN

4.1 Obtención de impedancias acústicas.

Normalmente consideramos que tanto los datos sísmicos como los registros sónico y densidad contienen información similar, pero expresada de diferente forma, debido a la manera en la cual se obtienen. Esto es porque una traza sísmica mide amplitudes de reflexión, las cuales varían en función de los contrastes de velocidad, a través de límites entre diferentes litologías mientras que un registro sónico mide la velocidad (de intervalo) de la roca directamente (Lindseth, 1979).

Si recordamos que la densidad usualmente se emplea como un factor de ajuste al gradiente obtenido a partir de velocidades, debido a que no siempre existe el registro correspondiente (lo cual no es válido para este trabajo), podemos reescribir la ecuación (2) del modelo convolucional de la siguiente manera:

$$R = \frac{\rho_{i+1} V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1} V_{i+1} + \rho_i V_i}, \tag{21}$$

donde los valores de velocidad (V_i) y densidad (ρ) serán tomamos directamente de los registros conforme aumente la profundidad.

Previo a esto hay que tener presente algunas consideraciones generales para cualquier pozo:

- Qué tipo de registros existen y que se encuentren disponibles para el estudio. En caso de ser útiles, verificar si están en forma digital y en que formato. Si no existirá el registro de densidad, se puede emplear la relación empírica siguiente:

$$\rho = k V^{1/4} \quad , \tag{22}$$

donde ρ Densidad.
k Constante de acuerdo al tipo de roca.
V Velocidad del registro.

que es válida para rocas bien consolidadas de gran antigüedad pero no así para sedimentos jóvenes, como es en áreas de plataformas marinas. También se puede estimar el coeficiente de reflexión (R), solamente del registro sónico, mediante otra fórmula empírica:

$$R = \frac{1}{2}\left[\, 1.25 \ln \frac{V_L}{V_{i+1}} \,\right] . \tag{23}$$

(Gardner, et al., 1974)

- Ajustar los registros mediante "check-shots" (en caso de existir) para ubicar correctamente a profundidad los datos, corrigiendo por desviaciones y/o atascamientos de la sonda dentro del pozo.
- Checar los intervalos de profundidad, en los cuales existen cada uno de los registros, porque normalmente no son iguales. En este caso, no existían valores de densidad desde 200 hasta 1400 [m] de profundidad, así que con el fin de hacer una mejor aproximación, al momento de generar los coeficientes de reflexión, se uso un valor constante de 2.3 [g/cm^3] en dicho período (figura 4.1).

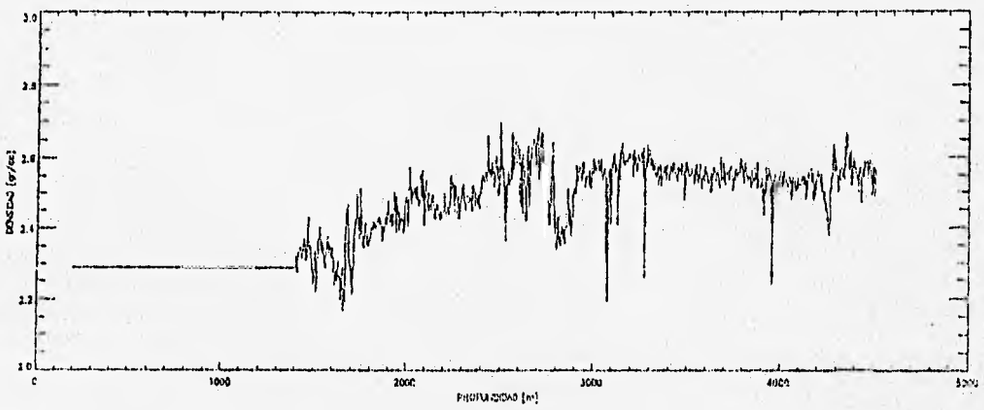


Figura 4.1 Registro de densidad

- Verificar las unidades en que están grabados los datos de los registros. El sónico se encontraba en [ms/ft] (tiempo de tránsito, inverso de la velocidad), por lo que se hizo la conversión a [m/s] para hacer las unidades compatibles con la sección sísmica, además de darnos una mejor idea del rango de valores (figura 4.2).

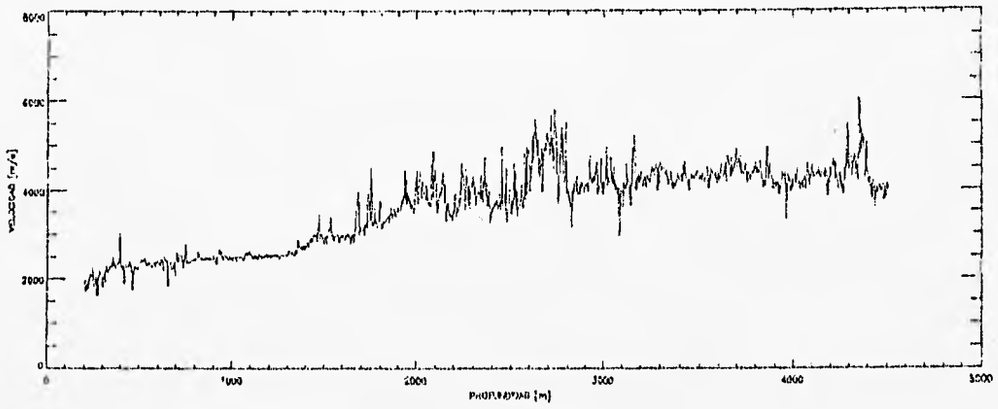


Figura 4.2 Registro sónico

- El intervalo de muestreo en profundidad para convertir a tiempos dobles de viaje vertical, mediante la siguiente expresión:

$$\Delta t = \frac{2\Delta z}{V_i} \tag{24}$$

donde Δz es el intervalo de muestreo en tiempos de tránsito y V_i es la velocidad de intervalo.

Finalmente, debemos tener en cuenta que en muchos registros sónicos la componente de baja frecuencia es una expresión general del incremento de velocidad, debido al grado de compactación, así como que el ancho de banda es mucho más grande, al de la señal sísmica, sobre todo en las altas frecuencias.

Las figuras 4.3 y 4.4 muestran las impedancias acústicas calculadas, en profundidad y tiempo respectivamente.

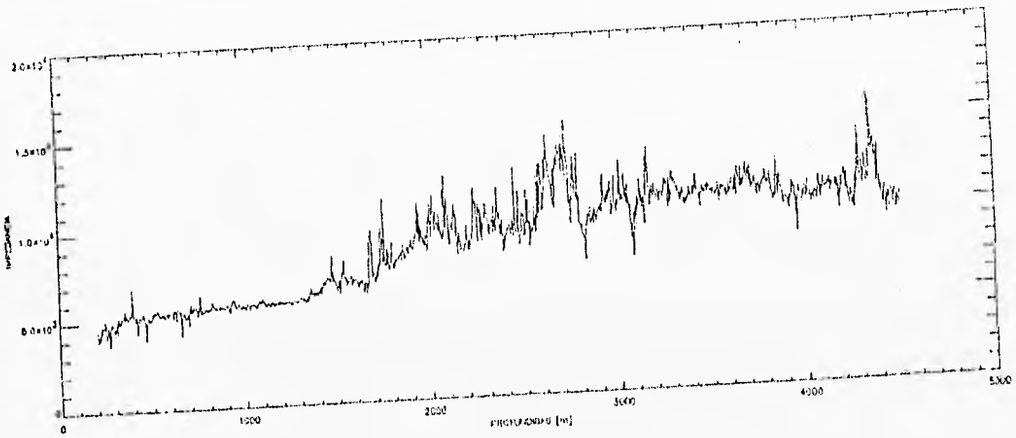


Figura 4.3 Impedancias acústicas en profundidad

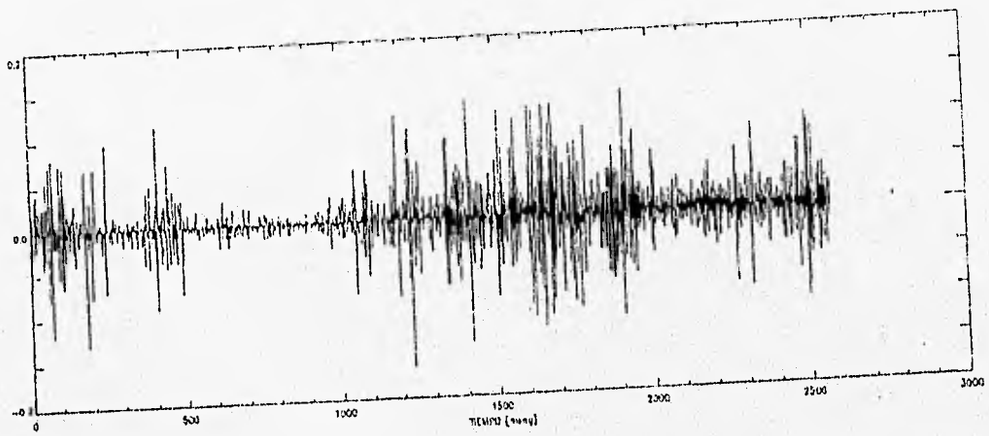


Figura 4.4 Serie de coeficientes de reflexión en tiempo

4.2 GENERACIÓN DEL SINTÉTICO.

Schoemberger (1974) demostró que la ondícula del intérprete óptima (ver proceso por ondícula), es aquella que sea lo más angosta posible y de forma simétrica. La ondícula que satisface dichos requerimientos es la de fase cero, cuyas características principales que se deben tomar en cuenta son:

- La cantidad de energía contenida en el lóbulo central, así como de la remanente distribuida en los lóbulos laterales. Si consideramos que el grueso de la energía se confina al lóbulo central y que la amplitud de los lóbulos laterales es minimizada, entonces el lóbulo central resulta muy ancho. En caso contrario, cuando se fuerza al lóbulo central a ser estrecho, gran cantidad de energía debe residir en los lóbulos laterales. Ambos casos se observan en la figura 4.5.

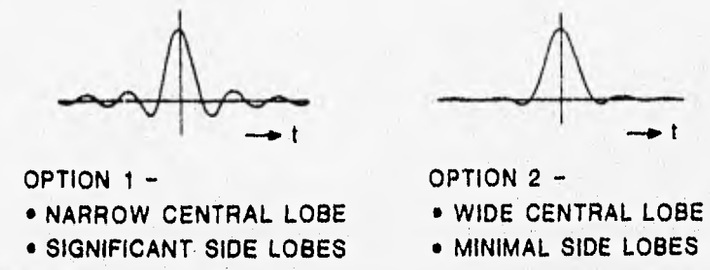


Figura 4.5 Características de la ondícula (Hardage, 1987)

Por eso, se puede afirmar que la forma de la primera ondícula es útil para detección de reflectores en áreas donde la relación S/R es pobre, mientras la segunda es deseable cuando se necesita una mejor resolución, (figura 4.6).

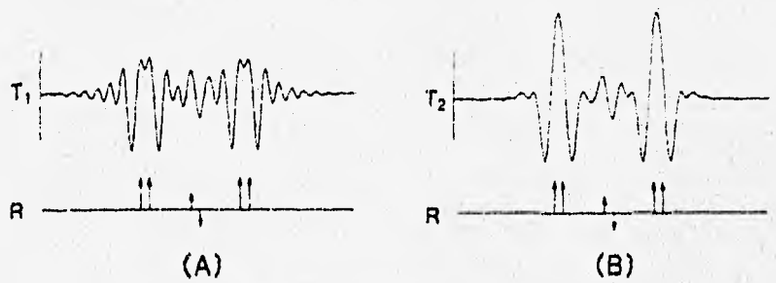
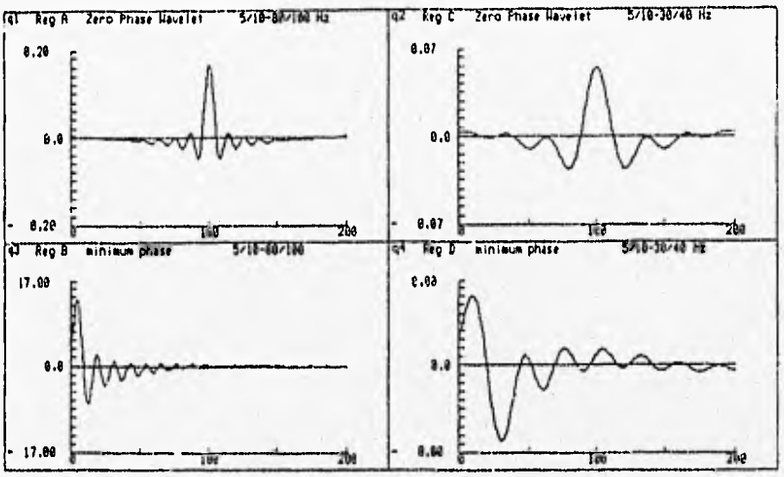


Figura 4.6 Grado de resolución (Hardage, 1987)

- El ancho de banda de las frecuencias contenidas en la ondícula, como se observa en la figura 4.7, donde se muestran 5 trazas sintéticas, la primera contiene sólo los coeficientes de reflexión en diferentes tiempos y las otras 4, su respectiva convolución con diferentes ondículas (dos de fase cero y dos de fase mínima, con el mismo ancho de banda), las cuales nos sirven para comparar la resolución obtenida entre una y otra, así como al rango de frecuencias necesario para una mejor interpretación.

(a)



(b)

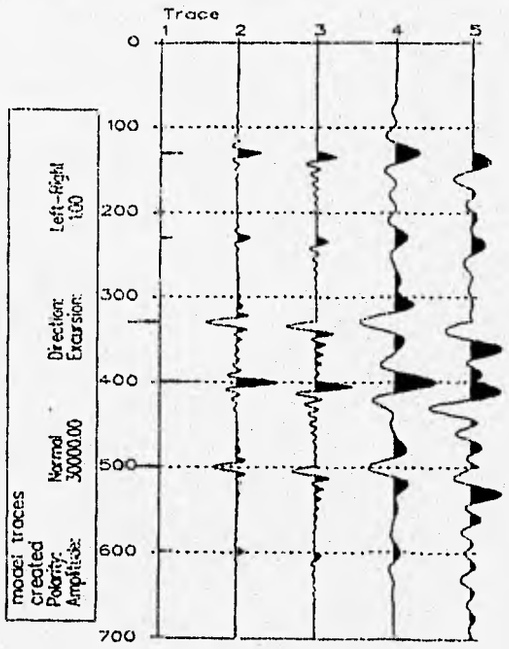


Figura 4.7 Convolución de cuatro diferentes ondículas mostradas en (a) con la traza 1 de (b). Los resultados son mostrados en las trazas 2 a 5 de (b) (Russell, 1988)

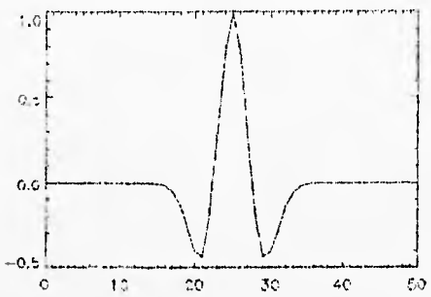


Figura 4.8 Pulso de Ricker

Una ondícula de fase cero típica es la de Ricker, cuya principal característica es la frecuencia máxima, que para los datos del trabajo fue de 45 [Hz] (figura 4.8). Si recurrimos de nuevo al modelo convolucional de la Tierra, debemos sustituir la ondícula de la fuente (en este caso la Ricker) y la serie de impedancias acústicas (obtenida de los registros de pozo), para así obtener el sismograma sintético, (figura 4.9), donde los valores de longitud (3 [s]) y tiempo de inicio (200 [ms]) están en función de los datos en los registros.

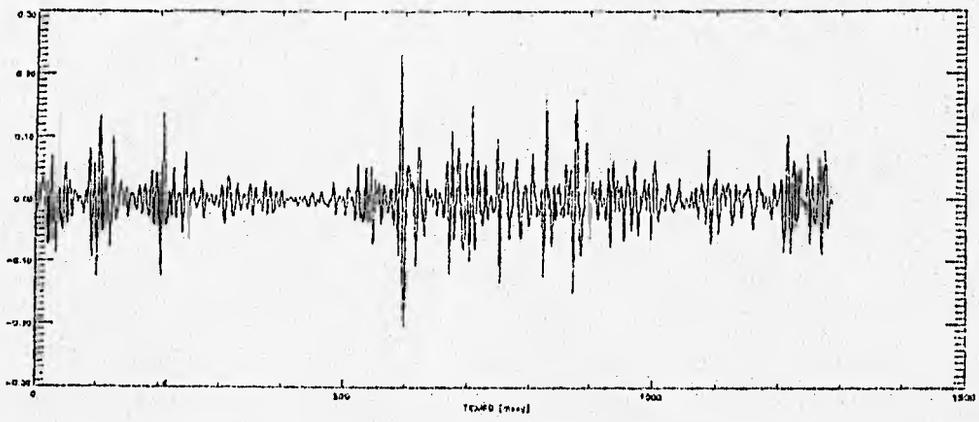


Figura 4.9 Sismograma sintético

4.3 FILTRO DE ACOPLAMIENTO.

El filtro de acoplamiento forza la fase y la amplitud características de los coeficientes de reflexión del sismograma sintético (adecuadamente localizado sobre la localidad en la superficie que le corresponde) a ser similares a los de una traza de una sección sísmica.

Puede ser generado de diferentes maneras, la más común es mediante un "match filter" (Robinson y Treitel, 1980), que opera mediante la croscorrelación (por ello también se le denomina así) de la señal de entrada, con la forma conocida de la señal de salida, comprimiendo la energía total de la señal inicial para maximizar su salida, y así facilitar la detección de los eventos más importantes, en la ventana de tiempo del objetivo inicial. También puede ser obtenido mediante un filtro de Wiener (que utiliza el método de mínimos cuadrados) ó uno que sólo ajuste la fase.

Con el fin de ser lo más preciso posible, se debe considerar que la fase de la sección sísmica es lo más cercana a cero o similar a la empleada para generar al sismograma, para que la correspondencia entre los eventos sea fácilmente distingible.

La forma adecuada de hacer la calibración, sería corregir la señal sísmica respecto al sismograma sintético, considerando que éste último, tiende a ser más realista aunque tenga un alcance demasiado corto lateralmente, desafortunadamente, ésto no fue posible porque los eventos sísmicos en la localidad del pozo estaban influenciados por un echado que al momento de calibrar y extrapolar hacia los lados con el sintético, destruía la información, ésto podría haber funcionado para el caso de que los eventos fueran planos. Normalmente los algoritmos de procesado actúan de manera inversa a ésta, además de obtener el filtro automáticamente por lo que es difícil conocer su forma y características, variando de un paquete a otro. La sección final calibrada con los datos del pozo así como un acercamiento en la zona de interés se observan en las gráficas 19 y 20 respectivamente.

En la página siguiente, se muestra la secuencia de proceso empleada en este capítulo, la cual servirá para comprender en su totalidad el proceso de calibración con el pozo y así obtener una representación del subsuelo más confiable al momento de interpretar.

PROCESO DE CALIBRACIÓN

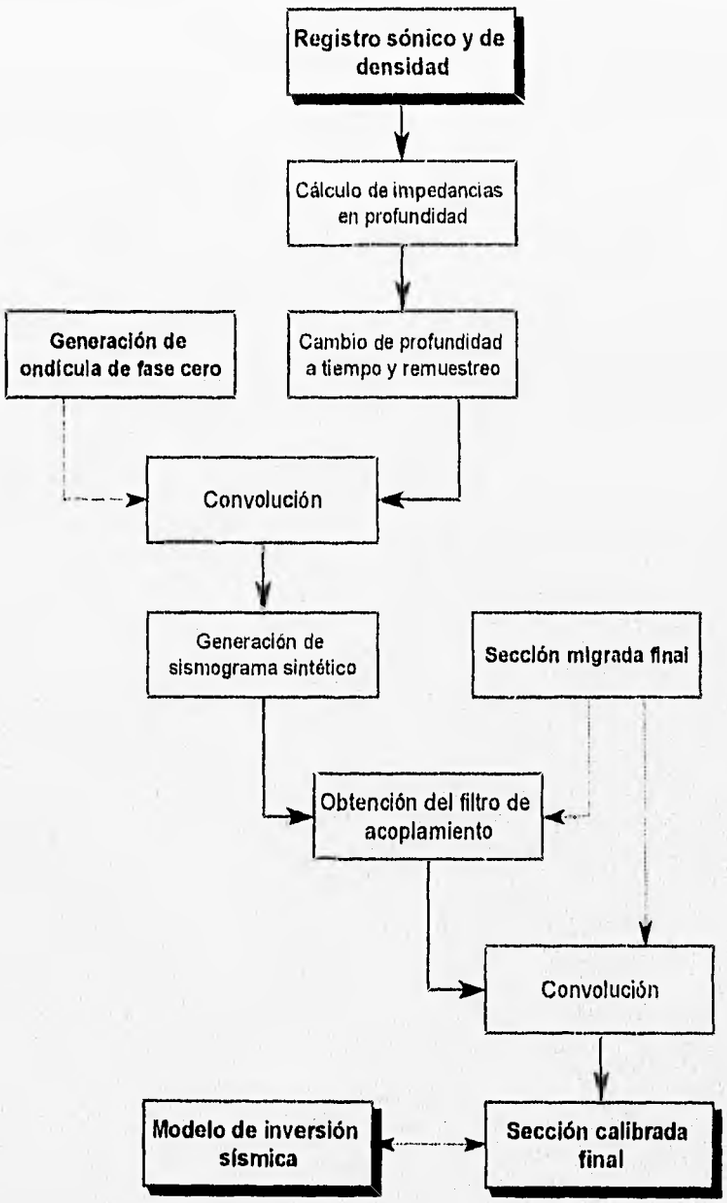


Figura 4.10

4.4 INVERSIÓN SÍSMICA.

Un proceso de inversión geofísica, consiste en modelar estructuras físicas y sus propiedades en el subsuelo a partir de mediciones sobre la superficie; con el fin de apoyar los resultados obtenidos del procesamiento de los datos se realizó una inversión sísmica. Para nuestro caso específico, consistió en generar registros de pseudoimpedancias acústicas a partir de trazas sísmicas de banda limitada (Russell, 1988).

Existen dos técnicas básicas para efectuarlas que son:

- La iterativa que consiste esencialmente en la minimización (por mínimos cuadrados) del error o diferencia encontrada entre una traza sísmica real (de banda limitada y de fase cero) y una traza sintética generada en cada iteración a partir de un modelo de velocidad de intervalo inicial de baja frecuencia (el cual puede ser una función de velocidades derivada de las de apilamiento suavizadas o de un registro sónico filtrado).
- La recursiva que es la integración de la traza sísmica real. Asumiendo que dicha traza representa la respuesta de incidencia normal de ondas primarias en capas planas horizontales, conteniendo una ondícula de banda limitada, estacionaria y de fase cero; además requiere de un modelo inicial de velocidad de intervalo de baja frecuencia (similar al iterativo) que dá la tendencia general de variación de velocidad con la profundidad en tiempo doble, debido a que la traza sísmica no contiene frecuencias del orden de 0 - 5 [Hz]. Cualquier distorsión o eventos múltiples ocasionan resultados erróneos en la estimación de la impedancia acústica. Se puede realizar en tiempo o en frecuencias (Martínez, 1983).

  La ecuación que describe el método recursivo sería

$$I_{i+1} = I_i \left[\frac{1 + R_i}{1 - R_i} \right] , \qquad (25)$$

donde I_i Impedancia acústica.
R_i Coeficiente de reflexión.

En este trabajo se ocupó el método recursivo utilizando como datos de entrada la sección calibrada con el pozo así como el campo de velocidades de intervalo empleado para la migración (previamente suavizado) en la ventana de tiempo que va de 500 a 3000 [ms], un factor importante que hay que tener en cuenta, es el valor de rms de los coeficientes de reflexión en el resultado de la inversión pués con esto se escalan los datos sísmicos al momento de graficar la sección.

El proceso dá como resultado algunas áreas de interés similares a las observadas en los registros de pozo (especialmente en 1.8 y 2.1 [s]), resaltando aquellas de color azul que indican valores bajos, en contraste a las rojas, cuyo rango de tonalidades va de un color claro a uno oscuro según se incrementen los valores de pseudoimpedancia acústica (Gráfica 21). Dicho contraste se asocia normalmente a la presencia de gas en el subsuelo, sin embargo, esta proceso no es concluyente por sí solo, debido a que existen diferentes soluciones para el mismo problema, pero sí sirve como punto de partida para otros estudios.

5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

• Siempre se debe conocer los objetivos de un área, antes de su procesamiento, con el fin de proponer una secuencia adecuada, para delimitar los alcances que se pueden lograr a partir de las características de la información de campo en general. Esto podría considerarse demasiado obvio, pero existen casos donde se quiere obtener una calidad estratigráfica con datos sísmicos que no cumplen con dichos requisitos durante la adquisición, por citar algún caso concreto.

• Al momento de graficar cualquier sección, se debe cuidar que la escala y el tipo de graficación sean los mismos, sobre todo cuando se vaya a comparar con una anterior, porque si no es así, en realidad no evaluamos el proceso sino la gráfica. En este trabajo, se trató de conservar la amplitud real a lo largo de todo el proceso, empleando secciones sin ganancia y con el mismo valor de "rms" con el objeto de observar cualquier variación indeseada.

• La estimación del ancho de banda de la señal útil a partir de los espectros de amplitud, debe hacerse en todas las trazas del registro (previamente editado), en la zona de interés para obtener un promedio y compararlo con los respectivos promedios de al menos una sección 100% o "single fold", para así tratar de observar la variación lateral de las frecuencias.

• La función de velocidades utilizada para compensar por divergencia esférica, no debe de atenuar demasiado la porción somera de los registros, debida a velocidades muy altas en tiempos cortos.

• En proceso del filtro f-k, hay que tener cuidado con el valor del límite de alargamiento en la corrección dinámica a ocupar, pues un valor muy pequeño va a eliminar los primeros arribos y cuando apliquemos la función inversa de NMO, estos desaparecen, haciendo imposible

aplicar estáticas por refracción en un proceso posterior (para el caso de ser necesarias). El valor del área de rechazo fue invariante en esta zona, pero puede ser ajustada según sean las necesidades, sin embargo, dicha variación sería mínima. En caso de que no exista un campo de velocidades previo, esto es, cuando se hacen las pruebas sobre una línea piloto con el fin de determinar parámetros de proceso, se puede emplear la función de la divergencia esférica, pero solo para esta línea y posteriormente, cuando se calculen análisis de velocidad, ocupar éstas para el resto de las líneas a procesar.

- Como la estimación del factor Q fué mediante un proceso cualitativo, pudieron ocurrir sobrecorrecciones que llevarían a problemas posteriores, sobre todo si se desea hacer un análisis de AVO (Amplitude Versus Offset) , pues provocaría que el gradiente de variación sea homogeneo. Por eso hay que ser cuidadoso en cuanto a la magnitud de los valores finales en la corrección.

- El objeto del procesamiento por ondícula es homogeneizar lateralmente la forma de onda de la fuente (de características conocidas como el ancho de banda deseado y la fase) reduciendo la no estacionariedad de la misma. Se debe escoger un tamaño adecuado de la longitud de la ondícula estimada, con el fin de evitar oscilaciones al final de la equivalente de fase mínima, después de generarla. También es necesario cuidar el retraso del operador del filtro inverso de Wiener en tiempo, al momento de hacer la convolución con los datos sísmicos, para evitar ruidos en la parte profunda que destruyan la información y que al momento de evaluar el proceso por ondícula realmente lo estemos haciendo para la convolución.

Cabe señalar que dicha operación resalta ruidos preexistentes además de generar otros nuevos de alta frecuencia, por lo que se recomienda utilizar posteriormente un proceso que los elimine por métodos estadísticos, pues si se emplea un filtro pasabandas podría modificar la fase ya corregida.

- El factor más importante al momento de decidir ocupar una deconvolución predictiva, y no una impulsiva, es debido a que se intenta emplear la otra propiedad de la deconvolución, relativa a la eliminación de múltiples de período corto, además de que la impulsiva se ocupa normalmente para reducir el ancho de los pulsos e incrementar el rango de frecuencias, pero dicho cambio ya se realizo durante el proceso por ondícula, que también es una deconvolución.

• El proceso DMO es complicado desde el momento de elegir el algoritmo a utilizar. Para nuestro caso, los parámetros difíciles de definir, fueron el número y tamaño de familias de offset común a emplear, pues no existe un criterio normalizado para cualquier área (sea terrestre o marina), así que todo queda a la experiencia del analista, a la flexibilidad del paquete de proceso (pues algunos se comportan como cajas negras, donde sólo conocemos la entrada y evaluamos la salida), así como de los recursos computacionales disponibles. Durante la realización del presente trabajo se perdieron trazas asociadas a los offsets con valores extremos, debido a una operación en campo complicada (lo que no ocurre en los datos marinos), que utilizó tendidos muy irregulares, generando una geometría del mismo tipo. Normalmente los manuales recomiendan ocupar un tamaño de 3 a 4 estaciones con traslape, para las familias de offset común, con el fin de conservar el apilamiento de campo.
Otro parámetro difícil de conocer, es el ángulo de apertura, del cual depende el tiempo de duración del proceso, pues por simplicidad se emplea el valor máximo que es de 90^{0}, con lo cual desperdiciamos recursos de computadora y que en caso contrario, cuando el ángulo es más pequeño al necesario, el proceso no funciona bien. Las velocidades después del DMO son evidencia contundente de la independencia del echado obtenida.

• En la práctica se observó que después del DMO, los encabezados donde se guardan los valores de offset en los CDP's cambian, debido al tamaño y al tipo de arreglo en familias de offset previo, por lo que cuando se intento aplicar el proceso de estáticas residuales, no fue posible. Sin embargo sí funcionó cuando invertimos el orden de los procesos, por eso hay que tener cuidado al momento de elegir la paquetería a utilizar (en caso de poder contar con varias).

• En las estáticas residuales, los factores importantes resultan ser la elección del evento modelo sobre el cual se calcularán los correcciones así como el tamaño de la ventana de tiempo para el análisis, porque si la información contiene altas frecuencias y está ubicado demasiado cerca a otro evento similar, el proceso puede moverse de un evento a otro y destruir la continuidad, por lo que cuando la información es de este tipo se recomienda emplear ventanas de tiempo chicas y cuando sea muy ruidosa, usar ventanas grandes. Los resultados en este trabajo son por demás evidentes.

• Antes de apilar la información, se debe tener cuidado de elegir previamente un borrado adecuado en CDP's, con el fin de suprimir ruidos en la parte somera.

• En los análisis de velocidad, se observaron variaciones laterales asociadas a la falla inversa, provocando que las secciones de isovelocidades no se comportaran de manera suave y homogénea. El cálculo de análisis horizontales de velocidad (HVA), es relativamente fácil, en donde hay que tener cuidado, es al interpretarlos, pués si se suaviza demasiado al combinar con el campo de velocidades previo (calculado verticalmente) puede provocar inversiones pequeñas, que al momento de derivar las velocidades de intervalo originan valores muy grandes y anómalos.
Las velocidades empleadas para la migración dieron el resultado deseado, con lo cual se demostró que la forma correcta de obtenerlas es por medio de las de intervalo, por tener validez geológica, no siendo así cuando se emplea solamente la reducción y suavizamiento de las velocidades de apilamiento, que no tienen ningún fundamento que las respalde, salvo el hecho de que empíricamente funcionan por prueba y error.

• Cuando se trabaja con registros de pozo, hay que cuidar el tipo de unidades en los cuales están grabados los datos así como las siglas que se emplean para distinguirlos, pues cambian de una compañía a otra. También se deben revisar los valores de los datos, pues ocasionalmente existen valores anómalos que hay que remover, con el fin de no ocasionar errores cuando se genera el sismograma sintético.

• La elección de la frecuencia principal de la ondícula de Ricker está en función al rango de frecuencias efectivas de la señal sísmica en la sección apilada, debido a que si se emplea una demasiado alta no será posible encontrar una correlación entre los eventos por ser demasiados en la traza sintética.

• Cuando no se cuenta con los datos de operación de los registros de pozo (en caso específico, la altura de la mesa rotaria así como la función tiempo-profundidad para las zonas donde no hay registros), se debe cuidar el tiempo inicial con el cual se va ha calibrar la sección sísmica, porque sino dicho inicio se seleccionaria de manera visual o por medio de una croscorrelación entre el sintético y la traza real.

• La localización del pozo debe ser lo más exacta posible, lo cual no es difícil pues generalmente están ubicados sobre alguna estación de la línea sísmica, pero en caso de no ser así (como sucedió en este trabajo), se deben ocupar las coordenadas topográficas tanto del pozo como de la línea, para hacer una correcta proyección por medio de algún programa de

interpretación que lo hace automáticamente, y en el peor de los casos sería completamente visual.

- El resultado del proceso de inversión, está en función de la calidad de los datos sísmicos, del tipo de algoritmo así como del campo de velocidades empleados. Para la primera, se debe considerar que el procesamiento de los datos fue adecuado para los fines que se propusieron inicialmente. En lo que respecta al algoritmo (que en este caso fue recursivo), se cuidó el nivel de amplitud rms, pues un valor demasiado alto provoca que algunos eventos que no son de interés, adquieran esta característica, falseando el resultado y finalmente, el campo de velocidades puede ser el mismo que se ocupó en la migración, porque su comportamiento es similar a los datos sísmicos.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

BIBLIOGRAFIA

Al-Chalabi, M., 1974, An analysis of stacking,RMS,average and interval velocities over a horizontally layered ground, Geophys. Prosp. Vol. 22, pp. 458-475.

Bolondi, G., Loinger, E. Y rocca, F., 1982, Offset continuation of seismic sections, Geophys. Prosp. Vol. 30, pp. 813-828.

Claerbout, J.F., 1985, Imaging the earth's interior, Blackwell Scientific Publications.

Deregowski, S. y Rocca, F., 1982, Geometrical optics and wave theory of constan offset sections in layered media, Geophys. Prosp. Vol. 29, pp374-406.

Futterman, W. I., 1962, Dispersive body waves; J. Geophys. Res; Vol. 67, pp. 5279-5291.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. y Gregory, A. R., 1974, Formation celocity and density - The diagnostic basis for stratigraphic traps, Geophysics, Vol. 39; pp. 770-780.

Hale, D., 1984, Dip-moveout by Fourier transform, Geophysics, Vol. 49, pp. 741-757.

Hardage, B.A.,1987, Seismic Stratigraphy, (Hand book of geograghical exploration. Seismic exploration; Vol. 9), Geophysical Press Ltd., U.K.

Jodson, D.R., Schultz, P.S., y Sherwood, J.W.C., 1978, Equalizing the stacking velocitier of dipping events via devilish, presented at the 48th Annual International SEG Meeting in San Francisco.

Kallweit, R.S. y Wood, L.C., 1982, The limits of resolution of zero-phase wavelets, Geophysics, Vol. 47, No. 7, pp. 1035-1046.

Koefoed, O., 1981, Aspects of vertical seismic resolution, Geophys. Prosp.,Vol. 29, pp. 21-30.

Lindseth, R.O., 1979, Synthetic sonic logs - a process for stratigraphic interpretation, Geophysics, Vol. 44, No. 1, pp. 3-26.

Lindsey, J.P., Dedman, E.V. y Schramm Jr., 1975, Stratigraphic modeling, a step beyond bright spot, Word Oil, Vol. 180, pp. 61-64.

Luh, P.C., 1992, True-amplitude signal recovery, The leanding edge, February, pp. 13-24.

Martínez, R. D., 1983, Inversión sísmica y su aplicación en la exploración de trampas estratigráficas, Boletín AMGE, Vol. XXIII, No. 2.

Meckel, Jr, L. D. y Nath, A. K., 1976, Geologic considerations for stratigraphic modeling and interpretation, AAPG Special Memoir, 26; pp. 417-438.

Mendoza A., Jorge A., 1987, El filtrado Q inverso como precondicionador a los procesos de deconvolucion, Boletin AMGE, Vol. XXVII, No. 1 y 2.

Mendoza A., Jorge A., 1987, Manual de operacion de los programas SE011 y

SE021, Instituto Mexicano del Petroleo.

Morgan, T.H., 1985, Introduction to seismic prospecting, International Human Resources Developmen Co. (IHRDC).

Neidell, N.S., y Poggiagliolmi, E., 1977, Stratigraphic modeling and interpretation - geophysical principles and techniques, AAPG Special Memoir 26, pp. 389-416.

Robinson, E.A., y Treitel, S., 1980, Geophysical signal analysis, Prentice-Hall, USA.

Russell, B. H., 1988, Introduction to seismic inversion methods, SEG Course Note Series, Vol. 2. USA.

Sheriff, R.E., 1976, Inferring stratigraphy from seismic data, AAPG Bull.,Vol. 60, pp. 528-542.

--------, 1977, Limitation on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them, AAPG Special Memoir 26, pp. 3-14.

--------, 1986, Aspects of seismic resolution, AAPG memoir 39, pp. 1-10.

---------, 1991, Encyclopedic dictionary of exploration goephysics, third edition, SEG book, USA.

Schneider, W.A., 1971, Developments in seismic data procesing and analysis (1968-1970), Geophysics, Vol. 36, pp. 1043-1073.

----------, 1978, Integral formulation for migration in two and three dimensions, Geophysics, Vol. 43, pp. 49-76.

Schoenberger, M., 1974, Resolution comparison of mimimum-phase and zero-phase signals, Geophysics, Vol. 39, pp. 826-833.

Schramm, M.W., Dedman, E.V., y Lindsey,J.P., 1977, Practical stratigraphic modeling and interpretation, AAPG Special Memoir 26, pp. 477-502.

Stolt, R.H., 1978, Migration by Fourier transform, Geophysics, Vol. 43, pp. 23-48.

---------- , 1986, Seismic migration theory and practice, Geophysical Press, London - Amsterdam.

Taner, M. T., Koehler, F. y Al Hilali, K. A., 1974, Estimation and correction of near-surface time anomalies, Geophysics, Vol. 39, No. 4, pp. 441-463.

---------- , 1981, Surface - consistent deconvolution, Presented at the Sist. Ann. Int. Soc. Explor. Geophys. Meg.

Western Geophysical Co., 1984, Imaging steep structure: Dip - Moveout Processing, Technical document.

White, R.E., 1992, The accuracy of estimating Q from seismic data, Geophysics, Vol. 57, No. 11, pp. 1508-1511.

Widess, M.B., 1973, How thin is a thin bed?, Geophysics, Vol. 38, pp. 1176-1180.

Wood, L. C. y Treitel, S., 1975, Seismic signal processing, Proceedings of the IEEE, Vol. 63, No. 4, pp. 649-661.

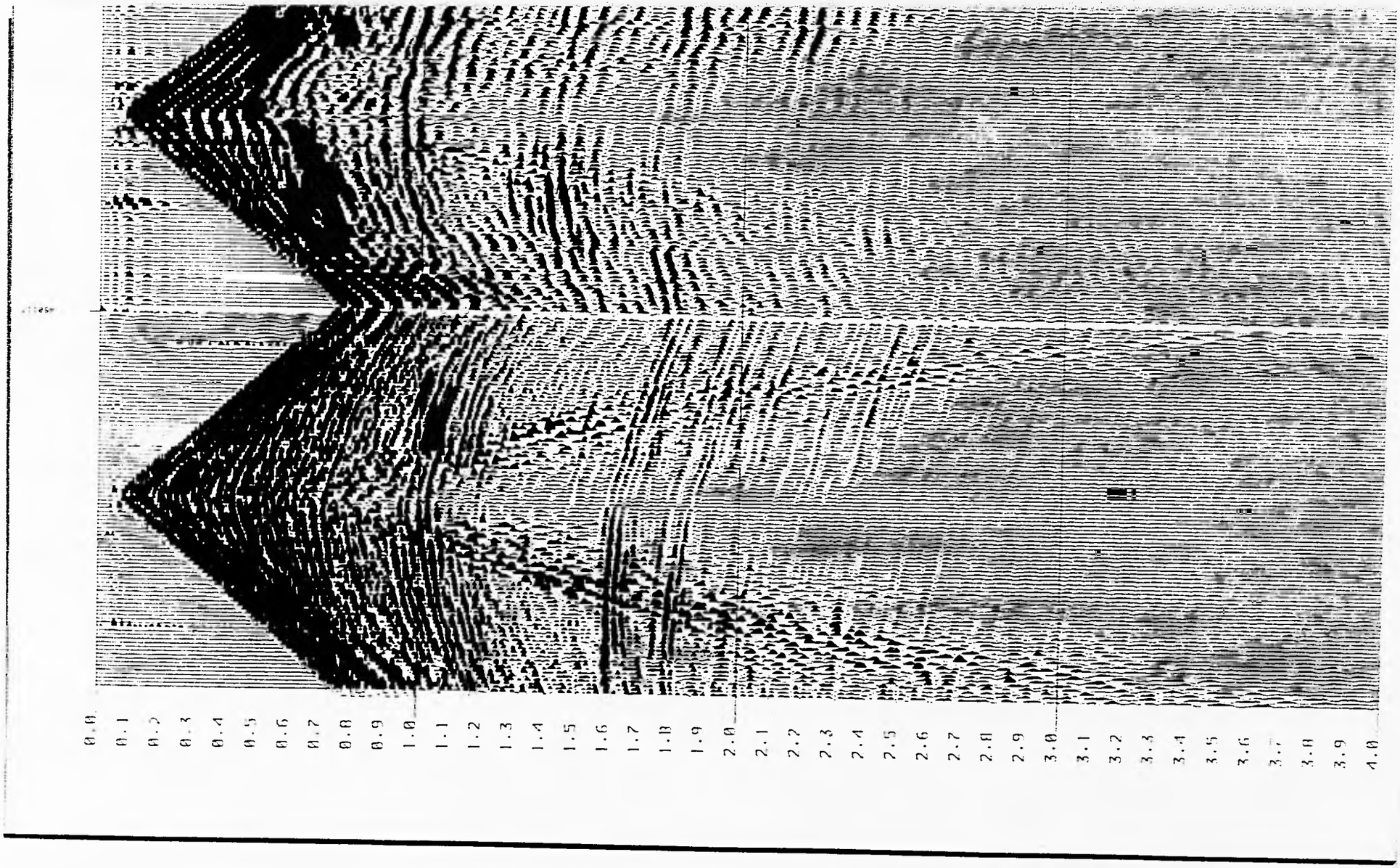
Yilmaz, O. Y Claerbout, J.F., 1980, Pre-stack partial migration, Geophysics, Vol. 45, pp. 1753-1779.

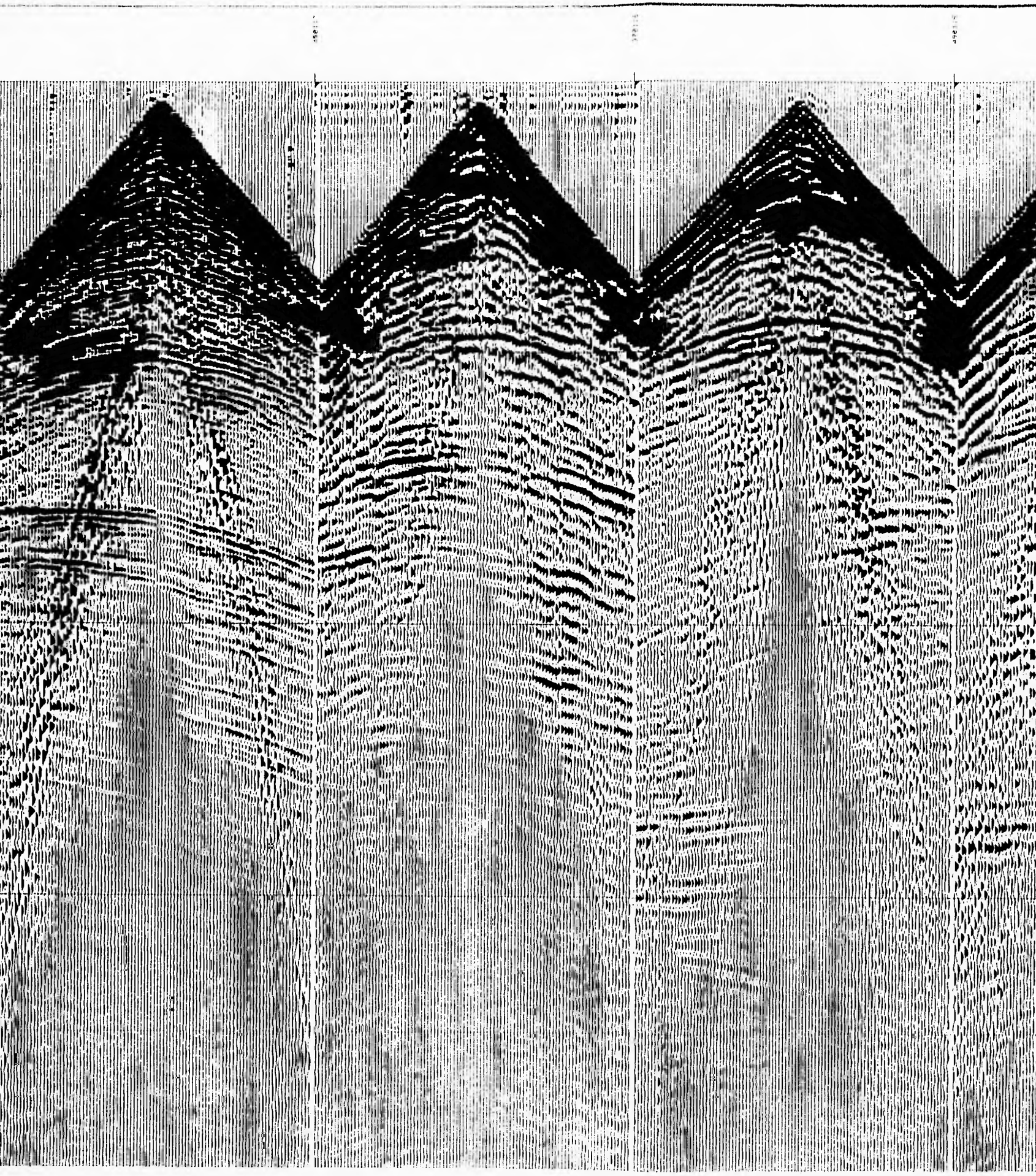
--------, 1987, Seismic data processing, SEG book, USA.

GRÁFICAS

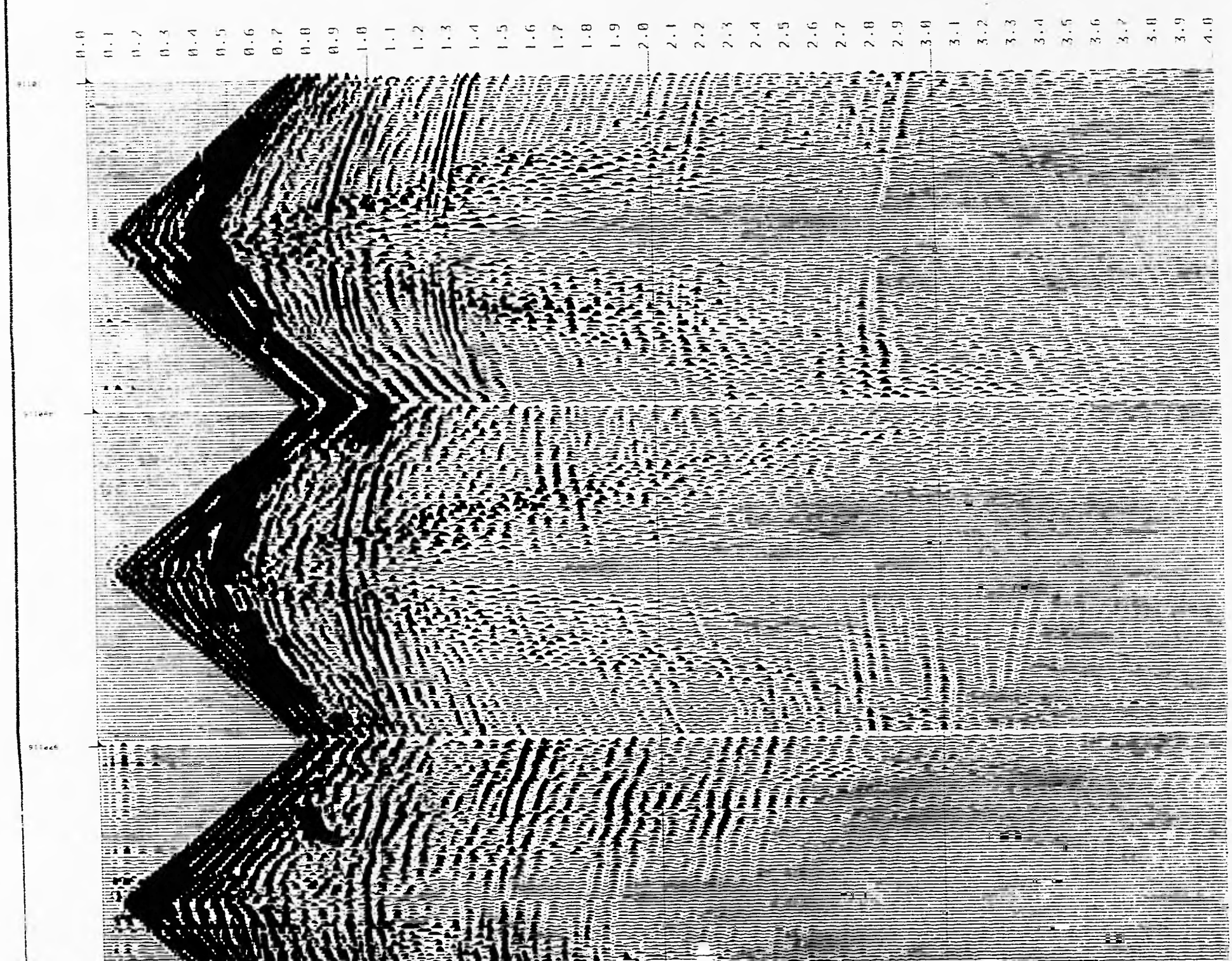
1 Puntos de tiro de campo.
2 Puntos de tiro compensados por divergencia esférica.
3 Espectro F-K de un punto de tiro de campo.
4 Secuencia de un registro con filtro F-K.
5 Puntos de tiro con filtro Q.
6 Puntos de tiro con proceso por ondícula.
7 Puntos de tiro con deconvolución consistente con la superficie.
8 Apilado con una velocidad.
9 Apilado después de DMO.
10 Apilado después de estáticas residuales.
11 Análisis de velocidad tipo CVS.
12 Análisis de velocidad tipo VELAN (Vertical).
13 Gráfica de isovelocidades "rms".
14 Análisis horizontal de velocidad (HVA).
15 Gráfica de isovelocidades de intervalo.
16 Sección migrada.
17 Sección migrada (Proceso previo, diferente escala).
18 Sección migrada (Diferente escala).
19 Sección migrada calibrada con sintético.
20 Acercamiento de sección calibrada de la zona de interés.
21 Gráfica de pseudoimpedancia acústica (Modelo de inversión).

GRAFICA No. 1

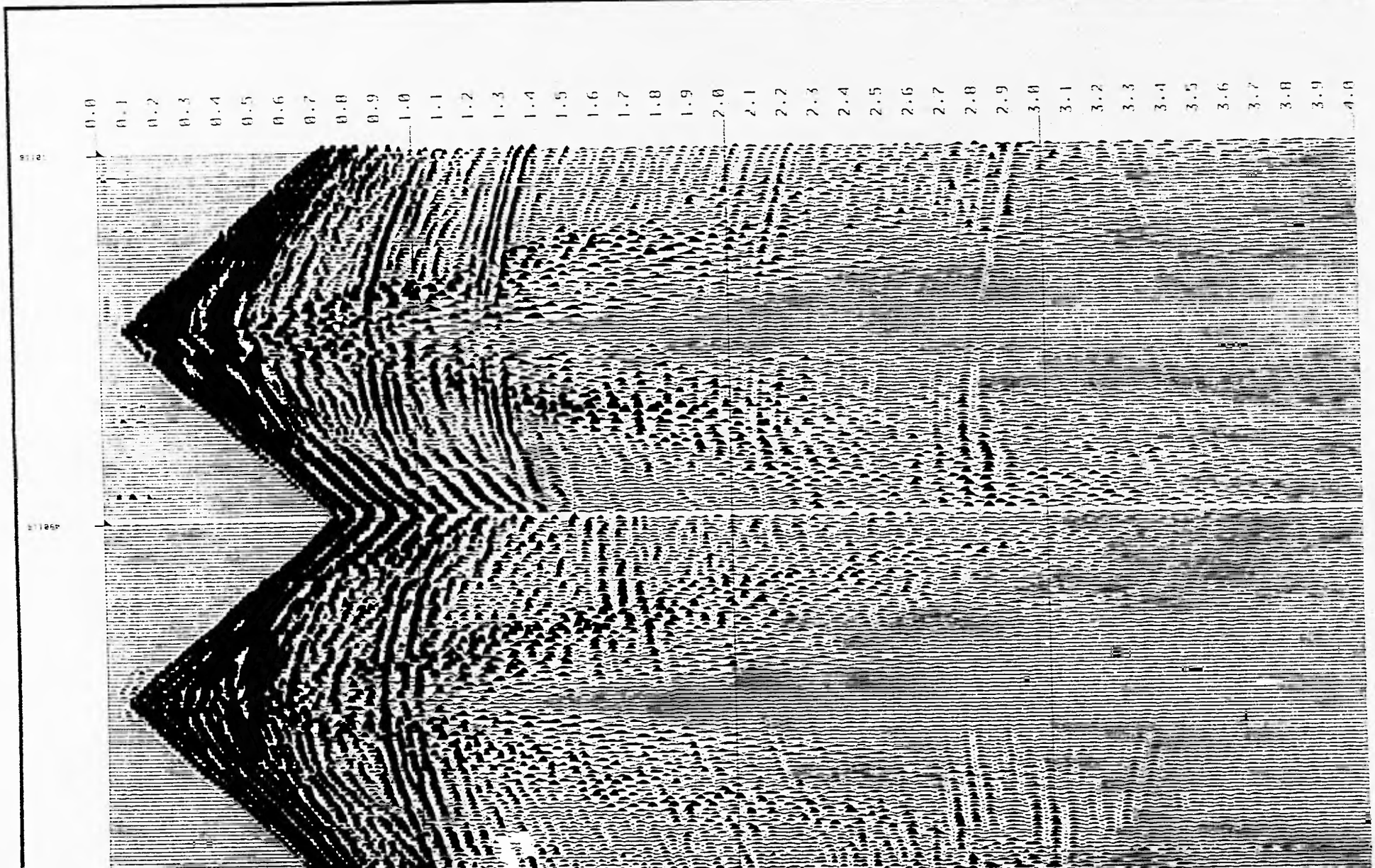

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.8
3.9
4.0

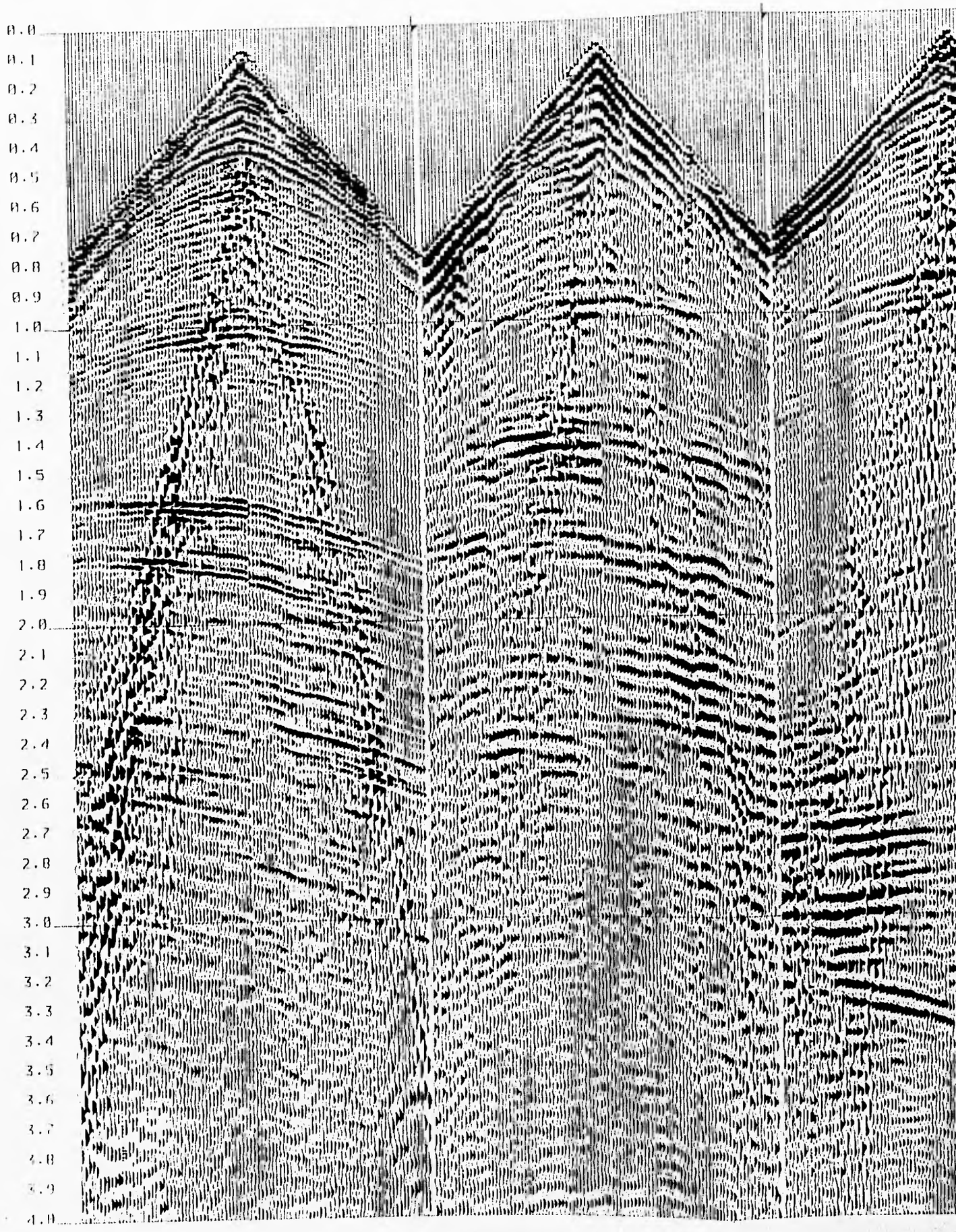


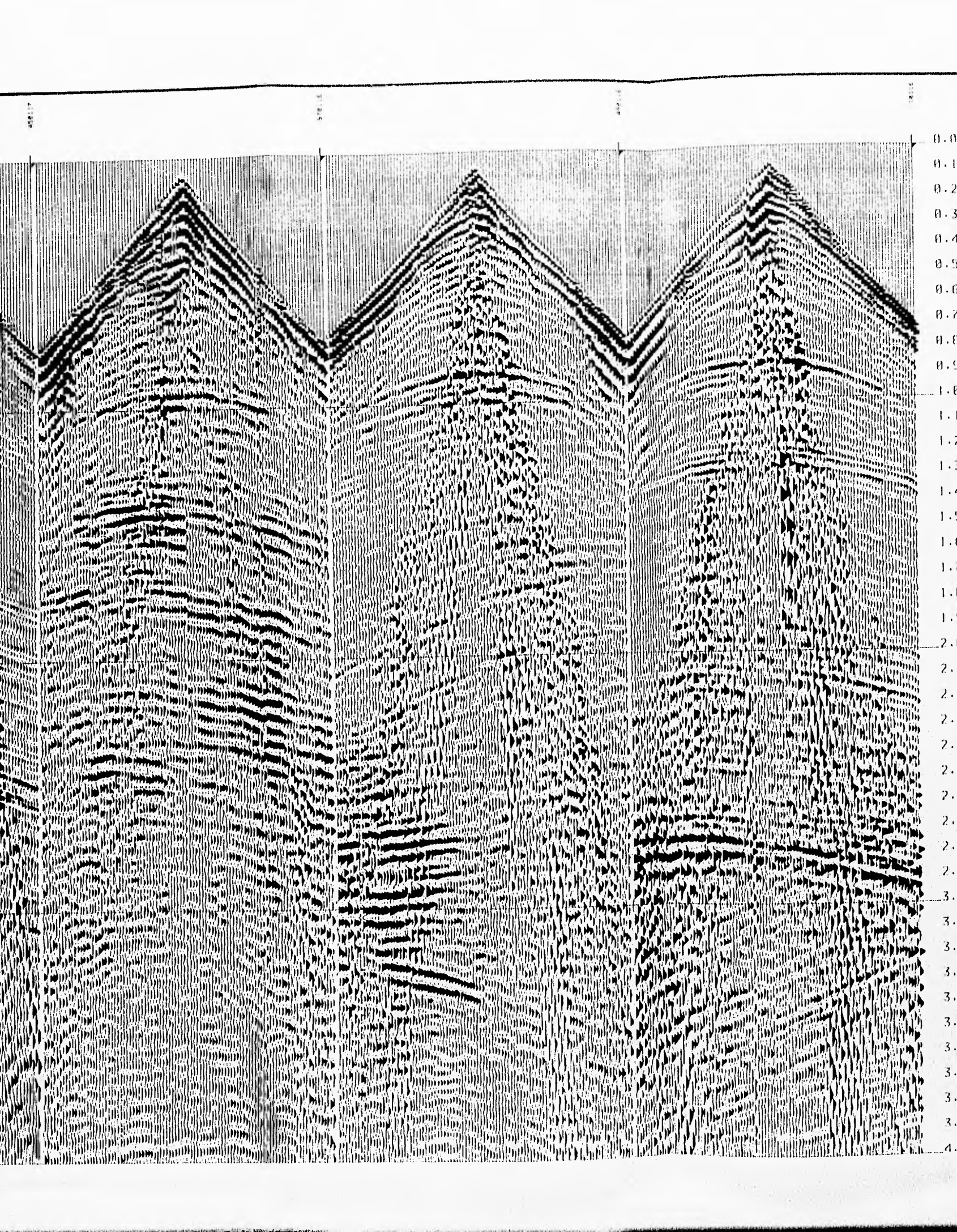
GRAFICA No. 1


0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

GRAFICA No. 1


0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

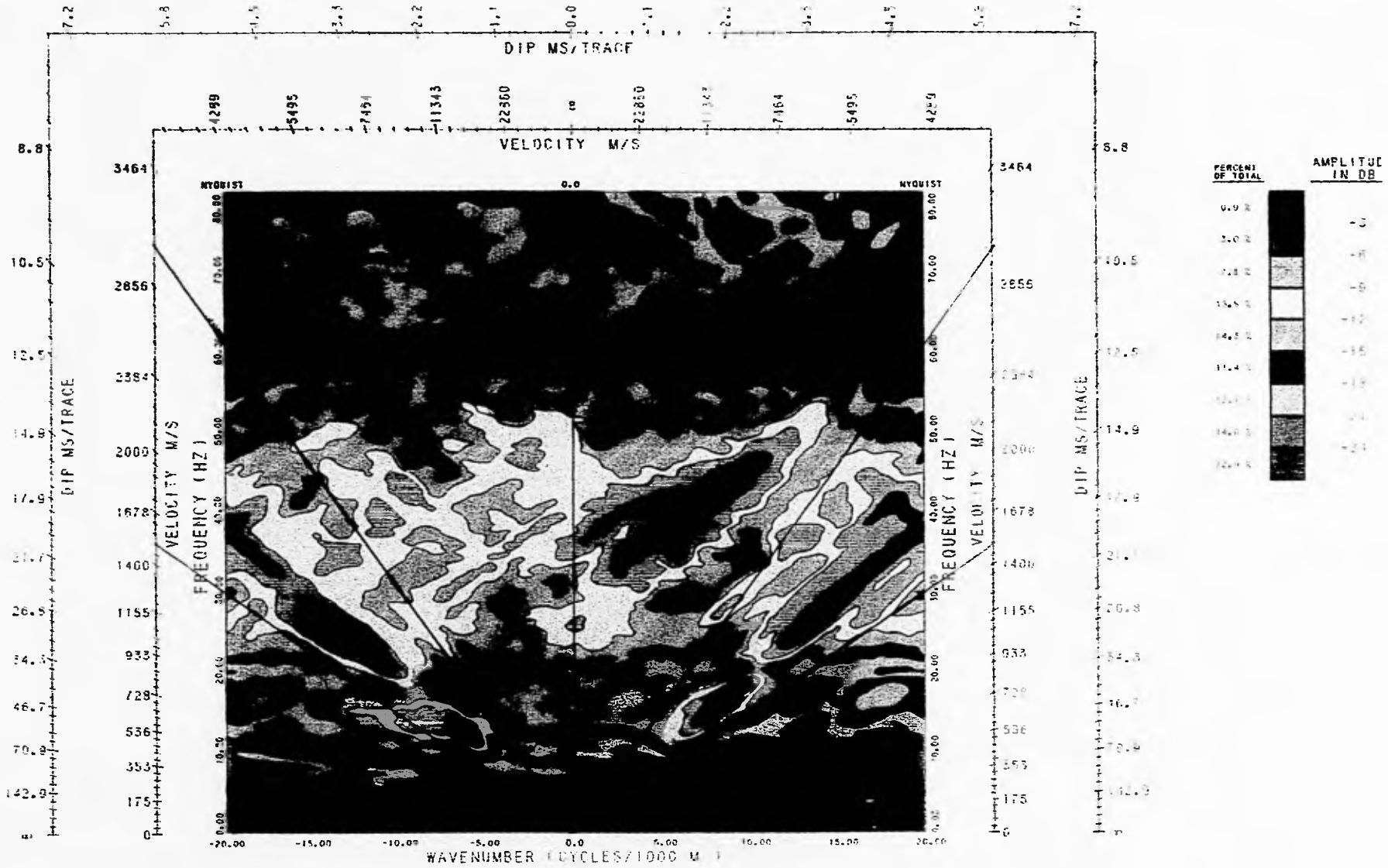

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
4.0
4.1



GRAFICA No. 2

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

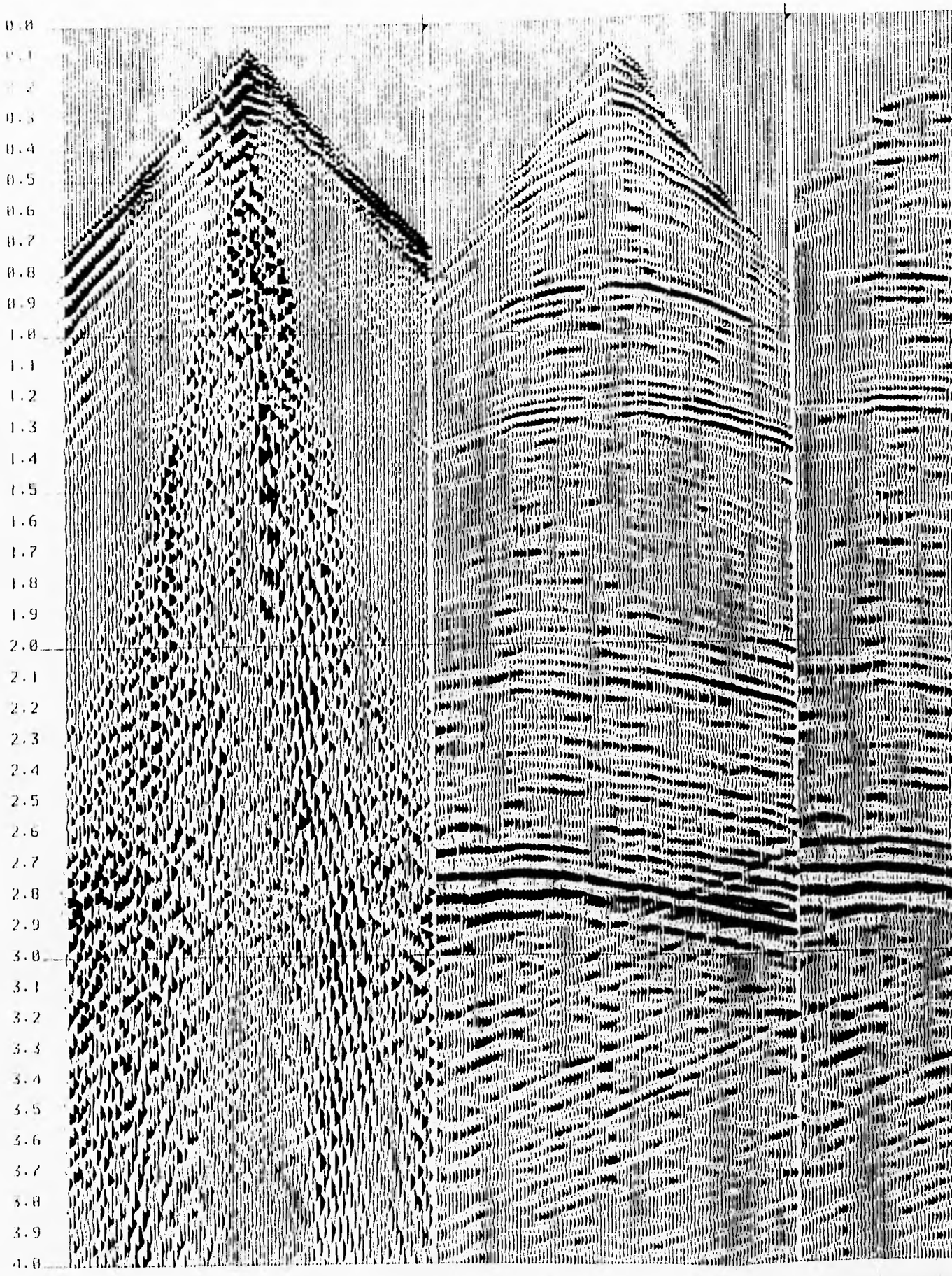
GRAFICA No. 3

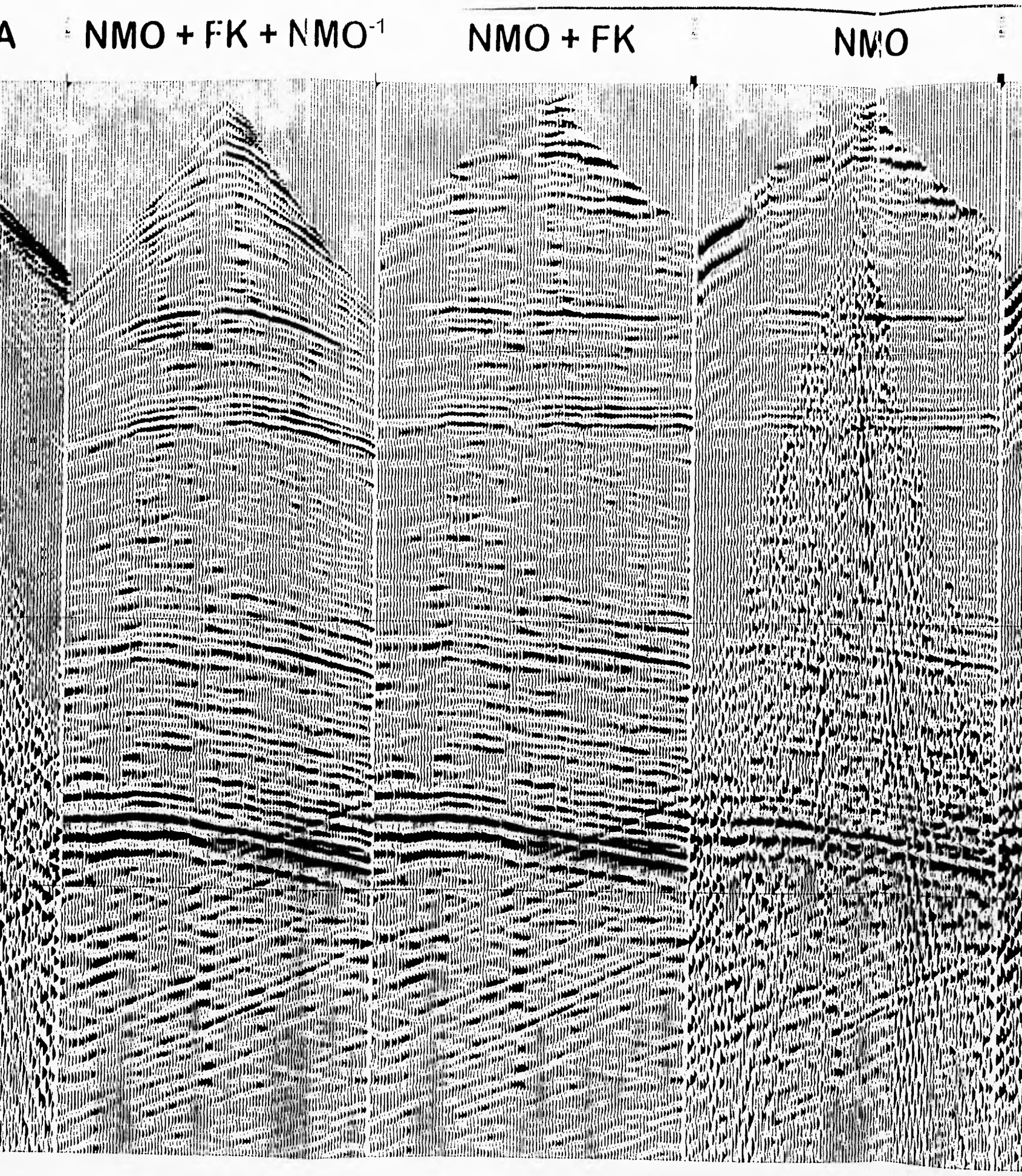

DIP MS/TRACE
VELOCITY M/S
FREQUENCY (HZ)
NYQUIST
0.0
WAVENUMBER (CYCLES/1000 M)
PERCENT OF TOTAL
AMPLITUDE IN DB

DIFERENCIA

NMO + FK + NMO^{-1}

NM

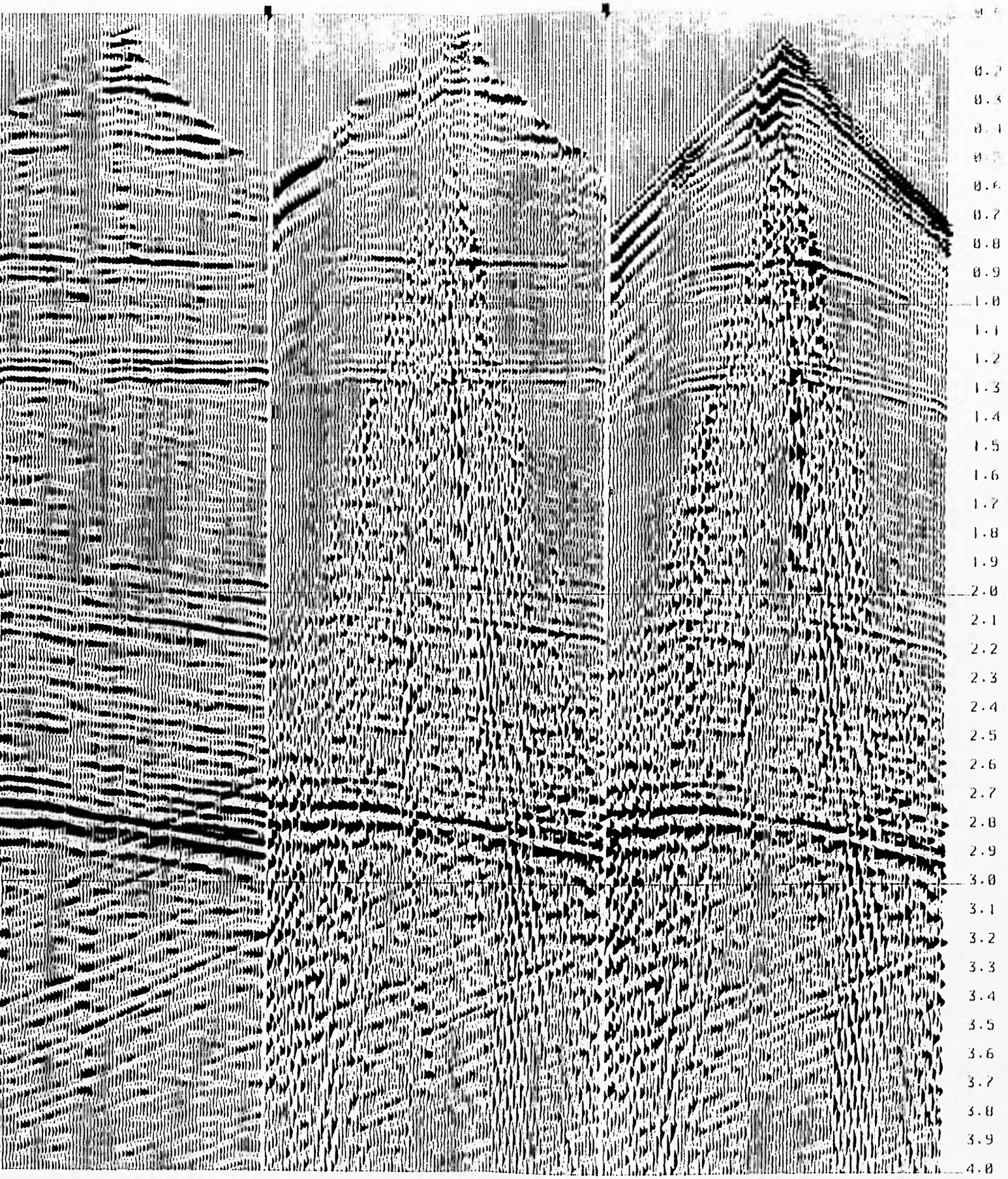



A
NMO + FK + NMO^{-1}
NMO + FK
NMO

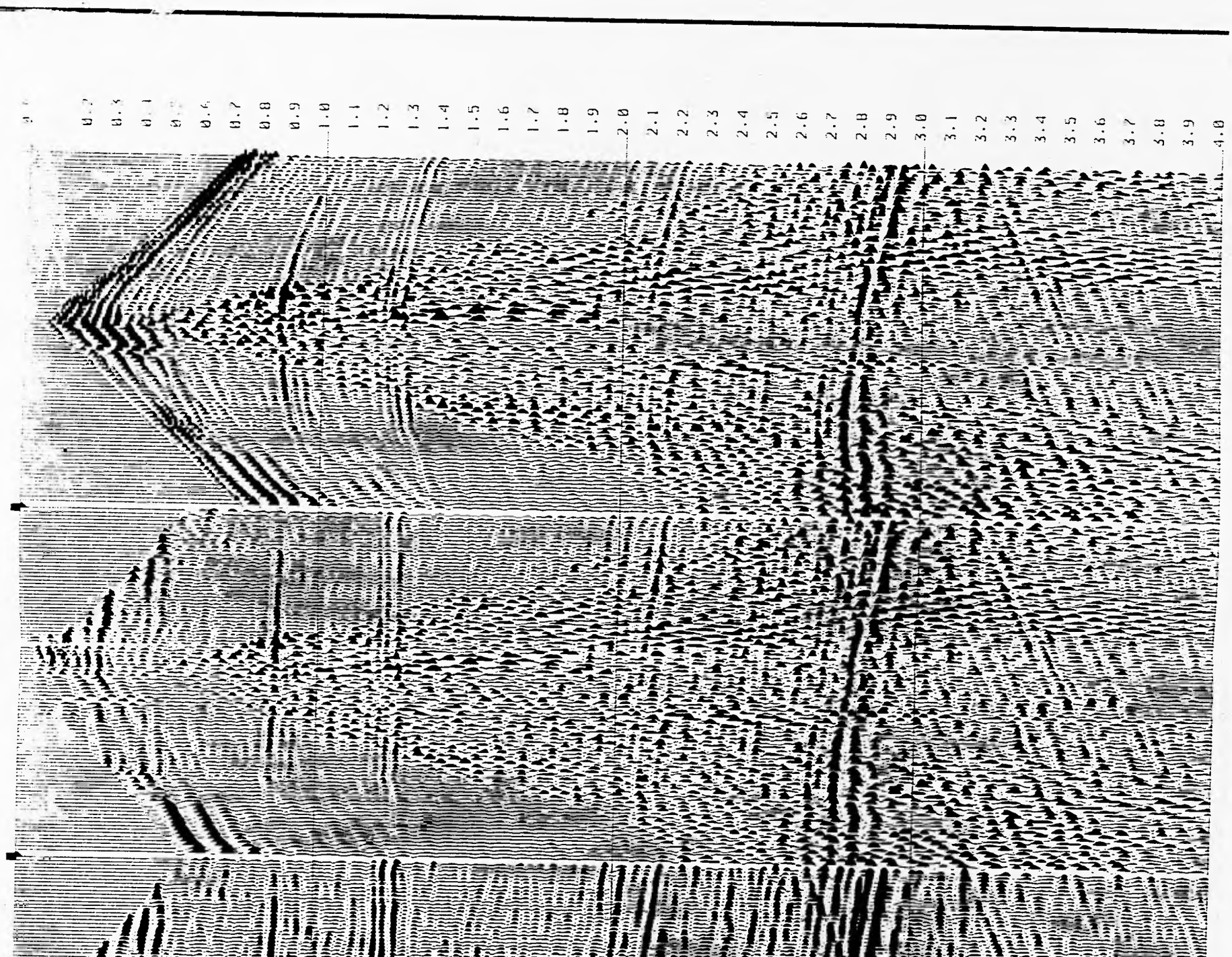
NMO + FK

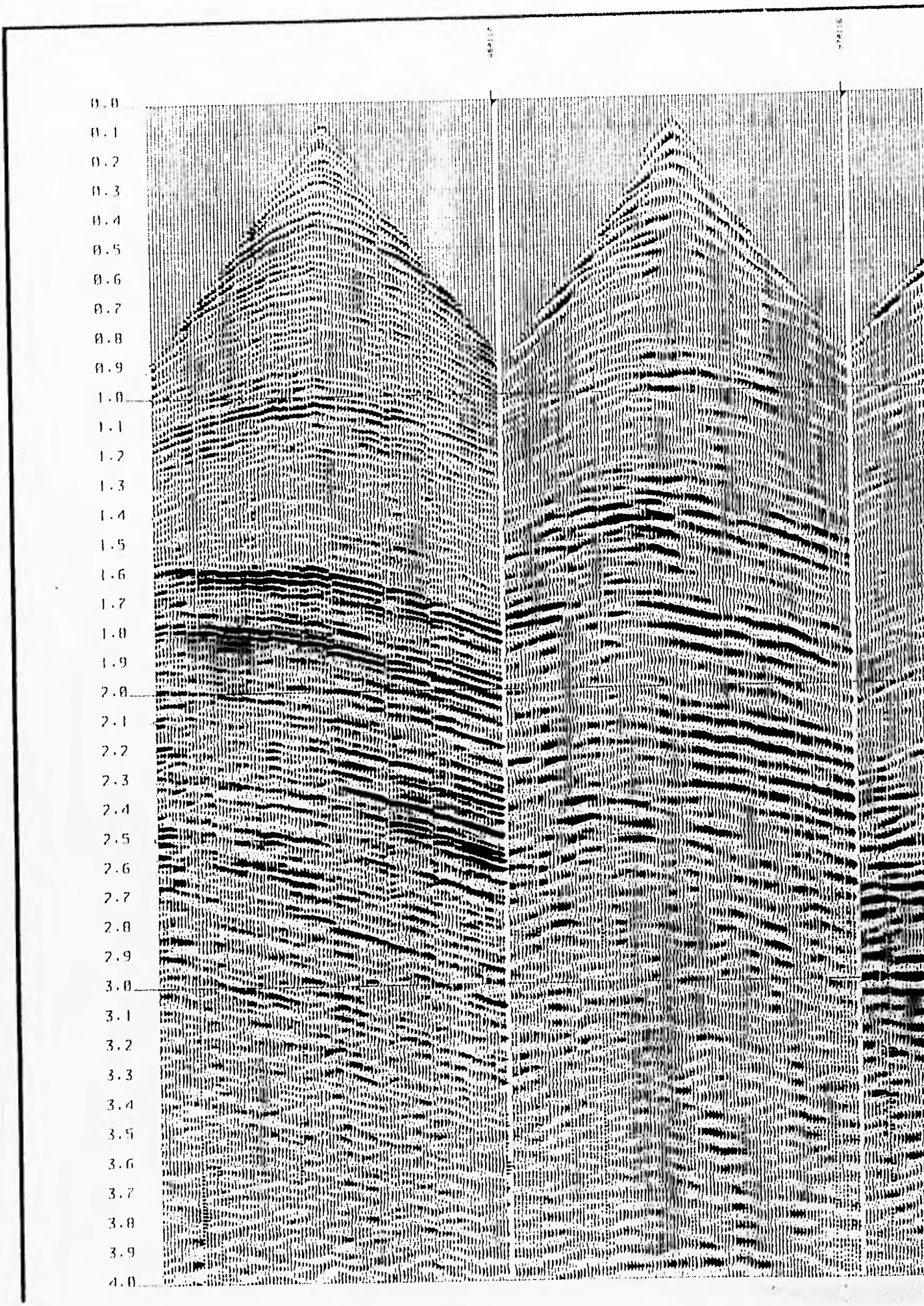
NMO

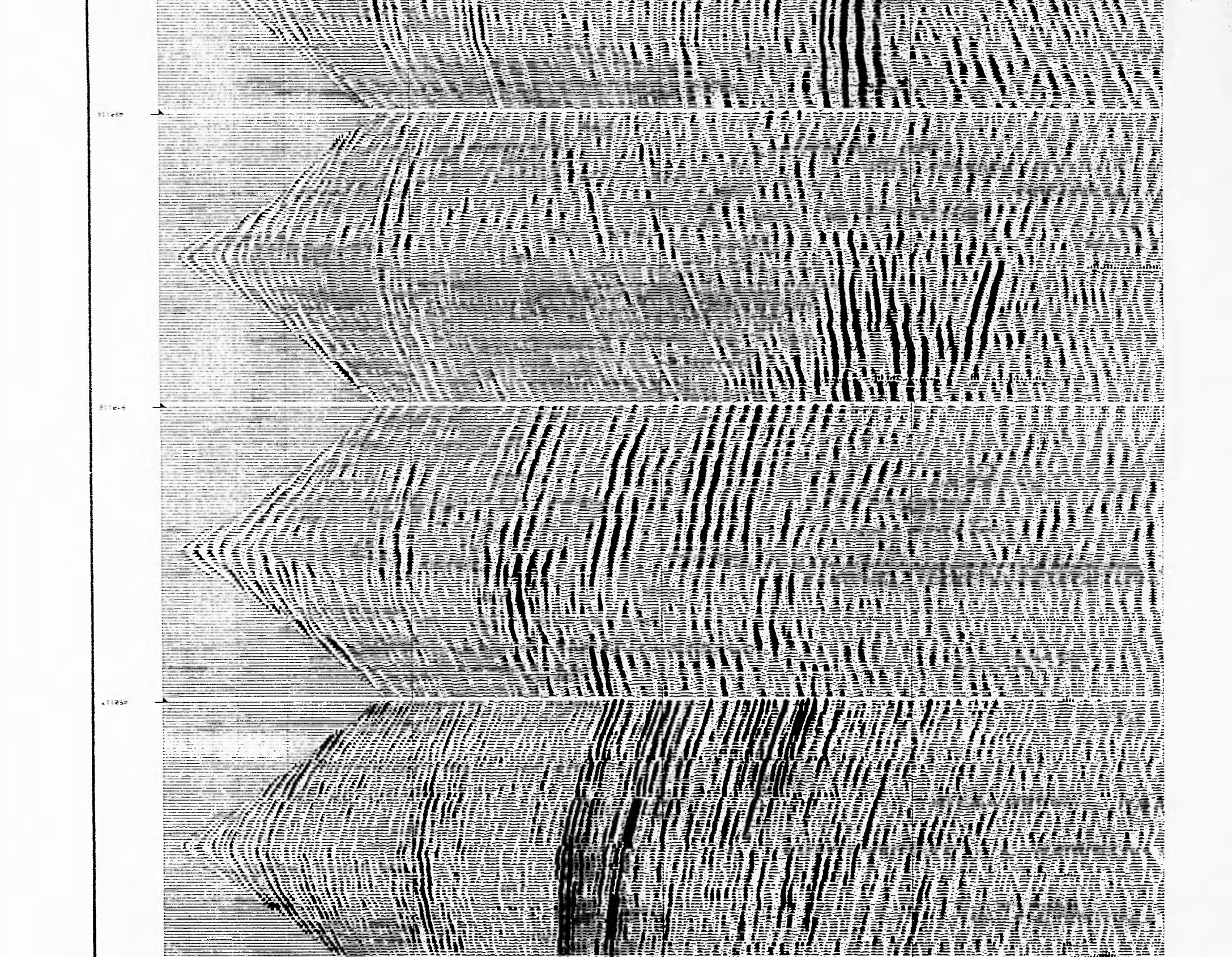
ORIGINAL



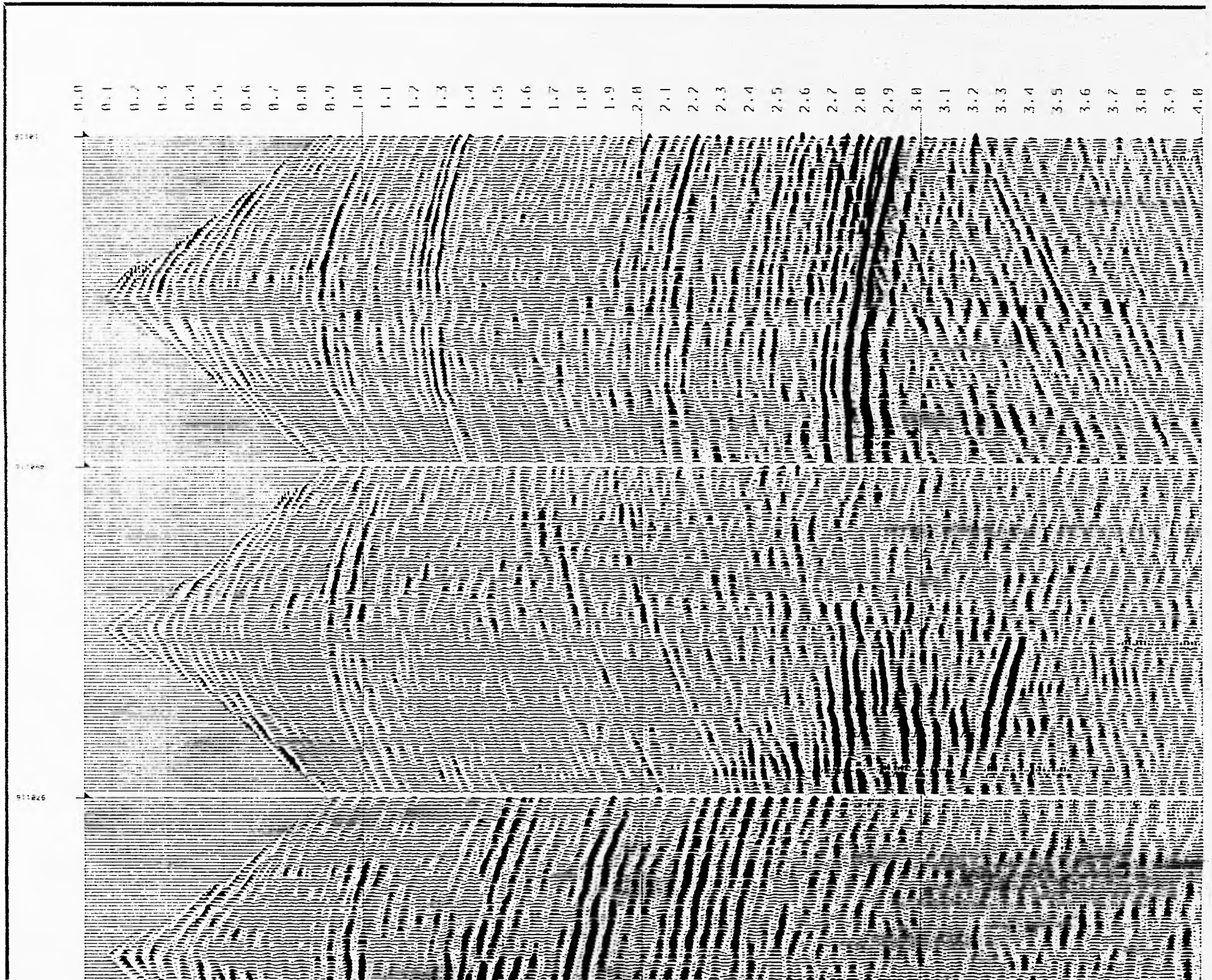
GRAFICA No. 4



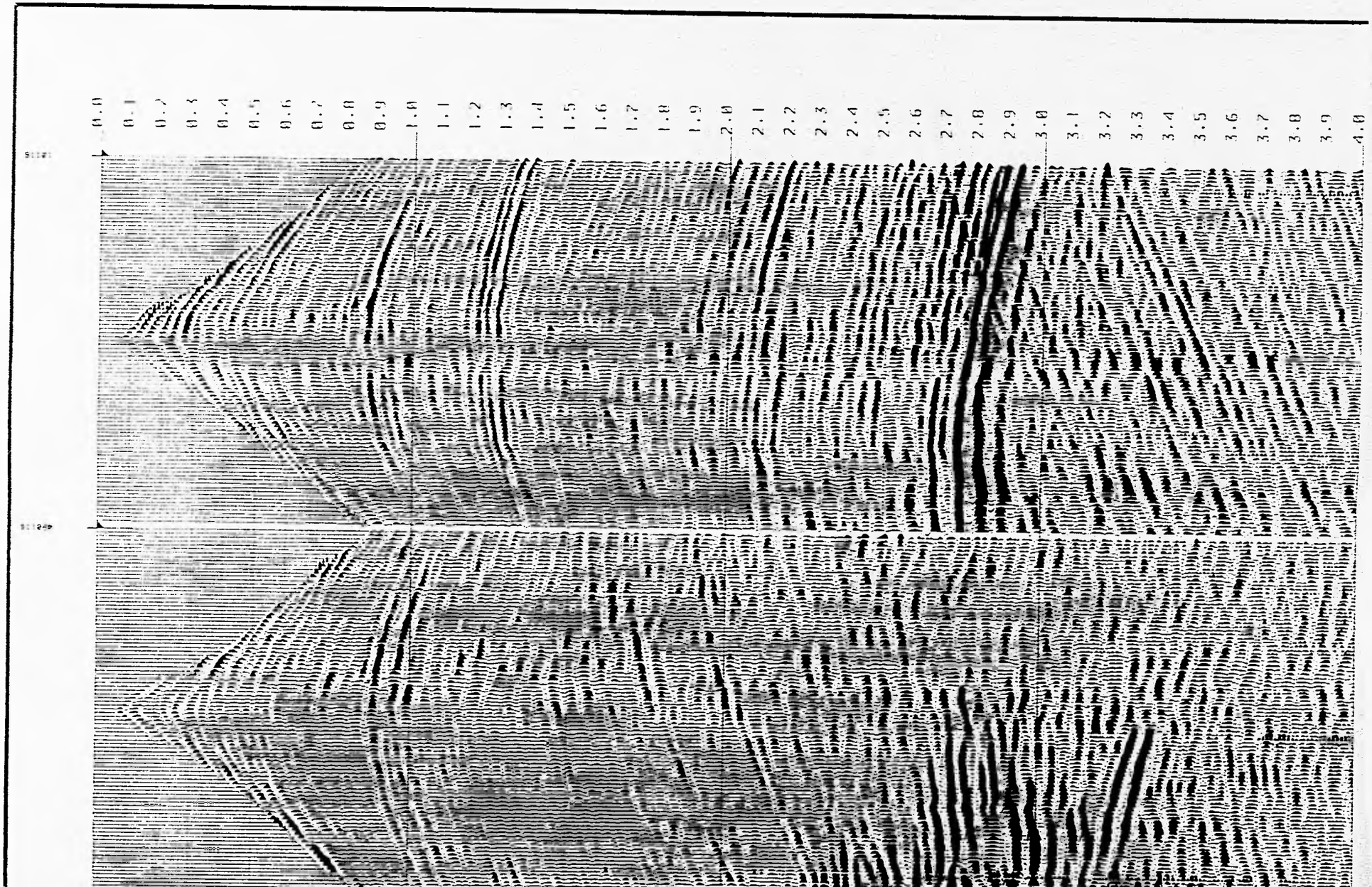

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

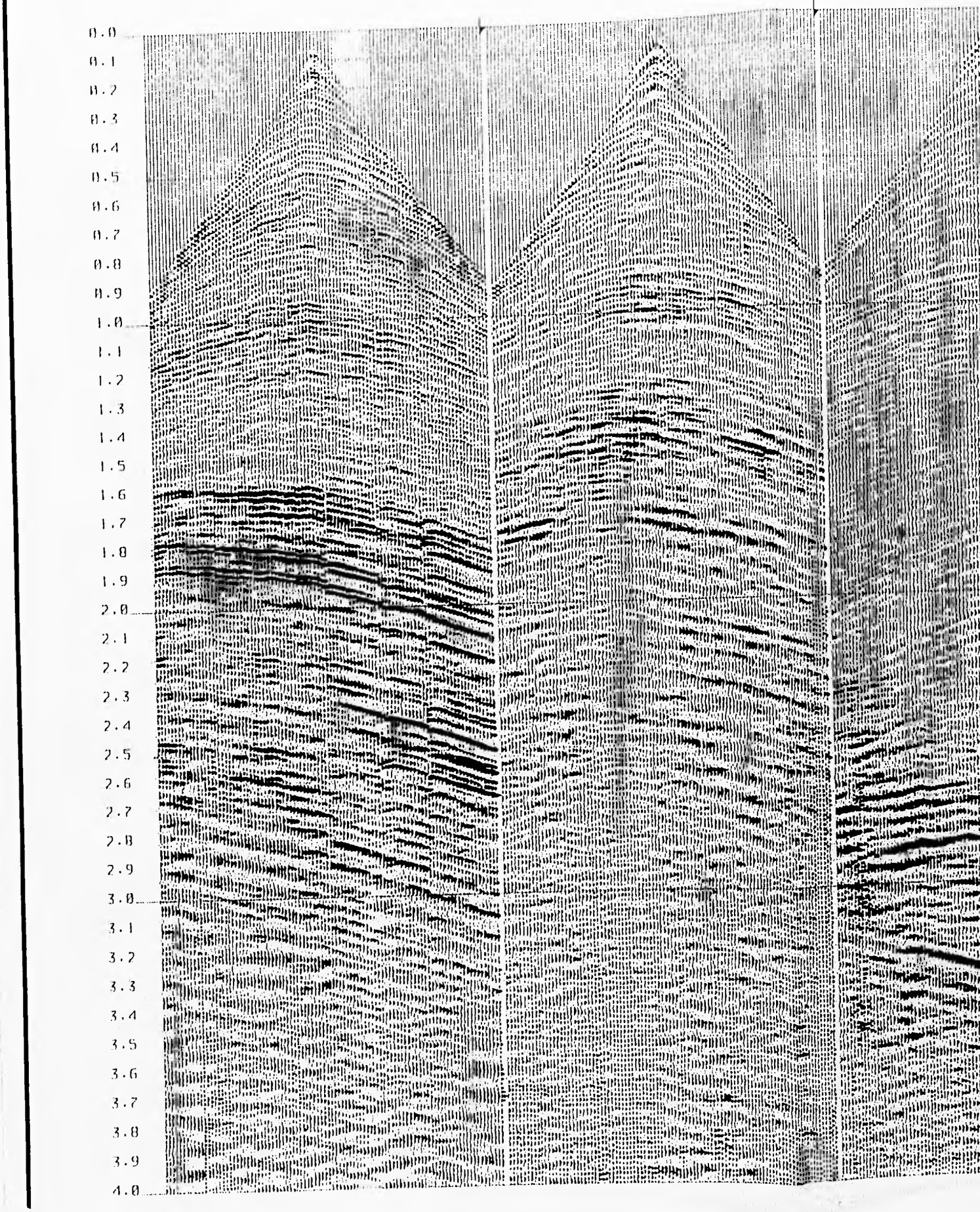


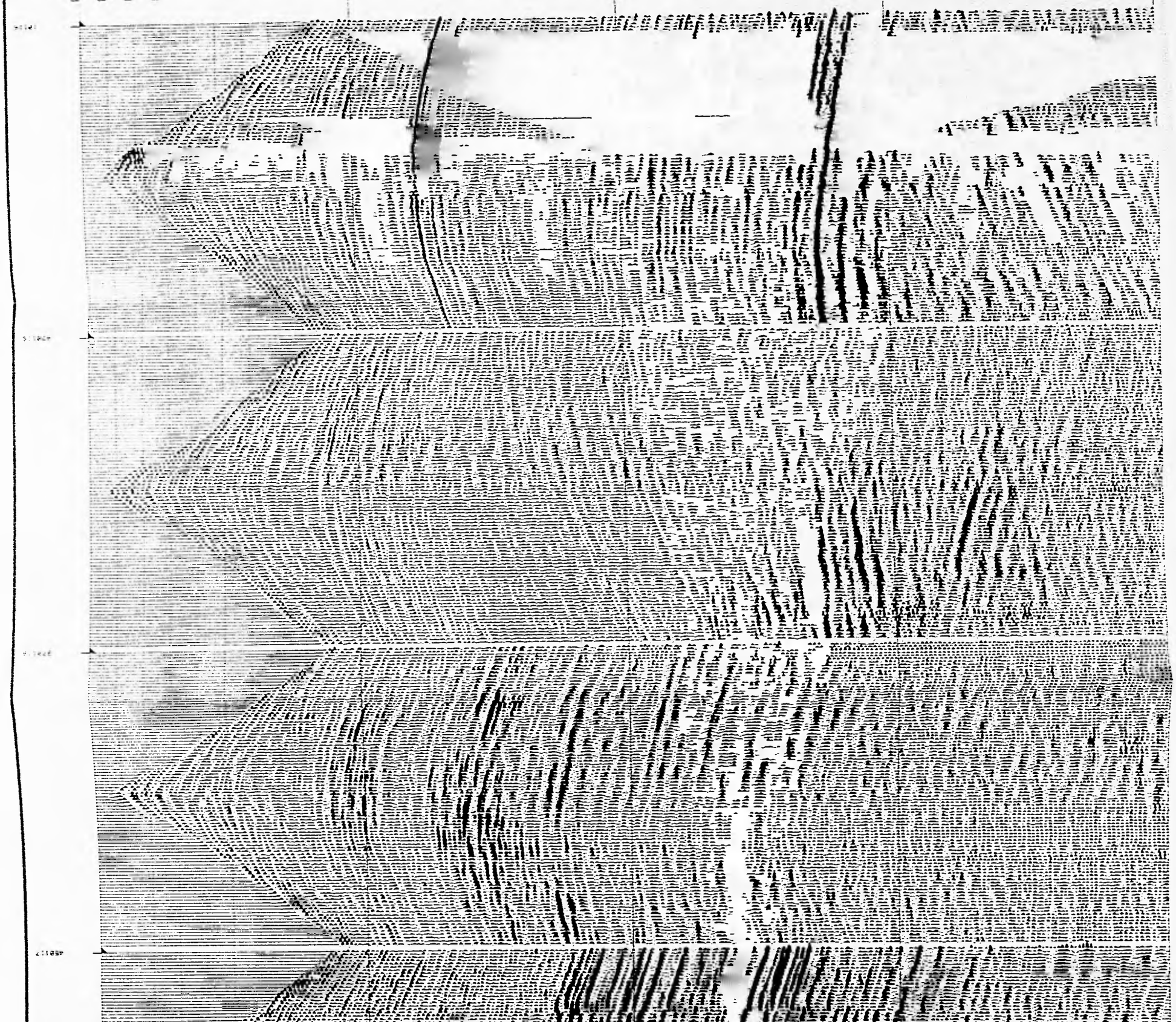
GRAFICA No. 5


0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

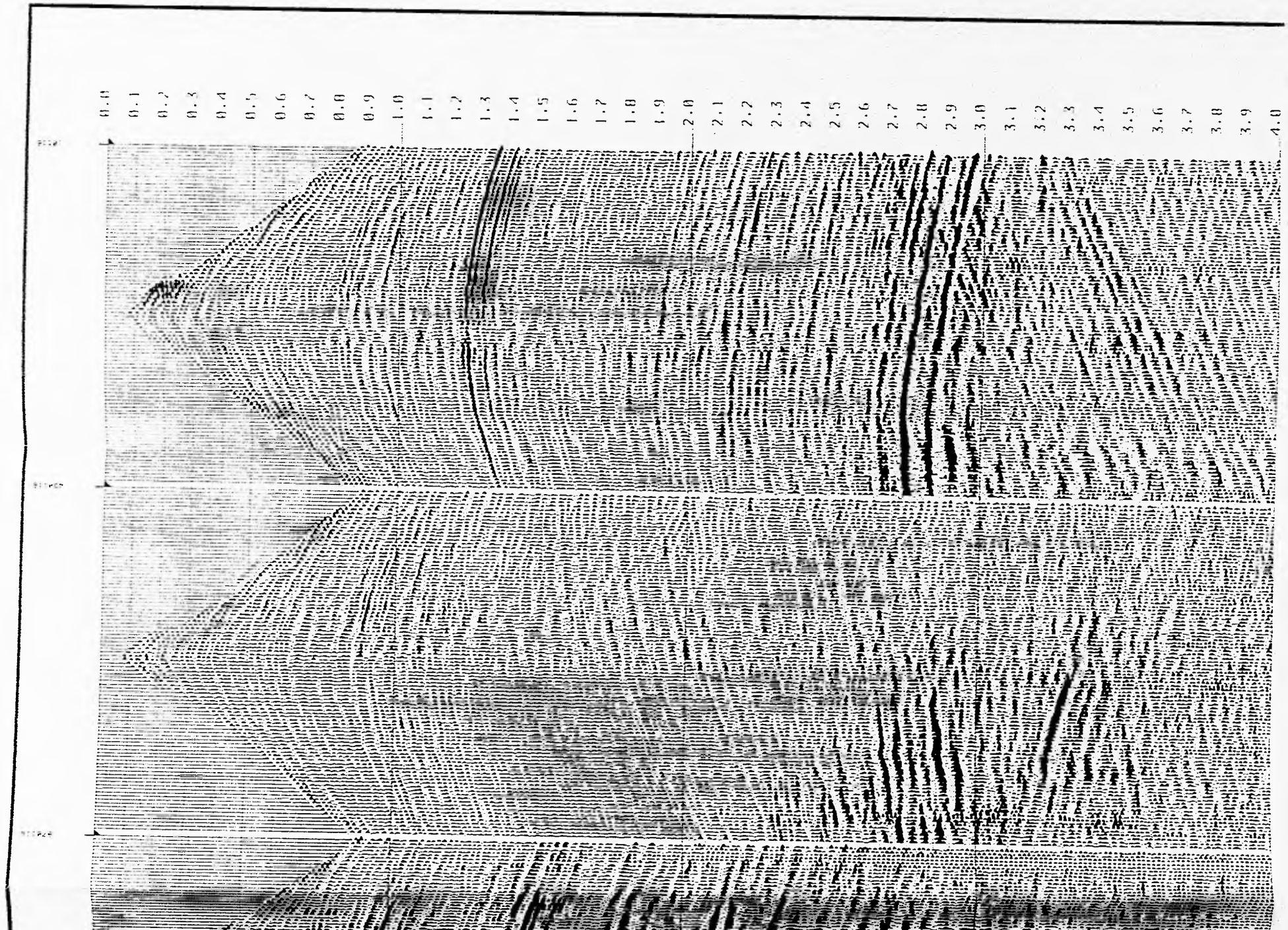
GRAFICA No. 5

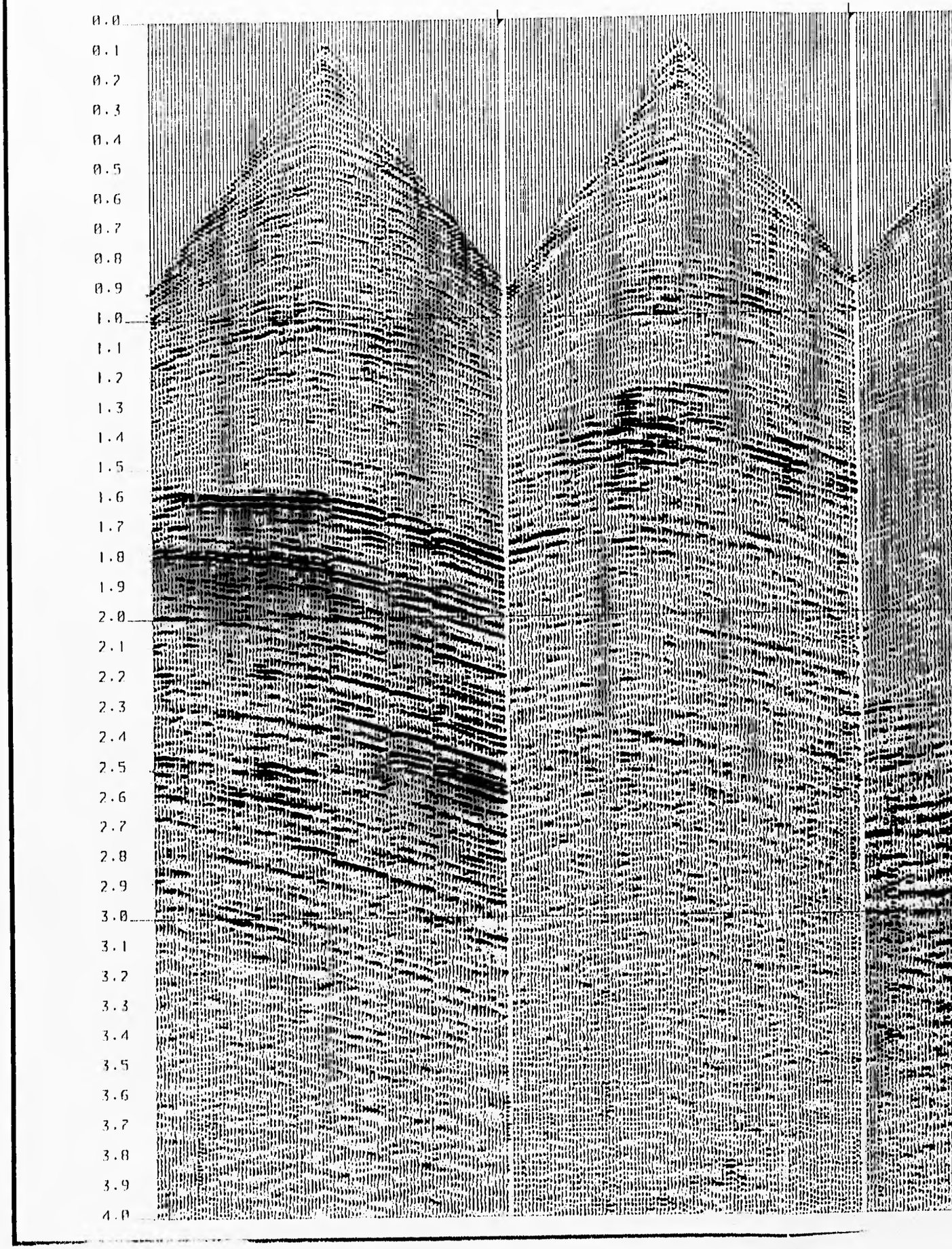

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

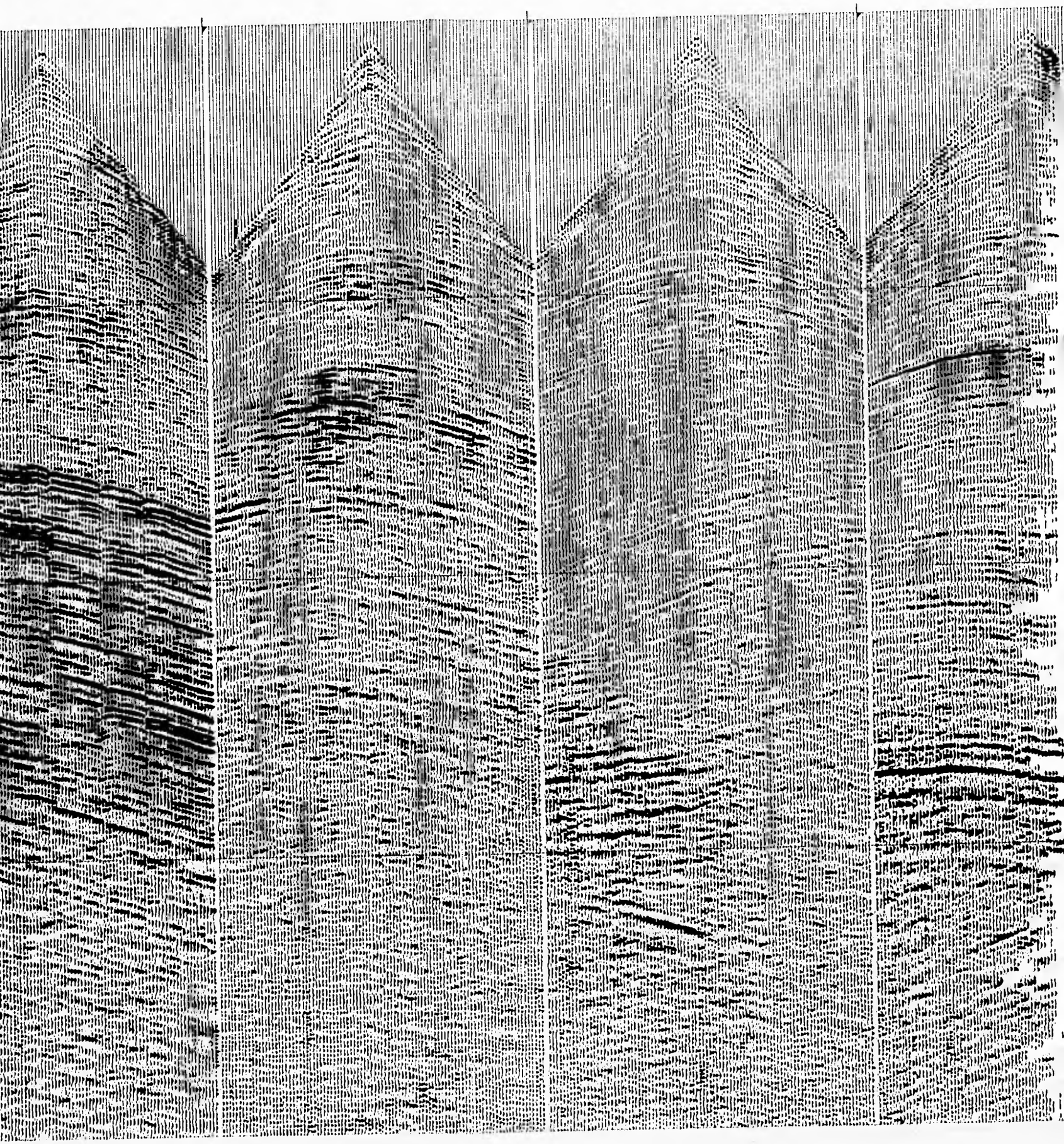

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0



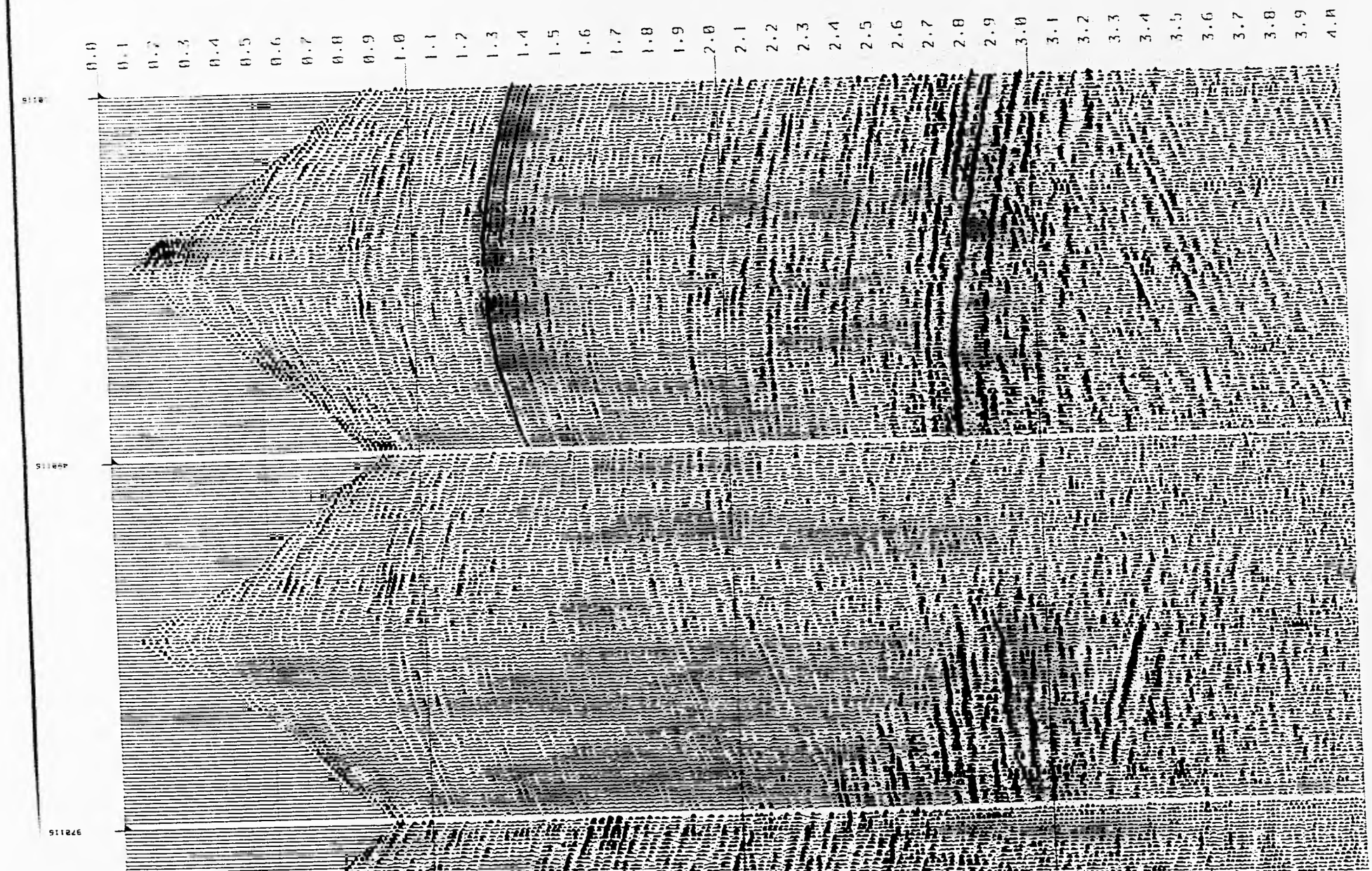
GRAFICA No. 6

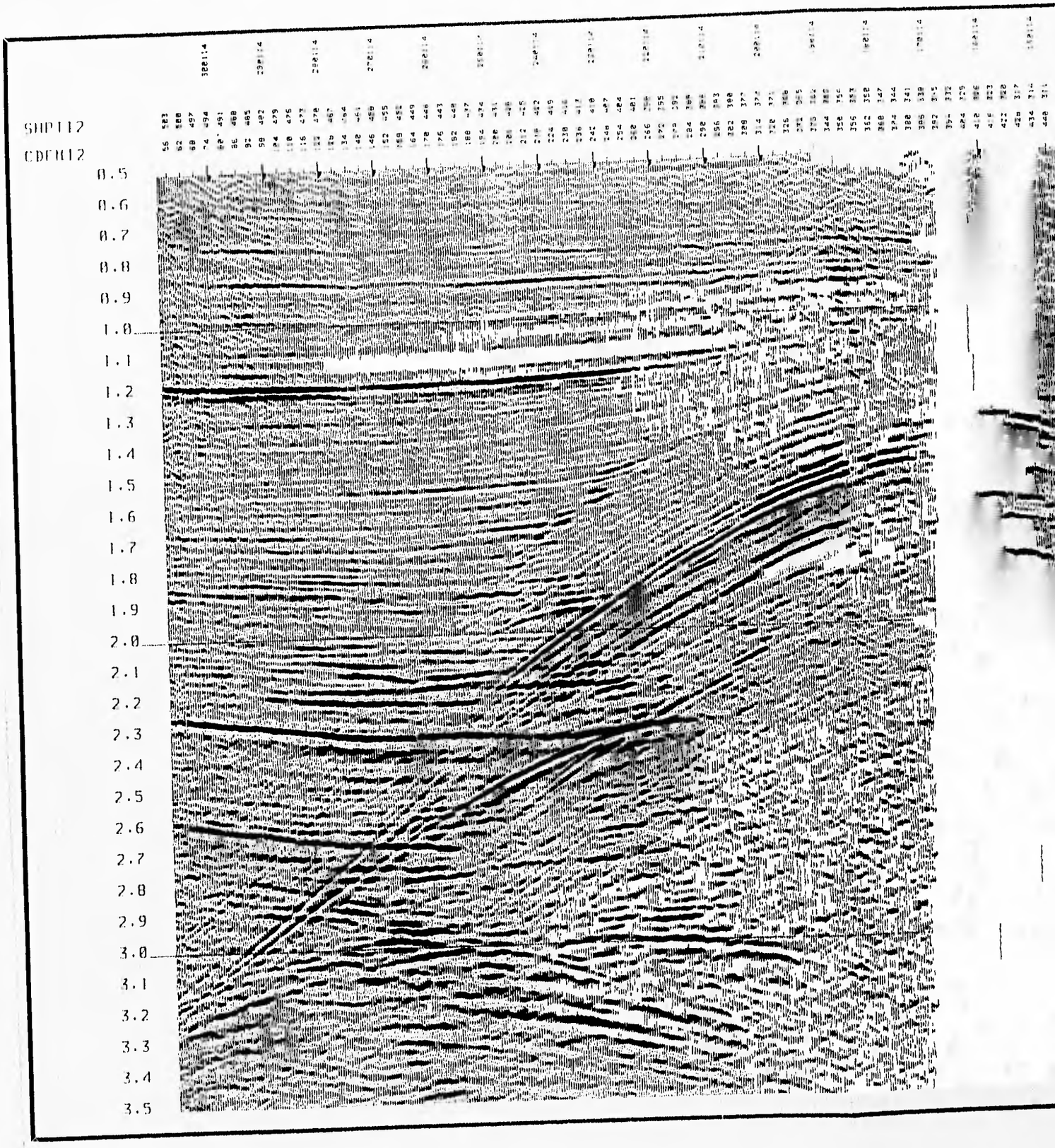

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0

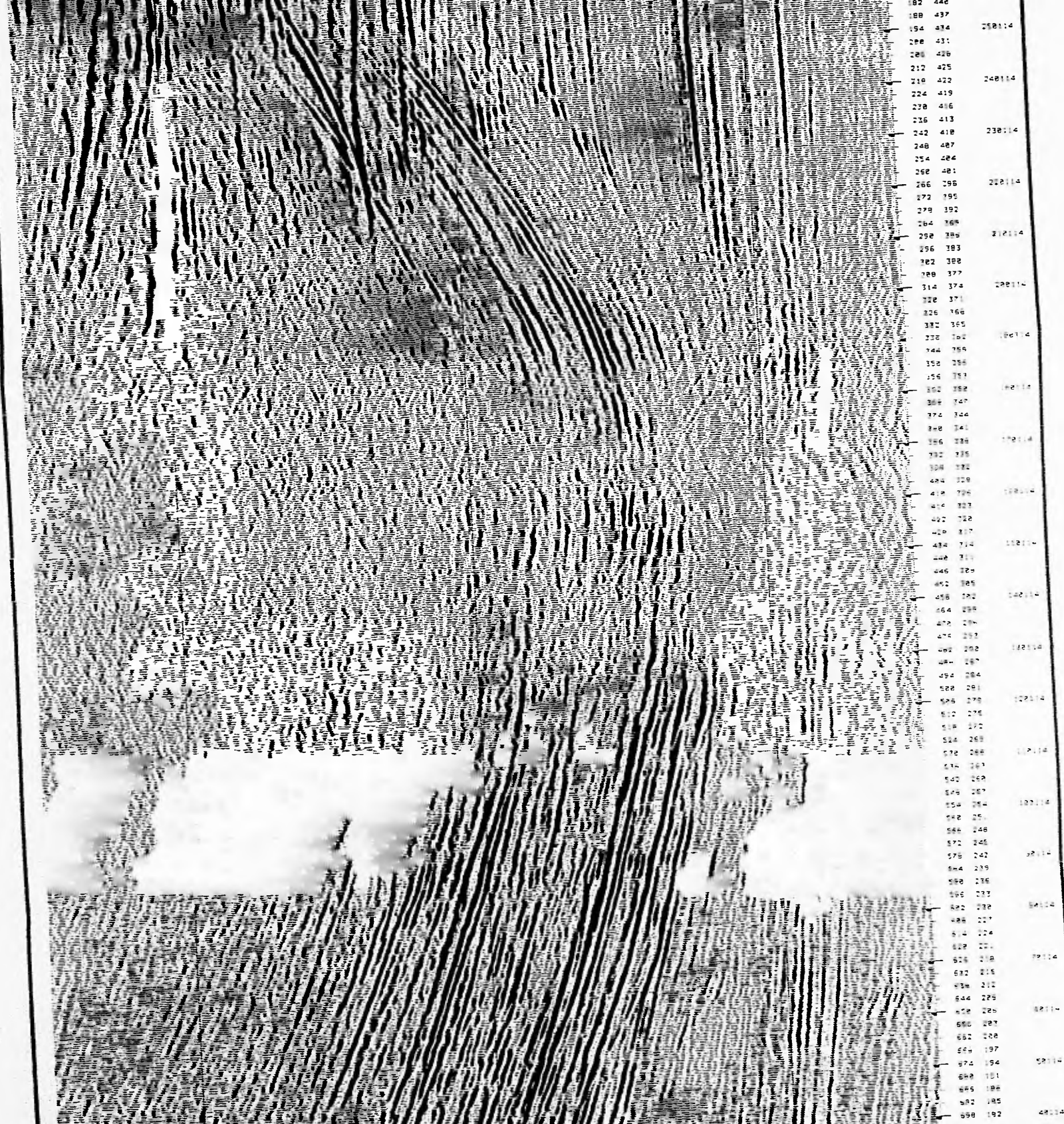

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0



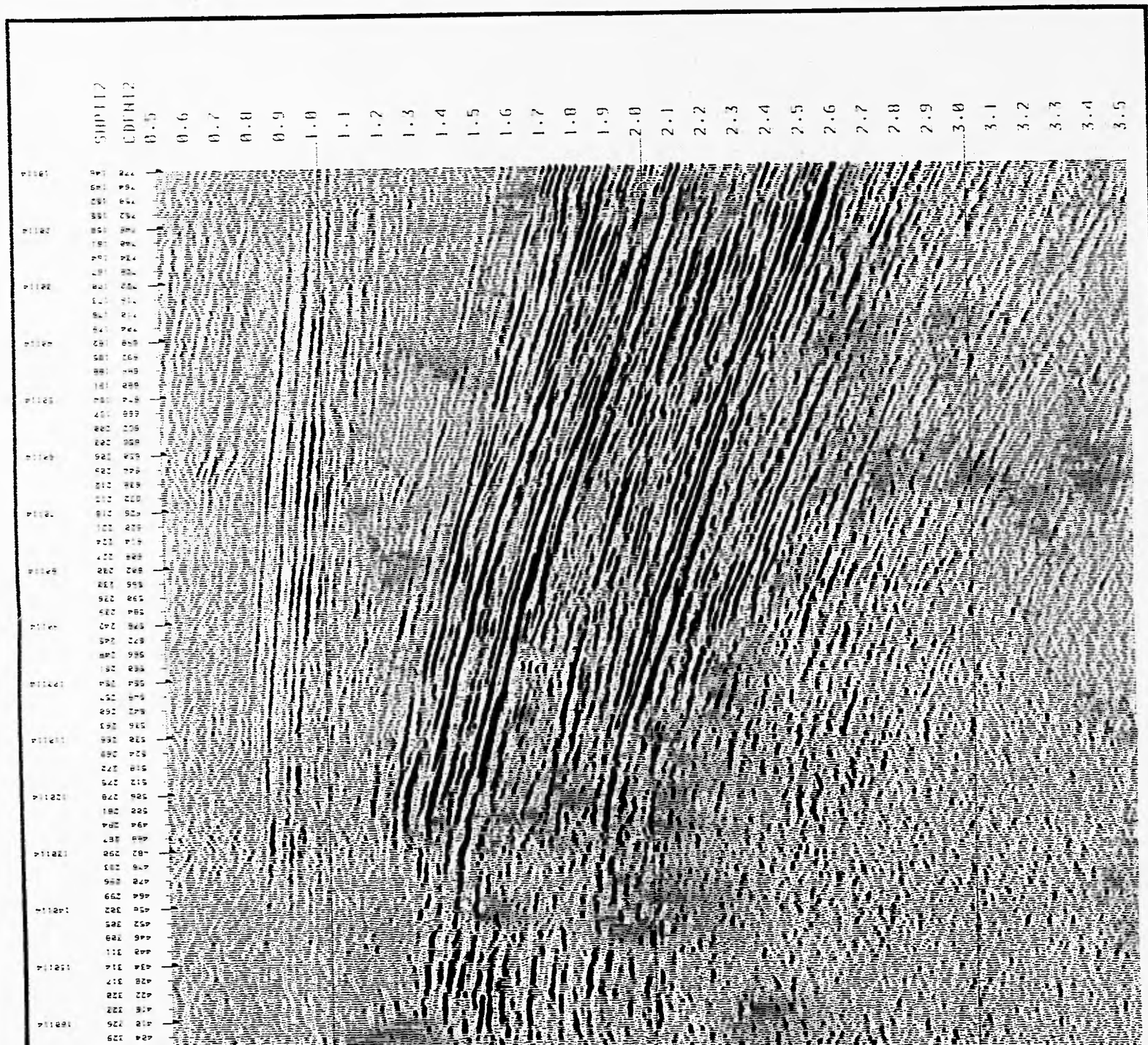
GRAFICA No. 7

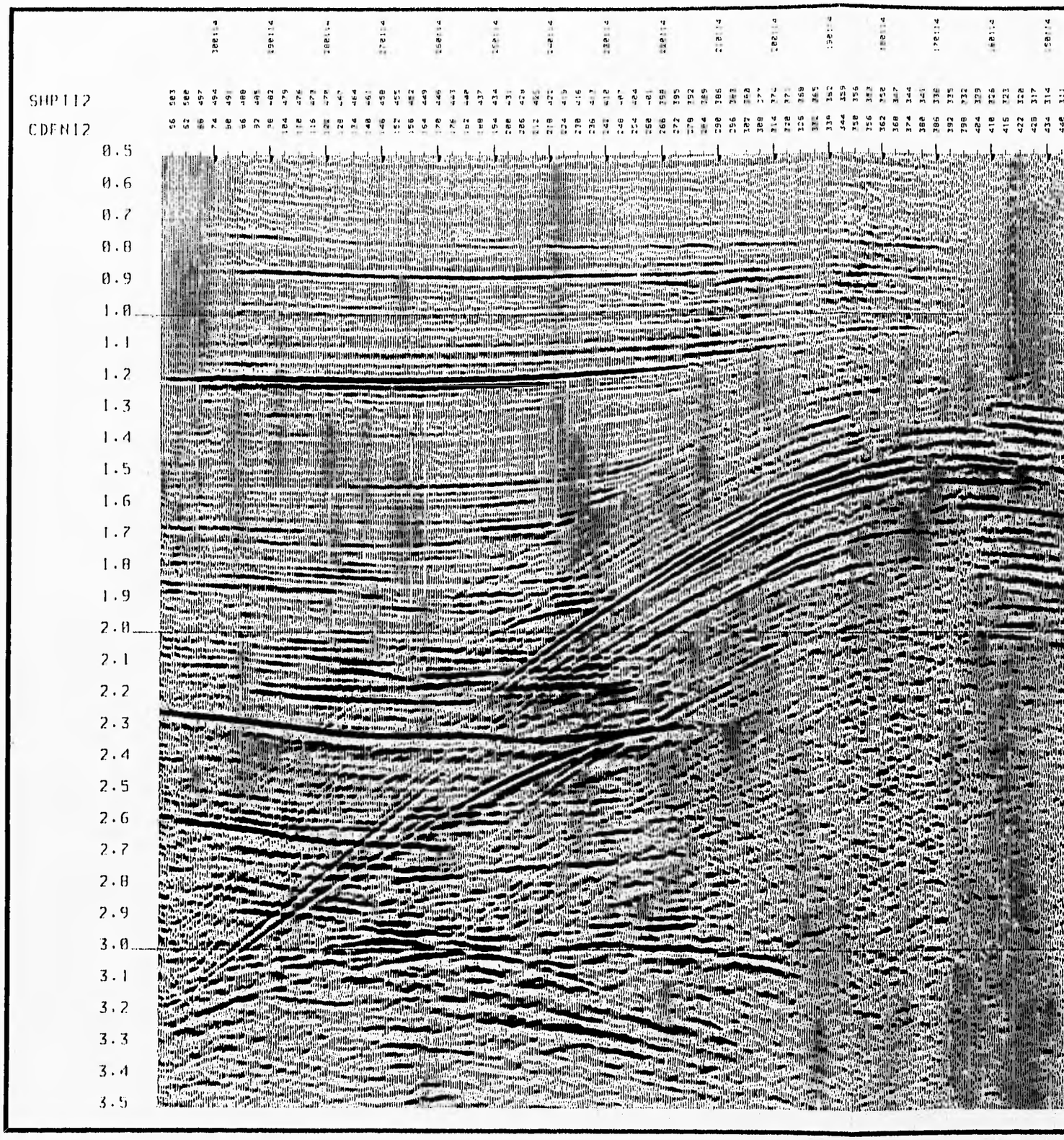

0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
4.0


SHOT 12
CDP 12
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5

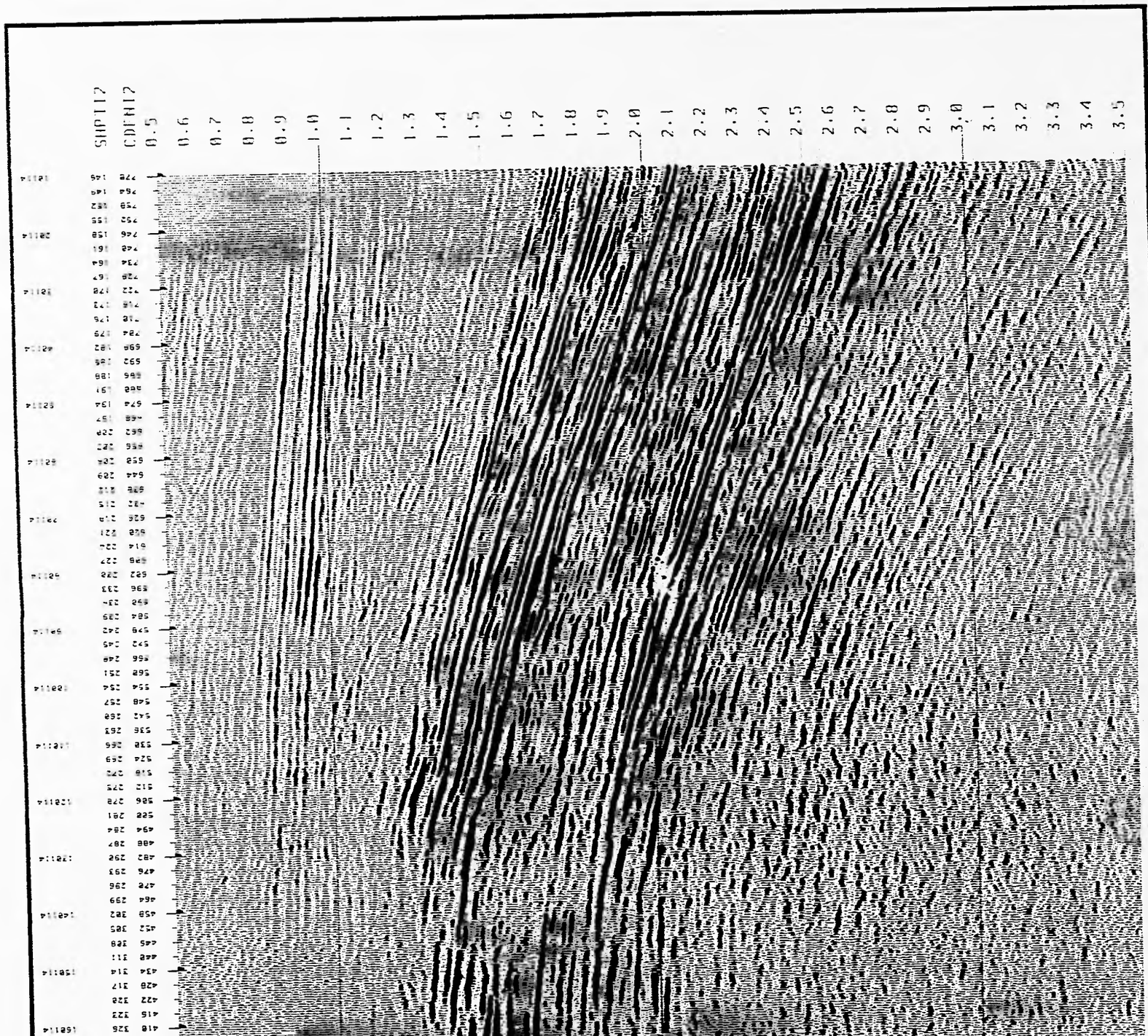


GRAFICA No. 8

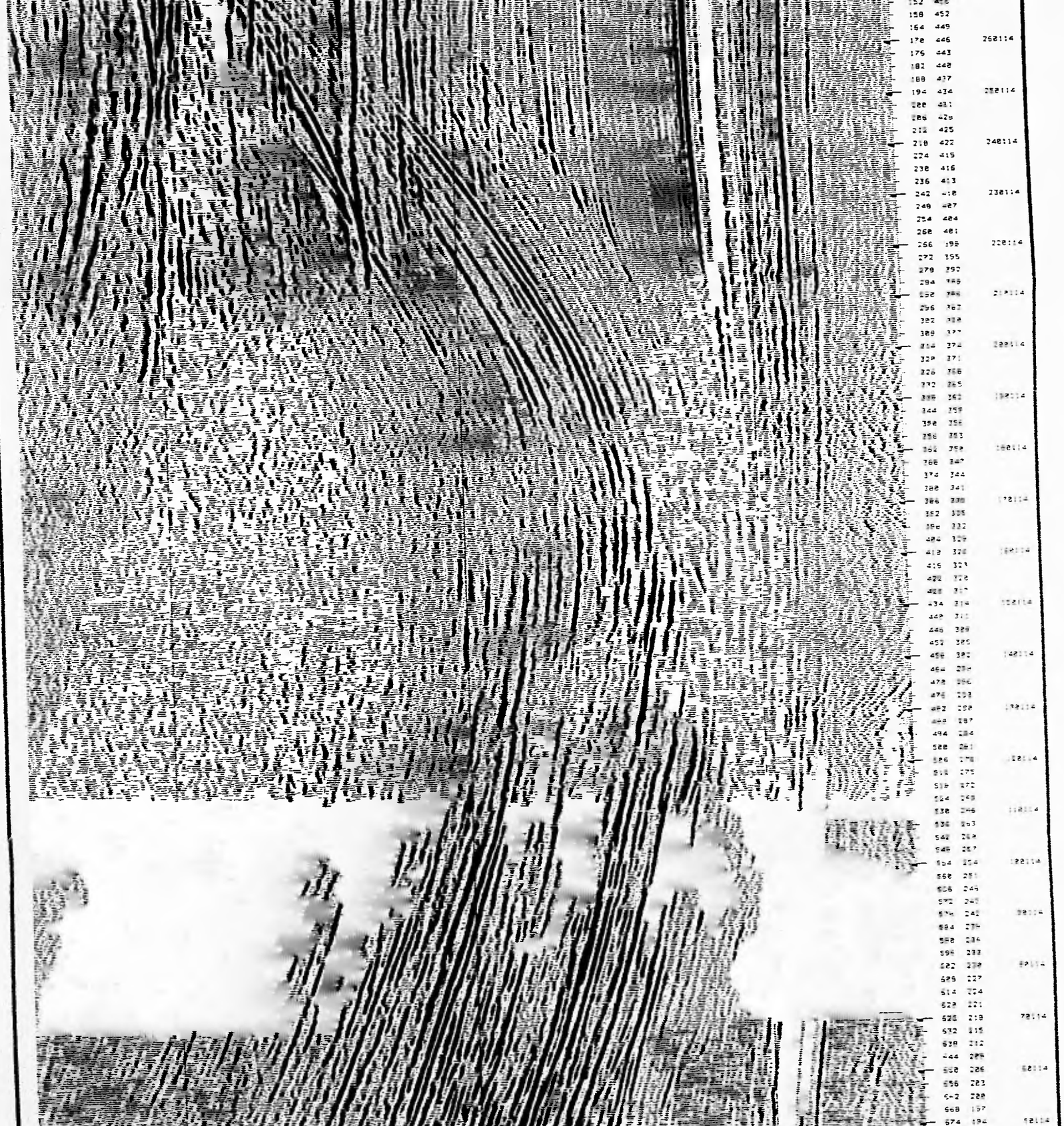

SHOT12
CDP12
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5


SHPT12
CDPN12
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5

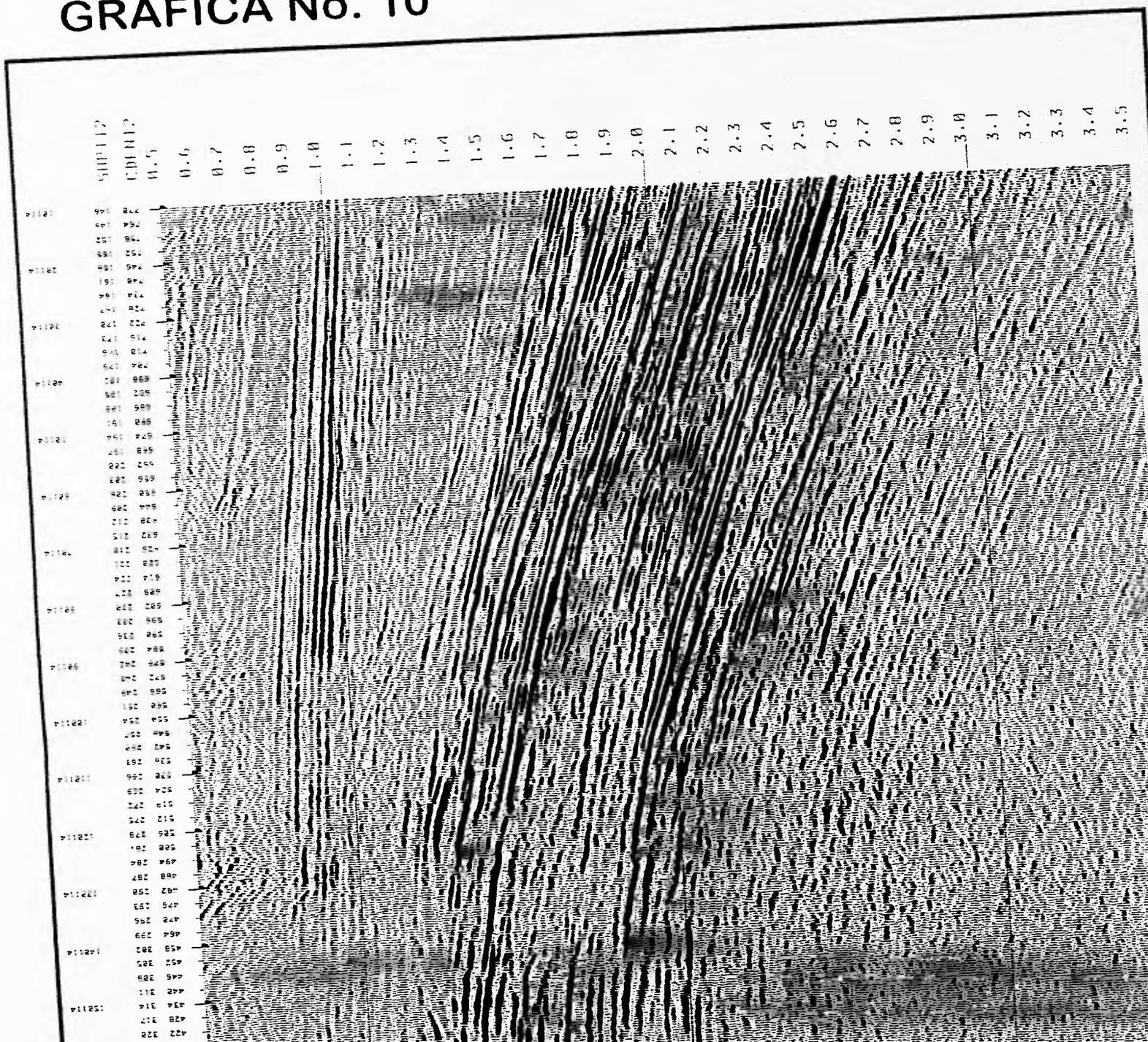
GRAFICA No. 9


SHOT12
CDP#12
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5

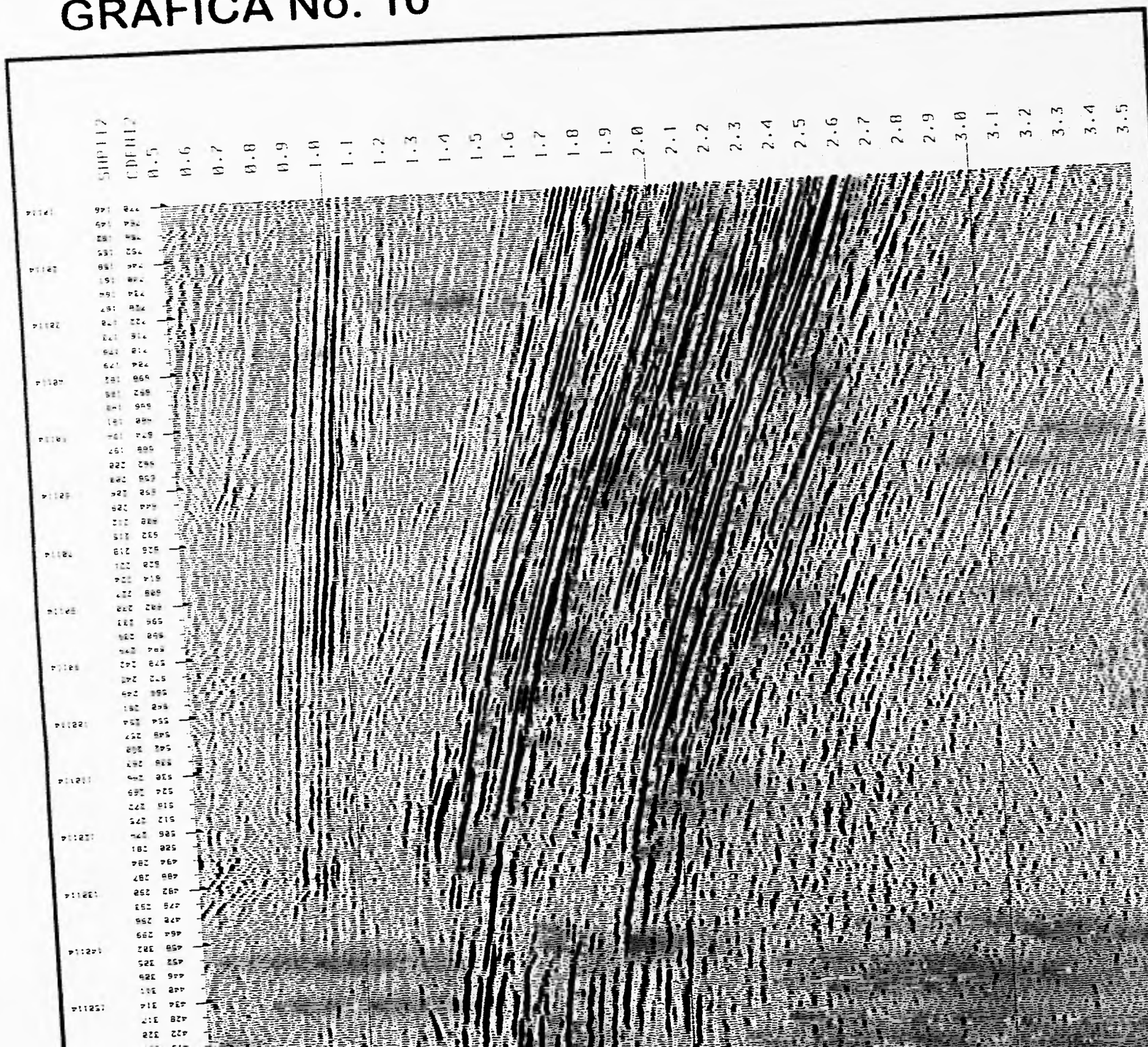
SHPT12
CDPNT2
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5



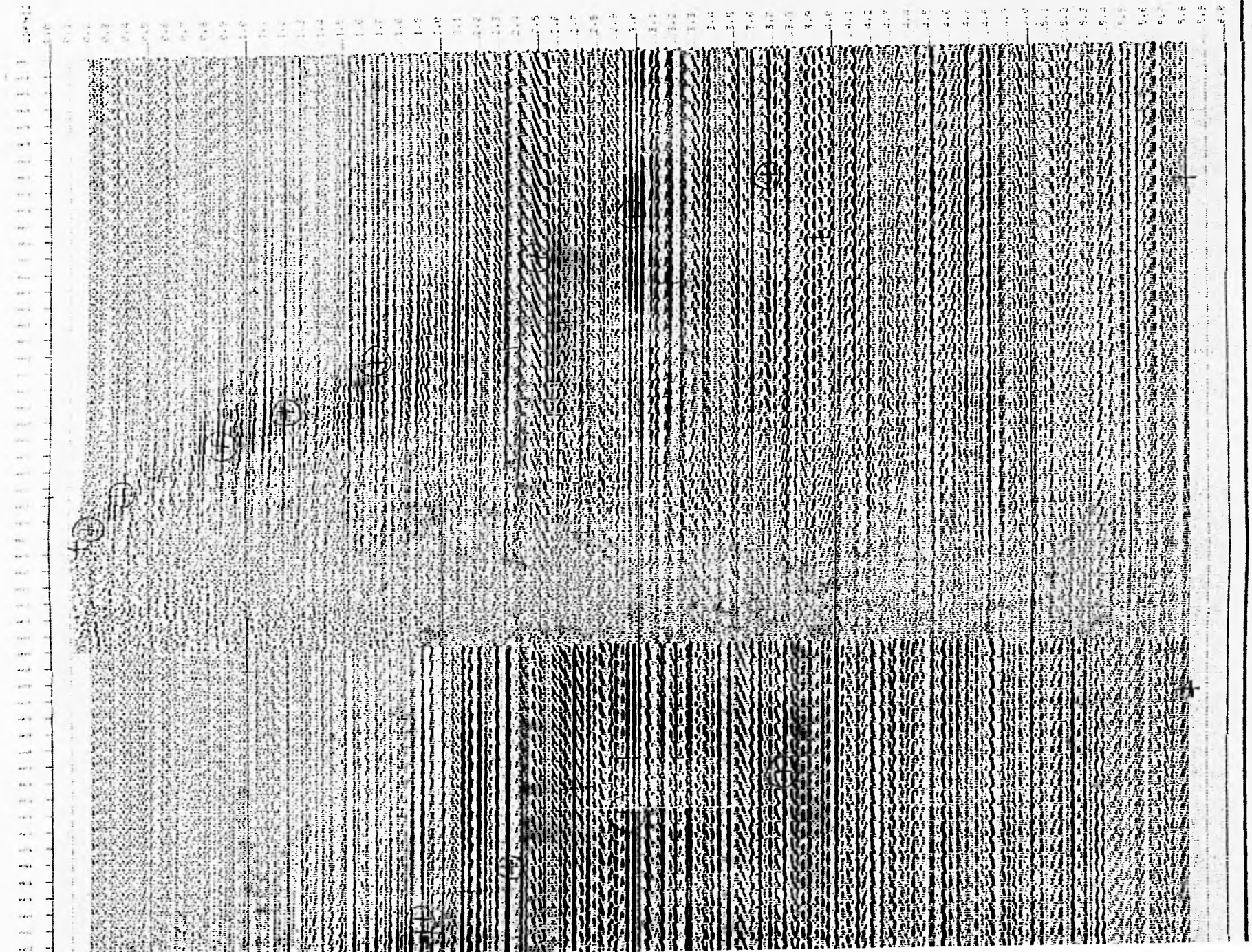
GRAFICA No. 10



GRAFICA No. 10



GRAFICA No. 11



REFLECTION TIME

5.8 5.6 5.4 5.2 5.0 4.8 4.6 4.4 4.2 4.0 3.8 3.6 3.4 3.2 3.0 2.8

* VELAN DATUM CORRECTION = -6 MSEC

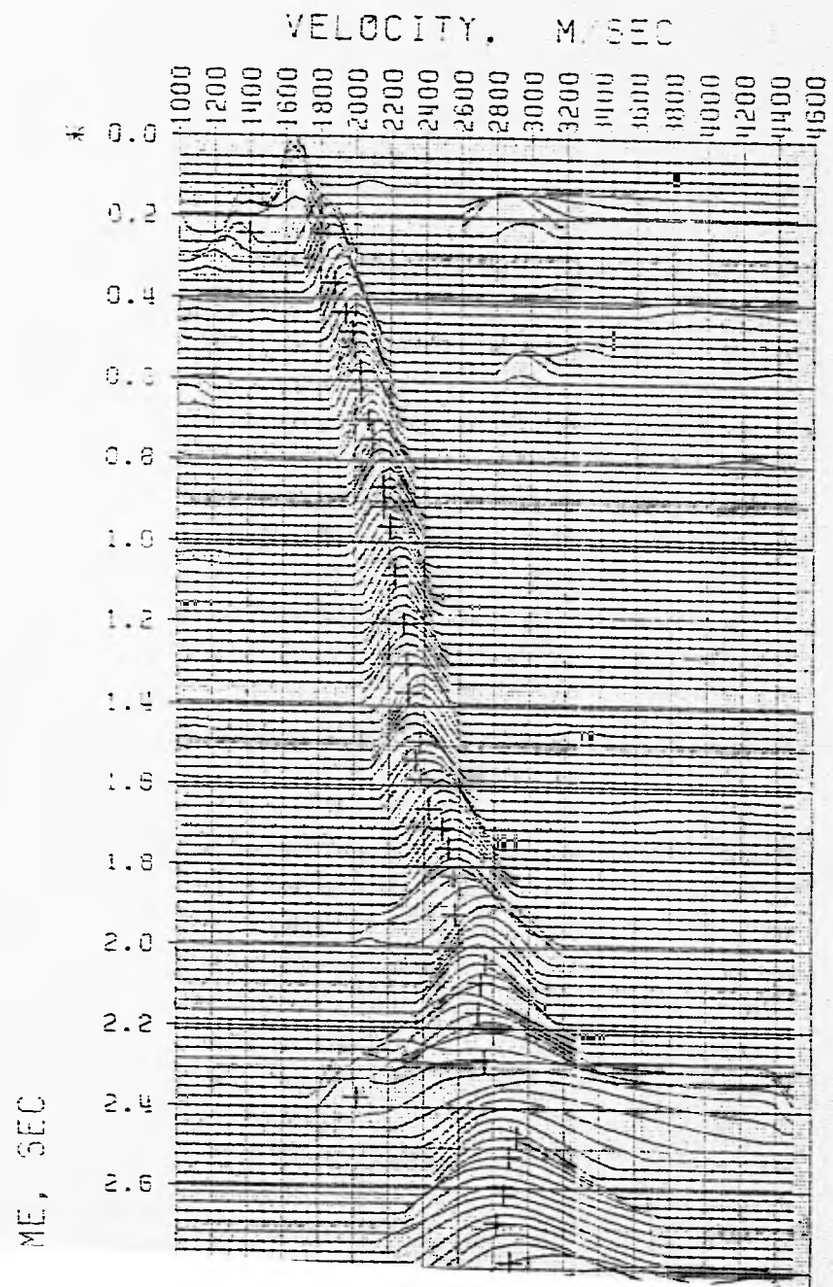
(MAXIMUM = 7.4201 E 8)

| | | |

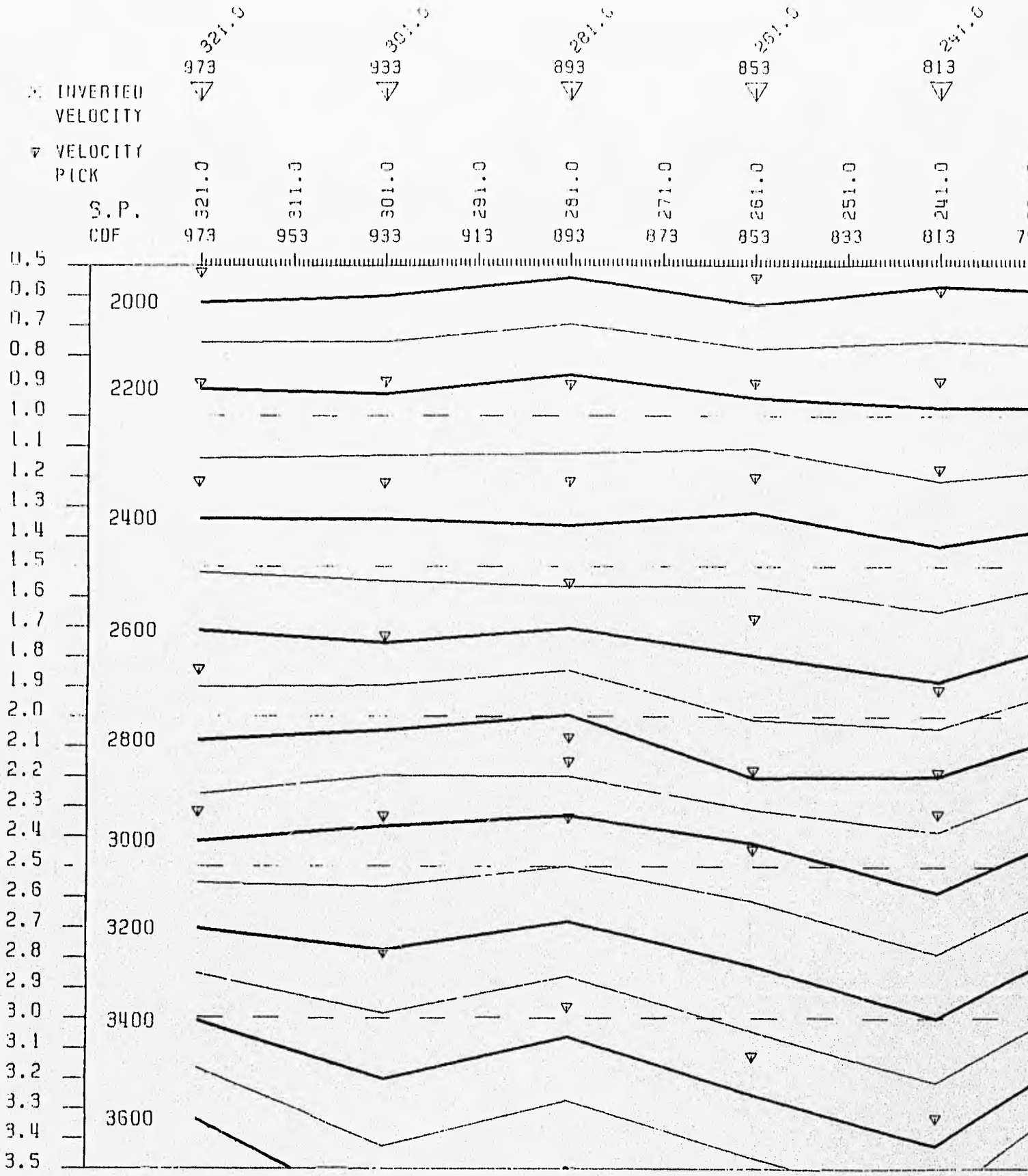
REFLECTION TIME, SEC

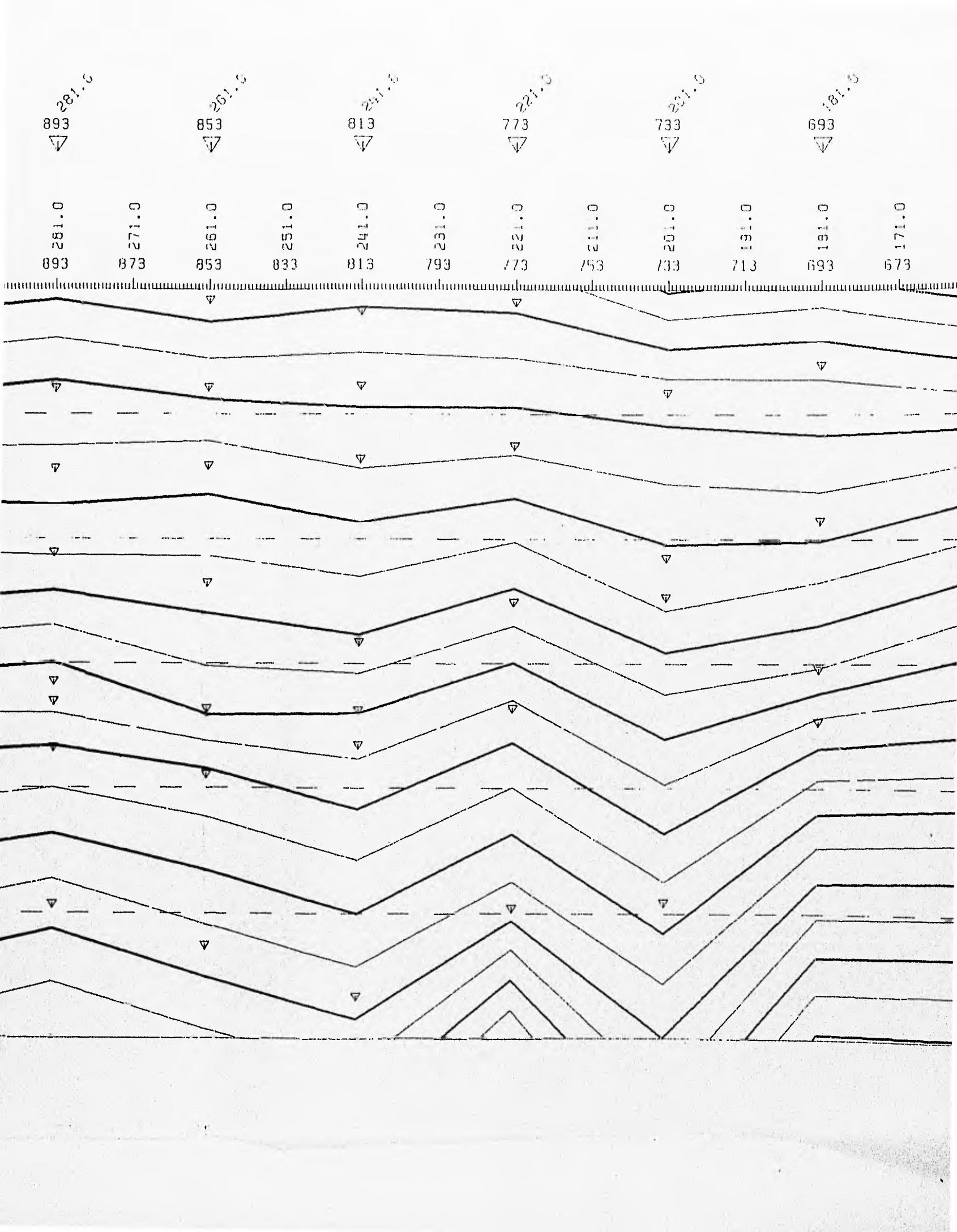
OVERALL POWER (MAXIMUM = 7.4201 E 8)

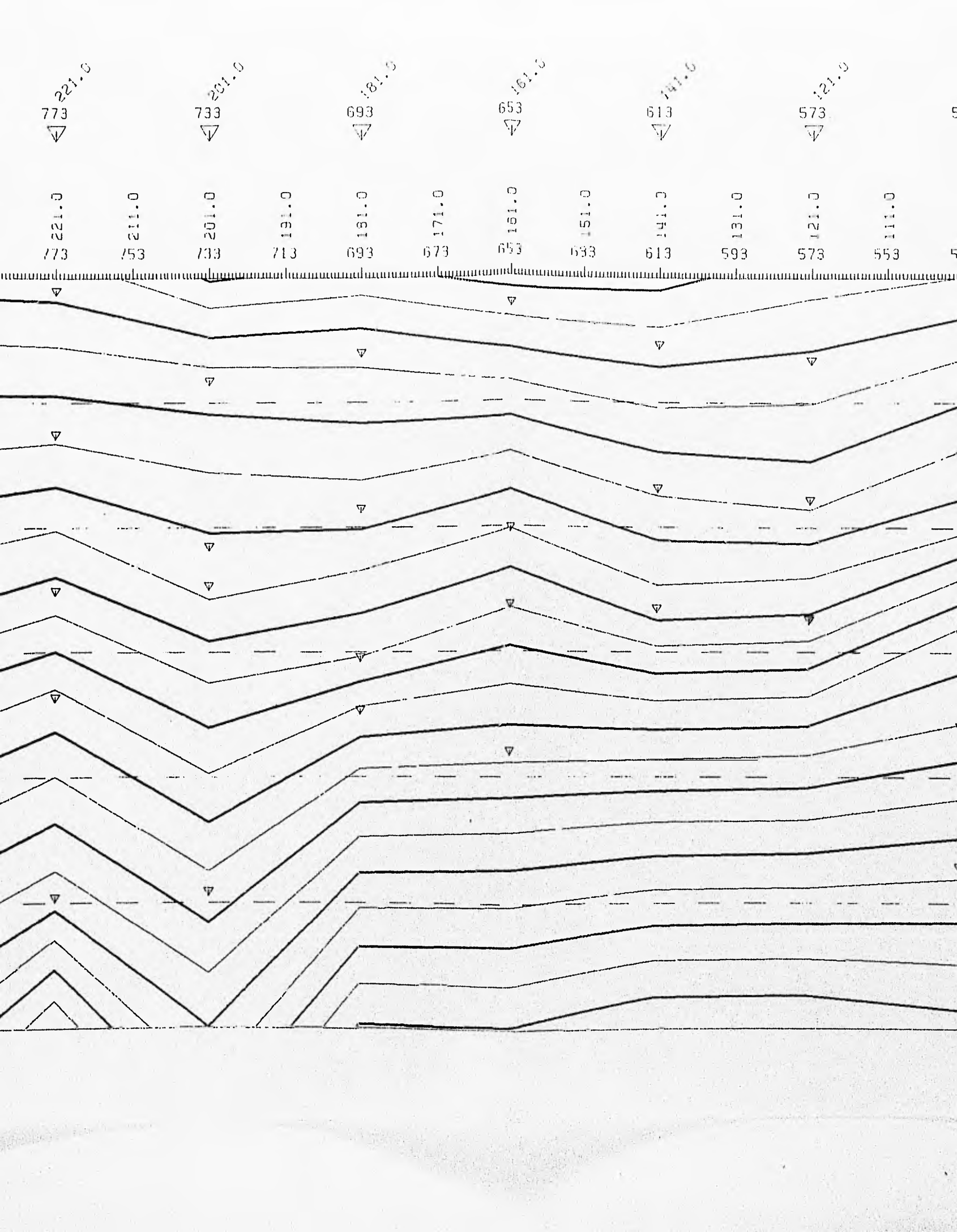
GRAFICA No. 12

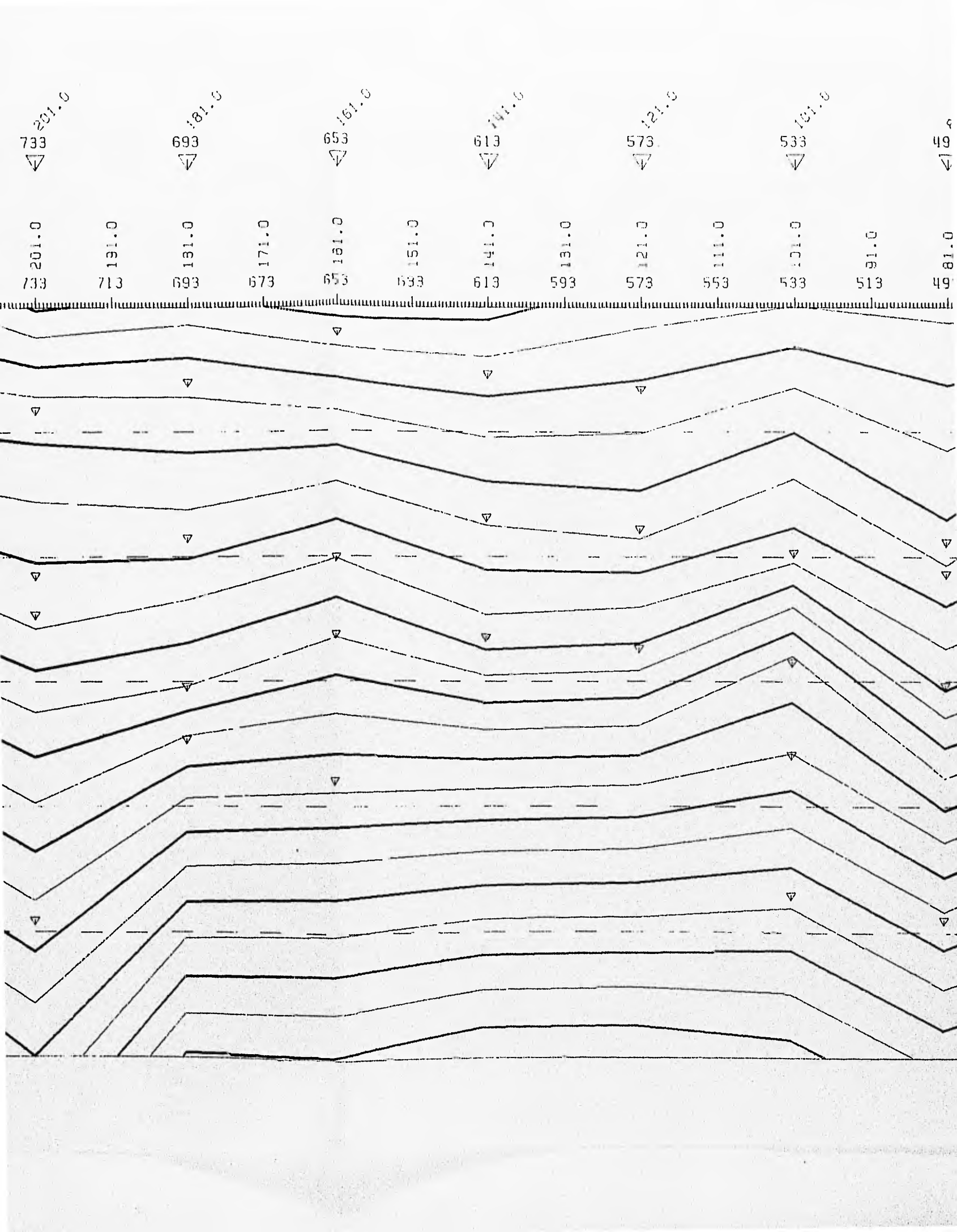


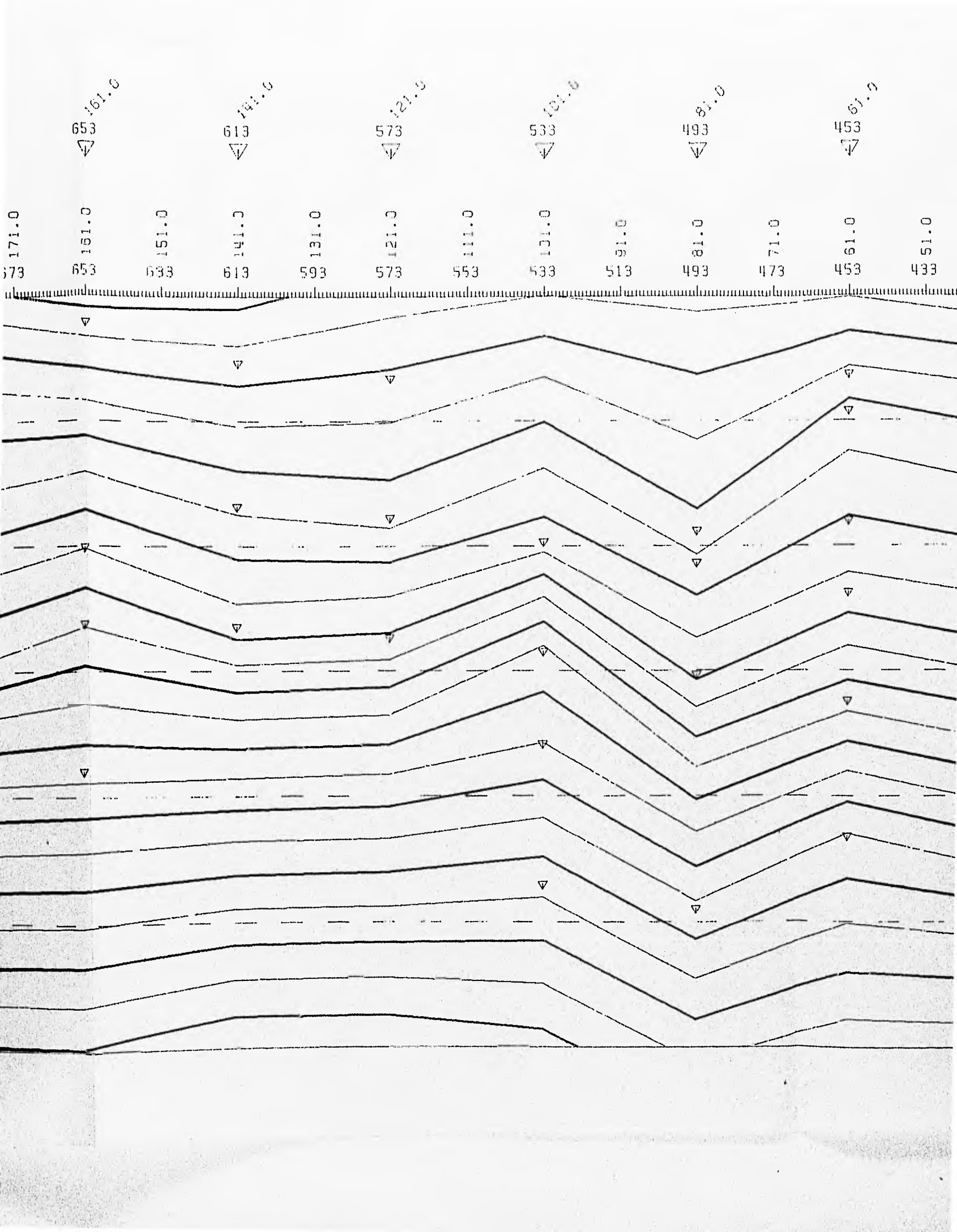
LOCAL TIME	PEAKS VEL
0.242	1395.
0.362	1875.
0.442	1960.
0.478	2025.
0.518	2030.
0.598	2075.
0.746	2100.
0.866	2180.
0.946	2205.
0.982	2200.
1.082	2230.
1.202	2280.
1.298	2300.
1.370	2310.
1.446	2337.
1.506	2360.
1.566	2385.
1.626	2405.
1.686	2425.
1.746	2445.
1.806	2465.
1.826	2565.
1.922	2575.
2.002	2750.
2.090	2725.
2.162	2710.
2.282	2745.
2.378	2015.
2.474	2930.
2.522	2885.
2.618	2855.
2.690	2815.
2.786	2890.

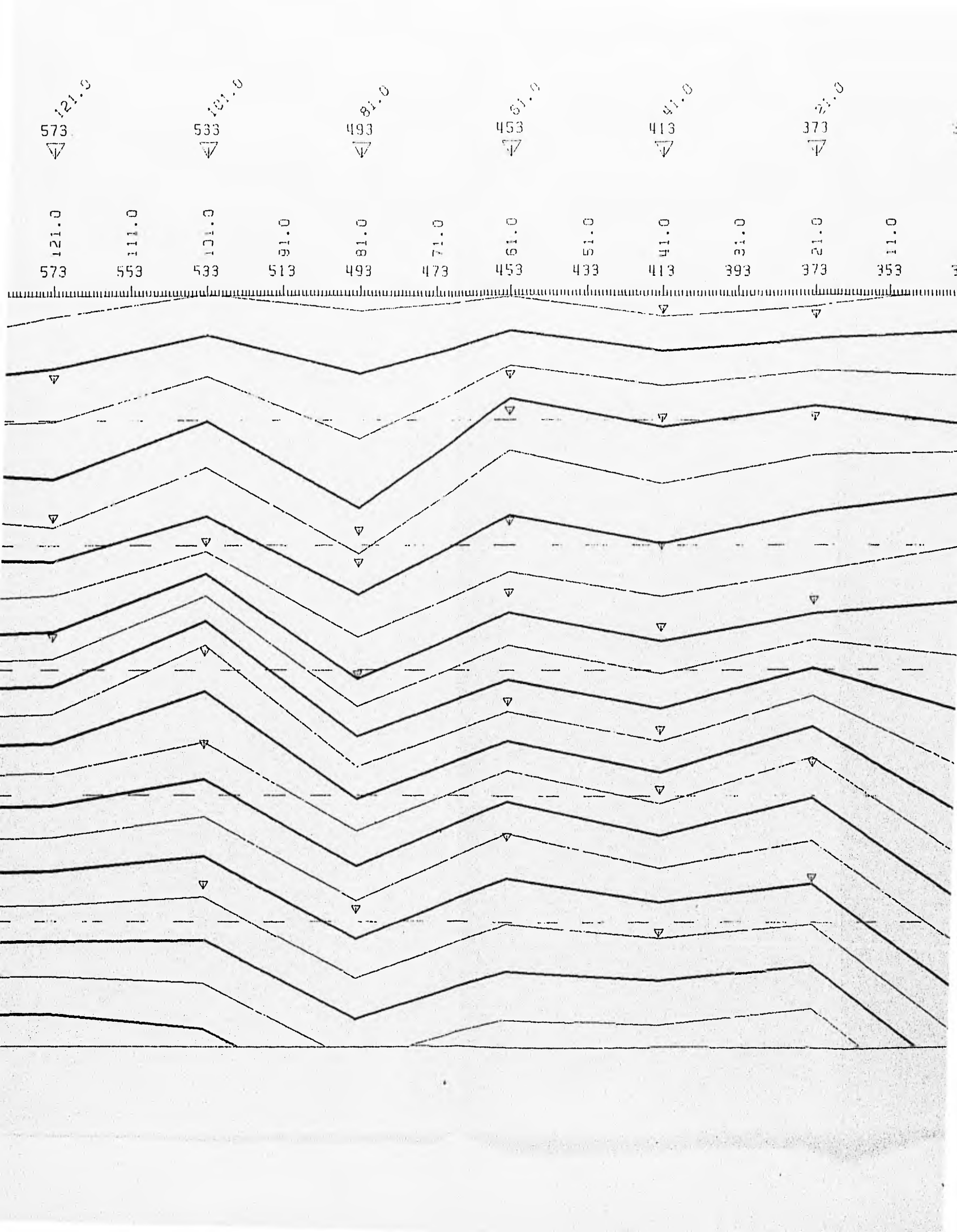

321.0
973
301.0
933
281.0
893
261.0
853
241.0
813
INVERTED VELOCITY
VELOCITY PICK
S.P.
COF
321.0
973
311.0
953
301.0
933
291.0
913
281.0
893
271.0
873
261.0
853
251.0
833
241.0
813
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
2000
2200
2400
2600
2800
3000
3200
3400
3600

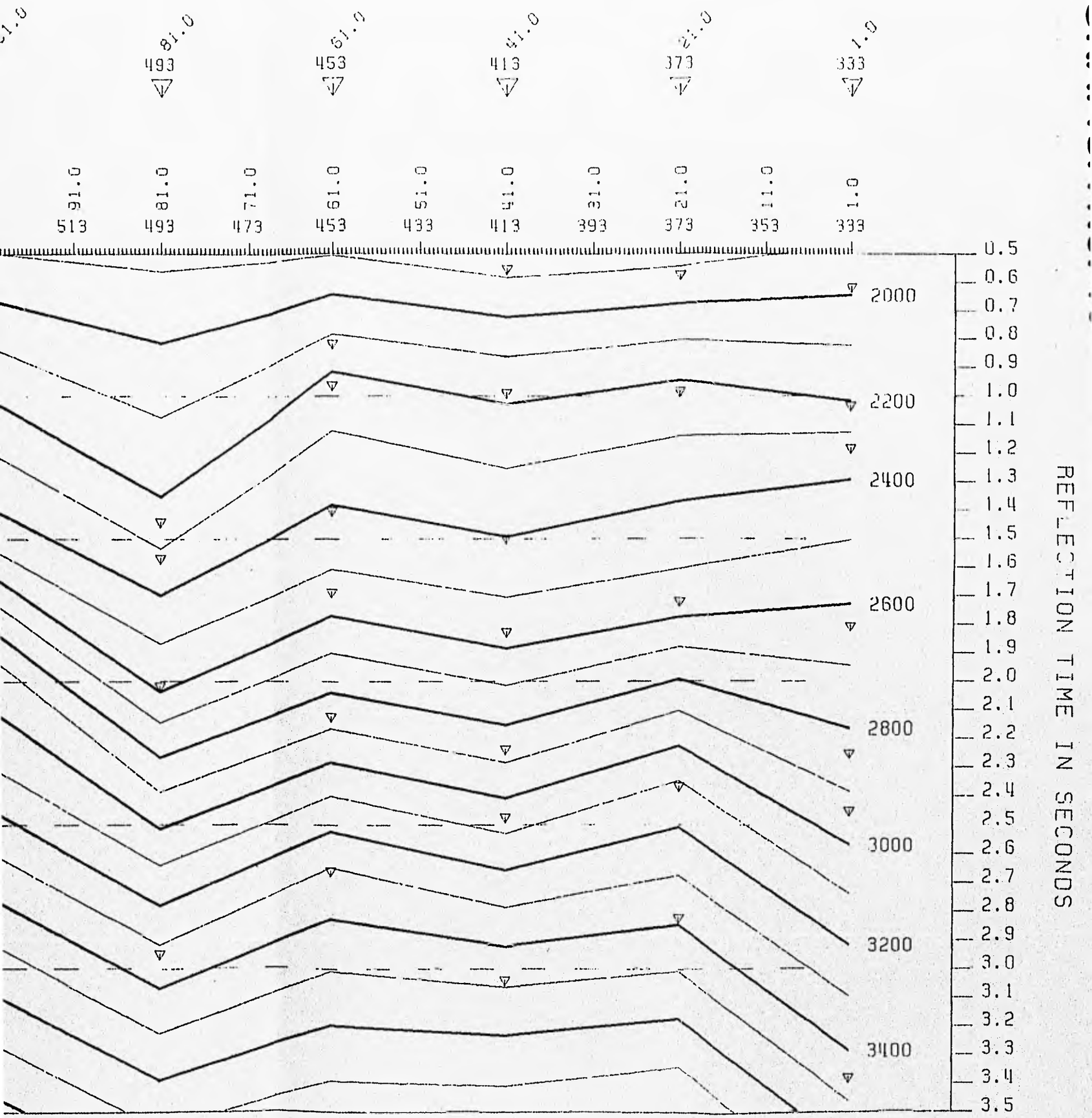

281.0
893
261.0
853
241.0
813
221.0
773
201.0
733
181.0
693
281.0
893
271.0
873
261.0
853
251.0
833
241.0
813
231.0
793
221.0
773
211.0
753
201.0
733
191.0
713
181.0
693
171.0
673


221.0
773
201.0
733
181.0
693
161.0
653
141.0
613
121.0
573
221.0
773
211.0
753
201.0
733
191.0
713
181.0
693
171.0
673
161.0
653
151.0
633
141.0
613
131.0
593
121.0
573
111.0
553

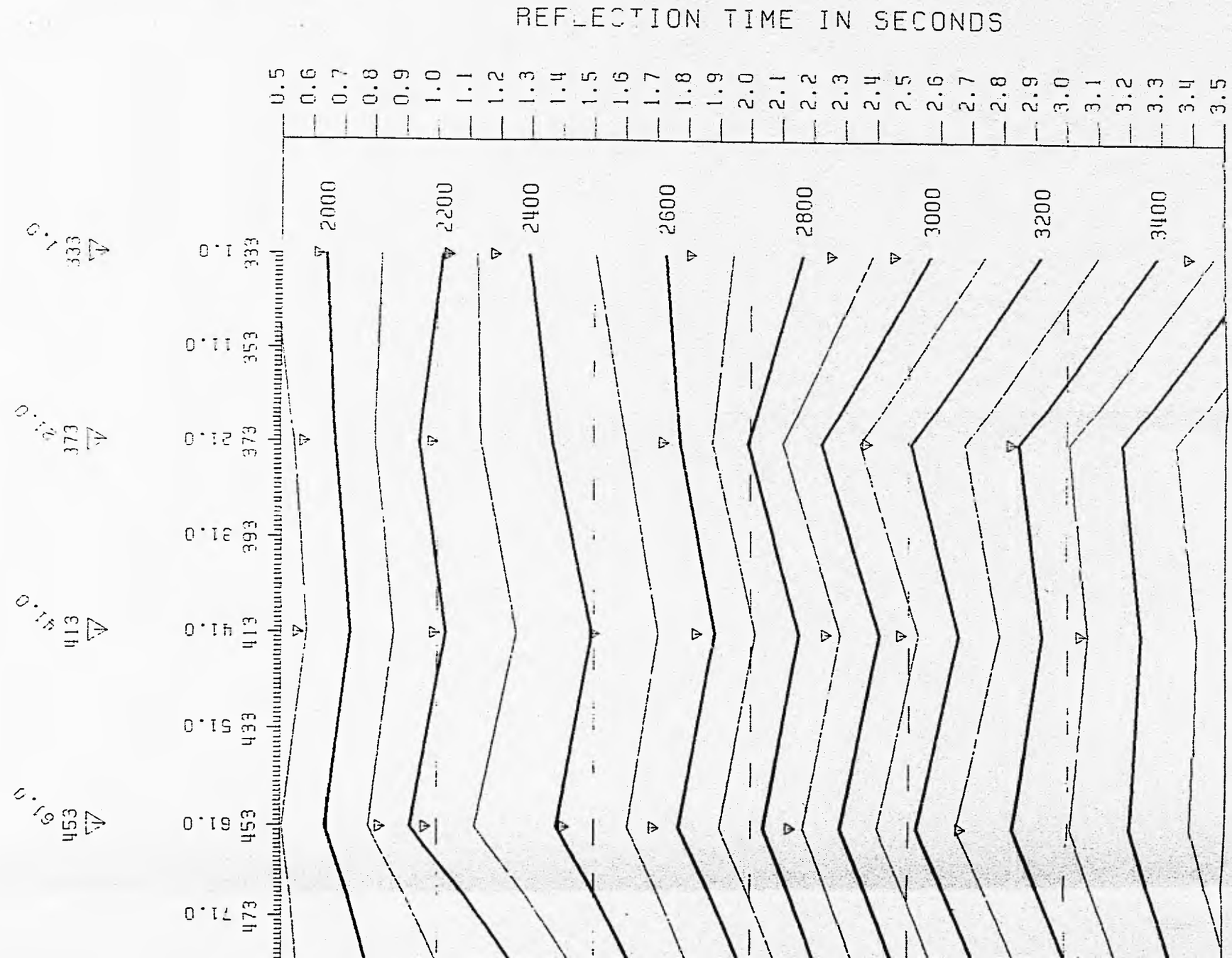

201.0
733
181.0
693
161.0
653
141.0
613
121.0
573
101.0
533
201.0
733
191.0
713
181.0
693
171.0
673
161.0
653
151.0
633
141.0
613
131.0
593
121.0
573
111.0
553
101.0
533
91.0
513
81.0


161.0
653
141.0
613
121.0
573
101.0
533
81.0
493
61.0
453
171.0
573
161.0
653
151.0
633
141.0
613
131.0
593
121.0
573
111.0
553
101.0
533
91.0
513
81.0
493
71.0
473
61.0
453
51.0
433


121.0
573
121.0
533
81.0
493
61.0
453
41.0
413
21.0
373
121.0
573
111.0
553
101.0
533
91.0
513
81.0
493
71.0
473
61.0
453
51.0
433
41.0
413
31.0
393
21.0
373
11.0
353


81.0
493
61.0
453
41.0
413
21.0
373
1.0
333
91.0
81.0
71.0
61.0
51.0
41.0
31.0
21.0
11.0
1.0
513
493
473
453
433
413
393
373
353
333
2000
2200
2400
2600
2800
3000
3200
3400
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
REFLECTION TIME IN SECONDS

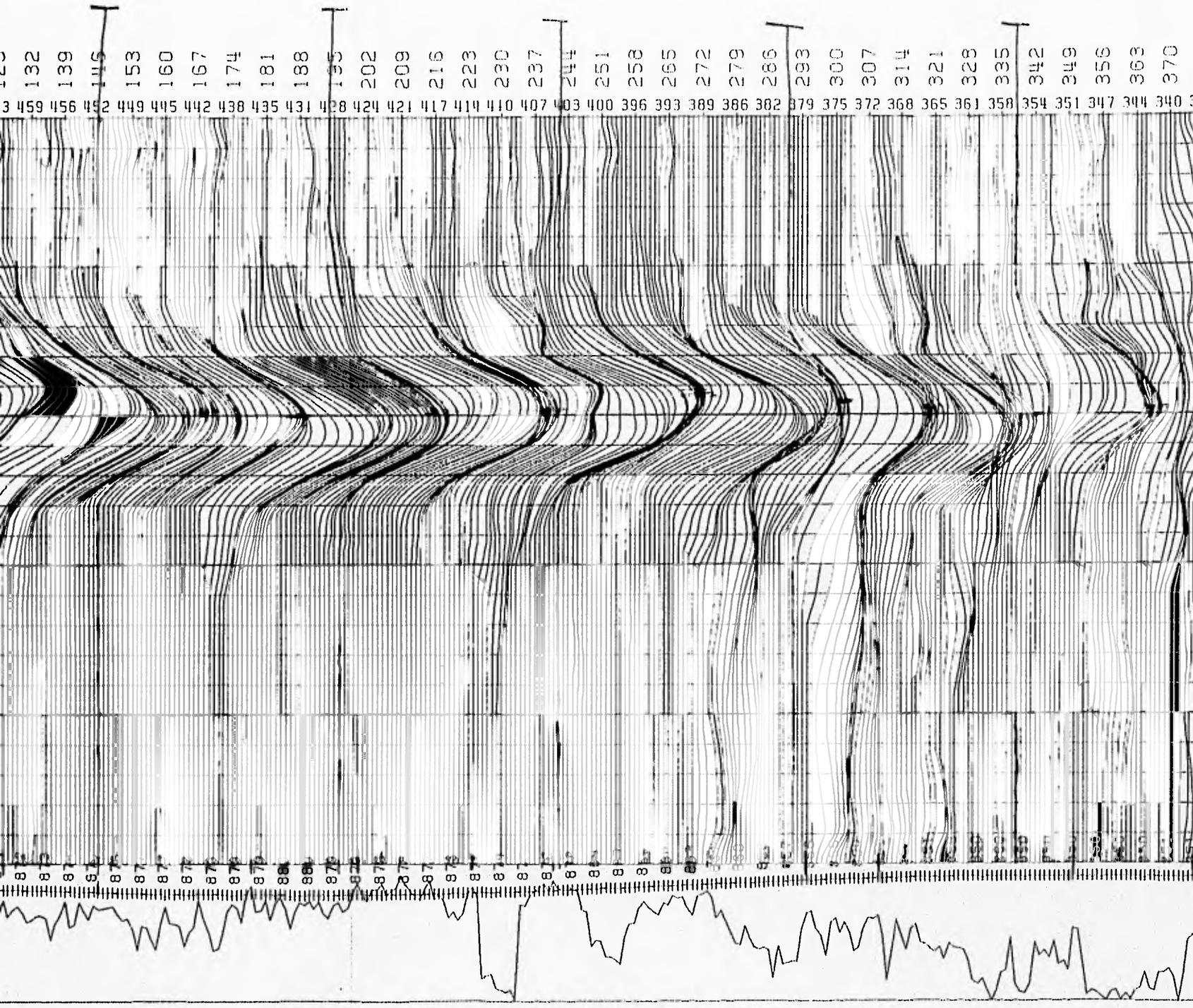
GRAFICA No. 13



NUMBER
CDP
S.P.
1200
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
3200
3700
PEAK
CORRELATION
NORMALIZED
UNSMOOTHED
0

HOR

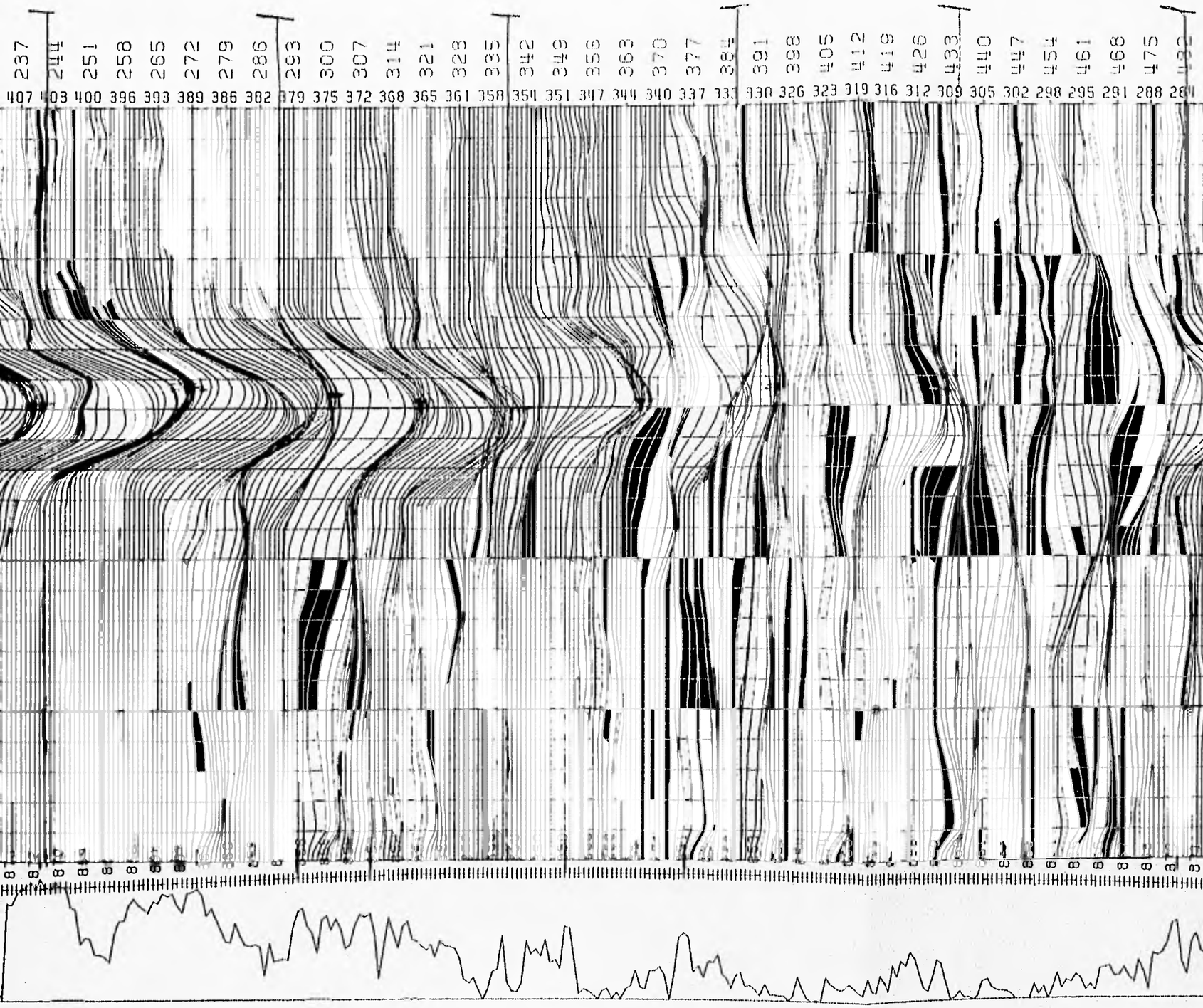
LINE L-114
HORIZON NO. 1, 26 VELOC
NUMBER OF TIME GATES = 3, GATE LENGTH
VELOCITIES SMOOTHED = 3.



MAXIMU

HORIZON VELOCITY A

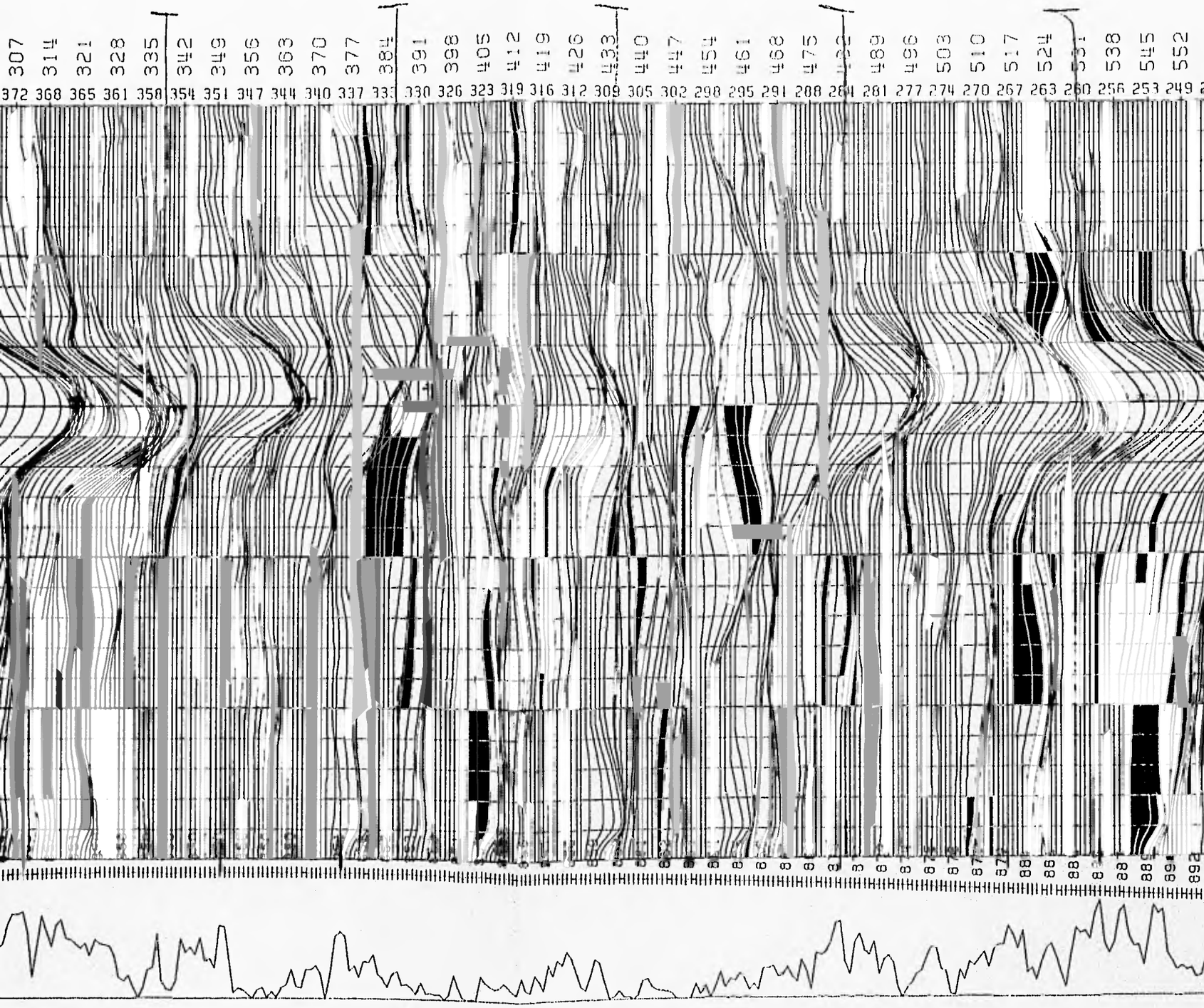
LINE L-114
HORIZON NO. 1, 26 VELOCITIES ANALYZED, VELOCITY INC
NUMBER OF TIME GATES = 3, GATE LENGTH = 30 MSEC, GATE INCREMENT =
VELOCITIES SMOOTHED = 3, SUMS SMOOTHED = 5, CDF'S /S



MAXIMUM CORRELATION = 0.70 E 0

HORIZON VELOCITY ANALYSIS

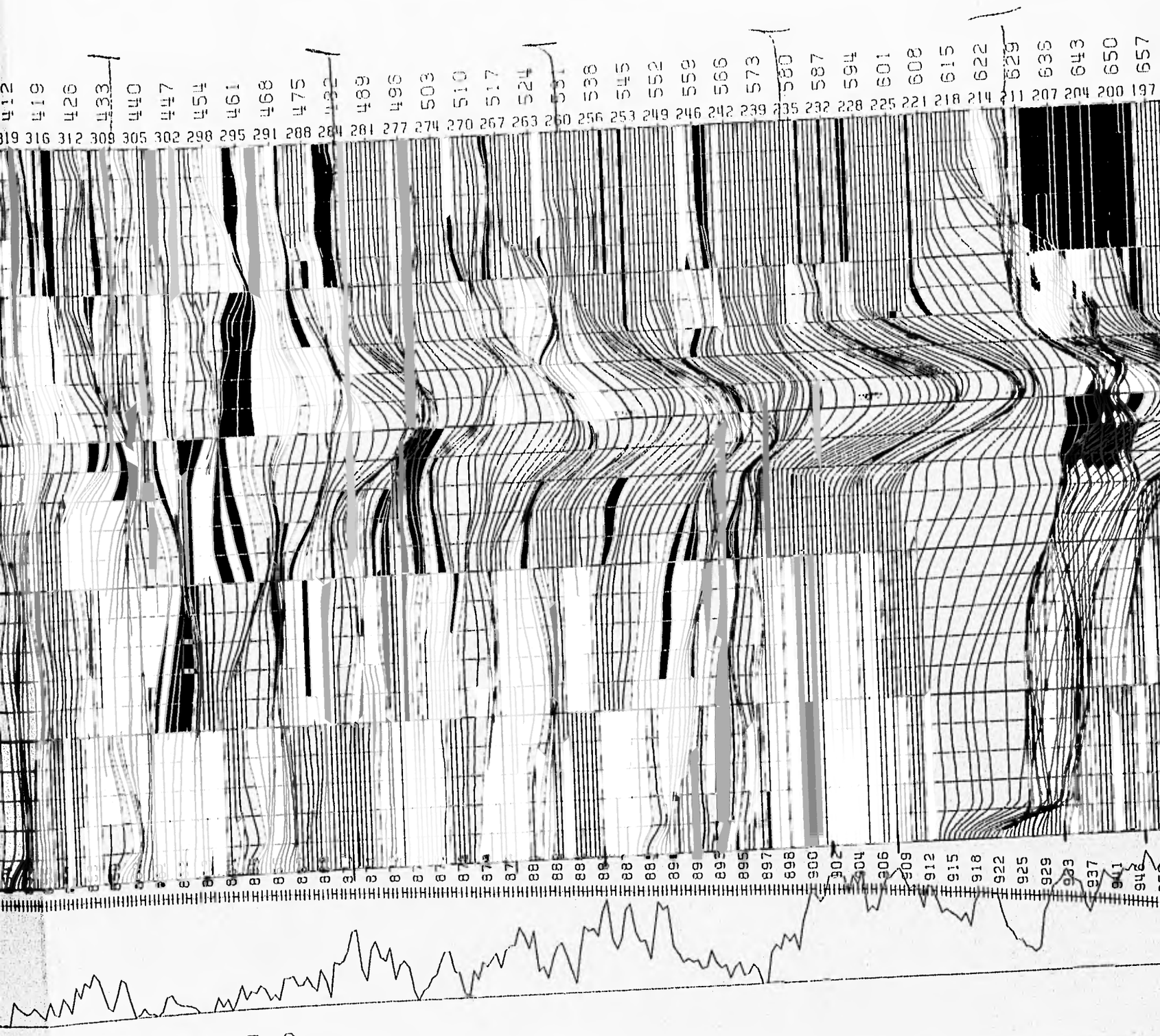
114
NO. 1, 26 VELOCITIES ANALYZED, VELOCITY INCREMENT = 100 MT/SE
S = 3, GATE LENGTH = 30 MSEC, GATE INCREMENT = 30 MSEC, RATIO SUM
IES SMOOTHED = 3, SUMS SMOOTHED = 5, COF'S /SUM = 1 , BIAS REM



MAXIMUM CORRELATION = 0.70 E 0

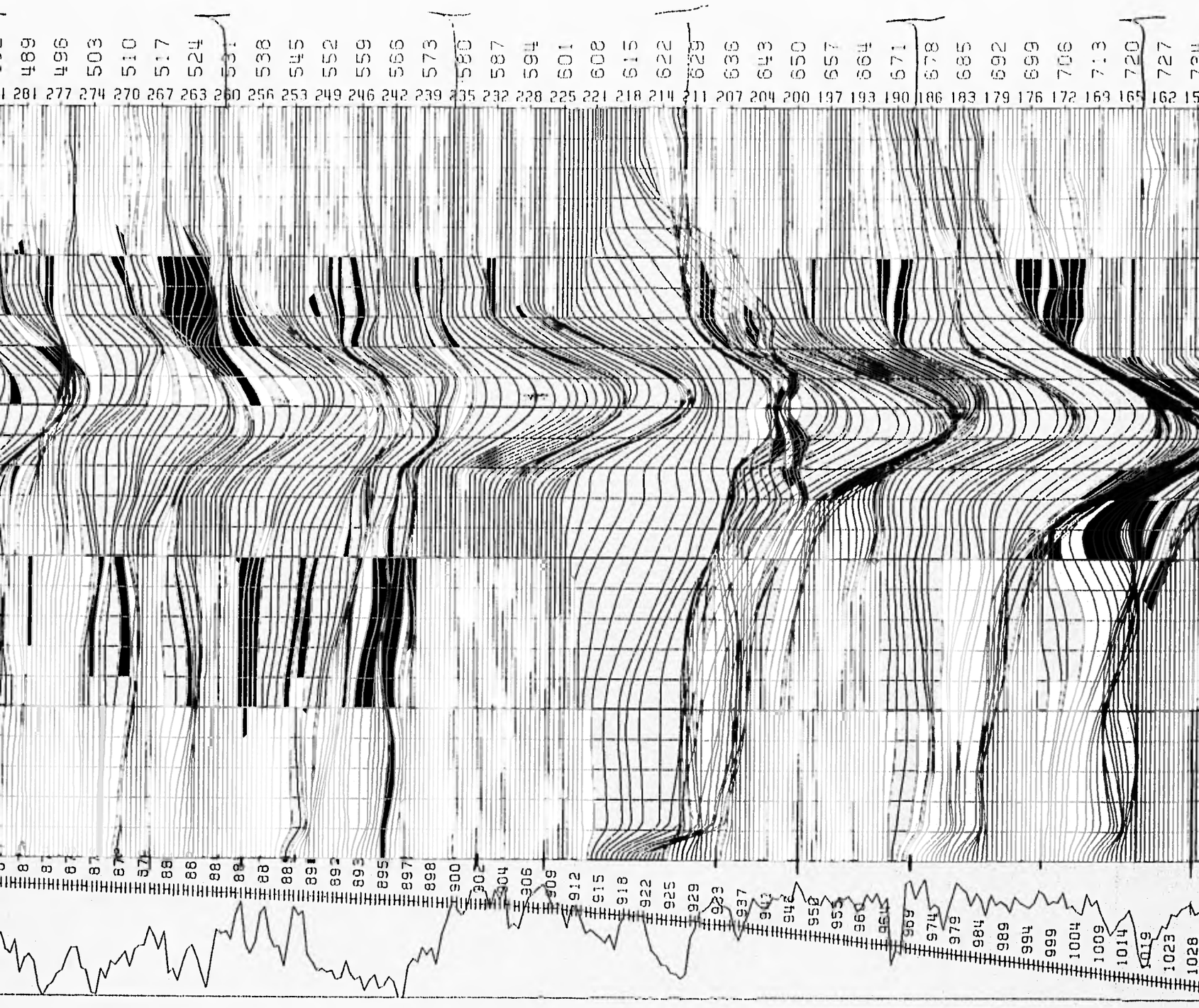
VELOCITY ANALYSIS

LYZED, VELOCITY INCREMENT = 100 MT/SEC
C. GATE INCREMENT = 30 MSEC. RATIO SUMMED = 1 1 1
THED = 5, CDF'S /SUM = 1 . BIAS REMOVED = 0 %

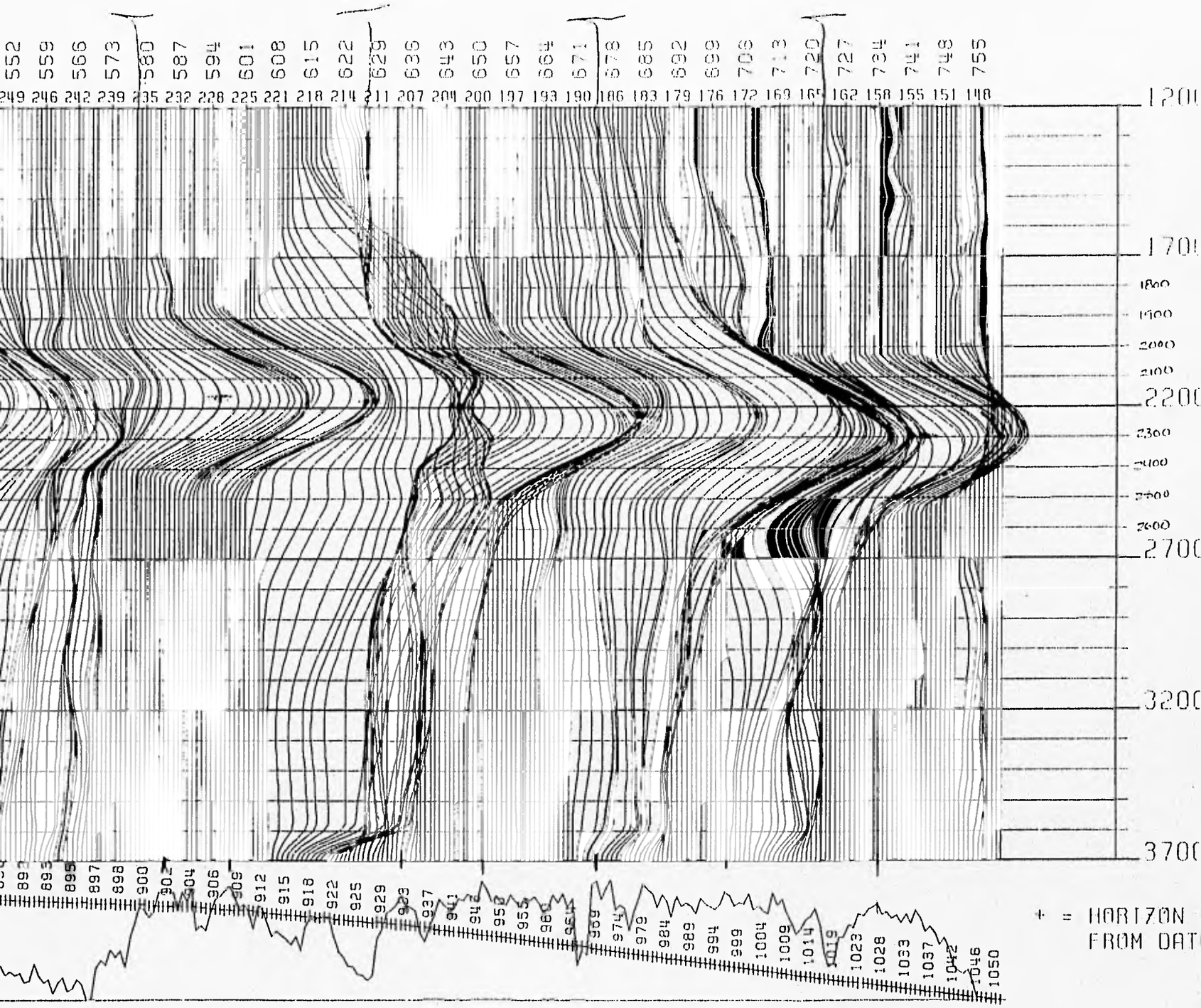

#12 #19 #26 #33 #40 #47 #54 #61 #68 #75 #82 #89 #96 #103 #110 #117 #124 #131 #138 #145 #152 #159 #166 #173 #180 #187 #194 #201 #208 #215 #222 #229 #236 #243 #250 #257 #264 #271 #278 #285 #292 #299 #306 #313 #320 #327 #334 #341 #348 #355 #362 #369 #376 #383 #390 #397 #404 #411 #418 #425 #432 #439 #446 #453 #460 #467 #474 #481 #488 #495 #502 #509 #516 #523 #530 #537 #544 #551 #558 #565 #572 #579 #586 #593 #600 #607 #614 #621 #628 #635 #642 #649 #656
319 316 312 309 305 302 298 295 291 288 284 281 277 274 270 267 263 260 256 253 249 246 242 239 235 232 228 225 221 218 214 211 207 204 200 197
8 8 8

ANALYSIS

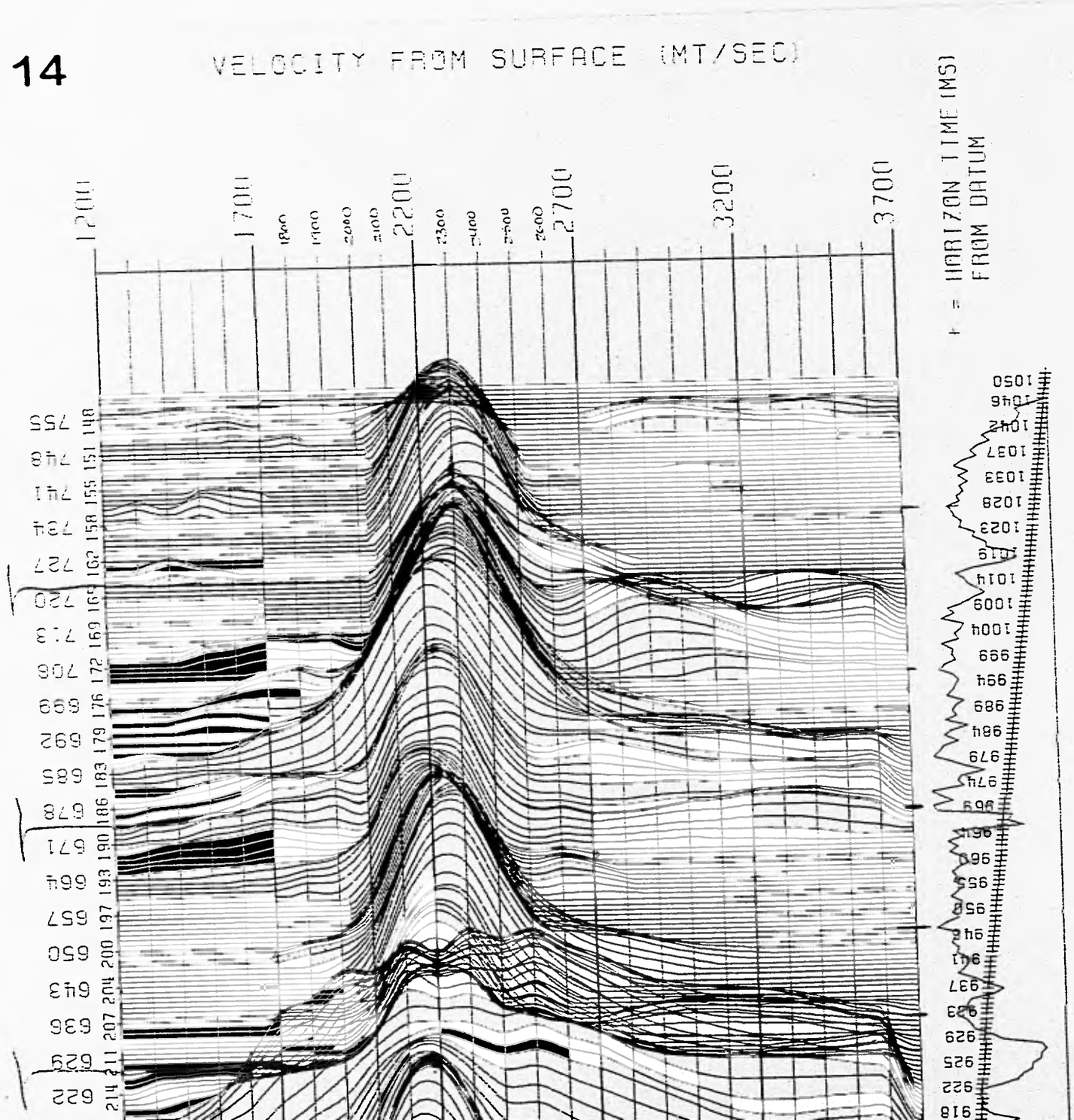
CREMENT = 100 MT/SEC
30 MSEC, RATIO SUMMED = 1 1 1
SUM = 1 , BIAS REMOVED = 0 %

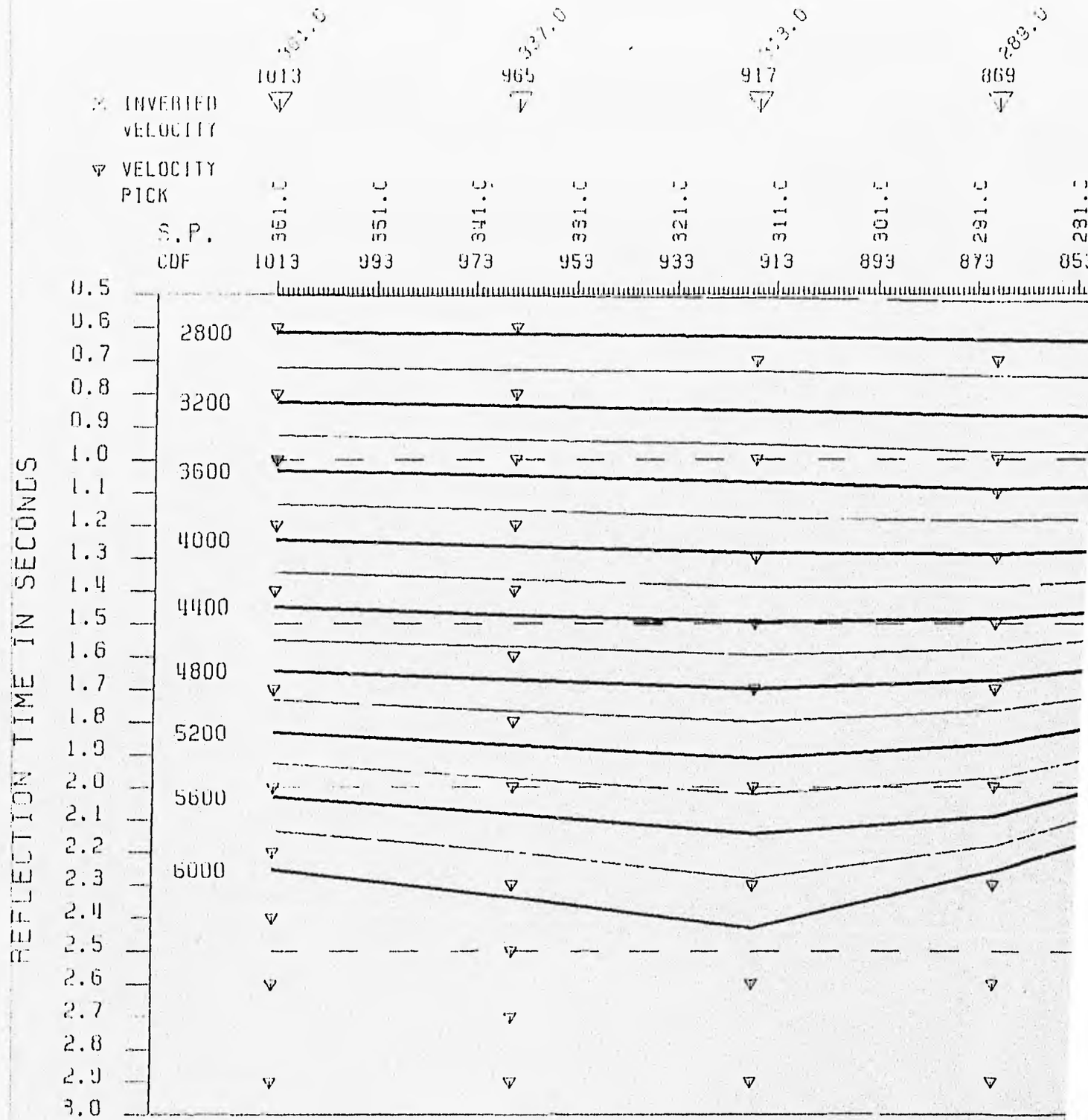


SEC
UMMED = 1 1 1
EMOVED = 0 %



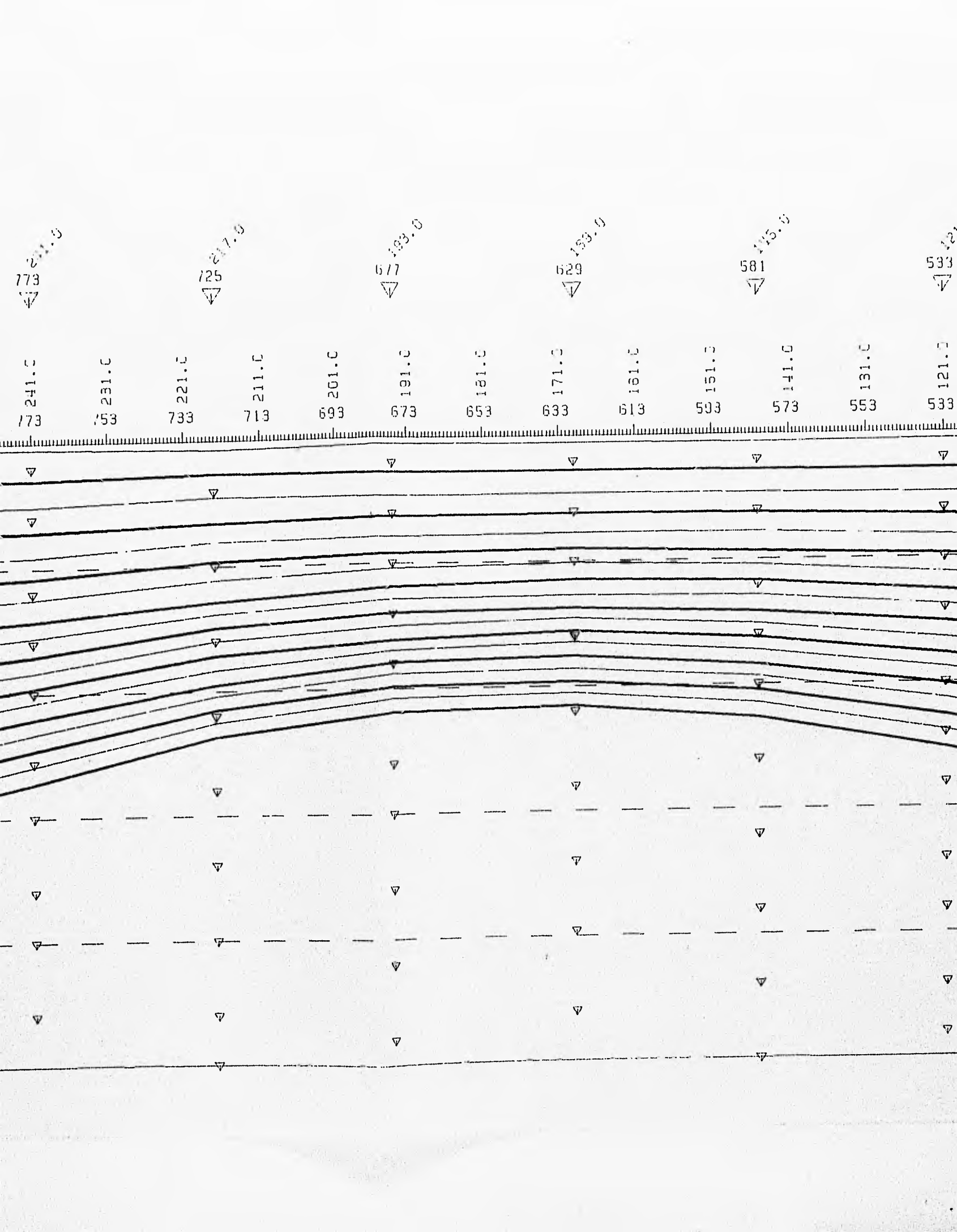
GRAFICA No. 14

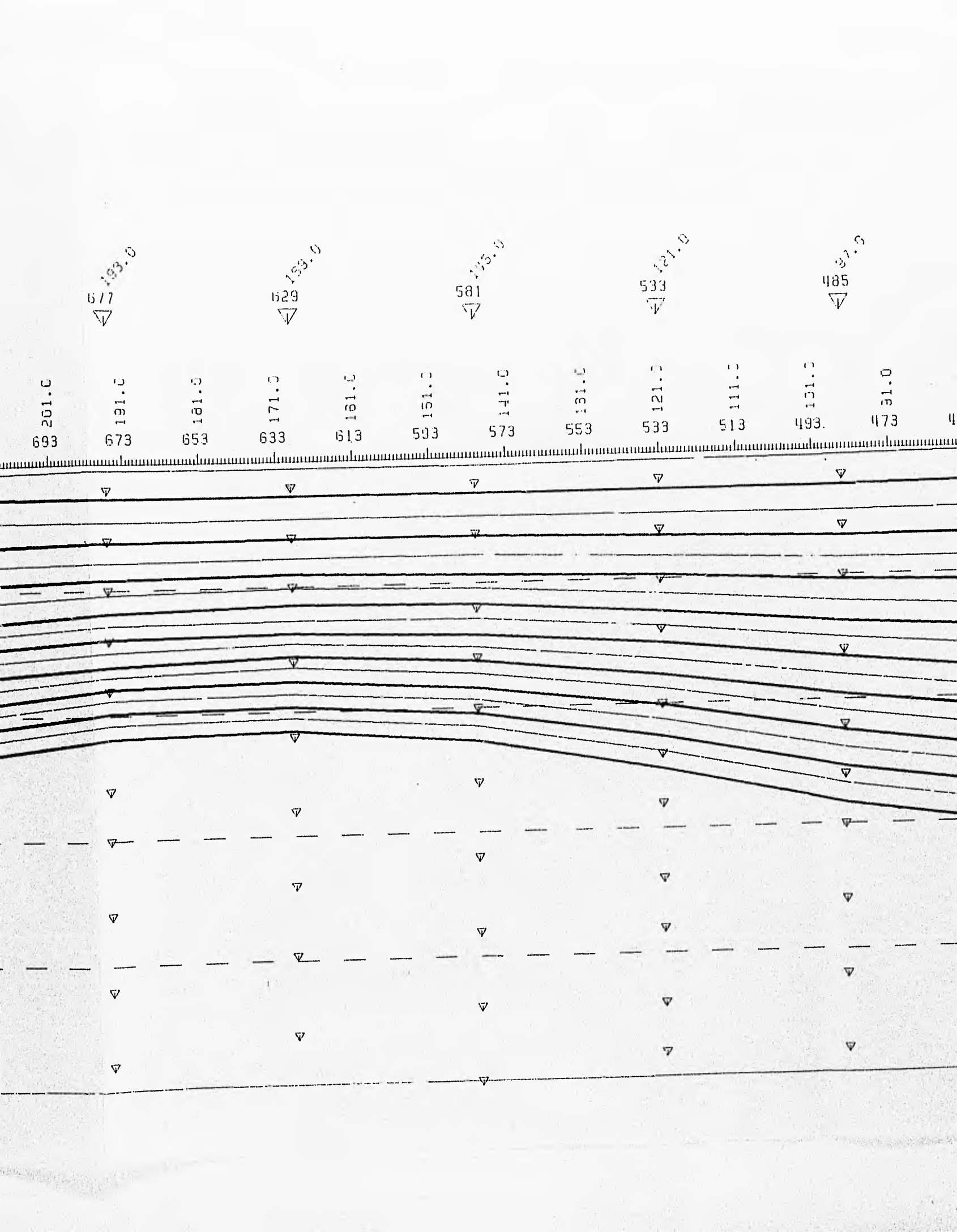


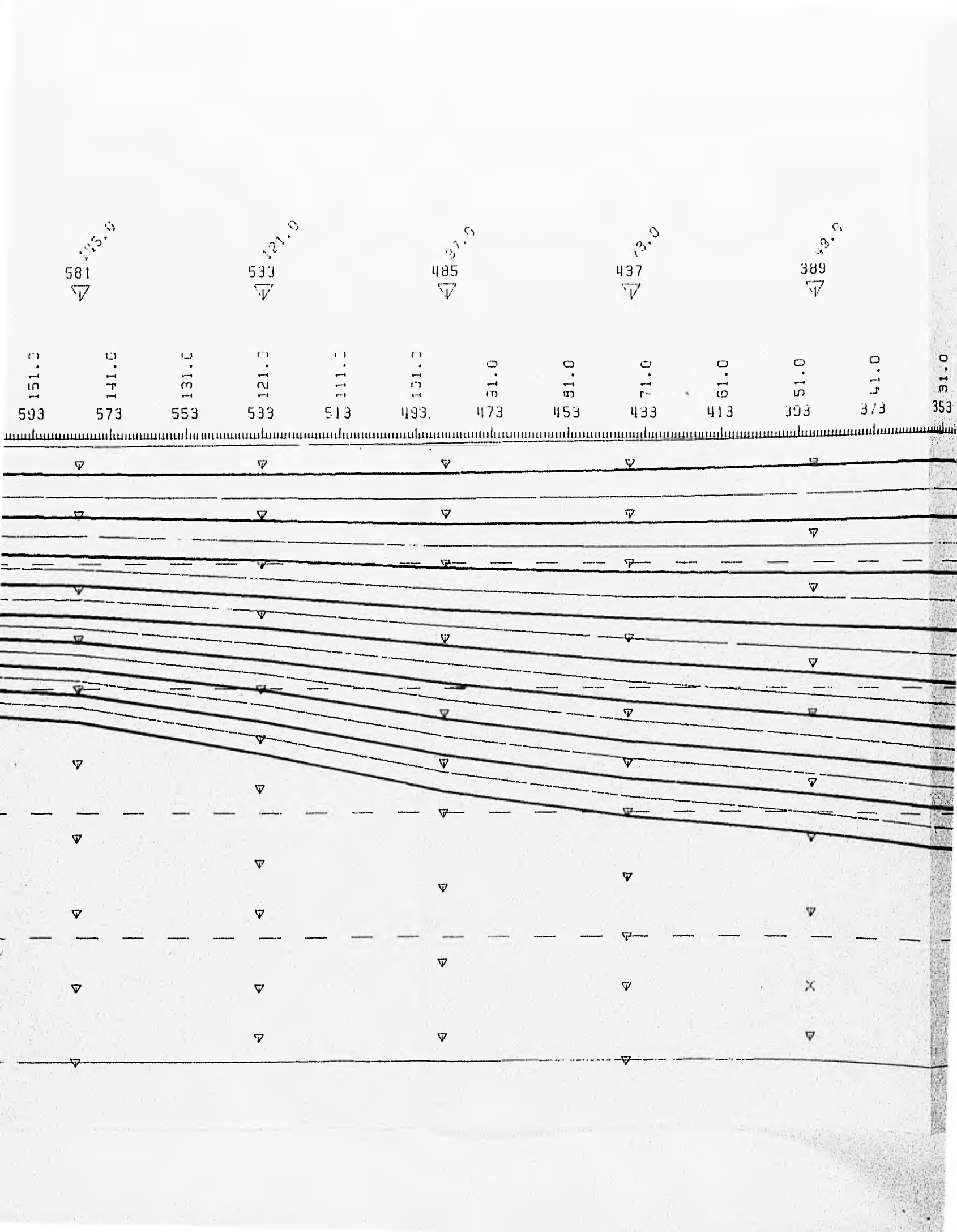

INVERTED VELOCITY
VELOCITY PICK
S.P.
CDF
1013
965
917
869
361.0
351.0
341.0
331.0
321.0
311.0
301.0
291.0
993
973
953
933
913
893
873
REFLECTION TIME IN SECONDS
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
2800
3200
3600
4000
4400
4800
5200
5600
6000

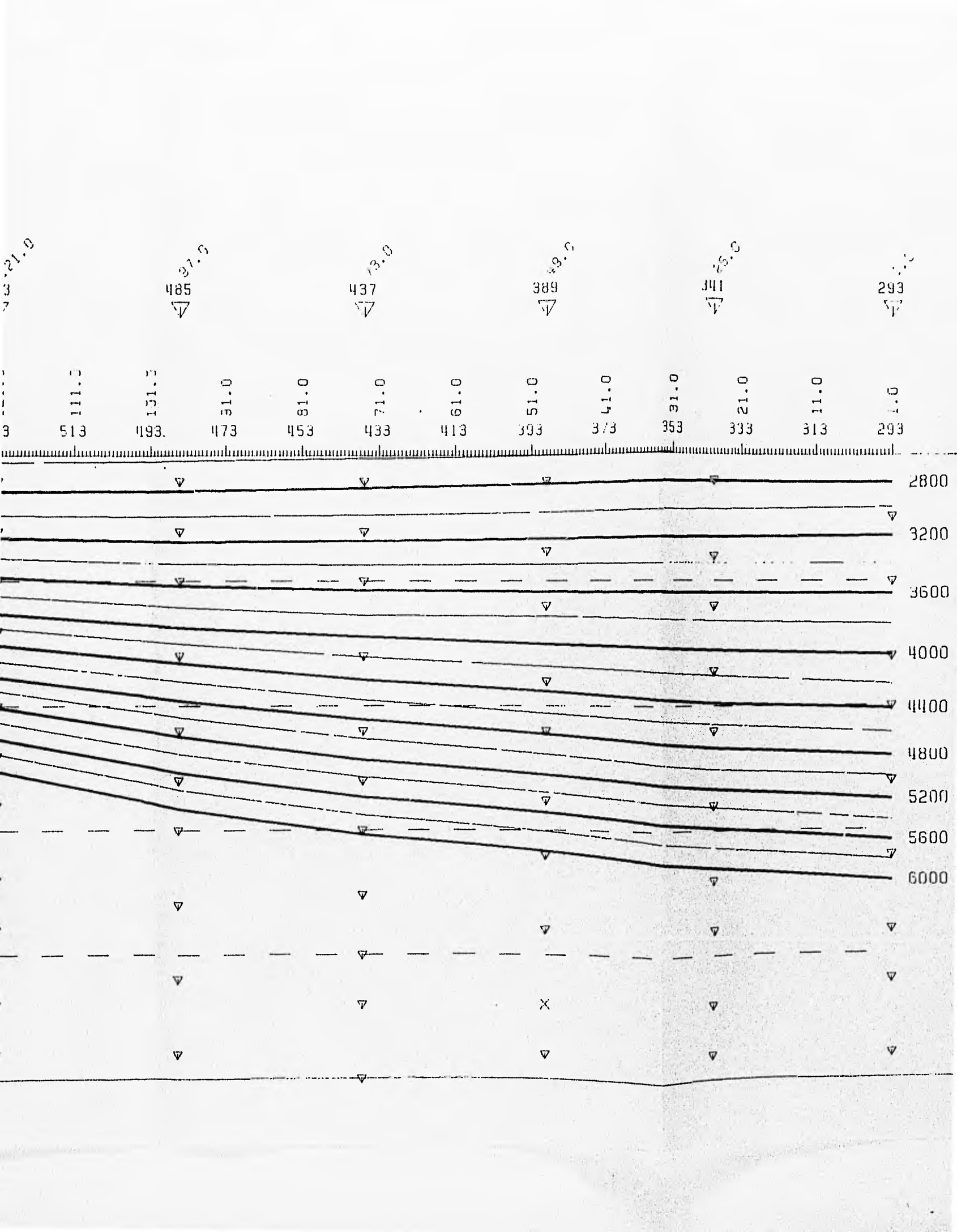
337.0
965
313.0
917
283.0
869
255.0
821
241.5
773
341.0
973
331.0
953
321.0
933
311.0
913
301.0
893
291.0
873
281.0
853
271.0
833
261.0
813
251.0
793
241.0
773
231.0
753
221.0
733

821
773
725
677
629
281.0
271.0
261.0
251.0
241.0
231.0
221.0
211.0
201.0
191.0
181.0
171.0
161.0
853
833
813
793
773
753
733
713
693
673
653
633
613

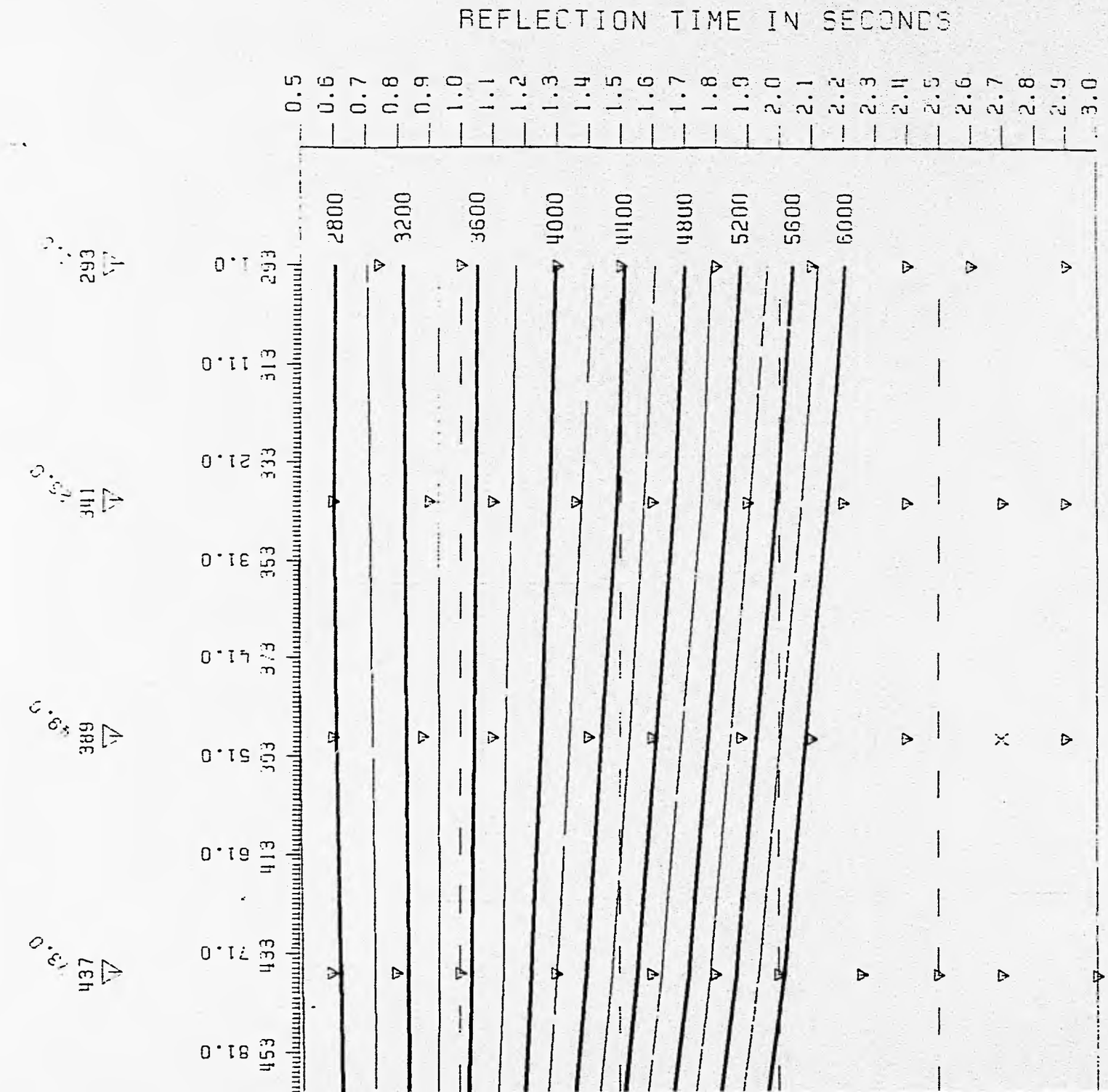

241.0
773
231.0
753
221.0
733
211.0
713
201.0
693
191.0
673
181.0
653
171.0
633
161.0
613
151.0
593
141.0
573
131.0
553
121.0
533
217.0
725
193.0
677
193.0
629
145.0
581

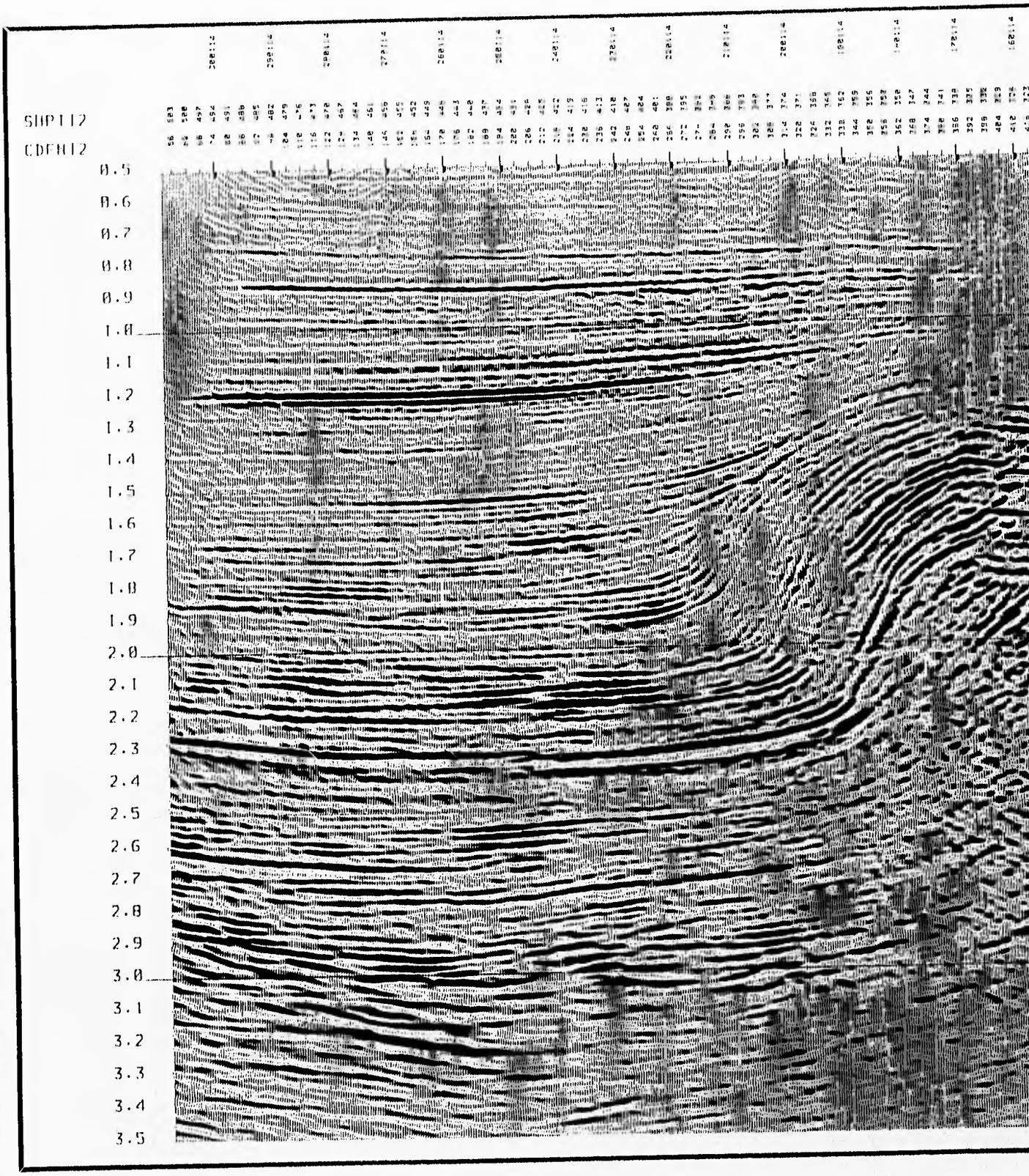

193.0
677
153.0
629
113.0
581
121.0
533
37.0
485
201.0
693
191.0
673
181.0
653
171.0
633
161.0
613
151.0
593
141.0
573
131.0
553
121.0
533
111.0
513
131.0
493.
31.0
473

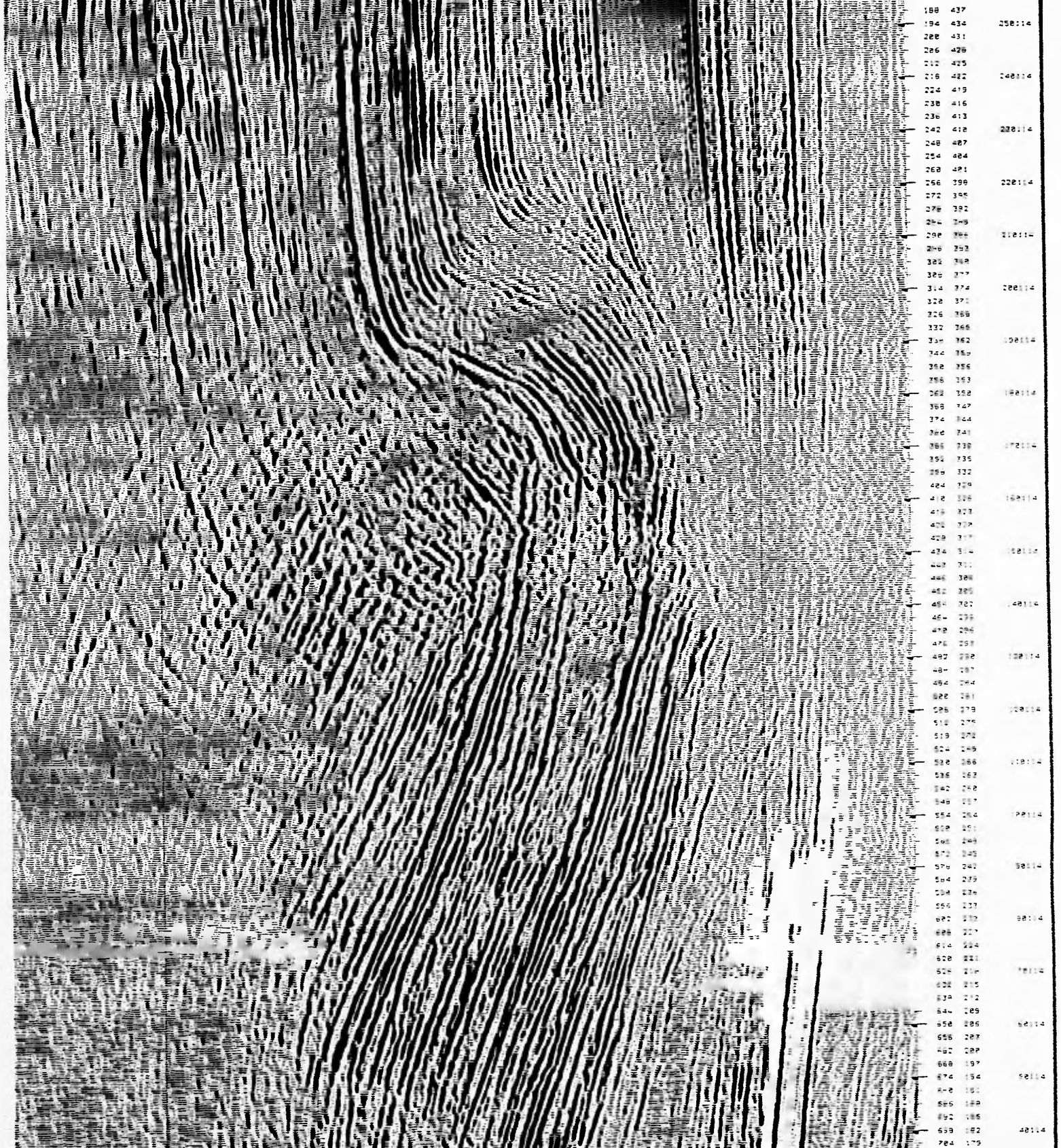

145.0
581
121.0
533
97.0
485
73.0
437
49.0
389
151.0
593
141.0
573
131.0
553
121.0
533
111.0
513
131.0
493
91.0
473
81.0
453
71.0
433
61.0
413
51.0
393
41.0
373
31.0
353


485
437
389
341
293
111.5
131.5
31.0
81.0
71.0
61.0
51.0
41.0
31.0
21.0
11.0
1.0
513
493.
473
453
433
413
393
373
353
333
313
293
2800
3200
3600
4000
4400
4800
5200
5600
6000

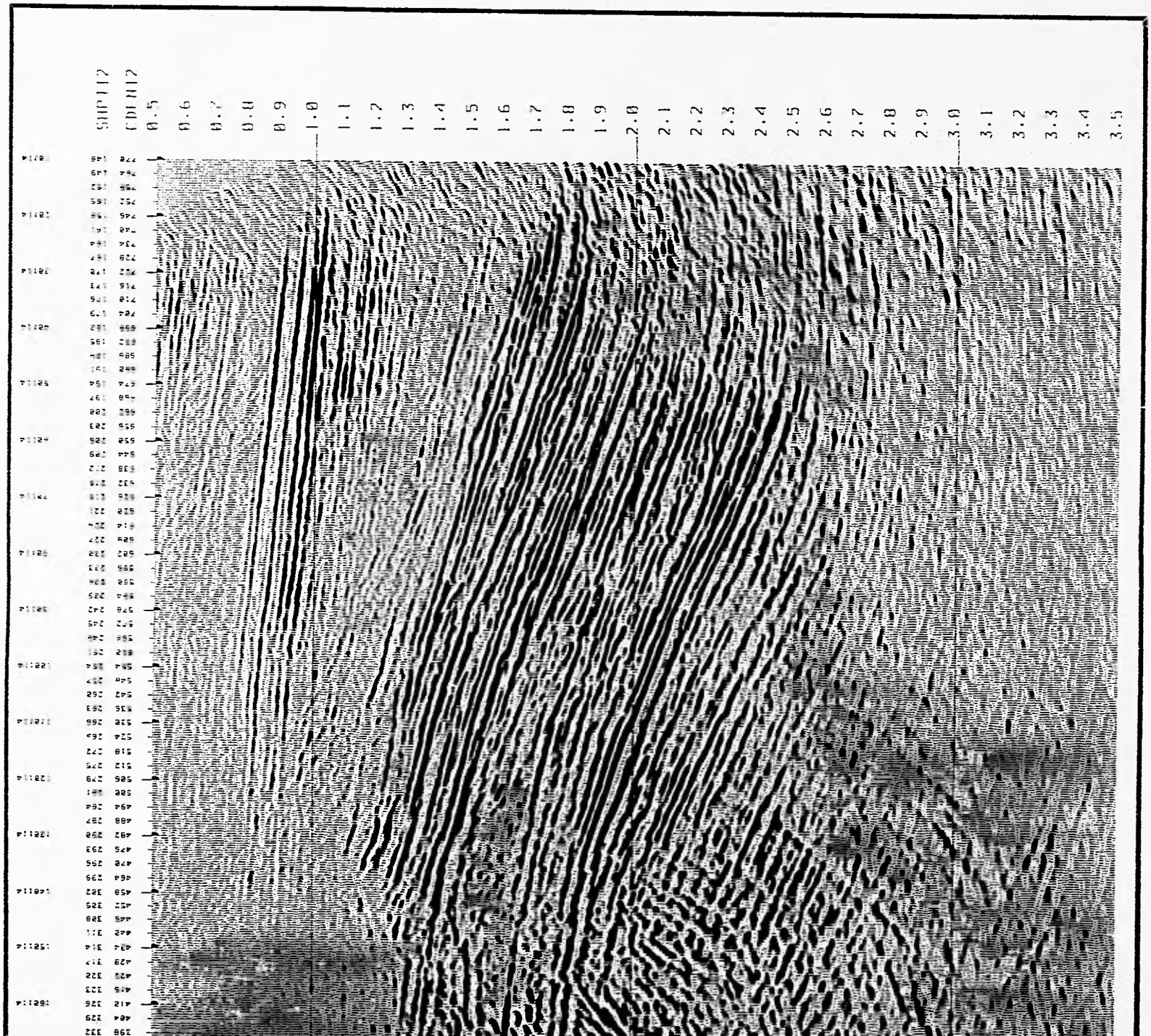
GRAFICA No. 15

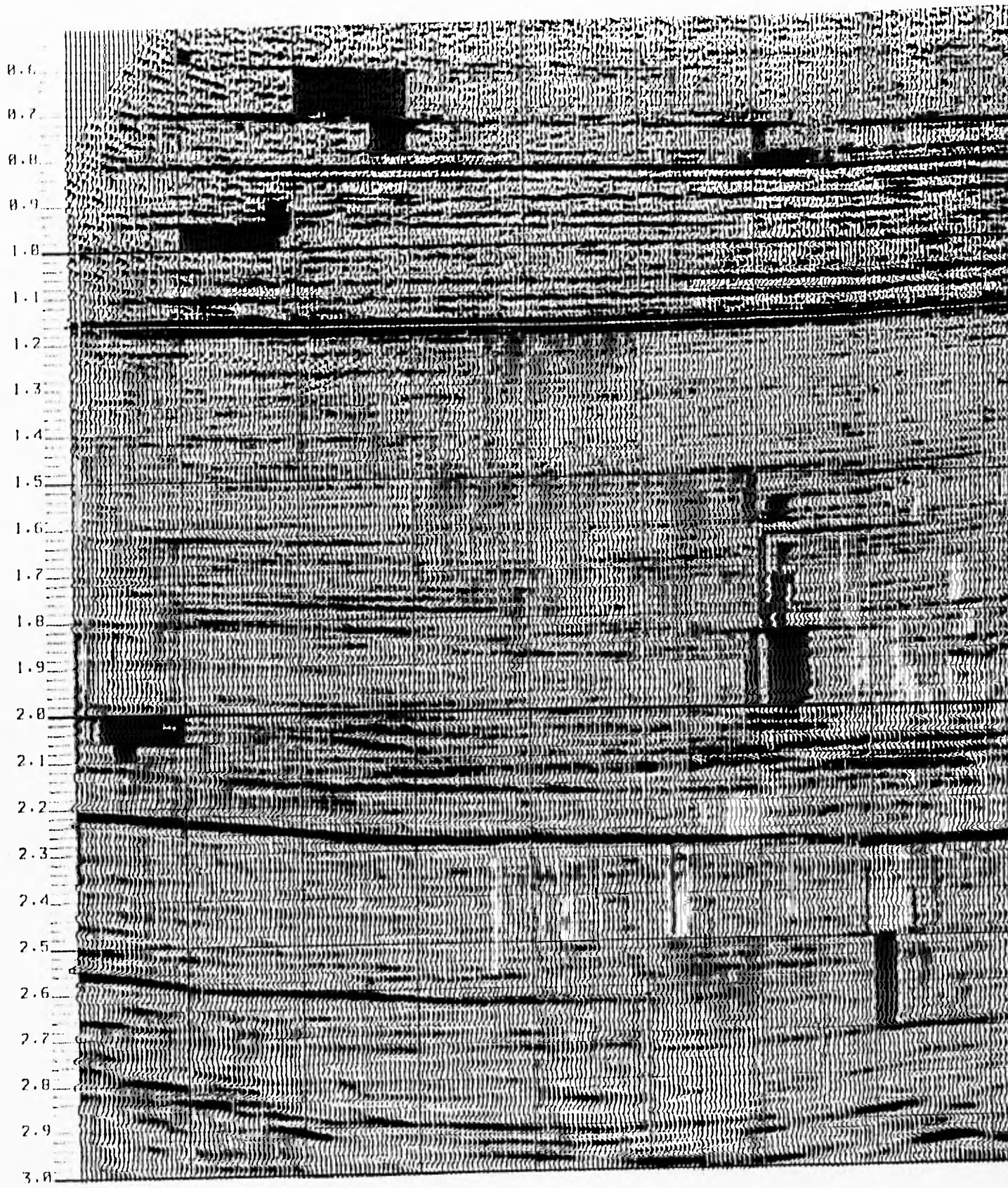


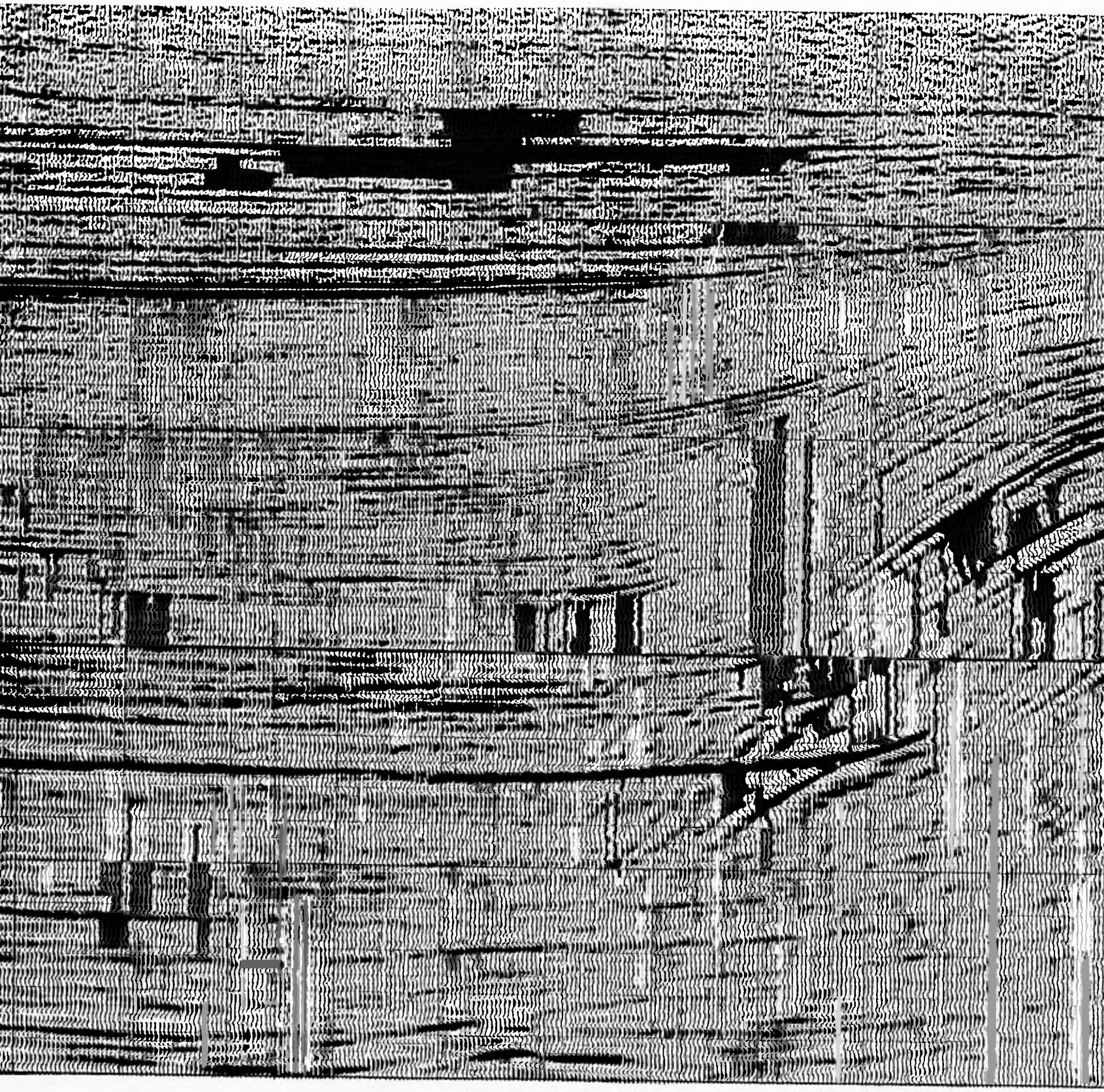

SHPTI2
CDPHI2
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5

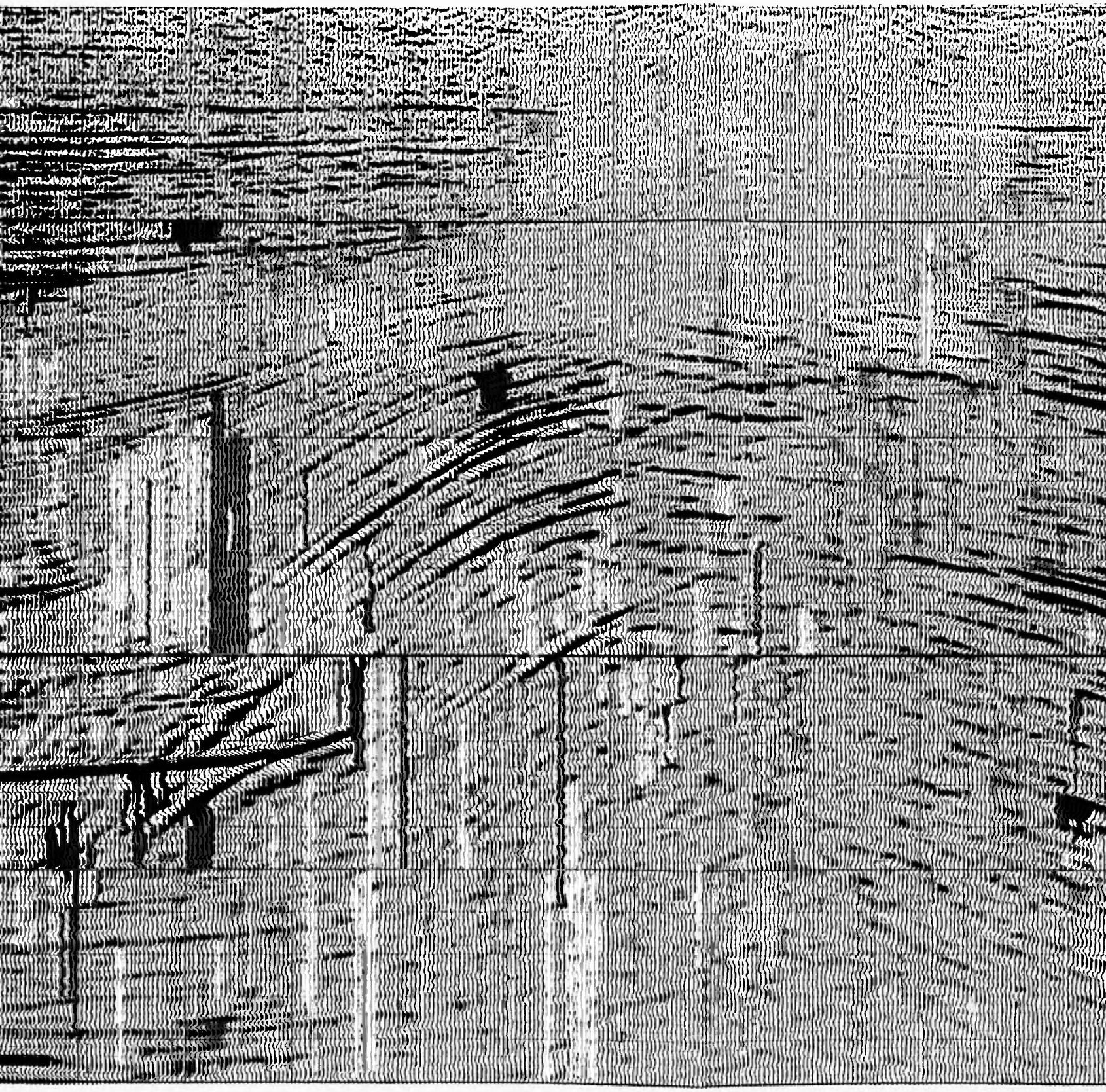


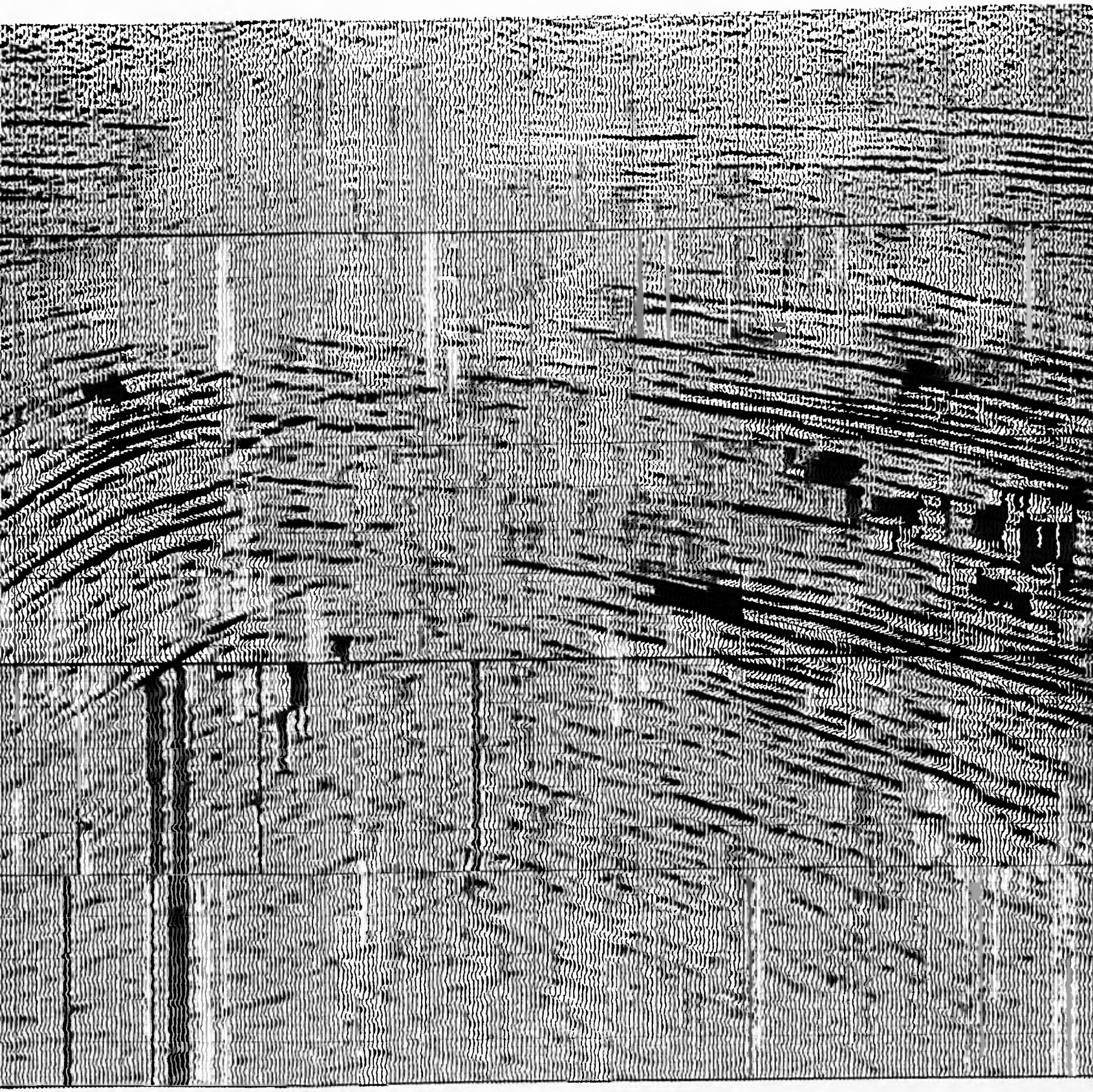
GRAFICA No. 16

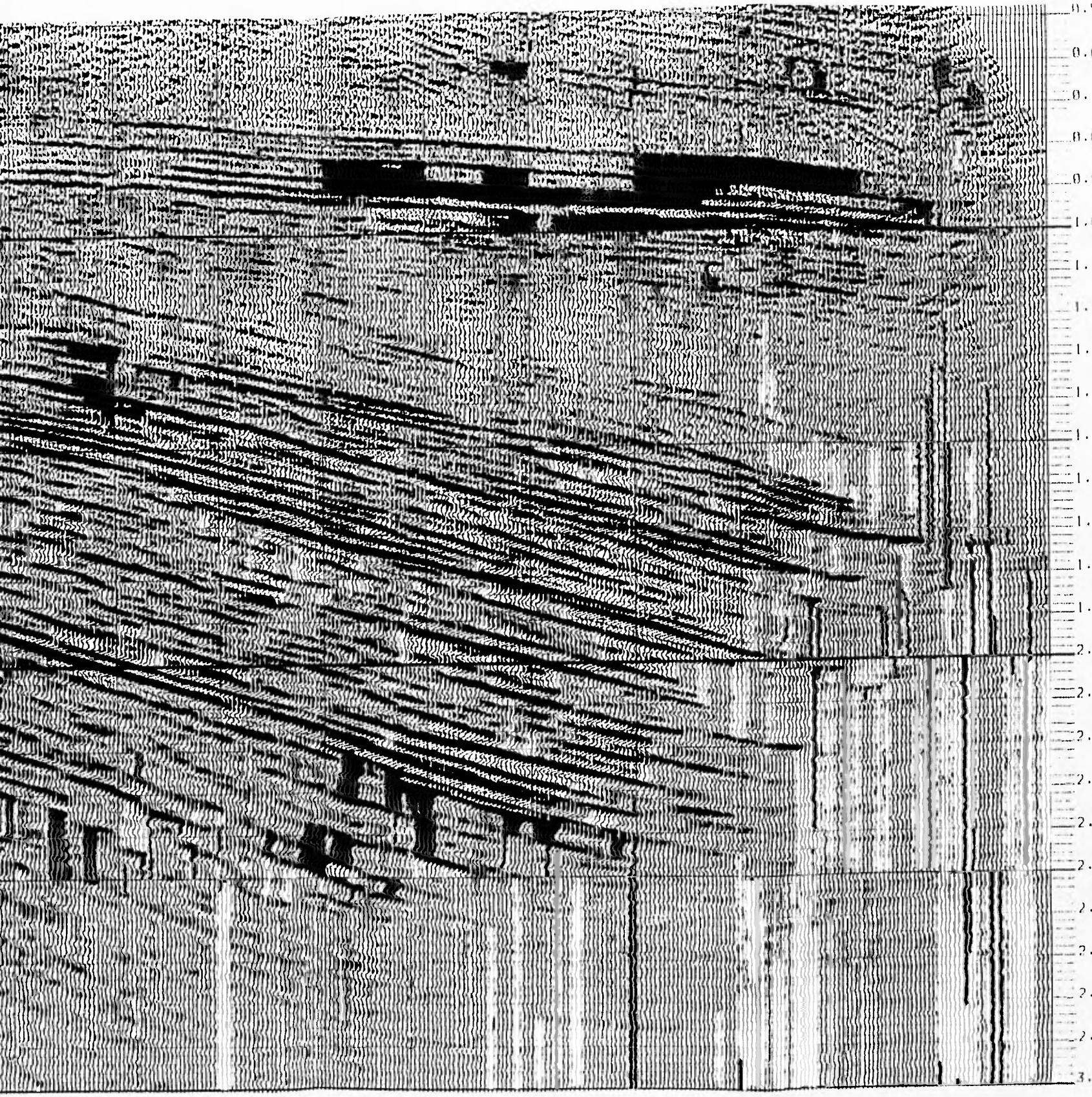



0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9
3.0

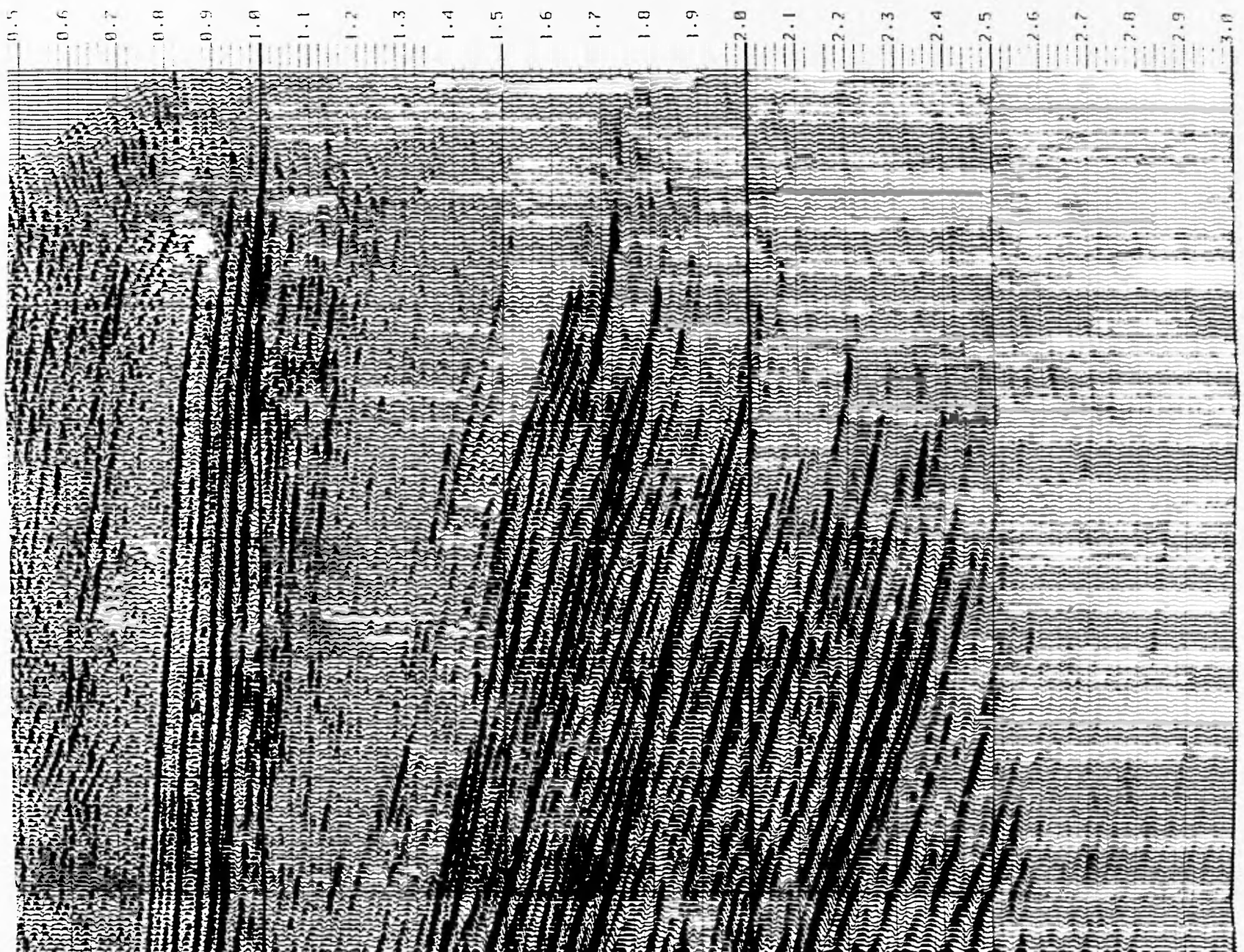


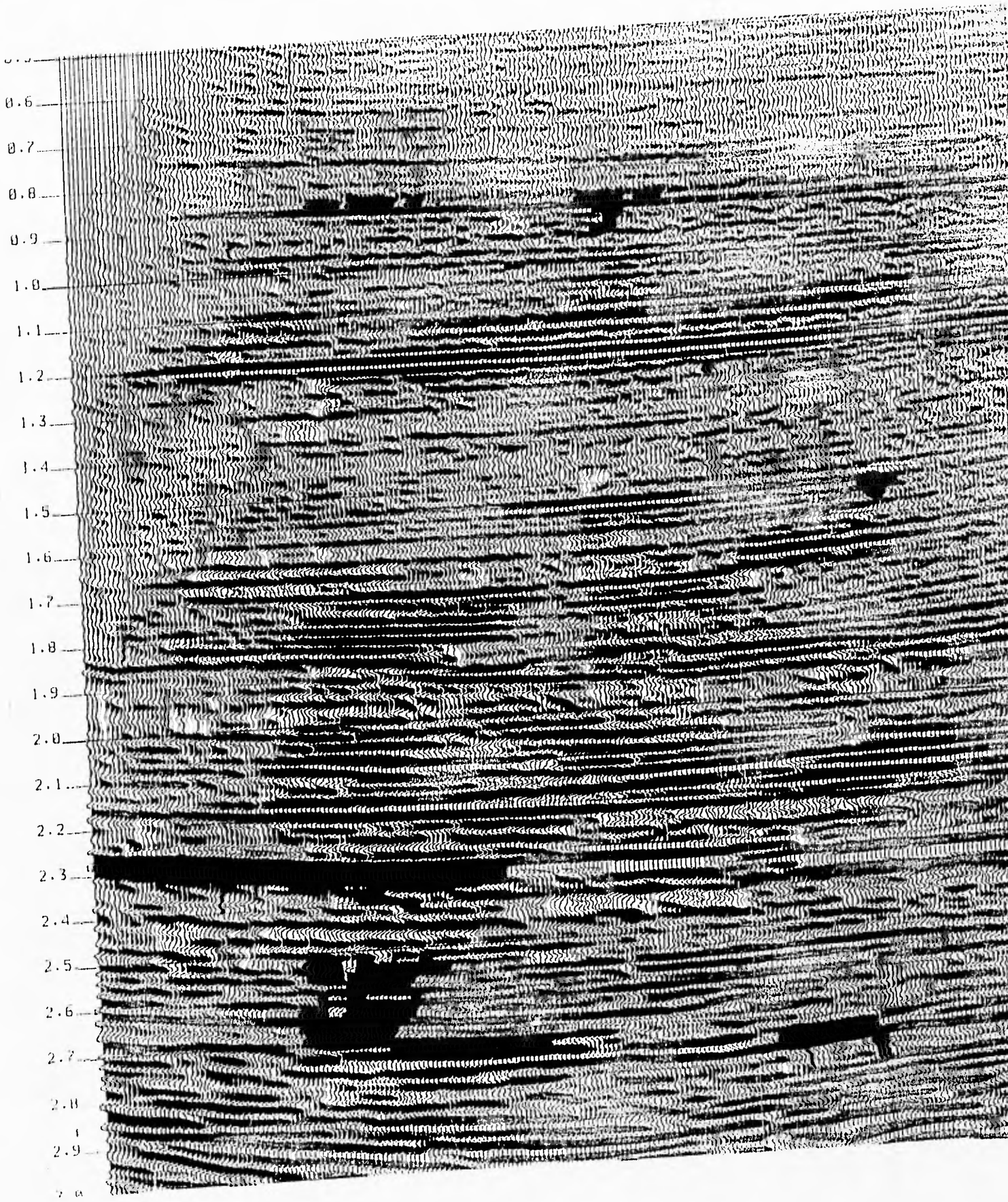


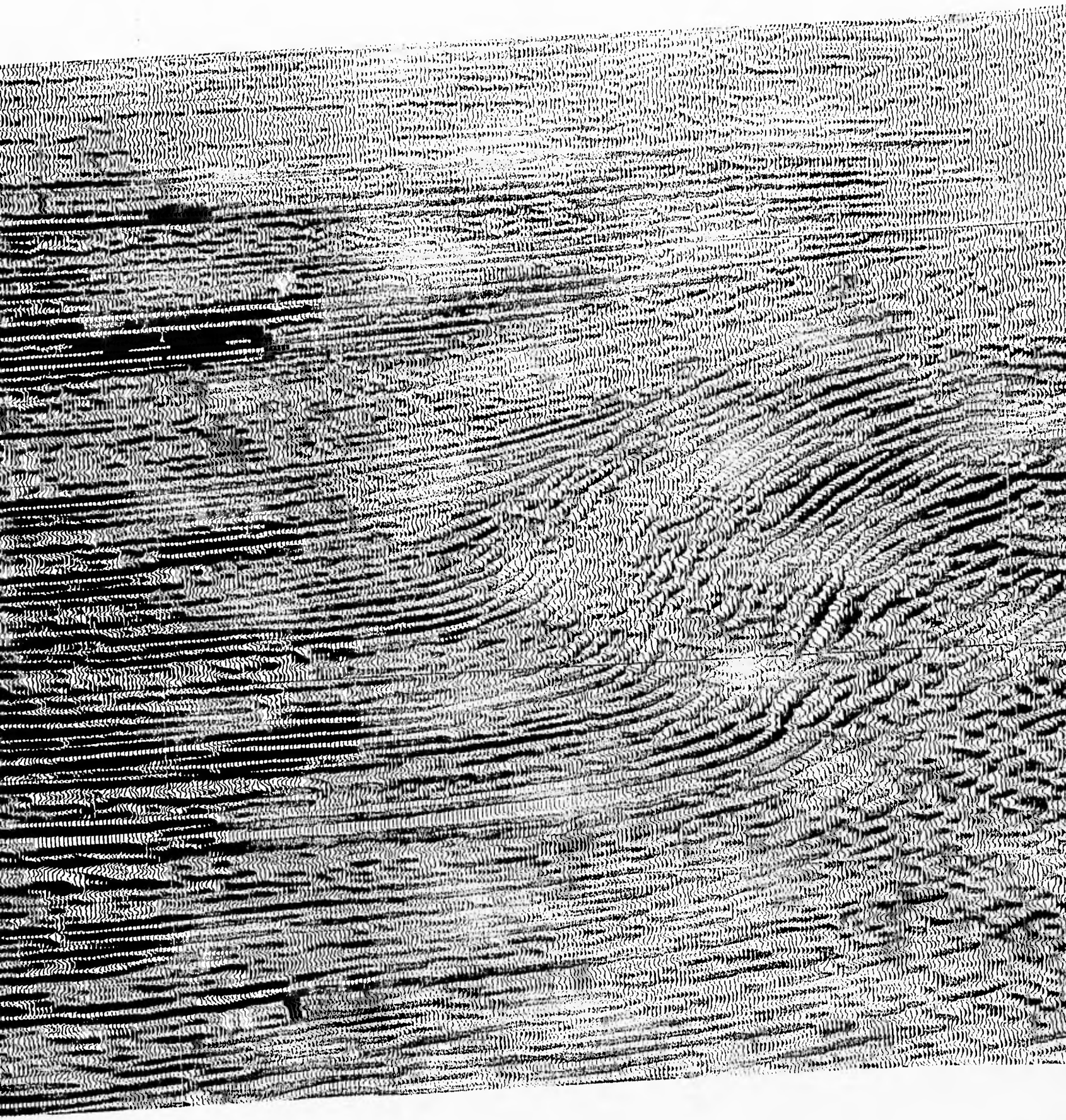


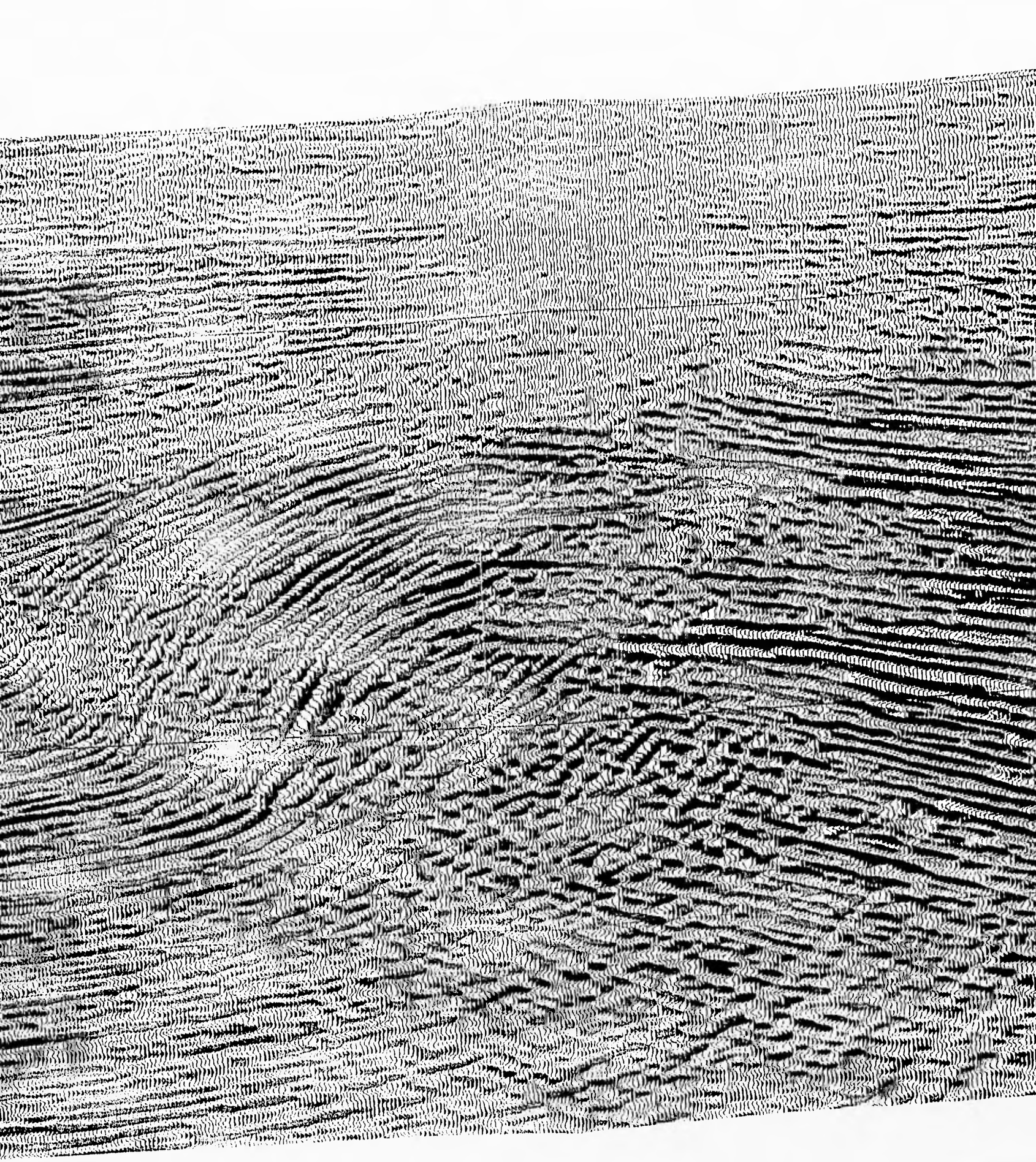


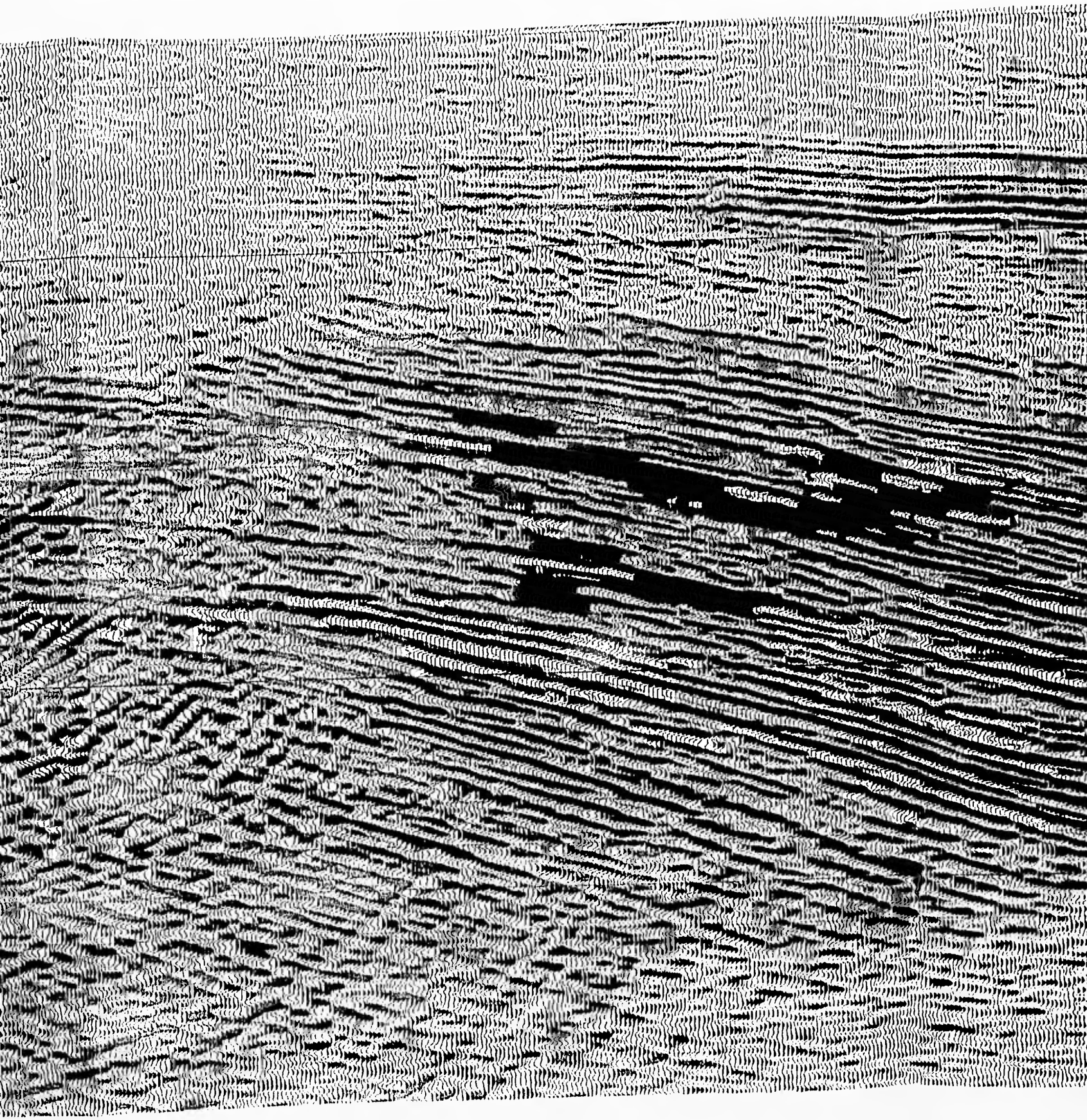
GRAFICA No. 17

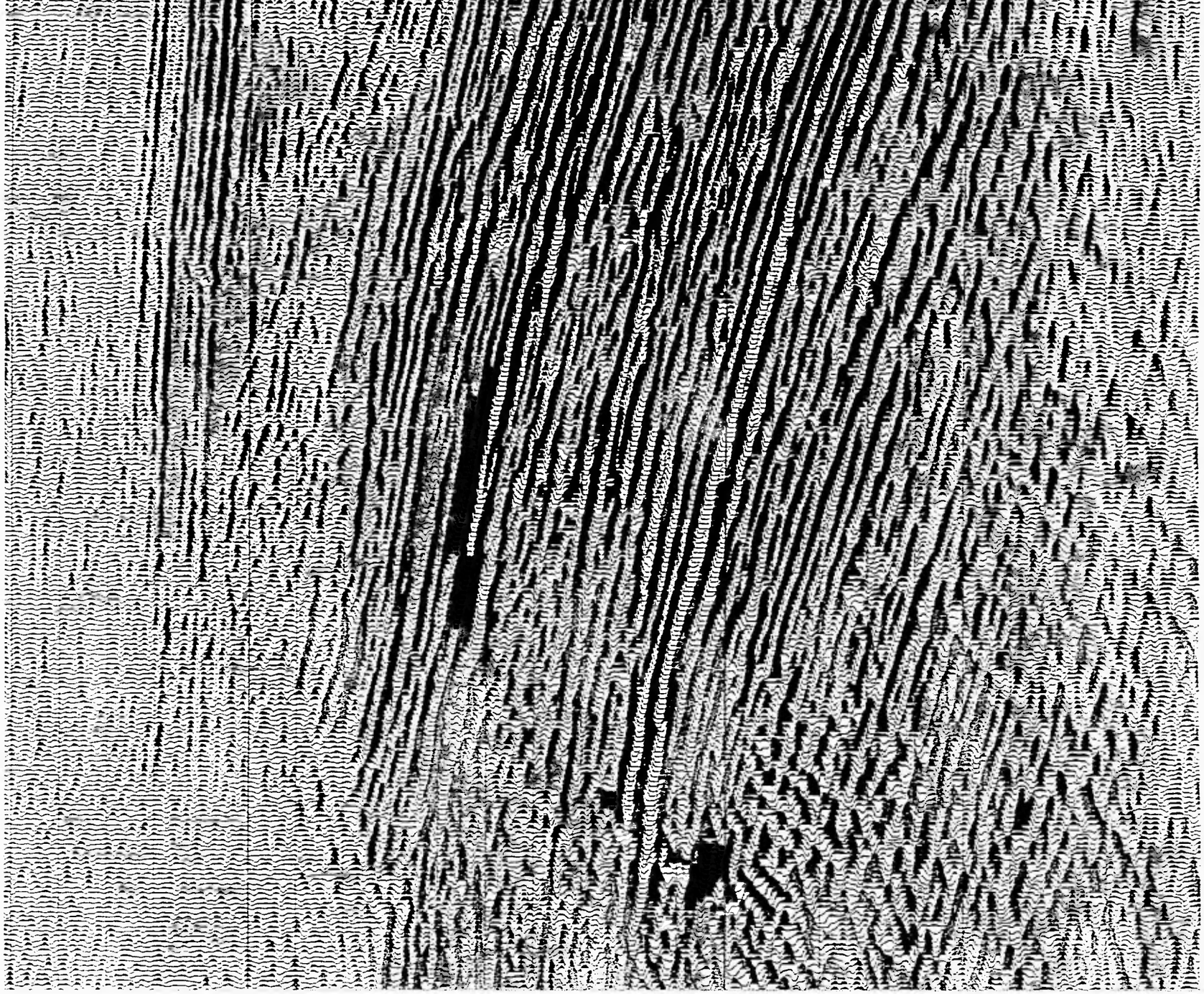


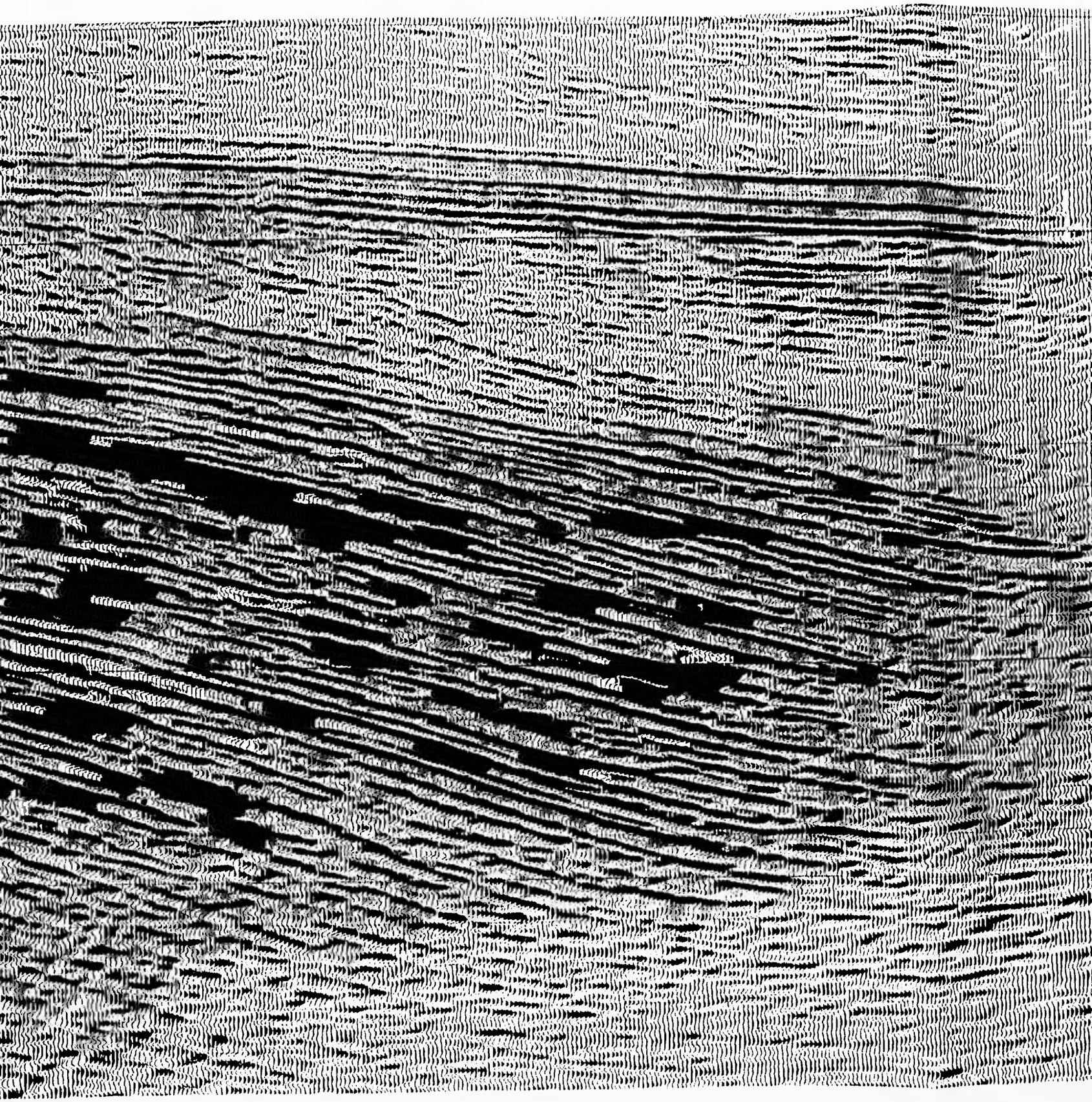

0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
2.7
2.8
2.9



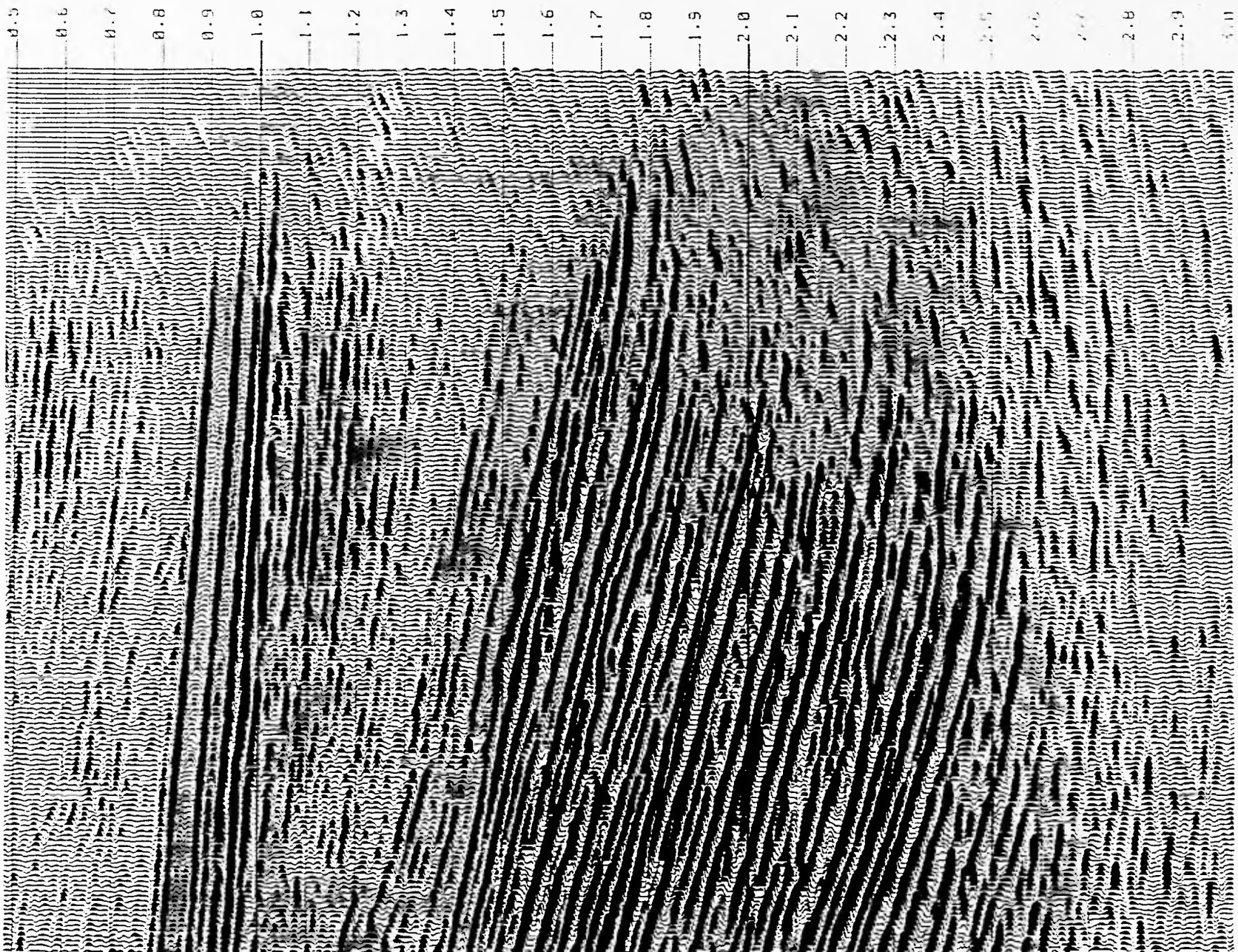


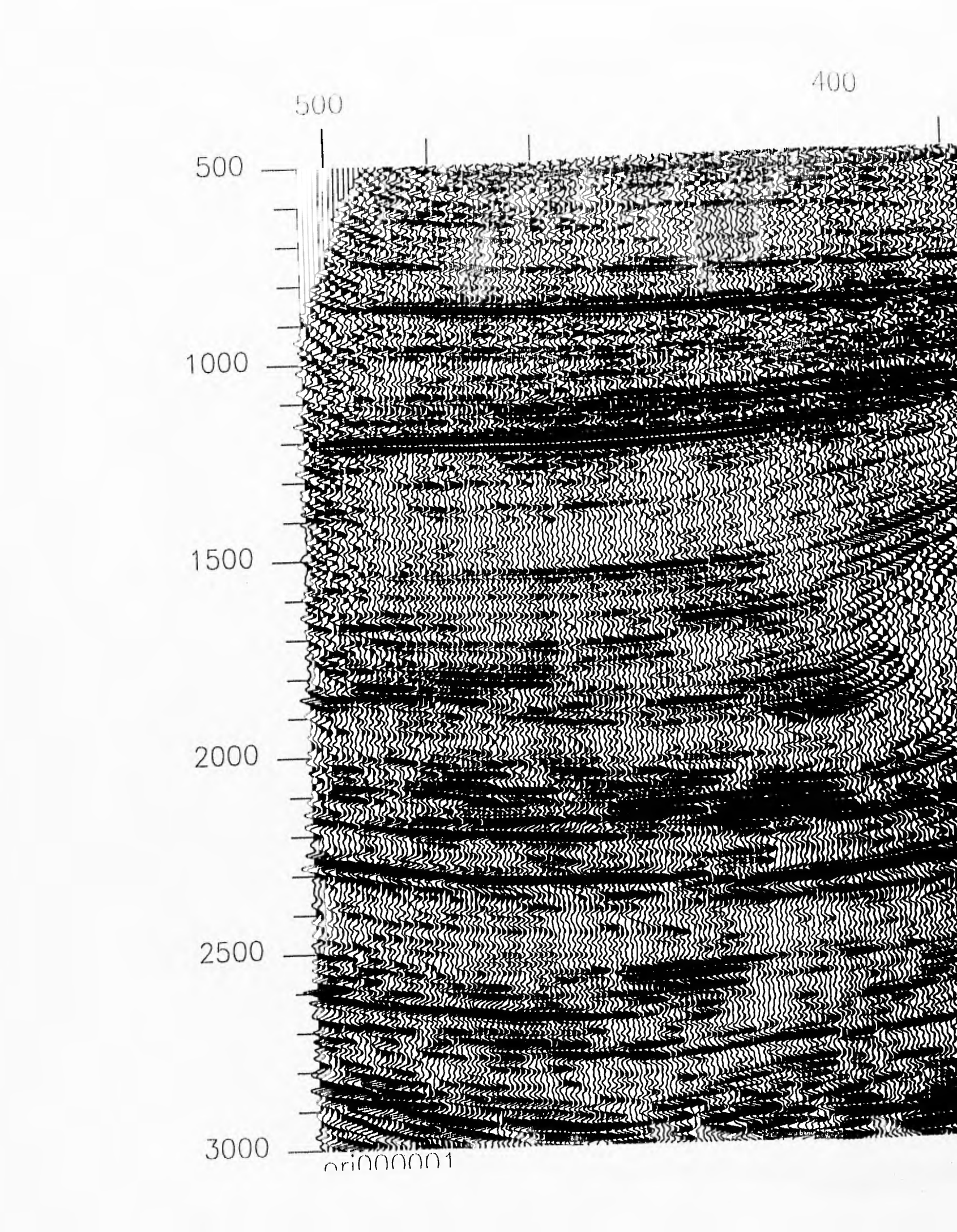


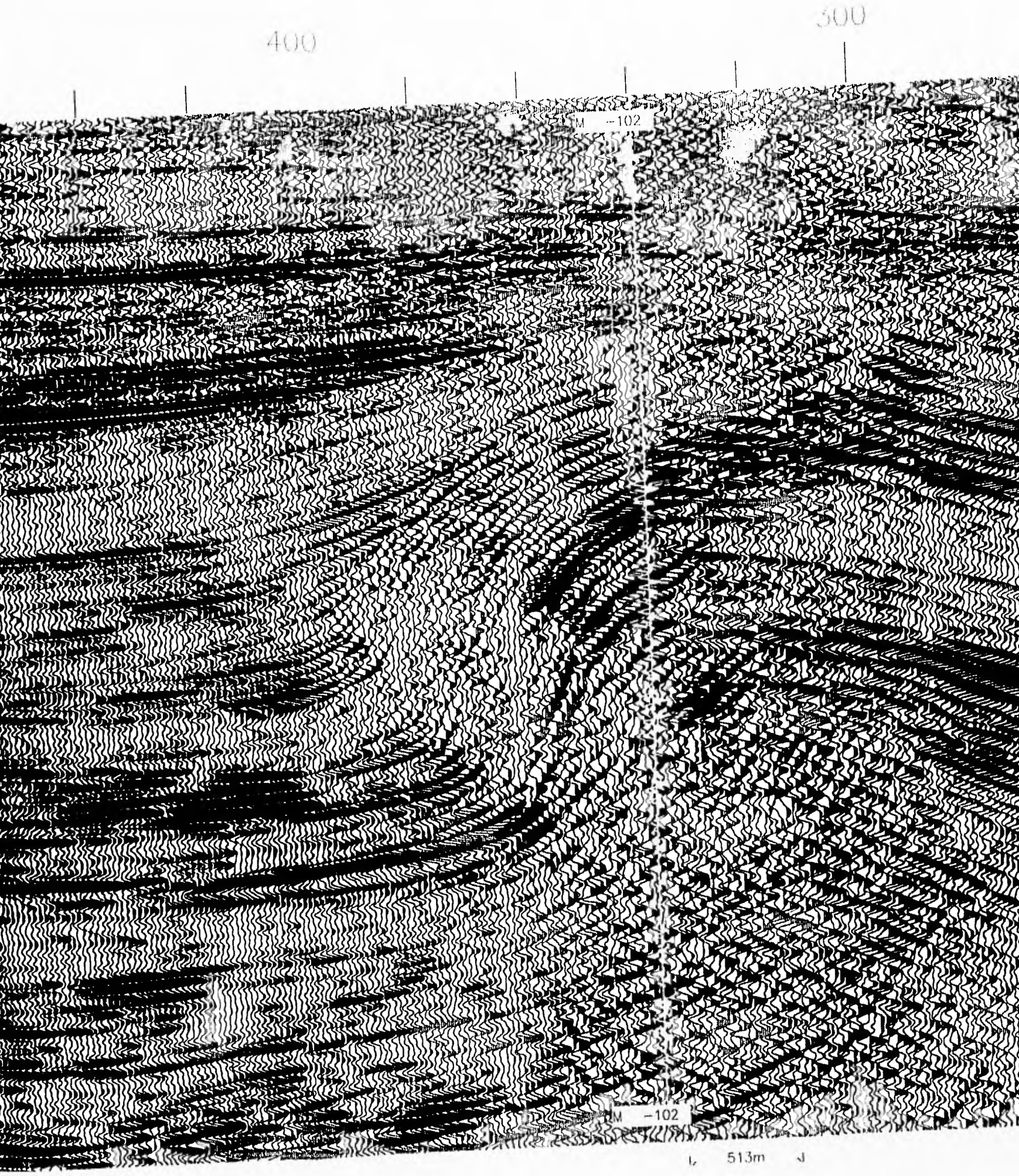


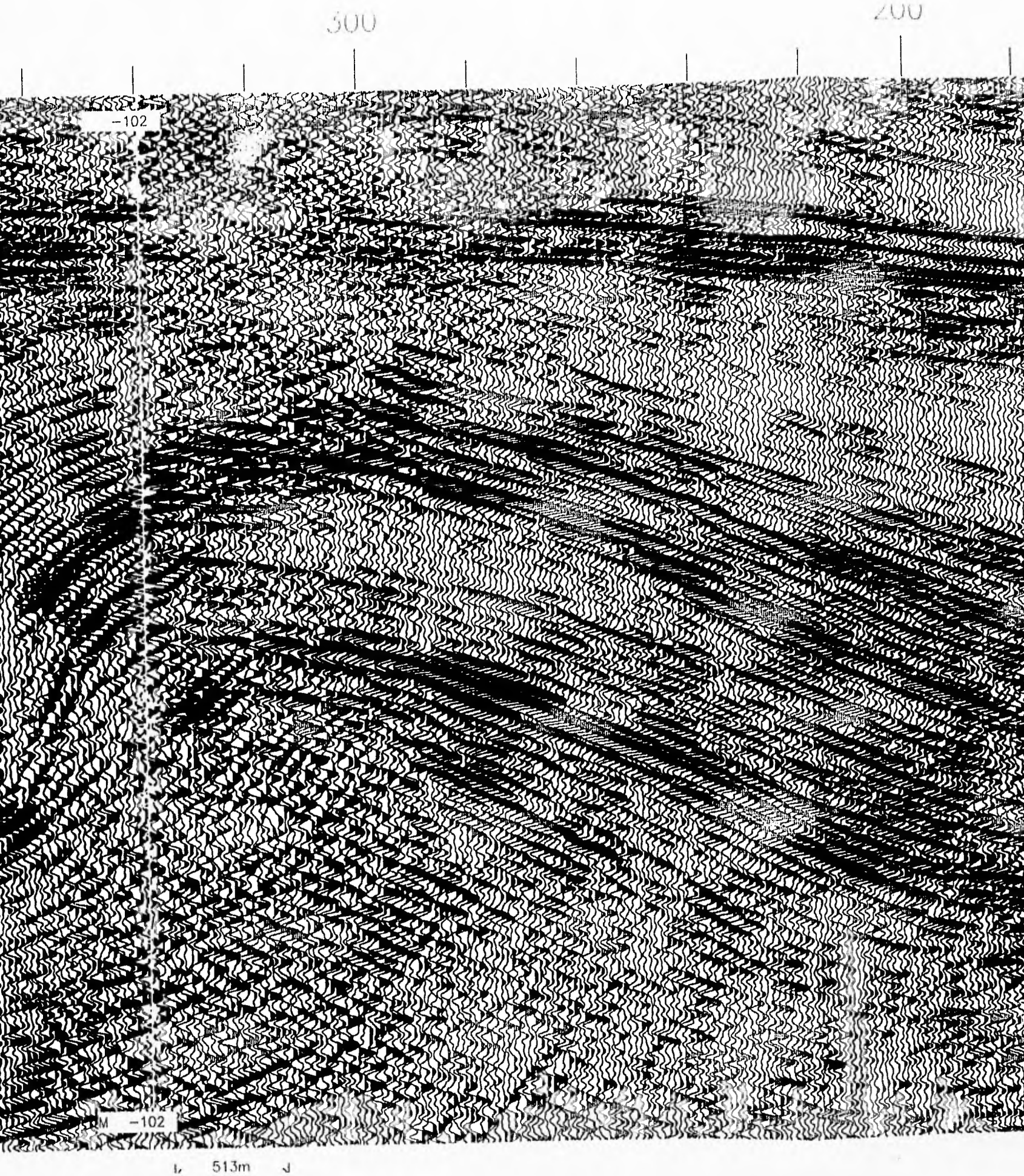


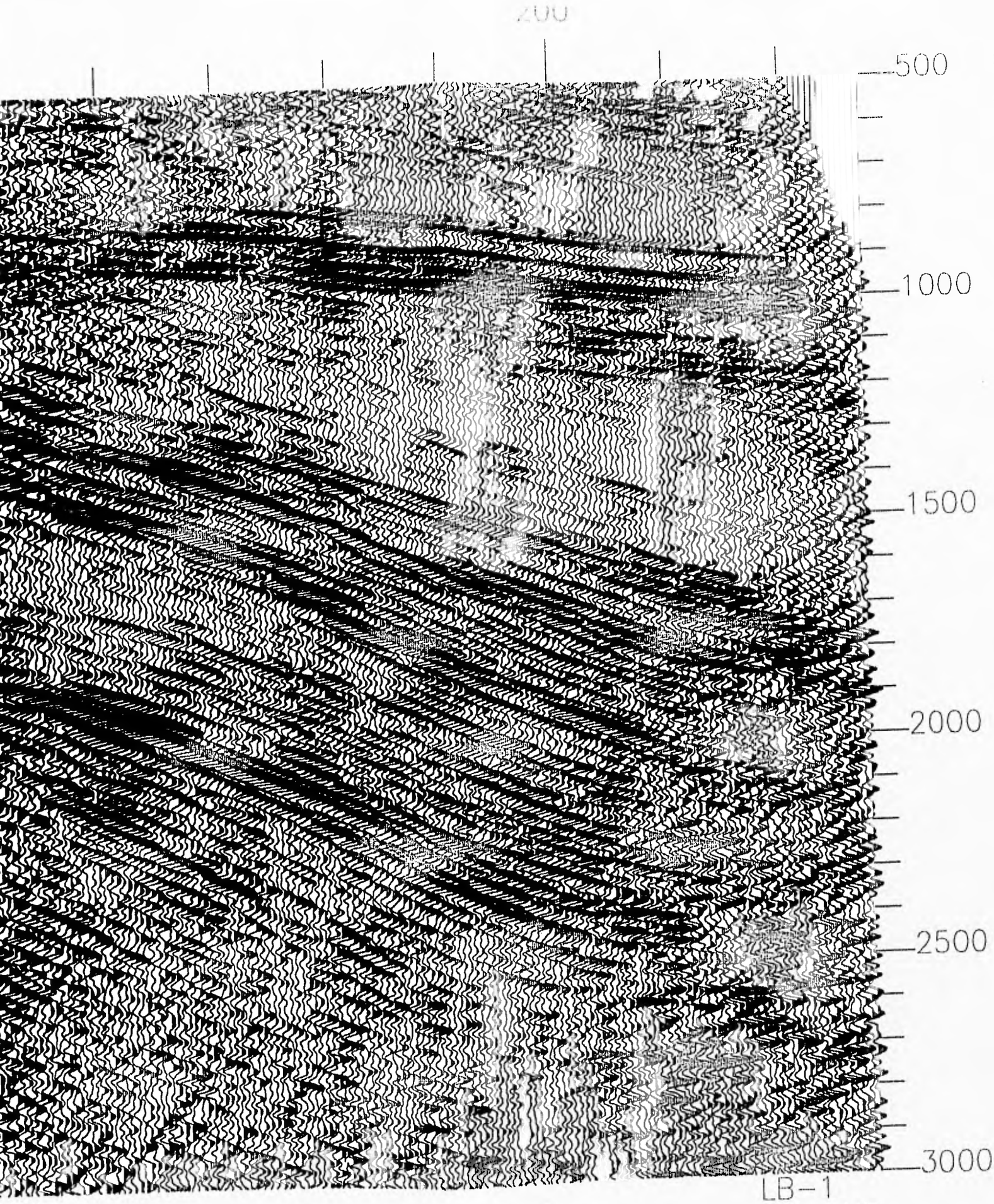
GRAFICA No. 18




400
500
500
1000
1500
2000
2500
3000

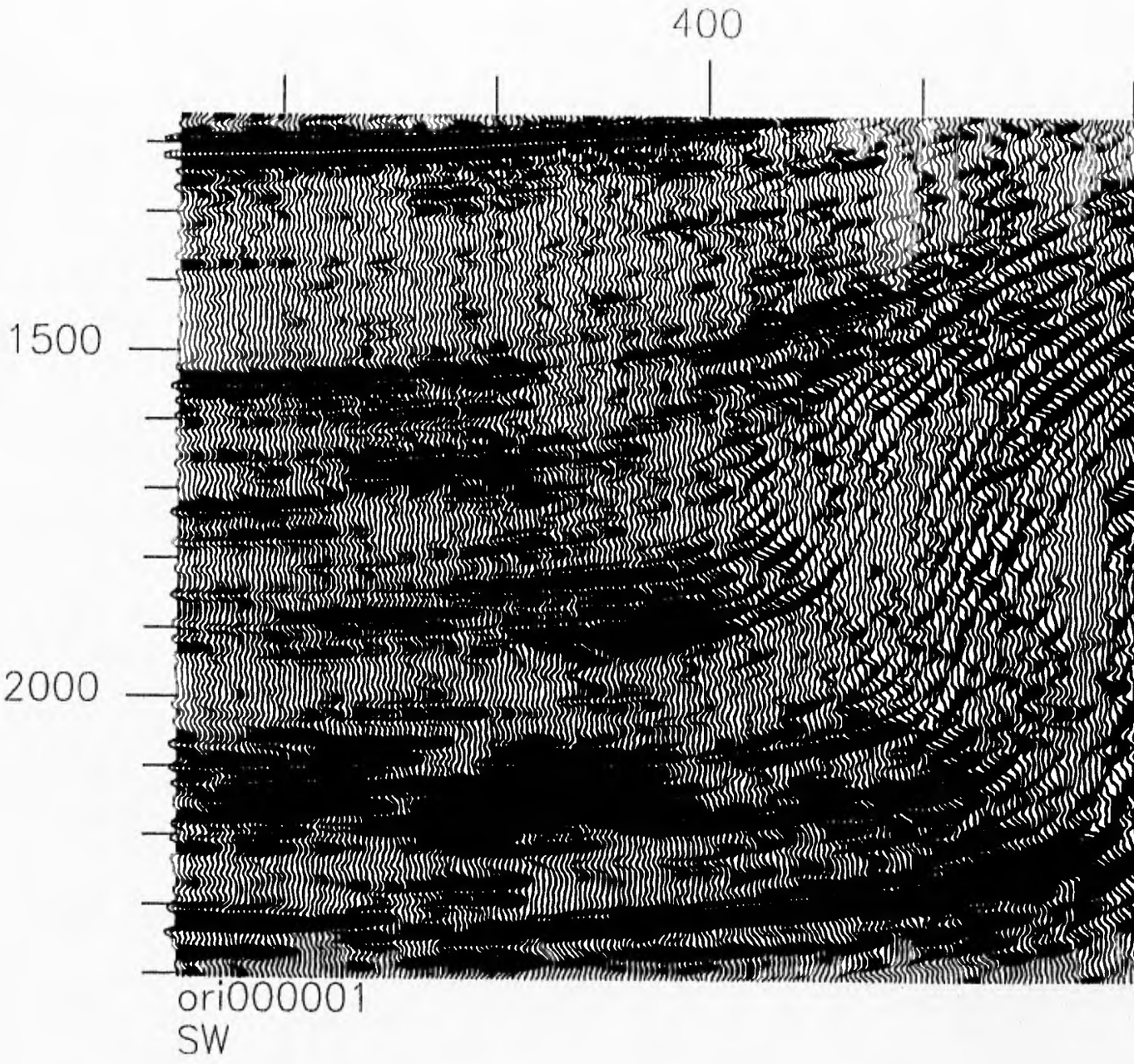

400
300
M -102
M -102
513m


300
200
-102
M -102
513m

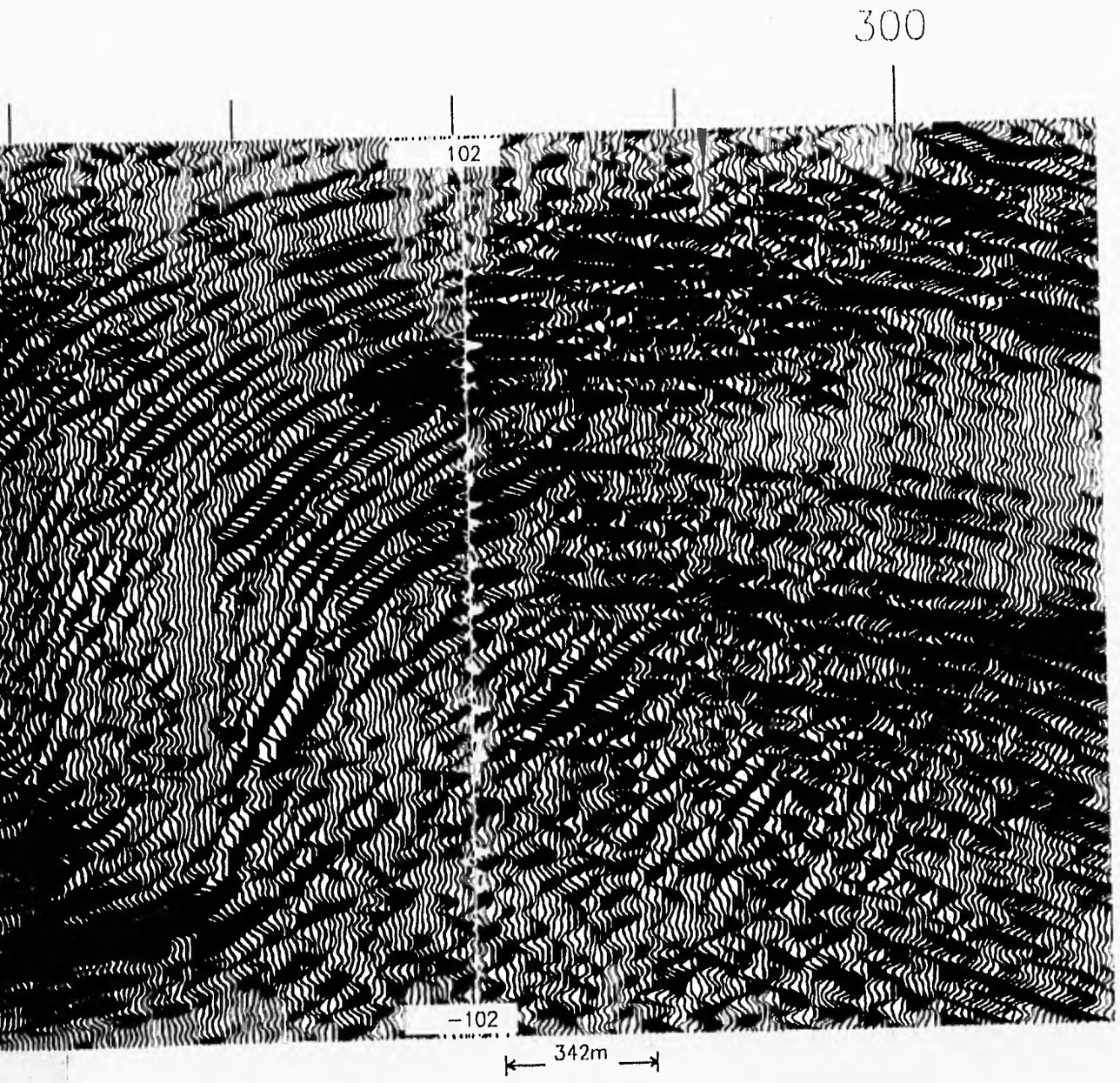


GRAFICA No. 19

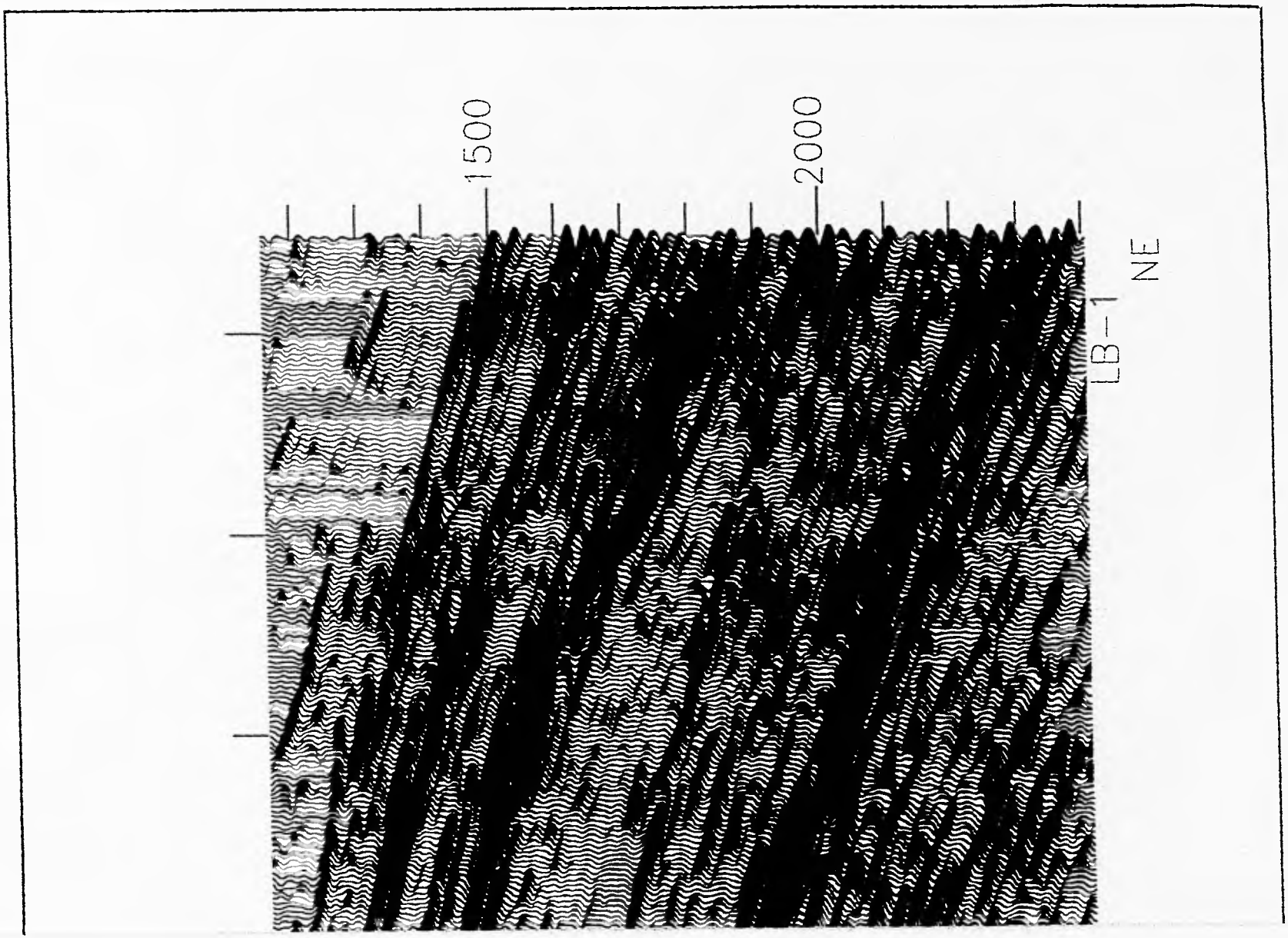
GRAFICA No. 19


400
1500
2000
ori000001
SW

400
300
-102
-102
342m


300
102
-102
342m

GRAFICA No. 20



GRAFICA No. 21