



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

***Procesamiento Sísmico mediante la Migración Pre-
Apilado en Tiempo (PSTM) aplicada en una línea del
área de Ébano Norte 2D.***

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Ingeniero Geofísico

Presenta:

Luis Antonio Valdés Bernal

Director de Tesis:

Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz.

2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis 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.

Agradecimientos.

En primera instancia a la vida por haberme permitido recibir todas las vivencias que a través de los años lograron hacerme crecer y prepararme para poder llegar a esta gran etapa.

A mi abuela Delfina por todo el cariño que he recibido siempre y además por estar presente en todos los grandes momentos. A mis abuelos Guillermo y Elsitita que aunque no los conocí y ya no están presentes, sé que esto sería un gran orgullo para ellos.

A mis padres Antonio y Leticia, porque me dieron todo su tiempo, amor, apoyo, paciencia, cuidados y la libertad de haber elegido el camino que de ahora en adelante seguiré por siempre, por haberme hecho un hombre de bien y con metas claras. A mi hermana Leticia por su cariño y porque espero que este sea un ejemplo también para ella en todos los aspectos.

A mis tíos Francisco y Leticia, por estar al pendiente de mi, alentarme a seguir siempre hacia adelante y por ser mis segundos padres. A mi tío Guillermo porque para mí representa más que nada a un gran abuelo y agradezco que esté presente en todo momento. A mi tía María porque siempre ha estado conmigo en todos los momentos. A mis tíos Luis y Ernestina por todo el cariño que me han brindado. A mi tío Carlos porque aunque ya no está, sé que estaría muy orgulloso. A mis tíos Enrique y Librado por estar al pendiente de mi. A todos mi primos porque los quiero y les deseo lo mejor.

A mi amigo Ricardo Martínez porque siempre ha sido un gran apoyo en todos los aspectos de mi vida. A mi querido Hugo Sánchez por todos esos momentos vividos, porque se me ha permitido tener tan cercano a una persona como tú y a un gran ejemplo. A mis amigos Miguel Acosta, Liliana Martínez y Gustavo Ponce por todo su cariño y su gran afecto. A mi querido Alejandro por todo el apoyo que recibí de tu parte y porque eres un gran ser humano. A mi amigo Diego Melgar por haberme tendido la mano en esos momentos tan difíciles y levantarme el ánimo. A todos mis amigos que no se me olvidan y que la lista es interminable, les deseo el mejor de los éxitos.

Al Dr. Guillermo Pérez Cruz, por haber aceptado ser mi tutor y por la gran dirección que recibí de su parte. A PEMEX Exploración y Producción por haber brindado todas las facilidades para la conclusión de este trabajo, al igual que la empresa COMESA por su hospitalidad dentro de sus instalaciones.

Resumen.

En la industria de la exploración petrolera, el procesamiento de datos sísmicos se preocupa cada vez más por la obtención de una imagen sísmica mucho más clara y nítida, en gran parte esto se logra por la secuencia utilizada para procesar los datos y los algoritmos sofisticados para aplicar la migración encargada de generar la representación sísmica final del subsuelo. En este trabajo se presentan los fundamentos teóricos que rigen el fenómeno de propagación de ondas sísmicas en el subsuelo, así mismo como los principios del método sísmico de reflexión, tanto en su etapa de adquisición como en la del procesamiento de los datos. La parte central de este trabajo, radica en la aplicación de una secuencia típica de procesamiento sísmico completa a una sección terrestre del área Ébano-Pánuco, para obtener la imagen sísmica final del subsuelo. Cada una de las etapas de esta secuencia de trabajo brinda una mejora a los datos, comenzando con los efectos del pre-proceso en las trazas sísmicas; seguido por la aplicación de filtros en la señal; el mejoramiento de la resolución que brinda la aplicación de la deconvolución; las mejoras ofrecidas mediante las correcciones por estáticas de refracción, residuales y el análisis de velocidad; así como, los ajustes finales en la etapa de post-proceso para poder pasar a la etapa final de migración. También se comparan los resultados obtenidos por una migración post-apilado en tiempo con una migración pre-apilado en tiempo, destacando las ventajas de cada una. La expectativa de este trabajo es servir de referencia para otros estudios ya sea de forma profesional o académica relacionados con el tema.

Abstract.

In the oil exploration industry, seismic data processing is concerned more and more to obtaining a seismic image much more clear and sharp, to a large extent this is accomplished by the script used to process the data and sophisticated algorithms to implement the migration, responsible for generating final subsurface seismic representation. This paper presents the theoretical fundamentals that govern the phenomenon of seismic wave propagation, as the principles of the seismic reflection method, both in its stage of acquisition and the processing of the data. The central part of this work lies in the implementation of a complete typical seismic processing sequence to a terrestrial section of the Ebano-Panuco area, to obtain the final seismic image of the subsurface. Each of the stages of this work sequence provides an enhancement to data, starting with the effects of the preprocessing in seismic traces; followed by applying filters in the signal; improvement of the resolution which provides the application of deconvolution; the improvements offered by refraction static corrections, residual static corrections and velocity analysis; as well as, the final adjustments in the post-processing stage to move to the final stage of migration. Also compare the results obtained by a post-stack time migration versus a pre-stack time migration, highlighting the advantages of each. The expectation of this work is to serve as a reference for further studies either way professional or academic related to the topic.

Índice General.

Agradecimientos.....	2
Resumen.....	3
Abstract.....	4
I. Introducción.....	7
II. Antecedentes de la región.....	9
1. Ubicación del área.....	9
2. Marco Geológico.....	11
3. Estudios Previos en la Región de Ébano Norte.....	15
III. Método de estudio.....	16
1. Fundamentos teóricos.....	16
i. Ondas sísmicas, ecuación de la onda, ondas de cuerpo y superficiales.....	16
ii. Efectos del medio en la propagación de ondas (Atenuación).....	24
1. Divergencia esférica.....	24
2. Absorción.....	26
3. Dispersión.....	26
iii. Concepto de Reflexión y Refracción.....	29
iv. Método de sísmica de reflexión.....	31
1. Técnicas Bidimensionales.....	33
2. Técnica de punto medio común.....	35
3. Correcciones estáticas por refracción.....	37
a. Correcciones estáticas para fuentes con explosivos.....	37

Índice General

b.	Correcciones estáticas para sistemas mecánicos.....	37
c.	Correcciones por distancia (Move out).....	38
2.	Procesamientos de los datos sísmicos.	38
i.	Metodología.....	40
ii.	Pre-procesamiento.	43
iii.	Filtrado.....	44
iv.	Deconvolución.	45
v.	Análisis de Velocidades y Apilamiento.	47
1.	Apilamiento.	49
2.	Corrección por sobretiempo normal (NMO).....	50
vi.	Corrección por estáticas residuales.	52
vii.	Procesamiento post-apilado.....	54
viii.	Migración.....	54
1.	Concepto de Difracción.	57
2.	Migración Pre-Apilada, en tiempo.	58
3.	Migración Pre-Apilada, en profundidad.....	58
4.	Migración Pre-Apilada por el método de Kirchhoff.	59
IV.	Discusión de Resultados.	61
1.	Control de calidad de la geometría y primeros arribos.....	61
2.	Recuperación de amplitudes, atenuación de ruidos coherentes y aleatorios.....	62
3.	Corrección por estáticas de elevación.	63
4.	Aplicación de la deconvolución.....	64
5.	Corrección por estáticas de refracción.	67
6.	Corrección por estáticas residuales.	69
7.	Corrección por estáticas TRIM.	72
8.	Corrección por NMO y Migración Post-apilado en tiempo.....	74
9.	Migración Pre-apilado en tiempo (PSTM).....	77
V.	Conclusiones.	80
	Bibliografía y Referencias.	82
	Anexos.	83

I. Introducción.

En la industria de la exploración petrolera, los métodos de procesamiento necesitan cada vez más poder definir estructuras simples o complejas que estén presentes en una localidad de estudio, puesto que esto representa un potencial económico al extraer los recursos de hidrocarburos que estén posiblemente presentes en el subsuelo.

La obtención de una sección apilada de los datos sísmicos de campo que ofrezca una mayor calidad y nitidez del subsuelo, depende en gran medida de los procesos y algoritmos empleados para poder entregar una imagen tal que cumpla con estas características cada vez más demandantes, sin dejar de pasar en alto que los costos sean muy bajos y la producción de tiempo muy corta. Debido a este caso se recurre a diferentes métodos para poder obtener imágenes sísmicas mejoradas mediante el uso de algoritmos sofisticados como la Migración Pre-apilado en Tiempo (PSTM), la cual se especializa en estructuras con velocidades que no varíen de manera lateral tan abruptamente en medios con estructuras complejas, debido a esto se convierte más en una necesidad que en una herramienta, es por eso que aprender el proceso, la teoría y el desarrollo del algoritmo para obtenerla es de principal interés.

Lo que ofrecen estos métodos novedosos es una mejora en las imágenes sísmicas, para esto el requerimiento de herramientas de cómputo es de muy alta exigencia así como los costos elevados para el mismo procesamiento, estos algoritmos pueden resolver las variaciones de velocidades sumándole también las técnicas de adquisición de datos que claramente se van mejorando y ofrecen una mayor cantidad de datos importantes y una mucho mejor calidad.

La oportunidad brindada por PEMEX Exploración y Producción región sur mediante una estancia profesional en las instalaciones de la compañía COMESA permitió en gran medida conocer las etapas de adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos petroleros, es así que se pudo llevar a cabo satisfactoriamente esta tesis de licenciatura. El presente trabajo consiste en el procesamiento de una línea de datos obtenidos del área de Ébano Norte perteneciente al campo Ébano-Pánuco y cuyo objetivo principal es el definir los reflectores correspondientes al Terciario,

I. Introducción

comprobar que el algoritmo y el método pueden delimitar las estructuras presentes así como puede detallar los diferentes horizontes presentes en la sección.

En el capítulo II se da conocer una visión y descripción general sobre la región descrita en el trabajo de Rodríguez de 1953 e información brindada por PEMEX Exploración y Producción, observaremos en primera instancia la ubicación y extensión de la misma, seguido de todas las características geológicas así como de formación de las estructuras y por último la historia que involucra a la región con la exploración y explotación de hidrocarburos.

El capítulo III aborda todos los fundamentos teóricos que nos llevan a entender el comportamiento de la onda cuando viaja a través de la Tierra, los efectos producidos y sufridos por el viaje bajo las condiciones del subsuelo, así como las técnicas y su funcionamiento para poder adquirir la información del viaje de las ondas; por otro lado una visión sobre las técnicas, procesos y correcciones necesarios para recuperar la señal y obtener una imagen sísmica lo más definida posible, todo esto sustentado y referido por medio de los autores: Claerbout, Yilmaz, Sheriff, Liner y Del Valle.

Para el capítulo IV tenemos a los datos de la línea mostrando cada paso y efecto producido por los procedimientos y técnicas del procesamiento aplicado hasta llegar a la imagen final, para hacer esto se utilizó el software *Kelman Technologies*. Por último en el capítulo V terminamos con las conclusiones correspondientes a los resultados del procesamiento de los datos.

II. Antecedentes de la Región

Se encuentra en una penillanura en la última etapa de su ciclo erosivo, localizado en una estructura de anticlinal cuyos levantamientos y depresiones disminuyen hacia el este conforme se acerca a la planicie costera del Golfo, esta región es drenada por los ríos Tamesí y Pánuco; el primero atraviesa toda la cuenca de Magiscatzin naciendo en la sierra de Tanchipa y bajando al norte de la sierra de Chapacao, este se une al segundo a solo trece kilómetros de la desembocadura; el segundo está alimentado por tres tributarios: el río Moctezuma, el río Tempoal y el río Tamuin. Al este de la región se encuentra una región lacustre cuyos principales constituyentes son las lagunas de Champayán, Chairel, Tamós, Tortuga y de las Olas.

De manera general la región puede considerarse plana, ya que solo cuenta con 3 cuerpos ígneos que han quedado como remanentes de la erosión cuyos nombres son: Cerro de la Pez, Cerro de Dicha y Cerro de Auza. El sistema orográfico se conforma al oeste por la Sierra de Tanchipa y sus laderas orientales disminuyen la pendiente para formar una planicie que empieza en Limón continuando en Auza, Ébano, Chijol y Tampico, al noroeste la Sierra de Chapacao con una poca elevación (300 metros sobre el nivel del mar promedio). Al norte de la laguna de Tamós se encuentran las colinas de Chijol, Tortuga y Corcovado. Al este y sur de Ébano se encuentran los cerros de la Pez, Soledad o Auza.

El campo Ébano se ubica en la porción suroccidental de la región Ébano-Pánuco, aproximadamente a 40 kilómetros al oeste de la ciudad de Tampico, Tamaulipas; al oriente de San Luis Potosí y al norte de Veracruz, comprende un área aproximadamente de 1600 kilómetros cuadrados con elevaciones desde 1 hasta 60 metros.



Figura 2.2 (PEP, 2012). Ubicación del área Ébano.

II. Antecedentes de la Región

2. Marco Geológico.

La región Ébano-Pánuco se encuentra ubicada geológicamente en la porción de la Cenobahía de Tampico-Tuxpan y en general en la parte central de la plataforma Tamaulipeca, resultando un anticlinal de la combinación de esfuerzos verticales y de compresión, esto también provocó un sistema de fracturas que creó en las rocas almacenes una porosidad secundaria (porosidad inducida), dándoles la capacidad de retener los hidrocarburos que en origen no tenían. Esta acumulación se da tanto en altos como bajo estructurales siendo esta última la más prolífica en los flancos, en cuanto a la producción, esta no queda confinada a un solo horizonte sino que se forma tanto en rocas del Cretácico Superior (formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva), como en rocas del Cretácico Medio (Formación Tamaulipas Superior).

En específico el campo Ébano se ubica en una serie de hemi-*grabens* del Triásico-Jurásico, los cuales se formaron durante la apretura del Golfo de México, estos se orientan de manera general en la dirección norte-sur y a su vez se encuentran limitados por fallas normales ubicadas en el lado occidental. Estos depocentros fueron rellenados por sedimentos y se convirtieron en los principales focos generadores y almacenadores de grandes volúmenes de petróleo.

La columna estratigráfica abarca desde la formación Velasco del Paleoceno hasta rocas del Jurásico Superior, la mayor parte de la producción de hidrocarburos proviene de las capas inferiores del Cretácico Superior y de las superiores del Cretácico Medio, los cuales se ubican a profundidades aproximadamente entre los 300 a los 700 metros.

El basamento es considerado Precámbrico-Paleozoico, conformado por dos tipos de unidades diferentes, por un lado constituida por rocas metamórficas (*gneises* y calizas marmolizadas) y del otro un origen ígneo cristalino representado en su mayoría por granitos.

La formación Huizachal representada por el periodo Triásico, está constituida por una intercalación de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados de coloración verde rojizo, en donde el color rojo es el que predomina.

Se considera de manera general que la edad del petróleo es Jurásica. El Jurásico Inferior está representado por las formaciones Huayacocotla y Rosario, las cuales están constituidas por rocas terrígenas de ambiente marino y continental, rocas arcillosas oscuras ricas en material carbonoso y bituminoso. El Jurásico medio está representado por rocas sedimentarias de origen continental formadas por areniscas, conglomerados y limolitas de color rojo, todas pertenecientes a la formación Cahuansas.

El jurasico superior es representado de la siguiente manera:

- Para la edad del Oxfordiano tenemos la formación Santiago, la cual está compuesta por lutitas de colores que varían de café a ocre, con gran cantidad de material tobáceo mezclado con arcilla, y poco material calcáreo, en la parte superior consta de lutitas calcáreo-carbonosas con gran cantidad de manganeso diseminado y hierro; por otro lado

II. Antecedentes de la Región

la formación Zuloaga está constituida por *packstones-grainstones* de peletoides además de presentar cavidades y porosidad rellenas de pirita (nódulos).

- La edad del Kimmeridgiano está representada por la formación San Andrés la cual contiene rocas sedimentarias originadas por una fase transgresiva, principalmente se caracteriza por *mudstone* y *wackestone* con peletoides de color gris y café, *grainstone* con oolitas compactas y recristalizadas, en la base de esta secuencia hay areniscas de grano fino a medio de color gris y gris claro con algunas intercalaciones de limos y arcillas; la formación Chipoco es un conjunto de rocas sedimentarias con una alternancia de calizas cristalinas (*grainstone*) y lutitas calcáreas de un color gris oscuro, las cuales provienen de una zona de transición entre depósitos de cuenca y de plataforma; por último la formación Tamán es una secuencia de calizas estratificadas de color negro, grano fino y microcristalinas, con lutita negra, depositadas en ambientes de cuenca.
- La edad del Titoniano se representa en un lado por la formación La Casita, la cual incluye lutitas, areniscas y capas intercaladas de caliza; por otro lado la formación Pimienta cuenta con calizas arcillosas y lutitas, las cuales son de estratificación laminar de color gris oscuro y negro, estas rocas constituyen tanto el sello de la trampa del Jurásico así como probablemente la roca generadora.

El Cretácico Inferior está representado por la formación Tamaulipas Inferior identificada por una caliza dura, de color blanco a crema muy claro con nódulos y lentes de pedernal además de tener estilolitas paralelas al plano de estratificación, perteneciente a la edad del Berriasiano-Hauteriviano. El horizonte Otates determina la separación estratigráfica entre la formación Tamaulipas Superior e Inferior; el cual está constituido por lutitas negras bituminosas y carbonosas con intercalaciones de caliza, perteneciente a la edad del Barremiano-Aptiano.

El Cretácico Medio está representado por la formación Tamaulipas Superior perteneciente a la edad del Albiano-Cenomaniano; está constituida por capas gruesas de caliza dura color blanco a gris crema aporcelanada, con abundante pedernal gris ahumado y escasas intercalaciones de lutita negra, la cima de la formación Tamaulipas se determina por la aparición de horizontes de lutita negra (calizas negras) y de lutita bentonítica verde esmeralda. Este horizonte se encuentra en su totalidad invadido por agua salada.

El Cretácico Superior desde el punto de vista de la industria petrolera es el más importante y comprende las formaciones:

- Agua Nueva: Perteneciente a la edad del Turoniano, está constituida por una serie de calizas, generalmente arcillosas, de color gris y gris oscuro con intercalaciones de lutita negra laminada, en la base aparece una capa de lutita negra laminada a la cual se le da el nombre de “*Horizonte de Calizas Negras*”; bajo este horizonte aparece una capa de lutita bentonítica de color verde esmeralda el cual es un índice de contacto entre las formaciones Agua Nueva y Tamaulipas.
- San Felipe: Ubicada en la edad del Coniaciano-Santoniano, esta se divide en San Felipe Superior, constituida por una serie de calizas grises con intercalaciones de lutitas y margas;

II. Antecedentes de la Región

San Felipe Inferior, constituida por una serie de calizas verdes, probablemente esta coloración se debe a la disolución de la ceniza volcánica que en la época de depositación debió de haber sido el colorante.

- **Méndez:** Pertenece a la edad del Campaniano-Maastrichtiano y está constituida por una serie de lutitas calcáreas y margas semiduras a duras respectivamente, con una coloración café rojizo en su cima y gris a gris verdosos en el resto de la formación, en la parte inferior está constituida por lutitas calcáreas y margas con intercalaciones de caliza.

El Terciario está representado de manera general por la formación Velasco la cual aflora al oriente, poniente y al sur, suprayaciendo en forma discordante a la formación Méndez; con excepción de la región Topila ya que se encuentra aflorando la formación Mesón. La formación Velasco está constituida por lutitas suaves y plásticas, de color gris, gris azul y gris verdoso, ocasionalmente con intercalaciones de bentonita. La formación Mesón se constituye por lutitas arenosas y areniscas de grano fino a medio, de color amarillento en la cima, tomando gradualmente una coloración café grisácea a gris en la base.

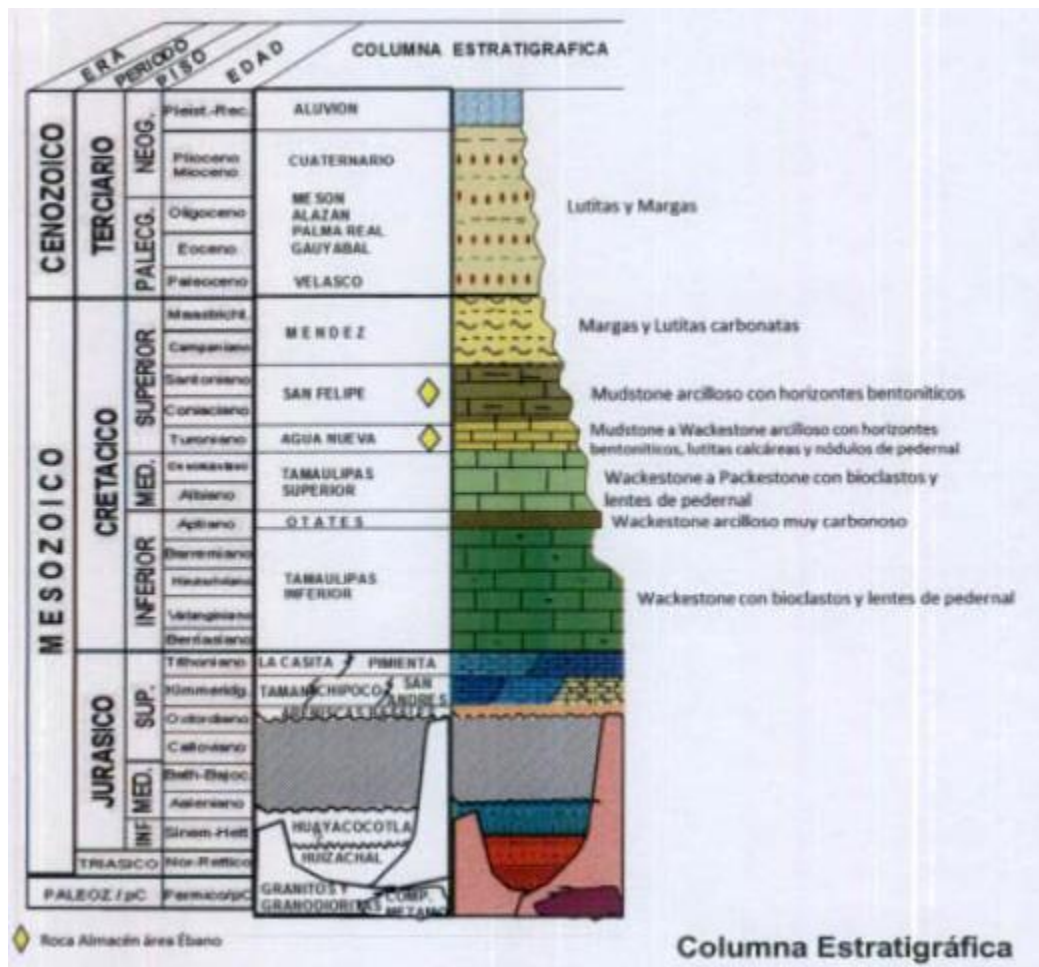


Figura 2.3 (PEP, 2012). Columna estratigráfica del campo Ébano.

II. Antecedentes de la Región

La relación que existe entre la Sierra de Tamaulipas y los campos de Ébano-Pánuco es muy estrecha, pues estos son la prueba de la prolongación en el subsuelo debido al buzamiento general del anticlinal de dicha sierra. Esta buza suavemente hacia el sur para encontrarse con los campos Ébano-Pánuco en las formaciones del Cretácico Superior las cuales subyacen a las del Terciario.

Por su origen están íntimamente relacionadas con los esfuerzos que las produjeron de manera contemporánea y semejante, actuando con mayor intensidad en la región donde se ubica la Sierra ya que las deformaciones son mayores y complejas que las de los campos, estos esfuerzos se debieron probablemente a la combinación de empujes tangenciales y verticales a profundidad, teniendo lugar a principios del Cenozoico, probablemente debido a los movimientos por la Revolución Laramide, el sistema de fracturas esta agrupado en tres, el más desarrollado tiene una orientación N 18° E y N 18° W, el segundo aunque no tan desarrollado está orientado N 72° E y S 72° E, el último grupo frecuentemente ausente tiene un rumbo N 45° E ó N 45° W. Las trazas de los planos axiales de los pliegues del anticlinal tienen un rumbo generalmente Norte-Sur, los altos en el campo se encuentran entre Chijol y Cacalilao, tanto al este como al oeste se encuentra una serie de plegamientos que forman una serie de ejes anticlinales y sinclinales, exagerados en la porción oeste del campo y disminuyendo de manera gradual hacia el Golfo de México, también se encuentra una serie de fracturas que forman también un sistema, el primer grupo orientado Norte-Sur, el segundo menos desarrollado varía entre los N 30°E y los N 45° E, el tercero pobremente desarrollado se orienta entre los N 70° E y los N 80° E, dichas estructuras fueron originadas por esfuerzos ascendentes cuyo centro se localiza entre Chijol y Cacalilao.

En la región se localizan tres zonas porosas en la caliza Tamaulipas: La primera zona parece encontrarse en la cima de la formación Tamaulipas y la base de la formación Agua Nueva, no son continuas y debido a que es un horizonte estratigráfico tendría una profundidad variable entre los 10 a los 30 metros del intervalo, la segunda zona se encuentra alrededor de los 90 y 110 metros bajo la cima de la formación, el tercer horizonte no están probado como los otros pero este horizonte se encuentra bajo el horizonte Otates, en el intervalo comprendido entre los 225 y los 250 por debajo de la cima.

Es muy probable que la porosidad encontrada se deba principalmente a la recristalización de la roca y en lo que se refiere a la formación Tamaulipas Inferior, es muy posible que se trate por una dolomitización, ya que se ha observado que las rocas con una mayor impregnación de aceite son las más dolomitizadas, así que no es incorrecto suponer que la acumulación sea en una porosidad donde hay una pérdida de volumen, que esto es lo más común en estos casos, las dolomitas están compuestas predominantemente de carbonato doble de calcio y magnesio, esto sucede como la substitución del carbonato de calcio de la caliza por carbonato de magnesio, esto puede llevarse a cabo bajo muchas condiciones y distintos medios, por recristalización, o en el medio de depositación puede suceder que nuevos materiales cubran a los ya existentes en el ambiente y sean cubiertos, otro caso puede ser debido a un levantamiento o plegamiento, o que puedan pasar los dos eventos anteriores. El papel asociado a las fracturas es principalmente un área de drenado para las zonas porosas y debido al fracturamiento una porosidad secundaria.

II. Antecedentes de la Región

3. Estudios Previos en la Región de Ébano Norte.

La historia de la región Ébano-Pánuco, comienza en el año de 1899, donde los señores Doheny y Canfield compraron la hacienda Tullillo y parte de la de Chapacao, basados principalmente en la existencia de capopoterías las cuales indicaban sin duda la existencia de petróleo en el subsuelo. En el año de 1901 formaron la *Mexican Petroleum Company of California*, estableciendo el campamento en Ébano, San Luis Potosí, y el primero pozo fue perforado en mayo del mismo año, siendo productor de aceite a la profundidad de 166 metros en las lutitas calcáreas.

Entre los años de 1904 a 1924, fue cuando comenzó el desarrollo petrolero en esta región, se perforaron pozos extendiéndose a los campos de Raya, Rincón, Chijolito, Chijol, Méndez, Paciencia y Llano de Silva en la hacienda de Chapacao, también en la hacienda de Corcovado. El pozo La Pez No. 1, en Ébano, hizo el descubrimiento de este campo productor, a una profundidad de 501 metros en el año de 1904.

Para el año 1910 en Limón, la compañía Franco Española había perforado algunos pozos pero no fue sino hasta después de la expropiación petrolera (1938) y debido a que el aceite es muy viscoso no pudiendo fluir en esta región, se marca una nueva era en la explotación del petróleo por medio del bombeo mecánico, implantado por Petróleos Mexicanos en el año de 1948.

En 1952, en la hacienda Tullillo, se comenzó a perforar los pozos Velasco, siendo sólo productor el N° 4, al comprar Petróleos Mexicanos la *Mexican Gulf* en este mismo año se perforaron en sus concesiones los pozos Champayán N° 101, Mata del Muerto N° 15, Mezquite N° 7, Chunca N° 1 y Chila N° 101 y 102 "A", resultando improductivos pero algunos presentaron manifestaciones, haciendo notar que se ha logrado el desarrollo de campos antiguos en condiciones despiadadas donde se obtenía el máximo de producción en el mínimo de tiempo.

III. Método de estudio.

1. Fundamentos teóricos.

i. Ondas sísmicas, ecuación de la onda, ondas de cuerpo y superficiales.

Una onda mecánica es aquella que envuelve un disturbio propagado a través de un medio compresible o elástico, a la misma vez que hay una transferencia de energía de una región a otra sin haber un intercambio de masa. La energía y la propagación de las ondas dependen de las propiedades elásticas de las rocas y de la forma en que están acomodadas en el interior de la tierra. Obtener los parámetros que definen a los medios rocosos en el subsuelo a partir de registros de reflexión obtenidos en la superficie es el objetivo fundamental de la sismología.

En términos generales se entiende por elasticidad a la propiedad de los materiales que permite recuperar su forma original dentro de ciertos límites al estar sujetos a esfuerzos. Un cuerpo elástico perfecto es aquel que puede recuperarse completamente después de haber sido deformado, muchos materiales (incluidas las rocas) pueden considerarse como un cuerpo elástico perfecto sin apreciar el error proveniente de las deformaciones pequeñas. La teoría de la elasticidad relaciona las fuerzas externas aplicadas a un cuerpo dando como resultado cambios en el tamaño y la forma. Las relaciones entre las fuerzas aplicadas y las deformaciones son expresadas convenientemente en términos de los esfuerzos y las tensiones.

Los esfuerzos son definidos como la fuerza aplicada a un cuerpo en un área determinada en donde dicha fuerza es aplicada; si estas se aplican de manera perpendicular al área, se le conoce como esfuerzo normal (presión), en cambio si la fuerza es tangencial al área se conoce como esfuerzo cortante. Cuando un cuerpo elástico es sujeto a esfuerzos, los cambios en su forma y dimensión ocurren, a esto se les conoce como tensiones, si estas mismas ocurren hacia una dirección se les conoce como tensiones normales pero si suceden en un cierto ángulo, entonces se llaman tensiones cortantes. Los cambios en las dimensiones de un cuerpo debido a las tensiones normales resultan en variaciones de volumen cuando un material es sometido a una serie de esfuerzos, estos cambios en el volumen por unidad son llamados dilataciones.

III. Método de Estudio

Las tensiones generalmente son proporcionales a los esfuerzos (fuerzas por unidad de área) generados y son indicadas mediante la Ley de *Hooke*, es decir que se puede conocer las tensiones sabiendo los esfuerzos que las generaron, de manera general la relación es complicada y la proporcionalidad está constituida por 21 constantes elásticas, sin embargo, tomando en cuenta que el medio es isótropo, las propiedades no dependen de la dirección y pueden ser expresadas relativamente de manera más simple:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{jj} \quad (i=x,y,z) \quad (1) \quad ; \quad \sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (i,j=x,y,z; i \neq j) \quad (2)$$

Las constantes de proporcionalidad son llamadas constantes elásticas o módulos para los diferentes tipos de esfuerzos y tensiones que se interrelacionan. Las constantes λ y μ son conocidas como las constantes de *Lamé*; μ es la medida de la resistencia a una tensión cortante y a menudo se le refiere como al módulo de la rigidez, incompresibilidad o módulo de cizalla. Las constantes más comunes son el módulo de *Young* (E), la relación de *Poisson* (σ) y el módulo de *Bulk* (k). Para éste último consideramos un medio regido solo por la presión, es decir, no existen esfuerzos cortantes sólo normales, esto causa una disminución en el volumen y por lo tanto una dilatación, por lo tanto quiere decir que k se define como el radio de acción de la presión que causa la dilatación, a esto se le conoce como compresibilidad y substituyendo los valores de la ley de *Hooke* en (1), se expresa de la siguiente manera:

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

En un fluido no viscoso, el módulo cortante $\mu=0$ y por lo tanto $k=\lambda$, esto refiere que λ siempre tendrá valores positivos, esto asume de manera teórica un medio isótropo y acústico, de hecho, las rocas usualmente se encuentran en capas con diferentes propiedades elásticas, las cuales varían con la dirección. Por lo que hasta ahora hemos hablado de un medio en estado estático o de equilibrio, considerando que los esfuerzos no están en equilibrio y están en un estado dinámico, estos generan desplazamientos.

De manera general, cuando se ejerce una fuerza en un cuerpo, se producen deformaciones de acuerdo a las constantes elásticas, cuando esta fuerza desaparece el material regresa a su forma original, esto genera un movimiento de tipo ondulatorio que se propaga a través del material con una cierta velocidad influenciada por los módulos elásticos. Cuando un medio elástico se somete a desplazamientos, el trabajo es hecho y una cantidad equivalente de energía está ligada íntimamente con la propagación de ondas.

Mientras una onda mecánica avanza, esta tiende a propagarse en una dirección particular (en dirección de la energía), esto ocasiona que el material vibre y se oriente en la dirección del movimiento, existen dos tipos de movimientos puros para una onda, longitudinal y transversal; para una onda longitudinal las partículas se desplazan de manera paralela a la dirección, en el caso de la onda transversal el movimiento es de manera perpendicular a la dirección de propagación, al primer tipo de ondas se le conoce como las ondas P y al segundo como ondas S.

III. Método de Estudio

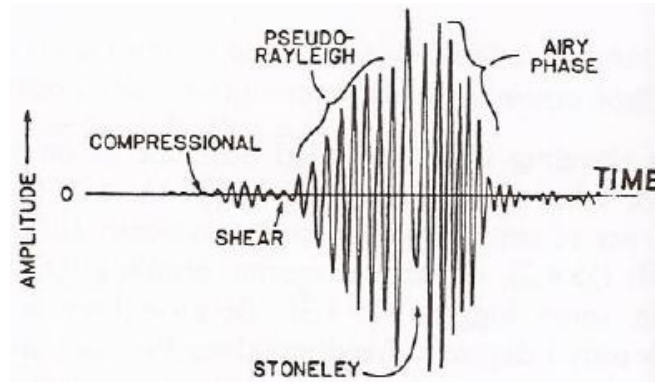


Figura 3.1 (Sheriff, 1995). Ondas de cuerpo (compresionales y cortantes) y superficiales.

Una clasificación entre las ondas mecánicas es aquella entre ondas de cuerpo y de superficie, las primeras pueden propagarse a través de un fluido o de un sólido; las segundas sólo pueden hacerlo cerca de una superficie libre. Para un medio sólido isótropo y elástico pueden existir de dos tipos llamadas ondas P y S; pero en un caso anisótropo, se pueden formar tres tipos de ondas, P, SH Y SV.

Como sea que una onda viaje en un sólido o en un fluido, es posible rastrear una característica particular y asociar la velocidad con el movimiento, a esta distinción se le conoce como la velocidad de fase de la onda, y como cualquier tipo de velocidad, se le puede asignar una magnitud y una dirección, o sea, se puede representar como un vector.

En términos generales una onda que se propaga depende de cuatro variables para distinguir su velocidad.

$$v(x, \bar{n}, \lambda, A) \quad (4)$$

Donde x es el punto de observación en el espacio tridimensional, \bar{n} es el vector unitario en la dirección del viaje de la onda, λ es la longitud de la onda y A es la amplitud de la onda.

Si la velocidad de la onda depende del punto de observación, podemos decir que el material es heterogéneo y esto pasa a menudo con las rocas, ya que varían con respecto a diferentes puntos. Si depende de la dirección de viaje, decimos que el medio es anisótropo y esto es válido de pensar ya que las rocas no son uniformes. Si depende de la longitud de onda entonces decimos que el medio es dispersivo, también es válido, debido a que el medio absorbe la energía de la onda en movimiento. Si depende de la amplitud, decimos que el medio es no lineal, pero esto no se toma a consideración para ondas sísmicas en las bandas de 10-100 *Hertz*. En resumen, para la mayoría del trabajo sísmico, la velocidad de la onda P puede ser considerada como función de la posición intervenida con los efectos de la anisotropía en un 20%.

Para una onda podemos observar que su movimiento tiene la semejanza con una onda en el agua generada por la caída de un objeto, el cual disturba su superficie, este desplazamiento es de manera circular, desde otro punto de vista, podríamos pensar en líneas las cuales se mueven en todas direcciones de manera perpendicular a la fuente y que se conectan con la superficie circular generada, mediante este concepto las líneas que unen a la superficie con la fuente las conoceremos como rayos y la superficie la conoceremos como el frente de onda.

III. Método de Estudio

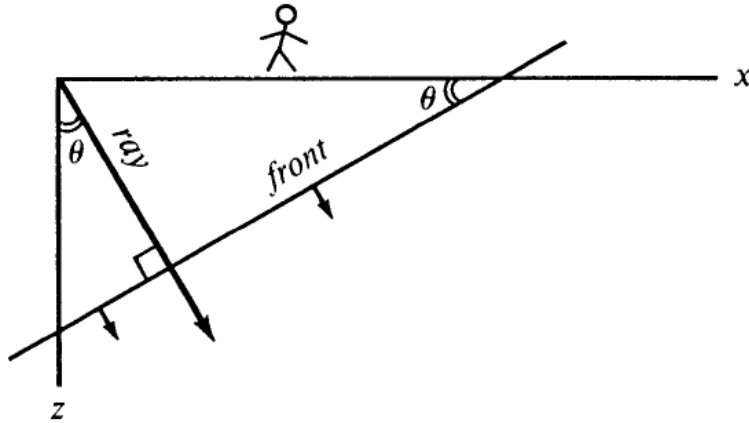


Figura 3.2 (Claerbout, 1985). Imagen que nos muestra como es un rayo y un frente de onda.

Esta teoría de rayos es fundamental, ya que todas las mediciones obtenidas por el movimiento de las ondas y que se registran en los sismogramas son hechas directamente del parámetro de rayo y el contacto del frente de onda con los cambios de los materiales, por lo tanto la velocidad obtenida no es más que la lentitud de la onda.

En la figura 3.2, observamos que el rayo se desplaza con respecto al fuente un ángulo θ y el frente de onda de manera perpendicular a este, conforme se incrementa el rayo este se mueve a una velocidad $v/\text{sen } \theta$, la velocidad de intersección entre el frente de onda y el eje vertical es de $v/\text{cos } \theta$, la expresión matemática de la línea directa está dada por:

$$z = z_0 - x \tan \theta \quad (5)$$

En este caso z_0 es la intersección entre el frente de onda y el rayo, reemplazándolo por la apropiada velocidad, obtenemos:

$$z = v \frac{t}{\text{cos } \theta} - x \tan \theta \quad (6)$$

Resolviendo con respecto al tiempo.

$$t(x, z) = \frac{z}{v} \text{cos } \theta + \frac{x}{v} \text{sen } \theta \quad (7)$$

En donde esta ecuación nos brinda la localización del frente de onda en cualquier punto por el que pase. La expresión para una onda observada en un intervalo arbitrario, esta dado por $f(t-t_0)$, en donde t_0 nos define un campo de onda que se desplaza a través de un rayo.

$$\text{Campo de ondas en movimiento} = f\left(t - \frac{z}{v} \text{cos } \theta - \frac{x}{v} \text{sen } \theta\right) \quad (8)$$

Como hemos visto, en la sismica petrolera, nos interesa la información recabada por los primeros frentes de onda o arribos, ya que estos nos dan información de la localización de los reflectores así como la velocidad con que llegaron a estos, por lo que es de vital importancia conocer una expresión numérica que nos identifique a la onda que viaja y en especial la onda P, asumiendo que el medio es acústico debido a que no existen movimientos de cizalla o medios líquidos, podemos referirnos a la ecuación de onda acústica.

III. Método de Estudio

Para esto definimos:

$\rho = \text{masa por unidad de volumen en el fluido}$

$u = \text{velocidad de flujo del fluido en la dirección } x$

$w = \text{velocidad de flujo del fluido en la dirección } z$

$P = \text{Presión del fluido en el medio}$

La ley de *Newton* sobre la conservación del momento nos dice que un volumen pequeño con gas dentro puede acelerarse si le es aplicada una fuerza. La fuerza nace de las diferencias de presión opuestas a las del pequeño volumen. La ley de *Newton* dice:

Masa x aceleración = fuerza = - gradiente de presión.

$$\rho \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial P}{\partial x} \quad (9) \quad ; \quad \rho \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (10)$$

El segundo proceso físico es el de la restauración de la energía por compresión y cambio de volumen, en este caso el volumen pequeño se expande, no puede comprimirse, esta expansión debe ser ligada a una caída de la presión. La cantidad de esta caída es proporcional a la propiedad del fluido llamada incompresibilidad K . La ecuación en una dimensión está definida como:

Caída de presión = incompresibilidad x divergencias de velocidad

$$-\frac{\partial P}{\partial t} = K \frac{\partial u}{\partial x} \quad (11a)$$

En dos dimensiones queda:

$$-\frac{\partial P}{\partial t} = K \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (11b)$$

Para llegar a la ecuación en una dimensión de la onda, dividimos 11a entre ρ y obtenemos su derivada en x .

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (12)$$

Tomamos la derivada en el tiempo en 11b y como los materiales durante nuestros experimentos no cambian, la K es constante en términos del tiempo.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = -K \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial u}{\partial x} \quad (13)$$

Insertando 12 en 13, aparece la ecuación en una sola dirección escalar.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = K \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (14a)$$

Para el caso de dos dimensiones, la ecuación de onda escalar es:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = K \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \right) P \quad (14b)$$

Aquí hemos visto la ecuación de onda escalar en una forma simplificada, y asumimos que ρ no está en función de x ni de z , existen dos razones fundamentales, la primera es que no podemos determinar la densidad directamente por lo que la asumimos como constante, la segunda es que

III. Método de Estudio

la solución de los métodos de Fourier no trabaja para coeficientes de la variable en el espacio, por lo que la ecuación 14b se reduce a la ecuación escalar de la onda.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = \frac{K}{\rho} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) P \quad (15)$$

Para las tres dimensiones la ecuación de onda escalar queda:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \Delta = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (16)$$

Simplificando:

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad \text{Donde } \alpha^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho \quad (17)$$

De manera general la ecuación 17 se representa como:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad \text{Donde } V \text{ es una constante} \quad (18)$$

Ahora considerando que ψ es una función solamente de x y t y su solución quedaría expresada de la siguiente manera:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (19) \quad ; \quad \psi = f(x \pm Vt) \quad (20)$$

Esta solución es conocida como la solución de *D'Alembert* y proporciona un infinito número de soluciones particulares; la respuesta a un problema específico consiste en seleccionar una combinación apropiada de soluciones las cuales satisfagan las condiciones de límite del problema. Una onda de cuerpo puede ser definida como un "disturbio" que viaja a través del medio y porta energía, para esta notación el disturbio se representa por ψ como un cambio de volumen cuando $\psi = \Delta$ y una rotación $\psi = \theta$, obviamente este viaja en la dirección del eje x , el cual viaja a una velocidad representada por V , esta representa $\Delta x / \Delta t$ pero como la expresión en la ecuación 19 esta de manera reciproca se le conoce como lentitud; la expresión $x \pm Vt$ se conoce como la fase.

La superficie en donde el movimiento de onda es el mismo, o sea, las superficies en donde la fase tiene el mismo valor se conoce como frente de onda, para nuestro caso ψ es independiente de los ejes y y z , así que el disturbio es el mismo en un plano perpendicular al eje x ; el frente de onda es por lo tanto plano y la onda es un plano de onda, la línea que denota la dirección del viaje de la energía de la onda se llama rayo.

Adicionando a los planos de onda, tendremos que usar otro tipo de ondas llamadas esféricas, en donde los frentes de onda son una serie de superficies esféricas concéntricas; expresando la ecuación 18 en coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) , en donde θ es la colatitud y ϕ es la longitud, la ecuación queda de la siguiente forma:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r} \left[\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right] \quad (21)$$

Considerando sólo el caso especial que el movimiento ondulatorio es independiente de θ y ϕ , por lo que se vuelve función solo de r y t ; la ecuación 21 queda simplificada de la siguiente manera:

III. Método de Estudio

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) \quad (22)$$

La solución general de la ecuación 22 sería:

$$\psi = \left(\frac{1}{r} \right) f(r - Vt) + \left(\frac{1}{r} \right) g(r + Vt) \quad (23)$$

Para el primer término se representa una onda esférica divergente en expansión desde un mismo centro y el segundo término a una onda esférica convergiendo y reduciéndose hacia el mismo centro. Para el instante t , la onda es normal al frente de onda para el caso de planos de onda (esto no pasa siempre en el caso de medios anisótropos). Conforme la onda avanza, su radio crece por la velocidad durante el tiempo en que avanza, eventualmente el radio se vuelve muy largo, la porción del frente de onda cercano y cualquier punto en particular se aproxima a un plano.

El principio de *Huygen's* es importante para entender el viaje de las ondas y a menudo es útil en dibujar las posiciones sucesivas de los frentes de onda. Este principio establece que cada punto de un frente de onda puede tomarse como una nueva fuente de ondas. El razonamiento físico detrás de esto se basa en que cada partícula localizada en el frente de onda ha sido movida de su estado de equilibrio, aproximadamente de la misma manera las fuerzas elásticas cercanas a estas partículas han sido cambiadas y esta es la resultante en los cambios de las fuerzas, por que el movimiento de todos los puntos del frente de onda empieza a producir el movimiento que forma al siguiente frente de onda, de esta manera, el principio de *Huygen's* ayuda a la explicación de cómo son los disturbios sísmicos que se comunican en la tierra a partir de la información recabada. Específicamente nos dan la localización del frente de onda en un cierto instante y las futuras posiciones del frente de onda pueden ser encontradas considerando que cada punto de ese frente de onda puede ser una nueva fuente de ondas. Este principio de nos da información de la fase, no nos da nada acerca de las amplitudes.

La forma en que una onda puede tener variación en el tiempo es armónica (sinusoidal), equivalente al movimiento armónico simple, debido a su simplicidad, pueden ser consideradas en tiempo de manera equivalente como un plano de ondas en el espacio.

En la sismología de exploración, el rango de frecuencias grabado para las ondas con una energía apreciable es generalmente de 2 a 120 Hz, las frecuencias dominantes se encuentran en un rango estrecho de 15 a 50 Hz para el trabajo de reflexión y de 5 a 20 Hz para el trabajo de refracción, porque generalmente las velocidades tienen un rango de 1.6 a 6.5 km/s, con longitudes de onda dominantes en el rango de 30 a 400 m para la reflexión y de 80 a 1300 m para la refracción.

Identificando las funciones Δ y θ_i , concluimos que dos tipos de ondas pueden propagarse en un medio homogéneo e isótropo, unas corresponden a los cambios por dilatación Δ y otras por los componentes de rotación dados por θ_i . El primer tipo de ondas se conocen como longitudinales, compresionales u ondas P esto es debido ya que en una grabación de sismos son los primeros eventos en verse. El segundo tipo se refiere a las de corte, transversas, rotacionales u ondas S, estas últimas se deben a que son el segundo evento mayor observado en un registro sísmico. La velocidad de las ondas S se encuentra en el rango de 0 a 70% de la velocidad de las ondas P.

III. Método de Estudio

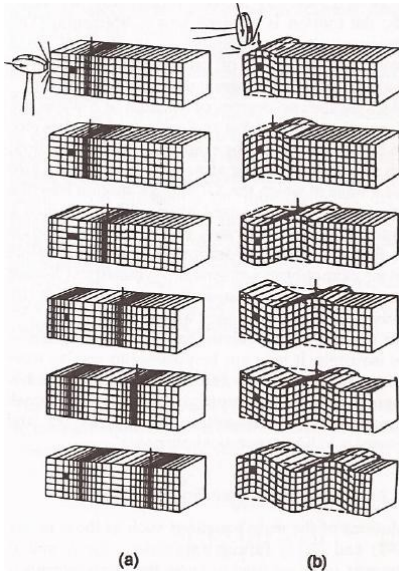


Figura 3.3 (Sheriff, 1995). Movimiento de las ondas de cuerpo. (a) Ondas P o compresionales. (b) Ondas S o longitudinales.

La velocidad sísmica en las rocas actuales depende de muchos factores como la porosidad, litología, cementación, profundidad, edad, régimen de presión, fluidos intersticiales, etc. La velocidad para rocas sedimentarias saturadas en agua generalmente oscila entre 1.5 a 6.5 km/s. La velocidad de las ondas P en el agua es aproximadamente de 1.5 km/s, esta decrece más marcadamente cuando el agua es reemplazada por gas. Las ondas P son las que más se usan en la sísmica de exploración.

Si consideramos un plano de onda viajando en la dirección del eje x en un medio homogéneo infinito, otras soluciones son posibles cuando este medio es dividido en diferentes medios y cuyas soluciones existen bajo ciertas condiciones; las cuales corresponden a planos de onda viajando paralelamente al eje x con una velocidad V y una amplitud que decrece exponencialmente conforme a la distancia del plano xy , a este tipo de ondas se les conoce como ondas superficiales por que están ligadas a la superficie y disminuyen su amplitud en cuanto se van alejando de la misma.

Las ondas superficiales que tienen más importancia para la sismología de exploración son las ondas *Rayleigh*, las cuales se propagan a lo largo de la superficie libre del sólido, aunque una superficie libre signifique el tener que estar en contacto con un vacío, las constantes elásticas y la densidad del aire son muy bajas en comparación con los valores de las rocas por eso la superficie de la tierra es aproximadamente una superficie libre. El término *Ground Roll* es comúnmente utilizado para las ondas *Rayleigh* en la sísmica de exploración y estas producen el ruido comúnmente en las grabaciones sísmicas. Las ondas Love, Stoneley y las de Tubo se encuentran ocasionalmente.

La velocidad de las ondas *Rayleigh* está en función de la relación de *Poisson* y es independiente de la frecuencia. Las mediciones muestran que son dispersivas para un medio anisótropo y con capas; para un medio ideal, homogéneo e isótropo en la superficie, estas no son dispersivas, son de baja velocidad, bajas frecuencias y la penetración depende en gran medida a las frecuencias.

III. Método de Estudio

ii. Efectos del medio en la propagación de ondas (Atenuación).

En el análisis de las señales que se obtienen en un registro sísmico un aspecto muy importante, se refiere a la energía, la cual se manifiesta en la amplitud de la señal. Es difícil representarlas con sus verdaderas magnitudes, por lo que es necesario amplificarlas o atenuarlas de manera que puedan observarse simultáneamente todos los eventos que han sido detectados.

Teóricamente se considera que en condiciones de propagación ideales, ninguna de las energías presentes en la onda sísmica debían desaparecer, sin embargo, en los resultados obtenidos en la práctica se observa que conforme la onda atraviesa diferentes medios, la energía cinética asociada al movimiento ondulatorio es atenuada gradualmente hasta que finalmente desaparece.

Por simplicidad frecuentemente se menciona que la atenuación de la energía es gradual y constante, lo cual no es rigurosamente cierto, ya que intervienen diversos factores que “consumen” o generan energía, muchos de los cuales no han sido posibles identificarlos totalmente o comprender adecuadamente su influencia.

El control o conocimiento del grado de influencia de éstos factores resulta muy difícil, y en ocasiones casi imposible en el desarrollo cotidiano de los trabajos exploratorios, y aunque se han realizado diversas investigaciones experimentales, los resultados son incompletos o de aplicación exclusiva al área particular en estudio. En la parte superior de la corteza las propiedades elásticas de los materiales varían dentro de límites muy amplios que contribuyen a producir formas de onda muy complejas, las cuales no pueden ser representadas apropiadamente por medio de expresiones matemáticas muy rigurosas.

En general la teoría aplicable a los movimientos sísmicos se basa en modelos simplificados que utilizan medios con distribuciones y propiedades elásticas ideales, o que permitan representar razonablemente las condiciones reales promedio, que muestren los aspectos cualitativos y cuantitativos predominantes.

1. Divergencia esférica.

Probablemente la parte más importante de cualquier onda es la energía asociada al movimiento del medio cuando la onda pasa a través de él, usualmente no nos interesa el total de la energía de la onda más bien la energía cercana al punto que estamos observando. La onda también está envuelta por energía potencial resultante de las tensiones elásticas creadas durante el paso de la onda. Como el medio oscila de ida y vuelta, la energía es convertida también de ida y vuelta de cinética a potencial, el total de la energía permanece fija. Cuando una partícula tiene cero de desplazamiento su energía potencial es cero y la energía cinética esta al máximo, pero cuando la partícula está en desplazamiento total, la energía es toda potencial por que la energía total es igual al valor máximo de la energía cinética. La densidad de energía para una onda armónica es:

$$E = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A^2 = 2\pi^2 \rho v^2 A^2 \quad (24)$$

Como podemos ver la densidad de energía es proporcional con la primera densidad de energía del medio y con la segunda energía de la frecuencia y amplitud de la onda. Pero el principal interés es en la cantidad de flujo de energía que fluye a través de una unidad de área normal a la dirección

III. Método de Estudio

de propagación de la onda en una unidad de tiempo y que se define como intensidad; se define como:

$$I = EV \quad (25)$$

Para una onda armónica, esto se convierte en:

$$I = \frac{1}{2} \rho V \omega^2 A^2 = 2\pi^2 \rho V v^2 A^2 \quad (26)$$

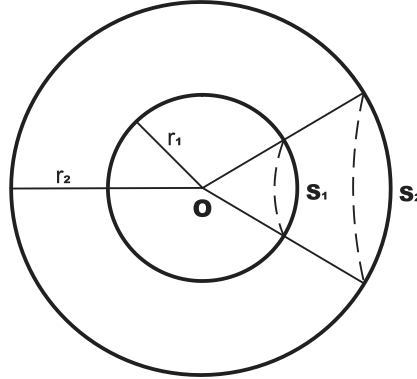


Figura 3.4 (Sheriff, 1995). Esfera demostrando la dependencia de la intensidad con respecto a la distancia.

La figura 3.4 nos muestra un frente de ondas esféricas divergiendo del centro O, podemos observar que existen dos porciones de los frentes S1 y S2, de radio r1 y r2, la energía fluye hacia afuera pasando de la superficie S1 a la S2. El flujo de energía por segundo es el producto de la intensidad en el área, así que:

$$I_1 S_1 = I_2 S_2 \quad (27)$$

Como las áreas S1 y S2 son proporcionales al cuadrado de su radio, obtenemos:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{S_1}{S_2} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (28)$$

Como sabemos por parte de la ecuación 25, E es proporcional a I y por lo tanto:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2}{E_1} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (29)$$

La expansión geométrica causa que la intensidad y la densidad de energía de las ondas esféricas decrezcan inversamente al cuadrado de la distancia con respecto a la fuente, esto es llamado *divergencia esférica*. Para una onda plana, el rayo no diverge y por lo tanto la intensidad es constante, la figura 3.4 representa una sección cruzada de una onda cilíndrica, esta onda es generada por una fuente lineal muy lejana, los arcos S1 y S2 son frentes de ondas cilíndricos, por que los arcos son proporcionales al radio, la divergencia cilíndrica causa que la intensidad varíe inversamente al radio, esto se puede escribir como:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2}{E_1} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^m \quad (30)$$

Donde m=0, 1 o 2 de acuerdo si el plano de onda es cilíndrico o esférico.

III. Método de Estudio

Los radios de intensidad, energía o poder, son usualmente expresados en decibeles, el valor en dB es de $10\log_{10}$ de la intensidad, energía o poder, porque éste varia como el cuadrado de la amplitud.

Como precedente asumimos una velocidad constante, cuando en realidad la velocidad usualmente incrementa con respecto a la profundidad, a menudo se usa un factor conocido como velocidad de apilamiento para que el término de divergencia esférica se utilizado aún en esta situación aunque el frente de onda pueda no ser esférico.

2. Absorción.

En la realidad, cuando el movimiento ondulatorio pasa a través del medio, la energía elástica asociada con este movimiento es absorbida gradualmente, reapareciendo en forma de calor, este proceso es llamado absorción y es el responsable por la eventual y completa desaparición del movimiento ondulatorio. La medición de la absorción es muy difícil, fundamentalmente porque no es fácil de aislarla de otros efectos que constituyen la atenuación. La absorción varía con la frecuencia.

El decaimiento de la amplitud debido a la absorción es exponencial con la distancia para las ondas elásticas en las rocas, así que se puede expresar este decremento de la amplitud como:

$$A = A_0 e^{-\eta x} \quad (31)$$

Donde A y A_0 son valores de las amplitudes del plano de frente de onda entre 2 puntos a una distancia x , y η es el coeficiente de absorción. Las pérdidas por esparcimiento son más importantes que las pérdidas por absorción para frecuencias bajas y distancias cortas con respecto a la fuente, conforme la frecuencia y la distancia incrementan, la pérdida por absorción aumenta y eventualmente se vuelve más dominante. La absorción incrementada a frecuencias altas resulta en un cambio en la forma de la onda con la distancia, es por eso que la energía decrece con la distancia y con la frecuencia; la atenuación dependiente de la frecuencia es mayor a la esperada por la absorción sola.

3. Dispersión.

Las velocidades V y α que aparecen en las ecuaciones 18 y 20, son las velocidades de fase, porque son las distancias de viaje por unidad de tiempo para un punto de fase constante de una onda simple, pero estas no necesariamente son la velocidad de un pulso que viaja sino son conocidas como velocidad de grupo.

III. Método de Estudio

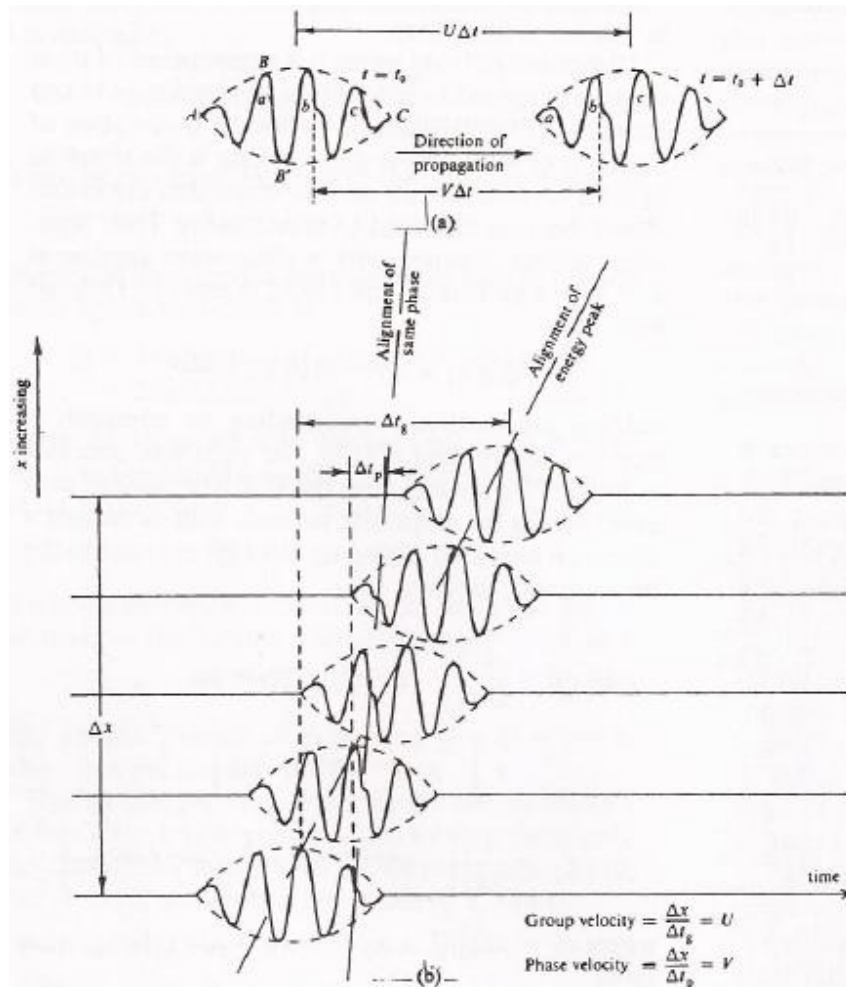


Figura 3.5 (Sheriff, 1995) Comparación de la velocidad de grupo y fase. (a) Definición de velocidad de grupo (U) y velocidad de fase (V). (b) Arribo de las ondas dispersivas con diferentes geófonos.

Para un tren de ondas en la figura 3.5a, la velocidad de grupo U la determinamos dibujando una envolvente alrededor de los pulsos (las curvas ABC y AB'C) y midiendo la distancia de esa envolvente que viaja en una unidad de tiempo. La velocidad de fase V está dada aproximadamente por el rango de avance de los distintos picos de fase. Si la velocidad de fase V es la misma para todas las frecuencias en el pulso, su forma no cambia y $U=V$, pero si la velocidad varía con la frecuencia, las componentes diferentes viajan con velocidades diferentes, la forma del pulso cambia y $U \neq V$, esto significa que el medio es dispersivo.

III. Método de Estudio

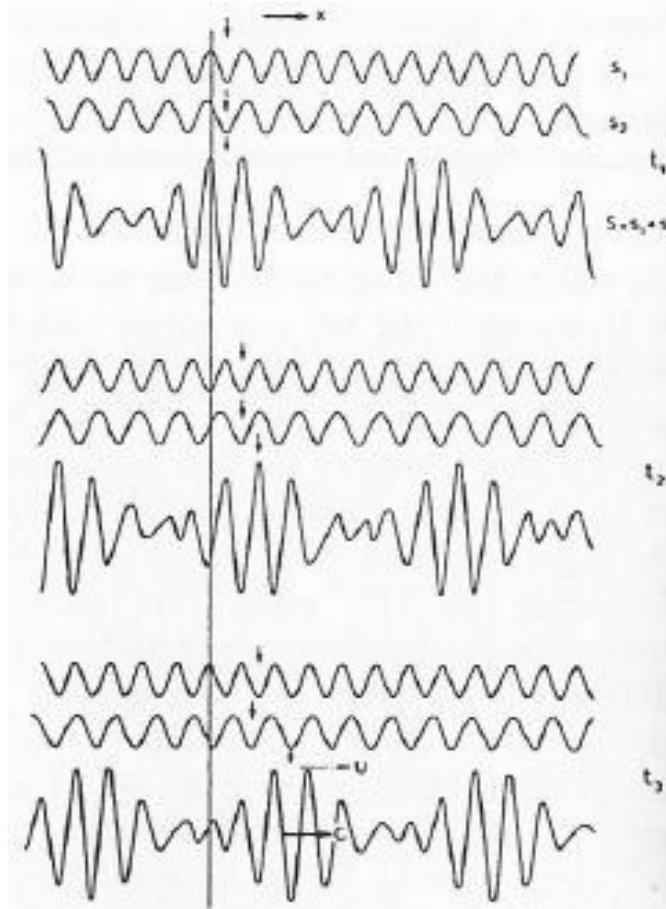


Figura 3.6. (Sheriff, 1995) Dos ondas sinusoidales con una diferencia pequeña en la frecuencia y velocidad de viaje.

Considerando dos ondas armónicas que se muestran en la figura 3.6, las cuales viajan ligeramente a diferentes velocidades, la de frecuencia alta es más rápida que la otra de frecuencia baja. El pulso que resulta de su interferencia cambia la forma de la onda y viaja a una diferente velocidad de ellas.

Si escribimos $A(\omega) = e^{j(\kappa x - \omega t)}$ (32) para un plano de onda cuyo componente viaja a lo largo del eje x , κ es $\kappa(\omega)$, en general $A(\omega)$ varía lentamente mientras que la fase $(\kappa x - \omega t)$ varía rápidamente. Sin embargo cuando la fase $(\kappa x - \omega t)$ varía lentamente, una interferencia constructiva ocurre en las proximidades del punto (x, t) . La condición para esto es:

$$\frac{d}{d\omega} [\kappa(\omega)x - \omega t] = 0 = x \frac{d\kappa(\omega)}{d\omega} - t \quad (33)$$

El punto (x, t) se mueve con una velocidad U , donde $U = dx/dt$ (34). Por lo tanto, diferenciando las ecuaciones, obtenemos:

$$U = \frac{dx}{dt} = \left[\frac{d\kappa(\omega)}{d\omega} \right]^{-1} = \left\{ \frac{d}{d\omega} \left[\frac{\omega}{v(\omega)} \right] \right\}^{-1} = \left[\frac{1}{v(\omega)} - \frac{\omega dv(\omega)}{v^2(\omega) d\omega} \right]^{-1} \quad (35)$$

Aplicando la derivada:

$$U \approx v + \omega \frac{dv}{d\omega} = v + v \frac{dv}{dv} = v - \lambda \frac{dv}{d\lambda} \quad (36)$$

III. Método de Estudio

Donde V , ω , λ , v , $dV/d\omega$, dV/dv y $dV/d\lambda$, son valores promedio para el rango de frecuencias que constituyen la parte principal del pulso. Cuando V decrece con la frecuencia, tenemos una dispersión normal y, V es mayor que U , la envolvente viaja más lentamente que los ciclos individuales; este es el caso usual del *ground roll*. Cuando V incrementa con la frecuencia, tenemos la dispersión inversa que es lo opuesto a lo anterior.

La velocidad de fase está determinada por las características físicas del medio, mientras que la velocidad de grupo depende del efecto resultante de la suma de los elementos de diferentes frecuencias, con diferentes velocidades, que forman el tren.

Cuando la dispersión depende de la variación de una de las coordenadas, por ejemplo la profundidad, se le denomina dispersión geométrica. Cuando la dispersión depende de las variaciones de la frecuencia, producida por los parámetros físicos que determinan la velocidad de la onda, se le denomina dispersión material.

En un sismograma que contiene la llegada de los eventos en puntos de detección ubicados a distancias diferentes de la fuente, conviene tomar en cuenta lo siguiente:

- Cada frecuencia del tren de ondas se propagará dentro del grupo con su propia velocidad, que será constante para una determinada frecuencia, y diferente para cada una de las diversas frecuencias.
- Debe distinguirse que la velocidad de grupo estará representada por una línea cuya pendiente dependerá de la frecuencia.
- La velocidad de fase estará indicada por una curva que une el valor máximo del tren de ondas, el que estará asociado a una frecuencia diferente en cada traza, y la pendiente en cada una de ellas representará la velocidad de fase particular que le corresponda a la frecuencia en ese punto.

La dispersión de las ondas de cuerpo es una consecuencia de la absorción según la mayoría de las teorías que lo han propuesto. Se puede concluir que la absorción necesaria requiere que V varíe con respecto a ω , esto hace que la dispersión exista.

La dispersión es importante por varias razones, quizás la más importante sea que la energía de un pulso, viaja con una velocidad U . Esta no es definitivamente observada en las ondas de cuerpo sobre el ancho de frecuencias de los *hertz* a *megahertz*. La mayoría de las rocas exhibe simplemente una pequeña variación de la velocidad con respecto a la frecuencia para los rangos en las frecuencias que se usan para la sísmica. Más que nada es una importante conexión con las ondas superficiales.

iii. Concepto de Reflexión y Refracción.

Cuando una onda se encuentra con un cambio abrupto en las propiedades elásticas, en el momento que arriba con la superficie que separa dos estratos, parte de la energía es reflejada y permanece en el mismo medio con la energía original; la otra parte de la energía es refractada en el otro medio con un abrupto cambio en la dirección de la propagación ocurrido en la interface.

III. Método de Estudio

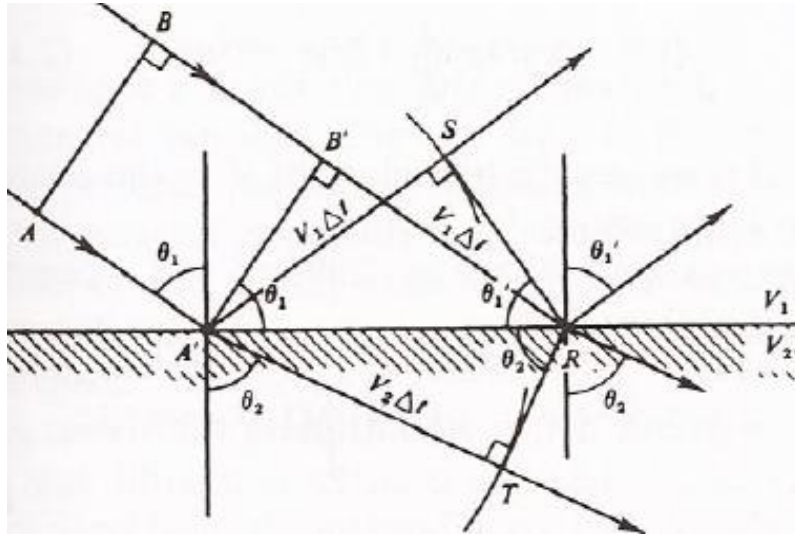


Figura 3.7. (Sheriff, 1995) Reflexión y refracción de un plano de ondas.

Podemos deducir las leyes de la reflexión y refracción usando el principio de *Huygen's*. Consideremos un frente de onda AB incidente en un plano de interface como en la figura 3.7. AB ocupa la posición $A'B'$ cuando A arriba a la superficie; en ese instante la energía en B' tiene que viajar la distancia $B'R$ hasta llegar a la interface. Si $B'R = V_1\Delta t$, donde Δt es el tiempo de arribo entre el arribo de energía de A' y R . Para el principio de *Huygen's*, durante el tiempo Δt , la energía que ha alcanzado a A' habrá recorrido ya sea hacia arriba una distancia $V_1\Delta t$ o hacia abajo una distancia $V_2\Delta t$. Dibujando arcos con centro en A' y una longitud igual a $V_1\Delta t$ y $V_2\Delta t$, también dibujando tangentes desde R a estos arcos, podemos localizar los nuevos frentes de ondas, RS y RT en los medios superiores. El ángulo en S es el ángulo derecho y $A'S = V_1\Delta t = B'R$; por lo tanto los triángulos $A'B'R$ y $A'SR$ son iguales, con esto el ángulo de incidencia θ_1 es igual al ángulo de reflexión θ_1' ($seni = senr$)(37); esta es la ley de la reflexión. Para la onda refractada, el ángulo en T es hacia la derecha y tenemos:

$$V_2\Delta t = A'Rsen\theta_2 \quad (38) \quad \text{y} \quad V_1\Delta t = A'Rsen\theta_1 \quad (39)$$

Por lo tanto:

$$\frac{sen\theta_1}{V_1} = \frac{sen\theta_2}{V_2} = p \quad (40)$$

El ángulo θ_2 es llamado ángulo de refracción y la ecuación 40 es conocida como la ley de la refracción, también conocida como ley de *Snell*. Los ángulos son medidos usualmente entre los rayos y normales a la interfase, pero estos también son los mismos entre la interfase y los frentes de onda en un medio isótropo. Las leyes de la refracción y la reflexión pueden ser combinadas en la simple declaración en la interfase para el valor $p = (sen\theta_i)/V_i$ (41) tiene el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas. El valor p es conocido como el parámetro de rayo, demuestra como la ley de *Snell* lleva a cabo la conversión de ondas P a ondas S (y viceversa) mediante la reflexión o la refracción.

III. Método de Estudio

Cuando el medio consiste en un número de estratos paralelos, la ley de *Snell* necesita que esa cantidad p tenga el mismo valor en todo el medio para todos los rayos reflejados y refractados resultantes del rayo inicial.

La ley de *Snell* es muy útil para determinar los rayos, tiempos de arribo y la posición de los reflectores derivados de los tiempos de arribo observados, pero no ofrece información sobre las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas.

iv. Método de sismica de reflexión.

El equipamiento básico para la prospección sísmica de reflexión consiste es una fuente que produzca ondas sonoras impulsivas, un geófono y un sistema multicanal de la onda en pantalla, de esta fuente se reciben los “ecos”, los cuales pueden llegar en diferentes direcciones al mismo tiempo y es aquí donde el geocientífico debe interpretar los resultados y obtener imágenes del subsuelo a partir de los ecos recibidos.

Estas imágenes se obtienen debido a las variaciones de los materiales en el subsuelo, ya sea por cambios o saltos abruptos entre la densidad y/o velocidad, por lo tanto estas fronteras son las que resaltan en la imagen de la trayectoria de la onda en el tiempo como un salto en los datos, para un grupo de imágenes de ondas se hacen evidentes estos brincos y si los relacionamos a un tiempo dado estamos obteniendo una interfase a este evento se le conoce como sismica de reflexión.

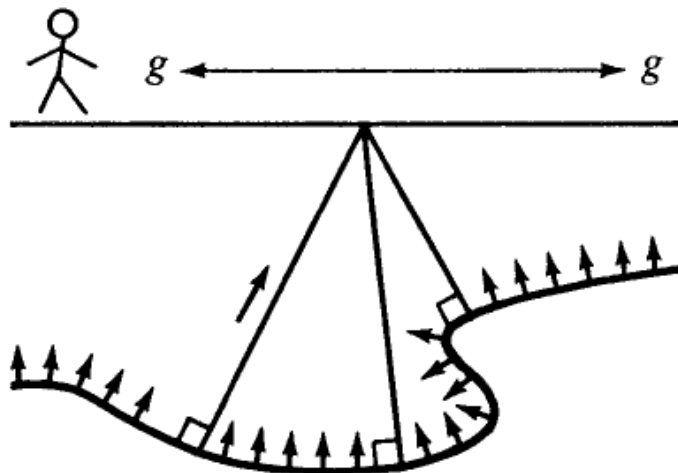


Figura 3.8 (Claerbout, 1985). Imagen que nos muestra el principio general de la sismica de reflexión.

La técnica de reflexión se basa en la primera Ley de *Snell* vista en la ecuación 37:

$$\text{sen } i = \text{sen } r$$

Cuando un frente de onda llega a un contacto entre dos capas de diferentes velocidades, parte de la energía es reflejada propagándose en el medio incidente. Este fenómeno tiene lugar en cualquier contacto si se cumple la condición de que exista un contraste de velocidades.

III. Método de Estudio

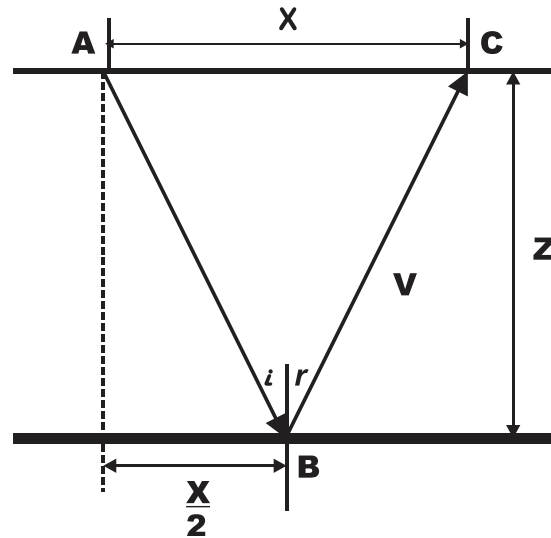


Figura 3.9 (Del Valle, 2012). Diagrama de una trayectoria reflejada en el punto B, generado en A y detectada en C.

De manera general en el caso de la exploración sísmica, se genera un impacto en el punto A situado en la superficie, este genera un movimiento donde una de las múltiples trayectorias llegará al punto B, generándose una onda reflejada con un ángulo r , de igual apertura al ángulo incidente i , que se propagará hacia la superficie, este será registrado por un geófono colocado en el punto C, a una distancia X del punto de impacto A.

El tiempo total de la trayectoria queda definido por el tiempo transcurrido para recorrer la distancia AB y la distancia BC , con una velocidad promedio de propagación V , entre la superficie y la profundidad Z .

Las velocidades de propagación no se pueden obtener directamente utilizando los valores de los tiempos totales de las ondas reflejadas que se han registrado, en la práctica resulta complicado porque se necesitan bastantes puntos de registro para definir adecuadamente la línea recta de la cual se obtiene la velocidad, lo que normalmente no se tiene sino solo para capas muy profundas en los que los tendidos son del orden de la profundidad, o que se diseñen con el objetivo específico de obtener las velocidades de las capas reflectoras, debido a que a mayor distancia las trayectorias son más inclinadas y pueden ser afectadas por variaciones locales de la velocidad, además de que no se puede asegurar que la interfase sea plana.

Cuando las capas presentan echado o inclinación con respecto a la superficie, los tiempos de trayectoria de las ondas no pueden correlacionarse directamente con la profundidad, porque la distancia recorrida por la onda aumentará o disminuirá según se propague pendiente abajo o hacia arriba, con respecto a la distancia superficial a la que se encuentre cada geófono del punto de impacto.

Debe tenerse presente que los ángulos incidente y de reflexión se miden con respecto a la normal de la capa reflectora, por lo que si presenta alguna inclinación, el ángulo de echado va a influir en la distancia recorrida por las trayectorias y en la profundidad correspondiente.

III. Método de Estudio

El ángulo de echado de la capa representa una incógnita adicional a la profundidad, por lo que para resolver el caso de capas inclinadas es necesario medir los tiempos de las trayectorias a dos geófonos, para disponer de dos ecuaciones que se resolverán de manera simultánea. Otra forma muy utilizada para determinar el ángulo de echado es colocar los dos geófonos en forma simétrica con respecto al punto de impacto, a distancia relativamente corta, que no interfiera con el impacto, promediando los valores registrados en los dos detectores, y el error que pueda cometerse es bastante pequeño, y en el caso de que la profundidad del reflector sea muy grande con respecto a la distancia al punto de impacto, el error es mínimo.

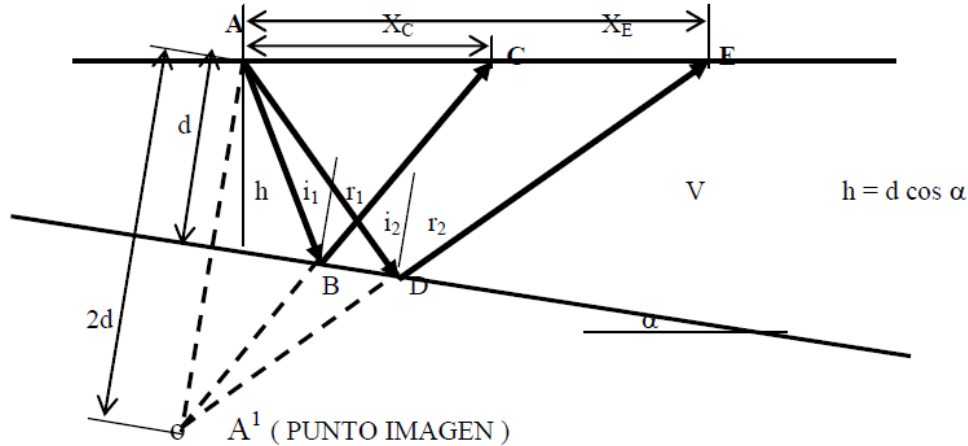


Figura 3.10 (Del Valle, 2012). Representación del viaje de la onda en una capa inclinada.

En cualquiera de los casos de simplificación que se han mencionado, la velocidad debe considerarse como un dato que se obtiene mediante procedimientos diferentes a la operación normal de campo de obtención de eventos reflejados en las interfases.

De acuerdo a las ecuaciones propuestas para determinar el ángulo de echado y la profundidad de la capa, bastaría con obtener los tiempos de trayectoria en dos posiciones y en el punto de impacto, o muy cerca, pero en la práctica no resulta conveniente porque sería necesario producir un impacto en cada posición y posteriormente identificar la continuidad de la capa por correlación, lo cual no siempre es posible porque las características de las señales reflejadas al no conservar sus amplitudes originales.

1. Técnicas Bidimensionales.

En la operación de campo se acostumbra utilizar la energía producida por un impacto y recabar la información que proviene del subsuelo y se registra en varios detectores en la superficie, lo cual depende del número de canales de amplificación que puedan operarse simultáneamente con el sismógrafo de que se disponga, ya sean 12, 24, 1440 ó 2400, según el modelo y requerimientos del estudio. La ventaja de utilizar la mayor cantidad de detectores simultáneamente radica en que las componentes de frecuencias de la onda generada en el impacto es la misma para todos.

Los geófonos generalmente se colocan en línea con el punto de impacto, separados a una distancia previamente seleccionada de acuerdo a las características de respuesta de la capa

III. Método de Estudio

objetivo, las cuales se determinan con base a criterios técnicos. El arreglo geométrico del conjunto punto de impacto y geófonos se conoce como tendido.

Actualmente se maneja una variedad de tendidos, los cuales se diseñan de acuerdo a los objetivos del trabajo y de los elementos instrumentales que se dispongan. En la mayoría de los casos resulta más conveniente utilizar tendidos individuales que se van desplazando a lo largo de la línea, generando un impacto en cada posición del tendido, esto permite controlar mejor la energía sísmica generada y obtener sismogramas de mejor calidad.

Los diferentes tendidos que se utilizan se derivan de dos arreglos básicos:

- El tendido lateral consiste en colocar todos los geófonos alineados a un lado del punto de impacto, con lo que se obtienen reflejos de la capa en la porción media adyacente a la proyección del punto de impacto. Para obtener la información de la otra mitad debajo de la longitud cubierta por el tendido es necesario producir un impacto en el otro extremo del tendido. Esta operación requiere que en cada punto de impacto la generación de la onda sísmica se realice dos veces, que puede ser un inconveniente, lo cual significa una pérdida de tiempo y un costo adicional. Es una técnica que permite un avance más rápido puesto que se cubre la longitud total del tendido.
- El tendido simétrico consiste en colocar la mitad de los geófonos a cada lado del punto de impacto, obteniéndose eventos reflejados en el subsuelo en la mitad central del tendido, simétricamente al punto de impacto.

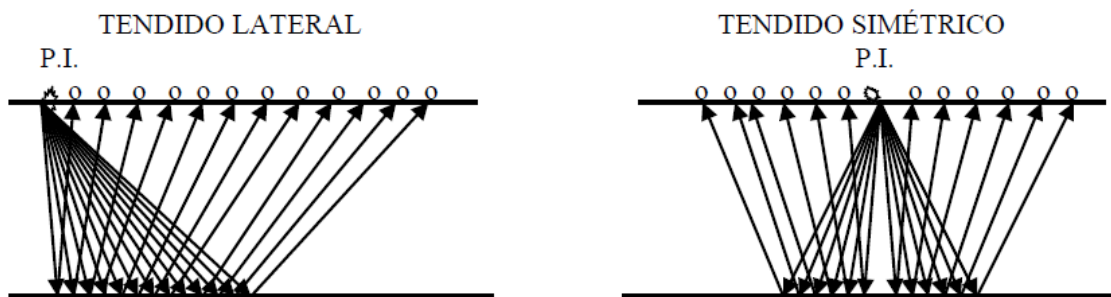


Figura 3.11 (Del Valle, 2012). Figuras de los diferentes tipos de tendidos.

En la mayoría de los casos no se utilizan secciones individuales que correspondan a un solo tendido, sino que se busca obtener un perfil continuo del subsuelo, lo que significa observar tendidos sucesivos como se indica en la figura 3.12.

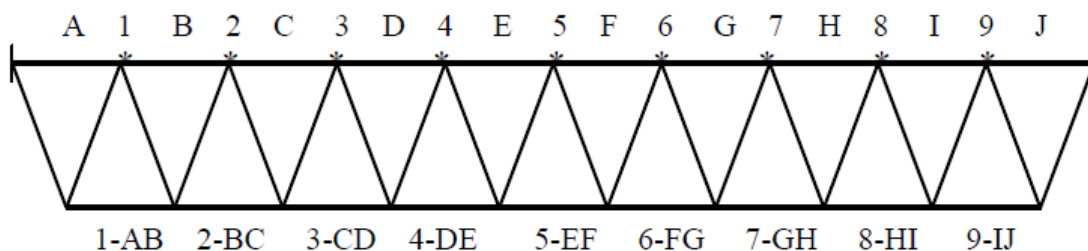


Figura 3.12 (Del Valle, 2012). Perfil continuo de un tendido simétrico.

III. Método de Estudio

Cuando se utiliza el sistema de la técnica de tendidos laterales, se necesita producir impactos en los extremos del tendido, y después del segundo impacto se mueve el tendido completo hacia delante, y se producen los impactos en los extremos. En el caso de tendidos simétricos, para obtener un perfil continuo solo se moverá la mitad del tendido hacia adelante, produciéndose un nuevo impacto en la parte central del nuevo tendido, sin embargo el avance por tendido es la mitad de su longitud, puede requerir que la observación sea más lenta y costosa, pero se asegura que no se suspenda la continuidad en la detección de las capas del subsuelo.

Siempre es preferible realizar pruebas experimentales en el área que se va a estudiar, colocando varios tipos de tendidos haciendo su observación simultánea para determinar el que proporciona los mejores resultados. Las pruebas pueden realizarse al iniciar el estudio, o cuando se encuentren cambios en los materiales y condiciones de la superficie. Con el tiempo se han diseñado tendidos derivados del tendido lateral y del tendido simétrico, para cumplir con objetivos específicos.

En la práctica los tendidos convencionales registran diversas ondas superficiales que se manifiestan con gran amplitud comparada con las que tienen los reflejos que provienen de capas profundas que llegan muy atenuadas a la superficie, lo que hace difícil su identificación, además de que se registran otros tipos de eventos, conocidos genéricamente con el nombre de ruidos, que generan interferencias a los “reflejos primarios” que identifican a las diversas interfases reflectoras del subsuelo.

Una de las características fundamentales en la adquisición de los datos de campo, es el que los eventos reflejados puedan distinguirse claramente, lo cual involucra que la amplitud de los reflejos sea predominante, y una forma de conseguirlo es obtener registros que puedan sumarse para que los eventos correspondientes a los reflejos incrementen su amplitud, y al normalizar todos los eventos registrados las señales de eventos indeseables disminuyan en su amplitud relativa.

Se han diseñado diversas opciones en la distribución de las fuentes y de los detectores en los tendidos para que en la etapa de adquisición de campo, se puedan atenuar los ruidos e incrementar la amplitud de las señales reflejadas, y en algunos casos más o menos críticos se consiga una mejor relación señal/ruido mediante procesos digitales.

2. Técnica de punto medio común.

Independientemente de los arreglos particulares de geófonos y de fuentes, se ha popularizado el llamado tendido de *Punto Medio Común* (CMP), que permite obtener grandes multiplicidades mediante el apilamiento (*stacking*) de señales reflejadas en un mismo punto del subsuelo y registradas desde diferentes puntos en la superficie, como se muestra en la figura 3.12.

III. Método de Estudio

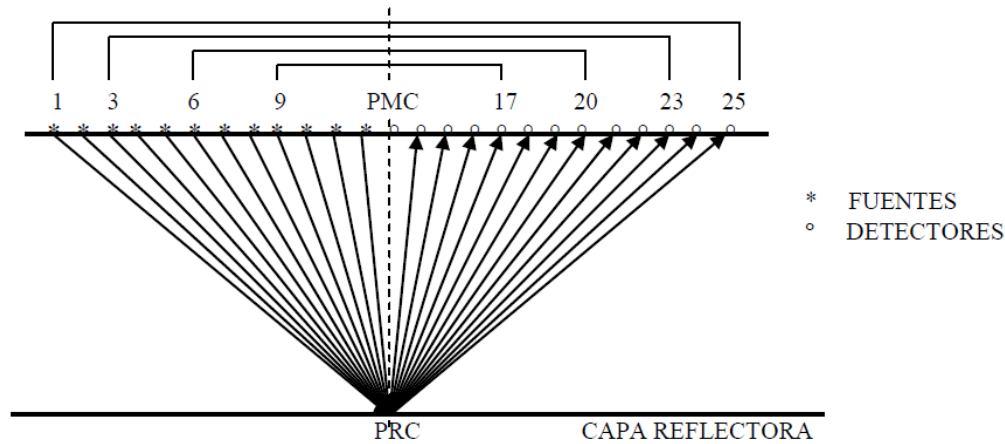


Figura 3.13 (Del Valle, 2012). Esquema ideal de la técnica de punto medio común (PMC).

Puede observarse que es posible obtener reflejos en el mismo punto (CMP) desde diferentes fuentes y detectores que se encuentran en posiciones simétricas a la vertical que pasa por el punto de reflejo común, que en la superficie identifica el punto medio del tendido. En la práctica no interesa la multiplicidad en un solo punto sino en todo el tendido, que permita una adecuada calidad de los eventos reflejados a lo largo de una interfase, lo que requiere observar y registrar el mismo tendido con puntos de impacto desde diferentes posiciones, siendo indispensable llevar una relación de los desplazamientos de la fuente y los detectores que corresponden en cada caso a los puntos comunes de reflejo en la capa, para que posteriormente se puedan sumar los eventos registrados en cada CMP, generalmente mediante un proceso digital al que se le ingresa la información original.

Para poder realizar el apilamiento, previamente es necesario aplicar correcciones por distancia para cada pareja de fuente-detector y sumar los tiempos verticales equivalentes para cada punto común considerado.

Se han diseñado sistemas de tiro para desplazar los puntos de fuente dentro de un tendido para obtener la multiplicidad necesaria, aprovechando las facilidades que ofrecen los nuevos sistemas de registro, los que permiten seleccionar los detectores activos para registrar los eventos, mediante interruptores electromecánicos, o por medio de las minicomputadoras de control en sistemas digitalizados. Si se requiere un mayor apilamiento se puede incrementar el número de puntos de detección, conservando la movilidad de los puntos fuente dependiendo de la capacidad de trazas que puede registrar el equipo utilizado, y en su caso, de la posibilidad de tener el tendido de geófonos muy extendido y el sistema de selección de puntos de registro.

El desplazamiento de fuentes con respecto a la posición de los detectores, dependerá de la resolución que se haya determinado en la etapa de diseño del tendido, de acuerdo a los objetivos del estudio.

En la práctica las interfases reflectoras no son planas como lo simplifica la teoría, por lo que los puntos de reflexión no coinciden sino que se generan dentro una zona relativamente amplia, por lo que se prefiere relacionar el apilamiento con el punto medio común (CMP) que se ubica en la

III. Método de Estudio

superficie, a la mitad de la longitud del tendido, que se toma como referencia. Para aplicar correcciones e identificar su posición.

3. Correcciones estáticas por refracción.

En las ecuaciones que se refieren a trayectorias reflejadas se considera que la superficie es plana y que a partir de ella se propagan con una velocidad constante, estas simplificaciones facilitan el manejo de una gran cantidad de señales reflejadas pero pueden conducir a errores de importancia, si se toma en consideración que las fuentes y detectores tienen posiciones diversas y que la onda sísmica a partir de su generación se propaga por medios superficiales de características y velocidades variables.

Toda la información registrada debe ser corregida con el propósito de ubicar virtualmente la posición de las fuentes y de los detectores en un nivel de referencia horizontal y plano, que generalmente se elige debajo de la zona de baja velocidad superficial. Las correcciones involucran simultáneamente las diferencias de elevación con respecto al nivel de referencia y el espesor variable de la zona intemperizada de baja velocidad.

Para aplicar las correcciones es indispensable conocer las velocidades promedio en la zona de baja velocidad, y de su base al nivel de referencia, las cuales se determinan directamente en el área de estudio mediante un pozo superficial o un perfil de refracción.

En la práctica se acostumbra hacer las correcciones por diferentes elevaciones y por los espesores de la zona de baja velocidad simultáneamente, que se conoce como corrección estática, sin embargo presenta diferencias si se utilizan explosivos como fuente generadora de la onda sísmica o si se utilizan medios mecánicos.

a. Correcciones estáticas para fuentes con explosivos.

Antes de aplicar la corrección estática es necesario determinar si la carga está dentro o fuera de la zona de baja velocidad, para saber si la onda sísmica se propagó parcialmente con baja velocidad, o si lo hizo con alta velocidad.

Aunque el cálculo de las correcciones para reducir los tiempos de las trayectorias reflejadas a un nivel de referencia pueden parecer complicadas, en la práctica se sistematiza el cálculo preparando plantillas que indican un orden en las operaciones matemáticas, reduciéndose el cálculo para cada tiempo de registro. En los sistemas digitalizados se realizan mediante programas de rutina.

b. Correcciones estáticas para sistemas mecánicos.

La mayoría de los sistemas que utilizan equipos mecánicos para generar la energía sísmica, requieren de instrumentación especial que suma o integra las señales obtenidas con cada uno de los impactos que se realizan en secuencia, debido principalmente a la poca energía que suministran, y en algunas ocasiones los tendidos pueden presentar algunas modificaciones especiales, por lo que las correcciones estáticas tienen que adaptarse a las características del tendido y a los datos que se obtienen en los registros.

III. Método de Estudio

La corrección estática consiste básicamente en determinar los espesores de la capa de baja velocidad bajo cada punto de impacto y de registro en la superficie, calculando los sobretiempos de la trayectoria para su reducción al nivel de referencia. En algunos casos, dependiendo de las circunstancias se pueden calcular las velocidades de corrección a partir de los propios datos registrados.

Es muy importante hacer las correcciones estáticas especialmente cuando el espesor de la capa de baja velocidad es muy variable, porque de lo contrario los sobretiempos de las trayectorias al atravesarla, pudieran interpretarse como variaciones en la profundidad de las interfaces reflectoras.

c. Correcciones por distancia (*Move out*).

A medida que aumenta la distancia de los puntos de detección con respecto al punto de impacto, la trayectoria de la onda reflejada se hace más inclinada y el tiempo se incrementa, de manera que si se graficaran los tiempos registrados con respecto a la distancia del detector en el tendido, se obtendría una parábola, aún en el caso de que la interfase reflectora fuera plana, lo cual daría una imagen errónea del reflector, observándose el máximo incremento de tiempo en el punto del subsuelo correspondiente a la mitad del tendido en la superficie.

En la práctica, se considera que las trayectorias son virtualmente verticales, sin embargo solo es posible para los eventos reflejados que se registran en las cercanías del punto de impacto, para cualquier otro detector a cierta distancia de la fuente, el tiempo de la trayectoria presenta un incremento con respecto a la trayectoria vertical equivalente a cada detector, el cual puede calcularse si se conoce la velocidad media a la profundidad de la capa reflectora, y si ésta diferencia de tiempo se le resta al tiempo registrado se tendrá la velocidad vertical equivalente.

A esta corrección se le conoce como corrección por distancia o corrección dinámica, y tiene un valor específico para cada distancia. La corrección por distancia o dinámica deberá calcularse con la velocidad media que le corresponda a cada capa reflectora. En los tendidos de Punto Medio Común, para hacer el apilamiento es necesario reducir los tiempos registrados en las parejas Fuente-Detector, aplicándoles a cada uno de ellos la corrección por distancia para obtener los tiempos verticales virtuales.

2. Procesamientos de los datos sísmicos.

Los datos sísmicos crudos no reflejan la estructura y morfología del interior de la tierra. Son primeramente una expresión de los detalles experimentados del como fueron adquiridos. El procesamiento de datos sísmicos proporciona mediante nuestro vasto conocimiento de los efectos de la propagación de ondas y la geometría de adquisición, una imagen geológica significativa del subsuelo.

Un sin fin de procesos son aplicados a los datos sísmicos, muchos de ellos caen principalmente en cuatro categorías:

- **Ajustes de la ondícula:** Correlación de *vibrosets*, deconvolución, filtrado, rotación de fase.

III. Método de Estudio

- **Correcciones de tiempo de viaje:** Estáticas, sobretiempo normal, sobretiempo de echado, migración, velocidad de análisis.
- **Correcciones de amplitud:** divergencia esférica, atenuación, ganancia.
- **Reducción de ruido:** Correlación de *vibroseis*, apilamiento vertical, muteado, apilamiento CMP, filtrado.

El campo del procesamiento de datos sísmicos es enorme y existen secuencias o rutinas para llevar a cabo dicha acción las cuales han evolucionado. Existen tres grandes etapas del procesado sísmico, los cuales son:

- Deconvolución.
- Apilado.
- Migración.

La figura 3.14 representa un volumen de datos sísmicos con sus correspondientes coordenadas. La deconvolución actúa en el eje x y remueve la ondícula de la fuente proveniente de la traza sísmica grabada e incrementa la resolución temporal, esto lo hace comprimiendo la ondícula. El apilamiento es un proceso de compresión, de manera general en la figura 3.14, el dato de volumen es llevado a un plano distancia fuente-receptor cero y de tiempo en punto medio, primero se aplica el sobretiempo normal para cada *gather* de CMP, se suman a lo largo del eje de distancia fuente-receptor y a esto se le conoce como sección apilada. La migración es el proceso que colapsa las difracciones y mueve los eventos buzantes de una sección apilada a su verdadera ubicación en el subsuelo, en este aspecto se puede decir que es un proceso de deconvolución espacial el cual mejora la resolución espacial.

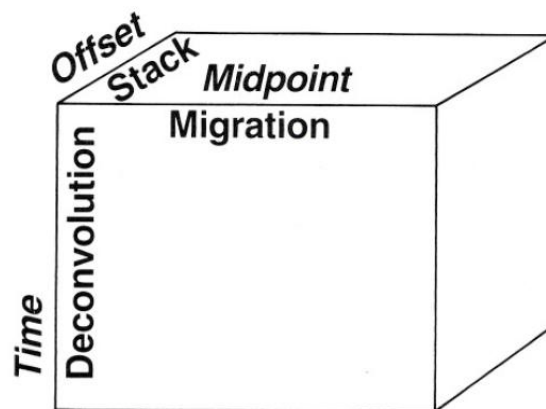


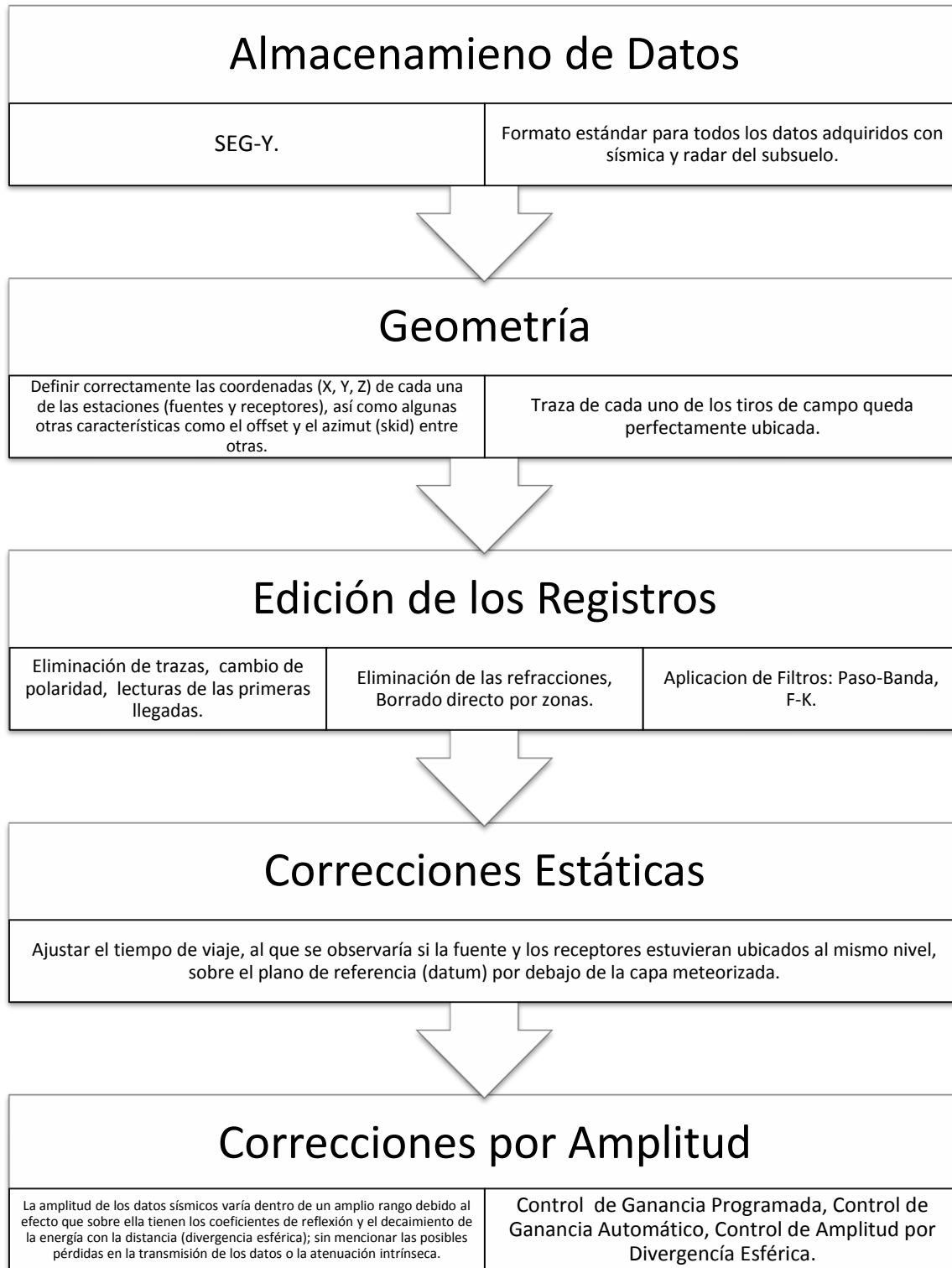
Figura 3.14 (Yilmaz, 2001). Representación de un volumen de datos sísmicos en coordenadas de procesamiento, tiempo, distancia fuente-receptor, punto medio. La deconvolución actúa en el eje x e incrementa la resolución temporal. El apilamiento comprime el volumen de datos hacia la dirección del offset y produce el plano de la sección apilada. La migración mueve eventos buzantes a su verdadera posición en el subsuelo y colapsa las difracciones, así incrementa la resolución lateral.

Todos las demás técnicas de proceso pueden ser consideradas como secundarias ya que ayudan a mejorar la efectividad de los procesos primarios. Debemos tomar en cuenta que el éxito de los procesos no depende solamente en la elección de los parámetros pertinentes, sino también en la efectividad del proceso previo en las diferentes etapas. El producto final del procesamiento de datos sísmicos es un volumen 3D o un conjunto de secciones 2D.

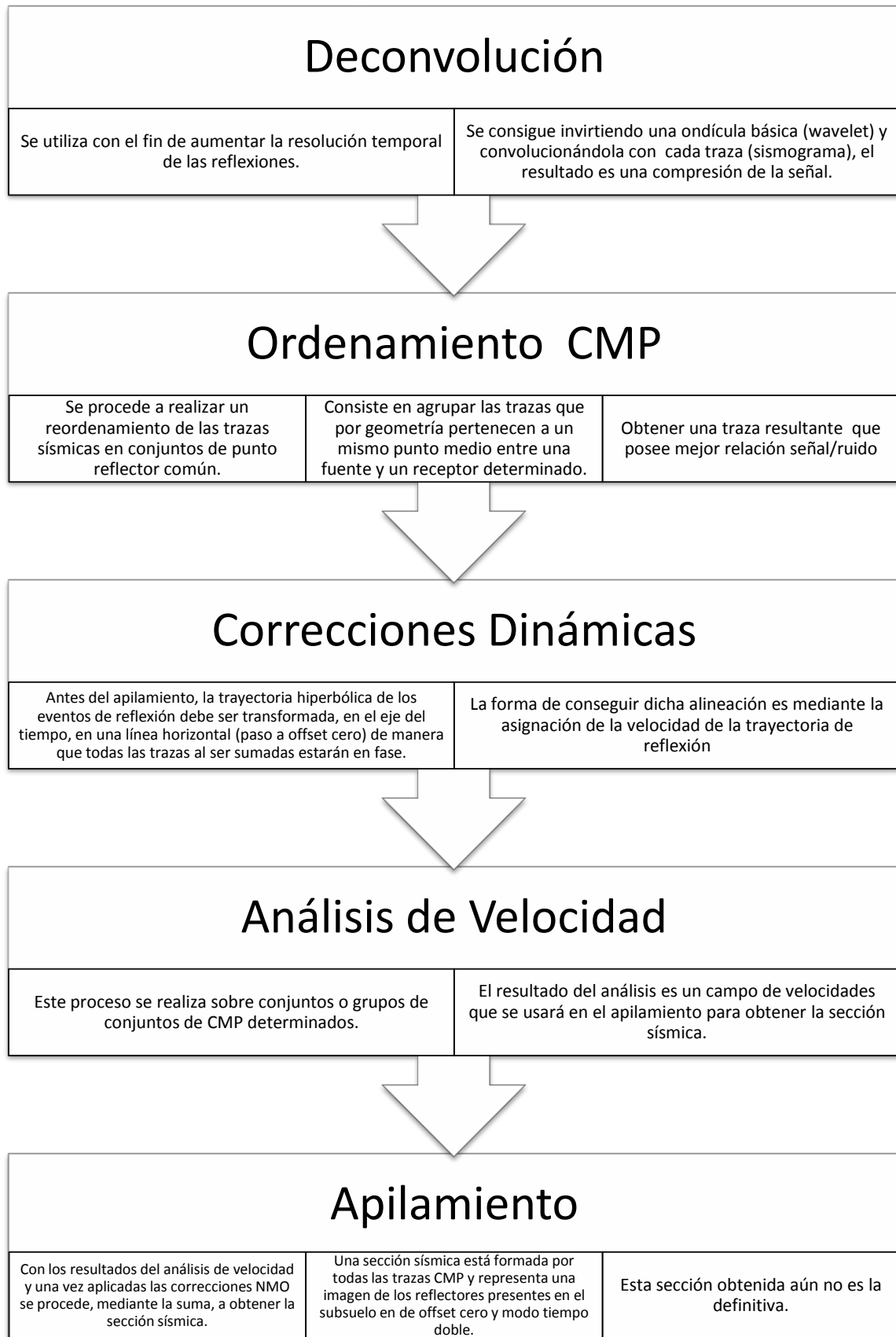
III. Método de Estudio

i. Metodología.

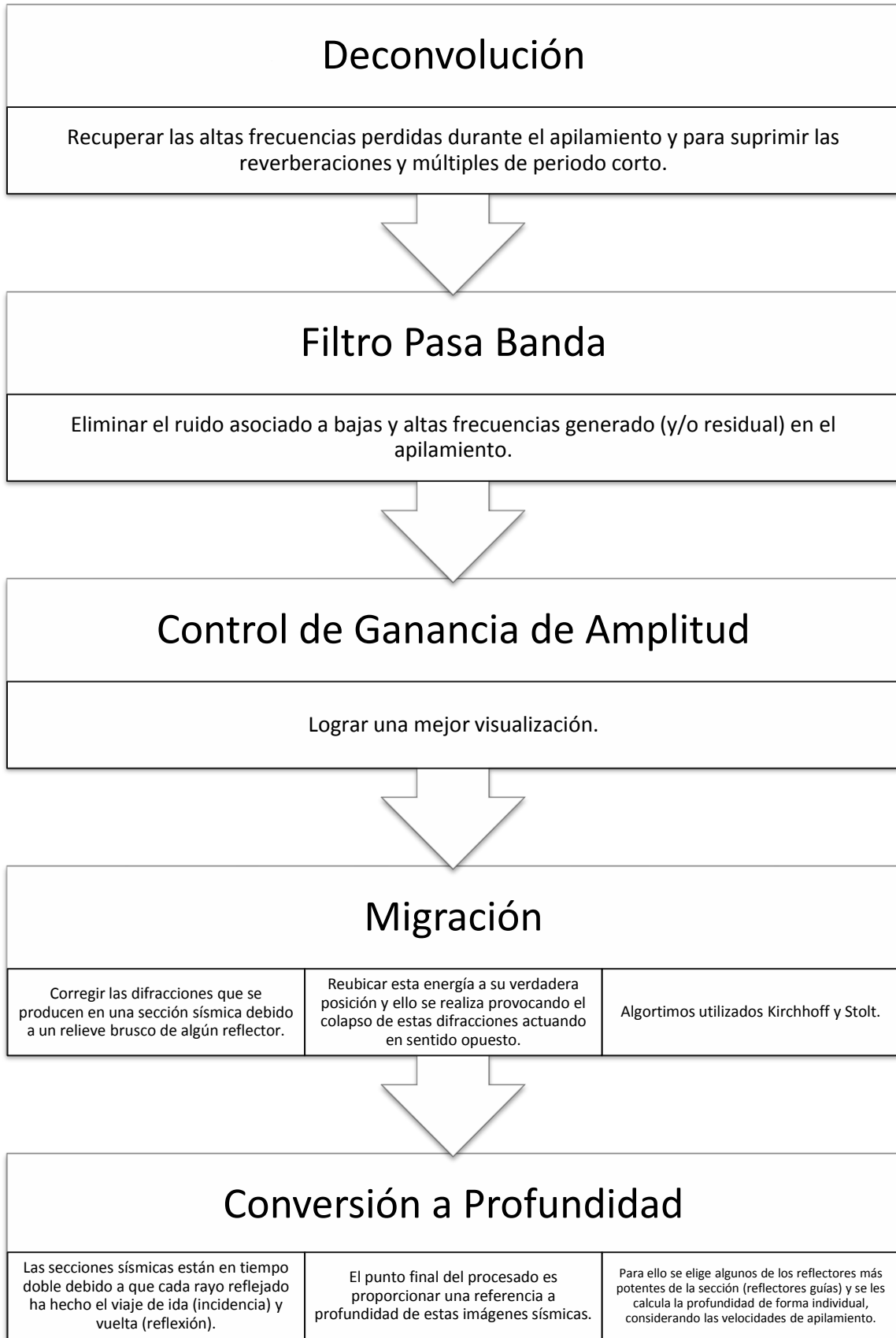
A continuación se muestra un diagrama del flujo de trabajo convencional para procesar los datos sísmicos:



III. Método de Estudio



III. Método de Estudio



III. Método de Estudio

ii. Pre-procesamiento.

Los datos de campo son grabados en un cierto tipo de formato en modo multiplexado. Matemáticamente el demultiplexado se puede ver como trasponer una gran matriz cuyas columnas pueden ser leídas como trazas sísmicas grabadas a diferentes distancias fuente-receptor con una fuente en común, los datos son convertidos en un formato conveniente el cual se pueda usar para procesar, este formato es determinado por el tipo de sistema de procesamiento de cada compañía.

El pre-proceso envuelve la edición de trazas, ruido en las trazas, fallos transitorios, monofrecuencias (estas tres últimas se borran), los cambios de polaridad se modifican, la función de ganancia es aplicada en los datos para corregir los cambios de amplitud por medio de los efectos de la divergencia del frente de onda (divergencia esférica), una función para modificar el espaciamiento geométrico el cual depende en el tiempo de viaje y una función de velocidad primaria promedio, el cual es el asociado con las primeras reflexiones. Adicionalmente, una función de ganancia exponencial el cual se usa para compensar el efecto por las pérdidas de atenuación. Como opción deseable se puede filtrar los datos mediante un filtro pasa bandas después de la deconvolución.

Finalmente la geometría de campo es incorporada con los datos sísmicos precedida por cualquier control de ganancia que dependa de la distancia fuente-receptor. Basado en la información de superficie, las coordenadas del lugar de los tiros y receptores de todas las trazas son almacenadas en los encabezados, los cambios en los lugares de los tiros y los receptores son manejados basándose en la información obtenida en campo. Muchos de los tipos de problemas de procesamiento parten de una incorrecta creación de la geometría de campo afectando como por ejemplo al apilamiento.

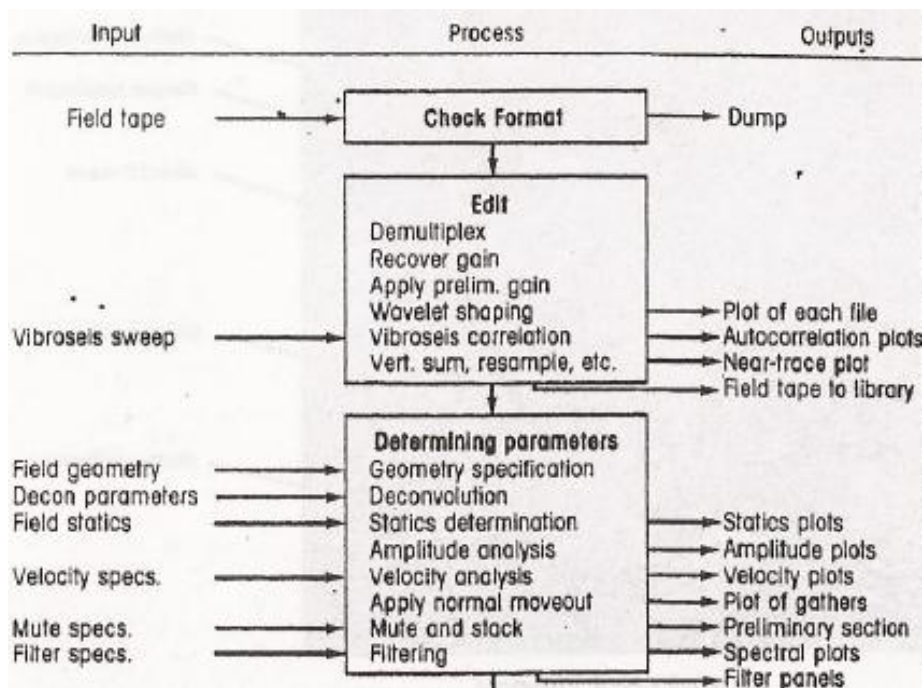


Figura 3.15 (Linner, 2003). Diagrama de pre-procesamiento.

III. Método de Estudio

iii. Filtrado.

Un tema central del procesamiento es eliminar el ruido de los datos sísmicos. El ruido puede tener diferentes formas, desde ondas superficiales, múltiples, ondas directas y ondas directas; todas estas son generadas por la fuente y se conocen como ruidos coherentes. También podemos esperar otro tipo de ruido generado por el ambiente durante la adquisición como por el viento, vehículos en movimiento y de tipo cultural (gente, animales, etc.).

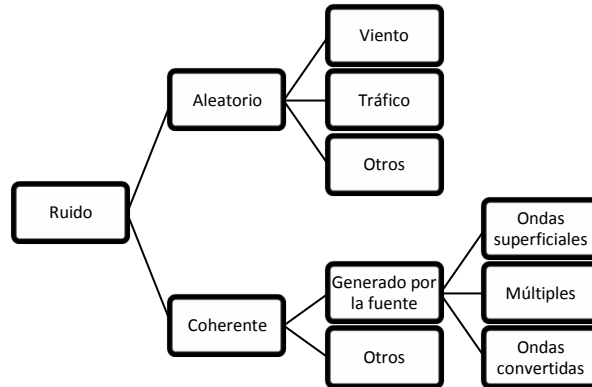


Figura 3.16 (Claerbout, 1985). Clasificación de los ruidos.

La manera más común para remover el ruido es que a partir del dominio original de los datos (t,x) , sea la razón cualquiera, queremos eliminar los eventos que no sirven y son conocidos como ruidos sin quitar otros eventos con importancia conocidos como señales; para poder hacer esto es necesario hacer una transformación que tome los datos (t,x) y los separe en otro espacio (f,k) donde se puedan eliminar los eventos con mayor facilidad, este espacio es conocido como frecuencia-número de onda. Esta transformación se conoce como transformada de Fourier 2D, la cual es muy utilizada para las aplicaciones en sísmica.

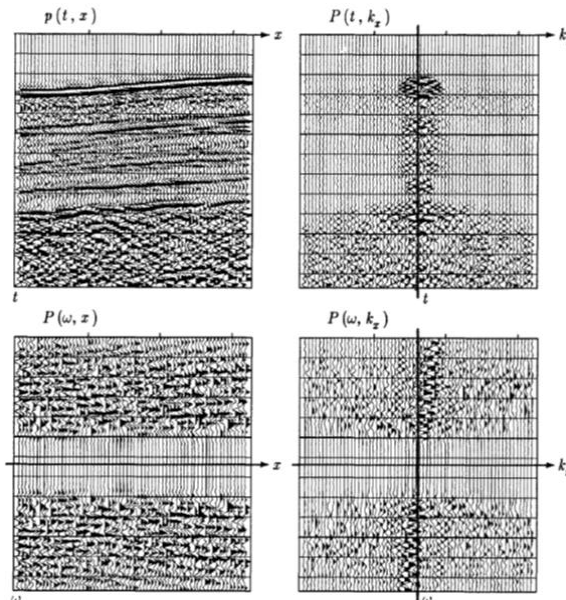


Figura 3.17 (Claerbout, 1985). La figura representa un conjunto de datos marinos profundos (t,x) de Alaska (EE.UU.) y la parte de varias transformadas de Fourier de la misma.

III. Método de Estudio

El proceso de filtrado consiste en determinar los eventos con ruido, seleccionarlos y eliminarlos aplicando su respectivo filtro en el espacio (f,k) , una vez aplicado y eliminado, se procede a regresar al espacio original utilizando una transformada inversa; esto da como resultado la permanencia de los datos sin la presencia del ruido, pero este proceso no elimina perfectamente el ruido.

El filtrado en el dominio de las frecuencias consiste en multiplicar el espectro de amplitudes de la traza sísmica con el del operador del filtro, de otra manera sería aplicando la convolución de estos mismos en el dominio del tiempo haciéndolo más laborioso, esto se puede ya que existe un concepto en el análisis de series, el cual dice: “*La convolución en el dominio del tiempo es equivalente a la multiplicación en el dominio de las frecuencias y viceversa...*”.

Existen tres efectos producidos por el filtrado en frecuencias a los datos sísmicos:

- La pérdida de frecuencias bajas en los datos significa pérdida de esa área y se observa de color oscuro o sombreado.
- La pérdida de bajas frecuencias también trae pérdida de información subvertical o buzamientos muy pronunciados.
- La pérdida de altas frecuencias degrada el detalle y la resolución.

Los filtros en frecuencia más aplicados son en la forma de pasa bandas, rechaza bandas, pasa bajas, pasa altas, todos estos se basan en el mismo principio, el cual es construir una ondícula fase cero con una cierta amplitud que satisfaga los requerimientos del filtro. Los filtros pasa bandas son los más usados ya que la mayoría de las trazas sísmicas a veces contienen ruidos de bajas frecuencias del tipo de *ground roll* y de altas frecuencias debido a ruidos ambientales. La energía utilizable en la sísmica de reflexión usualmente se confina en un nacho de banda alrededor de los 10 a los 70 Hz, con una frecuencia dominante de 30 Hz.

Este filtro en especial es utilizado en diferentes etapas del procesamiento de los datos sísmicos, en la deconvolución para quitar los remanentes del *ground roll* y el ruido ambiental, se aplica en el CMP ya que haciendo una correlación de las trazas con una traza piloto se puede estimar las estáticas residuales, se utiliza para la construcción de los espectros de velocidades que se obtendrán del picado de velocidades y también se utiliza de manera estándar en la sección apilada.

iv. Deconvolución.

El paso siguiente al pre-proceso es la deconvolución; en general es el proceso inverso a la convolución. Ciertamente la convolución de dos funciones es una simple multiplicación en el dominio de la frecuencia por lo tanto la deconvolución es el equivalente a una división.

Esta es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos sísmicos comprimiendo la ondícula sísmica, normalmente es aplicada después del apilamiento pero también es muy común que sea aplicada a los datos apilados, algunas veces hace más que sólo comprimir, puede eliminar de manera significativa parte la energía múltiple de las secciones.

III. Método de Estudio

Para entender la deconvolución debemos comprender cómo está compuesta la traza sísmica grabada, la tierra está compuesta por capas de rocas con diferente litología y propiedades físicas, están definidas por velocidades y densidades, las cuales forman como producto una propiedad sísmica llamada impedancia, lo que se graba en los registros sísmicos son las reflexiones causadas por el contraste de esta impedancia entre los estratos del subsuelo, así que el sismograma se puede modelar como la convolución de la respuesta en impulso de la tierra con la onda sísmica, estas respuestas impulsivas es lo que debería grabarse si la ondícula fuera un impulso y contendría la información de las reflexiones primarias y los posibles múltiples. Es por eso que comprime a la ondícula y elimina los múltiples dejando solamente el tren de impulsos de la reflectividad de la tierra.

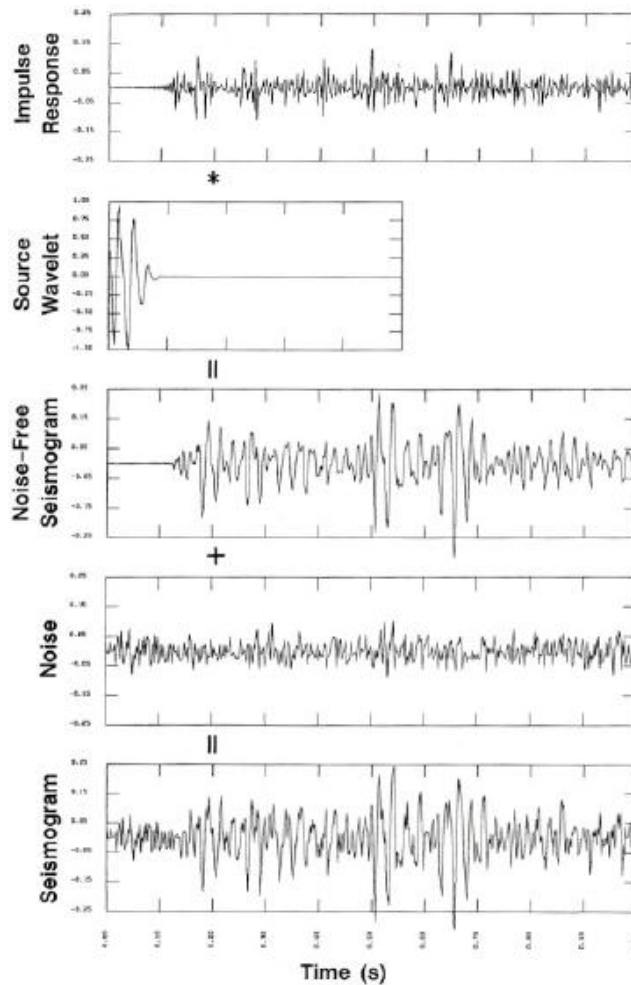


Figura 3.18 (Yilmaz, 2001). Modelo convolucional de la tierra.

Después de haber hablado del modelo convolucional de la tierra, el concepto de un filtro inverso es introducido, básicamente la función de éste es que al ser convolucionado con la ondícula sísmica, a ésta la convierte en un impulso, por lo tanto al aplicarlo al sismograma, lo que resulta es el tren de impulsos de la respuesta de la tierra, este filtro diseñado para ser capaz de convertir la ondícula en un impulso es conocido como filtro *Wiener*; convertir la ondícula en un impulso es buscar una solución ideal, sin embargo en la práctica debido al ruido presente en el sismograma y

III. Método de Estudio

supuestos en la grabación del sismograma y la ondícula, hace que la deconvolución impulsiva no sea muy deseable, es por eso que se diseñó otra técnica conocida como la del filtro predictivo de error, el cual puede remover componentes periódicas así como múltiples.

La deconvolución predictiva atiende el poder remover el efecto de los múltiples, los cuales pueden ser predichos mediante el conocimiento del tiempo de arribo de las envolventes primarias de esos reflectores, este operador a menudo no empieza a ejercer un efecto sino hasta un cierto tiempo, el cual usualmente es el recorrido del reflector múltiple generado, cuando nosotros sustraemos la traza predicha proveniente de la traza observada, removemos los múltiples y obtenemos un error de predicción. Las correcciones pueden ser hechas de variaciones en la forma de la ondícula de posición en posición, otro procedimiento es el de grabar la forma de la onda inicial, uno más sería sumar las autocorrelaciones de todas las trazas de una sola fuente, asumiendo que esta suma es de una forma de onda de fase mínima y después aplicar un filtro *Wiener* para convertir esta ondícula a una onda con aspecto constante. Este tipo de procedimiento puede ser usado para corregir las variaciones en la forma de la ondícula producidos por diferentes factores, así como cambios en la fuente, geófonos, instrumentos de grabación o condiciones superficiales.

v. Análisis de Velocidades y Apilamiento.

Las ondas sísmicas viajan a través de la tierra en función de la profundidad, los datos sísmicos por otra parte brindan indirectamente una medición de la velocidad, debido a estos tipos de información en la sísmica de exploración se obtienen diferentes tipos de velocidades, como intervalo, aparente, instantáneo, cuadrática media (rms), de fase, de grupo, de sobretiempos normal, de apilamiento y de migración.

El análisis de velocidad es usualmente hecho en *gathers* de punto medio común donde se asume que una alineación hiperbólica es razonable. El análisis en pantalla es bueno ya que los datos son involucrados con los picos de amplitud de las trazas y la localización de los puntos altos de velocidades se asume al apilado, pero esto no quiere decir que sean totalmente las reflexiones primarias.

Otros eventos pueden dar a lugar picos, en muchas áreas donde la velocidad incrementa más o de manera monótona con la profundidad, los picos asociados con la mayor velocidad de apilamiento razonable son asumidos como representación de las primeras reflexiones y los picos asociados con muy bajas velocidades son atribuidos a múltiples u otros factores, sin embargo cabe la posibilidad de que esta relación no sea tan obvia y las velocidades son generalmente regular puede generar dificultades.

III. Método de Estudio

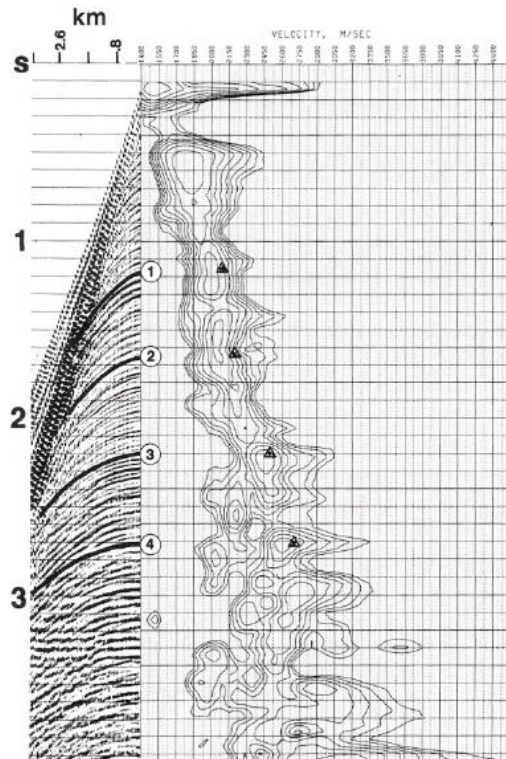


Figura 3.19 (Yilmaz, 2001). Análisis de velocidades desplegado como contornos de una medida de coherencia (en este caso semblanza).

Los paneles de velocidad proveen otro tipo de análisis de pantalla proveniente de esa velocidad de apilado. Un conjunto de datos es trazado varias veces, cada uno está basado en una diferente velocidad de apilado, el panel central utiliza la velocidad aproximada y los paneles tanto de la izquierda como la derecha incrementan o decrecen la velocidad en un porcentaje dado, mostrando el resultado de los eventos de manera individual, estos están hechos de secciones apiladas con puntos medios en común.

El análisis de velocidades también se hace con picados, esto envuelve el seleccionar los valores de velocidad y tiempo que serán usados en el proceso subsecuente, este depende de que se haga un muy buen apilado para que haya una error de velocidades apreciable y estos se pueden aminorar cuando sabemos un poco sobre la geología del lugar. Para facilitar el picado de velocidades se puede guiar por una serie de pasos o reglas simples:

- La velocidad de apilado incrementa con respecto a la profundidad ya que esto es más probable que un decremento.
- Una serie de reflexiones pueden estar separadas sucesivamente alrededor de unos 100 ms
- Una velocidad de intervalo mayor de 6700 m/s (22,000 ft/s) o menor de 1430 m/s (4700 ft/s) es improbable
- La diferencia de velocidades de intervalo entre capas debe exceder el 2%.
- Cualquier evento alrededor del tiempo inicial u otro evento previo con una velocidad de apilado aproximadamente igual es probable que sea un múltiple y no debe de ser usada.

III. Método de Estudio

Otra técnica comúnmente utilizada es basada en el espectro de velocidades, la idea es de mostrar algunas muestras de coherencia de la señal en un gráfico de velocidad contra dos veces el tiempo de la distancia fuente-receptor. El principio fundamental es el de poner la señal de coherencia sobre el *gather* de CMP en ventanas de tiempo pequeñas las cuales siguen trayectorias hiperbólicas. Las velocidades de apilado son interpretadas del espectro de velocidad eligiendo la función de velocidad que produzca la mayor coherencia al mismo tiempo que el evento más significativo en amplitud.

La estimación de las velocidades requiere tenerse en una grabación a la que hayamos removido la distancia fuente-receptor proveniente de un punto medio común (CMP). Con las velocidades estimadas podemos proceder a obtener un mejor apilado.

1. Apilamiento.

Después del proceso inicial de procesamiento, los datos son transformados de coordenadas fuente-receptor a coordenadas punto medio distancia fuente-receptor. Esto se conoce como ordenamiento por punto medio común (CMP), el cual requiere información de la geometría de campo. Es un proceso de compresión en un plano a un punto común de distancia cero de la fuente-receptor, en donde se suman las trazas a lo largo del eje generado por la posición cero de la distancia fuente-receptor.

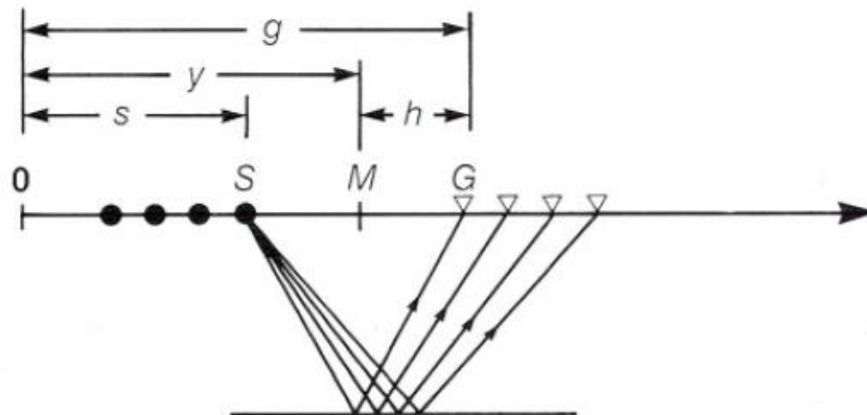


Figura 3.20 (Yilmaz, 2001). Imagen de la geometría de adquisición de los datos sísmicos.

Consiste en mover las fuentes y receptores a un punto de tiro común, la adquisición de datos sísmicos se hace conforme a las coordenadas fuente-receptor, por otro lado el procesamiento de datos sísmicos se hace por medio de puntos medios en común de la distancia fuente receptor, por lo que cada traza es asignada a un punto medio entre la fuente y el receptor asociado a la traza. Estas trazas con el mismo punto son agrupadas.

III. Método de Estudio

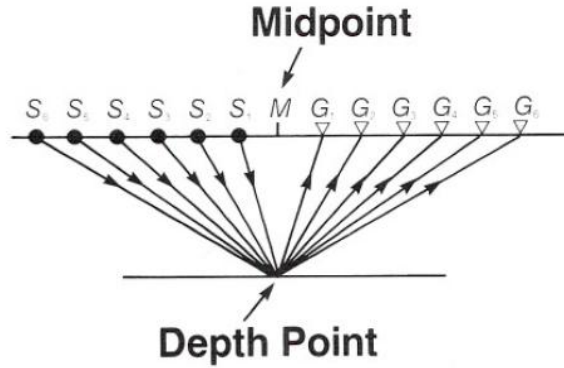


Figura 3.21 (Yilmaz, 2001). Arreglo CMP de las fuentes y receptores con un punto medio en común de distancia cero fuente receptor.

La técnica de grabación CMP esta patentada desde los años 1950, y está sustentada en la relación señal-ruido de la señal, reduciendo el ruido de una manera teóricamente en un factor \sqrt{N} , en donde N es el total de número de elementos en un sistema de grabación (fuentes por traza, receptores por traza y *offsets* múltiples del mismo punto en el subsuelo), este se basa asumiendo que la reflexión de la señal en las trazas de los *gather*s de CMP es idéntica y el ruido aleatorio es mutuamente descorrelacionado traza por traza. Debido a que esta suposición no se mantiene estrictamente en la práctica, la relación S/R apilada es menor al valor de la \sqrt{N} . El apilado por punto medio común (CMP) atenúa el ruido coherente así como los múltiples, ondas guiadas y ondas superficiales, esto sucede porque normalmente la señal reflejada y el ruido coherente usualmente tienen diferente velocidad de apilado.

2. Corrección por sobretiempo normal (NMO).

Para una capa horizontal con velocidad constante, la curva de tiempo de viaje que está en función de la distancia cero fuente-receptor es una hipérbola, la diferencia en tiempo entre el tiempo de viaje obtenido de la distancia fuente-receptor y la distancia cero fuente-receptor es llamada sobretiempo normal (NMO). La velocidad requerida para hacer la corrección por sobretiempo normal es llamada velocidad de sobretiempo normal.

Para un reflector horizontal simple, la velocidad NMO es igual a la velocidad del medio alrededor del reflector, para un reflector inclinado la velocidad NMO es igual a la velocidad del medio dividido por el coseno del ángulo de inclinación.

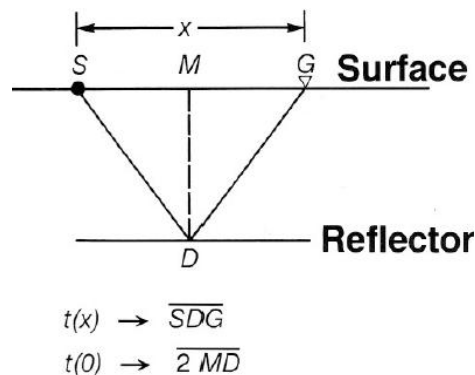


Figura 3.22 (Yilmaz, 2001). Concepto de la velocidad NMO y el tiempo de viaje para un medio sin variación de velocidad.

III. Método de Estudio

El tiempo de viaje es una función de la distancia fuente-receptor proveniente de una serie de planos horizontales, las capas de isovelocidades son aproximadas por hipérbolas, esta aproximación es buena tanto para distancias fuente receptor cortas, como largas. Para distancias fuente receptor cortas la velocidad NMO es igual para un subsuelo de capas horizontal como es igual a la velocidad RMS debajo de la capa considerada. Para un medio de capas con diferentes ángulos de inclinación, la ecuación se vuelve complicada.

La velocidad NMO está basada en un pequeño esparcimiento hiperbólico del tiempo de viaje, en cambio la velocidad de apilado está basada en la mejor hipérbola que se ajuste a los datos de todo el tamaño de esparcimiento, pero la velocidad NMO y de apilado generalmente son consideradas equivalentes.

Para el caso de una capa horizontal, la ecuación para estimar el tiempo de viaje esta dado por:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{v^2} \quad (42)$$

Donde x es la distancia entre la fuente y el receptor (offset), v es la velocidad del medio alrededor de la interface del reflector, $t(0)$ es dos veces el tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria vertical MD y t es el tiempo de viaje.

Una vez que la velocidad NMO es estimada, el tiempo de viaje puede ser corregido para remover la influencia de la distancia fuente-receptor, las trazas corregidas en el *gather* son sumadas para obtener nuevamente una traza apilada y esta llevarla a un posición lo mas vertical y cercana a la realidad.

El procedimiento numérico envuelto para una corrección de sobretiempo normal hiperbólico es mostrado en las siguientes figuras, la idea es de encontrar el valor de la amplitud de la corrección NMO a partir del valor original obtenido por el CMP. La corrección NMO está dada por la diferencia de $t(x)$ y $t(0)$:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0) = t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{x}{v_{NMO} t(0)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\} \quad (43)$$

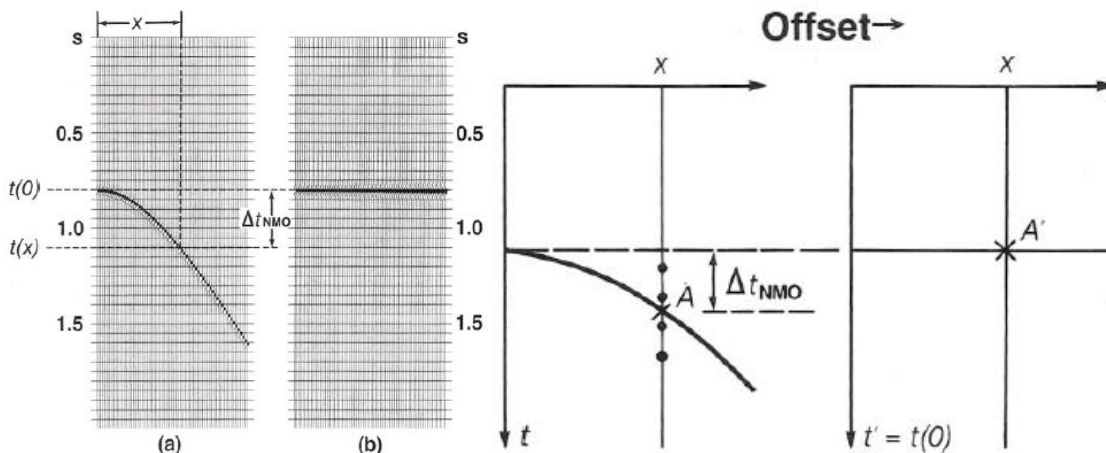


Figura 3.23 (Yilmaz, 2001). (Izquierda) Corrección por NMO, (a) Antes (b) Después de la corrección, (Derecha) Corrección NMO utilizando la computadora.

III. Método de Estudio

vi. Corrección por estáticas residuales.

Este es otro paso más para realizar el apilamiento; aunque la corrección NMO lleva los reflectores a la horizontal, esto no sucede para todos los *gather*s, esto pasa a menudo por que en las cercanías a la superficie existen irregularidades en las velocidades que causan problemas de distorsión de tipo estáticos o dinámicos. Estas distorsiones son causadas por complejidades estructurales (que dan lugar a variaciones laterales de velocidad) cercanas a superficie, las cuales producen deformaciones en el tiempo de viaje de las ondas, sin embargo, estas correcciones usualmente no se toman en cuenta para cambios rápidos en la elevación, la base y velocidad de la capa meteorizada.

Estas variaciones permanecen usualmente en los datos aun cuando se han aplicado las correcciones para las variaciones de la capa meteorizada y cambios de elevación. Por lo tanto, este tipo de correcciones normalmente son estimadas y aplicadas a los *gather*s de CMP antes de apilar, la estimación es hecha después de una corrección NMO preliminar usando su función de velocidad regional o información preliminar de velocidad a lo largo de la línea. Después de hacer la corrección por estáticas residuales, usualmente se hace otro análisis de velocidades para mejorar y actualizar el picado de velocidades de apilamiento.

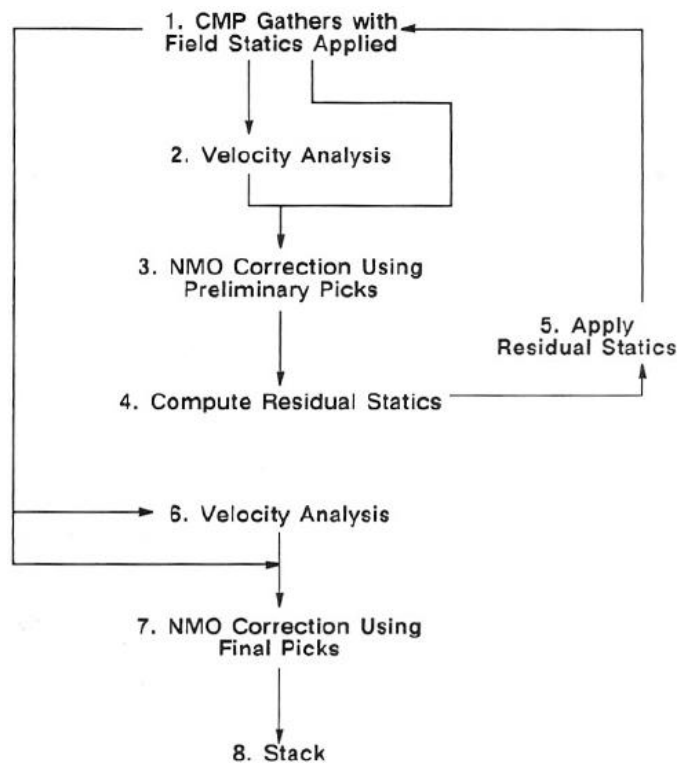


Figura 3.24 (Yilmaz, 2001). Flujo de proceso para aplicar las estáticas residuales.

Después de haber aplicado la corrección por NMO, la desalineación de la forma de la onda a través del *gather* con CMP rendirá una traza con un apilado muy pobre, se necesita estimar los desplazamientos de tiempo para una alineación perfecta y corregirlos a partir de esta utilizando algún método o procedimiento automático, para hacer esto se necesita un modelo para la corrección del tiempo de viaje movido de una fuente a un punto profundo del horizonte reflector

III. Método de Estudio

y que regresa a un receptor. La clave de esta suposición comúnmente utilizada para el modelo de tiempo de viaje es que las estáticas residuales son consistentes con la superficie, esto significa que esos cambios estáticos son retrasos en el tiempo los cuales dependen únicamente de la ubicación de la fuente y el receptor en la superficie, no en los rayos del subsuelo, esta suposición es válida para todos los rayos; puesto que la capa intemperizada por lo general tiene una muy baja velocidad y refracción en su base, que tiende a hacer sus trayectorias verticales, la suposición de una superficie consistente usualmente es buena elección.

Una vez hechas estas correcciones estáticas residuales, los *gathers* de CMP con las desviaciones en los tiempos de viaje muestran una mejor alineación de las reflexiones, mientras que aquéllas que no lo requieran permanecen sin cambios, después de la corrección de estáticas residuales, la sección con ganancia o sin ella, muestra una mejora en la continuidad de las reflexiones así como una eliminación de las estructuras falsas.

Es por eso que para una mayor calidad en el apilado se aplica este tipo de correcciones, esto se realiza de una manera compatible con la superficie, es decir, los desplazamientos de tiempo sólo dependen de las ubicaciones de los tiros y los receptores, no en los rayos provenientes de los tiros y los receptores. Las correcciones estimadas residuales se aplican a los *gathers* originales del CMP sin la corrección NMO.

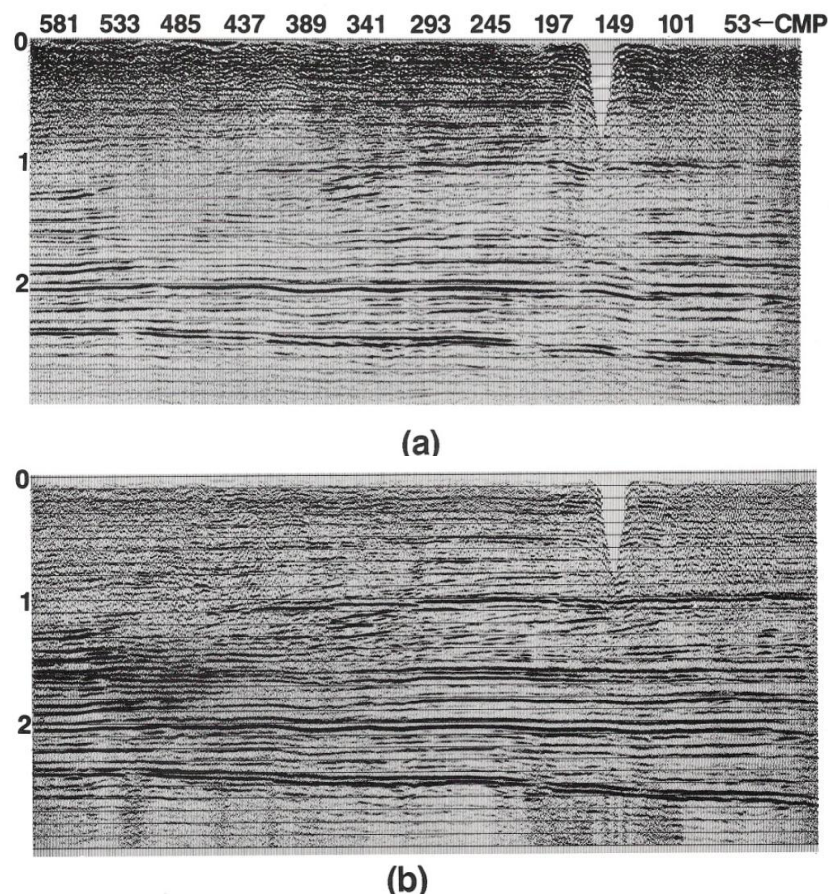


Figura 3.25 (Yilmaz, 2001). Apilamiento con CMP. (a) Apilamiento antes. (b) después de aplicar estáticas residuales con control de ganancia y revisión de velocidades de apilamiento.

III. Método de Estudio

vii. Procesamiento post-apilado.

La deconvolución predictiva es eficaz algunas veces en suprimir reverberaciones o múltiples de periodos cortos y un mayor blanqueado en el espectro. El filtrado pasa bandas en tiempo se utiliza para suprimir las bandas de frecuencia ruidosas. Algunos tipos de ganancia son utilizados para hacer subir a las reflexiones débiles. Para la preservación de la amplitud, un escalamiento en tiempo de las amplitudes de apilamiento es evitado, en su lugar, una función de compensación relativa de la amplitud se aplica traza por traza como constante.

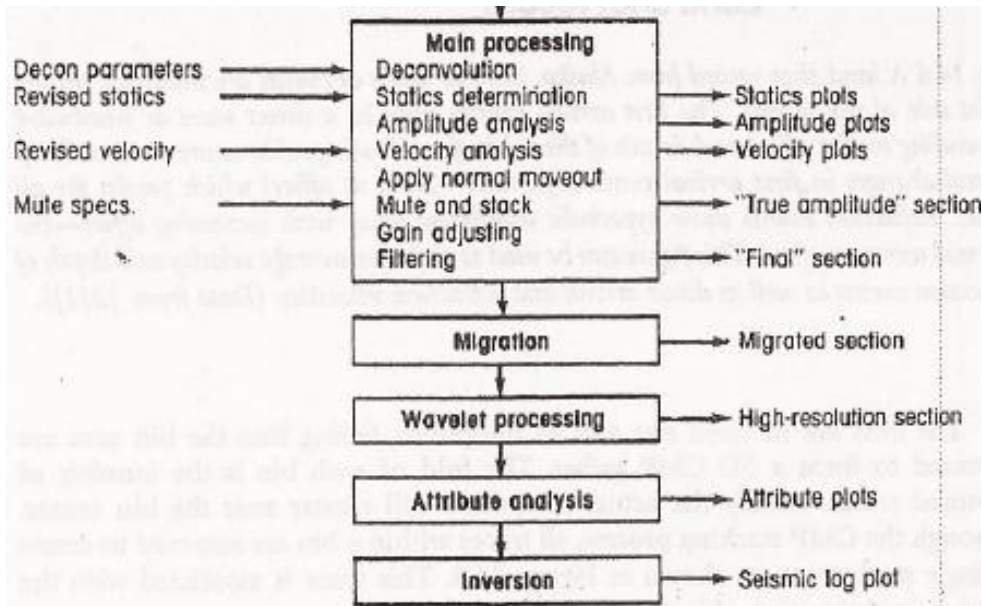


Figura 3.26 (Linner, 2003). Diagrama donde se muestra el post-procesamiento aplicando ganancias y filtros para obtener la sección final y pasar a la migración.

viii. Migración.

La prioridad de la migración de los datos sísmicos está orientada con respecto a los puntos de observación, esta envuelve el reposicionamiento de los elementos de los datos para hacer que sus ubicaciones sean las apropiadas asociadas a los puntos de ubicación de los reflectores o difracciones.

Consideremos la situación de una velocidad constante que se muestra en la figura 3.27, una reflexión proveniente de un reflector con inclinación ξ a un punto C debajo de E, es observado en A y es trazado en C' en una sección sin migrar, claramente:

$$\tan \xi_a = \tan \xi \quad (44)$$

Donde ξ_a es la inclinación aparente en la sección sin migrar. El reflector se encuentra hacia arriba sobre su aparente ubicación, $\xi > \xi_a$, y un segmento de reflexión C'D' es acortado a CD por la migración, la ecuación 44 es conocida como ecuación de la migración.

Ordinariamente la migración asume una sección coincidente de fuente-receptor y generalmente se lleva a cabo después del apilado. Esto usualmente da buenos resultados cuando las inclinaciones son pequeñas y los eventos con diferentes inclinaciones no interfieren en la sección

III. Método de Estudio

sin migrar. La migración antes de apilar casi siempre da mejores resultados o cuando menos resultados equivalentes, pero esta es costosa debido a que utiliza muchos más datos para ser migrados. El DMO remueve mucho de lo que se necesita para la migración pre-apilada, es por eso que esta está asociada más hacia la migración en profundidad en áreas donde la distribución de la velocidad es más compleja.

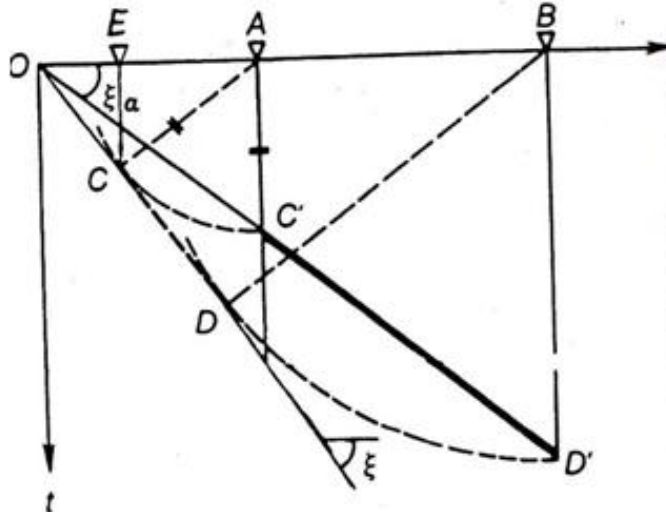


Figura 3.27 (Sheriff, 1995). Principio de la migración. La migración del segmento $C'D'$ a CD incrementa la inclinación de ξ_a a ξ .

La migración mueve reflectores buzantes, llevándolos a su verdadera posición y colapsa las difracciones, así como delineando detalladamente características del subsuelo como planos de falla. En este aspecto se puede ver a la migración como una forma de deconvolución espacial que incrementa la resolución espacial. La meta de la migración es hacer que la sección apilada parezca similar a la sección geológica a lo largo de la línea sísmica. Idealmente, nosotros queremos obtener una sección en profundidad del apilado.

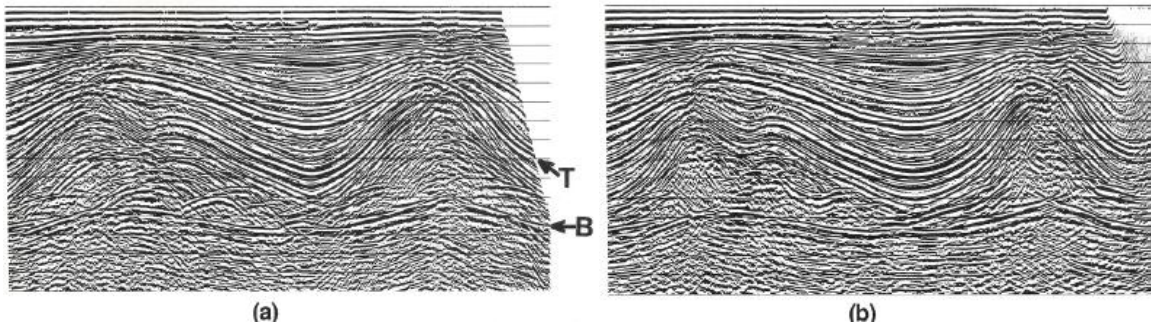


Figura 3.28 (Yilmaz, 2001). (a) Imagen Apilada, (b) Imagen migrada, observemos como se definen los reflectores T y B.

Cuando el buzamiento y la distancia fuente-receptor son combinados algunas complicaciones serias surgen. Por mucho tiempo era común en la industria prácticamente ignorar estas complicaciones y manejarlas de manera separada. Así la distancia fuente-receptor es manejada por el análisis de velocidad, sobretiempo y apilado. Esta práctica es buena aproximación solo cuando la inclinación de la sección es muy pequeña. Debemos manejar ampliamente ángulos de la

III. Método de Estudio

distancia fuente-receptor, así como al mismo tiempo grandes ángulos de inclinación cuando estimamos la velocidad en las rocas.

La ecuación de onda escalar en una sola dirección (en profundidad) es la base común de los algoritmos de migración. Este algoritmo no explica las reflexiones múltiples, ondas convertidas, ondas superficiales o ruido. Cualquier clase de energía presente es tratada como una reflexión primaria. La primera técnica de migración desarrollada fue el método de la superposición del semicírculo usado antes de la llegada de las computadoras. Después llegó la técnica de sumas de las difracciones, la cual se basa en sumar la amplitud sísmica a lo largo de las hipérbolas cuya curvatura está gobernada por la velocidad del medio.

La técnica de sumas de *Kirchhoff* básicamente es la misma que la sumas de las difracciones, con un agregado de correcciones en las amplitudes y las fases de los datos después de la suma. Esta corrección hace la suma consistente con la ecuación de onda en el que cuenta la dispersión esférica. La continuación de los campos de onda hacia abajo se puede implementar convenientemente usando soluciones mediante diferencias finitas de la ecuación escalar de onda. Esto conlleva a obtener una migración en diferencias finitas.

Stolt introdujo la migración mediante la transformada de Fourier, este método envuelve la coordenada de transformación para la frecuencia (asociada con el eje del tiempo) con el eje vertical del número de onda (asociado con el eje de la profundidad). Este método se basa en asumir que la velocidad es constante en el método. Más adelante se modificó el método para los diferentes tipos de variación de la velocidad.

Dos tipos distintos de errores se hacen en la migración de las ondas. De mayor importancia práctica es la dispersión de frecuencias la cual ocurre cuando diferentes frecuencias se propagan a diferentes velocidades, esto se puede reducir aplicando de manera precisa la aproximación por diferencias finitas.

De importancia secundaria, esta la dispersión por anisotropía. La propagación de una onda anisótropa es aquella que va en diferentes posiciones con diferentes velocidades. A menudo es asociada con la propagación de luces en los cristales. En sismología es invocada para explicar pequeñas discrepancias entre las muestras de velocidad en pozo (propagación vertical) y las velocidades determinadas por el sobretiempo (propagación horizontal). Esto es fundamental, para compartir una matemática común y conceptos básicos. No significa que la velocidad es función de una locación espacial y por lo tanto esto no causa que se curven los rayos. Lo particular es que los rayos no son perpendiculares al frente de ondas.

El fenómeno físico de la dispersión de las frecuencias es raramente oído en la vida cotidiana, aunque tal vez sea conocido en el patinaje sobre el hielo en lagos o ríos. Las ondas elásticas causadas por la ruptura del hielo propagada dispersivamente. La dispersión de frecuencias es generalmente observable en las ondas sísmicas que se propagan a través de la superficie terrestre pero la dispersión de las frecuencias es difícilmente perceptible en las ondas reflejadas. En el procesamiento de los datos sísmicos es una molestia y estorbo. Esto surge principalmente con el

III. Método de Estudio

método de diferencias finitas por que el operador diferencial y de diferencias no coincide a frecuencias altas. Esto se puede algunas veces ser suprimido muestreando de manera más densa.

La migración se puede clasificar en dos tipos: la pre-apilada y la post-apilada. En la primera es referida al volumen original pre-apilado, es decir que se tiene la amplitud de cada traza pre-apilada como la respuesta al impulso. Este proceso combina las funciones del NMO, DMO y migración post-apilada, esto quiere decir que dos análisis de velocidades (NMO, migración post-apilada) han sido combinados dentro de una. Típicamente el único proceso aplicado después de la migración pre-apilada es la deconvolución, algunas correcciones aplicadas no son incorporadas en la migración y las correcciones estáticas, si las hubiera, no serían tan severas. Para una superficie larga la migración pre-apilada requiere supercomputadoras y aun así les tomaría mucho tiempo. Para el análisis de velocidad de la migración y los datos deben ser migrados repetidamente, haciendo que esta sea muchas más costosa que la migración post-apilado.

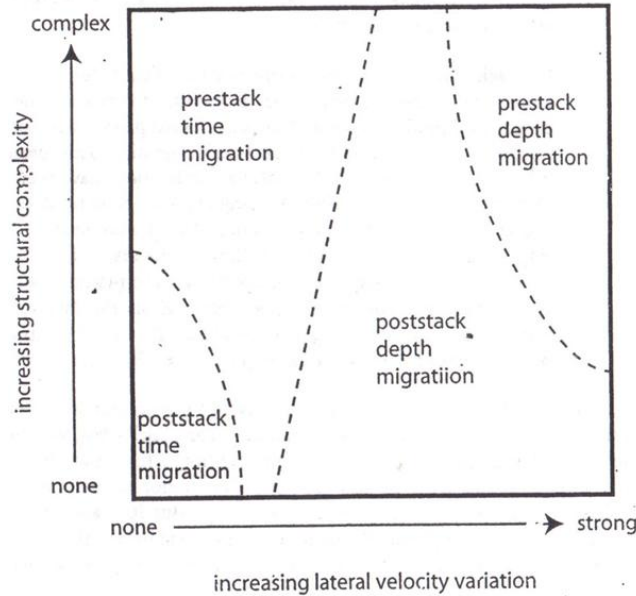


Figura 3.29 (Linner, 2003). La imagen nos muestra el tipo de migración que se debe hacer conforme incrementa la velocidad y la complejidad de las estructuras.

En la segunda se refiere al volumen de datos del apilado por CMP, el cual es considerado en una distancia cero fuente-receptor, el procesamiento estándar es aplicado y el DMO algunas veces es aplicado después del apilamiento por CMP, por lo que todos los eventos buzantes son preservados en los datos apilados. Esta es mucho menos cara que la migración pre-apilada pero no alcanza a cubrir áreas complicadas, también puede ser aplicada en estaciones de trabajo de menos capacidad.

1. Concepto de Difracción.

Cuando una interfase está curvada debemos seleccionar debidamente una porción lo suficientemente pequeña que se pueda considerar como un plano pero a veces hacer esta simplificación no resulta posible, por ejemplo cuando el radio de curvatura de una interfase es menor a unas cuantas longitudes de onda o el reflector es interrumpido por una falla, inconformidad, etc. En estos casos, las leyes simples de la reflexión y refracción no son las más

III. Método de Estudio

adecuadas debido a que la energía es difractada, muchas estructuras geológicas son generadoras de estas difracciones.

Se puede pensar a la difracción como una esfera diminuta la cual toma un rayo entrante y dispersa rayos hacia afuera en todas las direcciones. Podemos distinguirlas como unas hipérbolas más estrechas, algunas veces son llamadas como curvas de máxima convexidad. El opuesto de la migración podría decirse que es la difracción, el cual es muchas veces considerado como el proceso natural que crea y alarga las hipérbolas.

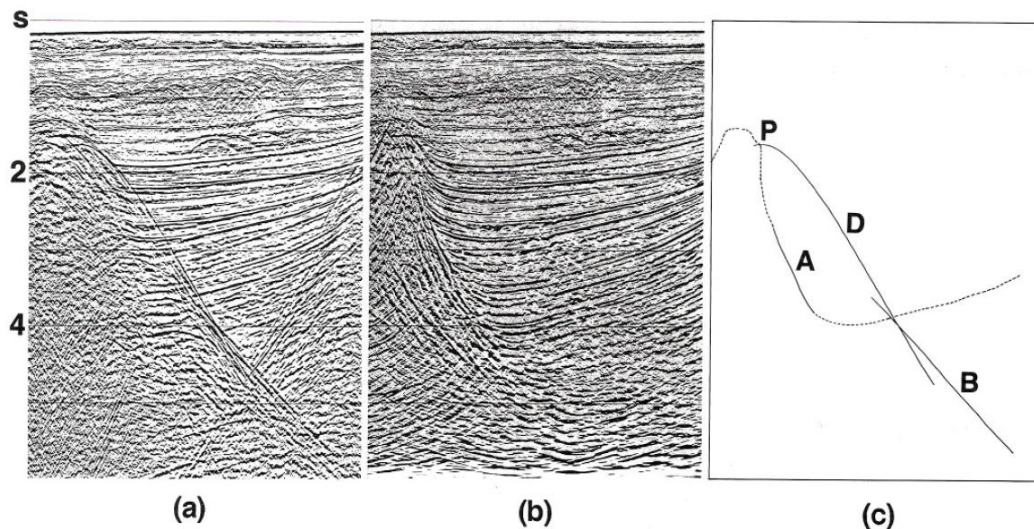


Figura 3.30 (Yilmaz, 2001). (a) Imagen apilada, (b) Imagen migrada, (c) nos muestra la difracción D ubicada en P.

2. Migración Pre-Apilada, en tiempo.

Como sea la sección migrada comúnmente es desplegada en tiempo. Una razón de esto es que la estimación de la velocidad basada en la sísmica u otros datos es limitada en precisión. Por lo tanto, la conversión en profundidad no es completamente precisa. El proceso que produce la sección en tiempo es conocido como migración en tiempo.

Con esto la familia de métodos de la migración en tiempo es exacta para una velocidad arbitraria y estos algoritmos de velocidad pueden incorporar variaciones laterales no muy grandes. Es rápida para hacer repetidamente en el análisis de velocidad y es relativamente robusta con respecto a errores de velocidad.

3. Migración Pre-Apilada, en profundidad.

La migración pre apilada crea una imagen directamente de la reflectividad de la tierra de los datos apilados. Esto es una alternativa al concepto de reflector explorador que demostró ser tan útil con la migración de la distancia cero fuente-receptor. También se considera en esta migración las ondas de bajada y de subida.

Cuando los gradientes de velocidad lateral son muy significantes la migración en tiempo no produce la verdadera imagen del subsuelo. En su lugar necesitamos usar la migración en profundidad, en la cual nos brinda una sección en profundidad. Si la migración en tiempo está mal

III. Método de Estudio

hecha obtendremos una sección sobre-migrada o sub-migrada en donde se observaran líneas entrecruzadas como un tipo de sonrisas.

Un buen punto de inicio a discutir, la migración pre apilada es un punto que se refleja en la tierra. Una onda incidente en un punto proveniente de cualquier dirección refleja ondas en todas las direcciones. Esta geometría es particularmente importante porque cualquier modelo es una superposición de estos puntos dispersores. La ecuación del tiempo de viaje está dada por:

$$tv = \sqrt{z^2 + (s - x)^2} + \sqrt{z^2 + (g - x)^2} \quad (45)$$

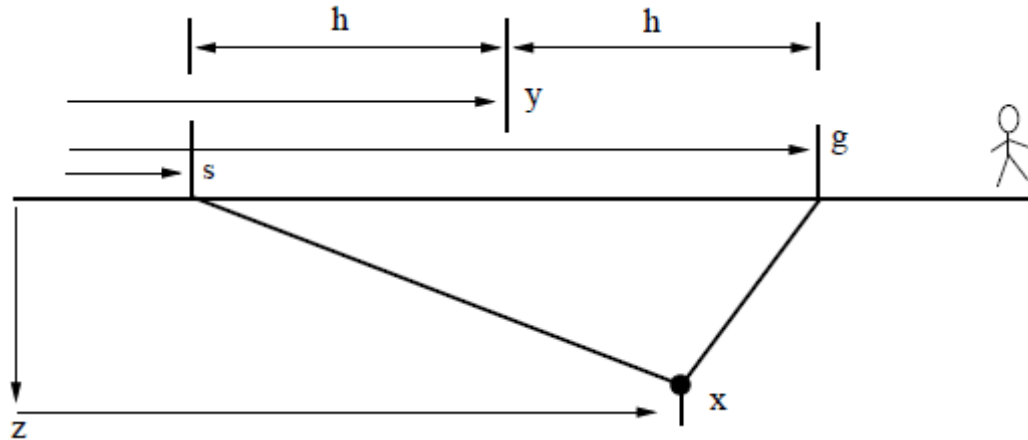


Figura 3.31 (Claerbout, 2010). Representación del tiempo de viaje.

El problema real es estimar las velocidades pero esto no es satisfactorio usarlo para un modelo de capas horizontales que no se aproxima para estimar la velocidad, la migración se vuelve muy sensible a la velocidad cuando grandes ángulos son involucrados.

La migración de desplazamiento de fase inicia con la transformada de Fourier en dos dimensiones de los datos, de todos los métodos, este puede incorporar con más facilidad variaciones de la velocidad en profundidad. El ángulo de fase y la oblicuidad son correctamente incluidas automáticamente. El método *Kirchhoff* y de desplazamiento de la fase trabajan muy bien de manera conjunta.

Generalmente es muy costosa para ser corrida repetidas ocasiones para el análisis de velocidades, muy pocos métodos están desarrollados para poder obtener la velocidad correcta y como es de esperarse es muy sensible a errores en la velocidad.

4. Migración Pre-Apilada por el método de Kirchhoff.

La migración de *Kirchhoff*, se basa en la solución integral de la ecuación de onda. La respuesta a un punto de difracción es una hipérbola definida por una determinada velocidad y por tanto la suma sobre su inversa coloca en fase a la difracción.

En un punto se genera una fuente debido a la perturbación de las ondas y estas por el principio de la segunda fuente de *Huygen* generan nuevas ondas circulares cuyas amplitudes son isotrópicas, esto produce curvas de tiempo de viaje hiperbólicas.

III. Método de Estudio

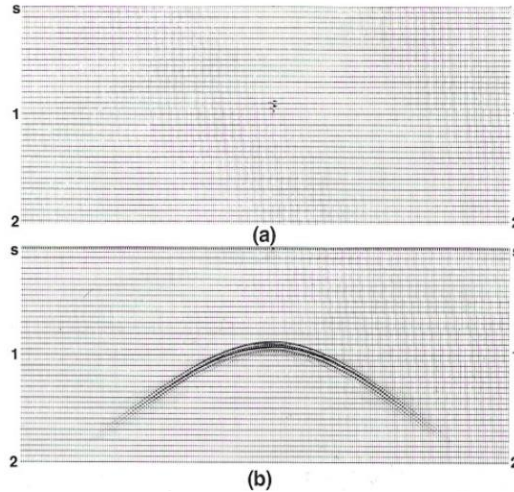


Figura 3.32 (Yilmaz, 2011). Representación de la segunda fuente de Huygens la cual genera una hipérbola.

Estas hipérbolas generadas son equivalentes a las difracciones, la suma de las difracciones es una suma hacia delante de las amplitudes a lo largo de la trayectoria hiperbólica cuya curvatura es gobernada por la velocidad. Asumiendo que el modelo de velocidad es de una capa horizontal, la función de velocidad que se utiliza esta en términos de la velocidad rms.

Otro caso que se debe considerar es la respuesta de la ondícula a lo largo de la hipérbola, con una cierta fase y frecuencia característica, la forma de la onda resulta también por esa suma, la cual debe ser restaurada en fase y amplitud.

Por lo que debemos de considerar tres factores esenciales en la suma de las difracciones:

- El factor de oblicuidad el cual describe el ángulo de dependencia de las amplitudes, el cual está dado por el coseno del ángulo entre la dirección de propagación y el eje vertical z.
- El factor de dispersión esférica, el cual es proporcional al cuadrado del inverso del radio para 2-D e inversamente proporcional al radio en 3-D.
- El factor de muestreo de la ondícula, el cual es designado con un ángulo de 45 grados en 2-D y de 90 grados en 3-D.

Incorporando estos tres factores a la suma de la difracción obtenemos el método de la migración de *Kirchhoff*, la solución integral de la ecuación de onda escalar nos da la onda de salida para un punto cualquiera de la superficie.

Pero para el valor de $z=0$, la solución de la integral queda con dos términos:

$$P_{out}(x, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int \left[\frac{\cos\theta}{r^2} P_{in} \left(x_{in}, z = 0, t - \frac{r}{v} \right) + \frac{\cos\theta}{vr} \frac{\partial}{\partial t} P_{in} \left(x_{in}, z = 0, t - \frac{r}{v} \right) \right] dx \quad (46)$$

La cual se utiliza para crear los algoritmos de migración para procesar los datos sísmicos. Qué tan abajo debe extenderse una integración de la hipérbola de difracción es un problema de definición de apertura; de manera general, el colapso de esta en un punto es inversamente a su apertura, como regla general es que la apertura puede exceder dos veces la distancia horizontal de la migración de las más abruptos buzamientos. Claramente la apertura puede incrementar con la profundidad debido a que las difracciones se aplanan con la profundidad.

IV. Discusión de Resultados.

1. Control de calidad de la geometría y primeros arribos.

Al ser recibida la información de campo, el primer paso es realizar la revisión y asignación de la geometría a los datos sísmicos, básicamente consiste en verificar que la geometría de los tiros sea correcta tomando en consideración las coordenadas de la fuente al momento de ser adquirida y las coordenadas que fueron medidas por medio de la brigada de topografía. Un PT (punto de tiro) bien tomado y ubicado genera que su tiempo de inicio coincida exactamente con el primer arribo de la onda sísmica del registro, además por otro lado, se genera el picado de los primeros arribos, el cual es usado más adelante para las correcciones por estáticas de refracción. Una vez hechas estas revisiones, los tiros se pueden observar como en la figura 4.1, nótese la pérdida de energía conforme se avanza en el tiempo, los efectos por ondas superficiales y también se pueden observar algunos reflectores. Para realizar el control de calidad de la geometría de los tiros se utilizó la estación de trabajo SUN-SOLARIS de *Kelman Technologies*. La escala vertical es el tiempo del reflejo en milisegundos y la horizontal pertenece a la distancia entre receptores, podemos observar que la fuente de energía está ubicada en la estación perteneciente al número 100 y las estaciones de registro son 200 en total con espaciamiento de 25 metros, la longitud del registro es de 3000 milisegundos (3 segundos), un intervalo de muestreo de 2 milisegundos y el tipo de fuente para esta línea fue dinamita.

IV. Discusión de Resultados

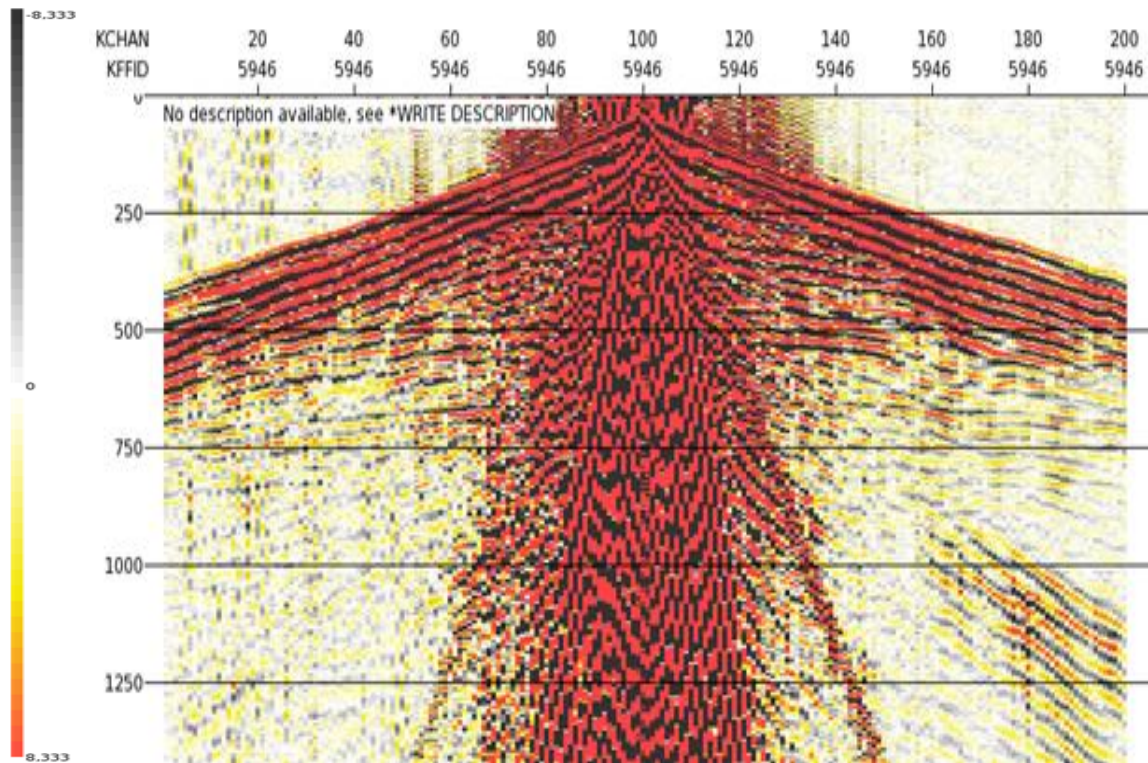


Figura 4.1. Imagen representando un tiro con el control de calidad en la geometría para uno de los tiros y también se muestra la pérdida de energía debido a la divergencia esférica.

2. Recuperación de amplitudes, atenuación de ruidos coherentes y aleatorios.

Al realizar un disparo en campo, se obtiene un registro sísmico. A medida que el frente de onda se propaga en el subsuelo, atraviesa diferentes estratos lo que produce una pérdida o disminución de la energía, es decir, de la amplitud de la señal. La divergencia esférica es la causante de que la energía decrezca inversamente al cuadrado de la distancia que viaja la onda y la energía también es atenuada por la roca en la cual se desplaza, las altas frecuencias de la onda son las primeras en ser atenuadas. Debido a estos factores, la onda sísmica que se refleja es recibida por la estación receptora como una señal débil. Para compensar la pérdida de energía por divergencia esférica se utiliza una función exponencial, donde el tiempo de cada muestra es elevado a un valor exponencial y el resultado es multiplicado por la amplitud de la muestra en dicho tiempo, tal como se muestra en la siguiente expresión:

$$A = At^n \quad (47)$$

Donde A es la amplitud de la señal, t es el tiempo en segundos y n es el factor exponencial para nuestro caso es de 2. Por otro lado lo que se busca también es adquirir toda señal que viaja a través de la tierra sin ningún tipo de ruido asociado, en la adquisición de datos es muy común la gran diversidad de ruidos mezclados con la señal útil, debido a esto es necesaria la aplicación de ciertos procesos para la atenuación de dichos ruidos.

Para la atenuación de ruidos coherentes se utilizaron los filtros *SPIKEOUT*, *DESPIKE*, *LINMAS* y *TSUPPRESS*; el filtro *LINMAS* funciona con parámetros de frecuencia y velocidad que permiten

IV. Discusión de Resultados

controlar los ruidos de tipo coherente como son el *ground Roll* y en general las ondas superficiales, el filtro *SPIKEOUT* remueve ruidos de amplitud alta identificando y removiendo dos tipos de trazas malas las cuales son los ruidos específicos y trazas de amplitud muy alta. *DESPIKE* remueve trazas de amplitud alta. Para la atenuación de ruidos aleatorios de alta amplitud, así como ruidos de alta frecuencia, se utiliza el filtro *TSUPPRESS* en la información sísmica.

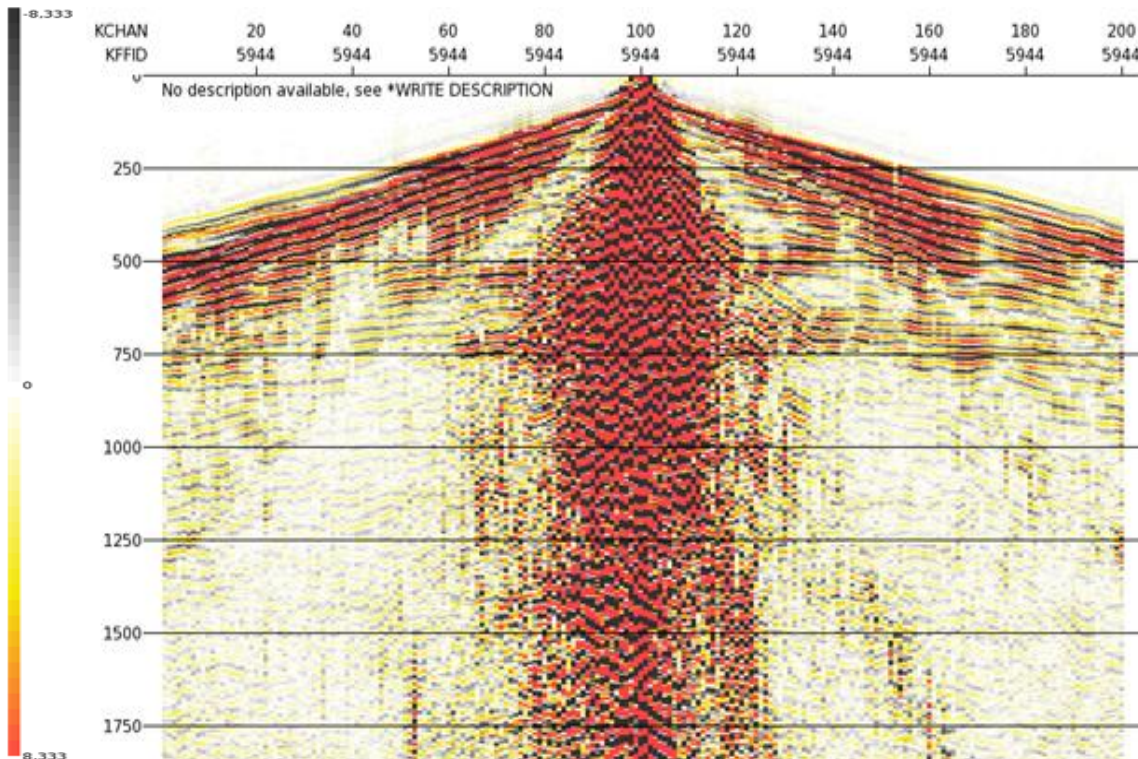


Figura 4.2. En la imagen se muestra la recuperación de la amplitud de la señal y atenuación de ruidos en el tiro correspondiente.

La figura 4.2 muestra un tiro al que se le ha aplicado la recuperación de amplitudes, se puede observar que las amplitudes no disminuyen conforme avanzamos en el tiempo, por otro lado también nos muestra la atenuación de los ruidos provenientes de las ondas superficiales así como de ruidos aleatorios, cabe destacar que en el caso del filtro *LINMAS* las velocidades que se eliminaron corresponden a las menores de 1500 m/s correspondientes a las ondas *ground roll* y superficiales tomando en cuenta la ventana de tiempo en la cual se quiere efectuar la atenuación, para el filtro *TFSUPPRESS* se utilizó el rango de 10 a 100 Hz del tipo pasa bandas, esto se encarga de eliminar en gran parte el ruido aleatorio presente en las trazas sísmicas.

3. Corrección por estáticas de elevación.

Esta corrección elimina los efectos producidos por la variación de la elevación, los espesores y velocidades de la capa meteorizada. Consiste en determinar los tiempos de llegada si las reflexiones se hubiesen observado en un plano horizontal. Conociendo la elevación, velocidad y espesores de la capa meteorizada, se pueden calcular las variaciones de los tiempos de llegada en los puntos a lo largo de la superficie. Las reflexiones observadas pueden corregirse sumando o restando las diferencias en tiempo.

IV. Discusión de Resultados

Sabiendo esto se procede a realizar el primer análisis de velocidades a los *gathers* con estáticas de elevación, el cual consiste en obtener un modelo de velocidades que permita la mejor alineación de los reflectores así como un patrón de velocidad que aumente conforme al avance en el tiempo, impida que existan inversiones en la velocidad, es decir, que en algún momento la velocidad disminuya con respecto al tiempo y también eliminar partes de la señal en las que existe el efecto del *ground roll*, a esto se le conoce como “*mute*”, con el fin de obtener el primer modelo de velocidad con mute, utilizando la aplicación *Kraven*, parte del software *Kelman*.

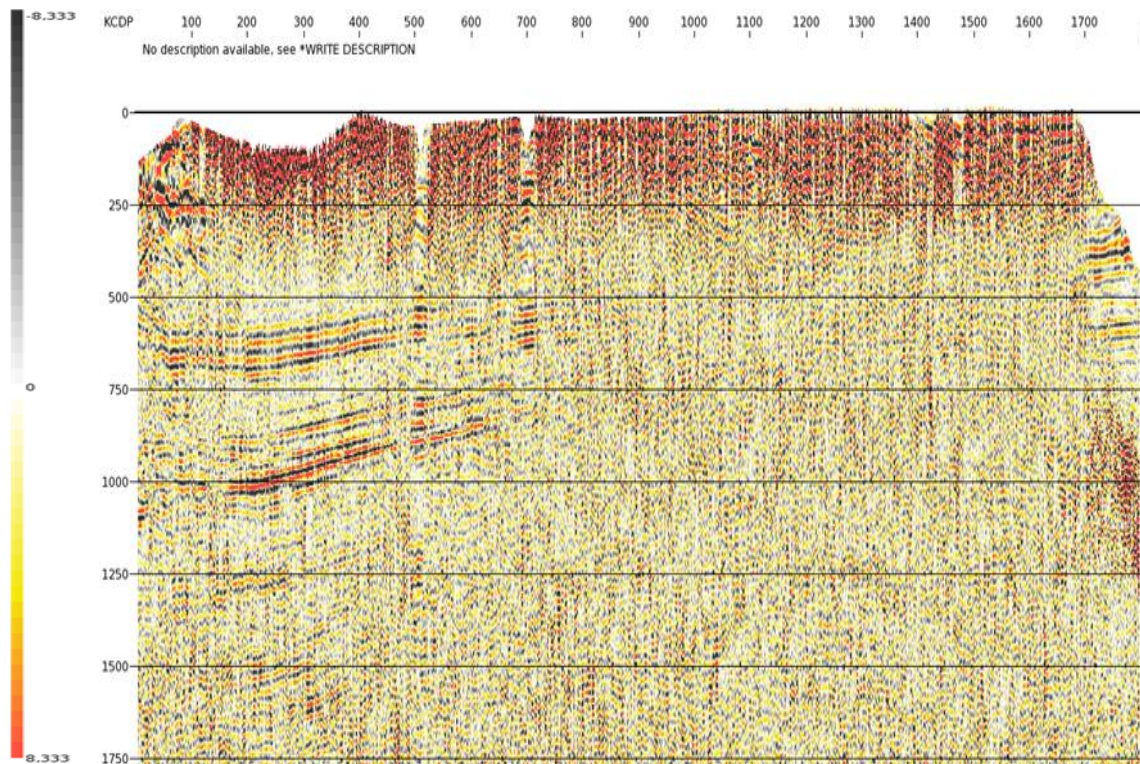


Figura 4.3. Primer apilado aplicando el primer análisis de velocidades con mute y las estáticas de elevación.

En la figura 4.3, podemos observar el apilado al cual se aplicó el primer análisis de velocidades con mute y corrección de estáticas por elevación, nótese como se pueden observar los reflectores con un mejor detalle alrededor del tiempo 250 a 1000 ms pero de manera general la calidad de la imagen aún no muestra del todo las estructuras.

4. Aplicación de la deconvolución.

En general sirve para mejorar la resolución temporal (aumentando el ancho de banda de la señal), removiendo la ondícula fuente de la señal de salida para obtener de manera ideal la serie de reflectividad. También puede ser usada para eliminar múltiples y fantasmas. La deconvolución es un filtro inverso que remueve el efecto de un filtro aplicado a una señal. La señal generada en sísmica por la fuente viaja a través de la Tierra, donde es filtrada antes de llegar a los receptores. La Tierra actúa como un filtro pasa-bajas, atenuando las altas frecuencias y por consiguiente disminuye el ancho de banda de la señal. Por lo tanto, la señal grabada (traza sísmica) posee menor resolución que la señal de entrada (ondícula fuente).

IV. Discusión de Resultados

La ventana deconvolutiva comprende desde los 0 a 3000 ms, el tipo de deconvolución usada es del tipo predictiva, después de aplicarla se vuelve a hacer una atenuación de ruidos remanentes, para esto se aplican filtros *LINMAS* y *TFSUPPRESS*.

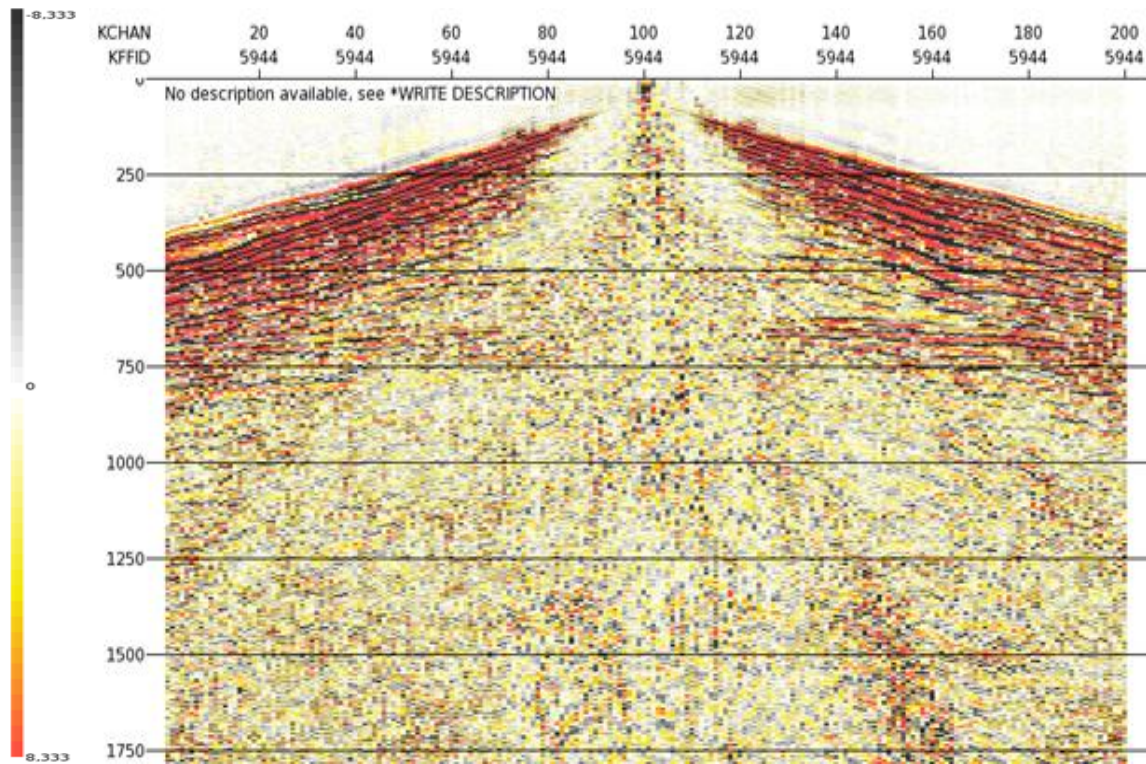


Figura 4.4. Imagen de un tiro mostrando la aplicación de la deconvolución.

La figura 4.4 nos muestra el efecto de la deconvolución en un tiro, nótese como la información aparece “comprimida” y pareciera que nos otorga una resolución vertical más definida, por otro lado si existían múltiples o fantasmas de la señal, estos fueron removidos.

IV. Discusión de Resultados

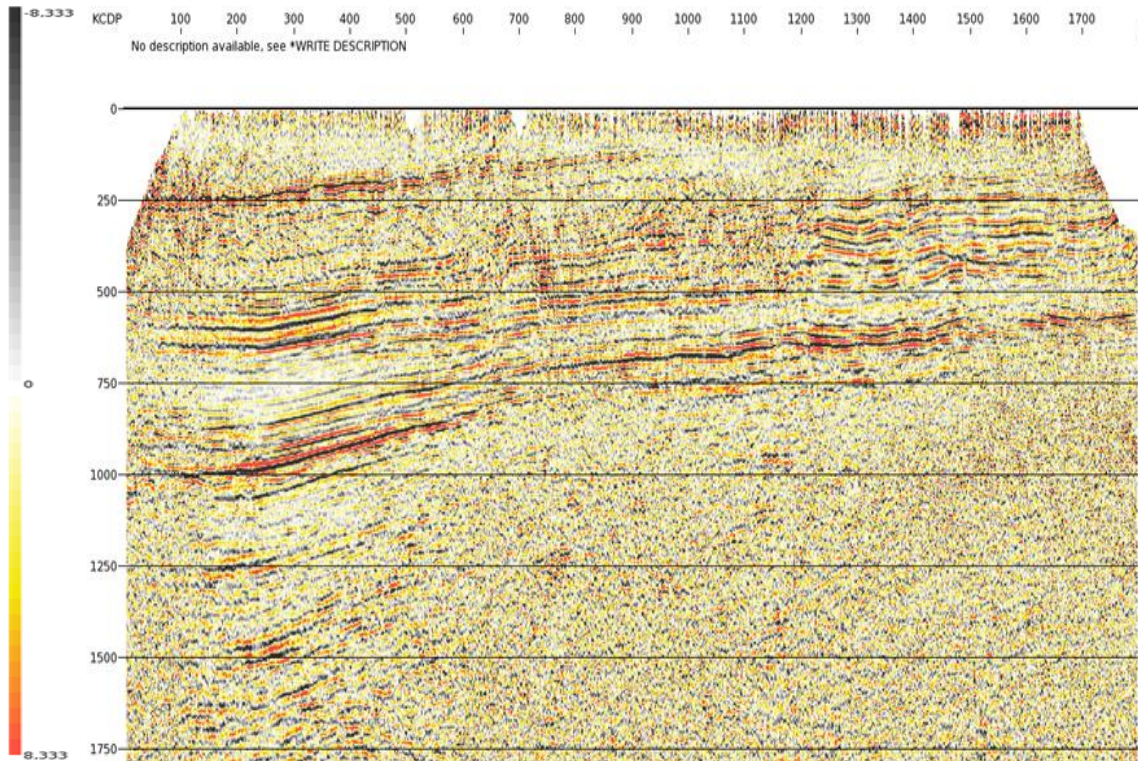


Figura 4.5. Imagen donde se muestran el efecto de la deconvolución en el apilado.

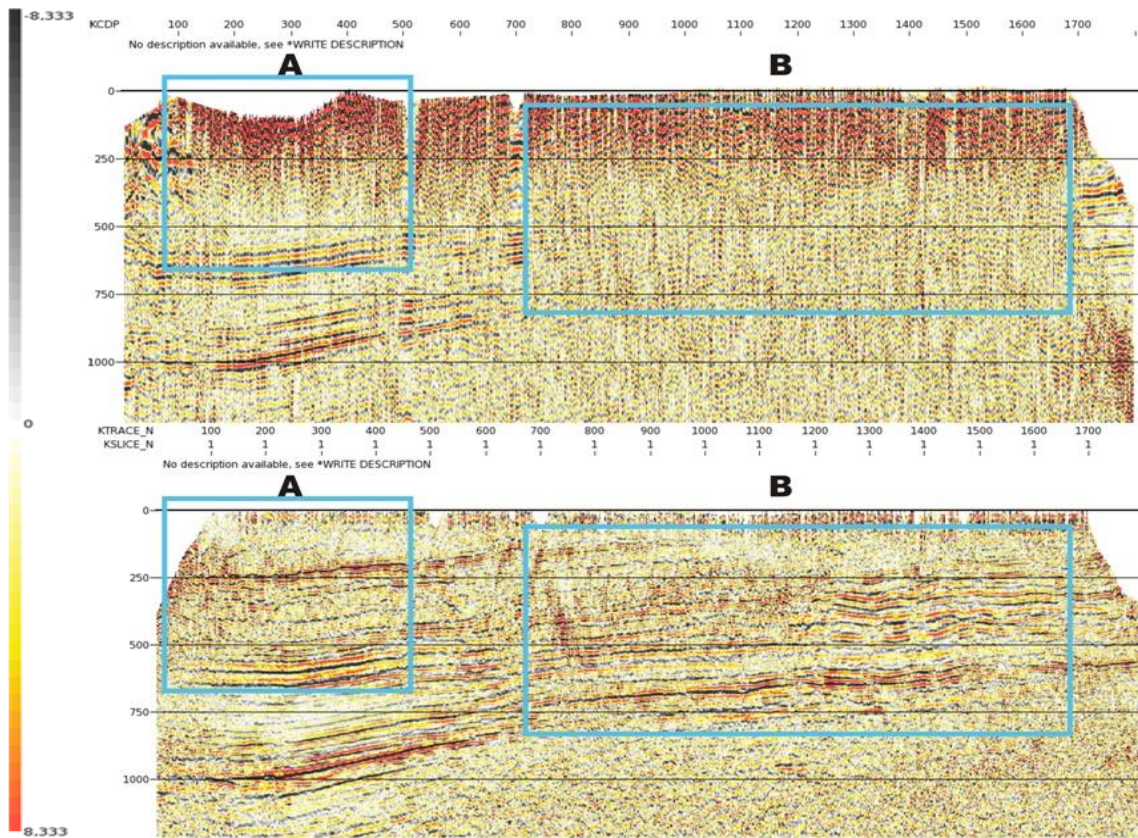


Figura 4.6. Comparativo entre los apilados generados de la corrección por estáticas de elevación (arriba) contra la corrección que se hizo aplicando la deconvolución (abajo); los recuadros marcan los cambios más notorios a simple vista.

IV. Discusión de Resultados

En la figura 4.5, nos muestra el efecto de la deconvolución en el apilado de la información sísmica, nótese como hay una mejor definición en la continuidad de los reflectores.

La figura 4.6, nos da una comparativa entre las secciones apiladas, en la parte de arriba observamos el apilado corregido por estáticas de elevación el cual presenta dos recuadros, en el A podemos observar un efecto de eliminación de información y esto se debe a que en el momento de aplicar el mute para la información se borró señal en vez del ruido generado por las ondas superficiales y el *ground roll*, para el recuadro B podemos observar que no existe definición alguna de los reflectores, pero en la imagen del recuadro B de la parte de abajo se muestra una parte de la sección apilada a la cual se le aplicó y agregó la deconvolución; por una parte en el recuadro A de la imagen de abajo, podemos ver que la eliminación por el *mute* se corrigió, esto se hizo haciéndolo nuevamente en el análisis de velocidades y el efecto de la deconvolución define de mejor manera los reflectores tanto para el recuadro A como para el B, de hecho de manera muy drástica se pueden observar con más claridad a lo largo de la sección de abajo además de que presentan un efecto como de compresión, esto se puede ver entre los reflectores ya definidos por el apilado de arriba y el apilado de la parte de abajo para los tiempos de 0 a 1000 ms aproximadamente.

5. Corrección por estáticas de refracción.

Consisten en ajustar el tiempo de viaje de acuerdo cómo se observaría si la fuente y los receptores estuvieran ubicados al mismo nivel, por debajo de la capa meteorizada (generalmente constituida por rocas y materiales no consolidados, además que su espesor varía desde cero hasta unos cuantos metros). Las estáticas de refracción son los tiempos de las primeras llegadas atribuidos a la capa meteorizada, estas definen las curvas distancia-tiempo a partir de las cuales se calcula la profundidad y la velocidad de esta primera capa. Las anomalías debidas a condiciones superficiales como elevación, espesor y velocidad de la capa intemperizada, juegan un factor importante en el procesamiento de la información sísmica. Estas ocasionan una pérdida del alineamiento en la señal llegando a distorsionar los eventos de las estructuras de la Tierra.

Para obtener un modelo que contenga el espesor y velocidad de la capa intemperizada además de la velocidad de la capa sub-intemperizada se utilizó el método GLI (*Generalized Linear Inversion*), el cual construye un modelo inicial a partir del cual se calculan los tiempos de arribo con trazado de rayos; mediante un proceso iterativo minimiza la diferencia entre los tiempos de arribo de las ondas refractadas calculadas en el modelo con la de los primeros arribos determinados en la sísmica, modificando el espesor y la velocidad para cada capa del modelo considerado.

Después de calcular el modelo para estáticas de refracción se realiza un segundo análisis de velocidades con *mute*, teniendo como entrada los *gathers* de la última limpieza de la deconvolución y como velocidad de entrada la generada en las estáticas de elevación con su respectivo *mute*, el resultado se puede observar en la figura 4.7, la cual hace notar una gran mejoría en la definición de los reflectores así como en su continuidad.

IV. Discusión de Resultados

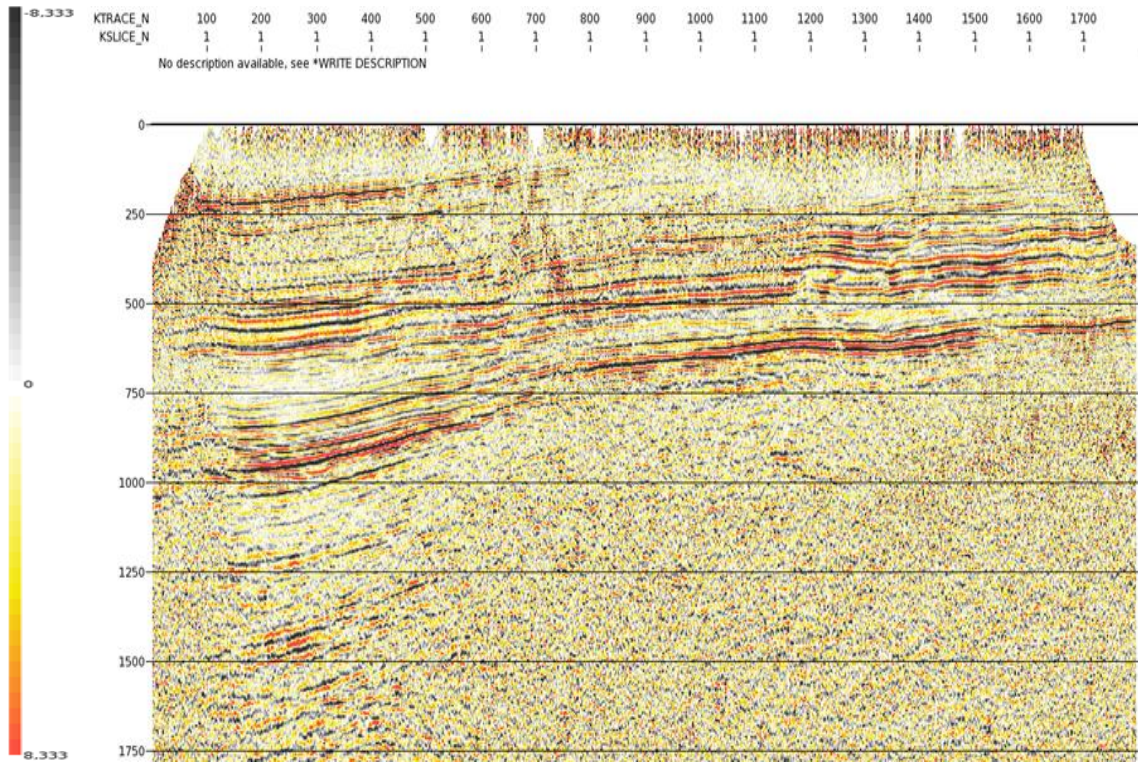


Figura 4.7. Imagen donde se aplicó el segundo análisis de velocidad con mute, estáticas de refracción y por último se muestra apilada la información sísmica.

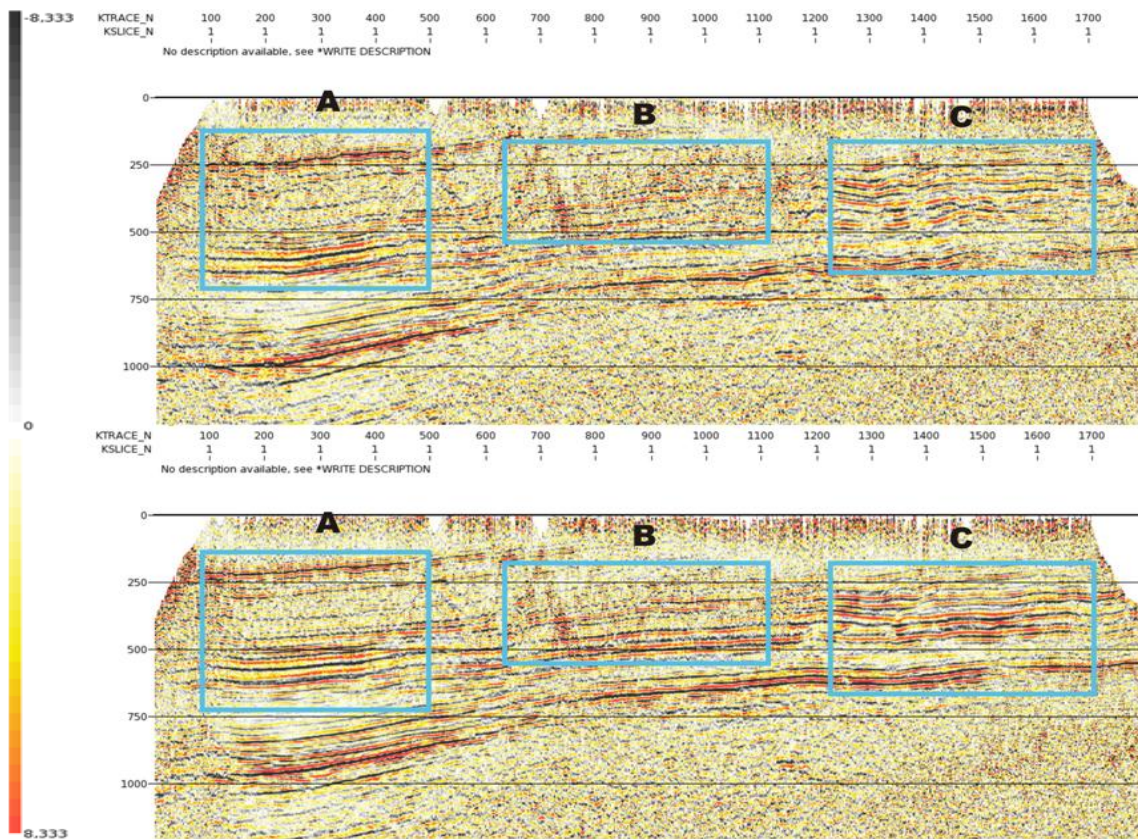


Figura 4.8. Comparativo del apilado obtenido de la deconvolución (arriba) con la corrección de estáticas de refracción (abajo); los recuadros muestran los cambios más sobresalientes.

IV. Discusión de Resultados

En la figura 4.8 nos muestra el comparativo entre los apilados de la deconvolución (imagen superior) y el de la corrección por estáticas residuales (imagen inferior), podemos observar 3 cambios notorios, los cuales se marcan en los recuadros con las letras A, B y C; en el recuadro A se puede ver como existe una alineación de reflectores aunque no tan clara entre el tiempo de 250 ms a los 500 ms aproximadamente además de que los que ya existen se definen de mejor manera, lo mismo sucede en el recuadro B con una mejor alineación de los reflectores aunque no tan claro para el tiempo cercano a los 250 ms, en el recuadro C vemos una mejor alineación y claridad en los reflectores entre los 250 a 500 ms; de manera general hay una mejor definición de los reflectores alrededor del tiempo de 250 ms a 500 ms.

6. Corrección por estáticas residuales.

Después de la aplicación de estáticas de refracción, aun permanecen pequeños errores de estáticas en la alineación de las amplitudes en las trazas. Las estáticas residuales son fáciles de ver en un *gather* corregido, en el cual cada reflexión dentro de un punto en profundidad debe ser exactamente horizontal para alcanzar el mejor apilado posible.

No existe método alguno que de la corrección exacta y necesaria para compensar los efectos de la capa de baja velocidad. Por lo tanto las estáticas residuales siempre se aplicaran después de las correcciones de elevación y de refracción. Estas son consistentes con superficie además son retrasos de tiempo que dependen de la ubicación fuente-receptor y no del comportamiento de la onda en si en el subsuelo.

Para efectuar el cálculo, se requiere una ventana de aplicación que abarque la información sísmica de interés, ya que en esta se llevará a cabo la correlación de cada traza con respecto a un modelo. La correlación nos da la diferencia entre la traza y el modelo en tiempo, esto permite estimar el máximo corrimiento aceptable para obtener la mejor correlación horizontal en los eventos de reflexión.

Después de realizar el cálculo y aplicación del primer paso de estáticas residuales, se llevó a cabo un tercer paso de análisis de velocidades, en donde se aplicaron tanto las estáticas de refracción obtenidas previamente como el primer paso de estáticas residuales. En el cual se realiza un ajuste al campo de velocidad por el efecto de la estática residual. Siguiendo el procedimiento aplicado anteriormente, se realiza un segundo paso de estáticas residuales, donde la ventana de correlación y el desplazamiento aplicado a las trazas son más pequeños que en el cálculo anterior además de que la entrada es la primera corrección por estáticas residuales y se vuelve a corregir el campo de velocidades nuevamente.

Los parámetros elegidos para el primer paso de estáticas residuales fueron:

- Inicio de ventana de correlación: 0 mseg.
- Fin de ventana de correlación: 3000 mseg.
- Límite del desplazamiento (shift) de correlación: 80 mseg.

IV. Discusión de Resultados

Los parámetros elegidos para el segundo paso de estáticas residuales fueron:

- Inicio de ventana de correlación: 0 mseg.
- Fin de ventana de correlación: 3000 mseg.
- Límite del desplazamiento (shift) de correlación: 20 mseg.

Las figuras 4.9 y 4.10, muestran las correcciones por estáticas residuales con sus respectivos análisis de velocidades, la primera aplicación con una ventana de desplazamiento grande se puede observar en la figura 4.9, la segunda con un desplazamiento menor es mostrada en la figura 4.10 además de mostrar los datos apilados hasta el tiempo comprendido en 1750 ms; en la figura 4.11 podemos observar una comparación entre los apilados corregidos por estáticas de refracción y las primeras estáticas residuales, marcando los cambios más notables en los recuadros A, B, C y D, Para A y D se puede mirar como existe una mejor alineación y definición de los bordes para el tiempo comprendido desde los 250 a los 1000 ms, en tanto B y C nos muestra una mayor definición en los reflectores y su continuidad alrededor del tiempo 250 a 750 ms.

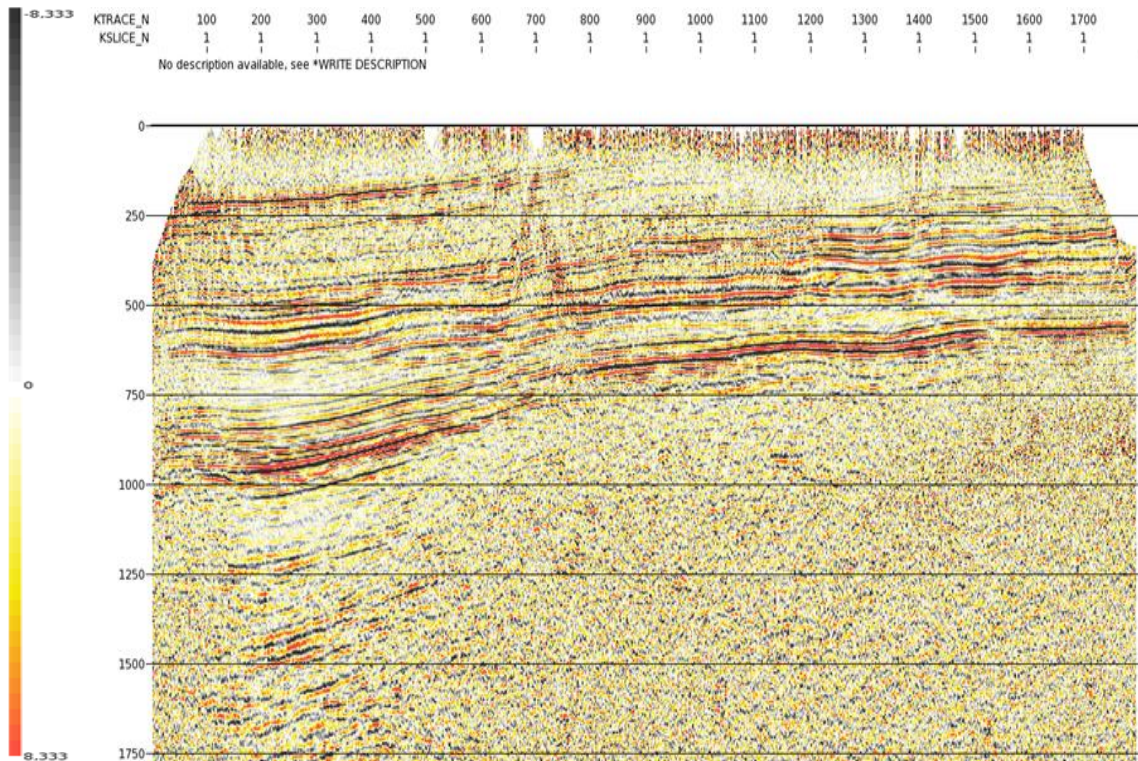


Figura 4.9. Imagen que muestra la aplicación del tercer análisis de velocidad con mute, apilado y la corrección por estáticas residuales.

IV. Discusión de Resultados

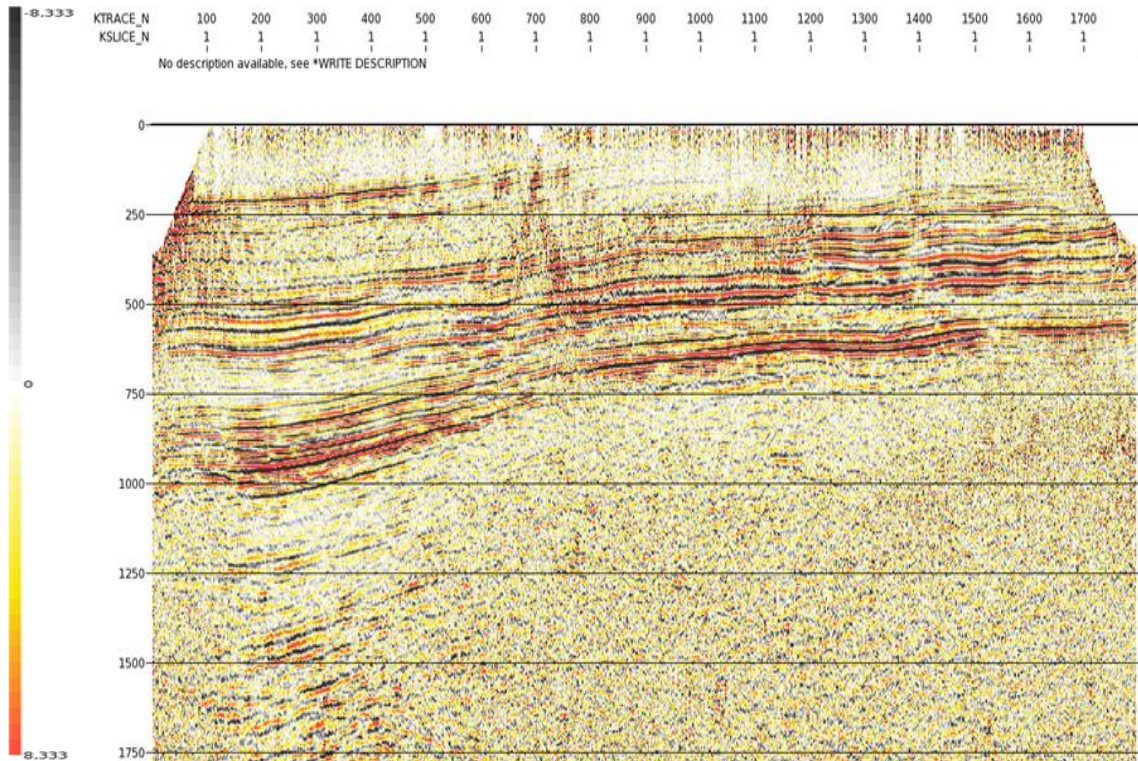


Figura 4.10. Imagen que muestra la aplicación por segunda vez de la corrección por estáticas residuales con una ventana de desplazamiento menor y su respectivo apilado.

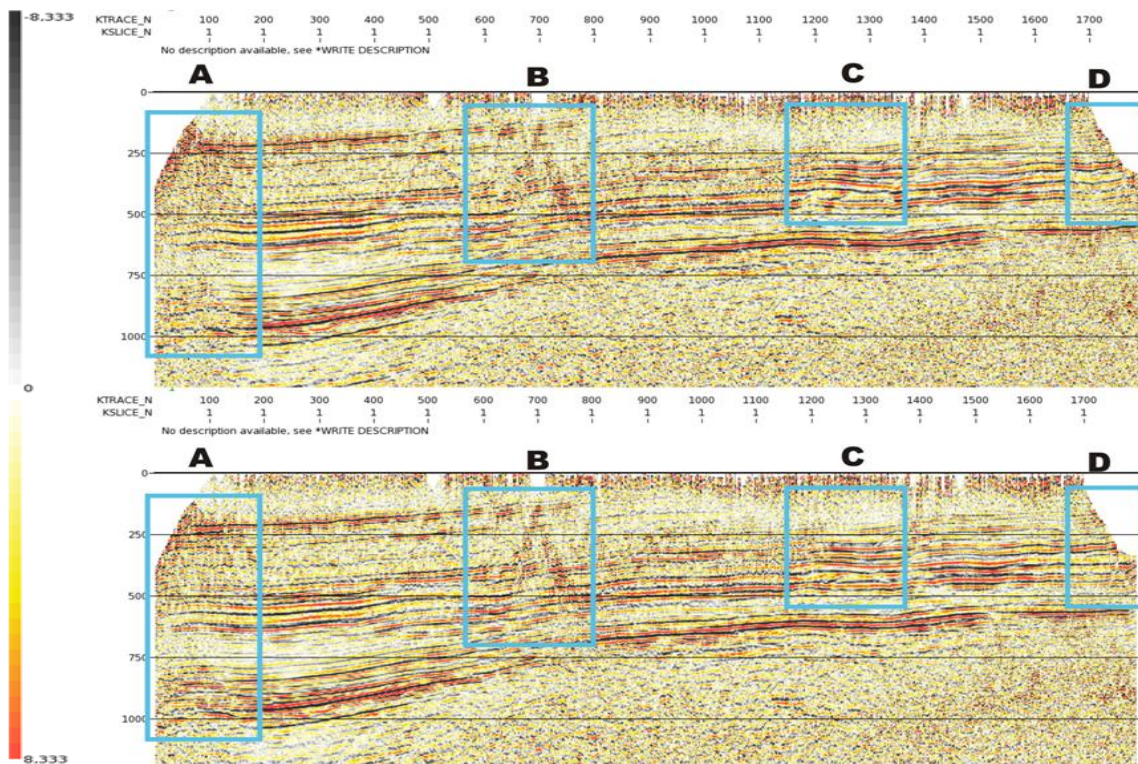


Figura 4.11. Comparativo entre el apilado hecho con la corrección por estáticas de refracción (arriba) y con la primera aplicación de la corrección por estáticas residuales (abajo); los recuadros marcan los cambios más notorios.

IV. Discusión de Resultados

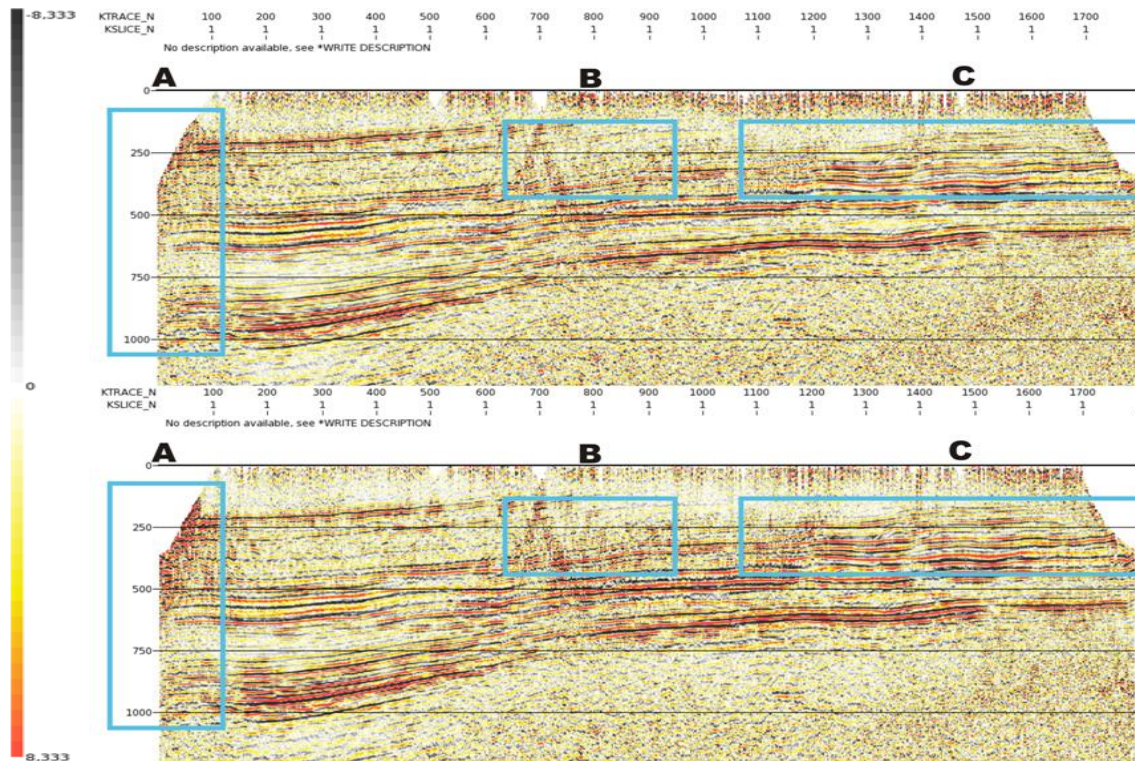


Figura 4.12. Comparativo entre el apilado de la primera aplicación de la corrección por estáticas residuales (arriba), con la segunda aplicación de la corrección por estáticas residuales (abajo); los recuadros muestran los cambios más notables.

Para la figura 4.12 tenemos otra comparación pero entre las correcciones tanto de la primera como la segunda aplicación de las estáticas residuales, los cambios más significativos se pueden ver en los recuadros A, B y C, de manera general se puede observar alineaciones pequeñas de los reflectores en esas zonas para el recuadro A aproximadamente entre el tiempo 250 a 1000 ms, para B y C comprende desde el 250 a 500 ms aproximadamente.

7. Corrección por estáticas TRIM.

Se aplicó un paso de estáticas no consistentes con superficie, para esto se utilizó la aplicación *PHASETRIM*. Estas estáticas se corren a puntos en profundidad comunes (CDP) corregidos dinámicamente (NMO) y consisten en calcular un operador convolucional que mejor ajuste al modelo de la traza en vez de calcular una ventana en tiempo.

El resultado de este proceso son trazas cuyo espectro de fase es modificado desde la entrada, este proceso es similar a aplicarlas en el dominio de las frecuencias. Cuando las estáticas *TRIM* son aplicadas a datos ruidosos, el ruido puede a lo mejor ser alineado con las trazas. La suma de una serie de trazas en un *gather* de punto medio común (CMP), en el cual la estática *TRIM* se ha aplicado, genera una traza apilada que tiende a ser similar a la traza del modelo. En consecuencia, la sección resultante también puede ser similar a la traza modelo dando la ilusión de los datos de reflexión.

Después de haber aplicado la corrección por estáticas residuales, se sigue con las estáticas *TRIM*. Para esta parte del proceso los datos de entrada son los *gathers* obtenidos de la segunda limpieza

IV. Discusión de Resultados

de las estáticas residuales. En este paso se generan los *gathers* de las estáticas *TRIM* que a su vez son utilizados para generar sus apilados correspondientes. Los parámetros empleados fueron:

- Inicio de ventana de correlación: 0 mseg.
- Fin de ventana de correlación: 3000 mseg.

La figura 4.13 nos muestra la aplicación de la corrección por estáticas *TRIM* y el efecto en la información apilada. Una comparación entre los apilados corregidos por la segunda aplicación de las estáticas residuales y la corrección por estáticas *TRIM* se puede observar en la figura 4.14, los cambios más significativos se pueden ver en los recuadros A, B y C, estas modificaciones se han encargado de mejorar la alineación de estas áreas marcadas aunque no sea tan notoria o evidente a simple vista, esto sucede alrededor de los tiempos comprendidos entre los 250 a los 500 ms aproximadamente.

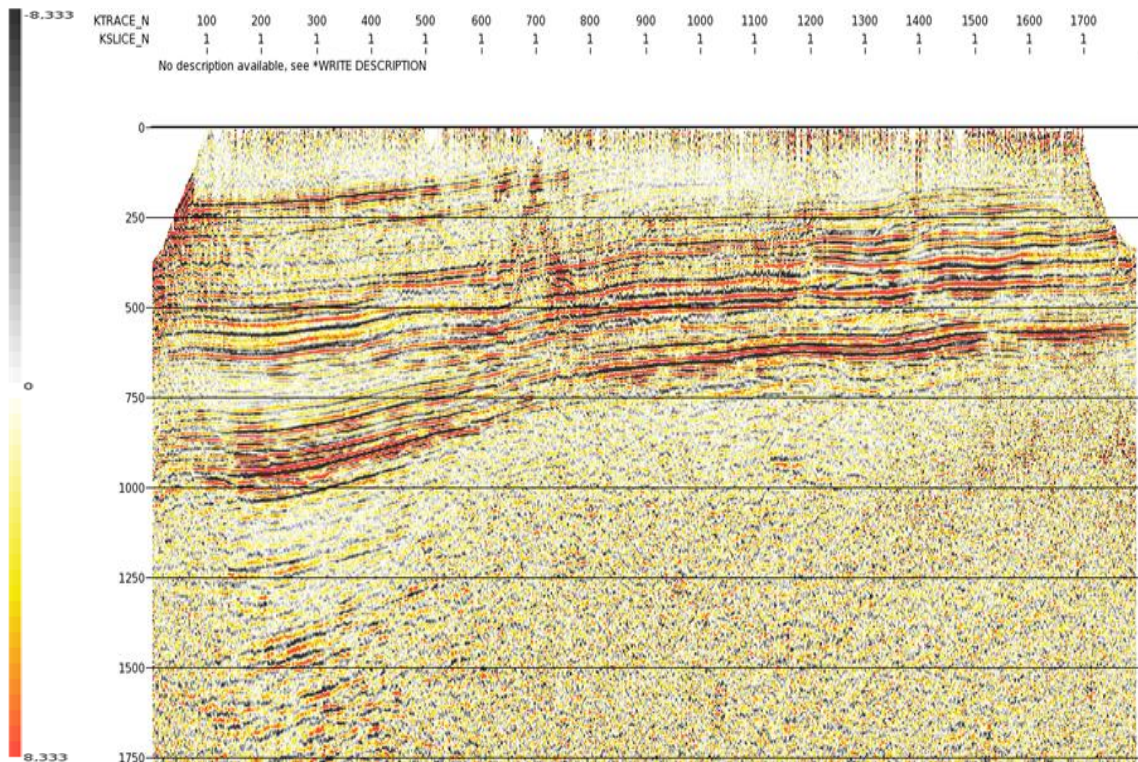


Figura 4.13. Imagen que muestra la aplicación de las estáticas TRIM en el apilado.

IV. Discusión de Resultados

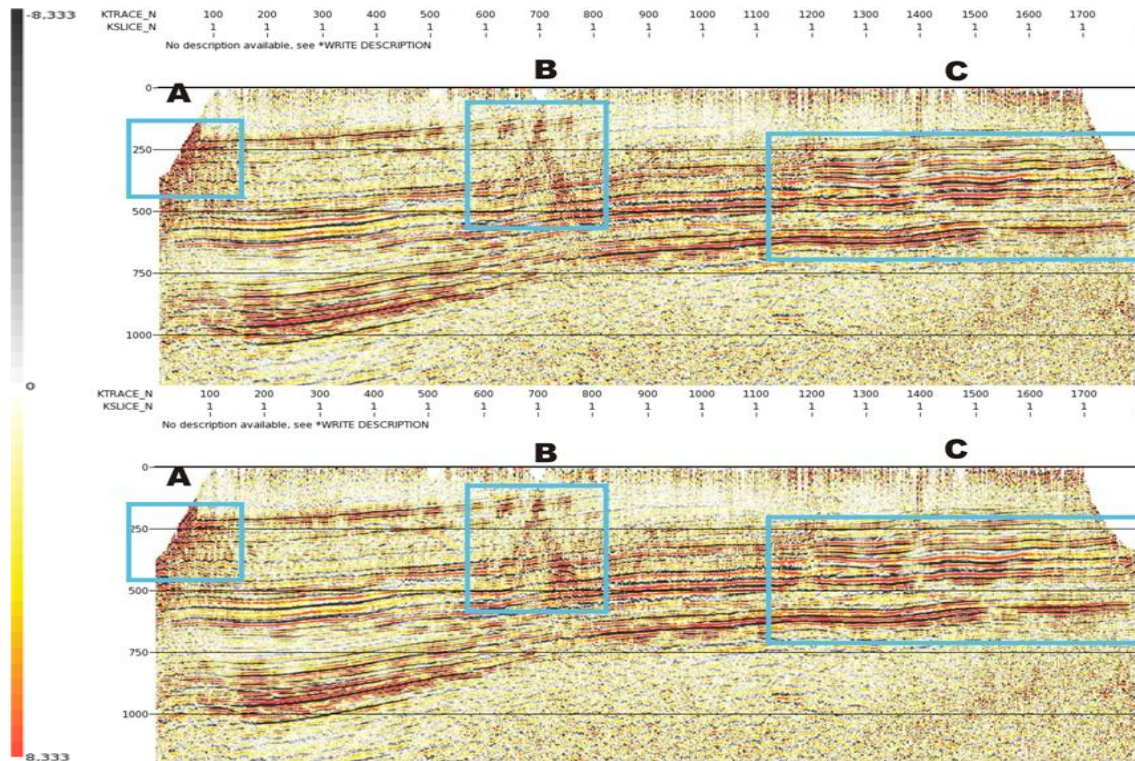


Figura 4.14. Comparativa entre el apilado con la segunda aplicación de la corrección por estáticas residuales (arriba) y el apilado con la corrección por estáticas TRIM (abajo); los recuadros muestran los cambios más significativos.

8. Corrección por NMO y Migración Post-apilado en tiempo.

La corrección por NMO es afectada fuertemente por reflectores con buzamiento, debido a que la proyección del punto medio común (CMP) en los reflectores que se encuentran con cierta inclinación no coincide con el punto de reflexión ocasionando que estos se encuentren en diferentes posiciones a lo largo del reflector. Por lo que se encarga de ajustar los tiempos de viaje observados en las diferentes distancias fuente-receptor (*offsets*) a tiempos de viaje de *offset* cero, moviendo el evento hacia arriba en el eje del tiempo sobre la misma traza, pero no afectando a las trazas contiguas.

Cuando los reflectores son horizontales, casi planos o tienen echados menores de 10° se puede suponer que la sección sísmica es semejante a la sección geológica de la tierra, en cuanto a características estructurales, sin embargo en áreas geológicamente complejas (plegamientos, fallamientos, intrusiones, etc.) puede tener muy poca o ninguna semejanza con la realidad. Por lo que en estos casos es necesario desplazar o migrar los eventos a su verdadera posición espacial.

Tomando los *gathers* corregidos por estáticas TRIM, se hace una regularización de la información, corriendo una herramienta llamada CADZOW. Este método reduce el ruido aleatorio en los datos sísmicos, además de llevar a cabo la interpolación en los mismos. El operador está diseñado sobre una región alrededor de cada una de las trazas, es así que de esta manera se tiene suficiente información para atenuar el ruido aleatorio y calcular las trazas interpoladas. Esto permite tener *gathers* más limpios.

IV. Discusión de Resultados

Primeramente se preparan los datos para la interpolación de los mismos, poniendo trazas interpoladas en los planos de offset que se tienen vacíos. En este caso se hicieron grupos de rangos de offset desde 0 hasta 1800 metros, a cada 72 metros. Una vez hecho lo anterior se preparan los *gathers* para ser corregidos por medio del NMO y después para la aplicación de la herramienta CADZOW. Al aplicarle este método a los *gathers* se procedió a generar los apilados sin filtro ni ganancia y con filtro y ganancia, una vez realizada la regularización realizamos la migración del apilado sin filtro ni ganancia y seguido de esto se les aplica filtro y ganancia, para tener una primera visualización de la imagen sísmica generada por la migración Post-apilado en tiempo y así generar como paso final la migración pre-apilada en tiempo (PSTM).

La figura 4.15 muestra los efectos de la corrección NMO y la regularización de la información por medio de la herramienta CADZOW a los datos obtenidos de la limpieza mediante estáticas TRIM, una vez hecho esto la figura 4.16 muestra la migración post-apilado en tiempo aplicada después de las últimas correcciones. La figura 4.17 representa la comparación entre la corrección con estáticas TRIM y la corrección por NMO junto con la regularización de la información mediante la herramienta CADZOW, los recuadros A, B y C marcan las áreas de manera general la definición de los reflectores es muy marcada haciéndose notorios y la continuidad de los mismos se puede notar a simple vista todo esto en el rango de 0 a 1000 ms aproximadamente. La figura 4.18 nos muestra la comparación entre la corrección por NMO junto con la regularización por medio de la herramienta CADZOW y la migración post-apilado en tiempo, los recuadros A y B muestran los cambios más sobresalientes, en la mayoría de los casos los reflectores aparecen más definidos y se puede ver la continuidad de la mayoría a lo largo de la sección sísmica entre los 250 a 1000 ms.

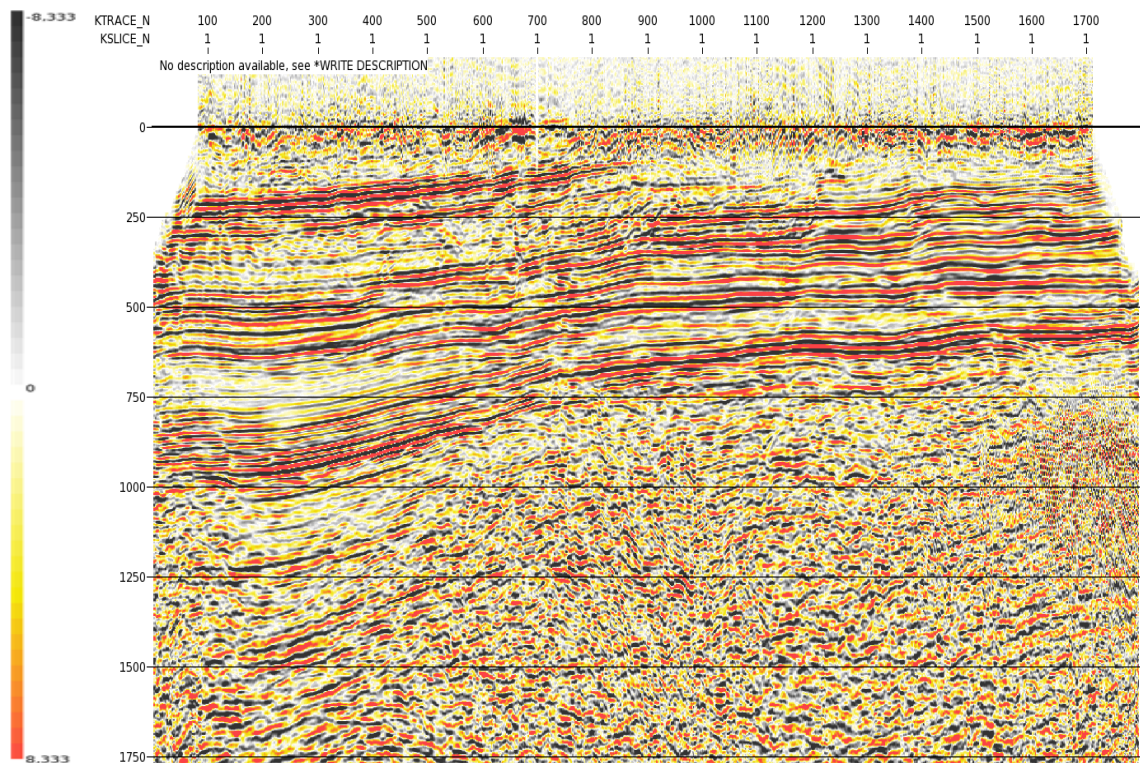


Figura 4.15. Imagen la cual representa la aplicación de NMO y la herramienta CADZOW.

IV. Discusión de Resultados

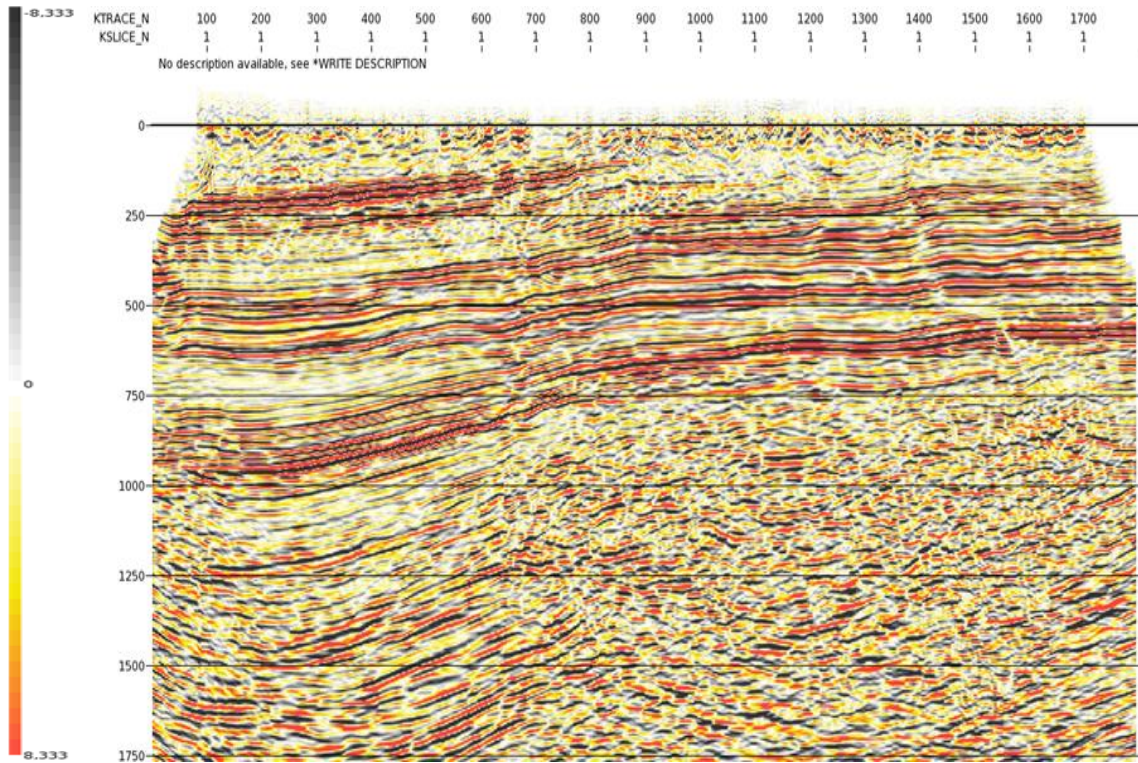


Figura 4.16. Imagen la cual nos muestra la aplicación de la migración post-apilado una vez que se aplico el NMO y la corrección con la herramienta CADZOW.

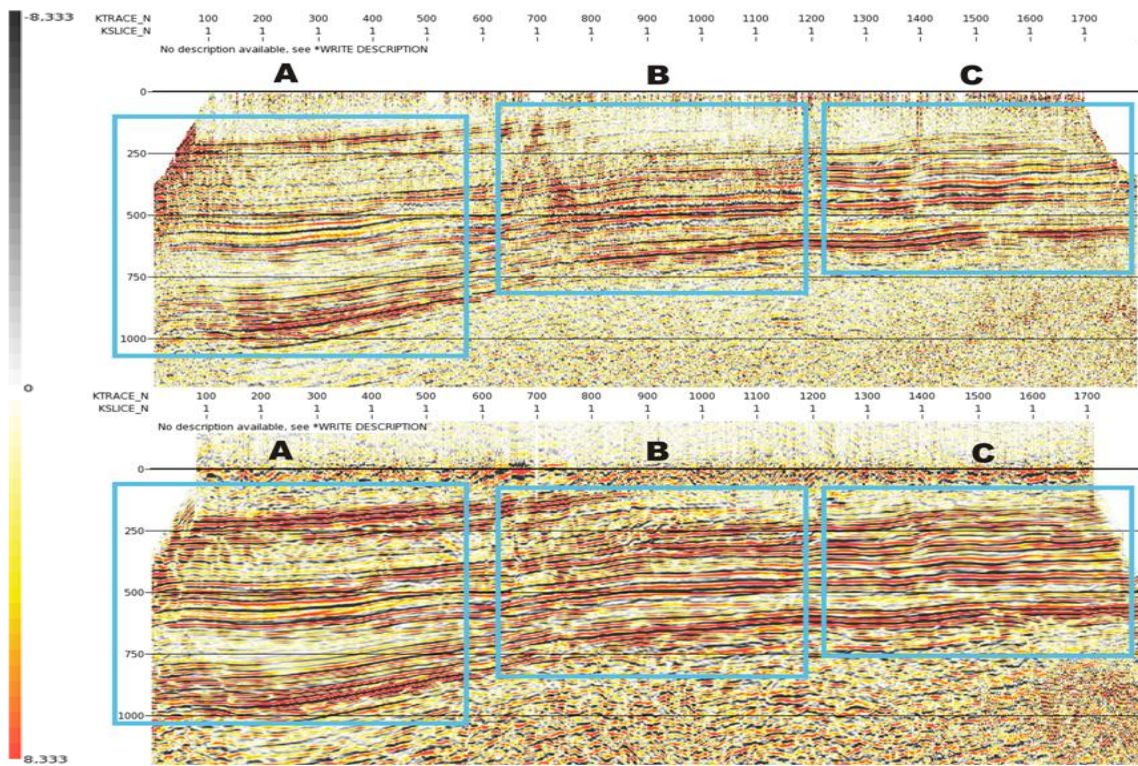


Figura 4.17. Comparativa entre el apilado con estáticas TRIM (arriba) contra el corregido con NMO y la herramienta CADZOW (abajo); los recuadros muestran los cambios significativos.

IV. Discusión de Resultados

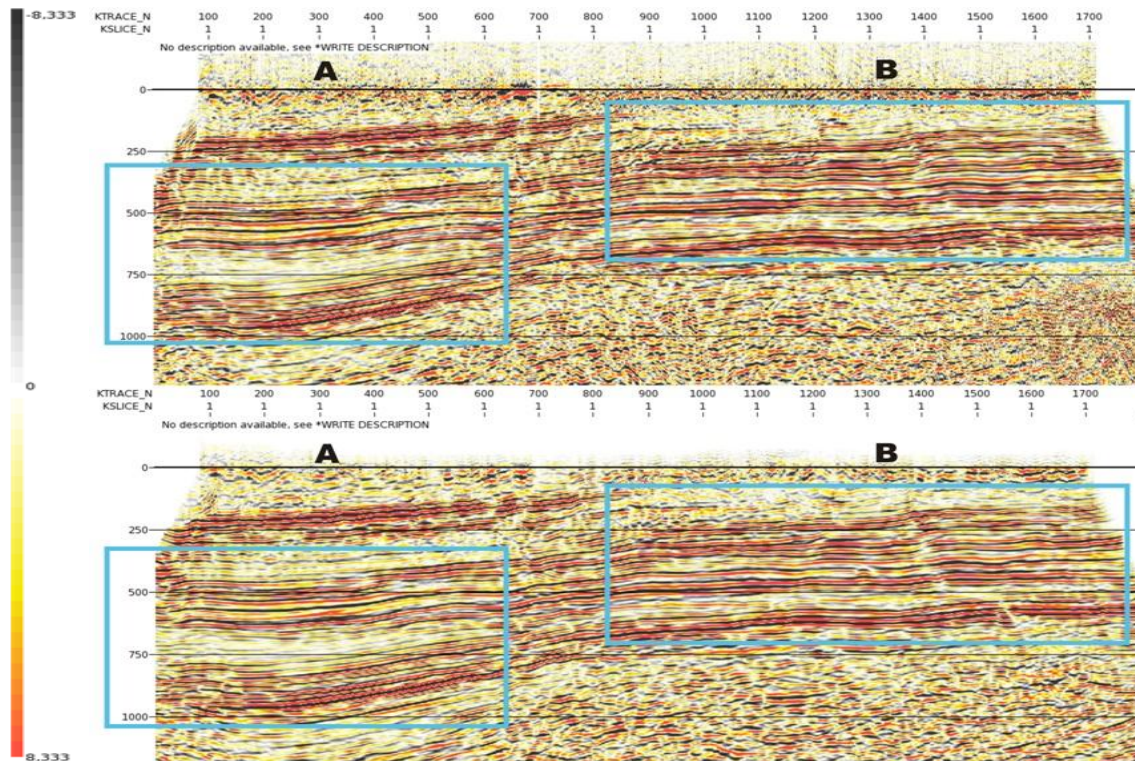


Figura 4.18. Comparativa del apilado corregido con NMO y la herramienta CADZOW (arriba), contra la Migración Post-apilado en tiempo (abajo); los recuadros muestran los cambios.

9. Migración Pre-apilado en tiempo (PSTM).

Para esta etapa final se utilizó el algoritmo de *Kirchhoff* para realizar la Migración Pre-apilado en Tiempo, esta genera los CDP's *gathers* migrados con el campo de velocidad previamente efectuado, realizándose con una distribución de *offsets* regulares a los cuales se la va aplicando el proceso dependiendo de la cantidad que se hayan elegido de manera reiterada hasta finalizar con el último y así obtener la imagen sísmica final. Los parámetros utilizados fueron:

- Apertura Máxima: 1800 m. Primer grupo offset: 0 m.
- Tamaño grupo offset: 72 m. Numero de offset: 25.

Una vez obtenida la migración, se hizo un post proceso, el cual consistió en observar el último análisis de velocidad y se busco alinear de una manera más optima los *gathers*, después de haberlo conseguido se procede a realizar la separación por offset y todo el proceso anterior para aplicar la migración nuevamente, obteniendo una imagen mucho mejor a la anterior. Las figuras 4.19 y 4.20 muestran las migraciones hechas respectivamente, la primera es el primer proceso de migración que se hizo y la segunda presenta el proceso hecho después de haber efectuado un último análisis de la velocidad y posteriormente la migración. La figura 4.21 muestra una comparativa entre la sección hecha con la migración post-apilado y la migración pre-apilado, haciéndose notar en los recuadros A, B y C las diferencias más significativas, observando una mayor nitidez en los reflectores. La figura 4.22 muestra una comparación entre la primera migración obtenida y la segunda a la cual se le hizo el post-proceso, en donde los recuadros A y B muestran una mayor mejoría en la nitidez de los reflectores.

IV. Discusión de Resultados

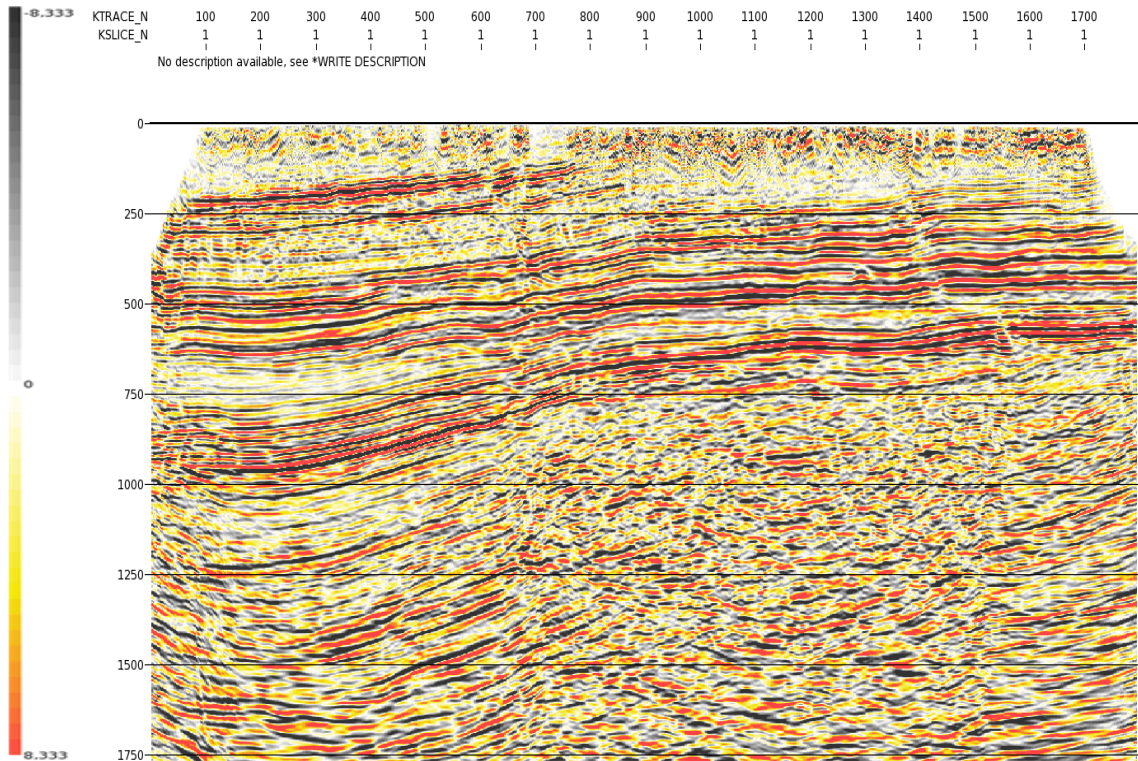


Figura 4.19. Imagen que representa la aplicación de la migración pre-apilado en tiempo, la cual usa la información tratada con la corrección NMO y la herramienta CADZOW.

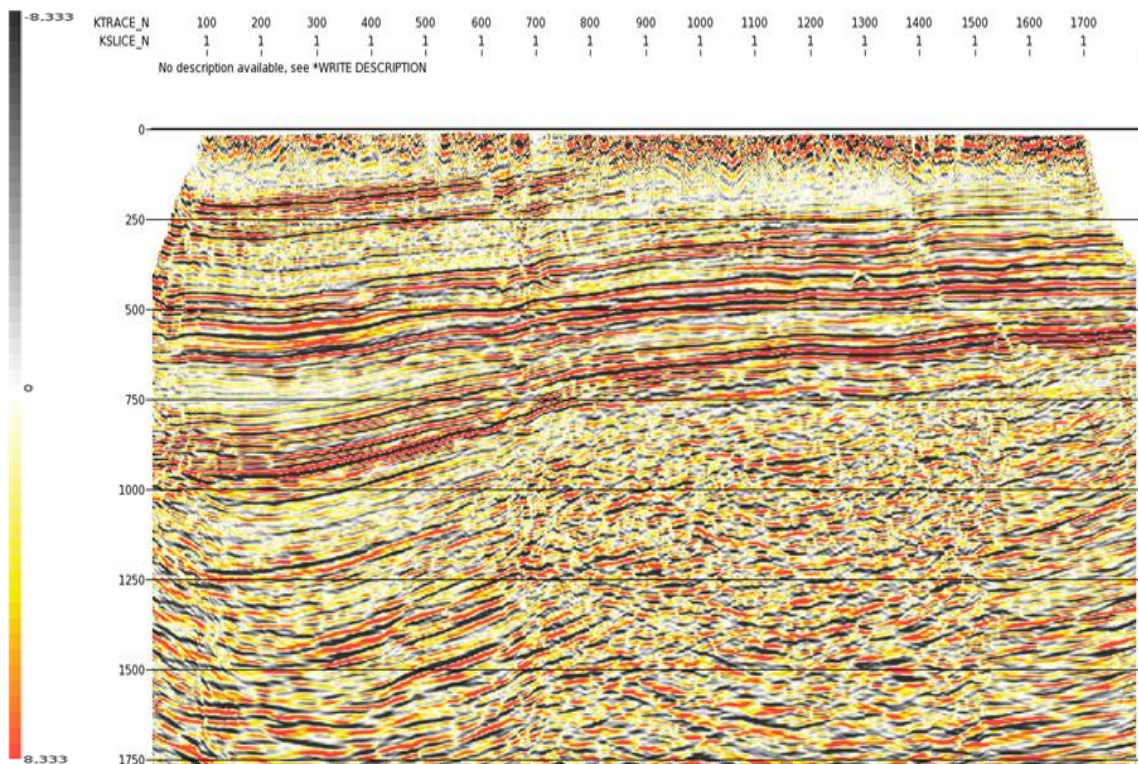


Figura 4.20. En esta imagen podemos observar la aplicación de un cuarto análisis de velocidades para corregir los gathers que no están alineados y mejorar la migración PSTM.

IV. Discusión de Resultados

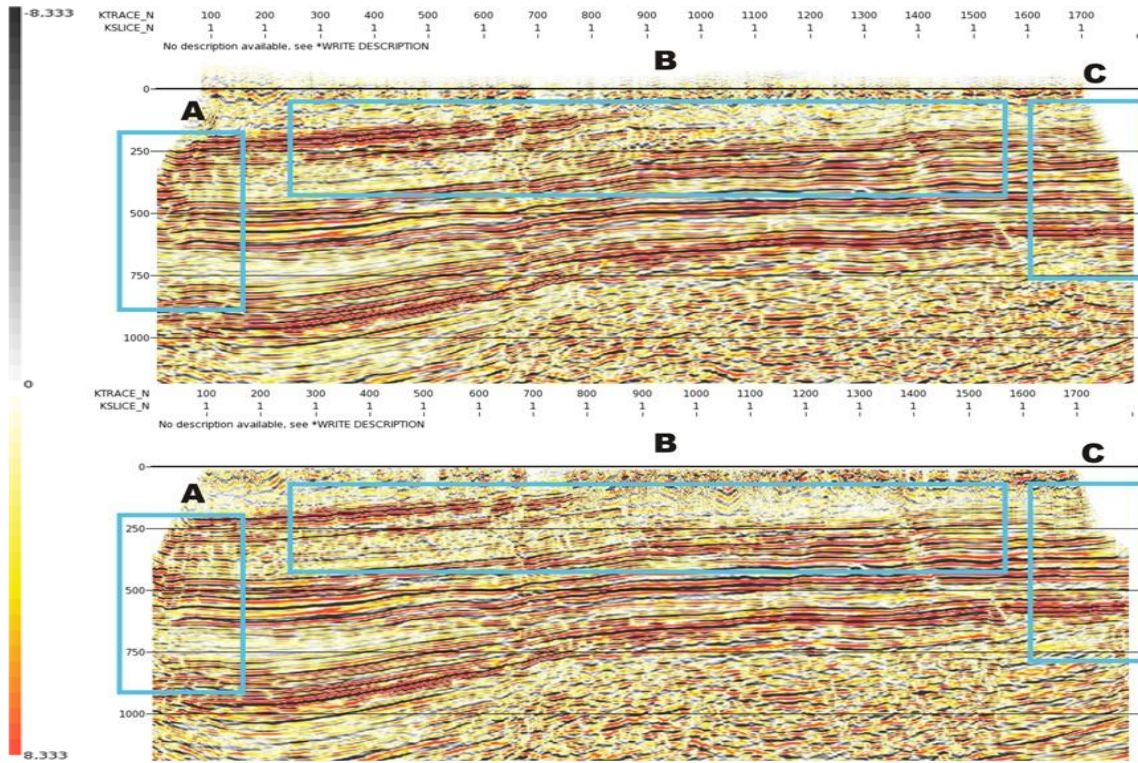


Figura 4.21. Comparativa de la migración post-apilado en tiempo (arriba), contra la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) (abajo); los recuadros muestran los cambios más significativos.

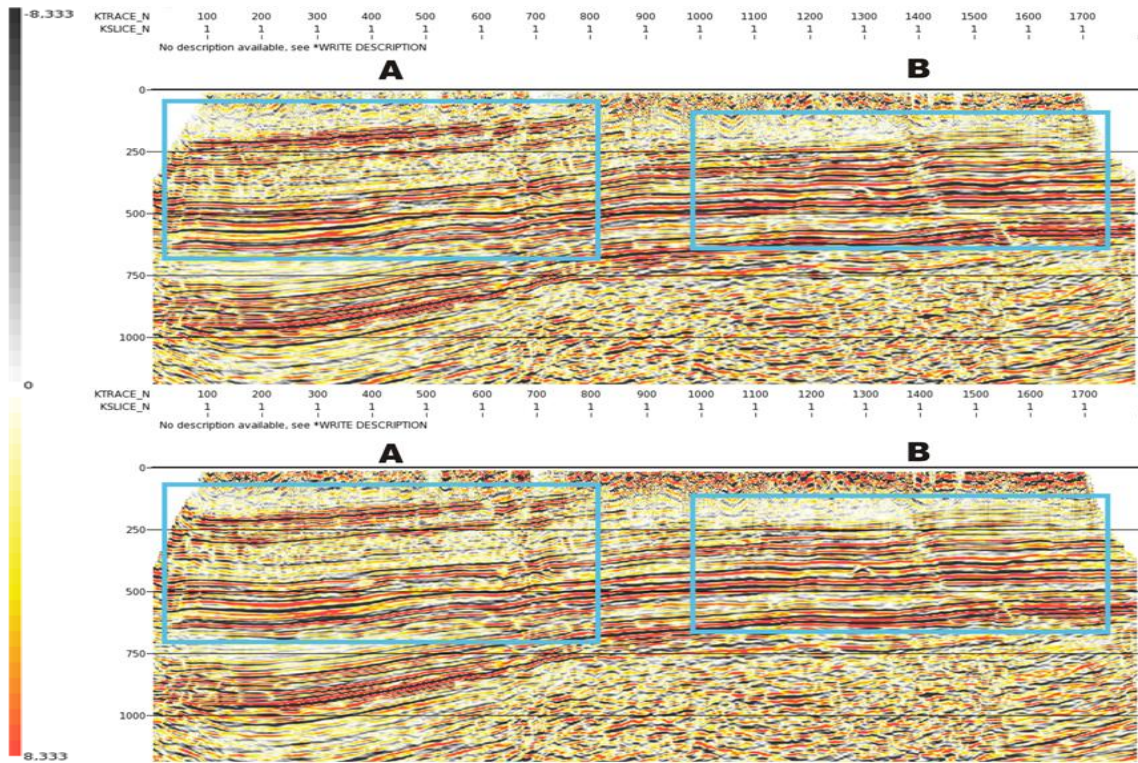


Figura 4.22. Comparativa de la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) (arriba), contra la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) con un cuarto análisis de velocidades (abajo); los recuadros muestran los cambios más notorios.

V. Conclusiones.

Como hemos visto a lo largo de este trabajo, la obtención de una imagen sísmica dependerá primordialmente de dos fases; la primera se refiere al diseño de adquisición de los datos en el área de estudio, la segunda y a la cual se centra este trabajo, compete al procesamiento de los datos sísmicos recabados, desde el arreglo de la geometría hasta la aplicación de procesos posteriores a la migración, cada uno de los pasos de dicha metodología de trabajo es de vital importancia ya que modifica esta información retirando los datos que no son de importancia y resaltando los de mayor interés.

Es importante recalcar que la metodología de trabajo puede ser “adaptada” en una mejor manera de acuerdo a los resultados obtenidos; esto se puede lograr y es correcto puesto que los autores citados al principio del presente trabajo (Liner, Yilmaz, Claerbout, etc.) proponen una serie de pasos teóricos para realizar un procesamiento ideal aunque estos no son del todo rigurosos, como lo hemos podido observar a lo largo del capítulo IV, en la práctica este flujo de trabajo en la mayoría de los pasos se mantiene y sólo algunos procesos son los que se pueden mover en algunas etapas o dependiendo de las condiciones del área de estudio se pueden omitir, sin embargo la migración sigue siendo el último paso tanto para la teoría como en la práctica para obtener una imagen sísmica final.

La migración pre-apilado en tiempo es una herramienta poderosa para obtener imágenes sísmicas de estructuras simples como complejas, cuyos gradientes de velocidad sean moderados, el éxito de este método radica en que la serie de procesos a los datos es la parte medular para la obtención de dichas imágenes y el algoritmo para obtener la migración se basa en datos sin apilar, evitando contratiempos con estructuras complejas, no es un método muy costoso en sí. Las desventajas más importantes es que necesita un procesamiento mediante supercomputadoras o estaciones de trabajo con una gran cantidad de manejo de volúmenes de información considerables, por otro lado este método no puede definir estructuras cuyas variaciones de velocidad sean extremas o muy altas.

V. Conclusiones

Como podemos observar, aunque el objetivo inicial de este proyecto es el de realizar un procesamiento de datos aplicando la migración pre-apilado en tiempo, también se tuvo la oportunidad de realizar una migración post-apilado en tiempo, en las imágenes de comparación (figura 4.21) podemos ver que las secciones aparentemente son parecidas, sin embargo, muy detenidamente lograremos distinguir que los reflectores están más definidos en la sección hecha por la migración pre-apilada en tiempo, podríamos pensar que estas migraciones rigurosamente deberían de funcionar para ciertas condiciones específicas en el área de estudio, sin embargo esto no es así; la migración post-apilado en este proyecto nos sirve para poder tener una visualización previa de la imagen sísmica y la migración pre-apilado nos brinda la imagen sísmica final, de haber alguna estructura compleja o variaciones de velocidad altos, la migración post-apilado no definiría esas zonas y así también funcionaría para localizar estos fenómenos.

Por último, el presente trabajo contribuye más que nada en visualizar una secuencia típica de procesamiento de datos sísmicos utilizada en la industria petrolera, esta metodología se viene usando durante las últimas décadas; lo más destacado es que esta metodología mejora conforme los algoritmos se van actualizando y las estaciones de trabajo ofrezcan una mayor capacidad de manejo de información sísmica, por otro lado sería recomendable adentrarse al flujo de trabajo para una migración post y pre-apilado en profundidad, tener una comparación entre las cuatro metodologías ya sea sobre este mismo proyecto en el caso que sus características ofrezcan las condiciones necesarias para poderlas aplicar o en algún proyecto que lo permita, otro punto importante también para tomar en cuenta tendría que ver con la aplicación de la migración pre-apilado en tiempo pero en estudios 3D y observar las similitudes o diferencias con respecto a un perfil 2D.

Bibliografía y Referencias.

Liner. Christopher L. 2004, "Elements of 3D Seismology", Second Edition, Department of Geosciences, University of Tulsa, Penn-Well.

Yilmaz. Özdoğan. 2001, "Seismic Data Analysis, Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data", Tulsa, Oklahoma, USA, Society of Exploration Geophysicists.

Claerbout. John F. 1985, "Imaging The Earth's Interior", Blackwell Scientific Publications, Stanford, USA.

Claerbout. John F. 1985, "Fundamentals of Geophysical Data Processing with Applications of Petroleum Prospecting", Blackwell Scientific Publications, Stanford, USA.

Claerbout. John F. 2010, "Basic Earth Imaging", Blackwell Scientific Publications, Stanford, USA.

Claerbout. John F. 2011, "Geophysical Soundings Image Construction", Blackwell Scientific Publications, Stanford, USA.

Claerbout. John F. 2010, "Earth Soundings Analysis: Processing versus Inversion", Blackwell Scientific Publications, Stanford, USA.

Sheriff. Robert E., et al, 1995, "Exploration Seismology", Second Edition, Cambridge University Press, New York, USA.

Del Valle T. Enrique. 2007, "Introducción a la Geofísica: Apuntes", UNAM, Facultad de Ingeniería, México, Distrito Federal.

Del Valle T. Enrique. 2011, "Prospección Sísmológica: Apuntes", UNAM, Facultad de Ingeniería, México, Distrito Federal.

Rodríguez V. Luis. 1953, "Origen de las Condiciones de Acumulación de Hidrocarburos en los Campos Ébano-Pánuco", Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (SGM), segunda época, volumen 16, número 2.

PEMEX Exploración y Producción, 2012, Información geológica inédita.

Anexos.

Anexos

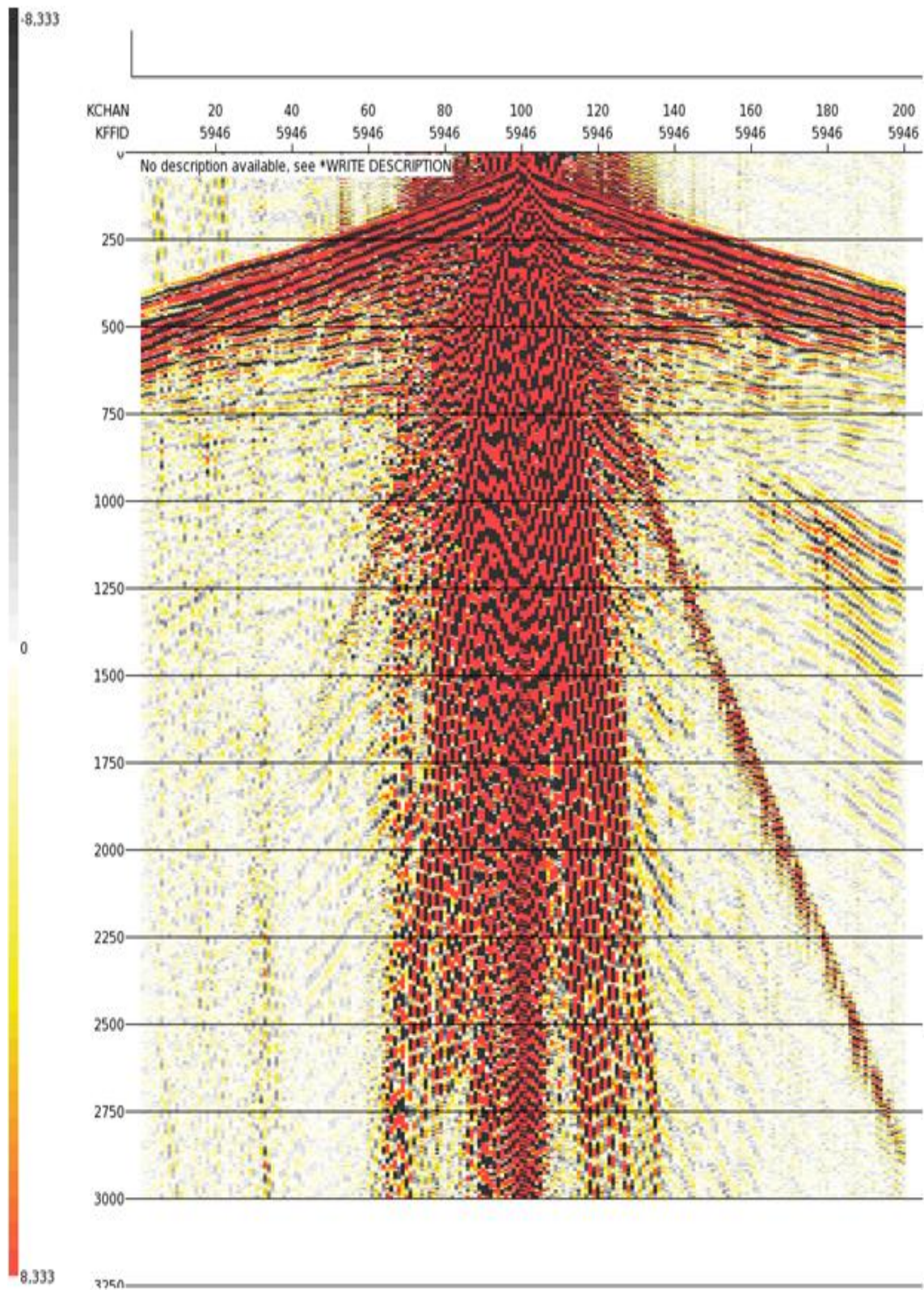


Figura A.1. Tiro mostrando el arreglo geométrico al que es sometido.

Anexos

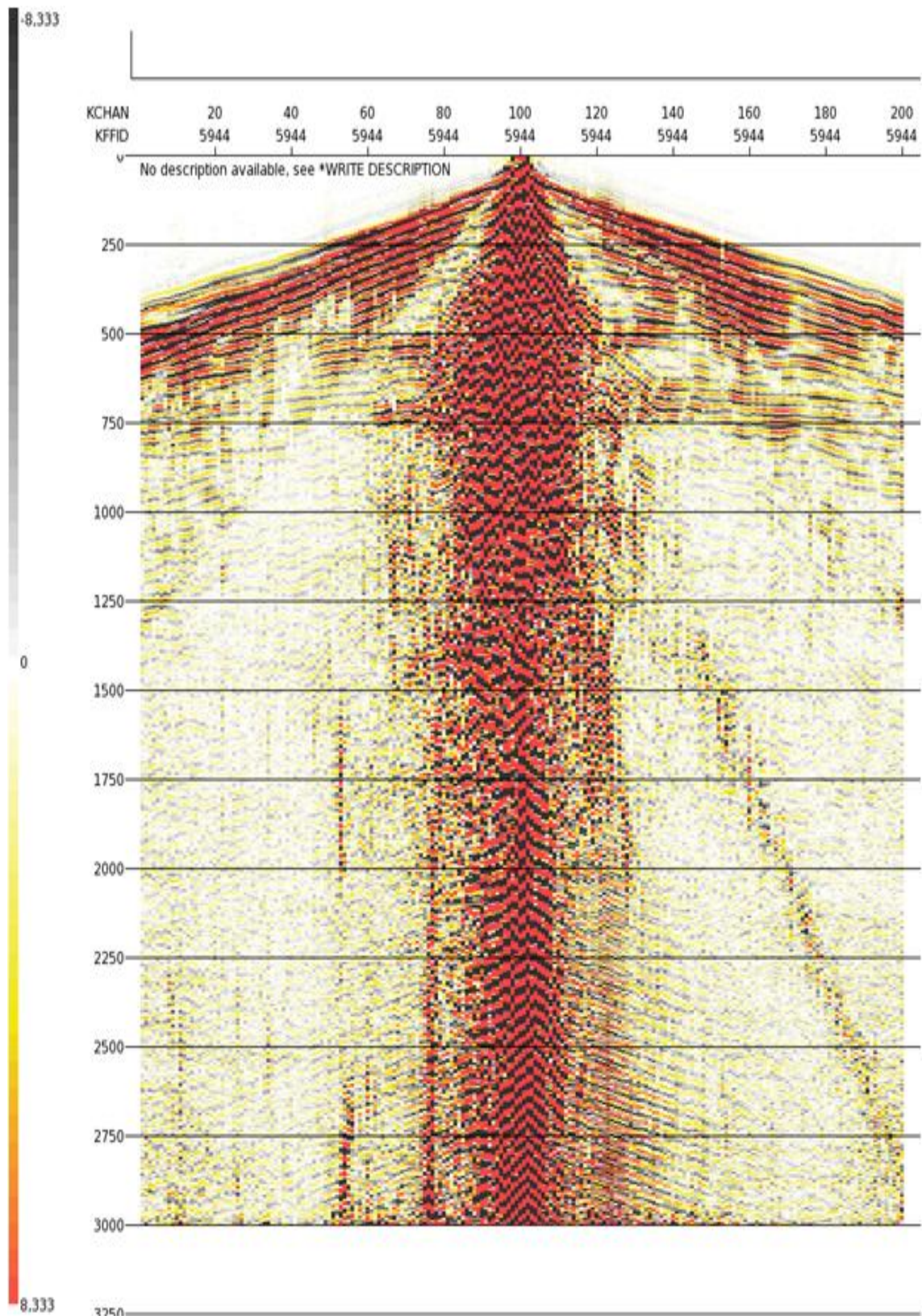


Figura A.2. Tiro al cual se le aplico la corrección por ganancia y atenuación de ruidos.

Anexos

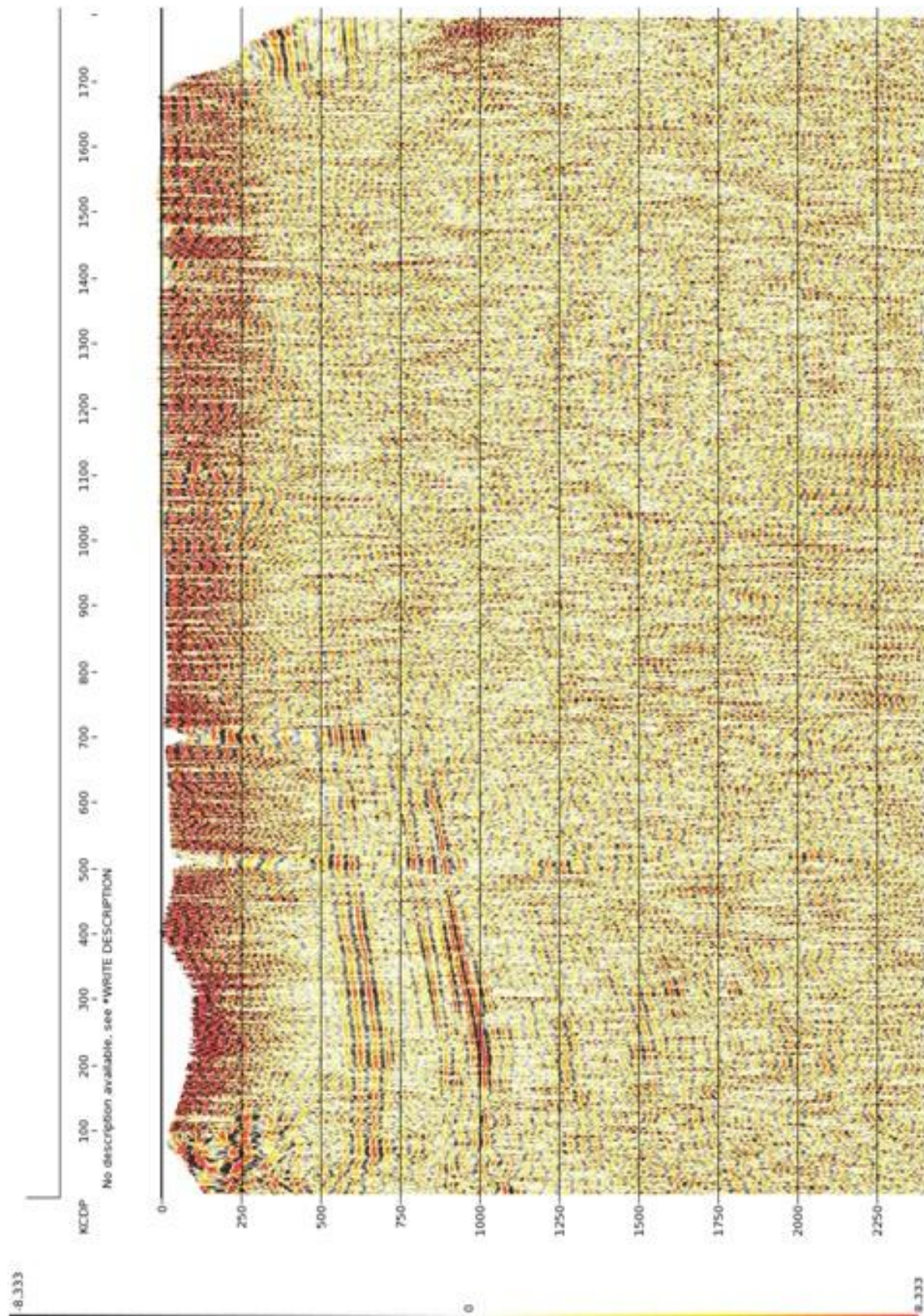


Figura A.3. Imagen la cual representa la corrección por estáticas de elevación y el análisis de velocidad con mute respectivo; después de esto se apilaron los datos.

Anexos

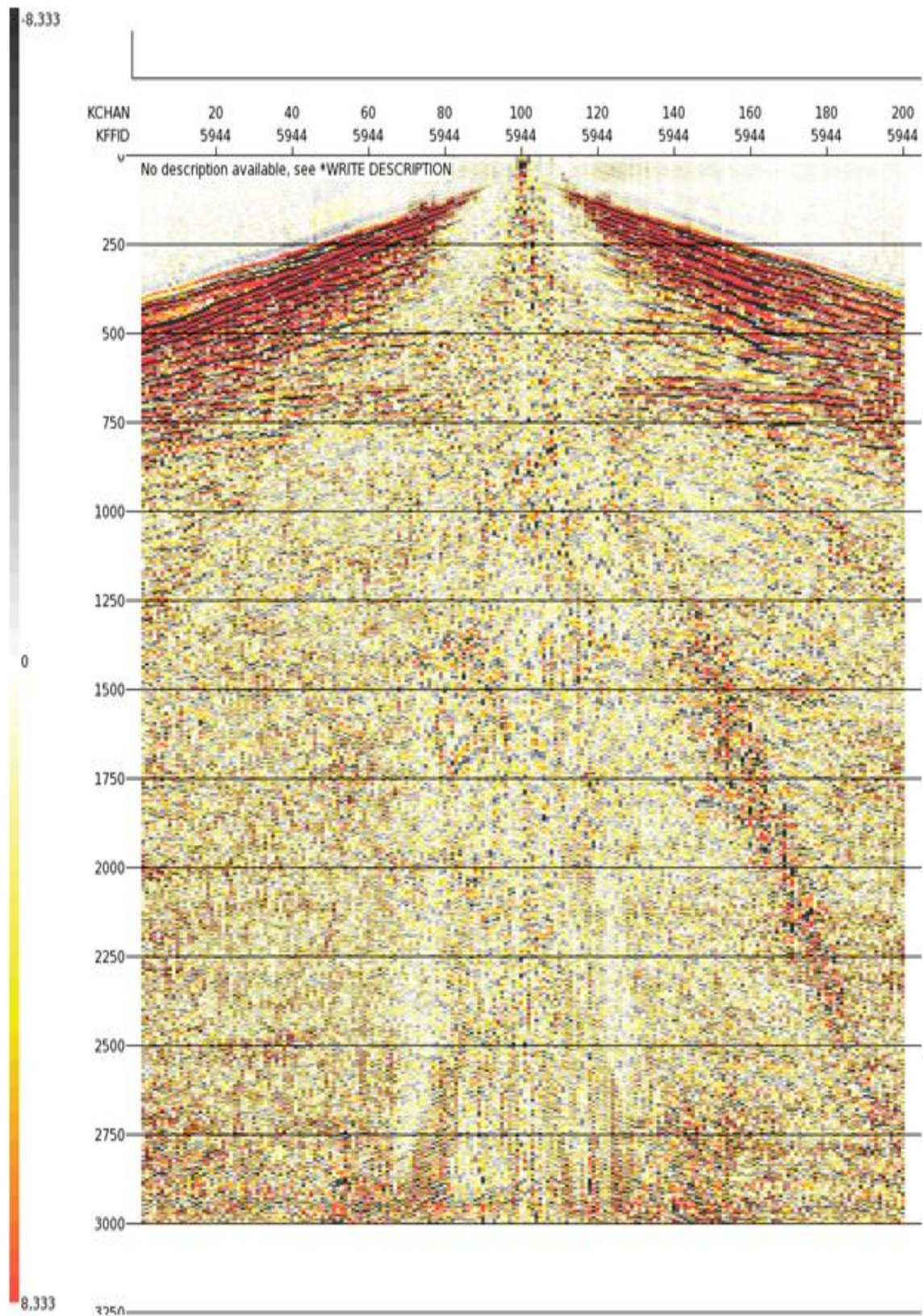


Figura A.4. Imagen que representa la aplicación de la deconvolución en tiro, donde podemos ver la compresión de la traza sísmica al haber eliminado la ondícula de la fuente.

Anexos

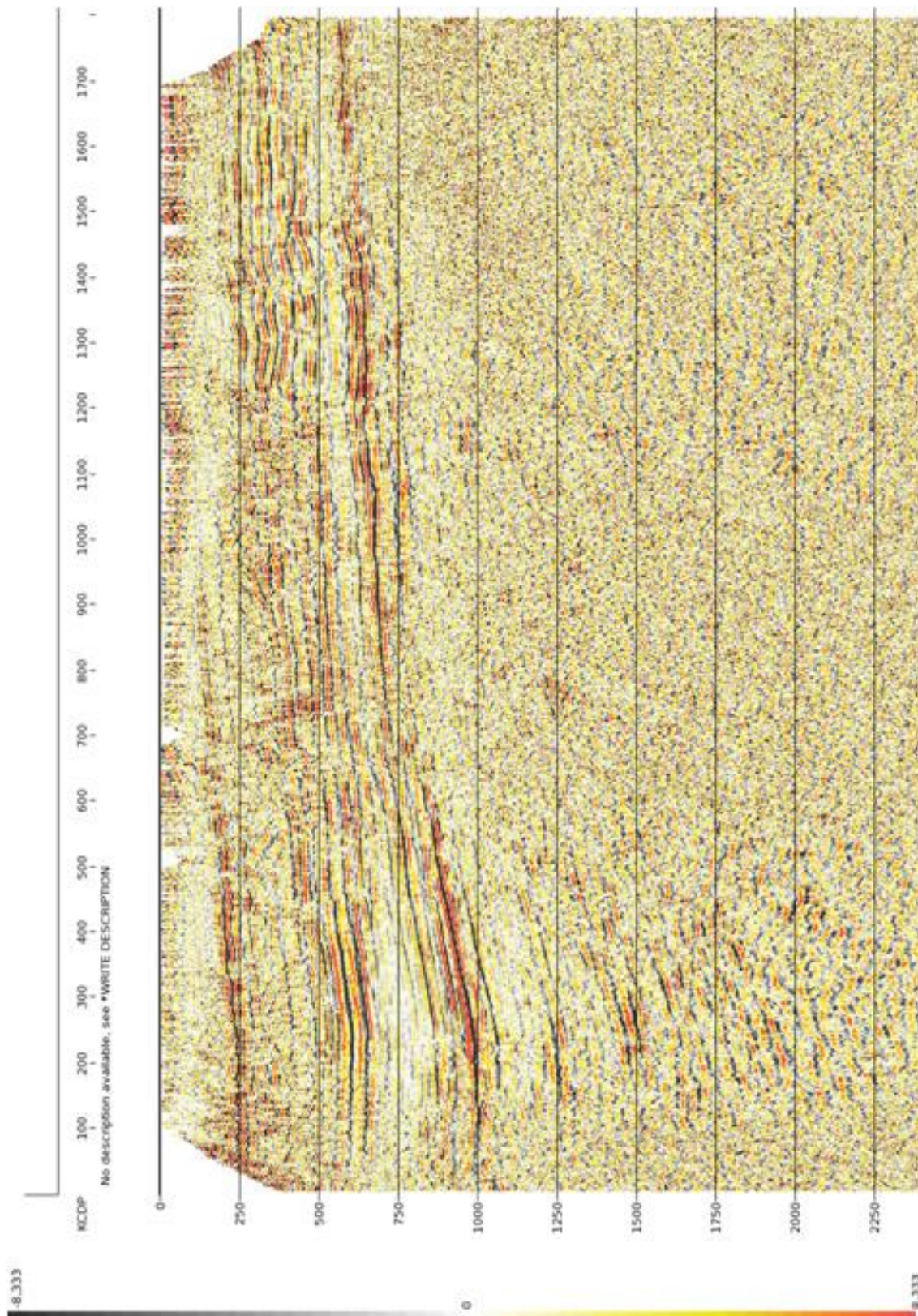


Figura A.5. Imagen representando la aplicación de la deconvolución con sus efectos a los datos apilados.

Anexos

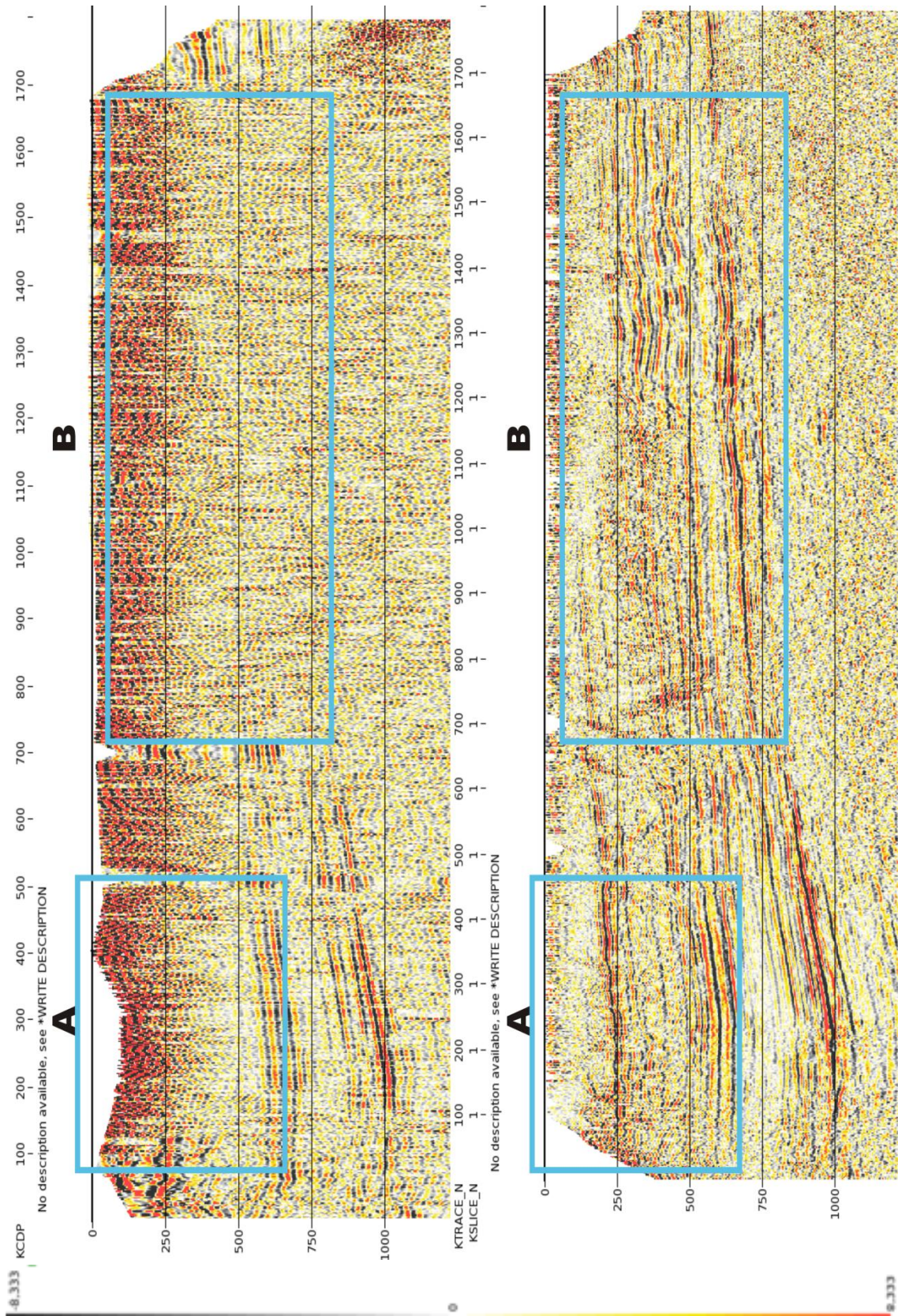


Figura A.6. Comparativo entre los apilados generados de la corrección por estáticas de elevación (arriba) contra la aplicación de la deconvolución (abajo) a los datos corregidos; los recuadros marcan los cambios más notorios a simple vista.

Anexos

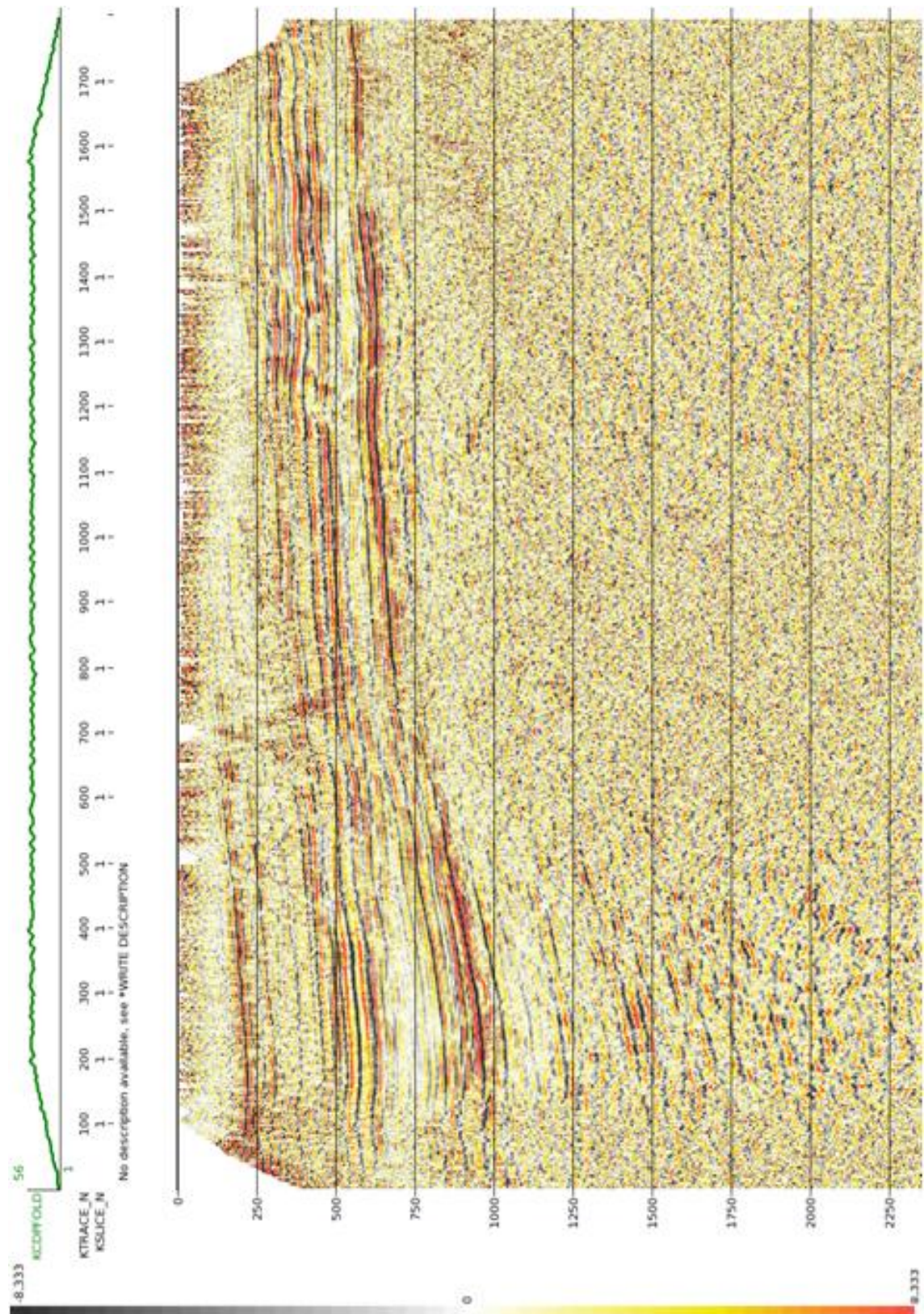


Figura A.7. Imagen donde se muestra la aplicación de las estáticas por refracción junto con un segundo análisis de velocidad con mute, todo esto apilado al final.

Anexos

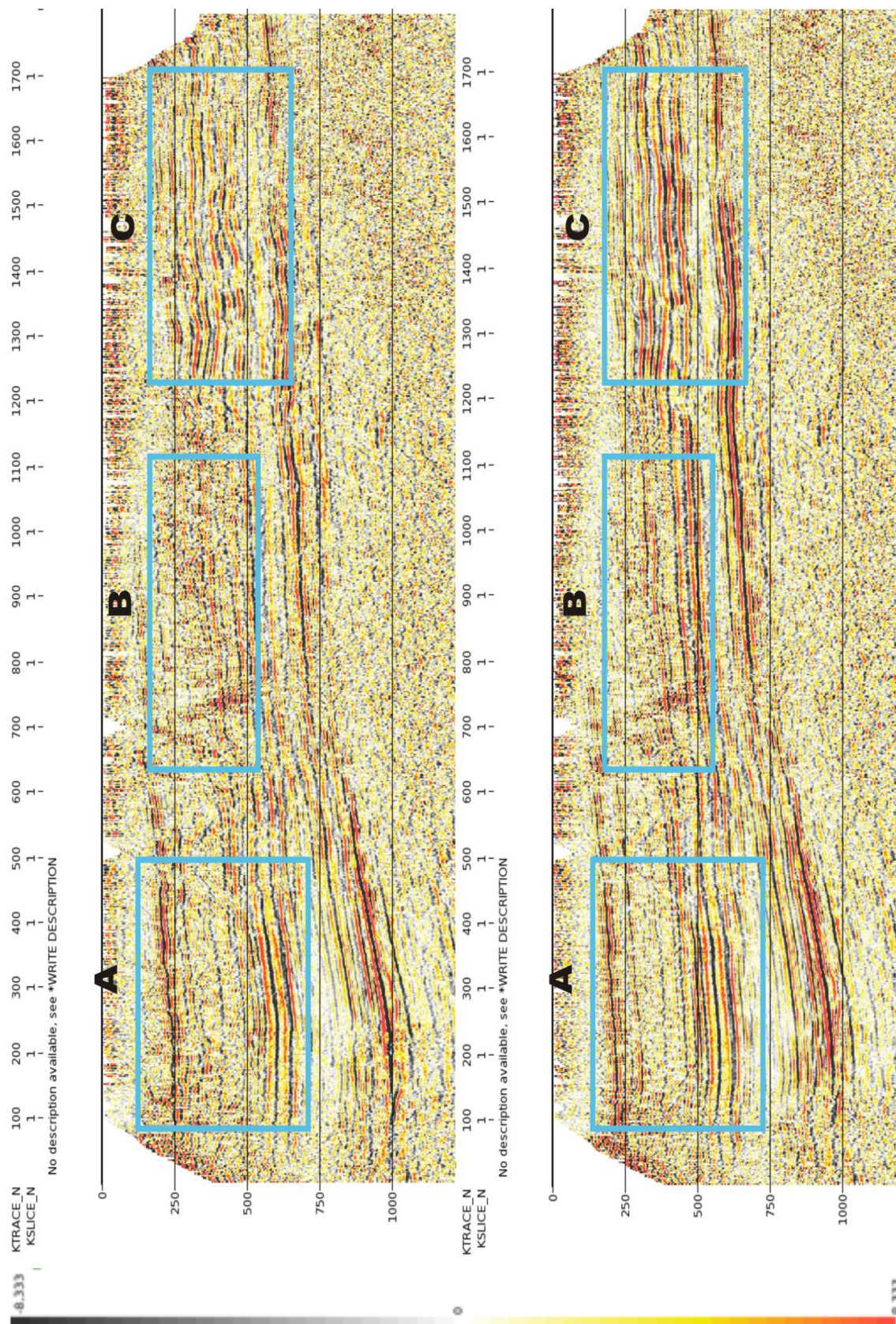


Figura A.8. Comparativo del apilado obtenido de la deconvolución (arriba) contra la corrección de estáticas por refracción (abajo); los recuadros muestran los cambios más sobresalientes.

Anexos

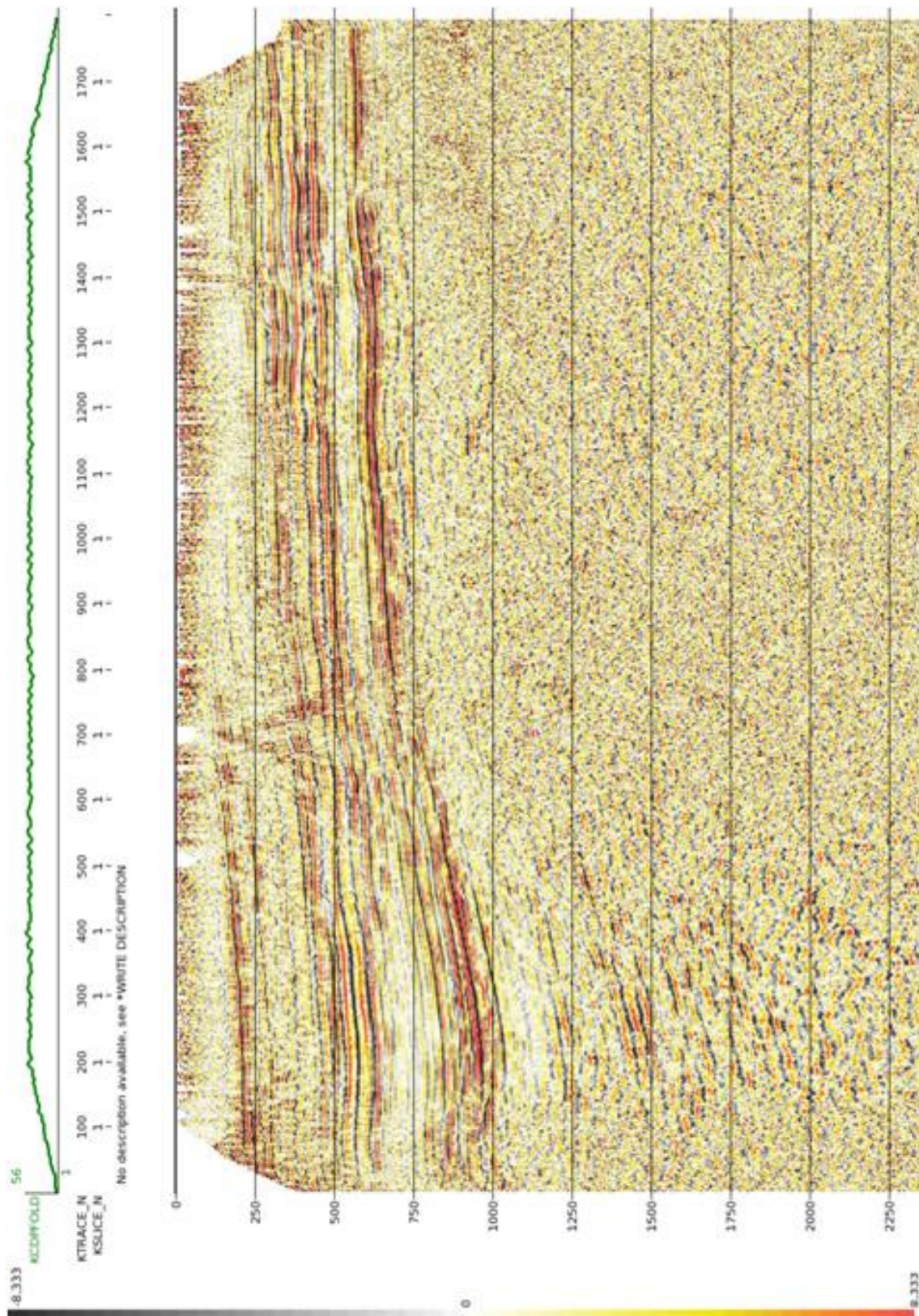


Figura A.9. Imagen que demuestra la primera aplicación de estáticas residuales y un tercer análisis de velocidad con mute, una vez hecho lo anterior se apilaron los datos.

Anexos

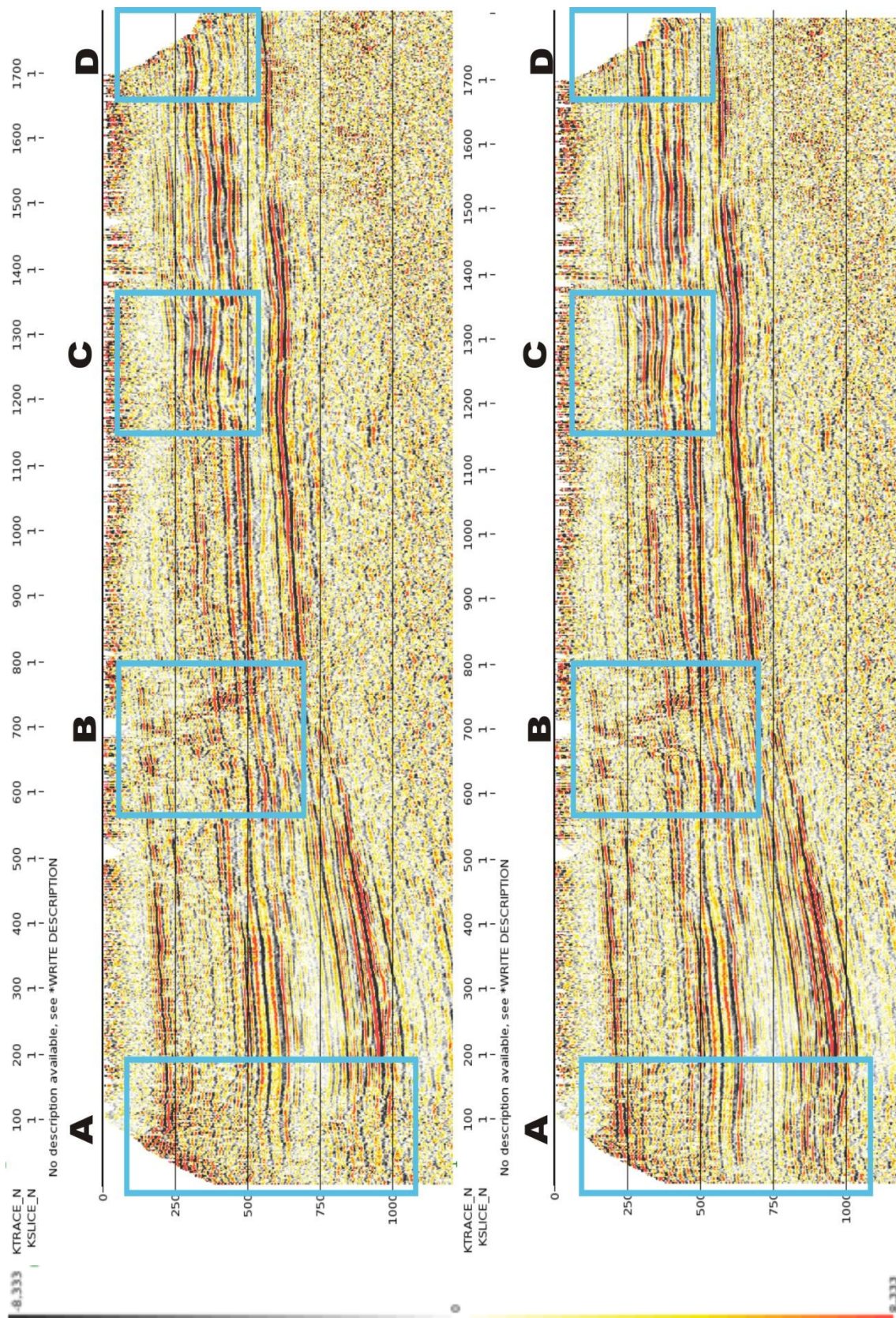


Figura A.10. Comparativo entre el apilado hecho con estáticas de refracción (arriba) y con la primera aplicación de estáticas residuales (abajo); los recuadros marcan los cambios más notorios.

Anexos

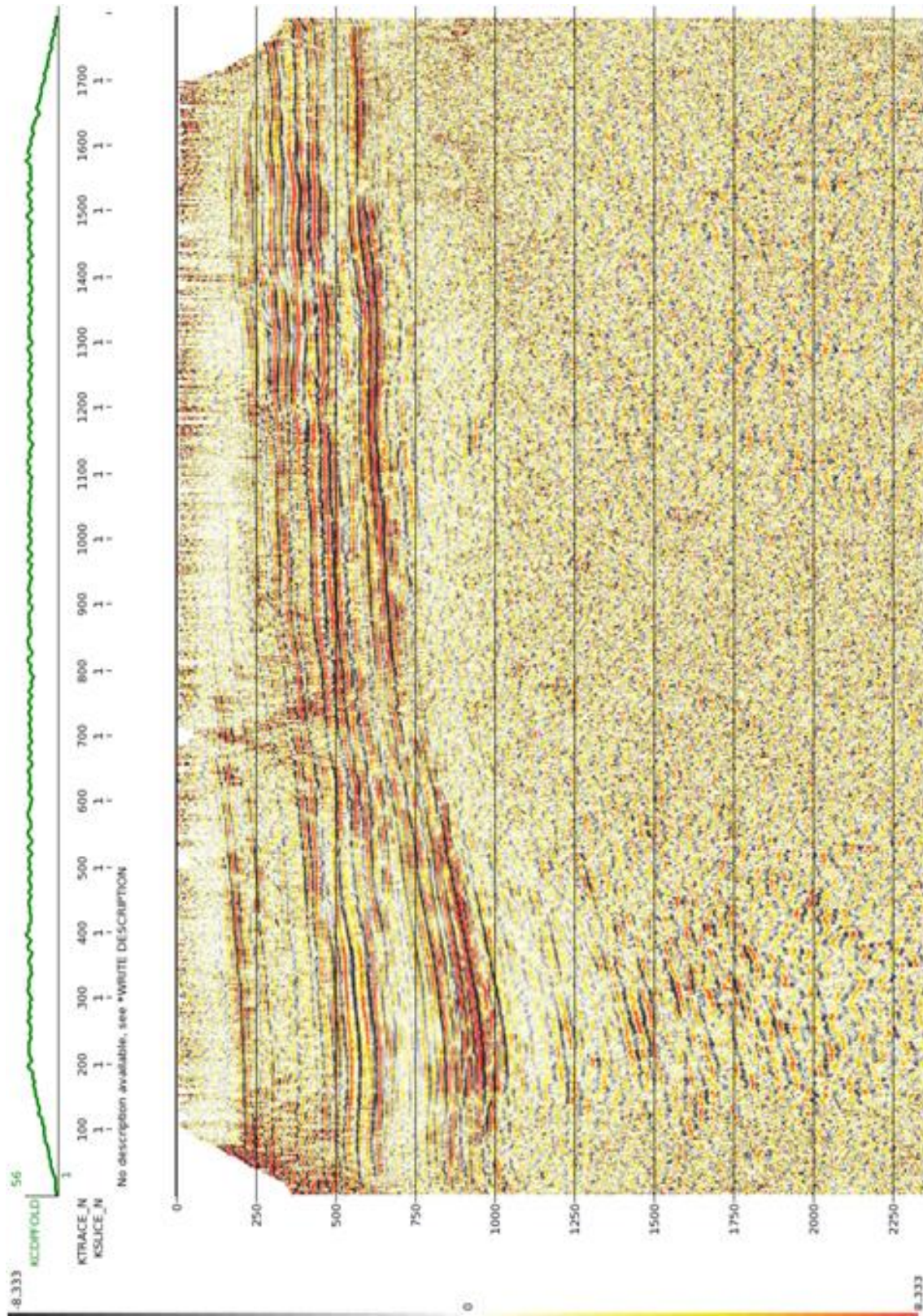


Figura A.11. Imagen que demuestra la segunda aplicación de estáticas residuales con una ventana de desplazamiento menor y apilamiento de los datos.

Anexos

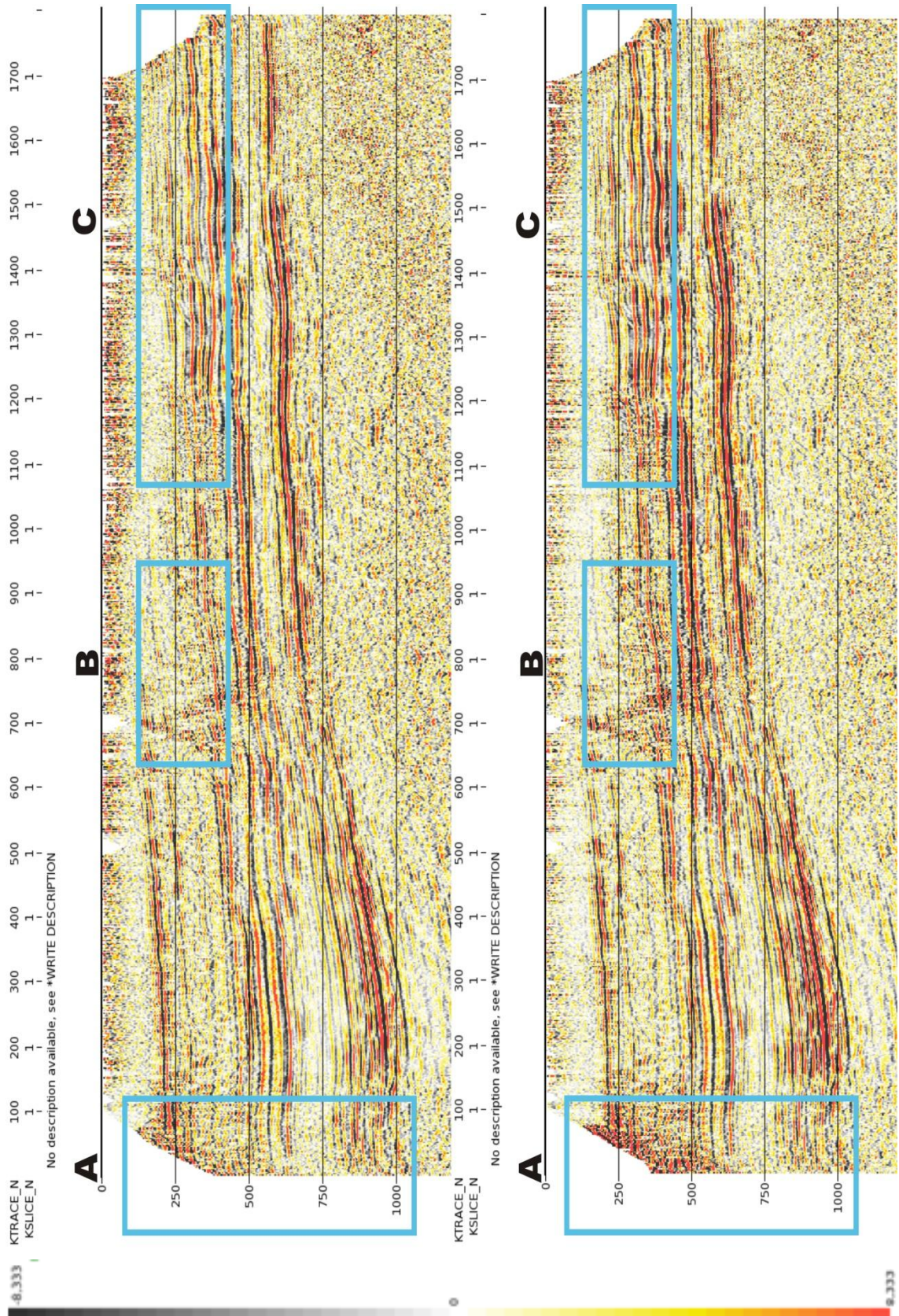


Figura A.12. Comparativo entre el apilado de la primera aplicación de la corrección de estáticas residuales (arriba), con la segunda aplicación de la corrección de estáticas residuales (abajo); los recuadros muestran los cambio más notables.

Anexos

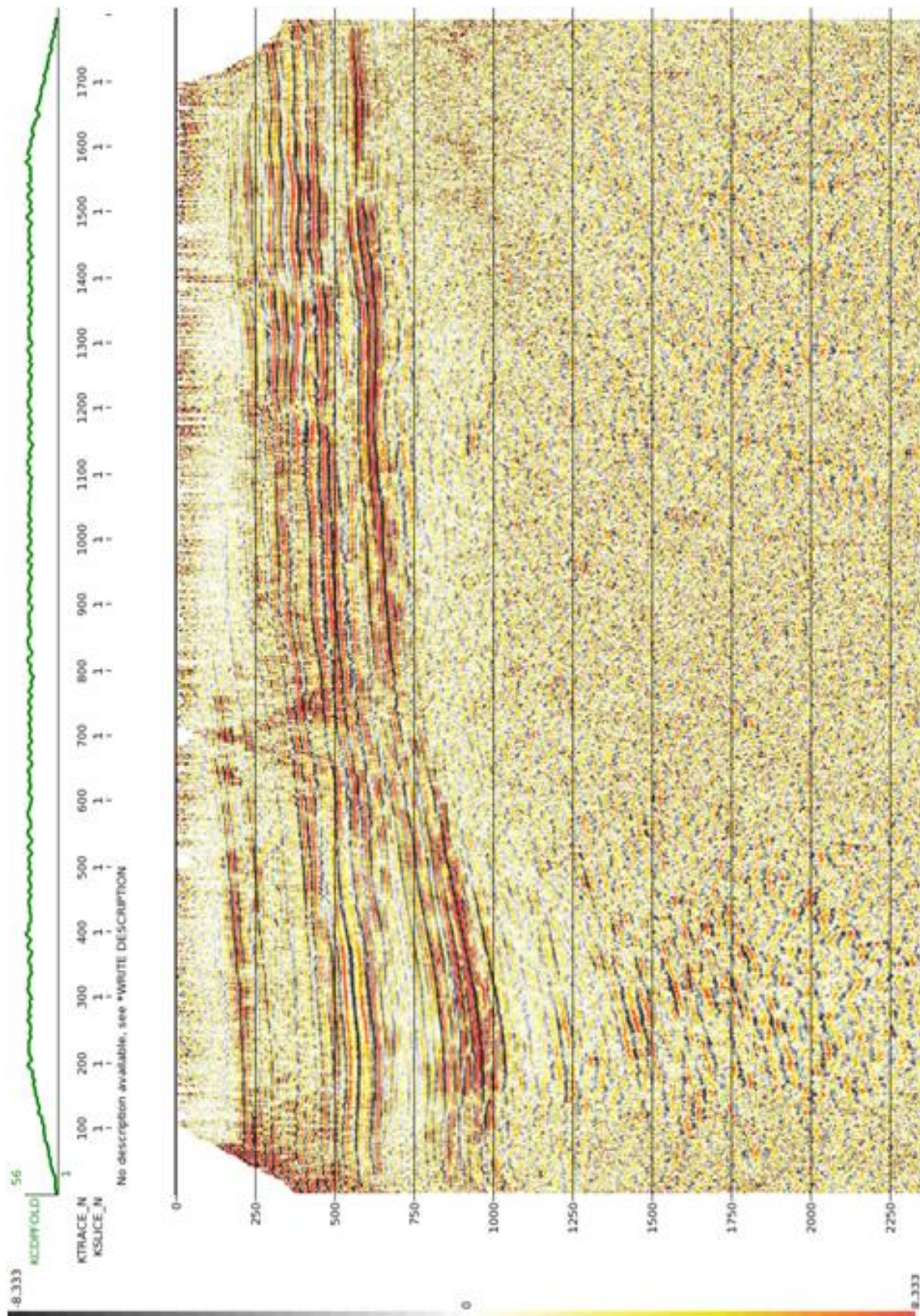


Figura A.13. Imagen representando la aplicación de la corrección por estáticas TRIM en los datos apilados.

Anexos

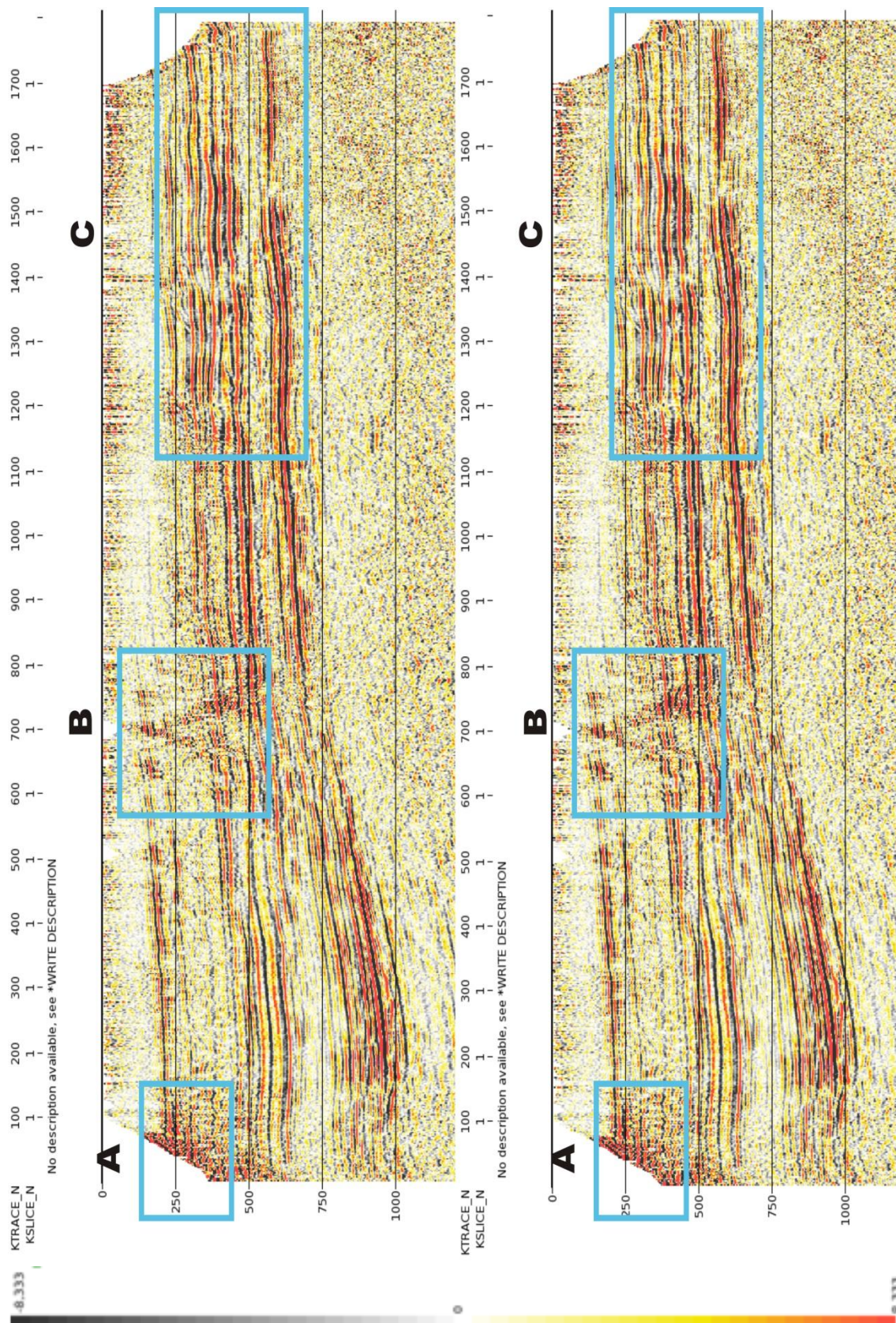


Figura A.14. Comparativa entre el apilado con la segunda aplicación de la corrección por estáticas residuales (arriba) y el apilado con la corrección de estáticas TRIM (abajo); los recuadros muestran los cambios más significativos

Anexos

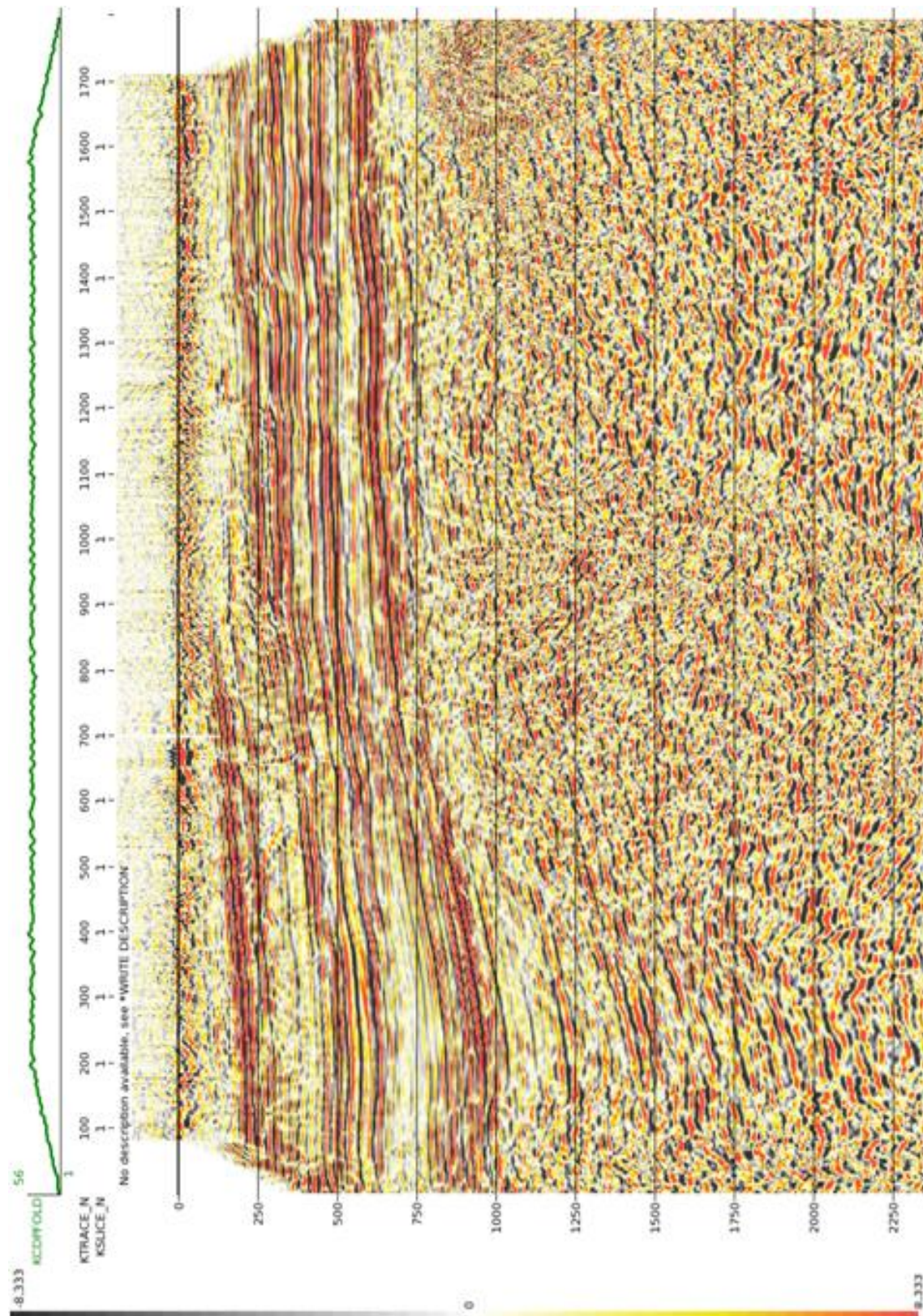


Figura A.15. Imagen mostrando la aplicación de la corrección por NMO y el uso de la herramienta CADZOW, una vez hecho esto se apilo la información.

Anexos

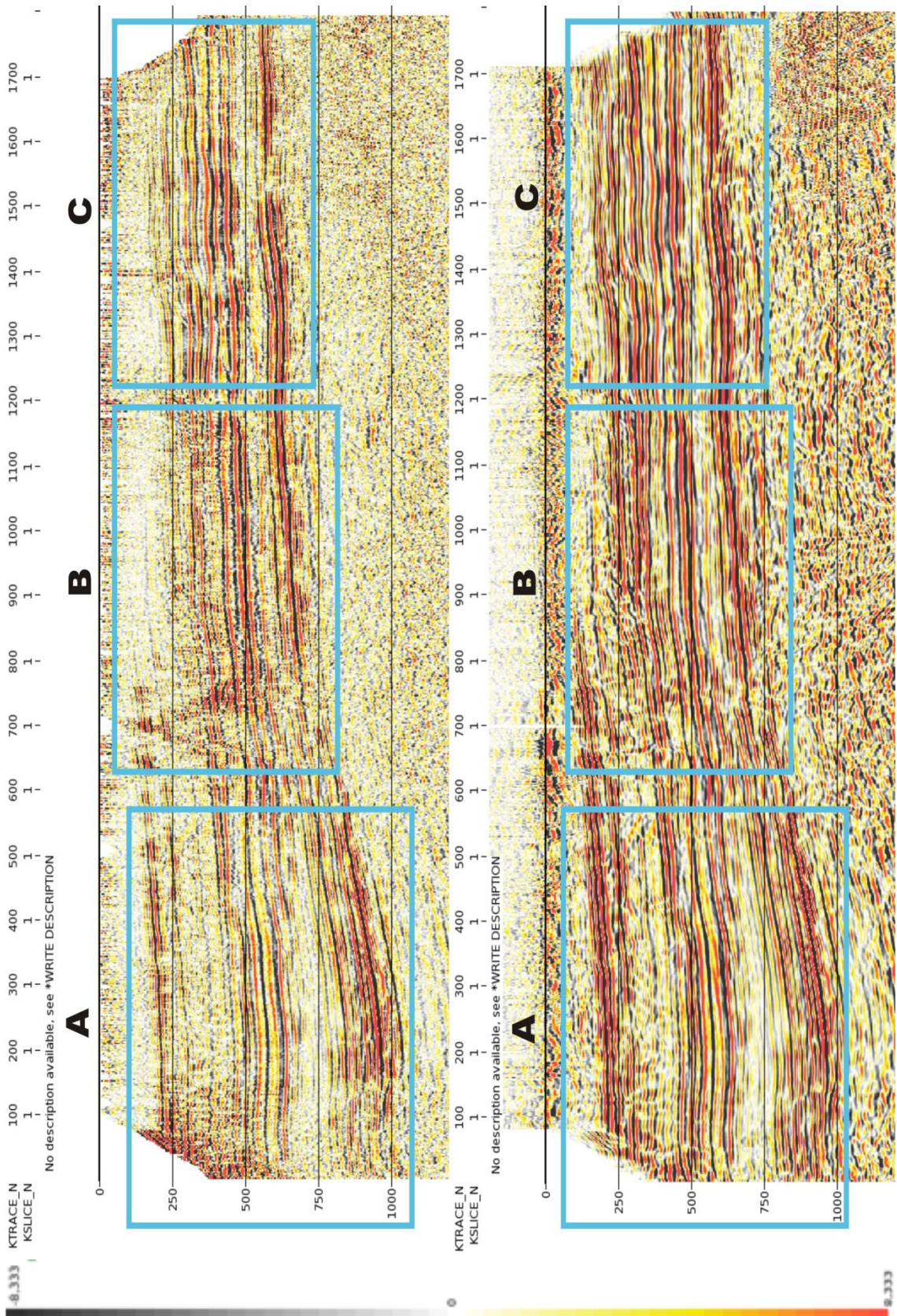


Figura A.16. Comparativa entre el apilado con la corrección por estáticas TRIM (arriba) contra el corregido mediante NMO y la herramienta CADZOW (abajo); los recuadros muestran los cambios significativos

Anexos

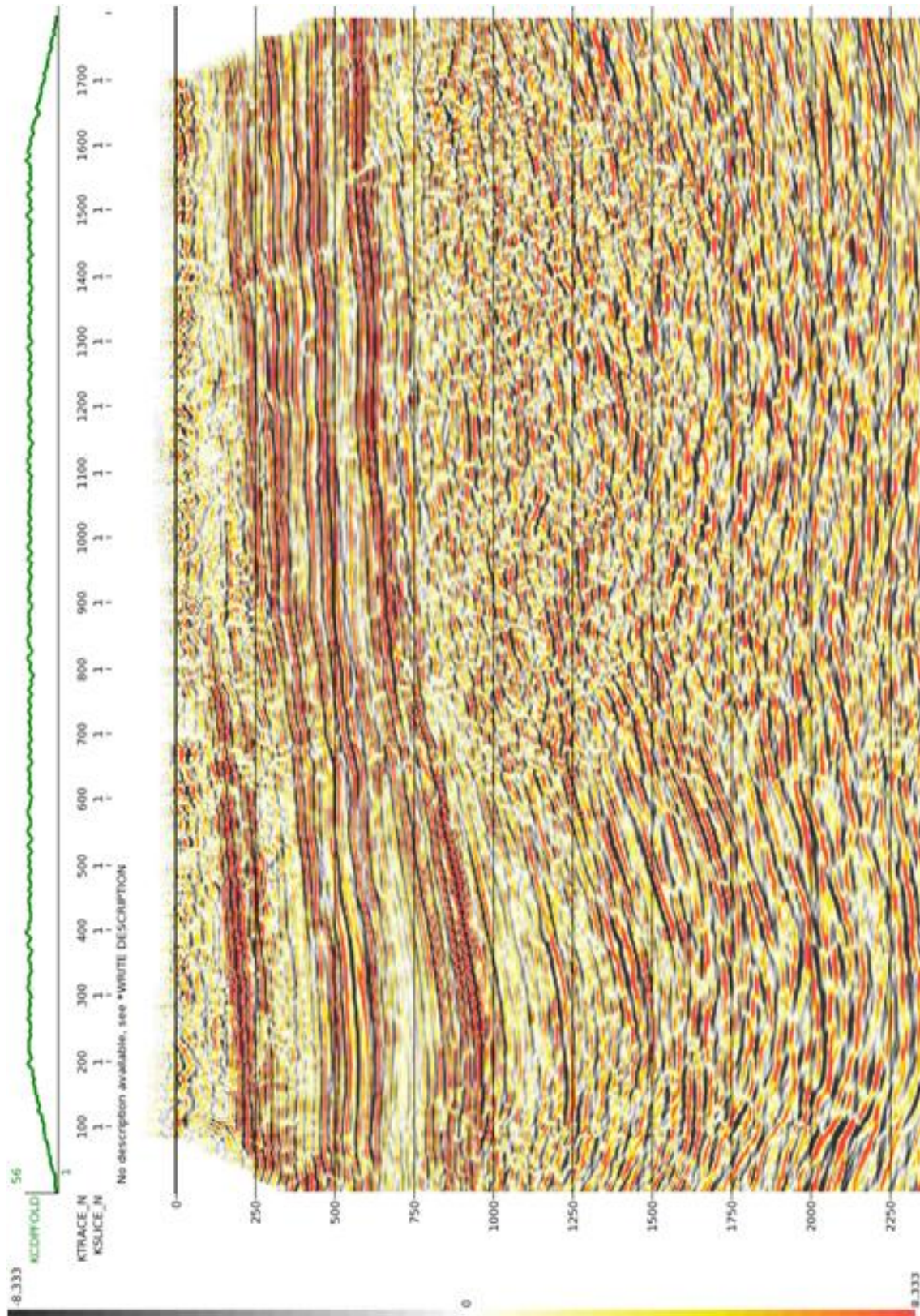


Figura A.17. Imagen mostrando la aplicación de la migración post-apilado en tiempo.

Anexos

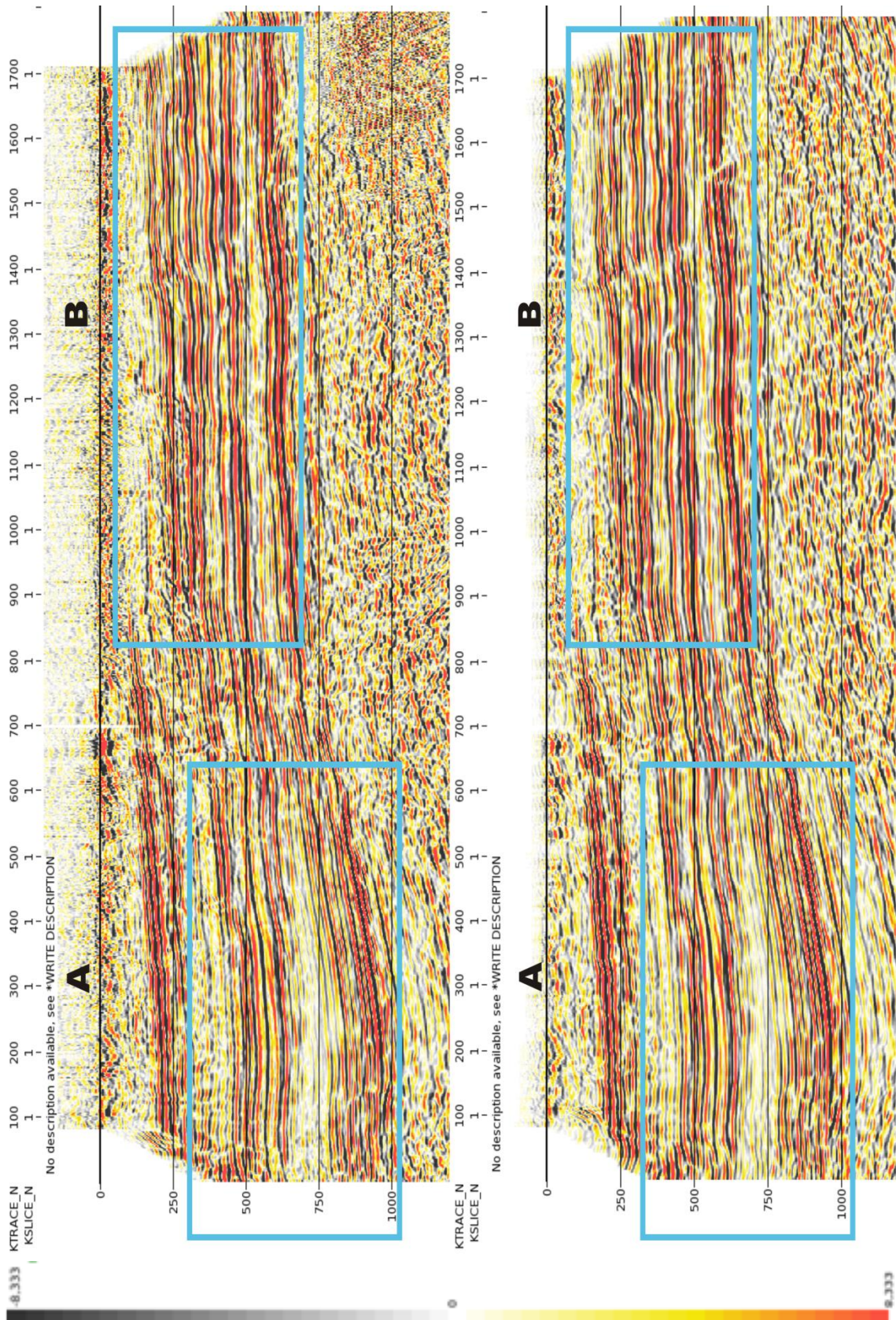


Figura A.18. Comparativa del apilado corregido mediante NMO y la herramienta CADZOW (arriba) contra la migración post-apilado en tiempo (abajo); los recuadros muestran los cambios.

Anexos

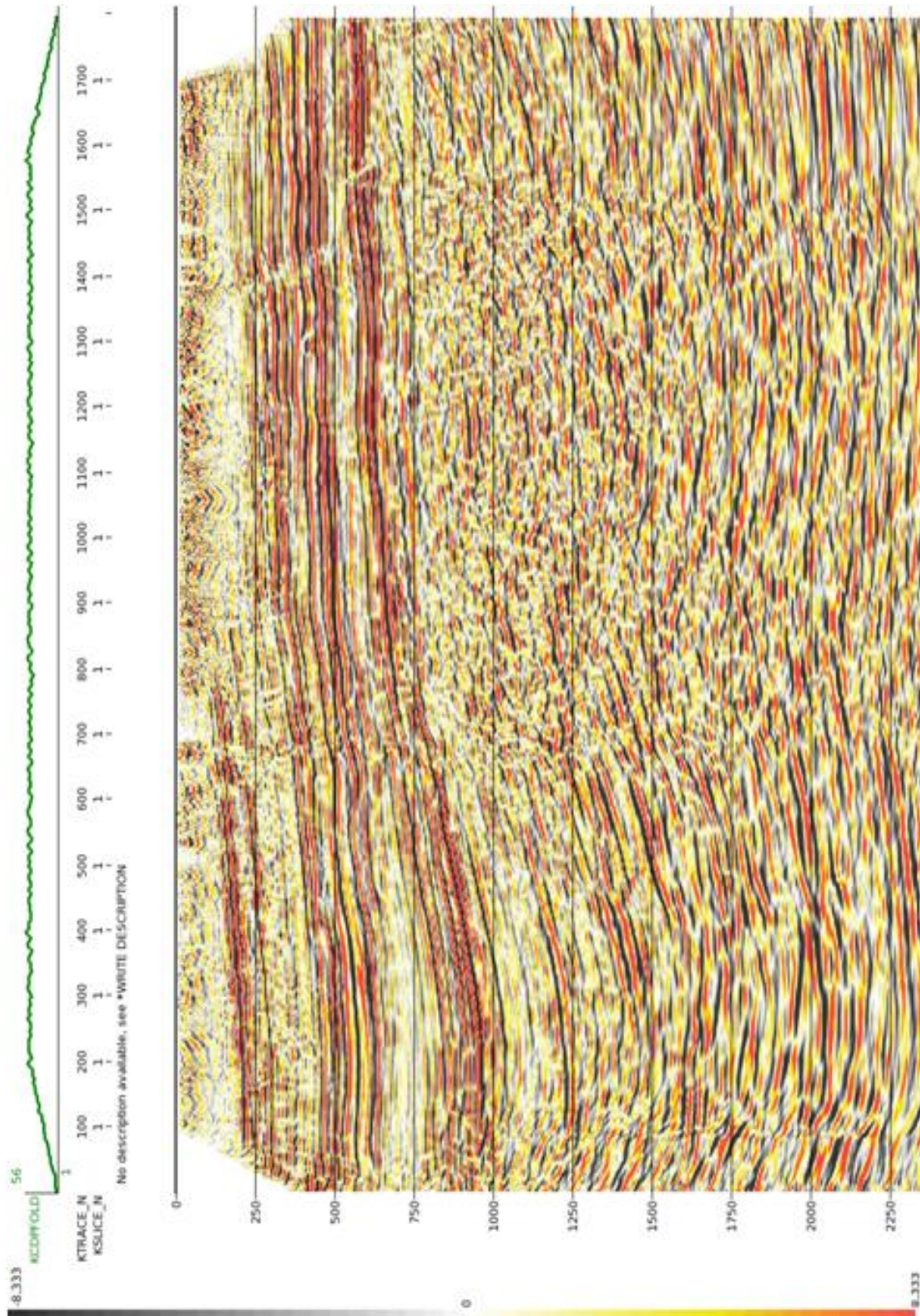


Figura A.19. Imagen mostrando la aplicación de la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) de los datos corregidos por NMO y la herramienta CADZOW.

Anexos

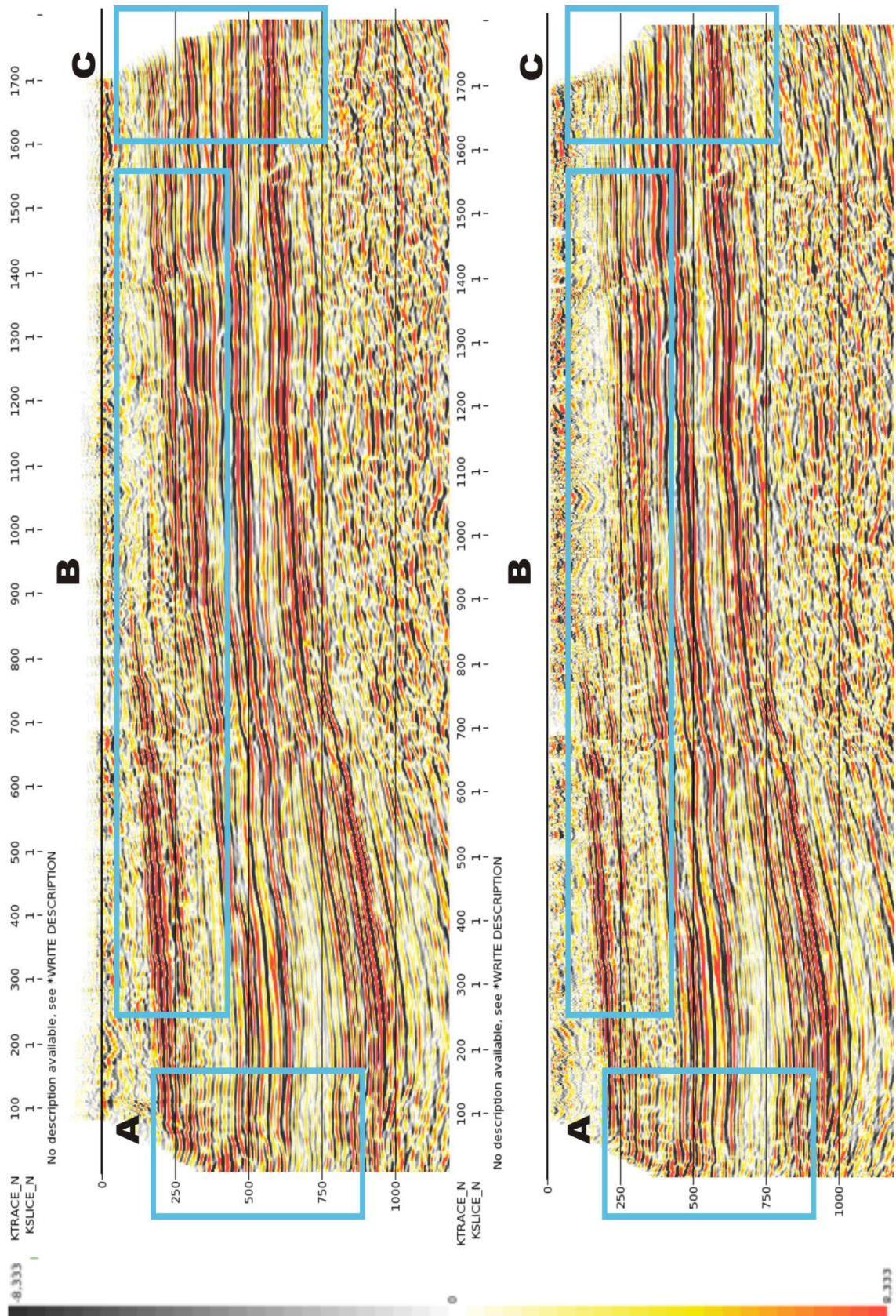


Figura A.20. Comparativa de la migración post-apilado en tiempo (arriba) contra la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) (abajo); los recuadros muestran los cambios más significativos.

Anexos

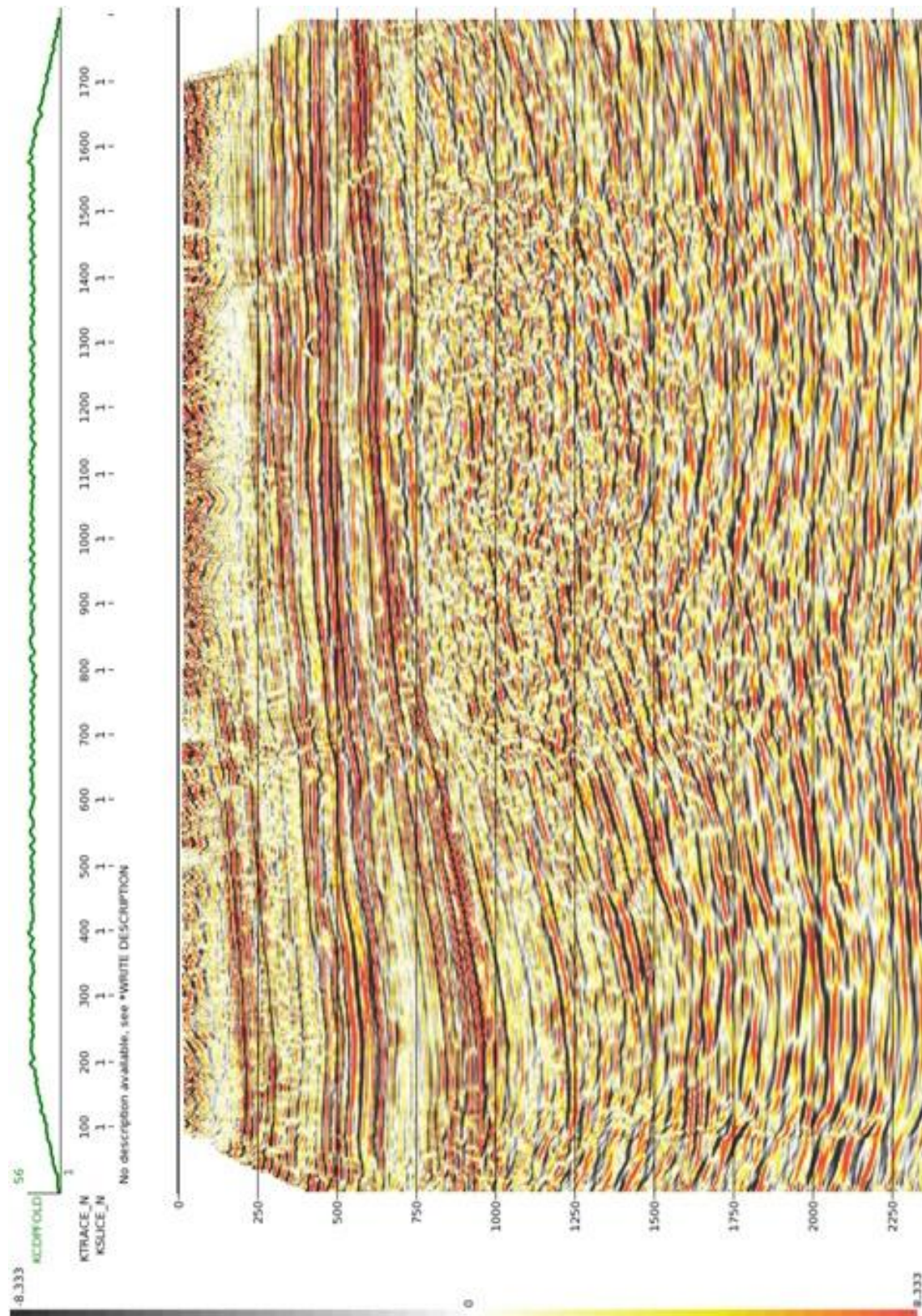


Figura A.21 Imagen representando la migración pre-apilada en tiempo (PSTM) después de haberse efectuado un cuarto análisis de velocidad con mute para una mayor alineación de los gathers.

Anexos

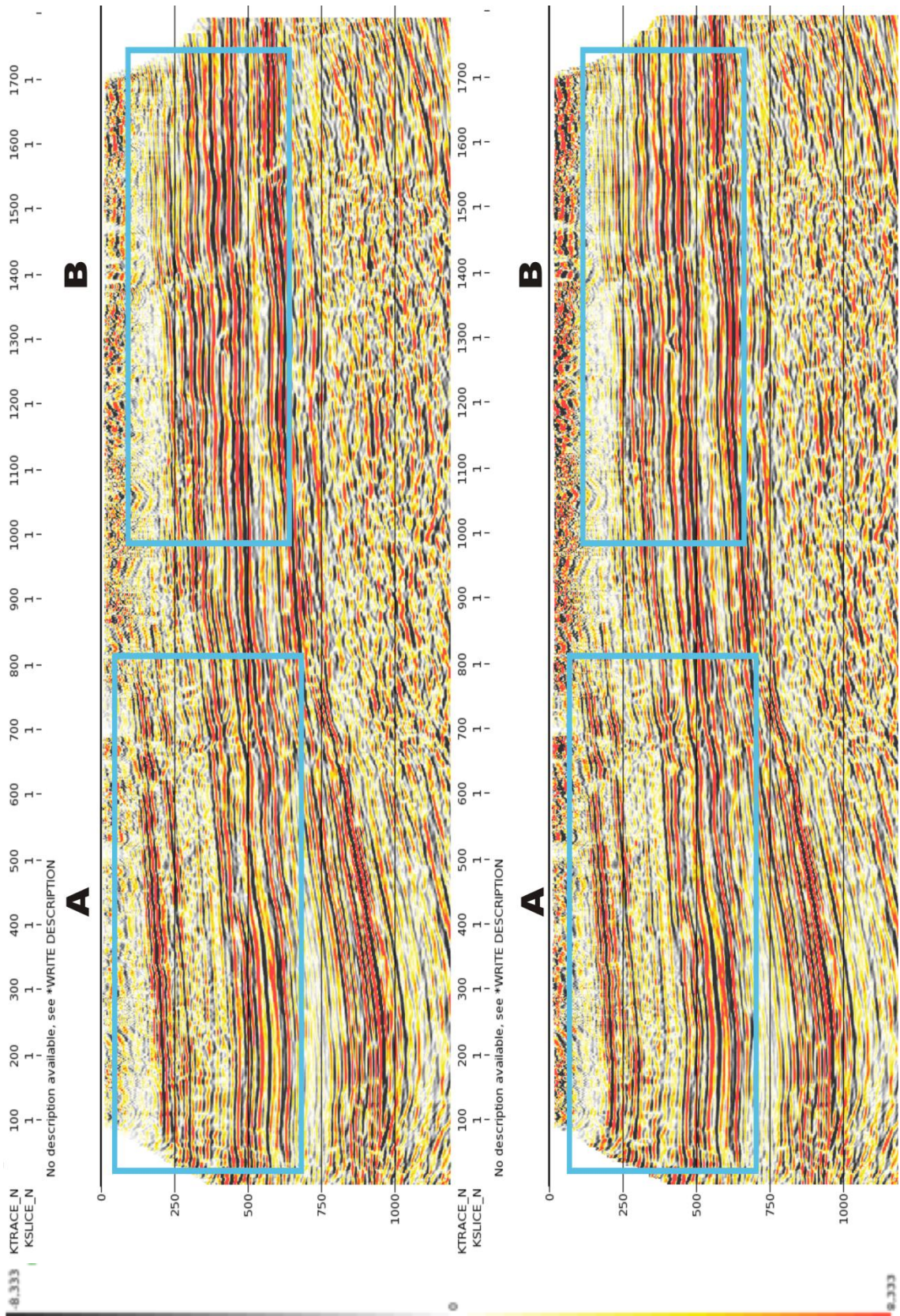


Figura A.22. Comparativa de la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) (arriba) contra la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) con un cuarto análisis de velocidades (abajo); los recuadros muestran los cambios más notorios.