



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
División de Estudios de Postgrado

INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA DE LA
DISTRIBUCIÓN DE LAS ARENAS DE LA FORMACIÓN
MIDWAY, (PALEOCENO INFERIOR), EN EL CAMPO
VELERO, CUENCA DE BURGOS, NE DE MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA
(EXPLORACIÓN DE RECURSOS ENERGÉTICOS DEL
SUBSUELO)

P R E S E N T A :

JOSÉ MANUEL PÉREZ BAUTISTA

Director de Tesis:
DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO



Ciudad Universitaria

Febrero de 2006

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por darme la fortaleza y la convicción para emprender y culminar esta meta y así permitirme el desarrollo en mi vida profesional.

A las autoridades de **PEMEX Exploración y Producción**, por la invaluable oportunidad que me brindaron para continuar mi preparación y actualización en la rama de las geociencias, en especial al **M. en C. Alfredo Guzmán Baldizán**, por el gran apoyo que siempre ha brindado a los geocientíficos, en el proceso de actualización a nivel de postgrado.

Al **Ing. José Antonio Escalera Alcocer**, por la oportunidad que me brindó para cursar la maestría y las facilidades prestadas para la elaboración de esta Tesis.

Al **M. en I. Juan Antonio Cuevas Leree**, así como a los ingenieros **Norberto Monroy Ayala**, **Hermilo González de la Torre**, **Genaro Ziga Rodríguez**, y **Leonardo Pineda Juárez**, por la enorme oportunidad brindada.

En especial a mi director de Tesis, **Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo** y a mis sinodales, **Dr. José Héctor Sandoval Ochoa**, **M. en C. Noel Holguín Quiñones**, **Ing. Felipe Jaime León Islas** e **Ing. Miguel Juárez Casas**, por su orientación e invaluable observaciones durante la realización de éste trabajo.

A los catedráticos de la División de de Estudios de Postgrado de la Facultad de Ingeniería, (DEPFI), por las valiosas enseñanzas impartidas durante mi estancia.

DEDICATORIA

A mi esposa Olga Alicia, por su inmenso amor, confianza, comprensión, paciencia e inquebrantable ánimo y apoyo para que buscara superarme.

A mis hijos, Brenda Gabriela, Fátima Karina y José Manuel, con todo mi amor.

A mis padres, a mi padre **Manuel** y a mi madre **Socorro** por su gran amor, comprensión, guía, apoyo y buen ejemplo.

A mis hermanos, con inmenso cariño para **Estela, Irma, Coco y Esteban** por sus palabras de aliento y confianza en mí.

A mis compañeros de generación, **Eduardo, Edgar, Maru, Claudia, Rigoberto, Alberto, Antonio, Raciél, Aarón, Martín, Martha, Jorge, Salvador, Rubén, Ricardo, Miguel y Héctor**, por los momentos compartidos.

CONTENIDO

Página

AGRADECIMIENTOS	i
DEDICATORIA	ii
RESUMEN	iii
I.- INTRODUCCIÓN	1
II.- GENERALIDADES	2
II.1.- Objetivos	5
II.2.- Localización del área de estudio	2
II.3.- Antecedentes	5
II.3.1.- Geológicos	5
II.3.2.- Geofísicos	8
II.3.3.- De Producción	10
II.4.- Métodos de Trabajo	14
II.4.1.-Adquisición Sísmica y Proceso de Datos	14
II.4.1.1-Parámetros de Adquisición del Cubo Velero	14
II.4.1.2.-Secuencia de Proceso	17
II.4.2.-Trabajo de Gabinete	17
III.- PROVINCIA GEOLÓGICA	20
III.1.- Geología Estructural	20
III.2.- Estratigrafía y Sedimentología	27

IV.- ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	30
IV.1.- Interpretación Estructural	30
IV.1.2.- Correlación de Superficies en Área de Interés	37
IV.2.- Sismoestratigrafía	41
IV.3.- Análisis de Secuencias Sísmicas	56
IV.3.1.- Sismosecuencia 60.20 m.a.	56
IV.3.1.1.- Complejo Turbidítico 1a	63
IV.3.1.2.- Complejo Turbidítico 1b	65
IV.3.2.- Sismosecuencia 66.50 m.a.	66
IV.4.- Atributos Sísmicos	73
IV.4.1.- Similaridad	73
IV.4.2.- Extracción de Amplitudes	82
IV.4.3.- Descomposición Espectral	87
IV.4.4.- Frecuencia Instantánea	102
V.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS	106
VI.- CONCLUSIONES	109
VII.- BIBLIOGRAFÍA	110

RESUMEN

La interpretación de la sísmica 3D adquirida en el año de 1999, ha permitido identificar rasgos estructurales-estratigráficos que han contribuido al desarrollo de los campos Velero y Jaujal.

Con base en los resultados del análisis de la información sísmica el principal objetivo de éste trabajo fue sustentar mediante datos sísmicos recientes el modelo de distribución y depositación de las arenas del Paleoceno Midway establecido previamente mediante electrofacies.

Mediante la técnica de sismostratigrafía fue definida la estratigrafía de las facies depositacionales de acuerdo a la interpretación de datos sísmicos tridimensionales.

A la sísmica tridimensional se le integró información de registros de pozo, mapas de atributos sísmicos tales como similaridad, frecuencia instantánea, extracción de amplitud, descomposición espectral y análisis de facies sísmicas para definir la forma y distribución de los cuerpos turbidíticos asociados a posibles yacimientos de hidrocarburos y por tanto delimitar en forma asertiva las arenas productoras en el campo Velero.

Se identificaron y correlacionaron dos depósitos turbidíticos con orientación preferencial NE-SW, cuya depositación fue controlada posiblemente por los depocentros y fallamientos. Estos depósitos sedimentarios actualmente se encuentran con un cierto grado de deformación y basculamiento. Estos cuerpos sedimentarios fueron interpretados como lóbulos turbidíticos de borde plataforma. Asimismo, mediante el análisis de atributos sísmicos, fue posible identificar patrones pertenecientes a posibles canales distributarios de cada uno de estos complejos así como los límites de sus lóbulos.

Como contribución de éste trabajo, se proponen los límites de los lóbulos mayores y los canales distributarios con atractivo geológico petrolero.

I.- INTRODUCCIÓN

El depósito de las arenas del Paleoceno Midway en la Cuenca de Burgos, se realizó como producto de corrientes de turbidez en ambientes de aguas profundas que se distribuyeron en depocentros y facies monticulares debido a su naturaleza turbidítica.

La naturaleza de la distribución, producto de las corrientes de turbidez, es errática y variable en espesor, controlados por fallas, hiatus de erosión ó no depósito y superficies de discordancia, por lo que resulta difícil mapear con precisión la distribución de las arenas del Paleoceno Midway con los métodos tradicionales de Interpretación Sísmica. El objetivo de este trabajo es establecer una distribución más confiable mediante el análisis de atributos sísmicos tales como similaridad, frecuencia instantánea, extracción de amplitud, descomposición espectral y estratigrafía sísmica.

Así, la interpretación se apoyó fundamentalmente en análisis sismoestratigráfico, es decir, integrando información sísmica tridimensional con datos estratigráficos, paleontológicos, paleobatimétricos, columnas sedimentarias, análisis de registros geofísicos de pozos y análisis de facies sísmicas en las sismosecuencias.

El trabajo inició con una interpretación estructural en el área de interés del estudio, lo que permitió establecer el marco estructural a partir de la identificación, delineación y correlación de fallas. Se correlacionaron 2 horizontes, el primero sobre la cima de Paleoceno Midway y el segundo sobre la cima de Cretácico Superior, éstos fueron propagados a través del volumen 3D y asociados a las sismosecuencias 60.20 m.a. y 66.50 m.a.

Como resultado del análisis de secuencias sísmicas mediante sismoestratigrafía, se lograron identificar y correlacionar con claridad dos cuerpos turbidíticos bajo la sismosecuencia 60.20 m.a.

Se calculó la Similaridad bajo la superficie asociada a la sismosecuencia 60.20 m.a. para revelar y amplificar cambios sísmicos laterales asociados a variaciones geológicas en la identificación del modelo de distribución de los cuerpos turbidíticos.

Se extrajeron las amplitudes bajo la sismosecuencia 60.20 m.a. para definir el tamaño, forma, límites y distribución de las anomalías de amplitud asociadas a presencia de arenas en los cuerpos turbidíticos bajo ésta superficie.

Debido a que la Descomposición Espectral exhibe substancialmente mayor fidelidad que los atributos convencionales, ésta fue realizada bajo la sismosecuencia 60.20 m.a., con el propósito de delinear la distribución de los cuerpos turbidíticos así como de sus discontinuidades, adelgazamientos ó engrosamientos relativos e identificar texturas y patrones indicativos que pudieran estar asociados a procesos geológicos.

Mediante el cálculo de la frecuencia instantánea se identificaron variaciones estratigráficas laterales que muy probablemente tienen relación con compartimentalización en los complejos turbidíticos 1a y 1b.

II.- GENERALIDADES

II.1.- Objetivo

Establecer un modelo afín de la distribución de las arenas del Paleoceno Midway, basado en el resultado del análisis de la información sísmica tridimensional mediante sismoestratigrafía y atributos sísmicos.

II.2.- Localización del área de estudio

Con una superficie aproximada de 487 Kms. cuadrados, el área de estudio se localiza en el extremo NW del Estado de Tamaulipas, al margen de la frontera con el Estado de Texas, E.U.A. entre las coordenadas $99^{\circ} 00'$, $99^{\circ} 45'$ de Longitud Oeste y $26^{\circ} 15'$, $27^{\circ} 00'$ de Latitud Norte (Figuras II.1.1 y II.1.2).

El área hacia el Norte limita con las márgenes del Río Salado, siendo el poblado más próximo Guerrero Viejo, localizado a unos 2 kms. hacia el Sur de éste límite. Al Sur limita con los Ranchos Guadalupe y el Cañón, hacia el Oriente, limita con la Presa Falcón y la línea divisoria de las fronteras entre México y los E.U., en tanto que al Poniente, se encuentra limitado por los Ranchos Las Crucitas y Rancho Blanco.

Asimismo, el área se encuentra enmarcada por las coordenadas U.T.M.

- | | |
|----------------------|----------------------|
| a) $x= 468,201.80$ m | b) $x= 484,268.95$ m |
| $y= 2,929,663.71$ m | $y= 2,932,408.97$ m |
| c) $x= 478,610.02$ m | d) $x= 462,542.91$ m |
| $y= 2,965,529.00$ m | $y= 2,962,783.50$ m |

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción NW de la Provincia Geológica Cuenca de Burgos. (Fig. II.3.1.1, Pág. 7)

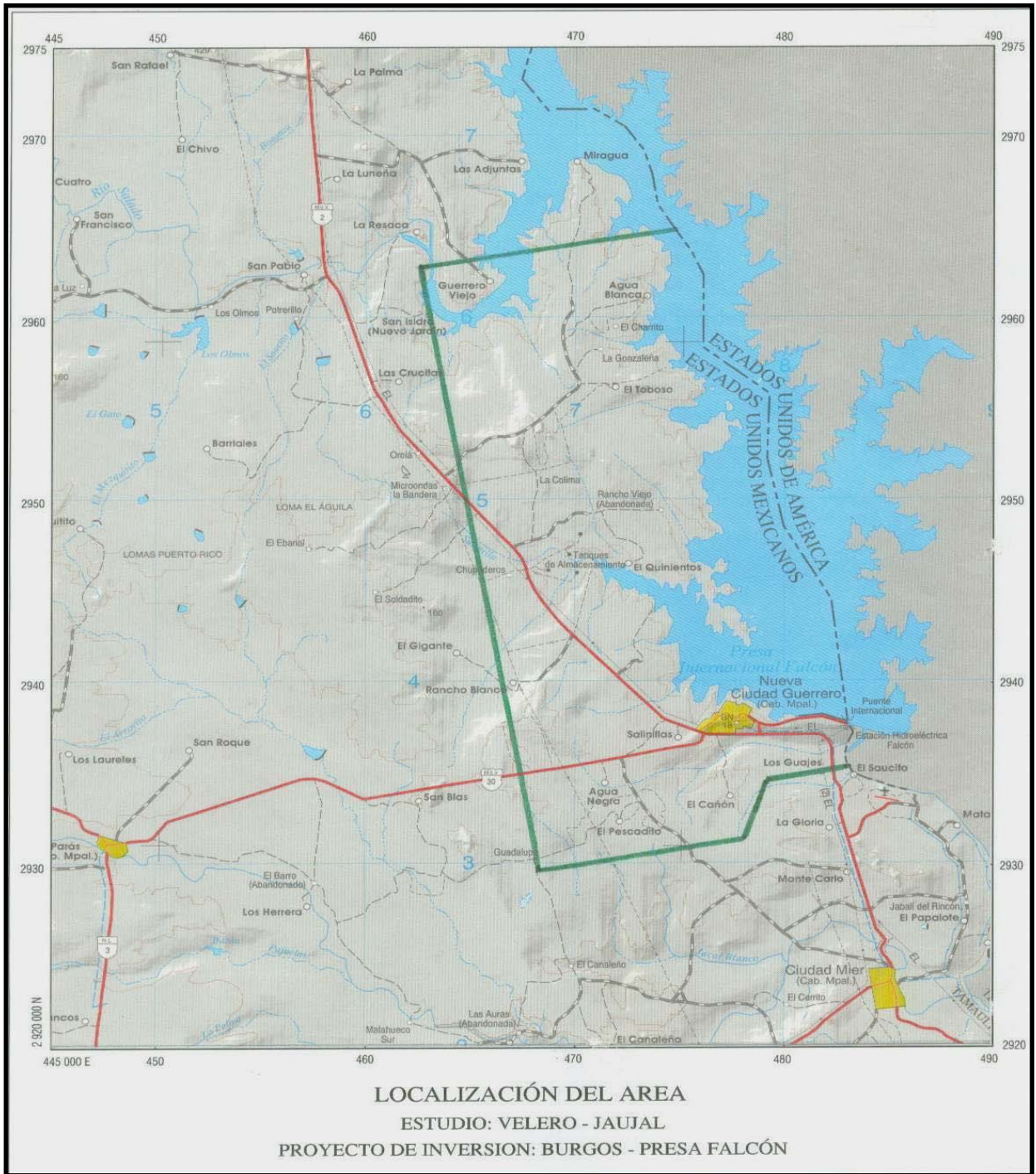


Figura II.1.1.- Plano de Localización del Área de Estudio. (PEP 2000, Inédito).

II.3 Antecedentes

II.3.1.- Geológicos

La exploración de la Cuenca de Burgos comenzó hacia las décadas 1920-1930 por compañías extranjeras, las que apoyadas en estudios geológicos realizaron una etapa de perforación que culmina con el establecimiento de producción de gas en los campos: La Presa, Rancherías, Lajitas y Laredo, ubicados en la porción nor-noreste.

Petróleos Mexicanos inició su exploración en 1939 y hasta abril de 1945 vio coronados sus esfuerzos con el descubrimiento comercial de gas y condensado en areniscas del Oligoceno, en el pozo Misión # 1, ubicado aproximadamente a 30 Km., al WNW de Ciudad Reynosa, Tamps. Por la presencia de hidrocarburos en el área, se intensificó la actividad exploratoria y se sucedieron nuevos descubrimientos, activándose simultáneamente su desarrollo y el establecimiento de nuevos campos (Echánove, 1986).

Dentro de los estudios geológicos y geofísicos regionales realizados en la Cuenca, se tienen los elaborados por Castillo (1969), García del Ángel (1969), Sandoval (1969) e Yzaguirre (1969). Posteriormente, González (1976) y Echánove (1986), elaboraron estudios regionales más actualizados de la Cuenca, este último autor interpreta los ciclos transgresivos y regresivos en la Cuenca. Pérez Cruz (1992), realizó un trabajo sobre la Evolución Geológica de la Cuenca de Burgos, donde la estratigrafía y geología estructural se analizaron en líneas sísmicas regionales y registros geofísicos de pozo.

La franja del Paleoceno que se localiza en la margen occidental de la provincia, con una superficie aproximada de 15,500 km², es la más prometedora de la Cuenca (Fig. III.1.2, Pág. 22). La presencia de hidrocarburos se estableció en el área Oeste de la Presa Falcón en 1959, con una producción de 2000 m³ de

gas por día, (70,600 pcd), en areniscas del Paleoceno Midway, en el Pozo Peñalva-101, ubicado aproximadamente a 20 Km., al norte de General Bravo, N. L. Posteriormente, en 1962 se obtuvo producción en el Campo Arcos, en areniscas de tipo deltaico en la Formación Eoceno Wilcox, con una producción inicial de 26, 500 m³ de gas por día, (935,450 pcd). Asimismo, en ese año, se detectó la presencia de gas en calizas arcillosas de las formaciones Taraises y Agua Nueva del Cretácico, en el Pozo Cadena # 2, aproximadamente a 30 Km., al suroeste de Ciudad Miguel Alemán, Tamps.

En 1971, PEMEX estableció producción comercial de hidrocarburos en el Área Laredo en el Pozo Robulus-1, en areniscas de tipo de barra litoral de la Formación Wilcox, con una producción inicial de 21, 800 m³ de gas por día, (769,540 pcd). En el área continuaron los descubrimientos con los pozos Oasis (1972), Pandura (1982) y Corindón (1974). En 1978 se estableció la presencia de gas en desarrollos arrecifales de la Formación Cupido del Cretácico Inferior, en el Pozo Totonaca-1.

La producción de gas y condensado en esta franja, proviene principalmente de los desarrollos arenosos terciarios correspondientes a un sistema de barras costeras, que constituyen los yacimientos combinados presentes en las formaciones Midway y Wilcox del Paleoceno (Echanove, 1986).

En 1994-1995 se realizó el Estudio de Potencial Remanente del Terciario del Proyecto Integral Burgos (PEMEX, 1998). En este estudio de tipo regional, se delimitaron de manera general los plays de la Cuenca de Burgos mediante la interpretación de secciones sísmicas 2D e información de pozos.

El área de la Cuenca de Burgos se encuentra cubierta por una gran cantidad de estudios geofísicos sismológicos regionales, de semidetalle y detalle, que determinan los modelos estructurales que afectan a la secuencia sedimentaria en el área. (PEMEX, 1998).

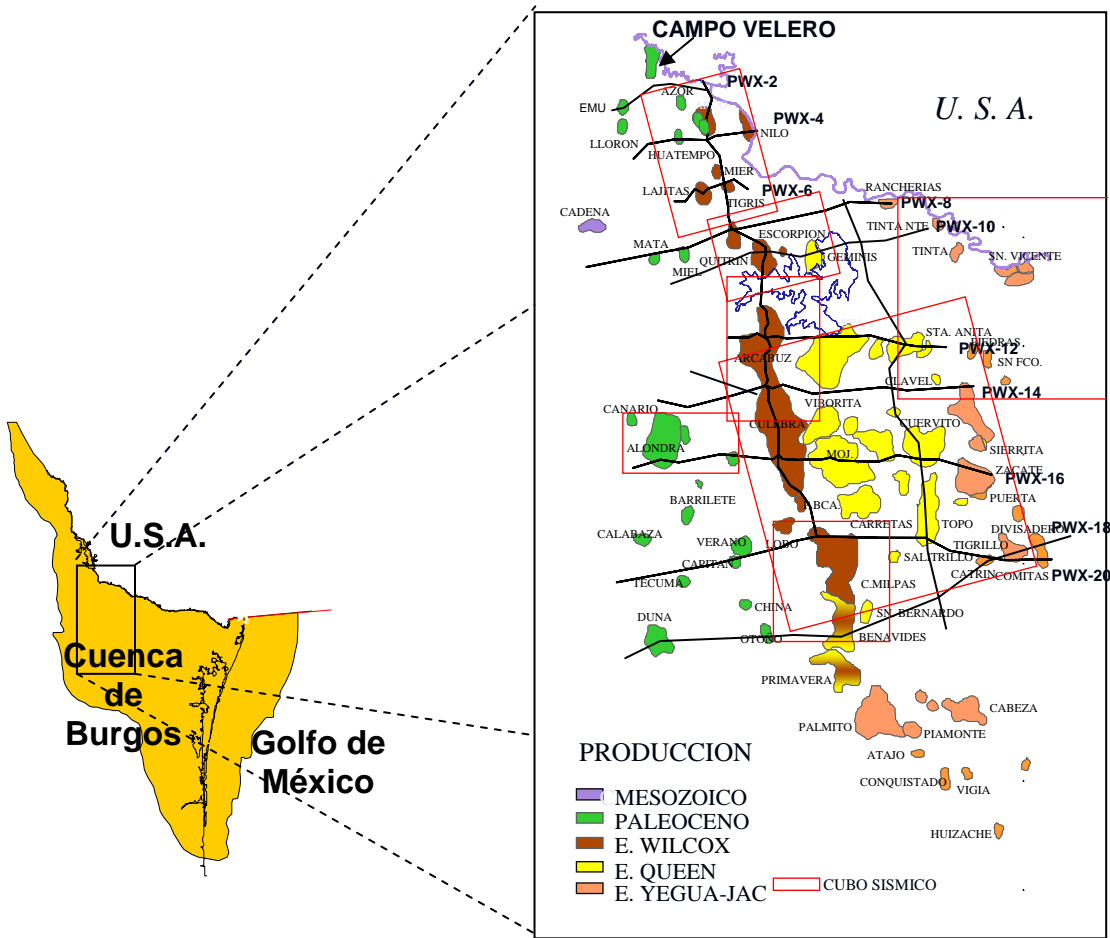


Figura II.3.1.1.- Localización del Campo Velero dentro de la Provincia Geológica Cuenca de Burgos. (PEP 1998, Inédito).

En 1993, PEMEX y Chevron elaboraron un estudio geológico y geoquímico en el que se analizó la estratigrafía del área, y definieron tres estilos estructurales: el primero, al occidente del área, compuesto por una serie de bloques afectados por fallas normales de poco desplazamiento; el segundo, un sistema de fallas normales de crecimiento en las formaciones Vicksburg y Frío principalmente, y el tercero ubicado al oriente, formado por bloques afectados por fallas normales y diapiros de arcilla en el Oligoceno Superior y Mioceno. También identificaron tres unidades de rocas generadoras de hidrocarburos, una en el Paleoceno-Eoceno, otra en el Oligoceno y la tercera en el Mioceno.

II.3.2.- Geofísicos

El Estudio Sísmico Tridimensional Velero-Jaujal, del Proyecto de Inversión Burgos-Presa Falcón, fue realizado en el período comprendido del 22 de Febrero al 17 de Diciembre de 1999, por la empresa Western Geophysical de México, S.A. de C.V filial del grupo Baker Hughes y al amparo del contrato OTSE-025/99-P celebrado con PEMEX Exploración y Producción. La adquisición inició el 28 de abril de 1999 y terminó el 8 de agosto del mismo año, lo que constituyó 102 días de operación.

Siendo el objetivo de este estudio adquirir datos sísmicos tridimensionales de buena calidad y alta resolución, que permitieran definir la complejidad estructural-estratigráfica, además de la continuidad y extensión de la roca almacenadora correspondiente a desarrollos arenosos en facies turbidíticas de los intervalos productores en el Campo Roleta (Wilcox Inferior), en los Estados Unidos de América, y a los equivalentes a las Arenas Emú dentro del Paleoceno Midway, localizados a profundidades de 2500 – 2900 m; el intervalo PM-10 productor en los campos Gigante, Velero, Jaujal y el Pozo Emú-11, encontrándose a profundidades de 1400 – 2000 m., así como, explorar desarrollos arenosos que se pudieran localizar a mayores profundidades.

El área de operación del estudio sísmico Velero-Jaujal cubrió un total de 487 Km². (60.72 Km² en aguas de la Presa Falcón y 426.28 Km² en tierra firme). Otro estudio sísmico tridimensional que traslapa con el Velero-Jaujal en su margen suroeste es el Estudio Emú, el cual fue registrado con fuente de energía Vibrosismo.

Los Plays objetivo de este estudio fueron ubicados en las arenas correspondientes a Eoceno Inferior Wilcox.

La adquisición sísmica de este volumen se llevó a cabo por la compañía Geoevaluaciones bajo el contrato OPSE-P-146/96 en el año 1996. La adquisición inició el 21 de noviembre de 1996 y terminó el 8 de diciembre del mismo año lo que constituyó 44 días de operación.

La técnica del levantamiento fue ortogonal e incluyó 4,082 Puntos Vibrados.

El área de operación del estudio sísmico Emú 3D cubrió un total de 101.54 Km².

Otro estudio sísmico tridimensional que traslapa con el Velero-Jaujal en su margen suroeste es el Estudio Emú Sur 3D, el cual fue registrado también con fuente de energía Vibrosismo.

El objetivo de este estudio fue adquirir datos sísmicos tridimensionales de buena calidad y alta resolución, que permitieran definir la complejidad estructural-estratigráfica, además de la continuidad y extensión de la roca almacén correspondiente a desarrollos arenosos en facies turbidíticas de los intervalos productores al Play Wilcox Inferior y a los equivalentes a las arenas Emú dentro del Paleoceno Midway localizadas a profundidades de 2500 a 2900 metros, así como la arena PM-10 productora en los campos Gigante y Jaujal y el Pozo Emú-11, encontrándose a profundidades desde 1400 hasta 2000 metros, asimismo explorar desarrollos arenosos que pudieran ser localizados a mayores profundidades.

Para la porción Sur del área de estudio se tiene como objetivo las formaciones Wilcox y Queen City cuyas profundidades varían de 1000 a 1500 y 2000 a 3000 m respectivamente, con espesores de 10 a 30 metros.

Como objetivo secundario se requiere adquirir datos sísmicos que ayuden a definir la complejidad estructural-estratigráfica de los yacimientos a nivel

mesozoico, que tienen un rango de profundidades que van de 2800 – 4000 metros aproximadamente.

La adquisición sísmica de este volumen lo llevó a cabo la compañía PGS Mexicana S. A. de C. V. bajo el contrato número 414103872 en el año 2004. La adquisición fue realizada en dos fases llevadas a cabo la primera del 27 de Marzo al 12 de Noviembre de 2004 y la segunda del 10 de Enero al 28 de Marzo de 2005 lo que constituyó 214 días de operación.

El área de operación del estudio sísmico Emú Sur 3D cubrió un total de 1533.69 Km².

II.3.3.- De Producción

El descubrimiento del campo Velero se realizó con la perforación del pozo exploratorio Velero-1 en el año de 1976, quedando productor de gas en el Paleoceno Midway en la arena denominada PM-10 de ambiente turbidítico en el intervalo 1871-1909 m, con un gasto inicial de 4.2 MMPCD, y una presión superficial y cerrado de 190 y 285 Kg/cm² respectivamente.

En el área del Campo Velero se tienen producciones en el Eoceno Wilcox, (arena Ew-9), Paleoceno Wilcox (arena Pw-3, 4, 5, 6, 7, 8, y 9) y Paleoceno Midway (PM-10, 24, 25, 26 y 28 arenas del estudio).

Dentro del área se encuentra el Campo Velero con 30 pozos, productores en las arenas PM-10 del Paleoceno Midway, PW-3 y PW-7 del Paleoceno Wilcox con una reserva original 3P de 83.7 BCF's, una acumulada de 76.86 BCF's y una remanente 3P de 6.84 BCF's. a partir de 1976 y hasta 2005. En la Tabla II.3.5.1 se muestran las producciones por pozo y por arena en el Campo Velero a partir de 1976 y hasta 2005. Asimismo, en la Figura II.3.5.1 se puede observar

una gráfica de producción acumulada por pozo en el Campo Velero exclusivamente para la Arena PM-10 a partir de 1976 y hasta 2005.

Pozo	Arena	Producción Acumulada (mmpc)
Velero-1	PW-7	233.3
	PM-10	13962.4
Velero-11	PM-10	5700.7
Velero-12	PW-7	6617.1
Velero-21	CPO. 1550	2577.5
	PW-7	2721.7
Velero-23	CPO. 1606	876.6
	PM-10	5631.3
Velero-31	CPO. 1394	114.0
	PW-7	274.4
Velero-32	PW-7	1214.7
Velero-43	PW-3	720.4
	PW-7	274.4
	PM-10	4270.7
Velero-54	PM-10	27.7
Velero-133	PW-7	1608.7
Velero-2004	PW-6B	3.5
	PM-10	5.2
Velero-2005	PM-10	142.3
Velero-2009	PW-7	752.2
Velero-2010	PM-10	116.4
Velero-2011	PW-7	529.0
	PW-8	338.7
Velero-2013	PW-6	845.8
Velero-2014	PM-10	622.9

Velero-2015	PM-10	318.7
Velero-2016	PW-7	682.6
Velero-2017	PW-7	391.0
Velero-2021	PW-6	486.8
Velero-2022	PW-4	79.0
	PW-7	19.7
	PM-10	615.0
Velero-2023	PW-7	116.1
Velero-2027	PM-10	196.1
Velero-2035	PM-10	28.0
Velero-2037	PW-4	684.5
Velero-2047	PW-6	193.6
	PW-7	64.3
Velero-2050	PM-10	837.0
Velero-2051	PW-6B	434.3
	PW-7	434.3
	PM-10	443.5
Velero-2053	PW-7	2155.2
Velero-2054	PW-6	982.0
Velero-2055	PW-7	1797.6
Velero-2057	PW-6	691.4
Velero-2059	PM-10	391.0
Velero-2060	PM-10	166.1
Velero-2061	PM-10	114.5
Velero-2062	PM-10	236.2
Velero-2067	PW-3	6.5
	PW-8	9.8
Velero-2071	PW-6	305.7
	PW-7	230.6
Velero-2072	PM-10	138.1

Velero-2111	PW-7	582.7
Velero-2145	PW-6	190.4
	PM-10	354.7
Velero-2147	PW-7	61.6
	PW-8	41.0
Velero-2211	PW-6	271.1
	PW-7	271.1
Producción Total (mmpcd)		76,866.3
Prod. Total Cuenca de Burgos (bcf)		8,493.07

Tabla II.3.5.1.- Tabla de Producciones por Pozo y por Arena en el Campo Velero a partir de 1976 y hasta 2005. (PEP 2005, Inédito).

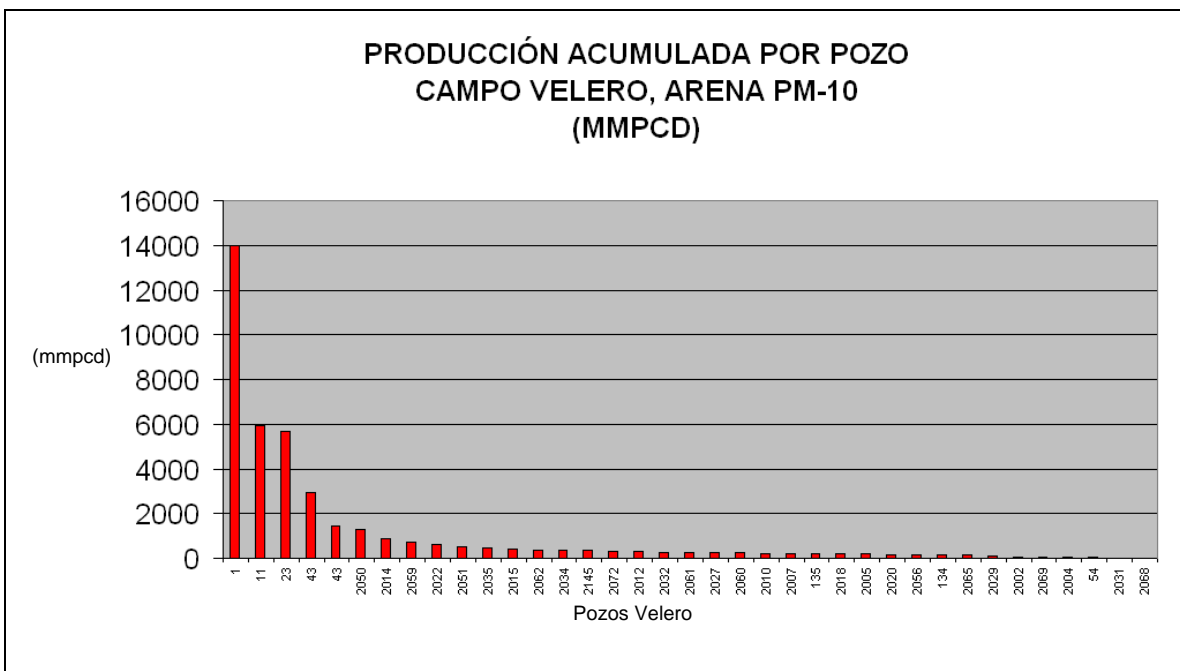


Figura II.3.5.1.- Gráfica de Producción Acumulada por Pozo. Campo Velero. Arena PM-10. A partir de 1976 y hasta 2005. (PEP 2005, Inédito).

II.4.- Métodos de Trabajo

II.4.1.-Adquisición Sísmica y Proceso de Datos

Por su naturaleza y en función de los objetivos geológicos establecidos, el estudio fue ejecutado con tres tipos diferentes de fuente de energía: vibradores en la zona terrestre, pozos someros con explosivos en la zona transicional y cañones de aire en la zona lacustre; y dos tipos de detectores, geófonos e hidrófonos

La técnica del levantamiento fue ortogonal e incluyó 21,580 Puntos Vibrados, (parte terrestre), 600 Puntos de Tiro, (parte transicional) y 4,990 Pops., (parte lagunar).

Se emplearon más de 5000 canales tendidos en campo con la finalidad de tener una mayor flexibilidad y facilitar la operación de campo. Fue necesario disponer de diferentes tipos de detectores según el tipo de terreno, utilizándose geófonos de tierra, de pantano e hidrófonos.

La constante variación en los niveles de profundidad del cuerpo de agua de la Presa Falcón, requirió tener un estricto control del rediseño sísmico en la zona transicional, buscando alternativas que permitieran una adquisición de datos sísmicos sin perder resolución al nivel de objetivos poco profundos y con una cobertura adecuada.

En este estudio la orientación para las líneas fuente fue NE/SW y la orientación para las líneas receptoras fue NW/SE tal y como se puede apreciar en la Figura II.4.1.1.

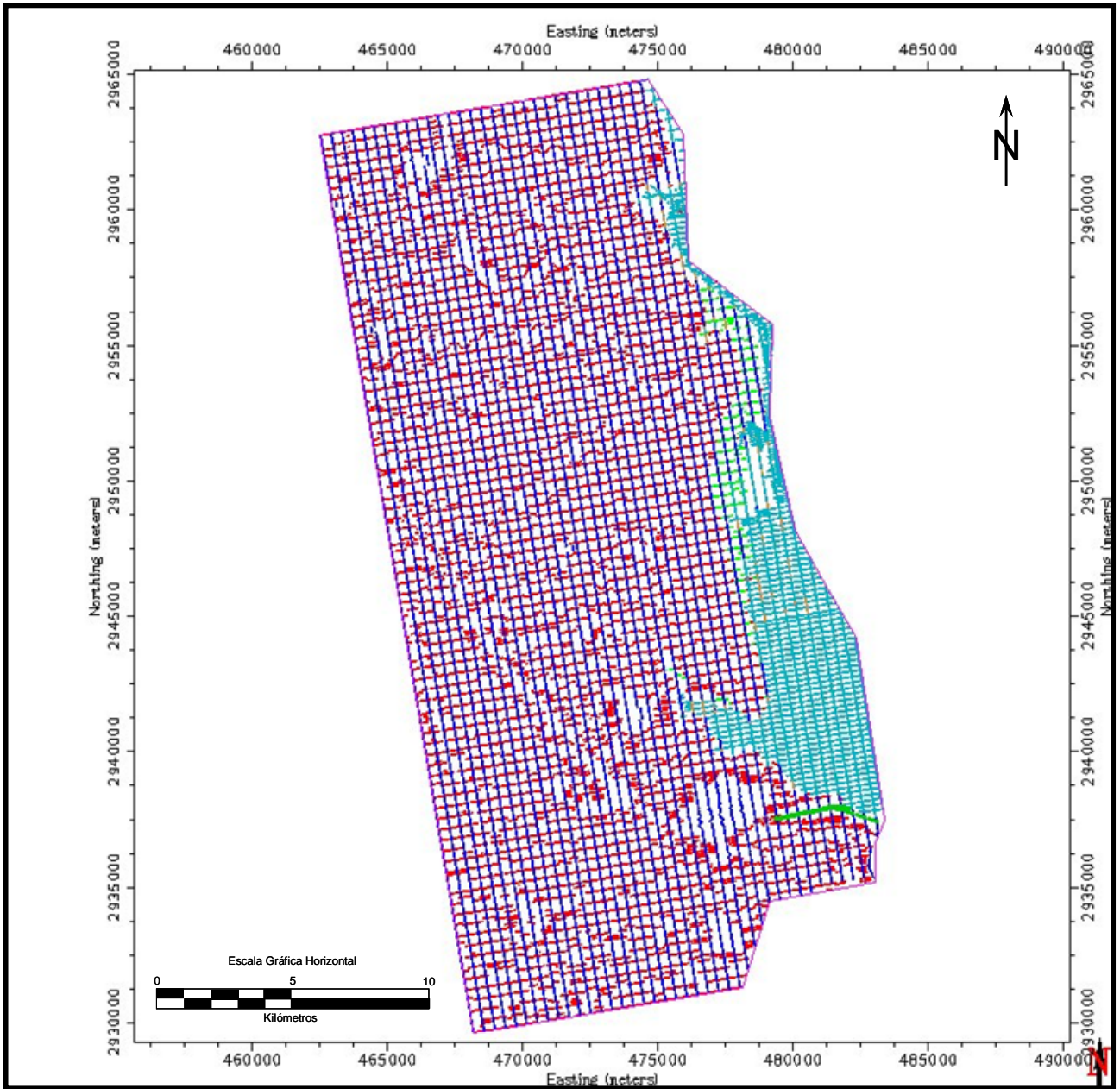


Figura II.4.1.1.- Distribución final de fuentes y receptores (Posplot). (PEP 2000, Inédito).

II.4.1.1-Parámetros de Adquisición del Cubo Velero-Jaujal

Técnica del Levantamiento	Ortogonal
Fuente de Energía Utilizada	Vibrosismo, Dinamita y Cañones de Aire
Tamaño del Bin	25m x 25m
Distancia entre Estaciones Fuente	50 m
Distancia entre Estaciones Receptoras	50 m
Número de Barridos	6 y 8
Longitud de Barrido	12 seg
Tipo de Barrido	No Lineal 6 dB/Oct
Ancho de Banda	6-90 Hz
Patrón de Vibración	4V-12.5m-8B-6m 5V-12.5m-6B-6m 3 P.T.'s y 3 POP's
Taper Inicial y Final	200-500 msec
Tiempo de Escucha	6 seg
Patrón de Detección	Tierra: Lineal, 6 Geófonos por Traza Parte Transicional: 1 Geófono por Traza
No. de Detectores por Registro	Variable
Distancia entre Líneas Receptoras	400 m
Distancia entre Líneas Fuente	400 (Tierra) y 200 (Agua)
Apilamiento Nominal	30 y 60
Tiempo de Grabación	18 seg
No. de Líneas Receptoras por Swath	10
Canales Vivos por Línea	96
Plantilla (No. de Líneas Activas x No. de Canales en c/u)	960
Máximo Offset Mínimo	565 m y 447 m
Offset Máximo	3652 m
Profundidad de Pozo	5 m
Tamaño de la Carga	300 gr x 3
Patrón de Pozos	3 Pozos por Punto de Tiro
Arreglo de Pistolas	16 x 40 pul ³
No. de POP's por Punto	3
Volumen Total Pico	640 pul ³
Relación Primario-Burbuja	16
Ancho de Banda	(6-96) Hz

Tabla II.4.1.1.1.- Parámetros de adquisición del Cubo Velero-Jaujal. (PEP 2000, Inédito).

II.4.1.2.-Secuencia de Proceso

El proceso involucró un total de 27,170 puntos fuente (incluyendo P.T.'s, P.V.'s y A.G.'s). Se empleó el Sistema de Procesamiento Sísmico OMEGA para todas las etapas de proceso.

CAMBIO DE FORMATO: (Cinta 3490 Formato SEG-D 2 mseg a HDD 4 mseg)
ASIGNACION DE GEOMETRIA: (Extraída de archivos relacionales SPS)
RECUPERACION DE AMPLITUD: (GEOMETRICAL SPREADING)
PREFILTRADO (LOW CUT): 8 Hz
ATENUACION DE AMPLITUDES ANOMALAS: (Cálculo de amplitud rms, amplitud absoluta media, amplitud máxima o variación máxima de amplitud, dentro de una ventana de tiempo)
CALCULO Y APLICACIÓN DE ESTATICAS DE REFRACCION: offset limitado de 0 m. a 1400 m
ANALISIS DE VELOCIDADES: Mallas de de 0.8 x 1.0 km
ESTATICAS RESIDUALES: (Mediante programa Reflection Miser)
APILADO DMO
BLANQUEO ESPECTRAL (TVSW): (Equivalente a deconvolución, de fase cero, traza a traza)
ATENUACION DE RUIDO ALEATORIO (RNA 3D): (Aplicado al Apilado Final)
MIGRACION: (Método de Migración Residual Modificado)

Tabla II.4.1.2.1.- Secuencia De Proceso del Cubo Velero-Jaujal. (PEP 2000, Inédito).

II.4.2.-Trabajo de Gabinete

La metodología de trabajo de gabinete consistió básicamente en 8 etapas principales que consistieron en lo siguiente:

1) Análisis y selección de la información de antecedentes y trabajos previos realizados en al área de interés del estudio tal como información geológica, geofísica y paleontológica relacionada al área de estudio.

2) Carga de datos geofísicos y geológicos a la base de datos de la estación de trabajo. Datos cargados tales como 1 volumen tridimensional de datos sísmicos, registros geofísicos, cimas de columnas sedimentarias, tablas tiempo-profundidad de los pozos.

3) Se analizó y validó la información cargada. Se revisó que el volumen sísmico 3D cargado a la base de datos estuviera al nivel de referencia adecuado, que las diferentes curvas de los registros geofísicos estuvieran unidas en sus diferentes corridas y normalizadas, que las cimas de las columnas sedimentarias no estuvieran duplicadas y que las tablas tiempo-profundidad proporcionaran buen ajuste entre la sísmica y los pozos.

4) Una vez validada la información, se realizó de manera interactiva en la estación de trabajo, mediante el software SeisWorks de la Compañía Landmark, una interpretación estructural de las superficies cronostratigráficas de interés para la presente investigación, es decir, cima de Paleoceno Midway y cima de Cretácico Superior.

5) Se correlacionaron y analizaron las superficies cronostratigráficas interpretadas y se asociaron a las sismosecuencias 60.20 m.a. y 66.50 m.a. para posteriormente realizar el análisis simoestratigráfico.

6) Se realizó la extracción y análisis de atributos sísmicos en el siguiente orden: similaridad, extracción de amplitud, descomposición espectral y frecuencia instantánea.

7) Se clasificaron, jerarquizaron y asociaron las anomalías sísmicas a rasgos estratigráficos previamente identificados, mediante la correlación cruzada de la información.

8) Finalmente se sustentó el modelo de electrofacies que define la distribución de las arenas de interés del presente estudio. Este modelo de electrofacies fué previamente establecido por el equipo multidisciplinario Presa Falcón de PEMEX Exploración y Producción del Activo Integral Burgos.

La metodología utilizada se puede resumir en el diagrama de flujo que se muestra a continuación, (Figura II.4.2.1).

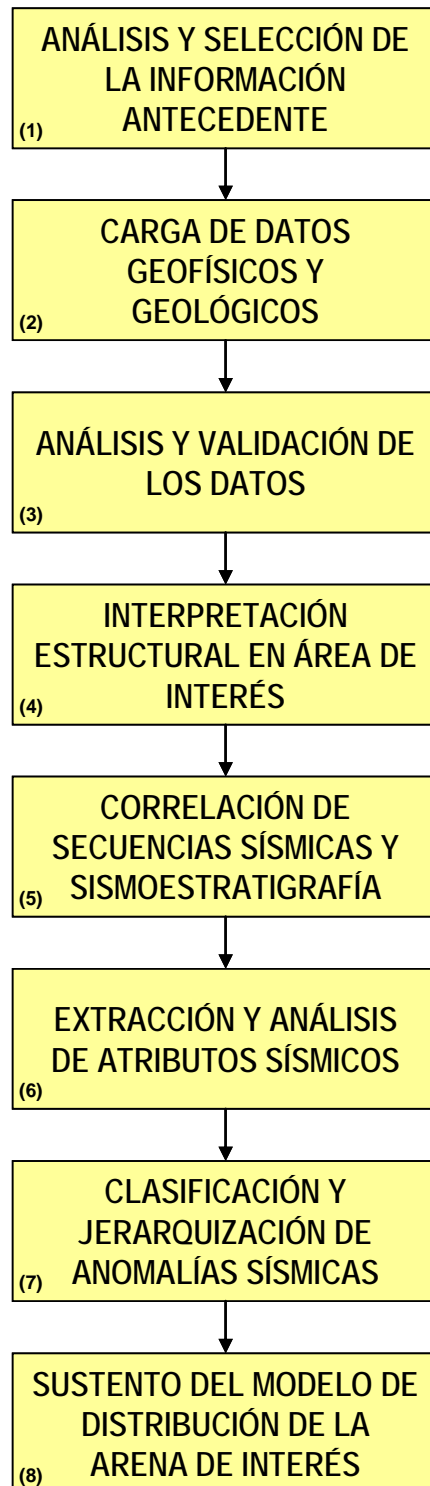


Figura II.4.2.1.- Métodos de Trabajo.

III.- PROVINCIA GEOLÓGICA

III.1.- Geología Estructural

Marco Geológico Estructural

La Cuenca Terciaria de Burgos es una unidad paleotectónica que forma parte de la Planicie Costera del Golfo y está constituida por una potente secuencia de sedimentos clásticos, que varían en edad del Paleoceno Inferior al Reciente. Estos sedimentos antiguos se depositaron sobre una extensa plataforma marina de bajo relieve, en ambientes que varían de salobre a mar abierto y durante períodos alternantes de rápidas transgresiones y lentas regresiones, formando un marco regresivo regional hacia el Oriente.

Localización y definición de la Provincia Geológica

La Cuenca de Burgos es una provincia geológica ubicada al noreste de la República Mexicana, productora en etapa de desarrollo y con un grado avanzado de exploración petrolera. Comprende principalmente al Estado de Tamaulipas y parcialmente al de Nuevo León y la margen noreste de Coahuila. Está limitada al norte por el Río Bravo; al oriente por el Golfo de México; al sur por el paralelo 24° 30' de latitud norte y al poniente por el contacto geológico superficial Cretácico/Terciario, representado por una línea imaginaria que parte al oriente de Piedras Negras, Coah. Se extiende hacia el sureste, hasta el litoral del Golfo de México. (Figura III.1.1).

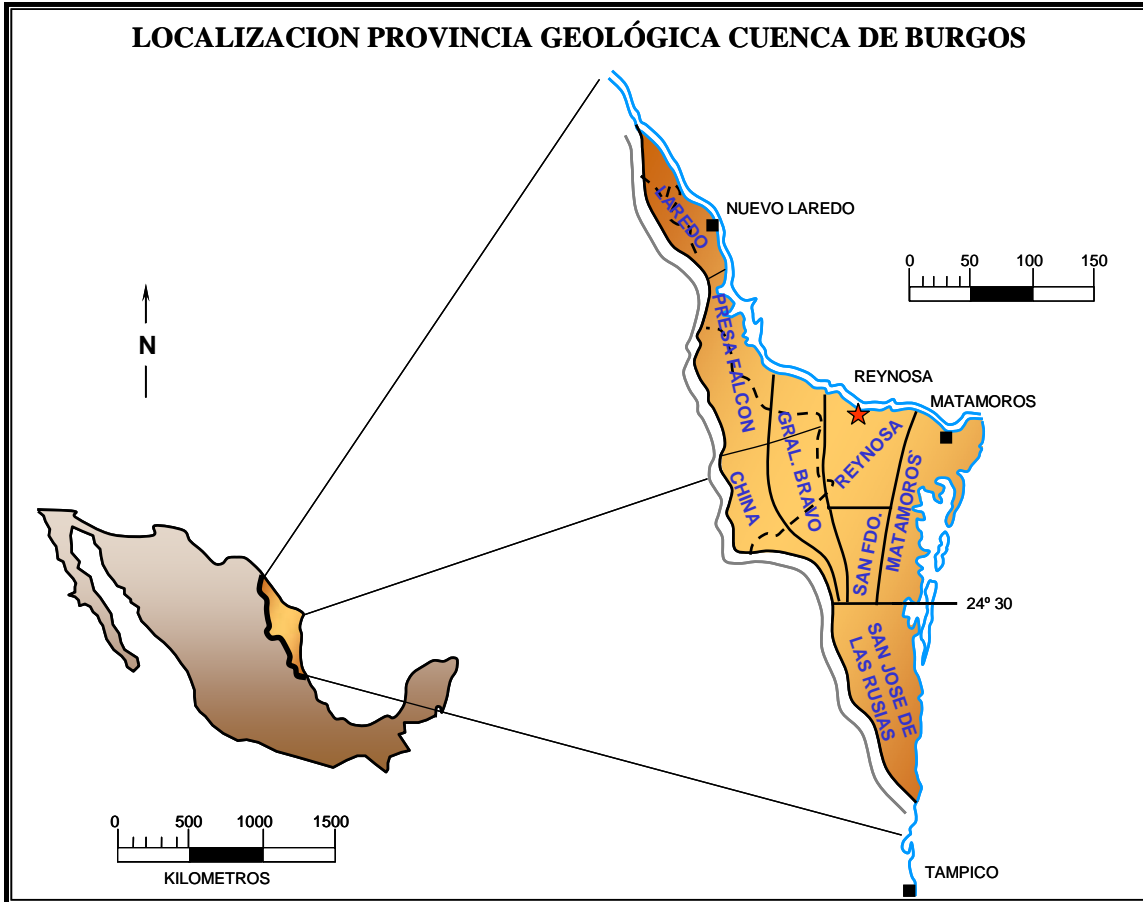


Figura III.1.1.- Localización Provincia Geológica de Burgos subdividida por áreas. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

La provincia tiene una superficie de 49,800 Km², los cuales corresponden a la Región Norte; está subdividida en 9 áreas: Laredo (4,300 Km²), Camargo (3,500 Km²), Oeste Presa Falcón (6,300 Km²), General Bravo (4,000 Km²), China (4,900 Km²), Reynosa (8,000 Km²), San Fernando (2,000 Km²), Matamoros (6,900 Km²) y San José de las Rusias (9,900 Km²), (Figura III.1.1).

Fisiográficamente, forma parte de la Planicie Costera del Golfo de México, presenta un relieve suave y moderado, sensiblemente inclinado hacia el oriente; y corresponde a la definición de Costa Baja de Raisz (1964). Geológicamente, forma la porción sur de una Cuenca Marginal Abierta de Margen de Cratón “Rift Basin” (Paraliageosinclinal, Kay, 1954). Esta unidad tectónica es principalmente de formación terciaria, originada por efectos de la Orogenia Laramide y se estableció a fines del Cretácico, sobre una extensa plataforma mesozoica,

correspondiente al borde oriental de los paleoelementos jurásicos “El Burro-Picachos y San Carlos-Cruillas”; que constituyen una parte del Archipiélago de Tamaulipas.

La provincia se subdivide geológicamente en cinco franjas alargadas, aflorantes solo en sus límites occidentales, sensiblemente paralelas entre sí y con una orientación principal norte-sur; éstas se distinguen por sus características sedimentario-estratigráficas, estructurales y por su atractivo económico petrolero siendo de poniente a oriente: Franja Jurásico-Cretácico, Franja Paleoceno, Franja Eoceno, Franja Oligoceno y Franja Mioceno. (Figura III.1.2).

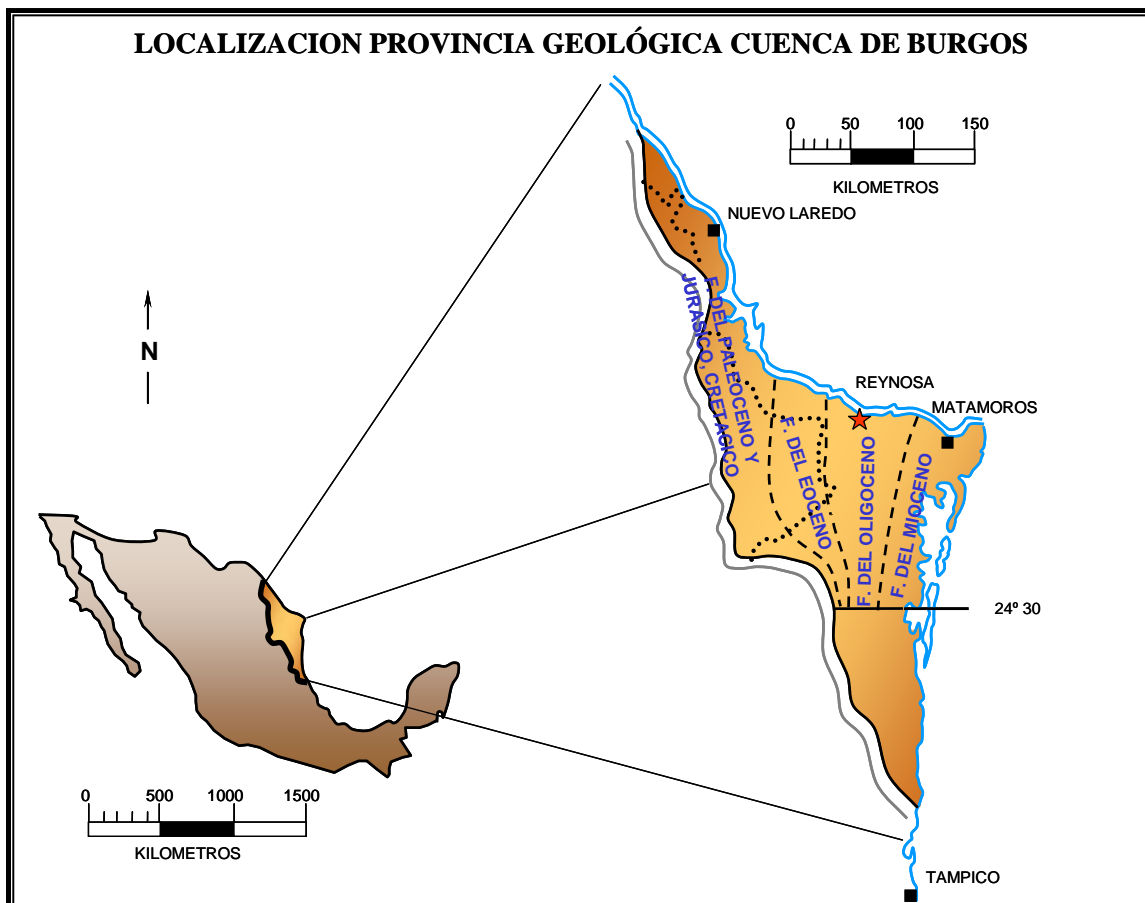


Figura III.1.2.- Localización Provincia Geológica de Burgos subdividida por las cinco franjas de secuencias de sedimentos areno-arcillosos, aflorantes solo en sus límites occidentales. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

Evolución Histórica

La historia geológica de la Provincia de Burgos, se remonta al Jurásico Superior, Oxfordiano, al iniciarse la actividad sedimentaria y tectónica moderna; correspondiente a la fase actual de la provincia. A partir de esta época, se inicia el depósito relativamente continuo y en general, progradante hacia el oriente, de una potente secuencia sedimentaria calcárea, calcáreo-arcillosa y arenó-arcillosa, representativa del Jurásico Superior, Cretácico y Terciario respectivamente; con más de 8,000 m de espesor compuesto y que descansa discordantemente sobre metasedimentos o rocas intrusivas cristalinas de basamento pre-jurásico

Terciario

A fines del Cretácico y principios del Terciario, ocurrieron una serie de movimientos intensos provocados por los efectos del paroxismo de la Orogenia Laramide. Esta actividad originó el plegamiento y levantamiento de las rocas mesozoicas al poniente de la Cuenca de Burgos; provincias: Sierra Madre Oriental y Golfo de Sabinas. En la provincia del Burro-Picachos la deformación fue moderada, por la presencia del elemento subyacente.

En esta era se establece en la Provincia de Burgos una amplia y extensa plataforma terciaria, de bajo relieve e inclinada hacia el oriente. Sobre esta plataforma se inicia el depósito de una potente secuencia sedimentaria clástica, arcillo-arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios, de origen múltiple. La sedimentación fue principalmente marina somera y de carácter cíclico, transgresivo-regresivo, constituyendo una marcada progradación secuencial hacia el oriente. (Tabla III.1.1).

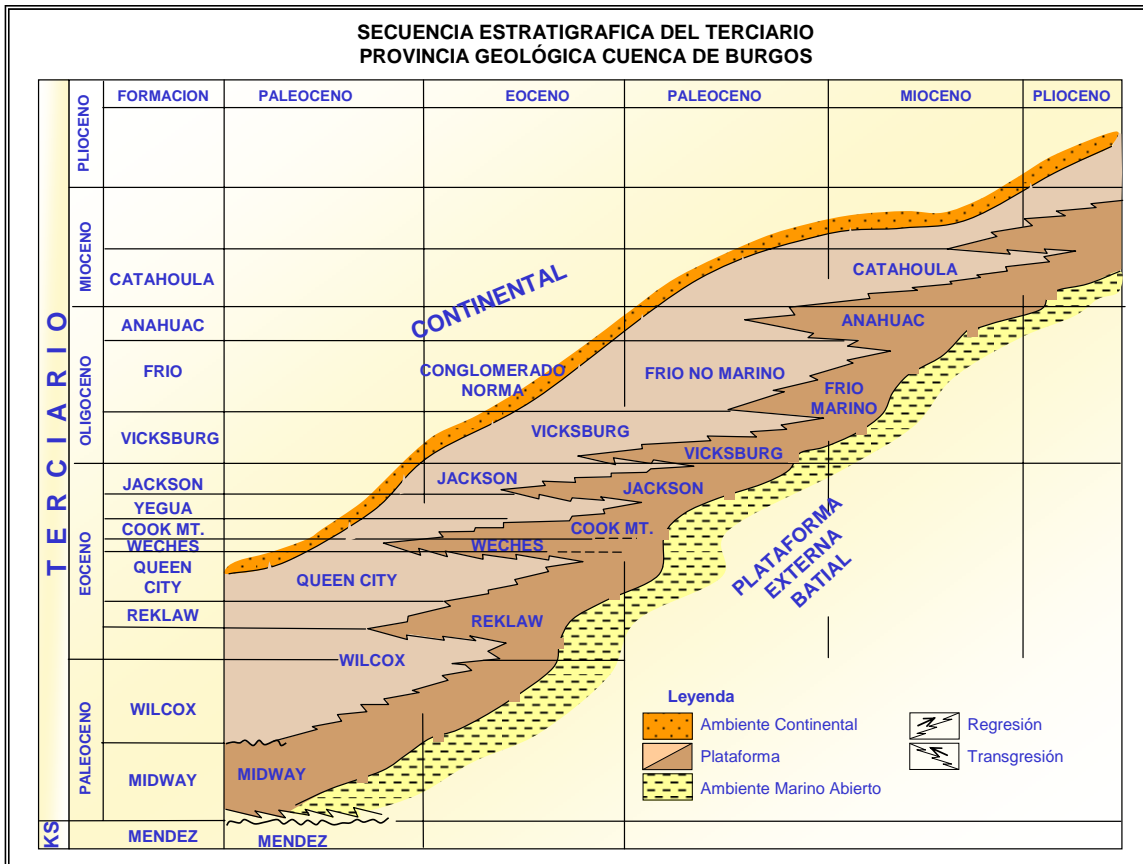


Tabla III.1.1.- Secuencia Estratigráfica del Terciario. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

Durante el Terciario, no se realizaron movimientos tectónicos sobresalientes en la provincia; en el Paleoceno y Eoceno, se reflejan pulsaciones de los efectos finales de la Orogenia Laramide; en el Oligoceno y Mioceno ocurren movimientos similares, sólo que de menor intensidad. La actividad tectónica ocasiona movimientos de tipo epeirogenéticos y basculamientos hacia el oriente, con desplazamiento paulatino de la línea de costa en este mismo sentido. Igualmente, estos movimientos propiciaron una tectónica de tipo gravitacional que se refleja en un fallamiento normal de intensidad variable y escalonada hacia el oriente, en el mismo sentido de la Cuenca. En el fallamiento se distinguen fallas de crecimiento, contemporáneas al depósito, longitudinales, de distribución regional y asociados a cada evento sedimentario; consecuentemente, están distribuidas en toda la columna estratigráfica y representadas en cada franja. Asimismo, se originaron sistemas

de fallamiento normal-gravitacional, de características variables y cuya actividad es post-depositacional, ligeramente posterior a la sedimentación. (Figura III.1.3).

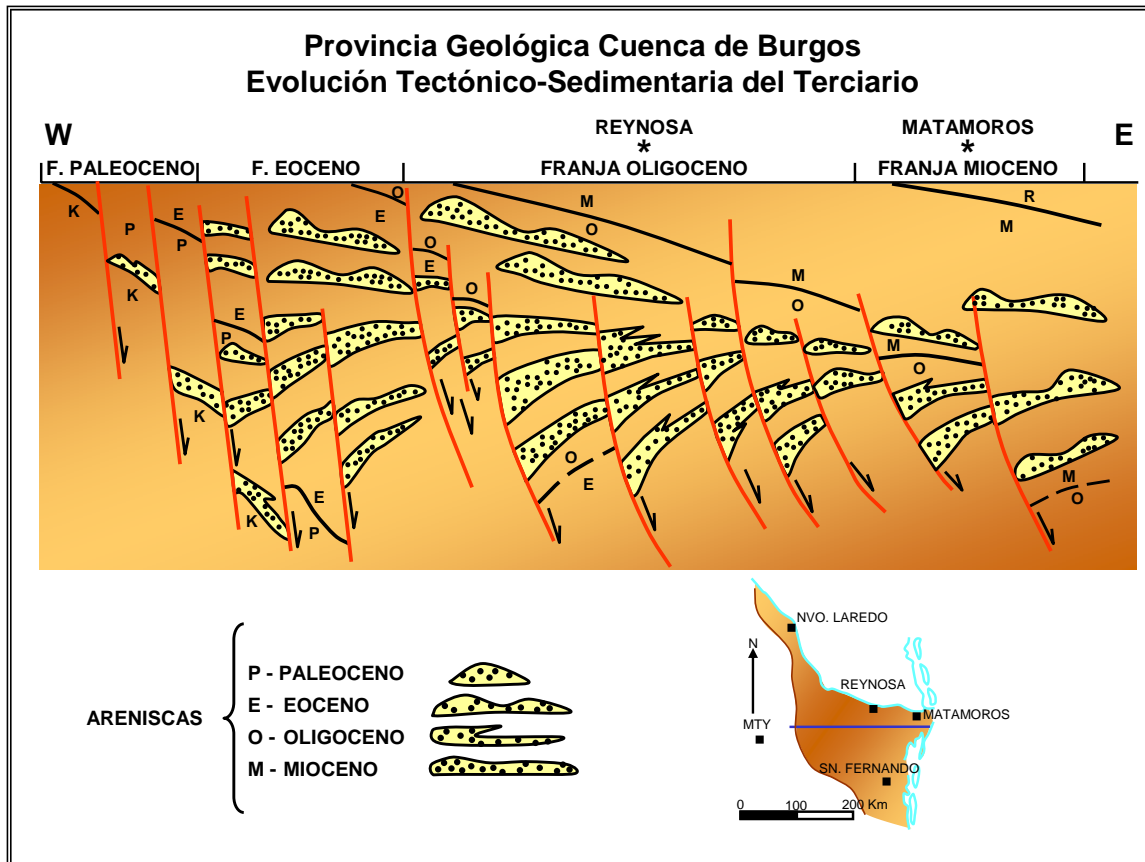


Figura III.1.3. Evolución Tectónico-Sedimentaria del Terciario. Provincia Geológica de Burgos. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

Paleoceno

En el Paleoceno se inicia una gran transgresión hacia el poniente, que favorece el depósito discordante de areniscas basales y de ambientes someros, sobre una superficie cretácica erosionada. A este depósito, lo sobreyace una secuencia arcillo-arenosa marina, con aislados y delgados cuerpos alargados, de distribución restringida y de ambientes de plataforma media a externa. (Figura III.1.4).

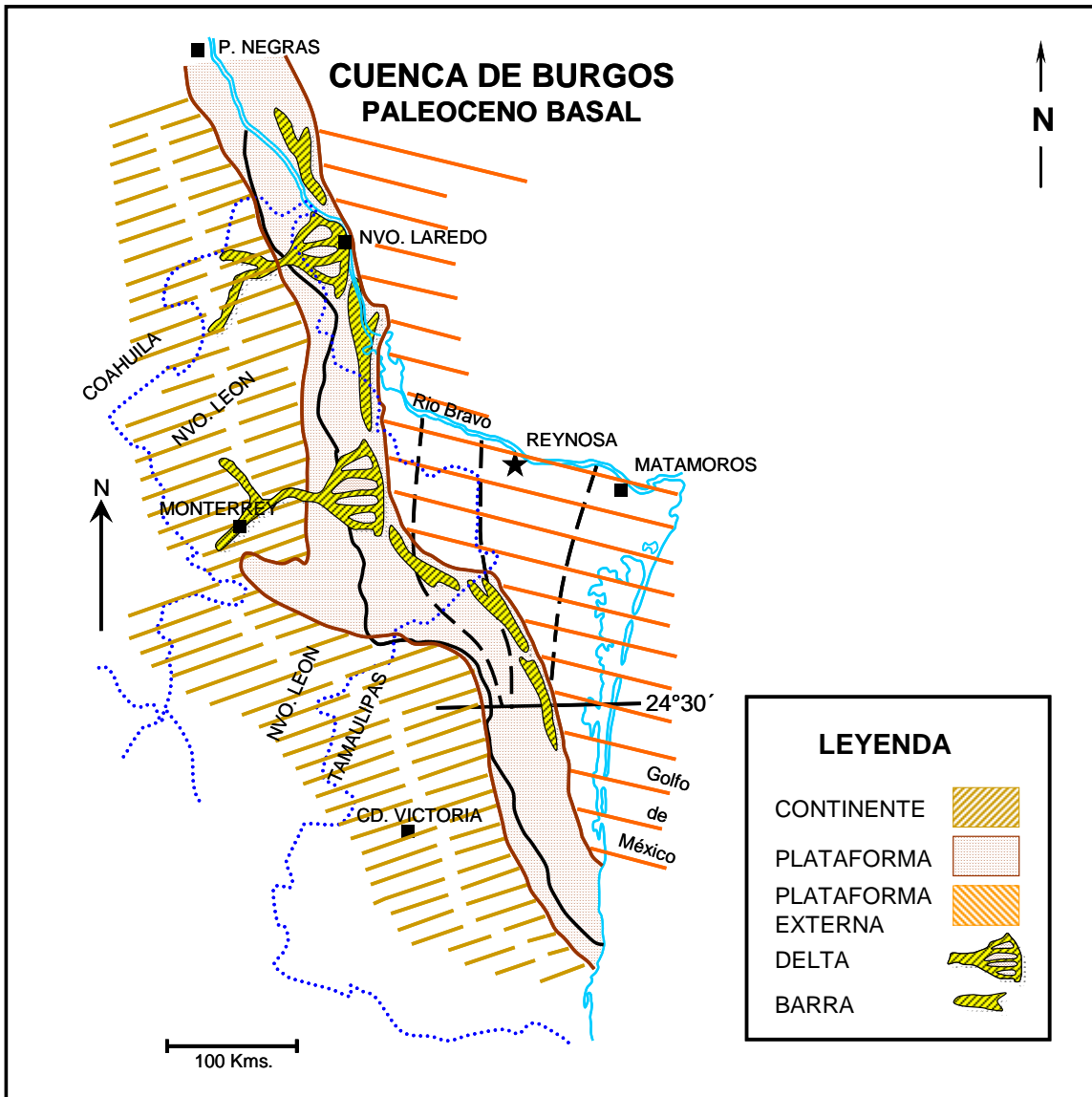


Figura III.1.4. Paleoceno Basal. Cuenca de Burgos. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

En el período Paleoceno Medio al Eoceno Inferior dentro de un marco cíclico regresivo-transgresivo, progradante hacia el oriente y predominando un ambiente de plataforma interna a media, se depositan sedimentos arcillo-arenosos con intercalaciones variables de areniscas. Estos cuerpos arenosos presentan características de barras costeras de desarrollo múltiple, alargadas, de espesor variable y de amplia distribución; esta secuencia pertenece a la Formación Wilcox. A los sedimentos arcillosos equivalentes al Paleoceno Medio, depositados en la plataforma media y externa, se les considera pertenecientes a la Formación Midway. (Figuras III.1.5).

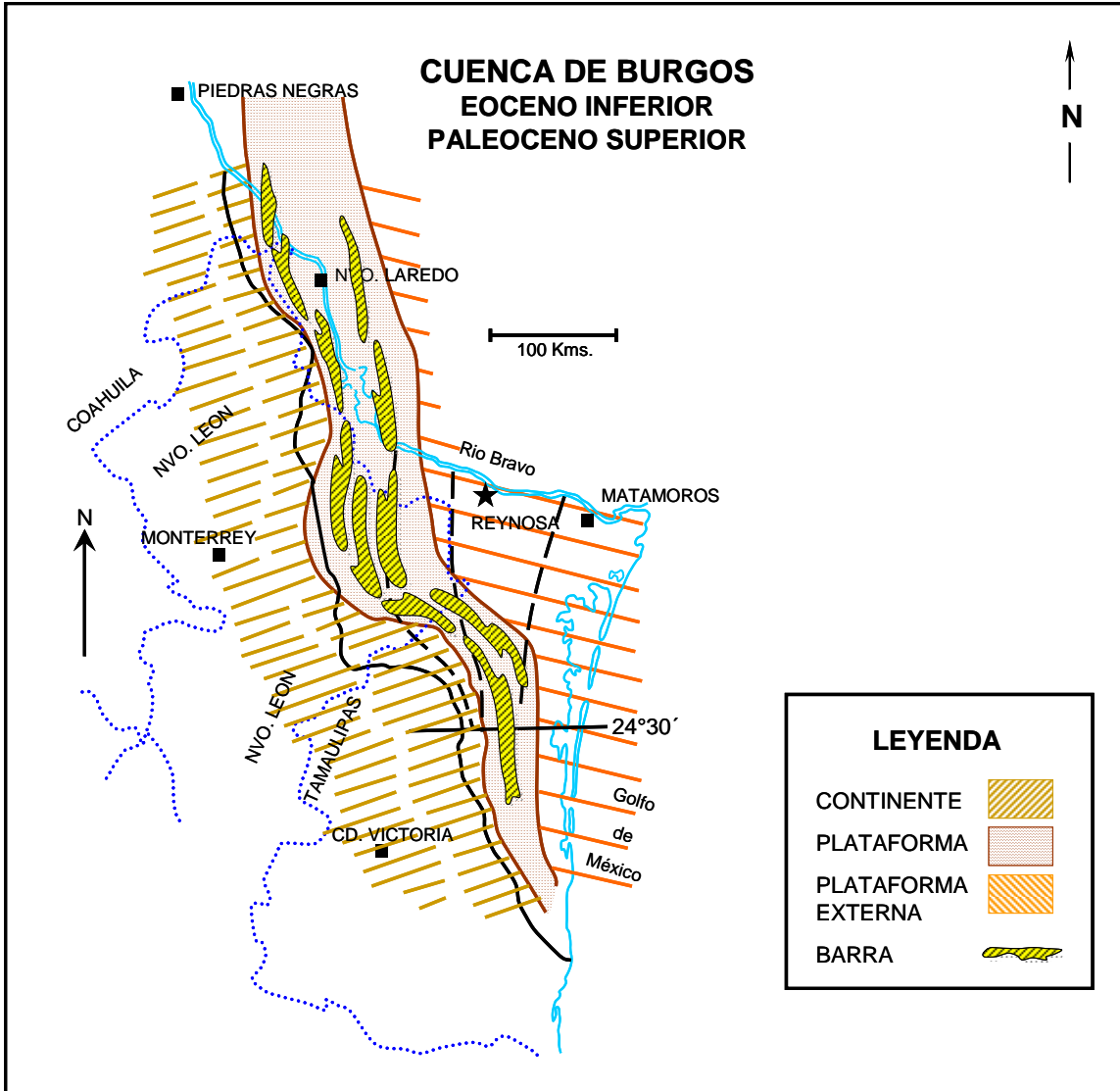


Figura III.1.5. Eoceno Inferior y Paleoceno Superior. Cuenca de Burgos. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

III.2.- Estratigrafía y Sedimentología

La secuencia estratigráfica del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca de Burgos está constituida por una potente sección arcillo-arenosa y representada como se muestra en la Figura No. III.1.6, por las formaciones Midway, Wilcox, Reklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua y Jackson. En general, la secuencia se depositó sobre una amplia y extensa plataforma de bajo relieve, durante un marco regresivo regional y solamente interrumpido por rápidas transgresiones. Estos cambios en la sedimentación se reflejan en la relación

arcillo-arenosa depositada, factor que diferencia a las distintas unidades litoestratigráficas.

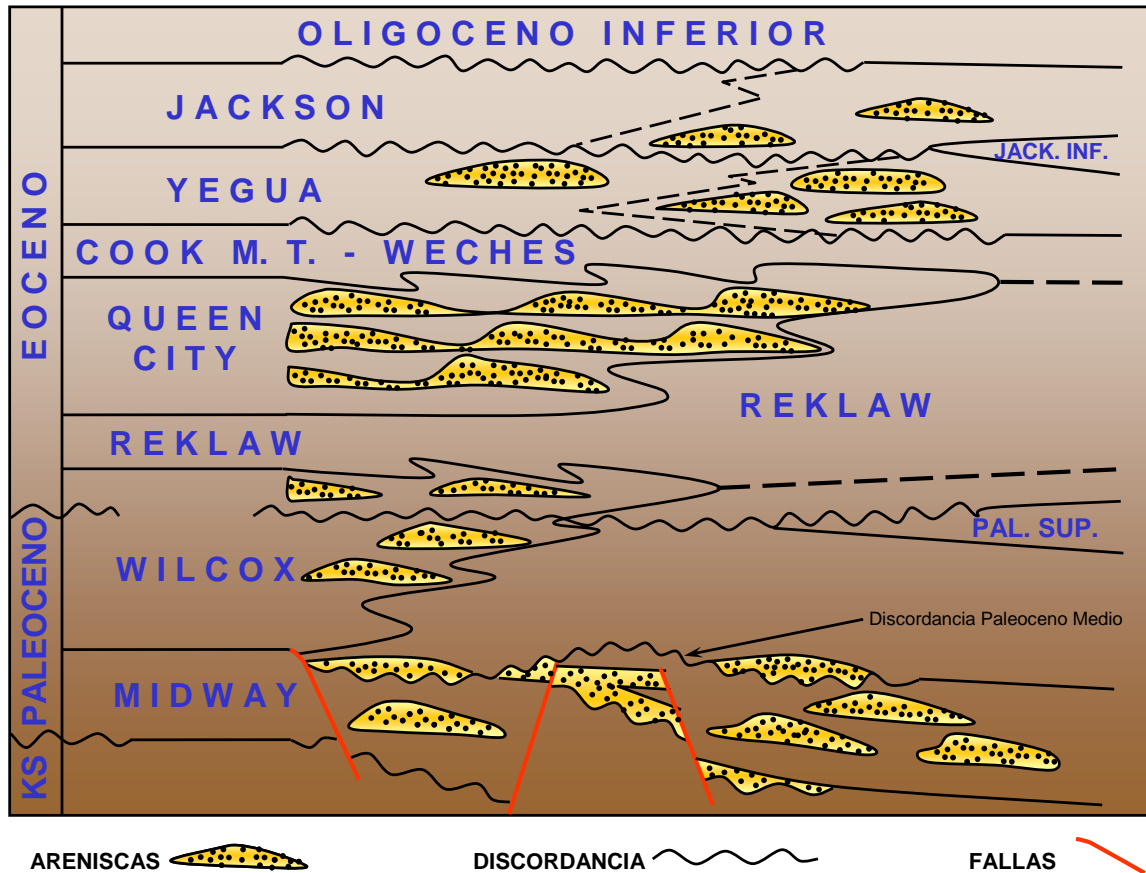


Figura III.1.6. Relación Sedimentológica-Estratigráfica del Paleoceno y Eoceno en el Área de Investigación. (Tomado y modificado de Echánove 1986).

El Paleoceno se distingue por una secuencia arcillo-arenosa con aisladas intercalaciones de cuerpos arenosos tabulares, representado por la formación Midway y la porción inferior de la Formación Wilcox. En el Paleoceno Medio hubo un período de actividad tectónica intensa con un fuerte levantamiento que culminó con una notable discordancia como se muestra en la Figura No. III.1.6.

La Formación Midway marca el inicio de la sedimentación terciaria con una rápida transgresión hacia el poniente, precedida por un largo período regresivo. La unidad está constituida por una secuencia principalmente arcillosa, con aisladas intercalaciones arenosas. Su edad correspondiente al Paleoceno Inferior y Medio está definida por las Biozonas de *Globorotalia trinidadensis* y

Globorotalia angulata. El depósito de la formación se inició sobre una paleotopografía cretácica bastante abrupta, como se observa en la Figura No. III.1.6. Esta fase similar a la del Paleoceno Medio facilitó la formación de arenas basales en el Paleoceno Inferior y Medio, cuya presencia y distribución fueron controladas por el relieve pre-existente. Durante las épocas de estabilidad relativa se desarrollaron cuerpos arenosos alargados en forma de barra. El ambiente dominante de depósito de la formación es de nerítico medio a externo y está definido por las biozonas bentónicas de *Tritaxia midwayensis* y *Vaginulina midwayana*, esta última biozona solo se encuentra en el Área Laredo, estando ausente por erosión en el resto de la secuencia del Paleoceno, lo que es evidente por la discordancia descrita anteriormente.

IV.- ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

IV.1.- Interpretación Estructural del Volumen 3D Velero-Jaujal

Una parte importante de este análisis es la de establecer un marco estructural que sea regionalmente compatible e internamente coherente. El propósito de este capítulo es explicar los resultados de la reinterpretación de los trabajos previos sobre el marco geológico estructural del área de estudio; discutir los métodos empleados en nuestro análisis, resumir las observaciones en el contexto de dominios y elementos estructurales y sintetizar estas observaciones en un marco geológico estructural de expansión.

Marco Estructural

El marco estructural en el área de estudio es discernible. En este tipo de cuenca predomina el acomodo estructural, impulsado por altas tasas de sedimentación transitorias que han cargado un substrato móvil, originalmente localizado justamente al este de la plataforma del Cretácico.

El marco estructural consiste de varios elementos clave dentro del dominio de deformación. El dominio que afecta el área investigada se definió como una zona distensiva. El dominio de esta zona expandida fue delineado de acuerdo con la variación observada y la importancia relativa de los elementos estructurales, de las direcciones de las fallas, del grado de deformación y de la ubicación de estas últimas.

En su conjunto, este dominio constituye la base de un marco de deformación y depósito que es uniformemente de extensión, y que está en gran parte relacionado con la cinemática de un basamento definido por la cima de los estratos del Mesozoico. La extensión está impulsada en gran parte por tasas altas de sedimentación sobre un substrato móvil que en la Cuenca de Burgos persistió a través de la mayor parte del Cenozoico.

La Figura IV.1.1 es un línea sísmica en tiempo doble y escala vertical en milisegundos, con orientación paralela al rumbo de la deformación extensional, que muestra un patrón de fallas lítricas de plano curvo, (curviplanar), que terminan hacia abajo en una superficie basal común de despegue poco observable como tal en los datos de reflexión sísmica.

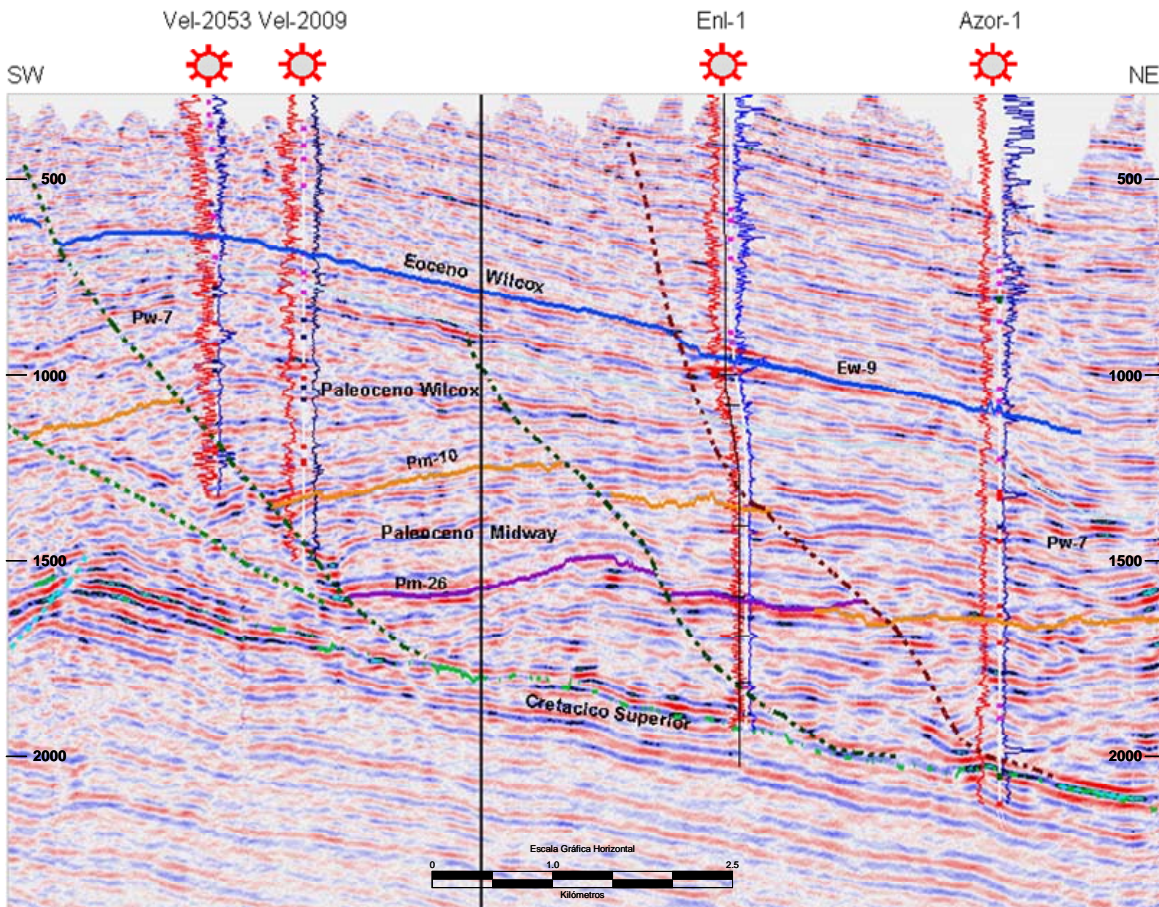


Figura IV.1.1.- Sección sísmica de tiempo doble que muestra un patrón de fallas lítricas de plano curvo (curviplanar).

La Zona Expandida

La zona expandida representa un espacio de acomodo estructural modesto y en su mayor parte incluye el complejo de extensión de la parte terrestre de la cuenca de Burgos. En otras palabras, “la zona expandida es una región en donde la zona deformada presenta básicamente estructuras de carácter extensivo y se manifiesta sobreyaciendo a la no deformada, en este tipo específico de deformación extensional, el basamento no se encuentra involucrado en la deformación”, (Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004). En esta zona, los

estratos se encuentran moderadamente inclinados y fallados y el crecimiento por expansión de los estratos es en su mayoría tabular (Figura IV.1.2).

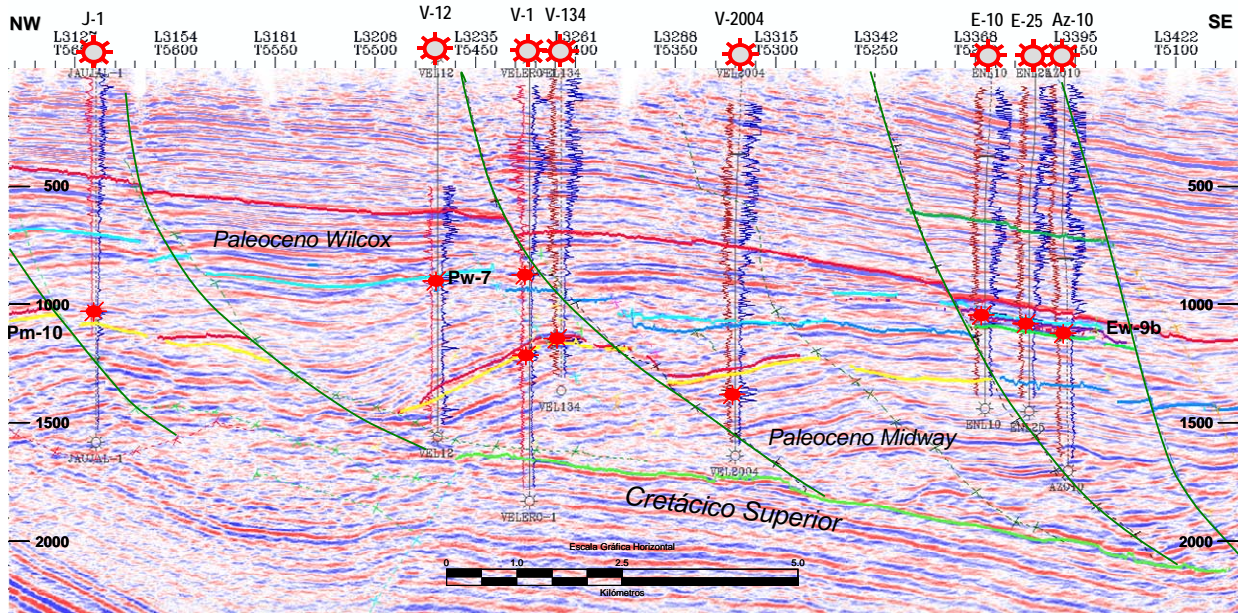


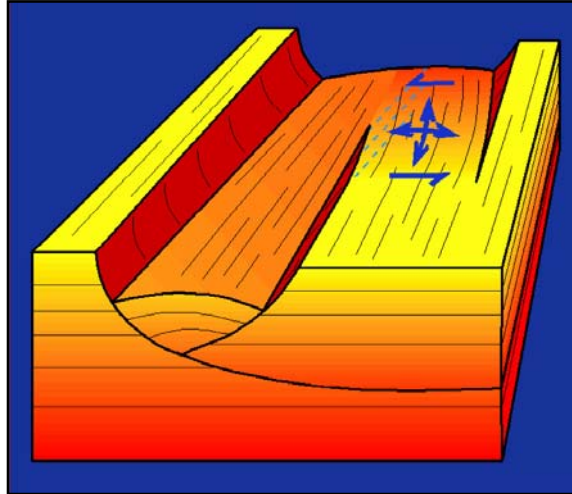
Figura IV.1.2.- Sección sísmica de tiempo doble que muestra la expansión casi tabular de la zona expandida.

El desplazamiento aumenta de oeste a este y las fallas se hacen casi planas a medida que se acercan a la línea de costa actual. Este cambio sugiere que estas fallas terminan hacia abajo en un despegue mucho más profundo o en una soldadura que no se manifiesta en la mayoría de los datos sísmicos disponibles. El fallamiento secundario, (antitético), tiene importancia local, pero la intensidad de este fallamiento no parece impactar la calidad de ninguna de las rocas sello, debido a sus propiedades de plasticidad.

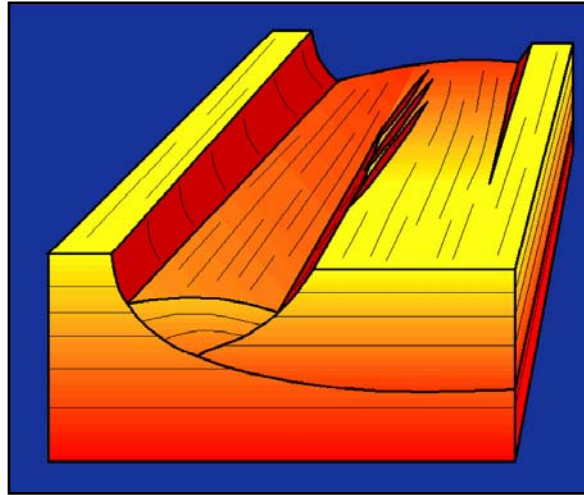
Tipos de Trampa

A través de la Cuenca de Burgos persisten diversos tipos de trampas estructurales (Figuras IV.1.3.a, IV.1.3.b, y IV.1.3.c). Por mucho, en nuestra área de estudio las trampas más importantes son trampas compuestas con cierre en dos o en tres direcciones.

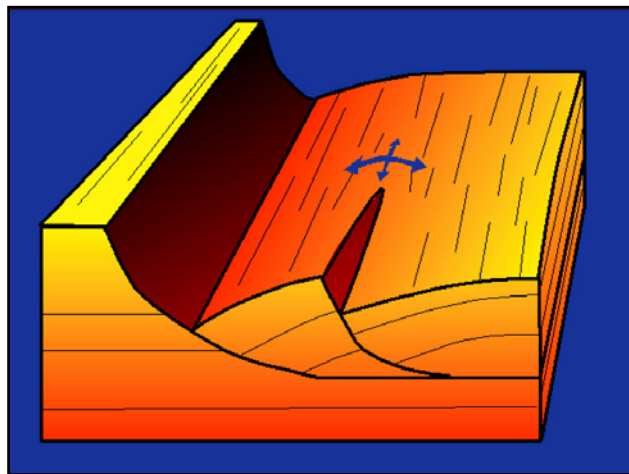
Los desplazamientos de las fallas no están relacionados con movimientos laterales grandes ni con extensión diferencial que hubiera producido pliegues de rotación regionales en bloques móviles o colgantes (Ver Figuras IV.1.3.a, IV.1.3.b, y IV.1.3.c).



(a)



(b)



(c)

Figura IV.1.3.- Diagramas esquemáticos que muestran los tres tipos de trampas estructurales típicas que predominan en el área de estudio: (a) y (b) Trampas de relevo de falla, (c) Trampas relacionadas con pliegues de borde de falla. (BEG-PEP, 2004).

Correlación y Delineación de Fallas

Las fallas inicialmente se delinearon de acuerdo con la expresión sísmica en las líneas con orientación NE/SW, y se confirmaron con las líneas con orientación NW/SE. La correlación de las trazas de las fallas se realizó con un alto nivel de certeza en donde las líneas sísmicas que cruzan mostraron el cruce de la trazas de las fallas que intersectaron.

La correlación de las fallas fue difícil en las líneas en donde la información no es buena debido a problemas de ruido superficial y bajo cubrimiento durante la etapa de adquisición. En esos casos las correlaciones de las fallas se hicieron de acuerdo con la forma de la falla normal y los patrones de los paneles de buzamiento de los lados fijo y colgante (caída) de la falla.

En la mayoría de los casos, las correlaciones de falla produjeron superficies alargadas que tienen entre 10 y 30 km de longitud, aunque la longitud de algunas de las fallas es mucho más corta.

En el caso de las fallas de más de 30 km de longitud, sin embargo, el marco estratigráfico y la interpretación predominante de la correlación de fallas proporcionaron (1) áreas notablemente curvilíneas sin información a lo largo de los planos de falla y (2) áreas sin información a lo largo de los planos de falla que representan gradientes de desplazamientos relativamente bajos, correspondiendo consistentemente en ambos casos con fallas normales cuya longitud es más larga en el sentido de la caída, (longitudinal), que en el sentido transversal. En la Figura IV.1.4 se muestra el Marco Estructural Regional Interpretado en el Área de Estudio. En ésta se observan las fallas geológicas en color crema y la superficie interpretada asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a. correspondiente a la cima de Paleoceno Midway en diferentes colores que

varían de acuerdo a su profundidad en tiempo sísmico de reflejo tal y como se indica en la escala de colores que acompaña este mapa.

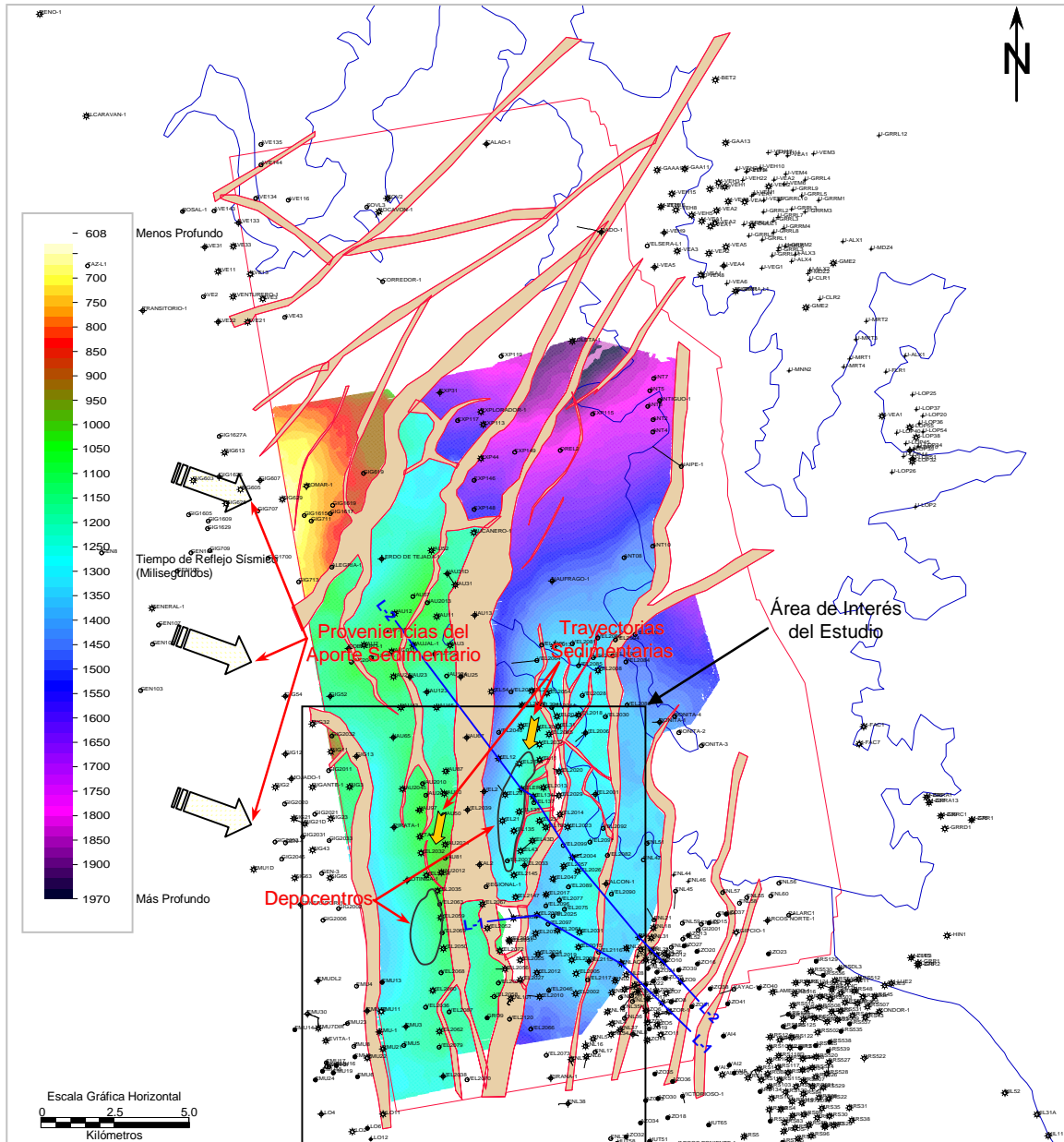


Figura IV.1.4.- Marco Estructural Interpretado en Área de Estudio con superficie interpretada asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a. correspondiente a la cima de Paleoceno Midway.

IV.1.2.- Correlación de Superficies en Área de Interés

En este análisis se correlacionaron 2 sismosecuencias, la primera, la Sismosecuencia 60.20 m.a. correspondiente a la cima del Paleoceno Midway, ya que bajo ésta, se encuentran las arenas de interés, objetivo de este estudio. (Figura IV.1.2.1).

Infrayaciendo a la primera, la segunda es la Sismosecuencia 66.50 m.a. que corresponde al límite inferior de Paleoceno Midway, es decir, la base del Terciario y la cima del Cretácico Superior. (Figura IV.1.2.2).

Para asegurar que las correlaciones fueran robustas y confiables, y cuando la calidad de la información lo permitía, se correlacionaban estas superficies con otras líneas sísmicas mediante círculos, (loop-tied).

Una parte importante del estudio fue correlacionar el horizonte correspondiente a la primera sismosecuencia con datos de registros geofísicos de algunos pozos, entre los cuales, se utilizaron para el inicio de la correlación el Pozo Velero-1, pionero de este campo, y el Pozo Velero-2032. Estos pozos fueron seleccionados como pozos clave, ya que entre otras, cumplían con las siguientes condiciones: tener un espesor tal, que estuviera dentro del límite de sintonía, es decir, que fuera resolutivo sísmicamente, visible y separable; que tuviera producción comercial asociada; y que respondiera a métodos de descomposición espectral de frecuencias y contraste de amplitud que serían usados posteriormente.

A pesar de que el Pozo Enlace-1 no cumplía con las condiciones de espesor suficiente para ser resolutivo, éste tiene una producción inicial asociada de $Q_g=1.0$ mmpcd en facies turbidíticas y para el caso se deseaba investigar como respondería a la descomposición espectral un pozo productor con un espesor no resolutivo sísmicamente. No obstante, como se menciona en el

Capítulo IV.4.3.1 de la página 83, el resultado obtenido mediante descomposición espectral no fue totalmente satisfactorio, ya que, a pesar de que el espesor de estas arenas se encuentra muy cercano al espesor de sintonía, es decir, que se encuentran en el límite mínimo de visibilidad más no de separabilidad de la sísmica, la anomalía de frecuencia producida por las arenas de interés no posee un valor suficiente de sintonía relativa como para distinguirla con facilidad en la ubicación del Pozo Enlace-1.

Los horizontes asociados a las secuencias sísmicas, una vez correlacionados con los pozos clave, fueron propagados a través del cubo, poniendo particular cuidado que tuvieran “amarre” cuando esta correlación pasara por otros pozos con registros geofísicos en condiciones semejantes.

Además de realizar una interpretación estructural en casi la totalidad del cubo Velero-Jaujal, se realizó una interpretación en detalle en el área en donde se pretendía realizar la interpretación sismoestratigráfica y que se le denominó Área de Interés del Estudio.

Esta Área en donde se invirtió mayor esfuerzo, es en donde se pretendió sustentar con sismoestratigrafía y atributos sísmicos, el modelo realizado con electrofacies. Esta Área de mayor interés se ilustra en el recuadro de la Figura IV.1.4 de la página 36 y se muestra en detalle en la Figura IV.1.2.1, en la cual se observan las fallas geológicas en color crema y la superficie interpretada asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a. correspondiente a la cima de Paleoceno Midway en diferentes colores que varían de acuerdo a su profundidad en tiempo sísmico de reflejo tal y como se indica en la escala de colores que acompaña este mapa.

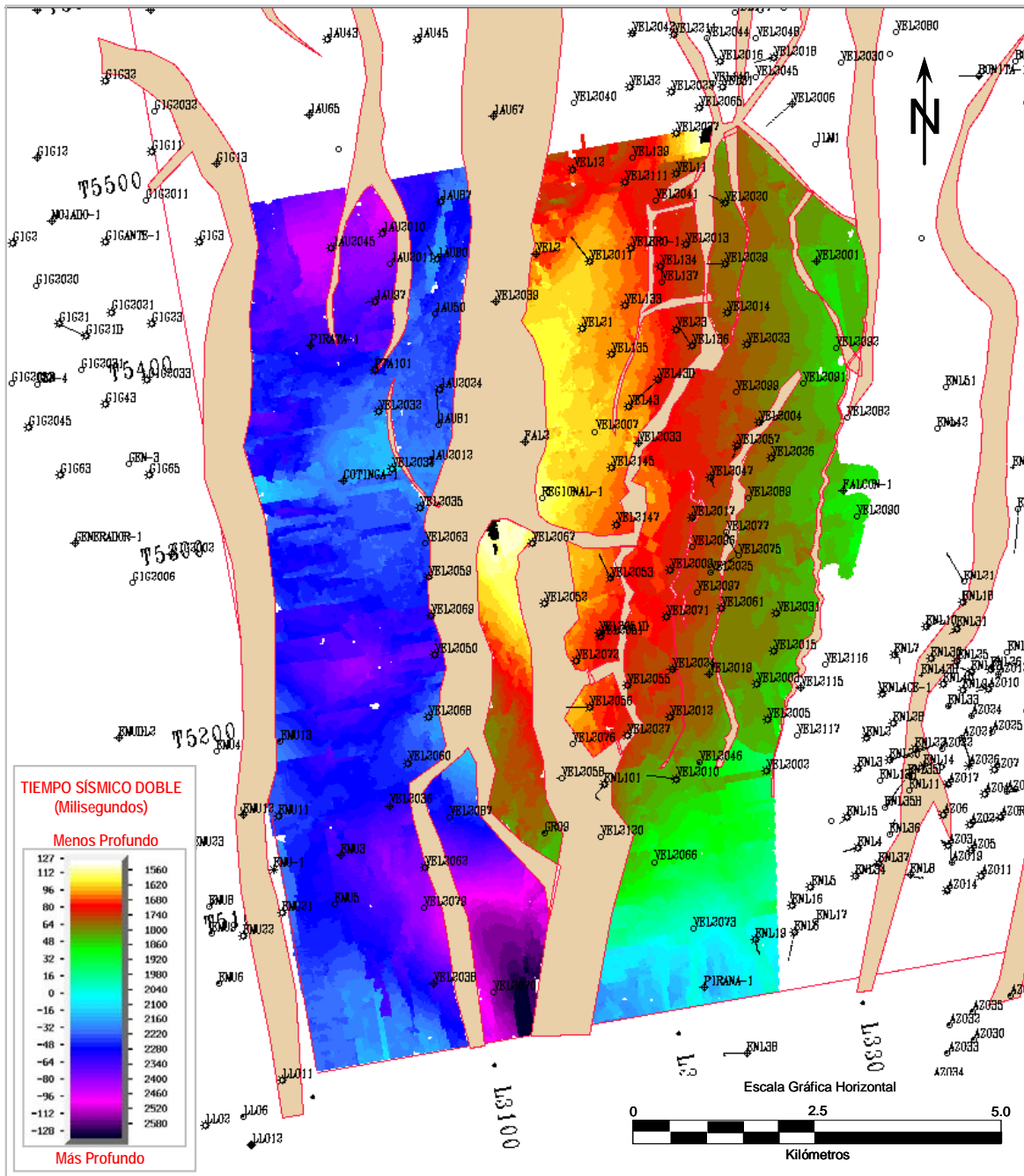


Figura IV.1.2.2.- Correlación en el Área de Interés de la superficie asociada a la segunda sismosecuencia 66.50 m.a. correspondiente a la cima del Cretácico Superior.

IV.2.- Sismoestratigrafía

Principios de Estratigrafía de Secuencias

El propósito del análisis de la estratigrafía de secuencias es subdividir los sedimentos de una cuenca en paquetes cronoestratigráficos utilizando las discordancias y sus relativas concordancias, es decir, definiendo los límites de secuencias.

Secuencia Depositacional

La mayoría de los investigadores consideran a la secuencia de depósito como la unidad fundamental en la estratigrafía de secuencias. Una secuencia de depósito se define como una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitados en la cima y en la base por discordancias o por sus relativas concordancias (Mitchum et al., 1977). Los límites de secuencias están por consiguiente, definidos por una discordancia regional o inter-regional y por sus relativas concordancias.

Límite de Secuencia (sb) y Superficie de Máxima Inundación (mfs)

Los conceptos y terminología de estratigrafía de secuencias utilizadas para este estudio están basados en las ideas de Vail, et al., (1977); Vail, (1987); Van Wagoner, et al., (1988, 1990). El propósito del análisis de la estratigrafía de secuencias es subdividir los sedimentos de una cuenca en paquetes cronoestratigráficos utilizando las discordancias y sus relativas concordancias, es decir, definiendo los límites de secuencias. Estos límites se identifican a través de la integración de datos sísmicos, de pozos, de afloramientos y bioestratigráficos.

Sísmicamente los límites de secuencias están representados por superficies de onlap o truncamiento. Una superficie importante en el análisis de

secuencias es la “superficie de máxima inundación” o superficie de downlap. Estas superficies marcan la culminación de los eventos transgresivos y son clave para la identificación de sellos potenciales regionales en la parte superior de la secuencia.

Parasecuencia

Una parasecuencia es una sucesión relativamente conformable de estratos o conjuntos de estratos que se encuentra limitada por superficies de invasión marina y sus correlativas superficies (Van Wagoner et al., 1990).

Conjunto de Parasecuencias

Los conjuntos de parasecuencias son una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, las cuales forman patrones característicos de apilamiento y que están limitados, en la mayoría de los casos, por superficies principales de inundación marina y sus correlativas superficies (Van Wagoner et al., 1990).

Systems Tracts

Una secuencia depositacional puede ser subdividida en System Tracts. Un System Tract es un conjunto de sistemas de depósito genéticamente relacionados (Brown et al., 1977). Existen tres tipos principales de System Tracts: Lowstand, Transgressive y Highstand. Los System Tracts se definen de acuerdo con el tipo de superficie que los limita, su posición dentro de la secuencia y su carácter interno (Van Wagoner, et al., 1988). Cada System Tract representa los depósitos acumulados durante un período de tiempo y la posición relativa del nivel del mar para ese tiempo.

Lowstand Systems Tract (LST)

El LST descansa directamente sobre el límite de secuencia y se considera que se desarrolló durante una caída relativa del nivel del mar. Comprende tres elementos independientes: “basin floor fan (bff)”, “slope fan (tbfs)” y “lowstand prograding wedge (lsw)”.

El “basin floor fan (bff)”, (Figura IV.2.1), se forma al inicio de una rápida caída del nivel del mar, cuando la plataforma preexistente está expuesta y es erosionada. Durante este tiempo, los ríos cortan a través de la plataforma que ha sido expuesta y llevan sedimentos directamente hasta el talud. Como resultado de este mecanismo, el “basin floor fan” es, por lo general, la parte del sistema de aguas profundas con más contenido de arenas.

A medida que la caída del nivel del mar decrece, grandes volúmenes de lodo son acarreados hacia el talud y los abanicos del talud sobreyacen al “bff”. Los depósitos en el “slope fan” pueden ser completamente arenosos en algunos casos pero, por lo general, las arenas están confinadas a los sistemas de canales agradantes presentes en el talud.

En algún momento, ya sea los deltas formados en el lowstand o la línea de costa, empiezan a progradar hacia la cuenca, formando el “lowstand prograding wedge”. (Figura IV.2.2). En algunos casos, la cuña de progradación puede continuar llevando turbiditas hacia el talud y formar cuñas de turbiditas arenosas que se interdigitan con las clinofomas asociadas a la progradación. Estos sistemas turbidíticos han sido denominados “shingled turbidites” por Vail, et al., (1977).

LOWSTAND SYSTEM TRACT- BASIN FLOOR FAN

Respuesta Característica de Registro de Pozo

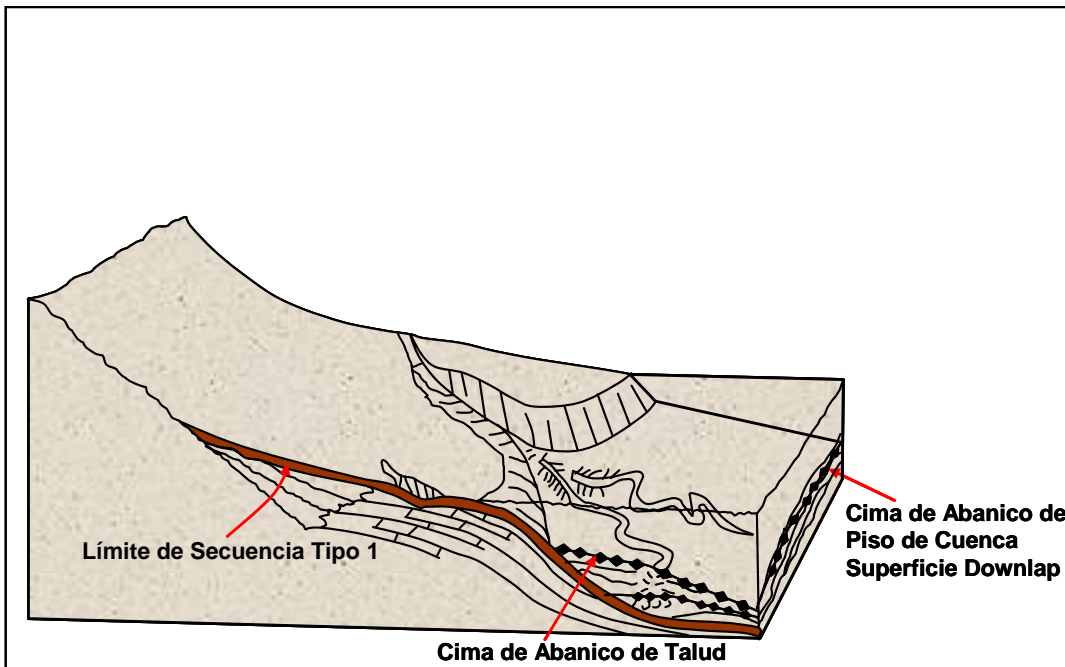
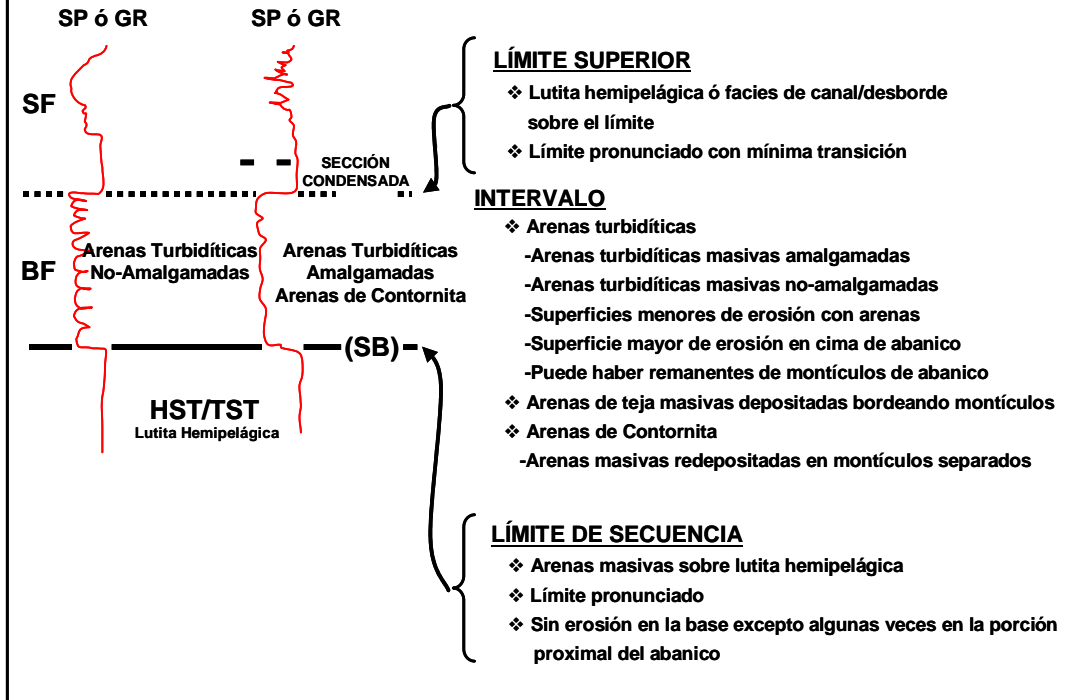


Figura IV.2.1.- Lowstand System Tract (Basin Floor Fan). (Tomado y modificado de Vail y otros 1991).

LOWSTAND SYSTEM TRACT- PROGRADING COMPLEX

Respuesta Característica de Registro de Pozo

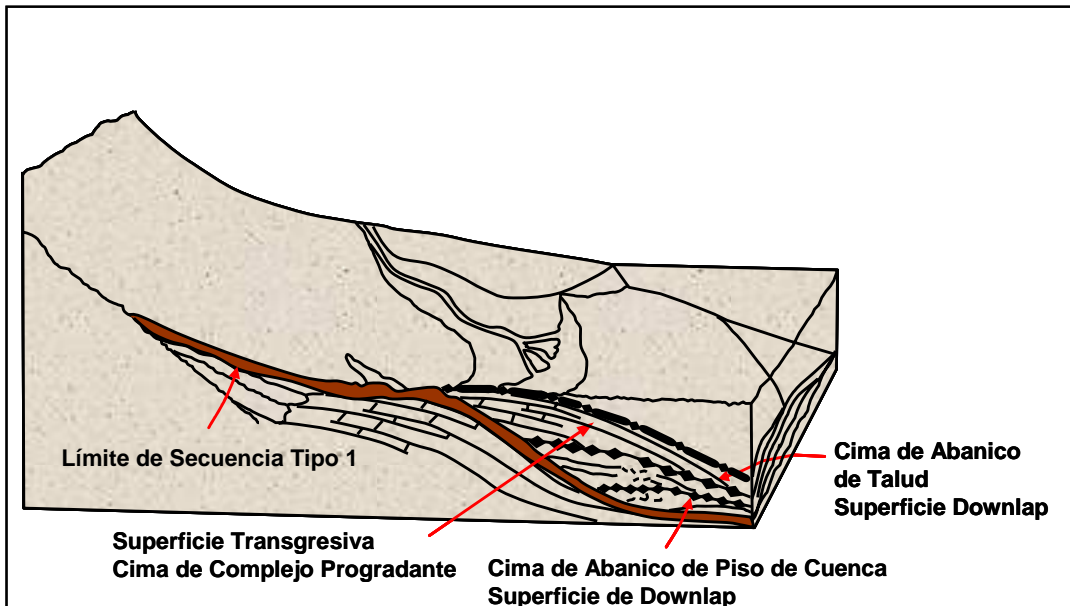
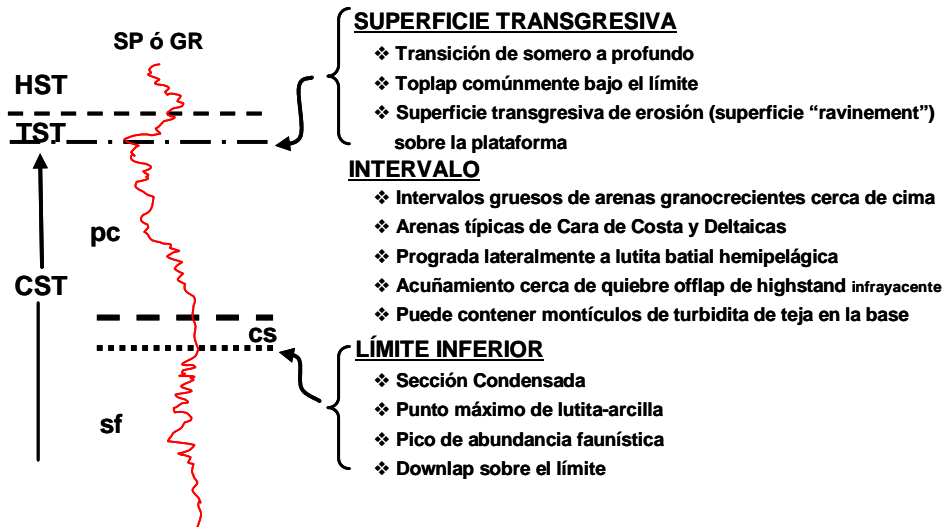


Figura IV.2.2.- Lowstand System Tract (Prograding Wedge). (Tomado y modificado de Vail y otros 1991).

Transgressive Systems Tract (TST)

El TST, (Figura IV.2.3), está caracterizado por un retroceso o retrogradación episódica de la línea de costa. Los depósitos se desarrollan durante una elevación relativa del nivel del mar. La base de este “Systems Tract” está definida por la primera superficie de inundación importante sobre la antigua plataforma, la superficie transgresiva (TS), localizada sobre el “lowstand prograding wedge” y su cima corresponde a la máxima superficie de inundación. La superficie de máxima inundación se desarrolla sobre la plataforma, pasando de una cuenca hacia una sección condensada, la cual puede contener concentraciones de glauconita, carbonato o fosfato, aparte de ser un horizonte altamente fosilífero.

Highstand Systems Tract (HST)

La base del HST marca el punto en el cual la progradación domina a la transgresión. Se forma durante la etapa tardía de una elevación del nivel del mar. Debido a que el HST, (Figura IV.2.4), prograda a través de la plataforma que ha sido inundada, es característico que exhiba terminaciones downlap de muy bajo ángulo sobre la superficie de máxima inundación, lo cual dificulta su identificación en la información sísmica.

TRANSGRESSIVE SYSTEM TRACT

Respuesta Característica de Registro de Pozo

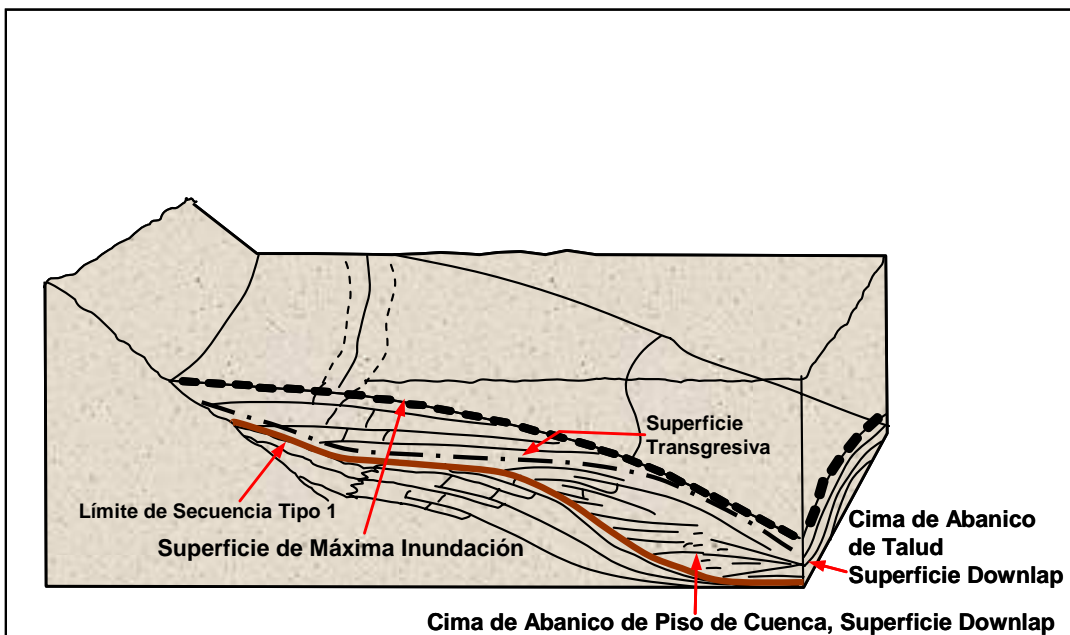
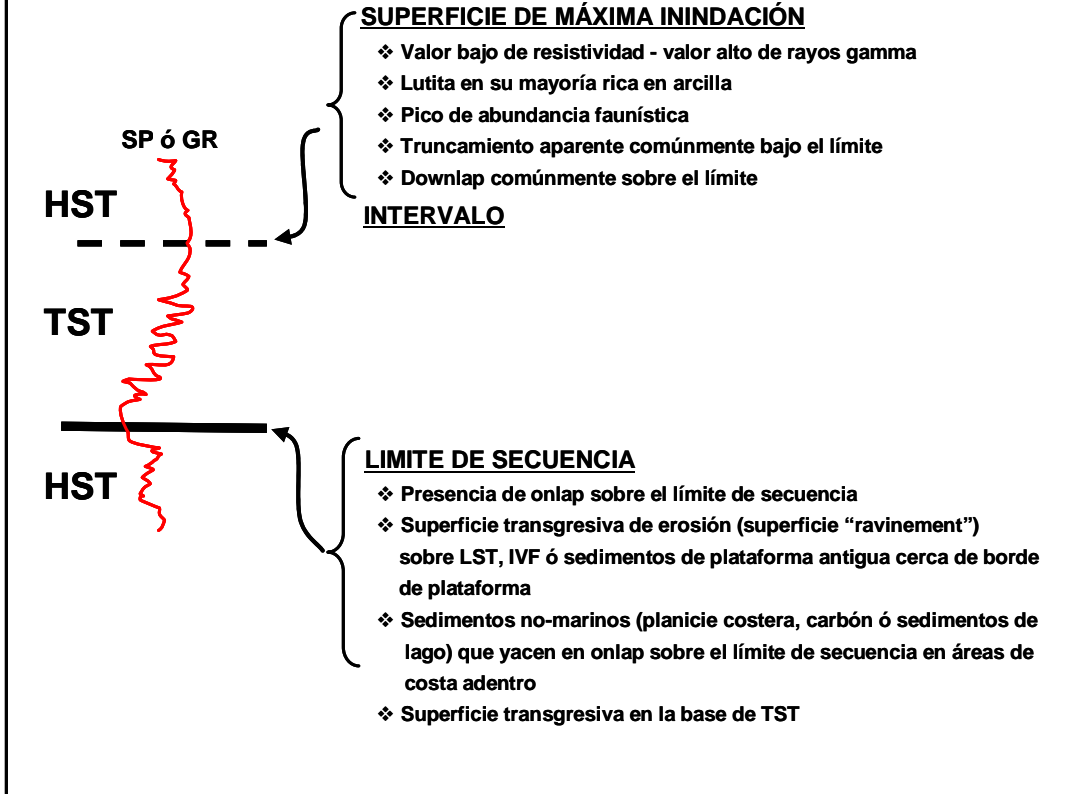


Figura IV.2.3.- Transgressive System Tract. (Tomado y modificado de Vail y otros 1991).

HIGHSTAND SYSTEMS TRACT

Respuesta Característica de Registro de Pozo

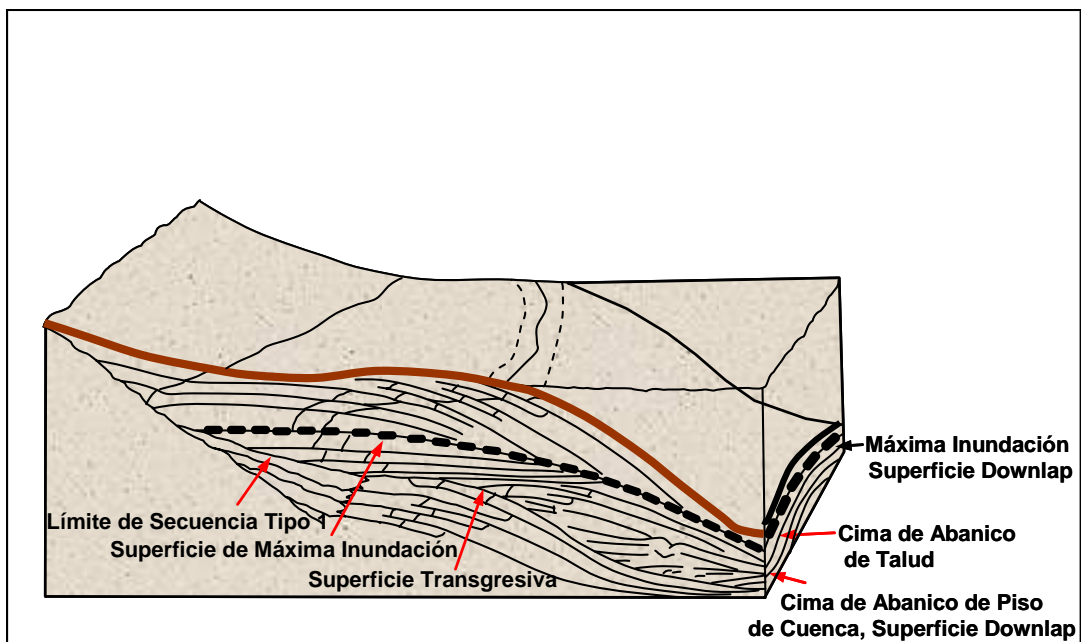
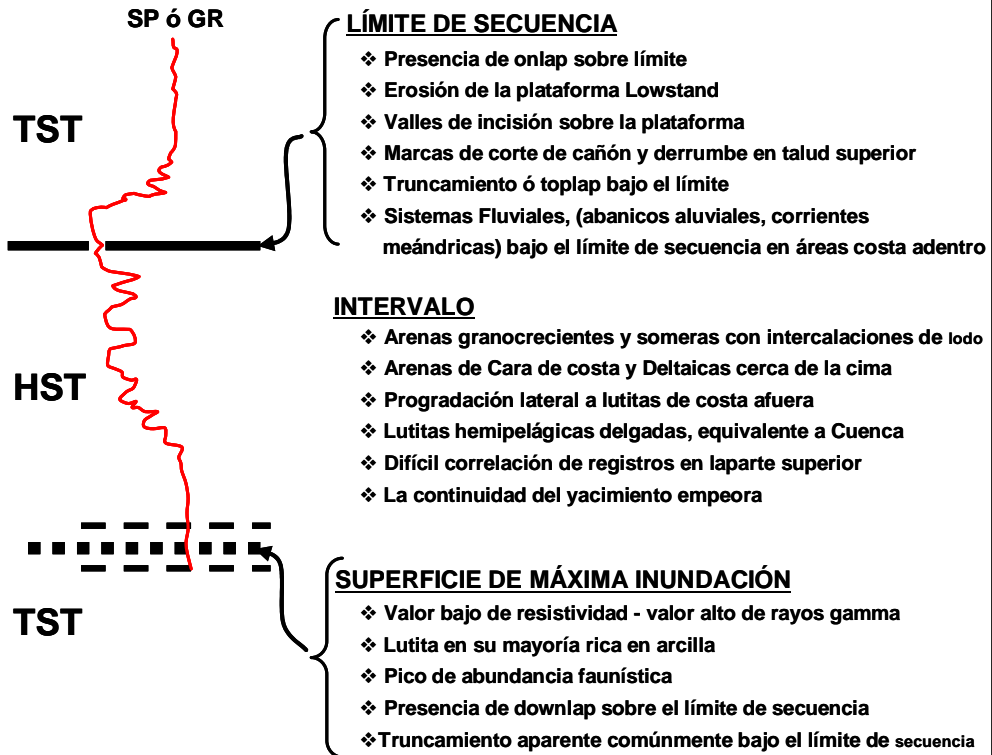


Figura IV.2.4.- Highstand System Tract. (Tomado y modificado de Vail y otros 1991).

Principios de Estratigrafía Sísmica

La Estratigrafía Sísmica intenta determinar relaciones litológicas y estratigráficas en el subsuelo mediante el registro en superficie de imágenes sísmicas de las condiciones del subsuelo.

La interpretación de una secuencia depositacional a partir de los datos sísmicos es el bloque sobre el cual el marco ambiental de la estratigrafía sísmica se construye.

Facies Sísmicas

Mitchum, et al., (1977) define a las unidades de facies sísmicas como “grupos de reflexiones sísmicas cuyos parámetros, (configuración, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad de intervalo), difieren de los grupos adyacentes”. Estas unidades generalmente son tridimensionales y pueden ser cartografiables.

Los tres criterios principales que son usados para reconocer distintas unidades de facies en los datos sísmicos son: (1) los tipos de terminación en las reflexiones que son comúnmente asociados con los límites de la unidad, (2) la configuración del patrón de reflexiones de la unidad y (3) la forma externa de la unidad, (es decir, la figura geométrica exterior que presenta). A partir de éstos criterios aún puede ser obtenida una lista mayor de posibles parámetros de reflexión.

Mediante la Geometría Externa, los Patrones de las Reflexiones y las Terminaciones de estas mismas se puede establecer un marco de sismoestratigrafía y de estratigrafía de secuencias, definida con base en el paralelismo de estratos y superficies que los limitan o contra las que terminan.

Tipos de Terminación de las Reflexiones

De acuerdo al primer criterio usado para el reconocimiento de las facies sísmicas, la mayoría de los tipos de *terminación* de las reflexiones que pueden ser observadas en los límites de secuencia las podemos clasificar de la manera que a continuación se describe, (Figura IV.2.5).

Parte Superior

Toplap. Son reflectores o estratos inclinados que terminan contra una superficie suprayacente de ángulo mas bajo.

Truncamiento Erosivo. Terminación lateral de estratos o reflectores sísmicos contra superficies de erosión suprayacentes.

Truncamiento Estructural. Terminación lateral de un estrato o reflector por estructuras (ejemplo, fallas, deslizamiento por gravedad, hialocinética o intrusiones ígneas).

Concordancia. Estratos o reflectores paralelos limitados en su parte inferior y superior.

Parte Inferior

Onlap. Terminaciones de estratos o reflectores sísmicos de bajo ángulo u horizontales contra una superficie de mayor ángulo.

Baselap. Cuando un onlap no puede ser distinguido de un downlap debido a deformación, (como cualquiera de los dos anteriores).

Downlap. Estratos o reflectores inicialmente inclinados que terminan en dirección a la cuenca contra una superficie inclinada u horizontal.

Offlap. Dos principales definiciones de offlap han sido establecidas en la literatura. La primera es la definición más clásica, sin embargo parece estar perdiendo su utilidad original. La segunda es la más comúnmente encontrada en publicaciones recientes y ha tenido mayor utilidad en lo que se refiere a estratigrafía sísmica.

- 1) Relación discordante en la cima en la cual los estratos antiguos terminan contra otros más jóvenes. Toplap y truncamiento erosional constituyen dos formas de offlap. Lo opuesto a offlap es onlap, donde los estratos jóvenes terminan echado arriba contra los estratos antiguos.
- 2) Superficie estratificada (ó reflexión sísmica) en un medio progradante. Offlap ocurre solamente durante la progradación. Offlap puede ser usado como sinónimo de clinoforme.

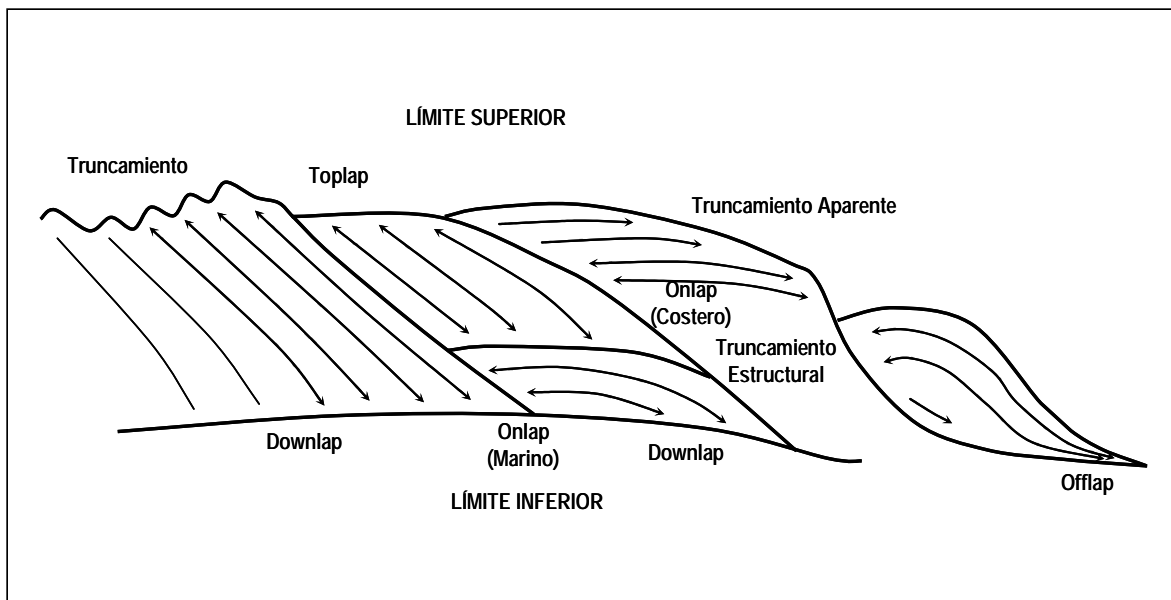


Figura IV.2.5.- Tipos de Terminación de las Reflexiones. (Tomado y modificado de Mitchum, et al., 1977 y Sangree y Widmier, 1977).

Patrones de Configuración de Reflexión

De acuerdo al segundo criterio usado para el reconocimiento de las facies sísmicas, *configuración de las reflexiones*, se considera que existen de tres tipos principales conocidos, los cuales se definen como:

Paralelos, Subparalelos y Divergentes. (Figura IV.2.6).

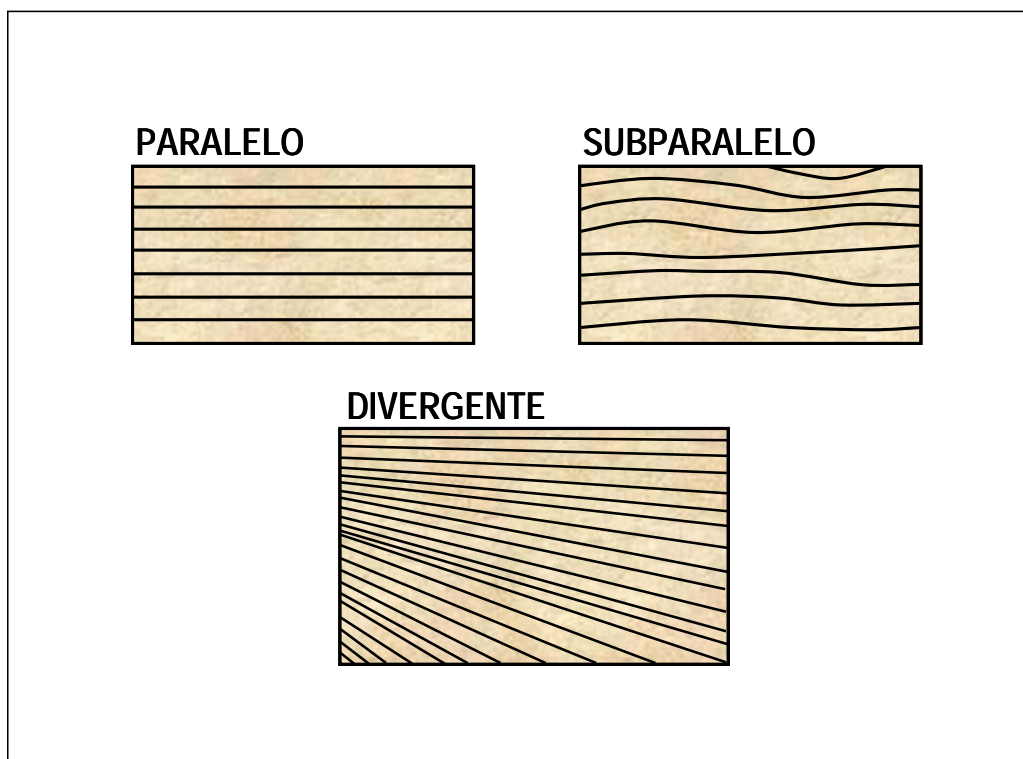


Figura IV.2.6.-Patrones Principales de Configuraciones de Reflexión Paralelas, Subparalelas y Divergentes. (Tomado y modificado de Mitchum, et al., 1977 y Sangree y Widmier, 1977).

A partir de estos tres tipos principales descritos, existen modificaciones en los patrones sísmicos las cuales pueden ser usadas para segregar facies sísmicas hacia una clasificación mas detallada. Estas modificaciones en los patrones se definen como:

Continuos (Even), Discontinuos (Disrupted), Ondulados (Wavy), Contorsionados (Contorted), Lenticulares (Lenticular) y Hummocky (Monticular). (Figura IV.2.7).

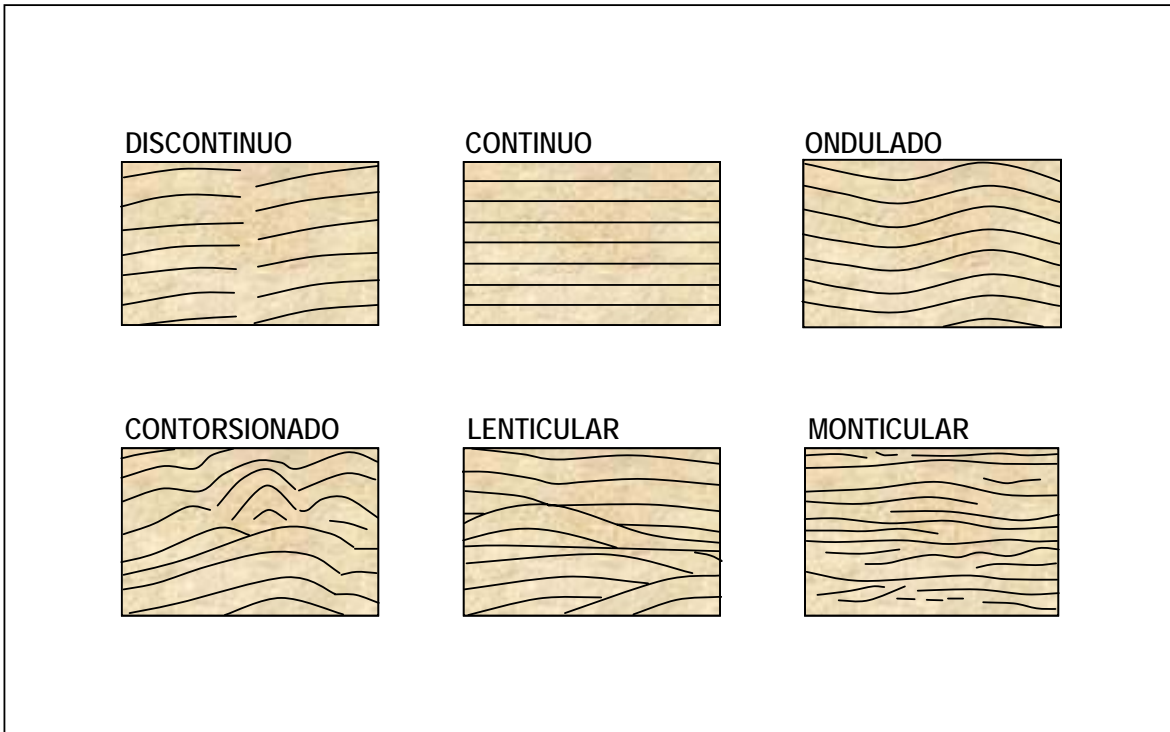


Figura IV.2.7.-Modificaciones a los Patrones de Configuraciones de Reflexión Paralelas, Subparalelas y Divergentes. (Tomado y modificado de Mitchum, et al., 1977 y Sangree y Widmier, 1977).

Geometría Externa

De acuerdo al tercer criterio utilizado para la clasificación de las facies sísmicas, *la especificación de la forma externa*, se describen a continuación algunas de las diversas formas geométricas que pueden ser asumidas por las secuencias.

La siguiente figura (IV.2.8) es un esquema básico de clasificación de seis componentes que puede ser extendido para incluir tantas variaciones de estas formas generales como el intérprete desee usar. Estas formas externas se definen como:

De Hoja (Sheet), de Cuña (Wedge), de Lentes (Lens), de Banco (Bank), de Relleno (Fill), de Montículo (Mound). (Figura IV.2.8).

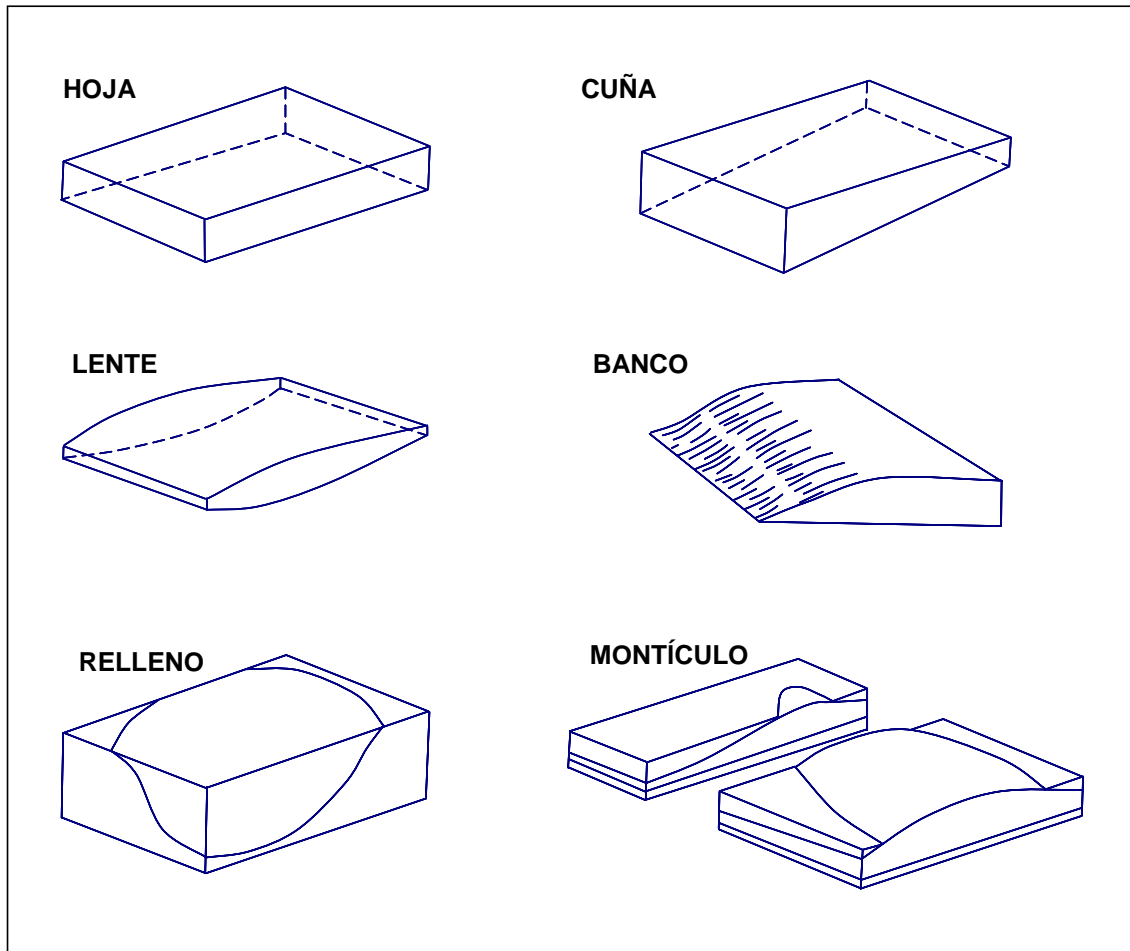


Figura IV.2.8.-Geometrías Externas. De Hoja (Sheet), de Cuña (Wedge), de Lentes (Lens), de Banco (Bank), de Relleno (Fill), de Montículo (Mound). (Tomado y modificado de Mitchum, et al., 1977 y Sangree y Widmier, 1977).

Facies Sísmicas y Energía Depositacional

La configuración geométrica de las superficies adyacentes de estratos pueden ser utilizados como un indicador cualitativo de la cantidad de energía depositacional que estuvo presente cuando las superficies de estratos fueron depositadas. De tal manera que la geometría de la reflexión interna cambia desde paralela (sheet drape), a sigmoide progradacional y finalmente a oblicuo progradacional, a medida que la energía depositacional se incrementa. Esta robusta analogía entre la interpretación de la energía depositacional y las facies sísmicas, (Figura IV.2.9), está representada por superficies de estratos a pequeña escala (núcleos) y a gran escala (secuencias sísmicas).

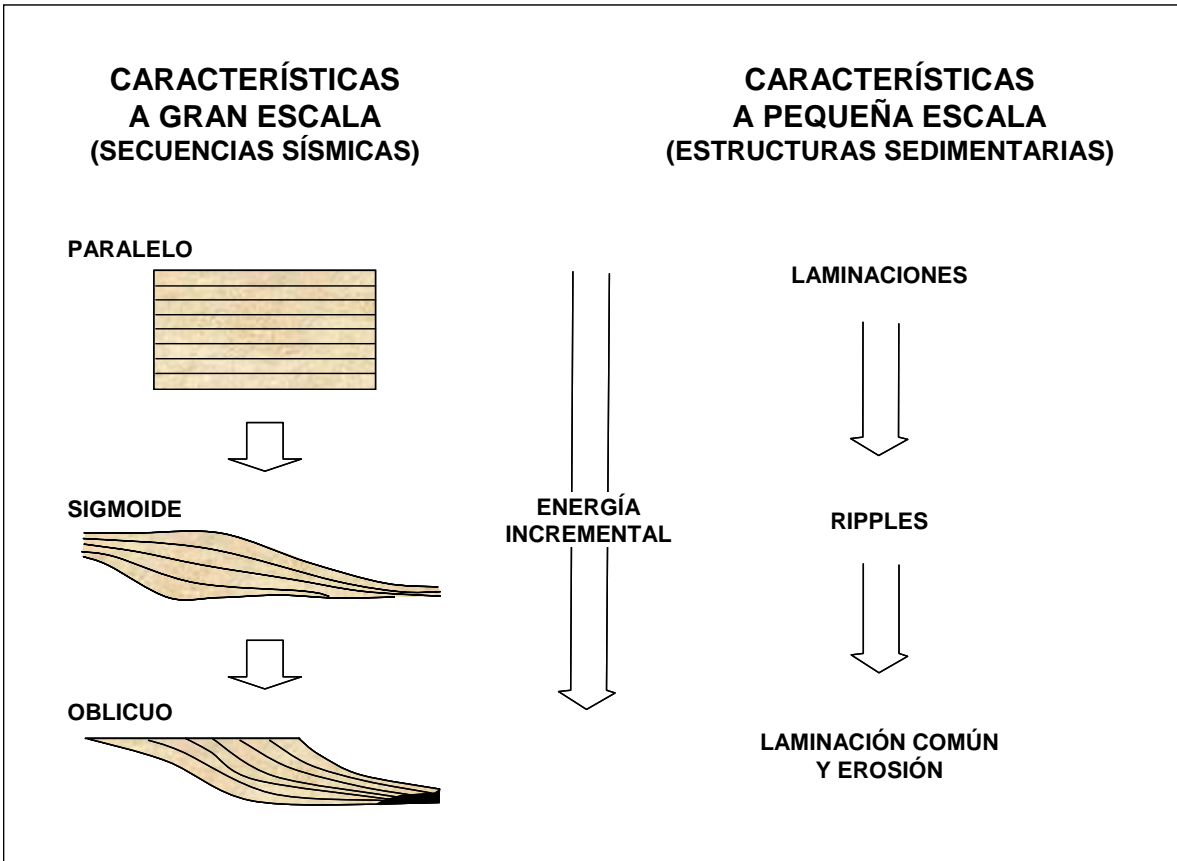


Figura IV.2.9.-Facies Sísmicas y Energía Deposicional. (Tomado y modificado de Mitchum, et al., 1977 y Sangree y Widmier, 1977).

IV.3.- Análisis de Secuencias Sísmicas

Para el área investigada de Velero-Jaujal se lograron identificar y correlacionar con claridad dos *cuerpos* turbidíticos que fueron depositados posiblemente en varios depocentros y que actualmente se encuentran con un cierto grado de deformación y basculamiento. Estos mencionados cuerpos se caracterizan por tener reflectores sísmicos de relativa buena continuidad, los cuales convergen en *onlap* sobre una superficie de discordancia. Estos cuerpos sedimentarios fueron interpretados como turbiditas de borde de plataforma.

IV.3.1.- Sismosecuencia 60.20 m.a.

El límite superior de esta secuencia sísmica, (Paleoceno Midway), fue datado con una edad de 60.20 m.a. Para tal efecto se utilizó el Informe Final Micropaleontológico del Pozo Regional-1, el cual además de contar con paleontología de alta resolución, el control de calidad en el muestreo es muy confiable y es de los pozos exploratorios más recientes. Su perforación inició el 20 de marzo del 2004 y terminó el 4 de septiembre del mismo año.

Por cronoestratigrafía y bioestratigrafía, el Paleoceno Medio se ubicó en el intervalo de 1,950 a 2,440 metros, (*Z. Morozovella angulata*: Zona Planctónica y *Tritaxia Midwayensis*: Zona Bentónica). El paleoambiente identificado para éste intervalo batimétrico fue definido como de nerítico externo proximal a nerítico externo distal, (borde de plataforma).

Mediante marca eléctrica proporcionada por el registro geofísico GR-ILD, la entrada de Paleoceno Midway fue ubicada a 2006 metros.

Existe una diferencia de 56 m entre los datos proporcionados por paleontología y por registros geofísicos, lo cual está dentro del estándar de la

industria con un límite de ± 50 m, esto si consideramos que la resolución mínima de la paleontología es de 10 m, que a su vez es el intervalo de muestreo.

La Figura IV.3.1.1 muestra gráficamente la diferencia entre ambas metodologías en la ubicación de la entrada de Paleoceno Midway.

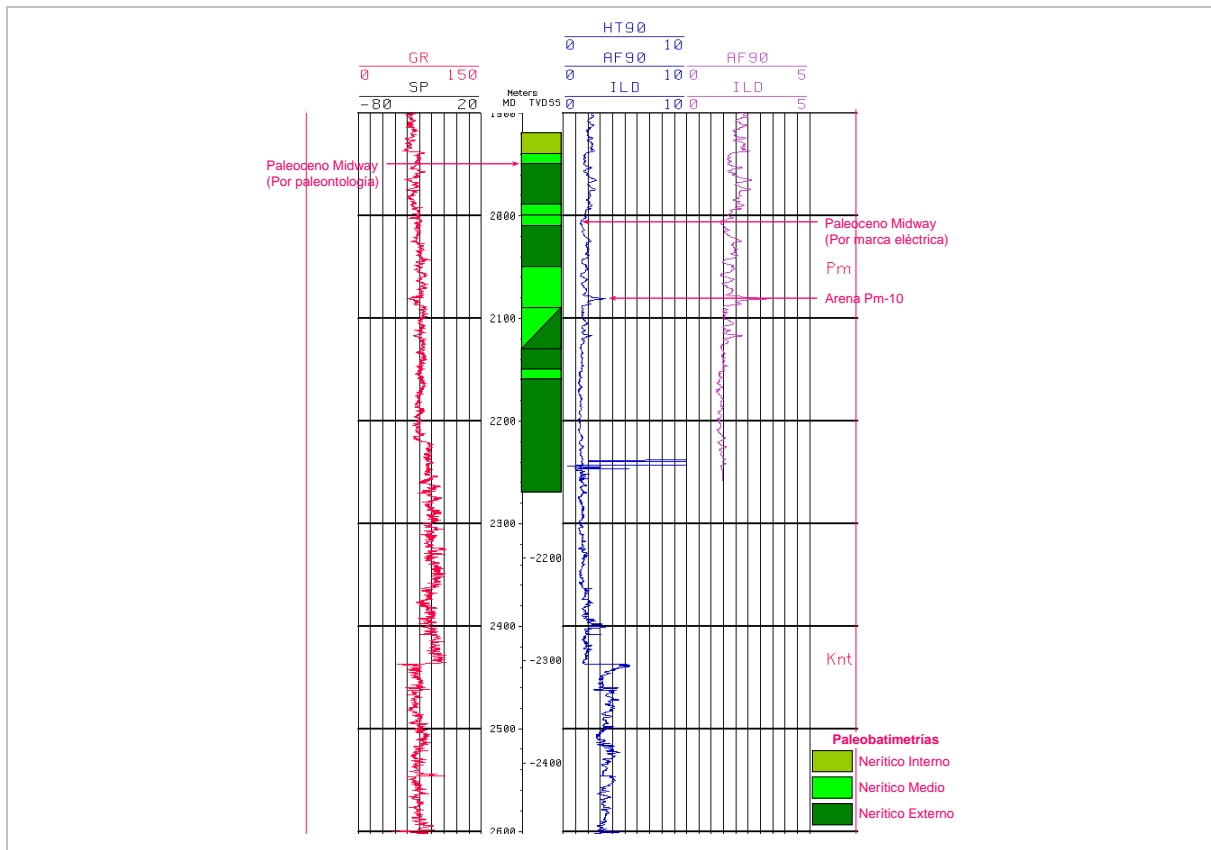


Figura IV.3.1.1.-Registro GR-ILD con Paleoaambientes que muestra la diferencia de la entrada de Paleoceno Midway, (Sismosecuencia 60.20), con Paleontología y Registros Geofísicos.

Para propósitos de “amarre” del registro con la sísmica, se seleccionó el sismorelector más cercano a la marca eléctrica en el registro del Pozo para ubicar la Sismosecuencia 60.20. Además, este evento sísmico muestra un límite entre diferentes patrones de reflexión entre la base del Paleoceno Wilcox y la cima del Paleoceno Midway como se detalla más adelante.

Para la relación tiempo-profundidad se utilizó la tabla T-Z proporcionada por el VSP realizado al Pozo Regional-1.

Es importante señalar que la arena de interés de este trabajo es la primera en aparición una vez que se atraviesa la cima del Paleoceno Midway.

Los datos de paleobatimetría y paleoambientes indican que las arenas de interés del presente estudio tuvieron su origen mediante productos de corrientes de turbidez las cuales posiblemente fueron desarrolladas bajo tirantes de agua con un máximo de 200 metros de profundidad.

El evento sísmico asociado a la sismosecuencia 60.20 se encuentra definido por un reflector de frecuencia media con valores alrededor de 25-30 Hz y con amplitud media, media-baja que se mantiene en la mayor parte de la zona de interés y se muestra en color azul en la Figura IV.3.1.2. Solamente en áreas muy específicas adopta valores con frecuencia baja de ~14 Hz donde la amplitud es notablemente alta y que se muestran en colores rojo y amarillo.

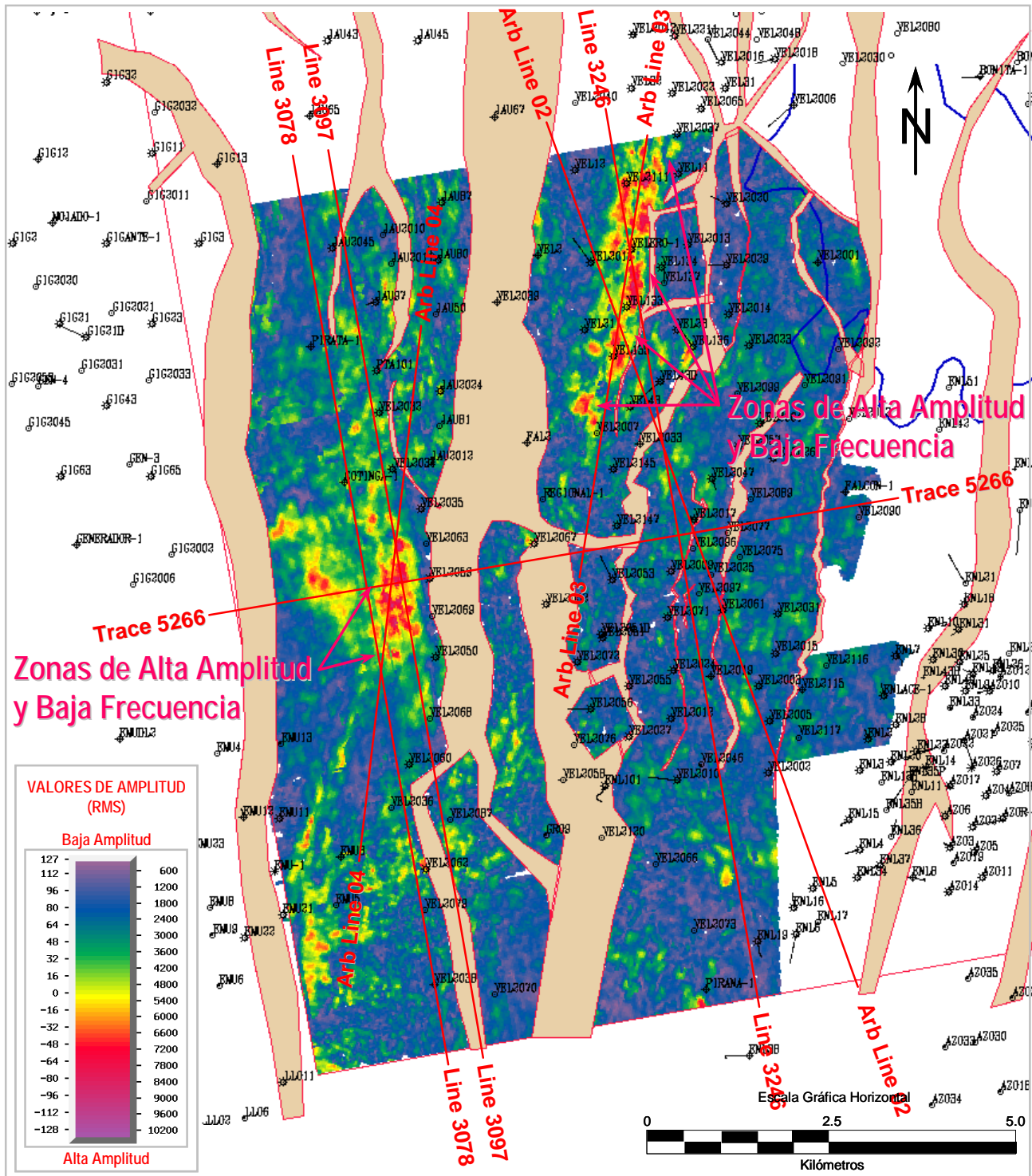


Figura IV.3.1.2.-Extracción de Amplitud realizada sobre la superficie asociada a la sismosecuencia .60.20 que muestra la distribución de amplitudes en el área de interés.

Este reflector se distribuye regionalmente con una continuidad de regular a buena en el área de interés del estudio, a excepción de la parte sureste debido al oscurecimiento de la información provocado por la adquisición sísmica en la porción transicional y lagunar además de la disminución de cubrimiento sísmico característico en el borde del estudio.

La parte mas somera de este evento se encuentra en la parte central del bloque oriental a aproximadamente 1,600 m, y se profundiza en la porción sureste del área de interés del estudio llegando a los 2,800 m en algunos casos. Esto debido al acomodo estructural del complejo de extensión de la parte terrestre de la Cuenca de Burgos donde los estratos fueron inclinados y fallados, dando como resultado crecimiento por expansión de los mismos de tal manera que el desplazamiento aumenta de oeste a este originando que los estratos se profundicen a medida que se acercan a la línea de costa. (Figura IV.3.1.3)

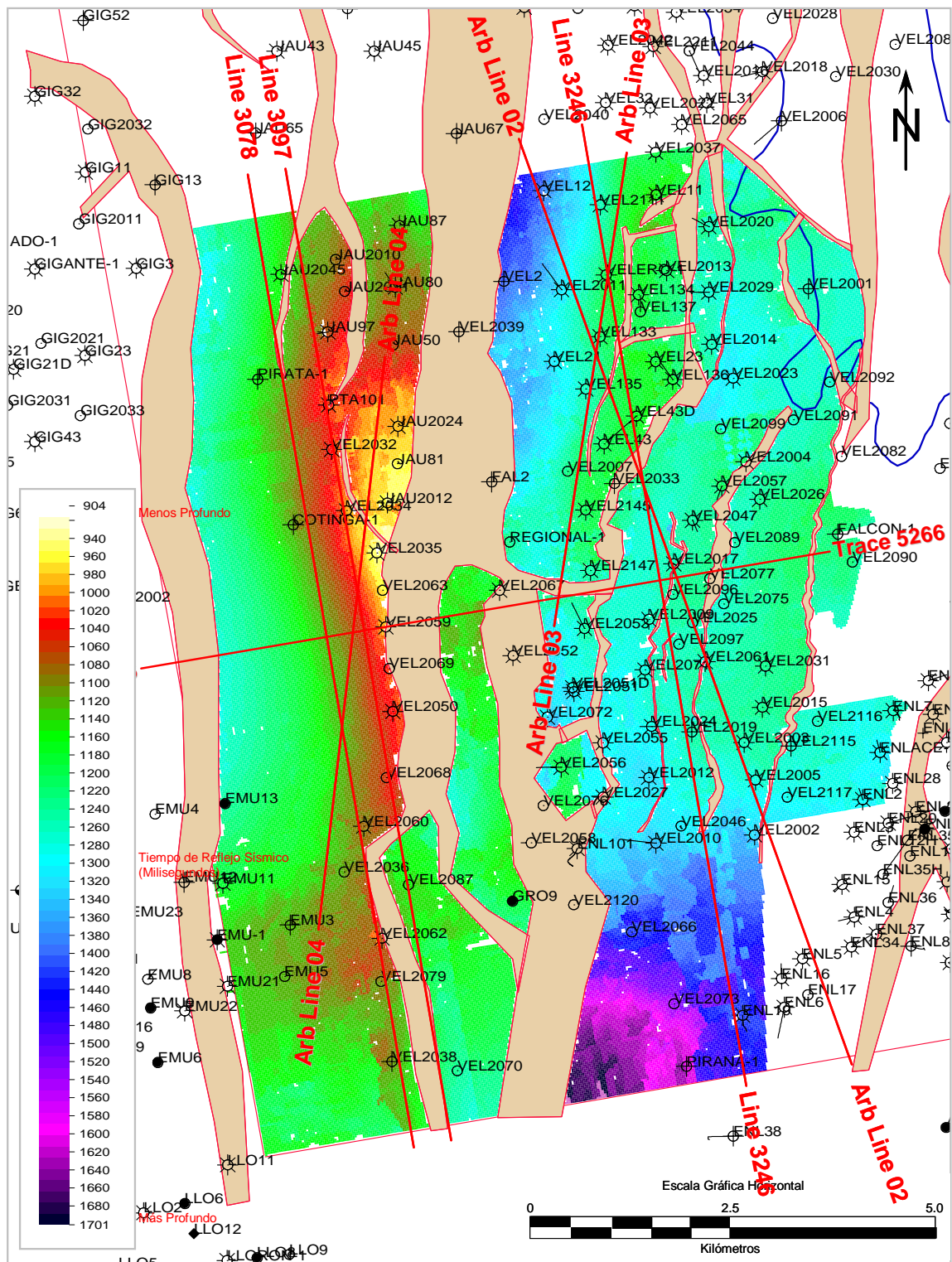


Figura IV.3.1.3.-Superficie asociada a la sismosecuencia .60.20 que muestra las partes someras y profundas en el área de interés del estudio.

Por arriba del evento asociado a la sismosecuencia 60.20, (color naranja), en las líneas Norte-Sur se observan patrones de reflexión mayormente paralelos y subparalelos y en menor cantidad ligeramente divergentes. Mientras que por debajo de este límite se aprecian del tipo “hummocky” ó monticular como se indican sombreados en amarillo en la Figura IV.3.1.4 de la línea 3078. Por otra parte, en las líneas Este-Oeste por encima de la sismosecuencia se pueden ver marcadas divergencias en los patrones de reflexión.

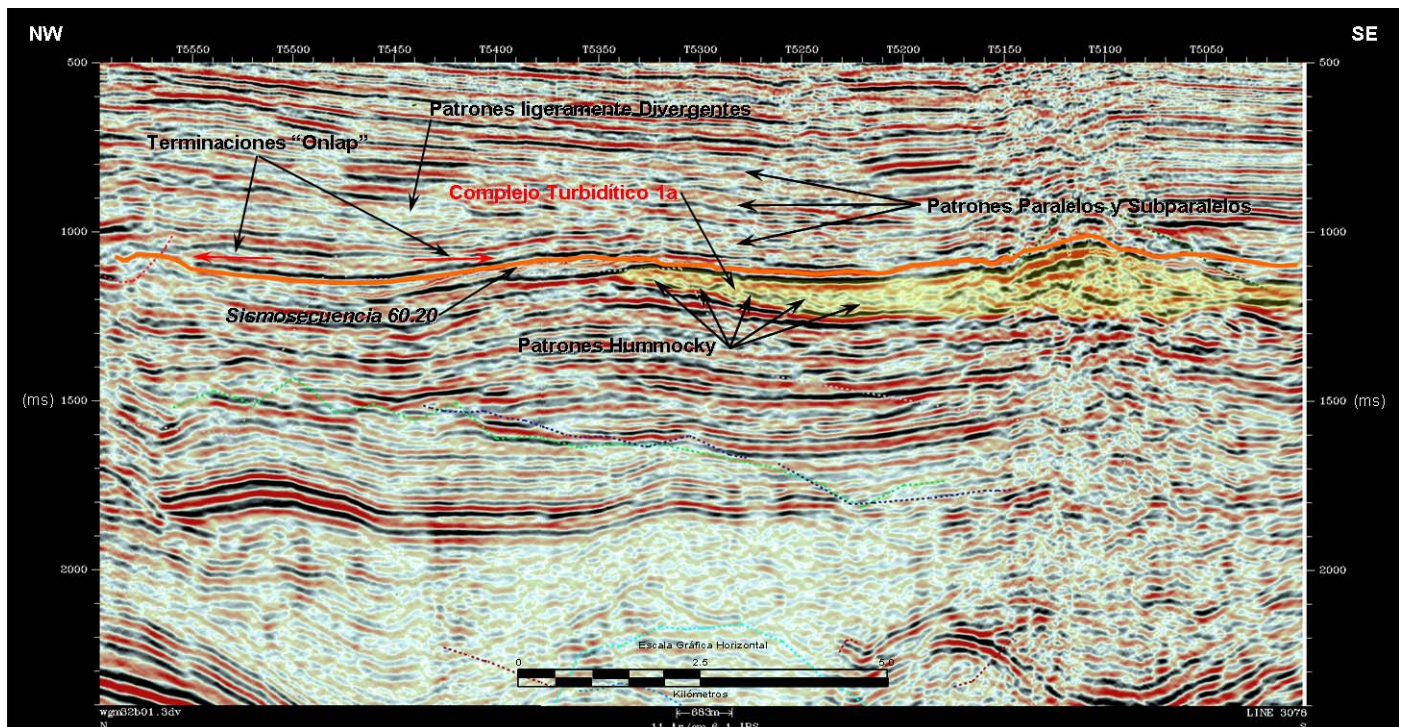


Figura IV.3.1.4.-Línea 3078 con orientación NW-SE mostrando los patrones de reflexión por arriba y debajo de la sismosecuencia 60.20.

Por encima de esta sismosecuencia se observan reflectores concordantes; no se aprecian truncamientos erosionales. y las pocas terminaciones observables son del tipo “onlap”. (Figura. IV.3.1.4)

La geometría externa bajo esta sismosecuencia es de tipo lenticular con variaciones de espesor, delgado hacia los flancos y grueso en la porción central del área marcada en amarillo.

IV.3.1.1.- Complejo Turbidítico 1a

Este cuerpo se localiza en la parte central oriental del área de interés del estudio por debajo de la sismosecuencia 60.20 y se puede apreciar en la Línea 3078 de la Figura IV.3.1.4 así como en la Línea Arbitraria 04 de la Figura IV.3.1.1.1 resaltado en color amarillo en la porción donde muestra su mejor expresión.

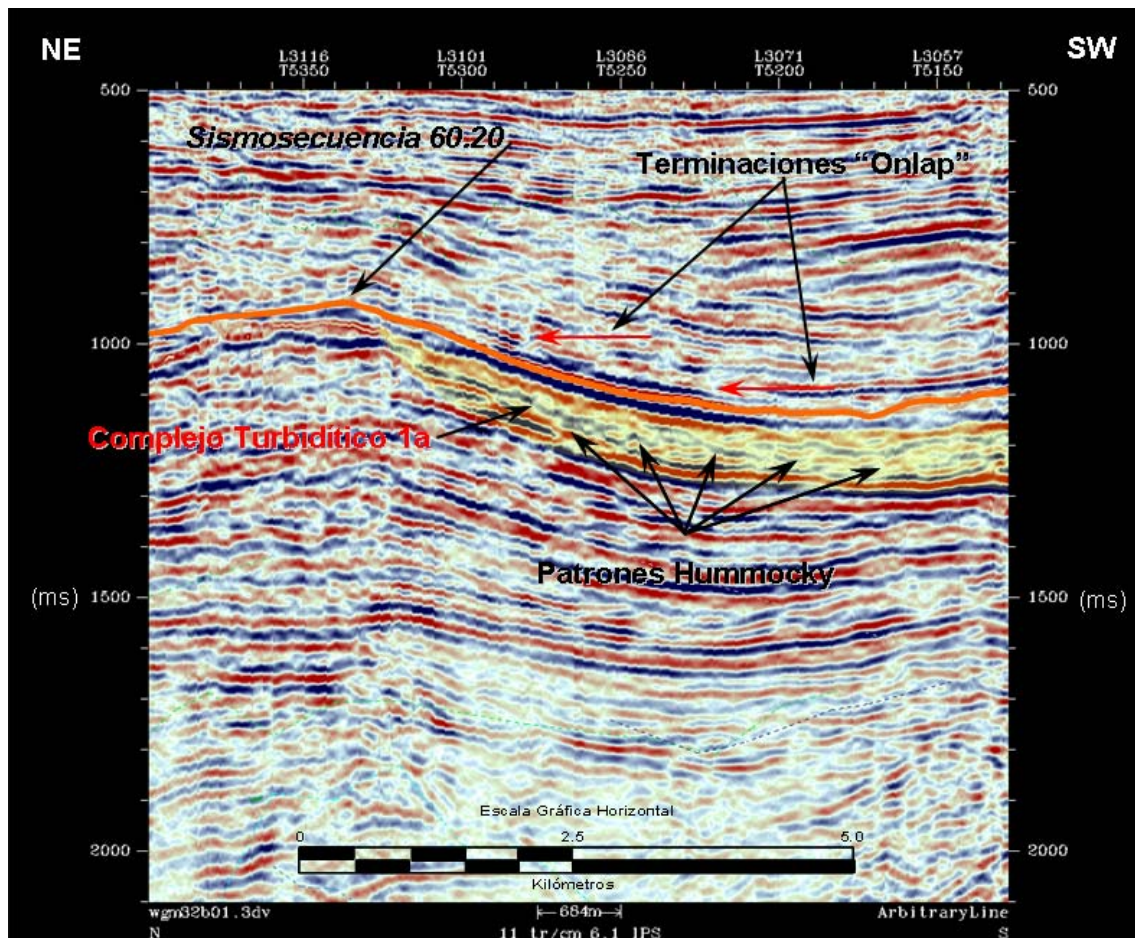


Figura IV.3.1.1.1.-Línea Arbitraria 04 con orientación NE-SW mostrando los patrones de reflexión por arriba y debajo de la sismosecuencia 60.20 así como el complejo turbidítico identificado por debajo de ésta mostrado en color amarillo.

La orientación NE-SW de la línea permite ver en forma longitudinal el cuerpo turbidítico, visualizando claramente su geometría externa y sus patrones internos de reflexión. Al realizar su correlación se pudo apreciar que su extensión

y su distribución son hacia el suroeste en la línea arbitraria 04 incrementando su espesor en este sentido.

El abanico submarino se caracteriza por tener dos tipos de facies sísmicas principalmente, una en la parte central donde se observan patrones de reflexión del tipo "*hummocky*" ó monticular de baja amplitud y frecuencia, mientras que en los extremos los reflectores son paralelos y de alta amplitud y frecuencia con relativa buena continuidad.

Las facies "*hummocky*" ó monticular, para este caso, se interpretan como el canal principal y depósitos de alta energía, mientras que los reflectores paralelos son considerados como los "*levees*" ó diques del canal y sedimentos de "*overbank*" ó desborde los cuales presentan terminaciones del tipo "*onlap*" sobre una superficie discordante. De acuerdo a la literatura existente y a la aceptación que se ha tenido sobre este tipo de cuerpos turbidíticos, la parte donde se tiene el mayor contenido de arenas es en el canal, a partir del cual las facies granulométricas se van haciendo mas finas hacia la periferia, esto es en facies cercanas medias y distales.

IV.3.1.2.- Complejo Turbidítico 1b

Al Noreste del área de interés del estudio se observa claramente el complejo turbidítico 1b, mostrado en la línea arbitraria 02 e ilustrado en la Figura IV.3.1.2.1.

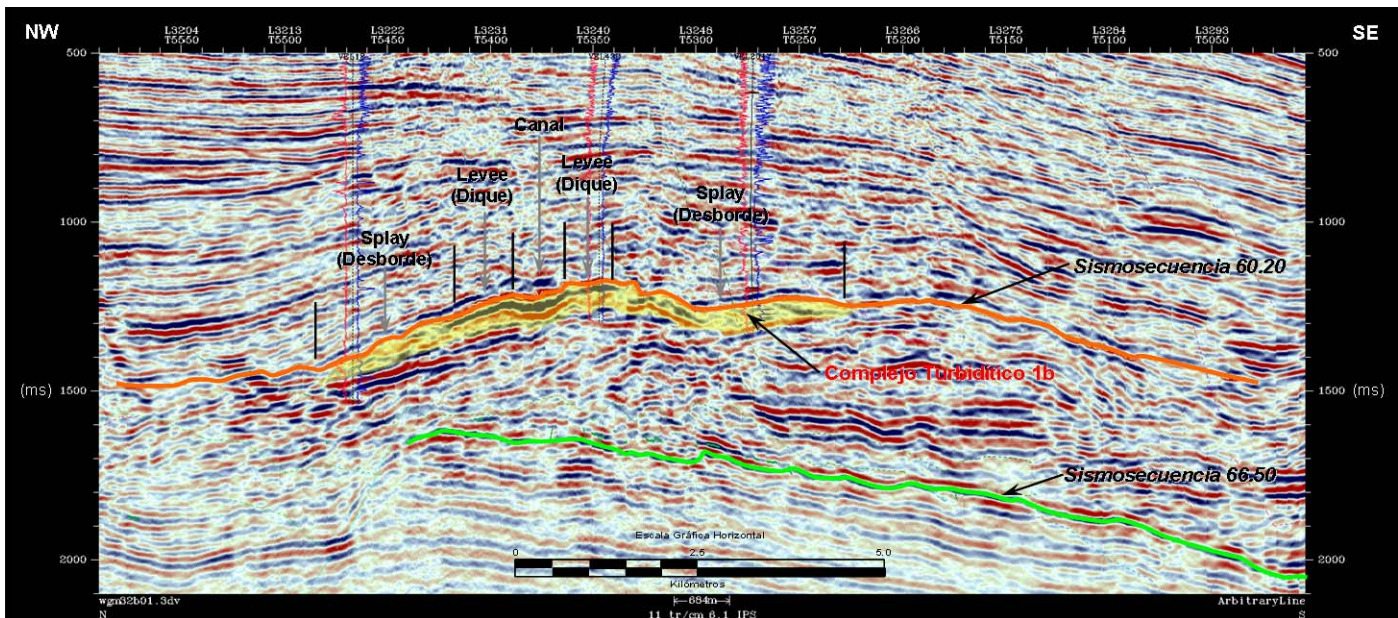


Figura IV.3.1.2.1.-Línea Arbitraria 02 con orientación NW-SE mostrando los patrones de reflexión por arriba y debajo de la sismosecuencia 60.20 así como el complejo turbidítico 1b identificado por debajo de ésta mostrado en color amarillo.

En esta línea se observa que el complejo turbidítico corresponde a un canal distributivo con mínima deriva meándrica. Se encuentra ligeramente basculado y con mínima deformación. El canal principal fue interpretado como depósitos de alta energía, y los “levees” ó diques del canal y sedimentos de “overbank” ó desborde se interpretaron como depósitos de baja energía. Sobre éste complejo también se observa una anomalía de amplitud sísmica la cual está asociada a la presencia de hidrocarburos. El pozo Velero-1 perforó esta anomalía y se encuentra produciendo gas seco desde su perforación en 1976. Como se puede ver, el pozo Velero 1 atravesó el yacimiento en las facies de arenas finas del dique por encontrarse estructuralmente en mejor posición con respecto a las facies de arenas gruesas del canal, cuya granulometría es mucho mejor que la del dique.

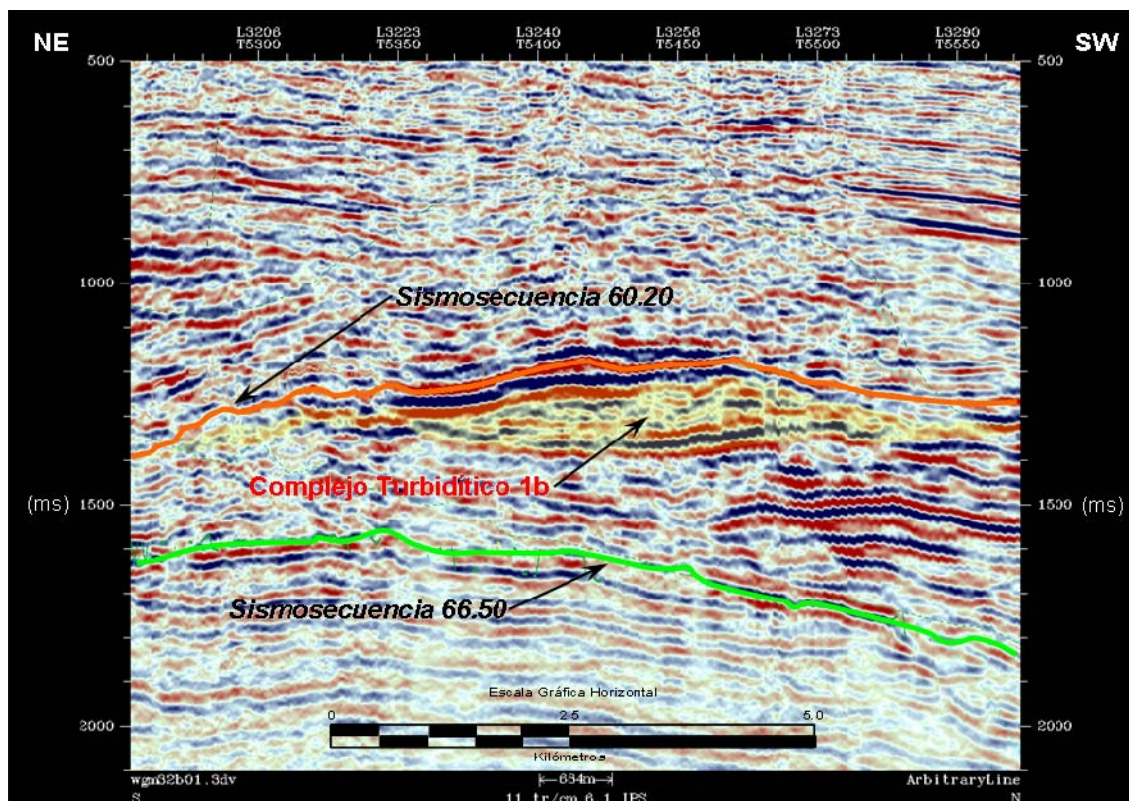


Figura IV.3.1.2.2.-Línea Arbitraria 03 con orientación NE-SW mostrando los patrones de reflexión por arriba y debajo de la sismosecuencia 60.20m.a. así como el complejo turbidítico 1b identificado por debajo de ésta mostrado en color amarillo.

IV.3.2.- Sismosecuencia 66.50 m.a.

El límite superior de esta secuencia sísmica, (Cretácico Superior), fue datado con una edad de 66.50 m.a. También para datar esta sismosecuencia se utilizó el Informe Final Micropaleontológico del Pozo Regional-1.

Por cronoestratigrafía y bioestratigrafía el Cretácico Superior – Maestrichtiano Temprano se ubicó en el intervalo de 2,440 a 4,140 metros, (*Racemiguembelina fructicosa*: Zona de Foraminíferos Planctónicos) y pertenece a la Formación Méndez. El paleoambiente identificado para este intervalo batimétrico fue definido como cuenca, (batial superior a medio).

Mediante marca eléctrica proporcionada por el registro geofísico GR-ILD, la entrada del Cretácico Superior fue ubicada a 2,437 metros.

En este caso existe una diferencia de 3 metros entre los datos proporcionados por paleontología y por registros geofísicos, lo cual está dentro del estándar de la industria con un límite de ± 50 metros, esto si consideramos que la resolución mínima de la paleontología es de 10 metros, que a su vez es el intervalo de muestreo.

La Figura IV.3.2.1 muestra gráficamente la diferencia entre ambas metodologías en la ubicación de la entrada de Paleoceno Midway.

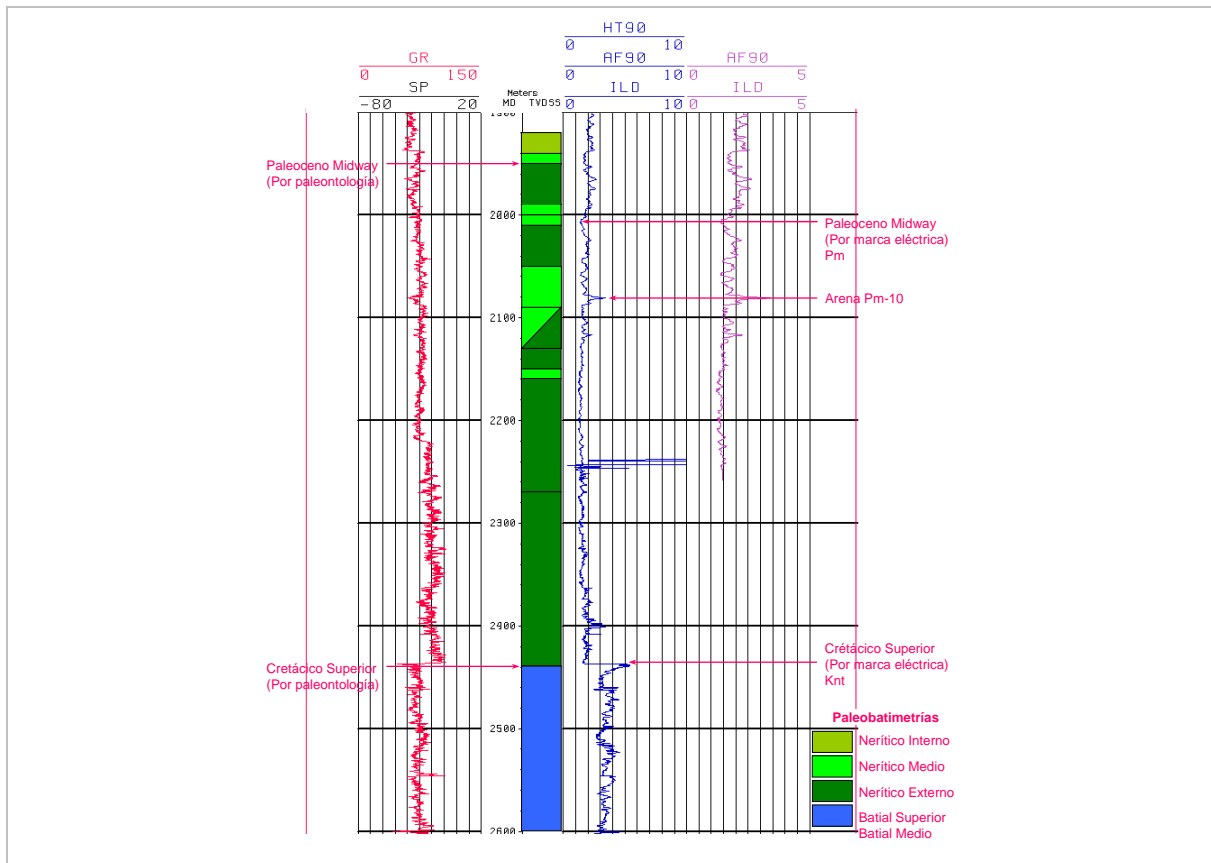


Figura IV.3.2.1.-Registro GR-ILD con Paleoambientes que muestra la diferencia de la entrada de Crétácico Superior, (Sismosecuencia 66.50), con Paleontología y Registros Geofísicos.

El evento sísmico asociado a la sismosecuencia 66.50 se encuentra definido por un reflector de frecuencia media con valores alrededor de 25 Hz y con amplitud media que se mantiene en la mayor parte de la zona de interés y se muestra en color azul en la Figura IV.3.2.2. Los valores altos aparentemente no tienen definición en patrón ó alineamiento alguno. Sin embargo se puede apreciar

que estos valores altos tienden a delimitar la periferia del campo en los bloques donde se pudo establecer con precisión la correlación del Cretácico Superior.

En la Figura IV.3.2.2 también se puede observar que el área delimitada con contorno verde corresponde al área en donde fue posible establecer con precisión el Cretácico Superior en las columnas analizadas de los pozos utilizados. El área delimitada en contorno rojo corresponde al área en donde no fue posible establecer de manera precisa el Cretácico Superior en las columnas de los pozos revisados ya que en esta porción el reflector asociado a la sismosecuencia 66.50 se profundiza. Además de lo anterior, la paleontología de los pozos exploratorios en este bloque no fue resolutive debido a que en su momento el muestreo fue inadecuado.

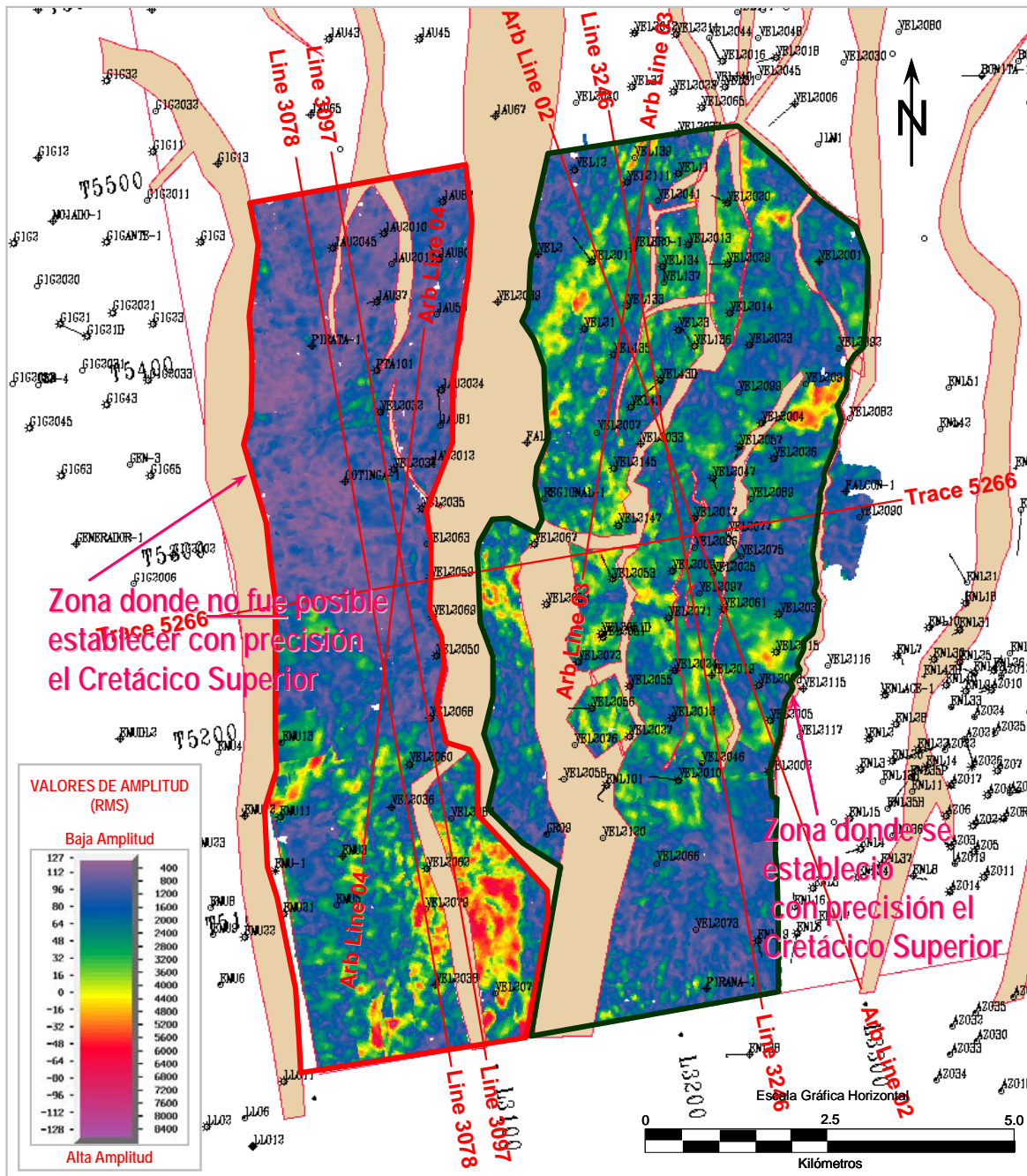


Figura IV.3.2.2.- Extracción de Amplitud realizada sobre la superficie asociada a la sismosecuencia 66.50 que muestra la distribución de amplitudes en el área de interés del estudio.

Este reflector se distribuye regionalmente con una relativa buena continuidad en el área de interés del estudio, especialmente en el área delimitada con verde. En el área delimitada con rojo el reflector se profundiza, se hace discontinuo y disminuye notablemente en amplitud, a excepción de la parte central

al sur donde el evento además de profundizarse adquiere continuidad y su amplitud se incrementa notablemente.

La parte más somera de este evento se encuentra en la parte central del bloque oriental a aproximadamente 2,400 m; y se profundiza en la porción sureste del área de interés del estudio llegando a los 3,000 m en algunos casos. (Figura IV.3.2.3).

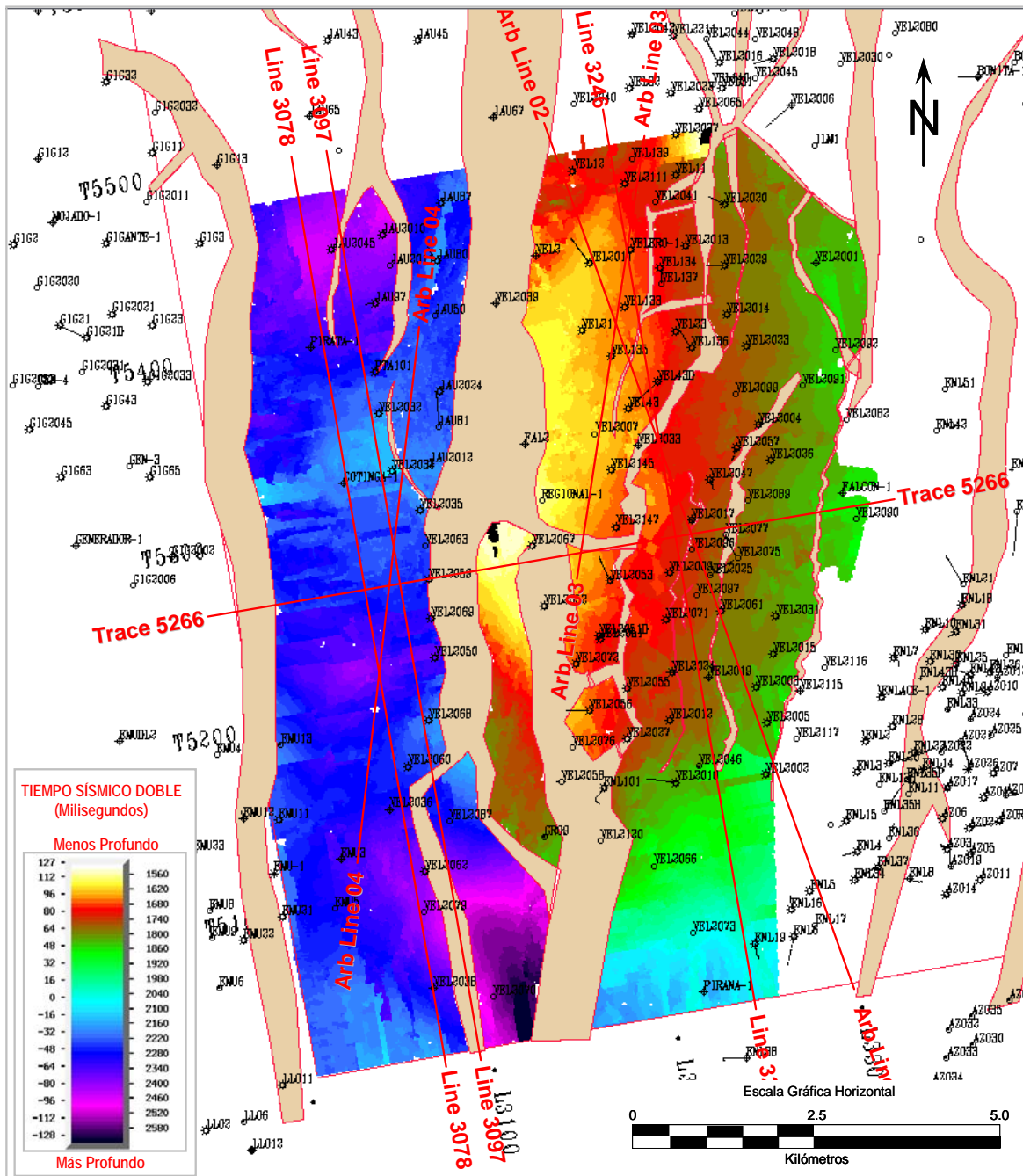


Figura IV.3.2.3.-Superficie asociada a la sismosecuencia 66.50 que muestra las someras y profundas en el área de interés del estudio.

En la porción donde no fue posible establecer con precisión el Cretácico Superior, este alcanza profundidades mayores a los 3,600 metros.

Por abajo del evento asociado a la sismosecuencia 66.50, (color verde), en la Traza 5266 Este-Oeste se observan patrones de reflexión mayormente paralelos, armónicos y con buena continuidad.

En su conjunto, la parte superior de la sismosecuencia 66.50 constituye la base de un marco de deformación que es uniformemente de extensión, y que está en gran parte relacionado con un basamento cinemático definido por la cima de los estratos del Mesozoico. En la Figura IV.3.2.4 se puede observar que por encima de esta secuencia sísmica se observa el acomodo estructural modesto con “un patrón relativamente sencillo de fallas lítricas de plano curvo (curviplanar) que terminan hacia abajo en una superficie basal común de despegue poco observable como tal en los datos de reflexión sísmica”, tal y como se menciona en la página 31.

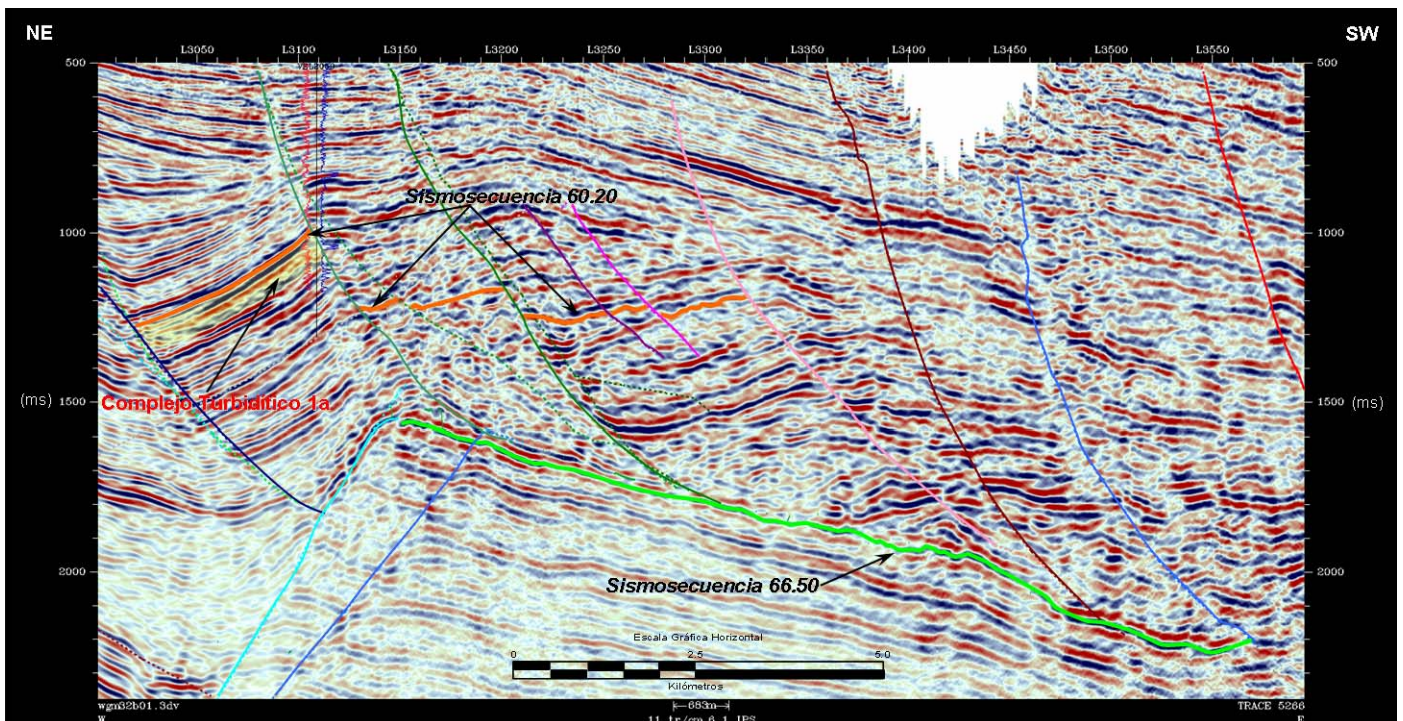


Figura IV.3.2.4.-Traza 5266 con orientación NE-SW mostrando los patrones de reflexión por arriba y debajo de la sismosecuencia 66.50 así como el complejo turbidítico 1a identificado por debajo de la sismosecuencia 60.20 mostrado en color amarillo.

La superficie asociada a la sismosecuencia 66.50 constituye un límite entre la base del Terciario y la Cima de Mesozoico.

En la Figura IV.3.2.5 se muestra un mapa con extracción de amplitudes sobre la sismosecuencia 60.20 mostrando la ubicación y orientación de las líneas analizadas.

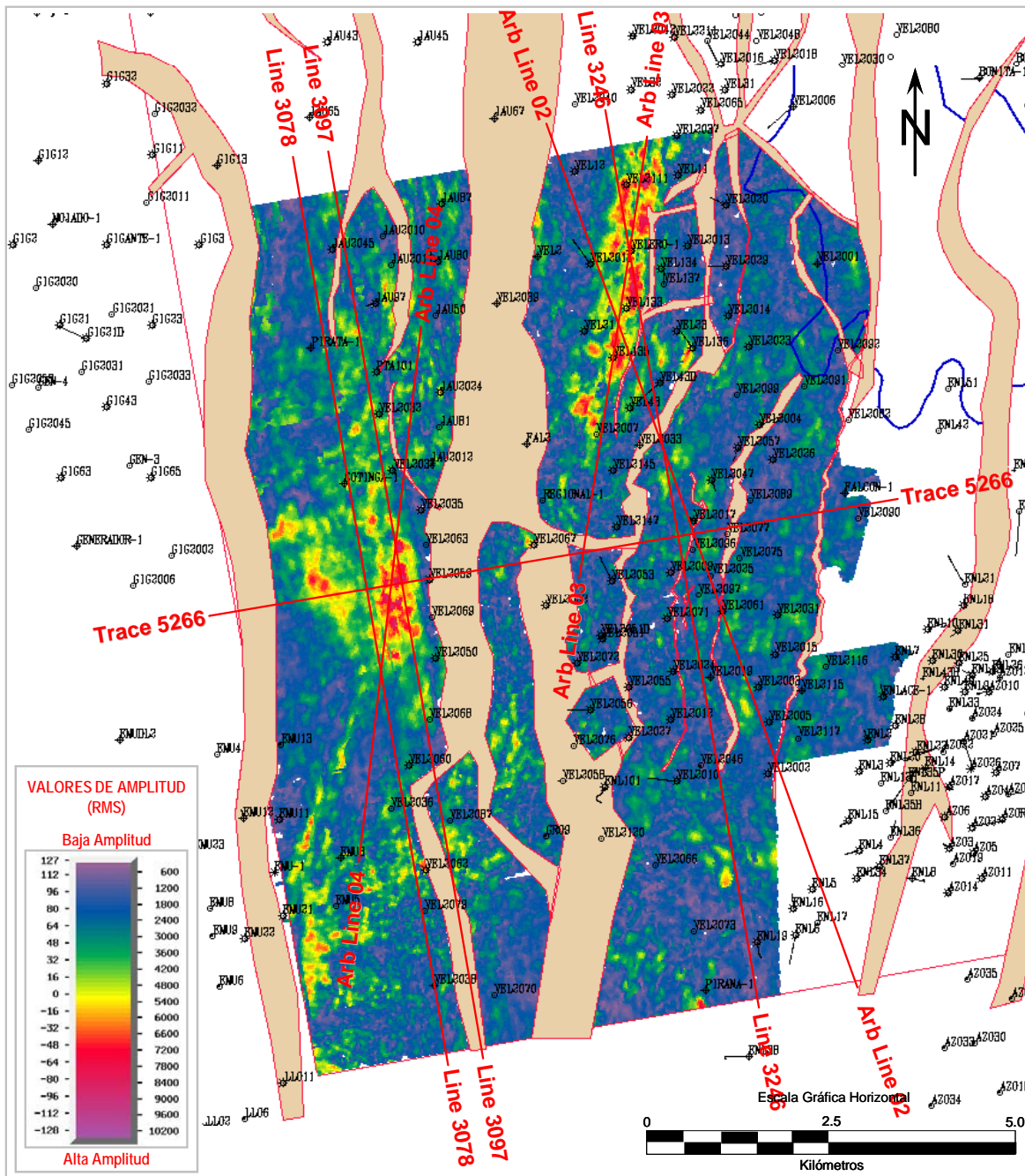


Figura IV.3.2.5.- Mapa de Extracción de Amplitud RMS realizada sobre la superficie asociada a la sismosecuencia 66.50 que muestra la ubicación y orientación de las líneas analizadas en éste trabajo.

IV.4.- Atributos Sísmicos

IV.4.1.- Similaridad

La herramienta ESP (Event Similarity Prediction) forma parte de las características disponibles en la familia de productos PostStack del sistema Landmark. La herramienta PostStack ESP resalta rasgos estructurales y estratigráficos de pequeña y gran escala a partir de volúmenes de trazas.

El proceso de escaneo ESP a lo largo de un horizonte calcula disimilaridad entre trazas. La ventaja de obtener datos de disimilaridad es que podemos revelar y aumentar cambios sísmicos laterales que comúnmente tienen relación con variación geológica. Esta medida de disimilaridad nos permite una identificación visual de rasgos tales como fallas, cambios de facies y otros patrones geológicos. Las fallas y variaciones estratigráficas generalmente resaltarán como anomalías prominentes entre datos homogéneos.

En el cálculo ESP, la semejanza y la distancia de Manhattan son usadas para predecir la similaridad. Conceptualmente, se esperarían valores altos de similaridad entre trazas cuando la geología es plana y continua, mientras que por otro lado, se esperarían valores bajos entre trazas cuando tenemos geología plana con echado, y valores anómalos cuando ésta es discontinua.

Distancia de Manhattan

La distancia de Manhattan es una medida estadística de disimilaridad. En el cubo de continuidad, la medida principal de disimilaridad es la correlación cruzada, la cual compara la traza central con las trazas vecinas mediante la multiplicación de muestras de la traza central con muestras de una traza vecina en una ventana de tiempo y normalizando mediante la autocorrelación de estas dos trazas. La salida es una combinación estadística de valores de correlación cruzada de la traza central hacia las trazas vecinas. Los valores resultantes son

-1 y +1, donde los datos presentan mas discontinuidad tales como fallas las cuales resultan en valores cercanos a -1. En ESP, la ventana de la traza central es comparada con la ventana de la traza objetivo utilizando la distancia de Manhattan. Así, la distancia de Manhattan representa la suma del valor absoluto de las diferencias de las muestras entre ventanas de análisis. Esta suma, (numerador) es dividida entre la suma de valores absolutos de cada muestra de dos trazas en la ventana de tiempo especificada. Los valores resultantes son números entre 0 y 1. Datos discontinuos, tales como los cercanos a fallas, producen valores cercanos a +1. (Swan y Sandilands, 1995). Para incrementar la resolución de la barra de colores cuando se generan displays en Seisworks, PostStack escala la salida ESP mediante la multiplicación por 100.

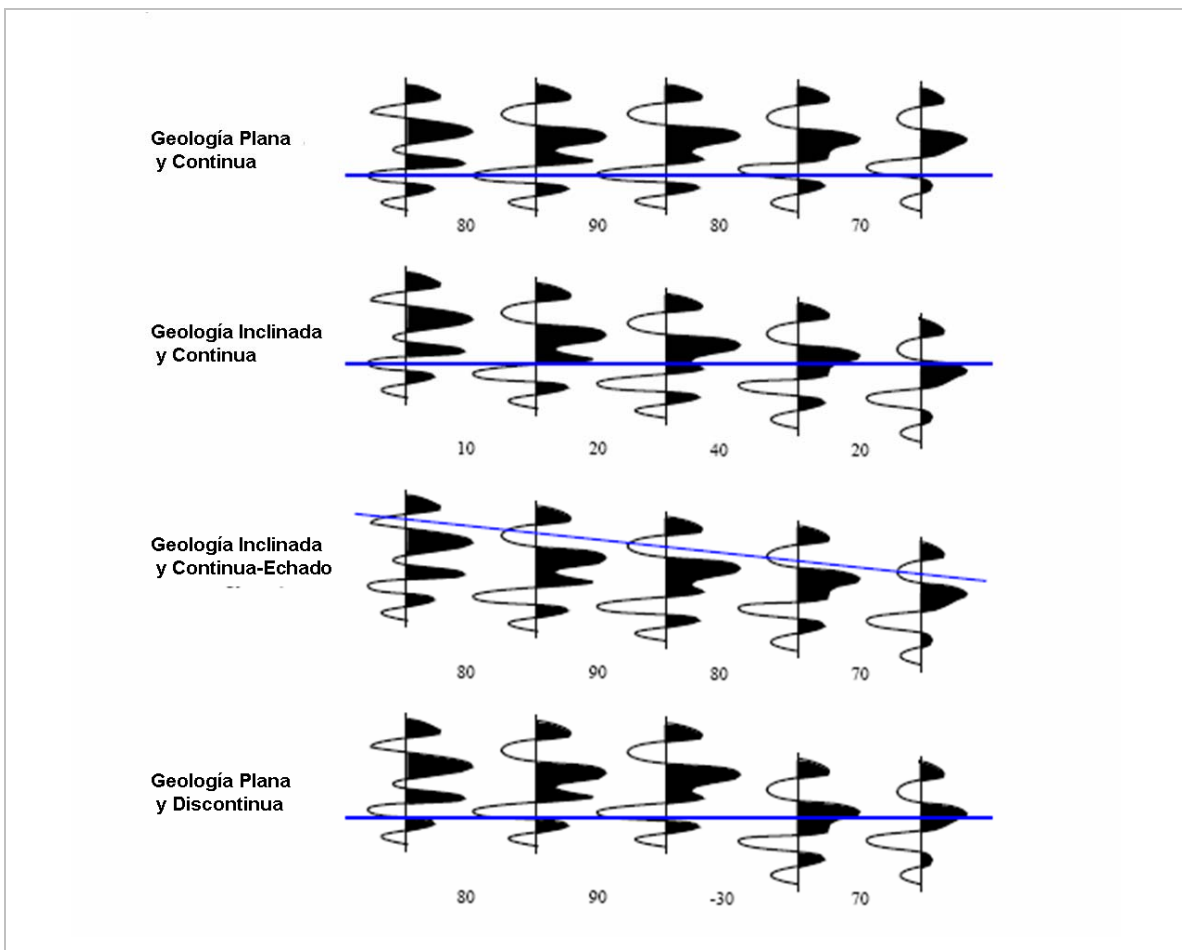


Figura IV.4.1.1.- Coeficientes de Sembanza que reflejan los rasgos geológicos. (Patrones de una traza a otra utilizada en éste ejemplo). (Tomado y modificado de Swan y Sandilands, 1995).

El análisis de similaridad en ESP es más robusto que este ejemplo simplificado de la Figura IV.4.1.1. ESP compara la traza central en un patrón de comparación entre una traza con una y hasta un máximo de ocho trazas vecinas. Podemos escoger el patrón escaneo y especificar la longitud temporal de los datos que se desea incluir en la ventana de comparación. Si los eventos tienen echado, es posible instruir al programa para que busque un rango específico en el que se realice la mejor comparación.

Los valores de semblanza son calculados para cada traza central de referencia comparada con un par de trazas en el patrón de escaneo. A partir de todas estas mediciones, es elegida una sola traza objetivo vecina. Un segundo cálculo obtiene la disimilaridad mediante la distancia de Manhattan utilizando la traza central y la traza objetivo en la ventana de comparación. Este valor de salida de la distancia de Manhattan puede mostrarse mediante la barra de colores de SeisWorks.

Variación de la Similaridad

Los valores bajos de similaridad pueden ser el resultado de cualquiera de las siguientes causas:

- fallas casi verticales ó de bajo ángulo
- contrastes en el carácter sísmico debido a cambios estratigráficos ó litológicos
- eventos con valores de echado agudo, (especialmente si en el proceso no se efectuó la corrección para echados agudos, *dip correction*)
- ausencia de reflectores (presencia de sal)
- datos con calidad pobre

Las fallas con su plano vertical detectable ó con distorsión del campo de onda generalmente producirán zonas angostas claramente identificables con valores bajos de similitud.

Similarmente, contrastes abruptos en el carácter sísmico debido a variaciones estratigráficas o litológicas, (tales como arenas de canal), también producirán zonas angostas con bajos valores de similitud. Las variaciones graduales en contrastes estratigráficos, tales como los asociados con las secuencias transgresivas producirán a su vez amplias regiones de valores de moderada similitud. Eventos con echado agudo, especialmente cuando la corrección por echado no se efectuó en el proceso, resultarán también en amplias regiones con valores bajos de similitud. Zonas con pobre calidad de datos ó con ausencia de reflectores también producirán amplias regiones con bajos valores de similitud. Finalmente, trazas ruidosas, mal migradas, y huellas de adquisición pueden también generar regiones locales de baja similitud.

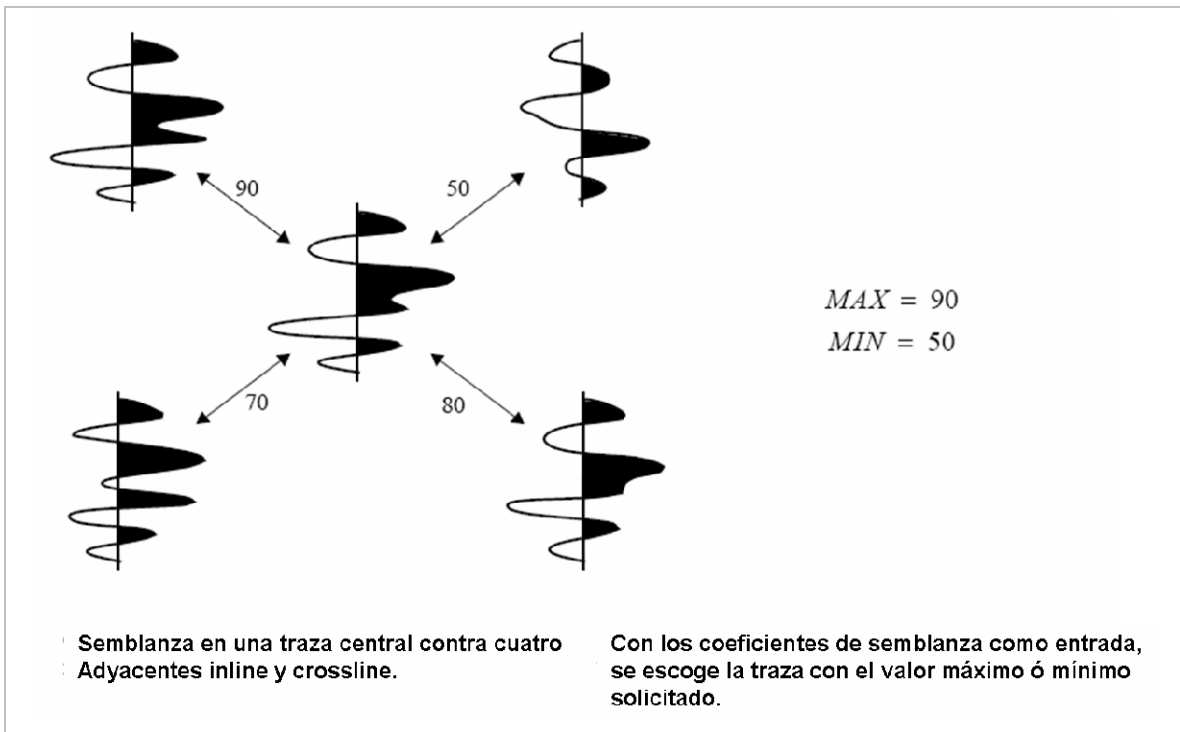
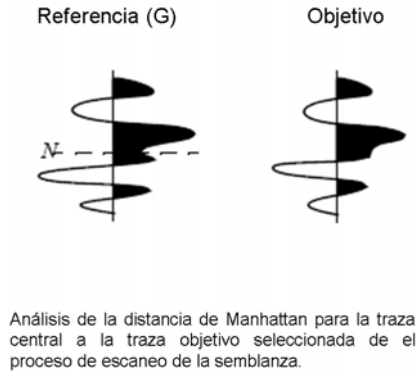


Figura IV.4.1.2.- Figura que ilustra como Poststack calcula la traza objetivo. Ejemplo utilizando un patrón de análisis de 4 trazas reteniendo los valores mínimos y máximos de todas las comparaciones de las distancias de Manhattan. (Tomado y modificado de Swan y Sandilands, 1995).

A continuación se muestra como ESP 3D calcula los atributos de disimilaridad utilizando la distancia de Manhattan:



$$M_d = 100 \frac{\sum_{K=N+n/2}^{K=N+n/2} |G_k - H_{k+d}|}{\sum_{K=N+n/2}^{K=N+n/2} (|G_k| + |H_{k+d}|)}$$

donde:

M_d = Distancia de Manhattan

n = número de muestras en la ondícula

d = desplazamiento de la muestra (entero)

N = muestra central de la traza referencia

100 = escalar para facilitar el display en SeiWorks

(Swan y Sandilands, 1995).

La fórmula para calcular los valores de semblanza se describen como sigue:

$$S(t, d) = 100 \frac{\sum_{k=t+N/2}^{k=t+N/2} (G_k + H_{k+d})^2}{2 \left(\sum_{k=t+N/2}^{k=t+N/2} [G_k^2 + H_{k+d}^2] \right)}$$

(Swan y Sandilands, 1995).

Donde S es el valor de semblanza calculado para cualquier par de trazas, G y H , para el tiempo t y echado d . N es el número de muestras en la ventana de comparación. El valor 100 es usado para escalar la salida para facilitar el display en SeisWorks.

Este cálculo es repetido para cada posible echado dentro de los límites de comparación que previamente se establecen por el usuario, y el valor de semblanza obtenido es retenido para la selección posterior de la traza objetivo.

Para la obtención del mapa de similitud, ésta se calculó a lo largo del horizonte. Se utilizó una ventana de 40 milisegundos, 10 milisegundos arriba y 30 milisegundos abajo del horizonte correlacionado sobre el valle (-). Esto con el propósito de abarcar la cima y el valle del evento asociado a la sismosecuencia 60.20 m.a.

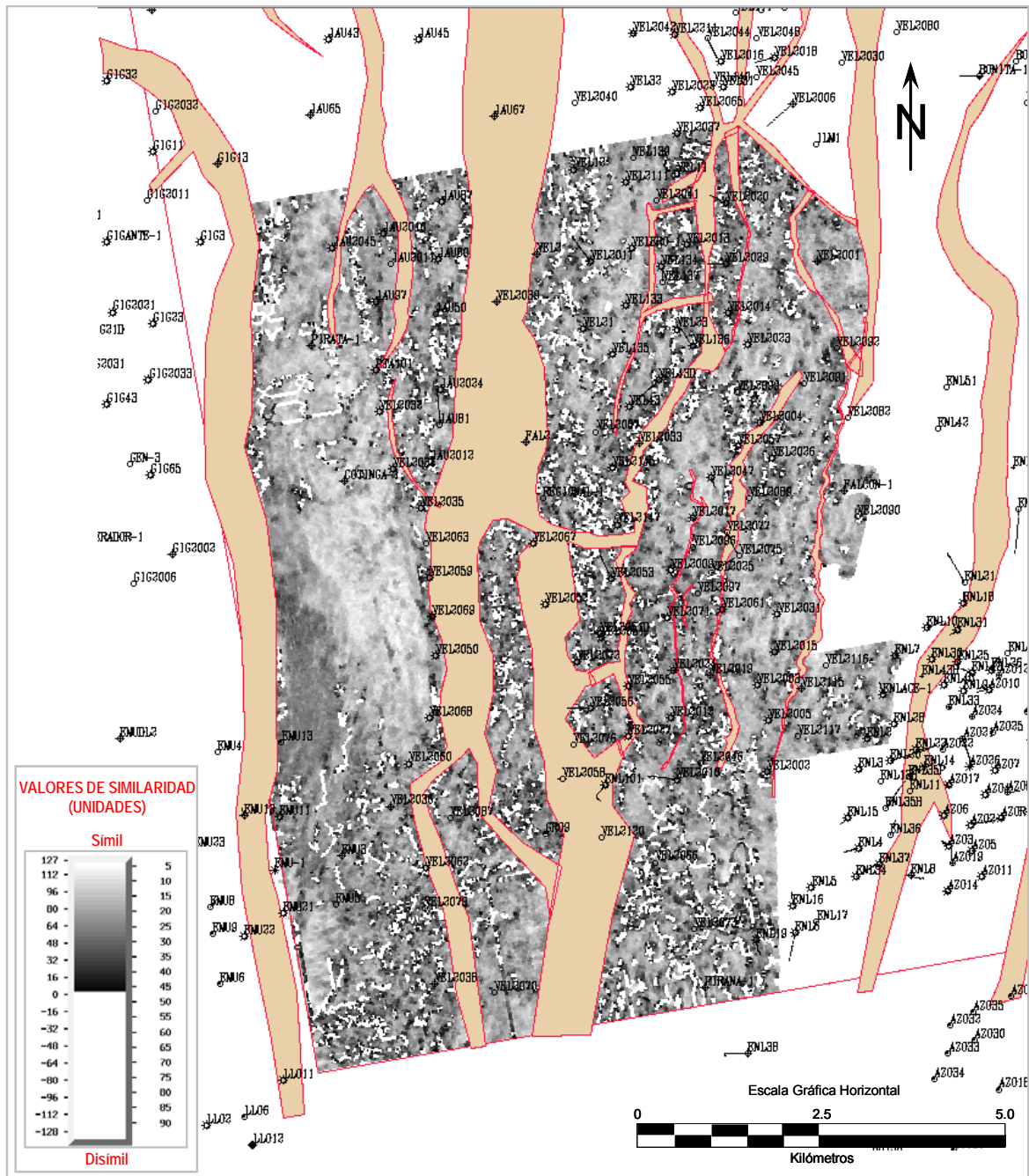


Figura IV.4.1.1.- Mapa de Similitud a lo largo de la superficie asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a..

En los parámetros de escaneo utilizados se eligió el patrón de 4 trazas alrededor de la traza de referencia. El máximo echado de búsqueda seleccionado fue de 12 ms/tr. Y la estadística de evaluación fue el máximo de disimilaridad.

El resultado obtenido es el mapa de similaridad mostrado en la Figura IV.4.1.1. En éste podemos observar los valores claros como similares y los valores menos claros como disimilares.

En la figura IV.4.1.2, se muestra el mismo mapa indicando las áreas en donde se ubican los complejos turbidíticos 1a y 1b identificados bajo la sismosecuencia 60.20, (Capítulo IV.3.1.1, para el Complejo Turbidítico 1a y Capítulo IV.3.1.2, para el Complejo Turbidítico 1b).

Para el área que corresponde al complejo turbidítico 1a, se observan claramente patrones canalizados que corresponden a las facies hummocky de baja amplitud y frecuencia, asociadas como facies de alta energía mostradas previamente en la Línea Arbitraria 04 de la Figura IV.3.1.1.1, de la página 63.

El área correspondiente al complejo turbidítico 1b, identificado en la Línea Arbitraria 02 de la Figura IV.3.1.2.1, de la página 65, los patrones canalizados no son tan claros, ya que el canal evidentemente no presenta una deriva meándrica significativa en su curso. No obstante, es posible identificarlo en el mapa de similaridad.

En la Figura IV.4.1.2, mostrada a continuación se muestra el mismo mapa de similaridad indicando la ubicación de los complejos turbidíticos 1a y 1b.

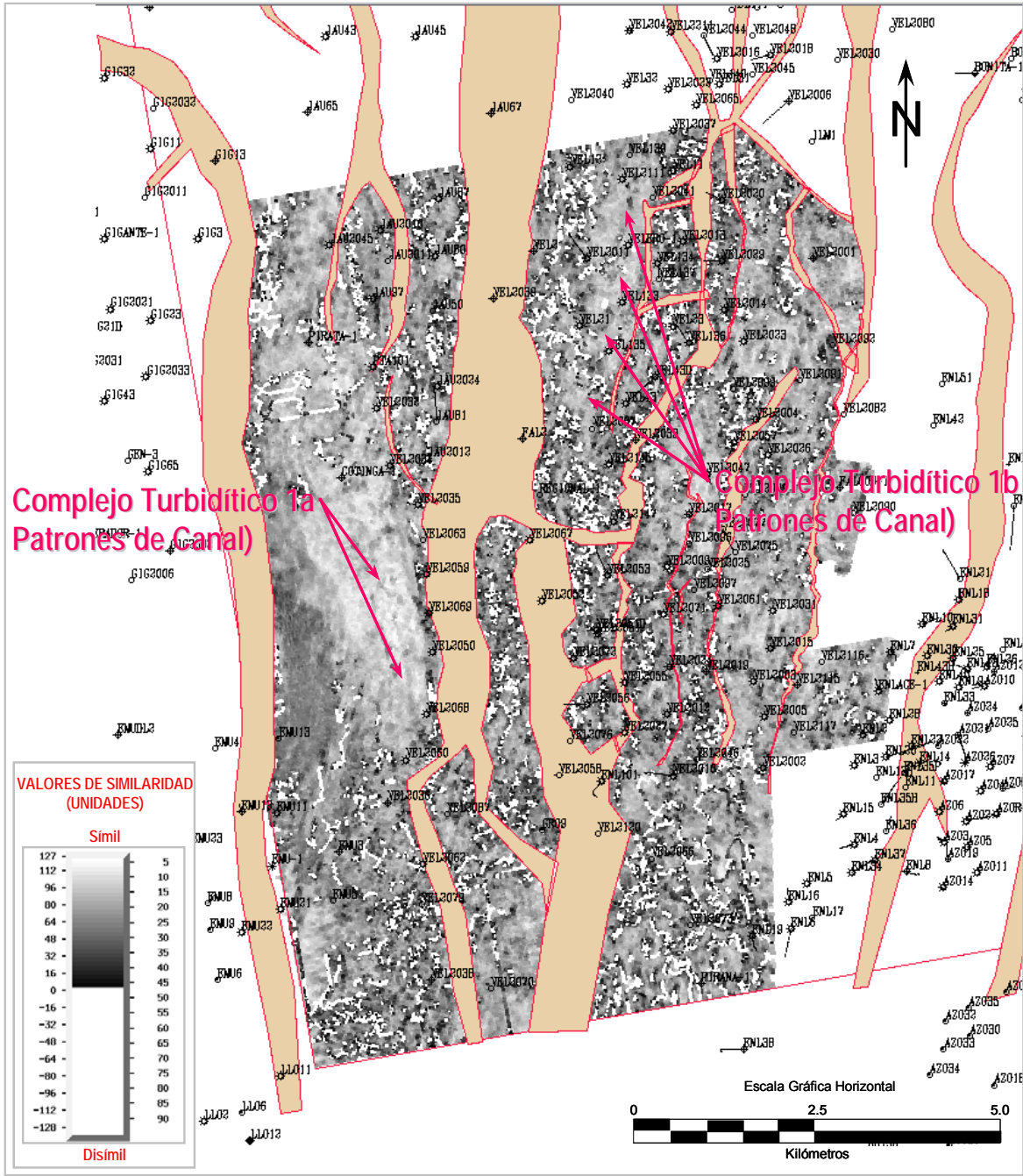


Figura IV.4.1.2.- Mapa de Similaridad a lo largo de la superficie asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a. indicando la ubicación de los complejos turbidíticos 1a y 1b identificados.

En la Figura IV.4.1.3, la cual se muestra a continuación, se presenta nuevamente el mapa de similaridad indicando la ubicación de los complejos turbidíticos 1a y 1b, además de las líneas sísmicas analizadas en el presente trabajo.

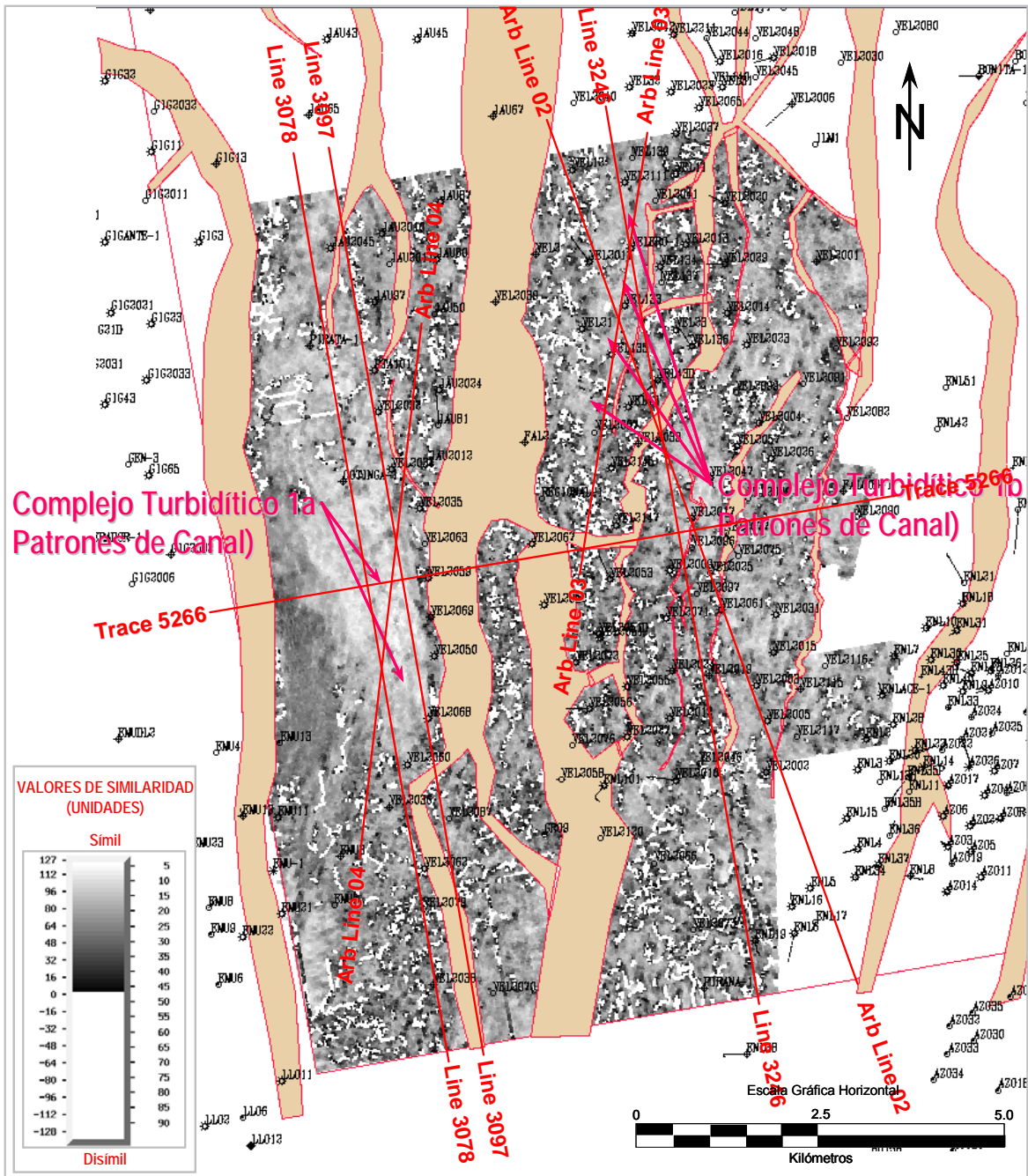


Figura IV.4.1.3.- Mapa de Similitud a lo largo de la superficie asociada a la Sismosecuencia 60.20 m.a. indicando la ubicación de los complejos turbidíticos 1a y 1b identificados además de las líneas analizadas en el presente trabajo.

IV.4.2.- Extracción de Amplitudes

El uso de mapas de amplitud utilizando la amplitud de la cima o el valle de un determinado reflector se ha realizado durante varios años. El análisis de atributos ha llevado ésta tecnología un paso adelante mediante el cálculo de valores representativos de todo un intervalo de datos sísmicos.

Si se han condicionado los datos de entrada mediante el cálculo de atributos de traza compleja, los cálculos estadísticos de amplitud serán cálculos para ese atributo en particular. Por ejemplo, si los datos de entrada fueron convertidos a fase instantánea, mediante el cálculo de la amplitud promedio nos conducirá por consiguiente a la fase promedio instantánea.

Brown (1987), proporciona un panorama útil del valor de las estadísticas de amplitud. Rijks y Jauffred (1991), describen el uso de la amplitud y otros atributos mediante un flujo de trabajo de extracción de amplitudes.

En general, la información de la amplitud puede ser útil, en la mayoría de los casos para la identificación de:

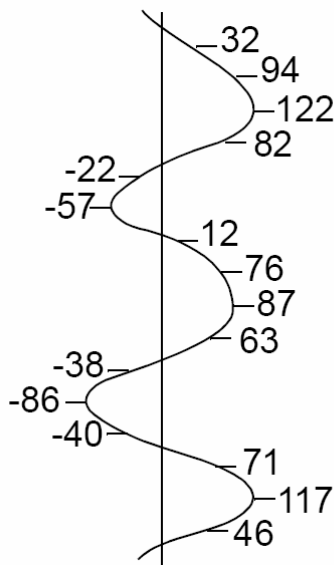
- gas y fluídos
- espesores brutos
- patrones de distribución de arenas canal y arenas de deltas
- patrones de distribución de ciertos tipos de arrecifes
- discordancias
- efectos de síntonía
- cambios ó variaciones en estratigrafía secuencial

Los cambios laterales en la amplitud han sido usados en estudios estratigráficos para separar áreas de estratos concordantes de áreas de estratos caóticos ó monticulares en un intervalo determinado. Por lo general, las

reflexiones concordantes tendrán valores máximos de amplitud. Por otro lado, los patrones de reflexión *hummocky* tendrán valores un poco menores y los caóticos los más bajos.

IV.4.2.1. - Amplitud RMS

Para cada traza de entrada, la herramienta PAL del software Landmark calcula la amplitud RMS, (Root-Mean-Square) en una ventana de tiempo especificada. Para el análisis de amplitud RMS, la amplitud es calculada como la raíz cuadrada del valor promedio de los cuadrados de las amplitudes extraídas de la ventana temporal de análisis. Como ejemplo, el cálculo para el intervalo de una traza es mostrado a continuación:



$$\begin{aligned}
 RMS &= \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i^2} \\
 &= \sqrt{\frac{1}{16} (32^2 + 94^2 + \dots + 117^2 + 46^2)} \\
 &= \sqrt{\frac{1}{16} (83,945)} \\
 &= \sqrt{5,246.56} \\
 &= 72.43
 \end{aligned}$$

Debido a que las amplitudes son elevadas al cuadrado antes de efectuar el promedio, el cálculo RMS es muy sensible a los valores extremos de amplitud.

Para la realización de la extracción de amplitud a lo largo de la sismosecuencia 60.20 se utilizó una ventana de 10 milisegundos arriba del horizonte y 30 milisegundos abajo del horizonte, esto con el propósito de abarcar la cima y valle del evento asociado al límite superior de la citada secuencia sísmica. El resultado es el mapa mostrado en la Figura IV.4.2.1.1.

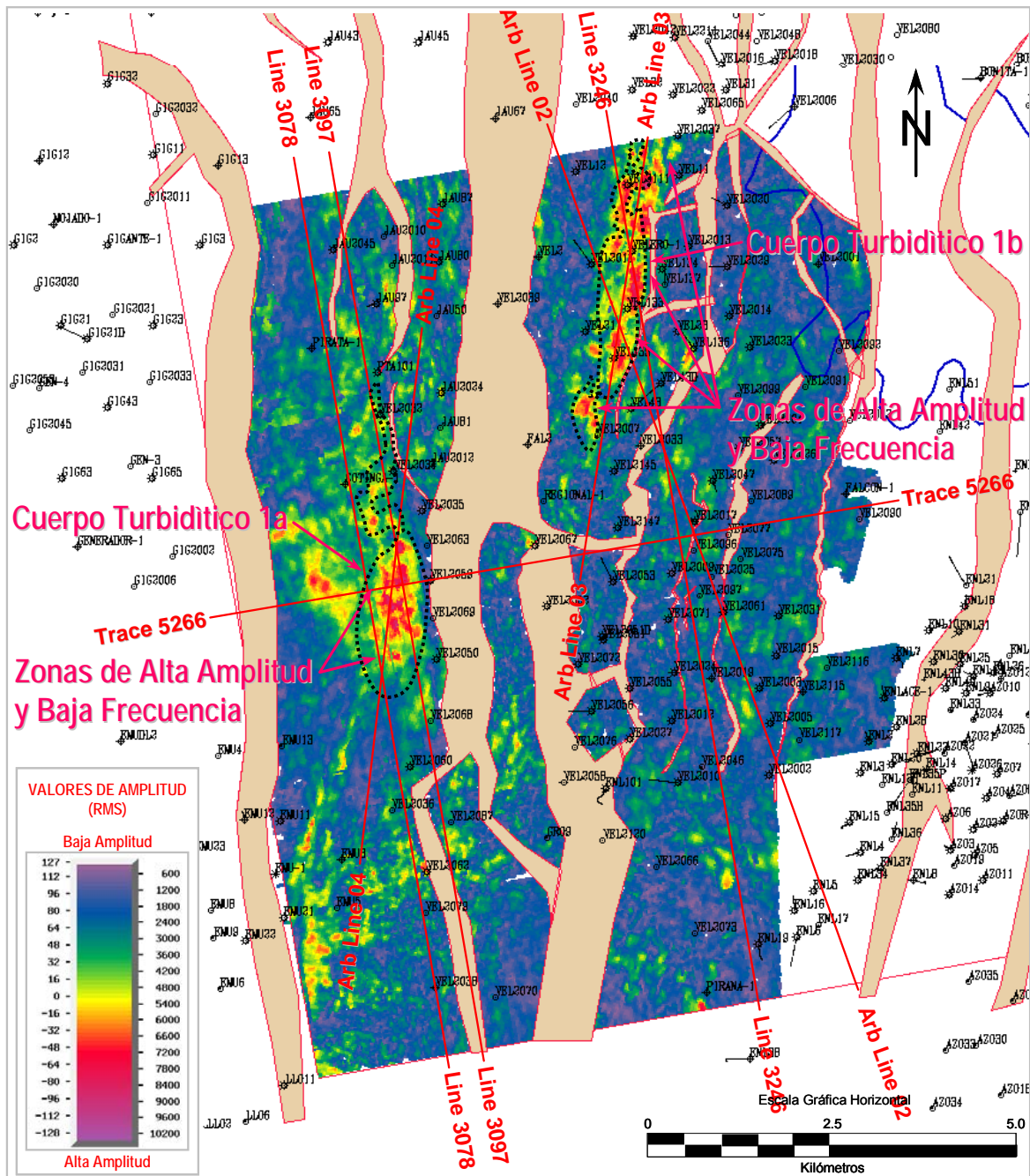


Figura IV.4.2.1.1.- Plano de Extracción de Amplitud RMS a lo largo de la Sismosecuencia 60.20 m.a. mostrando la ubicación de las líneas analizadas en éste trabajo.

En este mapa se pueden observar claramente dos zonas con valores altos de amplitud que corresponden a los dos cuerpos turbidíticos.

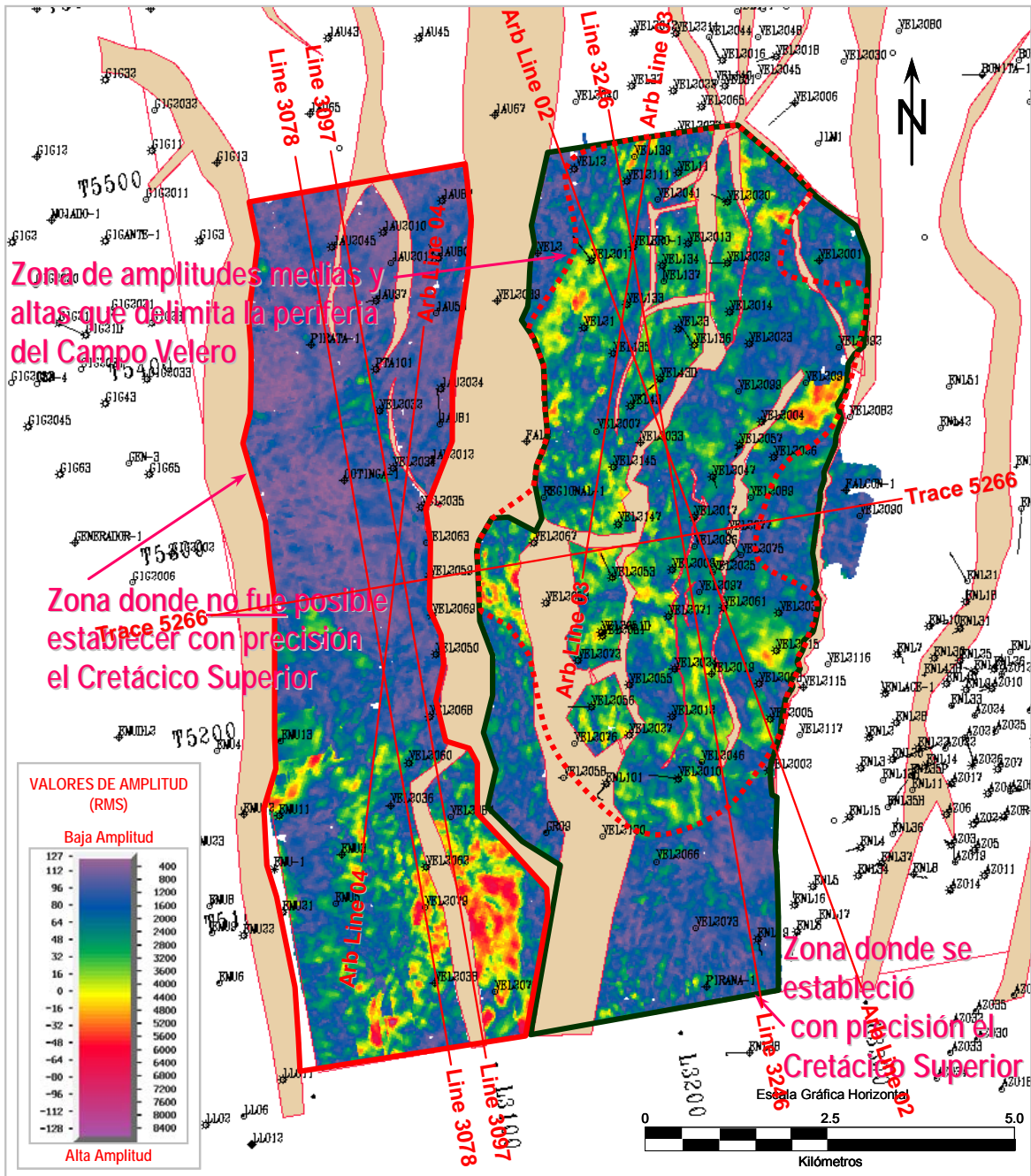


Figura IV.4.2.1.2.- Plano de Extracción de Amplitud RMS a lo largo de la Sismosecuencia 66.50 m.a..

La primera, en la porción central occidental que corresponde a la ubicación del complejo turbidítico 1a, bajo la sismosecuencia 60.20, (identificado en el Capítulo IV.3.1.1, como el Complejo Turbidítico 1a). Y la segunda, en la porción

nor-oriental corresponde al complejo turbidítico 1b, bajo la sismosecuencia 60.20, (identificado en el Capítulo IV.3.1.2, como el Complejo Turbidítico 1b).

Asimismo, para realizar la extracción de amplitud a lo largo de la sismosecuencia 66.50 se utilizó una ventana de 10 milisegundos arriba del horizonte y 30 milisegundos abajo del horizonte, esto para efectos de abarcar la cima y valle del evento asociado al límite superior de la citada secuencia sísmica. El resultado es el mapa mostrado en la Figura IV.4.2.1.2.

En este mapa se pueden apreciar dos zonas de anomalías asociadas a los cuerpos turbidíticos interpretados. La primera donde si fue posible establecer con precisión el Cretácico Superior en la columna sedimentaria de los pozos analizados, (marcada con un contorno verde). En esta zona los valores medios a altos en amplitud tienden a formar una alineación periférica que coincide con la distribución del campo Velero, (marcado con contorno rojo punteado). En la segunda zona no fue posible establecer con precisión el Cretácico Superior en la columna sedimentaria de los pozos analizados en este estudio, (marcada con contorno rojo).

IV.4.3 Descomposición Espectral

La Descomposición Espectral transforma los datos sísmicos del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias mediante la Transformada Discreta de Fourier (TDF). El espectro de amplitud (independiente de la fase) es utilizado para delinear la variabilidad del espesor temporal de los estratos, mientras que el espectro de fase es utilizado para indicar la discontinuidad geológica lateral. Esta técnica ha probado ser un enfoque robusto para la estimación de espesores y delineación de fallas.

El enfoque más común es la caracterización de reservas utilizando descomposición espectral mediante el cubo de sintonía de la zona de interés. (zone-of-interest tuning cube), (Partyka 1999).

Comúnmente se inicia con el mapeo de los límites vertical y lateral de la zona de interés. Una ventana temporal pequeña alrededor de esta zona es transformada del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. El resultado es el “cubo de sintonía” que puede ser visto mediante el despliegue de secciones laterales y transversales es decir, rebanadas de frecuencia común, de corte vertical y/u horizontal, (common frequency slices).

La rebanada de frecuencia también llamada mapa de sintonía es muy útil ya que permite visualizar en planta patrones de interferencia en capas delgadas.

Basado en la experiencia, estos mapas pueden ser utilizados para identificar texturas y patrones indicativos de procesos geológicos. La animación de mapas del subsuelo a través de juegos de sub-bandas de frecuencia permite mapear la variabilidad lateral del subsuelo. Hay que observar que no es posible colapsar toda la información obtenida mediante animación de un *cubo de sintonía* dentro de un simple mapa de atributos, mas sin embargo si es posible

obtener mapas de atributos independientes tal y como se realizó en el presente trabajo.

La Descomposición Espectral puede ser utilizada cualitativamente para revelar bordes y/o delinear cuerpos estructurales así como sus adelgazamientos ó engrosamientos relativos.

El uso cuantitativo de la Descomposición Espectral es efectivo en la predicción del espesor del yacimiento ó tiempo de viaje intra-yacimiento. Ya sea cualitativamente ó cuantitativamente, la Descomposición Espectral exhibe substancialmente más fidelidad que los atributos convencionales de traza compleja de banda completa. Muy raramente se encuentra información en atributos convencionales que es única en el análisis de descomposición espectral. De tal manera que si no se ve un evento con descomposición espectral es difícil que pueda ser visto con los atributos tradicionales de traza compleja. Además, los eventos son casi siempre mas brillantes con descomposición espectral que con atributos tradicionales. De acuerdo a la experiencia, comparada con la imagen de coherencia, la definición de fallas mediante descomposición espectral es generalmente superior.

Transformada Discreta de Fourier / Máxima Entropía

Método de Transformada Discreta de Fourier

El algoritmo SpecDecomp ofrece dos métodos patentados de cálculo de descomposición espectral TDF y MME. (Transformada Discreta de Fourier y Método de Máxima Entropía). La Transformada Discreta de Fourier, (TDF), método de British Petroleum, se basa en la transformación del dato sísmico $g(t)$ hacia el dominio del espacio y frecuencia $G(f)$:

$$G(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t) e^{2\pi i f t} dt$$

Las propiedades de la TDF son bien conocidas, y goza de una reputación merecida de ser altamente segura y confiable. Específicamente la TDF calcula un valor de amplitud para cada Hertz desde la frecuencia inicial hasta la frecuencia final. La matemática involucrada se muestra como sigue:

$$DFT = A(k) \sum_{j=0}^{N-1} a(j) e^{2(\pi i j k) / N}$$

Donde:

$$i = \sqrt{-1}$$

$a(j)$ = valor de la amplitud de la traza en un tiempo sísmico dado por la muestra j

$A(k)$ = valor de la amplitud de la traza transformada en la frecuencia k

N = número de muestras en la ventana

Si sustituimos la relación de identidad de Euler $[e^{i\theta} = \cos(\theta) + i \sin(\theta)]$ dentro de la transformada se convierte en el algoritmo computacional:

$$DFT = A(k) \sum_{j=0}^{N-1} a(j) \left(\cos\left(2\pi j \frac{k}{N}\right) + i \sin\left(2\pi j \frac{k}{N}\right) \right)$$

La salida resultante es un espectro complejo, donde la parte real es la transformada del coseno y la parte imaginaria es la transformada del seno. Este espectro complejo puede ser expresado como:

$$|A(k)|e^{i\gamma(k)}$$

donde $A(k)$ es el **espectro de amplitud** $\gamma(k)$ es el **espectro de fase**.

El espectro de amplitud se calcula como:

$$|A(k)| = \sqrt{\text{Parte Imaginaria de } A(k)^2 + \text{Parte Real de } A(k)^2}$$

El espectro de fase se calcula como:

$$|\gamma(k)| = a \tan \left[\frac{\text{Parte Imaginaria de } A(k)}{\text{Parte Real de } A(k)} \right]$$

En general, el método TDF trabaja mejor con ventanas de análisis de 30 milisegundos ó mayores. El método TDF es mayormente útil para análisis dentro o por encima del espesor de sintonía.

Método de Máxima Entropía

Es necesario observar que la TDF no es el único método de estimar el espectro de potencia y no es necesariamente el mejor método para todos los propósitos. El Método de Máxima Entropía (MME) de la Compañía Apache Oil se basa en la transformada Z , $Z \equiv e^{2\pi if\Delta}$. Donde Δ es el intervalo de muestreo en el dominio del tiempo. El espectro de Máxima Entropía (ME) posee la notable habilidad de amplificar características extremadamente delgadas.

Para métodos geofísicos, la ME trata de extraer ordenadamente las reflexiones primarias, (la serie de reflectividad de la tierra), lo cual es impredecible y carente de orden a partir de la ondícula. Como previamente se mencionó el espectro de Máxima Entropía (ME) ofrece la posibilidad de amplificar rasgos razonablemente delgados. Al mismo tiempo, un espectro ME calculado apropiadamente suavizará áreas de baja energía espectral. Las vastas planicies generadas por la baja potencia espectral se despliegan con valores bajos que las hacen ver planas mientras que los impulsos importantes sobresalen prominentemente. Estos impulsos generalmente poseen picos agudos cuya ubicación precisa puede ser encontrada en una resolución mayor que la obtenida por la Transformada Discreta de Fourier. (Masters 1995).

IV.4.3.1 Descomposición Espectral, Desarrollo

En las Figuras IV.4.3.1.1 y IV.4.3.1.2 se puede apreciar en la ubicación inLine 3338 y crossLine 5169, el Gather de Frecuencias desde 1 y hasta 60 Hertz que se construyó para realizar la calibración inicial de la frecuencia de respuesta, (frecuencia de sintonía), de las arenas con la técnica de Descomposición Espectral en la ubicación del Pozo Enlace-1.

Para este Pozo, se observa que los valores de frecuencia oscilan entre 21 y 37 Hertz, teniendo su valor máximo a los 28 Hertz para el evento situado a 1,350 milisegundos, (2,267 metros), nivel que corresponde a la respuesta de las arenas denominadas Pm-10, las cuales tienen en esta ubicación un espesor bruto de 27 metros y un espesor neto de 13 metros y se encuentran situadas inmediatamente .abajo de la sismosecuencia 60.20 m.a., (Paleoceno Midway). A pesar de que el espesor de estas arenas se encuentra muy cercano al espesor de sintonía, es decir, que se encuentran en el límite mínimo de visibilidad más no de separabilidad de la sísmica, la anomalía de frecuencia producida por las arenas de interés no posee un valor suficiente de sintonía relativa como para distinguirla con facilidad en la ubicación del Pozo Enlace-1.

Para el evento situado a 1,000 milisegundos, (1,722 metros), nivel que corresponde a la respuesta de las arenas denominadas Ew-9b, (Eoceno Inferior), las cuales tienen un espesor bruto de 33 metros y un espesor neto de 27 metros, observamos que los valores oscilan entre 7 y 45 Hertz ubicando el valor máximo de sintonía de la anomalía de frecuencia a los 19 Hertz. Cabe mencionar que las arenas Ew-9b no son interés en el presente trabajo y sólo se muestran para efectos comparativos.

A partir de los datos anteriores, se determina que los valores de calibración para la descomposición espectral son 19 Hertz para el evento somero y 28 Hertz para el evento profundo, éste último asociado a la sismosecuencia 60.20 m.a., (Paleoceno Midway).

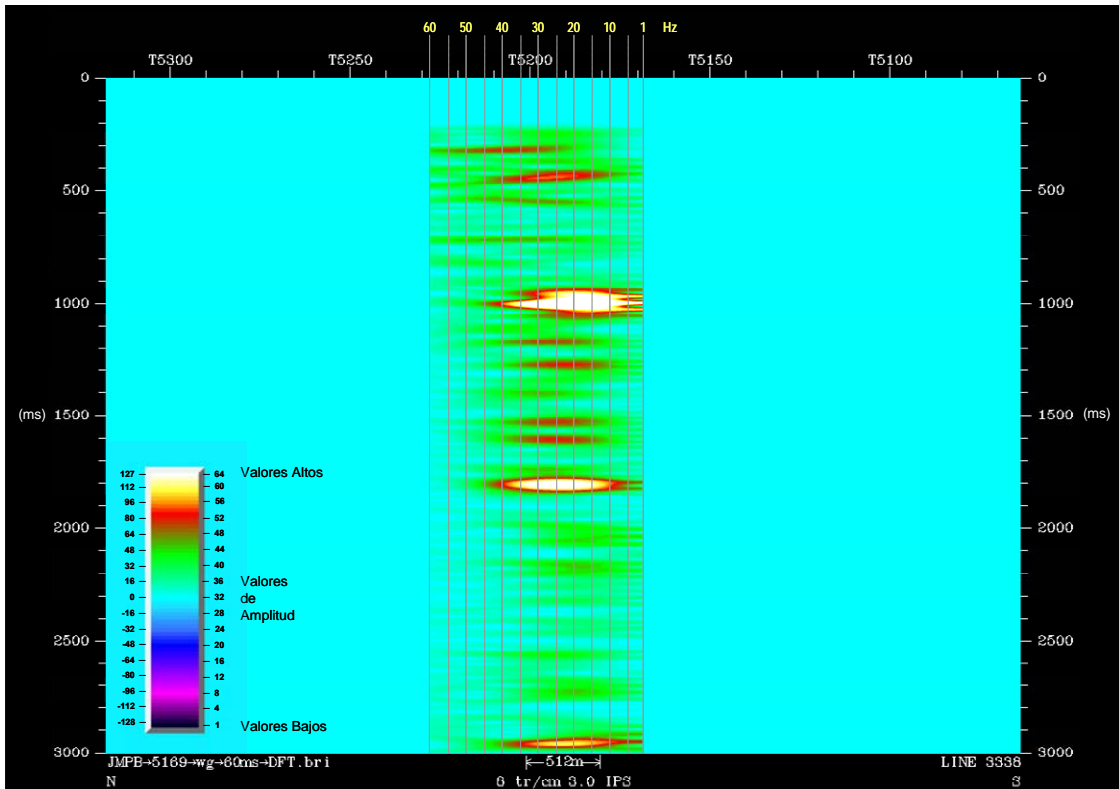


Figura IV.4.3.1.1.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz del Pozo Enlace-1, utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

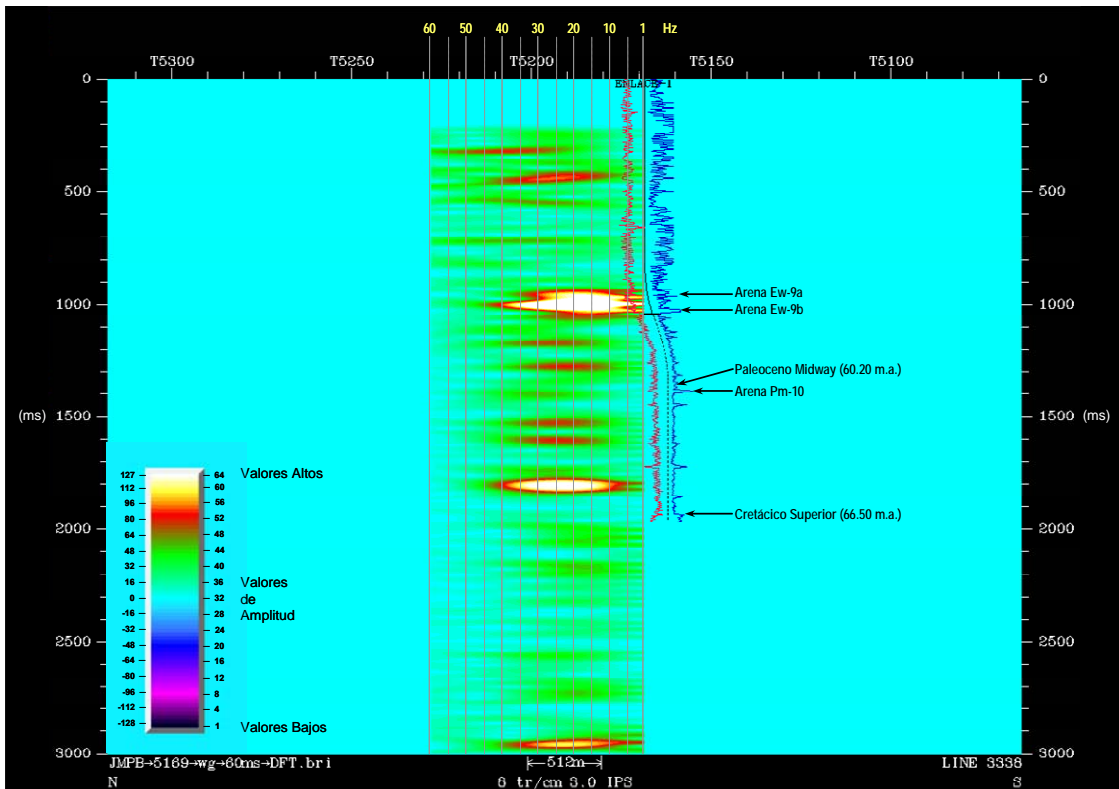


Figura IV.4.3.1.2.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz, con registro GR-ILD, del Pozo Enlace-1 utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

En las Figuras IV.4.3.1.3 y IV.4.3.1.4 en la ubicación inLine 3246 y crossLine 5421, se muestra el Gather de Frecuencias desde 1 hasta 60 Hertz construido para llevar a cabo la calibración de la frecuencia a la que responden la arena Pm-10 del Pozo Velero-1, las cuales se encuentran dentro del complejo turbidítico 1b, identificado en capítulo anterior, (IV.3.1.2.- Complejo Turbidítico 1b).

Para el evento situado a 1,209 milisegundos, (1,846 metros), que corresponde a la arena denominada Pm-10 bajo la sismosecuencia 60.20 m.a. (dentro de Paleoceno Midway), la cual tiene un espesor bruto de 71 metros y un espesor neto de 34 metros, observamos que los valores oscilan entre 7 y 21 Hertz ubicando el valor máximo de sintonía de la anomalía de frecuencia a los 14 Hertz.

Partiendo del comportamiento de los valores anteriores, la calibración de frecuencia con un valor máximo de sintonía para la arena Pm-10 en el Pozo Velero-1 se ubicó en 14 Hertz.

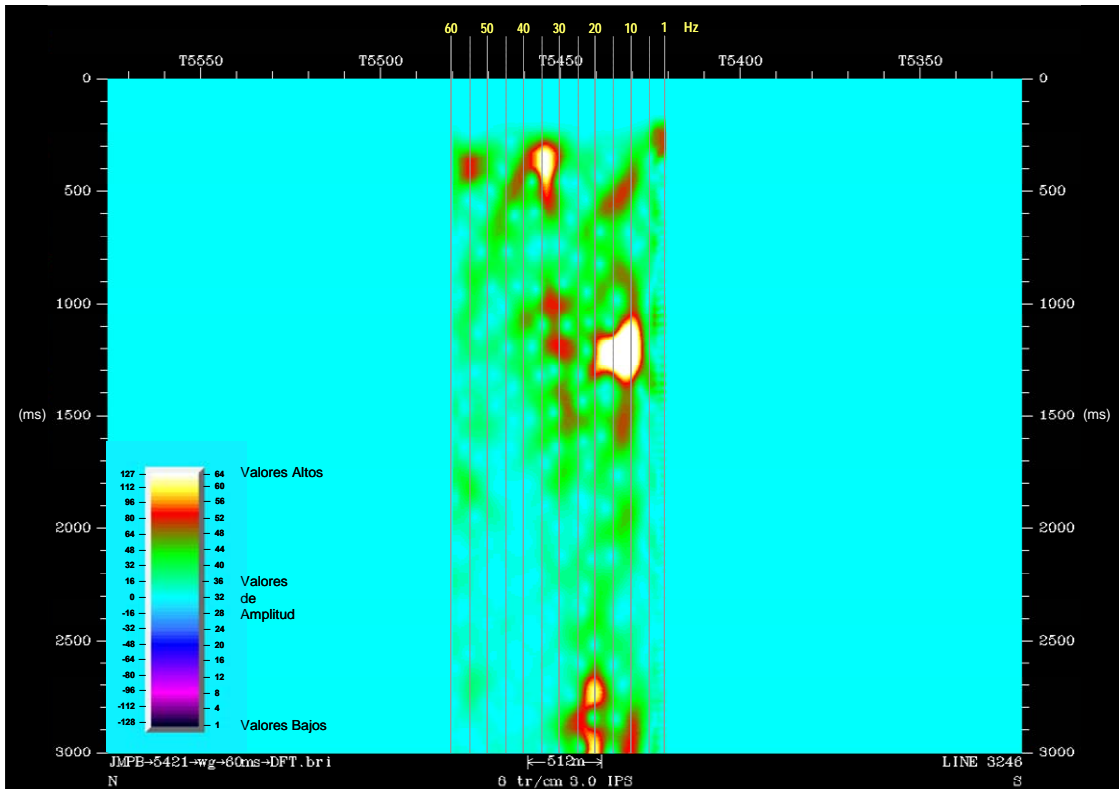


Figura IV.4.3.1.3.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz del Pozo Velero-1, utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

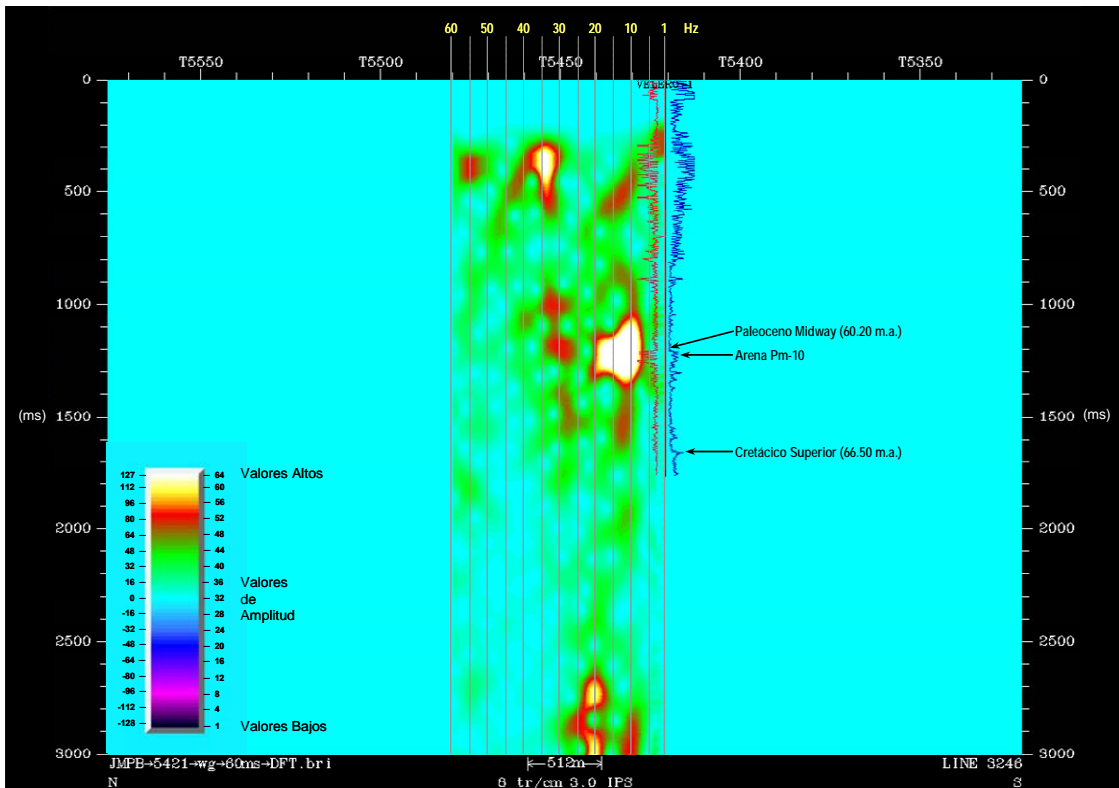


Figura IV.4.3.1.4.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz, con registro GR-ILD, del Pozo Velero-1 utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

En las Figuras IV.4.3.1.5 y IV.4.3.1.6 en la ubicación inLine 3097 y crossLine 5358 se muestra el Gather de Frecuencias desde 1 hasta 60 Hertz construido para llevar a cabo la calibración de la frecuencia a la que responden la arena Pm-10 del Pozo Velero-2032, las cuales se encuentran dentro del complejo turbidítico 1a, identificado en capítulo anterior, (IV.3.1.1.- Complejo Turbidítico 1a).

Para el evento situado a 1,067 milisegundos, (1,710 metros), que corresponde a la arena denominada Pm-10 bajo la sismosecuencia 60.20 m.a. (dentro de Paleoceno Midway) observamos que responden dos anomalías de frecuencia distintas y asociadas al mismo cuerpo arenoso, el cual tiene un espesor bruto de 79 metros y un espesor neto de 38 metros. La primera anomalía posee valores que oscilan entre 10 y 19 Hertz, con un valor máximo de sintonía de frecuencias de 14 Hertz. La segunda anomalía presenta valores que van de 25 a 33 Hertz, ubicando por lo tanto el valor máximo de sintonía de la anomalía de frecuencia a 28 Hertz.

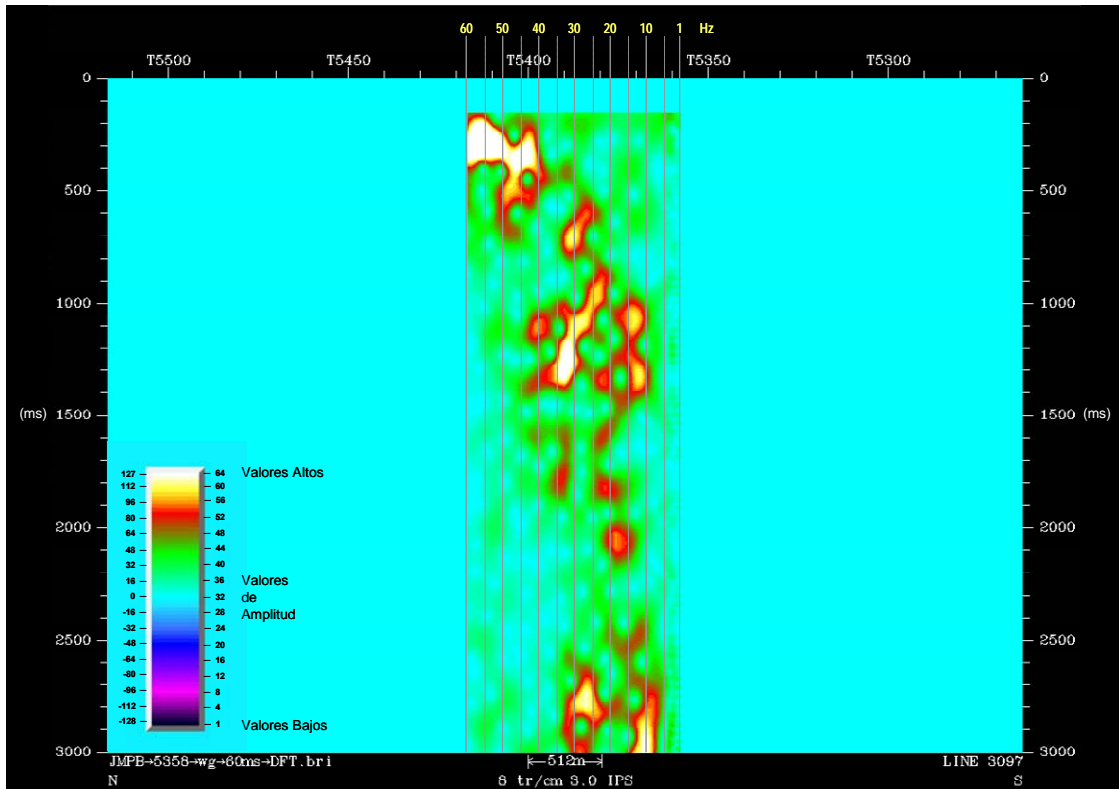


Figura IV.4.3.1.5.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz del Pozo Velero-2032, utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

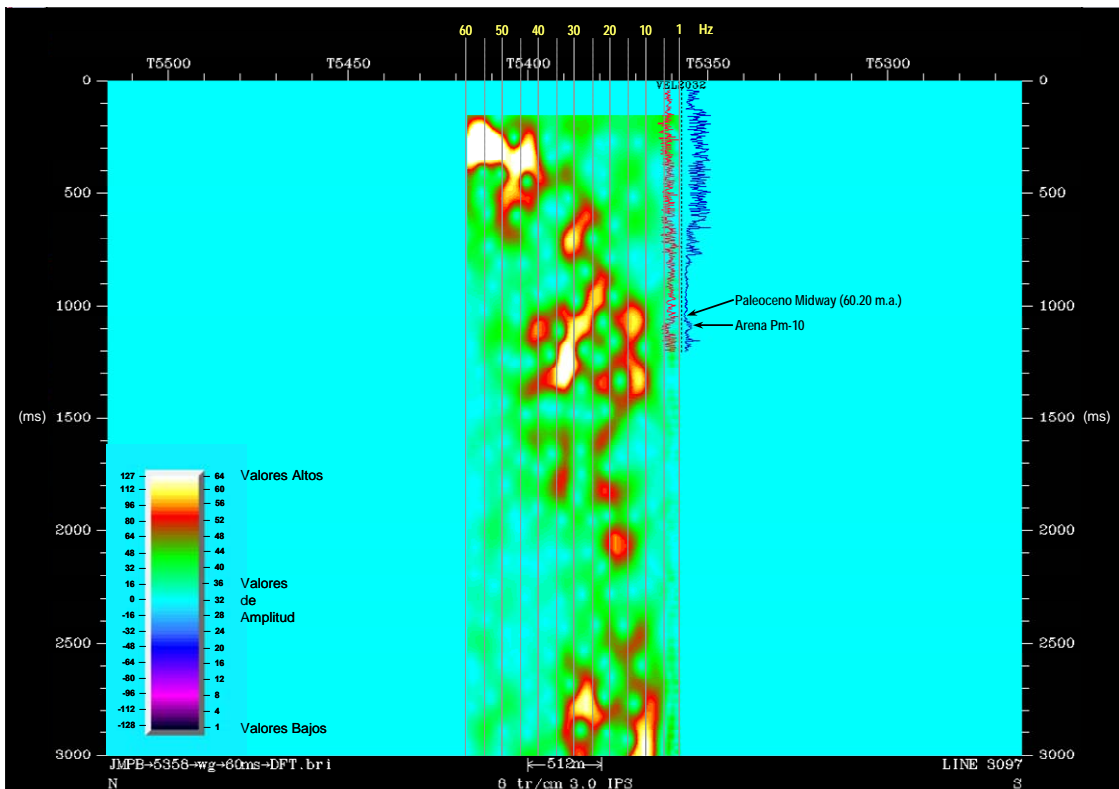


Figura IV.4.3.1.6.- Gather de Frecuencias 1-60 Hz, con registro GR-ILD, del Pozo Velero-2032, utilizado para calibrar la respuesta de frecuencia de las arenas mediante el método de Descomposición Espectral.

En la Figura IV.4.3.1.7, la cual se muestra a continuación, se puede apreciar el resultado de la Calibración de Prueba de la frecuencia de sintonía de 14 Hz al nivel de las arenas del complejo turbidítico 1a.

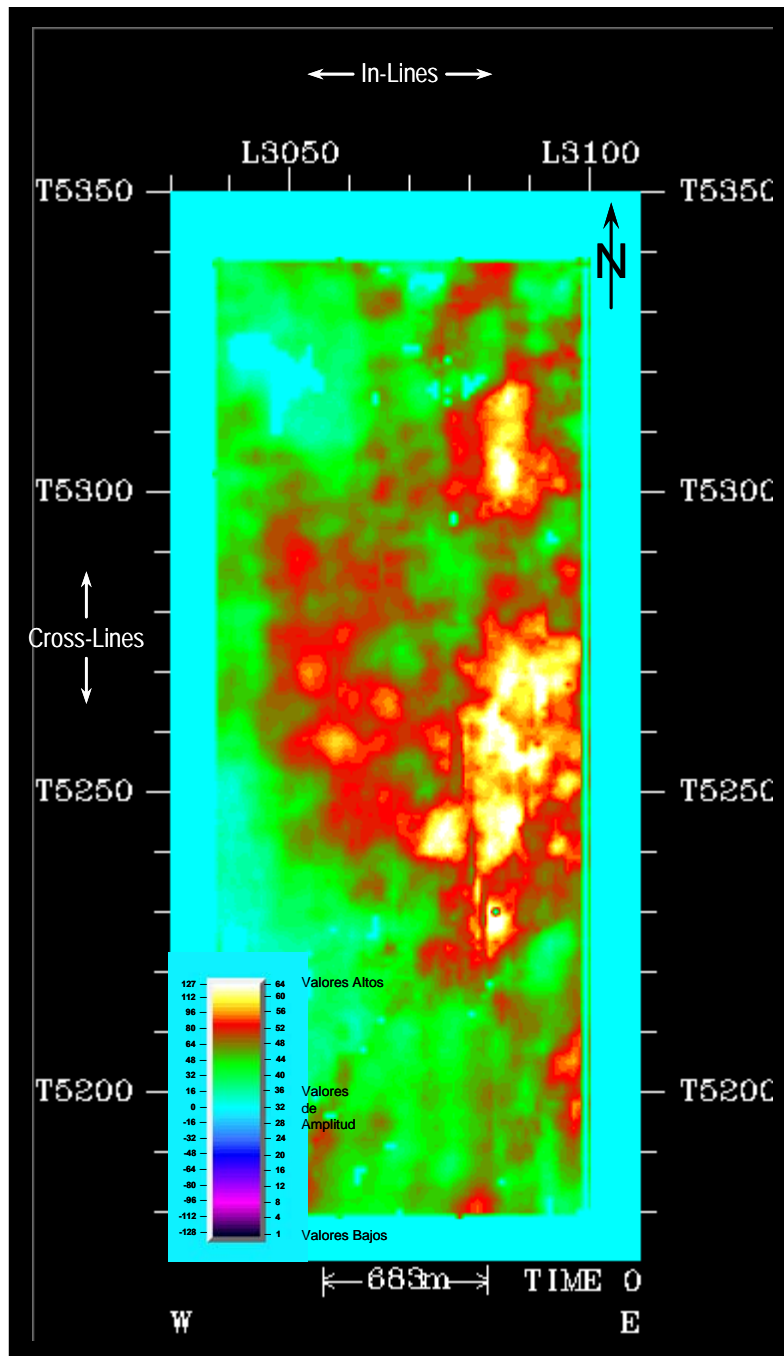


Figura IV.4.3.1.7.- Resultado de la Calibración de Prueba a 14 Hz en las arenas del complejo turbidítico 1a.

En este corte ó rebanada de frecuencia a 14 Hz podemos apreciar que los valores de amplitud nos sugieren patrones morfológicos que se asemejan a posibles canales y montículos en su porción central oriental, mientras que en la porción central occidental observamos patrones que pudieran ser asociados a posibles facies canalizadas dentro del mismo complejo turbidítico 1a.

Este resultado mostró que la técnica aporta imágenes suficientemente resolutivas para poder inferir y proponer una posible distribución de las arenas del complejo turbidítico 1a, para las arenas ubicadas inmediatamente debajo de la primera superficie interpretada y asociada a la primera sismosecuencia 60.20 m.a., por lo que se decidió propagar la descomposición espectral en toda el Área de Interés.

La Figura IV.4.3.1.8, ilustra el resultado obtenido con esta técnica que nos muestra una posible distribución de las arenas situadas debajo de la sismosecuencia 60.20 m.a.

Es importante señalar que el trend de valores altos de sintonía para la frecuencia de 14 Hz situado en la porción nor-central de la Figura IV.4.3.1.8 corresponde a las arenas pertenecientes al complejo turbidítico 1b de mayor espesor mostrado en la Figura IV.3.1.2.2, (Línea Arbitraria 03), que ilustra los facies "*hummocky*" claramente visibles bajo la superficie asociada a la sismosecuencia 60.20 m.a.

En la misma Figura IV.4.3.1.8, el trend de valores altos de sintonía para la frecuencia de 14 Hertz situado en la porción central occidental corresponde a las arenas pertenecientes al complejo turbidítico 1a mostrado en la Figura 4.3.1.1.1, (Línea Arbitraria 04), en donde se pueden también apreciar las patrones de reflexión "*hummocky*" presentes bajo la superficie asociada a la sismosecuencia 60.20 m.a.

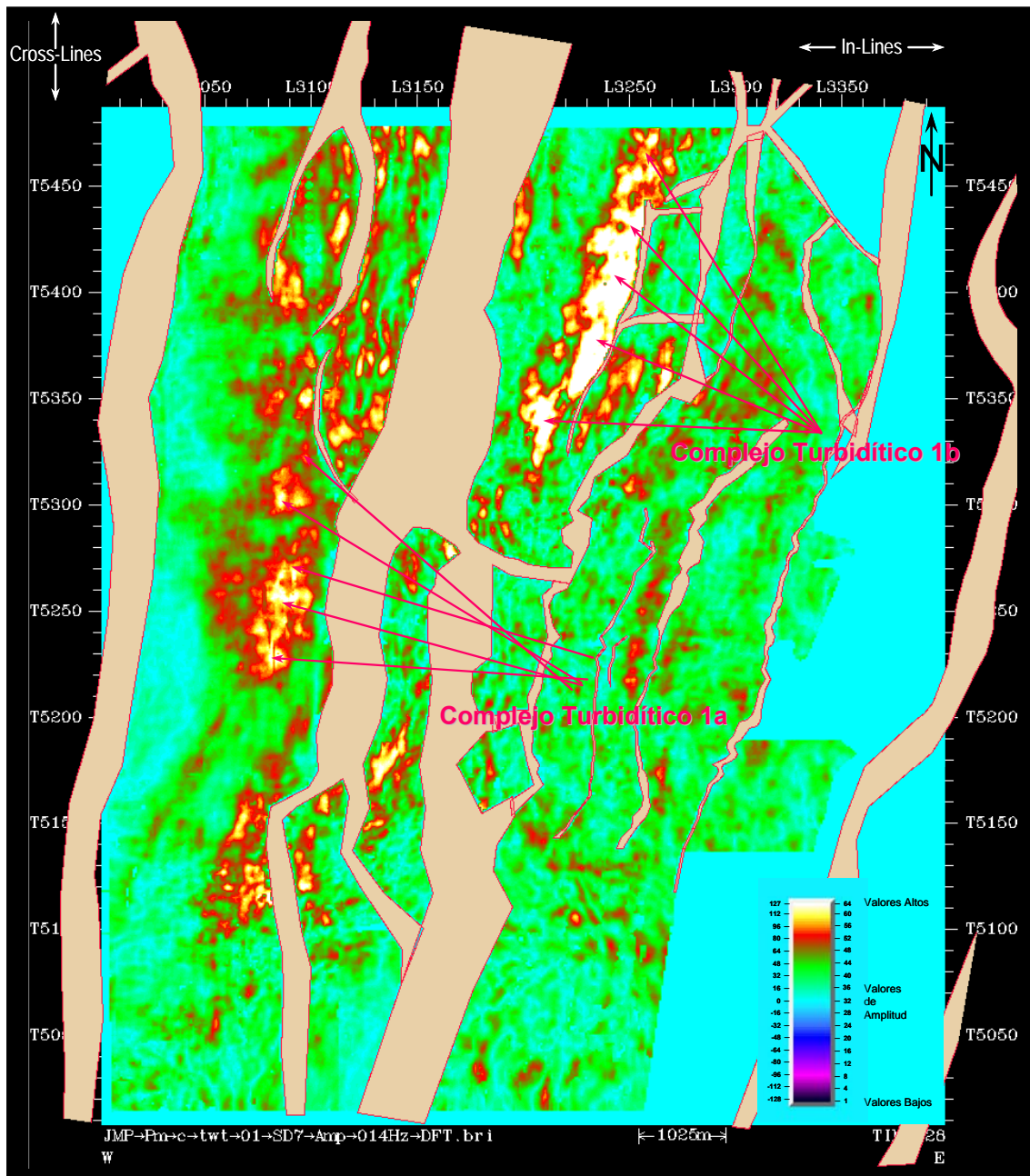


Figura IV.4.3.1.8.- Resultado de la Descomposición Espectral de Frecuencias a 14 Hz en el Área de Interés.

Dado que el complejo turbidítico 1a responde a dos frecuencias distintas, se realizó la descomposición espectral utilizando una frecuencia de sintonía de 28 Hertz dando como resultado el mapa mostrado en la Figura IV.4.3.1.9 que aparece a continuación.

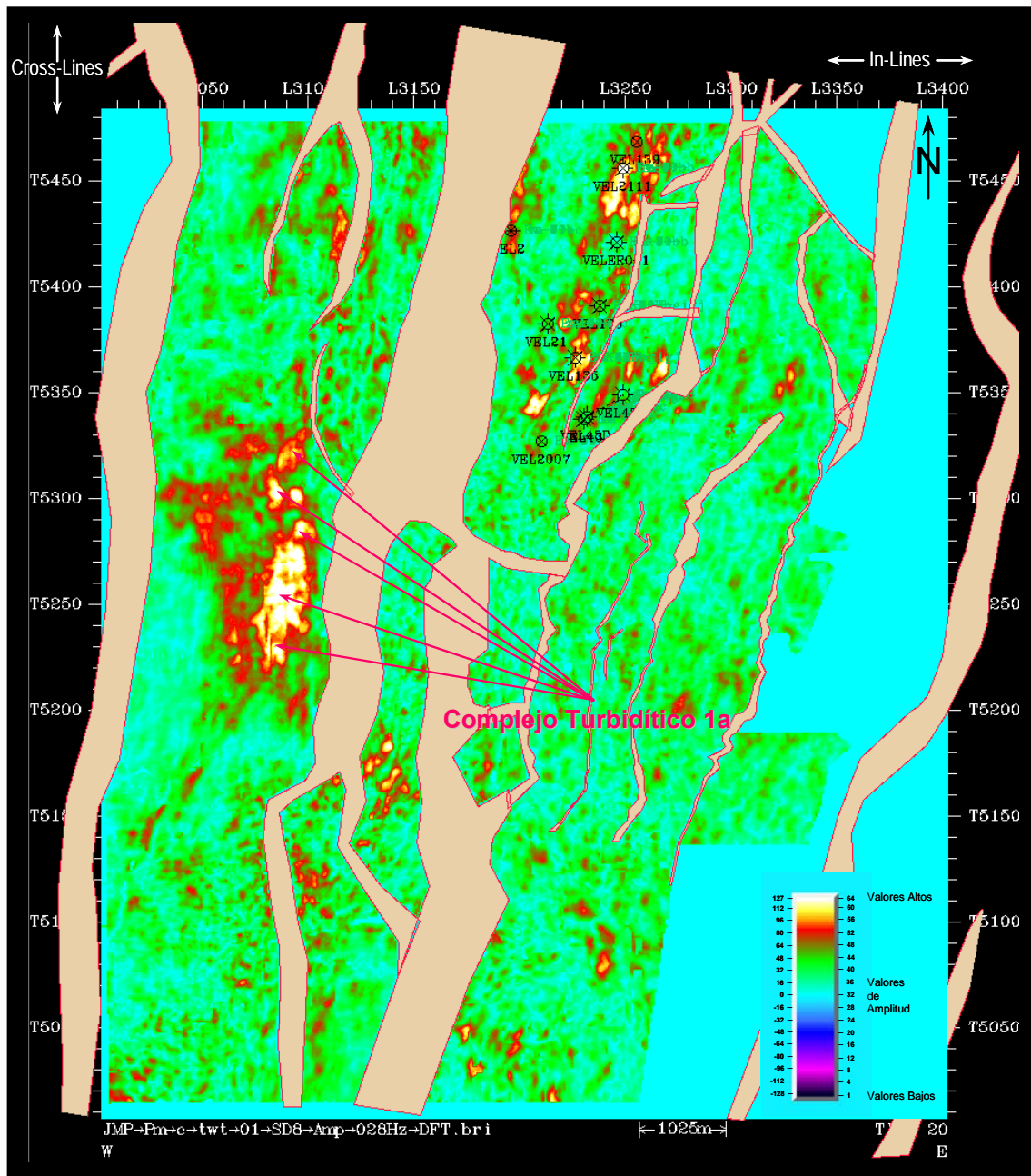


Figura IV.4.3.1.9.- Resultado de la Descomposición Espectral de Frecuencias a 28 Hz en el Área de Interés.

En esta imagen se aprecia que el canal principal termina en un lóbulo, lo cual sugiere que la distribución de la sedimentación se realizó de Norte a Sur.

IV.4.4 Frecuencia Instantánea

Para cualquier función oscilante, tal como una traza sísmica, la frecuencia instantánea $\omega(t)$ exhibida por esa función a cualquier tiempo t es definido como la razón de cambio de fase en el tiempo, o

$$\omega(t) = \frac{d}{dt}[\phi(t)]$$

donde $\phi(t)$ es la fase instantánea. De acuerdo a esta ecuación, la frecuencia instantánea mide la pendiente de la función de fase. Como consecuencia, la frecuencia sísmica instantánea es extremadamente sensible a cambios erráticos en la fase de las reflexiones sísmicas, y esa sensibilidad es lo que ocasiona que la frecuencia instantánea sea el atributo preferido para localizar barreras de fluido asociadas a formas de onda distorsionadas en las reflexiones.

Por definición cada componente de frecuencia de una traza sísmica debiera ser un número positivo ya que una frecuencia negativa no puede ser dimensionada, usada ó adquirida por el equipo de adquisición sísmica. Debido a que las frecuencias negativas nunca son observadas en los datos sísmicos existe un límite inferior en el rango numérico de las frecuencias sísmicas realizables, ése límite es el valor de cero. Existe también un límite superior en el rango superior de las frecuencias sísmicas, ése límite corresponde al valor límite de la Frecuencia de Nyquist, f_n , definido como:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta t}$$

donde Δt es el intervalo de muestreo de los datos sísmicos.

En la práctica el límite superior de la frecuencia es controlado por el ancho de banda de la fuente y por los filtros utilizados durante la etapa de proceso; esto tiende a ser siempre un valor considerablemente menor que f_n . De hecho, los componentes de frecuencia (f) en el volumen migrado 3D fueron restringidos a $0 \leq f \leq 90 \text{ Hz}$. Este límite superior de 90 Hz para las frecuencias realizables fue establecido debido a que la frecuencia final de barrido fue precisamente ésta. De tal manera que para fines de interpretación sísmica, cualquier valor de frecuencia determinado de los datos del volumen tridimensional Velero-Jaujal que no se encuentran en un rango de $0 \leq f \leq 90 \text{ Hz}$, se le denominó como frecuencia anómala.

Dos principios de interpretación fueron usados para inferir la ubicación de los límites de los compartimientos en los complejos turbidíticos 1a y 1b previamente identificados en este trabajo.

1) Cualquier volumen 3D de frecuencias sísmicas instantáneas generadas mediante el procedimiento de la transformada de Hilbert siempre contienen una población medible de frecuencias anómalas, particularmente frecuencias negativas, y

2) Estas frecuencias anómalas siempre indican donde la fase de la reflexión sísmica alcanza una razón anómala de cambio, esto es, donde existe una distorsión de la ondícula.

La interpretación de la compartimentalización del yacimiento es crítica, ya que debido a que muchos de los cambios laterales en la fase de la ondícula de reflexión asociados con estas frecuencias anómalas son creados por variaciones estratigráficas laterales que resultan en barreras para el flujo horizontal del fluido. En la interpretación de los compartimientos en los complejos turbidíticos 1a y 1b se puso especial atención en estas frecuencias anómalas. En la mayoría de los casos, las frecuencias anómalas observadas en los complejos turbidíticos fueron asociadas con algún tipo de discontinuidad lateral en la forma de onda de la reflexión para estos eventos.

Basado en la experiencia, tres causas comunes pueden causar distorsiones que crean frecuencias sísmicas anómalas:

- (1) ruido
- (2) discontinuidades estratigráficas, y
- (3) discontinuidades estructurales

En opinión del autor del presente trabajo, examinando el mapa de la Figura IV.4.4.1, el patrón espacial de las frecuencias anómalas indica si el comportamiento de la frecuencia anómala es debido a ruido ó a causa geológica. La manera de distinguir una característica de la otra es que las frecuencias anómalas inducidas por el ruido tienden a ocurrir en un patrón aleatorio, mientras que las frecuencias anómalas producidas por discontinuidad lateral estratigráfica o estructural tienden a distribuirse como finas alineaciones que siguen los cambios geológicos en los estratos. Sin embargo, estas anomalías de frecuencia inducidas geológicamente no siempre forman tendencias continuas, sino que ocurren en ubicaciones espaciadas irregularmente a lo largo de la anomalía geológica y crean una alineación fina pero reconocible de anomalías de frecuencia.

En el mapa de la Figura IV.4.4.1, fueron observadas frecuencias instantáneas en el horizonte asociado a la superficie cronoestratigráfica asociada a la sismosecuencia 60.20 m.a. Esta superficie de referencia se encuentra inmediatamente arriba de los complejos turbidíticos 1a y 1b identificados previamente.

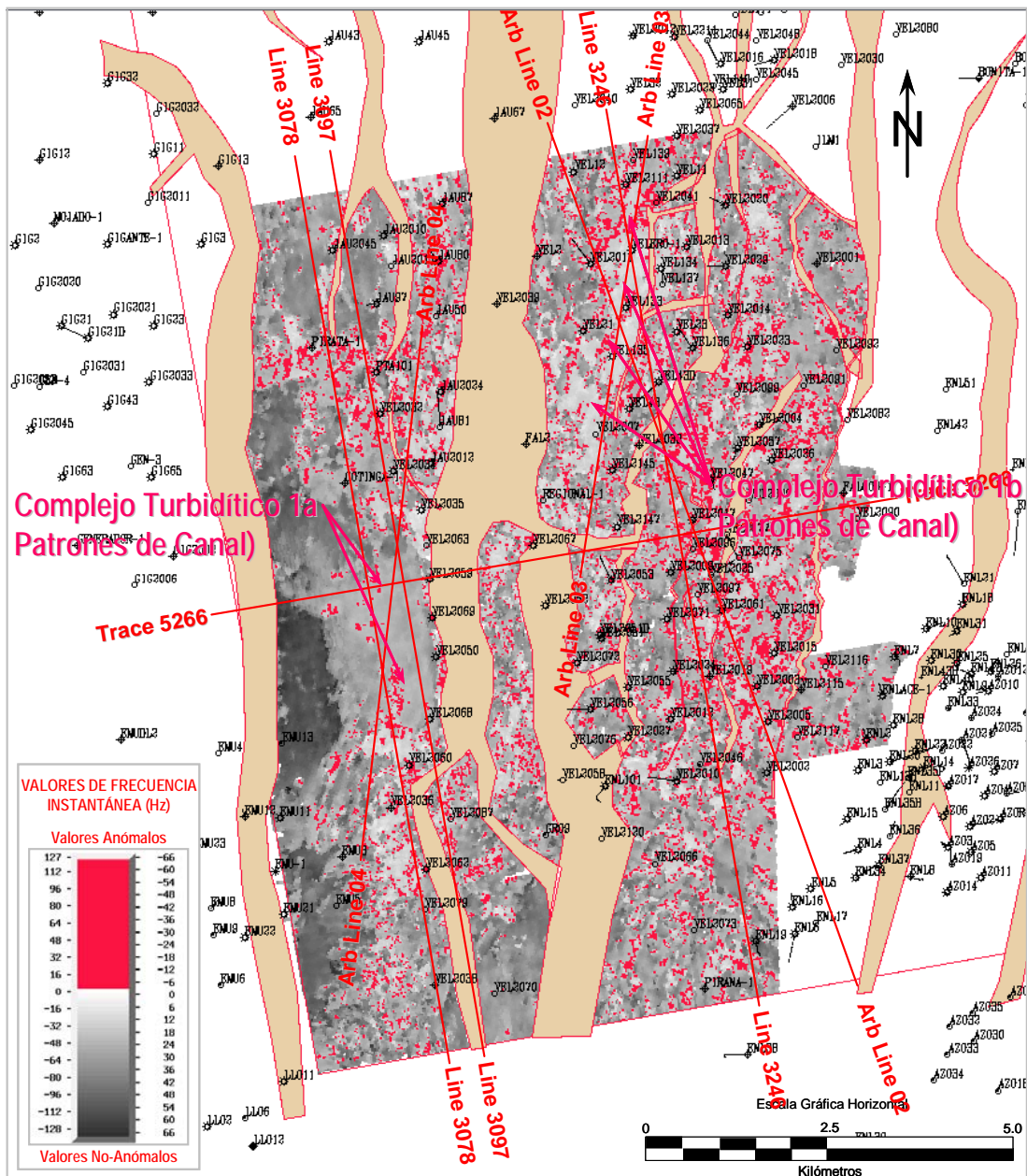


Figura IV.4.4.1.- Mapa de Frecuencia Instantánea que ilustra los complejos turbidíticos 1a y 1b y las frecuencias anómalas que limitan el yacimiento.

V.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La extracción de amplitud ha sido por lo general uno de los más valiosos atributos estratigráficos que proporcionan los datos sísmicos. Sin embargo, un objetivo importante de esta interpretación fue definir el tamaño, forma, límites y distribución de cuerpos arenosos asociados a la Pm-10, que pudiesen representar compartimientos individuales. Por este motivo, la extracción de amplitud no resultó ser un parámetro tan sensible que pudiera medir variaciones en el carácter de la ondícula de reflexión (que comúnmente ocurren en los límites de los compartimientos). No obstante, los resultados que se obtuvieron con esta herramienta fueron de gran utilidad.

La frecuencia instantánea representó una herramienta opcional adicional para detectar el tamaño, forma, límites y distribución de cuerpos arenosos ya que las frecuencias instantáneas anómalas indicaron de una manera consistente los sitios en donde la forma de la ondícula de reflexión exhibió cierto grado de distorsión, mientras que el atributo de amplitud reaccionó a estas distorsiones de una manera menos consistente.

La descomposición espectral proporcionó un nuevo enfoque no tradicional en la interpretación sísmica. La descomposición espectral también se utilizó para el mapeo y distribución de los cuerpos arenosos asociados a la Pm-10, así como de sus discontinuidades. Esta herramienta mejoró la definición de la distribución más allá de los resultados que se obtuvieron con los atributos de similaridad, amplitud y frecuencia instantánea. El detalle obtenido con esta técnica proporcionó un nivel adicional en la perspectiva del subsuelo.

El atributo de similaridad reveló y amplificó cambios sísmicos laterales asociados a variaciones geológicas en la identificación del modelo de distribución de los cuerpos arenosos asociados a la Pm-10. Esta medida de disimilaridad a pesar de que permitió una identificación visual inicial de algunas características de los cuerpos arenosos identificados, no mostró ser tan sensible a cambios sutiles en la variación lateral de estas arenas.

Por otra parte la técnica de sismoestratigrafía demostró ser el enfoque más robusto en la interpretación sísmica ya que permitió visualizar e identificar el tamaño, forma, límites y distribución de dos complejos turbidíticos bajo la simosecuencia 60.20 m.a. mediante el análisis de facies sísmicas. Además sus sismosecuencias fueron asociadas con sus respectivos ambientes de depósito mediante el apoyo de datos paleontológicos y paleobatimétricos.

En la figura V.1 puede apreciarse que los resultados obtenidos en el presente trabajo comprueban el modelo de electrofacies que muestra la distribución de la arena Pm-10, además de brindarle sustento técnico con estratigrafía sísmica y análisis de atributos, lo cual aporta mayor solidez al mencionado modelo. Este modelo ha sido previamente establecido por el equipo multidisciplinario de Presa Falcón de PEMEX Exploración y Producción.

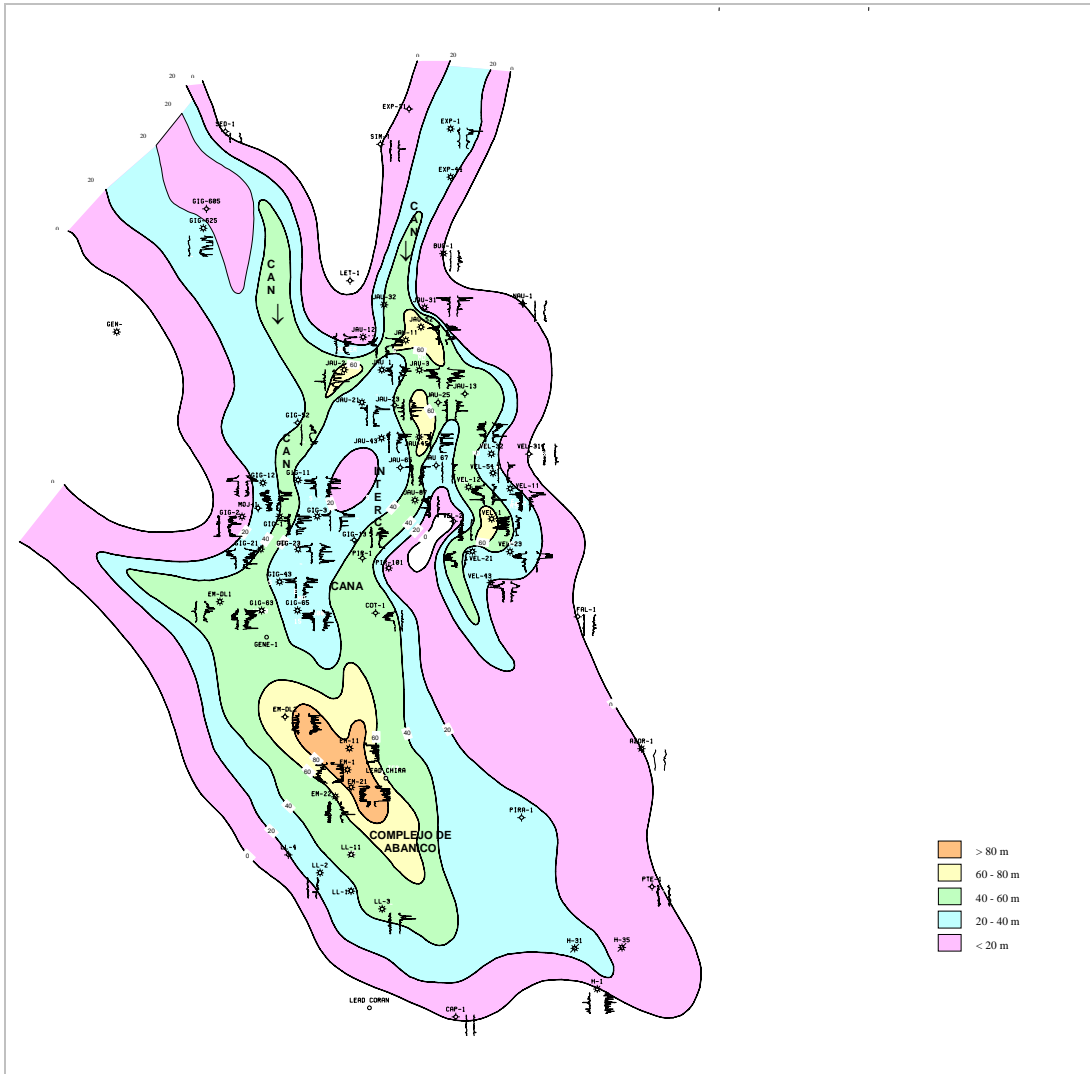


Figura V.1.- Mapa de Electrofacies de la Arena Pm-10 con espesores brutos.

VI.- CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos del análisis de la información sísmica se puede concluir lo siguiente:

La estratigrafía sísmica probó ser una técnica fundamentalmente útil en la identificación y comprobación del modelo de distribución de las arenas Pm-10 en el área de estudio.

Se lograron identificar y correlacionar razonablemente con claridad dos depósitos turbidíticos con orientación preferencial NE-SW, cuya depositación fue controlada posiblemente por los depocentros y fallamientos. Estos depósitos sedimentarios actualmente se encuentran con un cierto grado de deformación y basculamiento. Se caracterizan por tener reflectores sísmicos de relativa buena continuidad, los cuales convergen en “*onlap*” sobre una superficie discordante. Estos cuerpos sedimentarios fueron interpretados como lóbulos turbidíticos de borde plataforma.

Como conclusión, mediante el análisis de atributos sísmicos, fue posible identificar patrones pertenecientes a posibles canales distributarios de cada uno de estos complejos así como los límites de sus lóbulos.

Como contribución de éste trabajo, se proponen los límites de los lóbulos mayores y los canales distributarios con atractivo geológico petrolero.

VI.- BIBLIOGRAFÍA

Armentrout, J. M., S. J. Malecek, P. Braithwaite, and C. P. Beeman, 1991, *Seismic facies of slope basin turbidite reservoirs, East Breaks 160 161 field: Pliocene-Pleistocene, Northwestern Gulf of Mexico*, in P. Weimer and M.H. Link, eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer Verlag, p. 223-239.

BEG-PEP, 2004, *Definición del Marco Geológico y de los Plays de Exploración del Mioceno de la Cuenca de Burgos, Noreste de México*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 3133).

Bouma, Arnold H., 2000, *Fine-Grained, Mud-Rich Turbidite Systems: Model and Comparison with Coarse-Grained, Sand-Rich Systems*, in A. H. Bouma and C. G. Stone, eds., *Fine-grained turbidite systems*, AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication 68, p. 9–20.

Brown Jr, L. F., W. L. Fisher, 1977, *Seismic Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples of Brazilian Rift and Pull-Apart Basins: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*, AAPG Special Publications, p. 213-248.

Brown, A. R., 1987, *The value of seismic amplitude.*, *The Leading Edge* Vol. 6, No.10, p. 30-33.

Carmínatti, M, and J. C. Scarton, 1991, *Sequence stratigraphy of the Oligocene turbidite complex of the Campos Basin, offshore Brazil*, an overview, in Weimer, P., and M. L. Link, eds. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York. Springer Verlag, p 241-246.

Castillo M., A. y Echánove E., O., 1969, *Informe Final de la Interpretación Sismológica-Geológica de las Áreas 1 y 3, Cuenca de Burgos*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 1065).

Chevron-PEP, 1993, *Estudio Geológico-Geoquímico de la Cuenca de Burgos, Noreste de México*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 2907).

De La Fuente Garza, J., 2003, *Análisis Sismoestratigráfico del Plioceno, en el área marina Gaviota-Marbella, Noreste de Coatzacoalcos, Veracruz*, UNAM, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, p. 1-67, 27 Figs.

Echánove Echánove, O., 1986, *Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos*, Parte I: *Consideraciones Geológico-Petroleras*, Parte II: *Resultado de Pozos Exploratorios y Antecedentes de Campos y Producción*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Volumen 38, Número 1, p. 3–74.

Flood, R. D., P. L. Mannley, R. O. Kowsmann, C. J. Appi and C. Prímez, 1991, *Seismic facies and Late Quaternary growth of Amazon submarine fan*, in P. Weimer and M.H. Link, eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York Springer Verlag, p. 415-433.

García del Ángel, A., 1969, *Problemas de la futura exploración con pozos profundos en la Cuenca de Burgos*, en Memoria del Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 1, *Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos*: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, MR1(1).

González, G. R., 1976, *Bosquejo geológico de la zona noreste (resumen)*, en Memoria del III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamaulipas: Reynosa, Tamaulipas, Petróleos Mexicanos (PEMEX), 5–30.

Kay, Marshall, 1954, *Geosynclinal Nomenclature and the Craton*, Geological Notes, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Volume 31, Number 7, (July 1947), p. 1289-1293, 1 Fig.

Leary, D. A. and M. H. Feeley, 1991, *Seismic expression and sedimentologic characteristics of a Permian (Wolfcampian) carbonate submarine fan, Midland Basin, West Texas*, in P. Weimer and M.H. Link, eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer Verlag, p. 303-315.

Masters. T., 1995, *Neural, novel & hybrid algorithms for time series prediction*, 1st Edition, John Wiley & Sons, Inc., p. 90-93.

McGovney J. E. and Radovich B. J., 1985, *Seismic Stratigraphy and Facies of the Frigg Fan Complex*, in Orville Roger Berg and Donald G. Woolverton, eds., *SEISMIC STRATIGRAPHY II, An Integrated Approach To Hydrocarbon Exploration*: Tulsa, Oklahoma, AAPG, Memoir 39, p. 139-154.

Mitchum Jr., R. M., P. R. Vail, S. Thompson, 1977, *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 2. The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*, *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, AAPG, Memoir 26, p. 53-62.

Mitchum Jr. R. M., 1985, *Seismic Stratigraphic Expression of Submarine Fans*, in Orville Roger Berg and Donald G. Woolverton, eds., *SEISMIC STRATIGRAPHY II, An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*: Tulsa, Oklahoma, AAPG, Memoir 39, p. 117-136.

Mitchum, Robert M., Sangree, John B., Vail, Peter R., Wornardt, Walter W., 1993, *Recognizing Sequences and Systems Tracts from Well Logs, Seismic Data, and Biostratigraphy: Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico*, AAPG Special Publications, Chapter 7, p. 163-197.

Mulholland, J. W., 1998, *The Parasequence*, The Leading Edge, October 1998, Volume 17, Issue 10, p. 1374-1376.

Mutti E. and W. R. Normark, 1991, *An integrated approach to the study of turbidite systems*, in P. Weimer and M.H. Link, eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York ' Springer Verlag, p, 75-106.

Ortiz-Ubilla, A. y G. Tolson, 2004, *Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 2, 2004, p. 226-235.

Partyka, G., Gridley, J. and Lopez, J., 1999. *Interpretational application of spectral decomposition in reservoir characterization*. The Leading Edge, p. 353-360.

Pérez Cruz, G. A., 1992, *Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico*: Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, Texas, 209 p.

PérezNegrón Zarco I., 2000, *Interpretación Sismoestratigráfica del área La Central, Tabasco*, UNAM, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, p. 1-72, 34 Figs.

PEP, 1977, *Informe Micropaleontológico, Pozo Velero-1*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, UWI-2106).

PEP, 1998, *Informe Final del Estudio de Potencial Remanente de la Cuenca de Burgos*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 2658).

PEP, 1999, *Hydrocarbon Reserves of Mexico, Major Oil and Gas Fields of Mexico, Major Oil and Gas Fields of Mexico*, Volume II.

PEP, 2000, *Informe Final de Operaciones, Estudio Sísmico Tridimensional Velero-Jaujal*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 1494, AER 2887).

PEP, 2000, *Informe Final de Procesado, Estudio Sísmico Tridimensional Velero-Jaujal*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 1494, AER 2887).

PEP, 2001, *Informe Micropaleontológico, Pozo Enlace-1*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, UWI-4929).

PEP, 2004, *Informe Micropaleontológico, Pozo Regional-1*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, UWI-6561).

Posamentier, H. W. and R. D. Erskine, 1991, *Seismic expression and recognition criteria of ancient submarine fans*, in P. Weimer and M.W. Link, eds. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer Verlag, p. 197-222.

Posamentier, H. W., R. D. Erskine and R. M. Mitchum Jr., 1991, *Models for Submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework*, in P. Weimer and M.W. Link, eds. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer Verlag, p. 127-136.

Raisz, E., 1964, *Landforms of Mexico*, 2nd corrected ed., Prepared for the Office of Naval Research Geography Branch, scale ~ 1:3,000,000.

Rijks, E. J. H., and J. C. E. M. Jauffred, 1991. *Attribute extraction: An important application in any detailed 3-D interpretation study*. The Leading Edge, Vol. 10, No.9, p. 11-19.

Sandoval, M. J., y J. S. Peña, 1969, *Estratigrafía del Oligoceno de la Cuenca de Burgos*, (Informe Inédito de PEMEX Exploración y Producción, NEM 1243, AER 1243).

Sangree, J. B. and J. M. Widmier, 1977, *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 9. Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies*, Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Memoir 26, p. 165-184.

Shanmugam, G. R. and R. S. Moiola, 1988, *Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential*, Earth-Science Reviews, Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam, v. 24, p. 383-428.

Swan, A. R. H., and M. Sandilands, 1995, *Introduction to Geologic Data Analysis*, Cambridge, MA, Blackwell Science, 446 p.

Van Wagoner, J. C., H. W. Posamentier, R. M. Mitchum, P. R. Vail, J. F. Sarg, T. S. Loutit, and J. Hardenbol, 1988, *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*, in C. W. Wilgus et. al., eds., Sea Level changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 39-45.

Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmnanian, 1990, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops*:

Concepts of High Resolution Correlation of Time and Facies, AAPG Special Publications, AAPG Methods in Exploration Series No. 7, p. iii-55

Vail, P. R., R. M. Mitchum Jr., 1977, *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 7. Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*, Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Memoir 26, p. 135-143.

Vail, P. R., 1987, *Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Procedure*, AAPG Special Publications, AAPG Studies in Geology No. 27, p. 1-10

Viana, A., Figueiredo, A., Faugères, J.-C., Lima, A., Gonthier, E., Brehme I., and Zaragosi, S., 2003, *The Sao Tomé deep-sea turbidite system (southern Brazil Basin): Cenozoic seismic stratigraphy and sedimentary processes*, AAPG Bulletin, Vol. 87, No. 5, April 2003, p. 873-894.

Weimer, P. and M. Link, 1991, *Global petroleum occurrences in submarine fans and turbidite systems*, in P. Weimer and M.H. Link, eds., *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer Verlag, p. 9-67.

Xia, Li, 1999, *Spectral Analysis of Seismic Data using Wavelet Transform*, Master Degree Thesis submitted to the Graduate Faculty of University of Oklahoma, Norman Oklahoma, p. 1-96, 62 Figs.

Yzaguirre, S.L.A., 1969, *Geología Regional de la Cuenca de Burgos*, en Memoria del Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 1, *Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos*: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, MR1(1).