

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **USO DE LA CLASIFICACIÓN DE FACIES SÍSMICAS PARA CARACTERIZAR LA FORMACIÓN PARIÑAS DE LA CUENCA TALARA – PERÚ**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Ing. Soto S., Johnatan  
Para optar al Título  
M.Cs. de Geofísica

Caracas, 2015

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **USO DE LA CLASIFICACIÓN DE FACIES SÍSMICAS PARA CARACTERIZAR LA FORMACIÓN PARIÑAS DE LA CUENCA TALARA – PERÚ**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Jhonny Casas

TUTOR INDUSTRIAL: M.Cs. Javier Soto

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Ing. Soto S., Johnatan  
Para optar al Título  
M.Cs. de Geofísica

Caracas, 2015

Dedicado a Dios, a mi esposa  
Sandra Cecilia Casado Carmona, a  
mis padres Norma Estela Sifuentes  
Mezarina y Julio César Soto Gómez, a  
mis padres políticos Cecilia Carmona  
y Tauro Casado.



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de  
Estudios de  
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por el **ING. JOHNATAN SOTO**, portador del Pasaporte No. 2600889, bajo el título **“USO DE LA CLASIFICACIÓN DE FACIES SÍSMICAS PARA CARACTERIZAR LA FORMACIÓN PARIÑAS DE LA CUENCA TALARA-PERÚ”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister Scientiarum en Geofísica dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día martes 20 de Enero, a las 9 a.m., para que la autor lo defendiera en forma pública, lo que este hizo en la Dirección de la Escuela de Petróleo, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado

Para este veredicto, el Jurado, los profesores M.Sc. Jhonny Casas, M.Sc. Rafael Falcón y el Dr. Aly Pérez y el estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de Geofísica.



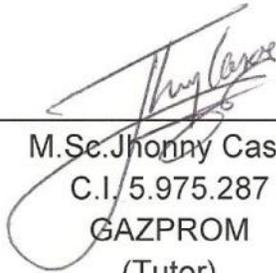
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los 20 días del mes de Enero del año 2015, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el Dr. Jhonny Casas.



Dr. Aly Pérez  
C.I. 9.817.156  
(Instituto de Ciencias de la Tierra)



M.Sc. Rafael falcon  
C.I. 4.579.685  
( Facultad de Ingeniería- UCV)

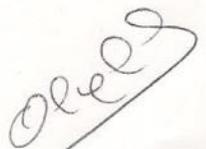


M.Sc. Jhonny Casas  
C.I. 5.975.287  
GAZPROM  
(Tutor)



JR/20-01-2015.

Página 2 de 2



## **AGRADECIMIENTOS**

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme ofrecido los recursos académicos que me permitieron desenvolverme durante la ejecución de este trabajo de grado. También por haber sido un segundo hogar en estos años maravillosos, donde conocí excelentes profesores y buenas personas.

Al profesor Jhonny Casas, tutor de este trabajo, quien me ha brindado sus conocimientos, sus sabios consejos, su motivación y su enfoque a la solución de cualquier problema, no solo durante la realización de este trabajo, sino también durante mi formación como estudiante de postgrado.

Al ingeniero Javier Soto, mi tío, por ser un excelente profesional, quien con su apoyo, consejos y motivación me inspiraron en realizar este postgrado.

Al profesor Rafael Falcón, por brindarme sus conocimientos, por sus buenas sugerencias, comentarios, consejos, por ser una persona locuaz, su inmensa calidad humana y su ayuda en todo momento.

A mis amigos Diego Timoteo, José Odremán y Pablo Jiménez quienes me apoyaron en la realización de este trabajo.

A la señora Ana María Rodríguez, secretaria de postgrado, quien ha sido una persona muy especial por su inmenso apoyo y amistad.

A Sandra Casado, mi esposa, por ser mi motor y motivo de vida, por su apoyo incondicional, sus buenos consejos, por ser juiciosa, íntegra y comprensiva.

A mis padres, quienes siempre me han apoyado en mis decisiones y serán siempre parte de mis triunfos.

**Soto S., Johnatan**

**USO DE LA CLASIFICACIÓN DE FACIES SÍSMICAS PARA  
CARACTERIZAR LA FORMACIÓN PARIÑAS DE LA CUENCA  
TALARA – PERÚ**

**Tutor Académico: Prof. Jhonny Casas. Tutor Industrial: M.Cs. Javier Soto.  
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geofísica.  
Año 2015, 300 p.**

**Palabras Claves:** Clasificación de facies sísmicas, Redes neuronales artificiales,  
Patrones sedimentarios, Análisis de componentes principales.

**Resumen.** En la industria de exploración y explotación del petróleo, la clasificación de facies sísmicas es una técnica que recientemente está siendo utilizada en la identificación de patrones sedimentarios y en la mejora de los modelos sedimentarios y estratigráficos de los campos. Esta técnica comprende el uso de las redes neuronales artificiales, como algoritmo matemático no lineal, aplicado en la identificación de las diferentes formas de las ondículas. En general, una facie sísmica es definida por las formas de las ondas sísmicas de una determinada unidad lito estratigráfica o sismo estratigráfica, que se distinguen de las unidades adyacentes. Por lo tanto, la clasificación de facies sísmicas tiene como objetivo identificar grupos de trazas sísmicas que poseen forma similar, de tal manera que cada grupo representa la variabilidad en la litología, propiedades de las rocas y/o el contenido de fluido de los estratos.

En el presente trabajo de grado se utilizó esta técnica para identificar patrones sedimentarios pertenecientes a la Formación Pariñas, ubicada en la Cuenca Talara al NO del Perú. De esta manera con los resultados obtenidos se lograron interpretar modelos de ambientes sedimentarios y se propusieron nuevas locaciones de pozos para la extracción de hidrocarburos.

## Lista de Figuras

Figura 1. Ubicación geográfica de la Cuenca Talara.	7
Figura 2. Ubicación de cuencas Sedimentarias del Perú (extraído de la página web del Ministerio de Energía y Minas del Perú) <a href="http://www.minem.gob.pe/ministerio/pub_atlas2011.asp">http://www.minem.gob.pe/ministerio/pub_atlas2011.asp</a>	8
Figura 3. Distribución de los principales lineamientos tectónicos de la parte norte del Perú. Mapa modificado de Shepherd, G. L., y Moberly, R. (1981).	9
Figura 4. Mapa generalizado de los límites de la cuenca Talara y los principales elementos morfotectónicos del norte del Perú. (Modificado de Mourier, et al., 1988; Kraemer, P.G., et al., 1999).	11
Figura 5. Mapa geológico del NO del Perú (Modificado de INGEMMET). <a href="http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/indice.htm">http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/indice.htm</a> <a href="http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/9-a.htm">http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/9-a.htm</a> <a href="http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/10-a.htm">http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/10-a.htm</a>	13
Figura 6. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Talara (Modificada de Casas, F., y Molnar, P., 1987 y Gonzáles, G., 1973)	15
Figura 7. Fotografía de tronco fosilizado de la Formación Pariñas (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).	23
Figura 8. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas (Murany, E., 1975).	27
Figura 9. Modelo sedimentario de las formaciones Pariñas y Río Bravo (Muñoz, G., 1980).	29
Figura 10. Sección esquemática en dirección oeste-este mostrando los cambios de facies entre las formaciones Pariñas y Río Bravo (Muñoz, G., 1980).	30
Figura 11. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas, mostrando las geometrías y los patrones de interferencia entre abanicos submarinos longitudinales y transversales (Formación Río Bravo), contra los sistemas deltaicos transversales (Formación Pariñas) (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).	32
Figura 12. Modelo sedimentario de la Formación Río Bravo, esquematizando abanicos submarinos (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).	33

Figura 13. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas, esquematizando un sistema fluvio-deltaico con relleno transversal (modificado de Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).	34
Figura 14. Principales rasgos estructurales de la cuenca Talara (modificado de Castillo, J., y Sopprani, E., 1990).	36
Figura 15. Partes de una neurona biológica típica.	39
Figura 16: Red neural típica.	42
Figura 17: Neurona artificial.	42
Figura 18. Método de clasificación sin supervisión, método de redes neurales artificiales (modificada del manual de Stratimagic, 2007).	48
Figura 19. Método de clasificación sin supervisión, método jerárquico (modificada del manual de Stratimagic, 2007).	49
Figura 20. Método de reducción de información por zonificación.	50
Figura 21. Ejemplo de un mapa de clasificación de facies sísmicas con uso de PCA y sin uso de PCA (manual de Stratimagic, 2007).	52
Figura 22. Ejemplo de tres componentes reduciéndolo a 2 con la PCA (modificado del manual de Stratimagic, 2007).	52
Figura 23. Ejemplo de escogimiento de cantidad de facies sísmicas a usar.	53
Figura 24. Verificación del posicionamiento geodésico de la información geológica y geofísica de la zona de estudio.	56
Figura 25. Relación entre la velocidad, frecuencia, longitud de onda y profundidad (Rayleigh, 1993).	61
Figura 26. Ilustración de la zona de Fresnel (tomado de Chaouch, A., y Mari, J., 2006).	62
Figura 27. Desfase entre el corredor Stack del VSP y del volumen sísmico.	63
Figura 28. Área de estudio encerrada en polígono de color rojo.	65
Figura 29. Información de pozos con registros de resistividad y sónicos.	65
Figura 30. Registros de resistividad y sónicos del área de estudio.	66
Figura 31. Función de Anisotropía (adimensional) vs Tiempo doble (ms), con su función de ajuste suavizada (línea negra).	73
Figura 32. Mapa de varianza para la propiedad de velocidad promedio derivada de los pozos.	75
Figura 33. Sección sísmica arbitraria superpuesta con el modelo de velocidades.	77

Figura 34. Hoja de cálculo para convertir superficies de tiempo a profundidad.	78
Figura 35. Uso del análisis de componentes principales.	80
Figura 36. Vectores de Eigen en la reducción de datos.	81
Figura 37. Análisis de los componentes principales en la reducción de datos.	82
Figura 38. Mapa de facies sísmicas correspondientes al horizonte Pariñas en el intervalo “a” con 7 clases.	86
Figura 39. Revisión Geodésica del proyecto en Petrel.	88
Figura 40. Inventario de pozos, registros de pozos, topes estratigráficos, fallas y superficies interpretadas del proyecto Petrel.	88
Figura 41. Visualización 3D de pozos, fallas y superficies interpretadas del proyecto Petrel.	90
Figura 42. Visualización 2D de pozos, fallas, superficies interpretadas y secciones estratigráficas pozo a pozo del proyecto Kingdom Suite.	91
Figura 43. Inventario de pozos, superficies interpretadas y secciones estratigráficas, además se muestra errores en las desviaciones de cuatro pozos.	92
Figura 44. Visualización 3D de pozos, fallas y superficies interpretadas del proyecto en Landmark.	93
Figura 45. Espectros de amplitud y ondículas de los volúmenes sísmicos.	94
Figura 46. Aplicación de filtros para limpiar la información sísmica.	96
Figura 47. Determinación y aplicación del desfase y rotación de la ondícula.	98
Figura 48. Generación de registros pseudo sónicos utilizando las Redes Neuronales Artificiales.	99
Figura 49. Visualización del error causado por la anomalía de velocidad en un Check Shot.	100
Figura 50. Calibración de del registro sísmico usando de las velocidades interválicas de los Check Shots.	101
Figura 51. Generación del sismograma sintético, pozo LO6-1.	103
Figura 52. Generación del sismograma sintético, pozo LO16-5.	103
Figura 53. Generación del sismograma sintético, pozo LO13-14.	104

Figura 54. Visualización de las velocidades de los pozos y del modelo de velocidad.	104
Figura 55. Visualización del modelo de velocidades de apilamiento.	105
Figura 56. Mapa del modelo de velocidades basado en interpolación por método de Kriging al nivel de la Formación Pariñas.	106
Figura 57. Modelo de velocidades basado en geoestadística.	107
Figura 58. Visualización de una sección en profundidad usando el modelo de velocidades.	108
Figura 59. Atributos sísmicos calculados al nivel de la Formación Pariñas.	110
Figura 60. Visualización de los PCA generados en la reducción de datos.	111
Figura 61. Selección de las superficies de referencia.	112
Figura 62. Sección sísmica de los pozos LO16-14, LO13-8 y LO 18-1A, en dirección NO-SE.	114
Figura 63. Mapa de facies sísmicas correspondientes al intervalo “a” de +10 a -40 ms y de +4 a -28 ms con 7 clases.	116
Figura 64. Mapa de facies sísmicas PCA correspondientes al intervalo c con análisis de componentes principales con 7 clases.	117
Figura 65. Secciones PCA y mapa correspondientes al intervalo c con 7 clases.	118
Figura 66. Secciones de facies sísmicas PCA 2 y 3 con 7 clases.	119
Figura 67. Mapa de facies sísmicas correspondientes al intervalo a, b y c con sección 7 clases.	120
Figura 68. Secciones sísmicas mostrando los resultados del PCA 1 y mapa de facies sísmicas PCA 1 y mapa estructural en tiempo.	121
Figura 69. Mapa de facies sísmicas PCA 1 con electrofacies sobrepuestas.	122
Figura 70. Mapa de facies sísmicas PCA indicando la arena neta petrolífera.	123
Figura 71. Mapa de facies sísmicas PCA 1 con interpretación de los patrones sedimentarios.	124
Figura 72. Mapa de facies sísmicas PCA 1 indicando los prospectos.	125
Figura 73. Técnicas de opacidad para visualizar los geocuerpos.	123

## INDICE GENERAL

CAPITULO 1. INTRODUCCION.	1
1.1 Problema de investigación.	3
1.2 Justificación y motivación.	4
1.3 Objetivos.	6
1.4 Localización del área de estudio.	7
CAPITULO 2. MARCO GEOLOGICO.	8
2.1 Ubicación de la Cuenca Talara.	8
2.2 Generalidades de la cuenca Talara.	9
2.3 Estratigrafía de la cuenca Talara.	14
2.4 Modelo Estratigráfico de la Formación Pariñas.	26
2.5 Historia sedimentaria y evolución tectónica.	35
CAPITULO 3. MARCO TEORICO.	38
3.1 Historia de las redes neuronales artificiales.	38
3.2 Fundamentos de redes biológicas.	38
3.2.1 Aplicaciones en general y en la industria del petróleo.	40
3.2.2 Red Neural Artificial.	41
3.2.3 Neurona Artificial.	41
3.2.4 Enlace.	42
3.2.5 Estructura.	43
3.2.6 Adaptabilidad.	43
3.2.7 Aprendizaje de la Red Neural.	44
3.2.8 Entrenamiento.	45
3.2.8.1 Redes neuronales artificiales supervisadas.	45
3.2.8.2 Redes neuronales artificiales no supervisadas.	46
3.3 Métodos de clasificación en Stratimagic.	47
3.3.1 Método de redes neuronales.	47
3.3.2 Método jerárquico.	48
3.4 Reducción de datos.	50
3.4.1 Reducción de datos por zonificación.	50

3.4.2	Análisis de Componentes Principales (PCA).	50
3.5	Determinación del número de facies.	52
3.6	Mapa de facies sísmicas.	53
3.7	Facies sedimentarias.	54
3.8	Bloques de facies sísmicas.	54
CAPITULO 4. MARCO METODOLOGICO.		55
4.1	Control de calidad de la información de los datos.	55
4.2	Geodesia del proyecto geológico y sísmico.	56
4.3	Revisión de los Modelos Estáticos preexistentes.	57
4.3.1	Proyecto realizado en Petrel.	57
4.3.2	Proyecto de interpretación sísmica en Kingdom Suite.	57
4.3.3	Base de datos geológicos en OpenWorks.	58
4.4	Proyecto creado usando la base de datos anteriores.	58
4.5	Análisis espectral de la información sísmica.	59
4.6	Mejoramiento de la señal de los volúmenes sísmicos.	59
4.7	Resolución sísmica vertical y horizontal.	60
4.8	Determinación de la fase de los volúmenes sísmicos.	62
4.9	Generación de sismogramas sintéticos.	63
4.9.1	Generación de registros sónicos.	68
4.9.2	Revisión de los check shots.	69
4.9.3	Calibración del registro sónico con los check shots.	69
4.9.4	Cálculo de sismogramas sintéticos.	69
4.10	Generación del Modelo de velocidades.	70
4.10.1	Modelos de velocidades basados en curvas T-Z de los pozos.	71
4.10.2	Modelos de velocidades basados en velocidades de apilamiento.	72
4.10.3	Modelos de velocidades basados en funciones definidas por el usuario.	72
4.10.4	Modelos de velocidades combinando información de pozo con velocidades de apilamiento (factor anisotropía).	73
4.10.5	Modelo de velocidades basado en interpolación por método de kriging de los valores de velocidad en los pozos.	74
4.10.6	Modelo de velocidades basado en geoestadística, combinando información de pozo con velocidades de apilamiento.	75

4.10.7 Validaciones cruzadas.	76
4.11 Conversión tiempo-profundidad.	77
4.12 Cálculo de atributos sísmicos.	78
4.13 El uso del método de reducción de datos.	79
4.13.1 El uso del Análisis de Componentes Principales.	81
4.14 Clasificación de Facies Sísmicas de la Formación Pariñas.	83
4.14.1 Generación de superficies de referencia.	84
4.14.2 Generación del intervalo.	85
4.14.3 Mapa de facies para el horizonte Pariñas.	85
<b>CAPITULO 5. RESULTADOS Y ANALISIS</b>	<b>87</b>
5.1 Geodesia del proyecto geológico y sísmico.	87
5.2 Proyecto realizado en Petrel.	87
5.3 Proyecto de interpretación sísmica en Kingdom Suite.	90
5.4 Base de datos geológicos en OpenWorks.	92
5.5 Proyecto creado usando la base de datos anteriores.	93
5.6 Análisis espectral de la información sísmica.	94
5.7 Mejoramiento de la señal de los volúmenes sísmicos.	96
5.8 Resolución sísmica vertical y horizontal.	97
5.9 Determinación de la fase de los volúmenes sísmicos.	98
5.10 Generación de registros pseudo sónicos.	99
5.11 Revisión de los check shots.	100
5.12 Calibración del registro sónico con los check shots.	101
5.13 Cálculo de sismogramas sintéticos.	102
5.14 Modelos de velocidades basados en curvas T-Z de los pozos.	104
5.15 Modelos de velocidades basados en velocidades de apilamiento.	105
5.16 Modelo de velocidades basado en interpolación por método de kriging de los valores de velocidad en los pozos.	106
5.17 Modelo de velocidades basado en geoestadística, combinando información de pozo con velocidades de apilamiento.	107
5.18 Conversión tiempo - profundidad.	108
5.19 Cálculo de atributos sísmicos.	109
5.20 El análisis de componentes principales.	111

5.21	Generación de superficies de referencia.	112
5.22	Generación del intervalo.	112
5.23	Clasificación de Facies Sísmicas de la Formación Pariñas.	115
CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.		126
CONCLUSIONES.		126
RECOMENDACIONES.		128
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.		129

# CAPÍTULO I

## *INTRODUCCION*

El campo Lobitos ubicado en la parte central de la cuenca Talara, al NO del Perú, comprende unidades de edad Cenozoica, específicamente del Eoceno Inferior (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993), que conforman en la actualidad los objetivos de interés para las actividades de desarrollo petrolero del área. De esta manera, para la Formación Pariñas se propone un ambiente de depositación transicional y marino con evidente influencia de procesos fluvio-deltaicos que generan reservorios con características particulares según su ubicación dentro del sistema sedimentario (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999; Gonzáles, E., y Alarcón, P., 2002; Gutiérrez, F.E., et al., 2002).

Un mejor entendimiento de la complejidad estratigráfica de la Fm. Pariñas, permitirá mejorar los planes de desarrollo y optimizar la perforación de nuevos pozos de explotación. Estos reservorios están controlados por la variable estructural, combinada con un fuerte control estratigráfico (Soto, J.A., 2013).

El objetivo del presente trabajo es emplear la técnica de “Clasificación de Facies Sísmicas” como herramienta en el reconocimiento de patrones estratigráficos en la Fm. Pariñas del campo Lobitos, cuenca Talara-Perú. Así mismo, se identificarán las correlaciones entre la clasificación de facies sísmicas y las zonas de arenas productoras (Haykin, S., 1994; Poupon, M., et al., 2004; Banch, R.E., y Michelena, R., 2000; Hampson, B., et al., 2001; Rondón, O., et al. 2002, Banch, R.E., y Jiménez, J.R., 2002; Williamson, A., et al., 2002; Banch, R.E., 2004; Matos, M., et al., 2005; Roy, A., et al., 2005; Andrecut, M., et al., 2009; Marroquín, I., et al., 2009; Xiong, W., et al., 2010; Tesi, M., 2011; Chopra, S., et al., 2012; Ramírez, C., et al., 2012; Soto, J.A., 2013).

La metodología que se usó es basada en los trabajos realizados por: Haykin, S. (1994); Banch, R.E., y Michelena, R., (2000); Hampson, B., et al. (2001); Rondón, O., et al. (2002); Banch, R.E., y Jiménez, J.R. (2002); Williamson, A., et al. (2002); Banch, R.E. (2004); Tesi, M. (2011) y Soto, J.A. (2013). En primer lugar, se recopiló todo el material bibliográfico correspondiente a la información geológica, a escala regional y local de la cuenca Talara, así como el material relacionado con la clasificación de facies sísmicas utilizando las redes neuronales artificiales. Esta información se corrigió y validó. Luego se creó un nuevo proyecto llamado “clasificación de facies sísmicas” y se cargó los datos validados. Como segundo paso, se trabajaron con los volúmenes sísmicos para adecuarlos en los trabajos. Se aplicaron atributos sísmicos para obtener varios volúmenes sísmicos con diferentes respuestas intrínsecas de las rocas. Se generaron registros pseudo sónicos utilizando las redes neuronales artificiales y la Transformada de Faust (a partir del registro de resistividad), luego se calibraron con las funciones de velocidades de los check shots. También se generó el modelo de velocidades representativo del área. Como tercer paso, se usaron las interpretaciones sísmicas realizadas previamente como superficie de referencia (Fm. Pariñas) y con ayuda de las redes neuronales artificiales se pudo generar mapas de facies sísmicas. También se usó el método de reducción de datos, como datos de entrada se usaron 6 volúmenes sísmicos con diferentes atributos y como salida se obtuvieron 6 volúmenes PCA. Este procedimiento se realizó para resaltar eventos, reducir información redundante, eliminar ruidos ambientales y provenientes de la adquisición. Se analizaron los PCA por las redes neuronales artificiales y como resultado se obtuvieron mapas y bloques de facies sísmicas.

Como conclusión de este trabajo se recomienda que se aplique la metodología en los diferentes yacimientos del campo Lobitos y en los diferentes campos de la Cuenca Talara. Puesto que es una alternativa válida para la generación de proyectos con una importante disminución de la incertidumbre y del riesgo asociado (Banch, R.E., 2004; Roy, A., et al., 2005; Marroquín, I., et al., 2009).

### *1.1 Problema de investigación.*

La Formación Pariñas es una unidad productora de hidrocarburos en la Cuenca Talara, que corresponde a una secuencia progradante depositada en un ambiente fluvio-deltaico durante el Eoceno Inferior (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999). Gonzáles, E. (2005) definió para la Formación Pariñas superficies estratigráficas internas asociadas a cambios relativos del nivel del mar, lo cual estaría gobernando la distribución de canales deltaicos y lóbulos de arena con espesor variable.

En sísmica 3D existen limitaciones en cuanto al espesor de las capas que se pueden visualizar. La resolución sísmica puede expresarse en términos de la longitud de onda ( $\lambda$ ), la cual está dada por los valores de velocidad y frecuencia. A mayor profundidad las velocidades sísmicas se incrementan porque las rocas tienen mayor grado de compactación. En cambio, la frecuencia dominante disminuye a medida que aumenta la profundidad, porque las amplitudes asociadas a las altas frecuencias de la señal sísmica se atenúan rápidamente (Brown, L.L., et al., 2004). Estos dos fenómenos, acompañados de la complejidad geológica y los parámetros de adquisición de los datos, tienen implicaciones importantes sobre la resolución (Hampson, B., et al., 2001).

Soto J.A. (2013) dice: “Si se considera que las ondas sísmicas al atravesar un medio heterogéneo van a variar su forma en términos de amplitud y frecuencia. Además que, las propiedades intrínsecas de las rocas varían de forma lateral y vertical, lo cual hace suponer que las formas de las ondículas van a variar también. Por lo tanto, el análisis de las diferentes formas de las ondículas sobre un horizonte sísmico correspondiente a una formación geológica, es la clave de este presente trabajo”.

Dado que la Formación Pariñas, en el área de estudio, tiene un promedio de espesores que varían entre 100 a 200 pies, y la sísmica 3D tiene una resolución sísmica vertical de 92 pies, entonces se puede concluir que si se puede llegar a investigar de forma satisfactoria sus diferentes unidades estratigráficas (Soto, J.A., 2013).

Acorde con lo antes expuesto el presente trabajo tiene principalmente un problema de carácter geológico. Tesi, M. (2011) comenta que, los trabajos convencionales de la industria petrolera quedan insuficientes para poder comprender la complejidad estratigráfica de sus unidades productoras. Así mismo las heterogeneidades de los yacimientos petrolíferos debido a sus componentes estratigráficos dificultan el éxito de los trabajos de explotación de hidrocarburos (Matos, M., et al., 2005; Marroquín, I., et al., 2009; Andrecut, M., et al., 2009). El ambiente sedimentario de la Formación Pariñas es fluvio-deltaico, caracterizado porque sus progradaciones forman complejos de canales superpuestos en tanto que sus retrogradaciones generan superficies de ravinamiento que erosionan los canales formados anteriormente (González, E., y Alarcón, P., 2002), lo cual se convierte en el principal problema de investigación.

## *1.2 Justificación y motivación.*

Los métodos comunes de geofísica de producción usando registros sísmicos son: AVO, descomposición espectral, inversión acústica y elástica. Son muy buenos métodos de investigación fuera del alcance de los pozos y predicen litologías con un nivel de incertidumbre asociado al rango de la distancia del pozo (Hampson, B., et al., 2001; Roy, A., et al., 2005; Xiong, W., et al., 2010).

Las técnicas de última generación usadas con registros sísmicos son: cálculo de multi-atributos para la caracterización sísmica de yacimientos en cuanto a la discriminación de litología y fluidos; integración y análisis de diversos atributos relacionados con impedancia elástica para clasificación de litofacies; clasificación de facies sísmicas usando las redes neuronales artificiales para identificar patrones sedimentarios. Estas técnicas se basan más en los datos sísmicos que en los datos de pozo, sin embargo se generan correlaciones entre los resultados y los datos de pozos para poder predecir las propiedades de rocas y fluidos fuera del alcance de los pozos (Haykin, S., 1994; Hampson, B., et al., 2001; Banch, R.E., 2004; Roy, A., et al., 2005; Xiong, W., et al., 2010).

La técnica de clasificación de facies sísmicas, desarrolladas por Kohonen, T. (2001), es un método nuevo que puede ser visto como un análisis de cada forma de las ondículas que corresponden a un horizonte sísmico. Esta técnica se caracteriza porque es conducida por razonables sustentos geológicos (Hampson, B., et al., 2001; Banch, R.E., 2004; Roy, A., et al., 2005; Marroquín, I., et al., 2009; Xiong, W., et al., 2010).

Dicha técnica de clasificación de facies sísmicas fue escogida para implementarse por ser robusta, versátil y por mostrar resultados interesantes en estudios realizados en Venezuela, como por ejemplo: Haykin, S. (1994); Banch, R.E., y Michelena, R. (2000); Williamson, A., et al. (2002); Rondón, O., et al. (2002); Banch, R.E., y Jiménez, J.R. (2002); Banch, R.E. (2004); Tesi, M. (2011).

La aplicación de una técnica sísmica poco convencional se convierte en una excelente alternativa para el mapeo de patrones sismo estratigráficos sobre la Formación Pariñas en el área de Lobitos, donde los estudios de atributos sísmicos tradicionales realizados hasta ahora, no han tenido resultados concluyentes en cuanto al modelo sedimentario (Soto, J.A., 2013; Gonzáles, E., y Alarcón, P., 2002).

Finalmente, la necesidad de comprender la heterogeneidad del ambiente sedimentario fluvio-deltaico, fue la principal motivación para implementar la técnica de clasificación de facies sísmicas.

### 1.3 *Objetivos.*

El objetivo general de la investigación es establecer una metodología para la Clasificación de Facies Sísmicas, que permita caracterizar las arenas productoras de la Formación Pariñas en la cuenca Talara - Perú.

Dentro de este contexto, es necesario plantear cinco objetivos específicos que contribuyan al logro del objetivo general:

- a) Analizar diferentes atributos sísmicos, evaluando su respuesta y considerando su sensibilidad frente a las características estratigráficas de la Formación Pariñas.
- b) Implementar la técnica de clasificación de facies sísmicas para determinar las diferentes heterogeneidades del ambiente fluvio-deltaico correspondiente a la Formación Pariñas.
- c) Implementar y evaluar el desempeño de las redes neuronales artificiales, en la identificación de patrones sedimentarios.
- d) Predecir las litofacies y mapas de arena de la Formación Pariñas, en base a los resultados de la clasificación de facies sísmicas.
- e) Mejorar los Modelos Estructural, Estratigráfico y Sedimentológico del campo Lobitos.

#### 1.4 Localización del área de estudio.

La cuenca Talara, posee formaciones de edad Cretácico superior a Eoceno superior, y es uno de los cuatro depocentros que conforman la región de las cuencas noroccidentales de Perú. Su relleno sedimentario comprende un apilamiento de depósitos continentales y marinos que alcanza un espesor aproximado de 9,000 metros (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993). La zona de estudio, del presente trabajo, comprende un área de 100km<sup>2</sup> y está localizada en el centro de la cuenca (Figura 1), entre los 4.40°y 4.60°de Latitud sur y los 81.30° y 81.10°de Longitud oeste. Asimismo, el área de estudio se encuentra costa afuera a 20 Km de la línea de costa y posee una profundidad de agua de 150 m (Higley, D., 2004; Perupetro, 2005).



Figura 1. Ubicación geográfica de la Cuenca Talara. El área de estudio está en color rojo.



## 2.2 Generalidades de la cuenca Talara.

La cuenca Talara se encuentra en el límite de placa donde la fosa Perú-Chile y la fosa de Ecuador son disectadas por una falla transformante que se extiende en tierra como la Megacizalla Dolores – Guayaquil (figura 3). Esta Megacizalla representa una ruptura en la estructura de la corteza a lo largo del margen sudamericano, y posee un relleno sedimentario proveniente del NO del Perú (figura 3). Sheperd, G.L., y Moberly, R. (1981) proponen que el basamento del oeste de Ecuador, localizado hacia el oeste de la Megacizalla, corresponde a corteza oceánica de edad Cretácea; en tanto que hacia el sur y este de la Megacizalla el basamento está conformado por rocas metamórficas y graníticas. De esta manera la cuenca Talara se desenvuelve sobre corteza continental, que a su vez es subducida por corteza oceánica (Lonsdale, P., 1978).

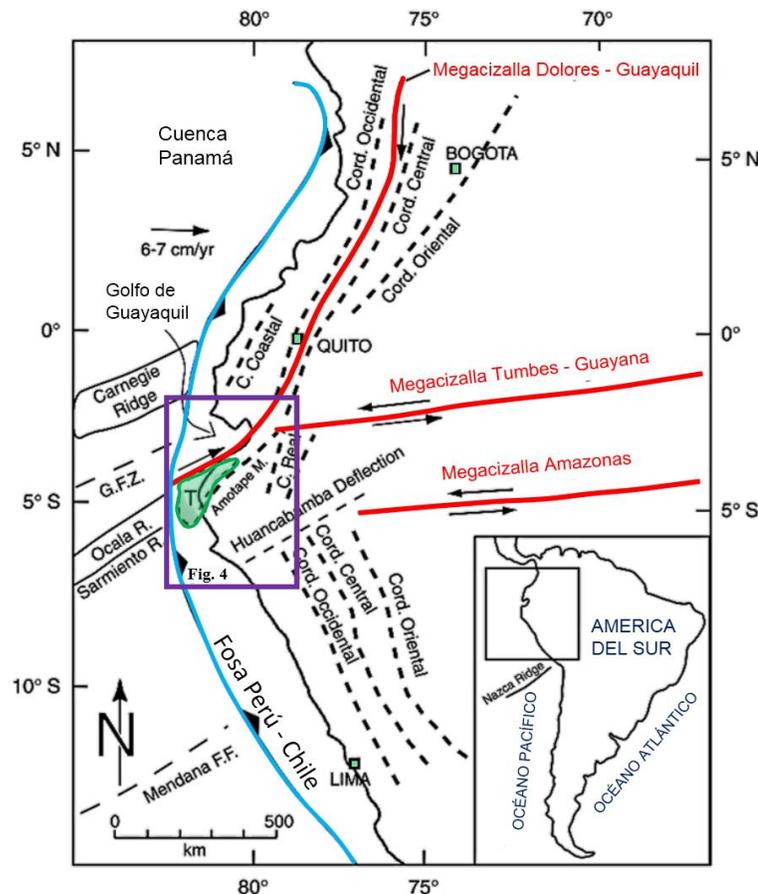


Figura 3. Distribución de los principales lineamientos tectónicos de la parte norte del Perú. Mapa modificado de Shepherd, G.L., y Moberly, R. (1981).

Diferentes modelos tectónicos han sido propuestos para explicar el área costera de Ecuador y norte del Perú. Dichos modelos atribuyen mayor relevancia a la complejidad tectónica post Paleozoico que a la simplicidad de la subducción (Shepherd, G.L., y Moberly, R., 1981). Es así que una de las manifestaciones a lo largo de la Megacizalla Dolores-Guayaquil fue la formación del Golfo de Guayaquil (cuenca Progreso), al norte de la cuenca Talara (figura 4). En la figura 4 se puede observar la cuenca Talara en color verde, la zona de subducción en color azul y las Megacizallas en color rojo.

Los límites de la cuenca Talara están pobremente definidos (Fildani, A., et al., 2005). Esto hace imposible describir a la cuenca Talara sin considerar las interacciones con por lo menos otras dos cuencas, la cuenca Tumbes-Progreso hacia el norte y la cuenca Lancones hacia el este (figura 4). En general, los límites geográficos de la cuenca no han sido definidos claramente. Por ejemplo, hacia el sur no está definida su terminación y hacia el oeste, sobre el mar peruano, posee poca exploración por lo cual aún no fue delimitada. Hacia el este, en tierra, está limitada por el basamento Paleozoico expuesto en dos áreas: La Montaña de Los Amotapes y la Silla de Paita (figura 4). La Montaña de Los Amotapes se extiende a lo largo de una tendencia N60°E y se prolonga en el subsuelo sobre el alto de Tamarindo, que limita a la cuenca Talara de la cuenca Lancones (figura 4) (Valencia, K., y Uyen, D., 2002). El límite sur de la cuenca Talara en tierra es la Silla de Paita (figura 4), pero en el mar no hay evidencia de altos estructurales que permitan delimitar su extensión. La cuenca Talara está limitada al norte por la Megacizalla Dolores-Guayaquil y los Pilares de Zorritos, que corresponden a un alto estructural conformado por roca granítica, que ha sido perforado por pozos (figura 4) (Kraemer, P.G., et al., 1999; Higley, D., 2004). La cuenca Tumbes-Progreso posee un relleno sedimentario aproximado de 9000 m y el petróleo desarrollado es de edad Oligoceno superior (Kraemer, P.G., et al., 1999).

La cuenca Talara posee una extensión de al menos 15000 km<sup>2</sup> y poco menos de la mitad se encuentra en onshore (Fildani, A., et al., 2005). Acorde con esto los depósitos sedimentarios localizados en onshore poseen formaciones de edad Cretácica a Eoceno

y consisten de sedimentos clásticos que alcanzan un espesor aproximado de 9000 m (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993). Durante el Eoceno medio la actividad tectónica levantó parte de la cuenca provocando que las secuencias se depositen en discordancia sobre rocas del Paleoceno, Cretácico o más antiguas (Ballesteros, M., et al., 1988; Jaillard, E., et al., 1995). Así mismo durante el estadio terminal del Eoceno medio las secuencias registran subsidencia en la cuenca ya que los sedimentos corresponden a ambientes de aguas profundas. Durante el Paleógeno un régimen tectónico extensional controló las subsidencias de la cuenca mediante fallas normales, siendo este evento relacionado con la subducción de la corteza oceánica (Von Huene, R., y Scholl, D.W., 1991; Fildani, A., et al., 2005).

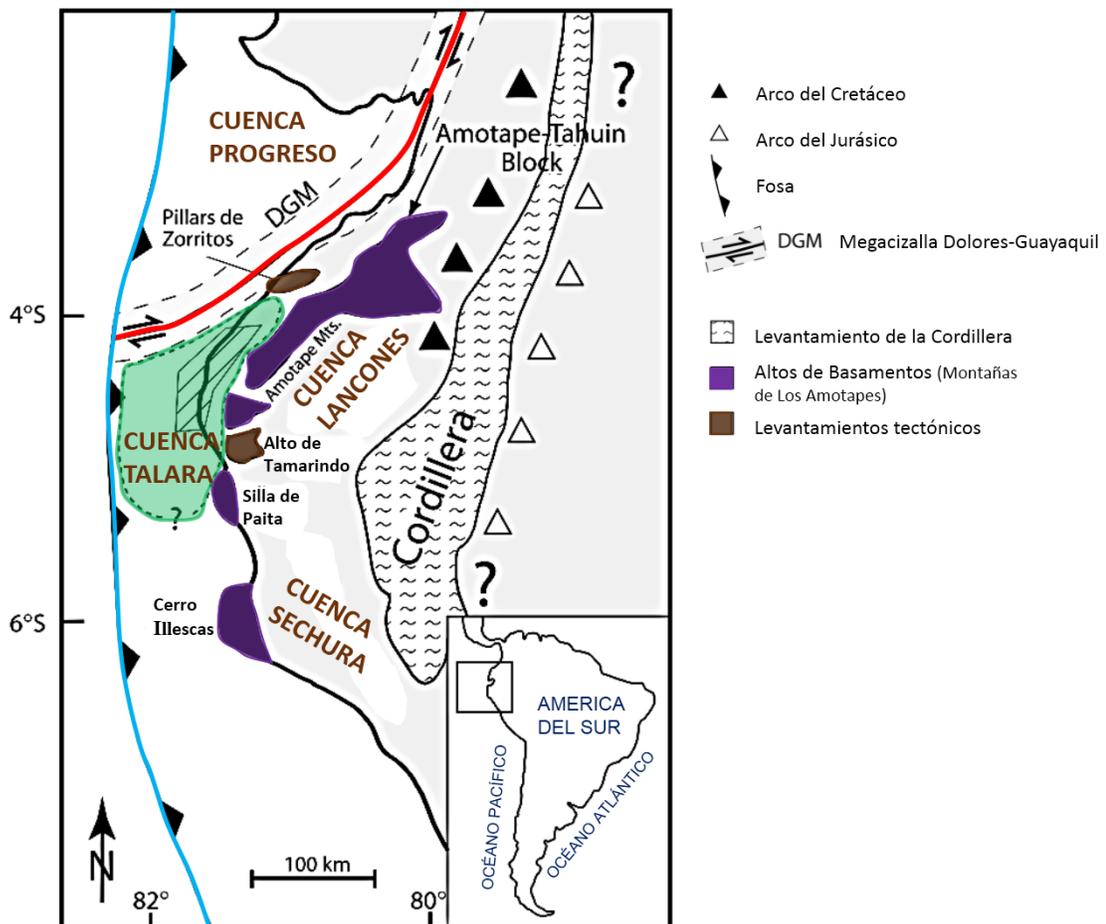


Figura 4. Mapa generalizado de los límites de la cuenca Talara y los principales elementos morfotectónicos del norte del Perú. (Modificado de Mourier, et al., 1988; Kraemer, P.G., et al., 1999).

La cuenca Talara se hundió abruptamente y fue rellenada durante el Paleoceno-Eoceno con materiales siliciclásticos que provienen de múltiples áreas fuente, predominantemente del este y NO (Fildani, A., et al., 2005). Facies carbonatadas conforman las secciones del Cretáceo y Plioceno-Pleistoceno (Marsaglia, K.M., y Carozzi, A., 1991; Carozzi, A., y Palomino, R., 1993). Fallas normales controlan la sedimentación durante el régimen extensional de la cuenca. En tanto que el desplazamiento vertical máximo que alcanzó el basamento fue aproximadamente de 10 Km (Shepherd, G.L., y Moberly, R., 1981). En la figura 5, se puede observar el mapa geológico de la cuenca Talara, elaborado a través de mapeo geológico (INGEMMET, cuadrángulos 9-a y 10-a, correspondientes a las áreas de Talara y Lobitos).

La unidad estratigráfica más antigua en la región es el Grupo Amotape (figuras 4, 5 y 6), está expuesto en las Montañas de Los Amotapes y consiste de rocas metamórficas de bajo grado de edad Devónico a Pérmico (Sheperd, G.L., y Moberly, R., 1981). Las unidades Triásico-Jurásicas no se encuentran expuestas en afloramientos y aún no se tienen evidencias de ellas en el subsuelo (Fildani, A., et al., 2005). Las formaciones Cretácicas Pananga y Muerto sobreyacen en discordancia al Grupo Amotapes y consisten de lutitas y margas bituminosas (Fildani, A., et al., 2005). La Formación Muerto infrayace a una serie de unidades Cretácicas (formaciones Sandino, Redondo, Monte Grande, Ancha y Petacas) y Paleocenas (figura 6). Recientes estudios comprueban que las principales rocas generadoras en la cuenca Talara corresponden a las calizas fértidas y lutitas bituminosas de la Fm. Muerto; y a las lutitas negruscas de la Fm. Redondo (Gonzáles, E., 2005; Timoteo, D., y Valencia, K., 2010).

Las secuencias del Eoceno son caracterizadas por una alternancia de lutitas marinas, areniscas y conglomerados. Actualmente la línea de costa está marcada por una serie de terrazas marinas de edad Pleistoceno, conocidas como tablazos. Estos tablazos están compuestos de limos y capas de coquinas de carácter transgresivo que cubren el 80% de la cuenca Talara en tierra, lo cual dificulta el reconocimiento de los afloramientos y la adquisición sísmica (Fildani, A., et al., 2005).



### 2.3 *Estratigrafía de la cuenca Talara.*

Muchos estudios geológicos se han realizado en la cuenca Talara desde su descubrimiento hasta nuestros días. De esta manera, con base en el reconocimiento geológico de campo y más aun con los datos de los pozos perforados en la zona se han generado columnas estratigráficas de las diferentes localidades de la cuenca. Las formaciones que se depositaron desde el Cretácico inferior hasta el Paleoceno inferior se pueden observar en la columna estratigráfica (figura 6). Estas son agrupadas de acuerdo a sus características litológicas, contenidos micropaleontológicos y palinológicos; y además están separadas por discordancias de carácter regional controladas por altos estructurales del Paleozoico (Casas, F., y Molnar, P., 1987; Gonzáles, G., 1973). En la figura 5 se pueden observar la distribución de las formaciones geológicas dentro de la cuenca Talara.

El ***Grupo Amotape*** está conformado por las formaciones Cerro Negro, Chaleco de Paño, Cerro Prieto y Palaus.

*Formación Cerro Negro:* el nombre de la formación fue dado por Martínez, M. (1970). Posee edad Devónico y está compuesta de esquistos micáceos y sericíticos, cuarcitas oscuras y pizarras carbonosas. En los afloramientos se evidencia un intenso fallamiento, y aun no se ha medido una sección estratigráfica completa debido a que su base no está expuesta; sin embargo se estima que posee un espesor aproximado de 1200 m. Se han reconocido abundantes fósiles tales como braquiópodos (*Austrolospirifer Janeia*), briozoarios y lamelibranquios; que indican un medio ambiente marino de aguas tibias. En tanto que las estructuras sedimentarias reconocidas, como huellas de cargas y ondulitas corresponderían a sedimentos turbidíticos (Dalmayrac, B., y Laubacher, G., 1988).

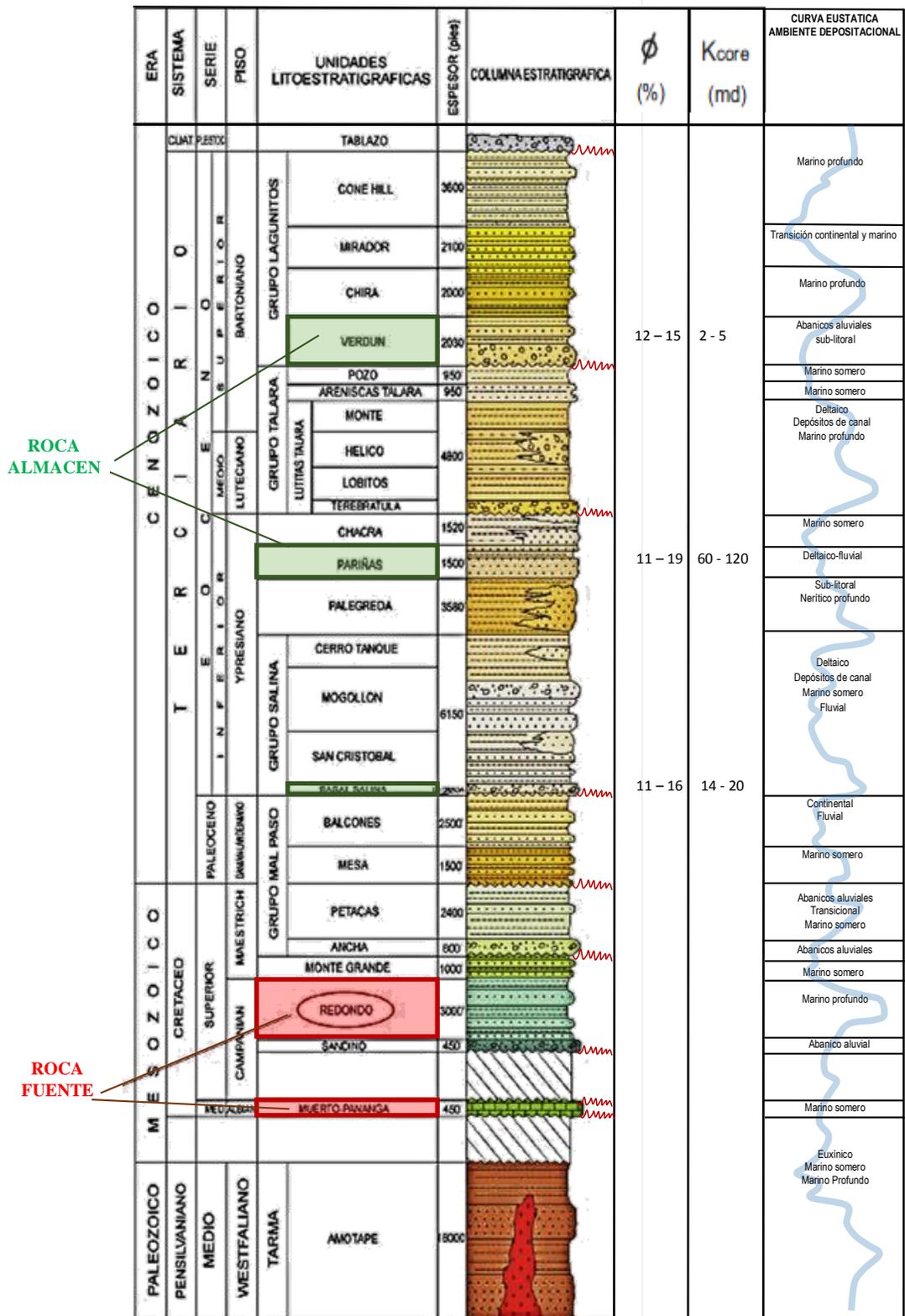


Figura 6. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Talara (Modificada de Casas, F., y Molnar, P., 1987 y Gonzáles, G., 1973).

*Formación Chaleco de Paño:* corresponde a una secuencia de más de 1200 m de espesor; compuesta de cuarcitas, areniscas cuarcíticas, limonitas y pizarras argiláceas de color verde oliva a gris. Posee edad Misisipiano y su ambiente de sedimentación es nerítico a mixto, compuesto por sedimentos continentales y marinos debido a los diferentes estadios de subsidencias de la plataforma ocasionados por los movimientos distensivos (Dalmayrac, B., y Laubacher, G., 1988).

*Formación Cerro Prieto:* su espesor máximo es de 1700 m. Litológicamente consiste de areniscas cuarcíticas, limolitas, lutitas y conglomerados. Posee edad Pensilvaniano, su ambiente de sedimentación es marino intermedio a somero y origina depósitos de plataforma con dominio de turbidez. Su mega fauna encontrada en la Quebrada Muerto, consiste de grandes braquiópodos, crinoideos y gasterópodos (Stainforth, R. M., 1954).

*Formación Palaus:* la sección medida en campo es de 710 m de espesor. Posee edad Pérmico y consiste de calizas lenticulares hacia la base, seguida de areniscas, limolitas, lodolitas y conglomerados lenticulares hacia la parte media; y principalmente lutitas hacia el tope. Esta unidad corresponde a un ambiente nerítico de plataforma estable (Dalmayrac, B., y Laubacher, G., 1988).

*Formación Pananga:* consiste de calizas blancas y calcarenitas hacia la base, seguidas de calizas blancas, calizas conglomerádicas con bioclastos de cemento carbonatado masivo y calizas finas masivas; intercaladas con bandas de tufos verdosos a grisáceos con cemento carbonatado. Posee espesor promedio de 30 metros y sobreyace discordante sobre el Paleozoico y Basamento (Alemán, A., y Morris, R.C., 1975). La edad de la Formación Pananga es Albiano medio. La Formación Pananga es de ambiente de plataforma, variando a plataforma somera y playera, de energía moderada a alta (Reyes, L., 1987). Por otro lado, en la Cuenca Talara, Serrane, M. en 1987 la determinó como de un ambiente de plataforma carbonatada somera de bastante energía.

*Formación Muerto:* sobreyace concordante a la Formación Pananga y es discordante al Paleozoico Amotape en algunos lugares de la cuenca. Consiste de calizas micríticas

negras, bituminosas, densas, duras y fétidas, intercaladas con algunos niveles de margas y de chert. Posee espesor promedio de 120 m. La edad asignada a la Formación Muerto es Albiano medio a superior (Alemán, A., y Morris, R.C., 1975).

*Formación Sandino*: ha sido reconocido únicamente en el subsuelo de la cuenca Talara. Está conformada por conglomerados rojos a marrón; compuestos de clastos angulares a redondeados de cuarzo, chert, volcánicos y pizarras en una matriz arcillo-arenosa de color rojo ocre. Dicha unidad sobreyace en discordancia a la Formación Muerto y se le asigna una edad Campaniano inferior (Cruzado, J., 1970). Posee espesor promedio de 140 m y su ambiente sedimentario es continental, con invasión marina en forma esporádica.

*Formación Redondo*: está compuesta de lutitas gris oscura y marrón oscuro, laminares, muy suaves, ligeramente calcáreas, con delgados horizontes de arenisca de grano fino a muy fino; y hacia la base las lutitas son carbonosas. Además es frecuente encontrar una secuencia de margas o calizas basales, cuando la Formación Sandino está ausente. Hacia el norte de la cuenca Talara las lutitas son bentoníticas, variando a limolíticas, en tanto que hacia el sur y en Portachuelo son regularmente arenosas. Hacia el tope su contacto es gradacional con la Formación Monte Grande, y ocasionalmente infrayace discordante a la Formación Ancha. Su contenido faunístico y litología sugieren un ambiente de depositación de mar abierto con profundidades correspondientes a la zona infranerítica a suprabatial. Posee espesor promedio de 1500 m. La Formación Redondo ha sido considerada de edad Campaniano a Maestrichtiano temprano (Cruzado, J., 1970).

*Formación Monte Grande*: consiste de intercalaciones de lutitas y limolitas verdes y grises con ocasionales niveles de areniscas gris oscuras y calizas de color marrón. El contacto inferior de la Formación Monte Grande es gradacional a concordante con la Formación Redondo. Su ambiente sedimentario es marino somero y su espesor promedio alcanza los 300 m. La edad asignada a la Formación Monte Grande es

Maestrichtiano inferior, con una duración de 12 millones de años, aproximadamente (Dalmayrac, B., y Laubacher, G., 1988).

El *Grupo Mal Paso* está conformado por las formaciones Ancha, Petacas, Mesa y Balcones.

*Formación Ancha:* consiste de conglomerados y areniscas conglomerádicas de color gris y blanco, compuestos de clastos de cuarzo, cuarcita gris y chert; intercalados con areniscas grisáceas de grano medio a fino, lutitas grises, micromicáceas y carbonosas. Hacia su base el contacto es discordante con las facies más profundas de la Formación Redondo y el contenido faunístico indica un ambiente marino con influencia de canales. Posee espesor promedio de 245 m y su edad es Maestrichtiano (Dalmayrac, B., y Laubacher, G., 1988).

*Formación Petacas:* es la más potente del Cretáceo y sólo ha sido reconocida en el subsuelo de la cuenca Talara. En su parte media tiene una unidad de areniscas que permite dividirla en tres miembros (Pozo, G., 1991).

El Miembro Petacas inferior está compuesto de lutitas gris aceradas, no calcáreas y en parte carbonosas.

El Miembro Petacas medio está conformado por conglomerados y areniscas conglomerádicas de color gris claro (con clastos de cuarzo, cuarcita y chert), intercalados con horizontes de lutitas grises y marrones, no calcáreas y limolitas grises oscuras, micáceas y no calcáreas.

El Miembro Petacas superior, es bastante uniforme y está compuesto de lutitas gris oscuras, carbonosas y con contenido de pirita y glauconita como minerales accesorios. El ambiente sedimentario de la Formación Petacas varía de marino batial en el Miembro inferior a un ambiente marino profundo con abanicos submarinos depositados por corrientes de turbidez durante el Petacas medio, terminando en un subambiente de canales en el Petacas superior. Su contacto inferior es transicional con la Formación Ancha y su contacto superior es discordante con la Formación Mesa del

Paleoceno. Posee espesor promedio de 730 m y su edad corresponde al Maestrichtiano superior (Cruzado, J., 1985).

*Formación Mesa:* es una secuencia de areniscas, conglomerados y lutitas cuyo espesor máximo alcanza los 820 m. Posee espesor promedio de 500 m, no ha sido reconocida en afloramientos y solo ha sido evidenciada en el subsuelo de la cuenca Talara. Su edad es Paleoceno inferior y está distribuida al SE de Talara. Sobreyace en posible disconformidad a las lutitas Petacas e infrayace en forma concordante a la Formación Balcones o al Grupo Salina en discordancia (Cruzado, J., 1985).

*Formación Balcones:* el nombre fue propuesto por Frizzell, D.L. (1943), redefinido por Stone, B. (1949) y Travis, R.B. (1953); en el área de estudio esta formación no aflora, pero se presenta en varios pozos de este yacimiento. Tiene una extensa distribución geográfica en el subsuelo de las cuencas Talara y Sechura, pero los únicos afloramientos se encuentran en los acantilados ubicados a 20 Km al SO de la Península de Paita, donde consiste de brechas de color gris oscuro y lutitas de color gris acero. La brecha de la base está compuesta de bloques angulares de pizarra y cuarzo derivados del Paleozoico; como también, por cantos rodados y bloques de caliza gris amarillenta, de hasta de 2 metros de diámetro, que contienen foraminíferos cretáceos; en tanto que las lutitas superiores contienen foraminíferos comunes a la Formación Balcones del área de Talara (Aliaga, E., 1979). En la cuenca Talara la Formación Balcones está compuesta por lutitas de color marrón oscuro y gris claro y areniscas blanquecinas de grano fino e infrayace discordante a la Formación Basal Salina. Stainforth, R. M., (1954) ubicó a la Formación Balcones en el Piso Daniano del (Paleoceno).

El **Grupo Salina** está conformado por las formaciones Basal Salina, San Cristóbal, Mogollón y Cerro Tanque.

*Formación Basal Salina:* anteriormente conocida como “Main Sand” (arena principal), esta formación no posee afloramientos, pero en el área de estudio ha sido reconocida

en algunos pozos. El mayor espesor de esta formación en el área estudiada es de 50 m. Predominantemente está conformada por areniscas cuarzosas de grano grueso a conglomerádicos, ocasionalmente grano medio, angulares, con regular selección y ocasionalmente con algunos líticos oscuros. En esta formación se ha observado presencia de hidrocarburos debido a la fluorescencia visualizada en los cuttings (muestras de canaleta). Sobreyace en discordancia angular a la Formación Balcones e infrayace concordante a la formación San Cristóbal (Cruzado, J., 1985).

*Formación San Cristóbal:* anteriormente denominada formación Negritos por Iddings, A., y Olsson, A.A. (1928), posteriormente Petters, V. (1967) propuso el nombre para esta formación como San Cristóbal. Constituida de areniscas y limonitas con pequeños niveles conglomerádicos, aumentando su granulometría hacia el norte. Tiene aproximadamente 300 metros de espesor y su ambiente de depositación es básicamente un delta progradante, variando de frente deltaico a episodios fluviales (Serrane, M., 1987). Paleontológicamente pertenece a la zona de moluscos denominada Mesalina Negritosensis, se registran mega fósiles como los pelecípodos y gasterópodos; la ocurrencia de foraminíferos está restringida a la zona de Chilostomella Polsoni que abarca al miembro Negritos (Serrane, M., 1987).

*Formación Mogollón:* denominada anteriormente como Salina, posteriormente Petters, V. (1967), le dio su actual nombre, aunque en algunos lugares aún conservan su primer nombre, como por ejemplo en Paita. Los afloramientos tipo se encuentran en la quebrada Mogollón, ubicados al este del área de la Brea y Pariñas, lo cual dio origen al nombre de la formación. Hacia la parte intermedia de su sección se desarrolla un paquete potente de lutitas que permite la sub-división de la formación en tres miembros: Mogollón inferior (arenoso), Mogollón medio (lutítico) y Mogollón superior (arenoso).

El Mogollón medio y el Mogollón inferior son los miembros más erráticos de la formación. En el área de estudio el Mogollón medio se presenta en casi todos los pozos, pero muchas veces no se encuentra en otras áreas, hasta casi desaparece, de tal modo

que el Mogollón superior e inferior forman una sola unidad litológica. El Mogollón superior es el más regular de los miembros de la formación en sí y se puede subdividir en otros tres sub miembros, que reciben el nombre de: Chorro superior, Chorro inferior y Fuente. Los mayores espesores para estos miembros se encuentran en los pozos que se mencionan a continuación:

Mogollón superior	Pozo 13201	305 m
Mogollón medio	Pozo 5148	37 m
Mogollón inferior	Pozo 4876	220 m

En cuanto a su litología, se hace la descripción diferenciando los tres miembros Petters, V. (1967):

*Mogollón superior:* conformado por areniscas masivas verdosas y lutitas. Las areniscas son de cuarzo blanco, hialino lechoso, gris-verdosas, de grano predominantemente conglomerádico, redondeado a sub-redondeado, con buena selección.

*Mogollón medio:* está conformado por lutitas y limolitas de color marrón claro gradando a gris oscuro y micromicáceos.

*Mogollón inferior:* conformado por lutitas y limolitas micromicáceos, de color gris claro y oscuro, intercaladas con estratos de areniscas de grano fino a medio, a veces grueso y conglomerádico, de regular a pobremente seleccionados, con cemento calcáreo, y presencia de fragmentos de conchas blanquecinas a amarillentas a manera de horizontes dentro de la matriz arenosa, hecho que genera un cemento muy calcáreo. Esta formación sobreyace concordante a la Formación San Cristóbal e infrayace del mismo modo a la Formación Cerro Tanque.

*Formación Cerro Tanque:* definida por Brosworth, T. (1922), posee como espesor máximo 67 m y se distribuye en la parte norte de la cuenca Talara (Cruzado, J., 1985). Está constituida de una secuencia de lutitas y areniscas, hacia la base predominan facies lutáceas en tanto que hacia el tope es más arenosa. Esta formación sobreyace concordante a la Formación Mogollón e infrayace de la misma forma a la Formación Palegreda.

*Formación Palegredda*: definida por Brosworth, T. (1922); esta formación aflora al este de la cuenca Talara, en los Cerros Keswick. El máximo espesor de esta formación es de 686 m. Corresponde a una secuencia lutácea con intercalaciones de areniscas, las lutitas son grises medias a claras, con horizontes de lutitas abigarradas; en tanto que las areniscas son blancas, blancas grisáceas de grano fino a muy fino. Sobreyace concordante a la Formación Cerro Tanque e infrayace discordante a la Fm. Pariñas.

*Formación Pariñas*: definida por Bosworth, T. (1922). Su localidad tipo se encuentra en Punta Pariñas, pero el mejor afloramiento de esta formación está en los Cerros Keswick, al Este de Negritos (figura 5 y 8). Dicha formación posee tres miembros: Pariñas superior, Chivo y Pariñas inferior, siendo este último el que posee una mayor distribución en el subsuelo. Pariñas superior y Chivo, sin embargo se presentan hacia el oeste en los pozos 13232, 13229 y 13212. El mayor espesor para el miembro Pariñas inferior está en el pozo 5408 con 160 m, para el miembro Chivo se encuentra en el pozo 13212 con un espesor de 18 m y para el miembro Pariñas superior se encuentra en el pozo 13229 con un espesor de 180 m. Referente a la litología está constituida por una secuencia de estratos gruesos de areniscas gris verdosas de grano fino glauconíticas con minerales oscuros y pirita, intercalados con estratos de lutitas gris, suave, micromicácea, microcarbonosa. Sobreyace discordante a la Formación Palegredda, e infrayace concordante a la Formación Chacra. Se han encontrado algunos foraminíferos como la *Valvulineria Compressa* y *Virgulina Diversa*. Es muy común encontrar troncos petrificados (figura 7) perforados por los Pelecípodos *Teredo*, debido a esta característica se le denominó “Arenisca Árbol” (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).



Figura 7. Fotografía de tronco fosilizado de la Formación Pariñas (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).

*Formación Chacra*: denominada así por Frizzell, D.L. (1940), aflora en los cerros de Punta Arenas. Esta formación se encuentra presente al oeste del área de estudio. En el pozo 13229, ubicado al sur del área de estudio se encontró su espesor máximo de 210 m. Consiste principalmente de lutitas gris claras, gris parduzcas, con intercalaciones esporádicas de arenisca blanca grisácea a gris blanquecina de grano muy fino a fino. Sobreyace concordante a la Formación Pariñas, e infrayace discordante a la Formación Lutitas Talara.

El *Grupo Talara* está conformado de las formaciones Lutitas Talara, Areniscas Talara y Pozo.

*Formación Lutitas Talara*: el nombre de Talara fue utilizado por primera vez por Grzybowski, J. (1899) pero fue definido por Iddings, A., y Olsson, A.A. (1928). Su

localidad típica está en la ciudad de Talara. En el pozo 13229 ubicado al oeste del área de estudio se encontró el espesor máximo de 910 m. Está constituida por estratos de lutitas marrón oscuro a marrón grisáceo, limolítica, suave, finamente estratificada y con algunas intercalaciones delgadas de areniscas. Sobreyace en discordancia angular a la Formación Chacra e infrayace concordante a la Formación Arenisca Talara (Pozo, G., 1991).

*Formación Areniscas Talara:* el nombre de esta formación fue propuesto por Iddings, A., y Olsson, A.A. (1928). La localidad tipo de esta unidad estratigráfica está en la ciudad de Talara. El mayor espesor de esta formación es de 170 m, en el pozo 7241. Constituida principalmente por areniscas blancas grisáceas y gris verdosas, de grano fino, calcáreas, ocasionalmente glauconíticas y con escasas intercalaciones de estratos de lutita marrón grisácea, limolítica, suave y carbonosa. Sobreyace en concordancia con la Formación Lutitas Talara, e infrayace de igual forma a la Formación Pozo. Posee como fósil guía a la *Cyclamina Sammanica* (Pozo, G., 1991).

*Formación Pozo:* definida por Iddings, A., y Olsson, A.A. (1928). Su localidad tipo está en la quebrada Pozo. El máximo espesor de esta formación es de 270 m y fue atravesado por el pozo 7347, ubicado al sur del área de estudio. Constituida por lutitas de color gris verdoso con estratificación delgada y uniforme, aparecen capas delgadas de areniscas finas que aumentan de espesor hacia el norte. Sobreyace en concordancia a la Formación Areniscas Talara, e infrayace discordante a la Formación Verdún (Pozo, G., 1991).

El **Grupo Lagunitos** está conformado por las formaciones Verdún, Chira, Mirador, Conehill y Tablazo.

*Formación Verdún:* aflora cerca de la ciudad de Órganos, fue atravesada en un espesor máximo de 195 m por el pozo 13212 ubicado hacia el oeste de la cuenca Talara. Está compuesta por areniscas, generalmente cuarzosas, intercaladas con lutitas. En la parte

basal contiene capas de conglomerados, compuestos de guijarros de cuarzo y cuarcita. Sobreyace de forma discordante a la Formación Pozo e infrayace concordante a la Formación Chira. Se puede mencionar como fósil principal a la *Lepidocyclina Peruviana* (Iddings, A., y Olsson, A.A., 1928).

*Formación Chira*: se encuentra pobremente distribuida en la cuenca Talara. El pozo 3805 atraviesa esta formación con un espesor de 82 m desde la superficie. Está constituida de lutitas de color gris a gris verdoso con intercalaciones de bentonitas blancas. Sobreyace de forma discordante a la Formación Verdún e infrayace concordante a los depósitos Cuaternarios. Como fósil representativo se puede mencionar a la *Sticmocassidulina Thalmanni* (Luna, C., 1993).

*Formación Mirador*: ocurre en forma tabular con areniscas y conglomerados de cuarzo, de grano grueso relativamente poco potente (10 a 12 m), pero con bancos macizos y bien definidos. Presenta clinofomas de gran escala (estructuras tipo Gilbert delta) que la definen como unidad depositada en un ambiente deltaico. A nivel regional posee como espesor máximo 640 m (Reporte GMP, 1993). Generalmente, son areniscas y conglomerados bien reabajados con clastos redondeados y pueden constituir un buen yacimiento de hidrocarburos. Su edad referencial es datada como del Eoceno superior (Luna, C., 1993).

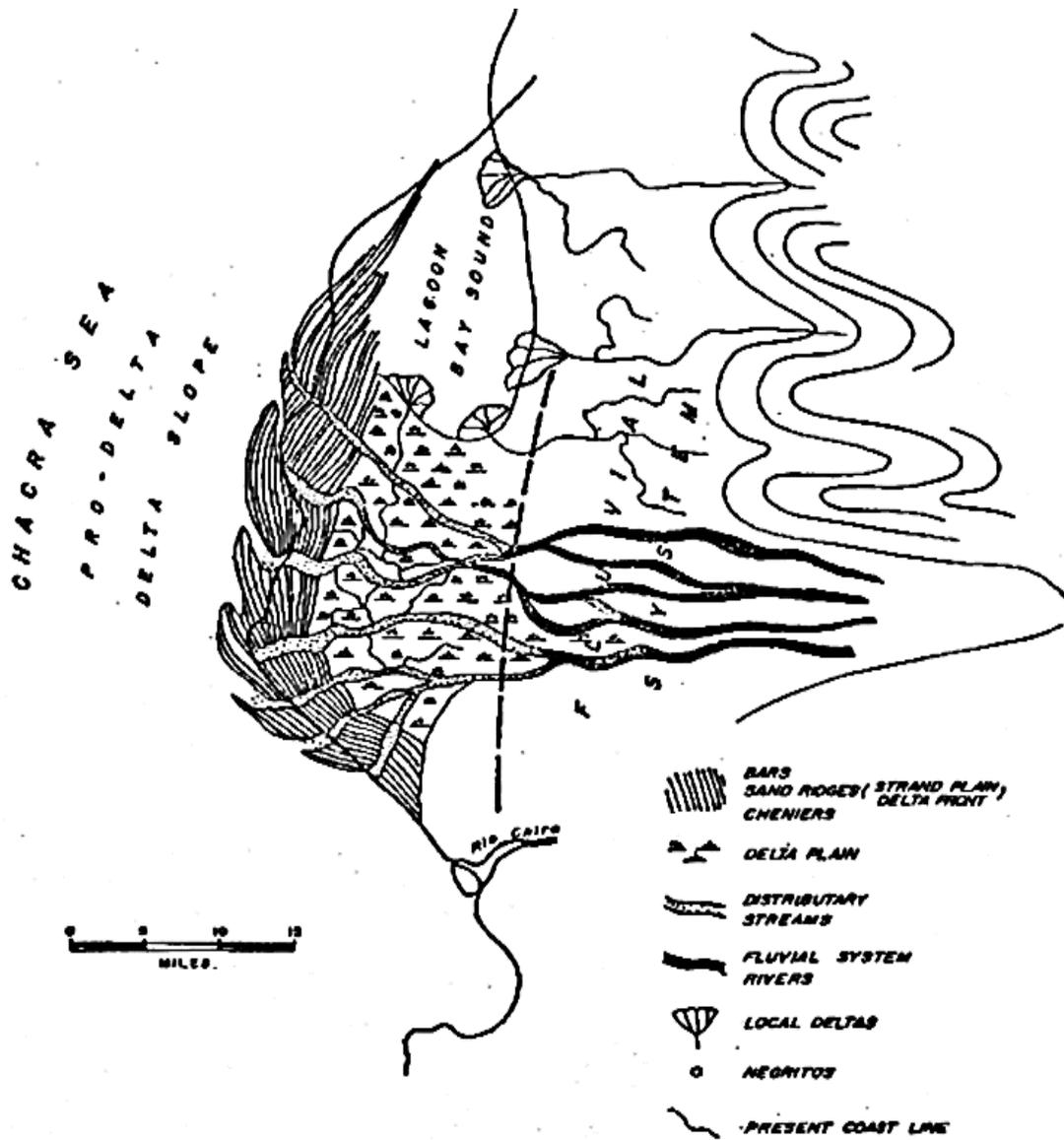
*Formación Conehill*: es de edad Oligoceno superior a Mioceno inferior (Reporte GMP, 1993) y se caracteriza por tener lutitas marrón oscuras a gris claras, intercaladas con limolitas. Las lutitas son micromicáceas y microcarbonosas. Podría alcanzar aproximadamente 1000 m de espesor. La presencia de Conehill se basó en el estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos (Sánchez, A., 1993) con datum de “Globigerinoides” que dio la edad Mioceno inferior. La Formación Conehill es de ambiente marino profundo e infrayace a la Formación Tablazo (Luna, C., 1993).

*Formación Tablazo*: representada por una serie de terrazas marinas levantadas que se denominan Tablazos. Cubre un 60% de la cuenca Talara (figura 5), lo cual dificulta la exploración de superficie. Son depósitos marinos Cuaternarios-Pleistocénicos, que indican las últimas transgresiones marinas, a lo largo de la Costa del Pacífico. Su composición litológica varía de acuerdo a la distancia del mar y constituyen conglomerados de coquinas y lumaquelas, poco consolidados en una matriz bioclástica y con areniscas de grano fino a medio, duras, con cemento calcáreo y abundantes fragmentos de conchas. Los clastos son de composición litológica variada y provienen de la Cordillera Occidental (Luna, C., 1993).

#### 2.4 *Modelo Estratigráfico de la Formación Pariñas.*

Murany, E., (1975) propuso un modelo teórico para la sedimentación de la Fm. Pariñas que se presenta en la figura 8, a pesar de la poca información de pozos exploratorios costa afuera en el Campo Lobitos. Postula una sedimentación controlada por un sistema deltaico altamente destructivo señalando la posibilidad que el delta de Pariñas esté influenciado por la acción de las olas. Menciona además que el modelo teórico propuesto parece estar restringido por los límites impuestos por las olas y corrientes que dominan la planicie costera. Además, hace la observación que costa afuera, o cerca de la presente línea de costa, hay un cambio en el ángulo deposicional del delta de Pariñas como lo han mencionado anteriormente autores como Martínez, M., (1970), Cruzado, J., (1970) y Gonzáles, G., (1973).

En el frente deltaico se estima la presencia de un sistema de barras litorales y barras abandonadas, y además en la planicie deltaica, canales distributivos y facies de lutitas. En la figura 8, se observa el modelo sedimentario propuesto de la Fm. Pariñas por Murany, E., (1975).



**MODEL PARIÑAS DEPOSITIONAL SYSTEM CURRENT-WAVE DOMINATED  
HIGH DESTRUCTIVE DELTA**

THEORETICAL (POSITION CAN SHIFT TO ACCOMMODATE OTHER DATA)

E. E. MURANY

APRIL 75

Figura 8. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas (Murany, E., 1975).

Murany, E., (1972) realizó numerosos estudios a los afloramientos e información de pozos perforados en el campo Lobitos, también propuso un modelo sedimentario de la Fm. Pariñas (figura 9), y llegó a las siguientes conclusiones:

- La Formación Pariñas aumenta rápidamente de espesor hacia el oeste para convertirse en lo que se conoce como la Formación Río Bravo (figura 10). Esto ha sido observado en los pozos perforados más alejados de la costa en las plataformas A3, CC, MM y VV (figura 9).
- Este aumento abrupto de espesor parece ser causado por una falla de crecimiento post Palegreda. La ubicación exacta de esta falla no está bien determinada, sin embargo el control del subsuelo de las plataformas de CC, MM y VV sugieren una dirección NE-SO, donde esta posible falla cruza el área de desarrollo de la plataforma CC.
- La Fm. Pariñas en la zona este de la plataformas A3, CC, MM y VV parece ser relativamente uniforme en espesor y exhibe característica de una planicie deltaica (figura 9).
- La ausencia de arenas de la Fm. Pariñas en ciertos pozos, de las plataformas A8, ZZ, PP, U e Y, parece ser el resultado de causas estructurales en lugar de complicaciones sedimentarias.
- Alrededor de 200 a 400 pies de arenas masivas en la parte superior de la Fm. Pariñas es típico de los sectores central y oriental del campo Lobitos costa afuera, esto se interpreta como parte de la llanura deltaica del delta de Pariñas.
- Existe en el sector NO del campo Lobitos costa afuera aproximadamente 2000 pies de sección de arena. Esto se interpreta como la barra de desembocadura del frente deltaico de la Fm. Pariñas. Estos sedimentos se encuentran desplazados lateralmente por las olas y se acumularon a lo largo de la línea de la costa.

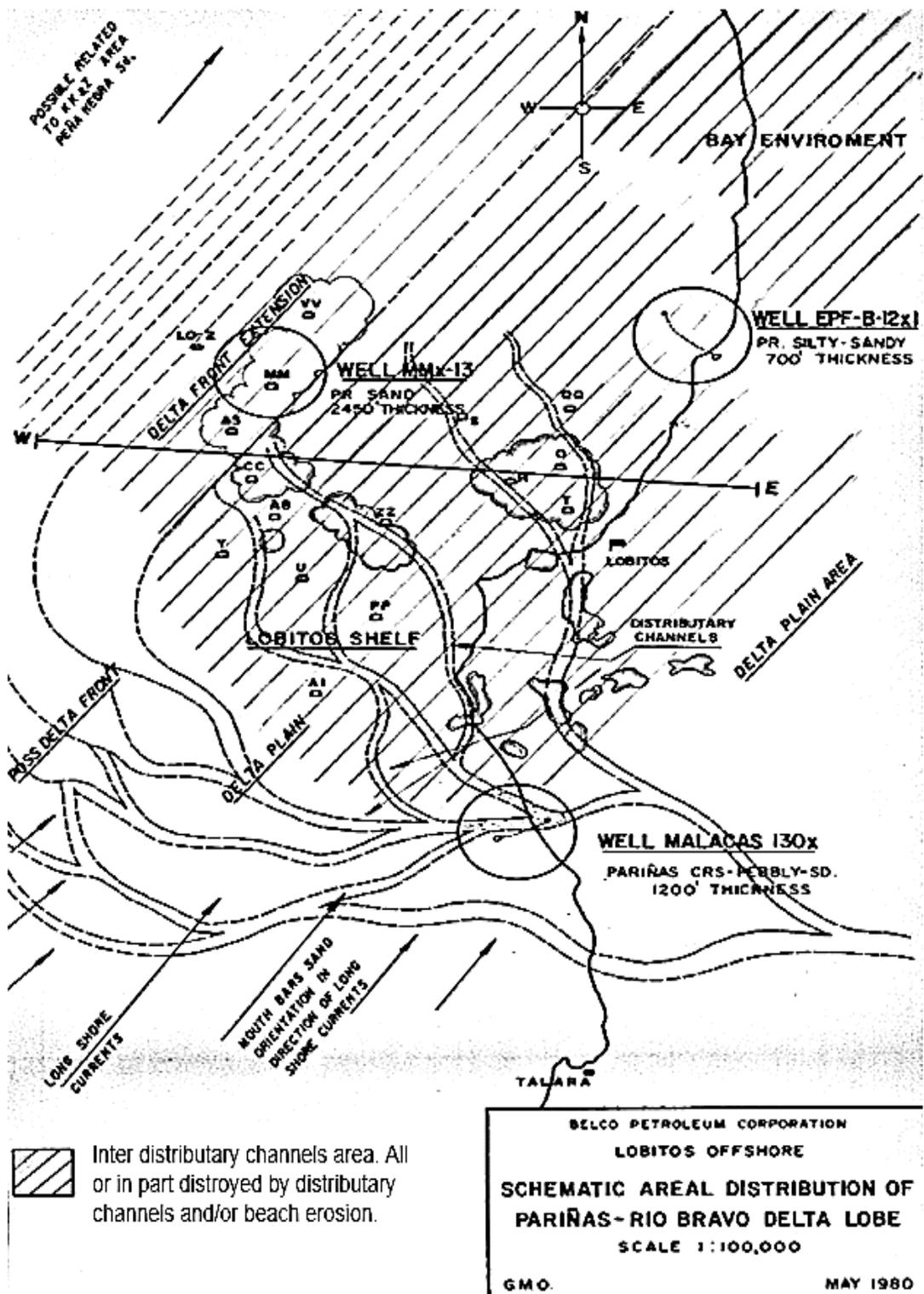


Figura 9. Modelo sedimentario de las formaciones Pariñas y Río Bravo (Murany, E., 1972).

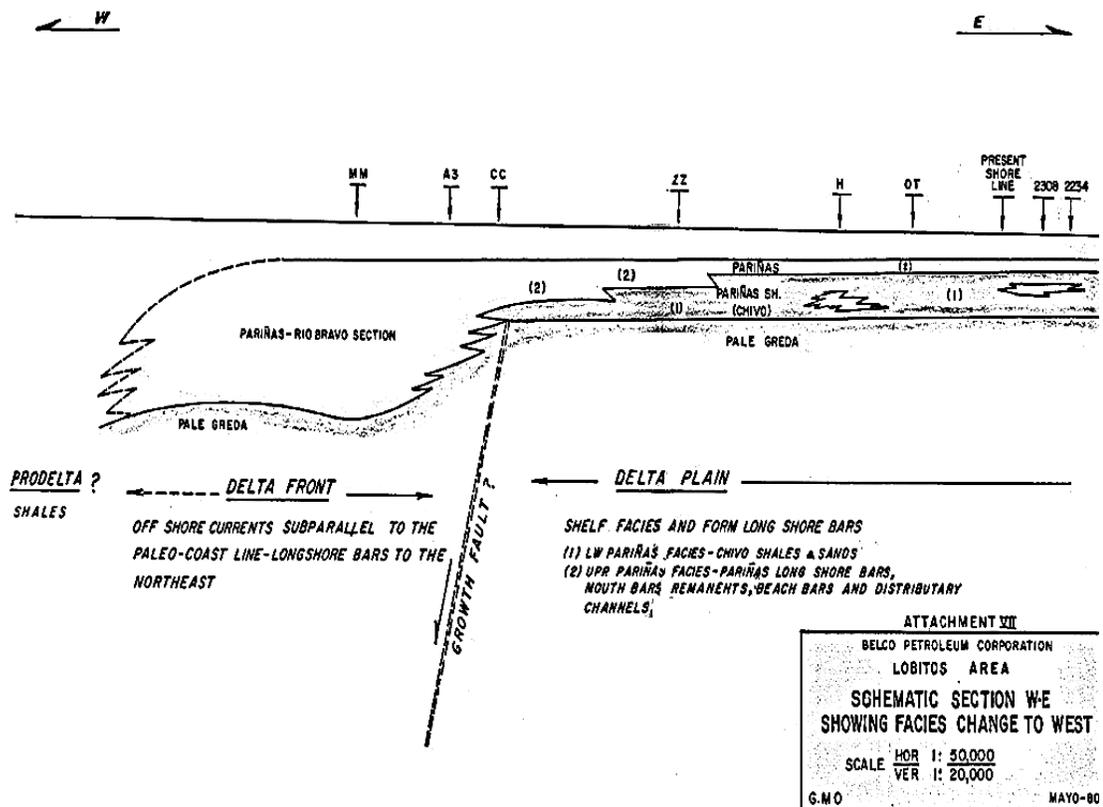


Figura 10. Sección esquemática en dirección oeste-este mostrando los cambios de facies entre las formaciones Pariñas y Río Bravo (Murany, E., 1972).

Además Murany, E., (1972) señala que el depocentro esté posiblemente presente al oeste de la mayoría de las plataformas existentes del campo Lobitos costa afuera y que el ambiente de frente deltaico también este presente. Esto lo dedujo debido a que encontró un máximo de 2450 pies de arenas correspondientes a las formaciones Pariñas y Río Bravo en los pozos perforados desde las plataformas A3, MM y VV, y supone que puede haber un espesor aún mucho mayor.

Murany, E., (1972) menciona que la zona sur y este del campo Lobitos costa afuera se ve influenciada por procesos fluviales, progradación activa y procesos marinos, como las mareas, olas y corrientes litorales. Esto causó destrucción de las arenas progradantes originales y la re-deposición de estas arenas en condiciones de baja energía en ambientes de bahía (planicie litoral, barras de arena, etc.). Esto es indicativo de una

región de la planicie baja (figura 9) que también se confirma por la presencia de partículas de carbón y restos de plantas en núcleos

Los pozos perforados desde la plataforma A1, PP, ZZ, O, H, T, S, QQ y algunos pozos terrestres, indican un área generalmente uniforme formada por un complejo de barras de arena y depósitos de llanura costera o litoral en ocasiones cortada por canales distributarios en la sección superior de la Fm. Pariñas. El espesor de estas arenas en esta zona varía entre 200 y 400 pies (Murany, E., 1972).

Para el tiempo de la sedimentación de las formaciones Pariñas y Río Bravo, las corrientes marinas se orientaron en una dirección similar a las corrientes litorales y al parecer son tan fuertes como las que actualmente se forman y se orientan con la corriente de Humboldt (Murany, E., 1972).

Carozzi, A., y Palomino, R., (1993) señalan la presencia de lutitas distales que contienen materia orgánica marina madura que representan capas efectivas de roca madre. Esta riqueza en materia orgánica marina se debe a los altos niveles de productividad marina del Paleoceno-Eoceno, relacionados con la probable surgencia de aguas asociado a una ancestral corriente litoral.

Carozzi, A., y Palomino, R., (1993) postulan la superposición e interferencia de sistemas de abanicos submarinos contra los sistemas deltaicos (figura 11). Y lo atribuyen a la dirección del aporte de clásticos cuando entraron en la cuenca desde el este siguiendo una fosa tectónica transversal (graben) en dirección hacia el centro de la cuenca a través de un paleo-valle. En esta zona se desarrollaron sistemas deltaicos progradantes que seccionaron algunos cañones submarinos, esto generó un sistema de abanicos submarinos. Es así como el material clástico que se provino del norte fue depositado en abanicos submarinos que siguieron el buzamiento SO del eje longitudinal de la cuenca.

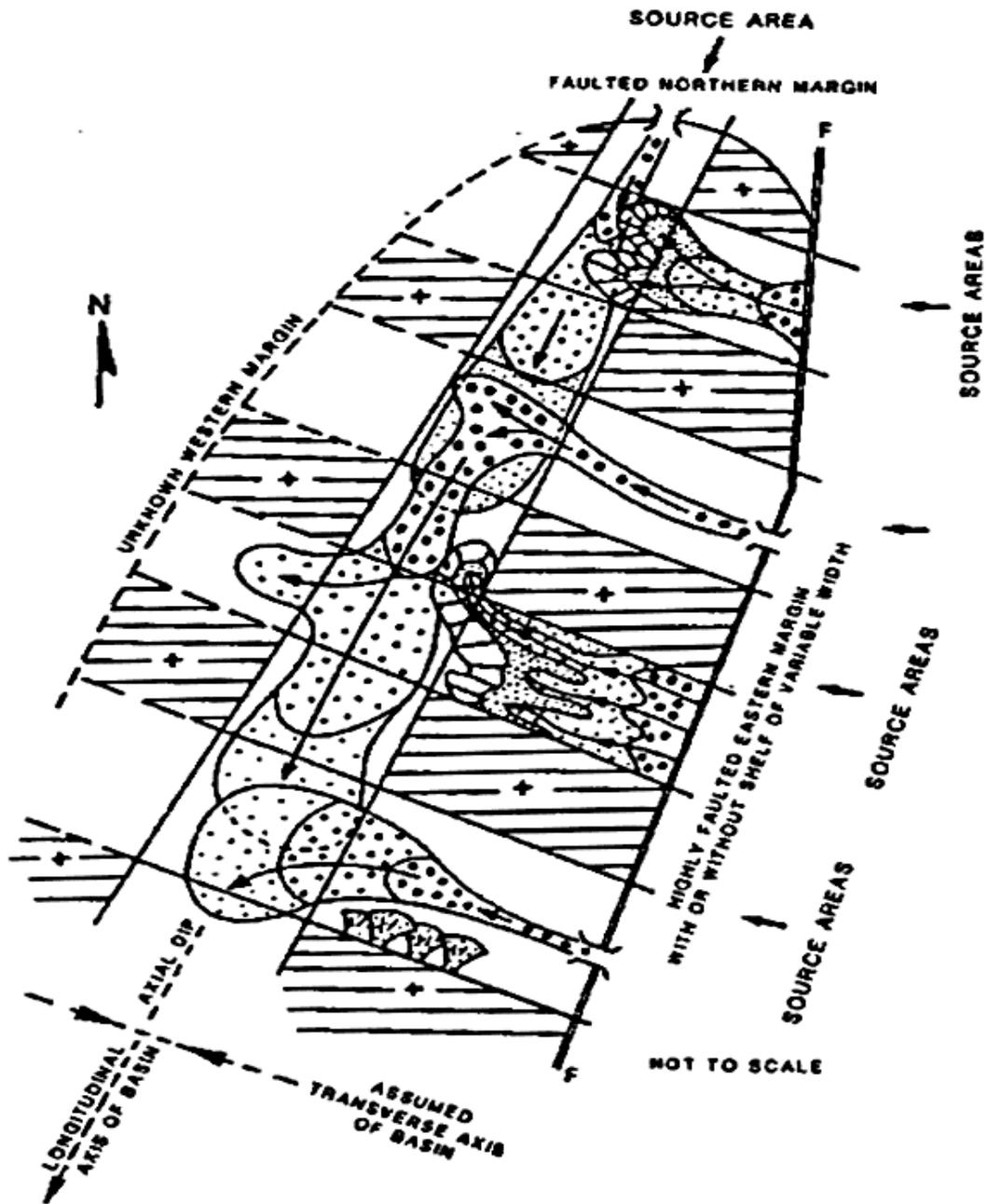


Figura 11. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas, mostrando las geometrías y los patrones de interferencia entre abanicos submarinos longitudinales y transversales (Formación Río Bravo), contra los sistemas deltaicos transversales (Formación Pariñas) (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).

Refiriéndose al sistema de abanicos submarinos de la Fm. Río Bravo (figura 12), lo definen como un sistema depositacional transversal que parece formar una gran asociación de abanicos simétricos y definen varias zonas de facies:

- Una facies de arenisca de plataforma con barras de costa afuera en forma de capas de arenas y canales de marea, lo que se termina abruptamente al OSO por lo que parece ser una plataforma de última generación interrumpida por una serie de cañones alimentadores.
- Una asociación de al menos cinco abanicos submarinos que aumentan en tamaño hacia el norte (figura 12).

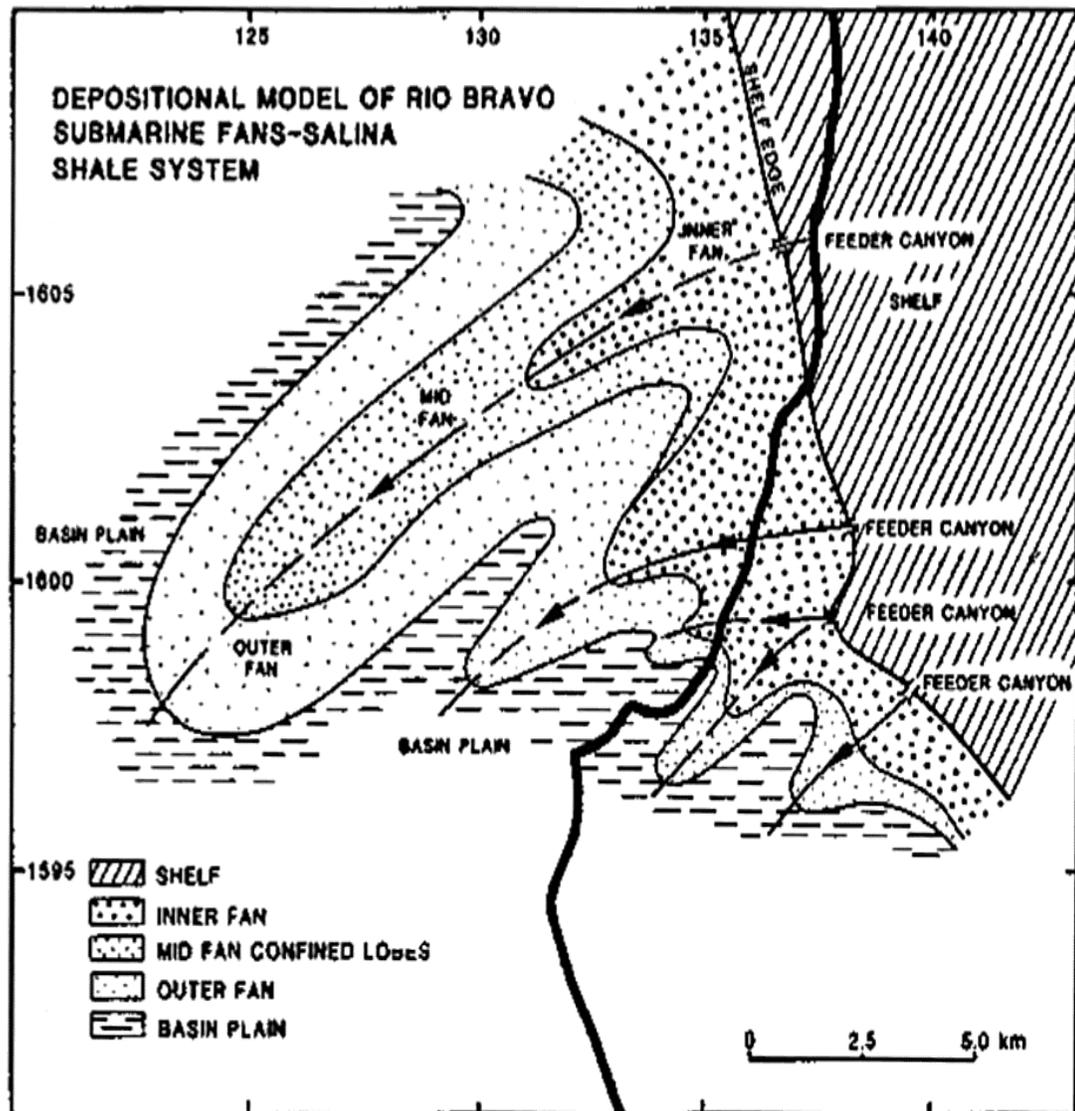


Figura 12. Modelo sedimentario de la Formación Río Bravo, esquematizando abanicos submarinos (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).

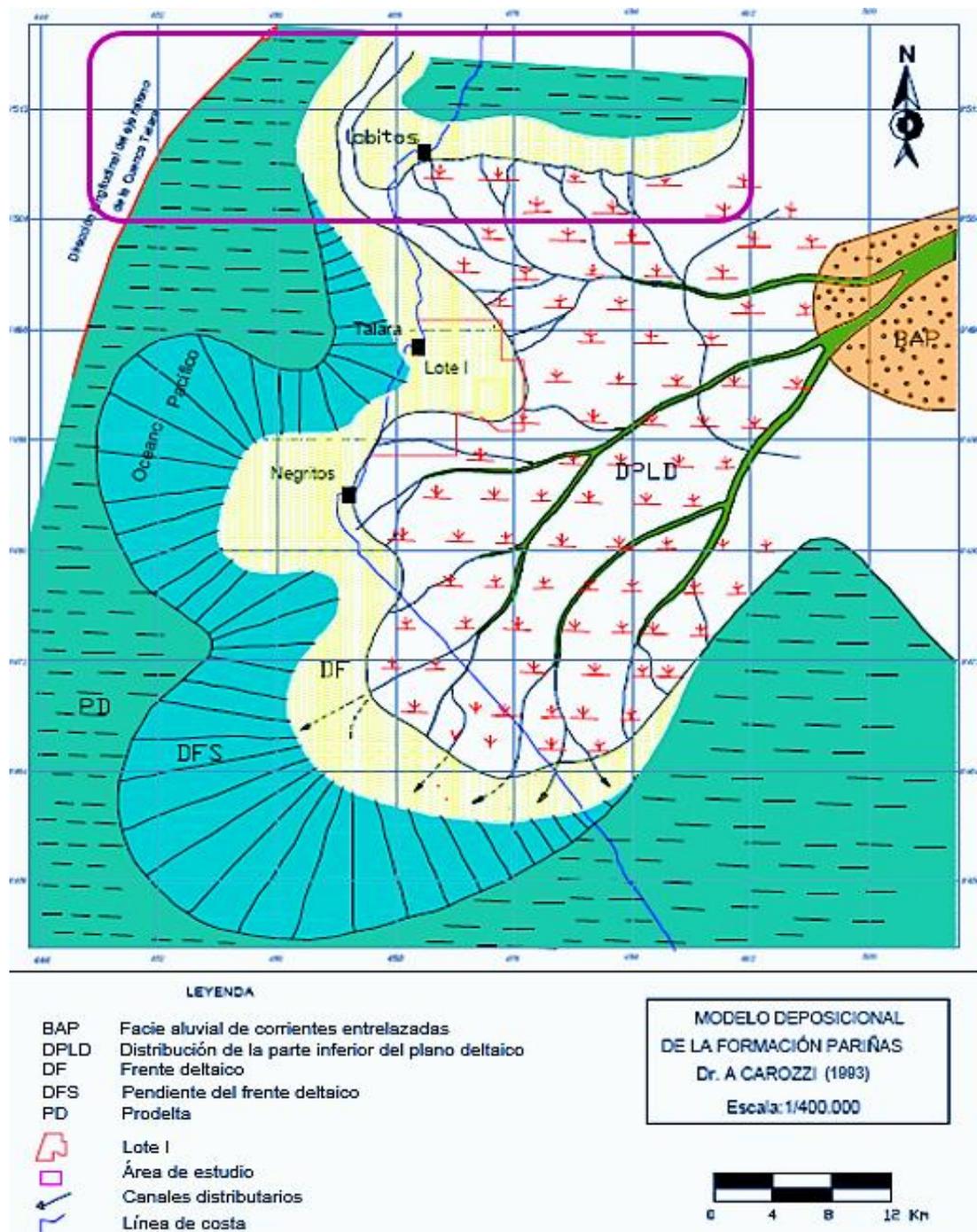


Figura 13. Modelo sedimentario de la Formación Pariñas, esquematizando un sistema fluvio-deltaico con relleno transversal (modificado de Carozzi, A., y Palomino, R., 1993).

Para el sistema deltaico de la Fm. Pariñas, mencionan que este complejo deltaico recibió un gran volumen de sedimentos de un sistema fluvial transversal (figura 13).

En la figura 13 se observan las siguientes zonas: llanura aluvial (BAP): conglomerados entrelazados con abundantes restos vegetales; distributarios del plano deltaico inferior (DPLD): conglomerados y areniscas gruesas, con estratificación cruzada, que contienen troncos de árboles petrificados de hasta 12 pies de largo (figura 7); frente deltaico (DF): arenas masivas de grano fino muy lavadas por el oleaje y mareas; pendiente del frente deltaico (DFS): arenas redondeadas; prodelta (PD): arcillas con materia orgánica y canales submarinos, flujos turbidíticos.

## 2.5 *Historia sedimentaria y evolución tectónica.*

En el NO del Perú, se han depositado sedimentos desde hace más de 500 millones de años, en una cuenca del Paleozoico inferior. El espesor de sedimentos llega aproximadamente a los 9000 m (Carozzi, A., y Palomino, R., 1993). La cuenca Talara se encuentra entre los 3.50° y 6.10° de Latitud sur y los 82.10° y 80.20° de Longitud oeste. Y cuyo límite sur habría sido una falla llamada Proto-Huaypirá, la misma que, levantó el basamento Precámbrico (figura 14) (Marocco, R., et al., 1983; Pindell, J., y Tabbutt, K.D., 1995; Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).

En el Devónico superior la tectónica Eoherciniana plegó estos estratos en una fase compresiva, y posteriormente a comienzos del Misisipiano una fase Tectónica extensional originó un “graben”, entre la falla Carpitás por el norte y la falla Loma Blanca al sur, donde se depositaron los sedimentos Misisipianos, Pensilvanianos y del Pérmico inferior que conforman el Grupo Amotape del Paleozoico superior (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).

La tectónica Tardiherciniana que se inició a mediados del Pérmico y concluyó en el Triásico inferior, comprimió los estratos del Paleozoico superior en el NO del Perú que cubrieron discordantemente las estructuras originadas por la fase Eoherciniana, dando así nacimiento a las montañas de Amotape (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999).

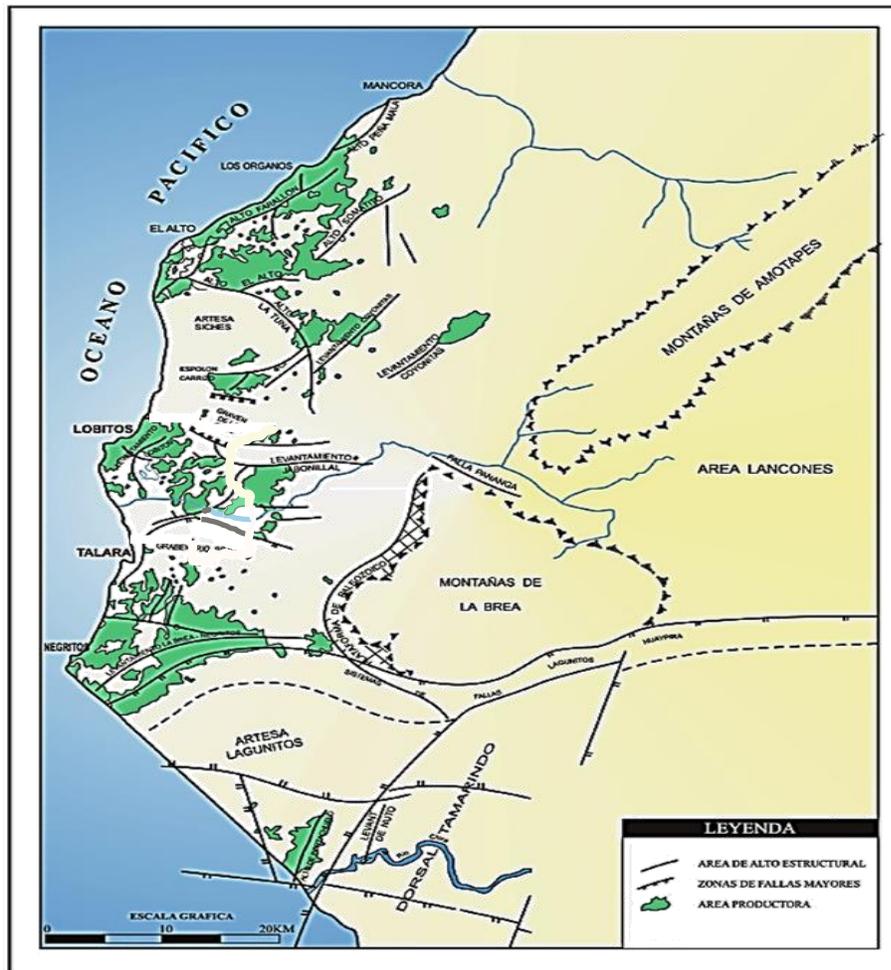


Figura 14. Principales rasgos estructurales de la cuenca Talara (modificado de Castillo, J., y Sopprani, E., 1990).

Mientras estos macizos Paleozoicos del NO, permanecieron levantados más de 160 Ma hasta fines del Aptiano; hacia el este se originaba la cuenca Mesozoica Andina producto de la fase extensional final del Ciclo Orogénico Herciniano, la misma que permitió la formación de una dorsal compuesta por rocas pre-Cámbricas y Paleozoicas, que se extendía entre Chiclayo y Chulucanas. Esta dorsal de los Cerros Maravilla, separó el NO del Perú de las potentes series continentales del Grupo Mitu, las series marinas del Grupo Pucará y los volcánicos de la Formación Colán que se depositaron entre el Pérmico superior y el Jurásico terminal, a lo largo de un “arco volcánico” muy activo y precursor de la cuenca Mesozoica Andina (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1999). Luego de la depositación de los sedimentos del Cretáceo inferior en la cuenca

Occidental Andina del norte del Perú, inicia en el Albiano inferior una gran actividad volcánica en la costa norte y central del Perú, mediante un “arco volcánico” que se extendió desde Ica hasta Lancones (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1998).

La gran transgresión marina iniciada en el Albiano medio en la cuenca Occidental Andina, abarcó definitivamente el área de Lancones y logró cruzar la Cordillera de la costa entre los Cerros de La Brea y de Paita, depositándose las formaciones Pananga y Muerto en la cuenca Talara (Ráez, M., 1999).

A continuación, se depositaron en la cuenca Lancones y Talara las formaciones del Grupo Copa Sombrero desde el Cenomaniano hasta el Santoniano, y solamente durante el Santoniano se depositó la Formación Sandino en la cuenca Talara, porque ésta área había permanecido levantada desde el Cenomaniano (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1998). Como consecuencia del emplazamiento del Batolito de la Costa y el levantamiento en la región de la cuenca Andina durante el Santoniano, se produce el retiro gradual de los mares hasta fines del Campaniano, en tanto se depositaban las formaciones Redondo y Monte Grande en la cuenca Talara. Al mismo tiempo se generó un depocentro al sur del Alto de Paita, entre las fallas La Casita y Sechura (Zúñiga-Rivero, F., et al., 1998).

Zúñiga-Rivero, F., et al. (1998) dicen que basados en los espesores interpretados de los registros sísmicos, en el Maastrichtiano se depositaron en la cuenca Talara las formaciones Ancha (600 m) y Petacas (2400 m) de ambiente marino.

Finalmente, el gran avance del mar Daniano, permitió que la Formación Balcones del Paleoceno rebase el Alto de Paita, logrando depositarse por primera vez sobre el área de Sechura, puesto que, el límite sur de la cuenca Cretácica de Talara es el alto de Paita (Zúñiga-Rivero, F., et al. 1999).

## CAPÍTULO III

### *MARCO TEÓRICO*

El presente capítulo explica los conceptos básicos que se utilizarán en la clasificación de las trazas sísmicas e identificación de patrones sedimentarios a través del uso de las redes neuronales artificiales.

#### *3.1 Historia de las redes neurales artificiales.*

Los inicios de las redes neuronales artificiales se remontan a la década de 1940 con los estudios realizados por McCulloch, W., y Pitts, W. Más tarde Rosenblatt, F. (1953) definió el “Perceptrón” que es una especie de neurona básica y demostró que en un número finito de pasos este Perceptrón podía, en base a prueba y error, desarrollar un vector de enlace entre datos de entrada y salida que permitiera clasificar conjuntos linealmente separables. También estudió estructuras con más de una capa de neuronas pero se encontró con el problema de desarrollar un algoritmo de aprendizaje para todas las conexiones de la red. Además demostró que el resultado final era independiente de los valores iniciales de los enlaces (Zerpa, L., 2001). No fue sino hasta entrada la década de 1980 que gracias a investigadores como John Hopfield, se pudo al fin desarrollar un algoritmo capaz de entrenar a redes neuronales de múltiples capas.

Minsky, M., y Papert, S. (1988) demostraron, que problemas más complejos como la solución de la relación XOR (disyunción exclusiva), que es una función lógica no lineal, no se podían resolver con redes neuronales de una sola capa. Desde entonces ha crecido mucho el número de investigadores como el número de usos.

### 3.2 Fundamentos de redes biológicas.

Todos los organismos vivos están conformados por células, y la unidad básica del sistema nervioso es la neurona. Básicamente una neurona recibe información de otras fuentes en forma de pulsos electroquímicos a través de las dendritas. Basados en la naturaleza de esta señal, la neurona realizará un proceso de activación (excitación) o desactivación (inhibición) de la señal y la proyectará a través del axón al resto de neuronas conectadas a ella. El punto de contacto entre dos neuronas, es decir, la conexión del axón de la neurona emisora de la señal y las dendritas de la neurona receptora se llama sinapsis y el grado de interconexión entre ambas se llama fuerza sináptica (figura 15) (Zerpa, L., 2001).

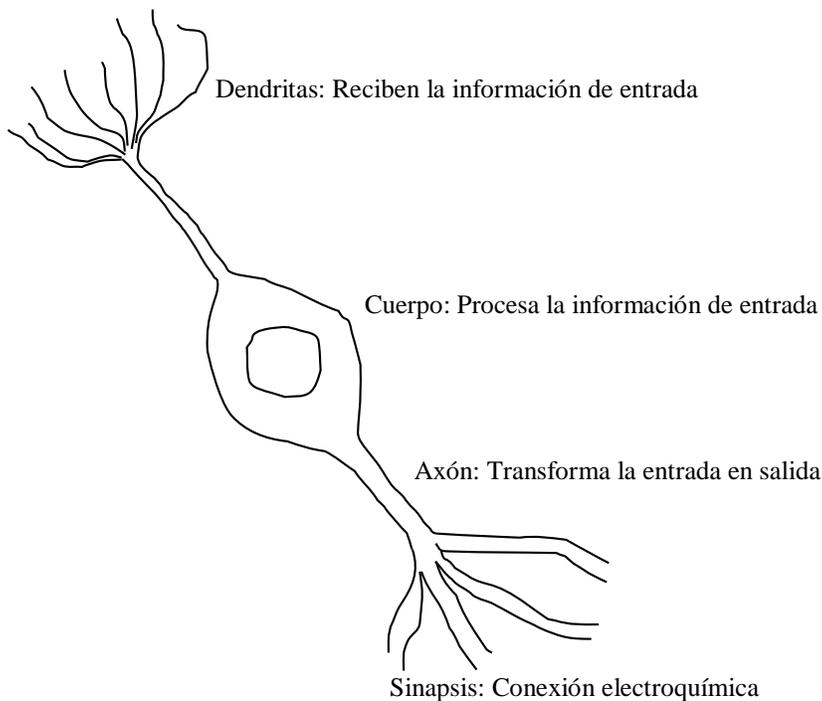


Figura 15. Partes de una neurona biológica típica.

### 3.2.1 Aplicaciones en general y en la industria del petróleo.

Las actuales aplicaciones de las redes neurales artificiales son innumerables, algunos de los campos más prometedores son:

- a) Reconocimiento de patrones.
- b) Reconocimiento de caracteres (rostros, movimientos de los ojos, etc.).
- c) Reconocimiento del habla.
- d) Análisis de imágenes.
- e) Predicción del clima.
- f) Predicción de reacciones nucleares, etc.

En cuanto a la industria del petróleo, también se ha aplicado esta tecnología especialmente en las áreas de exploración y caracterización de reservorios; y las siguientes son sólo algunas aplicaciones y estudios de lo que este nuevo enfoque de manejo de información es capaz hacer:

- a) Predicción de resultados de estimulaciones en pozos.
- b) Correlación y extrapolación de datos de testigos a todo el pozo vía registros eléctricos (permeabilidad, porosidad, litología, etc.).
- c) Predicción de resultados de simulación numérica (neuro-simulación) para optimizar el manejo de un campo petrolero.
- d) Clasificación de facies sísmicas.
- e) Procesamiento de datos sísmicos.
- f) Identificación de zonas en reservorios complejos.
- g) Generación de registros de resonancia magnética a partir de registros convencionales.

Algunas de estas aplicaciones han sido presentadas en artículos técnicos y verificadas con datos de campo (Haykin, S., 1994; Banch, R.E., y Michelena, R., 2000; Hampson, B., et al., 2001; Rondón, O., et al. 2002, Banch, R.E., y Jiménez, J.R., 2002; Williamson, A., et al., 2002; Banch, R.E., 2004; Tesi, M., 2011 y Soto J.A., 2013).

### 3.2.2 *Red Neural Artificial.*

Una Red Neural Artificial (RNA) es un sistema de procesamiento de información compuesto por unidades llamadas Neuronas Artificiales (NA) las cuales se encuentran interconectadas entre sí y permiten a la red recibir y procesar información. Su nombre proviene del hecho que este sistema está inspirado en el cerebro humano y en la forma en que éste procesa la información que recibe de ahí que tenga ciertas características similares a las redes neurales biológicas (figura 15). Los componentes principales de una RNA son las NA y los enlaces entre ellas (figura 16) (Zerpa, L., 2001).

### 3.2.3 *Neurona Artificial.*

Es la unidad principal de procesamiento de información de la RNA. Está diseñada para imitar las características fundamentales de la neurona biológica (figura 15 y 16). Una NA típica recibe información ya sea del exterior de la red o de otras neuronas de la misma RNA, y luego de procesar dicha información la envía al exterior de la red o a otras neuronas. En esencia, se le aplica un conjunto de datos de entrada, cada uno representando la salida de otra neurona. Cada uno de estos datos de entrada multiplica a un valor correspondiente de interconexión entre las dos neuronas llamado enlace o peso, cuya analogía se encuentra en la fuerza sináptica entre neuronas biológicas. Luego, todos estos productos son sumados para obtener así la señal neta de ingreso o nivel de activación de la neurona (figura 17) (Zerpa, L., 2001).

Dicho en otras palabras, se calcula el producto escalar entre el vector de entrada y el vector de pesos de entrada de la NA (Figura 16). Adicionalmente, algunas NA tienen la posibilidad de aplicar una función de activación a la señal neta de ingreso obteniéndose así la señal de salida (figura 17) (Zerpa, L., 2001).

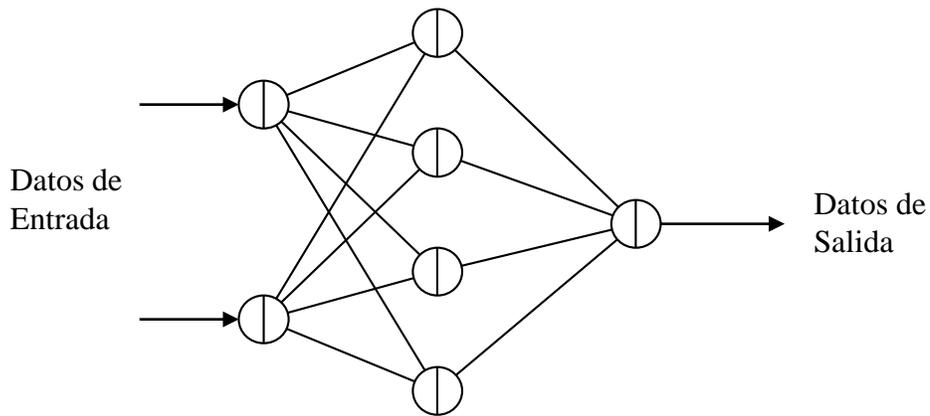


Figura 16: Red neural típica.

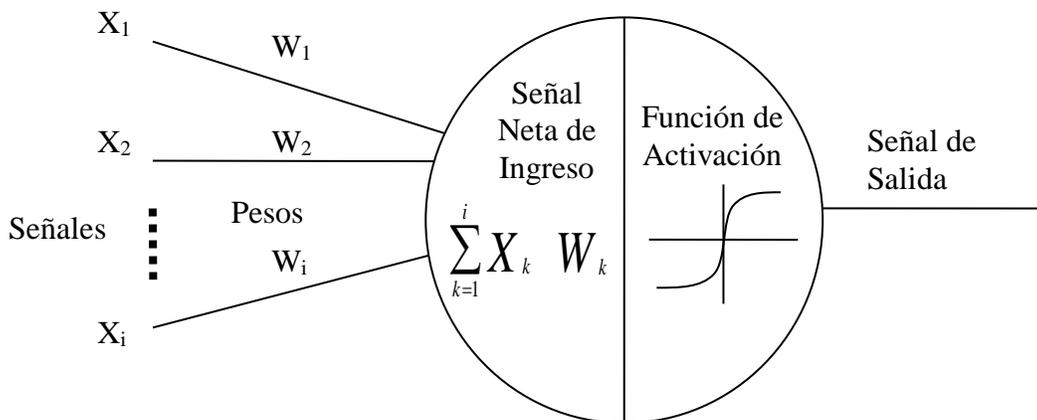


Figura 17: Neurona artificial.

### 3.2.4 Enlace (peso).

Las neuronas artificiales de la RNA pueden transmitir información a través de los enlaces que estén definidos entre ellas. Por supuesto, una neurona sólo puede transmitir información a aquellas con las cuales tenga un enlace definido. El enlace o peso es quizás el componente más importante de la RNA porque de su valor depende el comportamiento final de la red (Zerpa, L., 2001).

Las operaciones que se llevan a cabo dentro de las neuronas artificiales son similares en todas ellas, lo que caracteriza en sí a una RNA son los valores de los enlaces sobre los cuales se realizan estas operaciones y de los cuales dependerá finalmente el aprendizaje de la red neural. El entrenamiento de la red tiene como propósito encontrar los valores de los enlaces o pesos que permitan a la red neural establecer la relación óptima entre los datos de entrada y los datos de salida de la misma (Zerpa, L., 2001).

### *3.2.5 Estructura (arquitectura).*

La estructura de una RNA típica (Figura 16) consta de una serie de NA organizadas en capas ordenadas y conectadas entre sí por medio de enlaces lógicos llamados “pesos”. Normalmente hay una capa de entrada de datos y una de salida de datos y entre estas dos hay una o más capas de procesamiento intermedio más conocidas como capas escondidas. En la capa de entrada de datos no se aplica ninguna transformación a los mismos, sólo sirve para recibir la información y distribuirla directamente a la siguiente capa (Zerpa, L., 2001).

Existen muchas arquitecturas de RNA y cada una de ellas se caracteriza por la forma en que las NA están organizadas en la red y la forma en que están interconectadas dichas neuronas entre sí. Cada tipo de arquitectura tiene aplicaciones específicas pero comparten sus características principales (Zerpa, L., 2001).

### *3.2.6 Adaptabilidad.*

Las RNA tienen la capacidad de adaptarse a la información que reciben desarrollando de esta manera asociaciones entre los datos de entrada y los datos de salida. Por otro lado la respuesta de la RNA puede ser hasta cierto punto insensible a cambios pequeños en los datos de entrada, de ahí que tenga habilidad de ver a través del ruido y distorsión de la información que se le presenta lo cual es vital para el reconocimiento de patrones en los datos reales. Esto se debe principalmente a la arquitectura de la RNA que permite

un alto grado de paralelismo en el procesamiento de la información. La red neural artificial puede “recordar” la relación entre un conjunto de datos de entrada y un conjunto de datos de salida, y va más allá, puede generalizar y dar resultados acordes con lo “aprendido” cuando se le presentan datos de entrada que no había “visto” anteriormente (Zerpa, L., 2001).

Su arquitectura se caracteriza principalmente por: (Figura 16)

- El procesamiento de la información en sí ocurre dentro de las NA.
- Las respuestas (señales) obtenidas de cada NA son transmitidas a las demás a través de conexiones lógicas.
- Cada conexión lógica tiene un peso asociada a ella la cual, en una RNA típica, multiplicará a la señal que por ella transite en determinado momento.
- En cada NA se aplica una función (activación) a la señal neta de ingreso para producir la señal de salida.
- Las NA se encuentran organizadas en capas empezando por la que recibe la información directamente y terminando por la que produce la respuesta final asociada.
- La señal neta de ingreso a cada NA se obtiene al sumar los respectivos productos de señal y peso de las conexiones asociadas.

### *3.2.7 Aprendizaje de la Red Neural.*

Esta es la característica más importante de la RNA ya que ella es la base de su capacidad de generalización y clasificación. El aprendizaje en sí se basa en la corrección iterativa de los pesos (enlaces) entre neuronas, llamado entrenamiento de la red, y se basa en la comparación de la información que la red recibe y el resultado que se obtiene a partir de ella versus el resultado esperado (entrenamiento supervisado). Los valores de los pesos entre neuronas son los que finalmente determinan el comportamiento de la red y su capacidad de realizar el trabajo para el cual fue entrenada (Zerpa, L., 2001).

### 3.2.8 *Entrenamiento.*

El entrenamiento consiste básicamente en conseguir que la RNA establezca una correlación entre los datos de entrada y los datos de salida deseados a través de correcciones iterativas de los enlaces o pesos entre las NA de manera que, al aplicársele el conjunto (vectores) de datos de entrada, se produzca el conjunto de datos de salida deseado, o al menos uno consistente con el mismo (Zerpa, L., 2001).

Una vez que se ha decidido que estructura va a tener la red, ésta se encuentra lista para su entrenamiento. En este punto se asignan los valores iniciales de los enlaces de forma aleatoria. El entrenamiento se efectúa al aplicar de forma secuencial los vectores de entrada mientras se ajustan los enlaces entre las neuronas de acuerdo a un procedimiento predeterminado. Durante el entrenamiento los enlaces convergen a un conjunto de valores que eventualmente producirán los vectores de salida deseados para cada vector de entrada (Zerpa, L., 2001).

Los algoritmos de entrenamiento se clasifican en supervisados y no supervisados.

#### 3.2.8.1 *Redes neurales artificiales supervisadas.*

El entrenamiento supervisado, que se usará en este estudio, requiere emparejar cada vector de entrada con su respectivo vector de salida (o resultado deseado); juntos estos dos vectores son llamados un par de entrenamiento. Durante el entrenamiento, el mismo par de entrenamiento puede ser procesado más de una vez.

Primero se aplica un vector de entrada a la RNA, se calcula el resultado que ésta produce y se compara con el vector de salida asociado (del par de entrenamiento correspondiente), el error (diferencia) se propaga hacia atrás en el sistema haciendo las correcciones en los enlaces de acuerdo a un algoritmo predeterminado. Este proceso es repetido con la totalidad de los datos y sólo se detendrá cuando se alcance un nivel de convergencia predeterminado inicialmente, es decir cuando la red haya aprendido de

los datos presentados. Es importante considerar la cantidad y calidad de los datos a utilizarse para el entrenamiento. Es posible que una red nunca aprenda del conjunto de datos de entrenamiento debido principalmente a dos razones: primero, que los datos de entrada de la red no guardan la información sobre la cual se derivan los datos de salida; y segundo, no hay suficientes datos para lograr la convergencia. Se recomienda tener suficientes datos y reservar un subconjunto de ellos para verificar el funcionamiento de la red una vez terminado el entrenamiento (manual de Stratimagic, 2007).

El hecho de conocer la salida implica que el entrenamiento se beneficia de la supervisión de un guía. En resumen se puede decir que para este tipo de aprendizaje hay un supervisor externo encargado de determinar si la red se está comportando de forma adecuada, mediante la comparación entre la salida producida y la esperada.

El algoritmo de entrenamiento más empleado es el de retropropagación para RNA de múltiples capas. Sus fundamentos fueron descritos en la década de los años 80 y amplió las posibilidades de aplicación de las RNA (Zerpa, L., 2001).

### 3.2.8.2 *Redes neuronales artificiales no supervisadas.*

Para los modelos de entrenamiento no supervisados, el conjunto de datos de entrenamiento consiste sólo de patrones de entrada. Por lo tanto, la red es entrenada sin el beneficio de un guía. La red aprende a adaptarse basada en las experiencias recogidas de los patrones de entrenamiento. Algunas características de estos modelos son:

- Los algoritmos de aprendizaje no supervisado no necesitan de un guía externo que juzgue (a priori o sobre la marcha) los resultados del proceso de aprendizaje.
- No se presentan las salidas que se quieren asociar al patrón de entrada.
- Los algoritmos de aprendizaje no supervisado sólo manejan patrones de entrada.
- Se pretende que la red descubra por sí misma rasgos comunes, regularidades, correlaciones o categorías en los datos de entrada y los incorpora a su estructura interna de conexiones (pesos).

- La red aprende a adaptarse basada en las experiencias recogidas de los patrones de entrenamiento anteriores.

### 3.3 *Métodos de clasificación en Stratimagic.*

Existen cuatro métodos de clasificación en Stratimagic, estos incluyen dos sin supervisión: métodos de clasificación jerárquica y tecnología de redes neuronales auto-organizadas (patentado por Total), y dos métodos supervisados: semillas importadas y clasificación manual (manual de Stratimagic, 2007).

#### 3.3.1 *Método de redes neurales.*

Este método utiliza la tecnología de red neuronal artificial (RNA) para clasificar formas de trazas sísmicas, a partir de uno o varios volúmenes o atributos de mapas de facies sísmicas basados en la organización interna de los datos de entrada. La RNA es un proceso de inteligencia artificial que sobresale en el reconocimiento de patrones (figura 18). Busca patrones recurrentes de huellas típicas y construye patrones o modelos, que son representativos de todo el conjunto de datos. Dado que la ubicación de cada traza o atributo en relación a su vecino se considera en el proceso de clasificación una resultante de facies sísmicas se distribuyen en un orden geológicamente significativo (es decir, datos clasificados en facies 1 generalmente deben estar ubicados junto a datos clasificados en facies 2, etc.) El número de clases no es crítica, a diferencia de otros métodos de agrupación, ya que las trazas modelo son fuertemente correlacionadas con sus vecinos inmediatos. Además, los resultados de los RNA no son sensibles al ruido o a los cambios absolutos en la amplitud.

El uso más común de este método es para clasificar los rastros (trazas sísmicas) de acuerdo con sus formas. Este método de clasificación genera mapas de facies sísmicas. En la figura 18 se puede observar que los datos de entrada van a ser las formas de trazas de un horizonte sísmico, el cual va a ser clasificado dependiendo de su forma (amplitud

y frecuencia). La salida de esta clasificación corresponde a familias de formas de trazas, cada una con un color distinto.

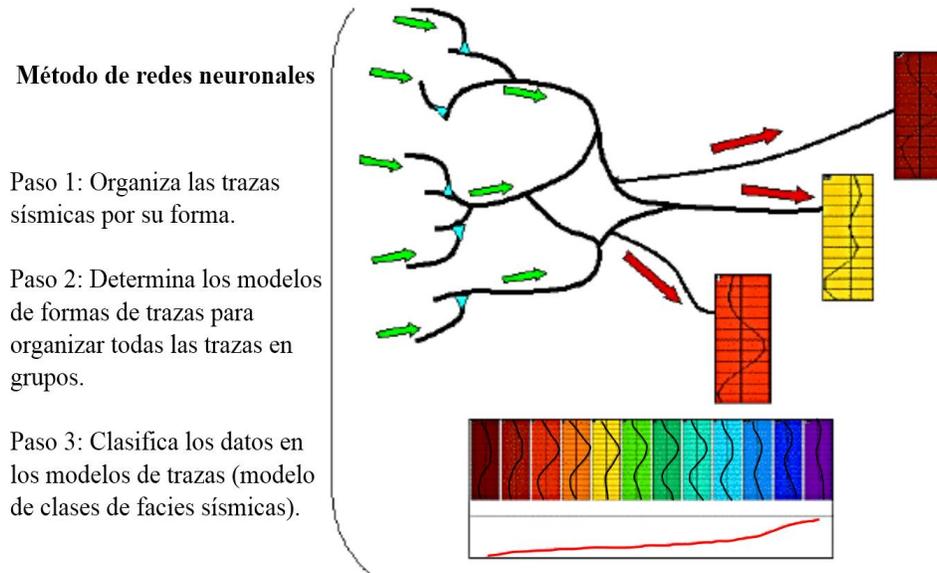


Figura 18. Método de clasificación sin supervisión, método de redes neuronales artificiales (modificada del manual de Stratimagic, 2007).

### 3.3.2 Método jerárquico.

Este método utiliza el análisis de grupo (cluster) para muestras sísmicas (figura 19). El análisis lo hace a partir de una serie de datos multivariados en grupos de puntos similares utilizando un sistema de clasificación jerárquica. El algoritmo de agrupamiento se encarga de las muestras sísmicas como variables en un espacio  $n$ -dimensional (donde “ $n$ ” es el número de volúmenes de entrada). En este método se incluye una técnica única; la clasificación de clúster que mejora los resultados de agrupamiento (facies) para ordenar de una manera significativa y poder tener en cuenta los cambios de facies. Es decir, se gradúa los colores de cada facies una junto a otra. Por lo tanto, cuando se ven las facies en un mapa, en un volumen o en las líneas sísmicas, los cambios bruscos de color entre facies adyacentes pueden indicar claramente diferentes características de las facies adyacentes (manual de Stratimagic, 2007).

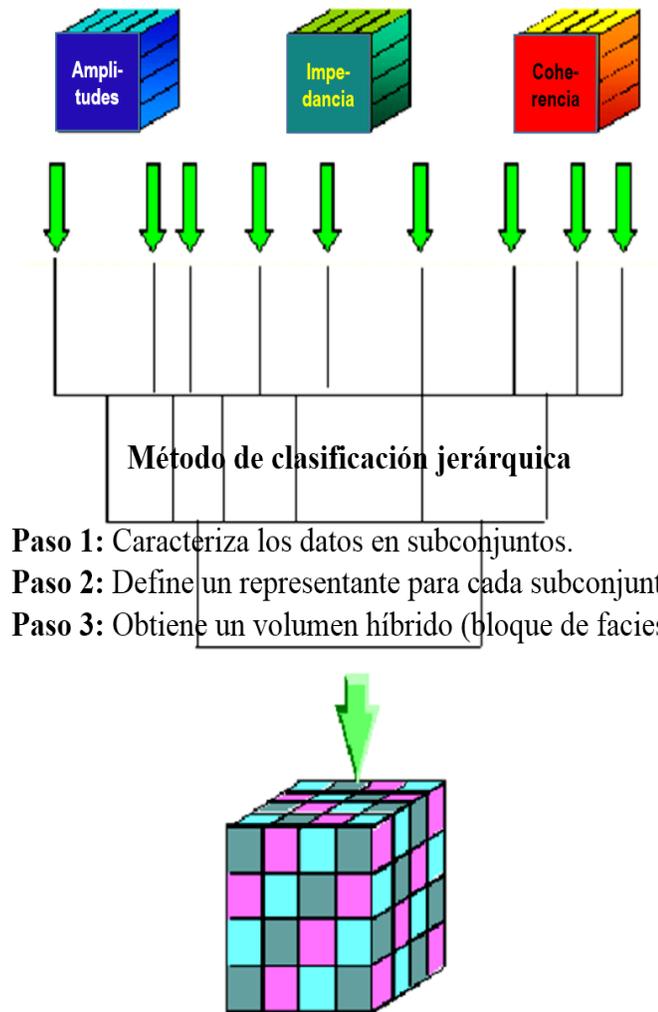


Figura 19. Método de clasificación sin supervisión, método jerárquico (modificada del manual de Stratimagic, 2007).

Este método se puede aplicar a las muestras de múltiples volúmenes sísmicos y múltiples mapas de atributos. Sin embargo, el método de clasificación jerárquica se utiliza generalmente para la clasificación de bloques de facies sísmicas, mientras que el método RNA se utiliza por lo general para la clasificación de facies basada en la forma de trazas o atributos múltiples de mapas. El método de clasificación jerárquica genera mapas de facies o bloques de facies. El bloque de facies se considera un nuevo volumen de atributos sísmicos en 3D y se maneja como tal (manual de Stratimagic, 2007).

### 3.4 Reducción de datos.

Para acelerar los procesos de clasificación se hace una reducción de información ya sea inherente a los datos (ruidos) y de datos redundantes (repetidos). Para reducir el volumen de los datos utilizados en el proceso de clasificación, se aplica la Zonificación y el Análisis de Componentes Principales (PCA) (manual de Stratimagic, 2007).

#### 3.4.1 Reducción de datos por zonificación.

La reducción de datos por el método de zonificación está disponible solo para bloques de datos 3D. Los datos grandes se pueden reducir dividiéndolo en zonas más delgadas (bloques sísmicos o micro-capas) (figura 20). Se calcula un valor para cada intervalo definida por el usuario (es decir, el máximo, mínimo, máximo absoluto y valor promedio, como se observa en la figura 20). Los bloques zonales resultantes se guardan en la memoria para el proceso de clasificación.

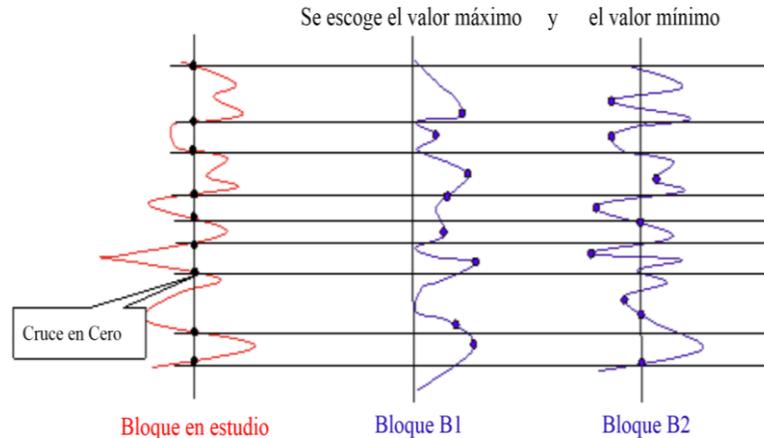


Figura 20. Método de reducción de información por zonificación.

#### 3.4.2 Análisis de Componentes Principales (PCA).

Este método es una técnica estadística ampliamente utilizada para la reducción de datos. Los datos se ubican en un gráfico cruzado donde se identifican las principales tendencias. Las direcciones principales representan la heterogeneidad de la nube multidimensional. La componente principal corresponde a la extensión máxima de la

nube. Los siguientes componentes son sucesivamente ortogonales entre sí a la amplitud máxima de la nube. La reducción de datos se obtiene dejando caer los componentes que tienen el menor efecto sobre el componente principal, es decir, los componentes con la variabilidad más baja (típicamente datos redundantes y o ruido). En la figura 21 se observa un mapa con uso de PCA y otro sin uso de PCA (manual de Stratimagic, 2007).

Hay dos pasos para el proceso de PCA: Análisis y Proyección. En la etapa de análisis se calculan de la nube multidimensional. Cada componente se analiza en base a su propio valor y a su contribución a la nube de datos. El usuario a continuación determina el número de componentes a utilizar en la proyección. En el siguiente ejemplo mostrado en la figura 22, se tienen 3 componentes y con la PCA se reduce a 2 (manual de Stratimagic, 2007).

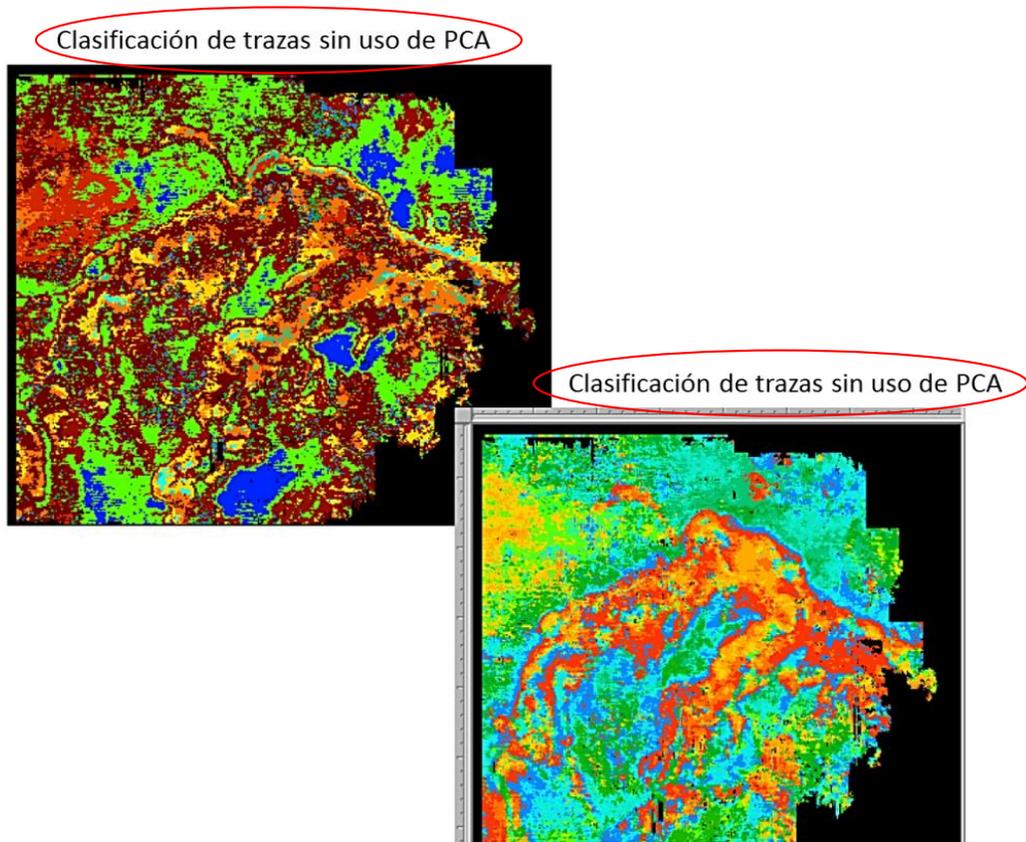


Figura 21. Ejemplo de un mapa de clasificación de facies sísmicas con uso de PCA y sin uso de PCA (manual de Stratimagic, 2007).

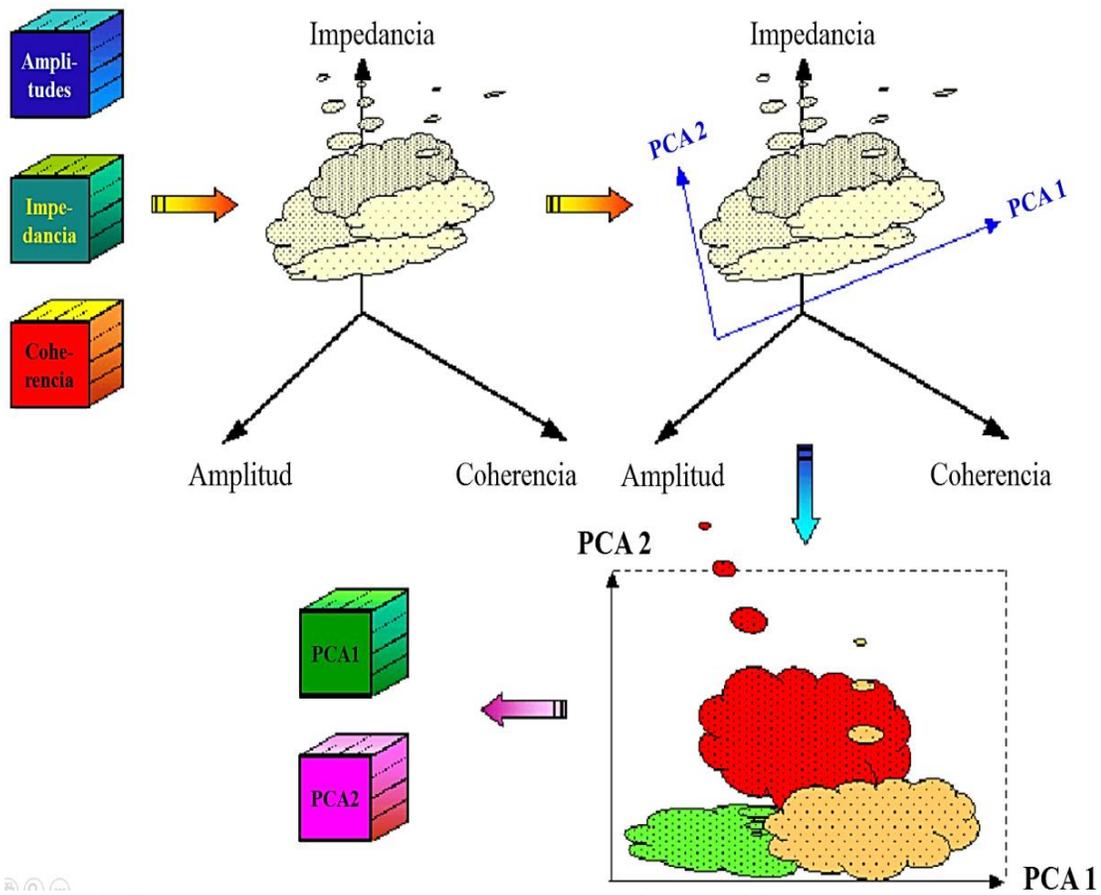


Figura 22. Ejemplo de tres componentes reduciéndolo a 2 con la PCA (modificado del manual de Stratimagic, 2007).

### 3.5 Determinación del número de facies.

El número de clases es la clave para poder llegar a identificar rasgos sedimentarios. En la figura 21 se observan dos mapas, el de la izquierda tiene menor número de facies que el de la derecha, sin embargo se pueden identificar algunos rasgos que parecen ríos meandriformes. Es por este motivo que se busca tener el número de facies precisas para llegar a tener mejores resultados. Se usa el diagrama cruzado para determinar el número apropiado de clases. En la trama transversal se encuentra las clases del modelo de facies relativos a la difusión de datos. Se proyectan los datos sobre un plano 2D y se identifica la real distribución de datos al igual que su relación con el modelo de facies. Por ejemplo, dos clases pueden aparecer uno al lado del otro en un gráfico cruzado, pero

en realidad puede existir una distancia entre sí cuando se ve en otra proyección. En general, el número de clases esta por lo general en un rango de 5 a 15, y depende mucho más en el número de volúmenes de entrada que en el tamaño y la geometría del intervalo de análisis. Este es un proceso de ensayo y error. En la figura 23 se muestra en ejemplo de la selección de la cantidad de facies (este caso son 14 facies) que se van a usar para la clasificación, sin embargo un intérprete sísmico con ayuda de un geólogo especialista en ambientes sedimentarios son los que al final van a decidir la cantidad de facies (manual de Stratimagic, 2007).

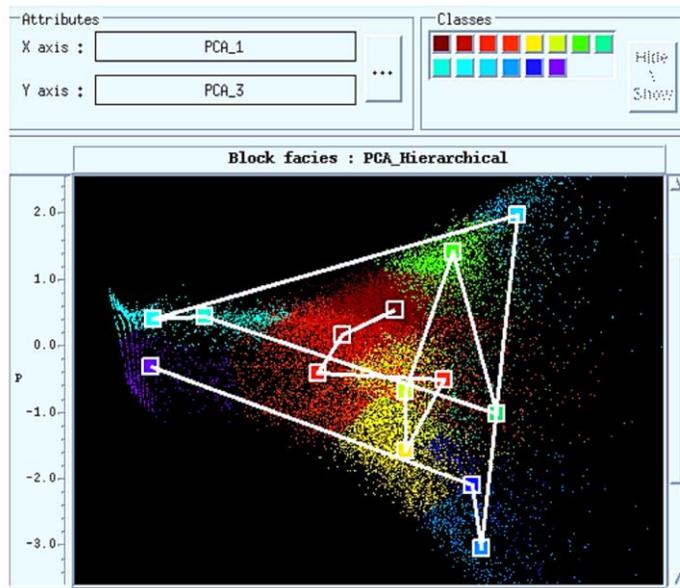


Figura 23. Ejemplo de escogimiento de cantidad de facies sísmicas a usar.

### 3.6 Mapa de facies sísmicas.

Un mapa de facies sísmicas contiene el resultado de un proceso de clasificación de trazas sísmicas, que asigna un número para cada traza dentro de un intervalo correspondiente a un mejor ajuste en relación con los criterios de modelo. Dicha clasificación se aplica en dos ejes (dimensiones), sobre una superficie interpretada en los datos sísmicos (manual de Stratimagic, 2007).

El mapa de facies asigna un número a cada traza de acuerdo con la mejor correlación con un modelo seguimiento de la serie 1 a “n” que la red neuronal ha calculado, o la mejor correlación de mapas de atributos para modelar los valores centrales.

### 3.7 *Facies sedimentarias.*

Los cambios de facies presentes en las formaciones geológicas pueden darse de manera tanto horizontal como vertical, lo cual dependerá del sistema de depositación. El término facies se refiere al aspecto geológico que refleja la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica, que permita diferenciarlos de las demás. Podemos decir que facies son todas aquellas características físicas, químicas y biológicas de una roca o depósito que las hace únicos y permiten diferenciarlos de otros adyacentes.

### 3.8 *Bloques de facies sísmicas,*

Un bloque de facies sísmicas contiene el resultado de un proceso de clasificación que ha asignado un número a cada conjunto de trazas. Se analiza dentro de un intervalo de muestreo, correspondiente a varias formas de trazas sísmicas. Implica la clasificación en tres ejes (dimensiones), a diferencia de las facies sísmicas que solo trabaja en dos ejes (manual de Stratimagic, 2007).

## CAPÍTULO IV

### *MARCO METODOLÓGICO*

En este capítulo se desarrolló la metodología de trabajo, la cual está basada en los trabajos realizados por: Haykin, S. (1994); Banch, R.E., y Michelena, R. (2000); Hampson, B., et al. (2001); Rondón, O., et al. (2002), Banch, R.E. y Jiménez, J.R. (2002); Williamson, A., et al. (2002); Banch, R.E. (2004); Tesi, M. (2011) y Soto, J.A. (2013).

#### *4.1 Control de calidad de la información.*

El control de los datos correspondientes directamente al área de estudio es un punto importante ya que nos da una introducción del desarrollo e investigación que ha tenido esta área (Soto, J.A., 2013).

La cuenca Talara tiene un total de 13,789 pozos (Gonzáles, E., y Alarcón, P., 2002), pero en el área de estudio se encontró un total de 547 pozos (Soto, J.A., 2013). Gonzáles, E., y Alarcón, P. (2002) dice que la mayoría de estos pozos se perforaron entre los años 1970 y 1990. Además, la mayoría de la información sísmica se adquirió a finales de los ´70s y finales de los ´90s. Dentro de la información del área de estudio, también se tienen trabajos de interpretación geológica (Soto, J.A., 2013) como: levantamientos de columnas estratigráficas realizadas en trabajos de geología de campo, mapas geológicos de superficie, análisis de núcleos, petrofísica de pozos, geoquímica orgánica de crudo y de rocas.

En los proyectos realizados en estaciones de trabajo (computadoras), se tienen interpretaciones de datos sísmicos 2D y 3D, donde se obtienen reflectores sísmicos interpretados correspondientes a marcadores estratigráficos. Además, se tienen

interpretadas fallas geológicas y gráficos de correlación estratigráfica y estructural de pozo a pozo.

#### 4.2 Geodesia del proyecto geológico y sísmico.

Se revisó la geodesia de la información de los pozos y de los registros sísmicos dentro del área de estudio (figura 24). Los cabezales de los pozos mostraron que se encuentran en proyección Universal Transversal Mercator y utiliza el Datum Satelital WGS del año 1984. La adquisición sísmica de las diferentes campañas realizadas en la cuenca Talara, también tienen la misma proyección UTM y el Datum WGS84.

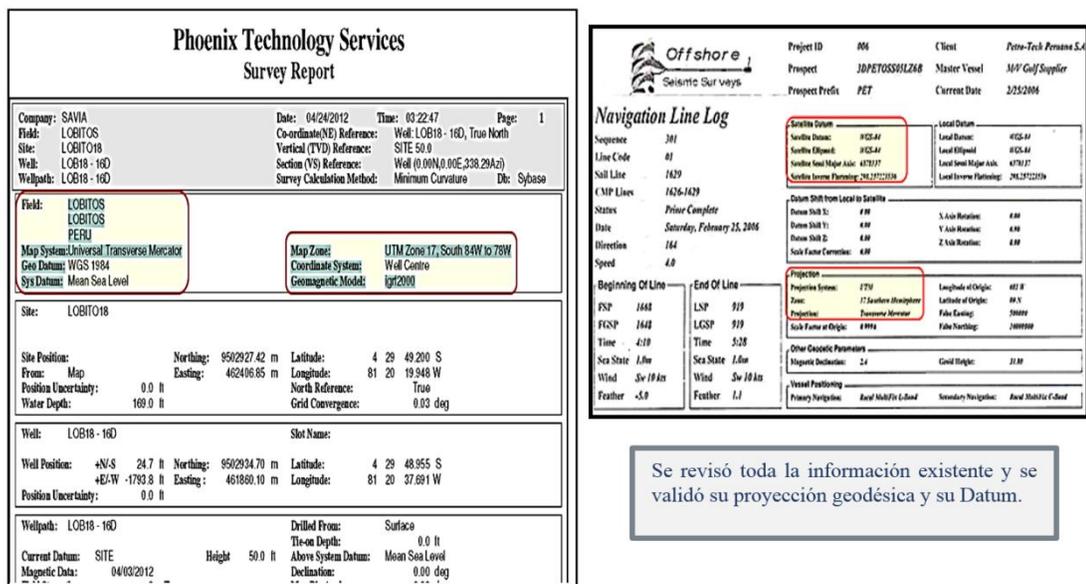


Figura 24. Verificación del posicionamiento geodésico de la información geológica y geofísica de la zona de estudio.

También se revisaron los proyectos geológicos en las plataformas de interpretación de LandMark, con su base de datos llamada OpenWorks; de Kingdom Suite, con su base de datos en Oracle y por último en la plataforma de Petrel.

### *4.3 Revisión de los Modelos Estáticos preexistentes.*

Es necesario comprender el sistema petrolífero, por este motivo se han realizado varios trabajos de integración de datos geológicos en estaciones de trabajos. Estos trabajos se revisaron con la finalidad de poder obtener información adicional que complementa al estudio de generación de facies sísmicas. Se verificó la siguiente información: el proyecto geológico en Petrel, el proyecto de interpretación de Kingdom Suite y la Base de Datos en OpenWorks.

#### *4.3.1 Proyecto realizado en Petrel.*

Este proyecto fue realizado en el año 2008. Se comparó la navegación con respecto del Datum geodésico y la proyección UTM, observándose que el proyecto no tiene referencia geodésica.

Se obtuvo un inventario que comprende fallas geológicas, pozos y horizontes interpretados de los reflectores sísmicos. La finalidad de esta revisión fue el extraer y complementar el proyecto de facies sísmicas. Se cuantificaron 132 fallas en el proyecto Petrel y 25 horizontes interpretados.

Cabe resaltar que el proyecto Petrel abarca un área mucho mayor que el nuevo proyecto de facies sísmicas. Asimismo, muchas de las fallas han sido interpretadas con datos de pozos y con sísmica 2D que se extiende fuera del área. Es por este motivo que el número de fallas es alto.

#### *4.3.2 Proyecto de interpretación sísmica en Kingdom Suite.*

Este proyecto se realizó en el año 2000. Se encontró que el proyecto de interpretación sísmica realizado en el software Kingdom Suite, cuenta con coordenadas asignadas

correctamente. Se comparó la navegación del mismo con respecto del Datum geodésico y la proyección UTM, observándose que el proyecto tiene referencia geodésica.

Este proyecto posee cargada información sísmica como registros sísmico 2D y un VSP (Perfil Sísmico Vertical), pero no tiene cargada ningún registro sísmico 3D. Tampoco tiene función de velocidades ni tampoco interpretación sísmica. Es decir, la mayoría de la interpretación de las fallas y de los horizontes son realizados usando la información de pozos, es decir con el uso de los topes de formación, y haciendo correlaciones de pozo a pozo.

#### *4.3.3 Base de datos geológicos en OpenWorks.*

Este proyecto se realizó el año 2010. Se hizo el control de calidad y la validación de toda la información. También cabe resaltar, que no posee información sísmica cargada en el proyecto, es decir solo existe datos de pozos. Dentro del área de estudio se cuantificaron solamente 311 pozos, a comparación de los otros proyectos éste tiene cargada muy poca información cargada.

#### *4.4 Proyecto creado usando la base de datos anteriores.*

Utilizando la base de datos de los proyectos anteriores, se procedió a crear un nuevo proyecto llamado “Facies Sísmicas” creado en la plataforma Landmark. La estación de trabajo que se usó fue de marca Dell modelo Precision T7600, con procesador Intel Xeon (2.5 Ghz), 64 GB de memoria RAM, video Nvidia Quadro 3000M de 2 GB y 2TB de disco duro. Se creó un nuevo proyecto utilizando la base de datos validada de los proyectos anteriores.

#### 4.5 *Análisis espectral de la información sísmica.*

Es importante conocer el rango de frecuencias y amplitudes que presentan los datos sísmicos que se van a usar. Se puede conocer la amplitud máxima y mínima así como también, las frecuencias de las señales sísmicas que pueden estar asociadas a ruidos aleatorios (Tesi, M., 2010). Por ejemplo, a los datos sísmicos 3D que están en tiempo se aplica la Transformada de Fourier (convierte del dominio de tiempo a dominio de frecuencias y amplitudes) y como resultado obtenemos el espectro de frecuencias y amplitudes (Rondón, O., et al. 2002, Banch, R.E., y Jiménez, J.R., 2002).

Se evaluaron los siguientes volúmenes sísmicos procesados con diferentes parámetros:

- Procesamiento PSTM (Migración en Tiempo Pre Apilado).
- Reprocesamiento PSTM.
- Reproceso con técnica Multifocus.

#### 4.6 *Mejoramiento de la señal de los volúmenes sísmicos.*

Los análisis espectrales ejecutados a cada uno de los cubos PSTM, muestran que los niveles de ruido aleatorio son elevados y necesitan ser cancelados. Por esta razón, se procedió a cancelarlos usando filtros “pasa banda” enfocados en las altas frecuencias. Por otro lado, encontramos que la geometría de adquisición se imprimió en el survey 3D y se enfatizó al aplicar la técnica multifocus. Por esta razón, se aplicó el filtro basado en buzamientos aparentes para poder definir y capturar los artefactos relacionados a la geometría de adquisición para su posterior cancelación.

#### 4.7 *Resolución sísmica vertical y horizontal.*

La resolución sísmica es un aspecto clave para conocer los límites de reconocimiento de los detalles estratigráficos, el cual involucra dos conceptos elementales: la resolución sísmica vertical y horizontal (Chopra, S., et al., 2006). La resolución es la capacidad de separar dos características que están muy juntas (Sheriff, R.E., 1991). La resolución vertical según Rayleigh, T. (1993), es la distancia mínima entre las reflexiones sucesivas de manera que sus entidades individuales se pueden reconocer, por lo tanto es  $\lambda/4$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda. La resolución horizontal en secciones sísmicas no migradas a menudo se toma como el ancho de la primera zona de Fresnel (Hilterman, F.J., 1982). La resolución lateral se refiere a qué tan cerca de dos puntos que reflejan pueden estar situadas en posición horizontal, pero se reconocen como dos puntos separados en lugar de uno (Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995).

La estimación de la resolución vertical, depende de las velocidades de intervalo y la frecuencia aparente de la información sísmica, la cual es estimada mediante la extracción de onda a diferentes ventanas de tiempo. Estas ventanas son extraídas de acuerdo con el carácter de la información sísmica (Soto J.A., 2013).

Como se describe en la figura 25, a medida que la onda profundiza en el subsuelo aumenta la velocidad y la frecuencia disminuye. Por esta razón se pierde resolución a grandes profundidades. La relación que existe entre la resolución vertical y de la frecuencia de la onda nos manifiesta que la señal sísmica no solo debe ser intensa sino que también debe incluir un espectro de altas frecuencias que aumente la resolución (Rayleigh, T., 1993).

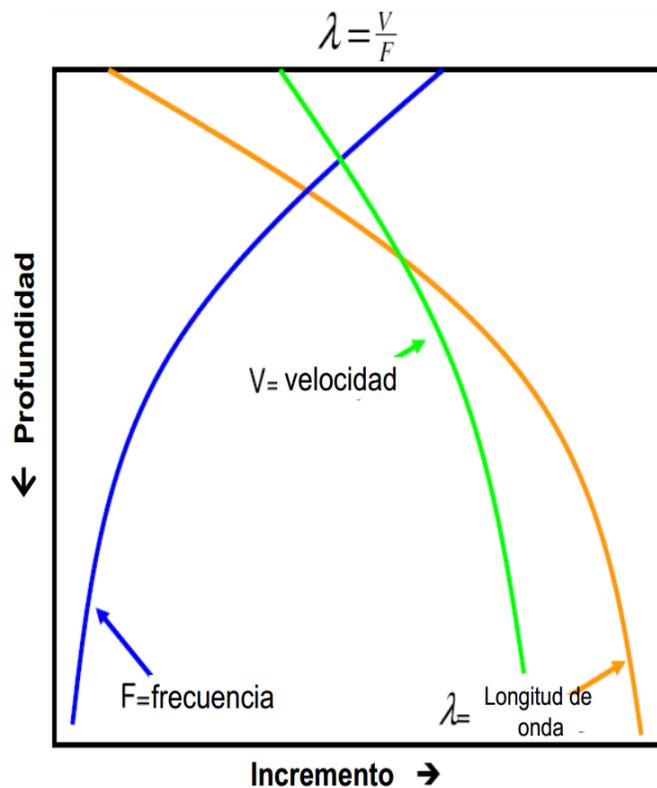


Figura 25. Relación entre la velocidad, frecuencia, longitud de onda y profundidad (Rayleigh, T., 1993).

No sólo existen limitaciones en la resolución vertical, sino también en dirección horizontal (Haykin, S., 1994; Banch, R.E., y Michelena, R., 2000; Hampson, B., et al., 2001; Tesi, M., 2011). La resolución horizontal es controlada por la separación de trazas y por lo tanto por la distancia entre los puntos de muestreo del subsuelo.

Para calcular la resolución sísmica horizontal debemos tomar en cuenta la Zona de Fresnel, que es la que contribuye a la energía del frente de onda reflejada (Hubral, P.J., et al., 1993). El radio de la zona de Fresnel depende de la longitud de onda de la señal acústica y también en la profundidad del reflector, puesto que el frente de onda se hace más ancho con el incremento de la profundidad (figura 26) (Tabti, H., et al., 2004).

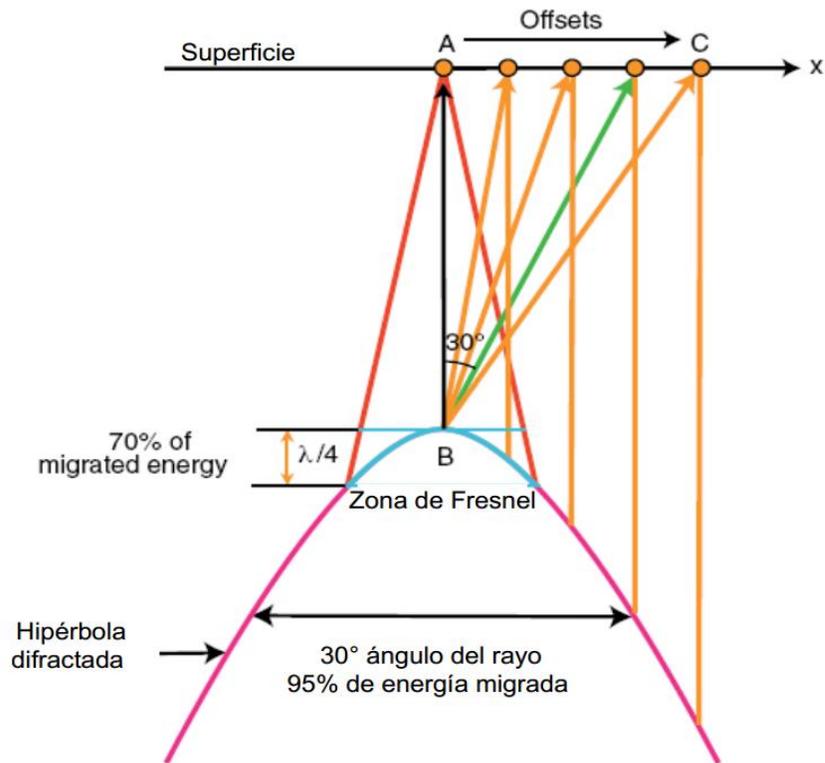


Figura 26. Ilustración de la zona de Fresnel (tomado de Chaouch, A., y Mari, J., 2006).

La resolución vertical y horizontal de la información sísmica 2D y 3D nos ayudó a conocer nuestros límites en cuanto al uso de la clasificación de facies sísmicas. Nos ayudó a conocer el mínimo espesor y ancho de un canal que se identificó en los resultados obtenidos.

#### 4.8 Determinación de la fase de los volúmenes sísmicos.

Para la estimación de la fase del volumen sísmico PSTM procesado con técnica Multifocus, se tomó en consideración el Perfil Vertical Sísmico (VSP en sus siglas en inglés) del Pozo LO13-14 y un Xline extraído del volumen sísmico.

El diseño del VSP del Pozo LO13-14, solo cubrió con información válida los niveles inferiores asociados a la Formación Basal Salina; es decir desde 1190 hasta 1720 ms.

La frecuencia de muestreo es de 1 ms y por este motivo, se realizó un reprocesó a 4 ms, con la finalidad de poder asociarlo a la frecuencia de muestreo del volumen sísmico PSTM procesado con técnica Multifocus de 4 milisegundos.

Se determinó la fase de la sísmica, tomando una ventana de 1190 hasta 1720 ms, asociada a la Formación Basal Salinas y se trabajó con la aplicación de Mistie set existente en el proyecto realizado en Petrel. En la figura 27, se observa una ampliación de la información sísmica del VSP y del volumen sísmico, donde se puede notar que existe un desfase entre ambas.

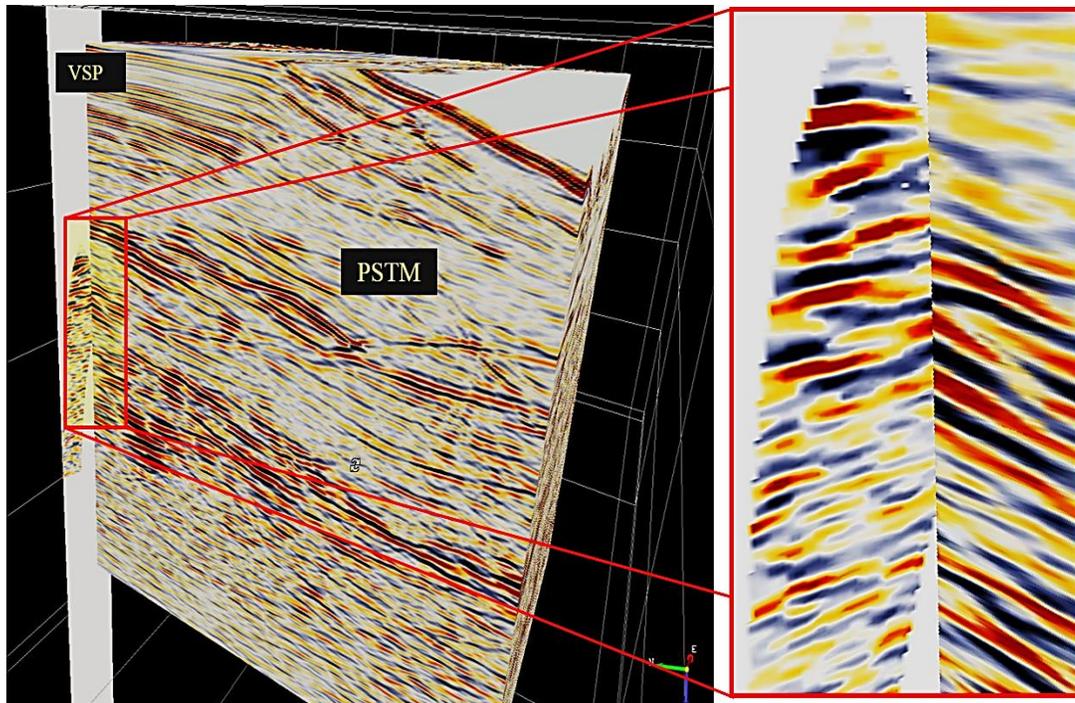


Figura 27. Desfase entre el corredor Stack del VSP y del volumen sísmico.

#### 4.9 Generación de sismogramas sintéticos.

Solo los sismogramas sintéticos (SS) pueden garantizar la correcta interpretación de los reservorios en términos de sísmica (Rondón, O., et al., 2002, Banch, R.E., y Jiménez, J.R., 2002; Banch, R.E., 2004; Tesi, M., 2011 y Soto J.A., 2013), en otras

palabras se garantiza la interpretación sísmica de los reservorios y la población de las leyes de velocidad en todo el campo. La población (interpolación y extrapolación) de valores de velocidad y su control estructural reducirán el riesgo estructural (prognosis de topes).

Para realizar la clasificación de facies sísmicas y caracterizar la Formación Pariñas, solo se usó la información que se encuentra dentro de los límites del volumen sísmico. En la figura 28, se observa la información validada y en líneas del color rojo se muestra la sísmica 3D y la que es el área de estudio. Nótese que existen tres plataformas que se encuentran dentro del polígono rojo, sin embargo también se encuentran información de pozos de dos plataformas más. Se ha contabilizado un total de 65 pozos.

Se procedió a revisar la existencia de los registros de sónicos, densidad y resistivos (Haykin, S., 1994). En la figura 29, se observa en la izquierda los pozos con registros de resistividad que están de color rojo, se han contabilizado 25 pozos. En la derecha de la figura 29, se observa en color azul los pozos que contienen información de registro sísmico. Se han contabilizado un total de 9 pozos. En color rojo se encuentran los pozos que tienen registros de densidad que son 8.

En la parte superior de la figura 30, se observa los 35 registros de resistividad. Se puede notar que estos registros han sido adquiridos en su mayoría desde la Formación Pariñas o por debajo de esta. En la parte inferior de la figura 30, se observan los 10 pozos con registros sónicos, sin embargo un pozo cae fuera del área de estudio. También se puede notar que no han sido adquiridos a lo largo del intervalo de las formaciones Pariñas – Balcones. Es por este motivo que se procedió a realizar pseudo sónicos en base al registro de resistividad utilizando la Transformada de Faust y/o utilizando redes neuronales artificiales con entrenamientos en base a otros registros.

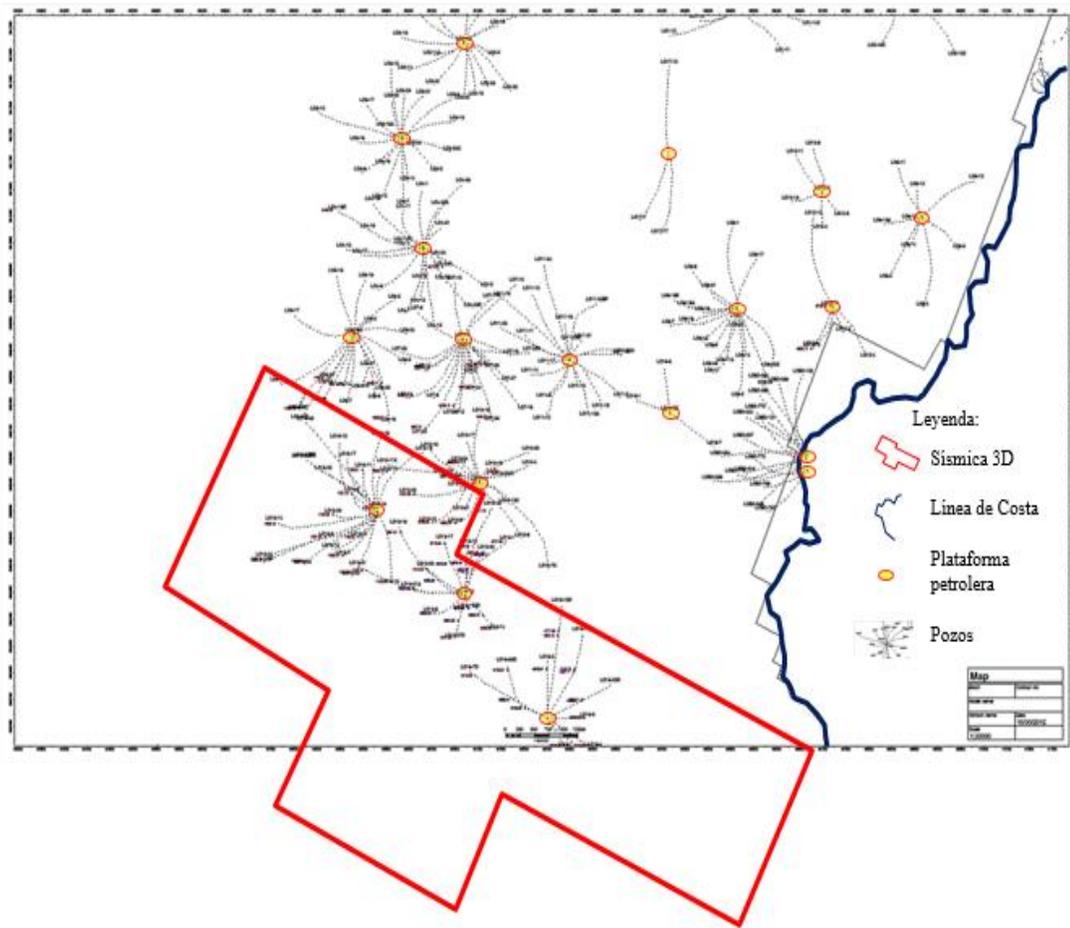


Figura 28. Área de estudio encerrada en polígono de color rojo.

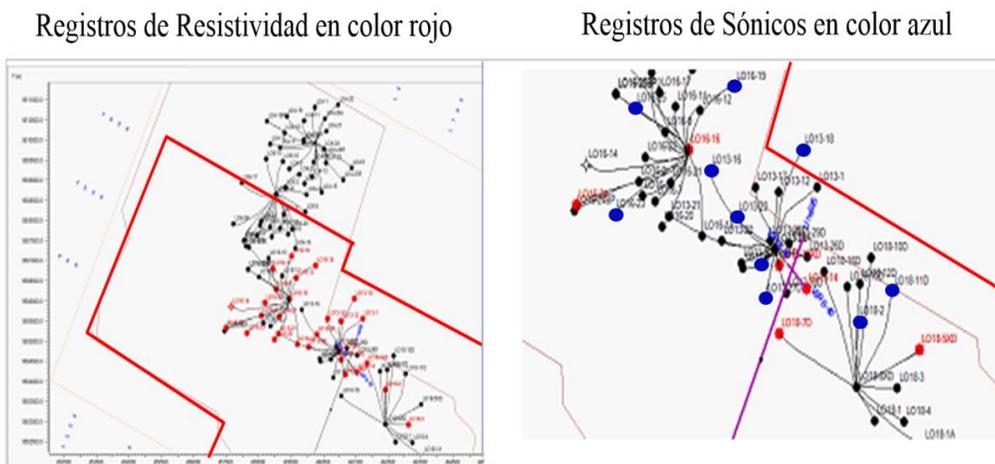


Figura 29. Información de pozos con registros de resistividad y sónicos.

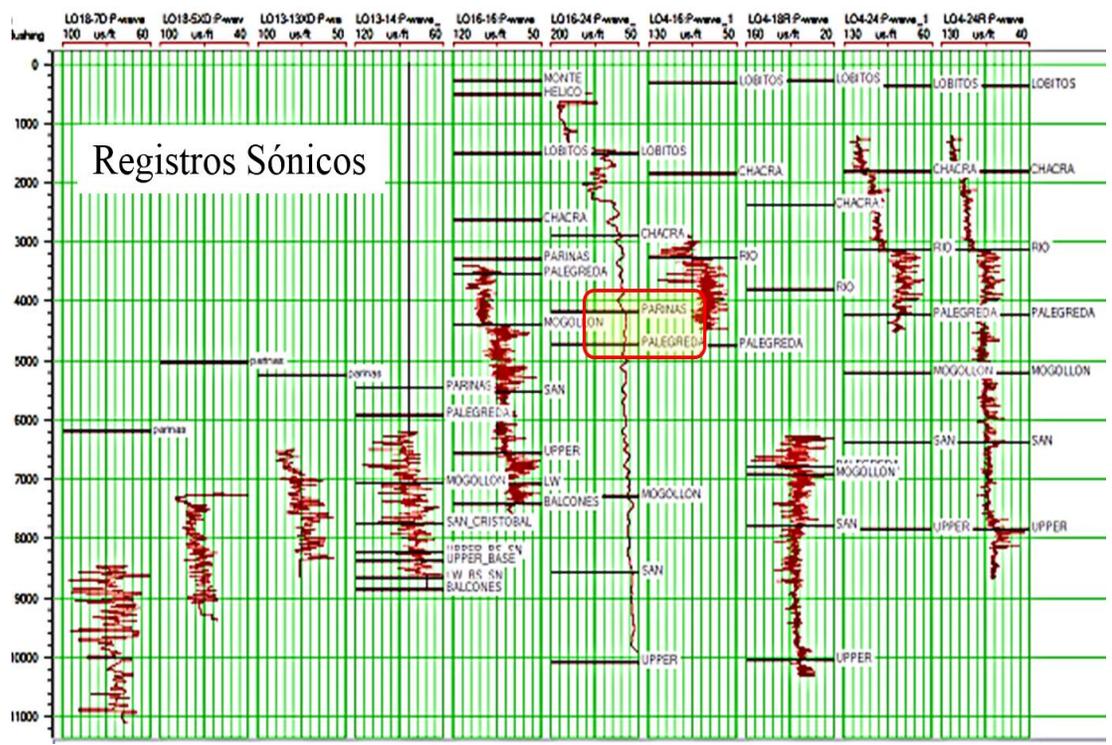
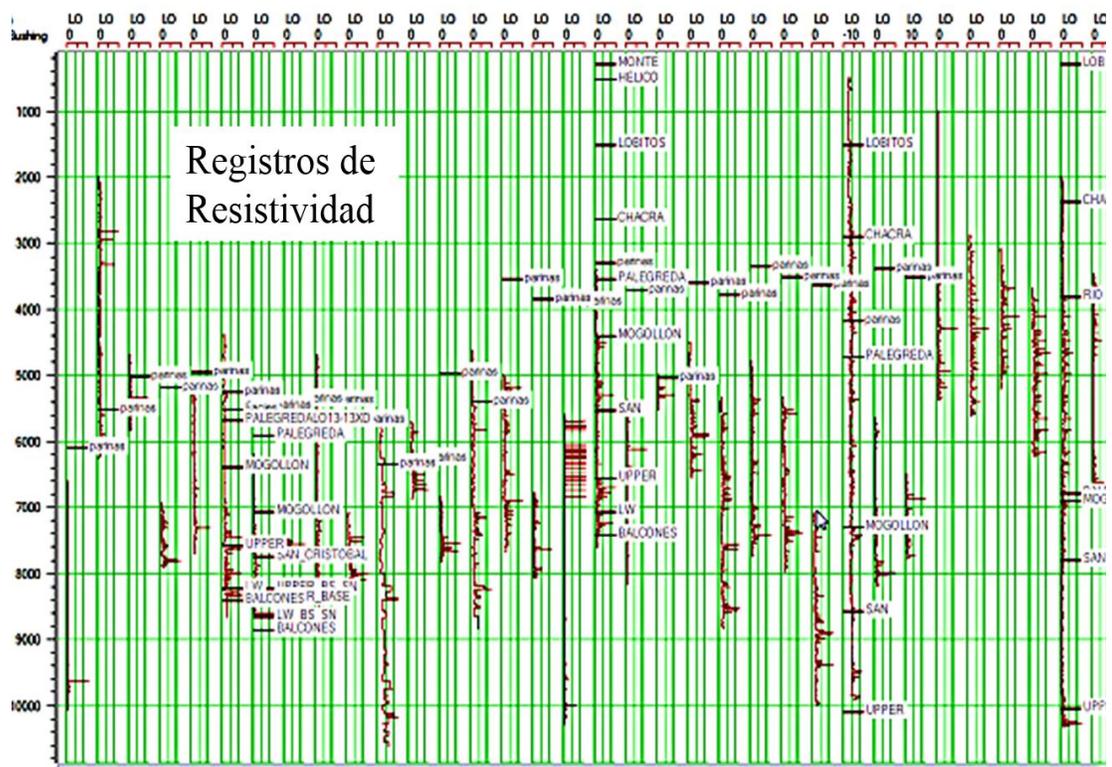


Figura 30. Registros de resistividad y sónicos del área de estudio.

A continuación se hace mención de algunos factores que contribuyen al error en la generación del sismograma sintético (Liner, C., 2004):

- Picos (Spikes) en los registros eléctricos.

En muchos de los registros eléctricos se han identificado una serie de picos, los cuales crean falsos coeficientes de reflexión. Y estos coeficientes de reflexión crean picos y valles en los sismogramas sintéticos. Esta situación hace que los sismogramas sintéticos no puedan ser atados certeramente con la sísmica. Esta calibración y los niveles de atadura hacen que las estimaciones estructurales y estratigráficas no tengan toda la confiabilidad y en algunos casos solo sean confiables en ciertos intervalos de la sección geológica. Para la cancelación de los ruidos en los registro eléctricos, se procedió a aplicar filtros de alta frecuencia (hasta 70 Hz), previo análisis de sensibilidad, con lo cual se garantizó la eliminación de los mismos.

- Pegado de los registros en diferentes corridas.

Es muy común ver este tipo de errores en los registro. Es una de las fuentes de incertidumbre en el desfase que hay entre cada pagada de registros. Para verificar el correcto pegado de las curvas de rayos gamma, sónicos, densidad y resistivos, entre otros, se recurrió a la confrontación con los Blue Print de campo.

- Diámetro del hoyo (Caliper).

Los registros sónicos están influenciados por la zona lavada u otros problemas del hoyo, disminuyéndose los tiempos de tránsito. Los datos de Tiros de Verificación Sísmica (Check Shots) también están contaminados con este problema. El correcto análisis de los niveles de afectación ocurridos por el diámetro del hoyo, se aprecia en el registro Caliper. Asimismo, el registro de densidad es altamente afectado y es muy poco lo que se puede hacer para mitigar este efecto. Es por esta situación, que se procedió a confrontar los registros sónicos registrados con los registros pseudo sónicos obtenidos a partir de la fórmula de Faust. La única manera de corregir este problema es purificando los registros, omitir los TVS que no se puedan utilizar y aplicar las correcciones ambientales y de dispersión a los registros sónicos.

- Rango de frecuencia (Sónico).

El rango de frecuencia de los registros sónicos opera en Kilo Hertz (alta frecuencia y pequeña longitud de onda) en cambio el de la sísmica marina la mayoría de las veces está entre los 10Hz y 80Hz (baja frecuencia, gran longitud de onda). Esto implica que los registros sónicos están influenciados mayormente por pequeños volúmenes de roca, en contraste con los recorridos de volúmenes mayores de roca de las ondas sísmicas.

- Ondícula.

La ondícula debe ser definida en los programas por el usuario, ya sea teórica (Ricker, Gauss, etc.) o extraída de la sísmica. Sin embargo mientras viaja por el subsuelo va cambiando sus propiedades físicas (amplitud, fase, forma, etc.). Este tipo de problemas deben ser resueltos conjuntamente con la generación del sismograma sintético. Una buena opción es hacerla por ventanas de tiempo y aplicarlas al sismograma sintético.

#### 4.9.1 Generación de registros pseudo sónicos.

Para tener la tabla tiempo profundidad (TZ) y así construir en modelo de velocidades, se generaron registros pseudo sónicos a partir del registro resistivo, utilizando la Transformada de Faust (Soto J.A., 2013). Que es estimar un perfil de tiempo de tránsito a partir de un registro de resistividad. La solución clásica a este problema fue publicada por Faust en 1953, esta es:

$$\text{Velocidad} = a * (\text{Profundidad} * \text{Resistividad}) ^ b$$

$$\text{SONICO} = 1000000 / \text{Velocidad}$$

Donde, a y b son parámetros (conocidos como constante y exponente de Faust respectivamente). Faust, en su trabajo original estimó a = 1947 y b = 0.1667. Estos valores fueron calculados en función de un gran número de mediciones de pares tiempo de tránsito, resistividad en varias localidades, el cálculo efectivo se realizó con un modelo de regresión lineal (Hampson, B., et al., 2001).

También se usó el entrenamiento de las redes neuronales artificiales para generar registros pseudo sónicos. Este entrenamiento consistió de utilizar como datos de

entrada registros de Rayos Gamma, de Densidad, de Resistividad, de Sismograma Sintético y de la Traza sísmica extraída de la trayectoria del pozo; como datos de salida (datos de control) se usó el promedio de registros sísmicos de pozos cercanos.

#### *4.9.2 Revisión de los check shots.*

Antes de utilizar la tabla TZ (tiempo vs profundidad) de los Check Shots, es fundamental verificarlos en búsqueda de tendencias, regímenes de compactación, zonas de inversión o anomalías (Banch, R.E., y Michelena, R., 2000; Banch, R.E., y Jiménez, J.R., 2002; Banch, R.E., 2004). El control de calidad de los check shots se basa en desplegar gráficos de Velocidad (interválica) versus Profundidad para los pozos que posean datos de velocidad.

#### *4.9.3 Calibración del registro sísmico con los check shots.*

Esta calibración se realiza con el fin de obtener un nuevo registro de velocidad con mejor resolución que los check shots y que abarque un intervalo más amplio que el registro sísmico (Haykin, S., 1994). Teniendo registros sísmicos o pseudo sísmicos y velocidades interválicas de los Check Shots (5 pozos en el área), se realizó la calibración.

#### *4.9.4 Cálculo de sismogramas sintéticos.*

Al tener una relación tiempo-profundidad para cada pozo, es posible realizar la correlación entre las superficies interpretadas de la sísmica asociadas al tope de los intervalos de interés, y sus correspondientes marcadores interpretados de los pozos (Soto J.A., 2013). Esta etapa del control de calidad es fundamental, ya que permite detectar posibles problemas que se presentarán a la hora de la construcción del modelo de velocidades (Tesi, M., 2011). Diferencias entre el reflector sísmico y el marcador del pozo pueden ser producto de varios factores, uno de ellos es la relación tiempo-

profundidad, la cual podría no estar bien calibrada (Haykin, S., 1994; Hampson, B., et al., 2001; Rondón, O., et al. 2002, Williamson, A., et al., 2002; Tesi, M., 2011).

Los sismogramas sintéticos convierten las propiedades de rocas medidas en el pozo en una traza sísmica sintética. Esto se logra usando el modelo convolucional de la traza sísmica. El primer paso es extraer la serie de reflectividad de los registros de velocidad y densidad. Luego convolucionar esta serie con una ondícula sísmica extraída de la trayectoria del pozo o fijada por el intérprete. Por último, es necesario verificar el amarre entre la traza generada y la traza real.

El registro pseudo sónico fue generado aplicando la transformada de Faust usando el registro de resistividad. El registro pseudo sónico se corrige usando las velocidades interválicas del Check Shot. Se convoluciona el registro de densidad con el pseudo sónico y se obtiene la impedancia acústica (IA). Según Liner, C. (2004), se deriva directamente del registro de densidad ( $\rho$ ) y velocidad ( $V_p$ ). Con las impedancias acústicas se calcula los coeficientes de reflexión ( $C.R. = (IA_2 - IA_1) / (IA_2 + IA_1)$ ) (Sheriff, R.E., 2002). Estos coeficientes de reflexión se convolucionan con la ondícula extraída preferiblemente por ventanas de tiempo de la trayectoria del pozo a través del volumen sísmico.

#### *4.10 Generación del Modelo de velocidades.*

Para la construcción del modelo de velocidad se utilizaron varios modelos generados y luego compilados en uno solo (Haykin, S., 1994). A continuación se detallan la generación de los diferentes modelos de velocidades que se realizaron para obtener el que represente mejor el campo de velocidades.

El trabajo de construcción del modelo de velocidad 3D en el Campo Lobitos empezó, con la revisión de la información existente en el área. La siguiente información se utilizó para la generación del modelo:

- Cinco levantamientos de pruebas de velocidad de pozo o “Check Shot” en los pozos LO4-24R, LO19-5X, LO13-14, LO6-26 y LO16-14. Este último pozo se mostró anómalo en sus valores de tiempo de tránsito antes y después de llevarse a la vertical (o zero offset).
- Registros Sónicos desde los cuales se obtuvo valores de Tiempo de Tránsito (microseg/ft) y su inversa “Slowness”.
- Slowness (suavizado de velocidad) obtenido de cada registro sísmico.
- Registros resistivos los cuales se utilizaron para la obtención de valores de tiempo de tránsito usando la fórmula de Faust.
- VSP LO13-14 y calibración del corredor Stack con el volumen 3D.
- Volumen sísmico con Procesamiento PSTM
- Volumen sísmico con Reprocesamiento PSTM
- Volumen sísmico con Reproceso con técnica Multifocus
- No se contó con velocidades de migración para los registros sísmicos 2D.

#### *4.10.1 Modelos de velocidades basados en curvas T-Z de los pozos.*

Estos modelos se generan en el caso de contar con relaciones tiempo-profundidad en más de un pozo. Se usa esta fórmula:  $V=V_0+kZ$  y también  $V=V_0+k(z-z_i)$ , donde  $V_0$  es la velocidad en el datum o en el tope de la capa;  $k$  es la gradiente de variación de velocidad;  $z$  y  $z_i$  son los valores fijos de los topes estratigráficos en profundidad. El valor de  $V_0$  se interpola lateralmente para generar un mapa para cada intervalo, mientras que el valor de  $k$  es promediado para arrojar un valor constante para cada intervalo. Este es el modelo original, que no considera la corrección de los marcadores. Posteriormente se generó un modelo corregido en el cual se calcula la velocidad para que las superficies se ajusten con los marcadores en cada pozo.

#### *4.10.2 Modelos de velocidades basados en velocidades de apilamiento.*

Se generan estos modelos para zonas donde no hay información de velocidad proveniente de pozos por falta de registros o por no haber pozos. Se usa la velocidad de apilamiento proveniente de los procesos de procesamiento de datos sísmicos. La propiedad se generó de la siguiente manera: se creó una malla simple en 3D, sin información estratigráfica ni estructural, con resolución lateral de 200x200 pies (debido al carácter suavizado de las variaciones de las velocidades de apilamiento) y resolución vertical de 100 ms (intervalo de muestreo de los puntos de velocidad). Posteriormente, los puntos de velocidades de apilamiento fueron convertidos a velocidades interválicas y velocidades promedio vía la ecuación de Dix, que se utiliza para calcular la velocidad interválica ( $V_{int}$ ) en una serie de capas a partir de velocidades RMS. Los puntos de velocidad promedio fueron escalados a la malla 3D, generando la propiedad. La interpolación lateral y vertical de dicha propiedad se realizó aplicando un algoritmo determinístico denominado Moving Average.

#### *4.10.3 Modelos de velocidades basados en funciones definidas por el usuario.*

Se hizo una gráfica de velocidad promedio vs tiempo doble de viaje para todos los pozos en el área. A partir de esta gráfica se ajustó una función a los puntos. En base a la malla 3D ya generada, se creó una nueva propiedad de velocidad promedio, utilizando como dato de entrada la función ajustada. Esta nueva propiedad de velocidad promedio fue utilizada como dato de entrada para el modelo, al cual nuevamente se le incluyó la corrección de marcadores.

#### 4.10.4 Modelos de velocidades combinando información de pozo con velocidades de apilamiento (factor de anisotropía).

Se generó una propiedad de velocidad promedio a partir de la relación tiempo profundidad de los pozos. También se tiene la propiedad de velocidad promedio a partir de velocidades sísmicas. Ahora, estos datos son escalados a la malla 3D (cabe destacar que se utilizan velocidades provenientes de los check shots, y no de los sónicos calibrados, ya que la resolución vertical de la malla es muy grande para captar las sutiles variaciones de estas últimas). Posteriormente, mediante la opción de calculadora de propiedades, se calcula un factor de anisotropía entre las velocidades sísmicas y las velocidades de pozo, mediante la siguiente fórmula:  $F\_Aniso = V_{avg}(\text{pozos}) / V_{avg}(\text{sísmica})$ . Entonces este valor se grafica versus el tiempo doble de viaje correspondiente a la celda de la cual proviene dicho valor. De esta gráfica  $F\_Aniso$  vs tiempo doble de viaje (figura 31), se construye una función de tendencia que suavizará los valores del factor de anisotropía. Esta función, de nuevo mediante la calculadora, es multiplicada por la propiedad de velocidad promedio sísmica original, dando como resultado la propiedad calibrada. Nuevamente se aplica la corrección con marcadores.

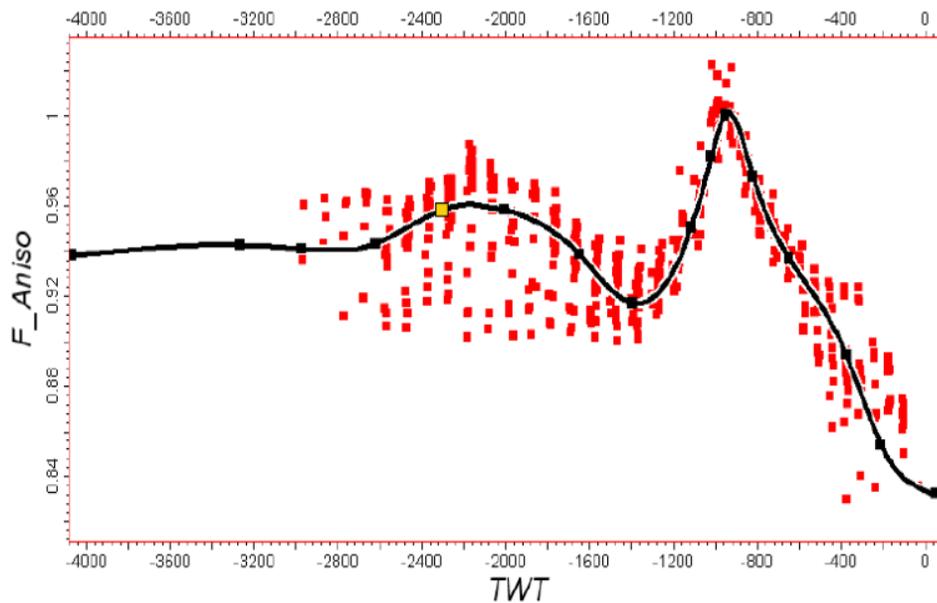


Figura 31. Función de Anisotropía (adimensional) vs Tiempo doble (ms), con su función de ajuste suavizada (línea negra).

#### *4.10.5 Modelo de velocidades basado en interpolación por método de kriging de los valores de velocidad en los pozos.*

Para la interpolación lateral de la propiedad de velocidad promedio, en primer lugar es necesario determinar la dirección de anisotropía de dicha propiedad. Para ello, se genera un mapa de varianza (figura 32). Podemos observar que la propiedad presenta una ligera anisotropía aumentando su varianza más rápidamente (es decir, los valores pierden correlación) en la dirección NNO-SSE. En la figura 32, la flecha indica la dirección de mayor rango, que es perpendicular a la dirección de mayor anisotropía.

Posteriormente, para la generación de los variogramas que se utilizarán en la interpolación lateral y vertical de la propiedad, se utiliza el módulo de Data Analysis. Con la propiedad de velocidad, y de acuerdo con ciertos parámetros de escogencia de los puntos para el cálculo de la varianza (distancia  $h$  o lag, radio de búsqueda, ángulo de abertura), se generan tres variogramas experimentales, uno en la dirección de rango mayor, otro en la dirección de rango menor (ambas determinadas mediante el mapa de varianza) y un tercero en la dirección vertical. Cada variograma experimental es ajustado a un modelo de variograma que puede ser gaussiano, esférico o exponencial. El modelo seleccionado presenta rangos diferentes en las tres direcciones; sin embargo debe tener la misma asíntota y el mismo efecto pepita. De modo que el proceso se considera satisfecho cuando, ajustando los parámetros de búsqueda, se logre en los 3 variogramas (a) ajustar el modelo lo más posible al variograma experimental, (b) una asíntota cercana a 1, y (c) un efecto pepita cercano a 0.

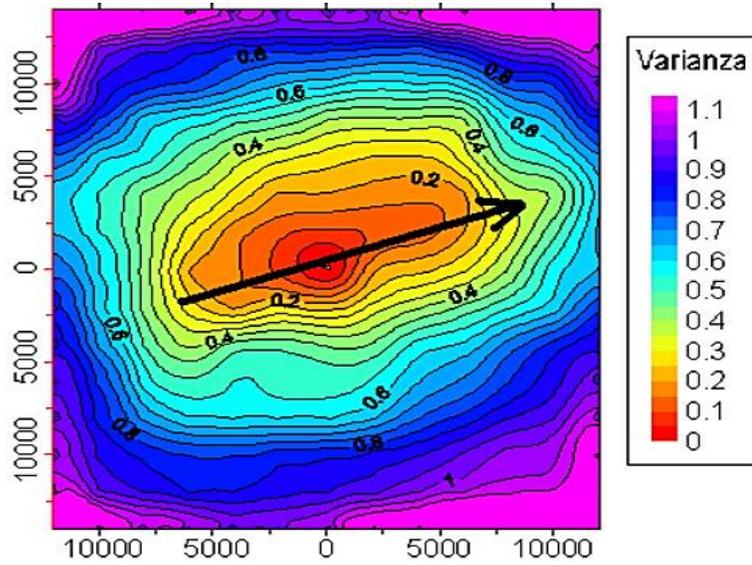


Figura 32. Mapa de varianza para la propiedad de velocidad promedio derivada de los pozos.

#### 4.10.6 Modelo de velocidades basado en geoestadística, combinando información de pozo con velocidades de apilamiento.

Este modelo se calculó teniendo como datos de entrada: la propiedad de velocidad a partir de velocidades sísmicas, la propiedad de velocidad a partir de la relación tiempo profundidad de los pozos y los variogramas. Los algoritmos utilizados son:

**Kriging con tendencia:** se implementa el kriging con las velocidades de pozo al igual que en el modelo anterior, sin embargo con la variante de introducir una propiedad secundaria que sirva como tendencia al proceso de interpolación, en este caso la propiedad de velocidad sísmica.

**Cokriging:** la propiedad primaria es la velocidad de los pozos, y se le asigna la velocidad sísmica como propiedad secundaria. El factor de correlación entre ambas propiedades es calculado automáticamente por el software.

#### *4.10.7 Validaciones cruzadas.*

La idea general de la validación cruzada es determinar el poder predictivo de un modelo (Haykin, S., 1994). De esta manera, se compara el valor real de una variable en un punto, proveniente de una medición dura, con el valor que la variable adquiriría en tal punto en caso de que no hubiere información en éste. En este caso, se retira el dato de velocidad de un pozo del análisis y se calcula el valor de velocidad en la ubicación de este pozo, tomando como dato de entrada las velocidades de los demás pozos en el área. En cada pozo se calcula el error porcentual entre el valor real y el valor modelado, y se calcula el promedio del error para todos los pozos. Se realizó validación cruzada en cada tipo de modelo de velocidad implementado para determinar el poder predictivo de los modelos y compararlos unos con otros.

Esto se hizo para todos los tipos de modelo obteniendo como resultado que todos tienen errores aceptables sin embargo se hizo la unión de muchos de ellos. Se utilizó como entrada primaria para el modelo geoestadístico con el método de kriging, las velocidades de apilamiento de la sísmica corregidos con anisotropía de velocidades (TZ) de los pozos y como entrada secundaria el mapa de variogramas de cada nivel. Este es el modelo resultante que se utilizó para convertir del dominio del tiempo al de profundidad.

En la figura 33, se observa una sección sísmica arbitraria, en la cual se resalta en círculos de color rojo los topes estratigráficos correspondientes a la Fm. Pariñas, en la cual se puede ver una clara correspondencia con el modelo de velocidades que se superpone a la sísmica.

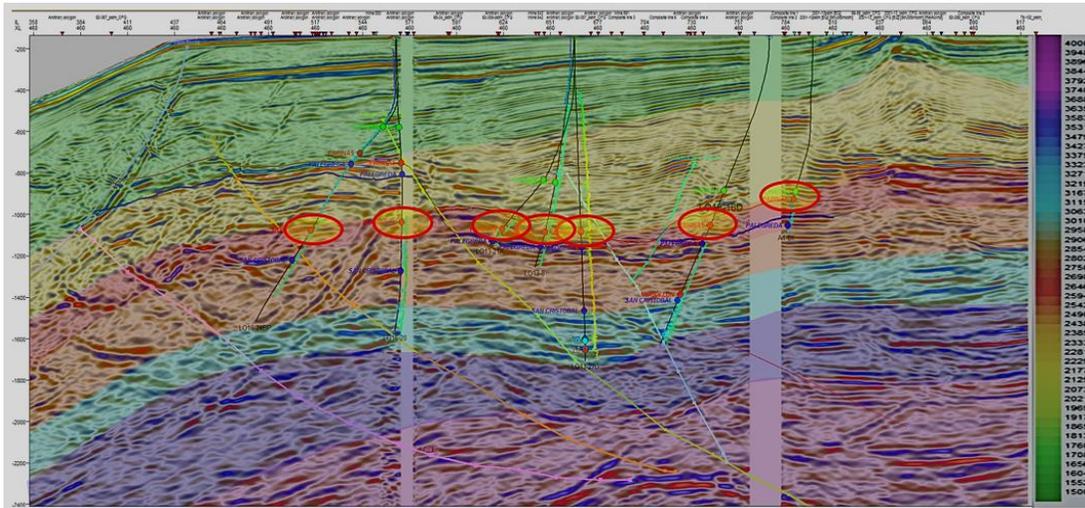


Figura 33. Sección sísmica arbitraria superpuesta con el modelo de velocidades.

#### 4.11 Conversión tiempo – profundidad.

De cada horizonte, se toma el mapa estructural en tiempo y se multiplica por el modelo de velocidad correspondiente para convertirlo a profundidad. Se ajustan los mapas estructurales en profundidad con los topes geológicos y elementos estructurales definidos en los pozos en el modelo estratigráfico (Banch, R.E., y Michelena, R., 2000; Banch; R.E., y Jiménez, J.R., 2002; Banch, R.E., 2004).

En la parte superior de la figura 34, se observa la hoja de cálculo para convertir los horizontes sísmicos interpretados en tiempo y llevarlos a profundidad. Se utiliza los topes formacionales correspondientes a cada horizonte sísmico para corregir el resultado. Se utilizó la fórmula  $V=V_0+kz$ , donde  $V_0$  y  $k$  se conocen del modelo de velocidades basados en curvas T-Z de los pozos. Una vez creada esta hoja de cálculo se procede a editarla. En la parte inferior de la figura 34, se observa la misma hoja de cálculo, sin embargo se escoge la opción de edición. Como datos de entrada se usan los horizontes sísmicos interpretados en tiempo, se usa para corregir los topes formacionales y se usa el modelo de velocidades basado en geostatística, combinando

información de pozo con velocidades de apilamiento (el que se escogió como aceptable para representar el área de estudio). El resultado son las superficies en profundidad.

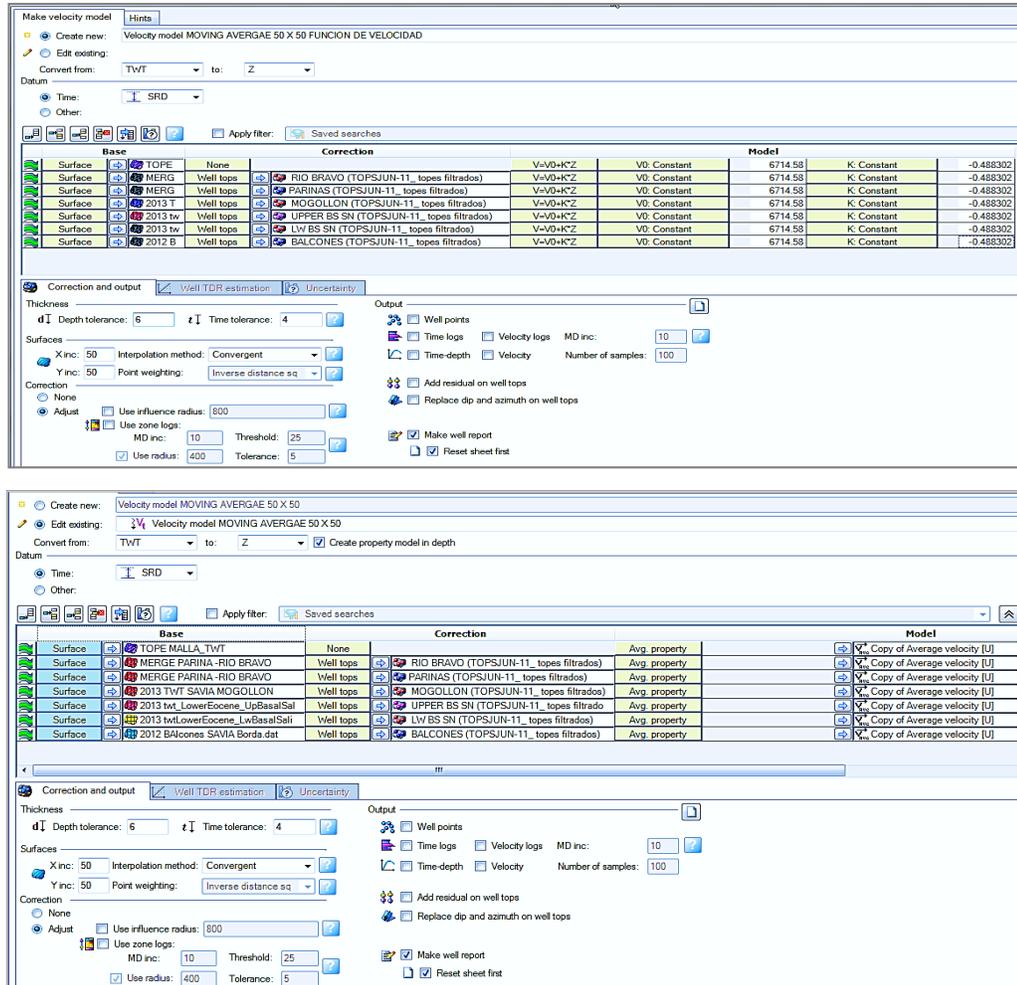


Figura 34. Hoja de cálculo para convertir superficies de tiempo a profundidad.

#### 4.12 Cálculo de atributos sísmicos.

La primera fase de los trabajos de estimación de facies sísmicas, empezó con la cancelación de ruidos aleatorios y coherentes. Se corrigió el desfase ocurrido entre el cubo sísmico PSTM y el VSP del Pozo LO13-14. Cabe resaltar que el nuevo cubo generado y girado en fase solo es válido para la Formación Salina, y específicamente

para el Upper y Lower Basal Salina. Ya que el VSP registrado, no puede ser utilizado en la parte superior para Pariñas por cuanto fue enfocado para estimar profundidades por debajo de la profundidad final que alcanzó el pozo.

Se calcularon atributos para cada uno de los 3 cubos sísmicos involucrados en el estudio. La información sísmica 2D, no fue objeto de evaluación por atributos sísmicos, esta información no se analizó debido a su pobre calidad. Tampoco se integró a los trabajos de predicción de propiedades de reservorios, fuera del alcance de los pozos.

Se calculó atributos basados en la Transformada de Hilbert, Transformada rápida de Fourier, atributos geométricos y de Varianza (Coherencia). Los atributos de Hilbert y Fourier así como las impedancias se utilizaron en los cálculos de los bloques de facies sísmicas (Williamson, A., et al., 2002). El cubo de Varianza se utilizó para delinear la geometría de los patrones sedimentarios; determinar las ventanas de análisis de facies sísmicas y las ventanas de los trabajos de correlación multiatributo.

#### *4.13 El uso del método de reducción de datos.*

En la figura 35 se muestra el esquema de trabajo con atributos múltiples. Observamos que después de terminar la tarea convencional, es decir el cálculo de atributos, se logra obtener un atributo que pueda ser correlacionado con alguna propiedad de reservorio. Esta evaluación pasa por la generación de regresiones múltiples y el análisis de anidamiento de las superficies de atributos. Estas tareas toman mucho tiempo evaluar, interpretar e integrar a la construcción del modelo estático. Es por esta razón que en la actualidad antes de hacer la clasificación de facies sísmicas, se aplica métodos de reducción de datos denominados Análisis en Componentes Principales (PCA).

En este procedimiento se realiza la proyección de los datos (muestra a muestra), en sus componentes principales (PCA) (figura 35). Este paso hace que mediante una

proyección en ejes se “reordene” la información sísmica (muestra a muestra), dentro de nuevos cubos, los cuales son denominados cubos PCA, que tienen como principal característica, la unicidad de la información y la cancelación de la redundancia en los datos. Los cubos de menor orden PCA1, PCA2, PCA3, normalmente contienen información con estas características, los cubos de mayor orden, normalmente contienen ruido e información no coherente, sin embargo esta no es una regla. Es por esta razón que en la actualidad antes de hacer la clasificación de facies sísmicas, se aplica métodos de reducción de datos como el antes mencionado, ya que este tipo de método permite:

- Analizar la redundancia de los datos, para seleccionar de mejor manera el número de componentes a utilizar en futuros análisis de clasificación.
- Ayuda a entender cuáles muestras o atributos contribuyen más en la descripción de la tendencia del grupo de datos, identificando la dirección de elongación principal de un crossplot de N dimensiones.
- Proporciona un mejor entendimiento de la dependencia y correlación de la relación valores de atributos-evento sísmico.
- Ayuda a eliminar el ruido o identificarlo, sea coherente o aleatorio.

**¿Cuántos y qué Cubos Interpretar, Utilizar? ... Objetivo !!!**

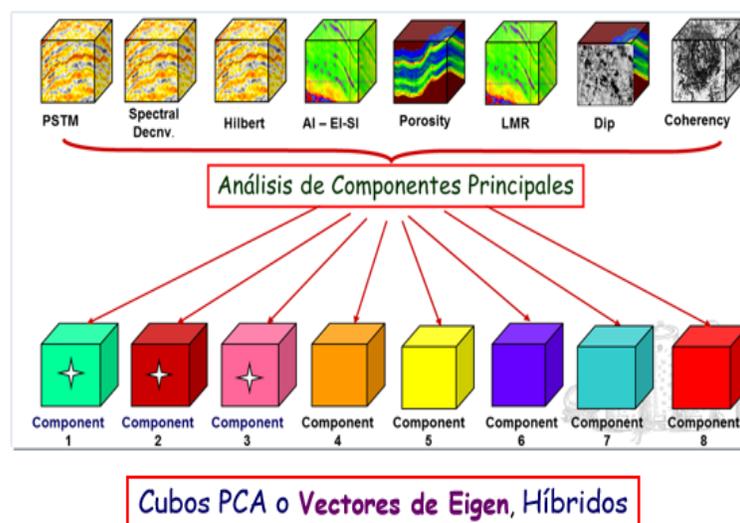


Figura 35. Uso del análisis de componentes principales.

#### 4.13.1 El uso del Análisis de Componentes Principales.

El análisis de componentes principales es una técnica estadística, ampliamente usada para la reducción de datos. Esto consiste en graficar volúmenes de atributos para crear una nube de datos multidimensional. Los componentes son vectores, los cuales son seleccionados según el que mejor represente la nube de datos. En el caso de los bloques de atributos el número de componentes es igual al número de atributos (figura 36).

El vector que representa al primer componente corresponde a la máxima elongación de la nube de datos. Los componentes siguientes son sucesivamente ortogonales a los demás.

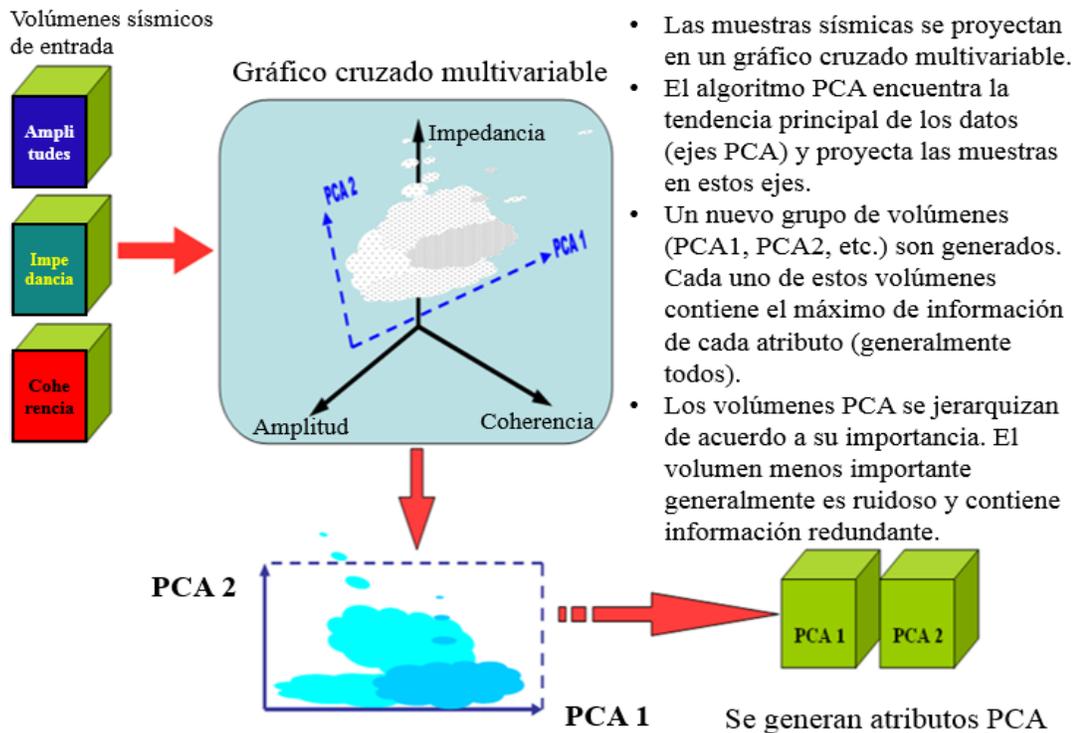


Figura 36. Vectores de Eigen en la reducción de datos.

La reducción de datos se obtiene al eliminar los componentes que tienen el menor efecto sobre el componente principal que a su vez corresponden a los componentes con la menor variabilidad (típicamente datos redundantes o ruido). Esto se determina al analizar los autovalores de cada componente.

La regla que se aplica es que los componentes con autovalores menores a 1 se asumen generalmente que proporcionan la menor contribución a la máxima elongación de los datos y pueden ser eliminadas. En la figura 37, se puede observar en la parte superior izquierda, el total de ocho atributos que son analizados, debajo de esta tabla están los ocho componentes resultantes del análisis. Encerrado en rectángulo de color rojo se puede observar que el componente 4 tiene el valor de Eigen mayor a 1, y una acumulación casi de 70. Por recomendación se debe escoger el valor de Eigen mayor a 1, es por este motivo que este valor es aceptable. Otro método para escoger el componente máximo de buena información es gráficamente, como se observa en la derecha de la figura 37. Encerrado en círculo de color rojo se identifica un cambio en la pendiente de la recta, lo que significa que hay una alta variación entre los datos.

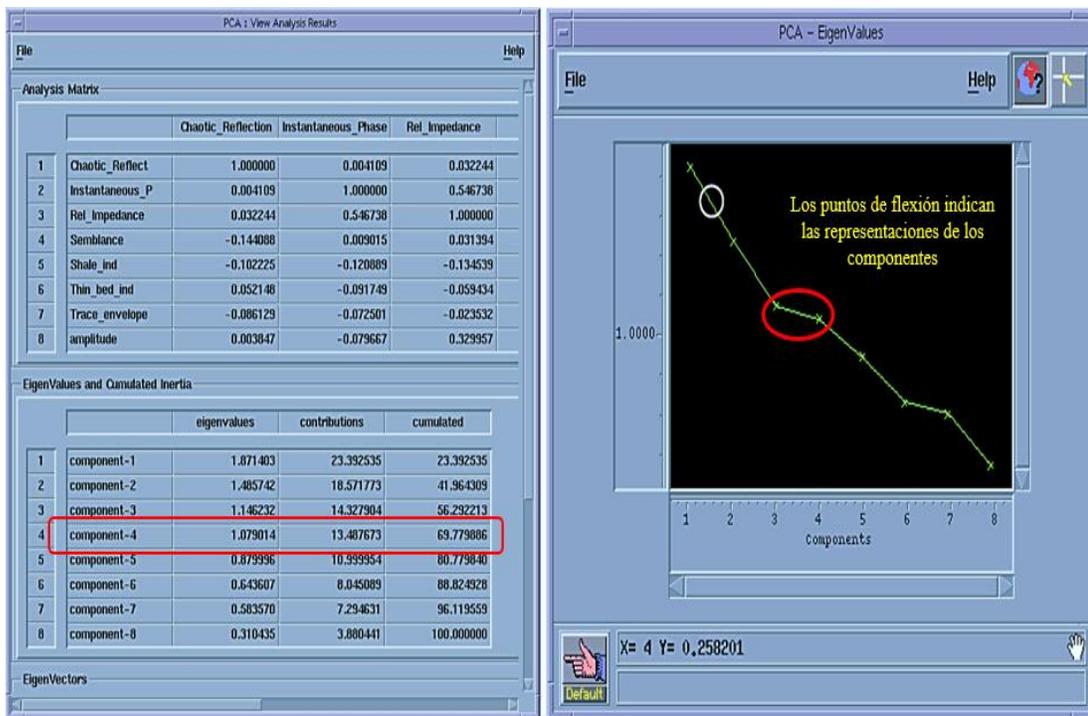


Figura 37. Análisis de los componentes principales en la reducción de datos.

#### 4.14 *Clasificación de Facies Sísmicas de la Formación Pariñas.*

Los mapas de facies sísmicas se generaron en la aplicación Stratimagic de Paradigm. Esta aplicación permite hacer numerosos análisis sísmicos, entre ellos la clasificación de facies mediante el uso de redes neuronales (Manual de Stratimagic, 2007).

La importancia del número de clases para la clasificación de facies sísmicas se puede explicar mediante un breve ejemplo (Rondón, O., et al. 2002); si se tiene que clasificar un grupo de 10 personas por su color de piel, el número de clases sería la cantidad de grupos que se podrían clasificar. Si nada más se cuenta con dos grupos o clases, blanco y negro, las personas que tengan color de piel mezclada como morenos o trigueños tendrían que ser incluidos en alguno de estos dos grupos aunque ese no sea su color de piel real. De esta manera se estaría perdiendo cierta información acerca del color de piel de las personas por falta de clases. Si se tiene el mismo grupo de 10 personas y se cuenta con 15 grupos distintos de clasificación o clases, es probable que personas con un color de piel muy parecido sean clasificados en 2 grupos diferentes. A esto se le llama redundancia y se genera cuando existe un exceso de número de clases.

Durante el proceso, el programa crea una serie de formas de traza de manera aleatoria, las cuales gradan de una forma a otra acoplándose al número de clases determinado por el usuario. Este modelo se denomina modelo inicial de forma de trazas. Luego cada traza es comparada con el modelo inicial. El modelo de traza que más se parezca a la traza que se está procesando en ese momento es luego modificado levemente para incorporar características de la traza seleccionada. De esta manera la influencia de la traza seleccionada es incorporada al modelo inicial. Esta influencia ocasiona que el modelo de traza se organice, cambiando la forma de la traza de una clase a otra con un significado bastante geológico (Williamson, A., et al., 2002).

Este proceso es repetido para cada traza en el subconjunto de datos, resultando en un conjunto de modelos de trazas cuyas formas se basan en el modelo de trazas inicial. El

proceso completo entonces es repetido en base a un número de iteraciones definidas por el usuario. Una vez que se crean los modelos de trazas, cada intervalo de traza es entonces clasificado por asignación de un modelo de traza. El uso más común para este método es clasificar las trazas según sus formas (clasificación de trazas). Este método de clasificación genera Mapas de Facies Sísmicas.

Para poder realizar dichos mapas fueron necesarios básicamente dos datos de entrada:

- Volumen sísmico de amplitud.
- Horizonte de referencia.

En el presente caso el volumen sísmico de amplitud que se utilizó fue un cubo sísmico pre apilado de 64 bits. Además, se asociaron los horizontes Tope Pariñas y Tope Palegreda a la plataforma EPOS de Paradigm, los cuales sirvieron de referencia para realizar los mapas de facies sísmicas.

#### *4.14.1 Generación de superficies de referencia.*

Los niveles de referencia son los horizontes sísmicos interpretados del reflector correspondiente a los topes de las formaciones Pariñas y Palegreda. El intervalo entre Pariñas superior e inferior tiene un espesor considerable (aproximadamente 200ms) y además engloba las secuencias a, b y c que son las unidades de interés. Para poder reconocer patrones sedimentarios en las imágenes sísmicas, primero debemos hacer el control de calidad de la interpretación sísmica. Para esto se realizan varias secciones arbitrarias en la sísmica, para poder identificar los reflectores sísmicos correspondientes a las secuencias a, b y c. El objetivo de generar otras superficies de referencia en el intervalo ya mencionado, es caracterizar las diferentes unidades en cuanto a estratigrafía, propiedades de roca y fluido como una manera de encontrar zonas prospectivas con ciertas características en los niveles. Recordando que en sísmica existe el fenómeno de la interferencia de ondas, las cuales pueden ser constructivas y/o destructivas, alterando las facies sedimentarias.

#### *4.14.2 Generación del intervalo.*

El paso posterior fue definir el intervalo dentro del cual se buscarían y clasificarían la forma de las trazas. Para ello, primero fue necesario visualizar la forma de la traza en la zona de interés y la variación lateral de la misma. Cabe destacar que, al construir los intervalos en Stratimagic se genera un mapa de espesor del intervalo de manera automática.

Se realizaron diversas secciones geológicas con su correspondiente sección sísmica, con la finalidad de observar los cambios laterales de la forma de la traza y el comportamiento de la misma en la cercanía de cada pozo.

#### *4.14.3 Mapa de facies para el horizonte Pariñas.*

Hay que recordar que el motivo de generar estos mapas, tomando como referencia el horizonte Pariñas es hallar tendencias basadas en las facies sísmicas para los diferentes intervalos (a, b y c), los cuales se puedan integrar con información petrofísica de pozo (como por ejemplo, mapas de electrofacies), de espesores de arena, presencia de fluidos, entre otros.

En este caso se utilizaron métodos no supervisados de redes neuronales mediante la aplicación Stratimagic, para clasificar facies sísmicas a partir de la forma de la onda. Como ya se mencionó anteriormente los parámetros que puede variar el usuario son el número de clases y el radio de muestreo. Para la realización de los mapas de facies sólo se varió el número de clases y el radio de muestreo se fijó cada 3 líneas y cada 3 trazas. Al realizar varias pruebas se pudo observar la gran influencia en los resultados del número de clases fijada por el usuario. Por esta razón se decidió realizar varios mapas para cada intervalo, variando el número de clases y observando los resultados.

Algunos de los mapas de facies sísmicas generados con diferentes clases e intervalos, se encuentran en la sección de apéndices. Allí se puede observar que muchos de ellos

dieron una respuesta redundante, muchas veces generada por un exceso en el número de clases. Como por ejemplo el mapa de facies sísmicas para Pariñas con 11 clases, en el que se puede observar mucho detalle y es difícil hallar una tendencia.

El mapa para el cuál se pudo interpretar de manera más clara una tendencia e identificar grupos de clases para el horizonte Pariñas fue el correspondiente al intervalo a con 7 clases (derecha de la figura 38). Este intervalo de muestreo consta de una superficie superior (Fm. Pariñas) pero 40 ms por debajo (intervalo a). Este intervalo se creó para realizar algunas pruebas y observar si los resultados eran más favorables que los arrojados por los otros dos intervalos. La otra herramienta bastante útil, muestra las diferentes formas de onda que la red toma como referencia y los colores que representan cada forma de onda (izquierda de la figura 38). En la parte inferior del cuadro se muestra un línea roja la cual, según el manual del programa (2004), “debe ser una pendiente con cambios suaves en su inclinación”, para que los resultados arrojados por el mapa sean coherentes.

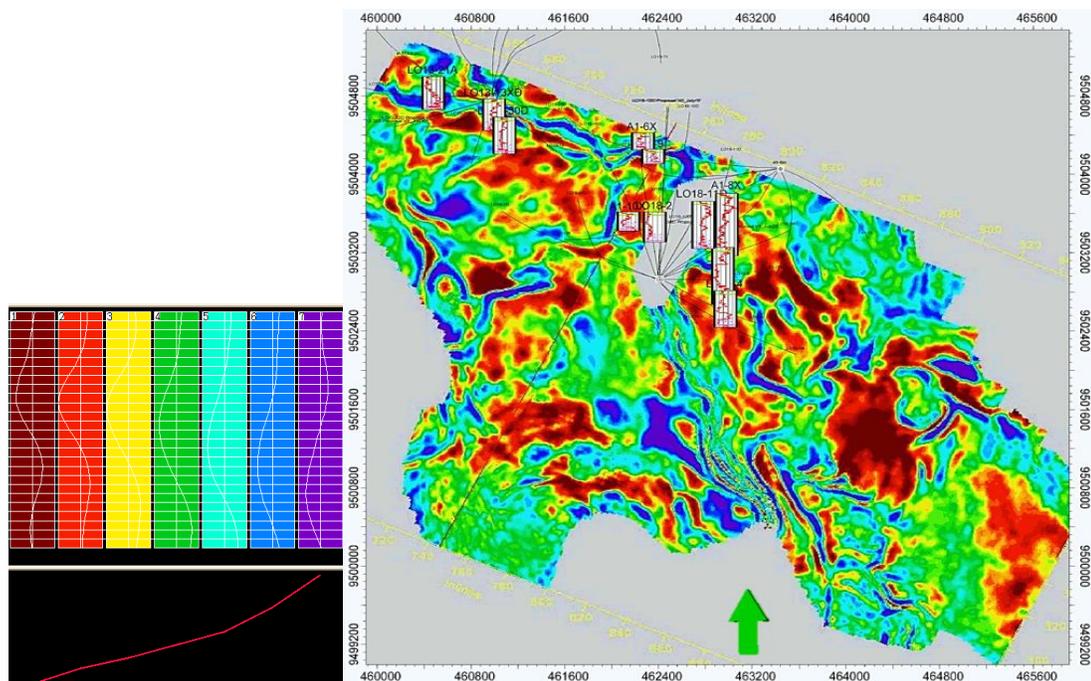


Figura 38. Mapa de facies sísmicas correspondientes al horizonte Pariñas en el intervalo “a” con 7 clases.

## CAPÍTULO V

### *RESULTADOS Y ANÁLISIS*

En este capítulo se presenta y se interpreta los resultados obtenidos en la metodología de trabajo. Este capítulo se centra en la interpretación de los mapas de facies sísmicas como resultado del entrenamiento de las redes neuronales de acuerdo a las formas de las trazas sísmicas y de los volúmenes PCA.

#### *5.1 Geodesia del proyecto geológico y sísmico.*

Como resultado de la revisión se concluyó que: La información sísmica y de pozos fueron registrados y cargados en las plataformas de interpretación utilizando el Datum Satelital WGS84 y con la proyección Universal Transversal Mercator (UTM). Con excepción del proyecto geológico realizado en Petrel, que carece de referencias geodésicas, es decir el proyecto tiene coordenadas absolutas, como se puede observar en la figura 39, señalada con un elipsoide en color rojo.

#### *5.2 Proyecto realizado en Petrel.*

En la revisión del proyecto se observa que el proyecto no tiene asociado una proyección geodésica (figura 39). Se llegó a identificar 1097 pozos, de los cuales alrededor de 150 pozos están ubicados en tierra y por lo menos 400 pozos están muy alejados del área de interés. Es por este motivo, que se hizo la validación de éstos pozos seleccionando únicamente aquellos que están en el área de estudio. Además se separaron los pozos que no tienen información de registros y los pozos que su información son de muy mala calidad. Así mismo, se pudo corregir la información de algunos pozos para poder usarlos en el estudio.

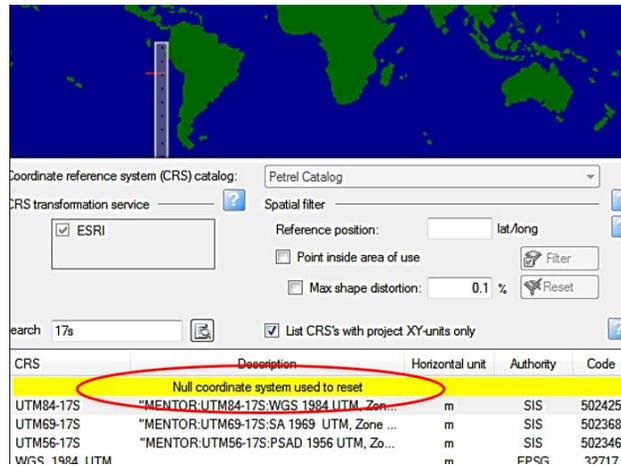


Figura 39. Revisión Geodésica del proyecto en Petrel.

Name	UWI	Zone log linked to 'TOPSJUN-11'	CALL	CALL1	CALL2	CALL_EWFOR	CI
10775	U03-20_H	No	No	No	No	No	No
10776	U03-30_H	No	No	No	No	No	No
10777	U03-40_H	No	No	No	No	No	No
10778	U03-50_H	No	No	No	No	No	No
10779	U03-60_H	No	No	No	No	No	No
10780	U03-70_H	No	No	No	No	No	No
10781	U03-80_H	No	No	No	No	No	No
10782	FOLCHE-70_M	No	No	No	No	No	No
10783	FOLCHE-70_P	Yes	No	No	No	No	No
10784	FOLCHE-80_H	No	No	No	No	No	No
10785	FOLCHE-80_P	Yes	No	No	No	No	No
10786	MONTE-70_H	No	No	No	No	No	No
10787	MONTE-70_P	No	No	No	No	No	No
10788	LO18-120_P	Yes	No	No	No	No	No
10789	LO18-120_Psp	Yes	No	No	No	No	No
10790	LO18-120_Psp	Yes	No	No	No	No	No
10791	LO18-120_Psp	Yes	No	No	No	No	No
10792	Runa Monte	No	No	No	No	No	No
10793	Control 11	No	No	No	No	No	No
10794	Control 12	No	No	No	No	No	No
10795	Control 13	No	No	No	No	No	No
10796	Control 14	No	No	No	No	No	No
10797	LO18-140_Psp	Yes	No	No	No	No	No

Inventario de Pozos



Superficies (izq.) y Topes Estratigráficos (der.)

Name	Tracking feature	Domains	Type	Interpretation folder	
1	Seismic horizon 1	Peak or troughs	Time	Horizon	Interpretation folder 1
2	Mogollon	Troughs	Time	Horizon	aface
3	Palegreda	Troughs	Time	Horizon	aface
4	BS Up	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
5	BS	Peaks	Time	Horizon	aface
6	Parinas	Peaks	Time	Horizon	aface
7	Pc?	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
8	San Cristobal	Troughs	Time	Horizon	aface
9	Terebratula	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
10	Seismic horizon 1	Peaks	Time	Horizon	aface
11	Seismic horizon 3	Peaks	Time	Horizon	aface
12	Seismic horizon 4	Troughs	Time	Horizon	aface
13	Seismic horizon 2	Peaks	Time	Horizon	aface
14	Seismic horizon 5	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
15	Rio bravo	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
16	Parinas SOUPLNO_APLPSTM-104	Peaks	Time	Horizon	aface
17	Mogollon SOUPLNO_APLPSTM-128	Peaks	Time	Horizon	aface
18	BS SOUPLNO_APLPSTM-132	Peaks	Time	Horizon	aface
19	PARINAS	Peaks	Time	Horizon	aface
20	PALEGREDIA	Troughs	Time	Horizon	aface
21	MOGOLLON	Troughs	Time	Horizon	aface
22	LOWER BS	Peaks	Time	Horizon	aface
23	Survey 24	Peak or troughs	Time	Horizon	aface
24	Seismic horizon 6	Troughs	Time	Horizon	Surface
25	Parinas April_12 [Converted]	Peak or troughs	Time	Horizon	Surface

Name	Tracking feature	Domains	Type	Interpretation folder
93	Fault interpretation 13	Line	Fault	Faults Libros South
94	Fault interpretation 14	Line	Fault	Faults Libros South
95	Fault interpretation 20	Line	Fault	Faults Libros South
96	Fault interpretation 23	Line	Fault	Faults Libros South
97	Fault interpretation 24	Line	Fault	Faults Libros South
98	Fault interpretation 25	Line	Fault	Faults Libros South
99	Fault interpretation 5	Line	Fault	Faults Libros South
100	Fault interpretation 6	Line	Fault	Faults Libros South
101	Fault interpretation 10	Line	Fault	Faults Libros South
102	Fault interpretation 13	Line	Fault	Faults Libros South
103	Fault interpretation 14	Line	Fault	Faults Libros South
104	Fault interpretation 4	Line	Fault	Faults Libros South
105	Fault interpretation 19	Line	Fault	Faults Libros South
106	Fault interpretation 20	Line	Fault	Faults Libros South
107	Fault interpretation 21	Line	Fault	Faults Libros South
108	Fault interpretation 22	Line	Fault	Faults Libros South
109	Fault interpretation 26	Line	Fault	Faults Libros South
110	Fault interpretation 15	Line	Fault	Faults Libros South
111	Fault interpretation 16	Line	Fault	Faults Libros South
112	Fault interpretation 17	Line	Fault	Faults Libros South
113	Fault interpretation 18	Line	Fault	Faults Libros South
114	Fault interpretation 25	Line	Fault	Faults Libros South
115	Fault interpretation 21	Line	Fault	Faults Libros South
116	Fault interpretation 19	Line	Fault	Faults Libros South
117	Fault interpretation 24	Line	Fault	Faults Libros South
118	Fault interpretation 2	Line	Fault	Faults Libros South
119	Fault interpretation 3	Line	Fault	Faults Libros South
120	Fault interpretation 1	Line	Fault	Line 4007-10
121	Fault interpretation 2	Line	Fault	Line 4007-10
122	Fault interpretation 3	Line	Fault	Line 4007-10
123	Fault interpretation 1	Line	Fault	Line 4007-12
124	Fault interpretation 2	Line	Fault	Line 4007-12
125	Fault interpretation 3	Line	Fault	Line 4007-12
126	Fault interpretation 4	Line	Fault	Line 4007-12
127	Fault interpretation 5	Line	Fault	Line 4007-12
128	Fault interpretation 1	Line	Fault	Line 4007-10
129	Fault interpretation 2	Line	Fault	Line 4007-10
130	Fault interpretation 3	Line	Fault	Line 4007-10
131	Fault interpretation 4	Line	Fault	Line 4007-10
132	Fault interpretation 5	Line	Fault	Line 4007-10

Inventario de Fallas Principales (izq.), horizontes interpretados (der.)

Figura 40. Inventario de pozos, registros de pozos, topes estratigráficos, fallas y superficies interpretadas del proyecto Petrel.

La validación consistió en revisar la proyección geodésica correcta de los pozos, las curvas de registros de pozos, las desviaciones de los pozos que les correspondan y las funciones de velocidades (Soto J.A., 2013). Los resultados que se obtuvieron fueron (figura 40):

- Todos los pozos tenían su proyección geodésica correcta.
- Solo 382 pozos tienen las curvas de los registros completos, es decir desde el comienzo hasta el final del pozo.
- A 38 pozos no les correspondían sus desviaciones y/o no tenían.
- 51 pozos fueron cargados con nombres diferentes lo que nos da información redundante.
- Solo 33 pozos tienen función de velocidad asociada.
- Se contó con un total de 547 pozos dentro del área de estudio.

Al separar la información redundante de algunos pozos y descontar los pozos propuestos se cuantificó un total de 505 pozos.

La generación de grillas o superficies también se cuantificaron, identificando las de mayor relevancia dentro del proyecto. En la parte izquierda de la figura 41, se observa quince horizontes correspondientes a los topes estratigráficos, y en la derecha, se observa cinco carpetas en las cuales existen topes estratigráficos a diferentes profundidades.

Se recuperó la información de los polígonos de fallas, pilares de fallas, horizontes, cubos de atributos sísmicos como: Caos, Varianza, Inversión Acústica y de Facies Sísmicas. Cabe mencionar que esta información, sirvió para ser integrada al proyecto y adicionalmente se usó como un escenario alternativo, para el análisis de incertidumbre de las oportunidades de desarrollo y de los procesos de interpretación sísmica.

En la figura 41, se observa la visualización de la información 3D del proyecto Petrel como por ejemplo los planos y polígonos de fallas, los cuales se encuentran

desplazados con respecto de la información sísmica original referenciada a WGS84; la causa no es objeto del presente estudio. Se presenta también en el proyecto Petrel, los pozos cargados así como la visualización de los pozos propuestos para ser perforados.

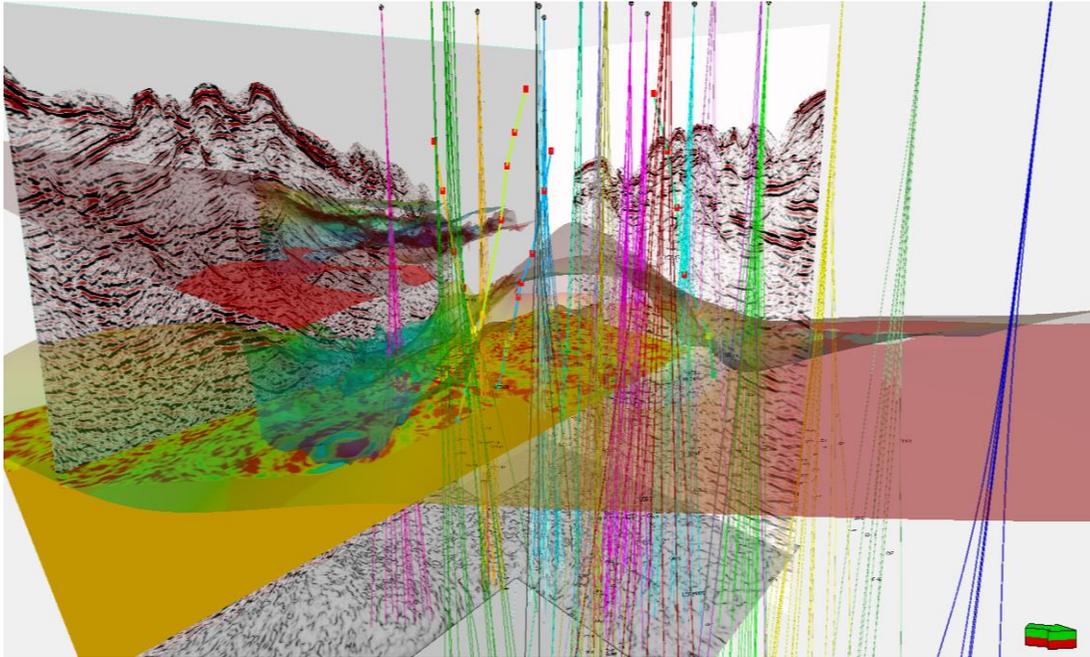


Figura 41. Visualización 3D de pozos, fallas y superficies interpretadas del proyecto Petrel.

### 5.3 Proyecto de interpretación sísmica en Kingdom Suite.

Se realizó la revisión del proyecto en Kingdom Suite, donde se obtuvo un inventario que comprende datos de fallas geológicas, pozos y horizontes interpretados de los reflectores sísmicos. Se cuantificaron un total de 1511 fallas y 42 horizontes interpretados. Cabe resaltar que este proyecto abarca un área mucho mayor que el área de estudio, además que el número de usuarios es alto y por este motivo que el número de datos es alto y también se repiten muchos topes estratigráficos y fallas geológicas.

Se identificaron 1620 pozos, de los cuales 575 pozos están ubicados en tierra y 416 pozos están alejados del área de interés. Dentro del área de estudio se contabilizaron

629 pozos (figura 42). Cabe mencionar que el alto número de pozos es debido a que muchos de estos han sido cargados más de una vez con diferentes nombres. Al hacer una revisión exhaustiva dentro del área de estudio y separando los pozos propuestos, además de los que tienen información errada, se contabilizaron 538 pozos. También se obtuvieron nueve secciones estratigráficas y estructurales realizadas con correlaciones de pozo a pozo sobre el área de estudio (figura 42).

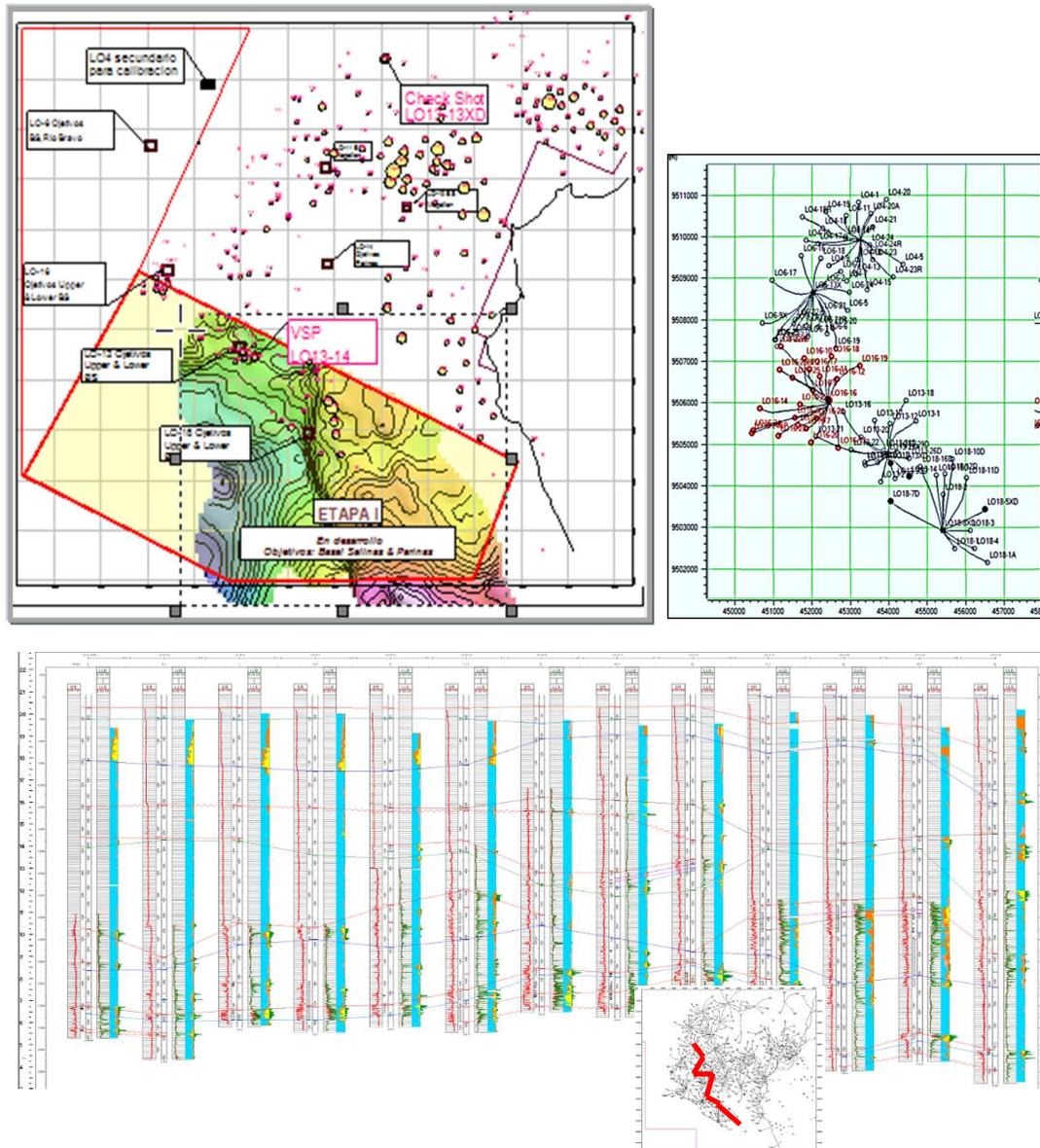


Figura 42. Visualización 2D de pozos, fallas, superficies interpretadas y secciones estratigráficas pozo a pozo del proyecto Kingdom Suite.

## 5.4 Base de datos geológicas en OpenWorks.

En la figura 43, se aprecia toda la información encontrada en la base de datos. En la parte superior izquierda se observa la cantidad de pozos encontrados (1189 pozos). En la parte superior derecha, se observa 9 superficies interpretadas y 11 secciones estratigráficas. En la parte inferior se puede observar que hay cuatro pozos que tienen errores en sus desviaciones.

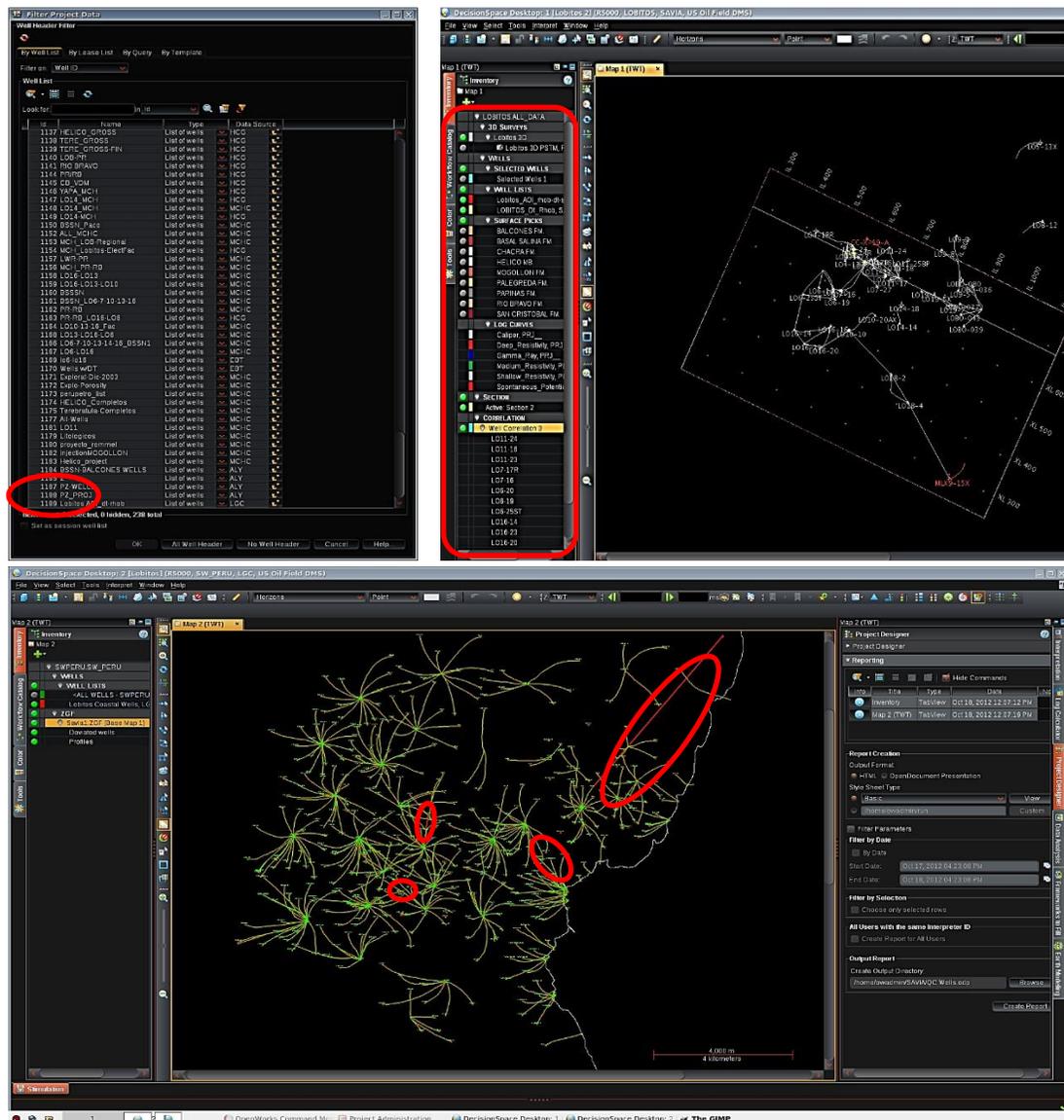


Figura 43. Inventario de pozos, superficies interpretadas y secciones estratigráficas, además se muestra errores en las desviaciones de cuatro pozos.

## 5.5 Proyecto creado usando la base de datos anteriores.

La información validada se importó teniendo un total de 502 pozos, 48 registros sísmicos 2D, 6 registros sísmicos 3D, 26 fallas geológicas, 11 Topes estratigráficos, 6 superficies interpretadas, 2 tiros de verificación de pozos (Check Shot), 1 VSP. Adicional a esta información se cargó 6 pozos con sus registros que se habían perforado recientemente. Se cargó 22 registros sísmicos 2D y 3 registros sísmicos 3D de diferentes campañas de procesamiento. También se cargó 6 tiros de verificación de pozos (Check Shot) y 2 VSP.

En la figura 44, se puede observar la visualización 3D de los pozos y sus desviaciones. Por otro lado, se cargó un volumen sísmico PSTM para poder visualizarlo.

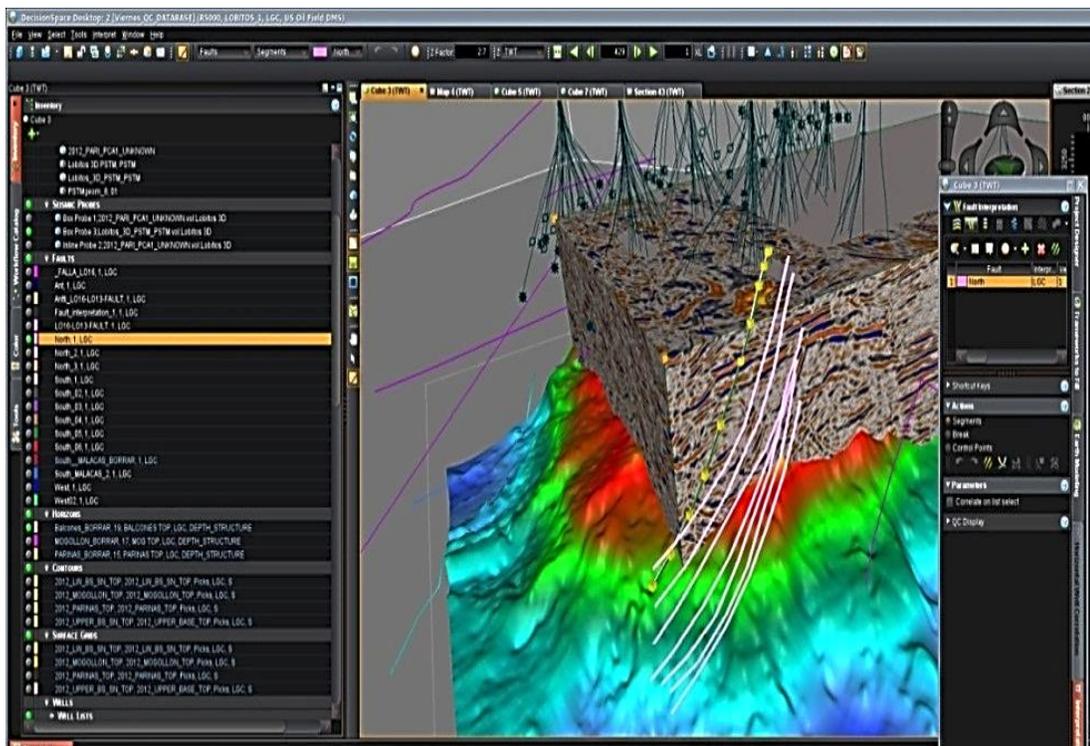


Figura 44. Visualización 3D de pozos, fallas y superficies interpretadas del proyecto en Landmark.

## 5.6 Análisis espectral de la información sísmica.

Como resultado del análisis espectral realizado a los tres volúmenes sísmicos se obtuvieron las formas de las ondículas (figura 45) que fueron extraídas a la misma ventana de tiempo correspondiente a la zona de interés (Fm. Pariñas, aproximadamente 1100 ms). Además, se observan los espectros de amplitud de cada uno de los volúmenes sísmicos, los cuales están codificados con los siguientes nombres:

- Procesamiento PSTM (espectros en color azul)
- Reprocesamiento PSTM (espectros en color amarillo)
- Reproceso con técnica Multifocus (espectros en color rojo)

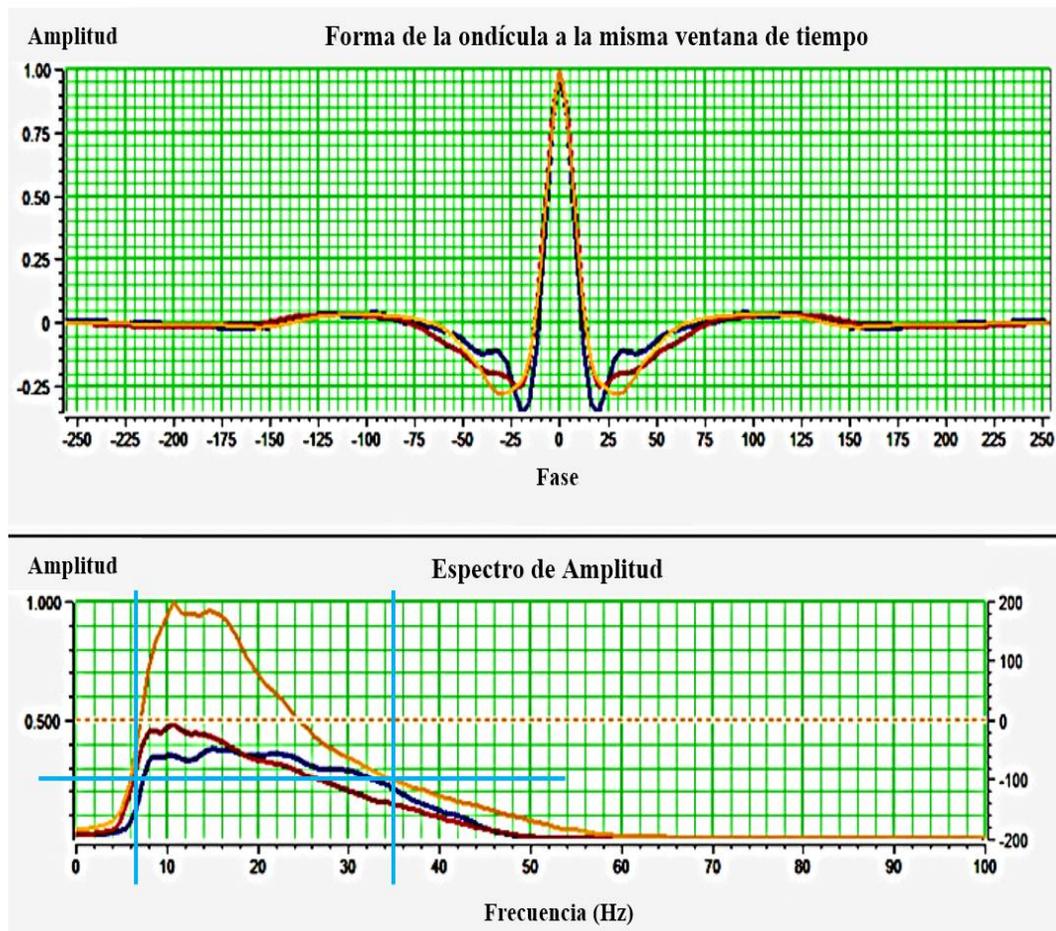


Figura 45. Espectros de amplitud y ondículas de los volúmenes sísmicos.

Del análisis de los espectros se concluye lo siguiente:

- En los volúmenes sísmicos rojo y azul se ha preservado la amplitud original, sin embargo en el de color amarillo se le ha dado una ganancia a la amplitud (AGC) y se ha normalizado a 1.
- El reprocesamiento PSTM (amarillo) cuenta con un rango de espectro de amplitudes dominante entre 9 a 18 Hz. Sin embargo contiene altas frecuencias que están asociadas a niveles de ruido aleatorio.
- El espectro de amplitud rojo posee un rango de amplitudes dominantes de 7 a 17 Hz con un decaimiento continuo hasta los 50 Hz.
- El ancho de banda del espectro azul es muy amplio, lo cual nos indica que aplicaron filtros geométricos de 8 a 35 Hz. Este volumen sísmico contiene mayor información que los anteriores, sin embargo necesita ser limpiado de ruidos aleatorios principalmente de discontinuidades estratigráficas (fallas geológicas) con filtros adaptativos.
- El volumen sísmico escogido para aplicarle los procesos de clasificación de facies sísmicas fue el reprocesamiento PSTM (amarillo). El ancho de banda del espectro amarillo es óptimo para identificar eventos estratigráficos como canales distributarios y lóbulos deltaicos correspondientes a la Formación Pariñas tienen un rango de frecuencias de 15 a 25 Hz (Soto J.A., 2013).

### 5.7 Mejoramiento de la señal de los volúmenes sísmicos.

En la figura 46 se observa como dato de entrada el volumen sísmico PSTM procesado con técnica Multifocus que luego se le aplicó el filtro estructuralmente orientado (a la geometría de adquisición) obteniendo un volumen sísmico limpio y el cual sirvió para generar atributos sísmicos y la clasificación de facies sísmicas.

Al hacer una resta entre ambos volúmenes se obtuvo un volumen sísmico con altas frecuencias (ruido aleatorio) y también la geometría de adquisición (ruido coherente). Es decir, el volumen que se obtiene contiene todos los defectos que no han podido ser corregidos en la etapa de procesamiento. Para finalizar, se tomó el volumen sísmico PSTM nuevamente y se le resta el volumen de ruidos. Dando como resultado un volumen sísmico limpio con el cual se trabajaron las técnicas de facies sísmicas.

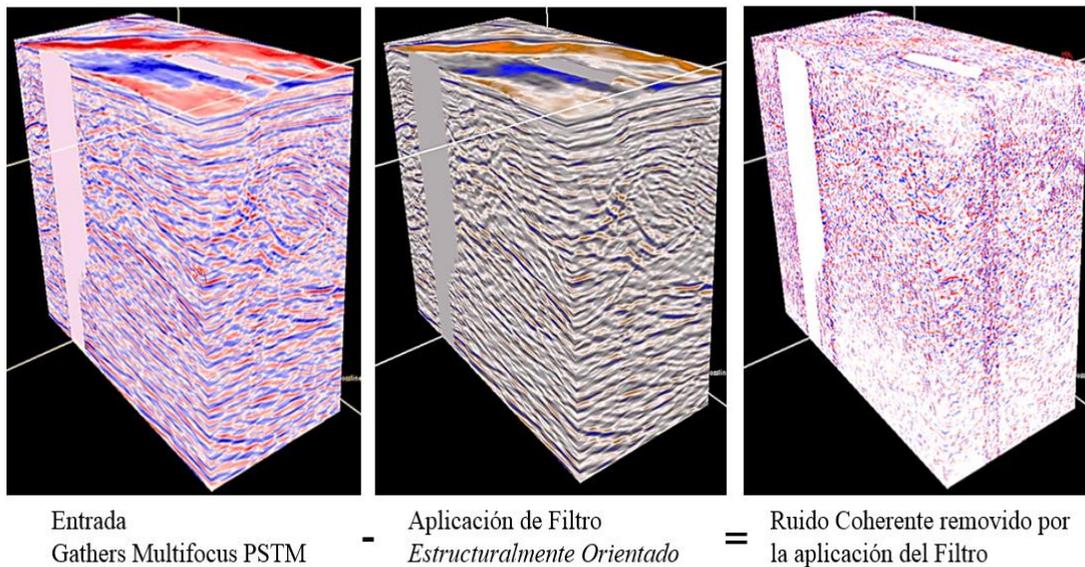


Figura 46. Aplicación de filtros para limpiar la información sísmica.

### 5.8 Resolución sísmica vertical y horizontal.

La resolución sísmica vertical puede ser calculada como:  $R_z = \frac{cV}{2f_{\max} \cos i}$ , donde la variable  $c$  es una constante que proviene del criterio de Rayleigh que es 0,751; el valor del  $\cos(i)$  es 0,9 que corresponde aproximadamente con el "máximo desplazamiento (offset) es igual a criterio de profundidad" Cordsen, et, al (2000). Para la ventana de análisis la frecuencia máxima es de 35 Hz, tenemos resolución vertical:

$$(R_z) = (0,751 \times 2400 \text{ m/s}) / 2 \times 35\text{Hz} \times 0,9$$

$$R_z = 28,6 \text{ metros}$$

Por otro lado, tenemos también que la resolución sísmica vertical según Rayleigh (1993), es la cuarta parte de la longitud de onda:

$$\text{Longitud de onda } (\lambda) / 4 = [\lambda = \text{Velocidad} \times (1/\text{frecuencia})] / 4 =$$

$$[2400 \text{ m/s} \times (1/22 \text{ Hz})] / 4 = 109 \text{ m} / 4 = 27 \text{ metros}$$

Por lo tanto, tenemos un promedio entre la fórmula que usa Cordsen (2000) y la de Rayleigh (1993). Como resultado, la resolución vertical de estos volúmenes sísmicos en el área de interés (Formación Pariñas) es de aproximadamente 27,8 metros, es decir que espesores menores a este valor no se podrá distinguir con la sísmica.

El valor de la resolución horizontal viene dado por:  $B = \frac{V_{rms}}{4 * f * \text{sen}(\theta)}$ , donde  $B$  es la zona de Fresnel,  $V_{rms}$  es la velocidad media cuadrática,  $f$  es la frecuencia dominante y  $\text{sen}(\theta)$  corresponde aproximadamente un ángulo de 30° del rayo que refleja el 95% de la energía migrada. Por lo que tenemos:

$$B = (2400 \text{ m/s}) / (4 \times 25 \text{ Hz} \times 0,5) = 2400 \text{ m/s} / 50 \text{ Hz}$$

$$\text{Zona de Fresnel} = 48 \text{ metros}$$

Lo que significa que no vamos a poder distinguir dentro de la sísmica los canales menores a 48 metros de ancho.

## 5.9 Determinación de la fase de los volúmenes sísmicos.

Usando el corredor Stack del VSP del Pozo LO13-14, se determinó un desfase de tiempo de 47,7 ms y una rotación de fase de -40 grados en el volumen sísmico PSTM. Estos valores fueron aplicados al volumen sísmico y en las calibraciones de los sismogramas sintéticos (figura 47).

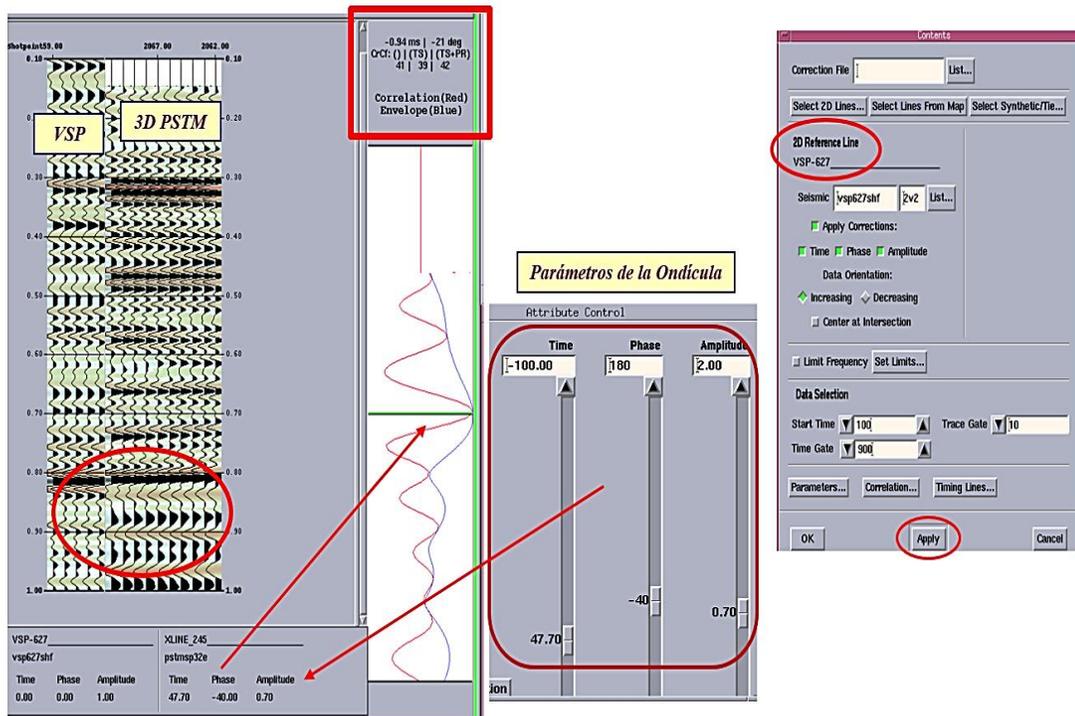


Figura 47. Determinación y aplicación del desfase y rotación de la ondícula.

### 5.10 Generación de registros pseudo sísmicos.

En la figura 48, se observa un ejemplo de los datos de entrada del entrenamiento de las RNA. En la izquierda de color rojo se muestra el registro de resistividad, en color negro el sismograma sintético y en color azul la velocidad interválica de la traza extraída de la trayectoria del pozo. Al medio y derecha de la figura 48, se observan los resultados del entrenamiento que son los registros pseudo sísmicos con sus valores de correlación. Esto se realizó para poder completar la información de velocidades en los pozos que no se tiene información y también, para tener un mayor control en el modelo de velocidades.

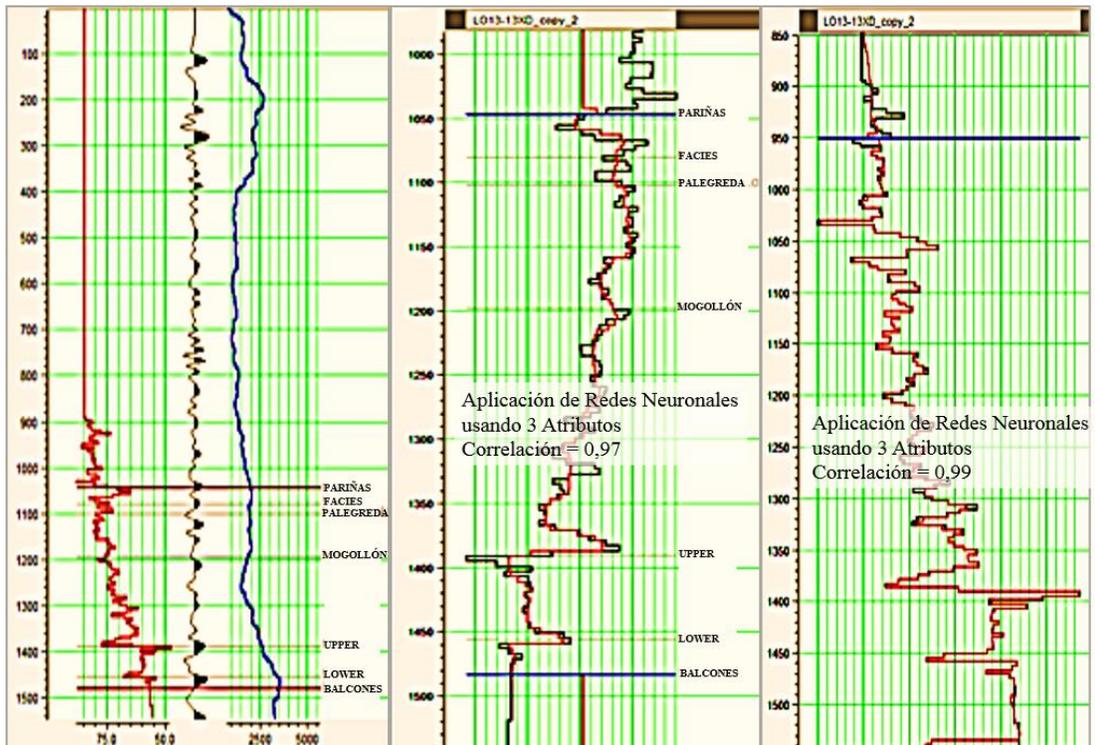


Figura 48. Generación de registros pseudo sísmicos utilizando las Redes Neuronales Artificiales.

### 5.11 Revisión de los check shots.

A la izquierda de la figura 49, se observa un pozo (LO16-14) con anomalía de velocidad y a la derecha, el modelo de velocidad generado con este error. Es por este motivo que se procedió a corregirlo, sin embargo no se pudo hacer por lo que se decidió eliminarlo.

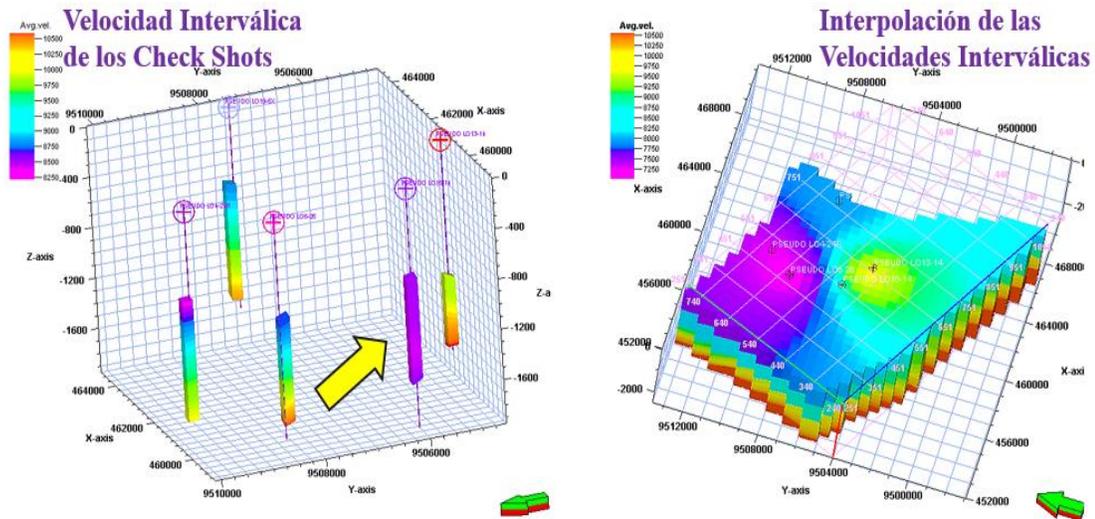


Figura 49. Visualización del error causado por la anomalía de velocidad en un Check Shot.

### 5.12 Calibración del registro sísmico con los check shots.

La figura 50 muestra 3 pozos con diferente tipo de calibración. En los paneles de la izquierda se muestran los registros de velocidad provenientes de los Check Shots (en negro) junto con los registros de velocidad a partir del sísmico (rojo). En los paneles de la derecha, se muestran los registros sísmicos calibrados. El pozo LO6-06 (a) muestra una excelente correlación, el pozo LO19-5X (b) muestra una correlación buena a partir de una cierta profundidad (aproximadamente 5500 pies), mientras que en el pozo LO13-14 (c) la correlación no es muy buena. Como se observa, estos registros muestran una tendencia de aumento de velocidad con la profundidad, con pequeñas variaciones locales. Además, se realizó esta calibración para los demás pozos con registro sísmico o pseudo sísmico interpolando las velocidades de los Check Shots más cercanos a ellos.

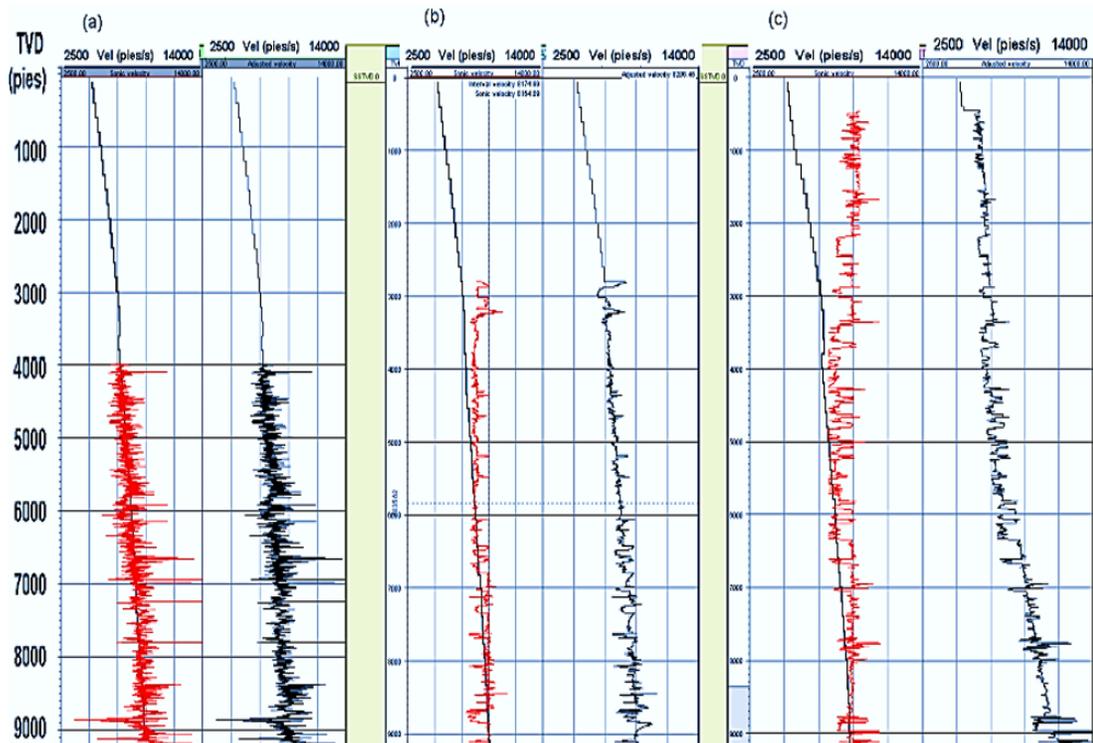


Figura 50. Calibración de del registro sísmico usando de las velocidades interválicas de los Check Shots.

### 5.13 *Cálculo de sismogramas sintéticos.*

En la figura 51, se aprecia la generación del sismograma sintético del pozo LO6-1. Cabe resaltar que se utilizó un registro pseudo sónico generado a partir del registro de resistividad aplicando la Transformada de Faust. En la derecha de esta figura, se observan que los niveles de atadura (correlación del SS con la sísmica), es muy buena (97%) en la parte inferior de la sección sísmica asociada a la discordancia de las formaciones Balcones y Basal Salina. Sin embargo, en la parte superior debido a la curvatura del hoyo los niveles de calibración son de baja correlación (62%).

En la figura 52, se observa la generación del SS del pozo LO6-5. El cual no tuvo ningún problema y tuvo una buena correlación (89%).

En la figura 53, se aprecia la generación del sismograma sintético en el pozo LO13-14 que tiene además un VSP. Sin embargo, se nota que hay muy poca correlación entre la traza sintética y la sísmica. La traza sintética se descompuso en todas las trazas que la componen, como se aprecia en rectángulo de color rojo. Esto nos ayuda a comprender e identificar trazas anómalas las cuales son producto de diferentes tipos de errores como se nombran en el capítulo 4.9. Esto se hizo con el fin de tener una correlación aceptable (de 32 a 86%). De esta forma se generaron los sismogramas sintéticos de todos los pozos dentro del área de estudio.

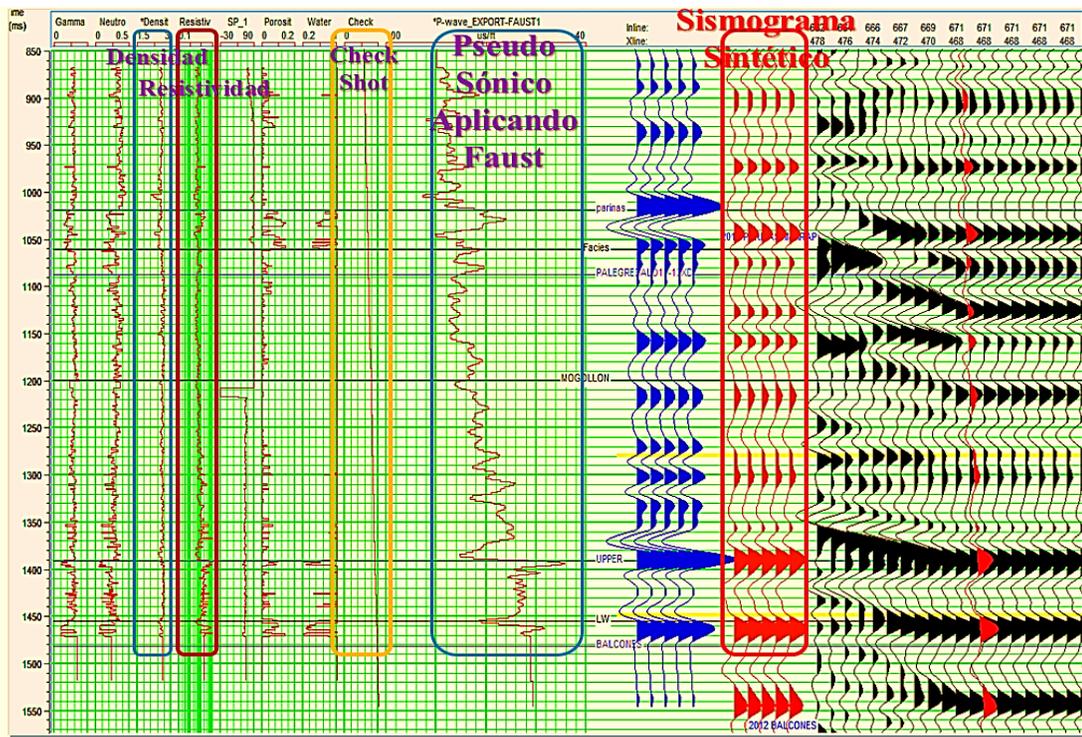


Figura 51. Generación del sismograma sintético, pozo LO6-1.

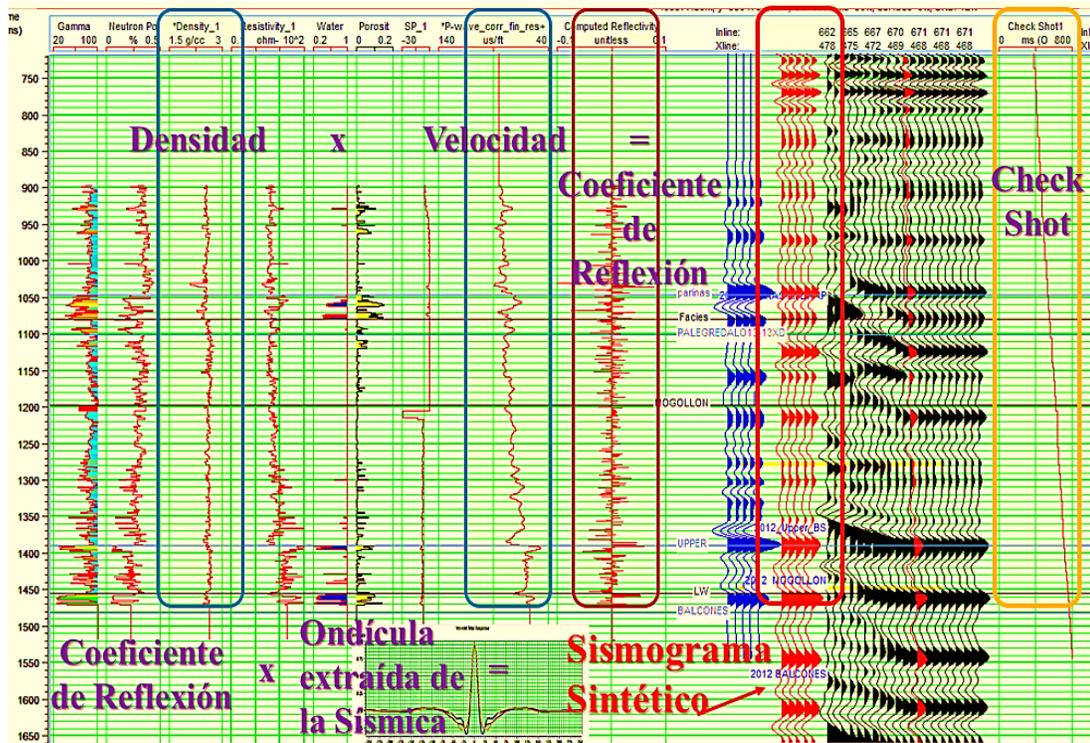


Figura 52. Generación del sismograma sintético, pozo LO16-5.

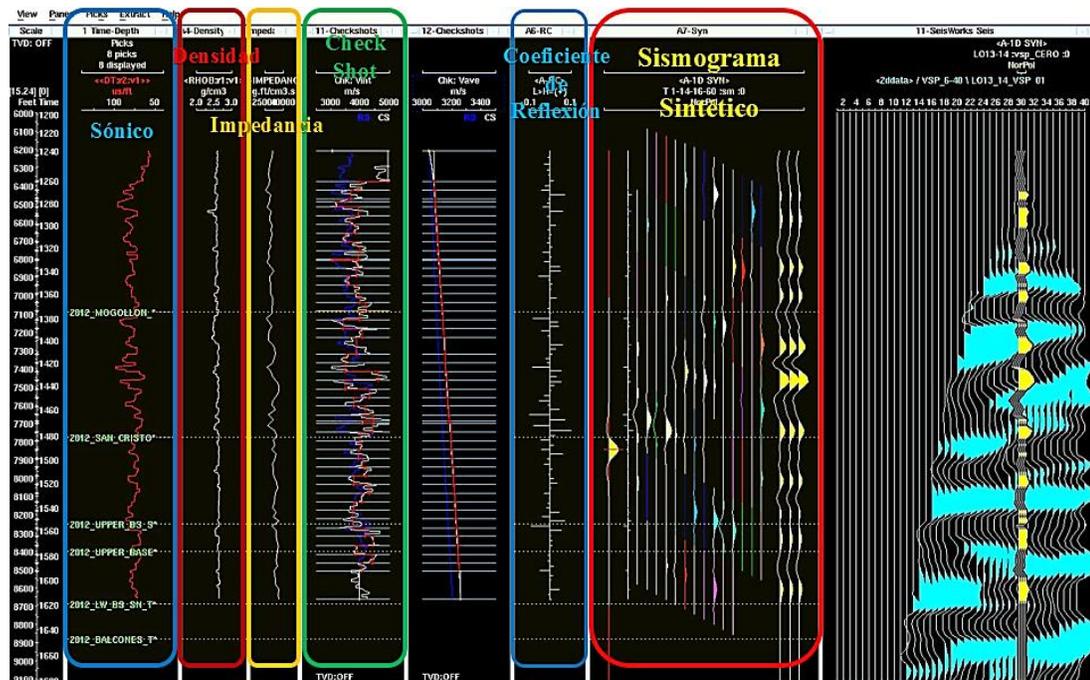


Figura 53. Generación del sismograma sintético, pozo LO13-14.

#### 5.14 Modelo de velocidades basados en curvas T-Z de los pozos.

En la izquierda de la figura 54, se observa los pozos con sus respectivas velocidades generadas por sus sismogramas sintéticos. En la derecha se observa el resultado de interpolar por método de triangulación estas velocidades. El resultado es un modelo de velocidades, sin embargo carece de precisión ya que los pozos están demasiado espaciados y además no son muy profundos.

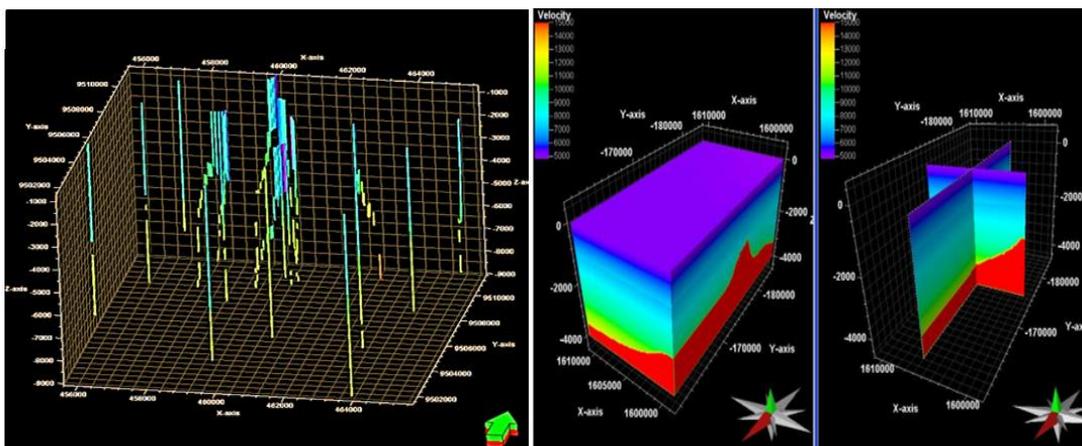


Figura 54. Visualización de las velocidades de los pozos y del modelo de velocidad.

### 5.15 Modelo de velocidades basados en velocidades de apilamiento.

A la izquierda de la figura 55 se observa, un corte en tiempo (1200 ms) del modelo de velocidades, donde se aprecia la variabilidad lateral. A la derecha, se muestra una sección vertical del modelo de velocidades de apilamiento superpuesto con su sección correspondiente de la sísmica 3D. Se aprecia que las velocidades apiladas corresponden con la tendencia de los reflectores sísmicos. Sin embargo este modelo al ser de alto intervalo de muestreo de velocidades no caracteriza las velocidades en una misma formación. Sin embargo, nos sirvió como un modelo robusto de velocidades que posteriormente fueron modeladas sobre éste.

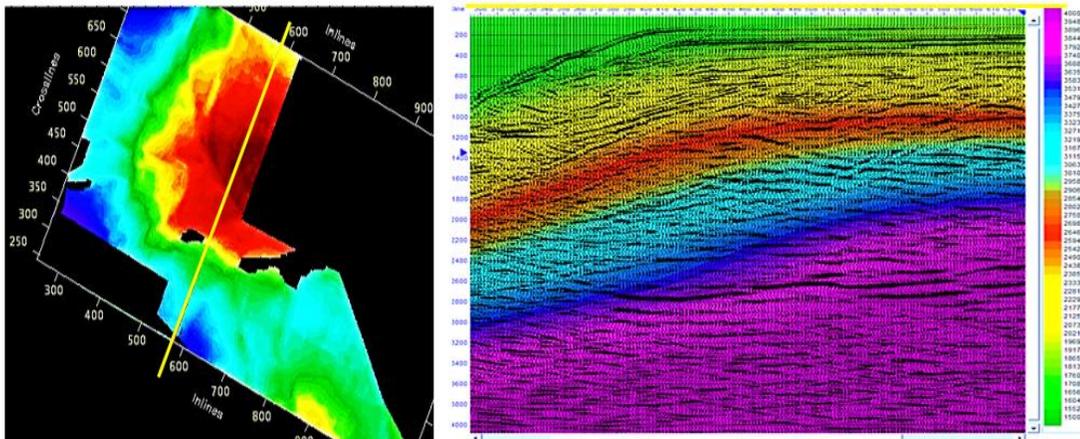


Figura 55. Visualización del modelo de velocidades de apilamiento.

### 5.16 Modelo de velocidades basado en interpolación por método de Kriging de los valores de velocidad en los pozos.

Después de modelar los variogramas experimentales para las velocidades interválicas de los pozos, se utilizó el método de interpolación Kriging para generar el modelo. En la figura 56, se presenta a la izquierda el mapa de velocidades al nivel de la Fm. Pariñas. En los círculos rojos se observa que hay un incremento del valor de la velocidad y esto es debido a un error al calibrar el modelo con los topes de formación. En rectángulo de color morado también se puede ver errores asociados al método de interpolación. Estos errores luego son suavizados de forma manual, esta corrección se realiza en todos los niveles. A la izquierda de la figura 56, se observa secciones verticales del modelo de velocidades ya corregidos. Sin embargo, se puede apreciar en la intersección de las secciones verticales, existe una inversión de velocidad, lo cual es reflejo de cada modelamiento de velocidad de los niveles. Es por este motivo que se decidió tomar el máximo y mínimo valor de velocidad para normalizar los intervalos y corregir ese problema.

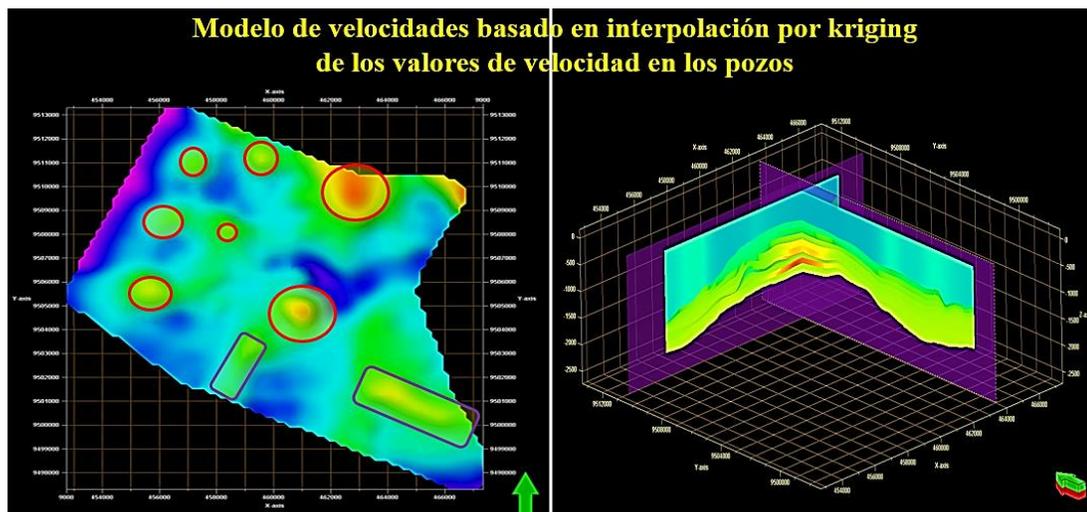


Figura 56. Mapa del modelo de velocidades basado en interpolación por método de Kriging al nivel de la Formación Pariñas.

5.17 *Modelo de velocidades basado en geoestadística, combinando información de pozo con velocidades de apilamiento.*

Al realizar el modelado por el método Cokriging se obtiene que el factor de correlación entre ambas velocidades es alto. Y las variaciones de velocidades también son altas, es por este motivo se prefirió usar el método de Kriging para generar el modelo de velocidades. Al tener las altas frecuencias de las velocidades de los pozos y como tendencia las velocidades de apilamiento de la sísmica, se generó el modelo de velocidades. Este es el modelo de velocidades que mejor representa el campo de velocidades del área de estudio. A la izquierda de la figura 57, se observa el resultado del modelo de velocidades interpolando con el método de Kriging. En la derecha, se observa, las secciones verticales de este modelo.

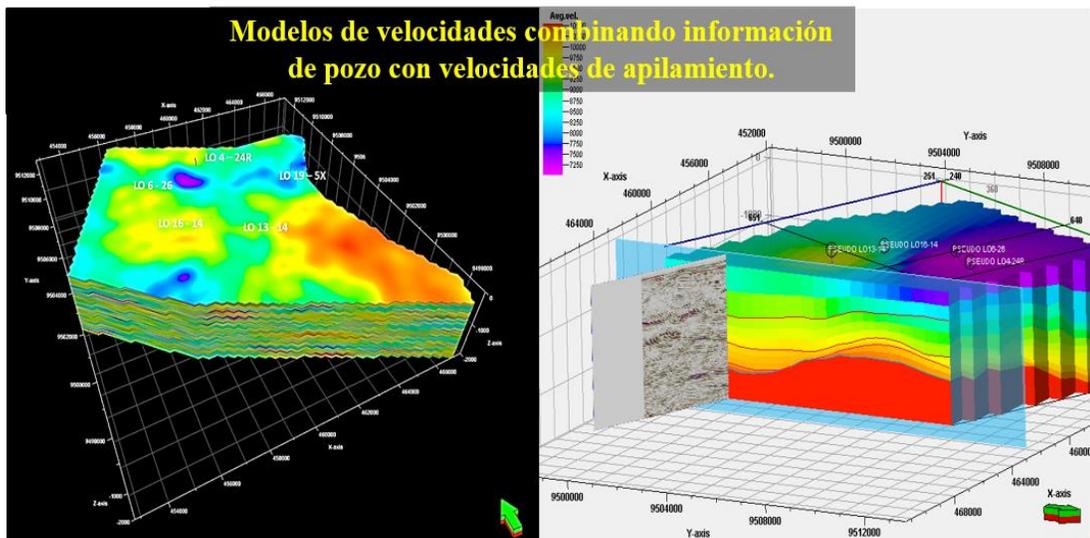


Figura 57. Modelo de velocidades basado en geoestadística.

### 5.18 Conversión tiempo – profundidad.

Al escoger el modelo de velocidades para el proyecto sísmico, fue posible convertir de tiempo a profundidad, tanto horizontes como fallas y hasta el cubo sísmico (figura 58). En la figura 34 se puede apreciar una hoja de cálculo donde se realizó esta operación. En esta hoja se realizó la conversión de tiempo a profundidad usando el modelo de velocidad y mapas, fallas, sísmica. En la figura 58, se observan los mapas estructurales, las fallas geológicas, los topos de las formaciones, los pozos y la sísmica convertidos en profundidad.

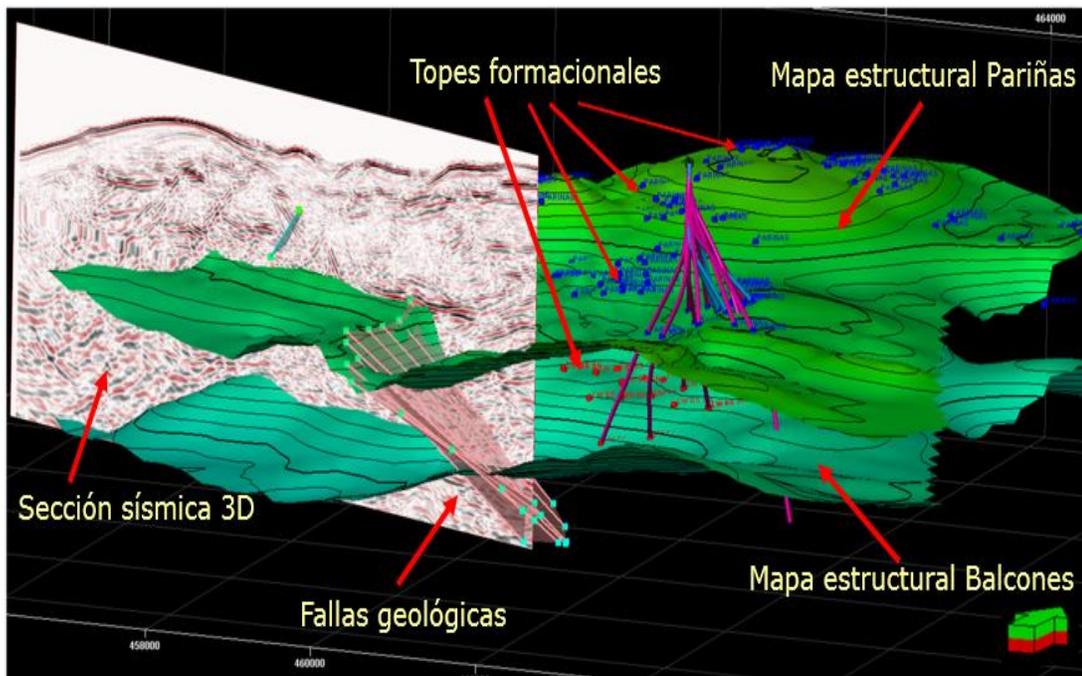


Figura 58. Visualización de una sección en profundidad usando el modelo de velocidades.

### 5.19 *Cálculo de atributos sísmicos.*

Con el cálculo de los atributos sísmicos se pudieron discriminar zonas ya sea de fallamiento o de coherencia sedimentaria. Algunos atributos sísmicos que se calcularon para este estudio se presentan en la figura 59, estos se presentan al nivel de la Formación Pariñas precisamente para poder identificar patrones estructurales y/o sedimentarios. Algunos atributos que se calcularon basados en la Transformada de Hilbert fueron: Coseno de Fase, Envolvente, Amplitud negativa y Contraste de amplitud. Estos nos indican tendencias sedimentarias, como por ejemplo en la figura 59, el atributo de Coseno de fase nos permite identificar tres zonas con diferentes amplitudes y frecuencias. El atributo Envolvente, nos permitió identificar algunos patrones sedimentarios, que tomamos en cuenta posteriormente. El atributo de Amplitud negativa que nos puede dar la ubicación de las zonas donde existe un cambio muy fuerte (negativo o positivo) de la amplitud, por lo tanto, del contraste entre la capa suprayacente y el reservorio. Por otro lado, el atributo de Contraste de Amplitud nos ayudó a identificar zonas de fallas, es decir donde no hay coherencia entre la amplitud de una traza con respecto a la de sus alrededores. La Transformada rápida de Fourier nos ayuda a calcular el atributo de Frecuencia Dominante que es muy similar (matemáticamente) al de Frecuencia Instantánea, sin embargo no se pudo identificar ningún patrón geológico. Como atributos geométricos se calcularon: Varianza, Máxima Curvatura y Evidencia de Bordes. El atributo de Varianza tiene dos objetivos: ayudar a la calidad de la interpretación y aislar áreas donde el tiempo de arribo de la reflexión correspondiente a la superficie en estudio (el horizonte interpretado) es diferente del entorno. Así, se pueden detectar las pequeñas inflexiones dentro de los mapas en tiempo, las cuales están asociadas a las flexuras, en parte, generadas por el sistema de fallas. El atributo de Máxima Curvatura ayudó a verificar las fallas identificadas con el atributo de Varianza. Por último el atributo de Evidencia de Bordes no es representativo para identificar patrones estructurales ni sedimentarios, así como muchos atributos que fueron calculados pero que no se presentan pues no presentan aportes.

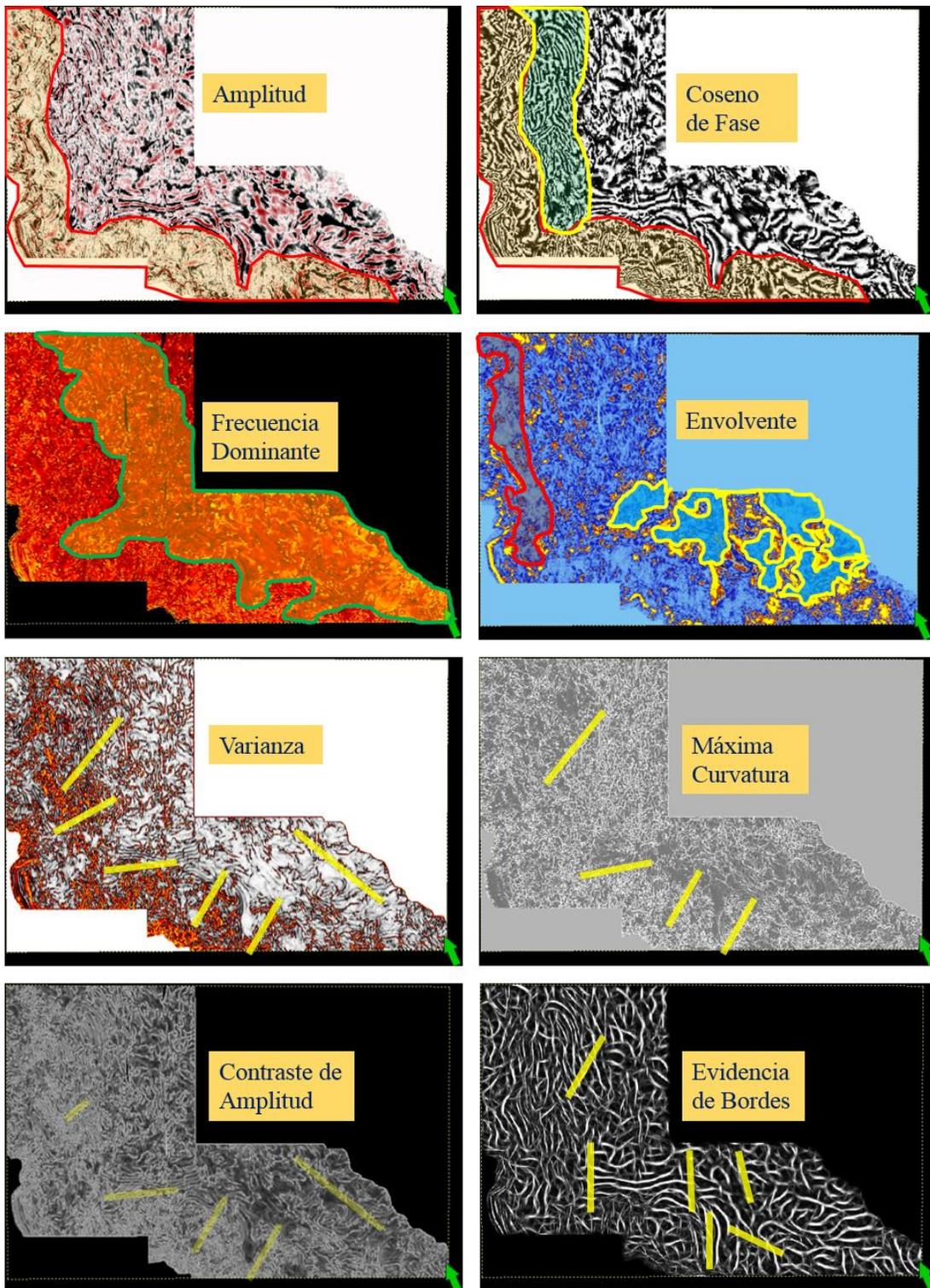


Figura 59. Atributos sísmicos calculados al nivel de la Formación Pariñas.

### 5.20 El análisis de componentes principales.

Se observa en la figura 60 la calidad de los datos en cada uno de los nuevos cubos híbridos PCA1, PCA2, PCA3, PCA4, PCA5 y PCA6. Se puede notar como va cambiando de carácter hasta que el PCA4, se convierte en un cubo ruidoso. Este es un claro ejemplo visual que nos indica cuántos y cuáles PCA utilizar. Claramente se observa que el PCA5 y PCA6 son ruido, por lo tanto no se utilizaron en el estudio. Sin embargo, se utilizaron el PCA1, PCA2, PCA3 y PCA4 ya que los valores de Eigen son mayor a 1 (figura 37). La evaluación cuantitativa de estos resultados se aprecia en la figura 37, ahí se aprecia las tablas que permiten entender el carácter de la información de cada cubo PCA.

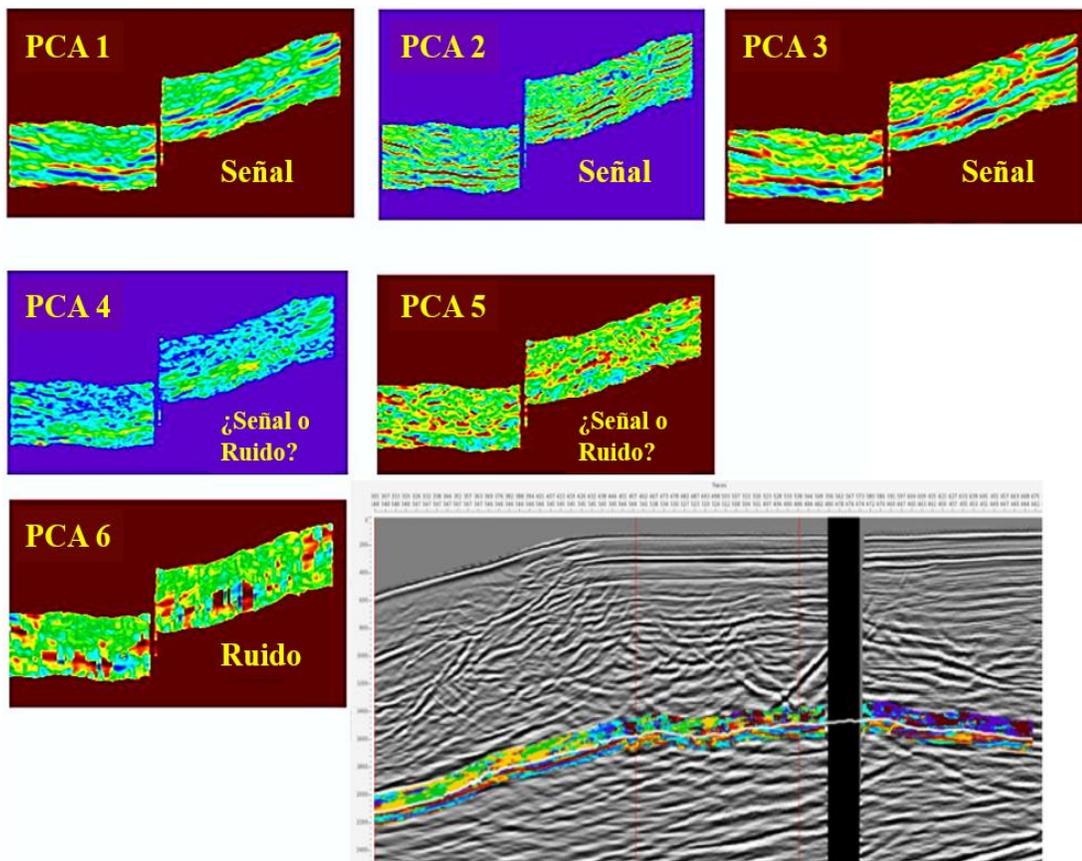


Figura 60. Visualización de los PCA generados en la reducción de datos.

### 5.21 Generación de superficies de referencia.

Se escogió los horizontes sísmicos interpretados del reflector correspondiente a los topes de las formaciones Pariñas, Palegreda y Basal Salina. Estos horizontes fueron editados en las zonas de fallas de modo que los mapas o bloques de facies tuvieran datos en la vecindad de las mismas. En la figura 61, se observa un ejemplo de las secciones que se realizaron para escoger el nivel de referencia y saber en dónde no se tiene información de los topes de formación en los pozos.

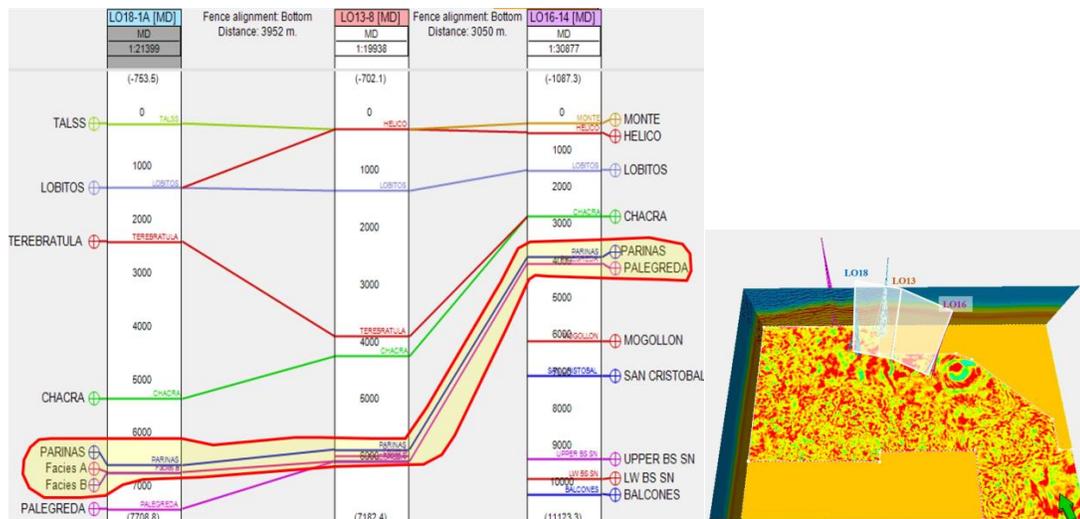


Figura 61. Selección de las superficies de referencia.

### 5.22 Generación del intervalo.

En la figura 62a y 62b se observa la sección sísmica correspondiente a la figura 61, con los pozos (LO16-14, LO13-8 y LO18-1A) y los topes de las formaciones Terebrátula, Pariñas, Palegreda y Mogollón. Se puede observar que la forma de las ondículas sísmicas a la altura de la Fm. Pariñas cambian en amplitud y frecuencia tanto vertical como horizontalmente. Se puso este ejemplo para mostrar la dificultad de seguir sísmicamente este horizonte y además para tener en cuenta la existencia de fallas

geológicas que desplazan las formaciones. Este cambio se podría deber a varias causas como:

- Cambio estratigráfico (espesor de las arenas, contenido de arcilla, etc.)
- Cercanía a zona de fallas.

Se hicieron diferentes secciones sísmicas para cada pozo y se observó el comportamiento de la curva del registro de rayos gama, identificando la ubicación de los eventos de interés (en este caso a y el intervalo arenoso b), se procedió a medir la duración equivalente en tiempo para ambos eventos. De esta manera se obtuvieron los siguientes resultados:

$$\text{Intervalo a} = 74 \text{ ms, b} = 48 \text{ ms, c} = 12 \text{ ms y d} = 86 \text{ ms.}$$

A lo largo de la sección sísmica a nivel de Pariñas, se observa que la onda tiene una forma bien definida y marcada (dada también por valores negativos considerablemente altos), la cual no varía lateralmente de gran manera. Alrededor del pozo LO18-1A es donde se observa una forma más marcada de la onda (con valores negativos más altos de amplitud) a la altura del horizonte Pariñas.

Luego de haber analizado las secciones y haber visualizado el comportamiento de la onda a los niveles de interés y estudiar su comportamiento lateral, se pudo llegar a ciertas conclusiones:

- A nivel de Pariñas, la onda posee una forma más definida o marcada. Esto es debido a que los valores de amplitud son generalmente más altos.
- El período de la onda varía entre 30 y 35 ms por encima y debajo de cada intervalo.
- Se observan varios cambios laterales notables en la forma de la onda, el más importante de ellos coincide con la ubicación de la zona de fallas.

Tomando en cuenta estas observaciones se decidió generar los siguientes intervalos:

- Intervalo a, intervalo constante, 40 ms por encima y por debajo.
- Intervalo b, intervalo no constante, 30 ms por encima y por debajo.
- Intervalo c, intervalo no constante, 10 ms por encima, pero variable por debajo.
- Intervalo d, intervalo no constante, 35 ms por debajo, pero variable por encima.

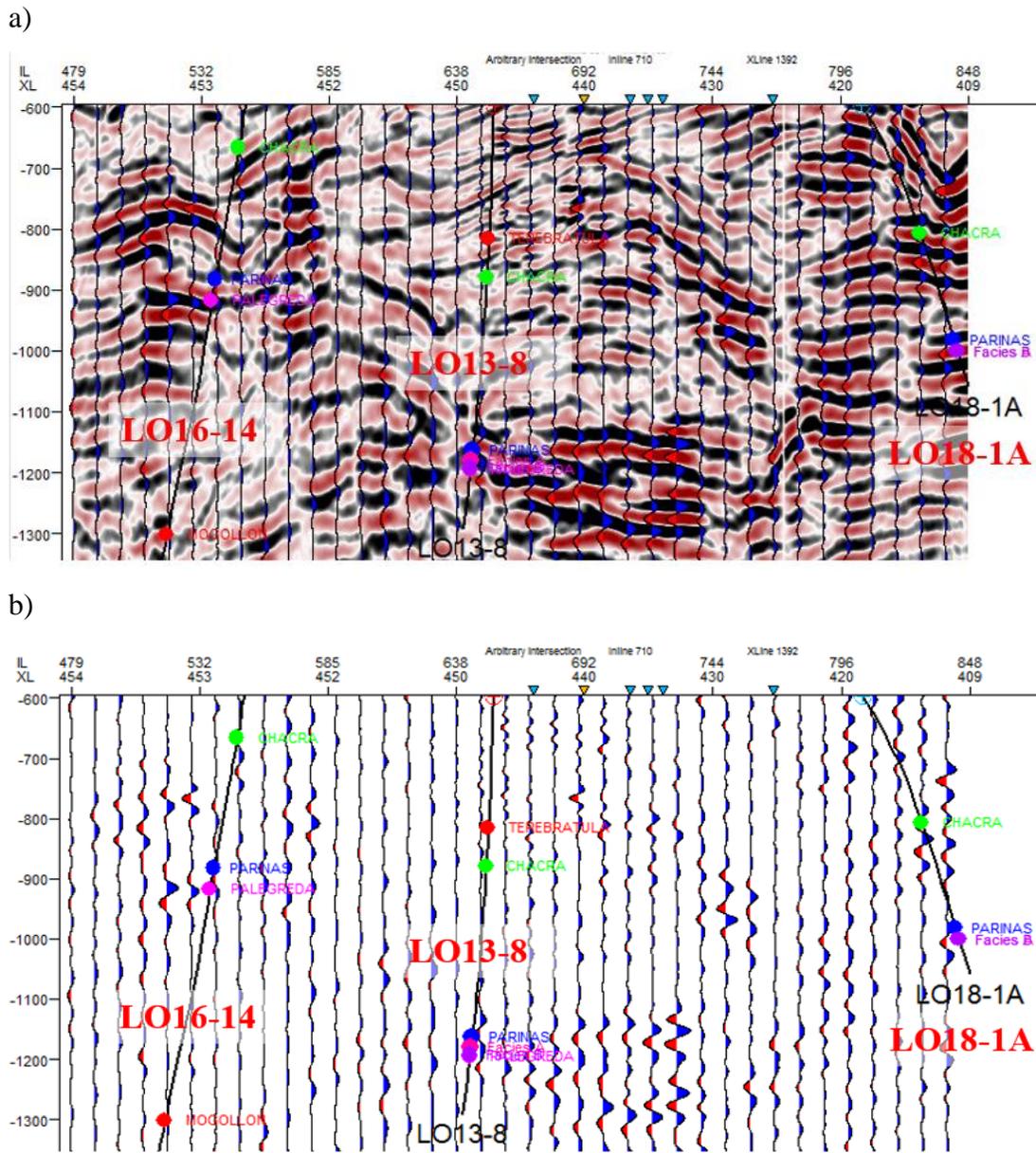


Figura 62. Sección sísmica de los pozos LO16-14, LO13-8 y LO 18-1A, en dirección NO-SE.

### 5.23 Clasificación de Facies Sísmicas de la Formación Pariñas.

En este caso se utilizaron métodos no supervisados de redes neuronales mediante la aplicación Stratimagic, para clasificar facies sísmicas a partir de la forma de la onda. Como ya se mencionó anteriormente, los parámetros que puede variar el usuario son

el número de clases, el tiempo de muestreo y el radio de búsqueda. Para la realización de los mapas de facies se varió el número de clases y el tiempo de muestreo. El radio de búsqueda se fijó cada 3 líneas y cada 3 trazas.

Al realizar varias pruebas se pudo observar la gran influencia en los resultados del número de clases fijada por el usuario. Por esta razón se decidió realizar varios mapas para cada intervalo, variando el número de clases y observando los resultados (figura 63). En ellos, se pueden observar que muchos dieron una respuesta redundante, generada por un exceso en el número de clases. En el caso de usar más clases para la clasificación, se observa una redundancia de los resultados, de manera tal que no se pueden definir grupos de clases ni interpretar alguna tendencia. En el caso de usar menos clases, se pierde cierta información y detalle en el mapa, la cual es importante para interpretar alguna tendencia.

El tiempo de muestreo consiste en abarcar el ciclo de la ondícula o tomar un unos milisegundo más. Esto se hace con la intención de captar todo el evento contenido en el reflector sísmico, que es reflejo de las propiedades intrínsecas de la roca. En la figura 63 se observan dos mapas generados a un mismo nivel, sin embargo se varió el tiempo de muestreo variándole de +10 a -40 ms y de +4 a -28 ms. Es este ejemplo se tomaron siete clases. Debajo de los mapas se observa que a cada familia de ondículas le corresponde un color en particular. Mas debajo de estos, se observa una línea roja que representa que todas las familias son diferentes entre sí y que no existe una redundancia de datos. Y la línea de color verde indica que las 7 clases abarcan todo el ciclo de la ondícula (de valle a pico).

Al realizar un análisis de la clasificación en estos mapas, se encontró que muestran ciertos patrones sedimentarios como lóbulos de deltas que son erosionados por canales distributarios. Se observan aglomeraciones de cuerpos y cuerpos que son divididos por canales erosivos.

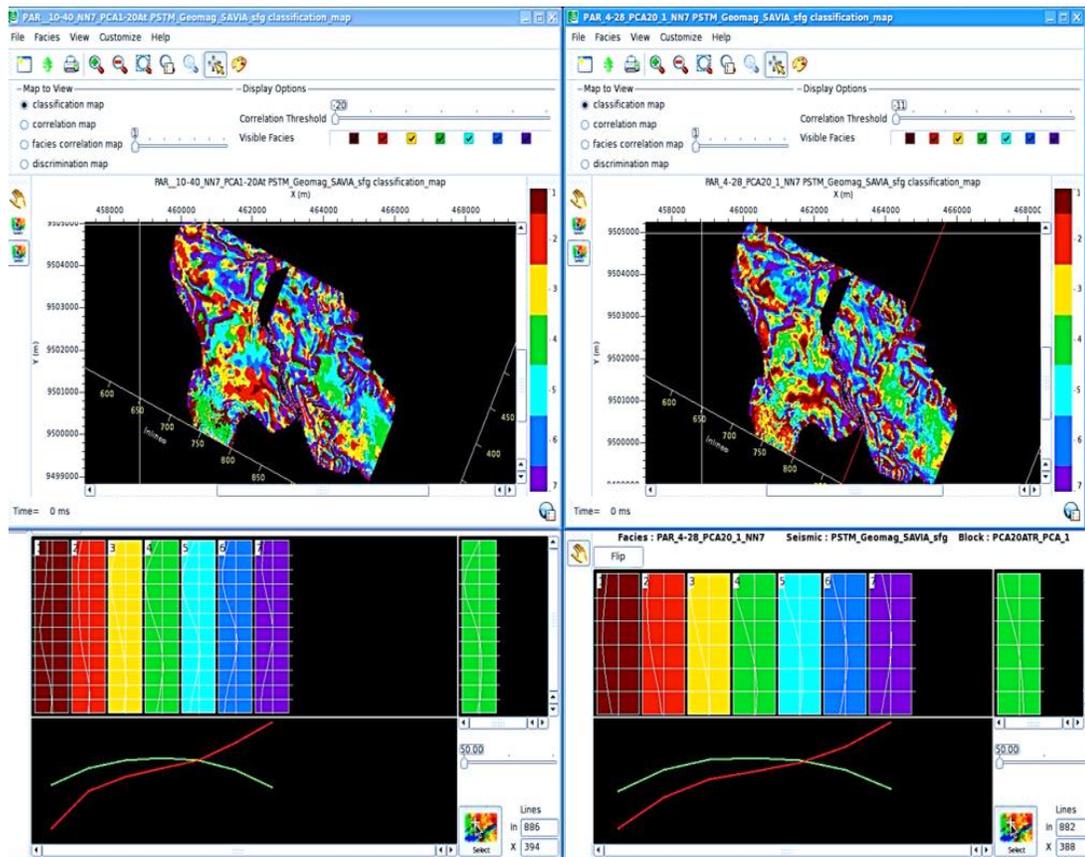


Figura 63. Mapa de facies sísmicas correspondientes al intervalo “a” de +10 a -40 ms y de +4 a -28 ms con 7 clases.

En la figura 64 se observa el mapa de facies sísmicas correspondientes al intervalo “c” de +10 a -60 ms con siete clases. Del mismo modo se realizó un análisis de patrones sedimentarios, pero no se encontró coherencia en los datos. Todos los mapas generados en los tres intervalos con diferentes clases y tiempos de muestreos, nos indican que no son determinantes para tener la certeza de estar en un ambiente deltaico. Es por este motivo, que se procedió a realizar la clasificación de facies sísmicas en el análisis de componentes principales (PCA).

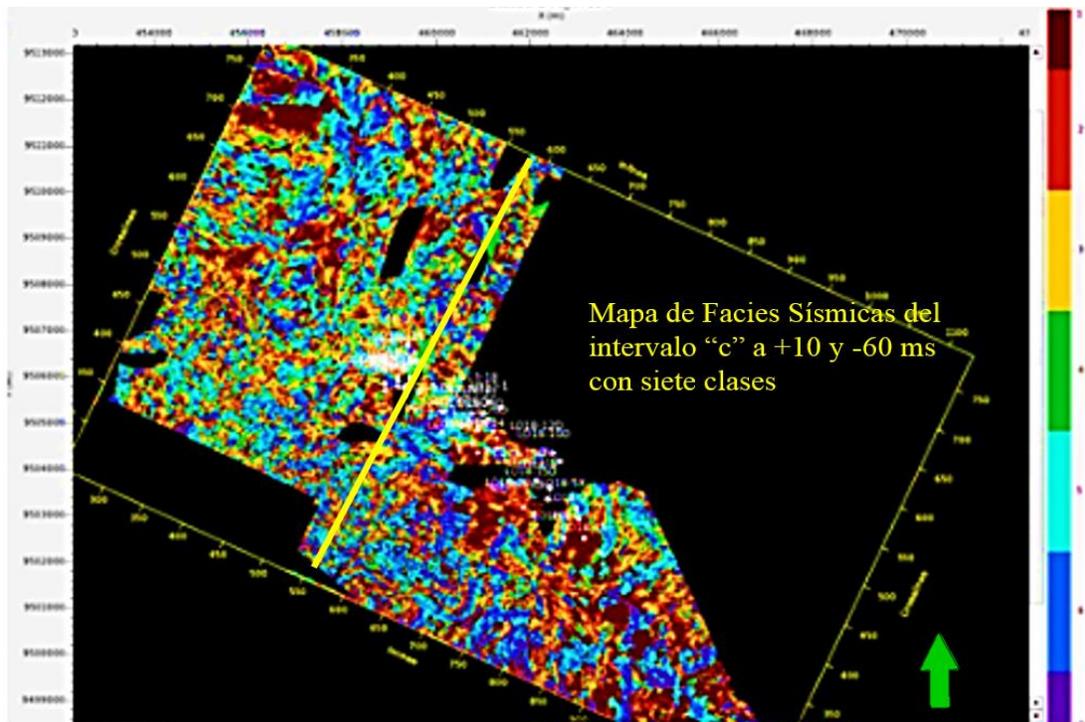


Figura 64. Mapa de facies sísmicas PCA correspondientes al intervalo c con análisis de componentes principales con 7 clases.

El resultado de ocho volúmenes sísmicos analizados en un gráfico cruzado multivariable son ocho volúmenes híbridos, sin embargo sólo los cuatro primeros contienen información sin redundancia de datos. En la figura 65, se muestra las secciones y el mapa correspondiente al horizonte Pariñas en el intervalo "c" con siete clases. Se puede apreciar una gran diferencia con la figura 65. El intervalo "c" corresponde a un ambiente deltaico distal, es por este motivo que en la clasificación de facies por trazas nos da un resultado caótico puesto que la litología predominante es lutitas con arenas de granos finos. Pero cuando se hace la clasificación al PCA, se encuentra una familia de trazas que se puede distinguir con más claridad (figura 65). Es por este motivo que se decidió analizar la clasificación de facies sísmicas en los PCA. Además cabe resaltar que el tiempo de muestreo abarca desde el tope y la base de la Fm. Pariñas, es decir los cuatro intervalos. En algunos casos se modificó el tiempo de muestreo por debajo de la base de la formación. Por otro lado, se mantuvo el número de clases en siete ya que identificaba todas las familias de trazas.

Se realizan varias secciones para poder determinar cuál de los volúmenes PCA utilizar. Por ejemplo, en la figura 65 en el PCA 1 se puede observar un cuerpo dentro del intervalo “c”, en el PCA 2 se pueden ver algunos cuerpos aislados. En el PCA 3, no hay datos, en el PCA 4 aparecen los datos sin embargo estos datos no se observan en el PCA 1 ni PCA 2. En el PCA 5 y PCA 6 hay una mezcla de información de todos los PCA anteriores, es por este motivo que no se utilizan.

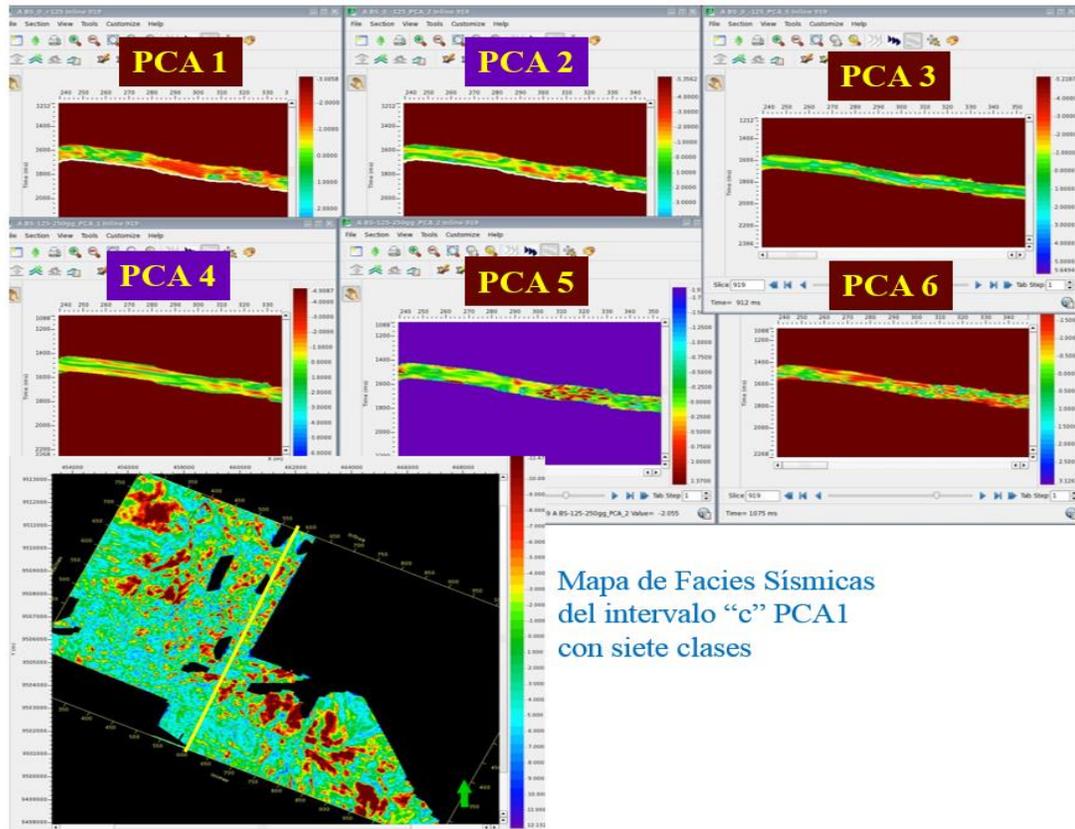


Figura 65. Secciones PCA y mapa correspondientes al intervalo c con 7 clases.

El análisis se realizó en los cuatro PCA y a siete clases, buscando cuerpos que posteriormente se compararán con las arenas productoras correspondientes a los lóbulos deltaicos del ambiente sedimentario de la Fm. Pariñas. En la figura 66, se observa una correspondencia de cuerpos en el PCA3 y PCA 2. Esta correspondencia de cuerpos significa que los patrones identificados en los diferentes PCA se han mantenido. Estos cuerpos son los que se buscaron para luego cartografiarlos y posteriormente buscar la correspondencia con cuerpos de arena petrolífera.

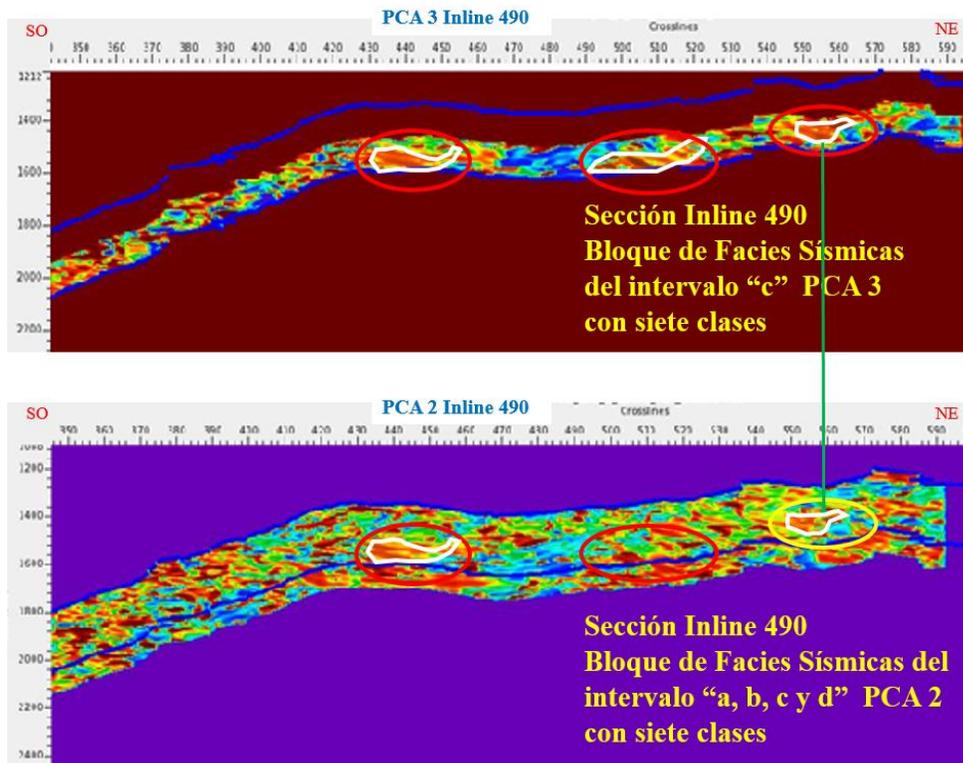


Figura 66. Secciones de facies sísmicas PCA 2 y 3 con 7 clases.

Luego de buscar los cuerpos en los cuatro PCA, se obtuvo que la mayoría de cuerpos están correlacionados con el PCA 1, es decir el PCA 1 contiene la mayor información y es por este motivo que se utilizó para delinear y cartografiar cuerpos. Sin embargo, se utilizaron los otros cuerpos utilizados en los demás PCA para tenerlos como referencias probables. En la figura 68 se observan los resultados de los análisis en el PCA 1 en los diferentes intervalos. Se puede observar que los tres mapas contienen diferente información y se encerró en círculo de color rojo en el intervalo a y c unos cuerpos que posteriormente se identificaron como posibles prospectos exploratorios. Debajo de los mapas se muestra la sección sísmica y la sección de facies sísmicas, en la cual se observa los diferentes intervalos correspondientes a diferentes reflectores sísmicos. En ambas secciones se puede apreciar claramente que los reflectores no son continuos y varían horizontal y lateralmente. Se puede notar también, que los cuerpos de interés están con facies de color rojo oscuro y corresponden a los intervalos a y c.

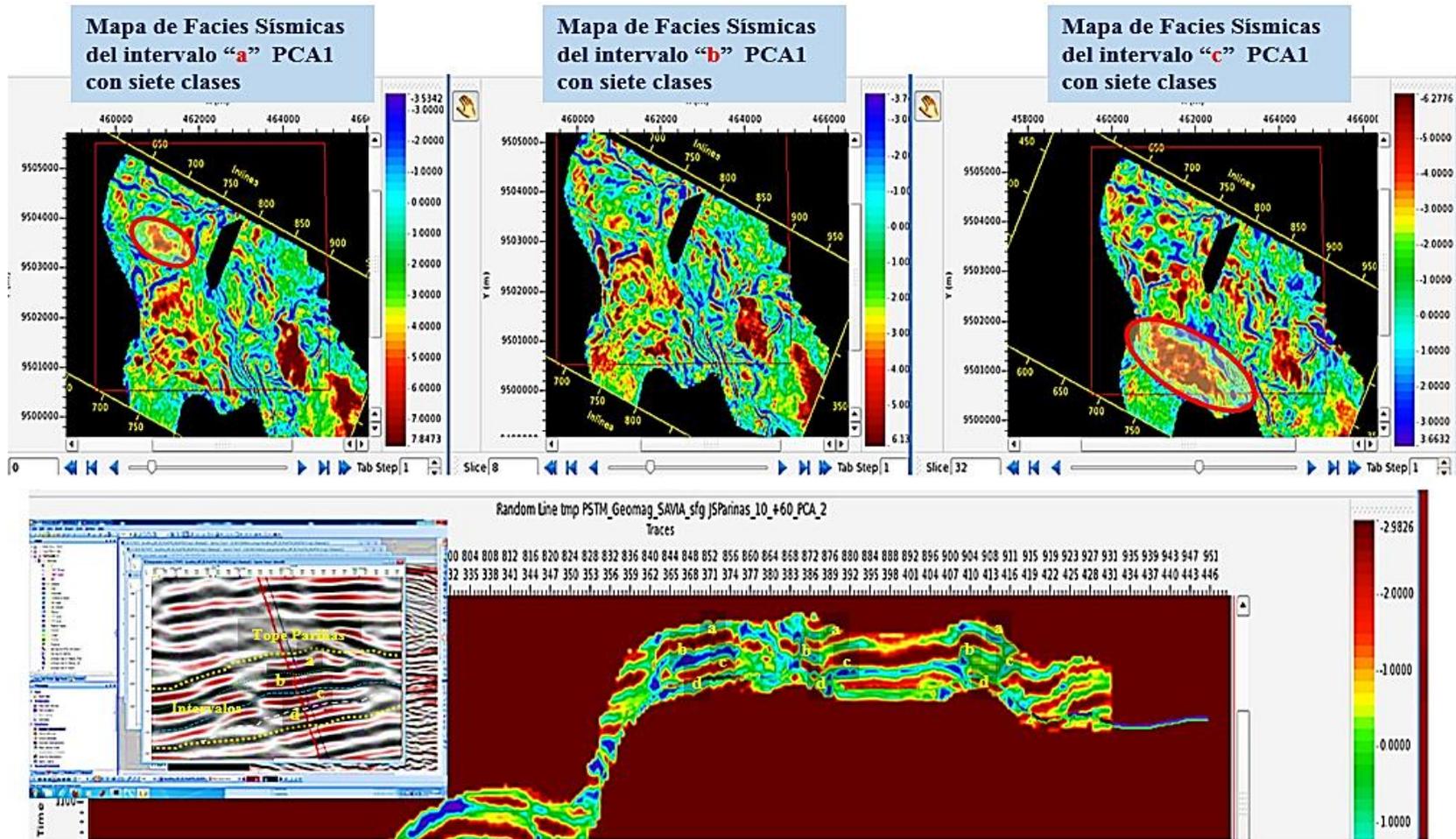


Figura 67. Mapa de facies sísmicas correspondientes al intervalo a, b y c con sección 7 clases.

En la figura 68 se observa dos secciones sísmicas con rumbo SO-NE y NO-SE, en los cuales se ha sobrepuesto las facies sísmicas solo para notar que dentro de un mismo reflector correspondiente a una formación no es posible diferenciar cambios correspondientes a la litología. El Pozo LO6-25 es productor de petróleo en la Fm. Pariñas, con buen espesor de arena y buena producción. Se puede notar que corresponde a la facie de color rojo y el pozo LO6-23 que está a unos cuantos metros al costado, no tiene producción y el espesor de arena es pequeño. Sísmicamente es el mismo reflector y estructuralmente está un poco más alto (se observa en el mapa esquina superior derecha, el color rojo es alto estructural relativo), sin embargo cambió su facie litológica y por ende su facie sísmica y es de color verde claro.

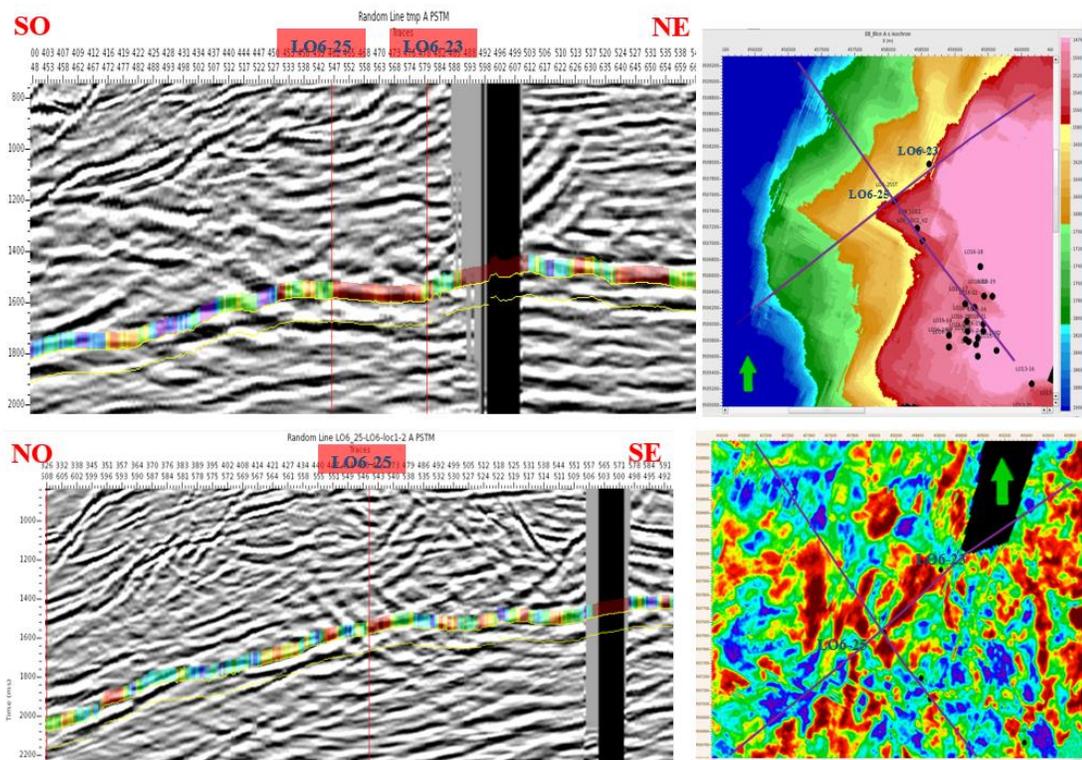


Figura 68. Secciones sísmicas mostrando los resultados del PCA 1 y mapa de facies sísmicas PCA 1 y mapa estructural en tiempo.

Posterior a la identificación de cuerpos se realizó la integración con los mapas de electrofacies para ver la correlación con las arenas productoras de la Fm. Pariñas. En la figura 69 se observa el mapa de facies sísmicas PCA 1 integrado con los cuerpos de PCA 2 y PCA 3 correspondiente al intervalo “a” y las electrofacies superpuestas. En

los elipsoides de color rojo se indican las electrofacies y las arenas petrolíferas. Además, en esta figura se han encerrado con color azul los cuerpos que aún no han sido perforados y que son potenciales arenas productoras.

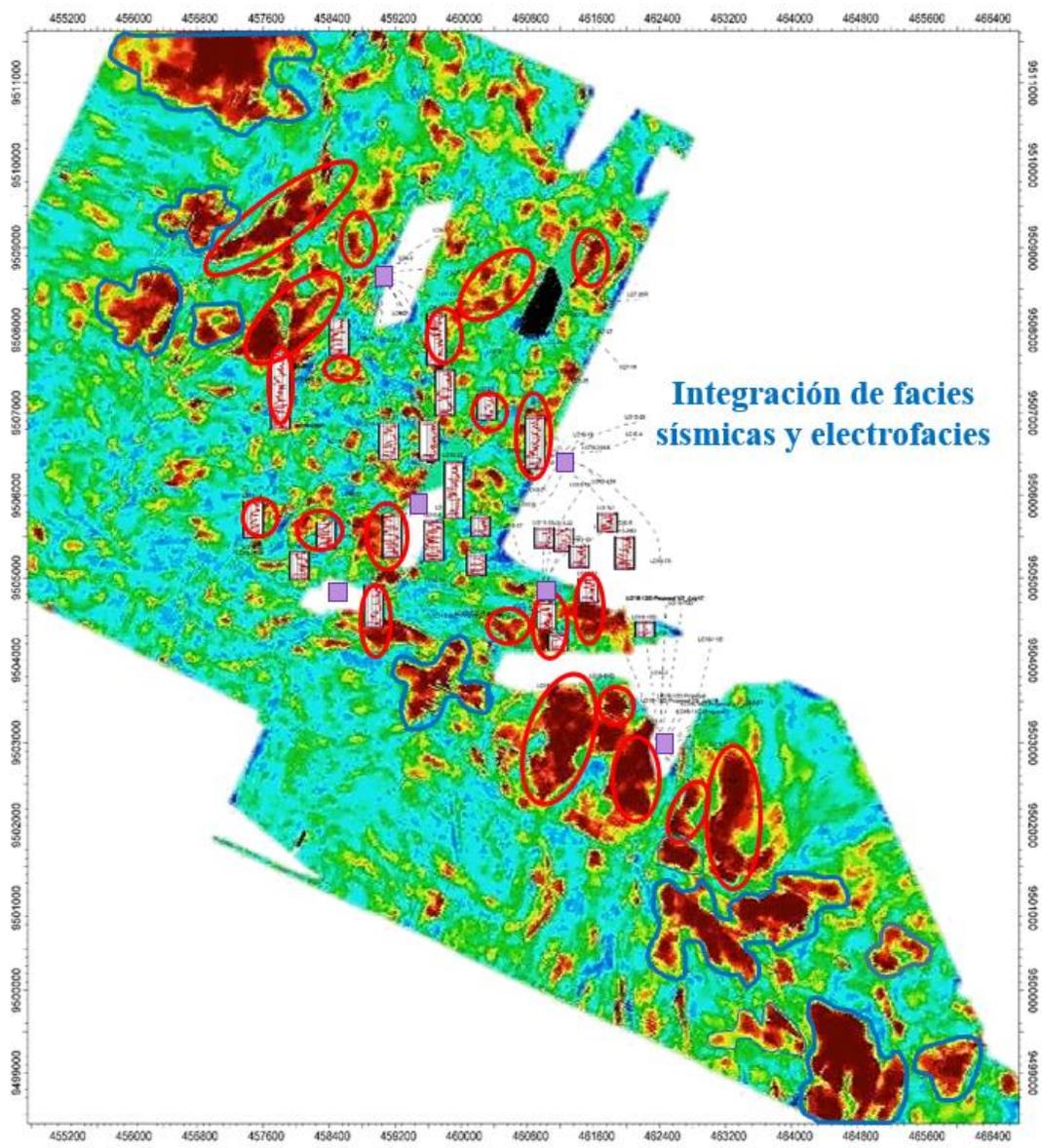


Figura 69. Mapa de facies sísmicas PCA 1 con electrofacies sobrepuestas.

En la figura 70 se presenta el mapa de facies sísmicas y se indica en círculos de color amarillo, blanco y rojo el espesor en pies de la arena neta petrolífera. Se puede apreciar

que existe una alta correlación entre los cuerpos identificados en las facies sísmicas y los círculos de color amarillo que son las de mayor espesor de arena. Esto es un buen indicador que este método sirve para la búsqueda e identificación de cuerpos arenosos.

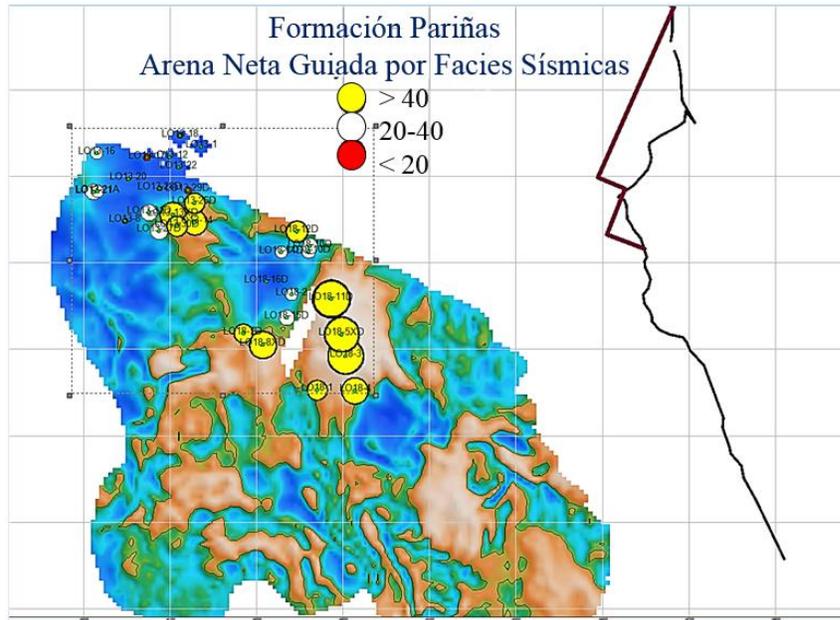


Figura 70. Mapa de facies sísmicas PCA indicando la arena neta petrolífera.

En la figura 71 se aprecian los diferentes patrones sedimentarios interpretados como deltas, deltas sobrepuestos, deltas erosionados, fallas y canales. Las facies de color rojo y marrón se han identificado como deltas sobrepuestos unos a otros, dando como resultado espesores potentes de arenas. También se pueden observar, que hay deltas que han sido erosionados por canales distributarios. La dirección del aporte sedimentario es EO.

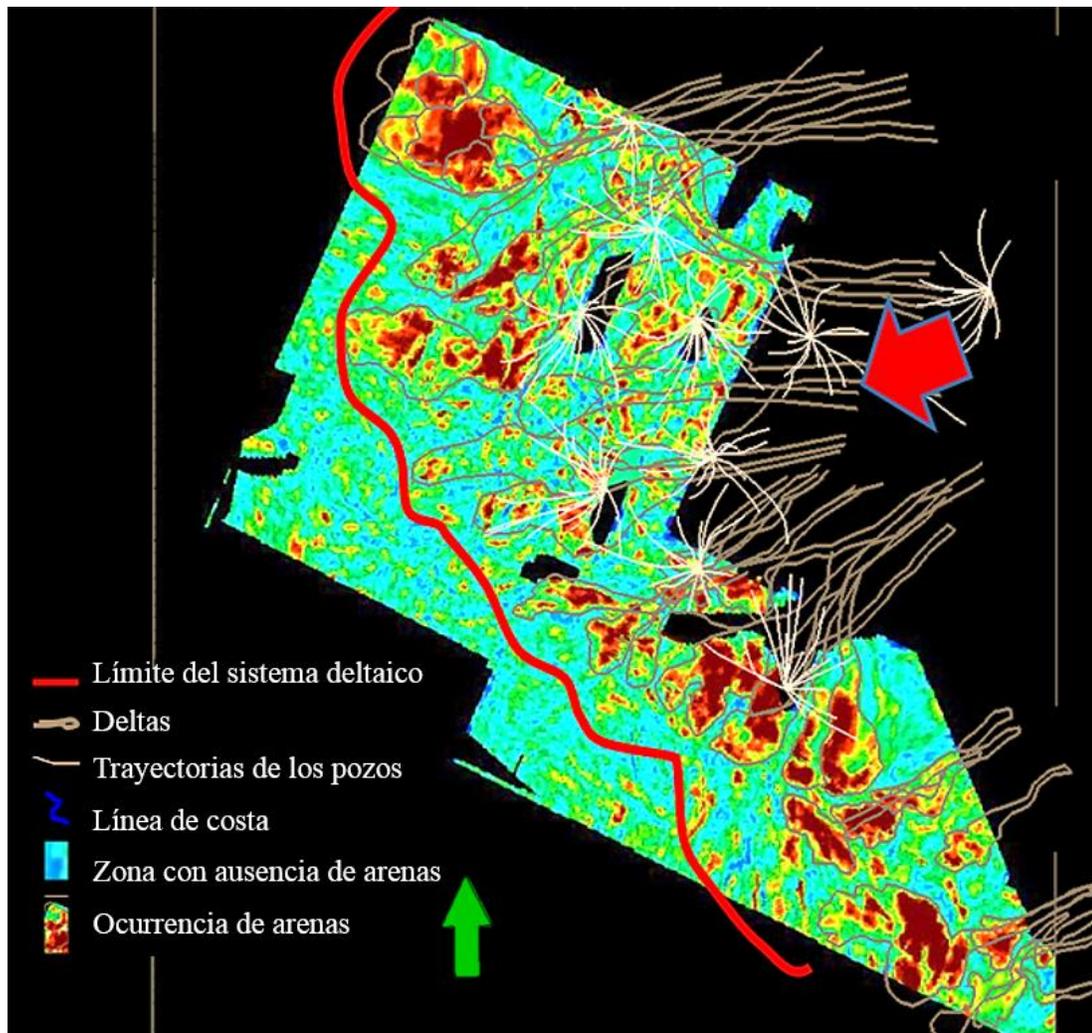


Figura 71. Mapa de facies sísmicas PCA 1 con interpretación de los patrones sedimentarios.

Por último, se realizó la visualización en profundidad de los cuerpos y se planificó las labores de perforación para seguir desarrollando el campo Lobitos. En la figura 72 se observan las visualizaciones en profundidad de los cuerpos encerrados en color amarillo que se proponen perforar. También se aplicaron técnicas de visualización como es la opacidad para poder dimensionar el tamaño de los cuerpos y verlos en tres dimensiones (figura 73). Esta opacidad nos ayuda a cuantificar en volumen de reservas de cada cuerpo de arena.

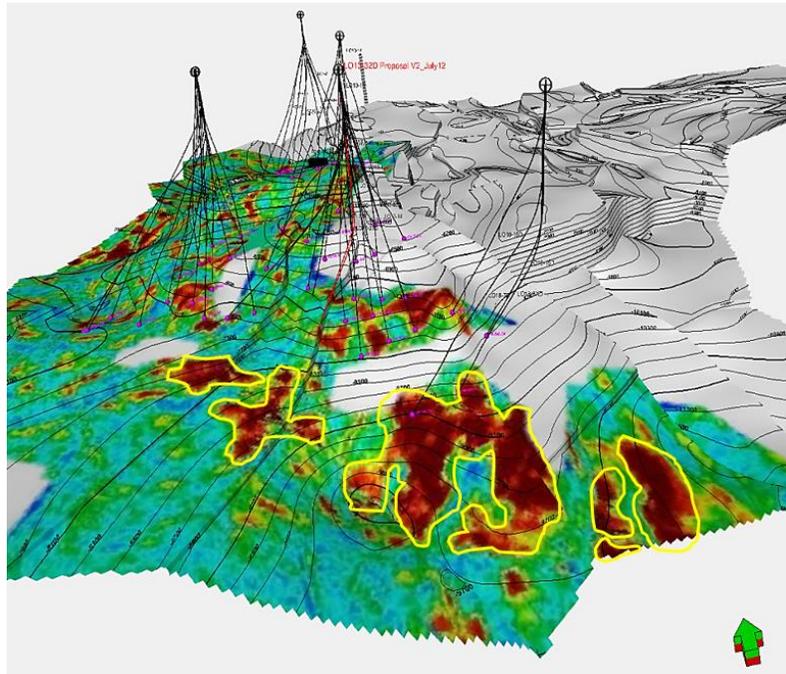


Figura 72. Mapa de facies sísmicas PCA 1 indicando los prospectos.

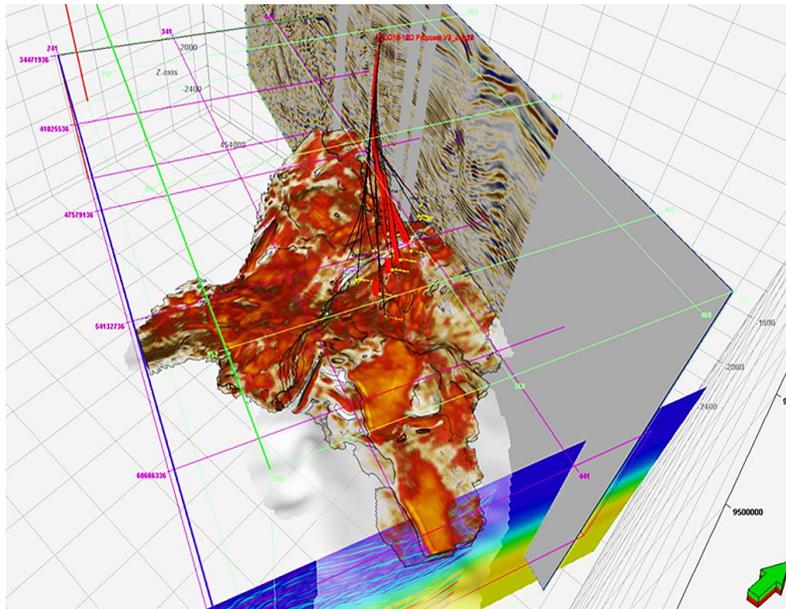


Figura 73. Técnicas de opacidad para visualizar los geocuerpos.

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES

Es un gran aporte la generación de una metodología práctica para estudiar la clasificación de facies sísmicas basadas en las formas de las trazas sísmicas y en PCA, con diferentes parámetros y en distintos intervalos pertenecientes a la Formación Pariñas, y de la cual se obtienen las siguientes conclusiones:

- En este tipo de estudio es primordial limpiar la sísmica de ruidos coherentes y artefactos que dañan la calidad y deforman la forma de la ondícula.
- El control de la información de entrada ya sea del posicionamiento geodésico o de la corrección de los registros de pozo, es de vital importancia ya que se trata de tener el menor error asociado posible para obtener resultados con exactitud y precisión.
- Para trabajar con datos sísmicos en estudios estratigráficos es necesario que el volumen sísmico se encuentre en fase cero ya que esto hace que se respete cada evento geológico y se proyecte en tiempo.
- El modelo de velocidades tiene que ser lo mejor trabajado para poder identificar los eventos geológicos (geocuerpos) en profundidad.
- El uso del análisis de componentes principales es un método de gran ayuda para la reducción de datos y para obtener información con la mayor cantidad de datos.
- La generación de varios mapas de facies sísmicas usando la forma de la traza ayuda a identificar patrones sedimentarios sin embargo, en este caso no fue de mucha ayuda, por este motivo se utilizó la clasificación de facies en los PCA.
- Se identificaron los patrones sedimentarios para la Formación Pariñas que es de ambiente deltaico. Se delinearon lóbulos, abanicos de ruptura, canales de alta energía, deltas y canales distributarios.

- Al usar los pozos productores para la identificación de las arenas petrolíferas y hacer una correlación entre los resultados de la clasificación de facies sísmicas PCA se observó que efectivamente tienen una correspondencia alta entre ellos. Esto se comprobó con las electrofacies que también nos indicaron arenas. Por lo tanto, nos sugiere que este método identificó cuerpos de arenas, sin embargo no se puede decir que contengan hidrocarburos.
- Con el análisis de la clasificación de facies sísmicas también se pudo identificar zonas de fallas que fueron comprobadas con los atributos estructurales realizados sobre el horizonte.
- Se mejoró el modelo estratigráfico y sedimentario del campo Lobitos, se delinearon los abanicos deltaicos y se comprendió la heterogeneidad de este ambiente. Así mismo, se llegó a entender por qué en pozos continuos no se encontraba la arena productora y ya no se recurre a poner fallas geológicas sino se refiere a cambios laterales de facies. Los canales de alta energía tienen buena continuidad lateral y su migración lateral es estimable.

## *RECOMENDACIONES*

Sobre la base de los resultados obtenidos y las conclusiones de este trabajo, se presentan las siguientes recomendaciones:

- Aplicar la metodología planteada en este trabajo de grado para realizar este estudio en las demás arenas productoras de los campos vecinos.
- Perforar los cuerpos identificados de mayor tamaño con pozos verticales. Si se tiene éxito, entonces implementar el plan de desarrollo con pozos horizontales. Estos pozos deben ser perforados en dirección a la sedimentación. Se debe tener presente la ubicación del talón del pozo horizontal, ya que el potencial inicial depende de la calidad de la roca de esa zona. Y se recomienda además, hacer la geo-navegación en tiempo real.
- Identificar las unidades hidráulicas y generar correlaciones a escala de parasecuencia en la zona que se requiera drenar.
- Generar mapas de paleobloques para establecer posibles zonas de riesgo durante las propuestas de pozos horizontales.
- Generar sus mapas isópacos y estructurales que expresen los truncamientos y coalescencias de las arenas (cuerpos).

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alemán, A., and Morris, R.C., 1975. Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero Formation in northwest Peru. *Sociedad Geológica del Perú*. 48: 49-64.

Aliaga, E., 1979. Palynological study of the Inter Mogollón from Calamar to New Jabonillal; Petróleos del Perú. *Sociedad Geológica del Perú*. 36. 58-74.

Ballesteros, M.; Moore, F.; Taylor, B., and Rupert, S., 1988. Seismic stratigraphic framework of the Peru: Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Initial Report*. 112: 77-90.

Banch, R.E., 2004. Clasificación de datos geofísicos mediante el uso de atributos sísmicos no convencionales y redes neuronales. PDVSA Intevep, Venezuela.

Banch, R.E., Jiménez, J.R., 2002. Content addressable memories for seismic attribute pattern recognition, in Proceedings of the 64th Conference of the European. *Association of Geophysicists and Engineers (EAGE)*, Florence, Italy.

Banch, R.E., Michelena, R., 2000. Well log estimates and confidence intervals by using artificial neural networks, in Proceedings of the 70th Annual Meeting. *Society of Exploration Geophysicists (SEG)*, Calgary, Canada.

Brosforth, T., 1922. Geology of the Tertiary and Quaternary period in the North West part of Peru. *General Books*. Bulletin 112.

Brown, L.L., Pickens, J.C., Singer, B.S., and Jicha, B.R., 2004. Paleomagnetic directions and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the Talara-San Pedro volcanic complex, Chilean Andes. *Journal of Geophysical Research*. Bulletin 109.

Chopra, S., and Marfurt, K.J., 2006. Curvature attribute applications to 3D surface seismic data: Recorder. Bulletin 7: 44-56.

Chopra, S., Kumar, D., Rastogi, B.K., Choudhury, P., Yadav, R.B., 2012. Deterministic seismic scenario for Gujarat region, India, *Natural hazards*. Bulletin 60: 517-540

Cruzado, J., 1970. Geología del área comprendida entre los ríos Santa y Cabana. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. 34: 5-14.

Cruzado, J., 1985. Foraminíferos planctónicos del noroeste Peruano. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. 74: 1-15.

Dalmayrac, B., and Laubacher, G., 1988. Caracteres generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. 12, Serie D.

Faust, L.Y., 1953. A Velocity function including lithologic variation, *Geophysics*. Bulletin 18: 271.

Fildani, A., Hanson, A., Chen, Z., Moldowan, J.M., Graham, A., and Arriola, R., 2005. Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. *American Association of Petroleum Geologist*. Bulletin. 89: 1519-1545.

Frizzell, D.L., 1943. Upper Cretaceous foraminifera from northwestern Peru. *Journal of Paleontology*, Bulletin 17: 331-353.

Graña y Montero Petrolera S. A., 1993. Geochemical Survey in the La Cruz District, Near the Zorritos Oil Field, Peru. A Passive Soil Gas Geochemical Exploration Method. Surveys for Petroleum Exploration. Perupetro Technical Archive. s/n.

Gonzales, G., 1973. Modelos Deposicionales en el Eoceno del Noroeste del Perú, II Congreso Latinoamericano de Geología, Venezuela. Vol. 58: 41-54.

Gonzales, E., 2005. Modelo sedimentario de la Fm. Basal Salina cuenca Talara: Ingepet seminario, Lima, Perú. EXPR-1-EG-13.

Gonzales, E., y Alarcón, P., 2002. Potencial hidrocarburífero de la cuenca Talara. Ingepet, seminario, Lima, Perú. EXPR-1-EG-5.

Grzybowski, J., 1899. Die Microfauna der Karpathenbildungen; III-Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice. *Kosterkiewicz*, 8°. 22 S. mit 2 Taf.

Gutiérrez, F.E., Arriola, P.R., y Ipenza, F., 2002. Análisis estratigráfico de los ciclos Talara-Verdun para la generación de nuevas oportunidades-Yacimiento Carrizo-cuenca Talara –Peru: Ingepet-Perupetro, EXPR-3-FG-33.

Hampson, B., Schuelke, J. and Quirein, J., 2001. Use of Multi-attribute Transforms to Predict Log Properties from Seismic data: *Geophysics*, Bulletin 66: 3-46.

Haykin, S., 1994. *Neural Networks: A comprehensive Foundation*. Macmillan, Toronto, Canada.

Higley, D., 2004. The Talara basin province of northwestern Peru: Cretaceous –Tertiary total petroleum system. *U.S. Geological Survey. Bulletin.* 52: 2206.

Hilterman, F.J., 1982. Interpretive lessons from three dimensional modeling, *Geophysics. Bulletin* 7: 784-808.

Hubral, P.J., Schleicher, M., and Hanitzsch, C.H., 1993. Determination of of Fresnel zones from travelttime measurements, *Geo-Geophysics. Bulletin* 58: 703-712.

Iddings, A., and Olsson, A.A., 1928 y 1930. Geology of Northwest Peru. *American Association of Petroleum Geologist. Bulletin.* 12: 1-39.

Jaillard, E., Ordonez, S., Benitez, G., Berrones, N., Jimenez, G., Montenegro, C., and Zambrano I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous to late Eocene times. *American Association of Petroleum Geologist.* 62: 597-613.

Kohonen, T., 2001. *Self-Organizing Maps*, 3rd ed.: Springer-Verlag.

Kraemer, P.G., Weiner, A., y Álvarez, P., 1999. Evolución tectono-estratigráfica de la cuenca de Tumbes-Progreso, offshore Perú: *Ingepet-Petroperu*, EXPR-1-PK-07.

Liner, C., 2004. *Elements of 3D Seismology*. 2nd ed. Departamento de Geociencias. Universidad de Tulsa. Oklahoma, Estados Unidos.

Sheriff, R.E., 1991, *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, Third Edition: *Society of Exploration Geophysicists.* 384.

Lonsdale, P., 1978. Ecuadorian subduction system. *American Association of Petroleum Geologist. Bulletin* 62: 2454-2477.

Luna, C., 1993. Bioestratigrafía del noroeste Peruano. *Boletín Sociedad Geológica Perú.* 60: 219-232.

Marocco, R., Megard, F., and Sanz, V., 1983. Evolución de la Sedimentación encima de la margen activa de los Andes: Cuenca Talara, norte del Perú. *V Congreso peruano de geología.* 12

Marroquín, I. D., Hart, B.S., and Brault, J.J., 2009. A visual data-mining methodology to conduct seismic-facies analysis, part 2: Application to 3D seismic data: *Geophysics*, this issue.

Marsaglia, K.M., and Carozzi, A.V., 1991. Depositional environment, sand provenance, and diagenesis of the Basal Salina Formation (lower Eocene), NW Peru: *Journal South American Earth Sciences*. 3: 253-267.

Martínez, M., 1970. Geología de basamento Paleozoico en las Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en rocas Paleozoicas del noroeste del Perú. *Primer Congreso Latinoamericano de Geología*. 2: 105-138.

Matos, M.C., Osorio P.L., & Johann P.R., 2005. Vertical Seismic Facies Detection through Unsupervised 3D Voxel based Seismic Facies Classification Applied to a Turbidite Field in Campos Basin, Brazil. In: *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Expanded Abstracts*. CD-ROM.

McCulloch, W.S., and Pitts, W., 1943. A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity: *Bull of Math Biophysics* 5:115–133.

Minsky, M., y Papert, S., 1988. Perceptrons. An Introduction to Computational Geometry, Expanded Edition, *The MIT Press, Cambridge, Massachussets*, 1988.

Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., and Farfa-Medrano, A., 1988. An accreted continental terrane in Northwestern Peru. *Earth Planetary Science Letters*. 88: 192-192.

Murany, E., 1972. Tectonic Basis for Anaco Fault, Eastern Venezuela. *AAPG. Bulletin* 56: 5.

Palacios, O., 1995. Geología del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín 55. Serie A Carta Geológica Nacional. 211.

Petters, V., 1967. Stratigraphy of the western “Celica basin” (SW Ecuador). *Symposium International sur la Géodynamique Andine*. 399-402.

Pindell, J., and Tabbutt, K.D., 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In: Tankard, R.; Suarez S., and Welsink, H., (edt.). *American Association of Petroleum Geologists*. Bulletin62: 101-128.

Poupon, M., Gil, J., Vannaxay, D., and Cortilla, B., 2004. Tracking tertiary delta sands (Urdaneta West, Lake Maracaibo, Venezuela): An integrated seismic facies classification workflow: *The Leading Edge*. Bulletin 23: 909–912.

Pozo, G., 1991. Bioestratigrafía de alta resolución y su aplicación en la identificación de secuencias crono estratigráficas de tercer orden en el Paleoceno del Lote X-Cuenca Talara-Perú. *Sociedad Geológica del Perú*. Boletín 35: 74-86.

Ráez, M., 1999. Tectónica en la cuenca Talara costa-afuera, nor-oeste Perú. Ingepet. *Sociedad Geológica del Perú*. EXPR-1-MR-12. 5

Rayleigh, T., 1993. Instability: experiments with image analysis. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. Elsevier Science Publishers. Bulletin 20: 127-153.

Reyes, L., 1987. Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones. *Informe inédito Petroperú*. 57.

Rondón, O., et al. 2002. Obtención de mapas de similitud de sísmica 2D mediante redes neuronales. XI Congreso Venezolano de Geofísica.

Roy, L., Sen, M.K., McIntosh, K., Stoffa, P.L., and Nakamura, Y., 2005. Joint inversion of first arrival seismic travel-time and gravity data. *Journal of Geophysics Engineer*. Bulletin 2: 277.

Sánchez, A., 1993. Geología de los cuadrángulos de Talara y Máncora. INGEMMET. 56 serie A: carta nacional. 400.

Serrane, M., 1987. Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Instituto Francés de Estudios Andinos y Petróleos*. Bulletin 16: 103-125.

Shepherd, G.L., and Moberly, R., 1981. Southern extension of the Dolores-Guayaquil Megashear across the continental margin of northwest Peru and the Gulf of Guayaquil. EOS (*American Geophysical Union Transactions*). Bulletin 56: 442.

Sheriff, R.E., 1991. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, Third Edition: *Society of Exploration Geophysicists*. 384 p.

Sheriff, E.G., and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*, (2nd ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 592 pp.

Sheriff, 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics, Fourth Edition. *Society of Exploration Geophysicists*. 1013.

Soto, J.A., 2013. Estimación de litofacies, delineación estructural y estratigráfica, guiada con información sísmica 3D y registros eléctricos, Formación Pariñas, campo Lobitos, Talara Perú. Informe especial. 315.

Stainforth, R.M., 1954. Ages of Tertiary formations in northwest Peru. *American Association of Petroleum Geologists*. Bulletin 39: 2068-2077.

Stone, B., 1949. Stichocassidulina, a new genus of foraminifera from northwestern Peru. *Journal of Paleontology*. Bulletin 20: 59-61.

Stratimagic, 2007. Manual de usuario de Stratimagic de la empresa Paradigm.

Tabti, H., Gelius, L.J., and Hellmann, T., 2004. Fresnel aperture prestack depth migration. *First Break*. Bulletin 22: 39-46.

Tesi, M., 2011. Análisis estratigráfico integrado con atributos sísmicos en la Formación Patchawarra, Cuenca Cooper, Australia. Tesis de grado de la Universidad Simón Bolívar.

Travis, R.B., 1953. La Brea-Pariñas oil field, northwest Peru. *American Association of Petroleum Geologists*. Bulletin 37: 2093-2118.

Valencia, K., and Uyen, D., 2002. Cuenca Lancones: Interpretación geológica. *Ingepet-Perupetro*, EXPR-3-KV-18.

Von Huene, R., and Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of the continental crust. *Geophysics Journal*. Bulletin 29: 279-316.

Williamson, A., et al. 2002. Quantitative interpretation of neural network seismic facies – Oriente basin Ecuador. *EnCana Corporation*, Calgary, Canada.

Xiong, W., Wan, Z.H., Chen, M.S., and Zhang, H.Y., 2010. Semi-automatic determination of the number of seismic facies in waveform classification: 72nd *Annual International Conference and Exhibition*, EAGE, Extended Abstracts, 1729-1733.

Zerpa, L., 2001. Fundamentos lógicos de las redes neurales artificiales. 1ra Edición. Caracas, Venezuela.

Zuñiga-Rivero, F., Keeling J.A., and Hay-Roe, H., 1998. Peru's coastal basins: 2-Peru onshore deep-water basin should have large potential. *Oil & Gas Journal*. Bulletin 96: 88-95.

Zuñiga-Rivero, F., Hay-Roe, H., and Vargas, T., 1999. Peru's coastal basin-5 (conclusion). Potential untested under 50 million acres in Peru. *Oil & Gas Journal*. Bulletin 97: 67-72.