

**REVISTA DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA**



VOL. 36

CARACAS - VENEZUELA, 2021
e-ISSN 2443 - 4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Nº 2

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

Prof. Cecilia García Arocha	Rectora
Prof. Nicolás Bianco	Vicerrector Académico
Prof. Amalio Belmonte	Vicerrector Administrativo
Prof. Amalio Belmonte	Secretario

AUTORIDADES DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

Prof. María Esculpi	Decana
Prof. Ronald Torres	Director de la Coordinación Administrativa
Prof. Froylan Lozada	Directora de la Coordinación Académica
Prof. Rebeca Sánchez	Directora de la Coordinación de Investigación
Prof. Alexander Cepeda	Director de la Coordinación de Extensión
Prof. Maribel Suarez	Directora de la Coordinación de Pasantías y Servicios Comunitarios
Prof. María Itriago	Directora del Ciclo Básico
Prof. Milagro Lara	Directora de la Escuela de Ingeniería Civil
Prof. Julio Molina	Director de la Escuela de Ingeniería Eléctrica
Prof. Ricardo Alezones	Director de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Prof. Tibisay Zambrano	Directora de la Escuela de Ingeniería Mecánica
Prof. Ruth Bisbal	Directora de la Escuela de Ingeniería Metalúrgica y Ciencia de los Materiales
Prof. Miguel Castillejo	Director de la Escuela de Ingeniería de Petróleo
Prof. Jhonny Vázquez	Director de la Escuela de Ingeniería Química
Prof. Angelo Marinilli	Director del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales
Prof. Ivan Saavedra	Director del Instituto de Mecánica de Fluidos
Prof. Tamara Pérez	Director del Centro de Procesamiento de Datos
Prof. Manuel Barrios	Director del Ciclo Básico Experimental Núcleo de Cagua
Prof. Simón Morales	Presidente de la Comisión de Estudios de Postgrado
Prof. Ronald Torres	Director de Servicios Básicos

La Revista de la Facultad de Ingeniería es una publicación semestral, multidisciplinaria, para la difusión de trabajos originales en cualquier área de la Ingeniería y Ciencias Básicas. Adicionalmente podrá dedicar ediciones ordinarias y/o especiales a fortalecer la proyección y divulgación técnico-científica de la Facultad de Ingeniería de la UCV al publicar, previo arbitraje, los mejores trabajos presentados en eventos organizados por la Facultad de Ingeniería y otros eventos científicos de relevancia nacional e internacional.

COMITÉ EDITOR

Prof. Maribel Suarez	Editor Jefe
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Rodrigo Palacios	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Larry Mendoza	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Pio Arias	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Frank Audemar	Editor Regional
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS)	
Prof. Wagdi Naime Yehia	Editor Regional
Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat (ANIH)	
Prof. Wilfrido González	Editor Regional
Universidad Simón Bolívar (USB)	
Prof. Isandra Ángel	Editor Regional
Universidad Simón Bolívar (USB)	
Prof. Amilkar Fragiél	Editor Regional
Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC)	
Prof. Angelo Marinilli	Editor Regional
Universidad Católica Andrés Bello (UCAB)	
Prof. Edwain Carrasquero	Editor Internacional
Universidad Estatal de Milagro - UNEMI - Ecuador	

Depósito Legal: ppi.200502DC4603

e-ISSN: 2443-4477

La **Revista de la Facultad de Ingeniería** (Editorial Innovación Tecnológica) , Coordinación de Investigación Facultad de Ingeniería, UCV. Edificio del Decanato de la Facultad de Ingeniería, 3º piso, Ciudad Universitaria, Apartado Postal 47885. Zona postal 1053. Caracas, Venezuela. Teléfono (58) 212-605.16.45 / 212-6051644 Telefax: (58) 662.89.27. Correo electrónico de la Revista: revista.ingenieria2@gmail.com. El material contenido en esta publicación puede ser reproducido haciendo mención de los autores y la fuente.

Esta revista es **arbitrada de circulación nacional e internacional**, se publica bajo los auspicios de la Facultad de Ingeniería y el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela. La revista publica artículos en diferentes idiomas: español, inglés. Todos los artículos que la integran son revisados críticamente por especialistas en la materia.



**REVISTA DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA**
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

VOL. 36

CARACAS - VENEZUELA, 2021
e - ISSN: 2443 - 4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Nº 2

Revista de la Facultad de Ingeniería UCV
® Facultad de Ingeniería
Universidad Central de Venezuela
e - ISSN : 2443-4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Entidad Editora:
Editorial Innovación Tecnológica (EDIT)

Editor Jefe:
Maribel Suárez

Corrección de Estilo:
Rodrigo Palacios

Traducción:
Rodrigo Palacios

Diseño, composición, diagramación y
maquetación en LaTeX:
Larry Mendoza

Portada:
Marianella Genatios

Colaboradores:
Heley Pinto
Pedro Brito
Thays Estrada
Israel Gil

Publicado digitalmente en Caracas, Venezuela /
Published digitally in Caracas, Venezuela

Esta Revista se publica bajo el auspicio:
Facultad de Ingeniería,
Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico,
Universidad Central de Venezuela (UCV)

Aumenta la visibilidad de tus investigaciones
ingresando a: <http://saber.ucv.ve>

Repositorio Institucional de la Universidad Central de Venezuela



ARTÍCULOS

Geología, Minas y Geofísica

DELIMITACIÓN DE LA SECUENCIA RUNAWAY, CAMPO BOONSVILLE, TEXAS, COMBINANDO ANÁLISIS DE SIMILITUD Y REDES NEURONALES/ Delineation of the Runaway Sequence, Boonsville Field, Texas, Combining Similarity Analysis and Neural Networks Carla D. Acosta, Milagrosa Aldana, Ana Cabrera	1
ESTRUCTURA CORTICAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA - VENEZUELA / Crustal Structure of the Mérida Andes - Venezuela Freddy Rondón, Jesús Avila, Michael Schmitz, Javier Sánchez-Rojas, Pedro Medina, María Lolli, Dylan Marchena, Luis Yegres, Franck Audemard	13
ASPECTOS ESENCIALES EN EL REPROCESAMIENTO DE SÍSMICA 2D ANTIGUA. CASO DE ESTUDIO: CUENCA UCAYALI, PERÚ / Essential Aspects in Seismic Reprocessing 2D Legacy. Case Study: Ucayali Basin, Peru Massimo Di Giulio C., Johnny Vilca, Raúl Astos, Raquel Encinas, Salvador Diez de la Cortina, Blas Galiano	29
CARACTERIZACIÓN DEL RUIDO SÍSMICO EN VENEZUELA UTILIZANDO REDES SISMOLÓGICAS / Characterization of Seismic Noise in Venezuela Using Seismological Networks José Tomás del Castillo, Michael Schmitz, Herbert Rendón	45
INVERSIÓN ESTOCÁSTICA DE DATOS SÍSMICOS POST-APILADOS DEL CAMPO PENOBSCOT, NUEVA ESCOCIA/ Stochastic Inversion of Post-Stacked Seismic Data of Penobscot, New Scotland Ambar Henríquez, Adrián Randon	59
ESTUDIO DE FUNCIONES RECEPTORAS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL SECTOR MERIDIONAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA / Study of Receptor Functions of the Cortical Structure of the Southern Sector of the Merida Andes María Saavedra, Claudia Quinteros, Michael Schmitz, Herbert Rendón, Leonardo Alvarado	73

INSTRUCTIVOS

NORMAS PARA AUTORES	87
AUTHOR GUIDELINES	90
NORMAS PARA ARBITROS	93
PEER REVIEWER NORMS	94

DELIMITACIÓN DE LA SECUENCIA RUNAWAY, CAMPO BOONSVILLE, TEXAS, COMBINANDO ANÁLISIS DE SIMILITUD Y REDES NEURONALES

CARLA D. ACOSTA^{1,a}; MILAGROSA ALDANA^{2,b}; ANA CABRERA^{2,c}

¹Universidad Simón Bolívar (USB), Coordinación de Ingeniería Geofísica, Caracas, Venezuela

²Universidad Simón Bolívar (USB), Departamento de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela

e-mail: ^acarla.acosi@gmail.com, ^bmaldana@usb.ve, ^canacabrera@usb.ve

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: abril de 2021

RESUMEN

Con la finalidad de reducir el nivel de incertidumbre derivado de analizar solo los mapas de atributos sísmicos, se integraron dos tipos de análisis para caracterizar, sísmicamente, la Secuencia Runaway del Campo Boonsville (Texas, EE. UU.): un análisis de similitud y redes neuronales no supervisadas. A partir de la observación y comparación de ambas técnicas, se identificaron y delimitaron patrones en los datos sísmicos que pudiesen estar asociados con áreas prospectivas. Como datos de entrada, se generaron mapas de atributos sísmicos interválicos y se ubicaron pozos con registros de producción dentro de la Secuencia Runaway. Para realizar el Análisis de Similitud, se modificó y adaptó una rutina de MATLAB para generar mapas de similitud referenciados a pozos con diferentes características de producción. Los mapas obtenidos fueron contrastados entre sí para determinar diferencias entre las regiones de similitud sísmica asociadas a presencia o ausencia de hidrocarburos. Con la red no supervisada de Aprendizaje por Cuantificación Vectorial o "Unsupervised Vector Quantizer (UVQ)", se realizó una clasificación de atributos sísmicos, seleccionando, como datos de entrenamiento, valores en puntos al azar extraídos de los mapas de atributos interválicos de la Secuencia Runaway y un número de 10 grupos o facies. Los resultados obtenidos indican que el análisis de similitud pudiese aportar información sobre la presencia de fluido y el tipo de fluido (gas o petróleo), mientras que los mapas de redes neuronales presentan una buena discriminación de facies, que podrían asociarse a la existencia de un factor litológico influenciado por la porosidad, en las respuestas de los mapas obtenidos.

Palabras claves: Atributos sísmicos, análisis de similitud, redes neuronales, interpretación sísmica, patrones sísmicos.

DELINEATION OF THE RUNAWAY SEQUENCE, BOONSVILLE FIELD, TEXAS, COMBINING SIMILARITY ANALYSIS AND NEURAL NETWORKS

ABSTRACT

In order to reduce the uncertainty level derived from analyzing only the seismic attribute maps, two types of analysis were integrated to characterize, seismically, the Runaway Sequence of the Boonsville Field (Texas, USA): a similarity analysis and an unsupervised neural network. From the observation and comparison of both techniques, patterns in the seismic data, which could be associated with prospective areas, were identified and delimited. As input data, maps of seismic interval attributes were generated and wells with production logs were located within the Runaway Sequence. To perform the Similarity Analysis, a MATLAB routine was modified and adapted to generate similarity maps relative to wells with different production characteristics. The maps obtained were contrasted with each other to determine differences between the regions of seismic similarity associated with the presence or absence of hydrocarbons. With the Unsupervised Vector Quantizer (UVQ) network, a classification of seismic attributes was carried out, selecting, as training data, values extracted, at random points, from the maps of interval attributes of the Sequence Runaway, and a number of 10 groups or facies. The results indicate that the similarity analysis could provide information regarding the presence and type of fluid (gas or oil), while the neural network maps show good facies discrimination, which could be associated with the existence of a lithological factor influenced by porosity in the map responses obtained.

Keywords: Seismic attributes, similarity analysis, neural networks, seismic interpretation, seismic patterns.

INTRODUCCIÓN

El desarrollo de herramientas computacionales en geofísica ha permitido prospectar, nuevamente, campos ya estudiados para obtener información de ellos con mayor certeza, incorporando nuevas técnicas a los métodos de procesamiento y análisis convencionales.

El análisis de atributos sísmicos es un procedimiento estándar en la caracterización de yacimientos a partir de datos sísmicos. Un buen atributo, debe ser directamente sensible al rasgo geológico o propiedad del yacimiento de interés, ayudando a definir el ambiente estructural o sedimentario, o permitiendo inferir algún rasgo o propiedad de interés de la zona estudiada (Chopra y Marfurt, 2007).

Los atributos sísmicos también son utilizados como guía para estimar o extrapolar alguna propiedad petrofísica o de producción, en una región cubierta con información sísmica. A menudo resaltan rasgos sutiles en mapas y visualizaciones 3D, aportando imágenes mejoradas útiles tanto para un intérprete humano como para un análisis computacional geoestadístico o de redes neuronales (Chopra y Marfurt, 2007). Sin embargo, en ocasiones puede no ser fácil interpretar o integrar una gran cantidad de atributos sísmicos para realizar una identificación certera de patrones, posiblemente asociados a determinadas propiedades petrofísicas.

En este sentido, el Análisis de Similitud, propuesto por Michelena et al. (1998), permite la identificación de patrones que son similares a los observados en un punto de referencia en particular. Este análisis resume toda la información de los atributos sísmicos en un solo mapa, denominado mapa de similitud, que delimita las posibles zonas de prospección. Por otro lado, una Red Neuronal no supervisada es una técnica no lineal ampliamente utilizada para el reconocimiento de patrones durante la interpretación sísmica. Esta permite agrupar, en la misma categoría, datos de entrada que tienen comportamientos similares (Aminzade y de Groot, 2006).

El objetivo principal de este estudio fue identificar y delimitar patrones en los datos sísmicos pertenecientes a la Secuencia Runaway del Campo de Boonsville, ubicado en la Cuenca de Fort Worth al centro norte de Texas, EE.UU. (Hardage et al., 1996b). Para ello, se combinó el Análisis de Similitud sísmica con los resultados obtenidos de Redes Neuronales no supervisadas, con la finalidad, de reducir el nivel de incertidumbre derivado de analizar solo los mapas de atributos sísmicos. Se espera que la integración de ambas técnicas permita delimitar patrones o zonas que puedan asociarse a propiedades petrofísicas, como la litología o la presencia de fluidos.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el Campo de Boonsville perteneciente a la Cuenca de Fort Worth, específicamente al oeste del lago Bridgeport, entre los condados de Jack y Wise, en el Estado de Texas. En la Figura 1 se muestra la ubicación geográfica y los aspectos geológicos resaltantes (Naeem et al., 2015).

La secuencia litológica de interés se encuentra en el intervalo Runaway, siendo uno de los niveles de yacimiento del Campo Boonsville. Este sistema de yacimientos es una subunidad del Conglomerado de Bend de la Serie Atokan (ver Figura 2), que es una serie productiva de yacimientos de gas depositados durante un ambiente fluvio-deltaico durante el Pensilvaniense medio (Hardage et al., 1996b).

DATOS DISPONIBLES

Los datos sísmicos utilizados abarcan un área de, aproximadamente, 14 km². Forman parte de un gran conjunto de datos de 67 km² de sísmica 3-D, adquirida desde el año 1993 hasta 1996 por el programa "Recuperación Secundaria de Gas" (SGR, por sus siglas en inglés), financiado por el Departamento de Energía de los Estados Unidos y el Instituto de Investigación de Gas (Hardage et al., 1996a).

Los datos se encuentran muestreados cada 1 ms con un espectro de frecuencias de 10 a 150 Hz (Hardage et al., 1996a). La calidad de los datos sísmicos es alta hasta el fondo del Grupo Atoka, y a partir de la Secuencia Runaway se refleja la presencia de colapsos kársticos que se extienden a mayores profundidades (ver Figura 3).

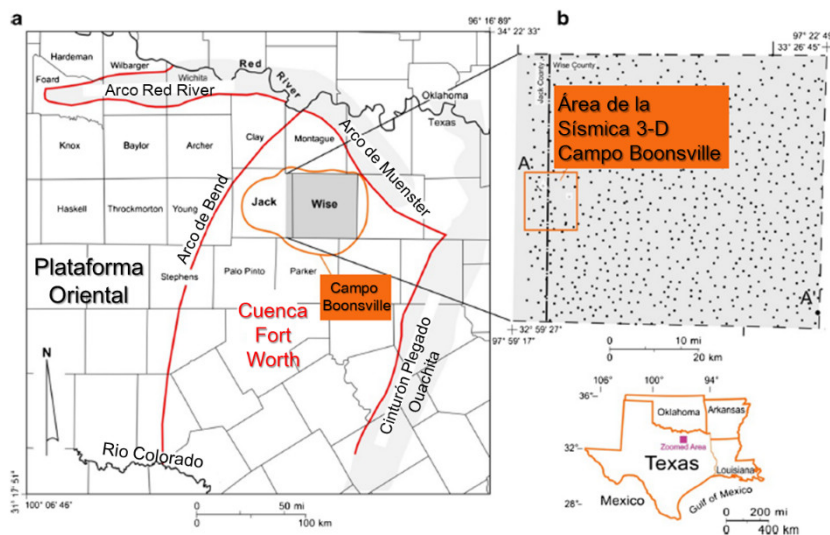


Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio en el Campo Boonsville, perteneciente a la Cuenca de Fort Worth en Texas, EE.UU. Se muestran, además, las principales estructuras geológicas del área de estudio (extraído y modificado de Naeem et al., 2015).

SISTEMA	SERIE	GRUPO O FORMACIÓN
CRETÁCICO	NO ESTA DIVIDIDO	
PÉRMICO	WOLFCAMPAN	GRUPO CISCO
	VIRGILIAN	GRUPO CANYON
	MISSOURIAN	
	DES MOINESIAN	GRUPO STRAWN
PENSILVANIENSE	ATOKAN	GRUPO ATOKA
	MORROWAN	FORMACIÓN MARBLE FALLS Y CANYON
MISISIPIENSE		

Gas del Conglomerado de Bend

Figura 2. Columna estratigráfica post Misisipiense de la Cuenca Fort Worth. Intervalo de interés perteneciente a la Serie Atokan, en el Grupo Atoka (extraído y modificado de [Hardage et al., 1996a](#)).

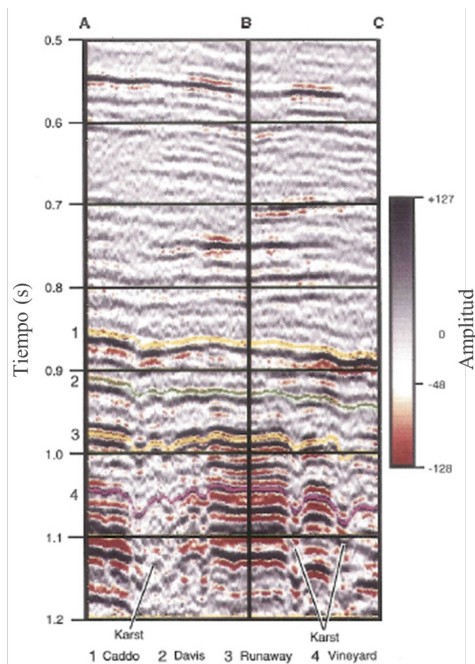


Figura 3. Perfil sísmico desde el punto A al B y del punto B al C. Se aprecian los colapsos kársticos desde la Secuencia Runaway, identificada con el número 3 (extraído y modificado de [Hardage et al., 1996a](#)).

En el área cubierta por el volumen sísmico se perforaron 38 pozos que presentaron datos disponibles (ver [Figura 4](#)). Se utilizaron cuatro de ellos (BY 18D, CY 9, BY 11 y AC 5) para derivar la relación tiempo-profundidad.

Adicionalmente se utilizaron diez pozos que fueron seleccionados como puntos de referencia, para aplicar el Análisis de Similitud y las Redes Neuronales no supervisadas.

ANÁLISIS DE SIMILITUD

El Análisis de Similitud ([Michelena et al., 1998](#)) es una técnica no tradicional e innovadora que condensa la información contenida en un conjunto de atributos extraídos de los datos sísmicos, en una sola respuesta denominada mapa de similitud. A partir de este mapa es posible predecir o determinar zonas sísmicamente similares a un área tomada como referencia, la cual corresponde, como se explica más adelante, al entorno o vecindad de un pozo ([Leggieri, 1998](#)).

Esta técnica ha sido propuesta por [Michelena et al. 1998](#) como una poderosa herramienta para facilitar la tarea de interpretar y analizar decenas de atributos sísmicos y resumir toda la información en un solo mapa, con la finalidad de delinear y delimitar áreas prospectivas de hidrocarburos.

El Análisis de Similitud sísmica permite obtener una respuesta influenciada por el conjunto de propiedades del subsuelo, en un área de referencia de la zona de estudio. Esa respuesta es comparada con la obtenida en el resto de la región donde existe información sísmica y el resultado final es cuantificado en valores de similitud. De esta manera, las zonas denominadas sísmicamente similares, se refiere a zonas donde el conjunto de atributos utilizados para el análisis refleja, para determinadas regiones, una respuesta sísmica similar, es decir, valores de similitud parecidos a los que presenta el área de referencia ([Leggieri, 1998](#)). Esta metodología es desarrollada mediante la hipótesis de que las respuestas sísmicas semejantes indican condiciones o propiedades similares en las rocas que conforman el subsuelo, suponiendo áreas cercanas a la región o localización tomada como referencia, y considerando que los cambios en las condiciones y propiedades del suelo ocurren de manera gradual.

REDES NEURONALES NO SUPERVISADAS

La Red Neuronal no supervisada de Aprendizaje por Cuantificación Vectorial o "*Unsupervised Vector Quantizer (UVQ)*" que se utilizó para este proyecto, fue desarrollada por dGB Earth Sciences y pertenece a un módulo del Software Opendtect 4.2.0. La red UVQ es un sistema autoorganizado que permite agrupar los datos dentro de un número definido de grupos. Esta red agrupa vectores con L variables de entrada en K grupos o clústeres (agrupación de elementos según características similares entre sí), mediante la comparación de vectores de entrada con los centros de cada clúster ([Aminzade y de Groot, 2006](#)). Estos centros (vectores prototipo) son inicializados al azar. Los correspondientes centros representativos de los clústeres se obtienen después de entrenar en un subconjunto de datos, iterando un proceso aleatorio de selección de los vectores de entrada, la comparación entre sus distancias y la actualización de los prototipos del centro.

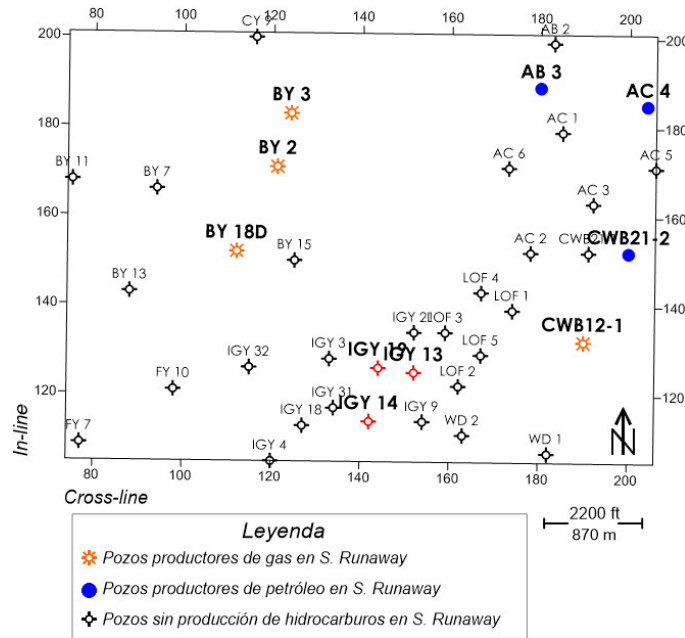


Figura 4. Mapa de la ubicación de los pozos en el área de estudio del Campo Boonsville. Los pozos utilizados se presentan con símbolos de color (naranja, rojo y azul).

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el análisis de similitud e integrarlo con los resultados de las redes neuronales no supervisadas en los datos sísmicos del Campo Boonsville, fue necesario seguir los pasos que se detallan a continuación.

Interpretación sísmica

La Secuencia Runaway está delimitada por las superficies de máxima inundación MFS53 y MFS40 (maximum flooding surface "MFS") que definen el tope y la base de la secuencia litológica como se puede observar en la **Figura 5**. Sobre las superficies fueron trazados los horizontes a lo largo del mallado sísmico.

Generación de Atributos Sísmicos

Para realizar el análisis de similitud es necesario que los atributos sísmicos sean atributos interválicos ([Michelena et al., 1998](#)). Estos son calculados en una ventana de tiempo (entre tope y base de la Secuencia Runaway).

Para generar un atributo interválico, primero se calcularon los atributos sobre todo el cubo sísmico (atributos volumétricos). Los atributos volumétricos calculados fueron diez (10) disponibles en la licencia utilizada, es decir: Fase Instantánea, Frecuencia Instantánea, Amplitud Instantánea, Primera Derivada de la Amplitud, Segunda Derivada de la Amplitud, Coseno de la Fase, Factor Q, Frecuencia Dominante, Contraste e Indicador de Capas Delgadas.

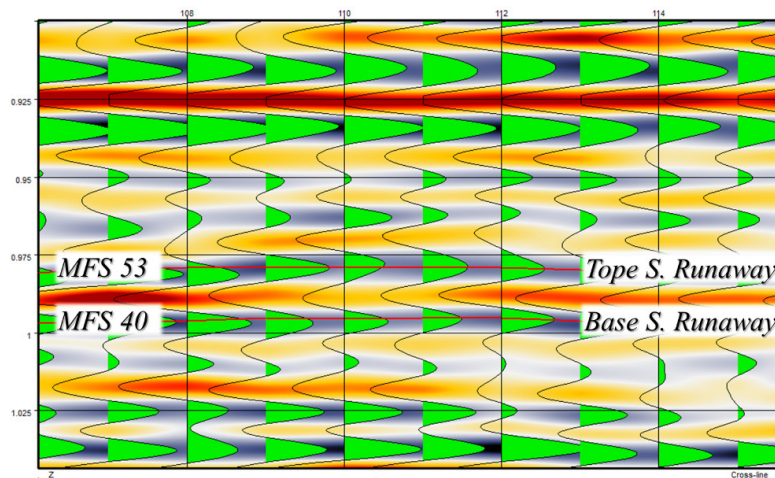


Figura 5. Sección sísmica en Inline 153, entre las trazas 107 y 115, que muestra el tope y base de la Secuencia Runaway.

Seguidamente, se calculan los atributos interválticos, que están caracterizados por tener un solo valor por traza para el intervalo de estudio (ver [Figura 6](#)). Ese único valor puede ser la suma, valor máximo, valor mínimo, promedio o valor RMS del conjunto de valores dentro del intervalo.

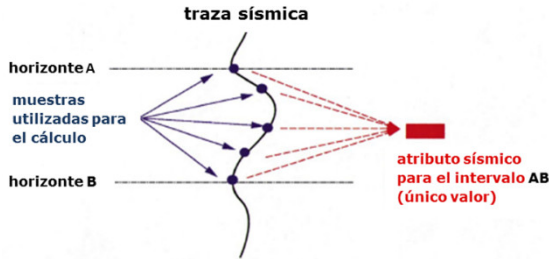


Figura 6. Cálculo de un atributo interváltico a partir de varias muestras en una traza sísmica (modificado de [Michelena et al., 1998](#)).

En este caso, se calcularon los valores RMS y promedio de los atributos volumétricos mencionados anteriormente, obteniendo como resultado 20 atributos interválticos.

Para el intervalo de estudio se consideró una ventana de tiempo de 5 ms por encima del tope y 5 ms por debajo de la base en los horizontes interpretados, con la finalidad de asegurar que el atributo sísmico calculado considere toda la ondícula de interés, sin perder información sísmica.

Linealidad entre Atributos Sísmicos

Otro de los requisitos para realizar con eficacia el análisis de similitud, es utilizar atributos linealmente independientes entre sí para no introducir datos redundantes que puedan influir en los resultados generados ([Michelena et al., 1998](#)). Por esta razón, a todos los atributos generados se les aplicó una rutina en MATLAB denominada "Linealidad", generada y utilizada por [Bravo \(2015\)](#), que calcula los coeficientes de correlación entre los atributos introducidos.

La evaluación de los valores de los coeficientes de correlación de atributos contra atributos, permite reducir el número de atributos sísmicos a utilizar para el análisis, considerando o seleccionando únicamente aquellos linealmente independientes entre sí ([Leggieri, 1998](#)).

El parámetro o valor de corte para indicar dependencia o no, se seleccionó normalizando los valores de los coeficientes de correlación y escogiendo una cota de 50%; es decir, cuando el coeficiente de correlación sea menor o igual a 50%, se le asignará el valor de uno (1), que indicará que los atributos evaluados son linealmente independientes.

Siguiendo el criterio indicado, de los 20 atributos evaluados, se obtuvo un total de once (11) atributos interválticos linealmente independientes entre sí, que son los siguientes: Promedio de la Fase Instantánea, Promedio del Coseno de la Fase, Promedio de la Primera Derivada, Promedio de la Segunda Derivada, Promedio de la Frecuencia Dominante, Promedio del Factor Q, RMS de la Amplitud Instantánea, RMS de la Frecuencia Instantánea, RMS de la Primera Derivada y RMS del Coseno de la Fase.

Análisis de Similitud

Para realizar el Análisis de Similitud, se modificó y adaptó una rutina de MATLAB generada previamente por [Molina \(2014\)](#), que sigue el procedimiento establecido por [Michelena et al. \(1998\)](#). Como datos de entrada, se tienen los 11 atributos interválticos linealmente independientes entre sí, que permiten iniciar la rutina de la siguiente manera:

1. Suavizado de los atributos sísmicos, para evitar la aparición de valores anómalos que puedan causar errores en los cálculos realizados.
2. Selección de zonas de control, que están dadas por la ubicación de los pozos. La rutina permite introducir un radio de control (en trazas) alrededor del pozo que se considerará como zona de referencia (ver [Figura 7](#)). Para esta secuencia se tomaron 10 puntos de referencia, correspondientes a la ubicación de 10 pozos con diferentes características de producción (3 pozos secos, 3 pozos productores de petróleo y 4 pozos productores de gas).

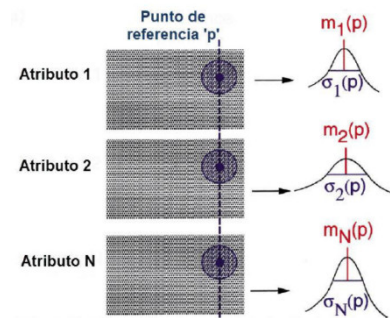


Figura 7. Cálculo de los valores del punto de referencia para cada atributo sísmico (extraído y modificado de [Michelena et al., 1998](#)).

3. Cálculo de la media y desviación estándar de la zona de control para todos los atributos sísmicos como se muestra en la [Figura 8](#). Estos valores obtenidos serán comparados sistemáticamente con cada traza del mallado en los atributos calculados.

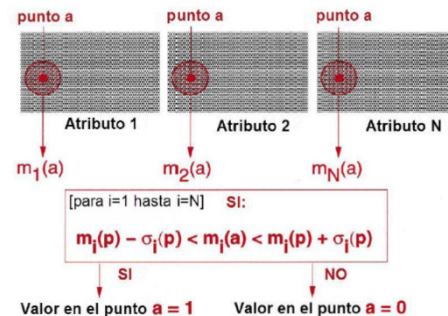


Figura 8. Clasificación de los puntos de cada atributo con respecto al valor de referencia (extraído y modificado de [Michelena et al., 1998](#)).

4. Generación de las matrices binarias y mapas de similitud (ver Figura 9). El resultado de la comparación son matrices binarias, que tendrán el valor de 1 cuando los valores del atributo, en cualquier ubicación del mallado, estén dentro del valor de la media \pm la desviación estándar con respecto al valor de la zona de control. El valor será de 0 cuando los valores del atributo, en cualquier ubicación del mallado, estén fuera del valor de la media \pm la desviación estándar con respecto al valor de la zona de control. Cada mapa binario representa un atributo del análisis, por lo que la suma de los 11 mapas binarios generados, son sumados, generando el mapa de similitud (por pozo de referencia); en consecuencia, se obtuvieron 10 mapas de similitud.

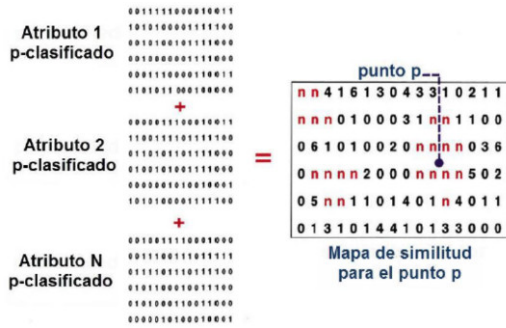


Figura 9. Suma y clasificación de los mapas binarios (extraído y modificado de Michelena et al., 1998).

Interpretación de los Mapas de Similitud

Todos los mapas de similitud fueron contrastados entre sí, para determinar diferencias entre las regiones de alta o baja similitud sísmica, de la siguiente manera:

1. Para cada mapa, se ubicaron las zonas con altos valores de similitud sísmica, como se puede observar en color rojo y naranja, en las Figura 10 y 11.

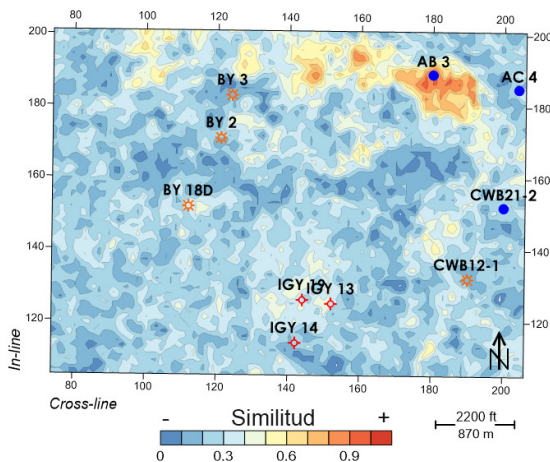


Figura 10. Mapa de similitud referenciado al pozo AB 3 (pozo productor de petróleo). Área de mayor similitud sísmica hacia el norte de la zona de estudio.

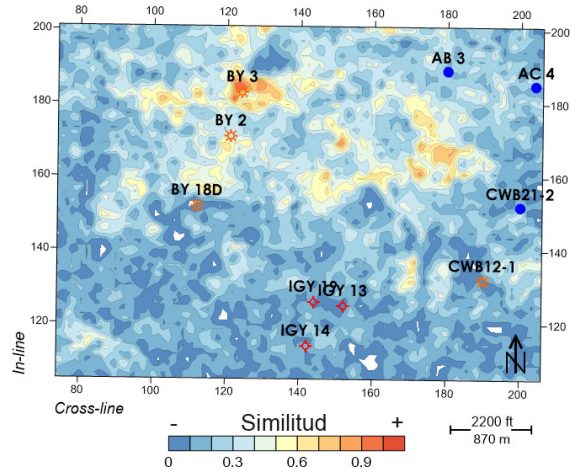


Figura 11. Mapa de similitud referenciado al pozo BY 3 (pozo productor de gas). Área de mayor similitud sísmica hacia el centro norte de la zona de estudio.

2. Las áreas de mayor similitud sísmica de cada mapa serán delimitadas con contornos de color (ver Figura 12), con la finalidad de superponer los contornos sobre los otros mapas de similitud generados como se ilustra en la Figura 13. De esta manera, es posible identificar comportamientos análogos o diferentes entre los mapas de similitud referenciados a pozos con distintas características de producción.

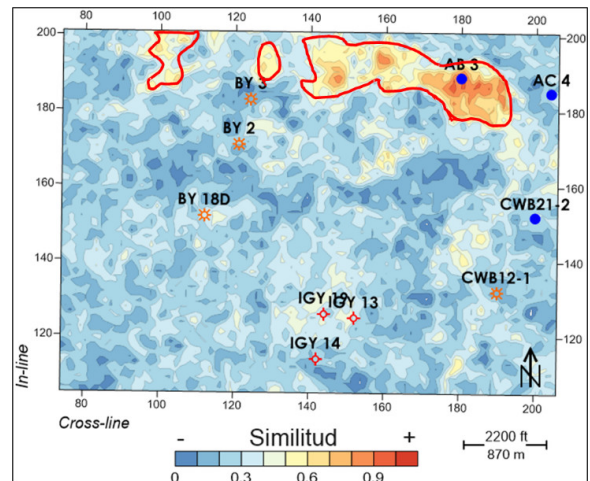


Figura 12. Mapa de similitud referenciado al pozo AB 3 (pozo productor de petróleo). Área de mayor similitud sísmica delimitada con la línea color rojo.

3. Luego de estudiar las zonas de similitud sísmica en todos los mapas de la Secuencia Runaway, se identificaron dos grupos, caracterizados por tener zonas comunes y complementarias de similitud sísmica (ver Tabla 1).

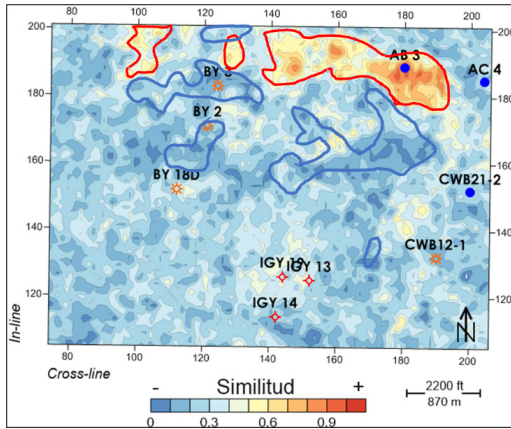


Figura 13. Mapa Base referenciado al pozo AB3 (productor de petróleo) con áreas de mayor similitud delimitadas con la línea color rojo. Superposición de áreas de mayor similitud sísmica referenciadas al pozo BY 3 (productor de gas) con la línea de color azul.

Tabla 1. Clasificación de los mapas de similitud, en grupos, de acuerdo al comportamiento observado. El símbolo ☼ en el nombre de los pozos corresponde a los mapas que serán base para mostrar la superposición de las áreas delimitadas.

GRUPOS	POZO	FLUIDO PRESENTE
Grupo 1	AC 4	Petróleo
	CWD 21-2	Petróleo
	☼BY 18D	Gas
	CWD 12-1	Gas
Grupo 2	☼AB 3	Petróleo
	BY 2	Gas
	BY 3	Gas

- Se seleccionó un mapa base en cada grupo para comparar zonas de similitud referenciadas a diferentes puntos de control. Del grupo 1, el mapa base será el mapa referenciado al pozo BY 18D, mientras que para el grupo 2, será el mapa de similitud referenciado al pozo AB 3, como en la Figura 13.

Clasificación sísmica mediante Redes Neuronales no supervisadas

Como datos de entrada para la red UVQ, se utilizaron los mapas de atributos sísmicos interválicos linealmente independientes entre sí, calculados anteriormente. Por otra parte, se varió el número de puntos aleatorios con valores de 500, 1.000 y 1.500, con la finalidad de encontrar la mejor densidad de vectores prototipo que la red neuronal utilizaría para el entrenamiento, logrando como valor ideal una cantidad de 1.000 puntos sobre el conjunto de datos a estudiar.

De igual manera, para los datos de salida, se varió la cantidad de facies con valores de 5, 8 y 10 para determinar, qué cantidad de facies se lograba una mejor respuesta. Seleccionando finalmente 10 facies para la clasificación.

Como resultado del entrenamiento, la red UVQ generó dos mapas, el mapa de "segmentación" (ver Figura 14) y el mapa "match" (ver Figura 15).

El primero, clasifica u organiza el área de estudio de acuerdo a la cantidad de facies introducidas. El segundo, presenta el grado de semejanza entre el vector de entrada y el centro del clúster al cual fue asignado el vector en una localización, de forma tal que, a mayor valor de match, mayor será la semejanza con el conjunto o facies al cual fue asignado el dato.

Una vez generados los mapas UVQ, estos se compararon con las áreas delimitadas previamente en el análisis de similitud, para determinar si los mapas de redes neuronales muestran una clasificación de acuerdo a lo observado anteriormente o si se observa algo diferente o complementario

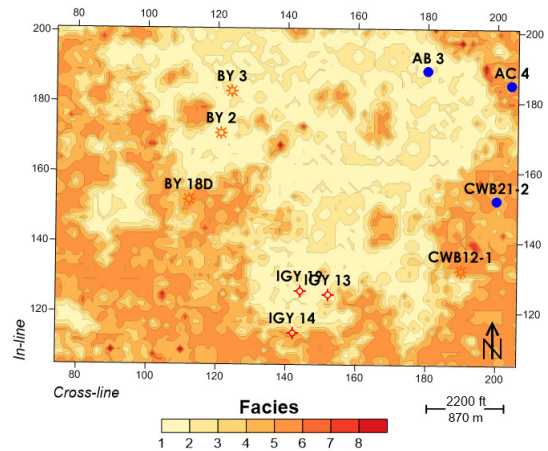


Figura 14. Mapa de clasificación de redes neuronales por atributos sísmicos (mapa de segmentación) .

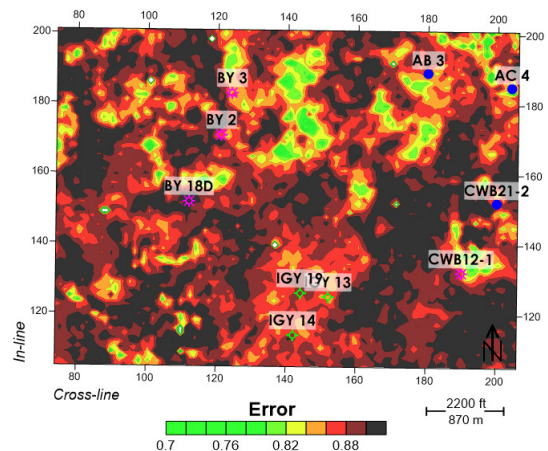


Figura 15. Mapa de clasificación de redes neuronales por atributos sísmicos (mapa match).

En el 2015, Naeem et al., publicaron un estudio donde realizaron una estimación de la porosidad mediante una regresión multi-atributo anclada a la información de porosidad disponible en los pozos del área. En la **Figura 16**, se muestra el mapa de porosidad final obtenido para la Secuencia Runaway. Estos resultados se contrastarán contra los obtenidos en el presente estudio. Los atributos utilizados

por Naeem et al. (2015) para generar este mapa fueron impedancia acústica (IA), frecuencia instantánea, amplitud sísmica, fase instantánea, traza integrada y amplitud envolvente. La correlación entre los valores de porosidad predichos y los originales fue del 90%, lo que indica una buena transformación de los atributos sísmicos en valores de porosidad.

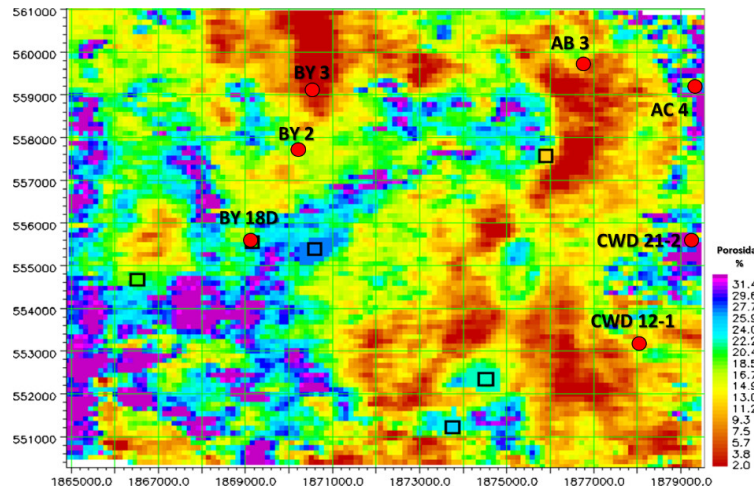


Figura 16. Mapa de porosidad de la Secuencia Runaway obtenido a partir de una regresión multi-atributo (extraído y editado de Naeem et al., 2015).

RESULTADOS

Al analizar los mapas de similitud referenciados a pozos productores de gas y petróleo, se observa, una clara discriminación hacia la región sur del área de estudio, en donde los mapas presentan una baja similitud sísmica. Esta región comprende el área de los pozos secos o no productores de hidrocarburo, por lo que permite inferir que se podría distinguir entre zonas secas y posibles zonas prospectivas. En la **Figura 17**, se observa el mapa de similitud sísmica referenciado al pozo IGY 13 que presenta una mayor similitud sísmica hacia la zona sur, y una baja similitud sísmica en el resto de la zona de estudio.

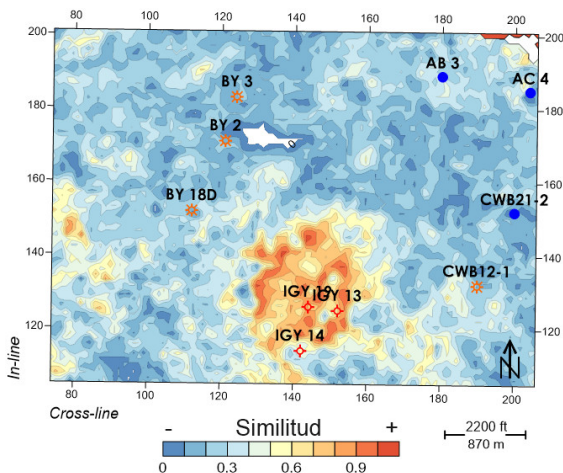


Figura 17. Mapa de similitud sísmica referenciado al pozo seco IGY 13. Se observa una mayor similitud sísmica en la región donde se encuentran los pozos secos.

Por otra parte, el análisis de los mapas de similitud del Grupo 1, indica que los pozos productores de petróleo "AC 4" y "CWD 21-2", poseen zonas de mayor similitud sísmica en común, como se puede observar en las **Figura 18** y **19**. Igualmente ocurre con los pozos productores de gas "BY 18D" y "CWD 12-1" mostrados en las **Figura 20** y **21**, respectivamente.

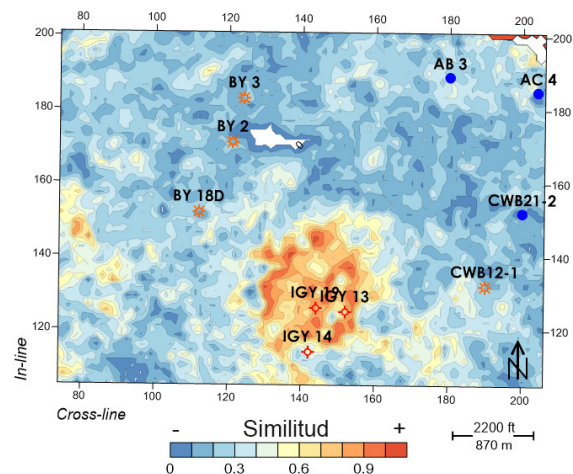


Figura 18. Mapa de similitud referenciado al pozo AC 4, productor de petróleo.

Sin embargo, ocurre lo mismo para el Grupo 2, donde los pozos productores de gas "BY 2" (ver **Figura 22**) y "BY 3" (ver **Figura 11**), presentan zonas de similitud sísmica hacia el norte del área de estudio.

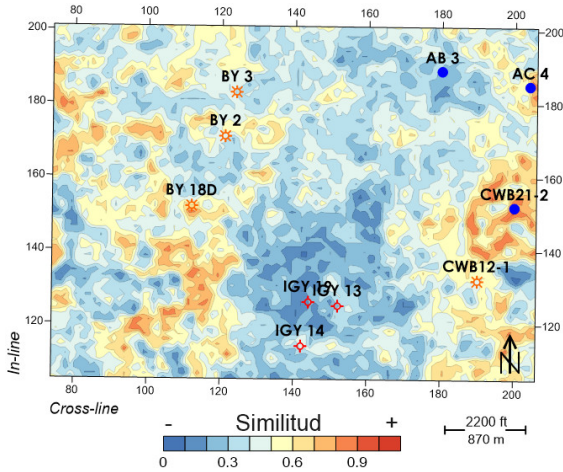


Figura 19. Mapa de similitud referenciado al pozo CWD 21-2, productor de petróleo.

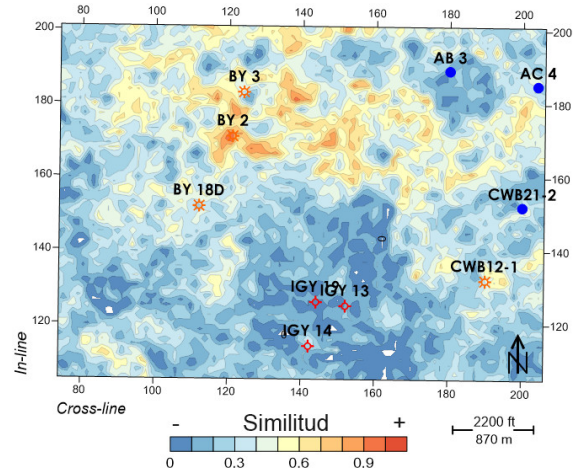


Figura 22. Mapa de similitud referenciado al pozo BY 2, productor de gas.

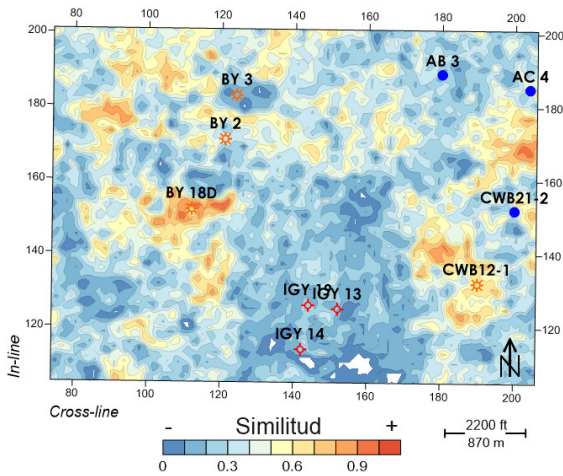


Figura 20. Mapa de similitud referenciado al pozo BY 18D, productor de gas.

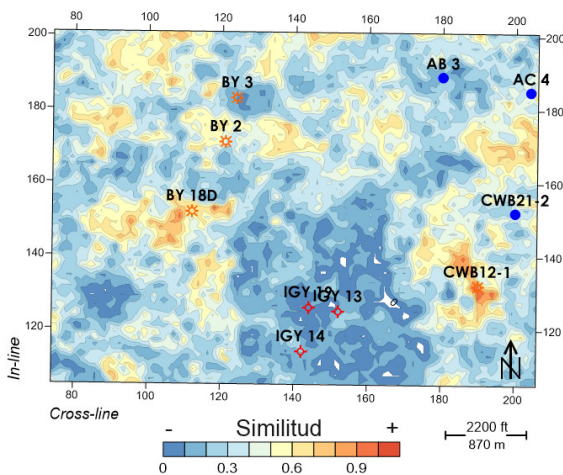


Figura 21. Mapa de similitud referenciado al pozo CWD 12-1, productor de gas.

Por esa razón, se integraron los comportamientos de mayor similitud sísmica de los pozos productores de gas y de petróleo para cada grupo, con la finalidad de observarlos en un solo mapa y compararlos entre sí, como se observa en las Figuras 23 y 24.

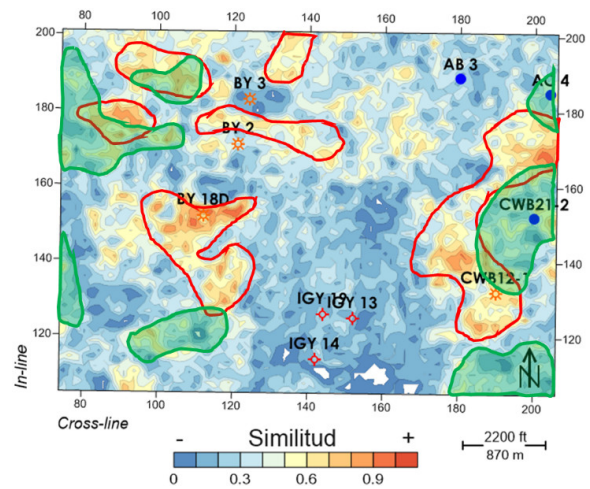


Figura 23. Mapa de similitud comparativo de las zonas con mayor similitud sísmica del Grupo 1. El área encerrada por el contorno color rojo, corresponde a zonas sísmicamente similares para los pozos BY 18D y CWD 12-1 (productores de gas). Encerrados en el área verde, se encuentran zonas sísmicamente similares para los pozos AC 4 y CWD 21-2 (productores de petróleo).

Se observa que el comportamiento de mayor similitud sísmica (áreas encerradas por los contornos), permite una muy buena delimitación entre las zonas productoras de gas y zonas productoras de petróleo correspondiente a cada uno de los grupos mencionados anteriormente, sugiriendo que el análisis de similitud está aportando información sobre el tipo de fluido presente en el yacimiento.

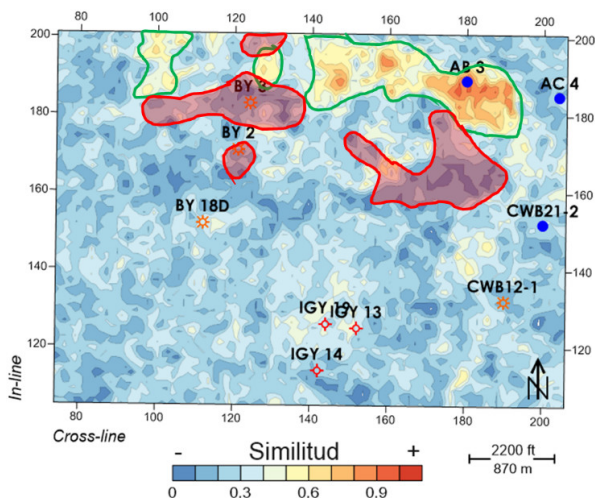


Figura 24. Mapa de similitud comparativo de las zonas con alta similitud sísmica del Grupo 2. El área encerrada por el contorno color verde, corresponde a zonas sísmicamente similares para el pozo AB 3 (productor de petróleo). Encerrados en el área roja, se encuentran zonas sísmicamente similares para los pozos BY 2 y BY 3 (productores de gas).

Sin embargo, pareciera existir otro factor implícito, relacionado con la litología o ambiente sedimentario, ya que, de no ser así, se pensaría, de manera intuitiva, que todos los pozos productores de petróleo, el pozo AC 4 y CWD 21-2 del grupo 1 y el AB 3 del grupo 2, tendrían el mismo comportamiento de similitud sísmica, al igual que todos los pozos productores de gas, como el BY 18D, CWD 12-1, BY 2 y BY 3.

Por otra parte, en la Figura 25 se presenta, como mapa base, el mapa de similitud sísmica referenciado al pozo productor de gas "BY 18D". En este mapa se demarcan las áreas sísmicamente similares para los pozos productores de gas del Grupo 1 y 2. Se puede observar que no hay solapamiento de estas áreas y, además, se encuentran bien discriminadas. Por esta razón, debe existir otra característica, adicional al tipo de fluido presente en el yacimiento, que está permitiendo este comportamiento disímil, ya que, de no ser así, estas áreas tendrían coincidencia por ser zonas referenciadas a pozos productores del mismo fluido.

Al interpretar el mapa de segmentación generado mediante el entrenamiento de la red neuronal no supervisada, se pudo corroborar la información de la Tabla 1. Los pozos pertenecientes al Grupo 1 (AC 4, CWD 21-2, BY 18D y CWD 12-1) pertenecen a una facies, mientras que los pozos del Grupo 2 (AB 3, BY 2 y BY 3) pertenecen a otra facies (ver Figura 14). Comparando el mapa de segmentación con el mapa de porosidad obtenido por Naeem et al. (2015), se puede notar una estrecha relación entre ambos. Las regiones con mayor porosidad (también relacionadas, en parte, a colapsos kársticos, como se indica en la Figura 26)

parecen pertenecer a la facies del grupo 1. Por lo que la facies central, donde se encuentran los pozos del grupo 2, muestra una baja porosidad. Esto indica que la respuesta del mapa de segmentación pudiese estar influenciada por algún factor litológico que determina la porosidad de esa zona. De hecho, de acuerdo con Naeem et al. (2015), el mapa de porosidad final indica que la Secuencia es bastante porosa debido a la geología del subsuelo y que incluso los colapsos kársticos característicos de Runaway son perceptibles y están demarcados en aquellas regiones donde hay una anomalía considerable en los valores de porosidad.

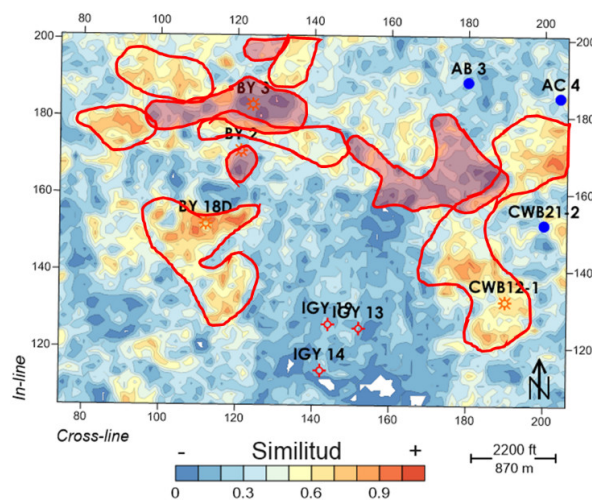


Figura 25. Mapa de similitud comparativo, referenciado al pozo BY 18D. Encerradas en el área de color rojo, se observan zonas de similitud sísmica de pozos productores de gas, correspondientes al grupo 2. Y encerradas en el contorno color rojo, se encuentran las zonas de similitud sísmica de pozos productores de gas, correspondientes al grupo 1.

El mapa match, por otro lado, muestra ciertas morfologías que pudieran coincidir con los resultados previamente obtenidos del análisis de similitud.

Como se observa en la Figura 15, hacia la zona sur se tiene una buena correlación entre las morfologías observadas en el Análisis de Similitud relacionadas con los pozos no productores. En la región este del mapa match, se observa una correlación entre las zonas de similitud obtenidas para el Grupo 1.

La aplicación y combinación de los análisis de similitud y redes neuronales, permitieron determinar factores influyentes y diferentes para cada método aplicado, producto de las respuestas obtenidas en ambos casos, logrando clasificar regiones específicas, algunas de ellas prospectivas, y caracterizar la Secuencia Runaway.

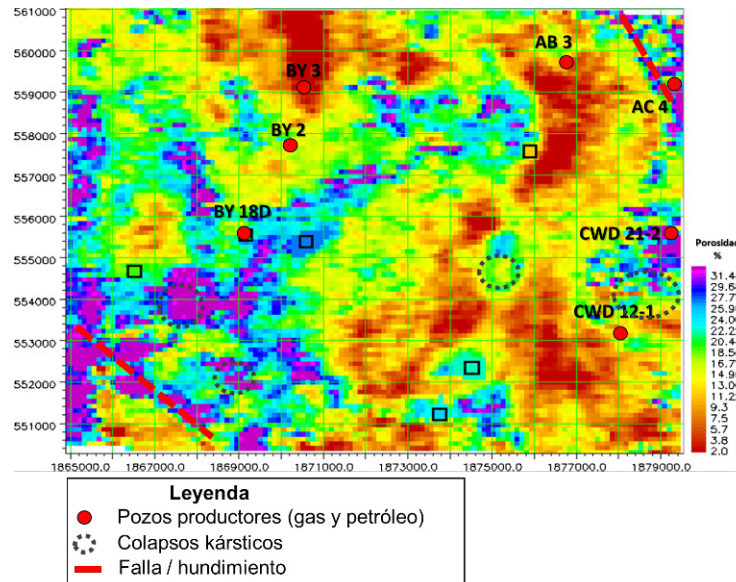


Figura 26. Mapa de porosidad con las distintas estructuras presentes en la Secuencia Runaway interpretadas en el presente trabajo a partir de líneas sísmicas y atributos sísmicos. Entre las estructuras, colapsos kársticos, fallas y hundimientos (extraído y editado de Naeem et al. 2015).

CONCLUSIONES

La buena delimitación en zonas de similitud sísmica referenciadas a pozos con diferentes características de producción (pozos productores de gas o petróleo), sugiere que el análisis de similitud está aportando, en la Secuencia Runaway, información sobre el tipo de fluido presente en el yacimiento y sobre posibles zonas no productoras. El análisis de estos mapas indica la posible influencia de otro factor implícito, relacionado con la litología o ambiente sedimentario, ya que no todos los pozos productores de un solo tipo de fluido (gas o petróleo) presentan la misma respuesta en los mapas obtenidos.

Con respecto a los mapas de redes neuronales, se aprecia que estarían aportando información congruente respecto al análisis de similitud, ya que se observa una buena delimitación de los grupos interpretados con las facies mostradas en los mapas.

La relación obtenida entre el mapa de segmentación a partir de redes neuronales y el mapa de porosidad obtenido por Naeem et al., (2015), permite inferir que la Secuencia Runaway, además de poseer una litología variable, apoya la idea de que la respuesta observada en los mapas UVQ aportan información litológica, relacionada con la porosidad del intervalo.

La presencia de colapsos kársticos en la Secuencia Runaway es un factor importante para el aumento de la porosidad en algunas regiones; sin embargo, los resultados obtenidos con el análisis de similitud y las redes neuronales no supervisadas, no se ven afectados por estas estructuras ya que son someros, se encuentran ubicadas en zonas puntuales y, en algunos casos, distantes a los pozos tomados como referencia.

La combinación de ambas metodologías permitió observar patrones en los datos sísmicos que, a simple vista, no es posible notar. Esta es una buena manera de determinar posibles regiones anómalas en el resto del área de estudio. Combinada con información, como datos litológicos, sedimentarios, petrofísicos o de producción, permite obtener una mejor caracterización del área.

REFERENCIAS

- AMINZADE, F., & DE GROOT, P. (2006). *Neural networks and other soft computing techniques with application in the oil industry*. EAGE Publications.
- BRAVO, M. (2015). *Análisis de Similitud Sísmica del Campo Oritupano-A en Venezuela* [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- CHOPRA, S., & MARFURT, K. J. (2007). *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization*. SEG Geophysical Developments. SEG/EAGE, Tulsa, USA.
- HARDAGE, B., SIMMONS, J., LANCASTER, D., ELPHICK, R., EDSON, R., & CARR, D. (1996A). Boonsvile 3-D seismic data set. Austin: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology.

- HARDAGE, B., CARR, D., LANCASTER, D., SIMMONS, J., ELPHICK, R., PENDLETON, V., & JOHNS, R. (1996B). 3-D Seismic Evidence of the Effects of Carbonate Karst Collapse on Overlaying Clastic Stratigraphy and Reservoir Compartmentalization. *Geophysics*, 61(5), 1336-1350.
- LEGGIERI, F. (1998). Análisis de Similitud Sísmica en el área VLA-8 del Bloque 1 de la Cuenca del Lago de Maracaibo [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- NAEEM, M., EL-ARABY, H., KHALIL, M., & JAFRI, M. (2015). Integrated study of seismic and well data for porosity estimation using multi-attribute transforms: a case study of Boonsville Field, Fort Worth Basin, Texas, USA. *Arabian Journal of Geoscience*, 1-17.
- MICHELENA, R., GONZÁLEZ, E., & CAPELLO, M. (1998). *Similarity analysis: a new tool to summarize seismic attributes information*: The Leading Edge, 17, 545-548.
- MOLINA, J. (2014). *Análisis de similitud, Campo Lama, Venezuela* [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.

ESTRUCTURA CORTICAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA - VENEZUELA

FREDDY RONDÓN^{1,2,a}, JESÚS AVILA^{1,3}, MICHAEL SCHMITZ^{1,2,4}, JAVIER SÁNCHEZ-ROJAS¹, PEDRO MEDINA^{1,4},
MARÍA LOLLI², DYLAN MARCHENA², LUIS YEGRES^{1,5}, FRANCK AUDEMARD^{1,4}

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geofísica, 1070 Caracas, Venezuela

²Universidad Simón Bolívar (USB), Dpto. de Ciencias de la Tierra, 1080 Caracas, Venezuela

³Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CDMX, México

⁴Universidad Central de Venezuela (UCV), Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, 1080 Caracas, Venezuela

⁵Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE),

Dpto. de Sismología, Ensenada, Baja California, México

^ae-mail: fjrondon369@gmail.com

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: mayo de 2021

RESUMEN

Entre 2012 y 2015 se realizaron investigaciones de campo en la región noroccidental de Venezuela, en el marco del proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) para estimar la profundidad del basamento y el espesor de sedimentos; determinar la estructura litosférica y estudiar la evolución tectónica de la misma, con el objetivo principal de refinar los modelos geodinámicos propuestos y mejorar el cálculo de la amenaza sísmica. Los modelos generados de esta investigación en el perfil Andes Sur apoyan el modelo del orógeno flotante en el cual proponen que los Andes de Mérida son una cadena montañosa asimétrica y cuyo orógeno posee forma de flor positiva. Este orógeno delimita el Bloque de Maracaibo al este en respuesta a la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe debajo del continente suramericano. La raíz andina a lo largo del perfil Sur varía entre 45 y 55 km de profundidad y está desplazada ~35 km hacia el noroeste respecto a la expresión topográfica del orógeno. Existe una subducción tipo B de la Placa Caribe debajo de la Placa Suramericana desde Santa Marta (Colombia) en dirección NO-SE con un buzamiento de ~25°. El modelo cortical integral del perfil Sur sugiere un sistema de compensación de carácter regional, en la cual la flexión de la Placa Suramericana es producida por la carga orogénica de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure, mientras que la flexión del Bloque de Maracaibo puede ser atribuida tanto a la gran carga sedimentaria que soporta, así como una respuesta a la subducción tipo A de la Placa Suramericana.

Palabras claves: Estructura cortical, sísmica de refracción profunda, modelo gravimétrico y magnético, Andes de Mérida, bloque Maracaibo, placa Suramericana.

CRUSTAL STRUCTURE OF THE MÉRIDA ANDES - VENEZUELA

ABSTRACT

Between 2012 and 2015, field investigations were carried out in the northwestern region of Venezuela, within the framework of the Integrated Geoscience of the Mérida Andes (GIAME) project to estimate the depth of the basement and the thickness of sediments; determine the lithospheric structure and study its tectonic evolution, with the main objective of refining the proposed geodynamic models and improving the calculation of the seismic hazard. The models generated from this research along the Andes South profile support the floating orogen model, in which the Mérida Andes are an asymmetric mountain chain and whose orogen has a positive flower shape. This orogen delimits the Maracaibo Block to the east in response to the low-angle subduction of the Caribbean Plate under the South American continent. The Andean root along the Andes South profile varies between 45 and 55 km in depth and is displaced ~ 35 km towards the Northwest with respect to the topographic expression of the orogen. There is a type B-subduction of the Caribbean Plate below the South American Plate from Santa Marta (Colombia) in a NW-SE direction with a dip of ~ 25°. The integrated crustal model of the Andes South profile suggests a regional compensation system, in which the bending of the South American Plate is produced by the orogenic load of the Mérida Andes and the Barinas-Apure Basin, while the bending of the Maracaibo Block can be attributed both, to the great sedimentary load, and a response to the type A-subduction of the South American Plate.

Keywords: Crustal structure, deep seismic refraction, gravimetric and magnetic Model, Mérida Andes, Maracaibo block, South American plate.

INTRODUCCIÓN

La región noroccidental del continente suramericano es una de las principales zonas tectónicas activas del mundo, debido a la convergencia de las placas de Suramérica, Caribe y Nazca. De los desplazamientos y regímenes de esfuerzos compresivos generados se formaron diversas estructuras como la Sierra de Santa Marta, la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida (Pérez et al., 2001). Entre 2012 y 2015 se realizaron investigaciones de campo (Gravimetría, Magnetometría, Sísmica profunda, Magnetotelúrica, Mediciones GNSS y Geológicas entre otros) en la región noroccidental de Venezuela en el marco del proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) para estimar la profundidad del basamento y el espesor de sedimentos; determinar la estructura litosférica y estudiar la evolución geotectónica de la misma, con el objetivo principal de refinar los modelos geodinámicos propuestos y mejorar el cálculo de la amenaza sísmica (Schmitz et al., 2015). De esta manera se adquirió un perfil sísmico de gran ángulo (Andes Sur) (Figura 1) con una longitud aproximada de 500 km con rumbo NO - SE, desde la Serranía de Perijá hasta la Cuenca Barinas-Apure y perpendicular al rumbo de los Andes de Mérida, empleando 1.350 sismómetros portátiles. Adicionalmente, se realizaron un total de 406 mediciones de señales de ruido sísmico ambiental distribuidas a lo largo de la Cuenca del Lago

de Maracaibo y la Cuenca Barinas - Apure, empleando un digitalizador y un sismómetro, también fueron adquiridas 2692 mediciones gravimétricas distribuidas espacialmente en la región empleando gravímetros y equipos geodésicos. Posteriormente se generaron modelos sísmicos de velocidades Vp empleando fuentes sísmicas activas, (Medina, 2017; Avila et al., 2021), un modelo gravimétrico 2D (Rondón et al., 2020), un modelo magnético 2D (Marchena, 2018) y modelos de velocidades Vp y Vs basado en la inversión de datos de ruido sísmico ambiental (Lolli, 2018). Dichos modelos fueron generados integrando datos sísmicos, gravimétricos y de ruido ambiental adquiridos por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Petróleos de Venezuela, S.A (PDVSA), Petróleos de Venezuela, S.A - Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo (PDVSA-INTEVEP) y la Universidad Central de Venezuela (UCV) (Pérez, 2014; Hermoso, 2015). Con el fin de mejorar la cobertura y calidad de los datos existentes, fueron utilizados datos del modelo gravimétrico satelital EGM2008 (Earth Gravity Map 2008) (Pavlis et al., 2008) y datos magnéticos satelitales del modelo EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid) (Maus et al., 2009). El principal propósito de este trabajo es presentar un modelo integrado cortical propuesto en la región noroccidental de Venezuela para estudiar la evolución de los Andes venezolanos, además de las estructuras geológicas aledañas, investigar a profundidad la estructura cortical y su relación con la raíz del orógeno.

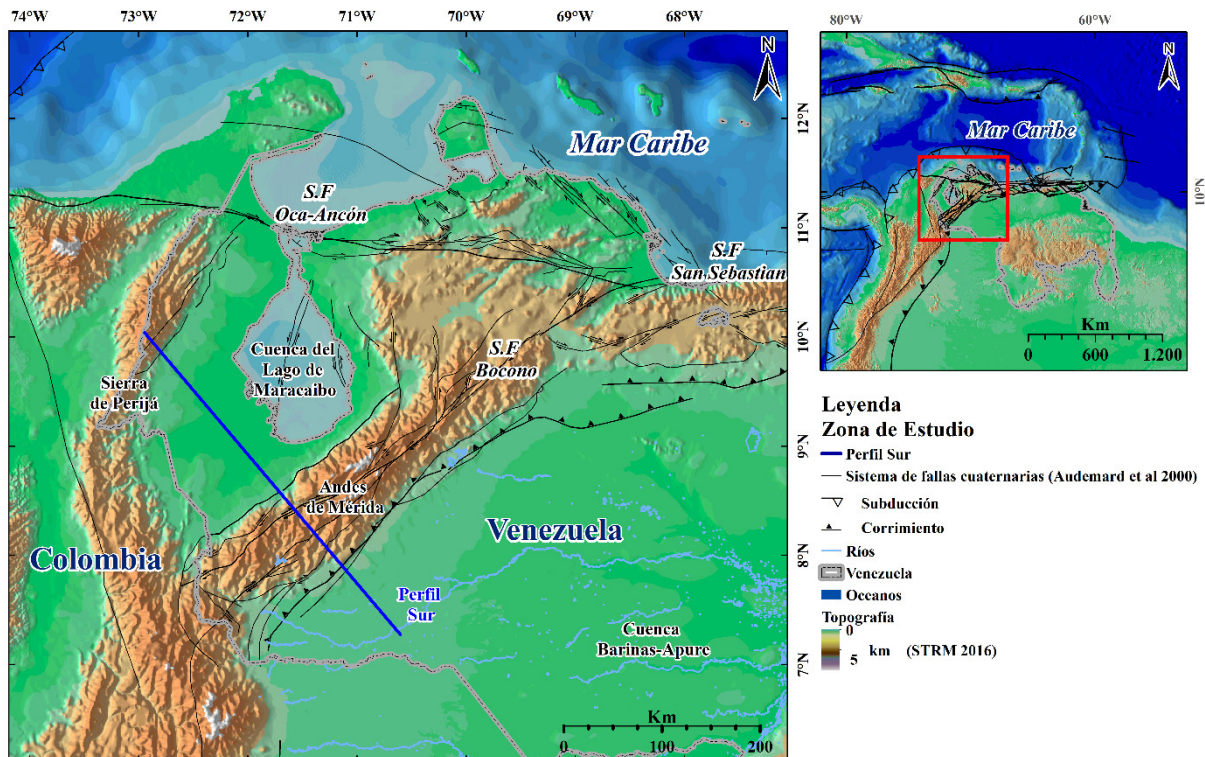


Figura 1. Área de estudio, tectónica y cinemática de la región noroccidental de Venezuela con ubicación del Perfil Sur del Proyecto GIAME. Sistema de fallas de Venezuela (Audemard et al., 2000) sobre modelo digital de elevaciones (Jarvis et al., 2008).

MARCO TECTÓNICO

La región norte de los Andes Suramericanos está caracterizada por ser un pliegue de tendencia noreste y cinturón de empuje de poca profundidad cuya sismicidad se ubica entre 200 y 600 km de profundidad. En ella existe un patrón complejo de deformación. La sismicidad y tectónica activas del norte de Los Andes es atribuida a la compresión y empuje menor debido a la convergencia oblicua de la placas de Nazca y el Caribe con América del Sur (Pennington, 1981). En los últimos años, mediciones de los movimientos relativos entre estas placas describen este margen como transformante, limitado al Este por la subducción de la corteza oceánica suramericana y por debajo de La Placa Caribe (Perez y Aggarwal, 1981; Weber et al., 2001; Pérez et al., 2018). A diferencia de los Andes Suramericanos, los Andes de Mérida no son producto de orogénesis relacionada con subducción de tipo B. Éstos se elevaron durante el Mioceno Medio, como consecuencia directa de la interacción entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana debido a la convergencia del arco de Panamá y el noroeste de Suramérica (Stephan, 1982; Audemard, 1991; Colletta et al., 1997; Audemard y Audemard, 2002).

Audemard y Audemard, (2002) consideran que la interacción de la Placa de Nazca y la Placa Caribe contribuyeron a la orogénesis de los Andes de Mérida, indicando que el valor mínimo gravimétrico se debe a una gran depositación de sedimentos y por la existencia de subducción de tipo A bajo el Bloque de Maracaibo (Henriques, 2004).

Como resultado de la interacción de las placas del Caribe, Nazca y Suramérica y los procesos orogénicos antes descritos se tiene una compleja zona de deformación en el noroccidente de Venezuela, en la cual destacan los Andes de Mérida con las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure ubicados en ambos flancos, así como las napas de Lara y la Cuenca de Falcón en el noroeste.

Además, esta región se caracteriza por sus sistemas de fallas rumbo - deslizantes, como: el Sistema de fallas transcurrentes de Boconó que atraviesa longitudinalmente los Andes de Mérida (Figura 1), el Sistema de fallas Oca-Ancón, el Sistema de fallas Santa Marta, el Sistema de fallas Central-Sur Andino y los Sistemas de fallas de Piedemonte andino, todas ellas con componentes verticales variables y asimétricos, debido al desplazamiento dextral de la Placa del Caribe en relación con América del Sur (Bermudez, 2009).

Desde mediados del siglo pasado se interpretaron las principales estructuras litosféricas por medio de investigaciones gravimétricas (Hospers y Van Wijnen, 1958; Folinsbee, 1972; Kellogg y Bonini, 1982). Sin embargo, la información estructural está limitada a los primeros 8-10 km, por lo cual los estudios sobre la configuración actual de los Andes de Mérida quedaron ambiguos a niveles profundos de la corteza y litosfera (e.g. De Toni y Kellogg, 1993; Audemard y Audemard, 2002; Duerto et al., 2006;

Arnaiz et al., 2011). Monod et al., (2010) comparan secciones balanceadas a escala cortical de los Andes de Mérida, que permiten ver la evolución desde el Cretácico.

Los Andes de Mérida son un cinturón Mio-Plioceno y constituyen la prolongación este de los Andes Suramericanos desde el Suroeste de Colombia hasta el territorio venezolano con una longitud aproximada de 420 km, una altitud máxima de ~5 km y cuya orientación SO-NE ha sido controlada por la ubicación de un sistema de grábenes Jurásicos que se invirtieron como parte de la deformación del Mio-Plioceno. Su orógeno está compuesto por un núcleo cristalino de gneis Precámbrico y esquistos del Paleozoico al Mesozoico con rocas plutónicas intrusivas, cubierto por sedimentos clásticos del Jurásico y Cretácico, flanqueados por depósitos molásicos al norte y sur de edad Eoceno (Colletta et al., 1997). Está limitado en ambos flancos por las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. La Cuenca Barinas-Apure es una Cuenca antepaís generada por la respuesta flexural de los Andes de Mérida (Chacín et al., 2005), mientras que la Cuenca de Maracaibo es una Cuenca antepaís separada de la Cuenca Barinas-Apure por los Andes de Mérida. Su gran profundidad (10 km) en comparación con la Cuenca Barinas-Apure (5 km) es evidencia de que el Bloque posee un espesor elástico considerablemente menor al de la Placa Suramericana (Arnaiz et al., 2011).

Desde la década de 1950, dos tipos de modelos tectónicos fueron propuestos para explicar el origen de los Andes venezolanos, los modelos simétricos y los modelos asimétricos. Monod et al., (2010), hizo un estudio comparativo de ambos modelos, sugiriendo que la interpretación de la estructura cortical varía si la cadena montañosa andina es simétrica o asimétrica. Si el orógeno es simétrico, la cadena montañosa podría haberse formado como una estructura de flor positiva o como resultado de una subducción de bajo ángulo, de ser así, los Andes venezolanos serían considerados como una cadena simétrica con una falla rumbo deslizante principal ubicada en el centro y delimitado por fallas inversas en ambos lados del cinturón montañoso Audemard y Audemard, (2002). Por lo que plantean que la falla representa el límite de placas entre la Placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo y que los Andes de Mérida serían el resultado de la compresión entre dos placas y estaría integrada por dos cadenas separadas, divididas por la Falla de Boconó.

Si, por el contrario, el orógeno es asimétrico entonces los Andes venezolanos podrían haberse formado en respuesta a una subducción continental ya sea en dirección noroeste como sureste. Hospers y Van Wijnen, (1958) sugieren que la asimetría observada en el patrón de la gravedad es producida por un cabalgamiento de la parte sureste de la corteza sobre la parte noroeste como la Cuenca del Lago de Maracaibo. Según Monod et al., (2010), el hecho de que los datos geocronológicos (Kohn et al., 1984; Bermudez, 2009) muestran una exhumación diacrónica del Neógeno sobre los Andes niega en cierto sentido cualquier modelo simétrico para la formación de los Andes de Mérida.

ADQUISICIÓN Y METODOLOGÍA

Sísmica activa

El control de la cobertura, longitud de los perfiles, distancias entre sitios de fuente, y demás parámetros a establecer para el desarrollo de la sísmica de gran ángulo de los perfiles sísmicos planteados para el proyecto GIAME el diseño técnico, fue desarrollado por [Ávila et al. \(2015\)](#). Ellos realizaron un estudio de cobertura partiendo del diseño inicial planteado para la sísmica del proyecto GIAME; luego de estudiar los diferentes modelos corticales de la génesis y evolución de los Andes de Mérida propuestos hasta la actualidad y generaron un modelo de entrada inicial basado en la interpretación de la mayor cantidad de datos geológicos y geofísicos disponibles. Además, generaron fases corticales sintéticas Pg (Refracciones en la capa de sedimentos y corteza superior), PmP (Reflexiones en la interfaz corteza-manto) y Pn (Refracciones en el manto superior) basándose en estudios previos en los Alpes Europeos (Su estructura, génesis y evolución son similares a los Andes de Mérida), así como también en los resultados obtenidos en los proyectos BOLIVAR y GEODINOS.

Para los registros sísmicos se contó con un total de 1050 equipos de registro REFTEK-125 (*Texan*), que grabaron los disparos a lo largo de los diferentes perfiles en 4 instalaciones en el año 2014 y 2 en el año 2015. Dichos perfiles fueron denominados Andes Norte, Andes Central, Andes Sur y Burro Negro. En este trabajo nos enfocamos en los resultados llevados a cabo a lo largo del perfil Andes Sur.

Perfil Andes Sur

Se adquirió un perfil sísmico de gran ángulo (Andes Sur) ([Figura 2](#)) con una longitud aproximada de 500 km con rumbo NO - SE, desde la serranía de Perijá hasta la Cuenca de Barinas-Apure y perpendicular al rumbo de los Andes de Mérida, empleando 1350 sismómetros portátiles REFTEK-125A (*Texans*) que grabaron los disparos a lo largo de los diferentes perfiles en 4 instalaciones en el año 2014 y 2 instalaciones en el año 2015. Se utilizaron dos tipos de fuentes: explosivas para los disparos de mayor alcance y 3 camiones vibradores en los flancos de la cordillera, donde cada PV posee de 8 a 22 barridos. Se muestra un ejemplo sección sísmica y trazado de rayos del disparo en el flanco norte de los Andes de Mérida, ([Figura 3](#)).

Los datos fueron filtrados empleando una variedad de bandas de frecuencias entre 1 y 10 Hz. Los tiempos de arribo fueron seleccionados manualmente, empleando la rutina SEISLOT ([Arnaiz R. et al., 2014](#)); las primeras llegadas, correspondieron a las fases sísmicas Pg y Pn; y las llegadas posteriores, principalmente a la fase PmP.

Los datos sísmicos fueron empleados para generar un modelo bidimensional 2-D de velocidades de ondas P, aplicando el método de modelado iterativo (*forward modeling*), para toda la corteza y la parte superior del manto.

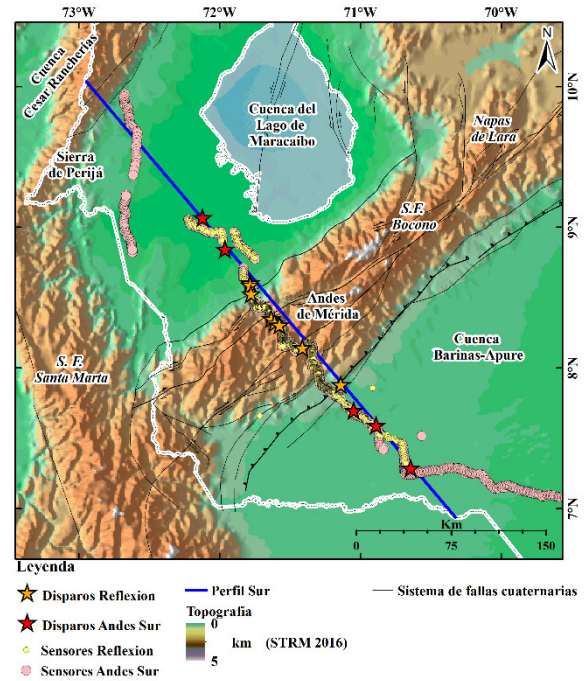


Figura 2. Mapa geológico-estructural del perfil de estudio, con ubicación de los disparos realizados ([Avila et al., 2021](#)).

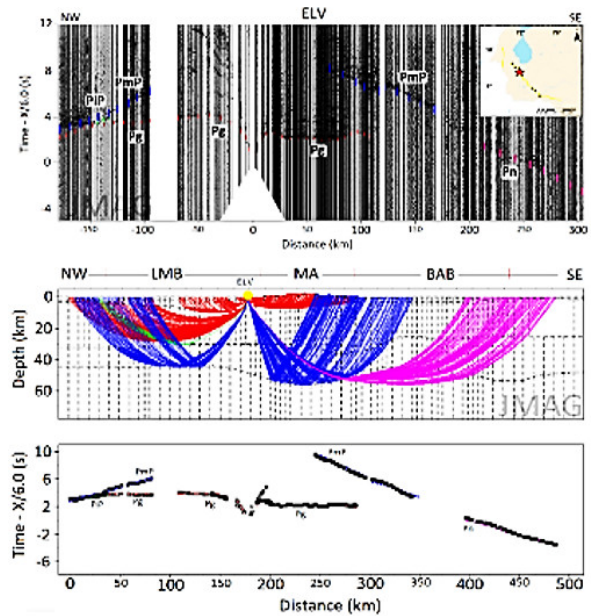


Figura 3. Sección sísmica y trazado de rayos del disparo en el flanco Norte de los Andes de Mérida ([Avila et al., 2021](#)).

Se invirtió la estructura del Moho, las velocidades de la corteza inferior y del manto superior, a partir de los algoritmos de inversión por trazado de rayos y mínimos cuadrados de [Zelt y Smith, \(1992\)](#) lo cual permitió diferenciar el basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas - Apure, el afloramiento de las estructuras sobre los Andes de Mérida y las profundidades estimadas para la corteza superior.

Sísmica Pasiva

Se realizó el estudio de 406 mediciones de señales de ruido sísmico ambiental de las estaciones distribuidas a lo largo de la Cuenca de Maracaibo y la Cuenca Barinas - Apure adquiridos por Funvisis entre los años 2013 y 2016 empleando un digitalizador REF TEK modelo 130-B y un sismómetro REF TEK modelo 151-B.

En dicho estudio, se hizo una comparación entre las frecuencias fundamentales obtenidas mediante tres métodos que son: el cálculo de la relación H/V que corresponde a la relación espectral entre la componente horizontal y vertical del ruido ambiental, seguido por el método del cálculo de la elipticidad de la onda Rayleigh a través de la técnica de campo difuso y finalmente se utilizó el método del decremento aleatorio para estimar el espectro de frecuencias de la elipticidad de la onda Rayleigh. Los resultados obtenidos permitieron realizar modelos 2-D de velocidades, realizando la interpolación de modelos 1-D de velocidades V_p y V_s obtenidos a través de la inversión de las curvas de elipticidad de la onda Rayleigh (Figura 4).

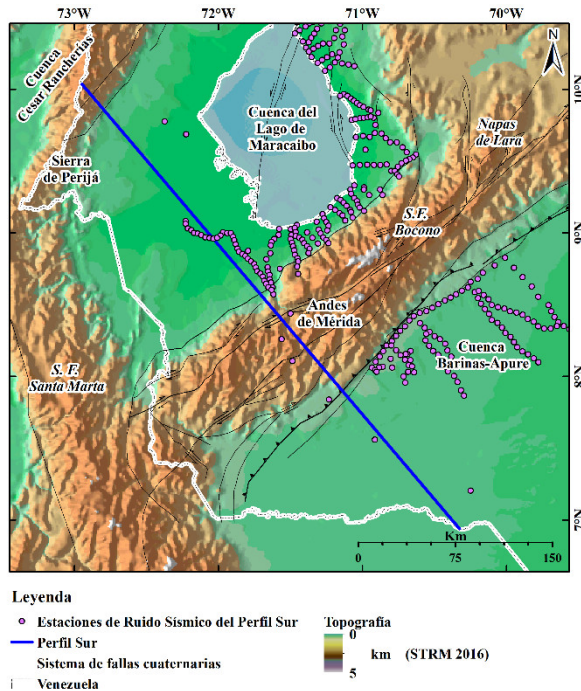


Figura 4. Ubicación de estaciones de ruido sísmico terrestres en la zona Noroccidental de Venezuela. Sistema de fallas de Venezuela (Audemard et al., 2000) sobre modelo digital de elevaciones (Jarvis et al., 2008).

Gravimetría

Esta fase comprendió la adquisición de datos mediante la incorporación de varios gravímetros y unidades geodésicas de última generación: en total 5 gravímetros Scintrex CG-5, así como cuadrillas geodésicas con equipos Trimble R8. Para los diversos equipos se realizó una fase inicial de calibración instrumental que permitió la homología de las condiciones instrumentales en el año 2012.

Debido a la gran extensión del área de estudio de este proyecto la adquisición gravimétrica se abordó dividiendo la región occidental de Venezuela en tres zonas, integradas por diferentes estados y 3 perfiles, de ubicación similar a los perfiles sísmicos (Figura 5).

Los datos gravimétricos usados en el modelo gravimétrico del perfil Sur fueron compilados por la Universidad Central de Venezuela (Pérez, 2014; Hermoso, 2015) y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS).

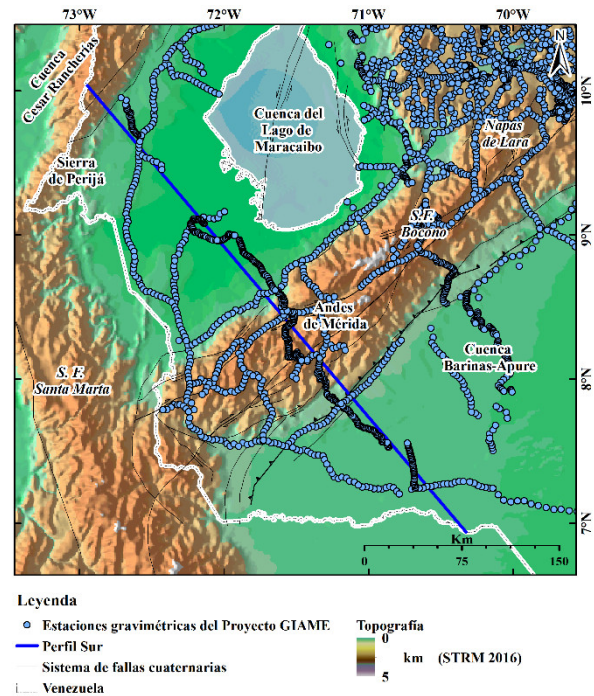


Figura 5. Ubicación de estaciones gravimétricas terrestres en la zona Noroccidental de Venezuela. Sistema de fallas de Venezuela (Audemard et al., 2000) sobre modelo digital de elevaciones (Jarvis et al., 2008).

Para mejorar la cobertura y calidad de los datos existentes, fueron empleados datos del modelo gravimétrico satelital *Earth Gravity Map 2008* (EGM2008) (Pavlis et al., 2008).

El procesamiento consistió en el cálculo de la anomalía de Bouguer (AB) de la zona de estudio. Los datos fueron procesados y homogenizados, tomando en consideración los valores actuales de gravedad absoluta medidos en la zona y nuevos estándares en las ecuaciones usadas para el cálculo de la anomalía de Bouguer. La anomalía de Bouguer (AB) (Figura 6) fue calculada empleando los siguientes criterios: la gravedad teórica fue calculada con la fórmula de Somigliana (1930) (Moritz, 1980), la corrección topográfica fue calculada para una capa esférica de radio de 167 km y se asumió una densidad de 2.670 Kg/m^3 , debido a que este valor es cercano a la densidad media de las rocas en superficie del área de estudio, se realizó empleando el programa DbGrav (Schmidt, 2007) el cual realiza la corrección topográfica a través del cálculo del efecto gravimétrico de un prisma basado en el re muestreo de un SRTM90.

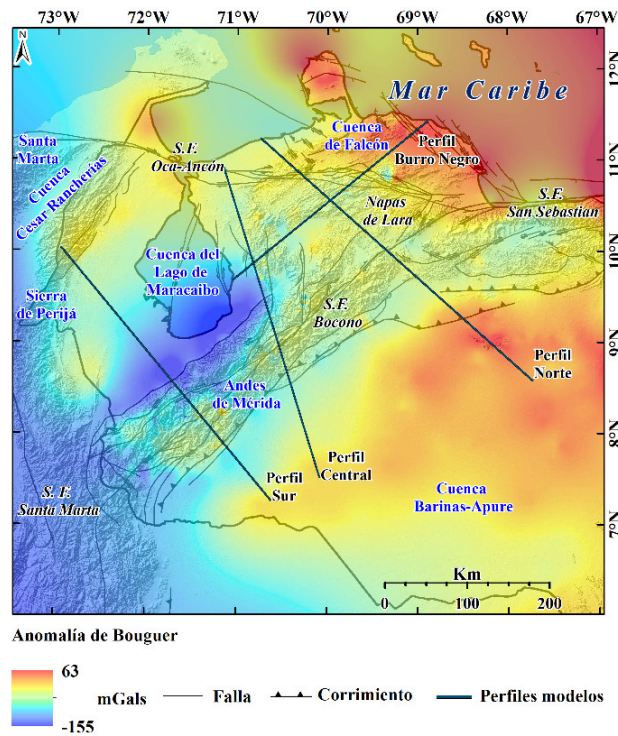


Figura 6. Mapa de Anomalía de Bouguer del perfil Sur del proyecto GIAME (Rondón et al., 2020).

El modelo digital de elevación del terreno (DEM) usado para la corrección topográfica está basado en el modelo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Jarvis et al., 2008) con una resolución de 30 m. Considerando todas las fuentes de error en los datos y en el procesamiento de los mismos, el error estimado de los valores de anomalía de Bouguer es de $\sim \pm 3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ($3 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2 = 1 \text{ mGal}$). El mapa de anomalía de Bouguer (AB) de la zona de estudio fue realizado mediante el método de interpolación *Kriging* (Figura 6), el cual asume la hipótesis de que la altitud es una variable regionalizada, con lo que se garantiza una varianza mínima de predicción con respecto a otros métodos de interpolación. La interpretación de los datos se realizó mediante la implementación de diferentes técnicas, con la integración de la información en un Sistema de Información Geográfica (SIG), con las formaciones presentes, principales rasgos geológicos y densidades promedios de las rocas aflorantes en el área de estudio. Con la información de los trabajos previos fue generado el modelo integrado cortical del Perfil Sur.

Magnetometría

En esta etapa, se emplearon los datos magnéticos del Modelo de Anomalías Magnéticas Global EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid) (Maus et al., 2009). Este modelo es una recopilación de información satelital, marina y aérea con una resolución mejorada de 2 arco minutos con una altitud de 4 km por encima del geoido en la que las largas longitudes de ondas, mayores a 330 km, fueron reemplazadas por las del modelo de campo MF6 del satélite CHAMP. Se generó un mapa de anomalía magnética

(AM) de la región de estudio empleando el método de interpolación *Kriging* (Figura 7).

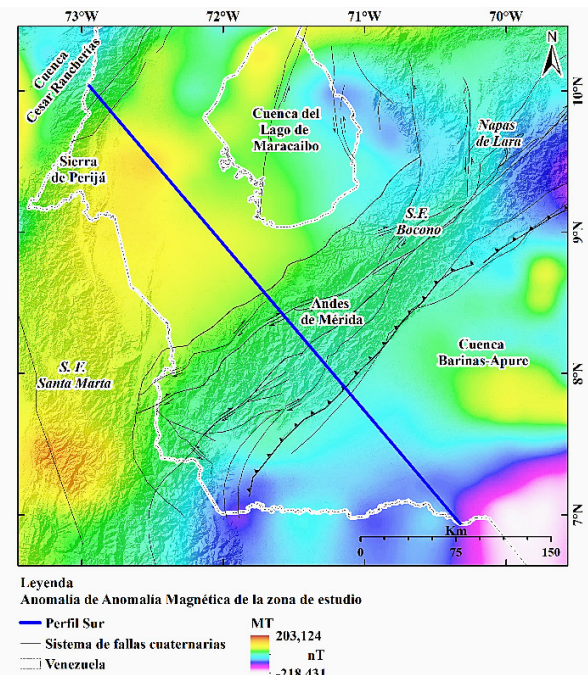


Figura 7. Modelo cortical integral del Perfil Sur; a) Ubicación relativa del modelo cortical 2D, Perfil Sur. b) Curva de anomalía magnética. c) Curva de anomalía de Bouguer. d) Modelo cortical integral del Perfil Sur.

Construcción de modelos 2D

Los modelos (gravimétrico y magnético) se realizaron utilizando el programa IGMAS (3D Interactive Gravity Magnetic Application System) (Götze, 1978; Götze y Lahmeyer, 1988; Schmidt y Götze, 1998) que, permite generar modelos gravimétricos y magnéticos a partir de secciones en dos dimensiones. El algoritmo de cálculo que usa está desarrollado en función de las integrales del teorema de Gauss.

Las secciones se construyeron a partir de polígonos, los cuales representan los cuerpos geológicos. Las caras de los poliedros son usadas para resolver la integral aplicando el teorema de Gauss en 2D. Este software incorpora funciones, las cuales permiten integrar información además de datos geofísicos y geológicos para realizar la correcta calibración del modelo. El modelo final se obtiene al lograr el mejor ajuste entre el valor de gravedad calculada y observada considerando las restricciones impuestas según la geología local y fuentes independientes de información. Debido a que el modelado de campos potenciales no es un método independiente, se requirió de información adicional para su realización, es por ello que se incorporaron los resultados de otros métodos geofísicos y geológicos para ajustar la geometría, densidades y susceptibilidades del modelo principalmente de modelos sísmicos de velocidades V_p empleando fuentes sísmicas activas, (Medina, 2017; Avila et al., 2021) y modelos de velocidades V_p y V_s basado en la inversión de datos de ruido sísmico ambiental (Lolli, 2018).

Estimación de densidades y susceptibilidades

La estimación inicial de las densidades empleadas consideran los resultados presentados por [Hospers y Van Wijnen, \(1958\)](#) sobre densidades asociadas a las rocas presentes en Los Andes de Mérida. Las densidades de las principales formaciones presentes en las cuencas fueron tomadas de datos de pozos (e.g. [Santiago et al., \(2014\)](#)).

Las densidades de los cuerpos y estructuras profundas se estimaron mediante el uso de las ecuaciones empíricas que relacionan la densidad con la velocidad de ondas compresionales ([Nafe y Drake, 1963](#)). Tomando como velocidades las reportadas en los trabajos de sísmicas de refracción profunda (e.g. [Bezada et al., 2008](#); [Schmitz et al., 2008](#); [Bezada et al., 2010](#); [Pinto, 2015](#); [Saavedra, 2015](#)).

Para estimar los valores desconocidos de densidad se compilo los resultados publicados de modelos gravimétricos, en trabajos previos (e.g. [Folinsbee, 1972](#); [Kellogg y Bonini, 1982](#); [Guédez, 2003](#); [Henriques, 2004](#); [Núñez, 2005](#); [Schmitz et al., 2005](#); [Arnaiz, 2009](#); [Bermudez, 2009](#); [Arnaiz et al., 2011](#); [Cedeño, 2011](#); [Sanchez-Rojas, 2011](#); [Verrocchi, 2011](#); [Sanchez y Palma, 2014](#)) (Tabla 1). Otras densidades desconocidas fueron estimadas usando la información litoestratigráfica existente basada en su distribución geográfica en el mapa geológico de Venezuela ([Hackley et al., 2006](#)) y el léxico estratigráfico venezolano ([Intevp, 2011](#)).

Las susceptibilidades magnéticas empleadas inicialmente fueron tomadas de trabajos previos (Tabla 2) realizados

sobre la zona de estudio en la región noroccidental de Venezuela (e.g. [Vargas, 2002](#); [Rodríguez y Sousa, 2003](#); [Jaspe, 2004](#); [Núñez, 2005](#); [Arraiz, 2008](#); [González y Martínez, 2008](#); [Martínez, 2012](#)).

Ajuste de la geometría de los modelos

Basados en los trabajos previos realizados en la zona de estudio, se construyó cada estructura del modelo integrado cortical tomando en cuenta las siguientes consideraciones.

- La estructura de la Placa Caribe es tomada de los trabajos de [Malavé y Suárez, \(1995\)](#), [Pérez et al., \(1997\)](#), [Colmenares y Zoback, \(2003\)](#), [Cortéz y Angelier, \(2005\)](#), [Masy et al., \(2007\)](#), [Bezada et al., \(2010\)](#) y [Sanchez y Palma, \(2014\)](#), que asumen la existencia de una lámina de la litosfera del Caribe, subduciendo debajo del norte de Colombia y el noroccidente venezolano a lo largo de los Andes de Mérida, extendiéndose desde el norte de Colombia hacia la zona del nido Bucaramanga, debajo del borde sur del Bloque de Maracaibo donde la losa se inclina $\sim 15^\circ$ y el ángulo de inclinación aumenta hasta 25° a profundidades superiores a los 100 km.
- La estructura cortical superficial formada por las cadenas montañosas de Santa Marta (Colombia), la Sierra de Perijá (Limite Colombia-Venezuela) y los Andes de Mérida (Venezuela), producto de la subducción de la Placa Caribe y su interacción con el Bloque Maracaibo y la Placa Suramericana, está basada en los trabajos de [Kellogg y Bonini, \(1982\)](#), [Audemard, \(1991\)](#), [Audemard y Audemard, \(2002\)](#), [Cediel et al., \(2003\)](#).

Tabla 1. Densidades consideradas de modelos gravimétricos del área de estudio ([Rondón et al., 2020](#)).

ρ (gr/cm ³)	Autor										
	Arnaiz, 2009	Cedeño 2011	Folinsbee 1972	Guedez 2003	Henriques 2004	Kellogg et al. 1982	Núñez 2005	Sánchez 2014	Schmitz 2005	Verrocchi 2011	
Agua Oceánica								1,03			
Manto Astenosférico								3,34			
Manto Litosférico Caribe								3,14-3,41			
Corteza Oceánica Caribe		2,9-2,95						2,95-3,18			
Manto Litosférico	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,20	3,3	3,17-3,25	3,3	3,3	
Precámbrico Corteza Continental					2,85						
Corteza Inf. Placa Suramericana ¹	2,95	2,8-2,85		2,9		2,90	2,9	2,77-2,85	2,85-2,93	2,93	
Corteza Sup. Placa Suramericana ²	2,80	2,75		2,80-2,85		2,70	2,7	2,70-2,76	2,7-2,8	2,75	
Paleozoico					2,8						
Sedimentos Jurásicos	2,67		2,67		2,65	2,65-2,67		2,51	2,68	2,55	
Sedimentos Cretáceo-Mioceno	2,55	2,6	2,5-2,64		2,6	2,6	2,6	2,45-2,51	2,59		
Sedimentos Mioceno-Presente	2,3	2,25	2,3-2,48		2,25	2,25	2,4	2,20-2,4	2,4	2,4	
Andes de Mérida	2,8										
Sierra de Perijá	2,75										
Cuenca de Falcón								2,4			
Cuenca del Lago de Maracaibo	2,5										
Bloque Maracaibo	2,75										
Corteza Inf. Bloque Maracaibo ¹	2,945										
Cuenca Barinas-Apure	2,5										
Graben de Apure	2,6-2,65										
Graben de Mantecal	2,6										

¹Inf.= Inferior

²Sup.= Superior

Tabla 2. Susceptibilidades consideradas de modelos magnéticos del área de estudio (Rondón et al., 2020).

Autor χ (SI)	Arraiz 2008	Jaspe 2004	Núñez 2005	Martínez 2012	Rodríguez et al. 2003	González et al. 2008	Vargas 2002
Manto Astenosférico	0,036	0,006			0,025		0,013
Manto Litosférico				0,036			
Corteza Inferior		0,001	0,003-0,006	0,003			0,01
Corteza Superior	0,0085		0,001-0,005				
Corteza Continental Caribe					0,005		
Corteza Oceánica Caribe					0,01		
Plioceno					0,001		
Oligoceno						0,000036	
Eoceno					0,003	0,000036	
Paleoceno					0,003		0,00042
Cretácico					0,003-0,006	0,00004	0,00042
Jurásico					0,003		0,00078

- La estructura de las cortezas superior e inferior junto con las interfaces de la discontinuidades de Mohorovicic y de Conrad entre la Cuenca del Lago de Maracaibo, la Cuenca de Falcón, los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas Apure, fue realizada tomando como referencia los modelos de Kellogg y Bonini, (1982), Audemard, (1991), Audemard y Audemard, (2002), Cediel et al., (2003), Rodriguez y Sousa, (2003), Henriques, (2004), Chacín et al., (2005), Guédez, (2003), Linares et al., (2014), Arnaiz, (2009), Arnaiz et al., (2011), Sanchez y Palma, (2014), Medina., (2017), Lolli., (2018) y Ávila et al., (2021).
- El límite de la discontinuidad de Mohorovicic fue establecido, tomado de referencia los trabajos de Niu et al., (2007), Schmitz et al., (2008), , Pinto, (2015) y Ávila et al., (2021).
- El estudio de Arnaiz y Orihuela, (2013) sobre la profundidad de Curie fue utilizado como información preliminar.
- La profundidad del basamento y el espesor de sedimentos de la Cuenca Barinas-Apure fue modelado a partir de secciones sísmicas de González, (2009) y Santiago et al., (2014). Mientras que la profundidad del basamento y el espesor de sedimentos de la Cuenca del Lago de Maracaibo fue modelado a partir de secciones sísmicas de Mann et al., (2006).
- Las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure fueron modeladas como cuencas de flexión a partir de los trabajos de Henriques, (2004), Chacín et al., (2005), Requena y Zambrano, (2008), Arnaiz, (2009), Medina, (2017), Lolli., (2018) y Ávila et al., (2021).
- Los grábenes de Apure y Mantecal se modelaron con los trabajos de González, (2009) y Arnaiz, (2009).
- La estructura cortical de la Sierra de Perijá fue generada basada en el modelo de Audemard y Audemard, (2002) y las secciones sísmicas de Sanchez et al., (2008). El Bloque Santa Marta, la Cuenca Cesar Rancherías y la Sierra de Perijá fueron creados a partir de la sección estructural de

Chicangana et al., (2011). Los flancos de los Andes de Mérida y de la Sierra de Perijá fueron modelados a partir de las secciones sísmicas de Duerto et al., (2006).

- Se identificaron y generaron las unidades aflorantes a lo largo de los perfiles descrita por Hackley et al., (2006).

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Mapa de anomalía gravimétrica

El mapa de anomalía de Bouguer de la región noroccidental de Venezuela (Figura 6). muestra valores que varían en el rango entre -155 a 63 mGals.

Los altos valores de mínimo gravimétrico (~ -110 mGals) en el gradiente del flanco Norandino pueden estar relacionados a la fuerte pendiente del basamento de la Cuenca del Lago de Maracaibo y a su profundidad máxima estimada en ~ 10 km. Mientras que el mínimo (~ -80 mGals) hacia el flanco Sur andino puede ser vinculado con la profundidad de la Cuenca Barinas-Apure, los valores por encima de -25 mGals, pueden ser vinculados a la respuesta gravimétrica de la Placa Suramericana.

Se observa una fuerte tendencia asimétrica que ya ha sido descrita por Bucher, (1952) a lo largo de la cordillera de los Andes, definido principalmente por estructuras de gran complejidad tectónica y geológica.

Sobre el flanco norte del Sistema de fallas Boconó, se observa un mínimo gravimétrico con un valor de aproximadamente -150 mGals, que podría ser causado por la carga sedimentaria de la Cuenca, el desplazamiento de la raíz cortical de los Andes por eventos tectónicos debido a la interacción de la Placa Caribe con el Bloque de Maracaibo o como la suma de la respuesta gravimétrica del depocentro de la Cuenca del Lago de Maracaibo con la raíz cortical de los Andes y a la posible existencia de una subducción de tipo A; producto de la colisión de la Placa Suramericana con el Bloque Maracaibo.

En los Andes de Mérida, las anomalías positivas se asocian a rocas Precámbrico-Proterozoicas con alto grado de metamorfismo. Los máximos, se vinculan a las rocas Precámbricas y proterozoicas de los Andes. Las anomalías negativas (-40 mGals) en los flancos norte y sur de los Andes de Mérida poseen una geometría similar pero muy diferentes amplitudes. Estas anomalías son causadas por la flexura de la corteza y la cobertura sedimentarias de las respectivas cuencas, en asociación con los sistemas de corrimiento presentes en ambos flancos de la cadena.

Mapa de anomalía magnética

La anomalía magnética (AM) en la zona de estudio (Figura 7) posee valores que varían entre -220 y 220 nT. Los valores de la anomalía magnética regional indican la presencia de características tectónicas resaltantes de las cuencas asociadas permitiendo inferir su origen, y vincularlos a su configuración geológica regional. Las zonas con altos valores de anomalía magnética negativas están vinculadas a aquellas con grandes cargas sedimentarias como las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.

La Cuenca del Lago de Maracaibo presenta un valor de ~ 20 nT. Esta anomalía puede atribuirse a la carga sedimentaria en la Cuenca de Falcón. La segunda anomalía se ubica en la sub-Cuenca de Barinas (~ 6 nT) y el tercero se encuentra en sub-Cuenca de Apure (~ -100 nT). Este par de anomalías limitan la Cuenca Barinas-Apure, estas respuestas pueden atribuirse a la carga sedimentaria de la misma y por la interacción de la raíz cortical de los Andes de Mérida con las estructuras que limita. En promedio la Cuenca Barinas-Apure, muestra un valor cercano a los -120 nT. Este valor, al igual que la anomalía anterior, se puede atribuir a la interacción de la Cuenca con la raíz de los Andes. Podemos observar que, el comportamiento en la zona de los Andes es homogéneo, el cual puede corresponder a la composición de masa uniforme del orógeno andino.

Densidades y susceptibilidades del modelo cortical integral

Las densidades gravimétricas y susceptibilidades magnéticas finales asignadas a los cuerpos geológicos del modelo se resumen en la Tabla 3.

Los valores preliminares de densidades y susceptibilidades asignado a cada cuerpo de los cuerpos fueron variados con la finalidad de lograr el mejor ajuste entre el valor de AB observado por el valor de AB calculado en el modelo.

Modelo integral cortical propuesto para el perfil Andes Sur del proyecto GIAME-ANDES de Mérida

En el perfil cortical integral Andes Sur (Figura 8 y Figura 9) se puede observar una raíz cortical que no se encuentra simétrica al eje del orógeno, sino está desplazada ~ 50 km hacia el noroeste respecto a la expresión topográfica del orógeno.

Tabla 3. Densidades (ρ) y susceptibilidades magnéticas (χ) del modelo cortical integral (Rondón et al., 2020).

Cuerpo Geológico	ρ (gm/cm ³)	χ (SI)
Densidad de Bouguer	2,67	
Agua oceánica	1,00-1,03	
Manto Astenosférico	3,26-3,39	0,025
Manto Litosférico Caribe	3,14-3,41	0,025-0,036
Corteza oceánica Caribe	2,95-3,18	0,01
Manto Litosférico Suramericano	3,17-3,27	0,025-0,036
Corteza Inferior P. S. ³	2,80-2,95	0,01-0,06
Corteza Superior P. S. ³	2,70-2,80	0,001-0,0085
Basamento Bloque Sta. Marta	2,8	0,005
Basamento Sierra de Perijá	2,74	0,00055-0,0078
Basamento de la Cuenca del L. M. ¹	2,72	0,0045-0,0048
Basamento de los Andes de Mérida	2,70-2,75	0,0005-0,0078
Basamento de la Cuenca B-A ²	2,73	0,001-0,006
Basamento de la Cuenca de Falcón	2,70	0,001-0,006
Basamento de la Cuenca de Bonaire	2,72	0,001-0,006
Sedimentos Jurásicos	2,51-2,77	0,0078
Sedimentos Cretáceo-Mioceno	2,20-2,7	0,0003
Sedimentos Mioceno-Presente	2,20-2,00	0,0045-0,0078
Graben de Apure	2,6-2,65	
Graben de Mantecal	2,6	

¹L. M.= Lago de Maracaibo

²B-A= Barinas-Apure

³P. S.= Placa Suramericana

En la Cuenca de Maracaibo los sedimentos del Plioceno tienen velocidades V_p de $2,5$ a 3 km/s y una densidad de $2,0$ g/cm³ a profundidades no mayores a 3 km. Los sedimentos del Mioceno - Eoceno tienen V_p de $3,5$ a $4,5$ km/s y densidades de $2,2-2,4$ g/cm³ hasta 5 km de profundidad, seguidos por sedimentos del Paleoceno - Cretáceo con V_p de $4,5$ a $5,2$ km/s, densidades de $2,45-2,51$ g/cm³ y una profundidad de ~ 10 km, lo que marca el basamento de la Cuenca de Maracaibo, para la corteza superior, desarrollada durante el Triásico Superior, las velocidades sísmicas superan los $5,5$ km/s con una densidad de $2,72$ g/cm³, se observa que a medida que la Cuenca se acerca al Piedemonte se hace ligeramente más profunda; a medida que se acercan las capas al Piedemonte NW se observa en el modelo de velocidad la tendencia de estas capas a ser cada vez más delgadas (Figura 8d).

Sobre los Andes de Mérida las velocidades son de ~ 5 km/s con densidades de $2,71-2,74$ g/cm³ producto del afloramiento del basamento cristalino en esta área. Luego en el flanco sureste, hacia la Cuenca Barinas-Apure el modelo de velocidades muestra velocidades V_p de 2 a 3 km/s y densidades de $2,15-2,2$ g/cm³ para los sedimentos molásicos del Plioceno con una profundidad aproximada de 2 km, para los sedimentos del Mioceno el rango de velocidades V_p varía de $3,5$ a $4,5$ km/s con una profundidad de 4 km, los sedimentos consolidados del Cretáceo muestran velocidades V_p superiores a $5,2$ km/s con una densidad de $\sim 2,73$ g/cm³ delimitando el basamento de la Cuenca Barinas-Apure a ~ 5 km de profundidad (Figura 8d).

La corteza superior, desarrollada durante el Triásico superior, tiene V_p mayor a $5,5$ km/s en el tope, aumentando a $6,5$ km/s a $20-23$ km de profundidad y que marca la discontinuidad de Conrad (Arnaiz et al., 2011; Rondón et al., 2020).

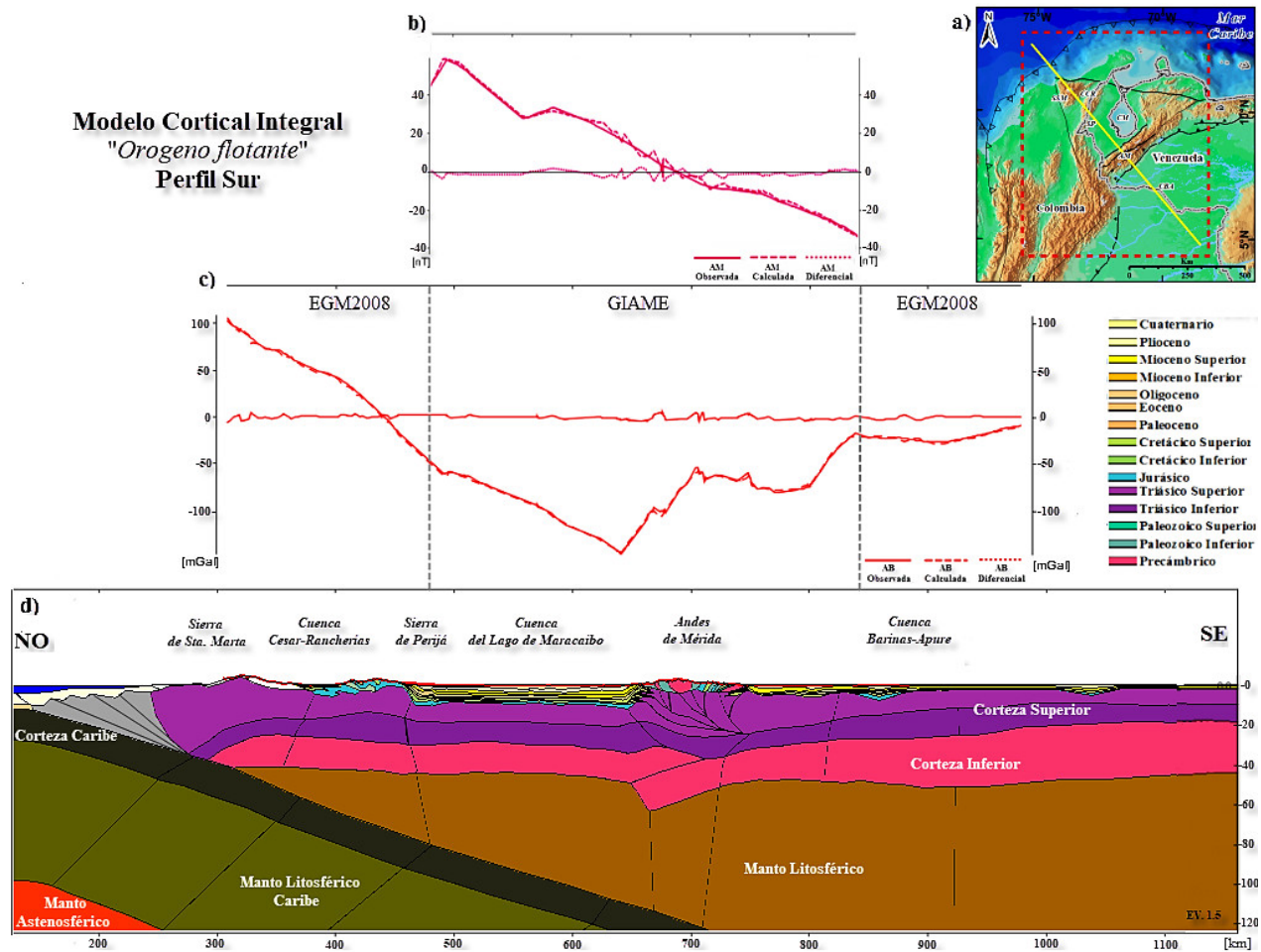


Figura 8. Mapa de Anomalía Magnética del Perfil Central y Sur del proyecto GIAME.

La corteza inferior (Figura 8d). tiene V_p de 6,4 a 6,85 km/s hasta 40-45 km de profundidad marcando la discontinuidad de Mohorovicic (Rondón et al., 2020) (densidades de 2,8-2,9 g/cm³). Las velocidades V_p del manto superior son mayores a 7,5 km/s, con densidades entre 3,15 y 3,25 g/cm³. Observando el comportamiento de la curva de anomalía gravimétrica (Figura 8c), las estructuras de la Cuenca Barinas-Apure, la Cuenca del Lago de Maracaibo, flanco sur de los Andes de Mérida y flanco sur de la Sierra de Perijá, poseen un buen ajuste entre la curva de gravedad observada y calculada con diferencias de ~ 5 mGals; este ajuste decae en un rango de 5-10 mGals sobre el flanco sur de los Andes de Mérida, vinculado a la actividad tectónica y estructural de la zona debido a la cercanía a la falla de Boconó, el desplazamiento de la raíz cortical del orógeno andino o por ser la zona retrocorrimiento cortical más pronunciado hacia el sureste, producto de la carga del Bloque Maracaibo.

El análisis del comportamiento de la curva de anomalía magnética (Figura 8b), se observa un buen ajuste entre la profundidad del punto de Curie y la discontinuidad corteza-manto, sin embargo, se observan discrepancias en el extremo NO y en los Andes de Mérida, tales discrepancias pueden ser atribuida a errores de interpolación por ausencia de datos en la zona o heterogeneidades no incluidas en el modelo. Desde el flanco SE de la Cuenca Barinas - Apure

hasta la Cuenca del Lago de Maracaibo, el modelo indica un buen ajuste entre las curvas de susceptibilidad observada y calculada. Los sedimentos muestran anomalías crecientes hacia los Andes de Mérida.

En general, el ajuste entre las curvas observadas y calculadas gravimétricas y magnéticas (Figura 8c y 8b) para los perfiles gravimétrico-magnético está entre 97 y 98 %.

En este perfil se observa que el núcleo cristalino de los Andes es de 80 km de ancho en el perfil Andes Sur y la raíz del orógeno de los Andes de Mérida se encuentra desplazada unos 35 km hacia el flanco noroccidental de la cadena andina.

La corteza inferior es más gruesa debajo la Cuenca Barinas-Apure disminuyendo su grosor hacia el noreste (Figura 8d y Figura 9), pero en compensación la corteza superior se hace más gruesa hacia el centro de la cadena de los Andes de Mérida.

El modelo generado del perfil Andes Sur (Figura 8a) apoya el modelo del orógeno flotante propuesto por Audemard y Audemard, (2002) y demostrado en (Rondón et al., 2020), el cual sugiere un sistema de compensación regional, en el que

los Andes de Mérida son una cadena montañosa asimétrica y cuyo orógeno posee forma de flor positiva. Este orógeno delimita el Bloque de Maracaibo al este en respuesta a la subducción tipo B de bajo ángulo de la Placa del Caribe debajo del continente suramericano en dirección NO-SE con un buzamiento de $\sim 25^\circ$ (Figura 8d y Figura 9).

La raíz andina a lo largo del perfil Andes Sur varía entre 45 y 55 km de profundidad y está desplazada ~ 50 km hacia el noroeste respecto a la expresión topográfica del orógeno; este desfase es generado por la subducción tipo A incipiente de la litósfera suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo, y podría ser vinculada al mínimo gravimétrico (~ 150 mGals) presente (Figura 8c).

La Sierra de Perijá se presenta como un pliegue tipo anticlinal asociado a la propagación de la falla El Tigre. El Bloque Maracaibo se encuentra limitado al NO por una subducción tipo B con la Placa Caribe y al SE por una subducción tipo A con la Placa Suramericana, la Placa Suramericana subduce bajo el Bloque Maracaibo por ser más densa (Figura 8d y Figura 9).

El basamento de la Cuenca del Lago de Maracaibo (Figura 8d) se ubica a mayor profundidad (~ 10 km) que el de la Cuenca Barinas-Apure (~ 5 km) quizás debido a que el Bloque posee un espesor elástico (Arnaiz, 2009) considerablemente menor al de la Placa Suramericana. La discontinuidad de Conrad actúa como la principal superficie de despegue, en la que la corteza superior del Bloque de Maracaibo posee un retrocorrimiento cortical más pronunciado hacia el SE, producto de la carga del Bloque Maracaibo en la que los Andes de Mérida funcionan como una cuña de apilamiento de corteza frágil.

La discontinuidad de Conrad para la Placa Suramericana se encuentra a una profundidad de ~ 22 km, en los Andes se encuentra a 30 km y en el Bloque Maracaibo a ~ 18 km.

Existe un alto grado de correlación entre la profundidad del Moho del modelo con los valores de los estudios de Niu et al., (2007) y Saavedra, (2015) para los Andes de Mérida.

Se observó que la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić de la Placa Suramericana (45 km a 50 km) es mayor que la del Bloque de Maracaibo (38 km a 45 km). El modelo integral cortical del perfil Sur sugiere un sistema de compensación de carácter regional, en la cual la flexión de la Placa Suramericana es producida por la carga orogénica de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure, mientras que la flexión del Bloque de Maracaibo puede ser atribuida tanto a la gran carga sedimentaria que soporta, como a la subducción tipo A con la Placa Suramericana (Figura 8d y Figura 9).

CONCLUSIONES

El modelo cortical integral del Perfil Sur de los Andes de Mérida basado en la integración de los resultados de los modelos sísmicos de velocidades Vp empleando fuentes sísmicas activas, (Ávila et al., 2021 y Medina., 2017), modelo gravimétrico 2D (Rondón et al., 2020), modelo magnético 2D (Marchena., 2018) y modelos de velocidades Vp y Vs de inversión de datos de ruido sísmico ambiental (Lolli., 2018), sugieren que el modelo que mejor describe la estructura de los Andes de Mérida es el modelo del orógeno flotante propuesto inicialmente por (Audemard y Audemard, 2002).

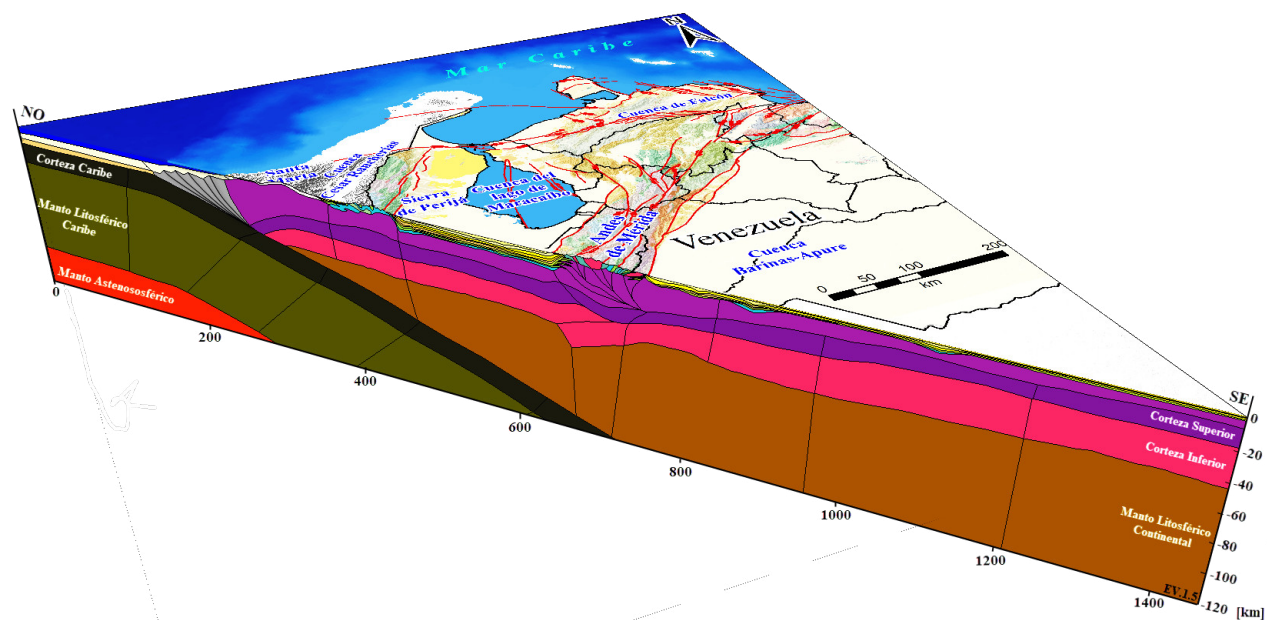


Figura 9. Vista 3D del modelo cortical integral 2D del Perfil Sur, proyecto GIAME, ubicado en la región noroccidental del continente suramericano, se observa la subducción Tipo B de la Placa del Caribe debajo del continente Suramericano, así como la subducción tipo A de la litósfera Suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo; en este perfil la raíz del orógeno de los Andes de Mérida alcanza ~ 55 km.

El modelo cortical muestra un sistema donde el Bloque Maracaibo está limitado al NO por una subducción tipo B con la Placa Caribe y al SE por una subducción tipo A con la Placa Suramericana, en este sistema la Placa Suramericana subduce bajo el Bloque Maracaibo por ser más densa. La discontinuidad de Conrad actúa como la principal superficie de despegue, en la que la corteza superior del Bloque de Maracaibo posee un retrocorrimiento cortical más pronunciado hacia el SE, producto de la carga del Bloque Maracaibo en la que los Andes de Mérida son un orógeno tipo A asimétrico que posee una estructura de flor positiva que funciona como una cuña de apilamiento de corteza frágil y cuya raíz cortical se encuentra desplazada hacia el NO.

Las curvas de AB y de AM del modelo sugieren que existe compensación regional, en la cual la flexión de la Placa Suramericana es producida por la carga orogénica de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure, mientras que la flexión del Bloque Maracaibo es producida por la subducción tipo A con la Placa Suramericana y por la gran carga sedimentaria que soporta.

Existe una subducción tipo B de la Placa Caribe debajo de la Placa Suramericana en dirección NO-SE con un buzamiento de $\sim 25^\circ$ observada en los modelos gravimétrico y magnético.

La discontinuidad de Mohorovicic de la Placa Suramericana (45 km a 50 km) es mayor que la observada en el Bloque de Maracaibo (38 km a 45 km), sugiriendo que el espesor cortical es mayor en la Placa Suramericana.

La profundidad de la discontinuidad de Conrad es mayor en la Placa Suramericana (22 km) con respecto al Bloque Maracaibo (18 km).

El espesor cortical del Bloque Maracaibo varía entre 35 y 40 km, siendo menor al espesor mostrado en la Placa Suramericana. Así mismo, la profundidad máxima del basamento de la Cuenca del Lago de Maracaibo es de ~ 10 km y la profundidad de basamento de la Cuenca Barinas-Apure es de ~ 5 km.

El Orógeno de los Andes de Mérida delimita el Bloque de Maracaibo al Este en respuesta a la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe debajo del continente suramericano.

Según lo observado en el modelo corticales del perfil Andes Sur, la raíz andina, varía entre 45 y 55 km de profundidad y se encuentra desplazada ~ 50 km hacia el NO respecto a la expresión topográfica del orógeno; este desfase es generado por la subducción tipo A incipiente de la litósfera suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo.

AGRADECIMIENTOS

Aporte al proyecto Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME) (FONACIT 2012002202) y al Convenio específico PDVSA-FUNVISIS (12/09/2012). Para las

mediciones sísmicas, gravimétricas, magnéticas y de ruido sísmico se contó con equipos y personal de PDVSA, PDVSA-INTEVET, de FUNVISIS, de la UCV y la USB. Las mediciones sísmicas fueron realizadas con equipos de FUNVISIS y del IRIS/PASSCAL Instrument Centre (Socorro, NM, EE. UU.).

REFERENCIAS

- ARNAIZ, M. S. (2009). *Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S. & ORIHUELA, N. (2013). Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590, 38-51.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S., RODRÍGUEZ-MILLÁN, I., & AUDEMARD, F. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 420-438.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S., BEZADA, M., & SCHMITZ, M. (2014). SEISPLIT: Un código interactivo para mostrar y seleccionar las primeras llegadas en sísmica de gran ángulo. *Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería (JIFI)*. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- ARRAIZ P., D. N., & DINIS D., E. (2008). *Interpretación integrada del macizo ígneometamórfico de la región de El Baúl, estado Cojedes*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., & HALLER, K. (2000). *Map and database of quaternary faults and folds in Venezuela and its offshore regions*. USGS Open-File report 00-0018. <https://doi.org/10.3133/ofr0018>.
- AUDEMARD, F. E. (1991). *Tectonics of Western Venezuela*. [PhD Thesis]. Rice University, Texas, USA.
- AUDEMARD, F. E. & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela; relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327.
- AVILA, J., SCHMITZ, M., MAZUERA, F., YEGRES, L., GIL, E., BOLÍVAR, M., MONTILLA, L., & PINTO, H. (2015). Estructura cortical de la región centro-sur de Los Andes de Mérida a partir de perfiles de refracción sísmica de gran ángulo. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*. Jalisco, México.

- AVILA, J., SCHMITZ, M., MORTERA, C., BANDY, W., YEGRES, L. ZELT, C., & G. S. W. GROUP (2021). Crustal structure and tectonic implications of the southernmost Merida Andes, Venezuela, through wide-angle seismic data analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 116, 103853. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103853>.
- BERMUDEZ, M. A. (2009). Cenozoic exhumation patterns across the Venezuelan Andes: insights from fission-track thermochronology. [Ph.D. Thesis]. Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- BEZADA, M. J., MAGNANI, M. B., ZELT, C. A., SCHMITZ, M., & LEVANDER, A. (2010). The Caribbean-South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 115(B8), 1-17.
- BEZADA, M. J., SCHMITZ, M., JÁCOME, M. I., RODRÍGUEZ, J., AUDEMARD, F. & IZARRA, C. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics* 45(4-5), 191-200.
- BUCHER, W. H. (1952) Geologic structure and orogenic history of Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 49: 113.
- CEDEÑO, L. (2011). Modelado Gravimétrico 2D de un perfil en la región noroccidental de Suramérica específicamente en el Bloque Norandino [Tesis de Pregrado], Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P., & CCERES, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean block. *Tectonics. Tectonics Memoir* 79, 815- 848.
- COLMENARES, L. & ZOBACK, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31(8), 721-724.
- COLLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOUREIRO, D., PASSALACQUA, H. & GOU, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777-794.
- CORTÉZ, M. & ANGELIER, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58.
- CHACÍN, L., JÁCOME, M. I. & IZARRA, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167.
- CHICANGANA, G., KAMMER, A. & JIMÉNEZ, V. (2011). El posible origen de la sismicidad somera que se presenta en la región que corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de Perijá y la Península de La Guajira, noreste de Colombia. www.capygua.com.co.
- DE TONI, B. & KELLOGG, J. (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393-1409.
- DUERTO, L., ESCALONA A., & MANN, P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bull*, 90(4), 505-528.
- FOLINSBEE, R. A. (1972). *The gravity field and plate boundaries in Venezuela* [Ph.D. Thesis]. Massachusetts Institute of Technology- Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, USA.
- GONZÁLEZ, J. M. & MARTINEZ, F. J. (2008). Estudio geofísico integrado en la región de Siquisique, norte del estado Lara [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- GONZÁLEZ, W. G. (2009). Interpretación del Basamento PreCretácico en las Cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela [Tesis de Maestría]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- GÖTZE, H. J. (1978). Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen dreidimensionaler Modellkörper. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 27(2), 195-215.
- GÖTZE, H. J. & LAHMEYER, B. (1988). Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, 53(8), 1096-1108.
- GUÉDEZ, R. (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- HACKLEY, P. C., URBANI, F., KARLSEN, A. W. & GARRITY, C. P. (2006). *Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750,000*. U.S. Geological Survey. Open-File Report 2006-1109, U.S. Geological Survey.
- HENRIQUES, L. (2004). Modelado geodinámico integrado de la Cuenca Barinas-Apure y los Andes de Mérida, Edo. Barinas [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.

- HERMOSO, O. Y. (2015). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en la región Occidental de Venezuela [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- HILST, R. V. D. & MANN, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22(5), 451-454.
- HOSPERS, J. & VAN WIJNEN, J. C. (1958). Rock Densities of the Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 69(3), 359-362. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[359:RDOTCV\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[359:RDOTCV]2.0.CO;2)
- INTEVEP, P. (2011). Lexico Estratigráfico de Venezuela. <http://www.pdv.com/lexico/>.
- JARVIS, A., REUTER, H. I., NELSON, A., & GUEVARA, E. (2008). Hole-filled seamless SRTM data V4. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- JASPE, J. A. (2004). Generación de modelos de basamento de los arcos de Arauca y Mérida en la Cuenca Barinas-Apure a través de integración de datos geofísicos [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- KELLOGG, J. N. & BONINI, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276.
- KOHN, B. P., R. SHAGAM, P. O. BANKS & L. A. BURKLEY (1984). Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In Bonini, W. E. Hargravesy, R. B. Shagam, R. (Eds). *The Caribbean South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. (Vol. 162), 365-384. Geological Society of America.
- LINARES, F., ORIHUELA, N., GARCIA, A., & AUDEMARD, F. (2014). Generación del mapa de basamento de la Cuenca de Falcón, a partir de datos gravimétricos y magnéticos satelitales. *Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*, 1, 9-19.
- LOLLI, M. (2018). Inversión de datos de ruido sísmico ambiental adquiridos en el Proyecto GIAME [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- MALAVÉ, G. & SUÁREZ, G. (1995). Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14, 617-628.
- MANN, P., A. ESCALONA & M. V. CASTILLO (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 99(4), 445-477.
- MARCHENA, D. (2018). *Modelado magnético de perfiles en la sección sur y central de Los Andes de Mérida (PROYECTO GIAME)*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- MARTINEZ, Y. S. (2012). Caracterización geológica mediante la integración de información geofísica del sector Mantecal-La Estacada, Estado Apure [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- MASY, J., SCHMITZ, J. ÁVILA, J., & JÁCOME, M. I. (2007). Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Suramérica en las Antillas de Sotavento. *IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, Venezuela.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., DOSTALER, F., FAIRHEAD, J. D., FINN, C., VON FRESE, R. R. B., GAINA, C., GOLYNSKY, S., KUCKS, R., LÜHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MÜLLER, R. D., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THÉBAULT, E., & CARATORI TONTINI, F. (2009). EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems.*, 10(8), 1-12. Q08005.
- MEDINA, P. (2017). *Modelado bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil de reflexión Andes Sur; a partir de sísmica de refracción profunda* [Tesis de Maestría]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- MONOD, B., D. DHONT & Y. HERVOUËT (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490, 123-135.
- MORITZ, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Géodésique*, 54, 395-405.
- NAFE, J. E. & DRAKE, C. L. (1963). Physical properties of marine sediments. In Hill, M. N. (Ed). *The Sea*, Vol. 3, (794-815). New York, Interscience.
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDON, H., BEZADA, M., & LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 112(B11), 1-15.

- NÚÑEZ, D. (2005). Modelado gravimétrico y magnético de un perfil Oeste - Este a lo largo del paralelo 9°N en la Cuenca Barinas-Apure [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C. & FACTOR, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. *General Assembly of the European Geosciences Union*. Vienna, Austria, April 2008: 13-18.
- PENNINGTON, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10753-10770.
- PÉREZ, K. M. (2014). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos del perfil guasdualito, edo. Apure-encontrados, edo. Zulia, región Sur Andina [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- PEREZ, O. J. & AGGARWAL, Y. P. (1981). Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10791-10804.
- PÉREZ, O. J., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J. R., HERNÁNDEZ, N., MONCAYO, C., HOYER, M. & KOZUCH, M. (2001). Velocity field across the Southern Caribbean Plate Boundary and estimates of Caribbean/South American Plate Motion using GPS Geodesy 1994-2000. *Geophys. Res. Lett*, 28(15), 2987-2990.
- PÉREZ, O. J., C. SANZ & G. LAGOS (1997). Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela. *Journal of Seismology*, 1, 15-28.
- PÉREZ, O. J., WESNOUSKY, S. G., DE LA ROSA, R., MÁRQUEZ, J., UZCATEGUI, R., QUINTERO, C., LIBERAL, L., MORA-PAEZ, H., & SZELIGA, W. (2018). On the interaction of the North Andes plate with the Caribbean and South American plates in northwestern South America from GPS geodesy and seismic data. *Geophysical Journal International*, 214(3), 1986-2001.
- PINTO, H. G. (2015). Modelado bidimensional de velocidades de ondas p y s en la parte austral de Los Andes de Mérida [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- REQUENA, J. A. & ZAMBRANO, M. D. (2008). Generación de un Modelo Geológico Estructural a Partir de Datos Sísmicos 2d de la Región Central De Zulia Oriental [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- RODRIGUEZ, J. & SOUSA, J. (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección cabo San Roman-Barquisimeto, estados Falcón y Lara [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- RONDÓN, F., CISNEROS, L., CALDERÓN, J., MARCHENA, D., OSCOPIO, V., SÁNCHEZ-ROJAS, J., ROCAABADO, V., & SCHMITZ, M. (2020). Modelos Gravimétricos y Magnéticos Corticales 2D Propuestos para los Andes de Mérida. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*. 35(2), 1-21.
- SAAVEDRA, M. J. (2015). Modelos Corticales De Velocidades En La Región Occidental De Venezuela, Zona Centro-Sur De Los Andes [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- SANCHEZ-ROJAS, J. (2011). New Bouguer gravity maps of Venezuela: Representation and analysis of free-air and Bouguer anomalies with emphasis on spectral analyses and elastic thickness. *International Journal of Geophysics*, 2012, 1-15.
- SANCHEZ, G., H. ROJAS, M. REYES, G. TANG, E. PATIÑO, A. GONCALVES & J. NAMSON (2008). Nuevo modelo estructural de la parte central de La Sierra de Perijá, Venezuela, PDVSA: 6.
- SANCHEZ-ROJAS, J. & PALMA, M. (2014). Crustal density structure in northwestern South America derived from analysis and 3-D modeling of gravity and seismicity data. *Tectonophysics*, 634, 97-115.
- SANTIAGO, N., BELLIZZI, L., ESCORCIA, L., HERNÁNDEZ, M., HERNÁNDEZ, Z., LARA, J., MARCANO, J., MOYA, M., OLIVEROS, R., OROPEZA, Y., PARRA, K., PEÑA, Y. & RIVAS, Y. (2014). *Proyecto Evaluación del sistema petrolífero Apure-Portuguesa*. Petróleos de Venezuela. S.A. (PDVSA).
- SCHMIDT, S. & H. J. GÖTZE (1998). Interactive visualization and modification of 3D-models using GIS-functions. *Physics and Chemistry of The Earth*, 23(3), 289-295.
- SCHMIDT, S. (2007). DbGrav, Beta Versión 2.1, Calculo de la corrección topográfica basado en el re muestreo de SRTM90 a través del efecto gravimétrico de un prisma. Comunicación personal.
- SCHMITZ, M., J. AVILA, M. BEZADA, E. VIEIRA, M. YÁÑEZ, A. LEVANDER, C. A. ZELT, M. I. JÁCOME & M. B. MAGNANI (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459(1-4), 14-26.

- SCHMITZ, M., A. MARTINS, C. IZARRA, M. I. JÁCOME, J. SÁNCHEZ & V. ROCABADO (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399(1-4), 109-124.
- SCHMITZ, M., N. ORIHUELA, J. CHOY, E. GIL, F. MAZUERA-RICO, J. SÁNCHEZ-ROJAS, F. AUDEMARD, M. ARNAÍZ-RODRÍGUEZ, C. REINOZA, F. ARAUJO, O. RITTER, A. LEVANDER, F. NIU, J. ÁVILA, K. GARCÍA, L. YEGRES, J. CRUCES, U. WECKMANN, K. TIETZE, M. CERRADA, J. GONZÁLEZ, G. BARRETO, H. RENDÓN, M. BOLÍVAR, Y. MOLERO & J. LARA (2015). Investigaciones geofísicas integradas para estudiar la estructura litosférica de los Andes de Mérida. *X CONVESIS*. Cumaná, Venezuela: 12.
- STEPHAN, J. F. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela) [PhD thesis]. Université de Paris, Paris, Francia.
- VARGAS, C. (2002). Estudio aeromagnético de la región central de La Sierra de Perijá, estado Zulia [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- VERROCCHI, Y. (2011). Modelado Gravimétrico 2D de un perfil en la región noroccidental de Suramérica [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- WEBER, J. C., T. H. DIXON, C. DEMETS, W. B. AMBEH, P. JANSMA, G. MATTIOLI, J. SALEH, G. SELLA, R. BILHAM & O. PEREZ (2001). GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, 29(1), 75-78.
- ZELT, C. A. & SMITH, R. B. (1992). Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108(1), 16-34.

ASPECTOS ESENCIALES EN EL REPROCESAMIENTO DE SÍSMICA 2D ANTIGUA. CASO DE ESTUDIO: CUENCA UCAYALI, PERÚ

MASSIMO DI GIULIO C.^{1,a}, JOHNNY VILCA², RAÚL ASTOS², RAQUEL ENCINAS¹,
SALVADOR DIEZ DE LA CORTINA¹, BLAS GALIANO¹

¹CEPSA E&P, Madrid, España

²CEPSA PERÚ, Lima, Perú

^ae-mail: epmdgc@cepsaep.com

Recibido: marzo de 2021

Aprobado para publicación: junio 2021

RESUMEN

En 2017 CEPSA reprocesó 1.000 Km de sísmica 2D en un bloque exploratorio en la Cuenca Ucayali. El 80% de los datos fueron registrados en la década de los 70 y se caracterizan por su baja cobertura. El objetivo del proyecto consistía en mejorar la imagen estructural respecto a versiones anteriores. Se consideró, como un aspecto crítico; la preparación de los archivos de soporte. Debido a las características de los datos de soporte asociados a los datos crudos, fue necesario establecer una serie de técnicas para reconstruir la planimetría, altimetría y geometría de adquisición de fuentes y receptores. Para la asignación de elevaciones se emplearon modelos digitales. Además, se realizó una revisión de la migración del cauce de los ríos respecto a la intersección con las líneas 2D desde 1970 hasta 2017. El reprocesado demostró que es necesario aplicar flujos de trabajo específicos para la atenuación de los diferentes tipos de ruido, prestando especial atención en preservar las señales con frecuencias bajas. Se requirieron modelos robustos de *capa(s) meteorizada* y *capa(s) consolidada* para correcciones estáticas y pruebas rigurosas de migración. Procesos detallados de análisis de velocidad guiados por horizontes y correcciones robustas mediante estáticas residuales contribuyeron a mejorar la imagen sísmica. Se demostró que variaciones de velocidad entre 2-3% producen cambios significativos en la imagen migrada. Se realizaron trazados de rayos para modelar los efectos de estáticas y para analizar posibles artefactos. Las técnicas empleadas durante el reprocesamiento mejoraron la imagen estructural. Las lecciones aprendidas de este proyecto servirán como referencia para futuros trabajos de procesamiento sísmico en la cuenca Ucayali.

Palabras claves: Ucayali, reprocesado, geometría 2D, atenuación de ruido, correcciones estáticas y migración sísmica.

ESSENTIAL ASPECTS IN SEISMIC REPROCESSING 2D LEGACY. CASE STUDY: UCAYALI BASIN, PERU

ABSTRACT

In 2017 CEPSA re-processed 1,000 Km of 2D seismic in one exploration block in the Ucayali basin. Most of the 80% of the data were recorded in the 70s and they are characterized by their low fold. The main objective of the project was the uplift of the structural imaging compared to previous versions. Preparation of the support data was a key stage during the re-processing. Due to the characteristics of the data, it was necessary the application of techniques for the reconstruction of the planimetry, altimetry and geometry of sources and receivers. Digital models were used for the assignment of elevations. Furthermore, a revision of the migration of the river basin in comparison to the intersection of the 2D lines from 1970 until 2017 was carried out. The re-processing demonstrated that specific workflows were needed for the attenuation of different types of noise paying special attention to the preservation of the signal at the lowest frequency. Robust models of weathering and sub-weathering were required for static correction and migration tests. Horizon-guided velocity analysis, the application of residual statics and variation of velocity of 2-3% led to the uplift of the migrated data. Ray tracing was used to model the effects of the statics and for the analysis of possible artifacts. The lessons learned in this project will be the reference for future processing projects in the Ucayali basin.

Keywords: Ucayali, reprocessing, 2D geometry, noise attenuation, statics correction and seismic migration.

INTRODUCCIÓN

Como parte de los trabajos de exploración en un bloque de la Cuenca Ucayali, CEPSA LATAM Perú planificó el reprocesamiento de 1.000 km de sísmica 2D. Los datos fueron adquiridos en distintos proyectos desarrollados entre

1973 y 2010. El 80% de las líneas pertenecen a programas sísmicos registrados de 1973 a 1976. Estas líneas se caracterizan por tener valores bajos de cobertura nominal (6) y espaciamientos grandes entre fuentes (≥ 200 m). En la adquisición se usaron tendidos de grabación End-On, con 24 canales posicionados cada 100 m. El offset máximo fue superior a 2.300 m.

El resto de las líneas se distribuyen en proyectos de adquisición sísmica realizados entre 1980 y 2010. Estas líneas presentan valores de cobertura nominal más altos, alcanzando un máximo de 60 en las sísmicas más recientes, intervalos más cortos entre fuentes y receptores, mayor número de canales y offsets máximos superiores a los 3.500 m.

Para cada una de las líneas 2D se disponía de los registros de campo en formato SEG Y, reporte del observador, informe de adquisición de los diferentes programas, reportes de topografía, versiones de procesamientos anteriores e imágenes en formato TIFF. Se contaba con un registro muy detallado elaborado por PERUPETRO (2017) con la información disponible de cada línea.

La información de planimetría y altimetría no estaba completa, ya que se disponía, únicamente, de datos de coordenadas y elevaciones cada 10 estaciones en más del 80% de las líneas. Asimismo, la ausencia de archivos Shell Processing Support (SPS) generaba un problema para la asignación de la geometría de adquisición en los headers de las trazas asociadas a los diferentes programas. Por tal motivo, se consideró como un aspecto crítico la preparación de los archivos SPS antes de iniciar el reprocesamiento sísmico.

El análisis de los registros de campo y de las versiones procesadas anteriormente, permitió establecer los siguientes objetivos para tratar de mejorar la imagen sísmica de las estructuras de interés:

- a) Atenuación de ruido coherente e incoherente.
- b) Preservar el contenido de frecuencias característico de la señal (10-30 Hz) y mejorar el contenido de frecuencia altas (hasta 40-45 Hz).
- c) Generación de modelos robustos de *capa(s) meteorizada(s)* y *capa(s) consolidada(s)* (*Near Surface*) para el cálculo de correcciones estáticas.
- d) Análisis de velocidad detallado dependiendo de la geometría de los datos (cada 20-35 CDP) y pruebas de parámetros de migración.

UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los datos sísmicos fueron adquiridos en la parte noroeste de la cuenca Ucayali.

El área de estudio se encuentra ubicada en zona de selva baja (elevaciones < 500 m s. n. m.). El extremo occidental se encuentra limitado por los altos de Rashaya y en el extremo oriental se encuentran extensas llanuras de inundación influenciadas por el río Ucayali y sus afluentes (Figura 1). Las zonas bajas son susceptibles a inundaciones.

Las elevaciones registradas presentan un valor máximo de 350 m s. n. m. y un valor mínimo de 180 m s. n. m.

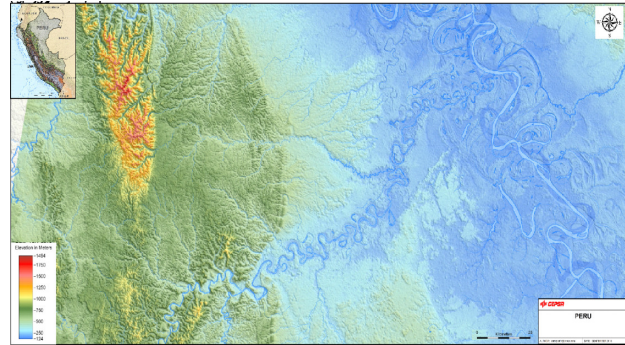


Figura 1. Descripción del área de estudio. Modelo digital de elevaciones DEM. Cortesía CEPESA Departamento de Geodesía.

Las líneas sísmicas 2D fueron adquiridas en la parte noroeste de la cuenca Ucayali, en el centro-este del Perú. En términos de tectónica de placas, se encuentra en el retroarco (*backarc*) de las montañas andinas. La región experimentó una evolución estructural compleja, como resultado de múltiples eventos tectónicos compresionales y extensionales que comenzaron en el Paleozoico temprano y están activos en la actualidad.

El área se caracteriza por una estructura invertida de piel fina (*think-skinned*) con mucho menos relieve estructural y menos deformación que el dominio occidental, caracterizado por estar altamente deformado y elevado (Figura 2).

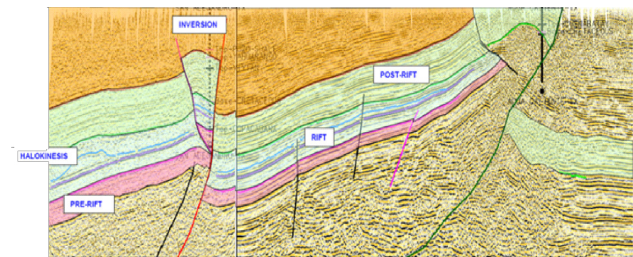


Figura 2. Unidades tectonoestratigráficas principales. Cortesía CEPESA PERÚ.

La estratigrafía en la parte norte de Ucayali se extiende desde el Precámbrico hasta la actualidad. El Cretáceo es el intervalo con la datación más precisa, pero las unidades jurásicas a triásicas carecen de control bioestratigráfico.

El área ha sufrido múltiples eventos tectónicos que controlan la distribución y preservación de sedimentos, particularmente durante las unidades de tiempo del Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano.

Hay cinco unidades tectonoestratigráficas principales:

- a) Sedimentos pre-rift (Paleozoico).

- b) Sedimentos relacionados con la fisura Permo-Triásica.
- c) Halocinesis (Halokinetics) Jurásico.
- d) Sedimentos cretácicos posteriores al rift.
- e) Sedimentos relacionados con la inversión Cenozoica.

CARACTERÍSTICAS DE LOS LEVANTAMIENTOS SÍSMICOS Y LAS LÍNEAS 2D REPROCESADAS

La longitud total de líneas "dip" y "strike" en los levantamientos fue de 1.000 km. Las líneas antiguas pertenecían a programas sísmicos adquiridos durante las décadas de los setenta, ochenta y noventa. Las modernas corresponden al programa sísmico adquirido en 2010. La fuente empleada en todos los programas fue de tipo impulsiva (explosivo sísmico).

La mayoría de las líneas corresponden a programas adquiridos entre 1974-1976 (80%), con una cobertura nominal ("Max. Fold") de 6 y un máximo de 24 canales en el tendido "End-Off" empleado. El "Offset" mínimo fue de 300 m o 375 m. Tanto el "Offset" máximo como el intervalo entre receptores dependían de la profundidad del objetivo, las características geológicas y las limitaciones de los equipos de grabación en la década de los setenta. Los equipos empleados durante estas campañas contaban con un máximo de 24 canales, esta limitación, influyó en la elección de intervalo entre receptores superiores a los 100 metros.

En los años ochenta y noventa, los avances tecnológicos en los equipos de grabación permitieron reducir el intervalo entre receptores a menos de 50 m e incrementar el valor de la cobertura nominal en 12 o 30. Además, el tendido ("spread") pasó a ser una combinación entre "End-Off" y "Split Spread Simétrico". El intervalo entre SP (distancia entre puntos de fuente) también disminuyó a menos de 100 m para mejorar la cobertura máxima (fold). Las líneas adquiridas por CEPESA en 2010 emplearon parámetros optimizados en función de adquisiciones anteriores en el área. Cabe destacar que el intervalo entre receptores fue reducido, se incrementó en el valor de la cobertura nominal y se emplearon pruebas de parámetros de fuente sísmica y número de receptores para determinar el "Offset" máximo efectivo que permitiera la iluminación de los objetivos exploratorios.

Para el registro de los datos sísmicos, se emplearon equipos de grabación de diferentes fabricantes dependiendo del año y de los avances tecnológicos. Los datos de los años setenta y ochenta se registraron usando equipos DFS III y DFS V de TEXAS INSTRUMENTS, mientras que, entre los años noventa y 2010, se usaron los equipos SERCEL SN-348 y 428 XL. En todos los programas se empleó un intervalo de muestreo de 2 mseg y la longitud del registro fue de 6 seg. En las estaciones receptoras se colocaron geófonos de distintos fabricantes, para onda P y con frecuencias naturales de 10 y 14 Hz.

Los archivos correspondientes a los datos sísmicos fueron recibidos en formato SEG-Y. Se identificaron los FFID (File Field Identifier) de cada una de las líneas pertenecientes a los distintos programas y se revisaron también con el registro de FFID asociado con la base de datos elaborada por PERUPETRO.

Se realizó el control de calidad (QC) y visualización de cada FFID, estableciendo la siguiente clasificación:

- a) FFID Good
- b) FFID Bad
- c) FFID Lost
- d) FFID Test
- e) FFID VOID
- f) FFID SKIP

Los FFID Good son los archivos para emplear en el reprocesado. FFID Bad y Lost se asocian con registros de mala calidad y aquellos registros que no fueron localizados en los archivos SEG-Y aportados por PERUPETRO. Las pruebas de ruido y de equipos fueron clasificadas como FFID Test. Los restantes VOID y SKIP representan los archivos reportados como no asociados a la producción y aquellos que no fueron adquiridos por la presencia de obstáculos naturales o culturales durante la grabación.

Se clasificaron como FFID Good el 60,05%. Los FFID Bad y Lost representaron el 1,47%. Es importante mencionar que el restante 38,48% de los FFID fueron clasificados como Test, VOID y SKIP ya que corresponden con archivos que no presentan datos sísmicos de interés para el reprocesamiento.

METODOLOGÍA

Para cumplir con los objetivos planteados en el proyecto de reprocesamiento, se estableció una primera fase de trabajo caracterizada por la compilación, organización y revisión de toda la información disponible de cada uno de los levantamientos sísmicos. Adicionalmente, se generaron una serie de mapas con todas las características culturales y fisiográficas del área de estudio.

Se establecieron tres grupos de trabajo. Dos grupos estaban encargados de reconstruir la planimetría y altimetría de cada una de las líneas y el QC de posicionamiento en función de la información disponible. El otro grupo se encargó de construir los archivos SPS, revisar la distribución de los atributos geométricos (cobertura y *offset*) y de la revisión de los registros de campo en formato SEG-Y. Además, fueron generados archivos con el resumen de cada uno de los programas y otros con la descripción de cada una de las líneas 2D. En la [Figura 3](#) se muestra el flujo de trabajo empleado para la preparación de los archivos de soporte.

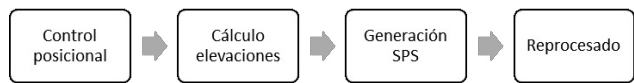


Figura 3. Flujo de trabajo para la preparación de los archivos de soporte.

Se hizo la asignación de la geometría en los encabezados (headers) de las trazas, mediante flujos de trabajo, en un software de procesamiento sísmico GLOBE CLARITAS© con el fin de evaluar los archivos de soporte. También se generaron apilados básicos para confirmar, mediante técnicas de procesamiento sísmico, la validez de los archivos SPS generados y los registros de campo disponibles. En esta fase, fue de mucha utilidad disponer de las versiones en formato SEG Y o TIFF de los procesamientos realizados anteriormente.

Una vez finalizadas las etapas anteriores, todos los archivos de soporte fueron enviados a la compañía de procesamiento sísmico. Esta primera fase garantizó la entrega de datos confiables, contribuyendo a reducir tanto los tiempos como los costos asociados al servicio.

Durante la fase de procesamiento, se seleccionaron un grupo de líneas de prueba relacionadas con los distintos programas sísmicos, con el objetivo de definir la secuencia de procesamiento más idónea a emplear para todas las líneas 2D. Para algunos programas fue necesario incluir módulos adicionales debido a las características de los datos. Para el QC interno se emplearon las metodologías propuestas en el artículo "A unified 2D land seismic data analysis workflow" (Yilmaz, 2007) acerca de los aspectos relacionados con las correcciones estáticas. En la fase de producción se estableció la interacción entre el centro de procesamiento y CEPESA LATAM Perú para la revisión de las diferentes versiones reprocesadas. En diversos casos fueron solicitadas algunas pruebas para confirmar la imagen sísmica de las estructuras geológicas de interés.

CONTROL POSICIONAL

Integrar información procedente de varias campañas sísmicas, adquiridas por diversas compañías, en diferentes décadas, implicó realizar un control de calidad posicional que permitiese asegurar la coherencia de los archivos de soporte desde un punto de vista geodésico.

Los programas sísmicos objeto del presente estudio fueron adquiridos durante la década de los setenta, ochenta, noventa y en el año 2010. A lo largo de este tiempo, se han desarrollado avances técnicos tanto en los instrumentos topográficos, como en los sistemas geodésicos de referencia relacionados con las coordenadas de fuentes y receptores.

Cabe destacar la importancia de conocer, previamente al reprocesamiento, la localización planimétrica y altimétrica de dichos puntos sobre el terreno, para obtener imágenes sísmicas confiables.

Las coordenadas de los archivos de soporte originales, se encontraban documentadas como referidas a PSAD56/Perú Central, PSAD56/UTM 18S y WGS84/UTM 18S.

Parte de las coordenadas de los archivos de soporte fueron consideradas incompletas por las siguientes razones:

- No existía documentación original del levantamiento topográfico, que confirmara la información recibida.
- Los datos incluían coordenadas cada 10 estaciones, llegando a existir 1 km entre puntos conocidos.
- Parte de las estaciones carecían de coordenada altimétrica.

El primer paso para el control de posicionamiento consistió en realizar las transformaciones necesarias para tener todas las coordenadas referidas a un único sistema de referencia, en este caso a WGS84/UTM 18S.

Dado que existen varias fórmulas para realizar dicha transformación se seleccionó la transformación de PSAD56 a WGS84 más adecuada para la parte noroeste de la cuenca de Ucayali.

Con todas las coordenadas en el mismo sistema de referencia, se examinaron los resultados identificando un punto cuyas coordenadas fueron medidas en tres campañas sísmicas diferentes, observándose una discrepancia planimétrica de 440 metros en una de ellas. Se trataba de una señal materializada en terreno que representaba la intersección de dos líneas sísmicas.

La estrategia seguida para solventar esta circunstancia fue tomar, como referencia, las coordenadas del punto localizado y medido por CEPESA LATAM Perú durante la campaña de 2010, y hacer que las otras campañas sísmicas a reprocesar fuesen consistentes con dichas coordenadas.

Una vez corregidas las posiciones planimétricas, de acuerdo con los reportes del observador, fue necesario recrear la geometría de aquellas líneas que estaban incompletas en cuanto al intervalo entre receptores, realizando las interpolaciones y extrapolaciones necesarias para completar las coordenadas de las estaciones entre puntos conocidos. En la Figura 4 se muestra el flujo de trabajo empleado en la fase de control posicional.

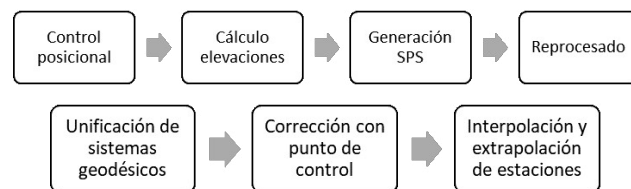


Figura 4. Flujo de trabajo para la preparación de los archivos de soporte.

ELEVACIONES

Debido a la ausencia de información altimétrica en algunas fuentes y receptores, fue necesario recurrir a modelos digitales para asignar las elevaciones de cada una de las líneas 2D. Los modelos fueron generados a partir de imágenes tipo radar.

Los modelos digitales de elevación representan valores de altura, por lo cual son importantes en los estudios geomorfológicos ya que modelan el relieve de una superficie. Por esta razón, múltiples estudios están enfocados al uso de estos modelos, pero ninguno de ellos es específico para un determinado lugar. La metodología para el cálculo de elevaciones que a continuación mostramos se basa sobre el conocimiento empírico de la zona, la experiencia y las observaciones relacionadas con las variaciones de altura del relieve topográfico de un modelo digital.

La metodología de trabajo aplicada se resume a continuación:

- a) Se adquirieron sets de pares de imágenes estéreo radar *ScanSAR* del satélite *TerraSAR-X*, que cubren la totalidad del área de estudio; luego se generó un

modelo digital de elevaciones con 15 m de resolución espacial.

- b) Para mejorar la calidad del proceso de extracción de elevaciones, el modelo digital fue calibrado con una serie de puntos de control medidos en el campo. Se complementa con la información topográfica de campañas sísmicas recientes cercanas al área de estudio (Figura 5).
- c) Las imágenes *ScanSAR* presentaron un error medio cuadrático (*RMSE*) de 10 m, para suelos sin mayor rugosidad, y de 20 m para relieves montañosos (Figura 5). Manteniendo este concepto, se crearon diferentes filtros de sombreado que fueron aplicados al modelo digital de elevaciones con la finalidad de identificar zonas con mayores y menores valores de relieve topográfico en la zona.

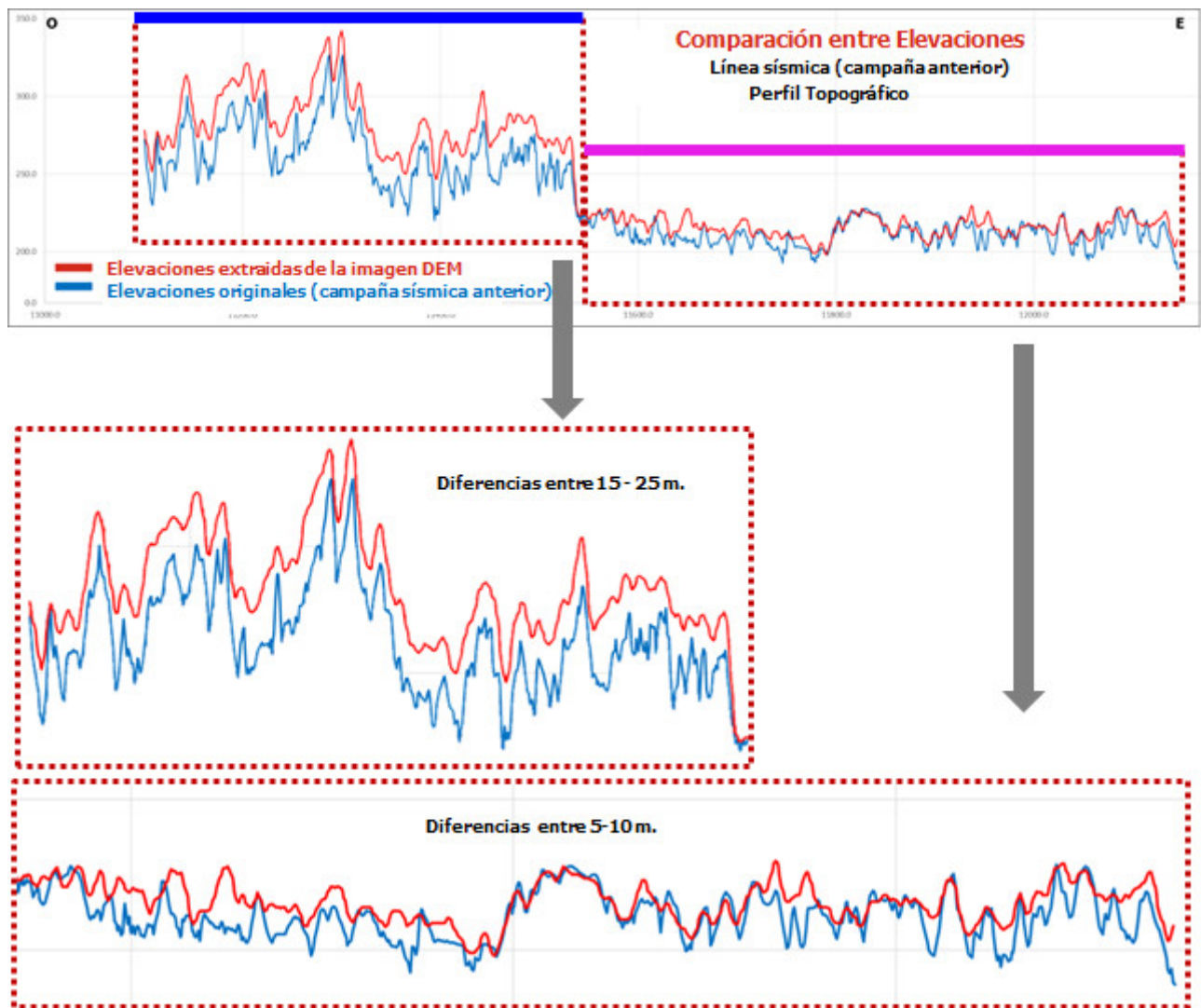


Figura 5. Calibración de las elevaciones con líneas sísmicas adquiridas en campañas recientes. Nótese a la izquierda la zona con topografía abrupta y a la derecha zonas bajas.

d) Del modelo digital resultante, se extrajeron los valores de altura para cada posición de fuentes y receptores de las líneas sísmicas y se comparó con los valores de elevación de los perfiles topográficos adquiridos en campo, obteniendo las siguientes diferencias en los valores de elevación (Figura 6):

- Entre 15 a 30 m en relieves topográficos con cobertura arbórea sin intervención humana.
- Entre 10 a 15 m en relieves topográficos con cobertura arbórea cercanos a actividades agrícolas.

- Entre 0 a 10 m para las zonas anegables o llanuras de inundación con poca vegetación.
- Sin mayor discrepancia en los valores de elevación para zonas sin vegetación o cubiertas con agua (ríos y lagunas)

e) Finalmente, se generó un modelo digital a partir de filtros de tonalidad de colores asociados con los cambios de relieve. Esto permitió diferenciar zonas con alta actividad agrícola de zonas boscosas sin mayor influencia antrópica. Además, el modelo mostraba los valores estimados para las correcciones de elevaciones.

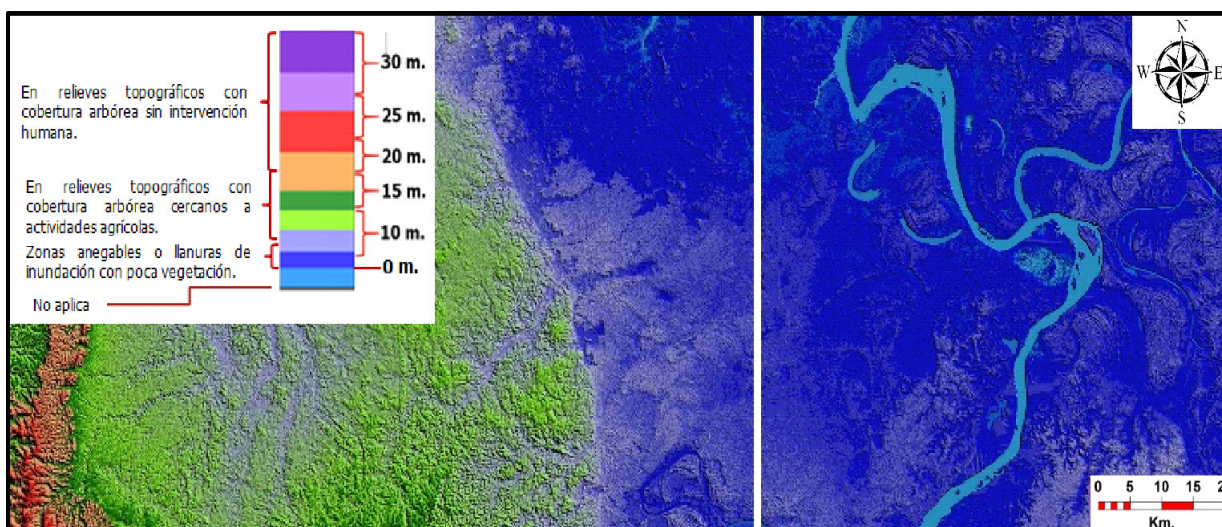


Figura 6. Diferencias de elevaciones entre el modelo digital generado y los perfiles topográficos de las líneas sísmicas. Los colores azul oscuro y claro muestran las zonas con diferencias de elevaciones bajas (zonas anegables, llanuras de inundación y con poca vegetación). Colores verdes oscuro y claro se caracterizan con diferencias entre 10-15 m asociado con relieve topográfico-cobertura arbórea y en zonas con actividades agrícolas. El resto de los colores muestran las zonas con mayores diferencias ya que presentan relieve topográfico con cobertura arbórea densa. Las zonas con cobertura arbórea densa se caracterizan por tener una alta incertidumbre en el cálculo de la elevación mediante un modelo digital.

ARCHIVOS DE SOPORTE (SPS)

Una vez reconstruida la planimetría y altimetría de cada una de las líneas 2D, se procedió a la generación de los archivos de soporte SPS. Los archivos SPS relacionan los registros de campo con el reporte del observador y los datos de topografía.

Los registros de campo fueron reformateados y entregados en formato SEG Y. Los SEG Y contienen los FFID. En dichos archivos se encuentran las trazas sísmicas asociadas con las fuentes y los receptores, empleados durante la adquisición de los datos sísmicos.

Mediante aplicaciones generadas en PYTHON y flujos de trabajo diseñadas en el programa de procesamiento sísmico GLOBE CLARITAS© el grupo de QC CEP SA logró extraer la información contenida en las cabeceras de las trazas y se generaron las estadísticas de cada archivo FFID. Se comprobó que no existieran FFID duplicados. En caso de ser así, los archivos se renombraron

o eliminaron. Se descartaron los FFID asociados con las pruebas instrumentales, pruebas de ruido, errores de grabación y registros de mala calidad. En esta fase se trabajó con la información de los reportes del observador.

Los reportes del observador disponibles eran archivos escaneados del original y que contenían toda la información relacionada con la geometría de adquisición empleada en cada FFID. Mediante hojas de cálculo se realizó la reconstrucción y QC de la geometría reportada por el Observador. Además, se incluyeron los datos relacionados con la profundidad de carga y tiempos de "up-hole". Estos datos se cotejaron con los FFID del paso anterior. Finalmente, la información contenida en las cabeceras que describe la geometría de adquisición se vinculó con la información de topografía y se generaron los archivos SPS. Los archivos SPS se obtuvieron con una aplicación generada por el equipo de QC de CEP SA denominada SPS Generator V0.1. Esta se adaptaba en función de las diferentes geometrías de adquisición de cada uno de los levantamientos sísmicos (Figura 7).

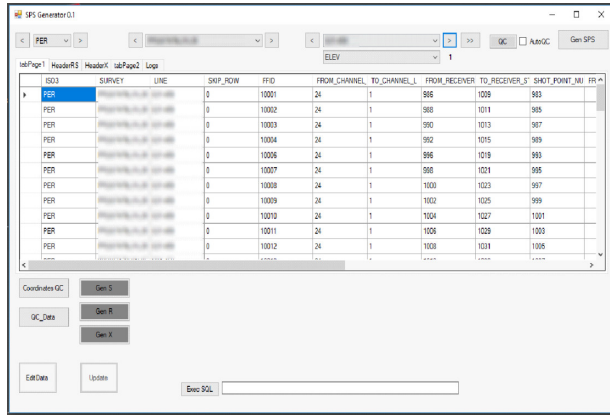


Figura 7. Aplicación SPS Generator V0.1.

Se cargó en la cabecera de las trazas, la información contenida en los archivos SPS para evaluar la asignación de geometría.

Los atributos geométricos de distribución de "offset", cobertura y posición de CDP en cada línea se revisaron usando el "software" MESA EXPERT 15©. Además, se compararon los resultados con la información existente de los levantamientos 2D anteriores.

Se revisó la posición, tanto de fuentes como de receptores, respecto a los ríos usando imágenes de satélite para

confirmar que los procesos de reconstrucción planimétrica y altimétrica coincidían con las observaciones que aparecían en los reportes de observador (Figura 8). Este proceso de control de posición se aplicó también en las zonas con topografía irregular. Es importante destacar que en la zona de ríos fue necesario recurrir a imágenes de satélite antiguas y modernas debido a la alta variación del curso de los ríos en el área de estudio.

DATOS DE CAMPO

Se realizó la revisión de la data cruda de cada uno de los levantamientos. En una base de datos se recopiló toda la información correspondiente a la calidad de los registros de cada línea. Se generaron estadísticas de la cantidad de registros a procesar, perdidos, de mala calidad, pruebas, VOID y SKIP.

Los registros de los diferentes levantamientos presentan diversas características asociadas a las áreas donde fueron adquiridos. En las zonas de transición y llanuras de inundación, se tienen registros de buena calidad, excepto en las zonas cercanas a los ríos y en los meandros. Zonas con topografía variable presentan una calidad entre buena y pobre. Especial atención merecen los datos adquiridos en zonas con afloramientos cretácicos, debido a los problemas de perforación, ya que fueron empleadas fuentes a poca profundidad que generaron datos de baja calidad.

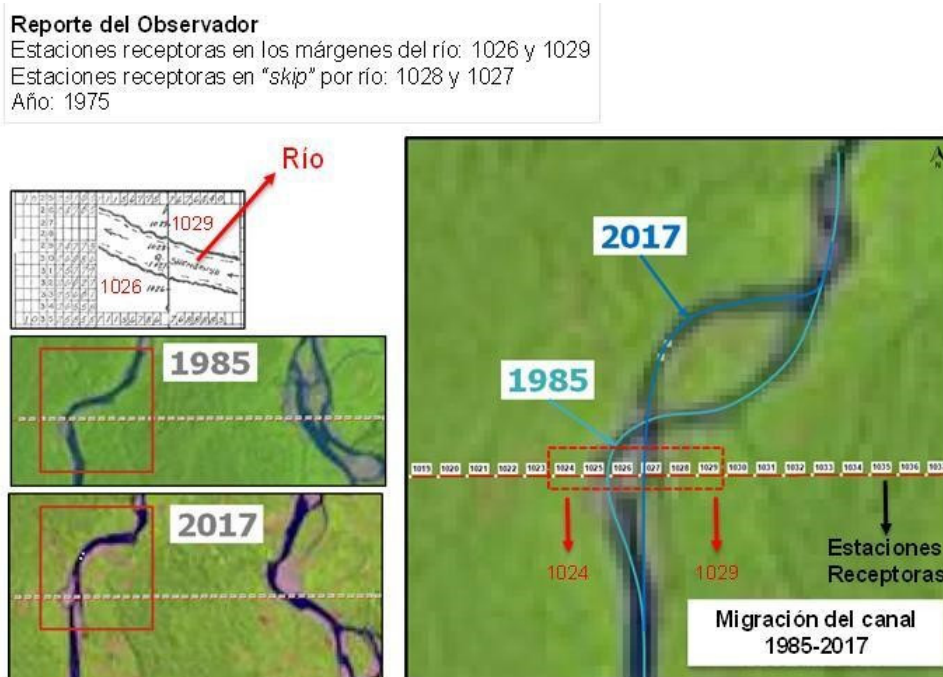


Figura 8. Ejemplo del proceso de QC de los SPS generados. Control de las estaciones receptoras respecto a los ríos.

En los datos se identifica el ruido asociado con las ondas superficiales y con actividades humanas. Muchos datos se caracterizan por la presencia de ruido instrumental y estáticas ambientales. Además, se tienen algunos datos

incompletos producto de errores de grabación, trazas ruidosas tipo "spikes", trazas sin información y "crossfeed". En Figura 9 se muestra un ejemplo de los registros sísmicos adquiridos en la campaña 1974-1976.

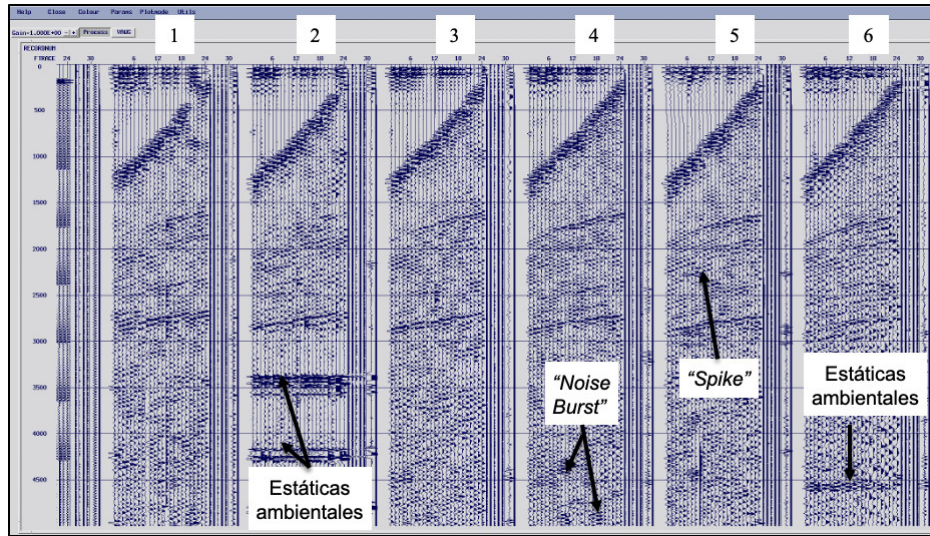


Figura 9. Ejemplo de registros sísmicos adquiridos en la campaña 1974-1976. 1) registro con una S/R baja, 2) y 6) registros afectados por estáticas ambientales, 3) registro con buena relación S/R, 4) trazas afectadas por "noise burst" y 5) trazas afectadas por "spikes".

Datos Levantamientos Sísmicos 2D 1974-1976

La calidad de los datos de este levantamiento se considera de buena a pobre, dependiendo de la zona donde fueron adquiridos. A pesar del bajo valor de cobertura nominal (6), los registros muestran eventos con alta impedancia acústica entre los 2.500 y 3.500 mseg. En la parte somera (<1.500 mseg) se identifican algunos eventos con una impedancia acústica menor. Dichos eventos fueron tratados con especial atención durante la etapa de reprocesamiento para recuperar la mayor cantidad de información.

Esta información se encuentra limitada debido a los altos valores de "offset" mínimo que caracterizan a estos y que están asociados a las limitaciones tecnológicas de la época.

En la [Figura 10](#) se muestra un ejemplo de la calidad

de los registros sísmicos en tres zonas características del área de estudio. En la zona **A**, relacionada con una topografía variable (colinas), los datos presentan una relación señal-ruido (S/R) media y baja. Generalmente ruidosas, las trazas presentan efectos de estáticas y "spikes". También se observa una baja calidad en los primeros quiebres relacionada con el rango de "offset" cercano y, en algunos casos, los datos están afectados por cambios en el relieve. La zona **B** muestra registros con baja relación S/R cuando son posicionados en los meandros y zonas adyacentes a los ríos. Nótese también el efecto de las estáticas ambientales. Finalmente, en la zona **C**, asociada con llanuras aluviales, la calidad de los datos depende del material donde fue acoplada la carga en profundidad durante la adquisición. En este ejemplo, se muestran registros con baja relación S/R (**C1**) y con una relación S/R (**C2**) más alta respecto a los anteriores.

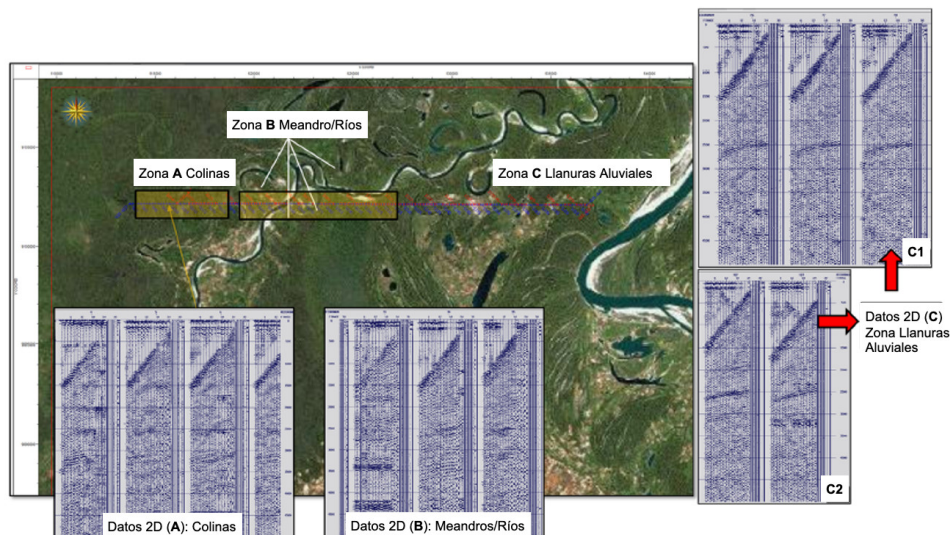


Figura 10. Calidad de los registros sísmicos en zonas características del levantamiento sísmico 1974-1976.

El contenido de frecuencia se caracteriza por un ancho de banda estrecho, tanto en la parte somera como en la mediana y profunda de los registros. La frecuencia mínima identificada fue de 15 Hz y la máxima varía entre 24 y 29 Hz. Para las frecuencias superiores a 30 Hz se observó un fuerte decaimiento en el espectro de amplitud. El contenido de frecuencia está asociado con las limitaciones tecnológicas de la época, la respuesta del subsuelo y la cantidad de carga empleada durante la adquisición.

En los levantamientos sísmicos de 1974 a 1976, se utilizaron 8 Kg de carga en un pozo con una profundidad entre 12 y 15 metros. Posiblemente durante la adquisición se consideraron objetivos profundos y, debido a los parámetros del levantamiento, fue necesario incrementar la cantidad de energía de la fuente. Esto trae como consecuencia que en el espectro de amplitud se observa una frecuencia dominante inferior respecto a los otros levantamientos sísmicos.

Datos Levantamientos Sísmicos 2D 1981-1982

La calidad de los datos se considera de buena a pobre dependiendo de la zona donde fueron adquiridos. La cobertura nominal fue de 12 y se observa una mejor definición de los eventos en los registros debido a la disminución de la distancia entre estaciones receptoras, el aumento del número de canales a 48 y el empleo de un tendido tipo "Split Spread". Se identifican eventos con alta impedancia acústica en la parte somera, media y

profunda hasta 3.000 mseg. Los eventos someros (<1.500 mseg) fueron tratados con especial atención durante la etapa de reprocesamiento, para recuperar la mayor cantidad de información en la sección somera. Para tal fin, se emplearon correcciones estáticas, interpolación, análisis de velocidad y funciones de mute que permitieran recuperar de forma más eficiente los datos en la parte somera.

Se identificó la presencia de ruido coherente e incoherente en los datos. Se consideró como alto el nivel de ruido incoherente en los datos. Además, se observaron "spikes" efectos de estáticas ambientales en las trazas. La topografía y las características del "near surface" generaron los efectos de "ondulación" que se pueden observar en los eventos sísmicos asociados con las reflexiones y refracciones (Figura 11).

El contenido de frecuencia se caracteriza por un ancho de banda estrecho, tanto en la parte somera como en la mediana y profunda de los registros. La frecuencia mínima identificada fue de 10 Hz y la máxima está en un rango entre 28 y 36 Hz. En la parte somera (500-1.500 mseg), la frecuencia máxima recuperada fue de 36 Hz; en la parte mediana (1.500-2.500 mseg), esta decae hasta 30Hz y, finalmente, en la parte profunda es de 28 Hz. Los datos de este levantamiento muestran que, posiblemente, entre los 1.500 y 2.500 mseg las características del subsuelo atenúan más fuertemente las frecuencias altas del espectro asociado a los datos sísmicos.

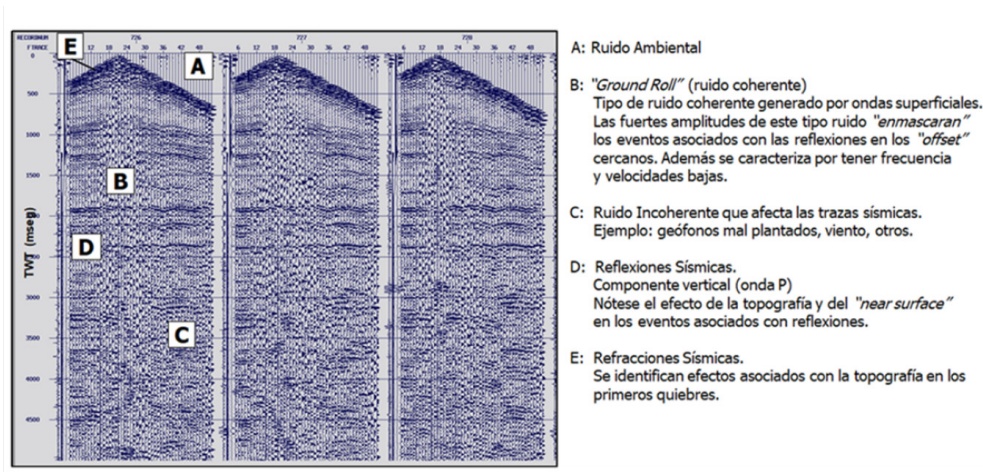


Figura 11. Ejemplo de registros sísmicos adquiridos en la campaña 1981-1982.

Datos Levantamiento Sísmico 2D 1990

La calidad de los datos de este levantamiento se considera muy buena a buena, dependiendo de la zona donde fueron adquiridos. La cobertura nominal fue de 30 y se observa una mejor definición de los eventos en los registros debido a la disminución en el intervalo entre estaciones receptoras (25m), el aumento del número de canales en 120 y el empleo de un "offset" máximo de 3.000 m.

Se identifican eventos con alta impedancia acústica en la parte somera, media y profunda hasta 3.500 mseg. Los eventos someros (<1.500 mseg) fueron tratados con especial

atención durante la etapa de reprocesamiento para recuperar la mayor cantidad de información en la sección somera.

Se identificó la presencia de ruido coherente e incoherente en los datos. Se observó un fuerte "Ground Roll" y ruido producto de la fuente en el rango de los "offset" cercanos de los registros sísmicos, que enmascaran los eventos asociados con las reflexiones. Además, se observaron "spikes" en las trazas. La topografía y las características del "near surface" generaron los efectos de "ondulación" que se pueden observar en los eventos sísmicos asociados con las reflexiones y refracciones. Se consideró la calidad de los primeros quiebres como muy buena.

El contenido de frecuencia presenta un ancho de banda más amplio respecto a los programas adquiridos en la década de los setenta y ochenta. La frecuencia mínima identificada fue de 10 Hz y la máxima varía entre 28 y 46 Hz. En la parte somera (500-1.500 mseg) la frecuencia máxima recuperada fue de 46 Hz; en la mediana (1.500-2.500 mseg) decae hasta 42 Hz y, finalmente, en la parte profunda (3.500 mseg) la frecuencia es de 25 Hz (Ver [Figura 12](#)).

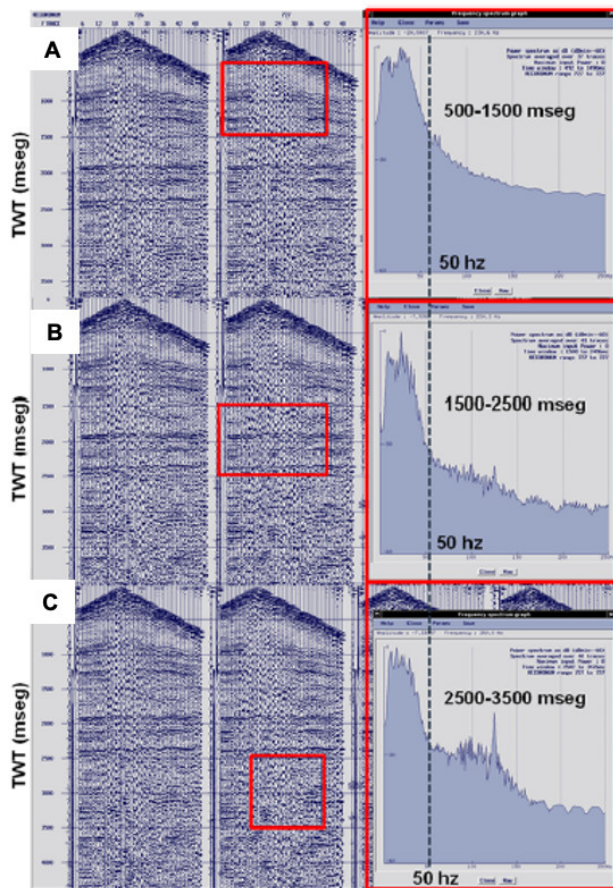


Figura 12. Ejemplo de registros sísmicos adquiridos en la campaña 1990. Espectros de Amplitud: A) Somera, B) Mediana y C) Profunda.

Los datos de este levantamiento muestran, con mayor claridad, que para tiempos mayores a 2.500 mseg las características del subsuelo atenúan más fuertemente las frecuencias altas del espectro asociado a los datos sísmicos. Este efecto debería estar asociado a litologías con un factor de atenuación alto.

Datos Levantamiento Sísmico 2D 2010

La calidad de los datos se considera de muy buena a buena, dependiendo de la zona donde fueron adquiridos. La cobertura nominal fue de 60 y se observa una mejor definición de los eventos en los registros debido a la disminución en la distancia entre estaciones receptoras, el aumento del número de canales, el empleo del tendido tipo "Split Speed" y un "offset" máximo determinado

mediante diferentes pruebas. Se identifican eventos con alta impedancia acústica en la parte somera, media y profunda hasta un máximo de 4.500 mseg.

Los eventos someros (<1.500 mseg) fueron tratados con especial atención durante la etapa de reprocesamiento para recuperar la mayor cantidad de información en la sección somera.

Se identificó la presencia de ruido coherente e incoherente en los datos. Se identifica un fuerte "Ground Roll" y ruido, producto de la fuente, en el rango de los "offset" cercanos de los registros sísmicos, lo que enmascara los eventos asociados con las reflexiones. Además, se observaron "spikes" en las trazas. La topografía y las características del "near surface" generan los efectos de "ondulación" que se pueden observar en los eventos sísmicos asociados con las reflexiones y refracciones. Se consideró la calidad de los primeros quiebres como muy buena.

Los resultados asociados al contenido de frecuencias son muy parecidos a los observados en los datos adquiridos en 1990.

Reprocesamiento de Datos Sísmicos 2D

La compañía ABSOLUTE IMAGING se encargó del reprocesamiento de los datos sísmicos relacionados con los diferentes levantamientos 2D. Se seleccionó un grupo de líneas para establecer la secuencia de procesamiento base y se incorporaron otros módulos dependiendo de las características de los datos.

CEPSA LATAM Perú entregó a ABSOLUTE IMAGING todos los archivos de soporte necesarios para la asignación de la geometría en las cabeceras de las trazas. Esto permitió optimizar el proceso y reducir los tiempos de trabajo para el QC de geometría. De esta forma, la compañía de procesamiento dedicó más tiempo a la realización de pruebas para la selección de los parámetros más idóneos a emplear en los diferentes módulos de la secuencia de procesamiento.

Durante el proceso del QC de la geometría y la selección de primeros quiebres, se generaron gráficos para verificar que la posición de los puntos asociados a las fuentes y estaciones receptoras era la correcta.

En el cuadro B de la [Figura 13](#), los colores rojo y verde muestran las posiciones correctas, mientras que los colores azul y morado indican un intervalo donde debe ser revisada la posición de los elementos del tendido sísmico 2D.

Para la atenuación de ruido fue necesario aplicar secuencias de flujo específicas para cada tipo de ruido y trabajar en distintos dominios, como el de *shot gather*, *CDP gather* y *Post-Stack*. Se aplicaron módulos de atenuación de ruido generado por ondas superficiales y ruido aleatorio. Para la eliminación de los ruidos asociados con "spikes", estáticas ambientales y ruido instrumental, se realizaron diferentes pruebas hasta limpiar, de forma eficiente, los registros ([Absolute Imaging, 2018](#)).

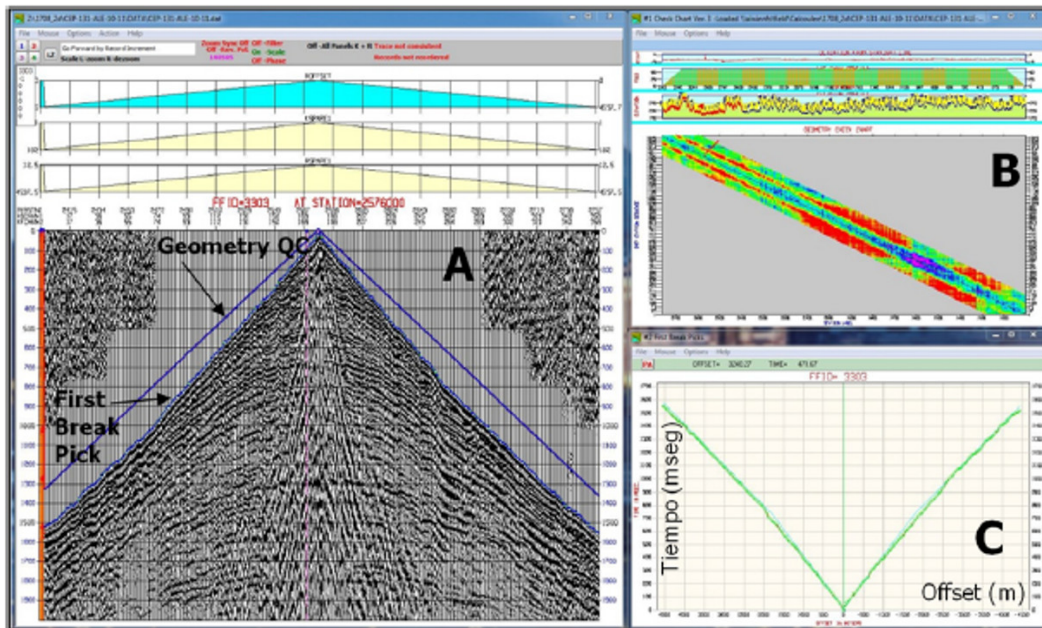


Figura 13. Ejemplo de QC de geometría. Cuadro A QC de la geometría y selección de primeros quiebres. Cuadro B gráficos para verificar la posición de los elementos del tendido 2D y cuadro C tiempo de los primeros quiebres vs. "Offset".

En cada etapa se preservó el contenido de frecuencia de los datos, el cual se caracteriza por estar dominado por las bajas frecuencias. Nótese en la Figura 14 los resultados de una de las fases de atenuación de ruido aplicando el FX Median Filter. Durante la generación de las secciones apiladas se hizo un esfuerzo para atenuar el ruido identificado en la parte somera de las secciones apiladas 2D mediante el módulo de Surface Wave Noise Attenuation (SWNA). Este módulo fue aplicado después de la deconvolución y atenua ruido coherente residual asociados con las ondas superficiales.

Para los registros sísmicos se empleó el "Eigen Image Filter" de forma eficiente para la atenuación del ruido coherente. Para la atenuación del ruido aleatorio, el filtro "Pre-Stack" Cadzow permitió obtener buenos resultados en todos los distintos levantamientos sísmicos.

Las correcciones estáticas fueron calculadas a partir de modelos robustos de Near Surface, generados a partir de los datos provenientes de los primeros quiebres. No se disponía de datos adicionales, como de refracción o up-holes, para calibrar los resultados. Se realizaron pruebas con tres metodologías: Elevación, Generalized Linear Inversion (GLI) y Tomografía. Para mantener la consistencia del proceso, se decidió aplicar la misma metodología para todos los levantamientos sísmicos 2D.

El GLI generó los mejores resultados en los apilados, en especial en la parte somera y en las estructuras de interés. La Tomografía no generó resultados idóneos en las líneas sísmicas adquiridas en los años 70 y 80. Se empleó únicamente Tomografía en 4 líneas asociadas con topografía abrupta, donde el GLI no generó buenos resultados. En resumen, en el 96 % de las líneas fue aplicada la metodología de GLI.

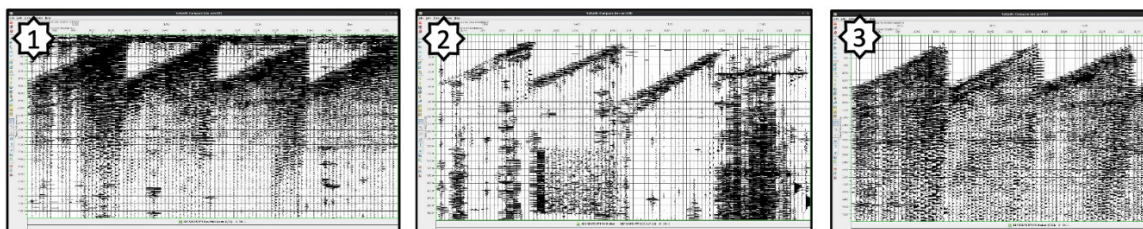


Figura 14. Ejemplo de eliminación de "spikes", estáticas ambientales y ruido instrumental mediante el FX Median Filter en los registros sísmicos. 1- Registro antes de la atenuación de ruido. 2- Diferencia con los "spikes" y otros ruidos atenuados en los datos. 3- Registro después de los procesos de atenuación de ruido.

El modelo de *Near Surface* empleado para el cálculo de correcciones estáticas estaba constituido por tres capas, con variación lateral de velocidades y de espesor. Debido a las características de la metodología GLI, la primera capa tenía velocidad constante. Se observaron velocidades altas de *Near Surface* de hasta 2.800 m/seg en la zona con topografía variable y velocidades de 1.800 a 2.000 m/seg en las llanuras inundables. Tanto el GLI como la Tomografía permitieron identificar, en un número considerable de líneas, una capa con una velocidad estable de 2.400 m/seg que se extiende por toda el área de estudio. (Figura 15).

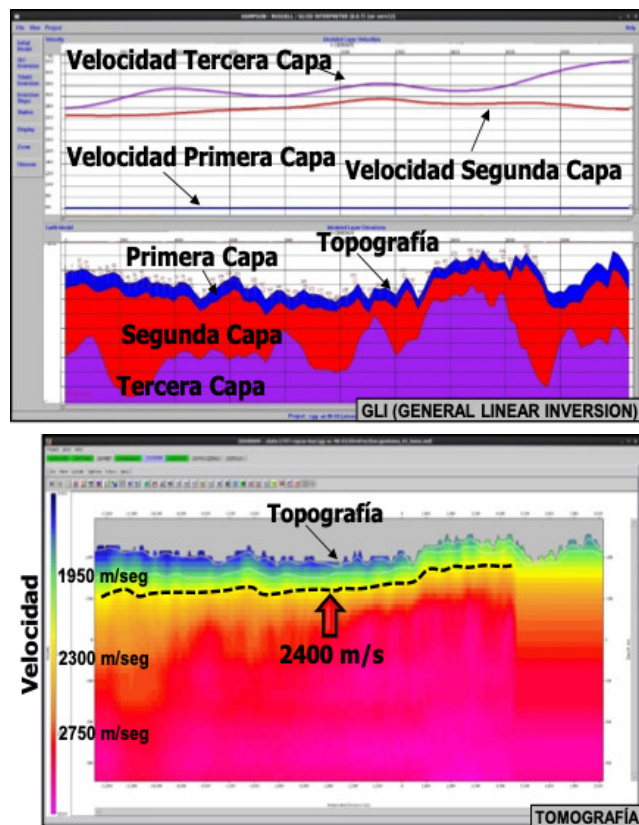


Figura 15 Ejemplo de los modelos de *Near Surface* generados mediante GLI y Tomografía para dos líneas sísmicas.

Se emplearon, como control de los resultados, secciones 2D apiladas con estáticas de elevación y con varios parámetros de GLI. En algunas secciones se empleó el modelado mediante trazado de rayos para estudiar los efectos de la topografía y el "near surface" en los datos y cuantificar los valores de estáticas a emplear en la corrección.

La deconvolución consistente con superficie tipo spiking fue seleccionada luego de diversas pruebas con diferentes longitudes de operador. Se aplicó en los dominios del "shot gather", receptores y "CDP gather". Fue necesario emplear el módulo de balanceo espectral (Spectral Whitening) para estabilizar el espectro de frecuencias. Luego de estos procesos, fue necesario aplicar, nuevamente, otra fase de atenuación de ruido y se incluyó, además, la ecualización de la traza para preparar los datos para los análisis de velocidad.

Para los análisis de velocidad se emplearon dos metodologías para definir mejor los aspectos estructurales de las líneas sísmicas. El análisis de semblanza (*Semblance Analysis*), con *common offset display* y *constant velocity stack*, se aplicó con puntos de control cada 1.000 y 500 metros (Absolute Imaging, 2018).

Para refinar aún más la imagen sísmica, se aplicó un análisis de velocidad basado en el horizonte (*Horizon Based Velocity Analysis*) con puntos de control cada 500 metros. Para el proceso de PSTM se hizo un análisis residual de velocidad (*Residual Velocity Analysis*). Además, se aplicaron dos pasos de estáticas residuales con resultados estables. Las estáticas residuales aportaron mejoras importantes en la definición de los aspectos estructurales.

La calidad del pre-procesamiento influyó mucho en la selección eficiente de las velocidades que producen la corrección NMO y en la detección de posibles múltiples en los datos sísmicos.

La calidad del pre-procesamiento influyó mucho en la selección eficiente de las velocidades que producen la corrección NMO y en la detección de posibles múltiples en los datos sísmicos. La Figura 16 muestra un ejemplo de "Semblance Analysis" y un campo de velocidades RMS para una línea 2D. Se generaron campos de velocidades RMS detallados y conforme con las estructuras en los niveles de interés exploratorio. Dichos campos fueron trabajados con mucho detalle para favorecer el proceso de migración de los datos sísmicos.

La Figura 16 también ilustra un ejemplo de los problemas para la selección de velocidades en los CDP localizados en la zona de falla o flexión de la estructura, caracterizada, posiblemente, por un fuerte buzamiento.

Se aplicaron varios pasos de estáticas residuales consistentes con superficie con resultados estables. Las estáticas residuales aportaron mejoras importantes en la definición de los aspectos estructurales. Se realizaron diferentes pruebas para seleccionar el módulo a emplear.

Durante el proceso de migración, se realizaron diferentes pruebas para la selección de los parámetros y la revisión de la imagen obtenida, para descartar posibles artefactos. Se generaron dos versiones, una con migración después del apilado y otra pre-apilado (PSTM). Es importante destacar que, en las campañas de los años 70 y 80, no se identificaron mejoras en la imagen con las versiones PSTM. Para las campañas de 1990 a 2010 se observaron mejoras en la imagen generada con el PSTM.

Para la migración, se emplearon los campos de velocidades RMS suavizados. Se seleccionó el algoritmo de 2D Kirchhoff Summation Isotropic tanto para el pre-apilado (PSTM) como el post-apilado. No fue aplicada la misma apertura de migración y el dip angle en todas las campañas. Dependiendo de las características de la geometría y de la complejidad estructural, se variaron dichos parámetros entre 3.500 y 4.000 metros y entre 60° y 80°, respectivamente.

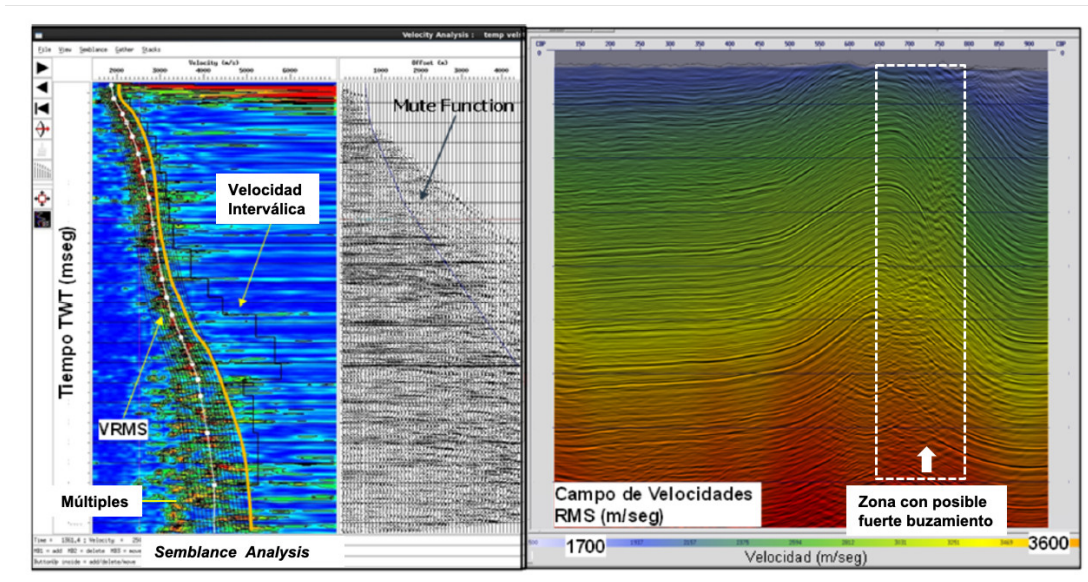


Figura 16. *Semblance Analysis* y *Campo de velocidades RMS* superpuesto a la sección sísmica 2D migrada. El campo de velocidades conforme con las estructuras en los niveles exploratorios y detallados para obtener resultados eficientes durante la migración. Nótese la presencia de posibles múltiples principalmente en la parte profunda.

Los resultados se consideraron de buena calidad, ya que permitieron incrementar la resolución espacial, colapsaron, con mucha eficiencia, las hipérbolas de difracción y se definieron características importantes en las estructuras complejas. En la [Figura 17](#) se muestra un ejemplo de la calidad del proceso para colapsar las hipérbolas de difracción y la migración de las estructuras.

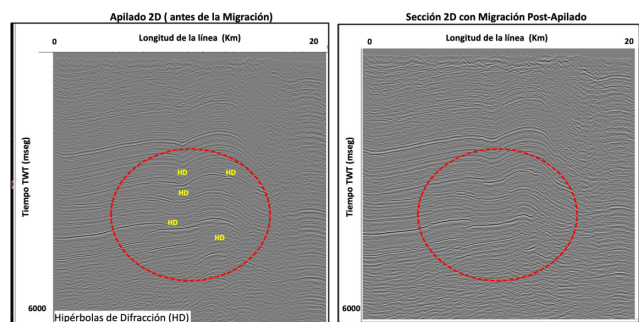


Figura 17. *Migración Post-Apilado*. A la izquierda, la sección sísmica sin migrar y, a la derecha, después de la migración. Nótese cómo se colapsan las hipérbolas de difracción y cómo mejora la definición de los aspectos estructurales.

Los análisis demostraron que, en los datos de algunos levantamientos sísmicos, variaciones de velocidad entre 2-3% producen cambios significativos en la imagen migrada.

Se realizaron pruebas seleccionando desde el 88% hasta 112% de las velocidades para migración. Para mantener la consistencia de las versiones migradas, fue empleado el 100% de las velocidades en todas las líneas.

Cabe destacar que es muy importante tener en cuenta los factores que afectan la migración durante este tipo de reprocesamiento. Se debe prestar atención en procesos que atenúen con efectividad el ruido y eliminen las anomalías de amplitud ("spikes", "noise burst" y trazas truncadas), debe preservarse la distribución de "offsets", deben utilizarse aperturas de migración eficientes y debe tenerse especial cuidado con datos afectados por el efecto de "aliasing" espacial, especialmente cuando se emplean geometrías de adquisición con amplios intervalos de fuentes y de estaciones receptoras.

Los módulos adicionales empleados durante el reprocesamiento y que aportaron mejoras en la calidad de la imagen sísmica fueron los siguientes:

- a) *CDP TRIM STATICS*: para mejorar la calidad en el proceso de flattening o aplanamiento en los eventos en los CDP gathers. Aportó muy buenos resultados, especialmente para los datos de los levantamientos de 1990 a 2010.
- b) *RESIDUAL VELOCITY ANALYSIS*: fue aplicado un análisis de velocidad residual en el flujo de trabajo de los PSTM. Este módulo mejoró la continuidad de los eventos principalmente en las líneas sísmicas de los programas de 1990 a 2010.
- c) *PHASE STATIC AND GRID BALANCING*: proceso para establecer el amarre o tie entre las líneas 2D. Los resultados se consideraron de buena calidad. En algunos casos se presentaron deficiencias debido a la calidad de la imagen o a la complejidad estructural ([Absolute Imaging, 2018](#)).

En las [Figuras 18a, 18b y 18c](#) se presenta una secuencia de las mejoras obtenidas en las diversas etapas del reprocesamiento para una línea relacionada con los levantamientos sísmicos de los años 70.

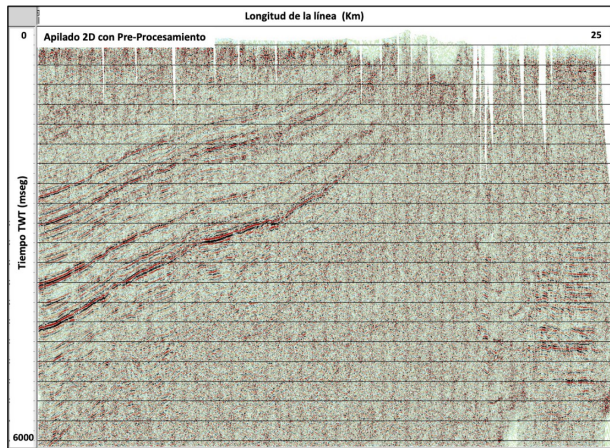


Figura 18a. Brute Stack con correcciones estáticas y Deconvolución. La parte derecha de la sección sísmica se encuentra afectada por la calidad del dato sísmico y las condiciones del área de adquisición.

Las Figuras 19a muestra como el pre-procesado, la metodología empleada para los análisis de velocidad y la aplicación de módulos robustos de estáticas residuales permiten obtener un apilado sin migrar de buena calidad y que servirá de control para el proceso de migración y post-procesos.

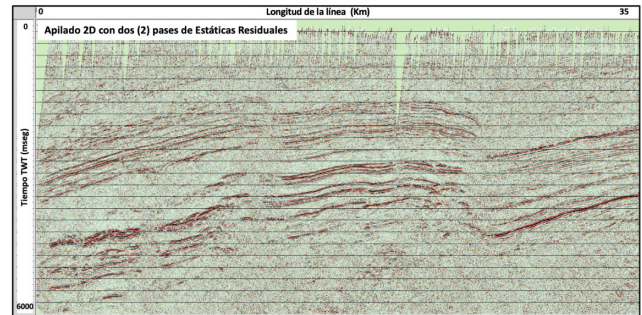


Figura 19a. Apilado con aplicación de pre-proceso, análisis de velocidad y estáticas residuales (dos pases).

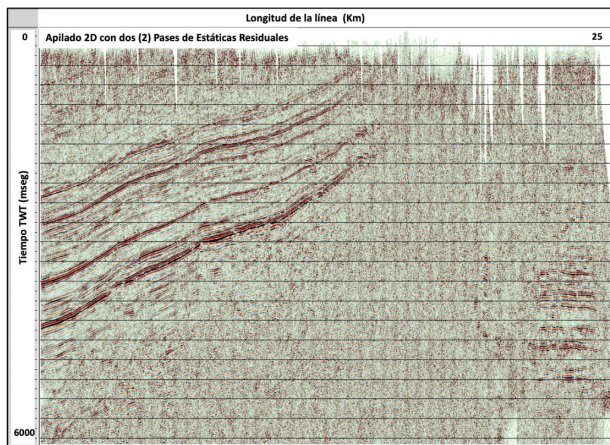


Figura 18b. Apilado con dos pasos de análisis de velocidad y estáticas residuales. Nótese la mejora de la continuidad de los eventos tanto en la parte somera como profunda.

La Figura 19b muestra las mejoras en la imagen luego de la migración PSTM y la aplicación de los post-procesos. Nótese las mejoras en la continuidad de los eventos y en la imagen estructural.

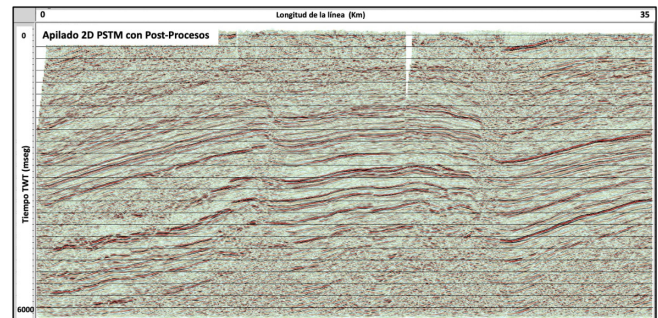


Figura 19b. PSTM con post-procesos de la sección apilada de la figura 19a. Se observan mejoras notables en la continuidad de los eventos y en la imagen estructural.

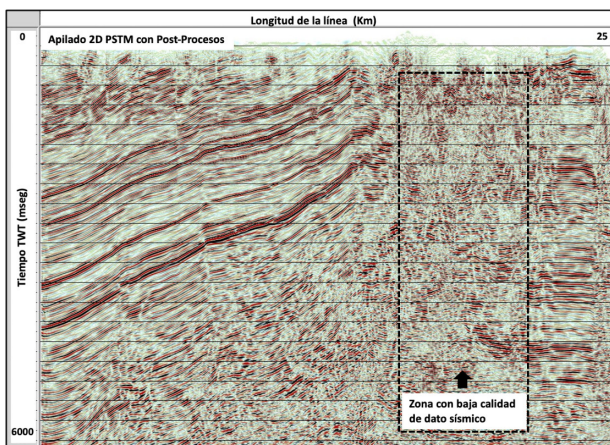


Figura 18c. PSTM con post-procesos. Se observa una mejoría general en la calidad de la imagen sísmica. Se definen mejor las zonas de fallas en la estructura.

La secuencia de procesado resumida se detalla en la [Tabla 1](#). Consta de tres fases principales. Pre-Proceso, Procesado en el dominio del CDP y Post-Procesos. Tanto la atenuación de ruido, correcciones estáticas, análisis de velocidad, procesado en el dominio del CDP y Post-procesos contienen una serie de secuencias de procesos específica tanto para la determinación de parámetros, aplicación y QC. La secuencia de procesado para los distintos levantamientos sísmicos requirió de algunos cambios puntuales en las fases principales.

El reprocesamiento sísmico mejoró la imagen estructural, el contenido de frecuencias, la continuidad de los eventos y la definición de las zonas de falla respecto a versiones anteriores ([Figura 20a](#) y [20b](#)). Se observaron mejoras importantes en la parte somera de las secciones y en la definición de las zonas de fallas, tanto en los niveles asociados con el Cretácico como en los del Paleozoico.

Tabla 1. Secuencia de Procesado Resumida.

N°	Secuencia de Procesado Resumida
1	Revisión y clasificación de de los datos
2	Creación de la Geometría y QC
3	Selección de primeros quiebres y QC
4	Edición de trazas
5	Recuperación de Ganancia
6	Atenuación de ruido Coherente
7	Atenuación de ruido Incoherente
8	Deconvolución Consistente con Superficie
9	Correcciones Estáticas
10	Procesado en el dominio del CDP
11	Análisis de Velocidad (2-3 pases)
12	Estáticas Residuales (2-3 pases)
13	Atenuación de ruido en el dominio del CDP
14	Ecuilización de trazas/TRIM Statics (opcional)
15	Apilado
16	Migración (Post-Apilado) y/o PSTM
17	Análisis residual de velocidades
18	Post-Procesos-atenuación de ruido residual y ganancia
19	Phase Static & Grid Balancing
20	Productos finales

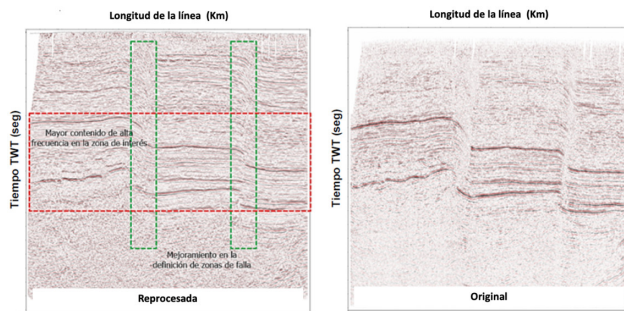


Figura 20a. Línea de ejemplo que muestra la imagen sísmica antes y después del reprocesamiento sísmico. La versión original tiene Migración Post-Apilado y la reprocesada tiene migración Pre-Apilado (PSTM).

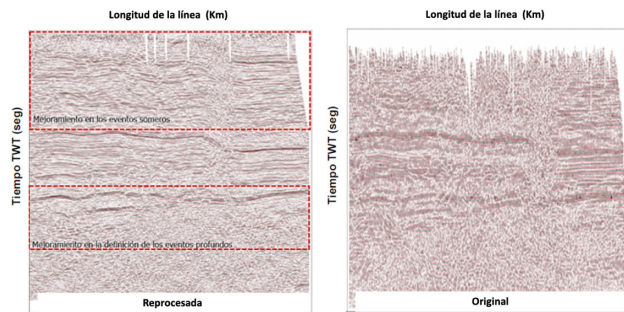


Figura 20b. Línea de ejemplo que muestra la imagen sísmica antes y después del reprocesamiento sísmico. La versión original tiene Migración Post-Apilado y la reprocesada tiene migración Pre-Apilado (PSTM).

Los resultados obtenidos en las diferentes campañas 2D contribuyeron a la evaluación de los prospectos en el área de estudio. Además, aportaron seguridad y confianza en la imagen sísmica, ya que fueron descartados los efectos de estáticas o artefactos asociados con el proceso de migración.

Los resultados obtenidos en las diferentes campañas 2D contribuyeron a la evaluación de los prospectos en el área de estudio. Además, aportaron seguridad y confianza en la imagen sísmica, ya que fueron descartados los efectos de estáticas o artefactos asociados con el proceso de migración.

INFLUENCIA DE LA CALIDAD DE LOS DATOS EN LAS SECCIONES SÍSMICAS 2D

La calidad de los datos asociados a cada una de las líneas sísmicas tiene influencia en la calidad del reprocesamiento sísmico. En algunas de las líneas, no se logró mejorar la imagen debido a la calidad de los datos sísmicos 2D. Durante el proceso de QC, en las secciones donde se presentaron problemas de calidad de imagen, se realizó la revisión de los registros sísmicos para constatar si la calidad de estos repercutió en el reprocesamiento. En la [Figura 21](#) se muestra un ejemplo de la revisión de los registros sísmicos en el área **B** para justificar la mala calidad de la imagen sísmica obtenida después de la migración post-apilamiento con post-procesos.

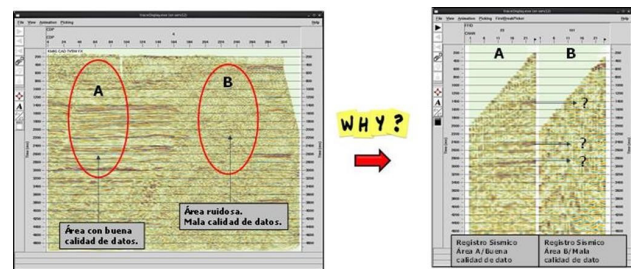


Figura 21. Influencia de la calidad de los datos en las secciones sísmicas.

CONCLUSIONES

Las técnicas empleadas, tanto en la fase de preparación de los archivos de soporte como durante el reprocesamiento de los datos 2D, contribuyeron a mejorar la imagen sísmica respecto a versiones anteriores y a la evaluación de los prospectos en el área de estudio.

La fase de reconstrucción planimétrica, altimétrica y de geometría aportó información consistente para la generación de los archivos SPS.

La secuencia de reprocesamiento y los módulos empleados permitieron establecer una serie de lecciones aprendidas para la fase de pre-procesos y post-procesos.

Para la fase de pre-procesos se requieren flujos de trabajo para la atenuación sistemática de los diversos tipos de ruido. El método de GLI generó los resultados más idóneos para las correcciones estáticas en zonas de transición y llanuras de inundación. En el caso de topografía abrupta, el método de tomografía es el más idóneo para la generación del modelo de *Near Surface*. El proceso de Deconvolución debe ser trabajado en diferentes dominios y deben preservarse las frecuencias bajas relacionadas con la señal.

En la fase de post-procesos, se deben realizar análisis de velocidad detallados y conformes con las estructuras. Las estáticas residuales se consideraron como uno de los pasos más importantes para definir mejor los detalles en la imagen sísmica previa a la migración. Los parámetros de migración deben ser definidos a partir de diversas pruebas, dando especial atención a la apertura de migración y al porcentaje de velocidades a emplear. Módulos adicionales, como *CDP Trim Statics* y *Residual Velocity Análisis*, aumentan la calidad de los *CDP gathers*.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a CEPSA E&P España y CEPSA PERÚ por el apoyo brindado para publicar este

trabajo. Especial agradecimiento al grupo de profesionales de CEPSA y ABSOLUTE IMAGING por el trabajo realizado durante el proyecto de reprocesamiento sísmico de datos antiguos 2D en la Cuenca de Ucayali.

REFERENCIAS

ABSOLUTE IMAGING (2018). Seismic Reprocessing Report and Supports. Calgary, Alberta, Canada.

PERUPETRO, (2017). Documentación relacionada con las campañas sísmicas en el área de estudio.

YILMAZ, OZ. (2007). A unified 2D land seismic data analysis workflow. First Break, Volume 25, 43-49.

CARACTERIZACIÓN DEL RUIDO SÍSMICO EN VENEZUELA UTILIZANDO REDES SISMOLOGICAS

JOSÉ TOMÁS DEL CASTILLO^{1,a}, MICHAEL SCHMITZ^{1,2,b}, HERBERT RENDÓN^{2,c}

¹Universidad Simón Bolívar (USB), Caracas, Venezuela

²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela

e-mail: ^ajosetdcm@gmail.com, ^bschmitzschutt@gmail.com, ^chrendon@funvisis.gob.ve

Recibido: marzo de 2021

Aprobado para publicación: junio de 2021

RESUMEN

Se presenta la caracterización del ruido sísmico en Venezuela utilizando registros sísmicos obtenidos por las estaciones de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). A estos, se les realizó un análisis espectral de potencia para el período de cuatro meses entre septiembre y diciembre de 2016. A cada estación se le extrajeron los valores más representativos de los rangos de período correspondientes al ruido cultural (0,1-1 s) y el microsismo de frecuencia doble (4-8 s), para caracterizar el comportamiento de estos fenómenos a lo largo de territorio nacional. Los valores de ruido cultural obtenidos varían entre los -145 dB y los -82 dB, mostrando sus máximos en el occidente del país. Debido a las medidas de confinamiento, consecuencia de la pandemia por COVID-19, la actividad diaria de la población se redujo, resultando en una disminución del ruido cultural de aproximadamente 4 dB en la estación FUNV. El microsismo de frecuencia doble arrojó amplitudes entre -139,5 dB y -121,5 dB. Estos valores se incrementan en las cuencas sedimentarias y disminuyen en los sistemas montañosos de los Andes de Mérida y del Caribe. Este comportamiento sugiere que, la geología de la región donde se ubica la estación, es más influyente en los valores de amplitud del microsismo de frecuencia doble que la distancia entre la fuente y la estación. El desempeño obtenido por las estaciones de la RSSN es el adecuado para la localización de sismos locales y regionales y se identificaron problemas en las estaciones BENV, JACV y TURV que deben ser atendidas pronto.

Palabras claves: Ruido sísmico, ruido cultural, microsismo de frecuencia doble, análisis espectral de potencia, período.

CHARACTERIZATION OF SEISMIC NOISE IN VENEZUELA USING SEISMOLOGICAL NETWORKS

ABSTRACT

We present a seismic noise characterization in Venezuela using seismic records obtained by the stations of the Venezuelan Foundation of Seismological Research (FUNVISIS). To these records, we applied a power spectral analysis for a three-month time period between September and December 2016. The most representative values of the period ranges corresponding to cultural noise (0.1-1 s) and double frequency microseism (4-8 s) were extracted from each station to characterize the behavior of these phenomena across Venezuela. The values of cultural noise vary between -145 dB and -82 dB, showing their maximums in the western part of the country. Due to the confinement measures, a consequence of the COVID-19 pandemic, the daily activity of the population was reduced, resulting in a decrease in cultural noise of approximately 4 dB at the FUNV station. The double frequency microseism yielded amplitudes between -139.5 dB and -121.5 dB. These values increase in the sedimentary basins and decrease in the mountain systems of the Venezuelan Andes and the Caribbean. This behavior suggests that the geology of the region where the station is located has more influence on the amplitude values of double frequency microseism than the distance between the source and the station. The performance obtained by the RSSN stations is satisfying for locating local and regional earthquakes and failures have been identified at the stations BENV, JACV y TURV, which should be resolved soon.

Keywords: Seismic noise, cultural noise, double-frequency microseism, power spectral analysis, period.

INTRODUCCIÓN

En cuanto a la detección de terremotos, cualquier señal cuyo origen no es producto de la ruptura de una falla, es considerado ruido sísmico. Dependiendo del origen del

ruido, se pueden definir el ruido instrumental, relacionado directamente con el comportamiento del sismómetro y el ruido sísmico producto de las vibraciones de la Tierra (Havskov y Alguacil, 2004). Estas vibraciones pueden tener origen por fenómenos naturales, como los microsismos oceánicos, o fenómenos artificiales, como el ruido cultural.

Los microsismos son señales sísmicas generadas en el océano y que se presentan en un rango de períodos de 1-20 s (Peterson, 1993). Este fenómeno se puede dividir en microsismos de frecuencia simple (MFS) y microsismos de frecuencia doble (MFD). El MFS se origina de dos maneras; por cambios verticales de presión, o por el choque de las olas con la costa (Bormann y Wielandt, 2013) y se presenta en el rango de 10-16 s (McNamara y Buland, 2004; Demuth, y otros, 2016). Por otra parte, el MFD es generado por la superposición de ondas marinas del igual período, pero que viajan en direcciones opuestas. Esta superposición genera ondas de gravedad con la mitad de período que las ondas superpuestas, las cuales generan perturbaciones que se propagan hacia el fondo marino (Havskov y Alguacil, 2004). Autores como Demuth y otros (2016) y McNamara y Buland (2004), concuerdan en que este fenómeno se presenta en el rango de 4-8 s. Por otra parte, el ruido cultural puede presentarse por fenómenos naturales como el choque del viento con los árboles o montañas, agua corriendo en cascadas o ríos, pero la fuente más común es la acción humana (Bormann y Wielandt, 2013). Según McNamara y Buland (2004), la energía producida por el tránsito vehicular y maquinaria pesada es inducida a la Tierra generando ondas superficiales de bajo período (0,1-1 s), que se atenúan con el aumento de la distancia y la profundidad, por este motivo, este ruido suele ser casi insignificante en pozos, cuevas profundas o túneles (Havskov y Alguacil, 2004). Autores como Stutzmann, y otros (2000), Bormann, y otros (2012) y Sheen, y otros (2009), coinciden en que el rango donde se puede observar este fenómeno se encuentra en períodos menores a 1 s.

Con el objetivo de que las estaciones sismológicas presenten la menor cantidad de ruido, para garantizar la detección de los eventos tectónicos, es necesario el estudio y cuantificación del ruido sísmico. Los resultados obtenidos en el presente estudio representan un monitoreo del desempeño de la RSSN, capaz de detectar remotamente fallas en los equipos. Además, se caracterizará el ruido sísmico a nivel nacional para ubicar zonas de bajo ruido para la instalación de nuevas estaciones sismológicas.

PROVINCIAS GEOLÓGICAS

La interacción entre la placa Caribe y la placa Sudamericana, sumado a la actividad de los sistemas de fallas presentes en Venezuela, dieron origen a una amplia variedad de accidentes geográficos. En el occidente del país, se encuentra la parte venezolana de la cordillera de los Andes, mientras que, en el centro y oriente del país, se elevan la cordillera de la Costa y la serranía del Interior. Estos sistemas montañosos abarcan solo una cuarta parte de la superficie continental de Venezuela, mientras que, los otros tres cuartos de superficie, se dividen en llanuras, cuencas y mesetas (Audemard, y otros 2000). Con base en la geología y las provincias geológicas presentadas por Hackley, y otros (2006) y Urbani (2018), Schmitz y otros (2021) muestran las provincias distribuidas como se muestra en la Figura 1.

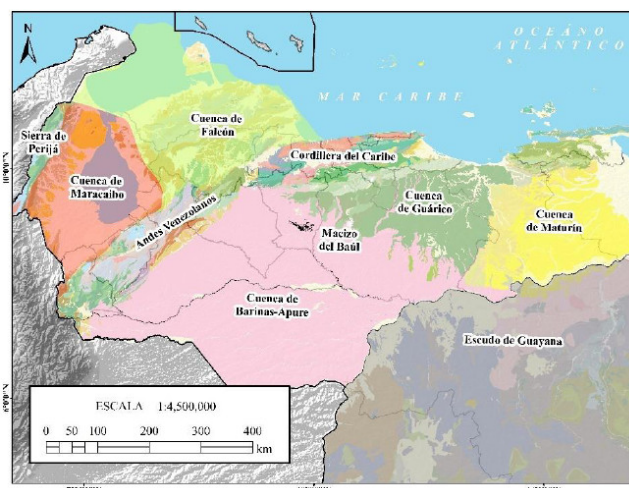


Figura 1. Provincias geológicas de Venezuela tomadas de Schmitz y otros (2021) con base en la geología de Hackley y otros (2006) y la clasificación dada por Urbani (2018).

SIERRA DE PERIJÁ

Esta cadena montañosa se ubica en la parte noroeste de Venezuela, en la frontera con Colombia. El punto más alto de esta cordillera se presenta a los 3750 m de altura, el cual disminuye hasta mantenerse en unos 2200 a 2060 metros generando un flanco oeste de gran inclinación que disminuye abruptamente hacia la cuenca de Maracaibo (González de Juana y otros, 1980). Según Yoris y Ostos (1997), la interacción entre la parte norte de la placa Sudamericana y la placa del Caribe definen la interacción de esta zona desde el Eoceno hasta el presente.

CUENCA DE MARACAIBO

La cuenca de Maracaibo se encuentra ubicada en el occidente de Venezuela, con su mayor expresión en el estado Zulia y menores expresiones en los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Está limitada al noroeste por la Sierra de Perijá, los Andes de Mérida al suroeste y noreste y el Mar Caribe y la cuenca de Falcón al norte (González de Juana y otros, 1980). Esta cuenca está rellena de sedimentos del Cretácico inferior y Pleistoceno y forma parte del bloque de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002).

SISTEMA MONTAÑOSO DE LOS ANDES DE MÉRIDA

Los Andes venezolanos presentan el punto más alto de Venezuela (4.970 m) y se extienden desde el suroeste de Venezuela, específicamente en la depresión de Táchira, hasta la depresión de Barquisimeto en el noreste (González de Juana y otros, 1980). Se le considera continuación de la Cordillera Oriental de los Andes colombianos, aunque no existan indicios de similitud genética entre ellas (Audemard y Audemard, 2002). En los flancos limita con la cuenca de Maracaibo al noroeste y la cuenca de Barinas-Apure al sureste.

CUENCA DE FALCÓN

La cuenca de Falcón limita con la línea de costa del golfo de Venezuela y su prolongación hasta el golfo Triste al norte y este, la cuenca de Maracaibo y los Andes de Mérida al oeste y la sierra de Churuguara al sur (González de Juana y otros, 1980). Según Muessig (1984), la cuenca de Falcón es una cuenca pull-apart formada por un movimiento transcurrente entre la placa Caribe y la placa de Sudamericana durante el Eoceno Tardío y el Oligoceno.

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

El sistema montañoso del Caribe se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta hasta Trinidad (Urbani, 2014). Geográficamente, la parte central de este sistema puede dividirse en dos cinturones montañosos paralelos entre sí, divididos por valles controlados por el sistema de fallas de La Victoria (Urbani, 2018). Estos dos sistemas montañosos se conocen como Serranía del Litoral, al norte, y la Serranía del Interior, al sur. Al oriente de Venezuela, se observa continuidad de este sistema en las penínsulas de Paria y Araya y en la isla de Margarita, mientras que al occidente se observa en la península de Paraguana, Siquisique y la península de la Guajira (González de Juana y otros, 1980). Algunas islas pequeñas, como el archipiélago de Los Monjes en el occidente, Gran Roque y La Orchila, muestran también presencia de características de este sistema (Urbani, 2018).

CUENCA DE BARINAS-APURE

La cuenca Barinas-Apure es una cuenca foreland que guarda una relación importante con la cuenca de Maracaibo. Según Arnaiz y otros (2011) y González de Juana y otros (1980), el origen de ambas cuencas es similar y, además, en un momento formaron una única cuenca que se separó durante el Cenozoico producto del levantamiento de los Andes venezolanos. Está limitada al norte por el Macizo del Baúl, al noroeste por los Andes de Mérida y al sur por el Escudo de Guayana (Schmitz y otros, 2021).

MACIZO DEL BAÚL

El macizo de El Baúl es una zona de la parte centro-occidental de Venezuela que se encuentra entre la cuenca de Guárico y la cuenca Barinas - Apure y se distingue por el abrupto cambio de altura respecto a los llanos que lo rodean. El basamento de esta zona forma parte de un cinturón orogénico Paleozoico (Feo-Codecido y otros, 1984) que presenta características geológicas similares a la de los Andes de Mérida y se presenta como un alto estructural del basamento de esta zona (Viscarret y otros, 2012).

CUENCA DE GUÁRICO

La cuenca de Guárico se ubica entre la cuenca de Barinas - Apure y la cuenca de Maturín, al sur del sistema montañoso del Caribe. Los sedimentos depositados en esta cuenca son de origen Eoceno a Oligoceno y presentan espesores promedio de 6 km que aumentan de oeste a este hasta llegar a profundidades entre 10 - 12 km en la cuenca de Maturín y

la zona meridional de Trinidad (González de Juana y otros, 1980; Jácome y otros, 2008). Características extensionales jurásicas como el Espino Graben se desarrollaron sobre el basamento Precámbrico y Paleozoico de esta cuenca (González de Juana y otros, 1980).

CUENCA DE MATURÍN

La cuenca de Maturín limita con la cuenca de Guárico al oeste, al norte con el sistema montañoso del Caribe, al sur el Escudo de Guayana y al este con el golfo de Paria y la parte oceánica del delta del Orinoco (González de Juana y otros, 1980). La dinámica de esta subducción y la carga de napas sobre esta zona, forzaron el hundimiento que fue rellenado por sedimentos del Neógeno proveniente de otras provincias (Schmitz y otros, 2008). Pozos en la zona muestran columnas de sedimentos de hasta 6,1 km de espesor (Hung, 1997), mientras que, estudios de sismica profunda realizados por Liuzzi y otros (2006) sugieren un espesor de sedimentos de 3 km al norte de la cuenca de que se profundizan al sur hasta unos 5 km de espesor.

ESCUDO DE GUAYANA

El Escudo de Guayana es parte del núcleo cratónico de América del Sur en el sur de Venezuela (Mendoza, 1977). Debido a sus afloramientos de origen Precámbrico, se considera la zona más antigua de Venezuela con edades de hasta 3500. Esta zona está dividida en cuatro provincias: Imataca en el norte con gneis félsicos a máficos del Arcaico e intrusiones de granitos, Pastora al sur con rocas volcánicas y sedimentarias del Proterozoico Inferior, Cuchivero en el suroeste con rocas riolíticas del Proterozoico medio y Roraima ubicado entre Pastora y Cuchivero con rocas sedimentarias e intrusivas del Proterozoico medio (Feo-Codecido y otros, 1984; González de Juana y otros 1980).

REGISTROS SISMOLÓGICOS

Se revisaron los registros sismológicos de la Red Sismológica Satelital Nacional (RSSN), el proyecto Geociencia Integral de los Andes de Mérida (GIAME) y el proyecto Investigación de subducción *Flat Slab* y de la tectónica de Borde de Placas en el norte de América del Sur (CARMA).

Se contó con registros entre los años 2014 y 2018 de aproximadamente 20 estaciones de la RSSN, la mayoría de ellas con sensores de banda ancha *Guralp* CMG-40T (0,1-30 s), a excepción de la estación PCRV con sensor *Guralp* CMG-3TB (0,2-100 s) y SDV con sensor *Streckeisen* STS-2 (0,05-100 s). Del proyecto CARMA, el cual estuvo operativo entre abril de 2016 y abril de 2018, se tuvo disponibilidad de registros de 40 estaciones de banda ancha con sensores *Guralp* CMG-3T (0,1-50 s), instaladas en el occidente de Venezuela. En cuanto al proyecto GIAME, las estaciones estuvieron operativas durante noviembre de 2015 y abril de 2018 y se pudo contar con registros de 10 estaciones con sensores de banda ancha *Reftek* 151A/B (0,1-50 s) y *Guralp* CMG-40T (0,1-50 s), instaladas también en el occidente del país.

De los proyectos CARMA y GIAME se pudo hacer uso de casi la totalidad de los registros, a excepción de algunas estaciones que presentaron fallas por cortos períodos de tiempo debido a que sufrieron inundaciones. Por otra parte, la disponibilidad de archivos de la RSSN fue baja, esto debido a fallas en el almacenamiento y respaldo de los registros. Para evitar que los resultados del estudio se vieran afectados por vacíos de información, se decidió utilizar una ventana de tiempo donde la mayor cantidad de estaciones disponibles hubiesen grabado en días continuos. La ventana de tiempo seleccionada fue entre el 16 de septiembre de 2016 y el 31 de diciembre de 2016, aproximadamente tres meses y medio de registros. Finalmente, la cantidad de estaciones utilizadas para procesar los registros (Tabla 1) se vio reducida de 70 a 45, con la mayor parte ubicadas en el occidente de Venezuela (Figura 2).

Tabla 1. Estaciones utilizadas para procesar los registros sísmológicos.

Red	Código	Red	Código	Red	Código
RSSN	SDV	RSSN	MAPV	CARMA	VA01
RSSN	FUNV	RSSN	CARV	CARMA	VA04
RSSN	CRUV	RSSN	TACV	CARMA	VA06
RSSN	BAUV	RSSN	CACV	CARMA	FC01
RSSN	MERV	RSSN	BENV	CARMA	FC02
RSSN	DABV	GIAME	CCMV	CARMA	FC04
RSSN	ORIV	GIAME	HATO	CARMA	FC05
RSSN	SIQV	GIAME	CAPO	CARMA	ML02
RSSN	CURV	CARMA	SL01	CARMA	NL02
RSSN	CAPV	CARMA	SL03	CARMA	NL04
RSSN	JACV	CARMA	SL04	CARMA	NL05
RSSN	TURV	CARMA	SL07	CARMA	NL07
RSSN	SOCV	CARMA	SL09	CARMA	NL08
RSSN	PCRV	CARMA	SL10	CARMA	NL10
RSSN	PRGV	CARMA	SL11	CARMA	NL11

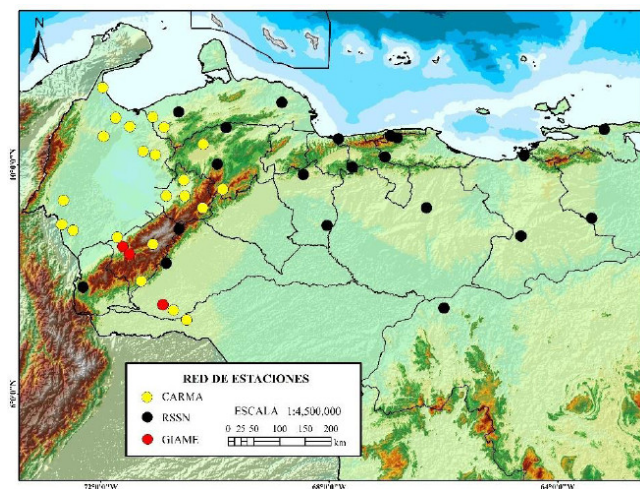


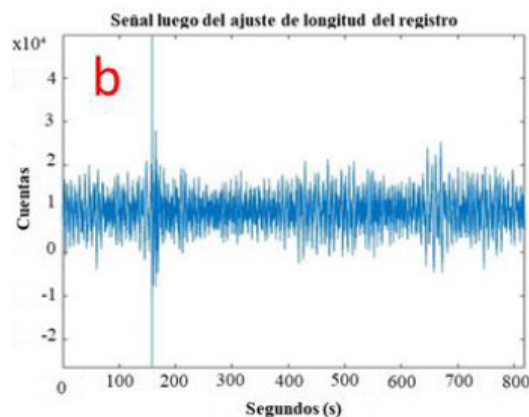
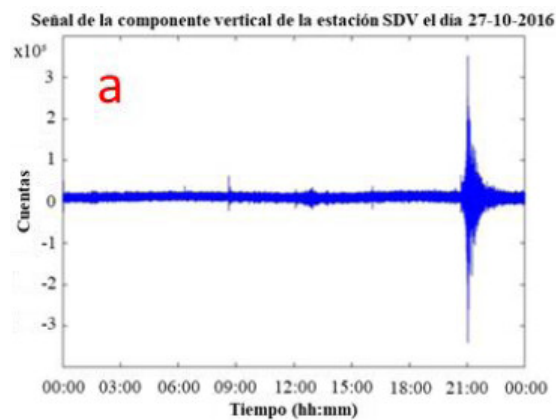
Figura 2. Distribución de las estaciones de los proyectos GIAME y CARMA y la RSSN utilizadas para procesar los registros sísmicos.

MÉTODO DE PROCESAMIENTO

PREPROCESAMIENTO

Para obtener el comportamiento del ruido sísmico para un sitio determinado, se aplicó el procedimiento planteado por McNamara y Buland (2004) a cada conjunto de registros de cada una de las estaciones utilizadas. Este procedimiento toma en cuenta eventos sísmicos, pulsos de calibración y fallas momentáneas del equipo debido a que son fenómenos de baja ocurrencia que no contaminan las señales de alta ocurrencia como el ruido sísmico.

Para mostrar los resultados obtenidos en cada paso del procesamiento, se utiliza como ejemplo el registro sísmico de la estación SDV el día 27 de octubre de 2016 (Figura 3a), en el cual se observa un sismo. Los registros sísmicos dentro de la ventana de tiempo del estudio se dividieron en segmentos de una hora superpuestos 50% entre ellos. Cada uno de estos segmentos son divididos nuevamente en 13 segmentos de 15 minutos, superpuestos 75% (Figura 3b). A cada una de estas 13 fracciones de tiempo, se le sustrajo la media, para obtener una media de valor cero en cada segmento. Además, debido a que los sismómetros de banda ancha producen pulsos de alto período que distorsionan la señal entre los 10 y 100 s, la tendencia de largo período es removida (Figura 3c). Luego, para suavizar las discontinuidades en los extremos de cada segmento, se aplicó una ventana del tipo coseno de 10% (Figura 3d).



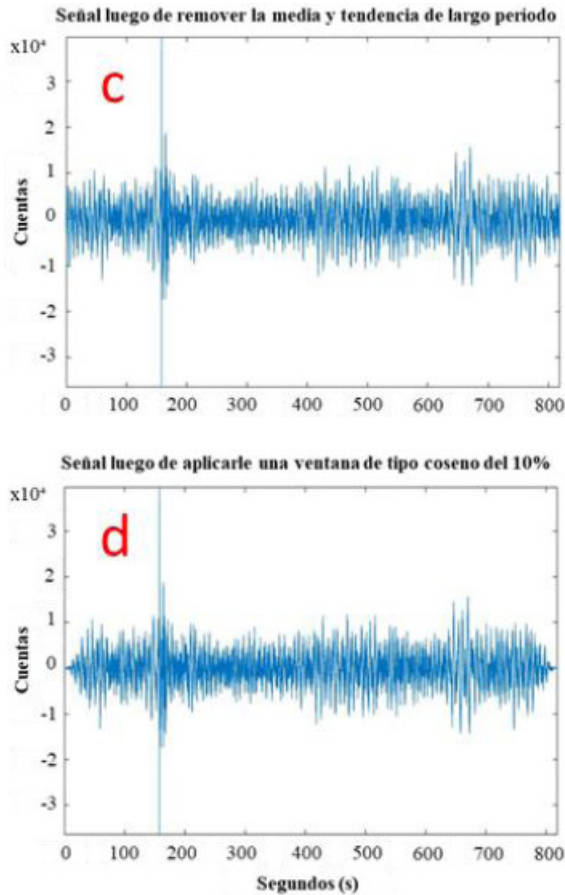


Figura 3. a) Registro sísmico sin alteraciones de la componente vertical de la estación SDV el día 27-10-2016. b) Segmento del registro obtenido luego de dividir la señal de una hora en 13 segmentos de igual longitud y superpuestos un 75%. c) Segmento luego de remover la media y la tendencia de largo periodo. d) Segmento luego de aplicar una ventana de tipo coseno del 10% en los extremos.

PROCESAMIENTO

Densidad espectral de potencia

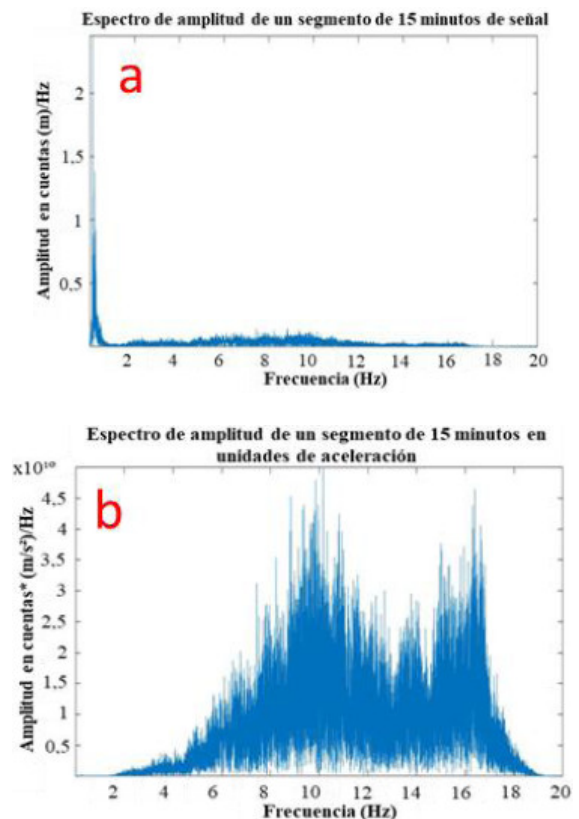
Luego de realizar los ajustes a los segmentos de 15 minutos, a cada una de estas fracciones de tiempo se les calculó la densidad espectral de potencia (DEP) (Figura 4a). El método utilizado para obtener el contenido de energía de la señal, es la aplicación de la transformada rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) utilizando el método de Cooley-Tukey (1965).

Como se aprecia en la Figura 4a, el mayor contenido de energía se presenta para frecuencias menores a 1 Hz. Según Krzywosz (2015), los microsismos, que se encuentran en rangos de frecuencia menores a 1 Hz, presentan una respuesta plana cuando se utilizan unidades de aceleración,

lo que permite que otras características de la señal puedan ser apreciadas con más detalle. Por este motivo, las unidades de desplazamiento son transformadas a unidades de aceleración (Figura 4b) para poder apreciar con mayor detalle el comportamiento de la energía para frecuencias mayores a 1 s.

Una vez obtenido el contenido de energía de cada segmento de 15 minutos, se promediaron estos valores para obtener una DEP del fragmento de tiempo de una hora. Luego, la respuesta del equipo, en unidades de aceleración, fue removida en el dominio de la frecuencia. Finalmente, las unidades de aceleración fueron transformadas a decibeles (Figura 4c).

Luego de realizar este procedimiento para todos los segmentos de una hora del día 27 de octubre de 2016, se obtuvo el gráfico de la Figura 4d. Este gráfico muestra el contenido de energía de los 47 segmentos de una hora con superposición del 50% obtenidos del registro sísmico del día 27 de octubre de 2016. En el caso de este estudio, la ventana de tiempo no fue de un solo día. En el procedimiento anteriormente mostrado, se tomó como ejemplo el día 27 de octubre de 2016 para procesar la señal, sin embargo, este procedimiento fue aplicado para 106 días, correspondientes a la ventana de estudio definida como el período entre el 16 de septiembre de 2016 y el 31 de diciembre de 2016.



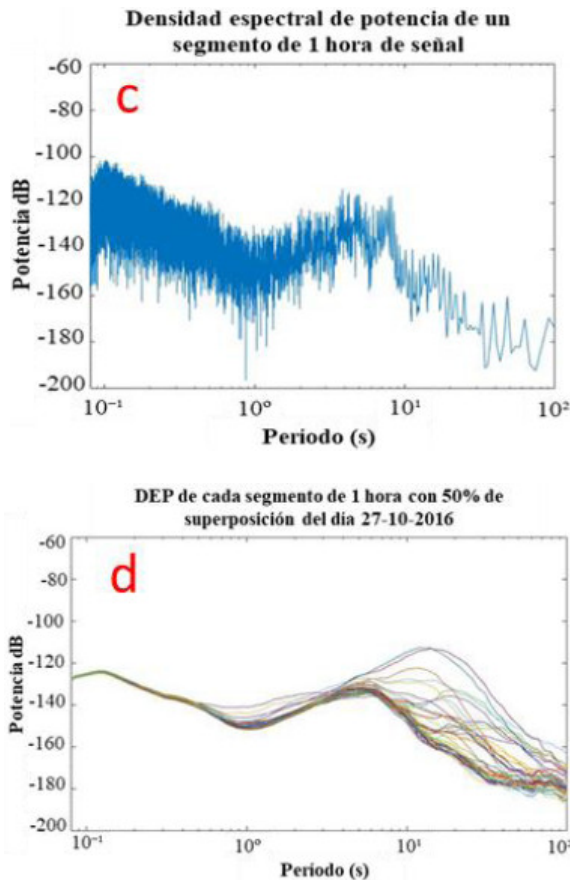


Figura 4. a) Contenido de energía del segmento de 15 minutos, en unidades de desplazamiento. b) Contenido de energía del segmento de 15 minutos, en unidades de aceleración. c) DEP en decibeles, del segmento de una hora de longitud luego de remover la respuesta del equipo y transformar a unidades de decibeles. d) 47 DEP calculadas para de cada segmento de una hora con 50% de superposición del día 27-10-2016.

Función de densidad de probabilidad

Utilizando la cantidad total de DEP obtenidas para cada segmento de una hora, se procedió a generar las funciones de densidad de probabilidad (FDP) para estimar la variación del ruido para cada estación. Cada DEP se divide en celdas de 0,125 Hz de ancho en frecuencia y 1 dB de largo en potencia. Estas celdas se van acumulando y se cuantifica la repetición de cada valor de potencia dentro de determinada banda de período interés. Luego, el número de repeticiones de este valor de potencia se divide por el total de potencias obtenidas en este rango de período. De esta manera, para cada período de estudio, se obtiene una curva de probabilidad de los valores de potencia para cada período.

Curvas de ocurrencia de ruido sísmico

Utilizando las FDP obtenidas mediante el uso de las DEP calculadas, se generó una gráfica que representa la probabilidad de ocurrencia de cierto valor de potencia para

un cierto período (Figura 5). Para evaluar el desempeño de la estación, el modelo de ruido alto (HNM por sus siglas en inglés) y el modelo de ruido bajo (LNM por sus siglas en inglés) generado por Peterson (1993) se muestran en la gráfica de la Figura 5. Estos modelos definen los límites donde se esperaría obtener los valores de ruido captados por una estación sismológica para calificarla con un correcto funcionamiento para la detección de eventos sísmicos. También se incluye la media, el percentil 5% y el percentil 95% para obtener información a partir de medidas estadísticas. Estas gráficas fueron generadas para el registro sísmico continuo y para el período diurno (5 am - 7 pm) y nocturno (7 pm - 5 am) durante la ventana de tiempo definida.

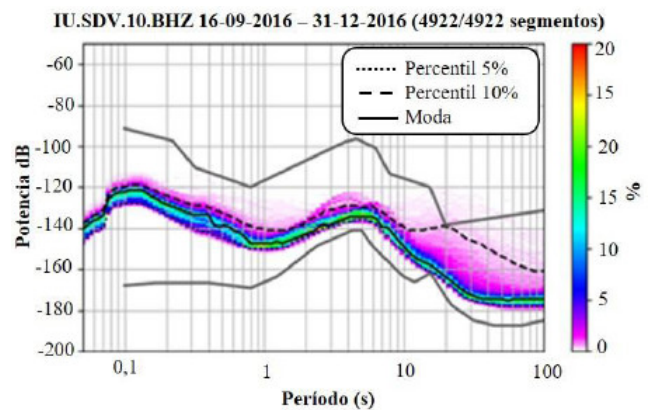


Figura 5. Curva de ocurrencia de ruido sísmico de la componente vertical de la estación SDV.

DESEMPEÑO DE LA RED SISMOLÓGICA SATELITAL NACIONAL

El desempeño de cada componente de cada estación de la RSSN, fue evaluado para detectar posibles fallas o valores inusuales de ruido. La manera de realizar el estudio del desempeño de las estaciones fue por medio de las curvas de ocurrencia de ruido sísmico. Una estación con un buen desempeño presentará los valores de ruido entre los modelos HNM y LNM, lo contrario definirá un mal desempeño de la estación, sumado a comportamientos anómalos de los valores de ruido dentro de las curvas.

Estaciones con fallas

De las 20 estaciones de la RSSN únicamente tres estaciones presentaron un mal desempeño. La curva de la estación BENV (figura 6a), muestra un comportamiento fuera de lo esperado en el rango del MFD, al presentar los valores de la moda bajo el LNM. Para descartar que este comportamiento haya sido generado por algún fenómeno transitorio, se procedió a generar la misma curva para una fecha más reciente entre el 01/01/2020 y el 12/03/2020 (Figura 6b). El comportamiento de la estación BENV en los meses de enero, febrero y marzo del año 2020 (Figura 6b) es, en cuanto a la forma de las gráficas, el mismo que en la Figura 6a.

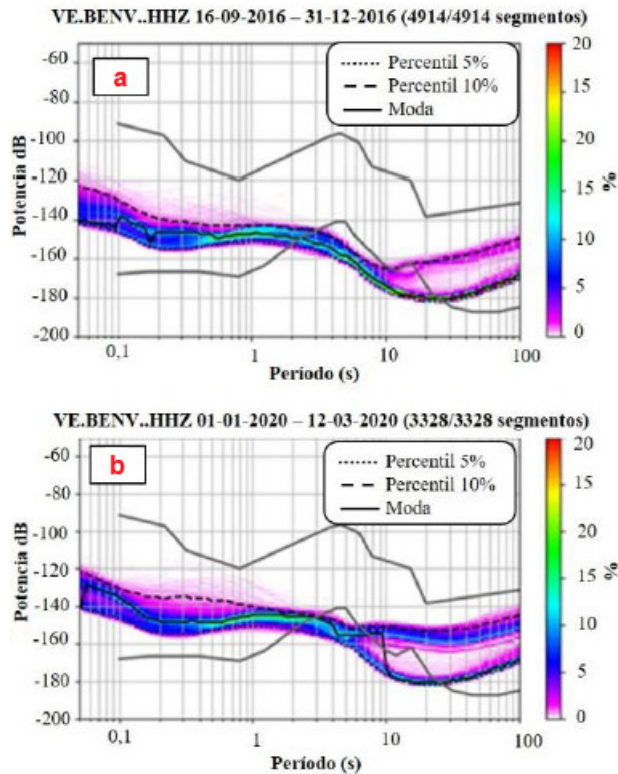


Figura 6. Curva de ocurrencia de ruido sísmico de la componente vertical de la estación BENV. a) fecha del presente estudio y b) fechas recientes

El mismo comportamiento de la estación BENV se vio en la estación JACV (Figura 7a). En el rango del MDF los valores de ruido se encuentran bajo el LNM, con poca dispersión de los valores de amplitud, como lo evidencia la cercanía entre la moda y los percentiles 5% y 95%. Al igual que al estudiar el comportamiento de la estación BENV, se procedió a generar la misma curva, pero con registros sísmicos para una fecha reciente (Figura 7b). El comportamiento para ambas curvas fue el mismo, lo que sugiere el comportamiento anómalo persiste en la estación.

Otra de las estaciones que presentó un comportamiento anómalo fue la estación TURV (Figura 8a). A diferencia de la estación BENV y JACV, la estación TURV si muestra un comportamiento entre los modelos de ruido para la curva generada con registros sísmicos de fechas recientes (Figura 8b).

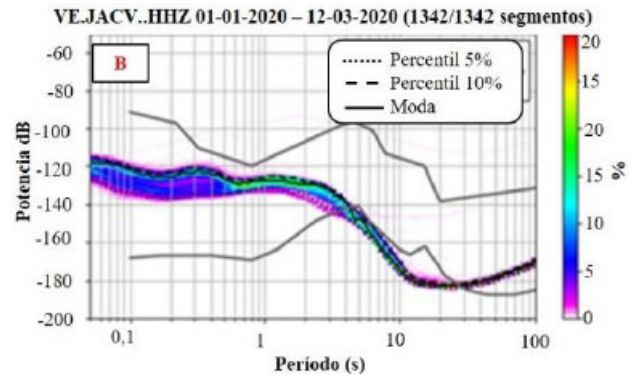
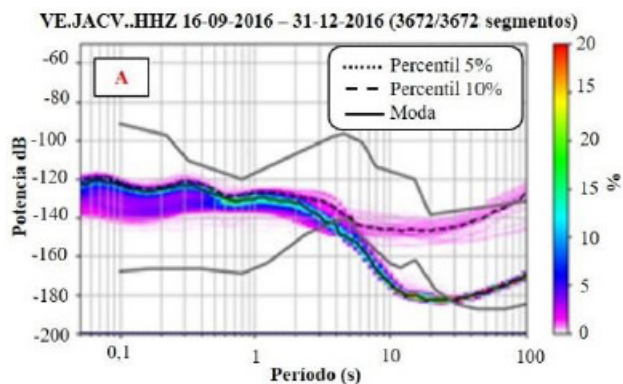


Figura 7. Curva de ocurrencia de ruido sísmico de la componente vertical de la estación JACV. a) fecha del presente estudio y b) fechas recientes.

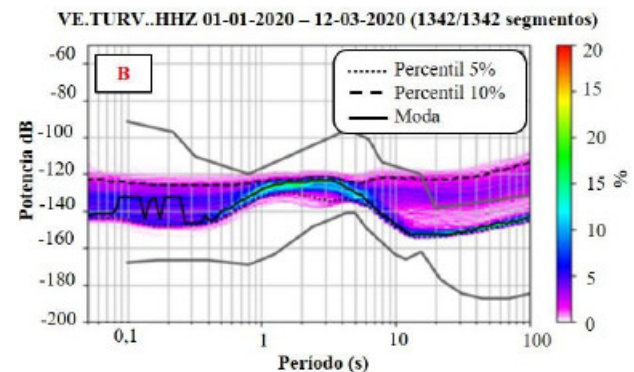
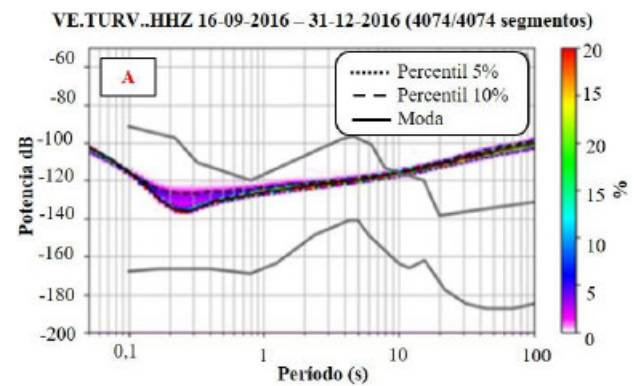


Figura 8. Curva de ocurrencia de ruido sísmico de la componente vertical de la estación TURV. a) fecha del presente estudio y b) fechas recientes.

El comportamiento de las curvas de ruido de las estaciones BENV, JACV y TURV, sugiere que las estaciones presentan fallas, y por consecuencia, los valores de ruido obtenidos no representan una verdadera representación del ruido sísmico en estas zonas. Por este motivo, estas estaciones no fueron utilizadas para estudiar las variaciones del ruido sísmico a nivel nacional. Así, el número de estaciones utilizadas se redujo de 45 a 42.

Microsismo de frecuencia simple (MFS)

Al momento de evaluar el desempeño de las estaciones de la RSSN, el pico característico del MFS se logró apreciar

únicamente en las estaciones SDV y PCRV. Esto puede deberse a que estas dos estaciones son las únicas que utilizan un sensor de altos períodos capaz de recuperar la respuesta del desplazamiento del terreno para períodos mayores a 30 s. En este sentido, los valores de amplitud a partir de los 30 s aumentan bruscamente, lo que evita la aparición del pico característico del MFS. Por este motivo, no fue posible estudiar el comportamiento del MFS en Venezuela.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Según Berger, y otros (2004), las componentes horizontales de un sismómetro tienen un aumento considerable en el ruido que se acentúa en los altos períodos, a diferencia de la componente vertical, posiblemente por fluctuaciones en la presión atmosférica. Por este motivo, únicamente las curvas de ocurrencia de ruido sísmico de las componentes verticales fueron utilizadas para la caracterización del ruido sísmico. De las curvas de ocurrencia, se extrajeron los valores máximos de la moda para el rango de ruido cultural (0,1-1 s) y MFD (4-8 s). El valor máximo de la moda fue elegido para representar el mayor valor de ruido esperado entre los valores de mayor ocurrencia dentro del rango de períodos.

TIEMPO CONTINUO

Ruido cultural

Para representar el comportamiento del ruido sísmico cultural para los registros continuos, se generó el mapa de la Figura 9. Cada círculo representa una estación sismológica y el color define el valor de ruido cultural de mayor ocurrencia.

Al sur de Venezuela, en el Escudo de Guayana, la estación CACV presentó los valores de ruido más bajos (-145,5 dB) entre todas las estaciones utilizadas. La zona oriental se caracteriza por estaciones con valores ligeramente por encima del valor medio respecto a las estaciones de mayor y menor ruido cultural. El rango de valores se encuentra entre -117,5 dB (CRUV) y -131,5 dB (PCRIV) con valores de -121,5 dB presentados por PRGV y ORIV. La estación PCRIV presenta valores bajos de ruido cultural a pesar de encontrarse cerca de zonas urbanas. Esto puede deberse a que el sensor de esta estación se encuentra instalado a 45 metros de profundidad. Según Bethmann, y otros (2012) y Prevedel y otros (2015), la instalación de sensores en pozo reduce el ruido sísmico proveniente de fuentes en superficie debido a la atenuación de las ondas sísmicas a medida que aumenta la profundidad. Hacia el norte, las estaciones FUNV y CARV presentan valores altos de ruido (-115,5 dB y -110,5 dB, respectivamente). A pesar de que estas estaciones se encuentran instaladas en roca, los valores de ruido mostrados se pueden deber a que se encuentran instaladas en (1) la zona urbana con mayor actividad cultural del país y (2) un valle relleno de sedimentos.

La densidad de estaciones en el occidente del país define una zona llamativa. Los altos valores de ruido se muestran en sensores instalados en las cuencas de Maracaibo y Barinas - Apure. Las estaciones SIQV, DABV, CURV, FC01, FC04 y NL07, ubicadas en los Andes de Mérida, muestran los valores de ruido cultural más bajos del occidente del país (-140,5 dB a -125,5). Este rango de valores se prolonga hacia el sur siguiendo la línea definida por las estaciones VA06, NL02, SDV, SOCV, HTOV y SL03.

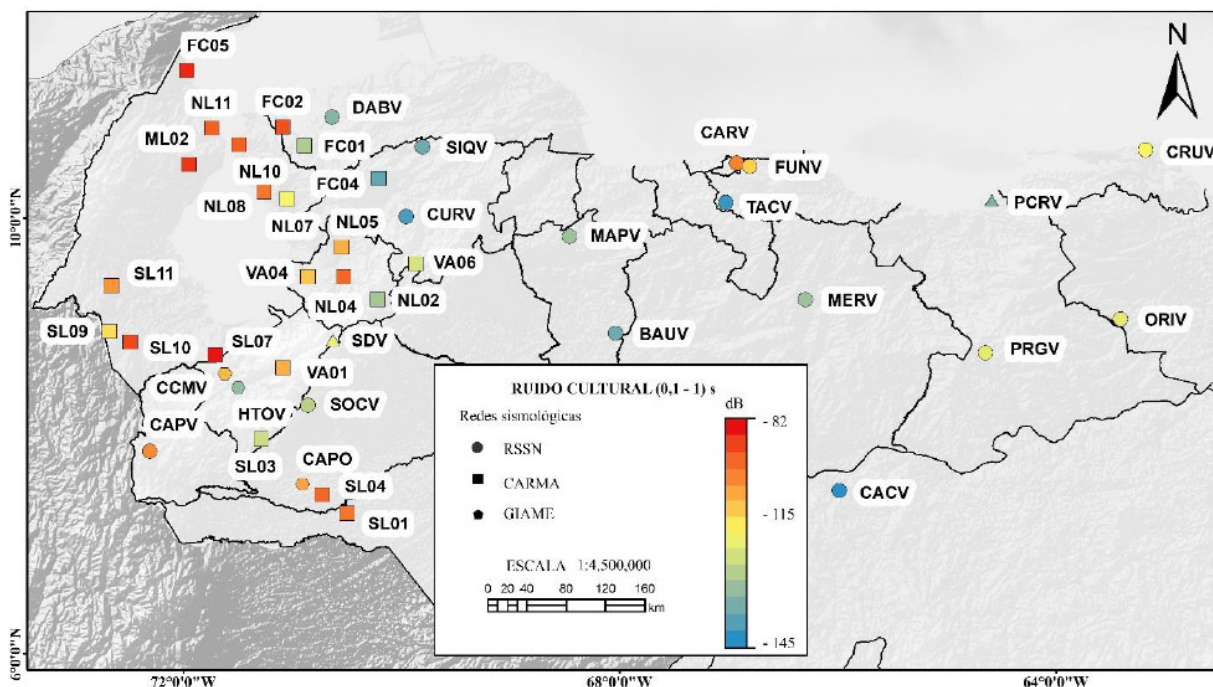


Figura 9. Ruido sísmico cultural en Venezuela (0,1s - 1s).

A simple vista, en el occidente del país, pareciera ocurrir un marcado aumento de ruido cultural generada por la contribución de las características litológicas de las provincias geológicas de esta zona. La presencia de columnas de sedimentos que favorecen la ocurrencia del fenómeno de dispersión de la energía en las cuencas de Barinas - Apure y Maracaibo, sumado a la actividad cultural, pareciera ser la razón de los altos valores de ruido de bajos períodos. Por otro lado, la disminución de estos valores hacia los Andes de Mérida puede deberse a la naturaleza rocosa de esta provincia, desfavoreciendo la presencia de la dispersión de energía.

Aunque la litología sobre la que se encuentran instaladas las estaciones contribuye al aumento o disminución del ruido, otro aspecto de la zona oeste del país pudiese ser el principal motivo de estos altos valores. De las 33 estaciones instaladas en el occidente de Venezuela, 28 pertenecen a una red temporal (proyectos CARMA y GIAME) y solo cinco a una permanente (RSSN). La corta duración de los proyectos de redes temporales ejecutados en el occidente del país, no llevó a la misma planificación de localización de estaciones que para la RSSN. En los proyectos CARMA y GIAME, los sensores fueron instalados en lugares rodeados de fuentes de ruido cultural. Casas, bases militares o fincas son algunos de los lugares de instalación. Por otro lado, las estaciones de la RSSN llevan mayor planificación en vista de que forman parte de una red permanente.

Microsismo de frecuencia doble

A diferencia del ruido cultural, la fuente del MFD no es local, por lo que, en vez de representar los valores para cada estación, se realizó una interpolación de los valores de ruido (Figura 10).

Las estaciones ubicadas en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure presentan los mayores valores de ruido (-121,5 dB a 129,5 dB) y la interpolación genera una silueta parecida a la extensión de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. Este mismo fenómeno, pero con valores de ruido menores, se da con las estaciones ubicada en el estado Falcón y la zona oeste de Maracaibo, generando la silueta de la cuenca de Falcón.

El contraste de los valores mostrados en las cuencas de Falcón, Maracaibo y Barinas - Apure se da en los Andes de Mérida, donde se presentan valores de ruido entre -135,5 dB y -139,5 dB (coloración azul). Hacia los flancos de los Andes de Mérida, los valores de ruido disminuyen (coloración verde), representando amplitudes medias, alrededor de los -130,5 dB, lo que podría deberse al contenido de sedimentos en las laderas de las montañas, el cual incrementa hacia las cuencas.

Los valores medios del microsismo de frecuencia doble se prolongan sobre la cordillera del Caribe presentando un ligero aumento del ruido en las estaciones FUNV y CARV, que pudiese atribuirse a su ubicación sobre el valle de Caracas. En la zona oriental de este sistema montañoso, se muestra una ligera disminución de los valores de ruido respecto a los presentados en la zona central.

Hacia el sur de Anzoátegui y Monagas, las estaciones PRGV y ORIV muestran un aumento del ruido (aproximadamente 3 dB) respecto a los valores presentados al norte. Este aumento del ruido pareciera definir parte de la cuenca oriental. Hacia el sur, los valores disminuyen hacia el Escudo de Guayana con los 130,5 dB que presenta la estación CACV. Al sur (estados Bolívar y Amazonas) y al este (Delta Amacuro) de esta estación, no se prolongó la interpolación debido a la ausencia de estaciones en esta zona.

Se pudo observar que el ruido sísmico proveniente del microsismo de frecuencia doble pareciera estar influenciado, en mayor parte, por la litología que infrayace la estación y no por la distancia entre la estación y la fuente de ruido. Los valores de ruido más altos se presentan en las cuencas de Maracaibo y Barinas - Apure, con valores ligeramente menores en la cuenca Oriental y de Falcón. Por otro lado, en las cordilleras y el Escudo de Guayana los valores de ruido por influencia del microsismo de frecuencia doble son bajos.

La estación BAUV contradice la hipótesis antes expuesta, al encontrarse instalada sobre el Macizo del Baúl, un elevado rocoso donde se esperaría percibir valores bajos de ruido.

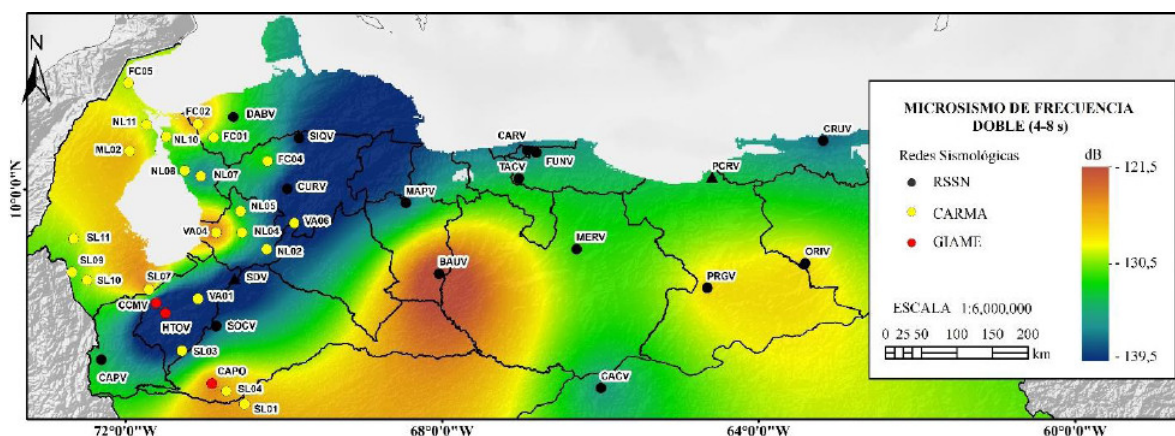


Figura 10. Interpolación de los valores de ruido sísmico en el rango del microsismo de frecuencia doble (4 - 8 s).

Una posible causa de los altos valores de ruido en el rango de los 4 - 8 s pudiera ser que estas amplitudes estuviesen asociadas al modo normal de vibración del alto del Baúl y no a la influencia del microsismo de frecuencia doble.

Las conclusiones obtenidas con base en la interpolación de la figura 10, coinciden con el estudio realizado por [Koper y Burlacu \(2015\)](#). Estos autores, utilizando un arreglo de 1768 estaciones transportables, generaron una interpolación del valor de la amplitud del MFD a lo largo de Estados Unidos. Con base en esta interpolación, concluyeron que las estaciones cercanas a la costa presentarán una amplitud mayor que las instaladas dentro del continente, pero que la presencia de columnas de sedimentos amplifica la señal debido a el fenómeno de la dispersión de la energía.

Otro fenómeno que los autores nombran es la notoriedad de las variaciones de la amplitud en los límites de provincias geológicas, fenómeno que se presenta en la [Figura 10](#) en la transición entre los Andes de Mérida, sus laderas y las cuencas de Maracaibo y Barinas - Apure.

VARIACIONES ENTRE EL DÍA Y LA NOCHE

El MDF presentó variaciones mínimas de ± 1 dB, esto muestra que el momento del día no es influyente en la energía proveniente del MFD. Por otra parte, en el rango de ruido cultural si se vieron fluctuaciones considerables.

Ruido cultural

La representación de las variaciones de ruido cultural entre el día y la noche se presenta en el mapa de la [Figura 11](#). La escala de colores representa el ruido cultural durante el período diurno. El tamaño del triángulo indica el aumento o disminución del valor de ruido para el periodo nocturno y la posición de los triángulos indica una variación positiva o negativa. Los círculos indican que no hubo variación entre el día y la noche.

La mayor variación de ruido cultural entre el día y la noche la presentan las estaciones NL05 (-17 dB) y SL10 (-15 dB).

Utilizando imágenes satelitales se pudo observar que la estación NL05 fue instalada cercana a lo que parece ser una cantera, mientras que SL10 se encontraba instalada en una finca con una amplia zona de cultivo. Ambas actividades son una fuente potencial de ruido cultural debido a la maquinaria pesada que se utiliza. Su disminución de ruido en las noches se puede deber a que, en estos horarios, las maquinarias dejan de utilizarse por la culminación del horario laboral.

En cuanto al aumento del ruido en el período nocturno, se ven variaciones entre 1 y 3 dB en varias estaciones, que pudiesen ser debido al encendido de equipos del hogar que generar vibraciones de bajos períodos, como pudiesen ser aires acondicionados o plantas eléctricas. La variación más llamativa ocurre en la estación HTOV, donde el ruido cultural en la noche es 7 dB mayor que en el día. Utilizando imágenes satelitales no se logró observar el posible origen de esta variación.

Los valores sin variación definen un comportamiento significativo, ya que sugieren una fuente continua de ruido cultural. La estación SDV, no presenta variación de ruido de bajos períodos debido a que se ubica en las instalaciones de la represa de Santo Domingo y la descarga de agua, que genera estas ondas, es continua.

Variaciones entre épocas del año

En Venezuela existen dos períodos climáticos a lo largo del año, el período de lluvia, entre los meses de mayo y octubre, y el período de sequía, entre los meses de noviembre y abril. El ruido cultural se esperaría que no variara con la estación del año, debido a que su origen depende de la actividad humana y no de un factor climático. Por otro lado, para el rango del MFD, sí se esperan variaciones, ya que estos se originan en el océano por la interacción entre las olas y la energía que estas presentan y sus características varían según la estación del año. Para representar la variación del ruido sísmico en función de la estación del año, se utilizaron los registros sísmicos de las estaciones BAUV y CAPV, para generar espectrogramas que mostraran la variación del ruido entre las estaciones del año.

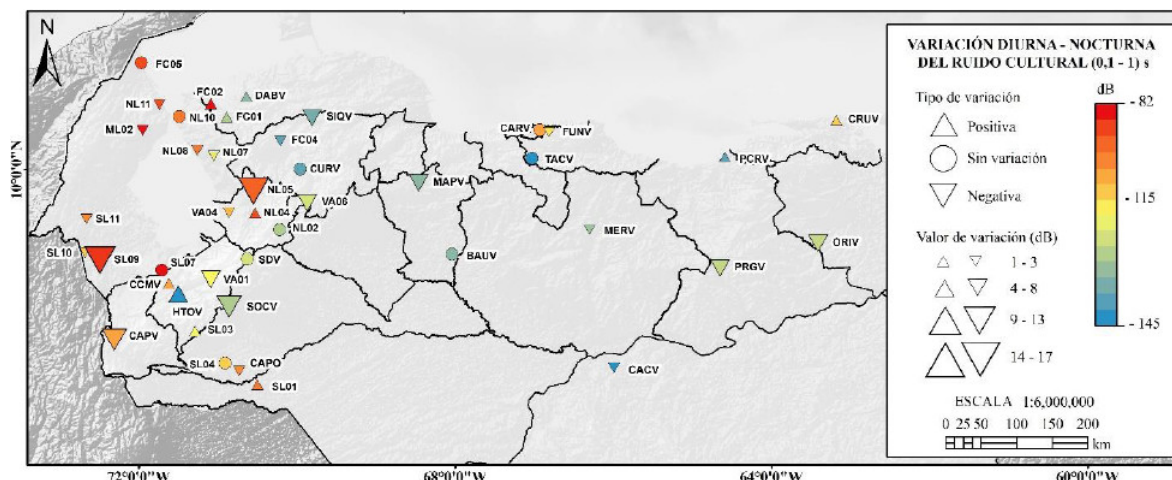


Figura 11. Variación del ruido cultural entre el día y la noche.

Las estaciones BAUV y CAPV presentaron las mismas anomalías en el rango del MFD los días 14 de septiembre y 1 de octubre, ambos del 2016 (Figura 12). Autores como Bromirski, y otros (2013), Gerstoft y Tanimoto (2007) y Schulte, Pelkum, y otros (2004), concuerdan en que la fuente del MFD es la presencia de tormentas en el océano. El periodo de mayor ocurrencia de tormentas en el Atlántico, en el año 2016, fue entre junio y noviembre, por lo que la presencia de estas anomalías entre este periodo pudiera llevar a pensar que este aumento del ruido está relacionado con el aumento de la amplitud de las olas debido a la presencia de tormentas cerca del Caribe.

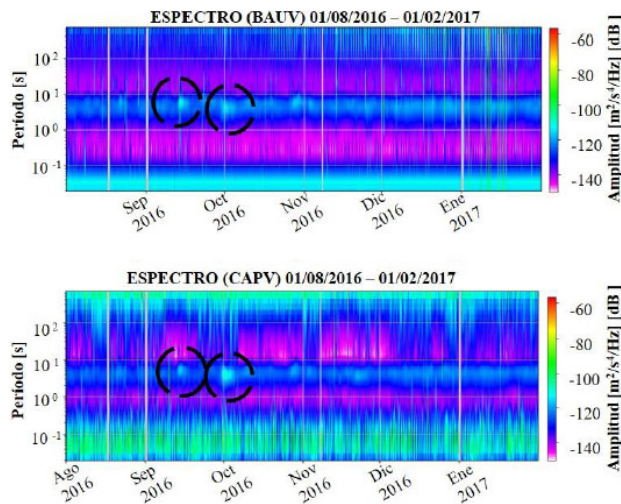


Figura 12. Espectrograma de la estación BAUV y CAPV. Los círculos negros segmentados muestran anomalías destacables.

Etapa de confinamiento por COVID-19

Durante la etapa de confinamiento de la población debido a la pandemia de COVID-19, la actividad cultural diaria se vio reducida. Es de esperarse que los valores de ruido cultural disminuyan a partir de estas medidas de cuarentena. Por problemas técnicos, las únicas estaciones que transmitieron información, antes y durante la etapa de confinamiento, fueron SDV y FUNV. A cada una de ellas se les generó un espectrograma y una gráfica de amplitud contra el tiempo para el rango de período 0,037 s - 0,071 s. De esta manera, se buscaron variaciones en los bajos períodos respecto a las medidas de cuarentena tomadas el 16 de marzo de 2020. Los datos utilizados fueron desde el 7 al 27 de marzo de 2020.

En la Figura 13 no se logra apreciar variaciones de ruido en la estación SDV durante la etapa de confinamiento. Este comportamiento reafirma la teoría de que la fuente de ruido cultural para esta estación es la descarga de agua de la represa Santo Domingo.

Contrario a SDV, la estación FUNV sí presenta una notable disminución en el ruido cultural. El recuadro naranja de la Figura 14 define la semana antes de las medidas de confinamiento sin tomar en cuenta los días sábado y domingo. En este recuadro se ve como el espectro es más brillante que el de los días

posteriores. Los valores de ruido que se presentan los días sábado (S) y domingo (D) que sigue al recuadro naranja, muestran una disminución, la cual es normal debido a que los fines de semana son días de menor actividad cultural.

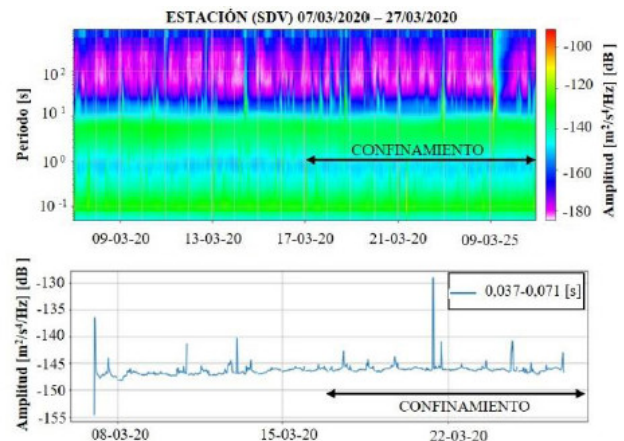


Figura 13. Variación del ruido cultural en la estación SDV durante la etapa de confinamiento debido a la pandemia de COVID-19. Se muestra el espectrograma en la parte de arriba y en la parte de abajo el valor de ruido para el rango de período 0,037 s - 0,071 s.

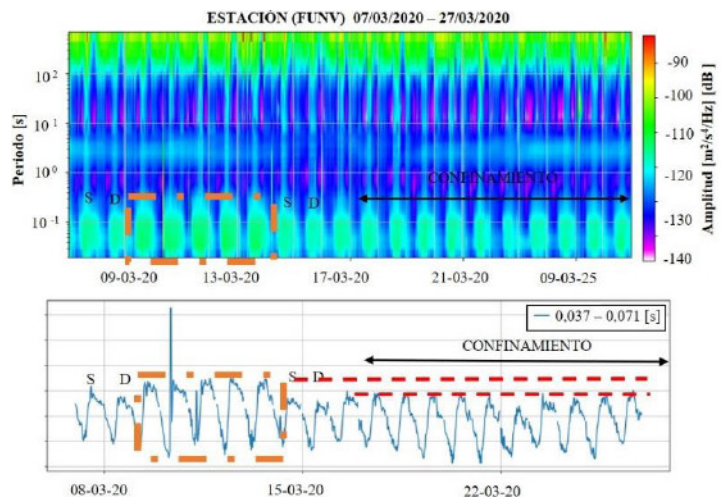


Figura 14. Variación del ruido cultural en la estación FUNV durante la etapa de confinamiento debido a la pandemia de COVID-19. Se muestra el espectrograma en la parte de arriba y en la parte de abajo el valor de ruido para el rango de período 0,037 s - 0,071 s.

Debido a la cuarentena decretada el día 16 de marzo, se observa cómo los valores de ruido se mantienen similares al día domingo. En el gráfico inferior de la Figura 14, se muestra la gráfica de amplitud en función del día. Con líneas rojas segmentadas, se señalan los picos máximos de ruido, aproximadamente de -111 dB, que disminuyen a partir del sábado 15 de marzo hacia los -115 dB. Estos valores de ruido cultural se prolongan hasta el 27 de marzo, mostrando que la disminución de la actividad cultural se mantuvo durante las medidas de cuarentena tomadas.

CONCLUSIONES

Para un lapso de 3 meses a finales del año 2016, se calculó la densidad espectral de potencia y se generaron funciones de densidad de probabilidad a los registros sismológicos de las estaciones de la RSSN y de las redes temporales CARMA y GIAME.

Se generaron representaciones del ruido cultural y del microsismo de frecuencia doble. En el rango de ruido cultural (0,1-1 s), los valores altos de ruido se obtuvieron en estaciones cercanas a lugares donde la actividad cultural es elevada, como zonas urbanas (FUNV), fincas (SL10), canteras (NL05) y bases militares (CAPV). En cuanto al microsismo de frecuencia doble, los valores más elevados se presentaron en estaciones instaladas sobre cuencas sedimentarias, mientras que, los valores más bajos se vieron en el Escudo de Guayana y las cordilleras de los Andes Mérida y del Caribe. En ambos casos, los resultados presentan una mayor veracidad en el occidente del país, debido a la escasa distribución de estaciones en el centro, oriente y sur de Venezuela. Con base en estos comportamientos, se pueden definir zonas favorables para la instalación de estaciones, donde la señal captada será más limpia y con bajo contenido de ruido. Las zonas favorables se pueden definir como aquellas alejadas de la actividad humana y dentro de los límites de las cordilleras y el Escudo de Guayana, mientras que las zonas con elevada influencia de la actividad cultural y ubicadas en cuencas sedimentarias, serán las más desfavorables para obtener una señal sísmica con bajo contenido de ruido.

De las curvas de ocurrencia de ruido sísmico se pudieron detectar comportamientos anómalos que se interpretaron como fallas en los equipos de las estaciones BENV, JACV y TURV que deben ser atendidas para un mejor funcionamiento de la RSSN. El comportamiento del ruido sísmico fue estudiado durante la etapa de confinamiento por la pandemia de COVID-19 en las estaciones SDV y FUNV. Se pudo observar una disminución de 4dB en el rango definido como ruido cultural captado por la estación FUNV (ubicada en la ciudad de Caracas) a partir del inicio de la cuarentena y que se prolongó durante la vigencia de esta medida, mientras que no se observó una variación en la estación SDV (ubicada en los Andes, específicamente en la represa de Santo Domingo), ya que se encuentra lejos de actividades humanas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Leonardo Alvarado, Natalio Reyes, Ricardo López, Julio Delgado y Arturo Pernía del Departamento de Sismología y el Departamento de Instrumentación y Electrónica de FUNVISIS, por la colaboración que brindaron para la realización de este estudio. Se hace especial agradecimiento a Alejandra Martínez y Diego Negrette por los aportes a este trabajo. Se agradece a FUNVISIS, así como a los proyectos CARMA (Investigación de subducción Flat Slab y de la tectónica de Borde de Placas en el norte de América del Sur - Rice University) y GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida - FONACIT 2012002202) por los datos sismológicos.

REFERENCIAS

- ARNAIZ, M., RODRÍGUEZ, I. & AUDEMARD, F. A. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 420-438.
- AUDEMARD, F. E. & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela; relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics*, 345, 299-27. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M., COX, J., DART, R. & HALLER, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-18, 78 pp.
- BERGER, J., DAVIS, P. & EKSTROM, G. (2004). Ambient Earth Noise: A Survey of the Global Seismographic Network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11), 1-10. <https://doi.org/10.1029/2004JB003408>
- BETHMANN, F., DEICHMANN, N. & MAI, P. (2012). Seismic Wave Attenuation from Borehole and Surface Records in the Top 2.5 km Beneath the City of Basel, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 90(2), 1257-1270. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05555.x>
- BORMANN, P., ENGDahl B., & KIND R. (2012). *Seismic Wave Propagation and Earth Models*. In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1-105). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam, Germany.
- BORMANN, P. & WIELANDT, E. (2013). *Seismic Signals and Noise*. In: Bormann, P. (Ed), *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1-62). Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany.
- BROMIRSKI, P., STEPHEN, R. & GERSTOFT, P. (2013). Are Deep-ocean-generated Surface-wave Microseisms Observed on Land?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3610-3629. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50268>.
- COOLEY, J. & TUKEY, J. (1965). An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. *Mathematics of Computation*, 19(90), 297-301.

- DEMUTH, A., OTTEMÖLLER, L. & KEERS, H. (2016). Ambient Noise Levels and Detection threshold in Norway. *Journal of Seismology*, 20, 889-904. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9566-8>.
- GERSTOFT, P. & TANIMOTO, T. (2007). A Year of Microseisms in Southern California. *Geophysical Research Letters*, 34(20), 1-6. <https://doi.org/10.1029/2007GL031091>.
- FEO-CODECIDO, G., SMITH, F., ABOUD, N., & DI GIACOMO, E. (1984). *Basament and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins*. In: Bonini, W. E., Hargraves, R. B., & Shagam R. (Eds.) *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (162, 175-187), Geol. Soc. Amer. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p175>.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., AROZENA, C. J., & PICARD, X. C. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Caracas, Venezuela. FONINVES, 1031 pp.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A.W., GARRITY, C.P. (2006). *Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2006-1109.
- HAVSKOV, J. & ALGUACIL, G. (2004). Seismic Noise. In: *Instrumentation in Earthquake Seismology* (pp. 77-85). Dordrecht Springer.
- HUNG, E. (1997). *Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturin sub-basin, eastern Venezuela basin* [Master's thesis]. Rice University. Houston, Texas, USA, 125 pp.
- JÁCOME, M., RONDÓN, K., SCHMITZ, M., IZARRA, C. & VIERA, E. (2008). Integrated seismic, flexural and gravimetric modelling of the Coastal Cordillera Thrust Belt and the Guárico Basin, North-Central Region, Venezuela. *Tectonophysics*, 459(1-4), 27-37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.008>.
- KOPER, K. & BURLACU, R. (2015). The Fine Structure of Double-frequency Microseisms Recorded by Seismometers in North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(3), 1677-1691. <https://doi.org/10.1002/2014JB011820>.
- KRZYWOSZ, N. (2015). *Investigation of Ambient Seismic Noise Using Seismic Interferometry in Western Montana* [Master's thesis]. Montana Technological University, Montana, USA, 124 pp.
- LIUZZI, D., SCHMITZ, M., JÁCOME, M & SÁNCHEZ, J. (2006). Adelgazamiento de sedimentos Cretácicos - Oligocenos bajo de Serranía del Interior, Noreste de Venezuela: Evidencia a partir de observaciones de sísmica profunda. Conference Proceedings, *9th Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas* (Colombia).
- MCNAMARA, D. Y BULAND, R. (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1517-1527. <https://doi.org/10.1785/0120030001>.
- MENDOZA, V. (1977). Evolución tectónica del Escudo de Guayana. Cong. Latinoamericano Geol. II, Caracas, Noviembre 1973. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp., vol. 7, III, 2001-2270.
- MUESSIG, K. (1984). *Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela and adjacent areas*. In: Bonini, W.; R. Hargraves & R. Shagam (Eds.). *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, 217-230.
- PETERSON, J. (1993). *Observations and Modeling of Seismic Background Noise*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 93-322, 94 pp.
- PREVEDEL, B., BULUT, F., BOHNHOFF, M., RAUB, C., KARTAL, R., ALVER, F. & MALIN, P. (2015). Downhole Geophysical Observatories: Best Installation Practices and a Case History from Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1537-1547. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1147-5>.
- SHEEN, D., SHIN, J. & KANG, T. (2009). Seismic Noise Level Variation in South Korea. *Geosciences Journal*, 13, 183-190. <https://doi.org/10.1007/s12303-009-0018-0>.
- SCHMITZ, M., RAMÍREZ, K., MAZUERA, F., ÁVILA, J., YEGRES, L., BEZADA, M., & LEVANDER, A. (2021). Moho Depth Map of Northern Venezuela Based on Wide-Angle Seismic Studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103088. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103088>.
- SCHMITZ, M., BEZADA, M., AVILA, J., VIEIRA, E., YÁNEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C.A., MAGNANI, M. B., JÁCOME, M. I. & GRUPO DE SÍSMICA ACTIVA BOLÍVAR, (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459: 14-26.

- SCHULTE-PELKUM, V., EARLE, P. & VERNON, F. (2004). Strong Directivity of Ocean-generated Seismic Noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(3), 1-13. <https://doi.org/10.1029/2003GC000520>.
- STUTZMANN, E., ROULT, G. Y ASTIZ, L. (2000). GEOSCOPE Station Noise Levels. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3), 690-701. <https://doi.org/10.1785/0119990025>.
- URBANI, F. (2018). Una revisión de los terrenos geológicos del Sistema Montañoso del Caribe, norte de Venezuela. *Boletín de Geología*, XXIII(36), 118-210.
- URBANI, F. (2014). Terrane distribution in north-central Venezuela. En: M. Schmitz, F. Audemard, F. Urbani (Eds.), *El Límite Noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto*, Comité Editor Libros y Monografías, Fac. Ing. UCV, 79-102.
- VISCARRET, P., URBANI, F., WRIGHT, J. (2012). Una Nueva Geocronología del Macizo El Baúl, Cojedes, Venezuela. *Geos*, 42, 1-14.
- YORIS, F. G., & OSTOS, M. (1997). Petroleum Gology of Venezuela, In: Singer, J. M. (Ed.) *Well Evaluation Conference: Caracas, Schlumberger Surenco C.A.*, Vol. I, 1-44.

INVERSIÓN ESTOCÁSTICA DE DATOS SÍSMICOS POST-APILADOS DEL CAMPO PENOBSCOT, NUEVA ESCOCIA

AMBAR HENRÍQUEZ^{1,a}, ADRIÁN RANDON^{1,b}

¹Universidad Simón Bolívar (USB), Dpto. de Ciencias de la Tierra, 1080 Caracas, Venezuela

e-mail: ^aambarjhs@gmail.com, ^barandon@usb.ve,

Recibido: marzo de 2021

Aprobado para publicación: junio de 2021

RESUMEN

La caracterización sísmica desempeña un papel fundamental en la descripción de propiedades del subsuelo a partir de información sísmica adquirida. El proceso que convierte la información sísmica en propiedades elásticas del yacimiento en estudio se conoce como inversión sísmica. Muchos métodos de inversión se basan en el método determinístico, cuya resolución es afectada por la limitación en el contenido de frecuencias del dato sísmico. Por este motivo, se plantea la implementación de inversión estocástica de datos sísmicos post-apilados a partir de modelos iniciales convencionales y de naturaleza fractal, que están relacionados entre sí por sus propiedades fractales y estadísticas. Esta implementación permite la obtención de inversiones determinísticas ligeramente alteradas unas de otras, todas con un buen ajuste al dato sísmico inicial y obteniendo así un mayor contenido de frecuencias en las secciones de impedancia. A las inversiones finales obtenidas se les calculó su información estadística a través de una rutina en Matlab. Los resultados obtenidos fueron constatados con los derivados de otros atributos para identificar rasgos estructurales y estratigráficos relevantes que permitieran la caracterización de la Formación Mississauga del Campo Penobscot, ubicado en Nueva Escocia, Canadá. El proceso estocástico desarrollado permitió la delimitación e identificación de los topes de las arenas objetivo, además de proveer porcentajes de probabilidad que confirman a las arenas 2 y 4 como los paquetes con las mejores condiciones para el almacenamiento de hidrocarburos.

Palabras claves: Inversión Sísmica, modelos fractales, impedancia acústica, inversión estocástica, atributos sísmicos

STOCHASTIC INVERSION OF POST-STACKED SEISMIC DATA OF PENOBSCOT, NEW SCOTLAND

ABSTRACT

Seismic characterization plays a fundamental role in the description of subsurface properties from acquired seismic information. The process that converts seismic information into elastic properties of the reservoir under study is known as seismic inversion. Many inversion methods are based on the deterministic method, whose resolution is affected by the limitation frequency content of the seismic. For this reason, it is proposed the implementation of stochastic inversion of post-stacked seismic data from conventional and fractal initial models that are related by their fractal and statistical properties, allowing the obtaining of deterministic inversions slightly altered from each other, all with a good fit to the initial seismic data and thus obtaining a higher frequency content in the impedance sections. The statistical information of the final inversions obtained was calculated through a routine in Matlab. The results obtained were verified with those derived from other attributes to identify relevant structural and/or stratigraphic features that would allow the characterization of the Mississauga Formation of the Penobscot Field, located in Nova Scotia, Canada. The stochastic process developed allowed the delimitation and identification of the tops of the target sands, in addition to providing probability percentages that confirm sands 2 and 4 as the packages with the best conditions for the storage of hydrocarbons.

Keywords: Seismic inversion, fractal models, acoustic impedance, stochastic inversion, seismic attributes

INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de las industrias petroleras es hallar más y mejores yacimientos. Esto ha motivado el desarrollo de nuevas y diversas técnicas de exploración (Barclay et al., 2008). Para esto, es necesario la caracterización sísmica de la zona potencial, la cual desempeña un

papel importante en la descripción de propiedades del subsuelo a partir de información adquirida de ondas elásticas que se transmiten y se reflejan a través de los estratos que componen la corteza (Grisanti, 2016). Dentro de estas diversas técnicas se encuentra la inversión sísmica. Muchos métodos de inversión están basados en técnicas determinísticas, las cuales se encuentran limitadas en el contenido de frecuencias, afectando su resolución

(dGB Earth Sciences, 2016). Por otro lado, los métodos estocásticos, o inversión estocástica, se concentran en describir la variabilidad potencial de soluciones inversas no proveen una única solución óptima.

Srivastava y Sen (2009) plantean en su trabajo un nuevo algoritmo para la inversión estocástica de datos pos apilados, basados en la metodología planteada por Caccia et al. (1997), donde los modelos fractales son implementados para generar los modelos iniciales de impedancia acústica. De la aplicación del método concluyeron que la inversión estocástica usando modelos iniciales de naturaleza fractal permite generar modelos de frecuencias realistas comparadas con las observadas en el pozo en estudio. De igual manera, Randon (2017) implementó los modelos fractales para evaluar los efectos de los modelos geológicos iniciales en la inversión sísmica estocástica. De acuerdo a los mejores resultados obtenidos, la mayor correlación se encontró en los generados a partir de la inversión determinística fractal, mientras que los resultados obtenidos por inversión estocástica no fueron concluyentes, impidiendo el mejoramiento de la resolución sísmica vertical.

Este tipo de inversión amerita de un poder de cómputo muy elevado por lo que es complicada su realización. Por esta razón, y considerando los antecedentes expuestos, se planteó un procedimiento para realizar la inversión estocástica a partir de la generación de diferentes inversiones determinísticas basadas en modelos iniciales con la misma dimensión fractal. A las inversiones finales obtenidas se les calculó su información estadística. Finalmente, los resultados se integraron juntos con los derivados de otros atributos (e.g. amplitud, fase, frecuencia, descomposición espectral) para la caracterización del área de estudio, identificando rasgos estructurales y/o estratigráficos relevantes en las superficies de interés, y delinear, con precisión, unidades de yacimiento más delgadas que el límite de la resolución sísmica.

MARCO GEOLÓGICO

Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la Cuenca de Escocia, ubicada en Nueva Escocia, en la costa oeste de Canadá y al sureste de Newfoundland, con un área costa afuera de aproximadamente 400.000 km² (Figura 1). El margen de Escocia se desarrolló luego de la ruptura de la Placa Norteamericana y su separación del continente africano, durante el proceso de ruptura del supercontinente Pangea (Smith et al., 2010).

Desde 1959, alrededor de 200 pozos han sido perforados en el margen de Escocia. Aproximadamente 29.000 km² de datos sísmicos 3D han sido adquiridos. En este margen pasivo, en el Océano Atlántico, se han realizado veintitres descubrimientos significativos de hidrocarburos. Ocho de los pozos encontrados resultaron rentables comercialmente (Campbell et al., 2015).

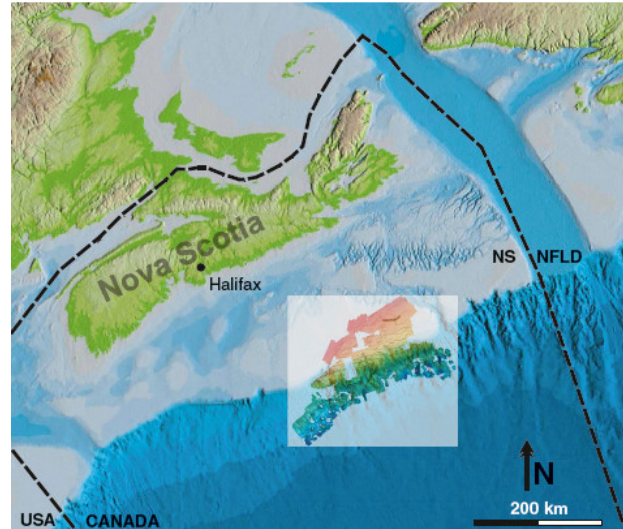


Figura 1. Localización del área de estudio. NS = Nueva Escocia, este de Canadá. NFLD = Newfoundland. (Smith et al., 2010).

Geología regional

El área de estudio se encuentra dominada por capas rojas y evaporitas, depositadas durante la fase de ruptura en el Triásico tardío, mientras que secuencias clásticas progradacionales con períodos de deposición de carbonatos caracterizaron la fase de deriva (Kidston et al., 2002).

La cuenca en estudio, específicamente el área costa afuera de Nueva Escocia, se divide en cuatro sub-cuencas: Laurentian, Abenaki, Sable y Shelburne, y se encuentra flanqueada por tres mesetas: Burin, Banquereau y LaHave.

La estructura del área consiste en dos altos estructurales anticlinales, asociados a la presencia de sales en su núcleo, al frente de un basamento fallado. A nivel de la Formación Abenaki, los anticlinales se encuentran fallados, mayormente hacia el norte. En el extremo oeste del área, se encuentran dos sets de fallas hacia el sur (Crane y Clack, 1992).

El sistema de hidrocarburo en la sub-cuenca de Sable es productor de gas, cuya fuente son las lutitas marinas que contienen materia orgánica tipo III. La mayoría del hidrocarburo en Sable se encuentra atrapado en reservorios marinos clásticos, localizados en anticlinales asociados con fallas lísticas hacia la base de la cuenca, algunas de las cuales se ven afectadas por movimientos causados por intrusiones de sal en el bloque piso (Campbell et al., 2015).

Historia Geológica

Cercano al Jurásico Tardío, el incremento del flujo y el avance del delta se identifican por sucesiones deltaicas gruesas ricas en arenas, bancos de carbonatos y planicies de hebra de la Formación Missisauga (Asim et al., 2015). Dentro de la Formación Missisauga se distinguen tres

miembros: El miembro inferior de la Formación Missisauga es una secuencia de arenas y en menor cantidad calizas delgadas dentro de la sección de lutitas marinas (Crane & Clack, 1992). Los miembros Medio y Superior de Missisauga se formaron en el Cretácico Temprano (Campbell et al., 2015). El Miembro Missisauga Medio consiste en arenas gruesas y una menor proporción de lutitas, cuya depositación ocurrió en un frente deltaico y en ambientes someros, reflejando transgresión general; mientras que el miembro Superior se trata de arenas gruesas que representan el final de la progradación del delta (Crane y Clack, 1992).

MARCO METODOLÓGICO

Para el presente estudio fueron utilizados los registros de seis pozos y un cubo sísmico pos apilado del campo Penobscot, ubicado costa afuera de Nueva Escocia, Canadá. La sísmica corresponde a un área de 86,6 km². Las coordenadas del área de estudio son 60°-60°07'30"W y 44°05'-44°1'N. De los seis pozos, solo dos se encuentran dentro del área de estudio (B-41 y L-30).

Análisis de los registros de pozos

Los registros de pozo son el resultado de mediciones físicas de propiedades de la Tierra en un espacio limitado de perforación. Estas mediciones pueden verse afectadas por las irregularidades presentes durante la perforación, generando errores en los registros de pozos, por lo que es primordial el procesamiento del dato para eliminar los errores presentes en las mediciones y obtener registros más consistentes y precisos (Bisaso, 2011). Basado en esta idea, se corrigió el registro sísmico mediante la construcción de un registro "Check-shot" sintético, a partir del reporte final de adquisición de Crane y Clack (1992). Posteriormente, fueron atenuados los picos de los registros de pozos usando un Filtro de Mediana, el cual remueve el ruido de alta frecuencia (CGGVeritas, 2007a), reduciendo la curva de varianza en la ventana del filtro y eliminando los valores poco realistas (Bisaso, 2011). Por último, se realizó la sustitución del fluido de los registros para calcular la velocidad de onda S del pozo L-30. Para realizar el modelado es necesario un conjunto de registros ausentes en los pozos en estudio, como lo son el registro de onda S, porosidad y registro de saturación de agua. Por esta razón se procedió al cálculo de los mismos a partir de los registros disponibles de otros pozos cercanos.

Para el cálculo de Vs se utilizó la relación empírica particularizada de Castagna et al., (1985) en el pozo L-35A. La porosidad verdadera, fue calculada por densidad para corregir la porosidad promedio. Por último, para el cálculo de la saturación de agua fue necesario calcular el volumen de arcilla (Vsh) utilizando el modelo de Larionov para rocas preterciarias, considerando la edad de las rocas de la formación Missisauga. Debido al bajo contenido de arcillas, el modelo usado para el cálculo de la saturación de agua fue el de Archie (Randon, 2017).

Calibración Sísmica-pozo

Debido al fenómeno de distorsión sísmica (Herron, 2011), es necesario la realización de una calibración sísmica-pozo

para establecer la relación entre las reflexiones sísmicas y la estratigrafía en los pozos.

Para la calibración, en primer lugar, se extrajeron diferentes ondículas estadísticas hasta encontrar la que mejor se ajustara a la traza real. Una vez hallada la que presentara un mayor coeficiente de correlación, se procedió a calibrar la sísmica con dicha ondícula. Posteriormente, se extrajeron diferentes ondículas en las trazas sísmicas correspondiente a la ubicación del pozo, usando el Algoritmo de Roy White, el cual calcula la función de predictibilidad, definida como la porción de energía total, en la traza sísmica, que puede ser predicha (Bisaso, 2011; CGGVeritas, 2007b). Al igual que el paso anterior, se buscó la ondícula que mejor correspondiera a la traza real y se procedió, nuevamente, a calibrar los datos (Figura 2).

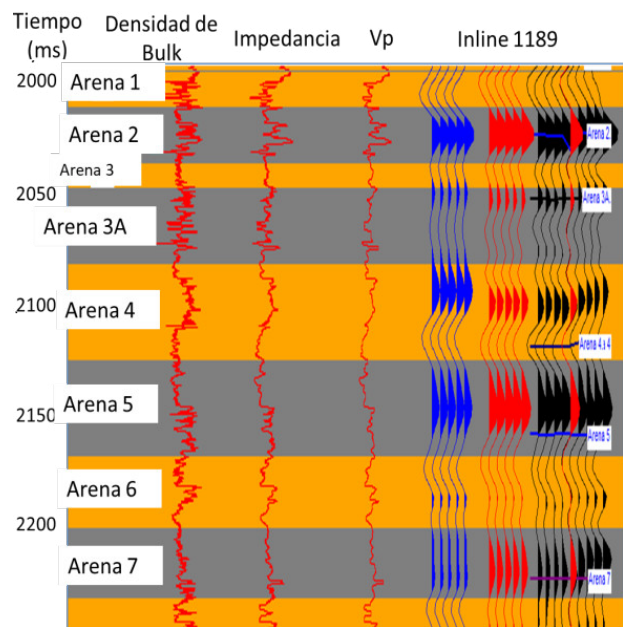


Figura 2. Amarre de sísmica con el pozo L-30. La traza en azul es el sintético. En rojo la traza promedio de la sísmica (en negro) en torno al pozo.

Interpretación de horizontes y fallas

El dato sísmico 3D es una importante herramienta en la industria del petróleo y gas para entender los procesos en el subsuelo (Bacon et al., 2003), como la formación de ciertas estructuras.

De acuerdo a Crane y Clack (1992), fue hallado petróleo en el pozo L-30 en las arenas localizadas inmediatamente después de "O" Marker, el cual es una depositación de calizas en la base del miembro superior de Missisauga.

A partir de la información interpretada de Vsh y Sw, y en base Crane y Clack (1992), la arena número 5 (arena de interés) fue trazada en un valle en la traza sísmica, aproximadamente a 950 pies por debajo de "O" Marker. Luego de ubicar y trazar la arena 5, fueron identificados e interpretados los horizontes correspondientes a los topes de las Arenas 2, 3A, 4 y 6, por ser estas las arenas de interés. El trazado de los horizontes se realizó cada 10 Inline y cada 5 Xline.

Modelos iniciales de impedancia acústica

Generación del Modelo Inicial convencional

Con el fin de realizar las inversiones sísmicas y acorde con el trabajo realizado por [Srivastava y Sen \(2009\)](#), se generaron modelos iniciales convencionales, a partir de la interpolación lineal de los registros de impedancia de onda P de los pozos y la información estructural proporcionada por los mapas de horizontes. Se generaron dos modelos de impedancia convencionales, uno suavizado, con un filtro de frecuencia entre 10Hz y 15Hz y el segundo es un modelo de impedancias con todo el contenido de frecuencias ([Figura 3](#)).

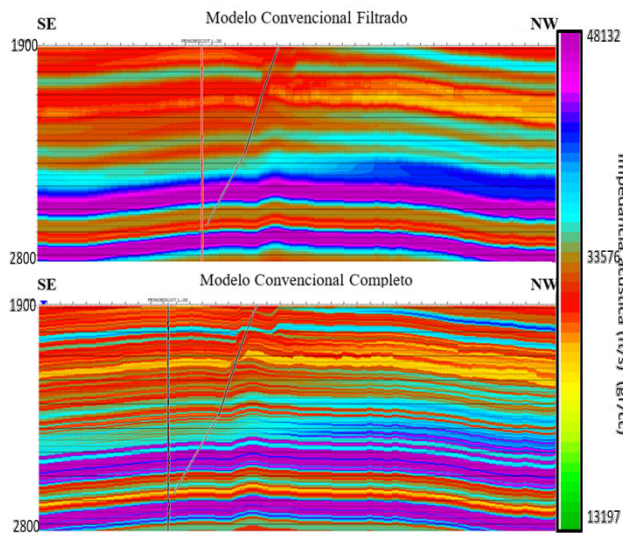


Figura 3. Modelos iniciales convencionales.

Generación del modelo inicial de naturaleza fractal

Del modelo de impedancia sin suavizar anteriormente generado, se extrajeron 13 trazas, en el intervalo entre 1.900ms y 2.500ms, cuyas ubicaciones se muestran en la [Tabla 1](#) y [Figura 4](#).

Tabla 1. Ubicación de las trazas extraídas en la zona de estudio.

Pozos	Inline	Xline
A	1100	1051
B	1500	1051
C	1386	1163
D	1500	1230
E	1100	1270
F	1300	1270
G	1550	1320
H	1050	1350
I	1200	1380
J	1400	1380
K	1550	1450
B-41	1340	1052
L-30	1189	1156

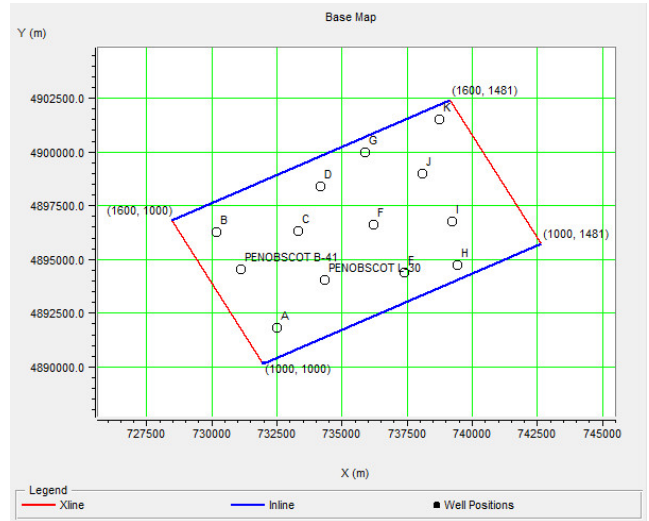


Figura 4. Ubicación de las trazas extraídas en la zona de estudio.

La metodología planteada por [Srivastava y Sen \(2009\)](#), construye pseudo-registros de impedancia acústica, siguiendo la metodología de [Caccia et al., \(1997\)](#) para generar Ruido Gaussiano fractal (fGn por sus siglas en inglés) a partir del coeficiente de Hurst (H) ([Hurst, 1956](#)) y la función de Covarianza. Estos pseudo-registros simulan el comportamiento de la impedancia de las trazas extraídas con base en la estimación de los parámetros fractales asociados a los registros.

Para estimar H se realiza un análisis de rango re-escalado que consiste en un proceso iterativo que divide, progresivamente, la serie espacial/temporal en subgrupos o bins exactamente iguales a la mitad del tamaño del subgrupo anterior ($N/2$). Sobre cada bin se calculan la suma acumulada (y_n) de la diferencia de cada punto respecto al promedio del bin, rango de esta (R_N) y la desviación estándar (σ). El rango re-escalado correspondería a R_N/σ , y una vez obtenidos para todos los bins de una misma iteración, se promedian estos valores. El valor de H es la pendiente de la regresión lineal que pasa por el origen y ajusta el logaritmo de R_N/σ promedio contra el logaritmo de $N/2$, que corresponde a la siguiente expresión

$$\left\{ \begin{array}{l} y_n = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_n), \quad n = 2, N-1 \\ R_N = ((y_n)_{max} - (y_n)_{min}) \\ \sigma_N = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_n)^2}{N}} \\ \ln((R_N/\sigma)_{prom}) = H \cdot \ln(N/2) \end{array} \right. \quad (1)$$

Otra metodología es el cálculo del rango re-escalado sin tendencia (de-trended) y consiste en restar a cada punto, previo a calcular la suma acumulada y la desviación estándar, el valor de la tendencia lineal que conecta los dos extremos del bin ([Caccia et al., 1997](#)). Con ambos métodos, se observa que los coeficientes de Hurst obtenidos se

encuentran en el rango de 0,75 a 0,99, los cuales [Srivastava y Sen \(2010\)](#) plantean como los valores usuales de los registros de pozo.

La [Figura 5](#) muestra cómo los sintéticos generados por ambos métodos de estimación de H (con tendencia y sin tendencia), son similares entre sí, con pequeñas perturbaciones, y cuyo espectro de frecuencia tiene un comportamiento parecido, aunque no idéntico al espectro de frecuencia original para el Pozo L-30. El hecho de que las series fractales tengan forma diferente al registro original es normal dado que se trata de generar múltiples posibilidades; en términos de inversión, se trata de explorar el espacio nulo del contenido de frecuencias. Por este motivo, en esta investigación, se emplearon indistintamente ambos métodos para la generación de los registros de naturaleza fractal, generando 16 modelos con cada uno, como forma adicional de perturbación del modelo inicial en el proceso estocástico.

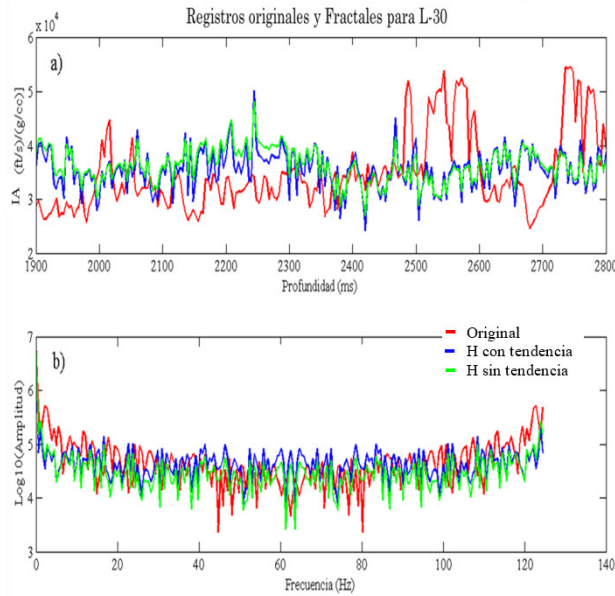


Figura 5. Comparación de los Sintéticos Fractales de IA con el original del Pozo L-30, ambos empleando la misma serie Gaussiana $W(k)$. a) Comparación de los modelos en tiempo, b) comparación espectros de frecuencias.

A continuación, se generan las series espaciales/temporales de naturaleza fractal (Y_t) de los registros de pozo. Estas series consisten en secuencias de incremento entre elementos de una señal, considerando que puede ser representada por una serie discreta de N términos, compuesta por elementos espaciados equidistantemente (Δx) y son del tipo Ruido Gaussiano Fractal (fGn). Este representa un proceso estocástico que puede ser simulado como un conjunto de variables aleatorias con una distribución normal y media igual a cero ([Caccia et al., 1997](#)); donde la correlación entre las variables aleatorias, está dada por

$$R(\tau) = \frac{1}{2} (|\tau + 1|^{2H} - 2|\tau|^{2H} + |\tau - 1|^{2H}) \quad (2)$$

donde $R(\tau)$ es el coeficiente de correlación entre los elementos de la serie separados por $\tau = n\Delta x$.

- Para valores de $H > 0,5$, los elementos de fGn se correlacionan positivamente y poseen un mayor contenido de bajas frecuencias; mientras más cercano sea H a 1, la serie estará más suavizada.
- Para valores de $H < 0,5$, los elementos de fGn poseerá un mayor contenido de altas frecuencias y correlacionan negativamente aquellos separados por un $\tau \geq 1,0$.
- Para valores de $H = 0,5$ la fGn será un ruido blanco ([Caccia et al., 1997](#)).

Este fGn simula una serie Y_t transformando variables aleatorias de distribución normal en series con un valor de media arbitraria (la de los registros de pozo en este trabajo) y correlacionadas a través de la función de autocovarianza $A(\tau)$, que incluye la varianza de la serie original (σ^2), dada por:

$$A(\tau) = \frac{\sigma^2}{2} (|\tau + 1|^{2H} - 2|\tau|^{2H} + |\tau - 1|^{2H}), \quad (3)$$

$$\tau = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

Posteriormente, [Caccia et al., \(1997\)](#) establece 4 pasos para generar la serie Y_i de naturaleza fractal de N elementos, con H específico:

1. Sea N el número de muestras en el registro y $M = 2N$, $k = 0, 1, \dots, M/2$; se calcula el espectro exacto de amplitud $S(k)$ esperado para la función de autocovarianza $A(\tau)$ (ecuación (3)), a partir de su transformada de Fourier discreta con $\tau = 0, 1, \dots, M/2 - 1, M/2, M/2 - 1, \dots, 1$ dada por

$$S(k) = \sum_{\tau=0}^{M/2} A(\tau) e^{i2\pi k(\tau/M)} + \sum_{\tau=\frac{M}{2}+1}^{M-1} A(M-\tau) e^{i2\pi k(\tau/M)} \quad (4)$$

Es importante destacar que $S(k)$ es el espectro de potencia por ser la transformada de Fourier de la autocovarianza $A(\tau)$. Por tal motivo, deberá ser mayor que 0 para todo k en todos los procesos fGn . De lo contrario, la serie resultante $S(k)$ sería inválida.

2. Se genera una serie Gaussiana $W(k)$ de números aleatorios con M elementos, con $k = 0, 1, \dots, M - 1$. [Srivastava y Sen \(2010\)](#) usan como media la calculada del registro y escalan la serie resultante con la varianza calculada. En este trabajo, con la finalidad que el sintético estuviera en el mismo rango que el registro original, la media utilizada fue igual a cero y de varianza unitaria, similar a las propuestas por [Caccia et al., \(1997\)](#). El registro fractal obtenido se encuentra principalmente influenciado por esta serie Gaussiana como se puede observar en la [Figura 6](#).

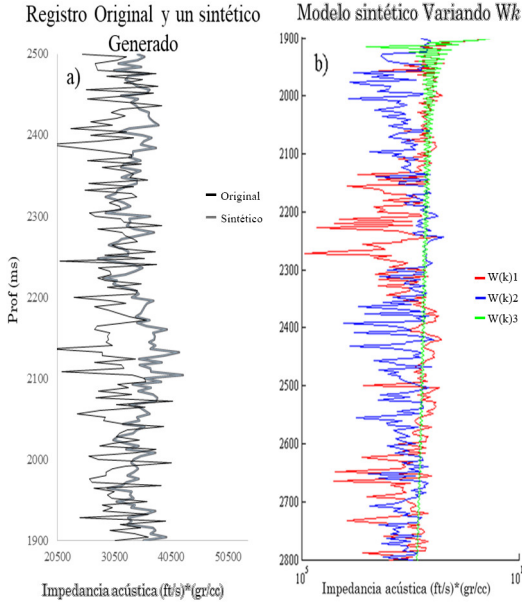


Figura 6. Comparación del Sintético de IA para L-30 Cambiando $W(k)$. a) Es el Registro Original y un Sintético generado con $W(k)$ usando media cero y desviación estándar de 1. b) En rojo con $W(k)1$: usando la media y desviación estándar del registro en tiempo; en azul con $W(k)2$: usando media igual 0 y la desviación estándar del registro en tiempo; y en verde con $W(k)3$: usando la media del registro en tiempo y desviación estándar igual a 0,5.

- Se calcula el espectro de amplitudes aleatorizado $V(k)$:

$$\begin{cases} V(0) = W(0)\sqrt{S(0)}, & 1 \leq k < M/2, \\ V(k) = [W(2k-1) + iW(2k)]\sqrt{0,5S(k)}, \\ V(M/2) = W(M-1)\sqrt{S(M/2)}, \\ V(k) = V^*(M-k), & M/2 < k \leq M-1 \end{cases} \quad (5)$$

donde $V^*(M-k)$ es el complejo conjugado de $V(k)$.

- Culmina, aplicando la transformada discreta inversa de Fourier a la serie $V(k)$ y se usan los primeros N elementos de la misma, para generar la serie temporal sintética de naturaleza fractal $Y(t)$ de los registros de pozo, dada por

$$Y(t) = \frac{1}{\sqrt{M}} \sum_{k=1}^{M-1} V(k)e^{i2\pi k(t/M)}, \quad (6)$$

$$\tau = 0, 1, \dots, N-1$$

Es necesario aclarar que en el trabajo original de Caccia et al., (1997) se propone emplear la transformada de Fourier en el último paso. Sin embargo, en este trabajo se verificó que se obtienen mejores resultados con la transformada inversa.

Inversión Sísmica

Una vez generados los registros sintéticos, se construyeron modelos iniciales de impedancia, permitiendo la generación de perturbaciones (o cambios) en los modelos iniciales cuya dimensión fractal es la misma. Luego, se realizó la inversión sísmica determinística con cada modelo construido. Este proceso fue ejecutado repetidas veces, obteniendo diferentes volúmenes de inversión, todas con un buen ajuste. En total, fueron generados 32 volúmenes finales por registros de naturaleza fractal y 1 por modelo convencional.

Por último, se procedió a calcular los volúmenes de impedancia promedio, desviación estándar y probabilidad a partir de todas las inversiones determinísticas obtenidas. El cubo promedio fue calculado mediante el Software Hampson&Russel Suite con la herramienta Trace Maths. Mientras que el cubo de desviación estándar y los cubos de probabilidad se construyeron mediante una rutina codificada en MatLab, implementando la librería SegyMAT.

En la Figura 7 se muestra un flujograma que resume el proceso implementado para la construcción de registros fractales y el proceso de inversión.

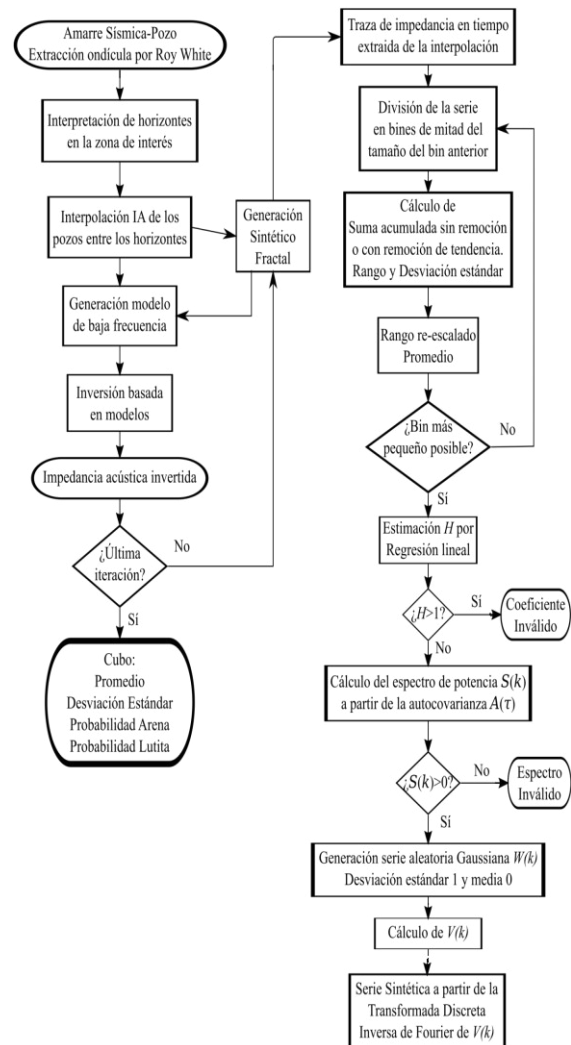


Figura 7. Flujo de la metodología aplicada.

Atributos sísmicos

Con la finalidad de comparar y validar los resultados de las inversiones, además de sustentar las interpretaciones realizadas, se aplicaron atributos sísmicos. Los atributos implementados fueron Similaridad, Atributos Instantáneos y Descomposición Espectral.

En la Descomposición Espectral se aplicó el método de la Transformada de Ondícula Continua (CWT), aplicando la ondícula Sombrero ya que discrimina más claramente los eventos.

ANÁLISIS Y RESULTADOS

Análisis de los registros de pozos

Como se menciona anteriormente, los pozos que se encuentran dentro del campo en estudio y, además, poseen registros en formato digital, son los pozos B-41 y L-30, por lo que el análisis de los registros se limitó a estos dos pozos. De acuerdo al reporte geológico presentado por Crane y Clack (1992), en el pozo L-30 se encontró evidencia de crudo liviano o condensado y gas en cinco arenas de la Formación Missisauga Medio, mientras que en el pozo B-41 no se identificaron acumulaciones significativas de hidrocarburo.

En ambos pozos, se observa un comportamiento bimodal en el registro de Gamma Ray, demostrando un claro domino de las arenas. En el pozo L-30, se observa una distribución normal en los registros de densidad volumétrica (RHOB) y velocidad de onda P (Vp). Para el pozo B-41, en los registros de RHOB y Vp, el comportamiento observado es bimodal.

Para mejorar la caracterización de los pozos, se calculó el volumen de arcilla. El promedio de valores obtenidos mostró un porcentaje de volumen de arcilla menor a 16%, lo que se relaciona con arenas limpias. Posteriormente, se calculó la saturación de agua para la Formación Missisauga. De los registros generados, se observa que el pozo B-41 presenta mayor saturación de agua entre los dos pozos analizados. En el pozo L-30 se observa que las arenas que presentan mayor saturación de agua son las arenas 3A, 6 y 7. En cuanto a las zonas de interés, se observa que en los topes de las arenas 2 y 4, el volumen de arcilla y el registro de saturación de agua son bajos.

Interpretación estructural

Se procedió a calcular la resolución vertical de la sísmica. A partir del espectro de frecuencia, se determinó que la frecuencia dominante de la sísmica es aproximadamente 25 Hz, mientras que la velocidad promedio obtenida para toda la zona de interés fue de 3.800 m/s, resultando que la resolución sísmica vertical para la zona de estudio (Miembro Medio de la Formación Missisauga) es de 38 m.

Se construyeron los mapas estructurales para cada arena de interés a partir de los horizontes interpretados. En la Figura 8 se muestra el mapa estructural en tiempo de la arena 2. En general, se observa la presencia de una estructura anticlinal en la zona central del campo,

al noroeste de la cuenca. La estructura está atravesada por dos fallas significativas. La falla de mayor extensión (aproximadamente 125m) es una falla normal con un salto aproximado de 228m, correspondiente al régimen extensional de la cuenca.

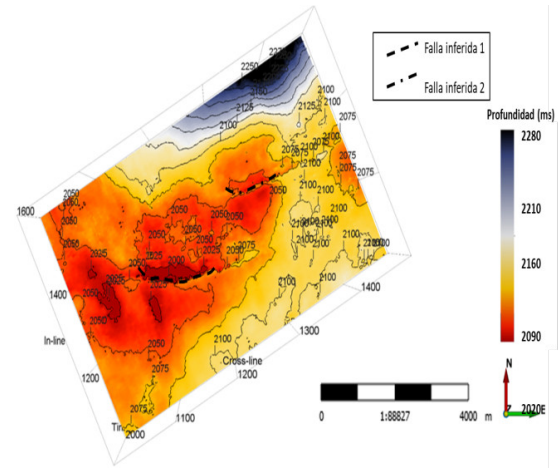


Figura 8. Mapa estructural en tiempo de la arena 2.

La segunda falla que se puede observar en el mapa en tiempo de la Arena 2 se trata de una falla de menor extensión con un salto aproximado de 114m. Esta falla fue imposible visualizarla en la arena 4 ya que los reflectores pierden continuidad y amplitud hacia la dirección noreste de la cuenca. La presencia de una falla inversa en un ambiente extensional se relaciona a los movimientos causados por la presencia de sal por debajo de la formación Abenaki (Crane y Clack, 1992).

La sección de la crosslínea 1156 se empleará como referencia para presentar las comparaciones y análisis de los resultados (la Figura 16 muestra su ubicación). En la Figura 9 se observan interpretados los horizontes de las arenas 2, 3A, 4 y 5 en la sección sísmica. El paralelismo observado entre los horizontes se mantiene en todo el cubo sísmico, por lo que los mapas estructurales de las otras arenas presentan un comportamiento similar al observado en la arena 2. La arena 4 presentó dificultades al realizar su interpretación debido a la falta de continuidad de sus eventos hacia la zona central de la sísmica.

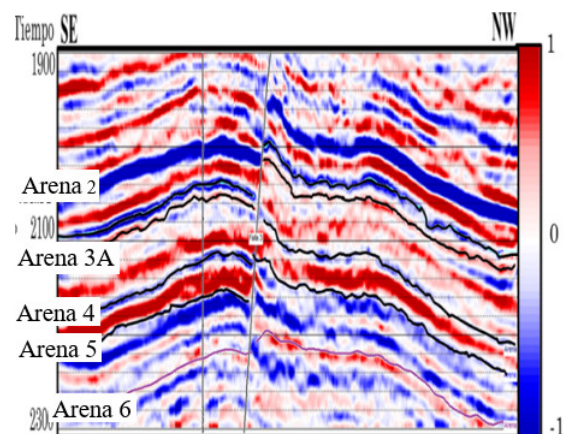


Figura 9. Sección sísmica crosslínea 1156.

Inversiones Determinísticas

Una vez interpretados los horizontes, se procedió a la generación de las inversiones determinísticas. La zona de interés fue de 1.900 ms a 2.300 ms. Las inversiones fueron realizadas a partir de los modelos iniciales de naturaleza fractal y convencional.

La correlación obtenida con la sísmica, en todos los modelos, fue mayor a 90%, mientras que el error RMS de la inversión con los registros de pozo fue menor a 5.000 (ft/s)*(g/cc), lo que representa un error aproximado de 13% de los valores de impedancia.

Al comparar las inversiones obtenidas con el modelo convencional y los modelos fractales, todos suavizados (Figura 10), se identifica la arena 2 como un paquete de poco espesor con valores de impedancia relativamente bajos, que van desde 29.000 (ft/s)*(g/cc) hasta 30.000 (ft/s)*(g/cc), al igual que la arena 4, la cual presenta las más bajas impedancias en su tope. La arena 3A se muestra como un cuerpo de gran espesor con impedancias que van desde medias a altas en las inversiones usando modelos iniciales convencionales (Figura 10a), mientras que las obtenidas a partir de modelos iniciales de naturaleza fractal (Figura 10b y 10c) muestran altas impedancias en esta arena. La arena 5 representa el paquete de mayor impedancia en todas las inversiones obtenidas, superando los 32.000 (ft/s)*(g/cc).

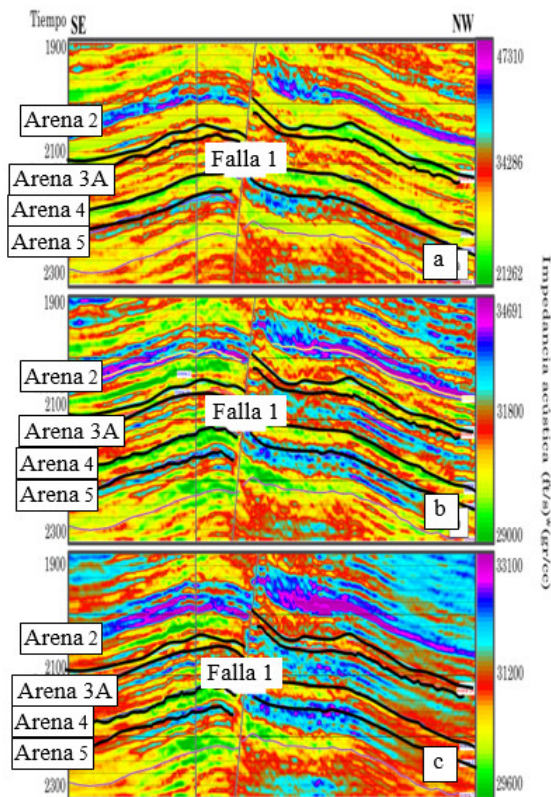


Figura 10. Comparación inversiones determinísticas obtenidas en el crossline 1156 del modelo convencional suavizado a), del modelo frac suavizado b) y del modelo fracD suavizado c).

Por otro lado, las secciones sísmicas sintéticas derivadas de las inversiones determinísticas convencionales y fractales, no muestran variaciones significativas entre sí. Ambos sintéticos brindan solución a la sísmica real. Aunque se esperaba una mayor variación de los resultados, las secciones sísmicas sintéticas (convencional y fractales) ajustan muy bien al dato sísmico original; sin embargo, son las inversiones de los modelos fractales las que logran mejorar la definición de la arena 4. Por ello, por ser inversiones confiables, fieles al dato sísmico original, son implementadas en el proceso del análisis estocástico.

Inversión Estocástica

Se realizaron 33 inversiones determinísticas a partir de modelos iniciales de naturaleza fractal, siguiendo la metodología implementada en el apartado anterior, dado que las inversiones obtenidas ajustaron al dato sísmico original. A partir de estas inversiones, se calculó un cubo promedio y un cubo de desviación estándar para conocer la tendencia general de los resultados obtenidos y a su vez constatar que tan dispersas fueron las impedancias resultantes con respecto a la media de los datos.

Del cubo promedio (Figura 11) se identifican paquetes de altas impedancias en el miembro O Marker, en la arena 5 y en la base de la arena 3A. Las altas impedancias de las calizas de "O" Marker se atribuyen a los cambios laterales de facies de arenas a calizas (Omaña, 2015).

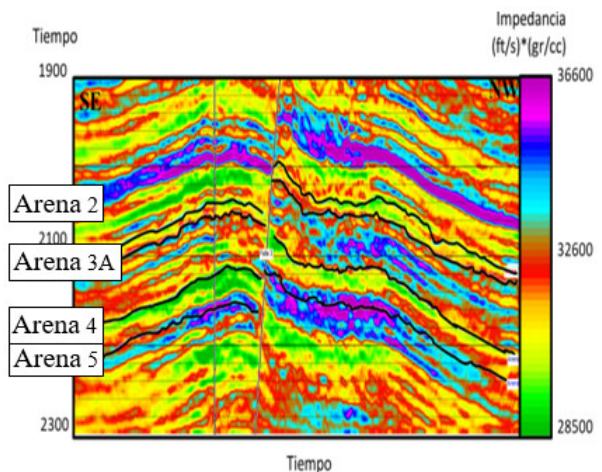


Figura 11. Sección del crossline 1156 del cubo promedio.

Al igual que los resultados obtenidos en la inversión determinística basadas en el modelo convencional, en el cubo promedio se corresponden los paquetes de baja impedancia con los toques de las arenas 2 y 4, pero en este cubo los valores de impedancia relativa para estas arenas varían entre 28.000 (ft/s)*(g/cc) y 30.000 (ft/s)*(g/cc), valores esperados de impedancia de las arenas.

En el cubo de desviación estándar (Figura 12) se muestra hacia el límite superior de la línea valores obtenidos altos, indicando que en esa zona la variación es considerable entre los resultados obtenidos. La arena 5 y "O" Marker (límite superior de la inversión) son los que presentan mayor variación de las posibles soluciones obtenidas. Este resultado

podría atribuirse al efecto de borde en la inversión o a la poca cantidad de datos (inversiones) generados. Es probable que a mayor cantidad de iteraciones menor desviación estándar.

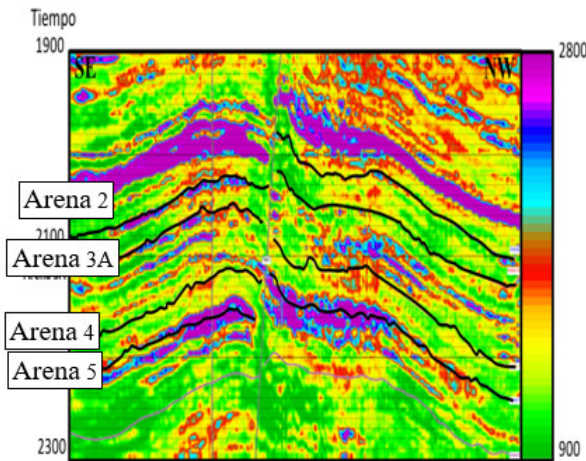


Figura 12. Sección del crossline 1156 del cubo promedio.

Es importante destacar que el rango valores de desviación estándar representan entre el 7% y 9% de los valores de impedancia de los modelos estimados, por lo que se podría decir que, en general, las variaciones entre los modelos son pequeñas.

Luego, se construyó el cubo probabilidad de las inversiones determinísticas realizadas a partir de la Función de Densidad de Probabilidad (PDF) de una distribución normal. Esta distribución fue observada en los histogramas generados a partir de las muestras de las inversiones en cada una de las arenas de interés.

En el cubo de probabilidad de arena (Figura 13a), se observa una alta probabilidad en los topes correspondientes a las arenas 2 y 4. En el caso de la arena 3A, se observa una intercalación entre porcentajes bajos y altos, indicando que en ella podría existir intercalaciones de lutitas y arenas. Como se esperaba, de acuerdo a los resultados obtenidos en los cubos promedio y desviación estándar del método, la arena 5 presenta una baja probabilidad de hallar arenas.

En el cubo de probabilidad de lutitas (Figura 13b), los topes que indican una mayor probabilidad corresponden a la arena 3A y la arena 5. La primera, confirma la hipótesis de la intercalación de capas delgadas de arenas y lutitas. En los límites de la sección, la probabilidad obtenida es alta, es decir, altos valores de impedancia acústica, lo que se atribuye nuevamente al efecto de borde en las inversiones.

Basados en los cubos de probabilidad generados, y en conjunto con los resultados petrofísicos, las arenas de interés (potenciales para el almacenamiento de hidrocarburo) son las arenas 2, 3A y 4, mientras que en la arena 5 se desconoce si los valores presentados representan el comportamiento real de la misma, descartándola como una arena de interés.

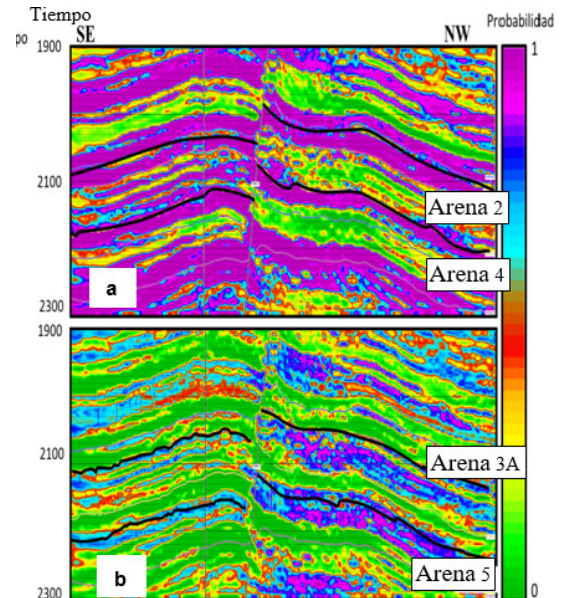


Figura 13. a) Sección del crossline 1156 del cubo de probabilidad de arenas (arriba) y b) el cubo de probabilidad de lutitas (abajo).

Para indagar, y confirmar, el resultado obtenido en apartados anteriores, se extrajo la información estadística del horizonte correspondiente a la arena 2 (Figura 14). En la Figura 14d se observa alta probabilidad de arenas a lo largo del horizonte, lo que corresponde con los resultados realizados a la sección 1156 (Figura 13a y 13b). Así mismo, se puede correlacionar con estructuras que se observan en otros atributos como son las fallas, los posibles canales distributarios que vienen del norte del área, las barras de desembocaduras (al norte y sur del área), característico de un margen deltaico. Las zonas con baja probabilidad de arena, podrían indicar la intercalación de arenas con otra litología.

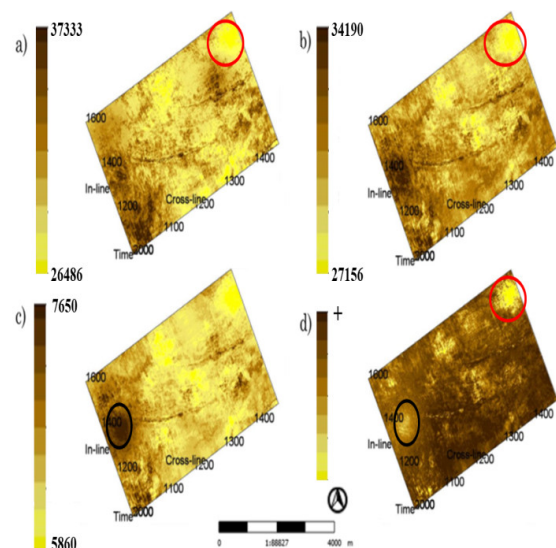


Figura 14. Corte en el horizonte de la arena 2 de los resultados de a) inversión determinística convencional, b) promedio de las inversiones estocásticas, c) desviación estándar y d) probabilidad de arenas.

En los mapas de desviación estándar (Figura 14c) y probabilidad de arenas (Figura 14d) (resaltadas en un círculo negro), se observan concentraciones anómalas hacia el extremo occidental del mapa, cercana a la ubicación del pozo B-41. Estas anomalías podrían ser en respuesta al adelgazamiento de los espesores hacia el pozo B-41, dado un aumento del contenido de arcilla hacia la base de la arena 2. Este fenómeno genera una mayor variabilidad de impedancia acústica que puede satisfacer el dato sísmico, generando así una alta desviación estándar. Por otro lado, en todos los mapas presentados, se distingue otra anomalía en la esquina nororiental (círculos rojos), la cuales son atribuidas a problemas con el dato sísmico original, ya que en otros atributos se observan respuestas anómalas en la misma área.

En la Figura 15 se muestran los resultados de las 33 iteraciones de inversión de impedancia acústica en la ubicación del pozo L-30. La línea en negro refleja la traza de impedancia acústica tomada del pozo, en gris las trazas de cada uno de los modelos fractales generados, la línea roja representa el modelo por inversión convencional y la línea verde el promedio de todas las trazas invertidas.

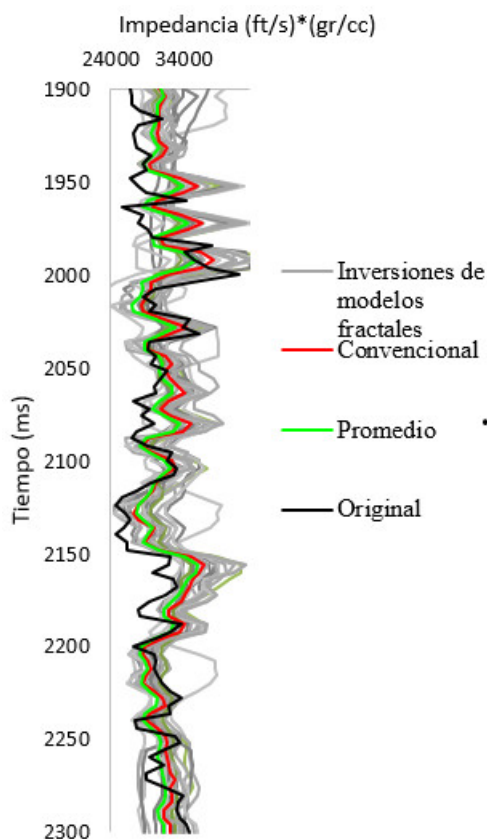


Figura 15. Múltiples iteraciones de las inversiones de impedancia acústica en la ubicación del pozo L-30.

Como se puede observar, la traza promedio de impedancia acústica de la inversión estocástica tiende a semejarse al de la inversión determinística convencional en un 97.7%.

Al compararla con la traza original, posee una correlación del 30.6%, mientras que el método convencional logra un 36.5%. Entre todas las iteraciones realizadas, varios modelos de naturaleza fractal fueron los que mejor ajustaron a la traza de impedancia original con un máximo de 53.4%. La mayoría de los modelos correlacionan con la traza original en un grado similar al obtenido de forma convencional. Solamente unos pocos modelos inversos tienen un ajuste considerablemente menor. Se espera que, al aumentar el número de iteraciones, la correlación entre la traza promedio con la traza original también aumente.

Como se explicó previamente, el fin de la inversión estocástica es tratar de explorar el espacio nulo del contenido de frecuencias del modelo inverso. Esto conlleva a tener como resultados trazas de impedancia invertidas con una alta variabilidad entre sí y relativas bajas correlaciones con la traza original. Sin embargo, todos los modelos generados son posibles soluciones al modelo inverso del dato sísmico original al ajustar con más del 90% al mismo. Adicionalmente, los rangos de impedancia obtenidos no distan mucho de los esperados, como se puede apreciar con la buena clasificación probabilística de arenas y arcillas. Por estos motivos, se pueden considerar los resultados válidos y prometedores.

Análisis de los atributos sísmicos

Similaridad

El atributo de Similaridad fue implementado con la finalidad de facilitar y/o mejorar la interpretación sísmica, sobretodo en la interpretación de fallas (Bahorich y Farmer, 1995). En la Figura 16a se observa dicho atributo aplicado a la Arena 2. En ella se distinguen cuatro anomalías de baja coherencia, tres de ellas corresponden a fallas que afectan el área de interés, la primera se ubica cercana a la cresta de la estructura anticlinal (falla 1), la segunda falla (falla 2), se ubica al noreste del cubo sísmico y la tercera (falla 3) se evidencia en el lado oeste del cubo, cercana al pozo B-41. Las fallas fueron identificadas durante la interpretación sísmica, pero en los mapas estructurales solo se identificaron las dos fallas principales (1 y 2). En dirección noreste, se evidencia la cuarta anomalía de poca coherencia, la cual coincide con la parte más baja del campo, representando el final del flanco de la estructura anticlinal.

El atributo de similaridad permitió también resaltar posibles barreras de playa que influenciaron la deposición de las arenas. En el mapa resaltan tres canales al noroeste del horizonte. La línea ejemplo mostrada a lo largo de todo el trabajo, coincide con la ubicación de uno de los canales observados anteriormente, por lo que es posible relacionar lo observado con el atributo y lo obtenido en la sección de probabilidad de arenas (Figura 16b). Es válido recordar que, en el paquete interpretado como la arena 2 (Figura 16c), se obtuvo una alta probabilidad de hallar arena, lo cual sustenta la posibilidad de que la anomalía observada con el atributo, corresponda a un canal distributivo o barreras de arenas de playa características del margen deltaico.

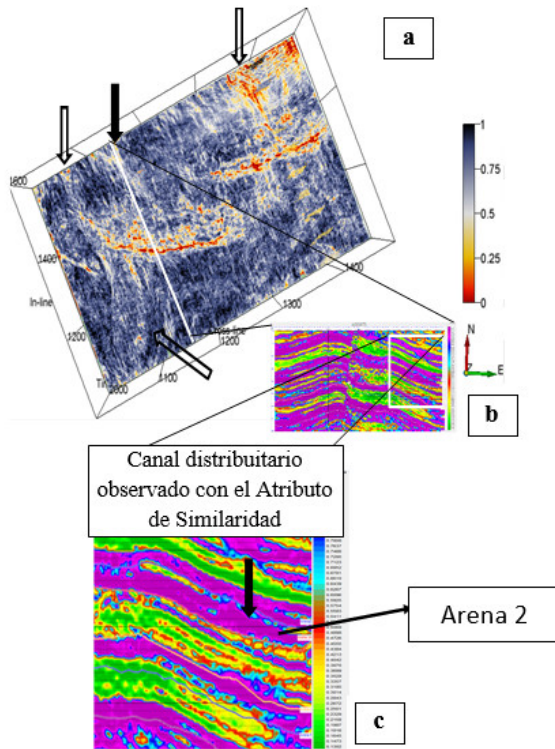


Figura 16. Canales distributarios observados con el atributo de Similitud en la arena 2 y en la crossline 1156.

Atributos instantáneos

En la amplitud instantánea se evidencia un paquete, ubicado al sur de la línea, en dirección sureste del campo, el cual no presenta continuidad lateral en dirección noroeste. Este evento no se repite en los otros atributos instantáneos, y podría estar relacionado con efectos de entonación entre las arenas 4 y 5.

En la sección de fase instantánea se observó una capa delgada entre las arenas 3A y 4, en el bloque techo de la falla 1, donde se observa una disminución de la fase, lo que pone en evidencia una posible capa delgada de lutitas, debido a la configuración sedimentaria de la zona (Crane y Clack, 1992). Más al noroeste de la línea, se observa otra anomalía que pudiera tratarse de la extensión de la misma capa identificada anteriormente. En la sección de frecuencia instantánea, se observó una disminución de la frecuencia en la misma región donde se identificaron las capas identificadas anteriormente. Randon (2017), atribuye este mismo evento a un cambio litológico de arenas a lutitas.

En la sección del promedio de la impedancia acústica (Figura 11), se observan respuestas de altas impedancias que coinciden con la ubicación de la posible capa de lutitas interpretada en los atributos instantáneos. Esta idea también es apoyada en las secciones de probabilidad de lutitas, los cuales delinean una capa delgada entre estas arenas.

En la amplitud instantánea resaltan las tres fallas previamente identificadas con otros atributos y en la interpretación sísmica, además se evidencian cuatro canales distributarios. La orientación de los canales sugiere que

el flujo de depositación de la arena 2 provino del norte, además, posiblemente la llanura del delta se ubicaba en la zona donde se formó la estructura anticlinal, posteriormente fallada.

Descomposición espectral

En el análisis de los cubos de descomposición espectral se observaron máximos de amplitud en las arenas 2 y 4 para 15 Hz. En el caso de la arena 2, estos valores máximos se mantienen en todas las isofrecuencias analizadas (25Hz y 40Hz), mientras que el comportamiento de la arena 4 se mantiene hasta la frecuencia dominante de la sísmica (25Hz), luego comienza a disminuir. Estos comportamientos podrían indicar la presencia de hidrocarburo en ambos topes, lo cual también es reportado por (Crane y Clack, 1992).

A su vez, en la sección de isofrecuencia de 15 Hz, se identifican tres posibles sombras de baja frecuencia, dos de ellas ubicadas cercanas a la falla 1, y la tercera se localiza cercana a la arena 5. La sombra ubicada entre las arenas 3A y 4, se observa también en la sección de 25Hz y desaparece a los 40Hz, pero esta anomalía de bajas frecuencias podría tratarse, debido a su ubicación, de un efecto causado por la misma falla. En la arena 4 se observó una sombra que se ve atenuada a medida que aumenta la frecuencia. Este efecto de atenuación podría ser debido las altas frecuencias de un posible yacimiento gasífero ubicado por encima de la misma (Castagna y Sun, 2003).

Para confirmar, o descartar, la posibilidad de encontrar gas en dicha arena, se graficó la porosidad neutrón junto con la densidad volumétrica del pozo. Al no observar el cruce entre los registros (Efecto Mariposa), no es posible confirmar la presencia de gas en esta arena.

Por último, se realizó un análisis de múltiples atributos a través de la herramienta RGB de Opendtect (Figura 17), la cual combina la respuesta de tres (o cuatro) atributos. En ella se muestran los mapas de isofrecuencias de 15Hz (rojo), 25Hz (verde) y 40Hz (azul).

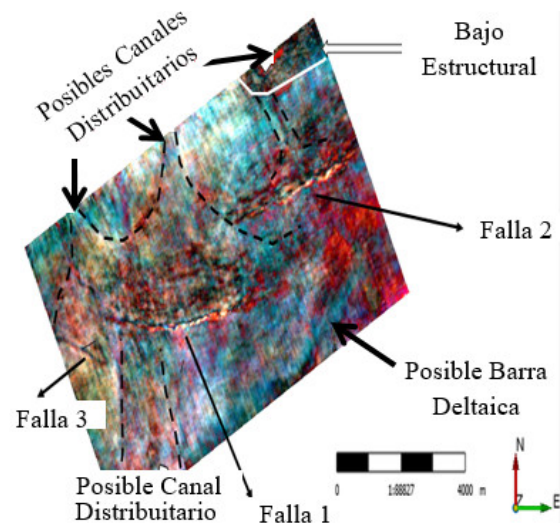


Figura 17. Visualización en RGB de las Isofrecuencias de 15Hz (Rojo), 25Hz (Verde), 40Hz (Azul) de la descomposición espectral de la arena 2.

En el mapa se resaltan cuatro cuerpos de alta coherencia (azul celeste) los cuales fueron delineados (línea punteada negra). Estos cuerpos, todos ubicados al noroeste del cubo, coinciden con los posibles canales distributarios evidenciados en los mapas de atributos. Al suroeste se aprecia un cuerpo que combina todos las isofrecuencias, asociado a un canal de gran grosor que, posiblemente sea la continuación de uno de los canales mencionados anteriormente. Hacia el sureste del área, se observa un cuerpo alargado de azul celeste, que se interpreta como una posible barra deltaica.

A su vez, se identifican tres fallas en el área, las cuales coinciden con las interpretadas en la sísmica y las observadas en los atributos. Por último, en la esquina noreste del campo, resalta un cuerpo que coincide con la zona de mayor profundidad del campo.

CONCLUSIONES

Basados en el análisis petrofísico, se delimitaron las arenas de interés en el Miembro Medio de la Formación Missisagua, de las cuales dos presentan características favorables para el almacenamiento de hidrocarburo.

La construcción de mapas estructurales a través de la sísmica del Campo Penobscot, permitió identificar una estructura anticlinal, relacionada a una intrusión de sal, que se observa en el mapa de todos los topes de las arenas, al igual que dos fallas de gran longitud. La falla normal (falla 1) se observa en todos los topes mientras que en la arena 4 la falla inversa (falla 2) no logra observarse debido a que no fue posible seguir la continuidad del reflector en esa región. En conjunto, se evidencia un ambiente extensional con inversión del movimiento de las fallas, asociándose a la presencia, o movimiento, de sal en la cuenca.

El uso de la geometría fractal permitió la creación de registros sintéticos que ajustaban bien al dato original debido a que su naturaleza fractal y estadística es la misma, permitiendo ampliar la información en los espacios nulos para generar inversiones que ofrecieran mayor detalle de la zona objetivo, como se muestra en los modelos iniciales de naturaleza fractal.

Basados en la resolución vertical y horizontal y la cantidad de información que proveen las secciones sintéticas de cada inversión, las mejores inversiones obtenidas fueron las generadas a partir de los modelos iniciales de naturaleza fractal, logrando mejorar la nitidez de la arena 4.

La inversión estocástica usando modelos iniciales fractales facilitó la generación de modelos con bandas de frecuencia realistas que se asemejen a la observada en el pozo L-30. A través de este método, fue posible delimitar las áreas objetivo, así como también, la posible litología presente en cada paquete mediante los cubos de probabilidad generados, obteniendo que la mayor probabilidad de hallar arena se encuentra en las arenas 2 y 4. Los altos valores de desviación estándar en algunas zonas de la sección sísmica analizada, se atribuyen a la baja densidad de datos (inversiones) generadas para este trabajo.

A través de la interpretación de los atributos fue posible identificar aquellos eventos que permanecían ocultos en la sísmica. Con el atributo de Similaridad, fue posible realzar las discontinuidades de la sísmica, mostrando la presencia de tres grandes fallas que atraviesan la región objetivo, además de una estructura anticlinal hacia el centro del cubo sísmico. También se evidenciaron tres canales distributarios o barreras de playa en todos los atributos implementados en la arena 2, que corresponden a la configuración de llanura deltaica del Miembro Medio de la Formación Missisagua. A partir del análisis de la descomposición espectral, se identificaron potenciales zonas para el almacenamiento de hidrocarburo en los topes de las arenas 2 y 4.

REFERENCIAS

- ASIM, S., AHMAD, S., ZHU, P., NASEER, M. T., & BUTT, M. (2015). Spectral Decomposition Application for Analyzing the Structure and the Reservoir Potential: a case study of Penobscot, Nova Scotia offshore, Canada. Saudi Society for Geosciences, 9,66, 1-20. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2168-x>
- BACON, M., SIMM, R., & REDSHAW, T. (2003). *3-D Seismic Interpretation*. New York, United States of America. Cambridge University Press.
- BAHORICH, M., & FARMER, S. (1995). 3-D Seismic discontinuity for Faults and Stratigraphic Features: The coherence cube. *The Leading Edge*, 14(10), 1053-1058. <https://doi.org/10.1190/1.1437077>
- BARCLAY, F., BRUUN, A., RASMUSSEN, K. B., ALFARO, J. C., COOKE, A., COOKE, D. & ROBERTS, R. (2008). *Inversión Sísmica: Lectura entre líneas*. Publication Schlumberger, Oilfield Review Summer 2008, vol 20, issue 1, 44-66.
- BISASO, I. (2011). *Calibration of Seismic and Well Data: Towards Improved Quantitative Seismic Reservoir Characterisation of the Triassic to Middle-Jurassic Gullfaks Reservoir Units of the northern North Sea* [Master's thesis]. University of Bergen. Bergen, Norway.
- CACCIA, D. C., PERCIVAL, D., CANNON, M. J., RAYMOND, G., & BASSINGTHWAIGHTE, J. B. (1997). Analyzing Exact Fractal Time Series: Evaluating Dispersional Analysis and Rescaled Range Methods. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 246(3-4), 609-632. [https://doi.org/10.1016/S0378-4371\(97\)00363-4](https://doi.org/10.1016/S0378-4371(97)00363-4)
- CAMPBELL, T. J., RICHARDS, F. W. B., SILVA, R. L., WACH, G., & ELIUK, L. (2015). Interpretation of the Penobscot 3D Seismic Volume using Constrained Sparse Spike Inversion, Sable sub-Basin, offshore Nova Scotia. *Marine and Petroleum Geology*, 68(A), 73-93. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.009>

- CASTAGNA, J., BATZLE, M. L., & EASTWOOD, R. L. (1985). Relationships Between Compressional-Wave and Shear-Wave Velocities in Clastic Silicate Rocks. *Geophysics*, 50(4), 571-581. <https://doi.org/10.1190/1.1441933>
- CASTAGNA, J., SUN, S. & SIEGFRIED, R. W. (2003). Instantaneous Spectral Analysis: Detection of Low-Frequency Shadow Associated with Hydrocarbons. *The Leading Edge*, 22(2), 120-127. <https://doi.org/10.1190/1.1559038>
- CGGVERITAS, H-C., (2007A). Hampson-Russell Software Reference Manuals, eLog Program. CGGVeritas.
- CGGVERITAS, H-C., (2007B). Hampson-Russell Software Reference Manuals, Roy White Wavelet Theory.
- CRANE, J.D.T., & CLACK, W. J. F. (1992). Final Report on the 3-D Seismic Survey on Penobscot E.L 2353 Offshore Nova Scotia: Nova Scotia Resources (Ventures) LTD.
- DGB EARTH SCIENCES, (2016). OpendTect User Documentation v5. EarthWorks.
- GRISANTI, F. (2016). *Caracterización geofísica integrando atributos e inversión sísmica. cuenca de Maracaibo* [Informe de pasantías]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- HERRON, D. A. (2011). *First Steps in Seismic Interpretation* (Geophysical monograph series, Number 16). Tulsa, Oklahoma, USA. Sociedad de Geofísicos de Exploración. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802938>
- HURST, H.E.(1956). The Problem of Long-term Storage in Reservoirs. *Hydrological Sciences Journal*, 1(3), 13-27. [10.1080/02626665609493644](https://doi.org/10.1080/02626665609493644)
- KIDSTON, A. G., BROWN, D. E., ALTHEIM, B., & SMITH, B. M. (2002). Hydrocarbon Potential of The Deep-Water Scotian Slope (1.0 ed.). Canada-Nova Scotia Offshore Petroleum Board, 111 pp.
- OMAÑA, I. (2015). *Aplicación de técnicas no convencionales para detección de anomalías AVO y clasificación de facies* [Tesis M.Sc.]. Universidad Simón Bolívar, Venezuela. Caracas, Venezuela.
- RANDON, A. (2017). *Efectos de los modelos geológicos iniciales en la inversión sísmica estocástica* [Tesis M.Sc.]. Universidad Simón Bolívar, Venezuela. Caracas, Venezuela.
- SMITH, B.M., DEPTUCK, M.E., KENDELL, K.L. (2010). Upper Cretaceous Mass Transport Systems Above the Wyandot Formation Chalk, Offshore Nova Scotia. In: Mosher, D.C., et al. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, (vol. 28, pp 619-630). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_50
- SRIVASTAVA, R. P., & SEN, M. K. (2009). Fractal-based Stochastic Inversion of Poststack Seismic Data using very Fast Simulated Annealing. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6(4), 412-425. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/6/4/009>
- SRIVASTAVA, R. P. & SEN, M. K. (2010). Stochastic Inversion of Prestack Seismic Data using Fractal-based Initial Models. *Geophysics*, 75(3), R47-R59. <https://doi.org/10.1190/1.3379322>

ESTUDIO DE FUNCIONES RECEPTORAS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL SECTOR MERIDIONAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA

MARÍA SAAVEDRA^{1,a}, CLAUDIA QUINTEROS^{2,b}, MICHAEL SCHMITZ^{1,3,c}, HERBERT RENDÓN¹,
LEONARDO ALVARADO¹

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela

²Frankfurt Institute for Advanced Studies, Frankfurt am Main, Alemania

³Universidad Central de Venezuela (UCV), Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela
e-mail: ^amariajsa1991@gmail.com, ^bquinterosclaudia@gmail.com, ^cschmitzschutt@gmail.com

Recibido: abril de 2021

Aprobado para publicación: julio de 2021

RESUMEN

Como parte de los proyectos GIAME (Geociencia Integral de Los Andes de Mérida) y CARMA (CARibbean Merida Andes) se instalaron 13 estaciones sismológicas temporales de banda ancha entre 2015-2018, formando un perfil con orientación NO-SE, perpendicular al axial de la cordillera de los Andes de Mérida. Se utilizaron funciones receptoras de ondas P para analizar registros de eventos telesísmicos con distancias epicentrales de 30° a 95°, y magnitudes superiores a 5,5. La base de datos se obtuvo del Catálogo GEM del Centro Sismológico Internacional (ISC, 2019), siendo ésta un total de 228 sismos para el periodo de operatividad de las estaciones. El análisis reveló dos discontinuidades: la discontinuidad de Moho, con profundidades entre 35-50 km, alcanzando sus valores más altos justo al noroeste del eje de la cordillera, y una discontinuidad intracortical en la corteza superior a profundidades de 10-15 km. La profundidad de la discontinuidad de Moho determinada en el presente trabajo (~50 km), es comparable con estudios previos basados en sismica profunda y gravimetría (Rondón, 2016; Medina, 2017).

Palabras claves: Funciones receptoras, Andes de Mérida, Corteza, Moho.

STUDY OF RECEPTOR FUNCTIONS OF THE CORTICAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN SECTOR OF THE MERIDA ANDES

ABSTRACT

13 temporary broadband seismological stations were installed as part of the GIAME (Integral Geoscience of the Merida Andes) and CARMA (CARibbean Merida Andes) projects (2015-2018) along a NW-SE profile, perpendicular to the axis of the Mérida Andes mountain range. P-wave receiver functions analyses were conducted on teleseismic events recordings with epicentral distances of 30° to 95° and magnitudes greater than 5.5. The data was sourced from the GEM Catalog of the International Seismological Center (ISC, 2019), encompassing 228 earthquakes recorded during the operational period of the stations. These analyses identified two prominent discontinuities: the Moho discontinuity, exhibiting depths between 35-50 km, with its greatest depth located northwest of the mountain range axis; and an intracortical discontinuity within the upper crust at depths ranging from 10-15 km. The Moho depth determined in this study (~50 km) is consistent with previous studies based on deep seismic and gravimetric data (Rondón, 2016; Medina, 2017).

Keywords: Receiver functions, Merida Andes, Crust, Moho.

INTRODUCCIÓN

La caracterización de la corteza ha sido objeto de estudio en numerosas oportunidades y localidades alrededor del mundo en cuanto a la determinación de su estructura, composición y evolución (Zandt y Ammon, 1995; Mooney et al., 1998). En Venezuela, en las últimas cuatro décadas, se han desarrollado diversas investigaciones geodinámicas con la finalidad de comprender los procesos de interacción que ocurren en la zona límite entre las placas del Caribe y América del Sur. Dentro de estas investigaciones se encuentran: el proyecto COLM (estudio cortical de

la Costa Oriental del Lago de Maracaibo), primeras mediciones sísmicas de refracción profunda realizadas en la zona noroccidental de Venezuela (Castejón et al., 1986; Gajardo et al., 1986; Guédez et al., 2003), y tres proyectos de sismica profunda con fuentes activas, ECOGUAY (Estructura Cortical del Escudo de Guayana) (Schmitz et al., 2002), MAR Y TIERRA en la zona centro-norte de Venezuela (Guédez et al., 2003), y ECCO (Estudio Cortical de la Cuenca Oriental) (Schmitz et al., 2005). Posteriormente, se realizaron investigaciones sismológicas utilizando fuentes activas y pasivas, con el propósito de caracterizar las principales estructuras litosféricas (espesores y velocidades), así como su dinámica

en la zona de interacción de las placas, esto bajo el marco de los proyectos BOLIVAR (Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region) y GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana) (Schmitz et al., 2014).

Dentro de las estructuras más importantes de Venezuela se encuentran Los Andes de Mérida, donde se han realizado diversos trabajos, principalmente gravimétricos, que han permitido la elaboración de modelos estructurales de la cordillera (Hospers y VanWijnen, 1959; Kellogg y Bonini, 1982; Escobar y Rodríguez, 1995; Chacín et al., 2005; Arnaíz, 2009). Sin embargo, la información que permitía tener una idea clara y precisa sobre las características estructurales, y en lo particular, utilizando métodos sísmicos, estaba limitada esencialmente a los primeros 8-10 km (Schmitz et al., 2015). Por esta razón en el año 2014 se planteó la realización del proyecto denominado Geociencia Integral de Los Andes de Mérida (GIAME), con la finalidad de investigar la estructura profunda, y dinámica interna y externa del orógeno.

Los resultados obtenidos de la gravimetría y de la sísmica del proyecto GIAME indican que la anomalía de gravedad observada en el occidente de Venezuela se debe a la raíz cortical de los Andes de Mérida y que la misma alcanza profundidades superiores a los 50 km y se encuentra desplazada unos 40-50 km hacia el noroeste respecto a su eje axial (Jiménez R., 2015; Saavedra, 2015; Schmitz et al., 2015).

Otra gran interrogante son las estructuras de subducción en la región occidental, y para resolverla se planteó el desarrollo del proyecto CARMA (Caribbean and Merida Andes Lithospheric Investigations), con la instalación de 65 estaciones sísmológicas temporales de banda ancha durante los años 2016-2018, distribuidas en un arreglo que se extiende desde el Mar Caribe en el norte de Colombia y Venezuela hasta las llanuras interiores del norte de Sudamérica, con la finalidad de obtener imágenes de la subducción de la placa del Caribe. Dichas estaciones estuvieron operativas en conjunto con las estaciones permanentes de las redes nacionales de Colombia y Venezuela, además de 13 estaciones que pertenecen al proyecto GIAME, distribuidas a lo largo de un perfil con orientación NO-SE, atravesando perpendicularmente el de la cordillera de los Andes de Mérida.

En este estudio, se analizaron los datos de las 13 estaciones de GIAME (Figura 1) con la metodología de funciones receptoras de onda P. Si bien el análisis de funciones receptoras es también un método sísmico, éste está basado en sísmica pasiva. Es decir, las funciones receptoras utilizan fuentes naturales, a diferencia de los métodos sísmicos activos usados en Jiménez R. (2015), Saavedra (2015) y Schmitz et al. (2015). Por tanto, se espera obtener un modelo estructural que complemente los resultados de la sísmica activa y la gravimetría, permitiendo otra vista de las estructuras en la región, además de alcanzar una mayor profundidad para visualizar estructuras de subducción.

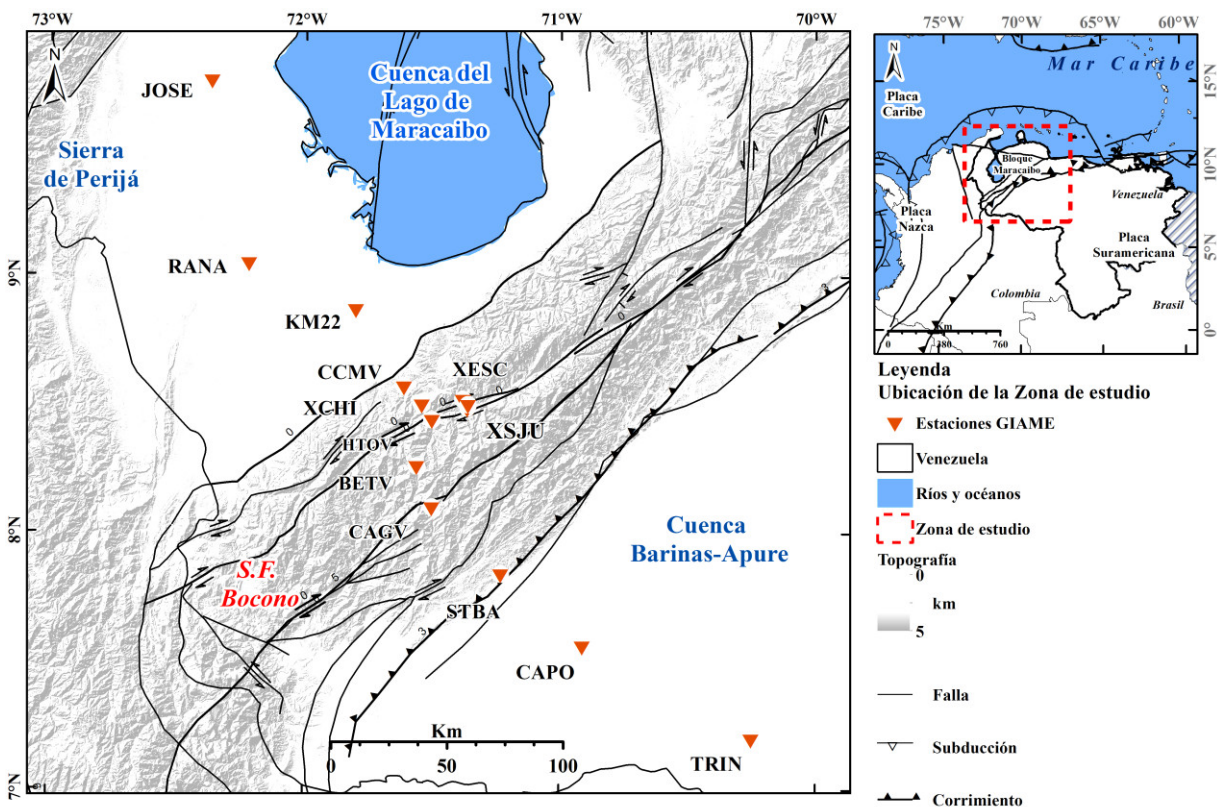


Figura 1. Ubicación de las estaciones sísmológicas en los Andes de Mérida. Fallas: Audemard et al. (2000)

FUNCIONES RECEPTORAS

El análisis de funciones receptoras se ha convertido en un método rutinario para detectar las discontinuidades de la corteza y el manto superior (Li y Yuan, 2003). El término función receptora fue introducido por Langston (1979), quien utilizó las fases convertidas de las ondas P como herramienta de imagen, aumentando la relación señal/ruido al apilar registros de múltiples fuentes (Rondenay, 2009). Esta técnica está diseñada para identificar y aislar las ondas convertidas en la cola de una onda telesísmica (evento distante). Cuando la onda incidente en la discontinuidad es compresional (P) se generará otra onda, que sigue a la onda P directa con velocidad de onda S (comúnmente denominada fase Ps). De manera similar, una onda incidente de cizalla (S) generará otra onda que se transmite con una velocidad de onda P (comúnmente denominada fase Sp) y se adelanta a la onda S incidente. Todas las fases se registran en la misma estación (Hu et al., 2015). La diferencia entre los tiempos de viaje de la primera llegada y la onda convertida permite determinar la profundidad de la discontinuidad y la relación de velocidad entre las ondas P y S de la estructura superpuesta (Eulenfeld, 2020).

Además de las conversiones primarias (Ps o Sp), con frecuencia se pueden observar fases múltiples (PpPs y PsPs+PpSs) que reverberan entre la discontinuidad y la superficie de la Tierra (Figura 2). Los múltiples son más débiles que la fase principal debido a la dispersión que padece la onda por viajar una trayectoria más larga y en consecuencia, a veces son difíciles de identificar (Li y Yuan, 2003).

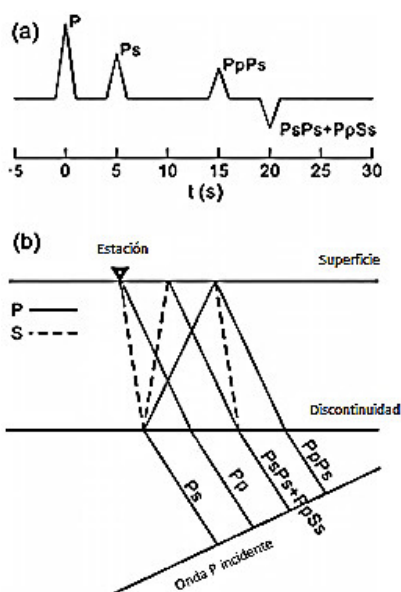


Figura 2. a) Esquema de una función receptora; b) trayectoria de los rayos (Hu et al., 2015).

La onda convertida que proviene del Moho es la fase dominante observada con funciones receptoras, por lo que inicialmente esta técnica se usó para determinar la profundidad del Moho, asumiendo un modelo de velocidades (Niu et al., 2007).

Esta metodología ha sido aplicada en Venezuela anteriormente por Bezada et al. (2007), Niu et al. (2007) y Quinteros et al. (2009) bajo el marco del proyecto BOLIVAR, y por Masy et al. (2015). Sin embargo, en estos casos solo se determinaron profundidades individuales del Moho debajo de una estación específica. En el caso del proyecto BOLIVAR se hizo uso de la red sísmológica nacional del año 2003 (35 estaciones), complementada con 27 estaciones instaladas principalmente en el centro-oriente del país. El mapa de espesores corticales resultante muestra gran variación en la profundidad de Moho, desde 16 km bajo la Cuenca de Bonaire hasta más de 50 km en los Andes venezolanos así como hacia el noreste. En el caso de los Andes de Mérida solo había cinco estaciones, por lo que esa región no poseía una gran cobertura (Figura 3) (Niu et al., 2007; Quinteros et al., 2010).

Masy et al. (2015) combinaron tomografía de ondas superficiales con imágenes de funciones receptoras Ps y Sp para estudiar la estructura de velocidades del manto superior, en particular el límite litósfera-asténósfera (LAB) bajo el este y centro de Venezuela. La profundidad del LAB varió significativamente en la región: 110 km bajo el Escudo de Guayana, 130 km bajo el norte de la cuenca de Maturín; 50 a 60 km a lo largo del Graben de Espino, profundizándose hasta 80 km al oeste, debajo de la cuenca Barinas-Apure. A pesar de que la tomografía se desarrolló en el oriente, las imágenes de funciones receptoras en el occidente revelaron profundidades de hasta 90 km bajo los Andes de Mérida y el bloque de Maracaibo. Sin embargo, la cobertura de estaciones en la región occidental sigue siendo baja. (Figura 4).

CONTEXTO TECTÓNICO

Los Andes de Mérida representan una de las estructuras geológicas más importantes de nuestro país; es una cadena montañosa con orientación NE-SO ubicada en la región occidental de Venezuela. Se extienden por 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto y se caracterizan por poseer una elevación máxima del orden de 5000 msnm. Esta cadena está relacionada con la compleja interacción entre las placas del Caribe, Sudamérica y Nazca. Como consenso general, la placa del Caribe se mueve aproximadamente hacia el este en relación con América del Sur, pero este límite de placa activo no es del tipo dextral simple, ya que se presenta cierta componente oblicua a lo largo de una zona transpresional activa de más de 100 km. En el suroeste de Venezuela, donde se encuentran los Andes de Mérida, los esfuerzos generados por este margen tectónico han contribuido a la formación de la falla de Boconó, que corre aproximadamente a lo largo del eje de la cadena, y los corrimientos que limitan la cadena en ambos flancos. De hecho, el límite de placas en el oeste de Venezuela tiene hasta 600 km de ancho y comprende un conjunto de bloques tectónicos discretos (entre los cuales destaca el bloque triangular Maracaibo), que se mueven independientemente entre las placas más grandes circundantes (Caribe, América del Sur y Nazca) (Audemard y Audemard, 2002).

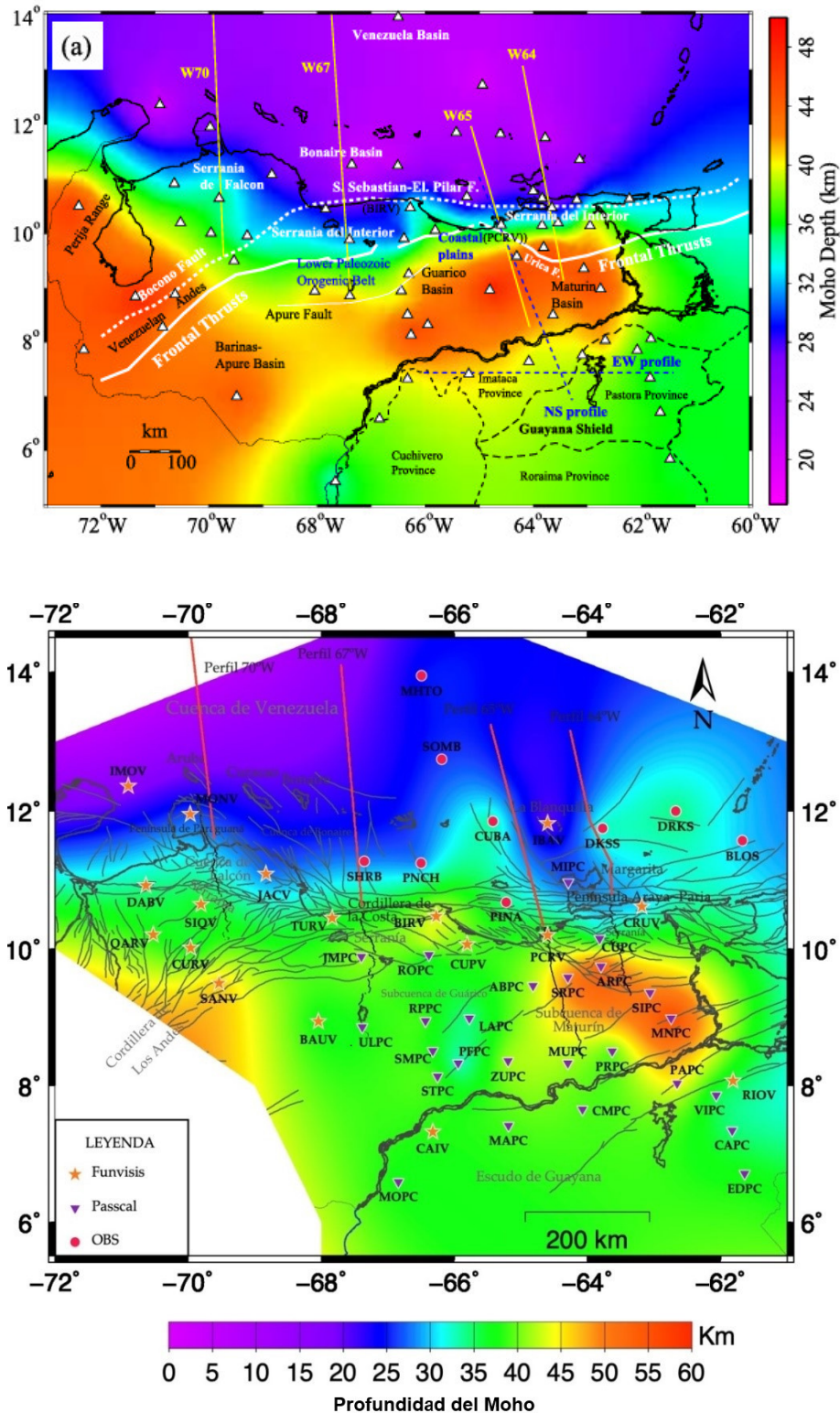


Figura 3. Mapa del espesor cortical en el norte de Venezuela producto de los resultados del análisis de funciones receptoras por Niu *et al.* (2007) (arriba) y (Quinteros *et al.*, 2010) (abajo); Venezuelan Andes = Andes de Mérida; Lower Paleozoic Orogenic Belt = Cinturón Orogénico del Paleozoico Inferior; Coastal plains = Planicies costeras; profile = perfiles; Guayana Shield = Escudo de Guayana; Basin = Cuenca; Fault = Falla.

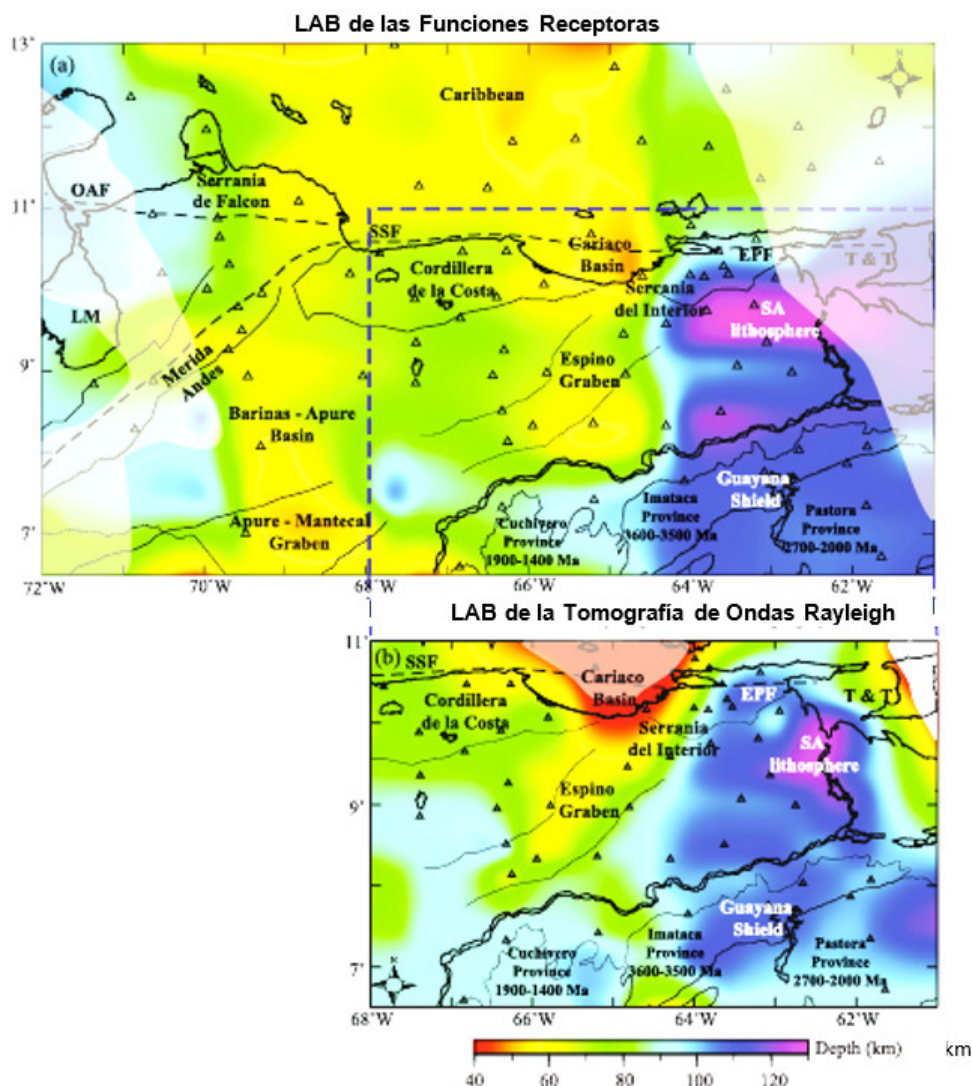


Figura 4. Variaciones de la profundidad del LAB estimadas a partir de imágenes de funciones receptoras (a) y tomografía de ondas superficiales (b). SA: América del Sur; OAF: Falla de Oca-Ancón; EPF: Falla El Pilar; SSF: Falla de San Sebastián; T&T: Trinidad y Tobago. El recuadro azul de (a) indica la región de estudio de la tomografía de ondas Rayleigh. La marca blanca translúcida muestra las zonas en las que el LAB no está definido (Masy et al., 2015).

La falla de Boconó es la característica estructural principal en esta región y está definida como un accidente transcurrente dextral. Se extiende por más de 500 km en el occidente venezolano en dirección NE-SO entre la frontera con Colombia y Morón (costa caribeña venezolana) y más de 400 km de longitud de esta falla surcan los Andes de Mérida de forma oblicua (Audemard y Audemard, 2002).

DATOS Y METODOLOGÍA

Se trabajó con registros de 228 eventos telúsmicos (Figura 5) obtenidos en 13 estaciones sismológicas de banda ancha (Tabla 1), las cuales estuvieron operativas entre Noviembre de 2015 y Abril de 2018. Se seleccionaron eventos con distancias epicentrales entre 30°-95° con respecto a un punto de referencia con las coordenadas de la estación HTOV (El Hato), escogida como centro del perfil

estratégicamente por su ubicación (Figura 1). Se trabajó con dicho rango de distancias epicentrales porque el tiempo de viaje y las distancias recorridas por las ondas son suficientemente grandes para que un tren de ondas P, de varios minutos, se registre antes que la primera onda S y se observen mejor las reverberaciones (Schmitz et al., 2015).

La base de datos se obtuvo del Catálogo GEM del Centro Sismológico Internacional (ISC, 2019) y se limitó a eventos con magnitudes iguales y superiores a 5,5, ya que es ventajoso utilizar observaciones de terremotos profundos y de magnitud intermedia porque presentan buenos niveles de señal-ruido (Ligorria y Ammon, 1999). De este modo se puede evitar las dificultades en la diferenciación de las fases convertidas con respecto a múltiples de larga duración, interacción de una fuente poco profunda con la superficie libre o una llegada secundaria de una discontinuidad cerca del punto de conversión de la fase (Burdick y Langston, 1977).

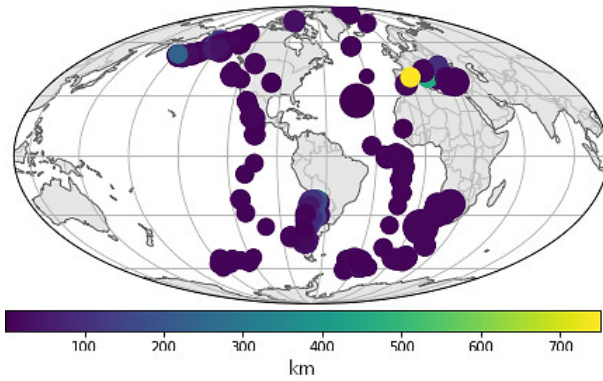


Figura 5. Eventos del 2015-11-01 al 2018-03-17 (ISC, 2019). El tamaño de los círculos hace referencia a la magnitud del evento.

Tabla 1. Coordenadas de las estaciones sismológicas.

Nombre	ID	Latitud (°)	Longitud (°)
Betania	BETV	8,26	-71,56
Canagua	CAGV	8,10	-71,50
Caparo	CAPO	7,56	-70,91
Cerro Coromoto	CCMV	8,57	-71,61
El Hato	HTOV	8,44	-71,50
San José	JOSE	9,76	-72,37
Km 22	KM22	8,87	-71,80
Rio Santa Ana	RANA	9,05	-72,22
Santa Bárbara	STBA	7,84	-71,23
Triunfo	TRIN	7,20	-70,25
Chiguara	XCHI	8,50	-71,54
La Escalera	XESC	8,52	-71,38
San Juan	XSJU	8,50	-71,36

Para el cálculo de las funciones receptoras de onda P se utilizó un paquete de Python denominado rf (Eulenfeld, 2020), pensado para usarse en la mayoría de los casos como biblioteca en el código de otros investigadores. Dentro de sus funcionalidades se encuentran: entrada/salida de formas de onda con preservación de metadatos, cálculo de ángulos de incidencia para la rotación de las componentes en las coordenadas ZRT o LQT, técnicas de deconvolución en el dominio de frecuencia o tiempo, corrección por distancia y cálculo y apilamiento por puntos de conversión de fase.

Los primeros pasos del procesamiento de los datos incluyeron la aplicación de un filtro paso banda, entre 0,5 y 2 Hz, para resaltar la señal de bajas frecuencias. Luego se procedió a la reducción del tiempo de la señal a 25 y 90 segundos antes y después de la primera llegada respectivamente, para reducir el tiempo de procesamiento, tomando como referencia que las conversiones primarias y los múltiples asociados al Moho están contenidos en los primeros 25 segundos de las funciones receptoras, para estaciones ubicadas en una región continental normal (Li y Yuan, 2003).

Posteriormente, se aplicó la metodología de funciones receptoras, que consta de una serie de pasos descritos a continuación:

Rotación de Componentes. La dirección de la fase convertida incidente depende del ángulo de incidencia y del back azimuth del rayo, así que no necesariamente coincide con la dirección de alguna de las componentes Z, E o N. Por esta razón se realizó una rotación de las componentes vertical, este-oeste y norte-sur del movimiento del suelo (ZEN) en un nuevo sistema de coordenadas coincidente con el rayo (denominadas LQT) (Figura 6). En el caso de una onda P incidente, la componente L está dominada por la misma onda P, mientras que las componentes Q y T contienen principalmente la energía de la fase convertida Ps. Para medios homogéneos en capas horizontales, la energía de la onda convertida está contenida exclusivamente en la componente Q. La presencia de energía significativa en la componente T indica una estructura con un comportamiento anisotrópico, capas de inmersión o dispersores 2D o 3D (Li y Yuan, 2003; Rondenay, 2009).

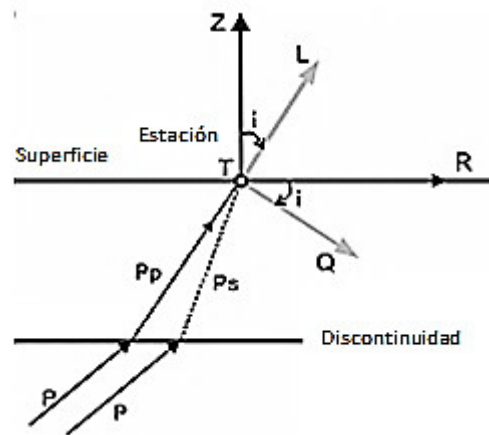


Figura 6. Sistemas de coordenadas en el procesamiento de las funciones receptoras. El ángulo i es el ángulo de incidencia de la onda P (Hu et al., 2015).

Deconvolución. Las técnicas de deconvolución forman parte de los problemas de inversión, en los cuales se trata de ajustar los datos observados a un modelo matemático, ambos conocidos. En el análisis de funciones receptoras, el objetivo de resolver un problema inverso es caracterizar el medio a través del cual viajan las fases de la onda sísmica en términos de discontinuidades, cambios en las propiedades del material y contrastes de velocidad. La deconvolución recupera la función receptora de la traza sísmica al eliminar los efectos de la fuente, la respuesta del instrumento y el ruido residual, por lo tanto es indicativa de la estructura de la Tierra en las proximidades del sismómetro (Rondenay, 2009; Hu et al., 2015).

En este trabajo se ejecutó una deconvolución en el dominio del tiempo, que se basa en la minimización por mínimos cuadrados de la diferencia entre el sismograma horizontal observado y una señal generada por la convolución de un tren de picos actualizado iterativamente con el sismograma de componente vertical. En primer lugar, el componente vertical se correlaciona con el componente radial para estimar el retardo del primer y mayor pico en la función receptora, luego se calcula la diferencia entre el sismograma radial y la convolución de la función receptora recién

obtenida con el sismograma vertical para hallar otro pico. El procedimiento se repite hasta que dicha diferencia se vuelva insignificante (Ligorria y Ammon, 1999). Esta técnica de deconvolución tiene un tiempo de ejecución alto, sin embargo, también tiene mayor flexibilidad, adaptabilidad (Pesce, 2010) y estabilidad a largo plazo, ya que los espectros de amplitud son bastante coherentes (Ligorria y Ammon, 1999). Para más detalles, ver (Kikuchi y Kanamori, 1982).

Corrección por moveout. Para que una función receptora sea indicativa de la estructura debajo de la estación, se deben comparar las fases convertidas de diferentes eventos que inciden en una misma discontinuidad (profundidad). Sin embargo, los tiempos de retraso entre dichas fases convertidas y la directa tienden a aumentar a medida que la distancia epicentral se incrementa (señal en rojo - Figura 7). Corregir esta dependencia del tiempo con la lentitud (o distancia) se llama moveout, y consiste en hacer coincidir dichos tiempos (Hu et al., 2015). Para esto es necesario mover los eventos a una distancia de referencia, la cual, para eventos de distancias epicentrales entre 30° y 90° (correspondientes a lentitudes ρ de 8,98 y 4,70 s/grad respectivamente), se tomó de 67° (lentitud ρ de 6,40 s/grad) por ser una distancia intermedia dentro de los parámetros establecidos para de la base de datos. Con esta técnica, las funciones receptoras de menor lentitud que la lentitud de referencia se ensanchan y las funciones receptoras de mayor lentitud se comprimen (señal en negro - Figura 7) (Richter, 2014).

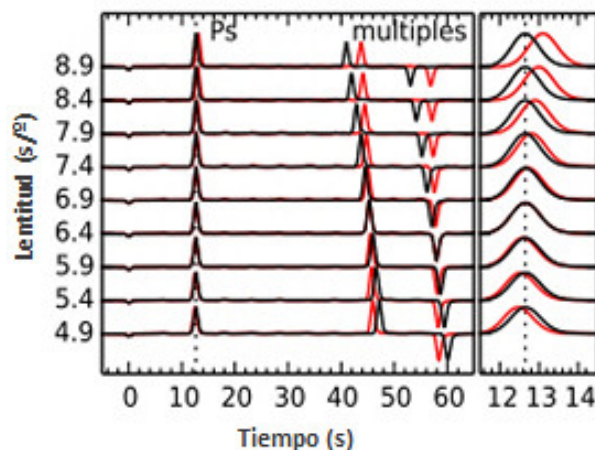


Figura 7. Corrección por moveout para la fase de Ps aplicada a funciones receptoras sintéticas de distinta lentitud en un modelo de dos capas. La fase de Ps está alineada por la corrección por moveout (línea negra del panel derecho). Se debe aplicar una corrección por moveout diferente para diferentes fases (múltiples). Rojo: antes, negro: después de la corrección por moveout (Richter, 2014).

Apilado. Debido a que se eliminan los efectos de la fuente y el instrumento, los datos deconvolucionados de varias fuentes se pueden comparar directamente (Pesce, 2010). Para ello, se aplica la técnica de apilamiento que consiste en la sumatoria de las amplitudes de todas las funciones

receptoras en una misma región. Con esta técnica se detectan las señales de coherencia débil, es decir, se mejora la amplitud de las fases convertidas en la misma discontinuidad y la relación señal-ruido. Se debe aplicar luego de la corrección por distancia (moveout), ya que todas las fases convertidas a una misma profundidad tendrán el mismo tiempo de llegada (Hu et al., 2015).

Una de las limitaciones del paquete en Python es que no permite la sumatoria de las trazas por estación, sino por regiones. Por lo tanto, en este estudio, la región de apilado se definió en 13 espacios equidistantes, de manera de obtener el mayor número posible de trazas apiladas para cada estación (Figura 8).

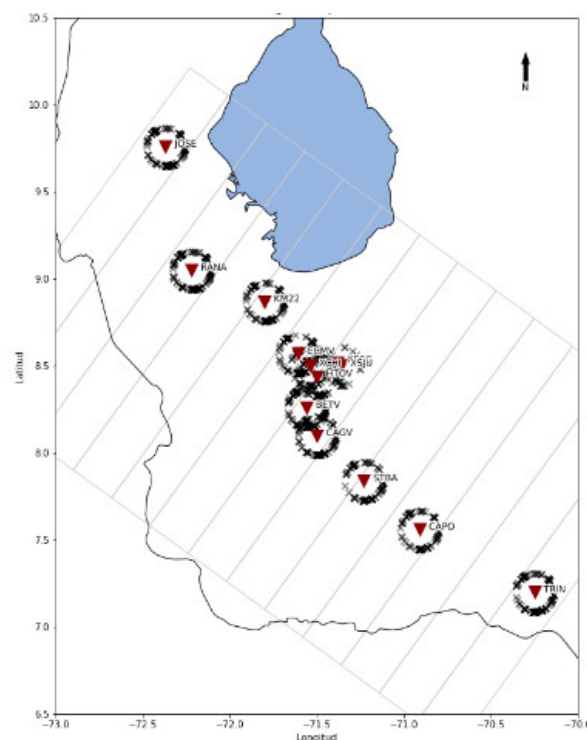


Figura 8. Región de apilado. Los triángulos rojos representan la ubicación de las estaciones y los signos -"la ubicación de los puntos de conversión de cada evento.

Conversión de tiempo a profundidad. La profundidad de una discontinuidad, H , puede expresarse por medio de la diferencia entre el tiempo de llegada entre la fase convertida y la directa ($t_{Ps} - t_P$) de la siguiente manera:

$$H = \frac{t_{Ps} - t_P}{\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2}} \quad (1)$$

donde p es el parámetro del rayo, y V_p y V_s son las velocidades de las ondas P y S, respectivamente (Zandt et al., 1995).

Tanto para la corrección por distancia como para la conversión de tiempo a profundidad se utilizó el modelo de referencia IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la [Figura 9](#) se observan las trazas individuales, ordenadas por back azimuth, para la estación HTOV, que se encuentra en el centro del perfil.

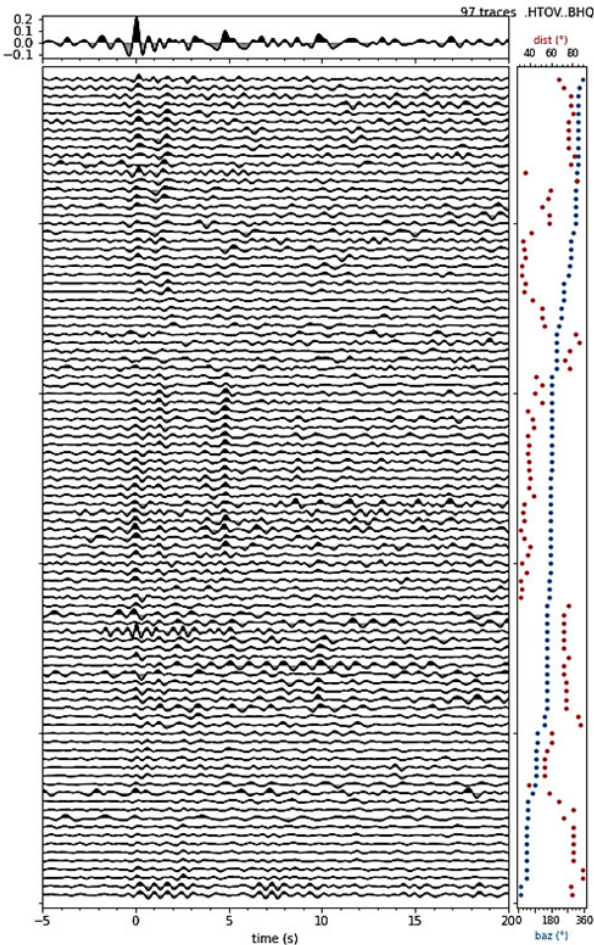


Figura 9. Funciones receptoras de onda P en la estación HTOV ordenadas por back azimuth. Los puntos rojos indican las distancias epicentrales. Las zonas sombreadas en amarillo indican las fases convertidas identificadas. En el panel superior se muestra la traza apilada.

Se pueden observar dos fases, la primera a los 5 segundos y la segunda a los 10 segundos.

La fase positiva más fuerte (5 segundos) puede estar relacionada a la discontinuidad de Moho, por ser la más prominente tanto en la mayoría de las trazas individuales como en la traza apilada, sin tomar en cuenta la fase en el tiempo cero que indica la llegada de la onda P. Se observa otra fase positiva entre 1 y 2 segundos, pudiendo estar relacionada a una discontinuidad intracortical.

La fase a 10 segundos puede indicar la presencia del límite litósfera-astenosfera. Sin embargo, no se observa con buena resolución en la mayoría de las trazas y tampoco se observa con regularidad en las demás estaciones, por lo que también

podría tratarse de un múltiple. Según [Kumar et al. \(2005\)](#) las observaciones de ondas sísmicas de alta resolución del LAB son muy raras, pero pueden ser obtenidas con más detalle usando funciones receptoras de onda S. Como es el caso de [Masy et al. \(2015\)](#), donde interpretan dicha discontinuidad a 90 km por debajo de los Andes de Mérida.

En la [Figura 10](#) se presentan dos ejemplos de funciones receptoras en dos estaciones ubicadas a ambos flancos de la cordillera. La imagen de la izquierda en la figura 10 representa las trazas individuales ordenadas por back azimuth para la estación KM22, ubicada en el flanco norandino, mientras que la imagen de la derecha en la figura 10 representa las trazas individuales ordenadas por back azimuth para la estación CAPO (Caparo), ubicada en el flanco surandino.

En la estación KM22 se identificaron dos fases, la primera entre 3-4 segundos, y la segunda a los 7 segundos aproximadamente. En la estación CAPO también se identificaron dos fases, la primera entre 1-2 segundos, y la segunda a los 4 segundos aproximadamente. Los tiempos de retraso de ambas fases en la estación KM22 son mayores a los tiempos de retraso de la estación CAPO, lo que indica una geometría asimétrica con respecto al eje axial de la cordillera, con las mayores profundidades desplazadas hacia el noroeste. Al igual que en la estación HTOV, se cree que la primera fase corresponde a una discontinuidad intracortical, mientras que la segunda fase está relacionada con la discontinuidad de Moho.

Las funciones receptoras de las demás estaciones fueron analizadas de la misma manera, observándose un comportamiento similar con las estaciones colindantes, con diferencias no mayores a 1 segundo.

Art6:Fig11 A partir de las trazas apiladas de cada estación, se realizó un perfil en profundidad ([Figura 11a](#)) que permitió identificar principalmente dos interfaces ([Figura 11b](#)), la discontinuidad de Moho y una fase intracortical. En la [Figura 11b](#), las líneas puntadas representan incertidumbre en la interpretación de la continuidad de la fase, ya que no se observa una tendencia similar de la señal en esa región en comparación con las trazas contiguas.

La discontinuidad de Moho presenta una tendencia convexa, con profundidades entre 35 y 50 km, con los mayores valores en el centro de la cordillera, desplazados hacia el noroeste de su eje axial. La fase intracortical se encuentra entre 7 y 15 km de profundidad con una tendencia similar a la discontinuidad de Moho.

En la parte central de la cordillera de Los Andes de Mérida hay mayor incertidumbre en la interpretación de las discontinuidades. La señal se debilita y el apilado no realiza las fases convertidas, en especial en la traza ubicada a 250 km de distancia, cuyas trazas individuales no contaban con buena energía. Esto podría deberse a una disminución en el contraste de velocidad entre la Corteza y el Manto superior en ese sector, en comparación a lo observado en las demás trazas.

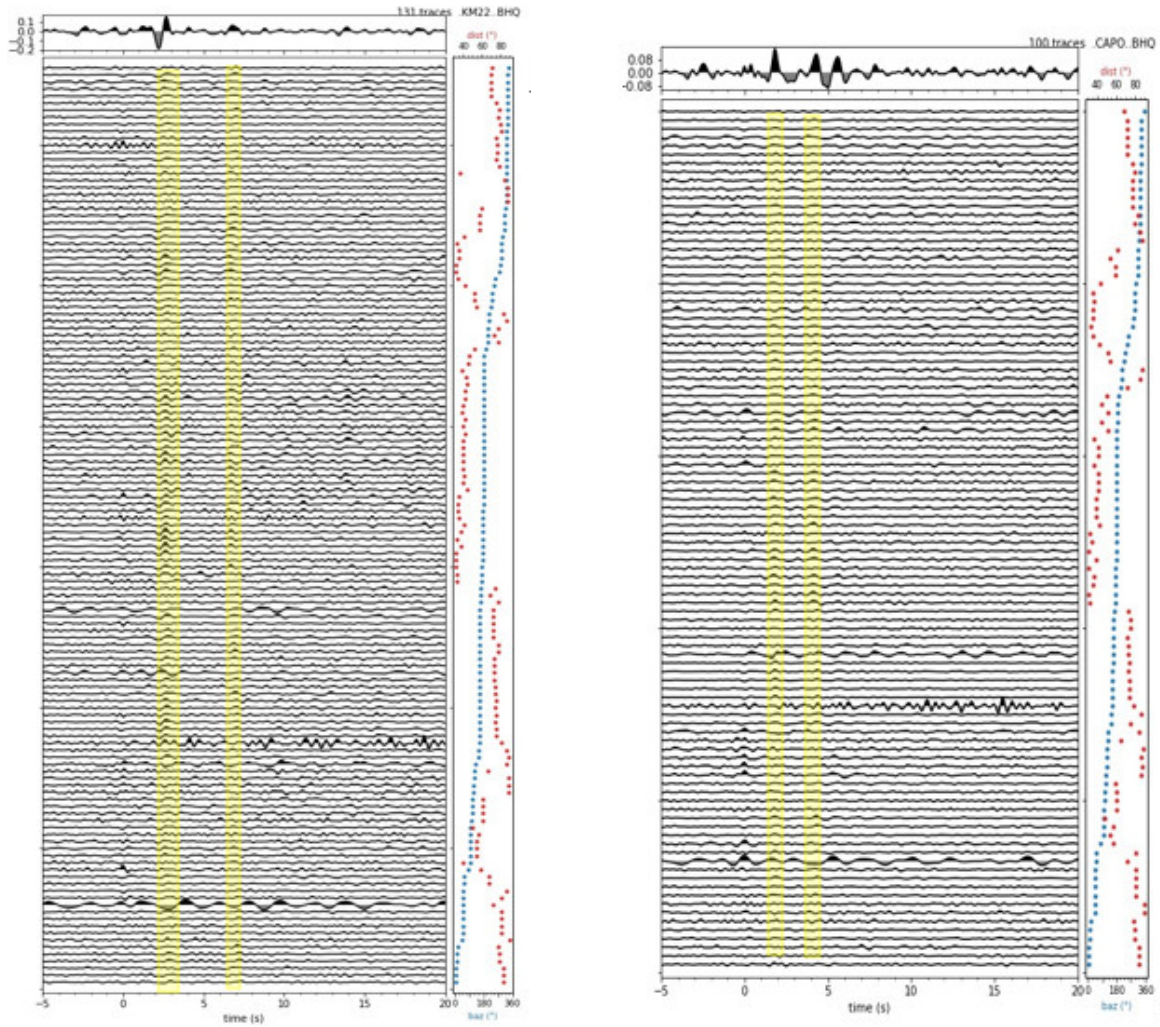


Figura 10. Funciones receptoras de onda P en la estación KM22 (izquierda) y CAPO (derecha) ordenadas por back azimut. Los puntos rojos indican las distancias epicentrales. Las zonas sombreadas en amarillo indican las fases convertidas identificadas. En el panel superior se muestra la traza apilada.

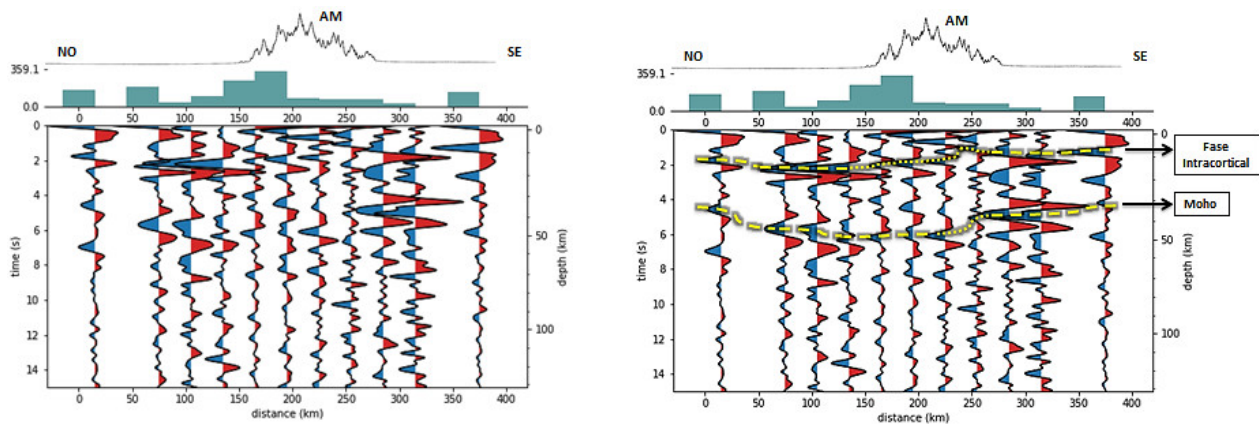


Figura 11. Funciones receptoras de onda P en el sector sur de los Andes de Mérida, apiladas por punto de conversión común (CCP). Panel superior: histograma de trazas apiladas y perfil topográfico. a) Perfil sin interpretar; b) Perfil interpretado. Línea amarilla segmentada: estructuras interpretadas. Línea amarilla punteada: incertidumbre en la interpretación. Las medidas de distancia delimitan la región del perfil, y cada bloque del histograma representa la región de apilado de las estaciones. AM: Andes de Mérida.

Rondón (2016) muestra los resultados de un estudio gravimétrico sobre la región de estudio (Figura 12), donde los valores para la discontinuidad de Moho oscilan entre 35 km y 50 Km de profundidad. Este modelado muestra la raíz cortical de los Andes de Mérida desplazada hacia el noroeste del eje axial de la cordillera y se basa en el modelo de orógeno flotante de Audemard y Audemard (2002).

Dicho modelo sugiere una subducción con dirección NO de la Placa Suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo (subducción tipo A), por ser más densa, mientras que la Placa del Caribe subduce en dirección SE por debajo del Bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana (subducción tipo B). Estos tipos de subducción son responsables de la geometría cortical descrita en Rondón (2016), la cual parece indicar los inicios del proceso de subducción en el flanco oriental de la cordillera (aunque todavía no es posible observar una losa de subducción completamente desarrollada). Dicha geometría coincide parcialmente con la geometría observada mediante el análisis de funciones receptoras y de estudios de sismica profunda (Schmitz et al., 2008) (ver rectángulos naranja en la Figura 12).

Rondón (2016) también interpreta una fase intracortical a 15 km de profundidad como un cambio de densidades en la

corteza superior, la cual también coincide parcialmente con la discontinuidad encontrada mediante funciones receptoras debajo del basamento de la cuenca de Maracaibo. Las zonas con mayor incertidumbre en la interpretación de las fases en el análisis de funciones receptoras están justamente debajo de la cordillera (ver líneas amarillas punteadas en la Figura 12), evidenciando la complejidad estructural antes descrita.

Medina (2017), mediante datos de sismica profunda, logró estimar la profundidad de la discontinuidad de Moho limitando la confiabilidad de sus resultados a las primeras capas sobre las cuencas adyacentes a Los Andes de Mérida, el modelado donde aflora el basamento y en la parte central del Moho (Figura 13). En ese caso de estudio, la mayor profundidad de la discontinuidad es de 45 km aproximadamente, y se puede observar que la zona iluminada por los rayos de las fuentes explosivas (ver líneas amarillas sólidas en la Figura 13) coincide con la discontinuidad hallada mediante funciones receptoras (ver líneas amarillas segmentadas en la Figura 13).

En ese estudio se modeló una discontinuidad a 10 km de profundidad en el flanco norandino y es interpretada como el basamento de la cuenca de Maracaibo. Podría pensarse que la fase observada con funciones receptoras entre 3 y 4

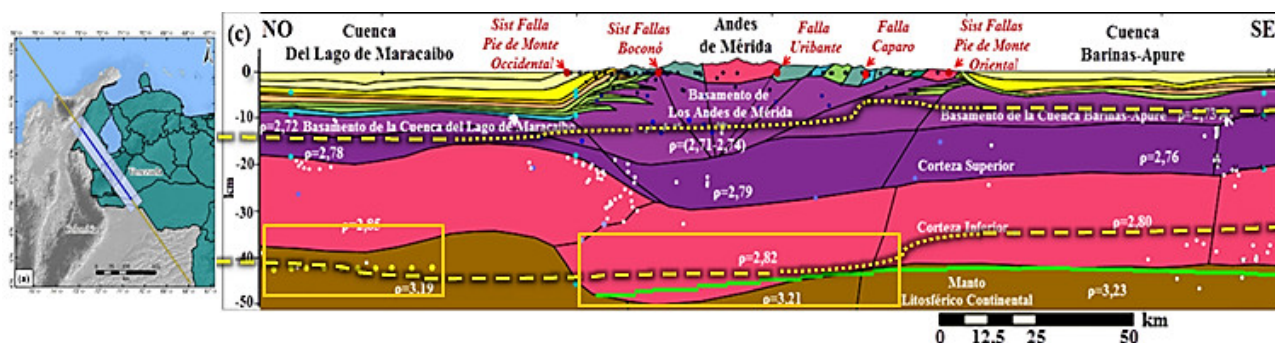


Figura 12. Modelo gravimétrico cortical 2D del Perfil Sur del Proyecto GIAME ubicado en la región noroccidental de Venezuela (Rondón, 2016). Puntos amarillos: Moho en Schmitz et al. (2008). Línea verde sólida: Moho en Niu et al. (2007). Líneas amarillas segmentadas: Funciones receptoras. Los rectángulos naranja enmarcan las zonas donde las profundidades del Moho de los diferentes estudios coinciden.

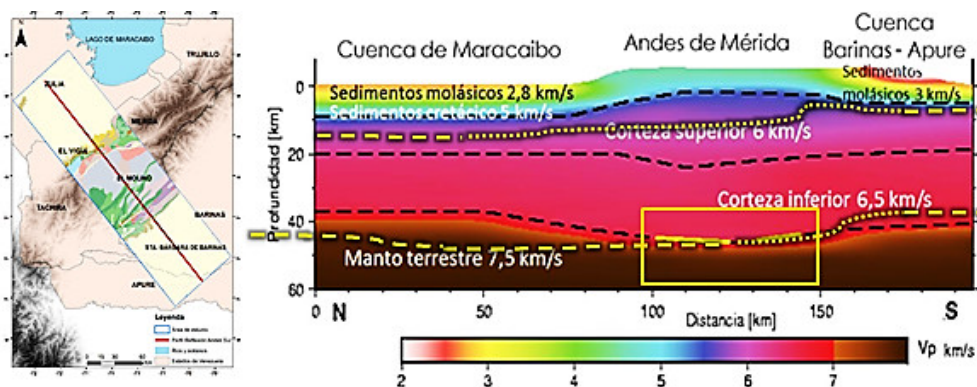


Figura 13. Modelo de velocidades de los Andes de Mérida integrando fuentes explosivas. Líneas amarillas sólidas: zona iluminada por los rayos de las fuentes sísmicas. Líneas amarillas segmentadas: Funciones receptoras. El rectángulo naranja delimita la zona de coincidencia entre ambos estudios. (Medina, 2017).

segundos para el flanco norandino corresponde a la profundidad de este basamento, sin embargo, hay una diferencia de aproximadamente 5 km de profundidad entre las discontinuidades de ambos estudios. En el caso del flanco surandino, la fase entre 1 y 2 segundos pareciera coincidir con la fase sedimentaria interpretada en la sísmica como el basamento de la cuenca Barinas-Apure, pero hay una pequeña diferencia entre ellas, de aproximadamente 1-2 km. Debido a esto y a la concordancia mostrada con el estudio gravimétrico, podemos concluir que la fase interpretada mediante funciones receptoras entre 7 y 15 km de profundidad es de hecho un contraste de impedancia en la corteza superior.

CONCLUSIONES

Las estructuras interpretadas con diferentes metodologías no siempre son totalmente consistentes entre sí, lo cual implica que los modelos obtenidos por métodos de inversión no son únicos. Cada solución a una inversión tiene un equilibrio entre resolución y estabilidad, por lo que los resultados dependerán del método y de los parámetros utilizados para resolver el problema (especialmente el modelo de velocidades).

Sin embargo, tanto los valores de profundidad como la geometría cortical muestran apenas pequeñas variaciones entre los diferentes estudios y metodologías aplicadas en la región, obteniendo valores alrededor de los 50 km para la raíz cortical de la cadena, mostrándose ligeramente desplazada hacia el NO del eje axial, producto de la posible subducción tipo A de la placa suramericana por debajo del Bloque de Maracaibo.

La discontinuidad intracortical con comportamiento similar al Moho se interpreta como una interfaz bastante marcada que puede representar un cambio en las propiedades de la corteza en esta zona, sin embargo hay bastante incertidumbre con respecto a la ubicación de esta interfaz, especialmente desde el flanco oriental de la cadena montañosa hacia el SE.

Las fases son un poco más débiles hacia el centro de la cadena montañosa, lo cual puede ser producto de la complejidad estructural presente en la región, que se traduce en mayor cantidad de ruido y menor realce de la señal, particularmente en el flanco sureste de la cadena.

No fue posible la interpretación de estructuras adicionales como el límite entre la Litósfera y Astenósfera (LAB).

AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida - FONACIT 2012002202). Se agradece al proyecto CARMA (Investigación de subducción Flat Slab el uso de los datos y de la tectónica de Borde de Placas en el norte de América del Sur - Rice University) el apoyo en el mantenimiento de las estaciones sismológicas.

Referencias

- ARNAÍZ, M. (2009). *Modelado gravimétrico y flexural en los Andes de Mérida* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., & HALLER, K. (2000). Map and database of quaternary faults and folds in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-18, 78 pp.
- AUDEMARD, F. E., & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 1-26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- BEZADA, M. J., MILLER, M., NIU, F., PAVLIS, G., ZELT, C., SCHMITZ, M., RENDÓN, H., LEVANDER, A., & GROUP, E. B. W. (2007). Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe-Suramérica: Un enfoque integrado [paper presentation]. *IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, Venezuela.
- BURDICK, L. J., & LANGSTON, C. A. (1977). Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3), 677-691. <https://doi.org/10.1785/BSSA0670030677>
- CASTEJÓN, B., MARQUÉZ, C., & URBÁEZ, M. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- CHACÍN, L., JÁCOME, M., & IZARRA, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.004>
- ESCOBAR, I. A., & RODRÍGUEZ, I. (1995). Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos [paper presentation]. *I Latinoamerican Geophysical Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.
- EULENFELD, T. (2020). rf: Receiver function calculation in seismology. *Journal of Open Source Software*, 5(48), 1808. <https://doi.org/10.21105/joss.01808>
- GAJARDO, E., NICOLLE, J. L., CASTEJÓN, B., MARQUÉZ, C., & URBÁEZ, M. (1986). Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo [Paper presentation]. *III Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.

- GUÉDEZ, R., SCHMITZ, M., CAVADA, J., & SÁNCHEZ, J. (2003). Determinación del espesor cortical y velocidades sísmicas en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela [Paper presentation]. *VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Barquisimeto, Venezuela.
- HOSPERS, J., & VANWIJNEN, J. (1959). The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. *Versl. Gewone Vergad. Afd. Natuurkd. K. Ned. Akad. Wet.*, 23, 1-95.
- HU, J., YANG, H., LI, G., & PENG, H. (2015). A review on the analysis of the crustal and upper mantle structure using receiver functions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 589-603. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.06.007>
- ISC (INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE), (2019). *ISC-GEM Earthquake Catalogue*. <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- JIMÉNEZ, R., C. A. (2015). *Estudio de sismica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmentos Valera - El Vigía* [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- KELLOGG, J. N., & BONINI, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276. <https://doi.org/10.1029/TC001i003p00251>
- KENNETT, B. L. N., & ENGDAHL, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- KIKUCHI, M., & KANAMORI, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491-506. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491>
- KUMAR, P., KIND, R., HANKA, W., WYLEGALLA, K., REIGBER, C., YUAN, X., WOELBERN, I., SCHWINTZER, P., FLEMING, K., DAHL-JENSEN, T., LARSEN, T. B., SCHWEITZER, J., PRIESTLEY, K., GUDMUNDSSON, O., & WOLF, D. (2005). The lithosphere-asthenosphere boundary in the North-West Atlantic region. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1), 249-257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.029>
- LANGSTON, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4749-4762. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- LI, X., & YUAN, X. (2003). Receiver functions in northeast China - implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4), 679-691. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)05555-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)05555-7)
- LIGORRÍA, J. P., & AMMON, C. J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400. <https://doi.org/10.1785/BSSA089051395>
- MASY, J., NIU, F., LEVANDER, A., & SCHMITZ, M. (2015). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 410, 12-24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.041>
- MEDINA, P. (2017). *Modelado bidimensional de la corteza de los Andes de Mérida en el perfil de reflexión Andes Sur, a partir de sismica de refracción profunda* [Tesis M.Sc.]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- MOONEY, W. D., LASKE, G., & MASTERS, T. G. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 727-747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122>
- NIU, F., BRAVO, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDÓN, H., BEZADA, M., & LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B11308). <https://doi.org/10.1029/2006jb004802>
- PESCE, K. A. (2010). *Comparison of receiver function deconvolution techniques* [Bachelor's thesis, Massachusetts Institute of Technology]. Massachusetts, USA. <http://dspace.mit.edu/handle/1721.1/7582>
- QUINTEROS, C., ROJAS, K., AMAIZ, R., PIÑERO-FELICIANGELI, L. T., SCHMITZ, M., & RENDÓN, H. (2009). Análisis de funciones receptoras para la estimación del espesor de corteza en Venezuela [paper presentation], *IX Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Caracas, Venezuela.
- QUINTEROS, C., SCHMITZ, M., NIU, F., BEZADA, M. J., LEVANDER, A., & GROUP, T. B. A. S. W. (2010). Crustal thickness in Venezuela from passive and active seismological methods [paper presentation]. *AGU Joint Assembly "The Meeting of the Americas"*, Foz do Iguassu, Brazil.

- RICHTER, T. (2014). *Temporal Variations of Crustal Properties in Northern Chile Analyzed with Receiver Functions and Passive Image Interferometry [PhD thesis]*. Freie Universität Berlin. Berlin, Alemania.
- RONDENAY, S. (2009). Upper Mantle Imaging with Array Recordings of Converted and Scattered Teleseismic Waves. *Surveys in Geophysics*, 30, 377-405. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9071-5>
- RONDÓN, F. (2016). *Modelo gravimétrico cortical 2D del perfil Sur proyecto GIAME, ubicado en la región andina de Venezuela* [Trabajo Especial de Grado]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- SAAVEDRA, M. J. (2015). *Modelos corticales de velocidades en la región occidental de Venezuela, zona centro-sur de Los Andes* [Trabajo Especial de Grado]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- SCHMITZ, M., CHALBAUD, D., CASTILLO, J., & IZARRA, C. (2002). The crustal structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics*, 345, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00208-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00208-6)
- SCHMITZ, M., JESUS, A., BEZADA, M., VIEIRA, E., YÁÑEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C. A., JÁCOME, M., & MAGNANI, M. B. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459, 14-26. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.072>
- SCHMITZ, M., LEVANDER, A., NIU, F., BEZADA, M. J., QUINTEROS, C., ZELT, C. A., ÁVILA, J., & BOLIVAR, E. G. D. T. D. S. A. D. P. (2014). *Características geofísicas de la corteza a lo largo del límite de placas*. In Schmitz, M., Audemard, F. & Urbani F. (Eds.), *El Límite noreste de la Placa Suramericana - Estructuras litosféricas de la superficie al manto* (Primera Edición ed., pp. 3-27). Caracas: Comité Editor Libros y Monografías, Fac. Ing. UCV.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M. I., SÁNCHEZ, J., & ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399(1-4), 109-124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.018>
- SCHMITZ, M., ORIHUELA, N., CHOY, J., GIL, E., MAZUERA-RICO, F., SANCHEZ-ROJAS, J., AUDEMARD, F., ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M., REINOZA, C., ARAUJO, F., RITTER, O., LEVANDER, A., NIU, F., JESUS, A., GARCIA, K., YEGRES, L., CRUCES, J., WECKMANN, U., TIETZE, K., & LARA, J. (2015). Investigaciones geofísicas integradas para estudiar la estructura litosférica de los Andes de Mérida [Paper presentation]. X CONVESIS. Cumaná, Venezuela.
- ZANDT, G., & AMMON, C. J. (1995). Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374(6518), 152-154. <https://doi.org/doi:10.1038/374152a0>
- ZANDT, G., MYERS, S. C., & WALLACE, T. C. (1995). Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10529-10548. <https://doi.org/10.1029/94JB03063>

NORMAS PARA AUTORES

TÍTULO DEL TRABAJO EN LETRA FUENTE TIMES NEW ROMAN, TAMAÑO 12, ALINEADO AL CENTRO. MAYÚSCULA, NEGRITA

Una línea en blanco (todas las líneas en blanco en Times New Roman, Tamaño 10)

Nombre y Apellido de los autores completos (en todos los casos, omitir títulos profesionales o académicos) centrados y escritos en letra fuente Times New Roman, Tamaño 10, efecto Versales. Ej.

LUIS FERNANDEZ^{1,a}, DANIEL HERNÁNDEZ^{2,b}

¹Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Eléctrica, Departamento de Comunicaciones
Caracas, Venezuela.

e-mail: ^axxxxxx@xxx.com, ^bxxxxxx@xxx.com

1 línea en blanco

RESUMEN

1 línea en blanco

El resumen en Español del artículo es obligatorio y será precedido por el subtítulo **RESUMEN**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la fuente Times New Roman, tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. **El resumen no excederá de 16 (dieciséis) líneas.** Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.) y deberá especificar brevemente el proceso experimental y las conclusiones.

1 línea en blanco

Palabras claves: deben incluirse al menos 5 (cinco) Palabras Claves, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 línea en blanco

TÍTULO TRADUCIDO AL INGLES EN LETRA FUENTE TIMES NEW ROMAN, TAMAÑO 12, ALINEADO AL CENTRO. MAYÚSCULA, NEGRITA

1 línea en blanco

ABSTRACT

1 línea en blanco

El «Abstract» en inglés, al igual que el resumen en español, es obligatorio Será precedido por el subtítulo **ABSTRACT**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la Fuente Times New Roman, Tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. El «abstract» no excederá de 25 (veinticinco) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), y deberá especificar brevemente el proceso, los resultados y las conclusiones principales.

1 línea en blanco

Keywords: Deben incluirse las Palabras Claves traducidas al inglés, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 línea en blanco

1 línea en blanco

INTRODUCCIÓN

1 línea en blanco

La introducción y el resto del texto del trabajo deben escribirse a espacio sencillo, a dos columnas, en un solo lado del papel y en hojas tamaño carta (21,5 × 28 cm), con márgenes de 2,5 cm por lado y espaciado entre columnas de 0,5 cm, utilizando estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangría, sólo en caso de que el trabajo sea aceptado para su publicación.

1 línea en blanco

Se aconseja a los autores utilizar subtítulos descriptivos de la forma siguiente: Introducción, Técnicas Experimentales, Resultados, Discusión, Conclusiones, Agradecimientos y Referencias. Los **SUBTÍTULOS** de cada sección en estilo Título 2, fuente Times New Roman, tamaño 10, mayúsculas, negrita, sin numeración, separados del párrafo anterior con una línea en blanco, y del párrafo siguiente con una línea en blanco.

El manuscrito debe ser claro, conciso y tener una extensión aproximada de 15 a 20 páginas, incluyendo figuras y tablas. Se preparará en formato .docx, utilizando el procesador de textos Microsoft Word versión 2016 o superior.

1 línea en blanco

Para la primera remisión del manuscrito, se enviará al Comité Editorial de la Revista, siguiendo la Plantilla, a la dirección de correo revistafacingeneria@gmail.com. El manuscrito deberá cumplir con las siguientes especificaciones: texto en hojas tamaño carta, formato Word, fuente Times New Roman tamaño 10, interlineado sencillo a dos columnas, las figuras y tablas se incluirán en el orden en que se citan en el texto. Las referencias dentro del texto y la lista de referencias al final del documento seguirán la normativa APA, con las referencias ordenadas finales alfabéticamente. Para el contenido del manuscrito serán utilizados los siguientes formatos y alineaciones:

Abreviaturas, símbolos y terminologías. En caso de incluir en el texto abreviaturas nuevas o especiales, no estándar deben ser explicadas cuando aparecen por primera vez en el texto y además debe incluirse al final del manuscrito un listado de las mismas con su significado. La terminologías deben seguir las normativas de la IUPAC (Internacional Unión of Pure and Applied Chemistry), la IUBMB(International Union of Biochemistry and Molecular Biology) y la IUPAP (International Union of Pure and Applied Physics). Las unidades deben seguir las Normas del Sistema Internacional de Unidades (SI). Se debe usar una coma para separar los decimales en todas las cantidades numéricas reportadas en el texto principal del manuscrito, así como en ecuaciones, tablas y figuras.

1 línea en blanco

Leyendas, Gráficos y Tablas: deben ser incluidas en el texto conservando tamaño y tipo de letra (Times New Roman 10). Cada figura, gráfico y tabla se colocará después de terminar el párrafo donde fue citada.

1 línea en blanco

Tablas – Construidas con la herramienta Tabla del procesador de textos Microsoft Word, deberán ser numeradas consecutivamente, referidas en el texto e insertadas en el lugar correspondiente. Para su incorporación en el texto, dejar una línea en blanco antes de la tabla y una línea en blanco después de ella. Cada tabla debe tener un título breve. Las aclaratorias deben estar al pie, no en el título. Los encabezamientos de las columnas serán cortos, abreviados y cuando sea necesario, serán explicadas en notas al pie.

1 línea en blanco

Títulos de tablas – Deberán ser incluidos en una línea inmediata superior de la Tabla y alinearlos a la izquierda, coincidiendo con el margen izquierdo de la tabla. Utilice fuente Times New Roman, tamaño 10. Ejemplo:

1 línea en blanco

Tabla 1. Parámetros técnicas analíticas utilizadas.

Parámetro	Técnica Analítica	Unidad
pH	Directo, Potenciométrico	-----
SST	SM, Gravimétrico	mg/L
SSV	SM, Gravimétrico	mg/L
DQO	SM, Reflujo Abierto	mg/L

SM: Standard Methods

1 línea en blanco

Figuras / Fotografías – Todas las figuras, gráficos, ilustraciones y fotografías serán consideradas como Figuras y deberán ser numeradas consecutivamente con números arábigos, referidas en el texto e insertadas en el lugar correspondiente. Las foto micrografías deben incluir una escala gráfica. En caso de requerir leyendas, éstas deberán escribirse utilizando fuente Times New Roman, tamaño 10. Para su incorporación en el texto, dejar una línea en blanco antes de la figura y una línea en blanco después de ella. Las figuras deben de tener una resolución mínima de 300 DPI y ser de tipo de archivo .PNG o .pdf

1 línea en blanco

Título de Figura / Fotografía – Deberá ser incluido en la línea inmediatamente inferior de la Figura, alineado a la izquierda, coincidiendo con el margen izquierdo de la Figura y utilizando fuente Times New Roman, Tamaño 10. Ejemplo:

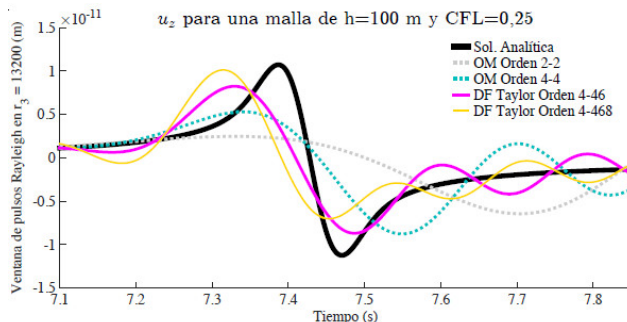


Figura 1. Simulaciones para el esquema HSSG con parámetros con $h = 100m$ y $CFL=0,25$.

1 línea en blanco

Fórmulas o Ecuaciones – Deberán ser generadas por editores de ecuaciones actualizados, utilizando fuente Times New Roman, tamaño 10, cursiva y centradas. También deberán ser numeradas en secuencia y referidas en el texto. Además distinga cuidadosamente entre subíndices, superíndices y símbolos especiales. Para su incorporación dejar una línea en blanco, antes y después de la ecuación. Ejemplo:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

Reescribiendo (1) en notación vectorial

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{u} = 0 \quad (3)$$

Referencias: Las referencias deben limitarse a fuentes pertinentes y citadas en el texto, tales como artículos científicos, tesis y trabajos académicos, informes de investigación, material audiovisual, legislación, ponencias de congresos y jornadas, y sitios web de reconocido prestigio. Un «Abstract» identificado adecuadamente /Abs..) puede ser citado sólo cuando sea la única fuente bibliográfica disponible. Los autores son responsables de la exactitud de las referencias. Las referencias deben ser ordenadas alfabéticamente. La cita de cada referencia debe ser incluida en el texto por el apellido del autor y año de publicación. Cuando la cita de cada referencia tenga más de un autor se colocará según el ejemplo: (Acosta et al. 2004). Para toda la referencia se debe utilizar fuente Times New Roman 10, efecto versales para el nombre del o los autores. Alineación de párrafo justificado y sangría de 0,7 cm a la izquierda a partir de la segunda línea del párrafo. El estilo de citación en estilo APA 7° edición:

1 línea en blanco

Artículos: Apellido del primer autor, seguido por las iniciales de su nombre, iniciales del nombre y apellido de cada coautor, año, título del trabajo (solamente con la primera letra en mayúscula), nombre de la revista (abreviado como en Word List of Scientific Periodicals y en letras cursivas o subrayado, volumen(número) página inicial – página final. Ejemplo:

1 línea en blanco

Pelliccioni, O., Cerrolaza, M., & Herrera, M. (2006). Análisis bidimensional de la interacción fluidoestructura en válvulas mecánicas de corazón utilizando técnicas de células automátatas. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*, 21(1), pp. 111-123.

PEREIRA, A. G., LIMA, T. M., & SANTOS, F. C. (2020). Industry 4.0 and Society 5.0: opportunities and threats. *International Journal of Recent Technology and Engineering*, 8(5), 3305-3308. DOI: 10.35940/ijrte.D8764.018520

1 línea en blanco

Libros: Apellido del primer autor, seguido por las iniciales del nombre y así todos los coautores, año de publicación entre paréntesis, título de la obra en letras cursivas, (con la letra inicial en mayúscula y nombres propios), edición entre paréntesis, ciudad, editorial. Ejemplos:

1 línea en blanco

BERNARDAS, J. A. (2000). *Circuitos Secuenciales. Diseño y Análisis*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 línea en blanco

CARRILLO, G., & MARCIALES, L. (1998). *Análisis de Aguas y Líquidos Residuales, y Ensayos de Laboratorio*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 línea en blanco

Moaveni, S. (2011). *Engineering fundamentals: An introduction to engineering*. Toronto: Thomson Learning.

Tesis: Apellido del autor, seguido por las iniciales del nombre, tanto para el primer autor como para los co-autores, año de publicación entre paréntesis, título de la tesis en letra cursiva. Tesis de Pregrado, Maestría o Doctoral (publicada o no) entre corchetes. institución, ciudad, país. Ejemplo:

1 línea en blanco

RASTELLI, V (2005). *Automatización del Dimensionamiento de Silenciadores Acústicos* [Tesis de Maestría no publicada]. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

1 línea en blanco

Casalena, G. (2011). *Caracterización Geofísica del suelo somero mediante la aplicación del método de Refracción por Microtremores (ReMi) en la ciudad de Maracay-estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

1 línea en blanco

Para los demás estilos de citación de referencias, como informes o reportes de investigación, material audiovisual, legislación, congresos, jornadas y sitios web, se puede consultar las normas APA 7^o edición. En todos los casos, las referencias deben presentarse con fuente Times New Roman tamaño 10 puntos, efecto versales para los nombres de los autores, alineación de párrafo justificada y sangría francesa de 0,7 cm a partir de la segunda línea de cada referencia.

AUTHOR GUIDELINES

TITLE OF THE MANUSCRIPT IN TIMES NEW ROMAN FONT, SIZE 12, CENTER ALIGNED. CAPITALIZED, BOLD

One blank line (all blank lines in Times New Roman, Size 10)

Full Name of Authors (in all cases, omit professional or academic titles) centered and written in Times New Roman font, Size 10, Small Caps effect. Example:

LUIS FERNANDEZ^{1,a}, DANIEL HERNÁNDEZ^{2,b}

¹Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Eléctrica, Departamento de Comunicaciones Caracas, Venezuela.

e-mail: ^axxxxxx@xxx.com, ^bxxxxxx@xxx.com

1 blank line

ABSTRACT

1 blank line

The English abstract is mandatory. It will be preceded by the subtitle ABSTRACT, which shall be centered, written in the Times New Roman font, size 10, Capitalized, and Bold. The abstract text must be written in the Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without left or right indents, using single line spacing and it shall not exceed 16 (sixteen) lines. It must be written in a single informative paragraph, suitable for reproduction (without needing re-writing) by specialized journals (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), and should briefly specify the experimental process, main results and conclusions.

1 blank line

Keywords: At least 5 (five) Keywords must be included and separated by commas. Use the Normal style, Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without indentation to the right or left, and single line spacing.

1 blank line

TITLE TRANSLATED INTO SPANISH IN TIMES NEW ROMAN FONT, SIZE 12, CENTER ALIGNED. CAPITAL LETTERS, BOLD

1 blank line

RESUMEN

1 blank line

El «Abstract» en inglés, al igual que el resumen en español, es obligatorio. Será precedido por el subtítulo **ABSTRACT**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la Fuente Times New Roman, Tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. El «abstract» no excederá de 25 (veinticinco) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), y deberá especificar brevemente el proceso, los resultados y las conclusiones principales.

1 blank line

Keywords: Deben incluirse las Palabras Claves traducidas al inglés, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 blank line

1 blank line

INTRODUCTION

1 blank line

The introduction and the rest of the text of the manuscript must be written single-spaced, in two columns, on one side of the paper and on letter-sized sheets (21.5 × 28 cm), with margins of 2.5 cm per side and spacing between columns of 0.5 cm, using Normal style, Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without indentation, only if the manuscript is accepted for publication.

1 blank line

Authors are advised to use descriptive subtitles as follows: Introduction, Experimental Techniques, Results, Discussion, Conclusions, Acknowledgments and References. The SUBTITLES of each section must be written in Title 2 style, Times New Roman font, size 10, capital letters, bold, without numbering, separated from the previous paragraph with a blank line, and from the following paragraph with a blank line.

The manuscript should be clear, concise, and approximately 15 to 20 pages long, including figures and tables. The manuscript must be in .docx format, using the Microsoft Word word processor version 2016 or higher.

1 blank line

Authors are advised to use descriptive subtitles as follows: Introduction, Experimental Techniques, Results, Discussion, Conclusions, Acknowledgments and References. The SUBTITLES of each section must be written in Title 2 style, Times New Roman font, size 10, capital letters, bold, without numbering, separated from the previous paragraph with a blank line, and from the following paragraph with a blank line. The manuscript should be clear, concise, and approximately 15 to 20 pages long, including figures and tables. The manuscript must be in .docx format, using the Microsoft Word word processor version 2016 or higher.

Abbreviations, symbols and terminologies. If new or special, non-standard abbreviations are included in the text, they must be explained upon their first appearance in the text. A list of these abbreviations and their meaning must be included at the end of the manuscript. Terminology must conform to the standards set out by the IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry), IUBMB (International Union of Biochemistry and Molecular Biology), and IUPAP (International Union of Pure and Applied Physics). Units must follow the standards set out by the International System of Units (SI). A comma must be used to separate decimal places in all numerical quantities reported in the main text of the manuscript, as well as in equations, tables, and figures.

1 blank line

Legends, Charts and Tables: must be included in the text in the Times New Roman font, size 10. Each figure, graph, and table must be placed after the paragraph in which it was cited.

1 blank line

Tables – must be generated using Microsoft Word’s Table editing tool using, numbered consecutively, referenced in the text, and inserted in their corresponding place. To incorporate them into the text, leave a blank line before the table and a blank line after it. Each table should have a brief, descriptive title. Explanatory notes must be placed at the bottom of the tables; they should not be included in the title. Column headings should be short, abbreviated, and, if necessary, explained in the footnotes.

1 blank line

Table titles – should be placed on a line immediately above the table, left-aligned, and should be aligned with the left margin of the table. Use the Times New Roman font, size 10. Example::

1 blank line

Table 1. Variables and analytical techniques.

Parameter	Analytical Technique	Unit
pH	Direct, Potentiometric	-----
SST	SM, Gravimetric	mg/L
SSV	SM, Gravimetric	mg/L
DQO	SM, Open Reflux	mg/L

SM: Standard Methods

1 blank line

Figures / Photographs – All figures, graphs, illustrations, and photographs will be considered figures and must be numbered consecutively with Arabic numerals, referenced in the text, and inserted in their appropriate place. Photomicrographs must include a graphic scale. If legends are required, they must be written using Times New Roman font, size 10. To incorporate them into the text, leave one blank line before the figure and one blank line after it. Figures must have a minimum resolution of 300 DPI; PNG or .pdf file types must be used.

1 blank line

Figure / Photograph Titles – must be placed on the line immediately below the Figure, left-aligned, aligned with the left margin of said Figure and written using the Times New Roman font, Size 10. Example:

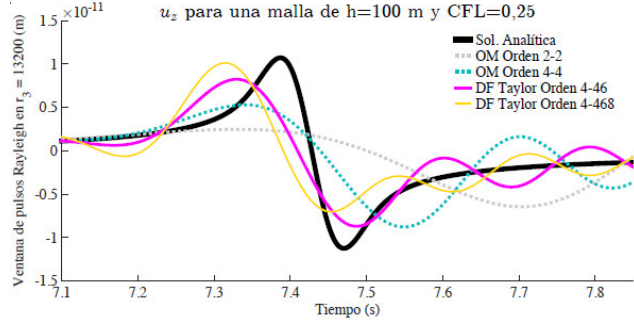


Figure 1. HSSG scheme simulations, with $h = 100$ m and $CFL=0.25$.

1 blank line

Formulas or Equations – must be generated by updated equation editors, using the Times New Roman font, size 10, italics, and centered. They should also be numbered sequentially and referenced in the text. Subscripts, superscripts, and special symbols should be carefully differentiated. To incorporate formulas or equations, leave a blank line before and after the equation. Example:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Rewriting (1) in vector notation

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{u} = 0 \quad (2)$$

References: References should be limited to relevant sources cited in the text, such as scientific articles, theses and academic papers, research reports, audiovisual material, legislation, conference and seminar papers, and reputable websites. A properly identified "Abstract"/Abs.) may be cited only when it is the only bibliographically available source. Authors are solely responsible for the accuracy of the references cited in their manuscripts. References should be ordered alphabetically. Each reference should be cited in the text, it will include the author’s last name and year of publication. When a reference citation has more than one author, it must conform to the following format: (Acosta et al. 2004). Use the Times New Roman 10 font for the entire reference; the name(s) of the author(s) should be in small caps. Paragraph alignment should be justified and indented 0.7 cm to the left, starting from the second line of the paragraph. Citation must conform to the APA formatting and style guidelines, 7th edition.

1 linea en blanco

Articles: must conform to the following format: last name of the first author, followed by the initials of his or her first name, initials of the first and last name of each co-author, year, title of the work (only the first letter should be capitalized), name of the journal (abbreviated as set out in the Word List of Scientific Periodicals and in italics or underlined), volume (number) initial page - final page. Example:

PELLICCIONI, O., CERROLAZA, M., & HERRERA, M. (2006). Análisis bidimensional de la interacción fluidoestructura en válvulas mecánicas de corazón utilizando técnicas de células automáticas. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*, 21(1), pp. 111-123.

1 blank line

PEREIRA, A. G., LIMA, T. M., & SANTOS, F. C. (2020). Industry 4.0 and Society 5.0: opportunities and threats. *International Journal of Recent Technology and Engineering*, 8(5), 3305-3308. DOI: 10.35940/ijrte.D8764.018520

1 línea en blanco

Books: Last name of the first author, followed by the initials of the name and so on for all co-authors, year of publication in parentheses, title of the work in italics (with the initial letter capitalized and proper names), edition in parentheses, city, publisher. Examples:

1 blank line

BERNARDAS, J. A. (2000) . *Circuitos Secuenciales. Diseño y Análisis*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 blank line

CARRILLO, G., & MARCIALES, L. (1998). *Análisis de Aguas y Líquidos Residuales, y Ensayos de Laboratorio*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

MOAVENI, S. (2011). *Engineering fundamentals: An introduction to engineering*. Toronto: Thomson Learning.

1 blank line

Theses: Author's last name, followed by the initials of the first name, both for the first author and co-authors, year of publication in parentheses, title of the thesis in italics. Undergraduate, Master's or Doctoral thesis (published or unpublished) in brackets. institution, city, country. Example:

1 blank line

RASTELLI, V (2005). *Automatización del Dimensionamiento de Silenciadores Acústicos* [Tesis de Maestría no publicada]. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

1 blank line

CASALENA, G. (2011). *Caracterización Geofísica del suelo somero mediante la aplicación del método de Refracción por Microtremores (ReMi) en la ciudad de Maracay-estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

1 blank line

For other information sources, such as research reports, audiovisual material, legislation, congresses, conferences and websites, authors should consult the APA formatting and style guidelines, 7th edition. In all cases, references should be presented in the Times New Roman font, size 10. Authors' names should be written in Small Caps, using justified paragraph alignment and a French indentation of 0,7 cm from the second line of each reference.

NORMAS PARA ÁRBITROS

La labor de arbitraje es fundamental para asegurar la calidad de la publicación. A continuación, se presentan lineamientos básicos para desarrollar esta actividad.

- El manuscrito tiene que presentarse atendiendo todos los requerimientos establecidos en las normas para su ejecución, cuidando el uso correcto del idioma y su gramática, la coherencia entre las secciones del texto y su organización.
- Para emitir un veredicto sobre el manuscrito sujeto a arbitraje, considere los siguientes aspectos:
 1. **Título:** Debe dar cuenta del contenido del trabajo, no exceder de quince (15) palabras, evitando comenzar la descripción con verbos, artículos o preposiciones.
 2. **Resumen/Abstract:** No excederá de 16 (dieciséis) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo, donde se sintetice la justificación de la temática, objetivos de la investigación, metodología, así como principales resultados y conclusiones del trabajo realizado. No debe incluir abreviaturas, siglas, acrónimos, signos, fórmulas, códigos y símbolos.
 3. **Palabras clave:** No más de cinco (5). Pueden ser palabras compuestas que faciliten la consulta del trabajo en las bases de datos existentes.
 4. **Introducción:** Debe incluir la justificación del tema tratado, considerando el problema del conocimiento y/o la realidad objeto de estudio, así como las bases teóricas y metodológicas que sustentan el trabajo. Asimismo debe incluir el objetivo general del trabajo y los específicos si fuera el caso.
 5. **Metodología:** Debe aparecer en forma explícita y contribuir a la comprensión del método aplicado para la obtención de resultados presentados.
 6. **Resultados y discusión:** Deben relacionarse de forma clara con el o los objetivos planteados. Todo resultado que sea propuesto para su obtención a partir de la metodología experimental (en caso que la hubiese), debe ser discutido. En caso contrario no se deben discutir datos que no hayan sido obtenidos a partir de la metodología experimental planteada. De presentar comparaciones con datos de la literatura existente, deben colocarse las referencias del tema.
 7. **Conclusiones:** Deben recoger en forma clara y precisa los resultados del trabajo realizado, sin que represente una repetición de lo incluido en la discusión. No deben colocarse referencias bibliográficas.
 8. **Referencias:** Deben estar colocadas en orden alfabético y siguiendo las normas American Psychological Association (APA) vigentes.
- Recomendación del árbitro: Debe ser realizada de acuerdo a los criterios anteriores y presentada según el formato que recibirá junto con el manuscrito a evaluar.

PEER REVIEWER NORMS

Peer review is fundamental so as to guarantee the quality of the publication. Here are some general lines to be followed.

- The study should be presented according to the requirements established in the norms for publication. Care must be shown in terms in grammatical and lexical correctness and in the coherence between the different sections of the study and its organization.
- To emit an opinion on the work reviewed, consider the following aspects:
 1. **Title:** Should reflect the content of the work, not exceeding fifteen (15) words, avoiding the use of verbs, articles or prepositions at the beginning.
 2. **Abstract/Resumen:** Not to exceed sixteen (16) lines. Should be written in a single paragraph of the informative type, synthesizing the justification of the study, its aims, methodology, as well as main results and conclusions. Abbreviations, acronyms, formulae, codes and symbols should be avoided.
 3. **Keywords:** No more than five (5). Compound words found in existing data bases may be used for ease of reference.
 4. **Introduction:** Should include the justification of the topic, the problem involved and/or the situation under study, as well as the theoretical and methodological bases that support the work. Should also include the general aims of the study and the specific ones if necessary.
 5. **Methodology:** Should be explicit and contribute to the understanding of the method applied to obtain the results presented.
 6. **Results and Discussion:** Should clearly relate to the aims of the study. All results obtained by experimental means (should that be the case) should be discussed. Data that has not been thus obtained should not be discussed. On comparing data with those in existing literature, references must be mentioned.
 7. **Conclusions:** Should clearly and precisely point out the results of the study without merely repeating what was included in the discussion section. No bibliographical references to be included.
 8. **References:** Should be in alphabetical order and follow the methodology of the Word List of Scientific Periodicals.
- Recommendation of the reviewer: Must be made according to the above criteria and presented according to the format sent with the manuscript to be assessed.

Edición Digital: producida y publicada por la **Editorial Innovación Tecnológica (EdIT)**.
Coordinación de Investigación | Facultad de Ingeniería | Universidad Central de Venezuela (UCV).
Ciudad Universitaria de Caracas. Venezuela.

ARTÍCULOS

Geología, Minas y Geofísica

DELIMITACIÓN DE LA SECUENCIA RUNAWAY, CAMPO BOONSVILLE, TEXAS, COMBINANDO ANÁLISIS DE SIMILITUD Y REDES NEURONALES / Delineation of the Runaway Sequence, Boonsville Field, Texas, Combining Similarity Analysis and Neural Networks Carla D. Acosta, Milagrosa Aldana, Ana Cabrera	1
ESTRUCTURA CORTICAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA - VENEZUELA / Crustal Structure of the Mérida Andes - Venezuela Freddy Rondón, Jesús Avila, Michael Schmitz, Javier Sánchez-Rojas, Pedro Medina, María Lolli, Dylan Marchena, Luis Yegres, Franck Audemard	13
ASPECTOS ESENCIALES EN EL REPROCESAMIENTO DE SÍSMICA 2D ANTIGUA. CASO DE ESTUDIO: CUENCA UCAYALI, PERÚ / Essential Aspects in Seismic Reprocessing 2D Legacy. Case Study: Ucayali Basin, Peru Massimo Di Giulio C., Johnny Vilca, Raúl Astos, Raquel Encinas, Salvador Diez de la Cortina, Blas Galiano	29
CARACTERIZACIÓN DEL RUIDO SÍSMICO EN VENEZUELA UTILIZANDO REDES SISMOLÓGICAS / Characterization of Seismic Noise in Venezuela Using Seismological Networks José Tomás del Castillo, Michael Schmitz, Herbert Rendón	45
INVERSIÓN ESTOCÁSTICA DE DATOS SÍSMICOS POST-APILADOS DEL CAMPO PENOBSCOT, NUEVA ESCOCIA / Stochastic Inversion of Post-Stacked Seismic Data of Penobscot, New Scotland Ambar Henríquez, Adrián Randon	59
ESTUDIO DE FUNCIONES RECEPTORAS DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DEL SECTOR MERIDIONAL DE LOS ANDES DE MÉRIDA / Study of Receptor Functions of the Cortical Structure of the Southern Sector of the Merida Andes María Saavedra, Claudia Quinteros, Michael Schmitz, Herbert Rendón, Leonardo Alvarado	49
	73

INSTRUCTIVOS

NORMAS PARA AUTORES	87
AUTHOR GUIDELINES	90
NORMAS PARA ARBITROS	93
PEER REVIEWER NORMS	94