



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

ANÁLISIS DE LA MICROSISMICIDAD GENERADA EN UN
YACIMIENTO DE HIDROCARBUROS POR UNA OPERACIÓN
DE FRACTURAMIENTO HIDRÁULICO MEDIANTE EL USO
INTEGRAL DE TÉCNICAS DE SÍSMICA PASIVA

Germán Rodríguez Pradilla

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá D. C., Colombia

2014

ANÁLISIS DE LA MICROSISMICIDAD GENERADA EN UN
YACIMIENTO DE HIDROCARBUROS POR UNA OPERACIÓN
DE FRACTURAMIENTO HIDRÁULICO MEDIANTE EL USO
INTEGRAL DE TÉCNICAS DE SÍSMICA PASIVA

Germán Rodríguez Pradilla

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO A LA UNIVERSIDAD
NACIONAL DE COLOMBIA COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR AL TÍTULO DE MAESTRÍA EN CIENCIAS - GEOFÍSICA

Director: Carlos Alberto Vargas Jiménez, Ph.D

Codirector: José María Jaramillo Mejía, Ph.D.

Línea de Investigación: Sismología aplicada a Yacimientos No Convencionales

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá D. C., Colombia

2014

© Germán Rodríguez Pradilla 2014

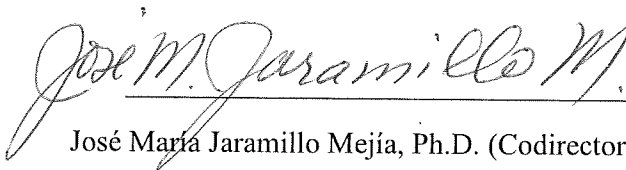
Todos los derechos reservados

Yo certifico que he revisado esta tesis y que en mi opinión cumple con todos los requisitos para optar al título de Maestría en Ciencias – Geofísica.




Carlos Alberto Vargas Jiménez, Ph.D. (Director)

Yo certifico que he revisado esta tesis y que en mi opinión cumple con todos los requisitos para optar al título de Maestría en Ciencias – Geofísica.



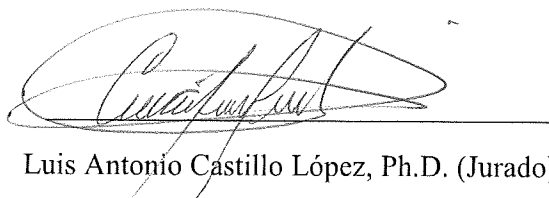
José María Jaramillo Mejía, Ph.D. (Codirector)

Yo certifico que he revisado esta tesis y que en mi opinión cumple con todos los requisitos para optar al título de Maestría en Ciencias – Geofísica.



María Cristina Dimaté Castellanos, Ph.D. (Jurado)

Yo certifico que he revisado esta tesis y que en mi opinión cumple con todos los requisitos para optar al título de Maestría en Ciencias – Geofísica.



Luis Antonio Castillo López, Ph.D. (Jurado)

Prólogo

Las operaciones de estimulación mediante fracturamiento hidráulico son utilizadas comúnmente para aumentar la productividad de reservorios convencionales y no convencionales y garantizar un aumento de la producción del hidrocarburo de interés. Su uso ha aumentado en los últimos años en muchos países incluyendo Colombia y se espera que siga aumentando en los próximos años.

Desde el punto de vista operacional, el éxito de una operación de fracturamiento puede evaluarse de varias maneras siendo los monitoreos microsísmicos una de las técnicas más utilizadas. Este método puede realizarse con estaciones sísmicas instaladas en superficie o en pozos aledaños y permite estimar el radio de propagación de las fracturas generadas mediante la caracterización de eventos microsísmicos asociados a estas fracturas.

Para este proyecto de tesis de maestría se desarrolló un flujo de trabajo que permite caracterizar microsismos (es decir, estimar la localización, magnitud y mecanismo focal de cada microsismo registrado) a partir de registros sísmicos adquiridos con estaciones instaladas en superficie y obtener así parámetros importantes de una operación de fracturamiento hidráulico como el volumen de reservorio estimulado, la orientación y anisotropía de esfuerzos horizontales, y una red discreta de fracturas.

Se realizó un estudio de caso donde se implementó el flujo de trabajo planteado en este proyecto para caracterizar microsismos asociados a un fracturamiento hidráulico realizado en un yacimiento de gas asociado al carbón ubicado en la cuenca Cesar-Ranchería, en Colombia. Se instalaron 60 estaciones de superficie alrededor de la cabeza del pozo y se adquirieron registros sísmicos de manera continua antes, durante y después de dicha operación de fracturamiento.

Los registros sísmicos adquiridos fueron procesados implementando un software desarrollado por el autor en ambiente MATLAB, que sigue la metodología de análisis descrita en este documento y que permite cumplir con todos los objetivos planteados.

Agradecimientos

Agradezco a todas las personas e instituciones que contribuyeron en el desarrollo de este proyecto. En primer lugar, a la Universidad Nacional de Colombia por mi formación académica de pregrado y posgrado que recibí durante los últimos ocho años. En especial, le agradezco al profesor Carlos Alberto Vargas, profesor del Departamento de Geociencias de la Universidad y director de este proyecto, por la orientación y apoyo que me brindó. A los profesores María Cristina Dimaté y Luis Antonio Castillo, también profesores del Departamento de Geociencias de la Universidad y jurados de esta tesis, les agradezco por la revisión y aportes que realizaron a este documento.

Le agradezco a la compañía GMAS LAB por el apoyo brindado durante los últimos seis meses de desarrollo de este proyecto. Este apoyo fue indispensable para lograr ejecutar exitosamente las fases de adquisición y procesamiento de los registros sísmicos del fracturamiento, permitiéndome recolectar datos de muy buena calidad. Agradezco especialmente al profesor José María Jaramillo, gerente general de GMAS LAB y codirector de este proyecto, por su orientación y apoyo incondicional. También le agradezco a los ingenieros Iván Hernández y Wilmer Galindo por el trabajo en equipo que desarrollamos juntos durante la fase de adquisición de registros sísmicos.

Le agradezco a la compañía Drummond Ltd., operadora del yacimiento de hidrocarburos donde se desarrolló el estudio de caso, por permitirnos el acceso al área de trabajo y a la información del yacimiento necesaria para el procesamiento de datos, y por facilitar toda la logística para realizar la adquisición de registros.

Finalmente agradezco a mi familia y a mi novia por el apoyo incondicional que siempre me han brindado, el cual me ha facilitado la culminación de este proyecto y de todas las demás metas que he alcanzado en mi vida.

Resumen

Se desarrolló un flujo de trabajo que permite caracterizar microsismos asociados a operaciones de fracturamiento hidráulico a partir de registros sísmicos adquiridos con estaciones instaladas en superficie para obtener así parámetros importantes de una operación de fracturamiento hidráulico. Este flujo de trabajo fue implementado en un estudio de caso donde se caracterizaron microsismos asociados a un fracturamiento hidráulico realizado en un yacimiento de gas asociado al carbón ubicado en la cuenca Cesar-Ranchería, en Colombia.

Palabras clave: Monitoreo microsísmico, caracterización de sismos inducidos, mecanismos de falla, estado de esfuerzos

Abstract

A workflow for microseismic events characterization associated with hydraulic fracturing operations in unconventional reservoirs was developed to obtain important parameters associated with these operations from seismic data acquired with surface seismic stations. This workflow was implemented in a case study to characterize the microseismic events associated with a hydraulic fracturing operation developed in a coalbed methane reservoir in Cesar-Rancheria Basin in Colombia.

Keywords: Microseismic monitoring, induced seismicity characterization, fault mechanisms, state of stress

Contenido

Prólogo.....	v
Agradecimientos	vi
Resumen.....	vii
Abstract	vii
Lista de Tablas	x
Lista de Figuras.....	xi
1. Introducción.....	16
1.1 Objetivos	17
1.2 Metodología	17
2. El Caso de Estudio.....	19
2.1 Introducción	19
2.2 Marco Geológico.....	20
2.3 Estimulación de Pozos mediante Fracturamientos Hidráulicos	22
2.4 Parámetros de Adquisición de Registros Sísmicos Pasivos	25
2.5 Resultados Obtenidos.....	27
3. Análisis del Campo de Velocidades de Onda y Trazado de Rayos.....	28
3.1 Introducción	28
3.2 Representación de Estructuras	28
3.3 Análisis de Velocidad de Onda P de Estructuras	30
3.4 Trazado de Rayos	33
4. Localización de Microsismos	39
4.1 Introducción	39
4.2 Picado de Fases	39

4.3	Método de Geiger.....	41
5.	Caracterización del Mecanismo de la Fuente Sísmica	50
5.1	Introducción	50
5.2	Magnitud de Momento de Microsismos	51
5.3	Mecanismo Focal de Microsismos.....	57
6.	Análisis del Estado de Esfuerzos y Mecanismos de Falla.....	62
6.1	Introducción	62
6.2	Esfuerzos Horizontales.....	62
6.3	Mecanismos de Falla.....	63
7.	Conclusiones.....	66
7.1	Adquisición Sísmica.....	66
7.2	Modelos de Velocidades	68
7.3	Localización de Eventos	68
7.4	Trabajo Futuro.....	69
Anexo A.	Algoritmo de Trazado de Rayos en Tres Dimensiones.....	70
Anexo B.	Análisis Espectral de Microsismos.....	75
Anexo C.	Mecanismo Focal de Microsismos	79
Bibliografía	81

Lista de Tablas

Tabla 3-1. Perfil de velocidades de onda P intervalares del Punto Medio Común (CDP) 910 de la línea sísmica CV-1989-1100, el cual es el más cercano del Pozo A.	31
Tabla 4-1. Resultados de localización de un evento simulado utilizando los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3.3.....	43
Tabla 4-2. Resultados de localización de un evento real utilizando los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3.3.....	43
Tabla 4-3. Resumen de parámetros de precisión de software existente de distribución libre de localización de eventos (HYPO71) y del software de localización desarrollado por el autor, y resultados de localización del mismo evento real implementando los dos software y el mismo modelo de velocidades.	45
Tabla 4-4. Valores finales del vector de corrección x y de error RMS obtenidos para los 21 microsismos localizados	45
Tabla 5-1. Resultados del análisis espectral del modelo de Brune para los 21 microsismos localizados.	53
Tabla 5-2. Azimut y buzamiento de los planos nodales de los microsismos que evidenciaron un cambio de polaridad en los primeros arribos de onda P.....	58

Lista de Figuras

- Figura 2-1. Arriba: Localización y mapa geológico del área de estudio, al norte de la Cuenca Cesar-Ranchería en Colombia. Abajo: Corte geológico D-D' donde se muestra la Formación Cerrejón (en naranja) cubierta por depósitos aluviales depositados en el Cuaternario (Sepúlveda, 2014). Se superpone a este corte el Pozo A perforado en esta zona, el cual tiene como objetivo explotar el gas asociado a los mantos de carbón de la Formación Cerrejón.21
- Figura 2-2. Estratigrafía de la Cuenca Cesar-Ranchería (Aguilera et al., 2010).22
- Figura 2-3. Instalación típica de equipos utilizados para realizar operaciones de fracturamiento hidráulico en pozos de petróleo y gas. Las ondas sísmicas generadas por el fracturamiento se registran en superficie para monitorear su propagación e intensidad. Fuente: *hydraulicfracturing.com/process*.24
- Figura 2-4. Etapas de un fracturamiento hidráulico, ver texto para mayor explicación (Guo, 2007).24
- Figura 2-5. Transmisión de datos en tiempo real de las estaciones sísmicas inalámbricas instaladas alrededor de la cabeza del pozo A. Se instalaron 60 estaciones en un arreglo tipo estrella y dos estaciones base en la locación del pozo.25
- Figura 2-6. (a) y (b) Instalación de las estaciones sísmicas inalámbricas. (c) Adquisición de coordenadas con GPS sub-métrico. (d) Estación base instalada dentro de la locación del pozo A.26
- Figura 2-7. Imagen satelital del área de estudio localizado al norte de la cuenca Cesar-Ranchería en Colombia, con la ubicación de los pozos A, B y C y de las 60 estaciones sísmicas instaladas, y una vista isométrica del terreno junto con la proyección en profundidad del pozo A y del punto de inyección.26
- Figura 2-8. Algunos de los resultados obtenidos en este proyecto de tesis para la operación de fracturamiento hidráulico monitoreada en el pozo A. Caracterización de microsismos:

localización, magnitud y mecanismo focal de cada evento. Estimación del volumen de reservorio estimulado. Análisis de estado de esfuerzos y del mecanismo de falla de cada microsismo.....27

Figura 3-1. Ejemplos de representación del campo de velocidades de onda P de una estructura mediante modelo de bloques (a) y (b), mediante una parametrización de bloques regulares de velocidad constante (c) y suavizado de este último modelo mediante curvas *spline* (d). Tomado de Rawlinson et al., (2010).....29

Figura 3-2. Parametrización del yacimiento del estudio de caso mediante bloques regulares de 40 m de lado. A cada bloque le corresponde un valor de velocidad de onda P.29

Figura 3-3. Información existente de registros de velocidad de onda P en el área de estudio. Izquierda: Velocidades de procesamiento de la línea sísmica CV-1989-1100. Derecha: Registro sísmico y de densidad del pozo A los cuales permiten identificar el manto de carbón a fracturar, de 24 pies de espesor.31

Figura 3-4. Modelo de velocidades de onda P generado a partir de registros sísmicos. Izquierda: Calibración de un registro sísmico suavizado (curva azul) a partir de los registros sísmicos generados por perforaciones del encamisado del pozo mediante cañoneo y registrados por sensores en superficie, los cuales son procesados como disparos de calibración y permiten obtener un modelo de velocidades calibrado (curva roja) que está desfasada 24% del modelo inicial (Neuhaus, 2013). Derecha: Perforación del encamisado del pozo A mediante *jetting*, el cual no genera ondas sísmicas nítidas que se puedan registrar en superficie, por lo que no se cuentan con disparos de calibración.32

Figura 3-5. Proyección en tres dimensiones de los dos modelos de velocidades generados para el área de estudio, a partir de las velocidades de procesamiento del CDP 910 de la línea sísmica CV-1989-1100 (izquierda) y del registro sísmico sin calibrar del pozo A (derecha).32

Figura 3-6. Ejemplos de algunos métodos de trazado de rayos. Izquierda: a) solución de la ecuación de la eikonal, b) ruta más corta (Nolet, 2008). Derecha: c) método del disparo, d) método de flexión del rayo (Rawlinson et al., 2010).....35

Figura 3-7. Ley de Snell: El parámetro del rayo p es constante para todo el rayo, y su ángulo de incidencia θ varía según la velocidad de onda P (V_p) del medio de propagación.35

Figura 3-8. Ejemplo en un medio de dos dimensiones del algoritmo de trazado de rayos desarrollado, donde la cuadrícula representa el modelo de velocidades parametrizado. Se

realiza un trazado inicial calculando el ángulo de salida –o *takeoff*– mediante una proyección de rayo (línea discontinua) entre la fuente y el receptor, y se obtiene un error (ΔX) entre el receptor y el punto final del rayo (iteración 1) que coincide con la altura del receptor (línea punteada). Este error permite ajustar el cálculo del ángulo de salida y trazar nuevamente un rayo (iteración 2) el cual genera un error ΔX_2 más pequeño, y que se suma al error ΔX para ajustar nuevamente el ángulo de salida y trazar de nuevo el rayo (iteración 3). Este proceso se repite varias veces hasta minimizar el error final (iteración 4 y siguientes). La elevación del terreno (línea café) no influye en el proceso de trazado de rayos.....36

Figura 3-9. Error obtenido mediante el trazado de un rayo entre un receptor y una fuente simulada (ΔX) e implementando el modelo de velocidades obtenido en la sección 3.3 (Figura 3-7) y el algoritmo de trazado de rayos desarrollado (Anexo A), después de 10 iteraciones.37

Figura 3-10. Vista superior (izquierda) e isométrica (derecha) de un rayo trazado entre una fuente y un receptor simulado, donde se muestra el azimut y ángulo de salida –o *takeoff*– de este rayo.37

Figura 3-11. Tiempos de viaje de onda P de un evento simulado mediante trazado de rayos cuya numeración de las estaciones está asociada con la numeración de las estaciones instaladas en el área de estudio.38

Figura 4-1. Picado de primeros arribos de eventos microsísmicos identificados en los registros sísmicos, con una relación señal-ruido alta (b) y baja (c). Cada traza corresponde a una estación, de 1 a 60 enumerada según su localización (a). Se identificaron primeros arribos con polaridad positiva (trazas en rojo) en todos los eventos, y negativa (trazas en azul) en 10 de los 21 eventos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada...40

Figura 4-2. a) Localización inicial del hipocentro en el punto de inyección, y comparación de tiempos de viaje calculados mediante trazado de rayos con tiempos de viaje picados en los registros sísmicos para el cálculo del error residual en cada estación. b) Localización del hipocentro del mismo evento después de 300 iteraciones, y cálculo del error residual en cada estación.46

Figura 4-3. Simulación de un microsismo mediante trazado de rayos, cuyo hipocentro fue localizado a 150 m de distancia del punto de inyección. Se implementaron los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3-3 (Izquierda: velocidades de procesamiento de una línea sísmica cercana; Derecha; registro sónico sin calibrar del pozo A).....47

- Figura 4-4. Distribución espacial de los 21 microsismos localizados junto con sus barras de error de localización, vista superior (a) y lateral (b). Esta distribución permite inferir que las fracturas están confinadas al manto de carbón estimulado (vista lateral), y estimar así el Volumen de reservorio Estimulado (VRE) de la operación.47
- Figura 4-5. Vista superior de todos los eventos localizados para la etapa de fracturamiento monitoreada, con el orden de aparición cronológica de cada evento: Eventos 1 a 5 (a), 1 a 10 (b), 1 a 15 (c) y 1 a 21(d).48
- Figura 4-6. Vista superior (izquierda) e isométrica (derecha) de la distribución espacial de los microsismos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada.49
- Figura 5-1. Registros iniciales del evento 1 identificada para la etapa de fracturamiento monitoreada. Se realizó un análisis espectral para calcular el momento sísmico del evento a partir de los registros de las estaciones 35 y 56 debido a su bajo nivel de ruido ambiental y a que se encuentran equidistantes de la cabeza del pozo.54
- Figura 5-2. Identificación de ventanas de tiempo para las fases de onda P y S de un microsismo registrado por estaciones de superficie de tres componentes (Birkelo, 2012). .54
- Figura 5-3. Análisis espectral del evento 01 de la etapa de fracturamiento monitoreada en el pozo A a partir de un análisis espectral realizado en los registros de los canales 35 (izquierda) y 56 (derecha). Se define la ventana de tiempo para la fase de onda P en cada traza y se genera su espectro de frecuencia (curvas en azul) para extraer la función del espectro de la fuente (curvas en verde) que mejor ajusta, la cual se define a partir de la amplitud de periodo largo y la frecuencia angular (ecuación 5-2). Finalmente se promedian estos valores obtenidos de las dos estaciones y se calcula la magnitud de momento y el momento sísmico (ecuaciones 5-3 y 5-1).55
- Figura 5-4. Distribución espacial (izquierda) y temporal (derecha) de la magnitud de momento (M_w) de los microsismos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada.56
- Figura 5-5. Solución del mecanismo focal del evento de la Figura 4-1-a. (a) La polaridad de los primeros arribos es graficada en una red estereográfica con círculos negros para polaridad positiva y círculos blancos para polaridad negativa. (b) El primer plano nodal se define en esta misma red de forma que divida a todos los primeros arribos de polaridad positiva de todos los primeros arribos de polaridad negativa. (c) Se calcula el polo de este plano de falla (punto azul) y (d) se define el segundo plano nodal el cual debe pasar por el polo del plano de falla para garantizar que los dos planos sean ortogonales entre sí. Los

planos de falla obtenidos permiten general la pelota de playa asociada al mecanismo focal del microsismo (e).	59
Figura 5-6. Incertidumbre estimada del azimut del plano de falla del mecanismo focal del evento de la Figura 5-5, de aproximadamente 50°	60
Figura 5-7. Solución del mecanismo focal de un evento que no registró cambios de polaridad en los primeros arribos (izquierda). Se infiere para este tipo de eventos que el mecanismo de falla es de tipo expansivo como se muestra en la pelota de playa generada para este evento, que no tiene planos nodales (derecha).	60
Figura 5-8. Mecanismo focal de los 21 microsismos de la etapa de fracturamiento monitoreada, donde se identifican mecanismos de falla por cortante y por expansión.	61
Figura 6-1. Vista superior de la distribución de microsismos de la etapa de fracturamiento monitoreada, ajustados a una elipse cuya orientación y dimensiones permiten inferir una orientación de esfuerzos horizontales, un valor de DHSR y un área de reservorio estimulado.	63
Figura 6-2. Tipos de fractura de masas de roca. (a) Fractura por tracción indirecta, (b) fractura por cortante, (c) fracturas cortantes múltiples, (d) fractura de tracción, y (e) fractura de tracción causada por líneas de carga opuestas (Jaeger et al., 2007).	64
Figura 6-3. Mecanismos de falla de microsismos representados en pelotas de playa (izquierda) y diagrama de rosa con la orientación de los planos nodales de los eventos generados por falla por cortante (derecha). En ambas figuras se muestra la orientación del esfuerzo horizontal máximo.	64
Figura 6-4. Mapa geológico del área de estudio (Sepúlveda, 2014) con la localización del área de estudio y la orientación del esfuerzo horizontal máximo obtenido mediante el análisis de microsismicidad de una operación de fracturamiento realizado, la cual es muy cercana a la orientación de la Falla Cerrejón Este.	65
Figura 7-1. Propuestas de arreglos sísmicos de superficie implementados para monitoreos, con uso combinado de estaciones con telemetría instaladas de forma alineada –en gris, con estaciones independientes –sin telemetría, en rojo- instaladas en forma de estrella o en una grilla uniforme.	67

1. Introducción

Durante la explotación de un campo petrolero, el estado de esfuerzos dentro de la formación productora cambia en magnitud y sentido. La disminución o el aumento de la presión de poro conforme se extraen o inyectan fluidos genera una redistribución de dichos esfuerzos, esto es, un cambio en el estado mecánico del yacimiento. Dichos cambios afectan la productividad del campo, al inducir fenómenos tales como generación de fracturas y microfracturas que aumentan la permeabilidad de los reservorios y por lo tanto incrementan la producción diaria de crudo, pero también pueden tener efectos negativos tales como: reactivación de fallas, compactación del yacimiento, subsidencia de zonas supra-yacentes, ovalización y colapso de pozos, arenamiento, y un sin número de situaciones más que ponen en peligro la inversión realizada y el desarrollo del mismo.

Las operaciones de fracturamiento realizadas en reservorios de baja permeabilidad ($<$ de 0,1 mDarcy) tienen el objetivo de incrementar la producción de reservorios no convencionales, tales como mantos de carbón para extraer el gas metano asociado, y lutitas para extraer hidrocarburos líquidos y gaseosos a tasas de producción comerciales. Estos procedimientos son cada vez más frecuentes en todo el mundo y empiezan a ser importantes en el país.

En la actualidad, las tecnologías de registro e interpretación de los eventos sísmicos inducidos durante las actividades de explotación son utilizadas con el fin de estimar parámetros petrofísicos y geo-mecánicos de los reservorios durante y después de efectuados procesos de fracturamiento. Estos se incluyen en el diseño de las intervenciones a realizarle al yacimiento, además, son fundamentales para la planeación del desarrollo del campo. De ahí la importancia de la actualización constante de los mismos.

En este trabajo se buscará validar el uso de datos sísmicos obtenidos durante el monitoreo de un proceso de fracturación de un manto de carbón para la estimación de parámetros asociados a la orientación, magnitud relativa y redistribución del campo de esfuerzos.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

Los objetivos planteados para este proyecto de tesis son los siguientes.

Objetivo general

Caracterizar eventos microsísmicos generados en un yacimiento de hidrocarburos no convencionales por una operación de fracturamiento hidráulico, e interpretar los resultados obtenidos para estimar el volumen estimulado, y analizar el estado de esfuerzos y los mecanismos de falla de la masa de roca fracturada.

Objetivos específicos

- Adquirir registros sísmicos pasivos con estaciones sísmicas de superficie antes, durante y después de una operación de fracturamiento hidráulico en un yacimiento de hidrocarburos.
- Generar un modelo de velocidades de ondas sísmicas a partir de registros sísmicos y de pozos existentes.
- Localizar los eventos inducidos por la operación de fracturamiento hidráulico identificados en los registros sísmicos adquiridos.
- Caracterizar el mecanismo de fuente sísmica mediante la estimación de la magnitud y mecanismo focal de los eventos localizados.
- Analizar el estado de esfuerzos y los posibles mecanismos de falla de la masa de roca fracturada para estimar la orientación y relación diferencial de esfuerzos horizontales, el volumen de reservorio estimulado por la operación de fracturamiento, y generar una red de fracturas.

1.2 Metodología

La caracterización de eventos microsísmicos de cualquier tipo requiere de una adquisición de registros sísmicos en estaciones localizadas muy cerca de la fuente de estos eventos. Estas estaciones pueden instalarse formando arreglos en superficie, o a profundidad utilizando pozos aledaños como pozos de monitoreo. Para este proyecto se utilizó un

1. INTRODUCCIÓN

arreglo sísmico de superficie de 60 canales instalados en un radio de 600 m alrededor de la cabeza del pozo (Capítulo 2).

Una vez adquiridos los registros sísmicos, se debe generar un modelo de velocidades de onda P del área de estudio a partir de estimaciones de velocidades de onda existentes, del cual depende la precisión de la localización de los microsismos identificados en los registros brutos. Se utilizó como información inicial de velocidades un registro sísmico dipolar de un pozo del mismo campo, y velocidades de procesamiento de un programa de exploración sísmica 2D aledaño al área de estudio (Capítulo 3).

Para localizar los eventos registrados se implementó un método de trazado de rayos basado en la ley de Snell y aplicado al campo de velocidades obtenido anteriormente (Sección 3.4). Este método de trazado de rayos permite estimar el tiempo de viaje de una onda P desde una fuente a un receptor localizado dentro del campo de velocidades, así como el azimut y el ángulo de salida de cada rayo.

Se utilizó el método de Geiger de localización de eventos sísmicos, el cual consiste en suponer una localización del evento a localizar, y luego trazar un rayo desde esta localización a todos los receptores para calcular tiempos de viaje. Estos tiempos calculados se comparan con los tiempos observados en los registros sísmicos, y se corrige la localización del evento de forma iterativa hasta lograr una localización que genere el menor error posible entre los tiempos de viaje observados en los registros sísmicos y los tiempos calculados mediante trazado de rayos (Capítulo 4).

El mecanismo de fuente sísmica de cada evento localizado se caracteriza mediante un análisis de la magnitud y mecanismo focal del mismo. La magnitud de todos los microsismos localizados se estimó aplicando el método de momento sísmico, y se determinó el plano de falla y plano auxiliar mediante un análisis de mecanismo focal para todos los eventos que mostraron un cambio de polaridad en los primeros arribos de los registros brutos de cada evento (Capítulo 5).

Por último, se analizó el estado de esfuerzos del área de estudio basado en los resultados obtenidos de la caracterización de los microsismos identificados. La distribución espacial de los eventos localizados permite estimar la orientación del esfuerzo horizontal máximo y la relación diferencial de esfuerzos horizontales, así como el volumen de reservorio estimulado para la etapa de fracturamiento analizada. El análisis de magnitud y mecanismo focal de cada evento permite determinar el mecanismo de falla de cada microsismo asociado a esta misma etapa (Capítulo 6).

2. El Caso de Estudio

2.1 Introducción

La implementación de monitoreos microsísmicos permite detectar eventos sísmicos de diferentes magnitudes que son generados por causas naturales, como aquellos generados en una falla geológica activa, en un volcán o en un sistema geotérmico, o por actividades humanas, como la sismicidad generada por la producción de hidrocarburos o la estimulación de un reservorio mediante fracturamiento hidráulico.

Este tipo de estimulaciones mediante fracturamiento consiste en la inyección a presión de un fluido compuesto predominantemente por agua, propante (usualmente arena) y algunos aditivos mezclados en diferentes concentraciones, en un reservorio convencional o no convencional. El objetivo es abrir fracturas dentro del reservorio de interés y garantizar que no se cierren mediante la inyección de propante, aumentando así la permeabilidad, y la magnitud de los sismos generados por estas operaciones oscila entre 1.0 y -4.0 grados en la escala de Richter (Warpinski et al., 2012).

Un monitoreo microsísmico puede realizarse utilizando diferentes tipos de sensores e implementando diferentes tipos de configuraciones, y los datos registrados pueden ser procesados siguiendo diferentes metodologías que permiten caracterizar los microsismos identificados y el campo en el que se generaron. Se analizaron varias alternativas para realizar monitoreos y basadas en estas se logró definir un arreglo sísmico que fue implementado en un estudio de caso, el cual permitió caracterizar la microsismicidad generada por un fracturamiento hidráulico en un yacimiento de gas natural asociado a mantos de carbón (o CBM) en Colombia.

2. EL CASO DE ESTUDIO

2.2 Marco Geológico

El área de estudio se localiza al norte de la Cuenca Cesar-Ranchería en Colombia, dentro del bloque CBM-CES RAN-01 delimitado por la Agencia Nacional de Hidrocarburos para la Ronda Colombia 2014 (Figura 2-1-Arriba). Esta zona se encuentra en la “Cuenca del Cerrejón”, la cual se extiende en dirección Se-NW y limita al noreste por el arroyo Cerrejón, al este por la Falla Cerrejón Este, al suroeste por el río Palmarito, y al oeste por el río Ranchería (Beltran, 1974). Esta zona carbonífera cuenta con unas reservas estimadas de explotación de carbón a cielo abierto de más de 120 millones de toneladas y ha sido objeto de explotación de este mineral a cielo abierto durante décadas.

Los mantos de interés de esta zona se encuentran dentro de la Formación Cerrejón, depositada en el Paleógeno Inferior y que consta de areniscas calcáreas y mantos de carbón, tiene aproximadamente 700 m de espesor. Esta formación está cubierta por depósitos aluviales de espesor variable en toda la cuenca (Figura 2-1-Abajo y Figura 2-2), lo cual restringe su explotación a cielo abierto a las zonas donde el espesor de estos depósitos sea inferior a 30 m aproximadamente. Este es el caso de la mina de carbón del Cerrejón ubicada al este del municipio de Barrancas, mina de cielo abierto que produce cerca de 32 millones de toneladas de carbón al año.

A escasos 20 km al suroeste de la mina del Cerrejón se localiza el área de estudio de este proyecto. En esta zona los depósitos aluviales que cubren la Formación Cerrejón superan los 600 m de espesor, por lo que se hace inviable la explotación a cielo abierto de carbón en este punto. Sin embargo, el gas asociado a estos mantos de carbón sí son de gran interés y su explotación es viable gracias al desarrollo reciente de tecnologías de explotación de recursos no convencionales como la perforación horizontal o el fracturamiento hidráulico.

Se perforaron tres pozos en el área de estudio (pozos A, B y C, Figura 2-7) y se realizaron varias etapas de fracturamiento hidráulico. El pozo A fue perforado en agosto de 2011 y tiene una profundidad de 4710 pies. Este pozo atraviesa depósitos aluviales entre 0 y 1740 pies (predominantemente arenas y conglomerados), y mantos de carbón intercalados con areniscas correspondientes a la Formación Cerrejón, entre 1740 y 4710 pies de profundidad.

Para este pozo se definieron varias etapas de fracturamiento hidráulico, entre 2285 y 3282 pies de profundidad, las cuales permitieron aumentar la permeabilidad de estos mantos y acelerar la producción de agua de formación, y con esto se logra abatir la presión de poros y garantizar una producción de gas natural asociado al carbón estable a largo plazo.

2. EL CASO DE ESTUDIO

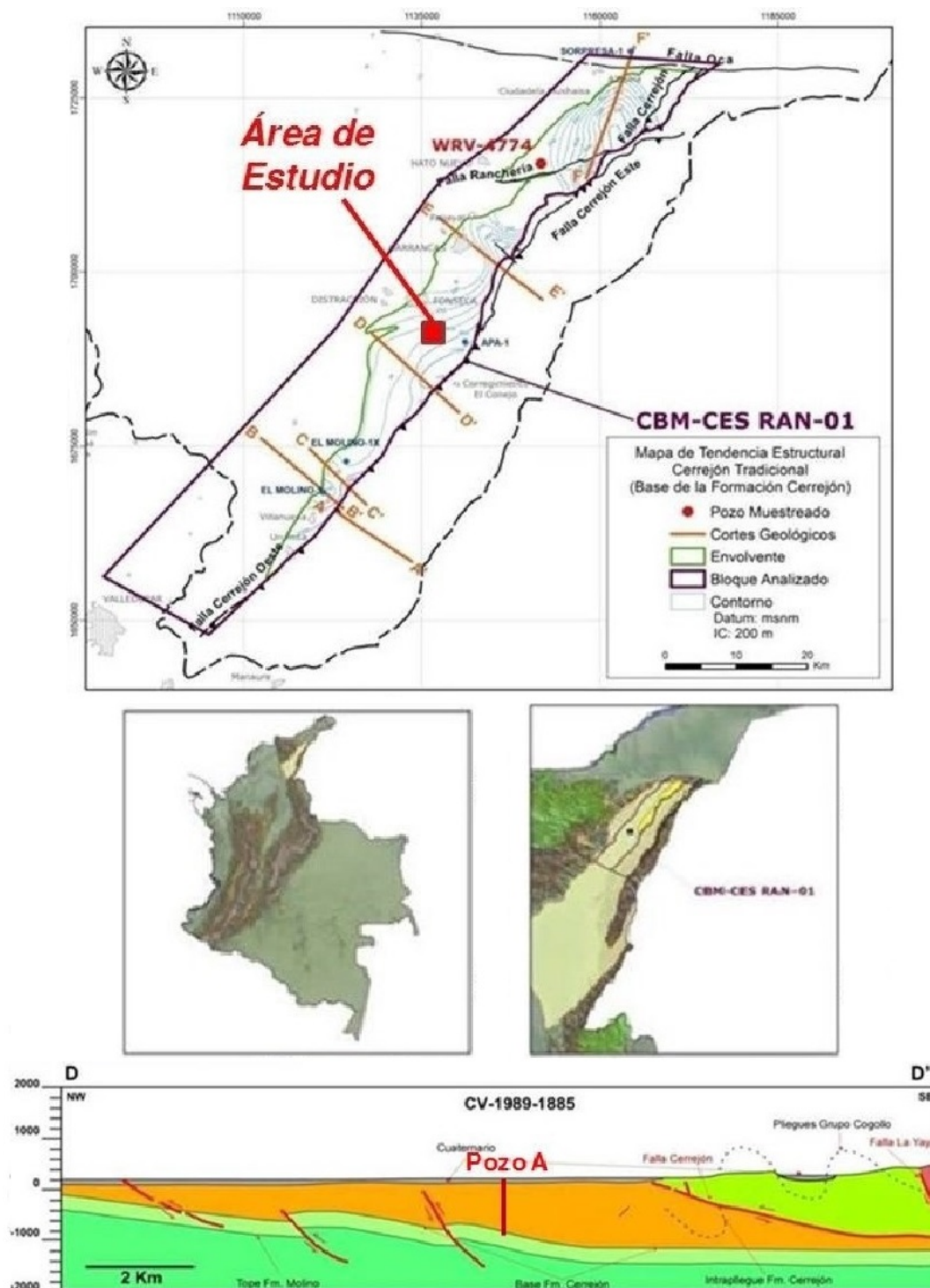


Figura 2-1. Arriba: Localización y mapa geológico del área de estudio, al norte de la Cuenca Cesar-Ranchería en Colombia. Abajo: Corte geológico D-D' donde se muestra la Formación Cerrejón (en naranja) cubierta por depósitos aluviales depositados en el Cuaternario (Sepúlveda, 2014). Se superpone a este corte el Pozo A perforado en esta zona, el cual tiene como objetivo explotar el gas asociado a los mantos de carbón de la Formación Cerrejón.

2. EL CASO DE ESTUDIO

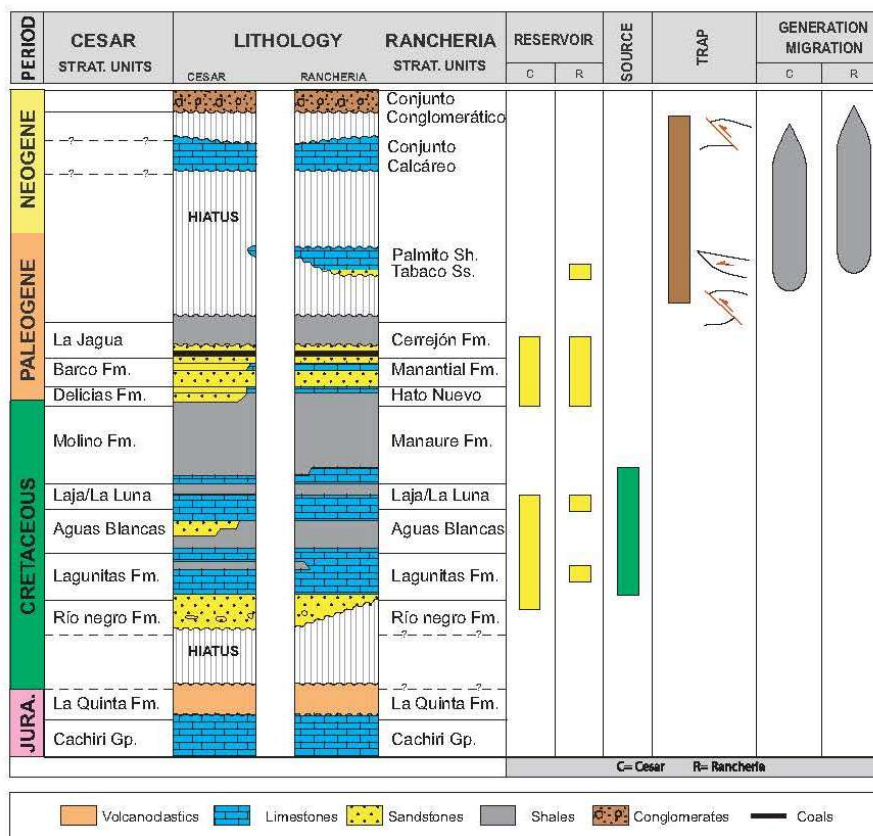


Figura 2-2. Estratigrafía de la Cuenca Cesar-Ranchería (Aguilera et al., 2010).

2.3 Estimulación de Pozos mediante Fracturamientos Hidráulicos

El fracturamiento hidráulico es una técnica de estimulación de pozos que se realiza en yacimientos de baja permeabilidad –como yacimientos de gas de lutita o gas asociado al carbón- para alcanzar una producción de hidrocarburos comercialmente viable (Guo, 2007). Estos trabajos de estimulación por fracturamiento se realizan mediante la instalación en la locación del pozo a estimular de bombas hidráulicas, mezcladores, tanques de almacenamiento de agua y arena, y otros equipos (Figura 2-3).

Una operación de fracturamiento hidráulico se realiza en varias etapas. En la primera etapa (superior izquierda en la Figura 2-4) se bombea el fluido de fracturamiento sin propante para abrir las fracturas que se desean en la formación. En la segunda etapa (superior

2. EL CASO DE ESTUDIO

derecha en la Figura 2-4) se mezcla el fluido de fracturamiento con el propano y se inyecta en la formación para llenar las fracturas generadas con el propano. Por último, se detiene el bombeo y finaliza la operación (Guo, 2007).

Algunos parámetros que cuantifican el impacto generado en una formación por un fracturamiento hidráulico, como la longitud y dirección de propagación de las fracturas generadas, se pueden estimar mediante un análisis de la microsismicidad generada (King, 2012) y dependerá de los parámetros de diseño definidos para cada operación, los cuales se resumen a continuación.

- Fluido de fracturamiento: Compuesto en un 98% a 99% de agua. Es mezclado con aditivos químicos como reductores de fricción, bactericidas u otros.
- Tamaño y concentración de propano: Usualmente arena o partículas cerámicas que se mezclan con el fluido de fracturamiento en la segunda etapa de bombeo.
- Presión de tratamiento de fracturamiento: Se debe estimar a partir del estado de esfuerzos del yacimiento (esfuerzo de carga vertical, esfuerzos horizontales y presión de poros) y de las propiedades mecánicas de la masa de roca (módulos de elasticidad y relación de Poisson).
- Tamaño del tratamiento: Depende de la longitud de fracturas que se desean obtener, y define el volumen de fluido de fracturamiento y propano a utilizar en una operación de fracturamiento.

En el pozo A localizado en el área de estudio se realizó una operación de fracturamiento hidráulico en un manto de carbón de 24 ft de espesor y localizado a 2462 ft de profundidad (750 m) dentro de la Formación Cerrejón. Para este proyecto de tesis de maestría se realizó un monitoreo microsísmico de este fracturamiento y se analizaron todos los registros sísmicos pasivos registrados durante y después de esta estimulación.

2. EL CASO DE ESTUDIO

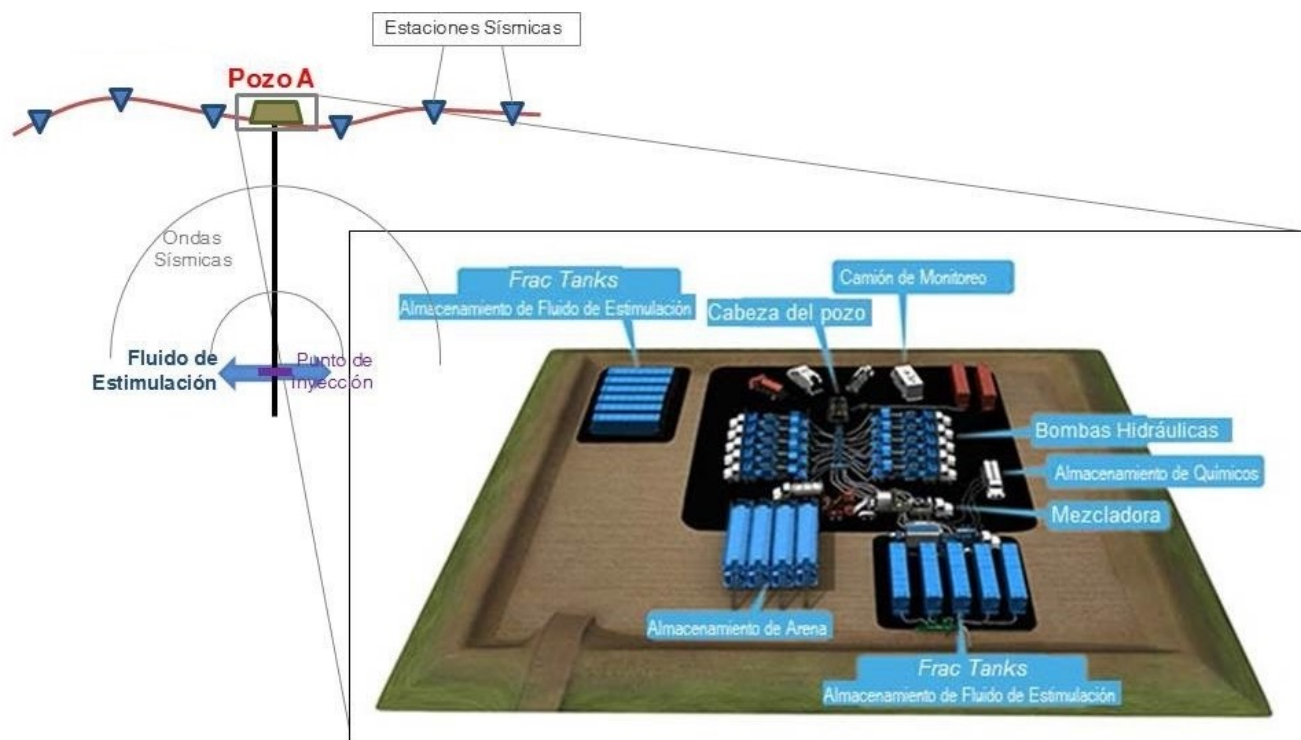


Figura 2-3. Instalación típica de equipos utilizados para realizar operaciones de fracturamiento hidráulico en pozos de petróleo y gas. Las ondas sísmicas generadas por el fracturamiento se registran en superficie para monitorear su propagación e intensidad. Fuente: hydraulicfracturing.com/process.

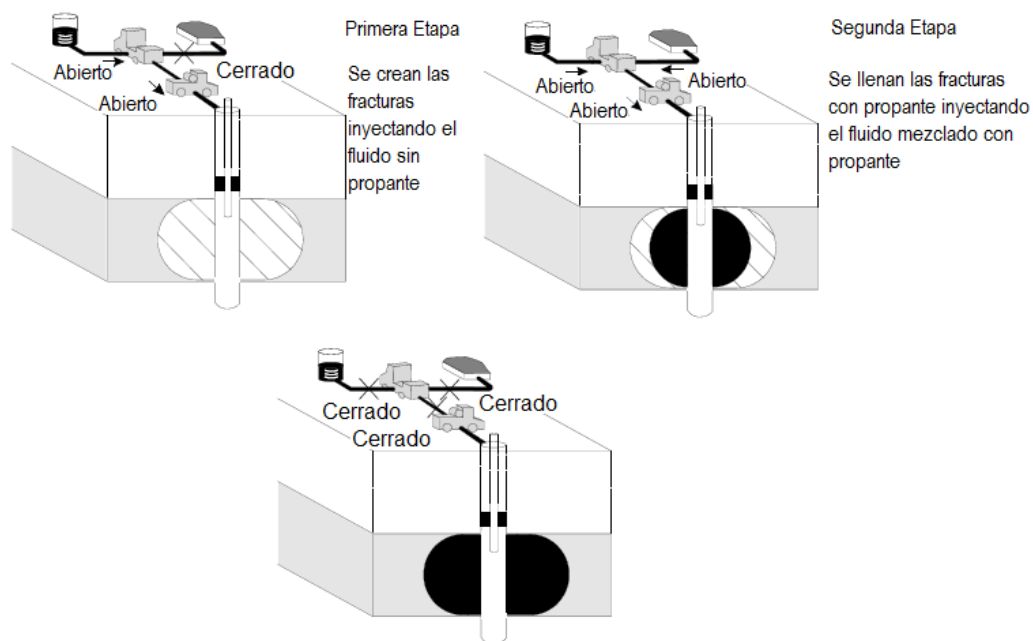


Figura 2-4. Etapas de un fracturamiento hidráulico, ver texto para mayor explicación (Guo, 2007).

2. EL CASO DE ESTUDIO

2.4 Parámetros de Adquisición de Registros Sísmicos Pasivos

Diferentes técnicas han sido desarrolladas para monitorear fracturamientos hidráulicos, las cuales difieren entre sí dependiendo del tipo de sensores utilizados y el arreglo de instalación de los mismos. Para un proyecto de monitoreo microsísmico se pueden utilizar diferentes tipos de sensores, tales como geófonos convencionales de una componente, geófonos triaxiales, acelerómetros estándar y electrónicos de periodo corto y de banda ancha, o inclinómetros. La instalación de estos sensores en campo se puede realizar en diferentes configuraciones, tanto en la superficie del terreno alrededor de la cabeza del pozo que se está estimulando, como en un pozo de monitoreo cercano.

Para este proyecto se contó con un equipo de adquisición sísmica inalámbrico con telemetría de 60 canales y geófonos verticales de una componente, el cual permitió realizar un monitoreo microsísmico de superficie para una etapa de fracturamiento realizada en el pozo A a 750 m de profundidad. Los 60 canales fueron instalados en forma de estrella alrededor de la cabeza del pozo (Figura 2-5) y sus coordenadas finales fueron adquiridas con un GPS submétrico. Las estaciones fueron distribuidas en dos líneas sísmicas, cada una con 30 estaciones separadas 40 m entre sí (Figuras 2-6 y 2-7). La instalación de las 60 estaciones permitió adquirir registros sísmicos 24 horas al día y en tiempo real utilizando un intervalo de muestreo de 2 milisegundos.

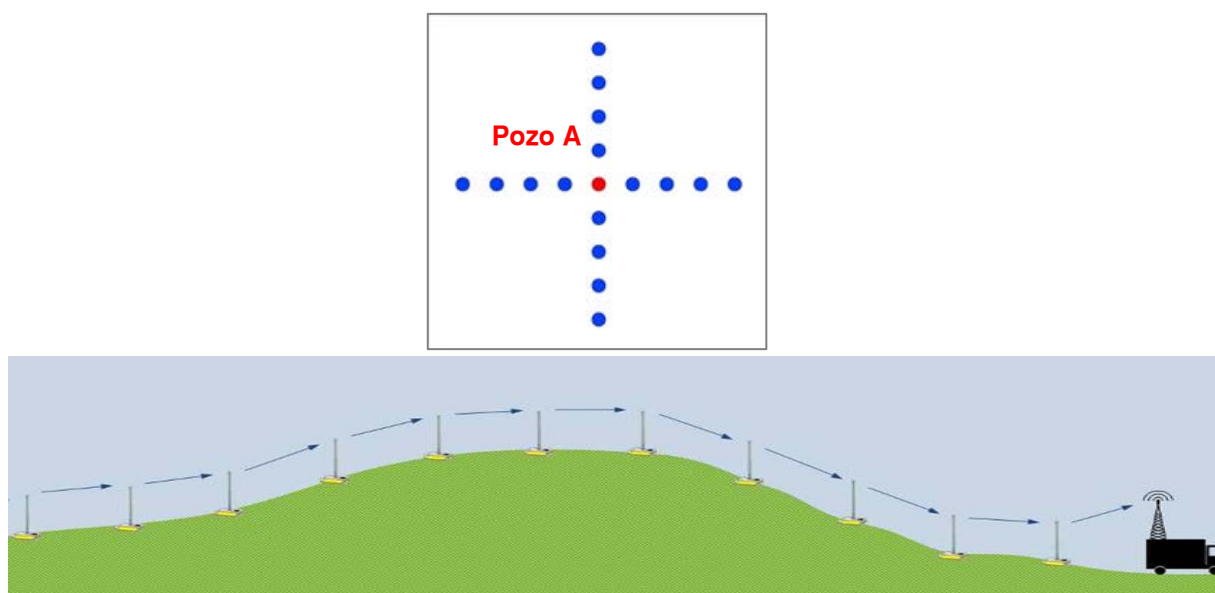


Figura 2-5. Transmisión de datos en tiempo real de las estaciones sísmicas inalámbricas instaladas alrededor de la cabeza del pozo A. Se instalaron 60 estaciones en un arreglo tipo estrella y dos estaciones base en la locación del pozo.

2. EL CASO DE ESTUDIO

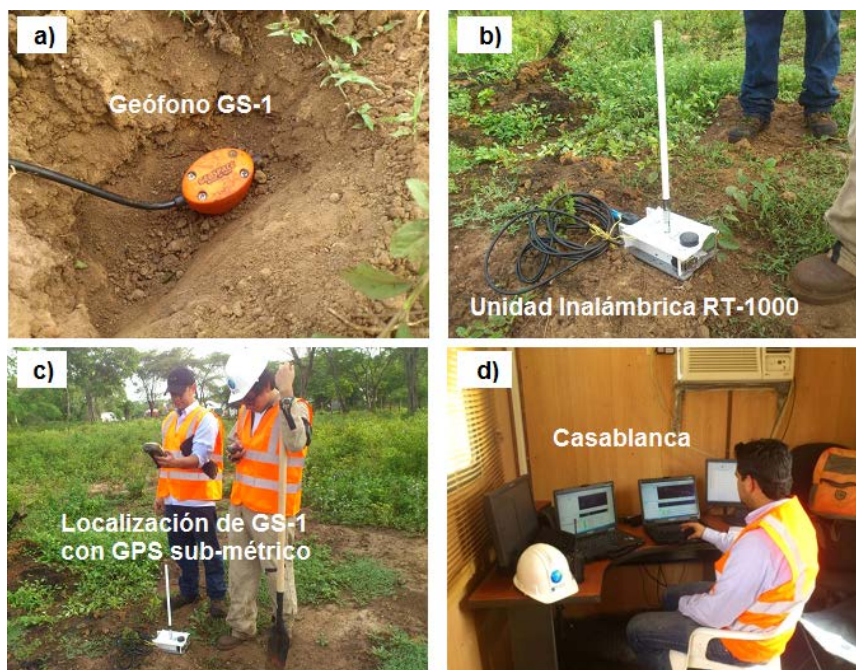


Figura 2-6. (a) y (b) Instalación de las estaciones sísmicas inalámbricas. (c) Adquisición de coordenadas con GPS sub-métrico. (d) Estación base instalada dentro de la locación del pozo A.

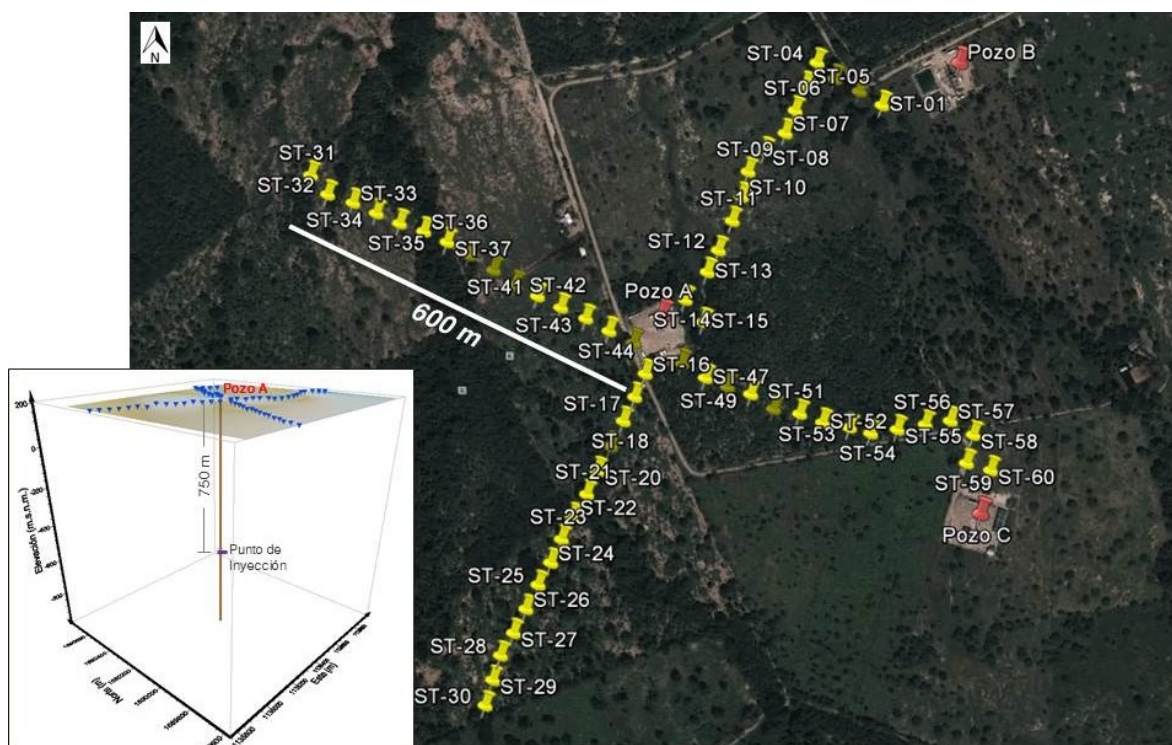


Figura 2-7. Imagen satelital del área de estudio localizado al norte de la cuenca Cesar-Ranchería en Colombia, con la ubicación de los pozos A, B y C y de las 60 estaciones sísmicas instaladas, y una vista isométrica del terreno junto con la proyección en profundidad del pozo A y del punto de inyección.

2. EL CASO DE ESTUDIO

2.5 Resultados Obtenidos

La adquisición de registros sísmicos pasivos durante y después de la operación de fracturamiento hidráulico monitoreada en el pozo A permitió caracterizar los microsismos generados por esta operación y el campo en el que realizó. La localización de todos los microsismos caracterizados se ajustó a una elipse cuyas dimensiones representan el volumen de reservorio estimulado de la etapa de fracturamiento (Kwee Chong et al., 2010), y permitió estimar la orientación y anisotropía de esfuerzos horizontales (Figura 2-8).

Esta misma localización de microsismos, junto con un análisis de magnitud y mecanismo focal de los mismos, permitieron estimar las dimensiones, orientación del plano de falla y mecanismo de falla asociado a cada microsismo, y generar así una red de planos nodales asociadas a la operación de fracturamiento (Figura 2-8).

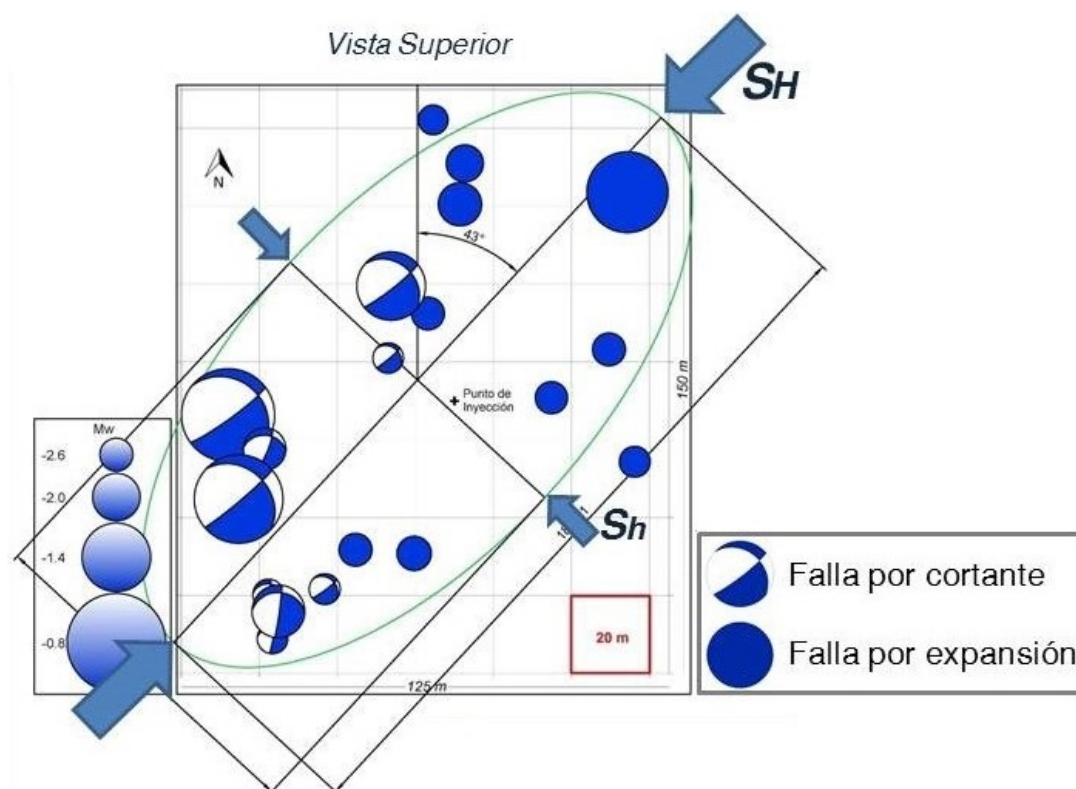


Figura 2-8. Algunos de los resultados obtenidos en este proyecto de tesis para la operación de fracturamiento hidráulico monitoreada en el pozo A. Caracterización de microsismos: localización, magnitud y mecanismo focal de cada evento. Estimación del volumen de reservorio estimulado. Análisis de estado de esfuerzos y del mecanismo de falla de cada microsismo.

3. Análisis del Campo de Velocidades de Onda y Trazado de Rayos

3.1 Introducción

El problema de la localización de un sismo consiste en la determinación de su hipocentro (x_0, y_0, z_0) y de su tiempo de origen (t_0) . En este trabajo se implementó el método de Geiger para la solución hipocentral, el cual consiste en un ajuste iterativo de la localización del hipocentro y tiempo de origen de cada evento sísmico mediante la reducción de diferencias de tiempos de viaje observados en los registros sísmicos, y tiempos de viaje calculados mediante trazado de rayos (Sección 4). Para implementar este método es necesario definir un modelo de velocidades de onda P, el cual fue obtenido a partir de registros sísmicos de pozos, y sísmicos de superficie adquiridos dentro del área de estudio. Una vez definido un modelo de para el área de estudio se implementó un método de trazado de rayos elaborado por el autor para estimar tiempos de viaje de ondas P a partir de un modelo de velocidades 1D extrapolado horizontalmente.

3.2 Representación de Estructuras

Cualquier propiedad física de una estructura puede ser representada de varias maneras. Para esta primera aproximación la propiedad física a representar es la velocidad de onda P del área de estudio. Algunos métodos de representación de estructuras aplicables son el de una parametrización por modelo de bloques, por medio de grillas o bloques regulares, o grillas irregulares (Figura 3.1). Para este caso se definió una estructura de bloques regulares de 40 m de lado, donde cada bloque tiene un valor de velocidad de onda P determinado (Figura 3.2).

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

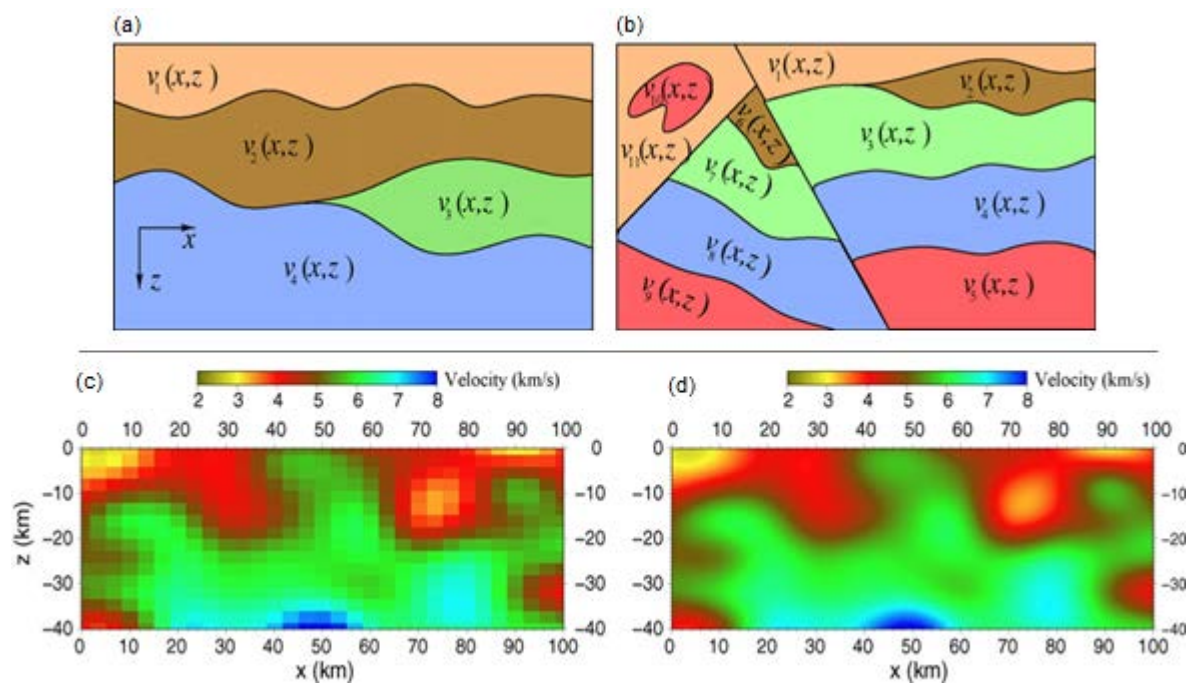


Figura 3-1. Ejemplos de representación del campo de velocidades de onda P de una estructura mediante un modelo de bloques (a) y (b), mediante una parametrización de bloques regulares de velocidad constante (c) y suavizado de este último modelo mediante curvas *spline* (d). Tomado de Rawlinson et al., (2010)

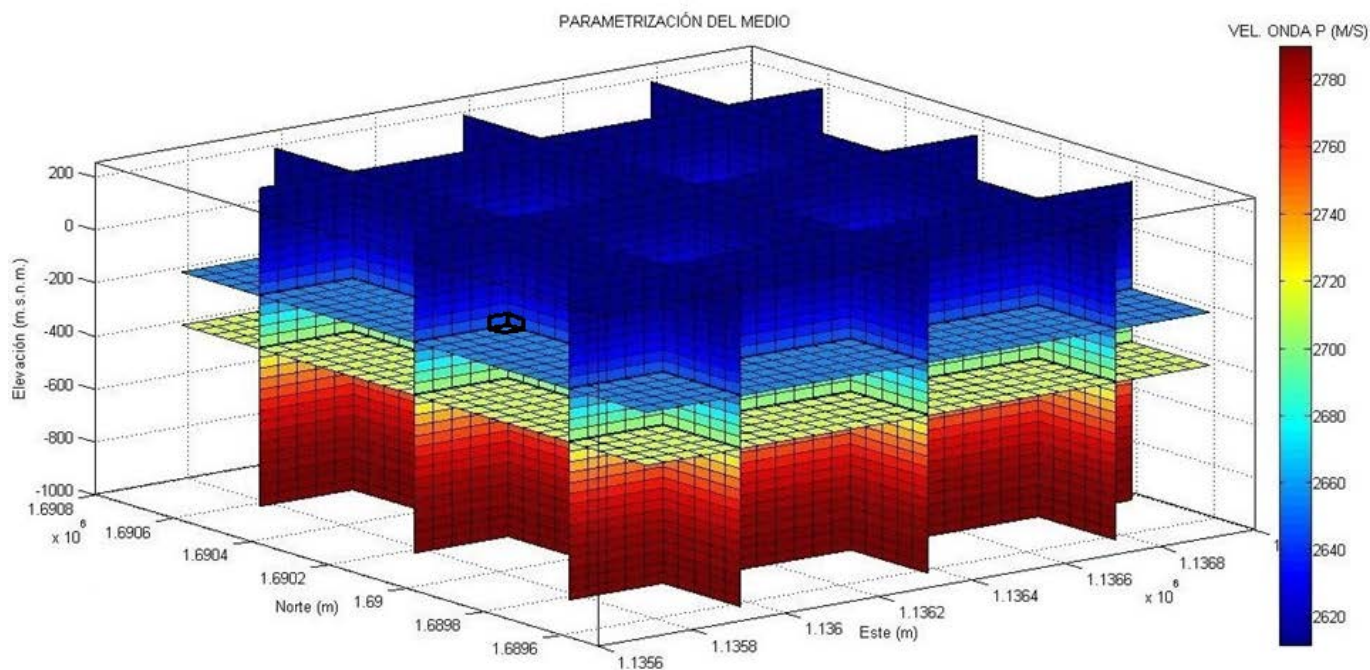


Figura 3-2. Parametrización del yacimiento del estudio de caso mediante bloques regulares de 40 m de lado. A cada bloque le corresponde un valor de velocidad de onda P.

3.3 Análisis de Velocidad de Onda P de Estructuras

El análisis de velocidades onda P inició con la recopilación de información existente del área de estudio. El pozo A cuenta con registros sísmico y de densidad –que permiten identificar claramente los mantos de carbón presentes en la formación-, y con una línea sísmica cercana que contaba con sus velocidades RMS de procesamiento que posteriormente fueron convertidas a velocidades intervalares mediante la ecuación de Dix (Tabla 3-1).

Normalmente para un monitoreo microsísmico de este tipo se genera el modelo de velocidades a partir del registro sísmico del pozo que se estimuló mediante fracturamiento hidráulico. Este registro debe ser suavizado y calibrado mediante disparos de calibración –o *check shots*. La Figura 3-4 muestra un ejemplo de un caso de estudio de un monitoreo de un fracturamiento donde el modelo de velocidades fue generado siguiendo este procedimiento –se suavizó el registro sísmico y se calibró a partir de los cañoneos que se realizaron para perforar el encamisado del pozo en las profundidades donde se realizó el fracturamiento (Neuhaus, 2013). El modelo de velocidades calibrado se desfasa 24% con respecto al modelo inicial, y esta calibración permitió mejorar la precisión de la localización de los eventos monitoreados.

Para este proyecto se perforó el encamisado mediante una técnica conocida como *jetting*, que consiste en la inyección de agua a alta presión sobre el encamisado del pozo para perforarlo por el desgaste que esta inyección genera en el material. Este método no genera una onda sísmica nítida que se pueda monitorear con los sensores en superficie como sí sucede con los cañoneos convencionales realizados con explosivos, por lo que para este proyecto no fue posible registrar disparos de calibración y por lo tanto no se calibró el modelo de velocidades obtenido por el registro sísmico del pozo (Figura 3-4).

Se tienen entonces dos modelos de velocidades para el área de estudio, las velocidades de procesamiento de una línea sísmica cercana y un registro sísmico sin calibrar (Figura 3-5). Estos dos modelos de velocidades se utilizarán para realizar la localización de los microsismos que se identifiquen en los registros de superficie y siguiendo el método de Geiger (Capítulo 4), y se determinará cuál de los dos modelos permite obtener una localización de eventos con mayor precisión.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

Velocidad de onda P (m/s)	Elevación (m)	Velocidad de onda P (m/s)	Elevación (m)	Velocidad de onda P (m/s)	Elevación (m)
2611	215	2659	-210	2769	-630
2613	150	2675	-270	2777	-690
2615	90	2693	-330	2782	-750
2619	30	2712	-390	2786	-810
2625	-30	2730	-450	2788	-870
2634	-90	2746	-510	2789	-930
2645	-150	2759	-570	2789	-990

Tabla 3-1. Perfil de velocidades de onda P intervalares del Punto Medio Común (CDP) 910 de la línea sísmica CV-1989-1100, el cual es el más cercano del Pozo A.

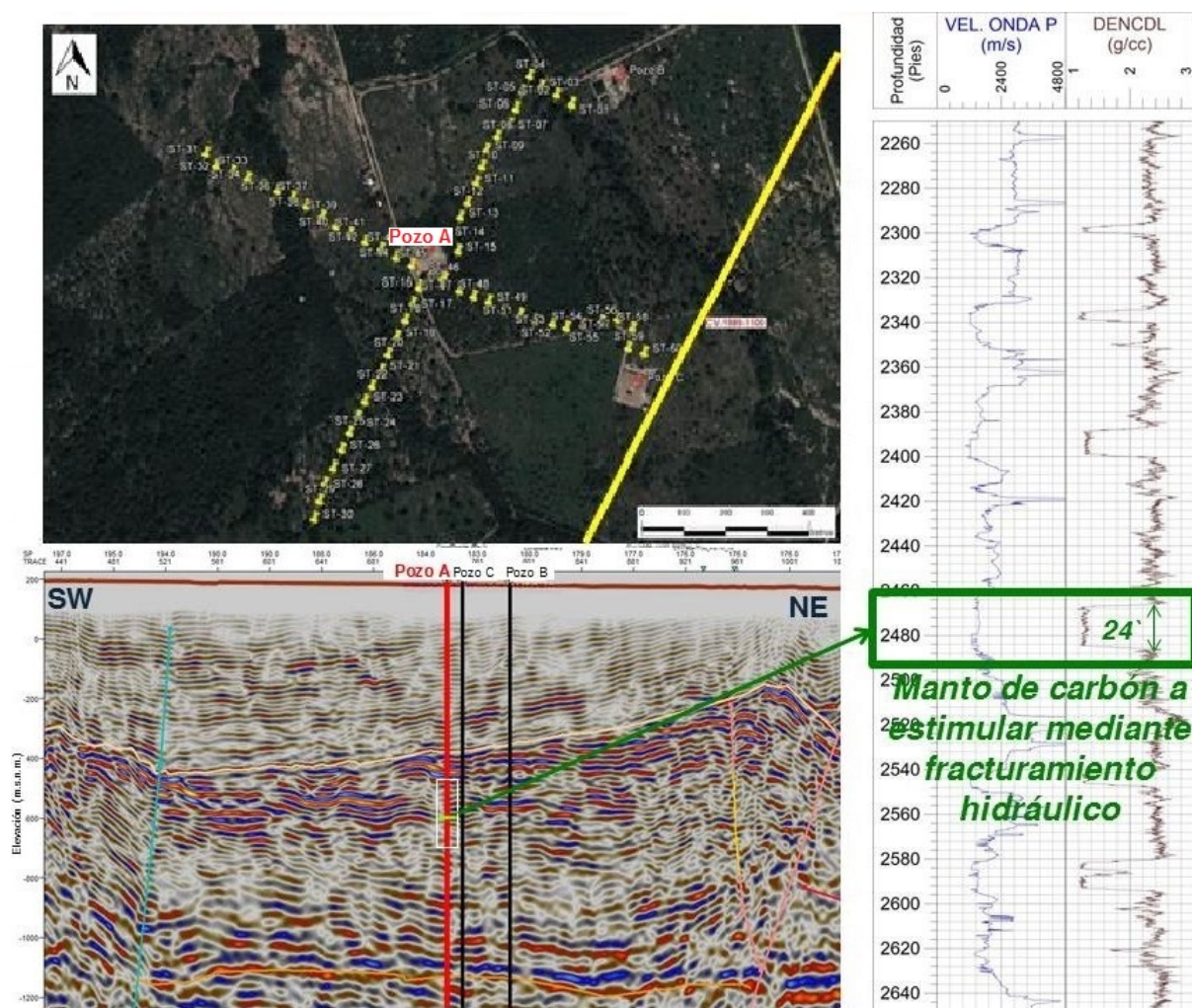


Figura 3-3. Información existente de registros de velocidad de onda P en el área de estudio. Izquierda: Velocidades de procesamiento de la línea sísmica CV-1989-1100. Derecha: Registro sísmico y de densidad del pozo A los cuales permiten identificar el manto de carbón a fracturar, de 24 pies de espesor.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

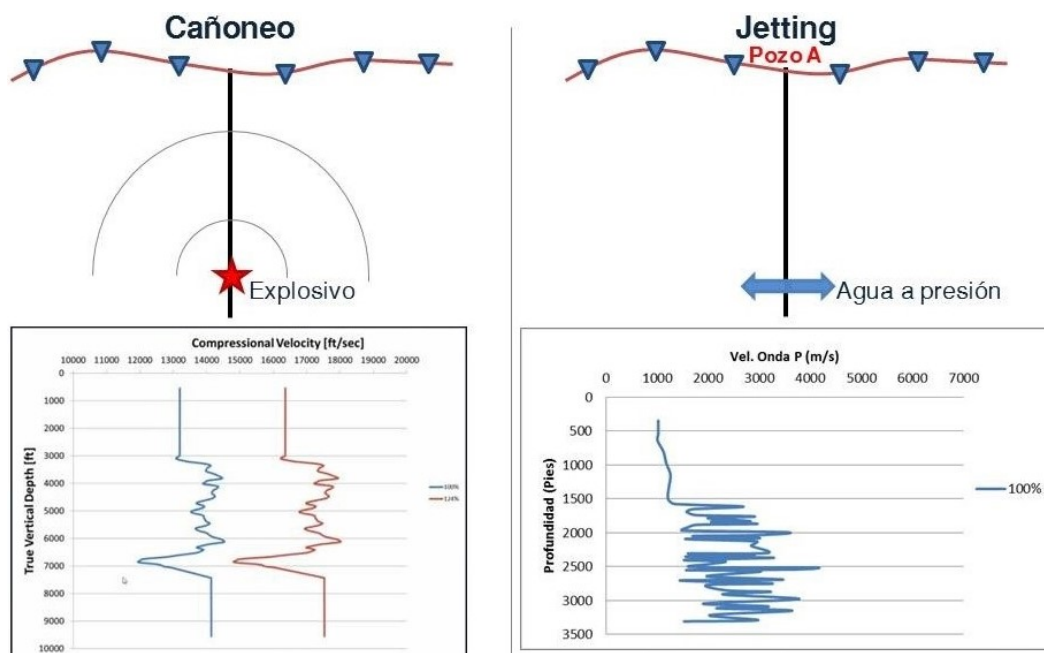


Figura 3-4. Modelo de velocidades de onda P generado a partir de registros sísmicos. Izquierda: Calibración de un registro sísmico suavizado (curva azul) a partir de los registros sísmicos generados por perforaciones del encamisado del pozo mediante cañoneo y registrados por sensores en superficie, los cuales son procesados como disparos de calibración y permiten obtener un modelo de velocidades calibrado (curva roja) que está desfasada 24% del modelo inicial (Neuhaus, 2013). Derecha: Perforación del encamisado del pozo A mediante *jetting*, el cual no genera ondas sísmicas nítidas que se puedan registrar en superficie, por lo que no se cuentan con disparos de calibración.

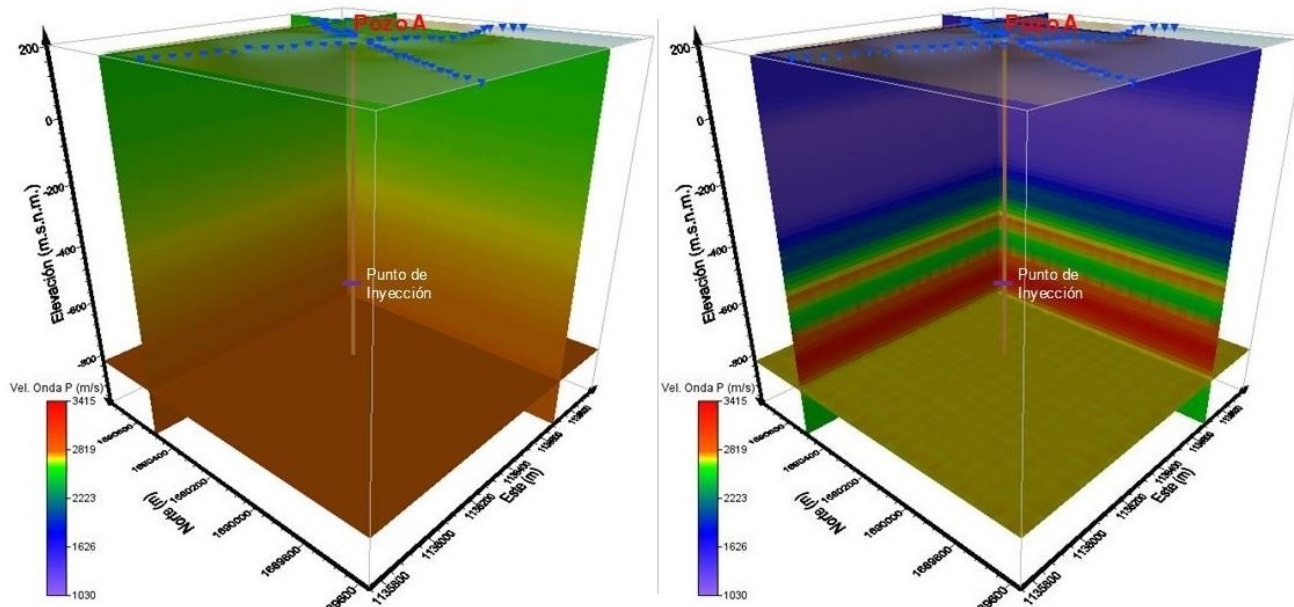


Figura 3-5. Proyección en tres dimensiones de los dos modelos de velocidades generados para el área de estudio, a partir de las velocidades de procesamiento del CDP 910 de la línea sísmica CV-1989-1100 (izquierda) y del registro sísmico sin calibrar del pozo A (derecha).

3.4 Trazado de Rayos

Un rayo sísmico se define como una línea normal al frente de onda a medida que este se propaga en un medio, y su cambio de ángulo de incidencia varía dependiendo de las velocidades de onda de este medio según lo define la ley de Snell (Havskov y Ottemöller, 2010). Se han desarrollado diferentes métodos de trazado de rayos, y la aplicación de un método u otro depende básicamente de la forma en la que se parametriza el medio de propagación.

La Figura 3-6 muestra algunos métodos ya desarrollados de trazado de rayos. La ecuación de la eikonal (Figura 3-6a) consiste en calcular el gradiente de la ecuación de onda para definir un vector normal al frente de onda obtener la trayectoria del rayo. La ruta más corta (Figura 3-6b) permite obtener una trayectoria de rayo mediante la conexión de nodos con segmentos con tiempos de viaje definidos. El método del disparo (Figura 3-6c) define una trayectoria completa del rayo a partir de una trayectoria inicial definida y una modificación de la misma mediante la aplicación de la ley de Snell. El método de flexión del rayo (Figura 3-6d) ajusta iterativamente la geometría de un rayo trazado entre dos puntos fijos - fuente y receptor por ejemplo (Rawlinson et al., 2010)

Para este proyecto se desarrolló un algoritmo de trazado de rayos en lenguaje MATLAB (Anexo A) basado en el método del disparo y que es compatible con la parametrización de bloques que se implementó para generar el modelo de velocidades del medio de propagación (Sección 3.2). Este consiste en la propagación de un vector unitario cuya longitud es la mitad de la dimensión de un bloque (que para este proyecto es de 40 m de lado, así que el vector unitario es de 20 m de longitud) y el ángulo de salida –o *takeoff*- se calcula a partir de la localización de la fuente y el receptor. El ángulo de incidencia del vector unitario varía según la velocidad de onda del bloque en el que se localiza cada vector y se calcula aplicando la ley de Snell (Figura 3-7), cuya definición es:

$$p = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{P1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{P2}}, \quad (3-1)$$

donde p es el parámetro del rayo que es constante para todo el rayo, V_{P1} y V_{P2} son velocidades de onda P de los medios de propagación 1 y 2 de la Figura 3-7, y θ_1 y θ_2 son los ángulos de incidencia del vector unitario propagado en los medios 1 y 2 y que varían según esta expresión (Mavko, 2009). Una vez que el rayo llegue a la misma altura del receptor, la distancia que hay entre el receptor y el punto final del rayo es un error de

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

trazado que se utiliza para recalcular el ángulo de salida y propagar el rayo nuevamente. Este proceso se repite varias veces para minimizar el error.

Una vez definida la trayectoria del rayo, se estima el tiempo de viaje correspondiente mediante la siguiente expresión:

$$T = \sum_{i=1}^n \left(l / V_{Pi} \right), \quad (3-2)$$

donde l es la longitud del vector unitario (que es constante para todo el rayo), V_{Pi} es la velocidad de onda P del medio de propagación correspondiente al punto donde está localizado cada vector unitario que conforma el rayo, y n es el número total de vectores unitarios que componen el rayo.

La Figura 3-8 muestra un ejemplo de este método en un medio de dos dimensiones. En este se realizan cuatro iteraciones para reducir la distancia que hay entre el receptor y el punto final del rayo (ΔX en la figura). Como se muestra en esta figura, el nivel del terreno no influye en proceso de trazado de rayos, por lo que no es necesario realizar correcciones estáticas.

La Figura 3-9 muestra la variación del error ΔX obtenido al trazar un rayo entre un receptor y una fuente simulada, e implementando el modelo de velocidades obtenido en la sección 3.3 y el algoritmo de trazado de rayos desarrollado (Anexo A). El error obtenido para un trazado de rayo inicial es de 16.3 m, y luego de 10 iteraciones el error obtenido es del orden de 10^{-5} m.

Este algoritmo fue desarrollado para trazar rayos en un medio de tres dimensiones generado mediante la extrapolación horizontal de un modelo de velocidades de una dimensión, por lo que se requiere calcular el azimut de cada rayo además del ángulo de salida (Figura 3-10). Teniendo ya el algoritmo de trazado de rayos aplicable a un modelo de velocidades del área de estudio, se pueden simular los rayos generados por un microsismo calculando el tiempo de viaje, azimut y ángulo de salida de cada rayo que llega cada estación en superficie (Figura 3.11). Esta simulación de trazado de rayos, así como la precisión del modelo de velocidades, es parte fundamental del proceso de localización de eventos que se analiza en el siguiente capítulo.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

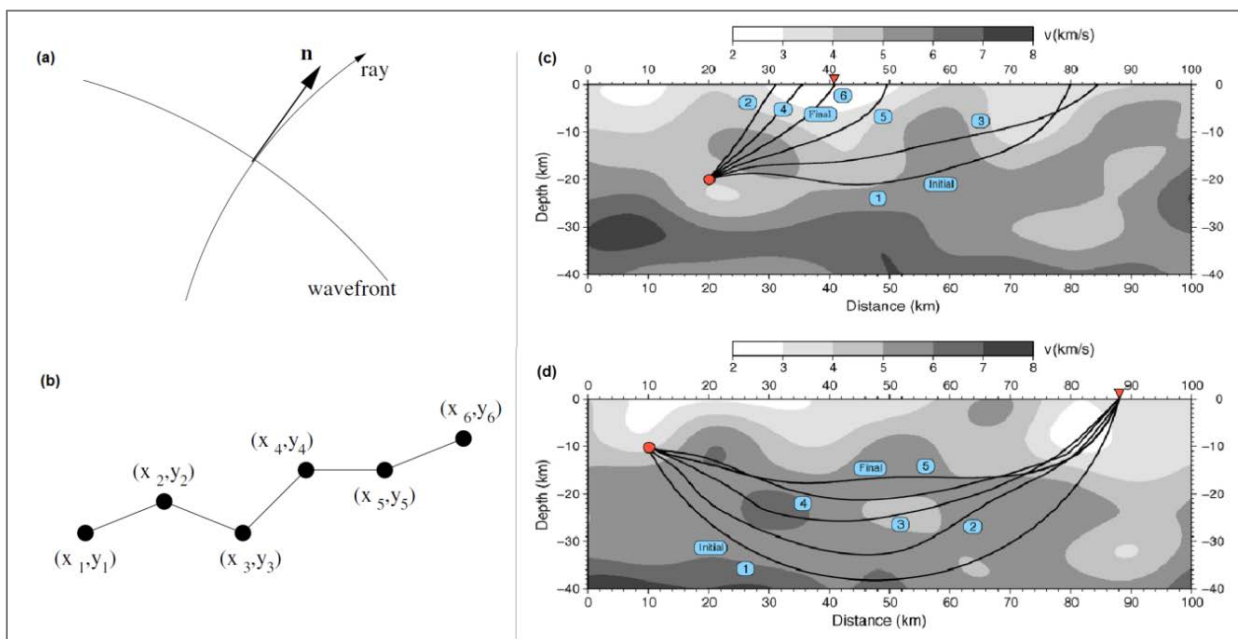
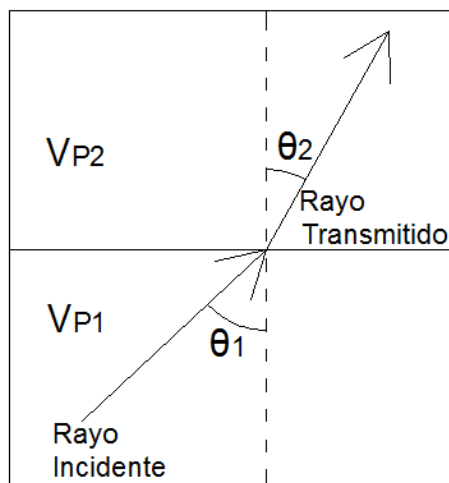


Figura 3-6. Ejemplos de algunos métodos de trazado de rayos. Izquierda: a) solución de la ecuación de la eikonal, b) ruta más corta (Nolet, 2008). Derecha: c) método del disparo, d) método de flexión del rayo (Rawlinson et al., 2010).



$$p = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{P1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{P2}}$$

Figura 3-7. Ley de Snell: El parámetro del rayo p es constante para todo el rayo, y su ángulo de incidencia θ varía según la velocidad de onda P (V_p) del medio de propagación.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

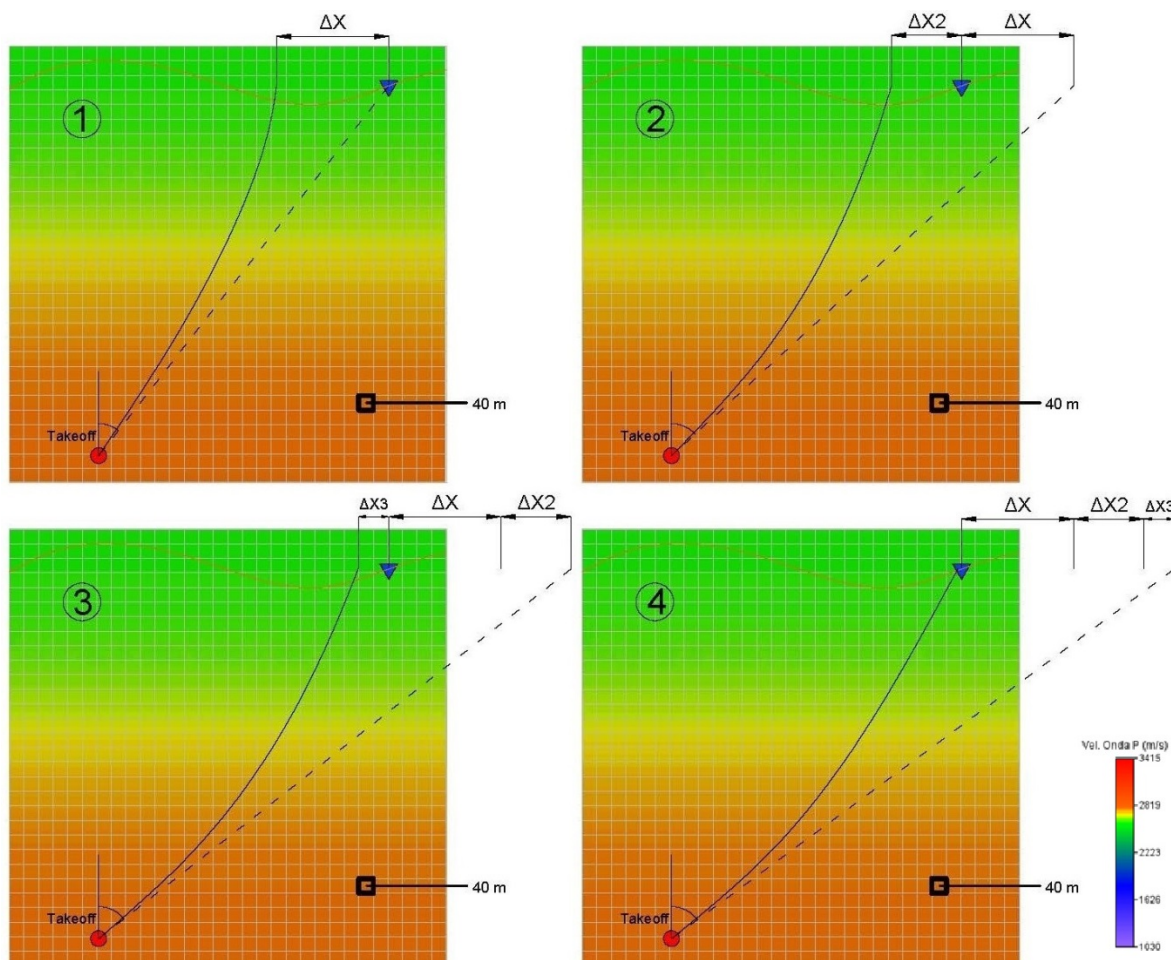


Figura 3-8. Ejemplo en un medio de dos dimensiones del algoritmo de trazado de rayos desarrollado, donde la cuadrícula representa el modelo de velocidades parametrizado. Se realiza un trazado inicial calculando el ángulo de salida –o *takeoff*– mediante una proyección de rayo (línea discontinua) entre la fuente y el receptor, y se obtiene un error (ΔX) entre el receptor y el punto final del rayo (iteración 1) que coincide con la altura del receptor (línea punteada). Este error permite ajustar el cálculo del ángulo de salida y trazar nuevamente un rayo (iteración 2) el cual genera un error $\Delta X2$ más pequeño, y que se suma al error ΔX para ajustar nuevamente el ángulo de salida y trazar de nuevo el rayo (iteración 3). Este proceso se repite varias veces hasta minimizar el error final (iteración 4 y siguientes). La elevación del terreno (línea café) no influye en el proceso de trazado de rayos.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

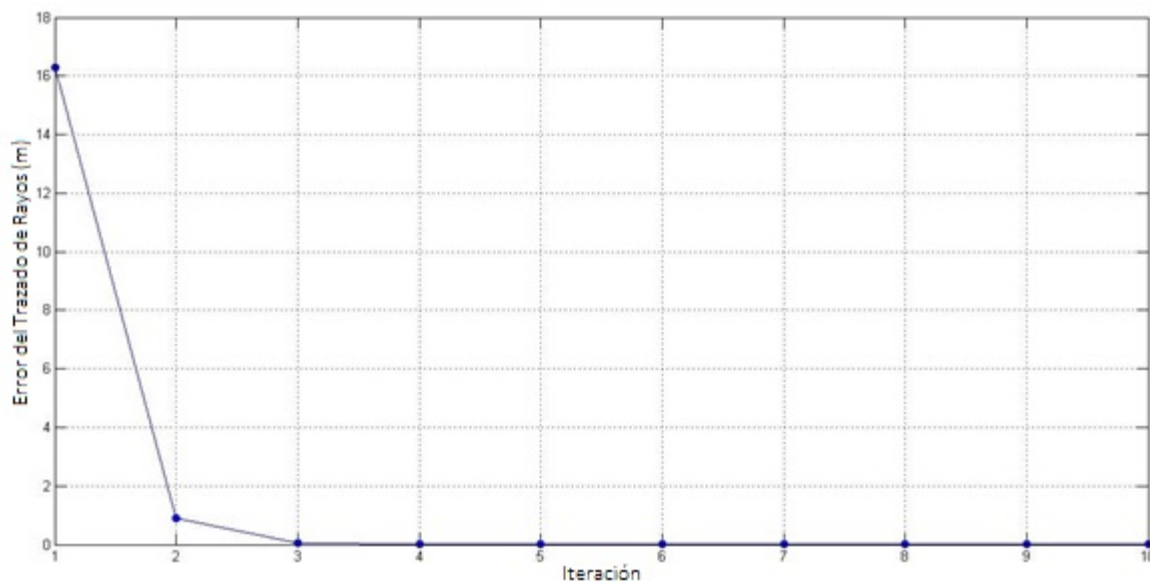


Figura 3-9. Error obtenido mediante el trazado de un rayo entre un receptor y una fuente simulada (ΔX) e implementando el modelo de velocidades obtenido en la sección 3.3 (Figura 3-7) y el algoritmo de trazado de rayos desarrollado (Anexo A), después de 10 iteraciones.

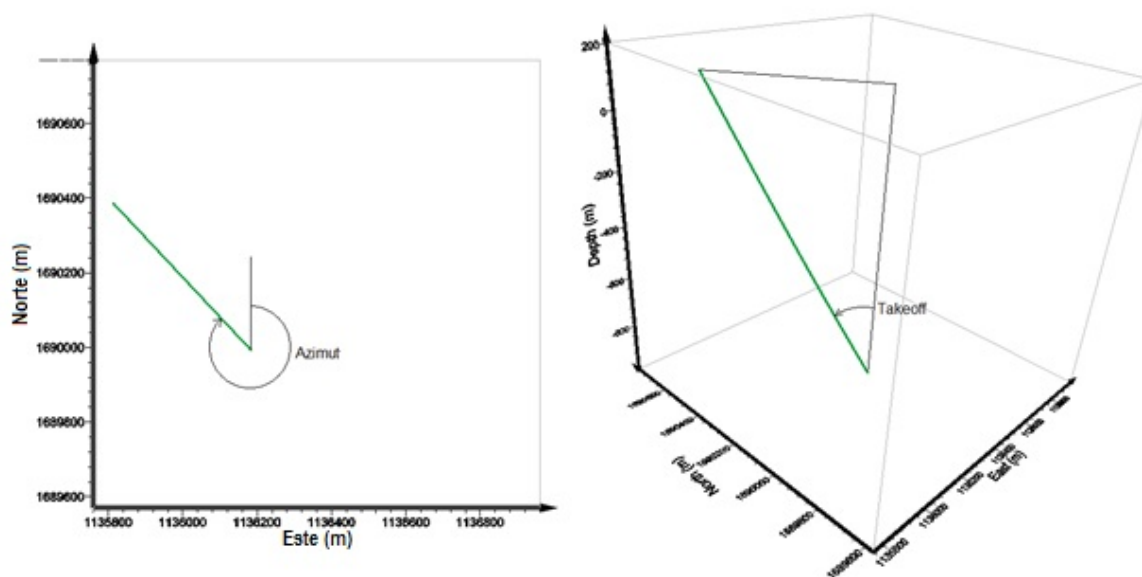


Figura 3-10. Vista superior (izquierda) e isométrica (derecha) de un rayo trazado entre una fuente y un receptor simulado, donde se muestra el azimut y ángulo de salida –o *takeoff*– de este rayo.

3. ANÁLISIS DEL CAMPO DE VELOCIDADES DE ONDA Y TRAZADO DE RAYOS

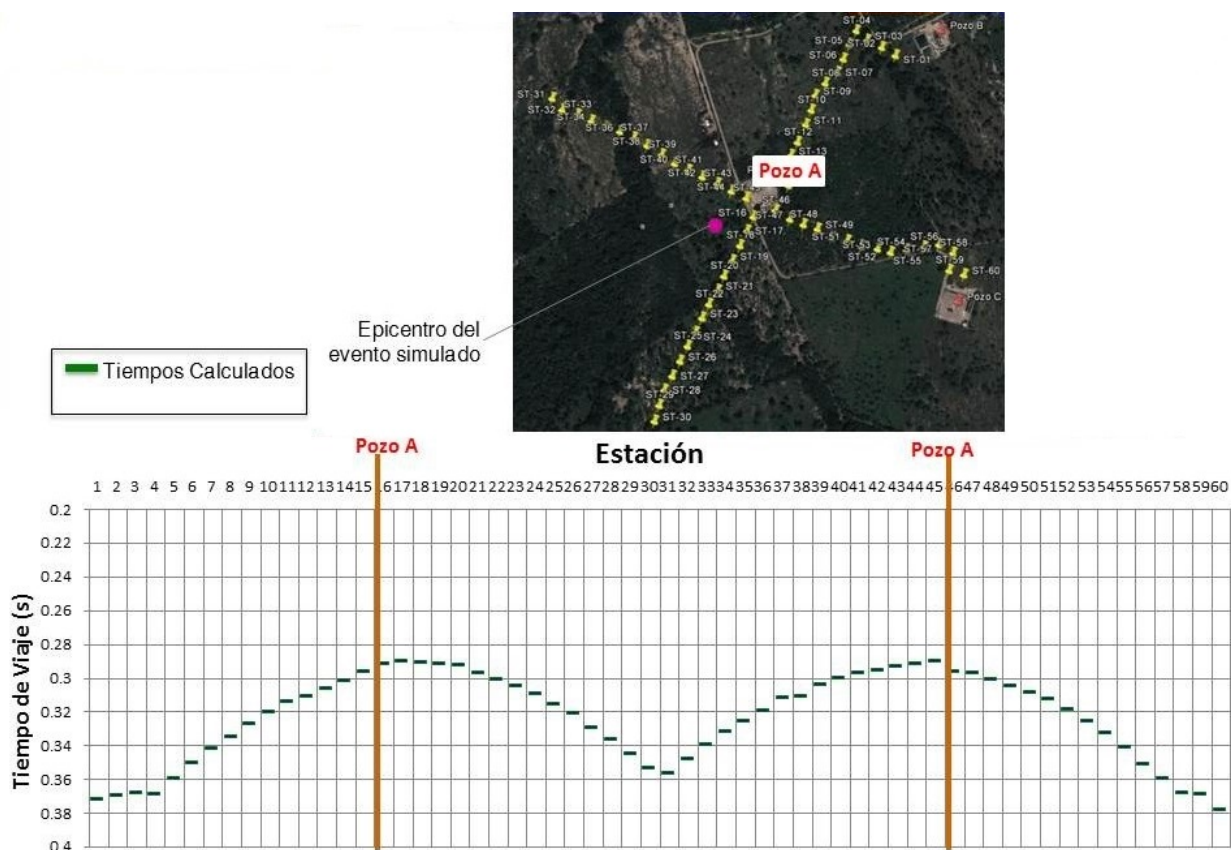


Figura 3-11. Tiempos de viaje de onda P de un evento simulado mediante trazado de rayos cuya numeración de las estaciones está asociada con la numeración de las estaciones instaladas en el área de estudio.

4. Localización de Microsismos

4.1 Introducción

Luego de definir dos modelos de velocidades del área de estudio y de implementar un algoritmo de trazado de rayos, se analizaron los registros sísmicos adquiridos para identificar los eventos registrados durante y después de la operación de fracturamiento monitoreada. Se picaron los primeros arribos de cada evento, identificando el tiempo y la polaridad para cada canal. Estos tiempos picados corresponden a la fase de onda P directa, teniendo en cuenta que los receptores utilizados para la adquisición eran geófonos de una componente instalados verticalmente en el área de estudio.

Luego se implementó el método de Geiger para la localización de todos los eventos identificados en los registros sísmicos adquiridos, el cual requiere de un modelo de velocidades de onda P y de los tiempos de los primeros arribos de onda P picados. Se utilizaron los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3.3 para localizar eventos, además de varias simulaciones mediante trazado de rayos, para definir cuál de los dos permite obtener una localización con mayor precisión. También se implementó un software de localización de sismos de distribución libre y se compararon los resultados obtenidos por este software con los obtenidos con el algoritmo de localización desarrollado.

4.2 Picado de Fases

La Figura 4-1 muestra algunos ejemplos de primeros arribos identificados en los registros sísmicos adquiridos con diferentes niveles de ruido. Los canales más ruidosos de las líneas sísmicas que se instalaron son los más cercanos a los pozos A (canales 13 a 18 y 44 a 49) y B (canales 1 a 4), los cuales tenían en funcionamiento maquinaria de fracturamiento y perforación respectivamente, durante la adquisición de los registros sísmicos.

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

En total se identificaron 21 eventos para la etapa de fracturamiento monitoreada. De estos 21 eventos, 10 evidenciaron un cambio de polaridad en los primeros arribos (ver ejemplos de la Figura 4-1), lo que permitió estimar la orientación y buzamiento de los planos nodales de estos 10 eventos mediante análisis de mecanismo focal (Sección 5.3).

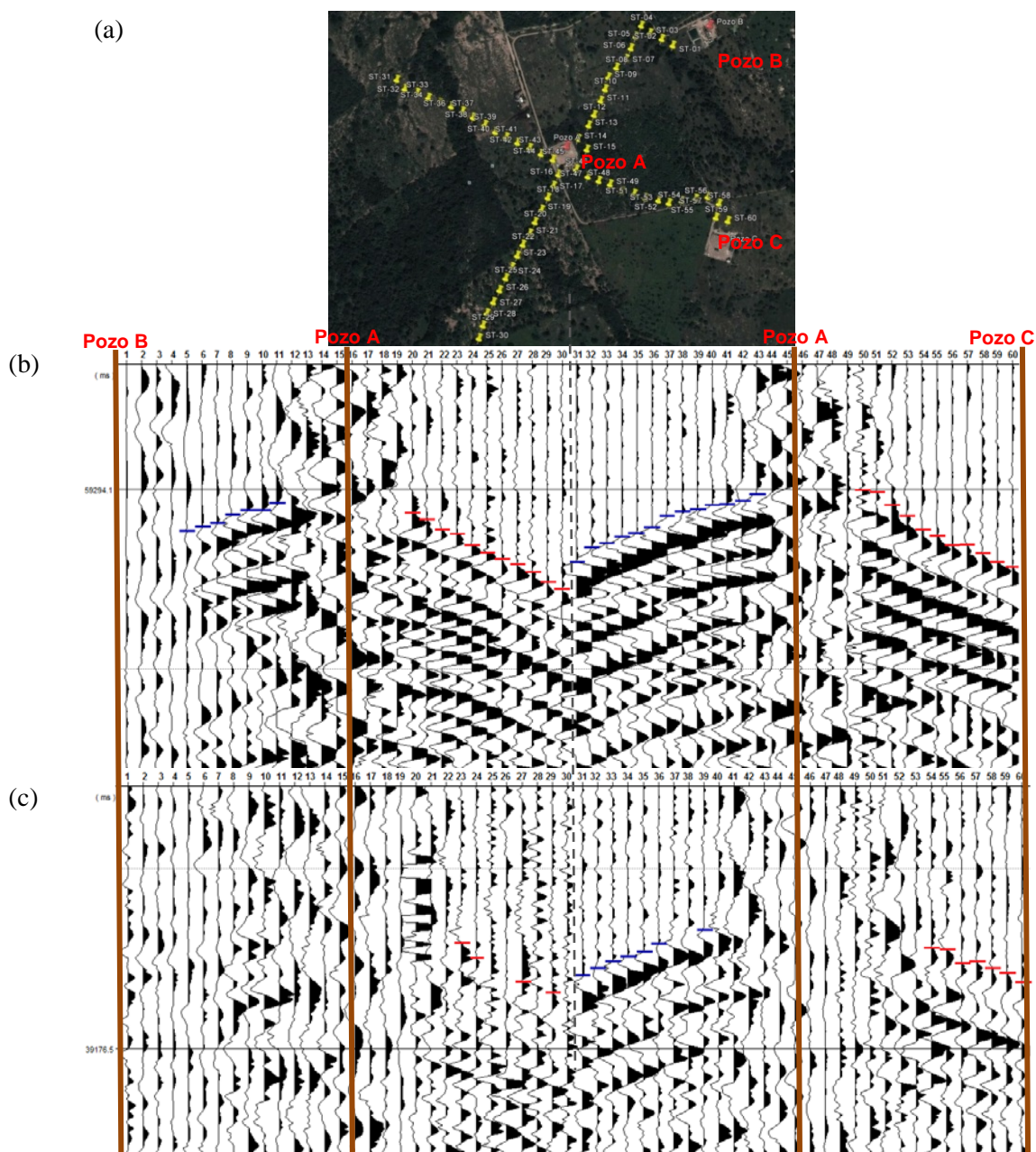


Figura 4-1. Picado de primeros arribos de eventos microsísmicos identificados en los registros sísmicos, con una relación señal-ruido alta (b) y baja (c). Cada traza corresponde a una estación, de 1 a 60 enumerada según su localización (a). Se identificaron primeros arribos con polaridad positiva (trazas en rojo) en todos los eventos, y negativa (trazas en azul) en 10 de los 21 eventos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada.

4.3 Método de Geiger

El método de Geiger es por mucho el método más utilizado para localización de eventos sísmicos de cualquier tipo. Este método se basa en los tiempos de viaje de fases de ondas P y S generadas por un sismo y picadas en registros sísmicos, y consiste en un ajuste iterativo de la localización del hipocentro (x_0, y_0, z_0) y del tiempo de origen (t_0) del evento mediante la optimización del error de localización que se plantea en una ecuación matricial.

El primer paso de este método consiste en suponer una localización inicial del hipocentro (x_0, y_0, z_0) . Para este proyecto, y en general para cualquier trabajo de fracturamiento hidráulico en yacimientos, se supone como localización del hipocentro el punto de inyección en el pozo, ya que se asume que los microsismos registrados durante una estimulación por fracturamiento están asociados a la inyección del fluido de fracturamiento por este punto.

Luego se simula el tiempo de viaje de una onda P desde hipocentro a cada estación mediante trazado de rayos, y se calcula el error residual r_i de cada rayo trazado (es decir la diferencia entre el tiempo de viaje picado en los registros sísmicos y el calculado mediante trazado de rayos, Figura 4-2-a). Este error residual de cada rayo es el que se pretende reducir mediante un ajuste de la localización del hipocentro, por lo que se le realiza un análisis de sensibilidad mediante la expansión en series de Taylor de sus derivadas parciales:

$$r_i = \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (4-1)$$

donde r_i es el error residual de la estación i , y t_i^{tra} es el tiempo de viaje de una onda P desde el hipocentro del evento que se quiere localizar a cada una de las estaciones. Debido a que se cuentan con múltiples estaciones que registran las mismas fases de onda del mismo evento, para cada evento se cuenta también con múltiples ecuaciones del tipo 4-1 (una ecuación para cada estación que registre un evento).

Para el evento picado en los registros sísmicos de la Figura 4-1-b por ejemplo, se picaron los primeros arribos de la fase de onda P en 42 de las 60 estaciones sísmicas instaladas en el área de estudio, por lo que para este evento se deben plantear 42 ecuaciones de optimización de error residual. Este conjunto de ecuaciones se plantean como una ecuación matricial:

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

$$\mathbf{r} = \mathbf{G}\mathbf{x} \quad (4-2)$$

donde \mathbf{r} es el vector de errores residuales $\mathbf{r} = (r_1, r_2, r_3, \dots, r_n)$, \mathbf{x} es el vector de corrección de la localización del hipocentro $\mathbf{x} = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)$, y \mathbf{G} es la matriz de derivadas parciales:

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} \partial t_1^{tra} / \partial x_1 & \partial t_1^{tra} / \partial y_1 & \partial t_1^{tra} / \partial z_1 & 1 \\ \partial t_2^{tra} / \partial x_2 & \partial t_2^{tra} / \partial y_2 & \partial t_2^{tra} / \partial z_2 & 1 \\ \vdots & & & \\ \partial t_n^{tra} / \partial x_n & \partial t_n^{tra} / \partial y_n & \partial t_n^{tra} / \partial z_n & 1 \end{pmatrix}. \quad (4-3)$$

La matriz \mathbf{G} se conoce también como la matriz de sensibilidad, o Jacobiano, ya que es la que permite optimizar el problema no lineal del tiempo de viaje residual (Ecuación 4-1) mediante la solución de la ecuación lineal $\mathbf{r}=\mathbf{G}\mathbf{x}$ (Sun, 2001). Esta ecuación se puede resolver aplicando el método de Gauss-Newton de mínimos cuadrados, que consiste en estimar mediante iteraciones los valores del vector \mathbf{x} , que son los valores de corrección de la localización del hipocentro y del tiempo de origen del evento. Primero se debe multiplicar la ecuación 4-2 por la matriz transpuesta de \mathbf{G} :

$$\mathbf{G}^T \mathbf{r} = \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{x}. \quad (4-4)$$

El resultado de la multiplicación de la matriz \mathbf{G} por su transpuesta es una matriz cuadrada, por lo que se puede invertir. Se multiplica la ecuación 4-4 por esta matriz inversa, y debido a que el resultado de la multiplicación de una matriz por su matriz inversa es la matriz identidad, con esta operación ya se puede calcular directamente el vector de corrección \mathbf{x} :

$$\mathbf{x} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{r}. \quad (4-5)$$

Una vez solucionada la ecuación 4-5 para el vector de corrección \mathbf{x} se corrige el hipocentro $(x_0+\Delta x, y_0+\Delta y, z_0+\Delta z)$ y el tiempo de origen $(t_0+\Delta t)$ del evento, y se calcula nuevamente el tiempo de viaje de una onda P mediante trazado de rayos y se comparan estos tiempos con los picados en los registros sísmicos para calcular un nuevo vector de errores residuales \mathbf{r} , y se resuelve nuevamente la ecuación 4-5 para obtener un nuevo vector de corrección \mathbf{x} .

Para la localización de cada evento de la etapa de fracturamiento monitoreada se realizaron 300 iteraciones. Una vez finalizadas las 300 iteraciones, se calcula nuevamente el vector de corrección \mathbf{x} y el error residual \mathbf{r} en cada estación (Figura 4-2-b), el cual permite calcular el error RMS en segundos de la localización obtenida de cada evento. Este último se calcula mediante la siguiente expresión:

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

$$RMS (s) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (r_i)^2}{n}}, \quad (4-2)$$

donde r_i es cada uno de los elementos que componen el vector residual \mathbf{r} y n es el número total de elementos que componen el vector residual \mathbf{r} .

Se realizaron varias pruebas utilizando este método de localización para verificar la precisión de los dos modelos de velocidad de onda P obtenidos en la Sección 3.3. Se realizó primero una simulación de un microsismo, la cual consistió en ubicar su hipocentro a 150 m de distancia del punto de inyección y calcular el tiempo de viaje de una onda P generada en este punto hasta cada estación en superficie mediante trazado de rayos e implementando los dos modelos de velocidades (Figura 4-3). Estos tiempos de viaje fueron utilizados para estimar la localización del hipocentro utilizando nuevamente los dos modelos de velocidades e implementando el método de Geiger, obteniendo los siguientes resultados:

LOCALIZACIÓN DE UN EVENTO SIMULADO		
Localización Inicial (metros)	E: 260, N: 70, Z: -545.8	E: 260, N: 70, Z: -545.8
Modelo de Velocidades	Velocidades de procesamiento de línea sísmica cercana, CDP 910	Registro sísmico sin calibrar del pozo A
Localización obtenida (metros)	E: 260.1, N: 70.8, Z: -545.8	E: 264.8, N: 71.43, Z: -505.9
Error de localización (metros):	$\Delta x: 0.11, \Delta y: 0.08, \Delta z: 0.01$	$\Delta x: 4.78, \Delta y: 1.43, \Delta z: 39.96$
Error RMS	0.00 segundos	0.007 segundos

Tabla 4-1. Resultados de localización de un evento simulado utilizando los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3.3.

Se realizó también una prueba de localización de un evento real, donde se tomaron los tiempos de viaje picados en los registros sísmicos y se implementó nuevamente el método de Geiger para su localización utilizando los dos modelos de velocidades, obteniendo los siguientes resultados:

LOCALIZACIÓN DE UN EVENTO REAL		
Modelo de Velocidades	Velocidades de procesamiento de línea sísmica cercana, CDP 910	Registro sísmico sin calibrar del pozo A
Localización obtenida (metros)	E: 343.8, N:199.4, Z: -545.5	E: 342.7, N: 175.8, Z: -498.8
Error de localización (metros):	$\Delta x: -0.001, \Delta y: 0.005, \Delta z: 0.382$	$\Delta x: 0.036, \Delta y: 0.035, \Delta z: 7.290$
Error RMS	0.007 segundos	0.189 segundos

Tabla 4-2. Resultados de localización de un evento real utilizando los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3.3.

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

En las dos pruebas de localización realizadas (de un evento simulado y un evento real) se obtuvieron errores residuales y de vector de corrección menores para el modelo de velocidades obtenido por las velocidades de procesamiento de la línea sísmica cercana al pozo A (Tabla 3-1). Esto era de esperarse ya que el otro modelo de velocidades, obtenido a partir de un registro sísmico, no está calibrado debido a la falta de disparos de calibración de cualquier tipo. Por lo tanto, se utilizó el modelo de velocidades de la línea sísmica cercana (definido en la Tabla 3-1) para la localización de todos los eventos sísmicos identificados durante y después de la operación de fracturamiento monitoreada.

También se localizó un evento sísmico real –el mismo de la Tabla 4-2- implementando software existente de distribución libre de localización de eventos. Es muy común el uso del software HYPO71 o de códigos derivados de este –como HYPOINVERSE y VELEST- para la localización de sismos locales o regionales. Sin embargo, estos presentan limitaciones de precisión para localizar microsismos -las cuales se resumen en la Tabla 4-3- y que no permiten obtener resultados satisfactorios de procesamiento para este tipo de proyectos. Estas limitaciones fueron las que motivaron el desarrollo de un algoritmo de trazado de rayos –Anexo A- y de localización que permitieron mejorar sustancialmente la precisión de los resultados obtenidos.

La Tabla 4-3 resume los parámetros de precisión de HYPO71 –que son los mismos de HYPOINVERSE y VELEST- y del software desarrollado por el autor para este proyecto, y los resultados de localización del mismo evento real e implementando el mismo modelo de velocidades. Se obtuvo para esta prueba un error RMS menor para la localización obtenida con el software desarrollado, por lo que este último fue el utilizado para la localización de todos los eventos identificados en los registros sísmicos pasivos durante y después de la operación de fracturamiento.

Los valores finales del vector de corrección \mathbf{x} y de error RMS obtenidos para los 21 microsismos localizados se resumen en la Tabla 4-4, y se muestran como barras de error de localización de cada evento en la Figura 4-4. En esta se muestra que el margen de error obtenido para la localización de todos los microsismos es de menos de un metro en la componente horizontal, menos de 10 m en la componente vertical, y menos de 0.14 segundos de error residual RMS. Estos mismos vectores de corrección finales

La distribución espacial de los 21 microsismos localizados correspondientes a esta etapa de fracturamiento se muestra en las Figuras 4-4 y 4-5, y el orden de aparición de cada evento asociado con su localización de muestra en la Figura 4-6. La vista superior de la distribución de eventos en la Figura 4-4 permite estimar la orientación predominante de propagación de las fracturas generadas, así como el área de reservorio estimulado en el manto de carbón. La vista lateral de la misma distribución (Figura 4-4, derecha) muestra cómo la profundidad de la mayoría de eventos se ajusta al espesor del manto de carbón

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

estimulado, por lo que se puede inferir que las fracturas generadas están confinadas en el manto de carbón.

LOCALIZACIÓN DE UN EVENTO REAL CON SOFTWARE EXISTENTE		
	Software Desarrollado	Software Libre (HYPO71)
Parámetros de Entrada		
Precisión del Modelo de Velocidades	30 capas	11 capas
Precisión de coordenadas	0.001 m	0.01 minutos \approx 18 m
Precisión de mediciones de tiempo	0.001 segundos	0.01 segundos
Localización de un Evento Real		
Modelo de Velocidades	Velocidades de procesamiento de línea sísmica cercana, CDP 910	Velocidades de procesamiento de línea sísmica cercana, CDP 910
Localización obtenida (metros)	343.8, N:199.4, Z: -545.5	E: 368.1, N: 187.1, Z: -600
Vector final de corrección (metros):	Δx : -0.001, Δy : 0.005, Δz : 0.382	
Error RMS	0.007 segundos	0.01 segundos

Tabla 4-3. Resumen de parámetros de precisión de software existente de distribución libre de localización de eventos (HYPO71) y del software de localización desarrollado por el autor, y resultados de localización del mismo evento real implementando los dos software y el mismo modelo de velocidades.

Evento	Vector de Corrección			RMS (s)	Evento	Vector de Corrección			RMS (s)
	Δx (m)	Δy (m)	Δz (m)			Δx (m)	Δy (m)	Δz (m)	
Evento 01	-0,001	-0,005	0,382	0,007	Evento 12	0,005	-0,046	-1,606	0,023
Evento 02	0,003	0,023	4,867	0,070	Evento 13	-0,002	0,002	0,885	0,013
Evento 03	-0,004	-0,022	-0,986	0,014	Evento 14	-0,204	-0,473	-1,916	0,026
Evento 04	-0,037	0,010	-3,880	0,058	Evento 15	-0,001	0,000	-7,446	0,107
Evento 05	0,017	0,013	-3,570	0,051	Evento 16	-0,003	0,008	0,096	0,003
Evento 06	0,001	-0,001	-0,052	0,004	Evento 17	0,032	0,014	-1,756	0,026
Evento 07	0,004	-0,023	3,581	0,007	Evento 18	0,003	-0,003	0,001	0,004
Evento 08	0,010	0,026	3,217	0,046	Evento 19	0,010	0,020	8,282	0,117
Evento 09	-0,014	0,035	4,137	0,059	Evento 20	0,019	-0,059	-7,884	0,112
Evento 10	-0,003	-0,122	-7,154	0,102	Evento 21	0,008	0,016	10,168	0,138
Evento 11	-0,003	-0,038	-0,136	0,004					

Tabla 4-4. Valores finales del vector de corrección x y de error RMS obtenidos para los 21 microsismos localizados

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

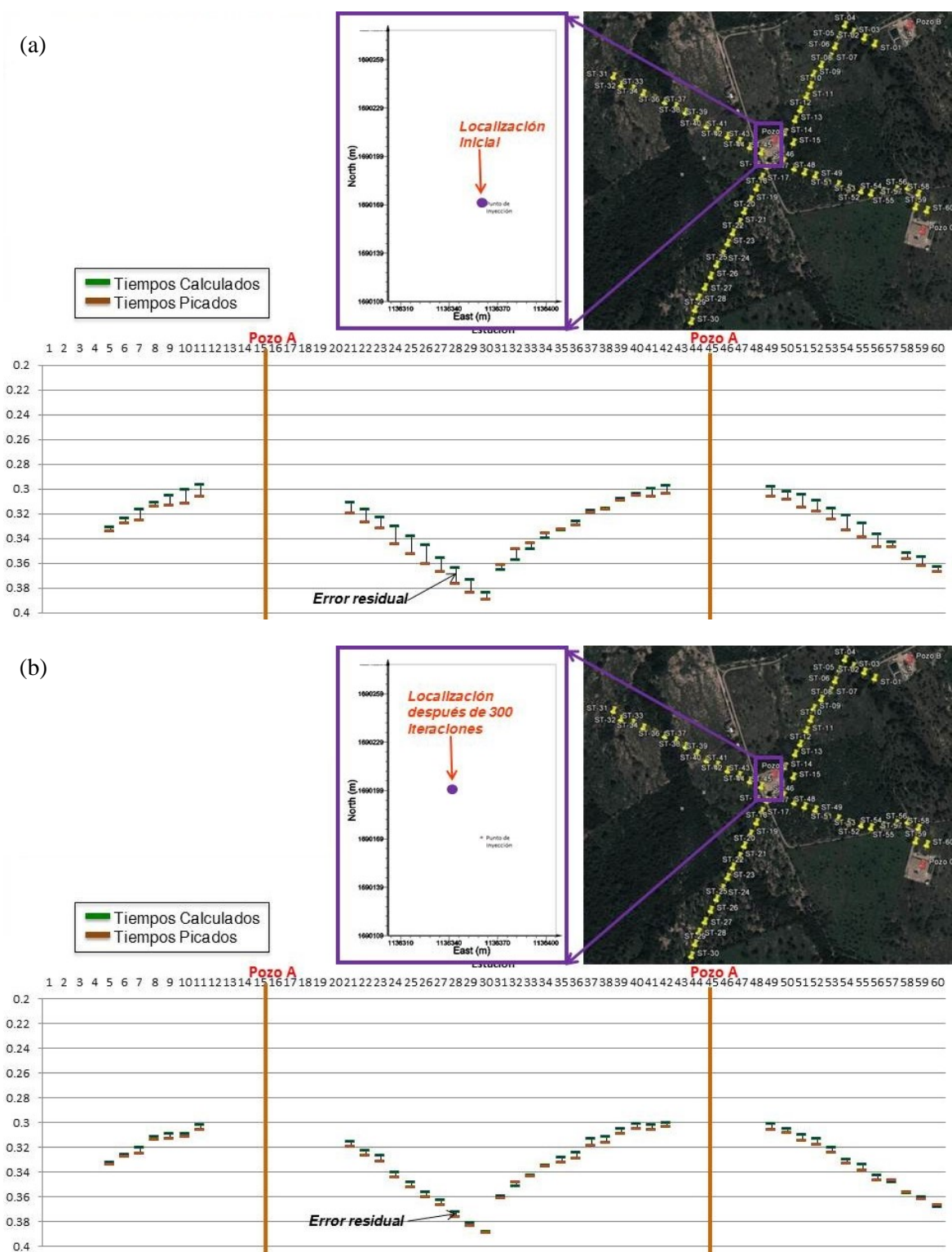


Figura 4-2. a) Localización inicial del hipocentro en el punto de inyección, y comparación de tiempos de viaje calculados mediante trazado de rayos con tiempos de viaje picados en los registros sísmicos para el cálculo del error residual en cada estación. b) Localización del hipocentro del mismo evento después de 300 iteraciones, y cálculo del error residual en cada estación.

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

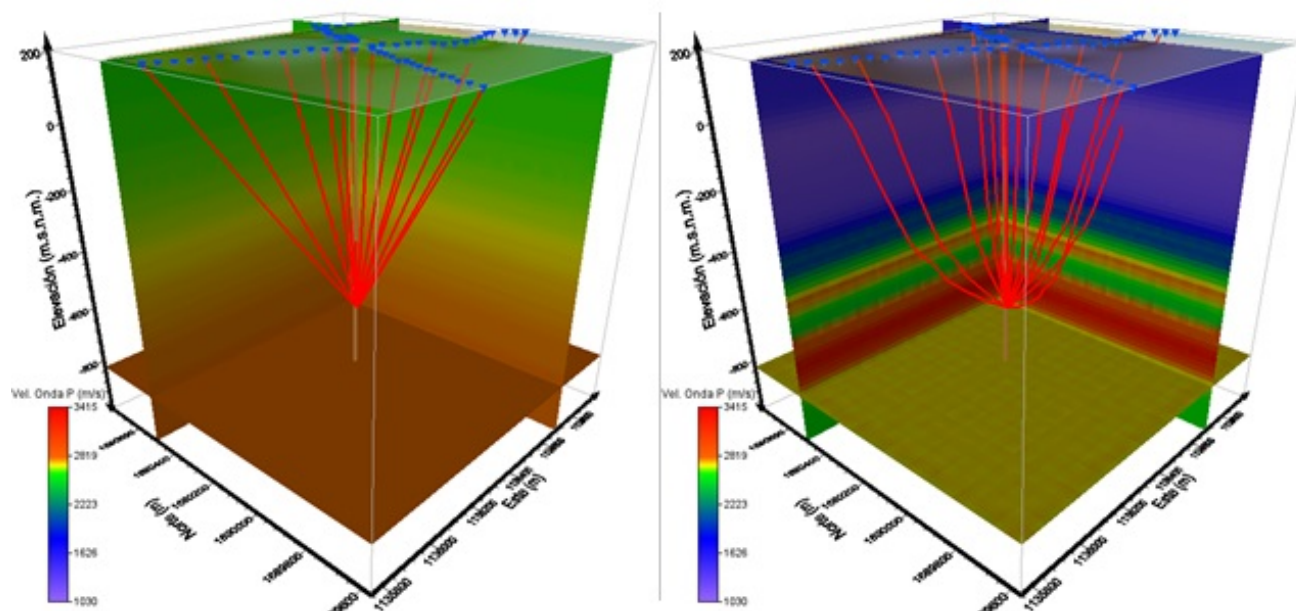


Figura 4-3. Simulación de un microsismo mediante trazado de rayos, cuyo hipocentro fue localizado a 150 m de distancia del punto de inyección. Se implementaron los dos modelos de velocidades obtenidos en la Sección 3-3 (Izquierda: velocidades de procesamiento de una línea sísmica cercana; Derecha; registro sísmico sin calibrar del pozo A).

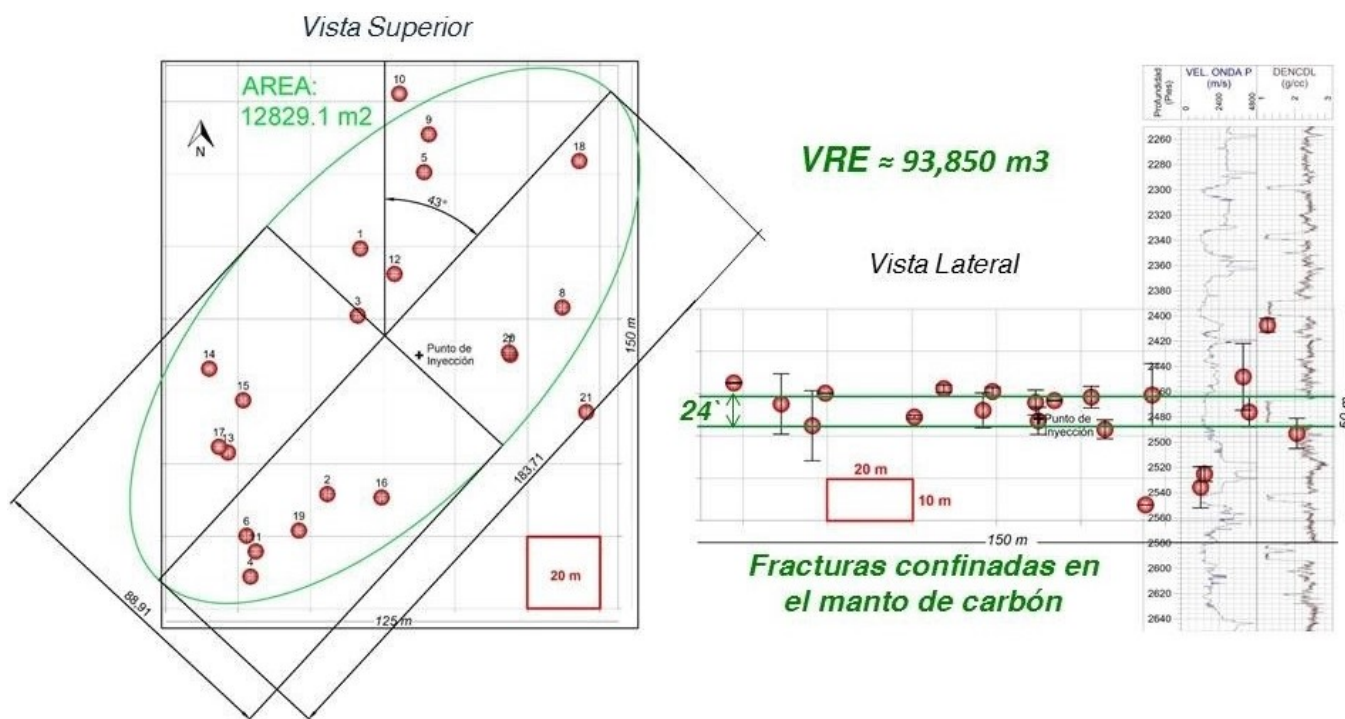


Figura 4-4. Distribución espacial de los 21 microsismos localizados junto con sus barras de error de localización, vista superior (a) y lateral (b). Esta distribución permite inferir que las fracturas están confinadas al manto de carbón estimulado (vista lateral), y estimar así el Volumen de reservorio Estimulado (VRE) de la operación.

4. LOCALIZACIÓN DE MICROSISMOS

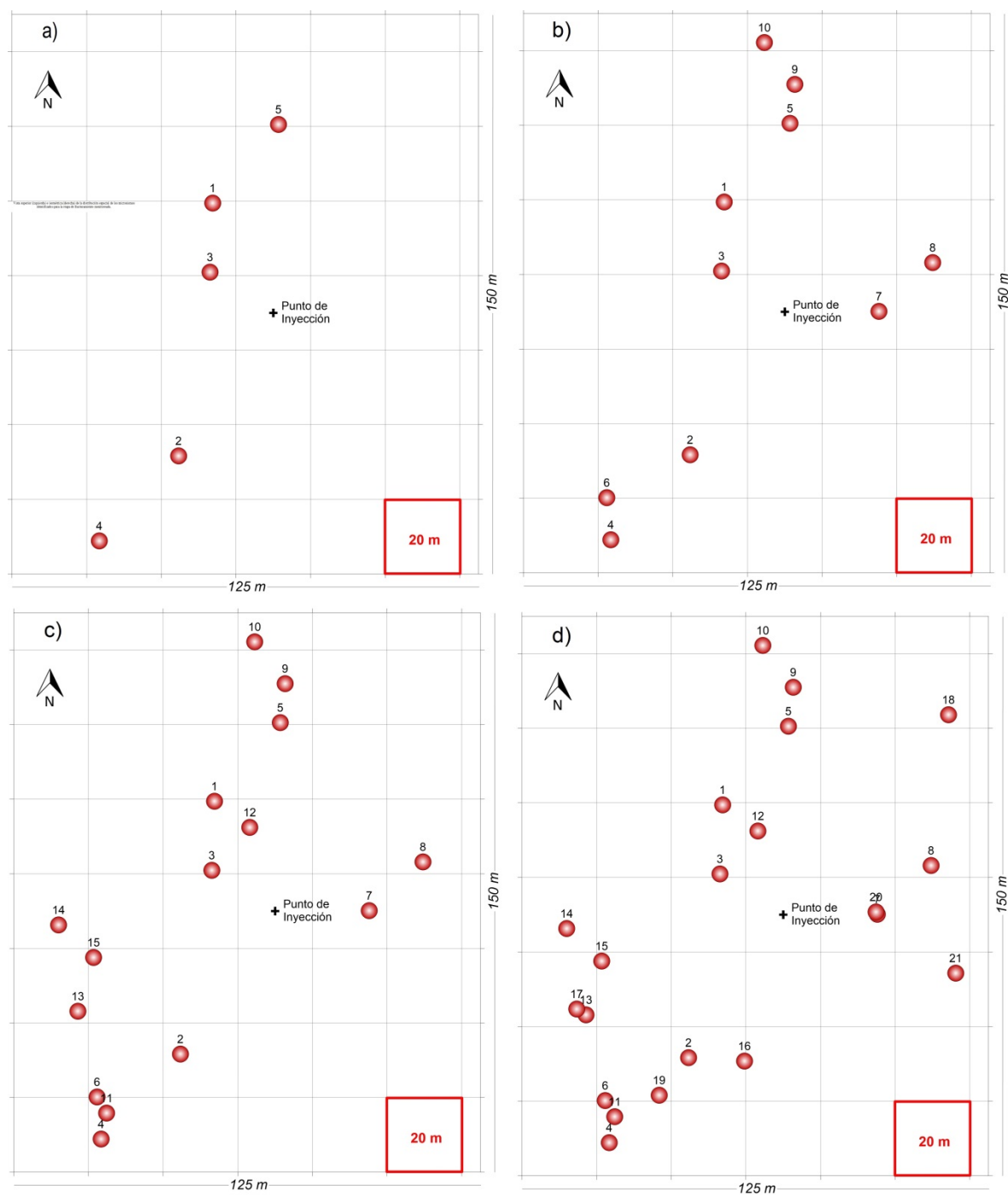


Figura 4-5. Vista superior de todos los eventos localizados para la etapa de fracturamiento monitoreada, con el orden de aparición cronológica de cada evento: Eventos 1 a 5 (a), 1 a 10 (b), 1 a 15 (c) y 1 a 21(d).

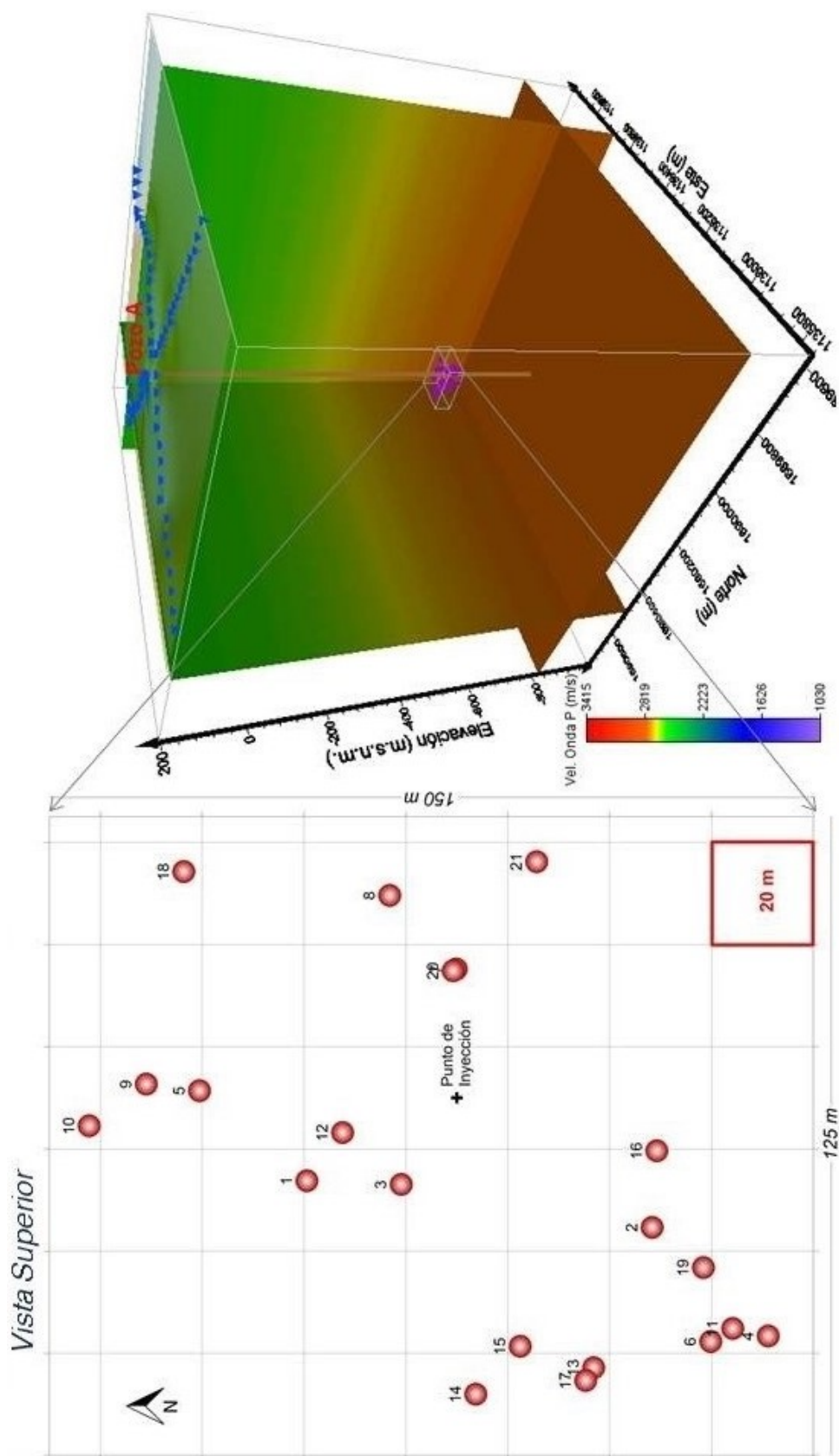


Figura 4-6. Vista superior (izquierda) e isométrica (derecha) de la distribución espacial de los microsismos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada.

5. Caracterización del Mecanismo de la Fuente Sísmica

5.1 Introducción

La caracterización del mecanismo de una fuente consiste en estimar la magnitud de un evento sísmico y orientación del plano de falla que lo generó (mecanismo focal). La magnitud de un sismo puede ser cuantificada mediante diferentes métodos, algunos aplicables a sismos locales, como los métodos de Magnitud Local M_L y Magnitud de onda Coda M_c , y otros aplicables a sismos globales o telesismos, como los métodos de Magnitud de onda de Cuerpo m_b y Magnitud de onda superficial M_s . Para este estudio se utilizó el método de Magnitud de Momento M_w , ya que este es aplicable a todo tipo de eventos y además permite estimar el momento sísmico de un evento y el radio de fractura (Havskov & Ottemöller, 2010).

La estimación de la orientación de los planos nodales de cada microsismo se realizó mediante el método de polaridad de los primeros arribos. Este método consiste en identificar la polaridad del primer arribo de onda P en cada estación, y se determina el azimut y ángulo de salida mediante trazado de rayos desde la localización de la fuente a cada estación. Luego se grafican estas polaridades en una red estereográfica y se trazan dos planos nodales que separen las polaridades positivas y negativas y que sean ortogonales entre sí.

En algunos eventos se identificaron claramente un cambio de polaridad de los primeros arribos, mientras que en otros eventos no se identificaron cambios de polaridad ya sea por el nivel de ruido en el registro sísmico o bien sea porque simplemente los primeros arribos de todos los canales tienen la misma polaridad. Esto es una evidencia del tipo que mecanismo de falla que genera cada microsismo, el cual se determina también en este capítulo.

5.2 Magnitud de Momento de Microsismos

La magnitud de los microsismos identificados se calculó utilizando el método de momento sísmico, el cual es aplicable a todo tipo de eventos (locales, regionales o globales, y de magnitud alta, media, baja, o micro), y que además permite estimar el radio de fractura y la caída de esfuerzo causada por la misma fractura (Havskov y Ottemöller, 2010; Warpinski et al., 2012).

La magnitud de momento se define como

$$M_w = (2/3) * \text{Log}_{10}(M_0) - 6.07, \quad (5-1)$$

donde M_0 es el momento sísmico en Nm. M_0 se calcula mediante un análisis espectral y aplicando el modelo de fuente sísmica de Brune, el cual es el más utilizado para el cálculo de M_0 de cualquier tipo de sismo (Havskov & Ottemöller, 2010). Este modelo consiste en generar una función de espectro de la fuente respecto a la frecuencia $S_0(f)$ definido por una amplitud de periodo largo Ω_0 y una frecuencia angular f_0 así:

$$S_0(f) = \frac{\Omega_0}{[1 + (f/f_0)^4]^{0.5}} \quad (5-2)$$

Los valores de Ω_0 y f_0 se obtienen a partir del espectro de cada evento, y generando la función teórica de S_0 que mejor ajuste a cada espectro. Una vez obtenidos los valores de Ω_0 y f_0 , se calcula el momento sísmico como

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3 r}{0.6 * 2.0} \quad (5-3)$$

Donde ρ es la densidad en g/cm^3 , v es la velocidad de onda P en km/s, y r es la distancia entre la fuente y el receptor en km (Havskov & Ottemöller, 2010). Suponiendo una falla circular, el radio de fuente se calcula como

$$a = 0.37 * v / f_0. \quad (5-4)$$

Este análisis espectral debe realizarse sobre un conjunto de registros sísmicos que hayan registrado claramente las fases P y S de cada evento. Para esto es necesario que el nivel de

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

ruido ambiental registrado sea muy bajo. En el arreglo de superficie se determinaron varias zonas muy ruidosas cercanas a los Pozos A y B, por lo que las estaciones cercanas a estos pozos fueron descartadas para este análisis. Finalmente se analizaron los registros de las estaciones 35 y 56 debido a su bajo nivel de ruido ambiental, y a que se encuentran equidistantes de la cabeza del pozo (Figura 5-1). Los resultados finales del análisis realizado a los registros de estas dos estaciones para cada evento se promedian para obtener un resultado final de M_0 , M_w y a .

Para calcular el momento sísmico de un evento mediante análisis espectral de un registro, primero se debe realizar una corrección instrumental de este registro. Esta corrección consiste en determinar una variación de desplazamiento a partir del registro inicial del evento el cual fue registrado como variaciones de voltaje por el instrumento en mini voltios, e implementando las siguientes expresiones:

$$Velocidad(t) = Voltaje(t) / Sensibilidad \quad (5-5)$$

$$Desplazamiento(t) = Velocidad(t) / (2\pi * Frecuencia) \quad (5-6)$$

Donde $Voltaje(t)$ es el registro inicial en mini voltios, $Velocidad(t)$ es el registro de variación de velocidad del evento calculado a partir del $Voltaje(t)$ y de la $Sensibilidad$ del sensor utilizado (2.18 Voltios / pulgada / segundo), y $Desplazamiento(t)$ es el registro que se obtiene al dividir la $Velocidad(t)$ sobre 2π por la $Frecuencia$ natural del sensor (10 Hz).

Luego de realizar la corrección instrumental de los registros se debe definir las ventanas de tiempo de las fases de onda P y S en el registro de cada estación. Esto se realiza fácilmente en estaciones de tres componentes en las que se puede identificar claramente la fase P en la componente vertical de cada estación, y la fase de onda S en las componentes horizontales (ver ejemplo de la Figura 5-2). Para este caso de estudio se implementaron sensores de componente vertical únicamente, por lo que no se identifica la fase de onda S en los registros adquiridos, solo la fase de onda P.

La Figura 5-3 muestra el resultado del análisis espectral del evento 1 de la etapa de fracturamiento monitoreada. En esta figura se muestran las trazas sísmicas implementadas para este análisis espectral, las cuales corresponden a los registros iniciales (sin filtros) de dicho evento almacenado en los canales 35 y 56 del arreglo sísmico instalado en campo (Figura 5.1), de un segundo de duración y adquirida con un intervalo de muestreo de 2 ms (frecuencia de muestreo de 500 Hz).

En la misma Figura 5-3 se muestra el espectro de frecuencias del registro sísmico de este evento junto con la función de espectro de la fuente S_0 que mejor ajusta al espectro real de

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

cada estación, con valores promedio de $\Omega_0 = 0.0245$ mm y $f_0 = 64.74$ Hz, y estimando a partir de estos valores un momento sísmico $M_0 = 9.14 \times 10^6$ Nm, un radio de fuente $a = 15.7$ m y magnitud de momento $M_w = -1.4$.

Para todos los eventos localizados de la etapa de fracturamiento monitoreada se estimó la magnitud de momento utilizando este método, obteniendo valores entre -0.9 y -2.75. La Tabla 5-1 muestra los valores de Ω_0 , f_0 , M_0 , a y M_w para los 21 microsismos localizados. La Figura 5-4 muestra la distribución espacial y temporal de todos los eventos microsísmicos de esta etapa de fracturamiento con sus correspondientes valores de magnitud de momento M_w y su radio de fractura. En el Anexo A se encuentra el resultado del análisis espectral realizado a cada uno de los microsismos identificados en esta etapa de fracturamiento.

Evento	Amplitud de Período Largo (mm)	Frecuencia Angular (Hz)	Momento Sísmico M_0 (Nm)	Radio de la Fuente (m)	Magnitud de Momento M_w
Evento 01	2.9E-02	64.3	1.07E+07	8.8	-1.40
Evento 02	4.2E-04	74.2	1.72E+05	4.2	-2.60
Evento 03	2.5E-04	79.7	1.11E+05	3.9	-2.73
Evento 04	2.6E-04	69.1	1.08E+05	3.9	-2.73
Evento 05	1.9E-03	72.1	7.90E+05	5.5	-2.16
Evento 06	2.6E-04	73.1	1.20E+05	4.0	-2.70
Evento 07	3.3E-04	64.4	1.44E+05	4.1	-2.65
Evento 08	4.1E-04	55.7	1.67E+05	4.2	-2.61
Evento 09	8.3E-04	69.1	3.39E+05	4.8	-2.40
Evento 10	2.6E-04	88.2	9.86E+04	3.8	-2.76
Evento 11	6.0E-03	73.1	2.41E+06	6.7	-1.83
Evento 12	4.3E-04	69.1	1.74E+05	4.3	-2.59
Evento 13	2.8E-03	45.5	1.28E+06	6.0	-2.02
Evento 14	1.6E-01	75.3	6.20E+07	12.0	-0.89
Evento 15	1.7E-03	70.1	7.10E+05	5.4	-2.19
Evento 16	4.9E-04	85.7	2.13E+05	4.4	-2.54
Evento 17	1.1E-01	77.5	4.69E+07	11.4	-0.97
Evento 18	6.5E-02	89.5	2.80E+07	10.4	-1.12
Evento 19	2.8E-04	80.9	1.16E+05	4.0	-2.71
Evento 20	3.4E-04	44.9	1.50E+05	4.1	-2.64
Evento 21	2.7E-04	71.1	1.17E+05	4.0	-2.71

Tabla 5-1. Resultados del análisis espectral del modelo de Brune para los 21 microsismos localizados.

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

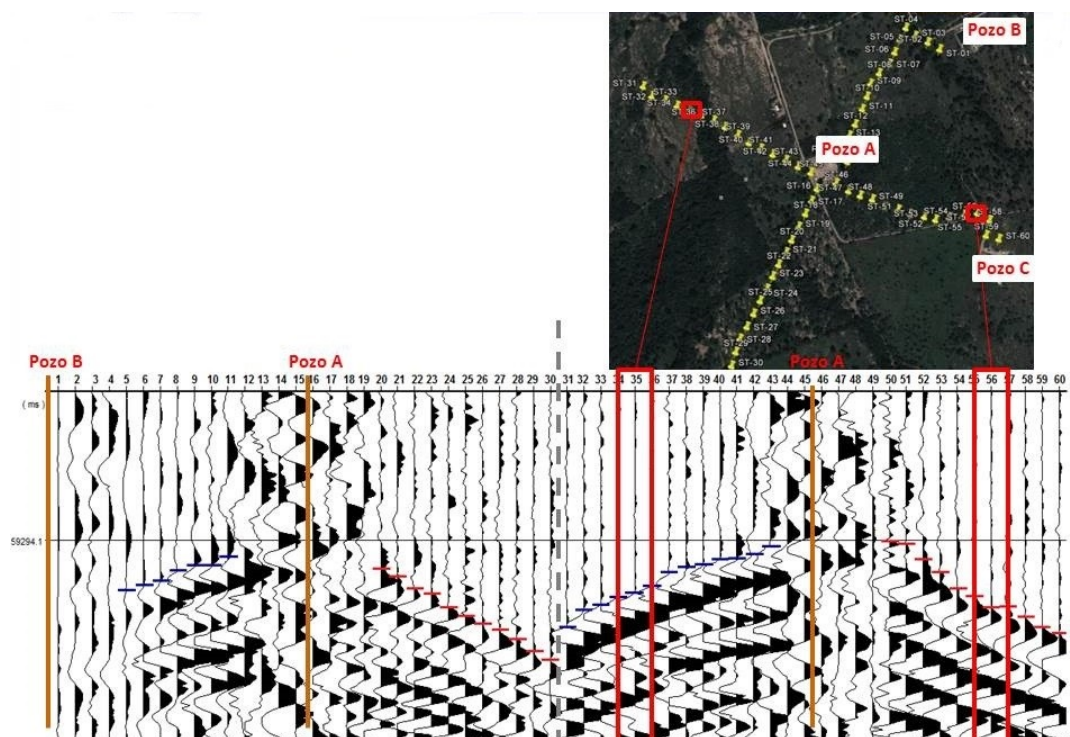


Figura 5-1. Registros iniciales del evento 1 identificada para la etapa de fracturamiento monitoreada. Se realizó un análisis espectral para calcular el momento sísmico del evento a partir de los registros de las estaciones 35 y 56 debido a su bajo nivel de ruido ambiental y a que se encuentran equidistantes de la cabeza del pozo.

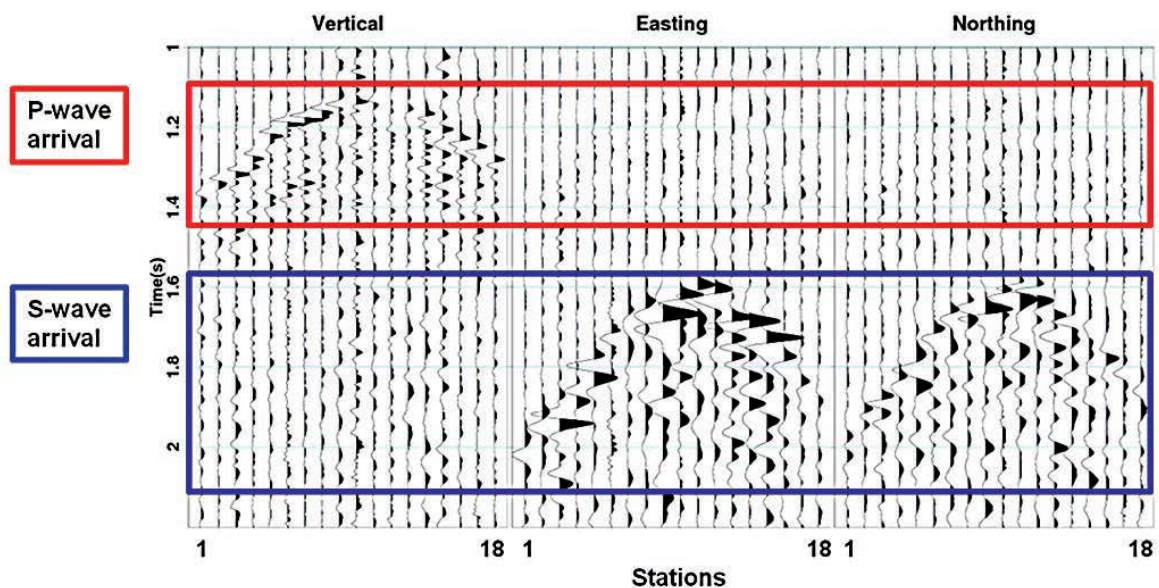


Figura 5-2. Identificación de ventanas de tiempo para las fases de onda P y S de un microsismo registrado por estaciones de superficie de tres componentes (Birkelo, 2012).

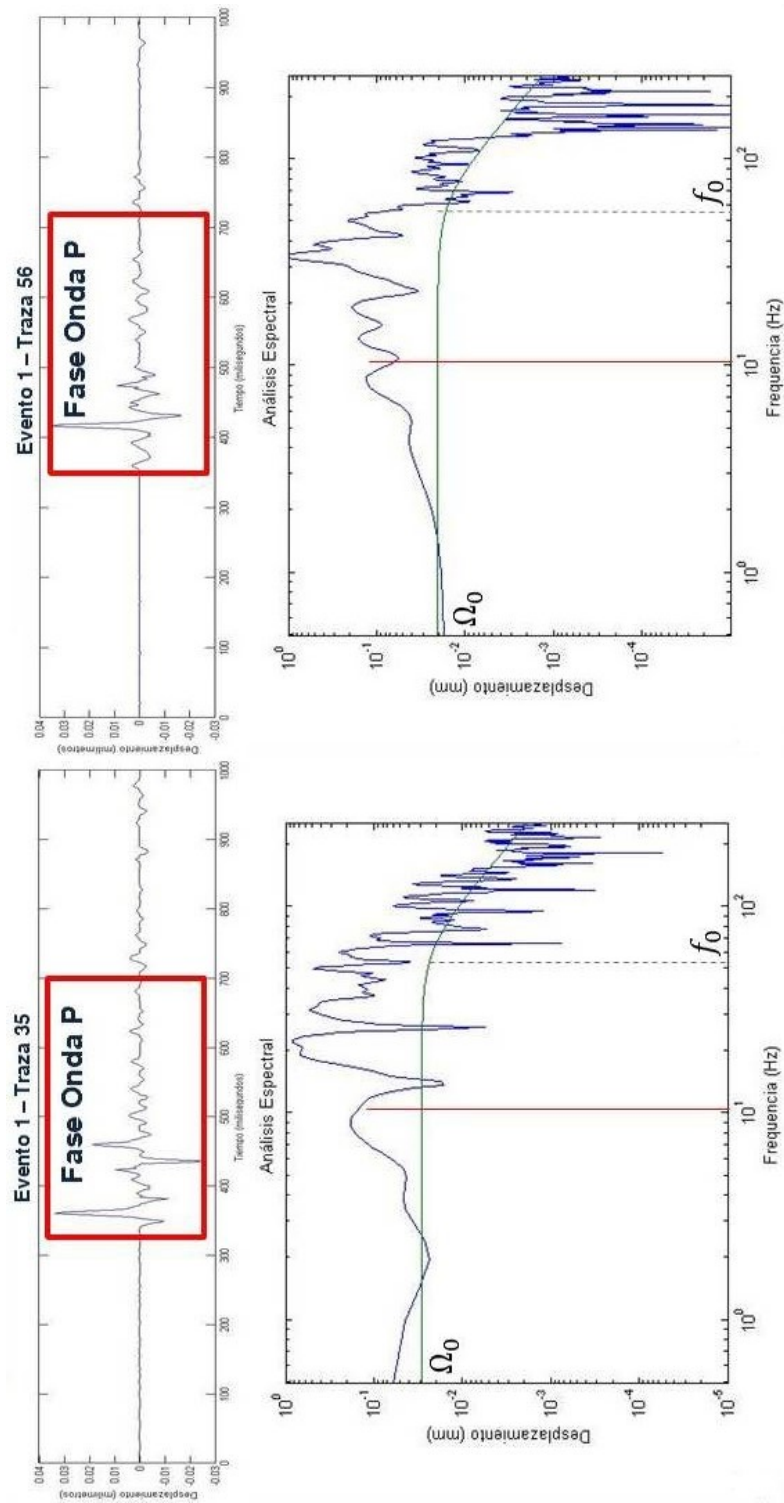


Figura 5-3. Análisis espectral del evento 01 de la etapa de fracturamiento monitoreada en el pozo A a partir de un análisis espectral realizado en los registros de los canales 35 (izquierda) y 56 (derecha). Se define la ventana de tiempo para la fase de onda P en cada traza y se genera su espectro de frecuencia (curvas en azul) para extraer la función del espectro de la fuente (curvas en verde) que mejor ajusta, la cual se define a partir de la amplitud de periodo largo y la frecuencia angular (ecuación 5-2). Finalmente se promedian estos valores obtenidos de las dos estaciones y se calcula la magnitud de momento y el momento sísmico (ecuaciones 5-3 y 5-1).

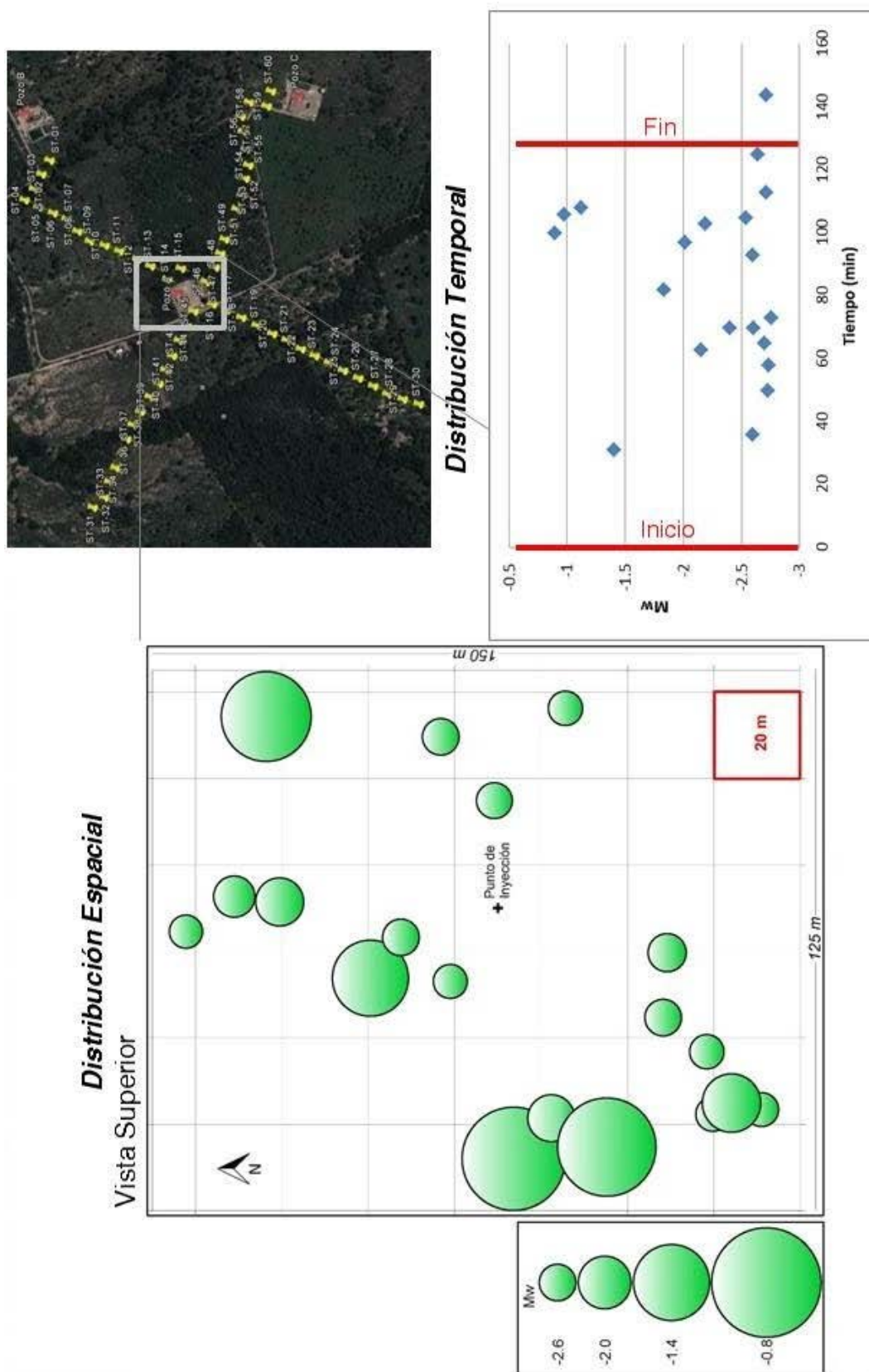


Figura 5-4. Distribución espacial (izquierda) y temporal (derecha) de la magnitud de momento (Mw) de los microsismos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada.

5.3 Mecanismo Focal de Microsismos

El mecanismo focal de un evento sísmico describe la orientación del plano de falla que lo generó. Ese análisis permite determinar el azimut y buzamiento de los planos nodales de cada evento (plano de falla y plano auxiliar), así como el mecanismo de falla que originó el evento. La solución de los planos nodales se basa en el patrón de radiación de las ondas P y S que son generadas por el plano de falla, y cuya orientación altera la amplitud y polaridad de los primeros arribos de estas fases.

Para obtener los planos nodales de un evento sísmico, los cuales se componen por el plano de falla y un plano auxiliar que son ortogonales entre sí, primero se debe localizar este evento a partir de los registros obtenidos en un arreglo de estaciones determinado, y calcular el azimut y ángulo de salida correspondiente a cada estación (Secciones 3.4 y 4.3). También se debe determinar la polaridad del primer arribo generado por el evento en cada una de las estaciones, el cual es positivo para un arribo compresivo y negativo para un arribo de dilatación (Sección 4.2). En la Figura 4-1-a por ejemplo, se muestran los picados de primeros arribos de un microsismo que muestra polaridad negativa en las trazas 5 a 11 y 31 a 43, y polaridad positiva en las trazas 20 a 30 y 41 a 50.

Estas polaridades de los primeros arribos se grafican junto con su azimut y ángulo de salida correspondiente en una red estereográfica (Figura 5-5-a). Luego se define un plano nodal que separe las polaridades positivas de las negativas (Figura 5-5-b) y se calcula el polo de este plano (Figura 5-5-c). Se estimó una incertidumbre de azimut de este primer plano nodal cercana a los 50° (Figura 5-6). El segundo plano nodal se define de forma que pase por el polo del primer plano para garantizar que estos dos sean ortogonales entre sí, y que separe también las polaridades positivas de las negativas (Figura 5-5-d). Estos planos de falla permiten generar la pelota de playa que representa el mecanismo focal de cada evento (Figura 5-5-e)

De los 21 eventos identificados en los registros sísmicos brutos correspondientes a la etapa de fracturamiento monitoreada, solo 10 muestran cambios de polaridad en los primeros arribos. El resultado final del mecanismo focal de estos 10 eventos permitió inferir que su mecanismo de falla fue de tipo cortante, y el azimut y buzamiento de los planos nodales de cada uno de estos eventos se calculó siguiendo la metodología recién descrita. Estos resultados se encuentran resumidos en la Tabla 5-2, y estos mismos planos graficados en una red estereográfica se encuentran en el Anexo B.

Para los 12 eventos restantes que no mostraron cambio de polaridad en los primeros arribos se infirió que su mecanismo de falla es de tipo expansivo, por lo tanto no tienen planos

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

nodales –es decir que no fueron generados por un deslizamiento sobre un plano de falla (Figura 5-7).

Una vez definido el mecanismo de falla de cada evento –por cortante o por expansión- se graficaron las pelotas de playa asociadas al mecanismo focal de cada evento (Figura 5-8) relacionando el tamaño de cada pelota de playa con el radio de la fuente sísmica calculado mediante el análisis espectral para análisis del momento sísmico (Sección 5.2). En esta figura se muestra una clara tendencia de mecanismos de falla por cortante hacia el sur-oeste del punto de inyección y con orientación de planos nodales muy similares, lo cual sugiere que estos eventos fueron generados sobre una falla o un conjunto de fallas preexistentes con orientación SW-NE, y hacia el nor-este del punto de inyección se identificaron mecanismos de falla por explosión.

Evento	Plano Nodal 1 Azimut (°)	Plano Nodal 1 Buzamiento (°)	Plano Nodal 2 Azimut (°)	Plano Nodal 2 Buzamiento (°)
Evento 01	51,6	83,3	310,7	31,7
Evento 03	50,1	84,2	307,8	25,3
Evento 04	11,1	85,6	272,9	28,1
Evento 06	10,1	85,4	272,4	30,7
Evento 11	7,7	86,5	271,4	29,3
Evento 14	53,9	83,0	308,4	24,6
Evento 15	22,0	77,3	273,5	35,4
Evento 16	49,5	85,7	312,7	32,5
Evento 18	53,7	84,3	312,1	26,5
Evento 20	48,9	84,9	312,6	39,0

Tabla 5-2. Azimut y buzamiento de los planos nodales de los microsismos que evidenciaron un cambio de polaridad en los primeros arribos de onda P.

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

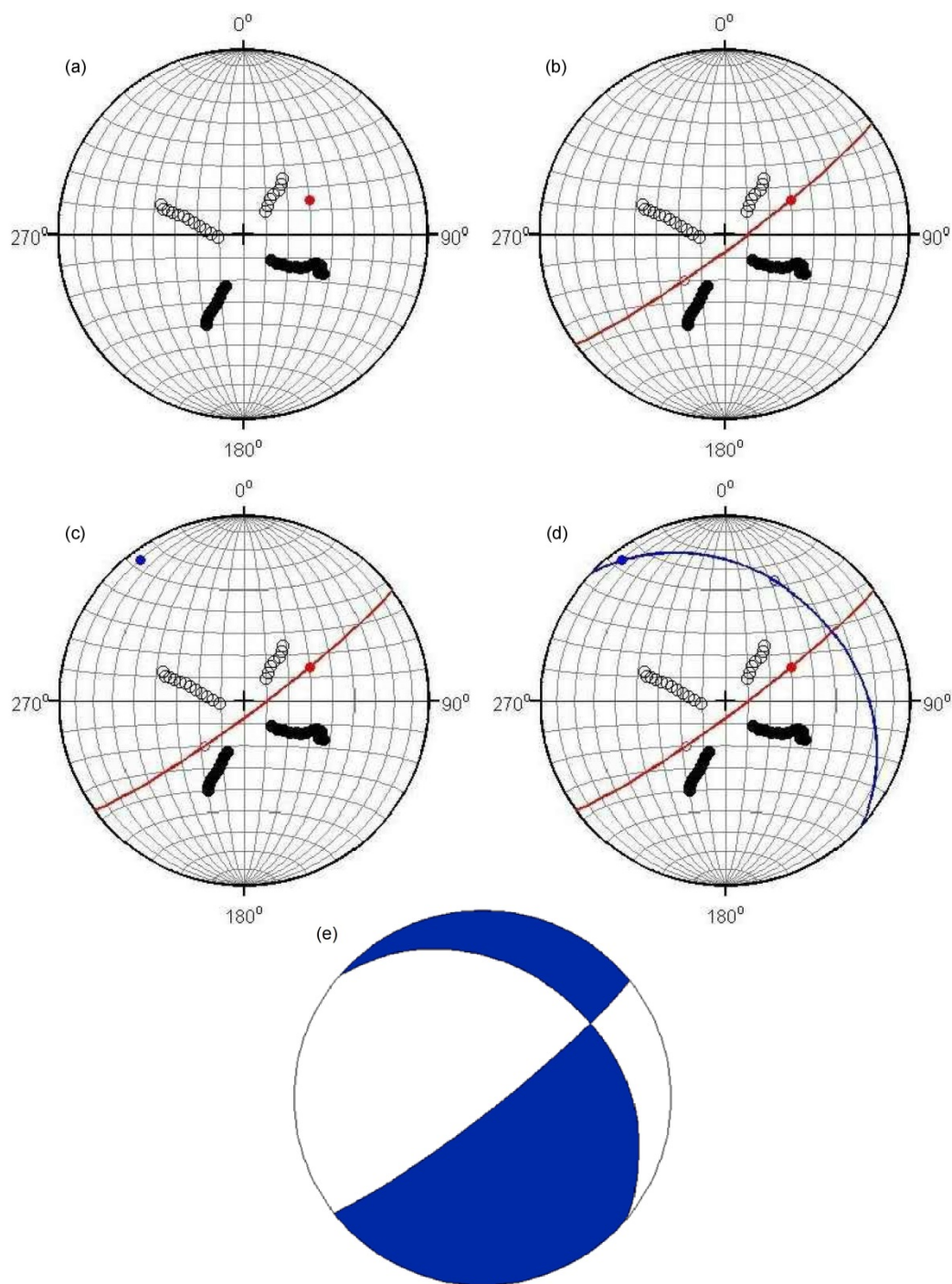


Figura 5-5. Solución del mecanismo focal del evento de la Figura 4-1-a. (a) La polaridad de los primeros arribos es graficada en una red estereográfica con círculos negros para polaridad positiva y círculos blancos para polaridad negativa. (b) El primer plano nodal se define en esta misma red de forma que divida a todos los primeros arribos de polaridad positiva de todos los primeros arribos de polaridad negativa. (c) Se calcula el polo de este plano de falla (punto azul) y (d) se define el segundo plano nodal el cual debe pasar por el polo del plano de falla para garantizar que los dos planos sean ortogonales entre sí. Los planos de falla obtenidos permiten general la pelota de playa asociada al mecanismo focal del microsismo (e).

5. CARACTERIZACIÓN DEL MECANISMO DE LA FUENTE SÍSMICA

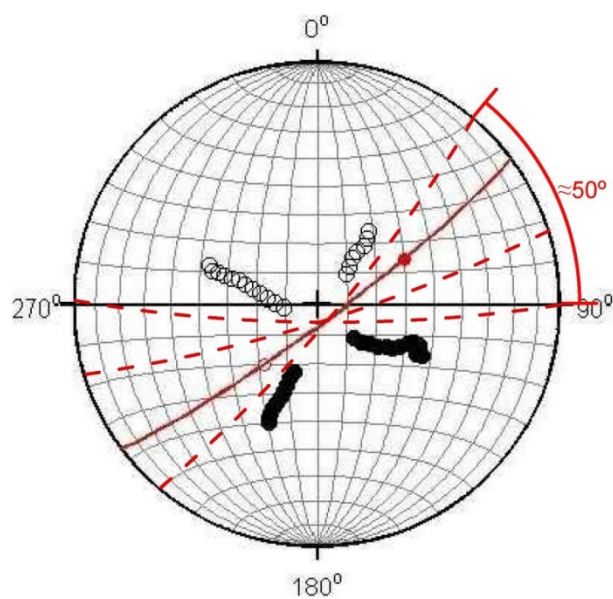


Figura 5-6. Incertidumbre estimada del azimut del plano de falla del mecanismo focal del evento de la Figura 5-5, de aproximadamente 50°.

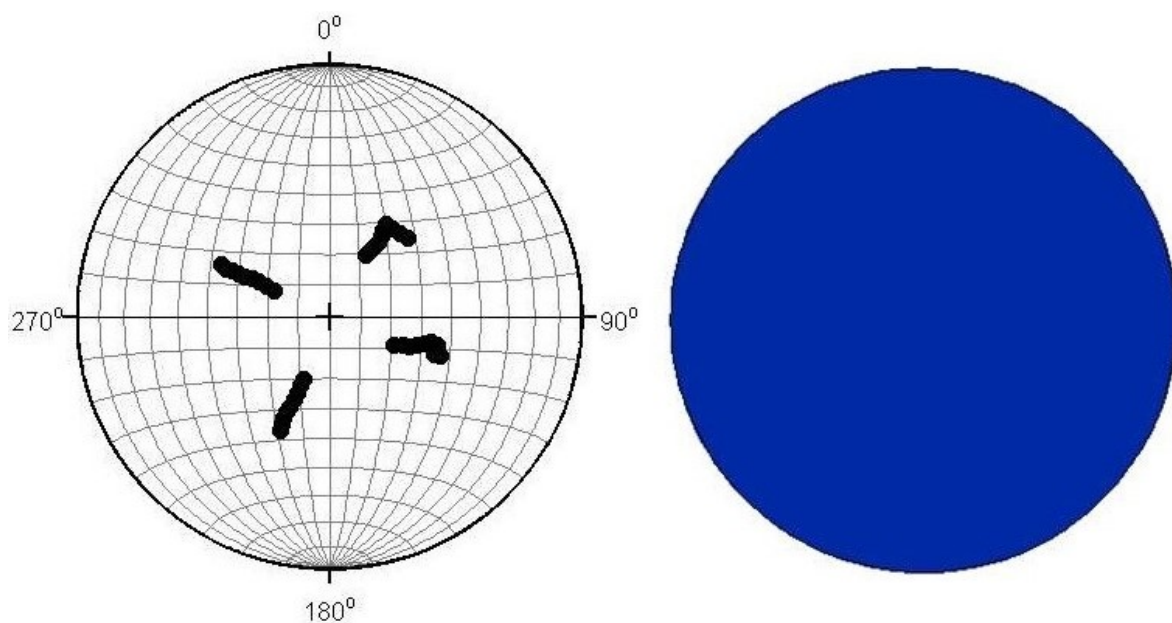


Figura 5-7. Solución del mecanismo focal de un evento que no registró cambios de polaridad en los primeros arribos (izquierda). Se infiere para este tipo de eventos que el mecanismo de falla es de tipo expansivo como se muestra en la pelota de playa generada para este evento, que no tiene planos nodales (derecha).

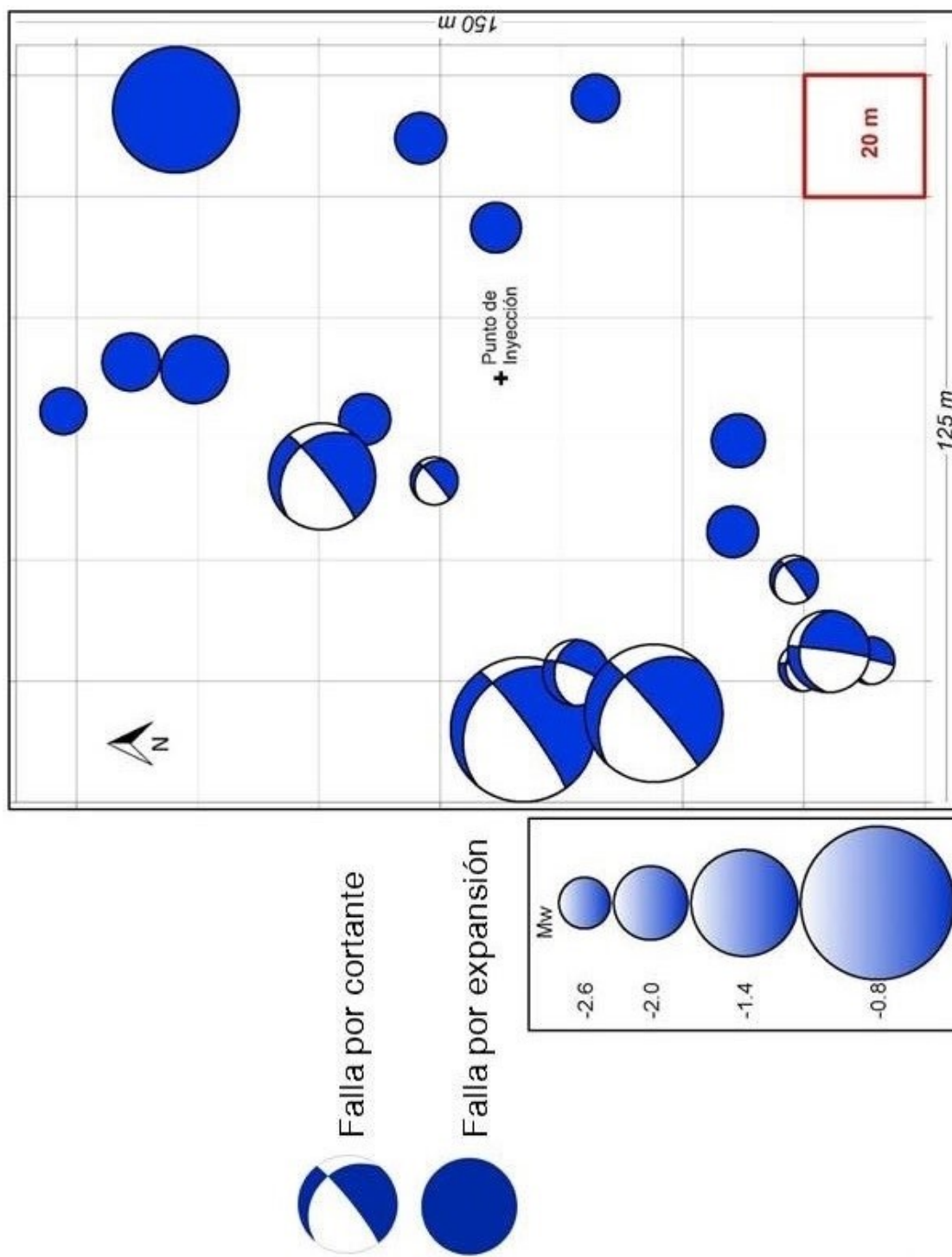


Figura 5-8. Mecanismo focal de los 21 microsismos de la etapa de fracturamiento monitoreada, donde se identifican mecanismos de falla por cortante y por expansión.

6. Análisis del Estado de Esfuerzos y Mecanismos de Falla

6.1 Introducción

La distribución de los microsismos identificados durante la etapa de fracturamiento monitoreada permite determinar una orientación predominante de las fracturas, la cual se puede asociar con la orientación del esfuerzo horizontal máximo SH_{max} y la relación diferencial de esfuerzos horizontales (DHSR). También permite estimar un área de fractura para esta etapa y un volumen de reservorio estimulado. La orientación de los planos nodales identificados mediante mecanismo focal permite inferir la dirección del esfuerzo horizontal máximo SH_{max} en el origen de cada microsismo dependiendo del mecanismo de falla de cada evento, y relacionar la orientación de estos planos nodales con la del esfuerzo horizontal máximo para determinar el plano de falla de los eventos que mostraron un mecanismo de falla por cortante.

6.2 Esfuerzos Horizontales

La Figura 6-1 muestra los eventos microsísmicos localizados durante la etapa de fracturamiento, junto con una elipse que se ajusta a la distribución de estos eventos. Esta elipse permite estimar la orientación del esfuerzo horizontal máximo SH_{max} , una relación diferencial de esfuerzos horizontales (DHSR) a partir de las longitudes de los ejes principales de la elipse, y un área de fractura (Kwee Chong et al., 2010). Para esta etapa se obtuvo una orientación de $43^{\circ}NE$ para SH_{max} y de $47^{\circ}SE$ para SH_{min} , un valor de $DHSR=2.066$ (es decir que en ese punto el esfuerzo horizontal máximo SH_{max} es 2.066 veces mayor que el esfuerzo horizontal mínimo SH_{min}), y un área de fractura de $12,829.1 m^2$.

6. ANÁLISIS DEL ESTADO DE ESFUERZOS Y MECANISMOS DE FALLA

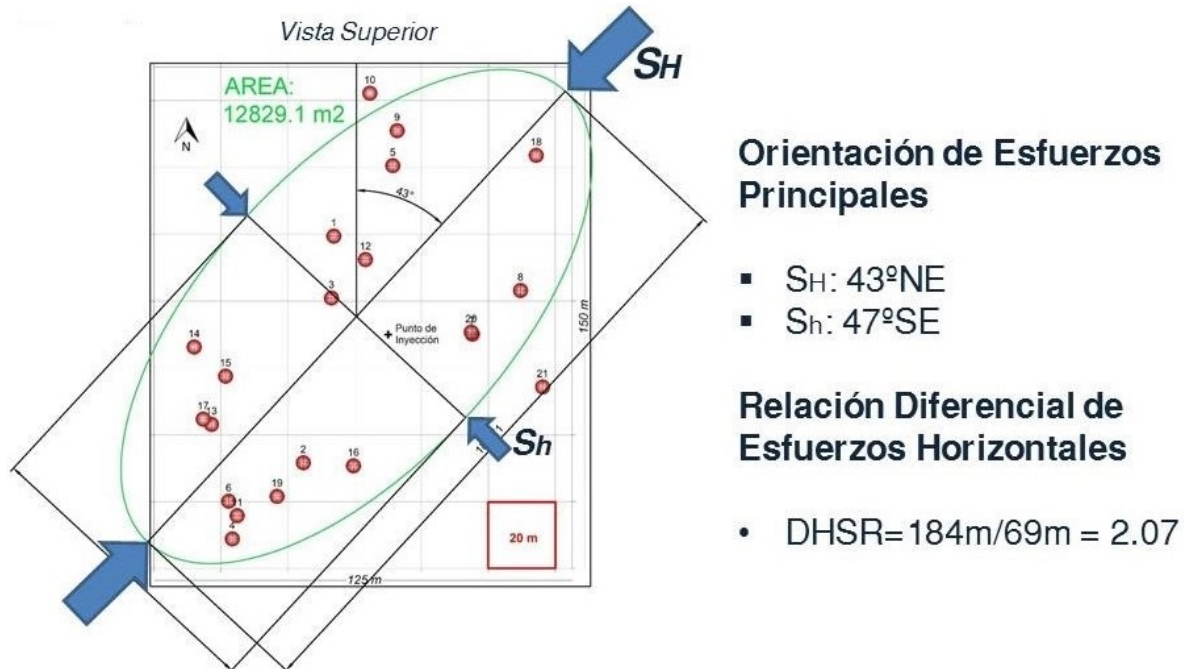


Figura 6-1. Vista superior de la distribución de microsismos de la etapa de fracturamiento monitoreada, ajustados a una elipse cuya orientación y dimensiones permiten inferir una orientación de esfuerzos horizontales, un valor de DHSR y un área de reservorio estimulado.

6.3 Mecanismos de Falla

Una masa de roca puede fallar por medio de diferentes mecanismos, dependiendo del estado de esfuerzos al que esté sujeta y de sus propiedades mecánicas. La Figura 6-2 muestra algunos ejemplos de tipos de fracturas con diferentes configuraciones de esfuerzos principales (Jaeger et al., 2007). Mediante numerosos estudios de caso junto con pruebas de laboratorio, se ha demostrado que las fracturas hidráulicas se propagan en dirección paralela al esfuerzo horizontal máximo S_{Hmax} (Zoback, 2007), lo cual sugiere que el mecanismo de fractura de la masa de roca estimulada es similar a la ilustrada en el caso (a) de la Figura 6.2, en el que las fracturas son paralelas a la orientación de S_{Hmax} .

La orientación del primer plano nodal obtenido mediante mecanismo focal para los microsismos que registraron cambio de polaridad de los primeros arribos (Sección 5.3) varía entre $10^\circ NE$ y $60^\circ NE$ (Figura 6-3), valores que son cercanos y coherentes con la orientación de S_{Hmax} de $43^\circ NE$ obtenido en la sección anterior (Figura 6-1). Esto permite inferir que el primer plano nodal identificado para cada microsismo (en rojo en la Tabla 5-

6. ANÁLISIS DEL ESTADO DE ESFUERZOS Y MECANISMOS DE FALLA

2, Figura 5-4 y en el diagrama de rosa de estos mismos planos mostrado en la Figura 6-1) es el plano de falla; el segundo plano nodal –en azul– es el plano auxiliar.

La orientación del SHmax es muy cercana también a la orientación de la Falla del Cerrejón Este que aflora muy cerca del área de estudio, lo cual es coherente con la hipótesis planteada en la Sección 5.3 que sugiere que eventos con planos nodales definidos fueron generados sobre una falla o un conjunto de fallas preexistentes con orientación SW-NE (Figura 6-4).

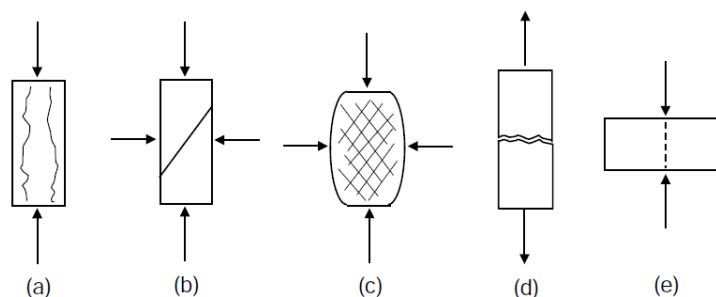


Figura 6-2. Tipos de fractura de masas de roca. (a) Fractura por tracción indirecta, (b) fractura por cortante, (c) fracturas cortantes múltiples, (d) fractura de tracción, y (e) fractura de tracción causada por líneas de carga opuestas (Jaeger et al., 2007).

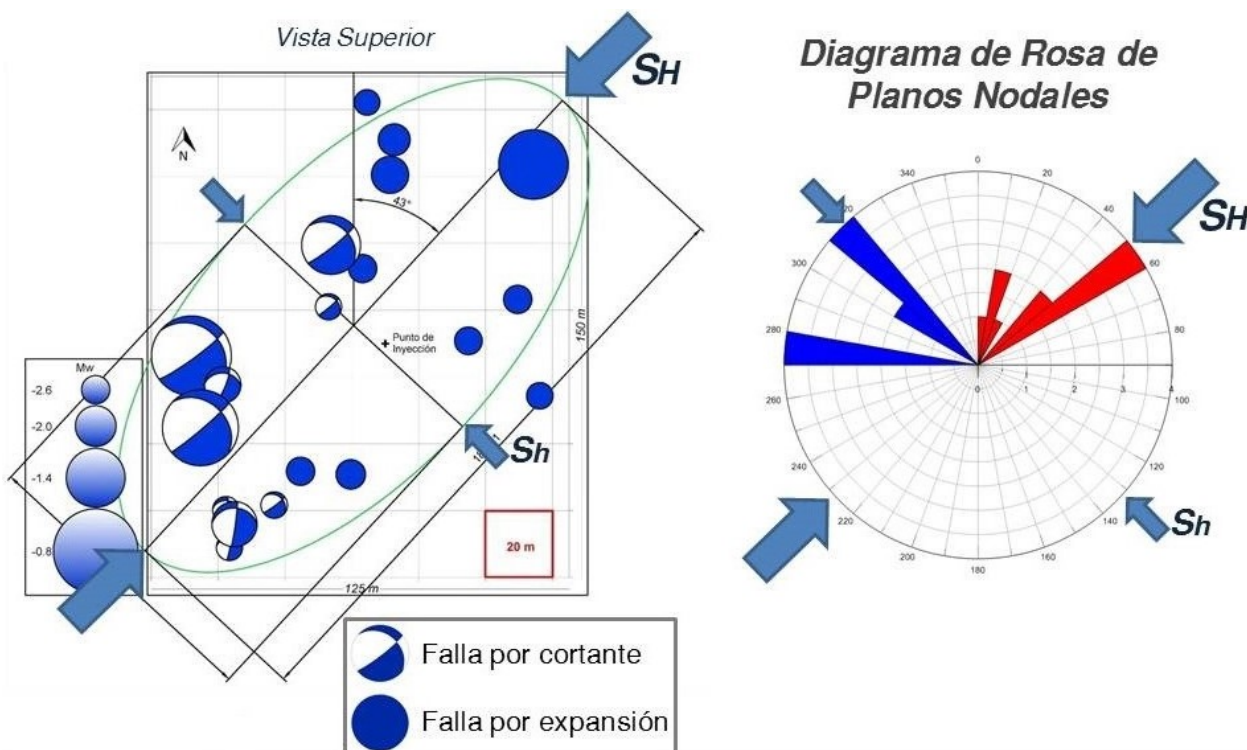


Figura 6-3. Mecanismos de falla de microsismos representados en pelotas de playa (izquierda) y diagrama de rosa con la orientación de los planos nodales de los eventos generados por falla por cortante (derecha). En ambas figuras se muestra la orientación del esfuerzo horizontal máximo.

6. ANÁLISIS DEL ESTADO DE ESFUERZOS Y MECANISMOS DE FALLA

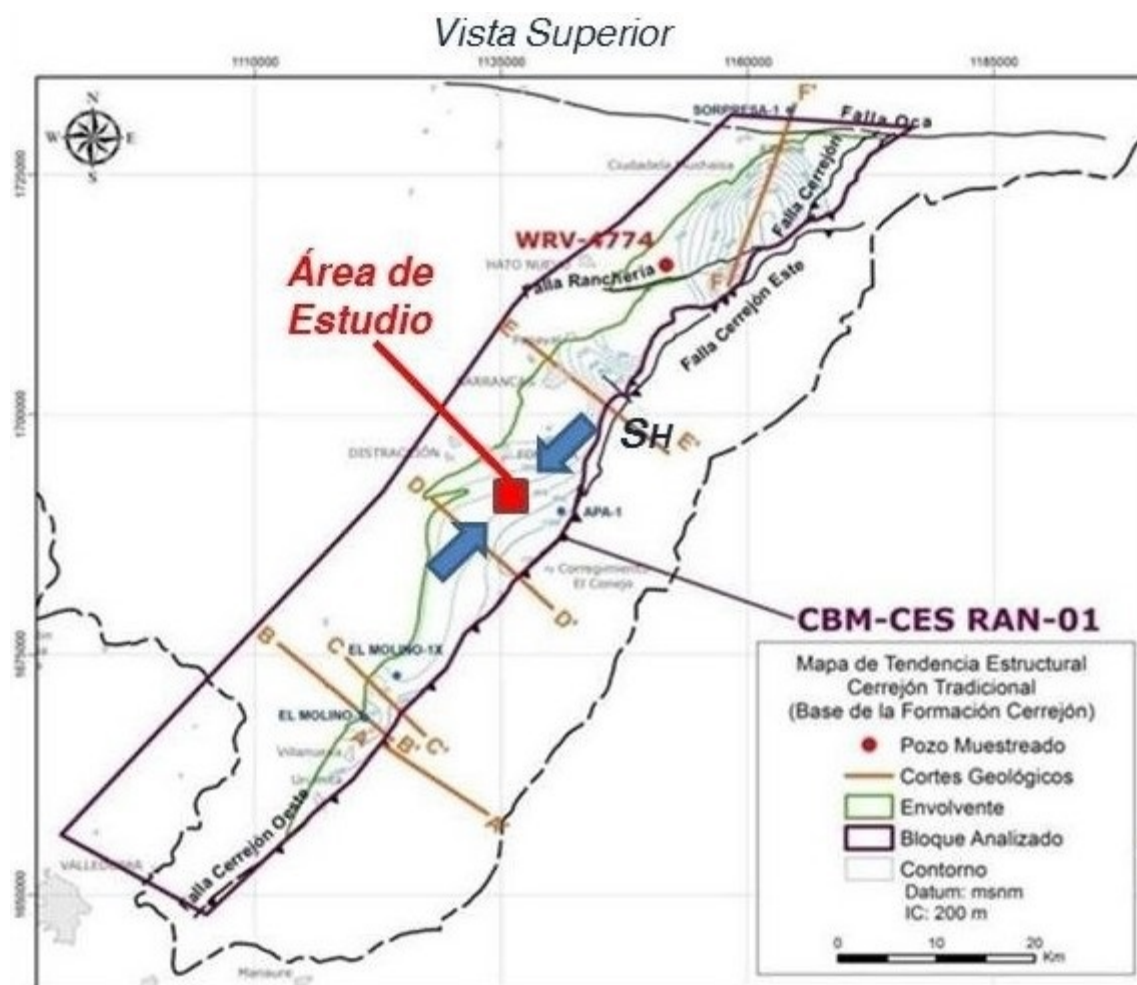


Figura 6-4. Mapa geológico del área de estudio (Sepúlveda, 2014) con la localización del área de estudio y la orientación del esfuerzo horizontal máximo obtenido mediante el análisis de microsismicidad de una operación de fracturamiento realizado, la cual es muy cercana a la orientación de la Falla Carrejón Este.

7. Conclusiones

Para esta tesis de maestría se aplicó un flujo de trabajo que permite caracterizar microsismos (es decir, estimar la localización, magnitud y mecanismo focal de cada microsismo registrado) a partir de registros sísmicos adquiridos con estaciones instaladas en superficie, y obtener así parámetros importantes de una operación de fracturamiento hidráulico como el volumen de reservorio estimulado, la orientación de esfuerzos horizontales, y los mecanismos de falla de cada microsismo identificado.

Esto permitió el desarrollo de un algoritmo en ambiente MATLAB que calcula los parámetros recién listados mediante el procesamiento de registros sísmicos pasivos (picado de fases, trazado de rayos, localización de eventos, magnitud de momento, mecanismo focal), y se implementó en un estudio de caso realizado en Colombia. Este consistió en el monitoreo de un fracturamiento hidráulico de un manto de carbón utilizando estaciones sísmicas de superficie, y se identificaron 21 microsismos asociados a dicha operación. La distribución de estos microsismos permitió cuantificar el volumen de reservorio estimulado de la operación y la orientación y anisotropía de esfuerzos horizontales, y determinar el mecanismo y plano de falla de cada microsismo.

Los resultados obtenidos en este proyecto de tesis de maestría permiten recopilar lecciones aprendidas y recomendaciones que merecen ser divulgadas y puestas en práctica para el desarrollo de futuros proyectos de monitoreo de fracturamientos hidráulicos, y que se resumen a continuación.

7.1 Adquisición Sísmica

Para el estudio de caso de este proyecto se utilizó un equipo inalámbrico con telemetría de 60 canales con sensores de una componente de frecuencia natural de 10 Hz. La ausencia de cables en la instalación de las 60 estaciones facilitó dramáticamente el acceso a los predios aledaños a la zona del pozo, evadiendo obstáculos naturales –ríos, vegetación boscosa,

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

cercas y vías locales- sin generar ningún tipo de impacto en el medio ambiente o la comunidad.

La telemetría del equipo permitió realizar un control de calidad de todas las estaciones y la recolección de registros sísmicos pasivos en tiempo real, permitiendo un análisis de datos de la etapa de fracturamiento también en tiempo real. Sin embargo, este mismo factor limitó sustancialmente el diseño del arreglo sísmico debido a que todas las estaciones debían estar alineadas y con buena comunicación entre ellas. Esta limitación conllevó a la implementación del diseño de estrella como mejor opción. Para futuros proyectos se recomienda la instalación de estaciones adicionales independientes –sin telemetría, que permitan la implementación de arreglos de adquisición sísmica más robustos (Figura 7-1).

Los sensores implementados también fueron una limitación, debido a que solo se utilizaron sensores verticales de una componente. Estos sensores lograron registrar claramente la fase de onda P de los microsismos generados, pero no registraron las fases de onda S de los mismos. Esta limitación no permitió el estudio de ondas S asociadas a la microsismicidad generada por la operación de fracturamiento monitoreada, por lo que se recomienda la instalación de estaciones de tres componentes para futuros proyectos de monitoreos.

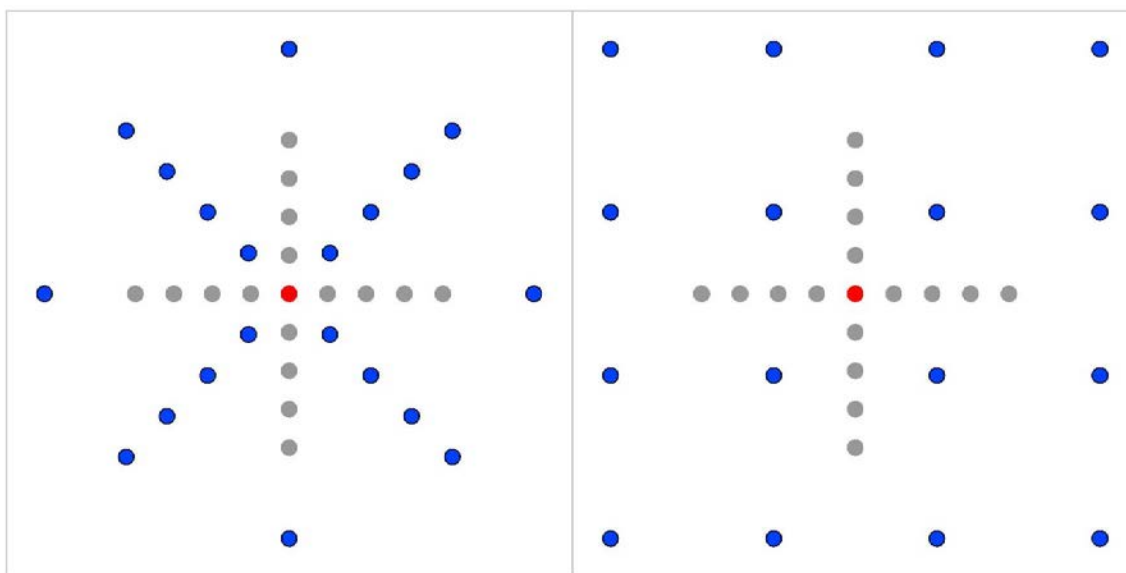


Figura 7-1. Propuestas de arreglos sísmicos de superficie implementados para monitoreos, con uso combinado de estaciones con telemetría instaladas de forma alineada –en gris, con estaciones independientes –sin telemetría, en rojo- instaladas en forma de estrella o en una grilla uniforme.

7.2 Modelos de Velocidades

El análisis de velocidades del área de estudio se realizó de la misma forma como se realiza en cualquier proyecto de monitoreo de un fracturamiento hidráulico. Se recopila información existente, y en caso de tener varios modelos de velocidad que discrepen mucho entre sí se utilizan todos los modelos disponibles para localizar eventos sísmicos identificados en los registros sísmicos adquiridos y se trabaja con el modelo de velocidades que genere el menor error de localización y error RMS para un mismo evento.

Para el caso de estudio desarrollado en esta tesis se trabajó con dos modelos de velocidades, uno obtenido de las velocidades de procesamiento de un programa sísmico 2D cercano, y otro obtenido del registro sísmico del pozo estimulado que no contaba con disparos de calibración de ningún tipo. Los dos modelos de velocidad eran modelos 1D extrapolados horizontalmente, y fueron utilizados para la localización de eventos reales – los identificados en los registros sísmicos pasivos- y simulados para analizar la precisión de los resultados obtenidos.

En todas las pruebas realizadas se obtuvo una mayor precisión de localización de eventos con el modelo de velocidades obtenido del programa sísmico cercano. Eso muestra la necesidad de contar con disparos de calibración en caso de utilizar registros sísmicos como modelos de velocidades, ya que un modelo obtenido de registros sísmicos sin calibración suele estar bastante desfasado de un modelo de velocidades que permita obtener resultados de localización precisos. Incluso más desfasados que otros modelos de velocidades obtenidos con métodos más indirectos e imprecisos como los resultados de un análisis de velocidad convencional de un programa sísmico 2D, como se mostró en esta tesis. La extrapolación horizontal de los modelos 1D no mostró tener un impacto significativo en la precisión de la localización de eventos para este caso de estudio.

7.3 Localización de Eventos

La localización de los eventos microsísmicos identificados para la etapa de fracturamiento monitoreada se realizó a partir de un algoritmo desarrollado por el autor de trazado de rayos y de relocalización de hipocentros siguiendo el método de Geiger. Su precisión fue comparada con los resultados obtenidos de esta misma localización implementando códigos existentes de localización de eventos sísmicos de distribución libre, tales como HYPO71, VELEST y HYPOINVERSE, obteniendo mejores resultados con el algoritmo desarrollado

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

por el autor. Esto se logró gracias a las mejoras de precisión de coordenadas y de mediciones de tiempo realizadas, las cuales representan las mayores limitaciones de los códigos recién mencionados.

Sin embargo, no fue posible realizar esta misma comparación con otro tipo software de caracterización de eventos sísmicos debido a restricciones comerciales de su divulgación, distribución y uso. De ser posible, se recomienda el uso conjunto de software libre y software comercial para comparación de resultados obtenidos por estos y por el software desarrollado por el autor para este proyecto de tesis de maestría, el cual continúa en un proceso de depuración y mejora continua.

7.4 Trabajo Futuro

Las fases de onda S de los eventos microsísmicos monitoreados fueron poco estudiadas. No fue posible identificar ondas S en los registros obtenidos en estaciones con sensores de una componente vertical, por lo que estas fases no fueron incluidas para la localización de eventos ni se realizó análisis espectral de ondas S para la estimación de magnitud de momento y momento sísmico de dichos eventos. Para futuros proyectos de monitoreos se instalarán en campo estaciones de tres componentes que permitan registrar las ondas S de la misma forma que se logró en este proyecto con las ondas P en los sensores verticales, de forma que se pueda mejorar la precisión en la localización de eventos y en el análisis de magnitud de momento, y realizar análisis de birrefringencia de ondas S para cuantificar la anisotropía del medio de propagación.

Se trabajará también en el refinamiento de los modelos de velocidades utilizados para la localización de eventos. Para este proyecto se utilizó un modelo 1D homogéneo horizontalmente, el cual era acorde con la geología del área de estudio compuesta por facies sedimentarias relativamente continuas horizontalmente y que permitió obtener resultados bastante precisos para la localización de los microsismos identificados en la etapa de fracturamiento monitoreada. Esta condición de continuidad horizontal no se cumple para reservorios con geologías más complejas, por lo que es necesario implementar modelos de velocidades más robustos que el modelo tipo 1D utilizado en este proyecto.

Anexo A. Algoritmo de Trazado de Rayos en Tres Dimensiones

El algoritmo de trazado de rayos en un medio de tres dimensiones fue desarrollado en lenguaje MATLAB como una función, basado en el método de disparo y aplicando la ley de Snell. Este algoritmo tiene como parámetros de entrada la localización del origen y destino de un rayo (la localización de fuente y receptor de un evento sísmico), el modelo de velocidades de onda P parametrizado (Sección 3-2) y las coordenadas de la cabeza del pozo, y calcula para cada rayo el tiempo de viaje en segundos desde su origen hasta su destino (de fuente a receptor), el azimut y el ángulo inicial de salida – o *takeoff*, y las derivadas parciales del rayo respecto a x , y y z .

```
%3D Discrete Ray Tracing
%clear all
%Ray Tracing for a 3D Velocity Model
%
%Input Parameters:
%velmodel3d: 3D Velocity Model

function
[traveltime,takeoff,azimuth,pdx,pdy,pdz]=DiscRayTr3d(velmodel3d,sloc,recl
oci,wellhead);

%Node Spacing: 40
nodesp=40;
velcorner(1)=wellhead(1)-600;
velcorner(2)=wellhead(2)-600;
velcorner(3)=wellhead(3);

%3D Velocity model
%[FileName,PathName] = uigetfile('*.xls','Select the input file');
%velmodel
%VelModel = xlsread(FileName, 'Velocity_Model');
%for i=4:length(VelModel)
%   for j=2:3
%       velmodel(i-3,j-1) = VelModel(i,j);
%   end
```

ANEXO A. ALGORITMO DE TRAZADO DE RAYOS EN TRES DIMENSIONES

```

%end
%velmodel3d=VelModel3D(velmodel,wellhead);

%-----

%Ray Path azimuth and dip
if ((recloci(1)-sloc(1))>=0) && ((recloci(2)-sloc(2))>=0)
    azimuth=atan((recloci(1)-sloc(1))/(recloci(2)-sloc(2)));
    mark=1;
elseif ((recloci(1)-sloc(1))>=0) && ((recloci(2)-sloc(2))<=0)
    azimuth=(-1)*atan((recloci(2)-sloc(2))/(recloci(1)-
sloc(1)))+1.570796;
    mark=2;
elseif ((recloci(1)-sloc(1))<=0) && ((recloci(2)-sloc(2))<=0)
    azimuth=atan((recloci(1)-sloc(1))/(recloci(2)-sloc(2)))+3.141593;
    mark=3;
elseif ((recloci(1)-sloc(1))<=0) && ((recloci(2)-sloc(2))>=0)
    azimuth=(-1)*atan((recloci(2)-sloc(2))/(recloci(1)-
sloc(1)))+4.712389;
    mark=4;
end
theta = -1*azimuth + pi/2;

%Plane Rotation
slocpr(1)=0;
slocpr(2)=sloc(3);
relocipr(1)=((recloci(2)-sloc(2))^2+(recloci(1)-sloc(1))^2)^0.5;
relocipr(2)=recloci(3);
angle=atan((abs(slocpr(1)-relocipr(1)))/(abs(slocpr(2)-relocipr(2))));

%-----

%3D Ray Path Estimation

%First iteration

%Find Closest Node in the 3D Velocity Model
node(1)=floor(abs(sloc(1)-velcorner(1))/nodesp)+1;
node(2)=floor(abs(sloc(2)-velcorner(2))/nodesp)+1;
node(3)=floor(abs(sloc(3)-velcorner(3))/nodesp)+1;

%Unit Vector
raypath3d=sloc;
uvlength=nodesp/2;
uv=[0,0,0];
uv(2,1) = uvlength*sin(angle)*cos(theta);
uv(2,2) = uvlength*sin(angle)*sin(theta);
uv(2,3) = uvlength*cos(angle);
raypath3d(2,1) = raypath3d(1,1)+uv(2,1);
raypath3d(2,2) = raypath3d(1,2)+uv(2,2);
raypath3d(2,3) = raypath3d(1,3)+uv(2,3);
i=2;
while raypath3d(i,3) < recloci(3)

```

ANEXO A. ALGORITMO DE TRAZADO DE RAYOS EN TRES DIMENSIONES

```

    nodei(1)=floor(abs(raypath3d(i,1)-velcorner(1))/nodesp)+1;
    nodei(2)=floor(abs(raypath3d(i,2)-velcorner(2))/nodesp)+1;
    nodei(3)=floor(abs(raypath3d(i,3)-velcorner(3))/nodesp)+1;
    if nodei(3)==0
        nodei(3)=1;
    end

anglei=asin(velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3))*sin(angle)/velmodel3d(
node(1),node(2),node(3)));
    uv(2,1) = uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    uv(2,2) = uvlength*sin(anglei)*sin(theta);
    uv(2,3) = uvlength*cos(anglei);
    raypath3d(i+1,1) = raypath3d(i,1)+uv(2,1);
    raypath3d(i+1,2) = raypath3d(i,2)+uv(2,2);
    raypath3d(i+1,3) = raypath3d(i,3)+uv(2,3);
    i=i+1;
end
if raypath3d(i,3) > recloci(3);
    raypath3d(i,3) = recloci(3);
    %Fix x & y
    uvlength = (raypath3d(i,3)-raypath3d(i-1,3))/(cos(anglei));
    raypath3d(i,1) = raypath3d(i-1,1) + uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    raypath3d(i,2) = raypath3d(i-1,2) + uvlength*sin(anglei)*sin(theta);
end
raypath3d1=raypath3d;
%Following iterations

iteration=1;
deltaxy(iteration) = ((recloci(1)-raypath3d(length(raypath3d),1))^2 +
(recloci(2)-raypath3d(length(raypath3d),2))^2)^.5;
for iteration=2:10
    sumdeltaxy=sum(deltaxy);
    angle=atan((abs(slocpr(1)-reclocipr(1))+sumdeltaxy)/(abs(slocpr(2)-
reclocipr(2))));
    raypath3d=sloc;
    uvlength=nodesp/2;
    uv=[0,0,0];
    uv(2,1) = uvlength*sin(angle)*cos(theta);
    uv(2,2) = uvlength*sin(angle)*sin(theta);
    uv(2,3) = uvlength*cos(angle);
    raypath3d(2,1) = raypath3d(1,1)+uv(2,1);
    raypath3d(2,2) = raypath3d(1,2)+uv(2,2);
    raypath3d(2,3) = raypath3d(1,3)+uv(2,3);
    i=2;
    while raypath3d(i,3) < recloci(3)
        nodei(1)=floor(abs(raypath3d(i,1)-velcorner(1))/nodesp)+1;
        nodei(2)=floor(abs(raypath3d(i,2)-velcorner(2))/nodesp)+1;
        nodei(3)=floor(abs(raypath3d(i,3)-velcorner(3))/nodesp)+1;
        if nodei(3)==0
            nodei(3)=1;
        end
    end

anglei=asin(velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3))*sin(angle)/velmodel3d(
node(1),node(2),node(3)));

```


ANEXO A. ALGORITMO DE TRAZADO DE RAYOS EN TRES DIMENSIONES

```

    uv(2,1) = uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    uv(2,2) = uvlength*sin(anglei)*sin(theta);
    uv(2,3) = uvlength*cos(anglei);
    raypath3d(i+1,1) = raypath3d(i,1)+uv(2,1);
    raypath3d(i+1,2) = raypath3d(i,2)+uv(2,2);
    raypath3d(i+1,3) = raypath3d(i,3)+uv(2,3);
    i=i+1;
end
if raypath3d(i,3) > recloci(3);
    raypath3d(i,3) = recloci(3);
    %Fix x & y
    uvlength = (raypath3d(i,3)-raypath3d(i-1,3))/(cos(anglei));
    raypath3d(i,1) = raypath3d(i-1,1) +
    uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    raypath3d(i,2) = raypath3d(i-1,2) +
    uvlength*sin(anglei)*sin(theta);
end
deltaxy(iteration) = ((recloci(1)-raypath3d(length(raypath3d),1))^2 +
(recloci(2)-raypath3d(length(raypath3d),2))^2)^.5;
end

%-----

%Traveltime Estimation and Partial Derivatives

%Find Closest Node in the 3D Velocity Model
node(1)=floor(abs(sloc(1)-velcorner(1))/nodesp)+1;
node(2)=floor(abs(sloc(2)-velcorner(2))/nodesp)+1;
node(3)=floor(abs(sloc(3)-velcorner(3))/nodesp)+1;

%Unit Vector
raypath3d=sloc;
uvlength=nodesp/2;
uv=[0,0,0];
uv(2,1) = uvlength*sin(angle)*cos(theta);
uv(2,2) = uvlength*sin(angle)*sin(theta);
uv(2,3) = uvlength*cos(angle);
raypath3d(2,1) = raypath3d(1,1)+uv(2,1);
raypath3d(2,2) = raypath3d(1,2)+uv(2,2);
raypath3d(2,3) = raypath3d(1,3)+uv(2,3);
traveltime = uvlength/(velmodel3d(node(1),node(2),node(3)));
i=2;
while raypath3d(i,3) < recloci(3)
    nodei(1)=floor(abs(raypath3d(i,1)-velcorner(1))/nodesp)+1;
    nodei(2)=floor(abs(raypath3d(i,2)-velcorner(2))/nodesp)+1;
    nodei(3)=floor(abs(raypath3d(i,3)-velcorner(3))/nodesp)+1;
    if nodei(3)==0
        nodei(3)=1;
    end
end

anglei=asin(velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3))*sin(angle)/velmodel3d(
node(1),node(2),node(3)));
    uv(2,1) = uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    uv(2,2) = uvlength*sin(anglei)*sin(theta);

```

ANEXO A. ALGORITMO DE TRAZADO DE RAYOS EN TRES DIMENSIONES

```

    uv(2,3) = uvlength*cos(anglei);
    raypath3d(i+1,1) = raypath3d(i,1)+uv(2,1);
    raypath3d(i+1,2) = raypath3d(i,2)+uv(2,2);
    raypath3d(i+1,3) = raypath3d(i,3)+uv(2,3);
    travelttime = travelttime +
uvlength/(velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdx(i)=(raypath3d(i,1)-raypath3d(i-
1,1))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdy(i)=(raypath3d(i,2)-raypath3d(i-
1,2))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdz(i)=(raypath3d(i,3)-raypath3d(i-
1,3))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    i=i+1;
end
if raypath3d(i,3) > recloci(3);
    raypath3d(i,3) = recloci(3);
    %Fix x & y
    uvlength = (raypath3d(i,3)-raypath3d(i-1,3))/(cos(anglei));
    raypath3d(i,1) = raypath3d(i-1,1) + uvlength*sin(anglei)*cos(theta);
    raypath3d(i,2) = raypath3d(i-1,2) + uvlength*sin(anglei)*sin(theta);
    travelttime = travelttime +
uvlength/(velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdx(i)=(raypath3d(i,1)-raypath3d(i-
1,1))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdy(i)=(raypath3d(i,2)-raypath3d(i-
1,2))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
    rppdz(i)=(raypath3d(i,3)-raypath3d(i-
1,3))/(uvlength*velmodel3d(nodei(1),nodei(2),nodei(3)));
end
%Partial Derivatives Sumation
pdx=0;
pdy=0;
pdz=0;
for i=1:length(rppdx)
    pdx=pdx+rppdx(i);
    pdy=pdy+rppdy(i);
    pdz=pdz+rppdz(i);
end
end
%-----

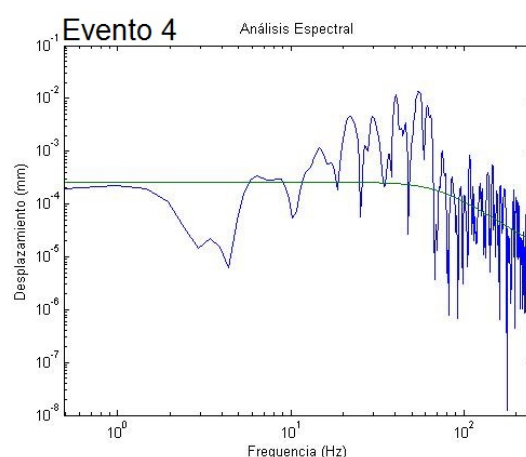
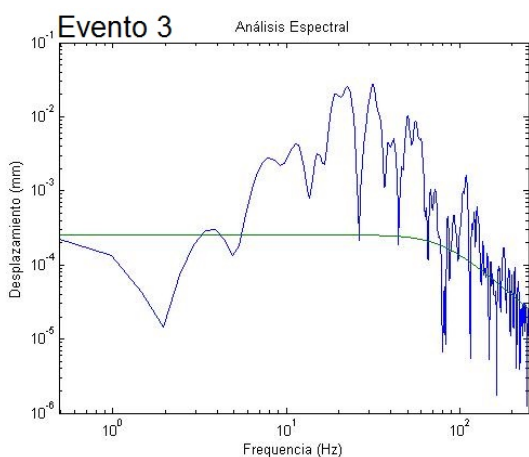
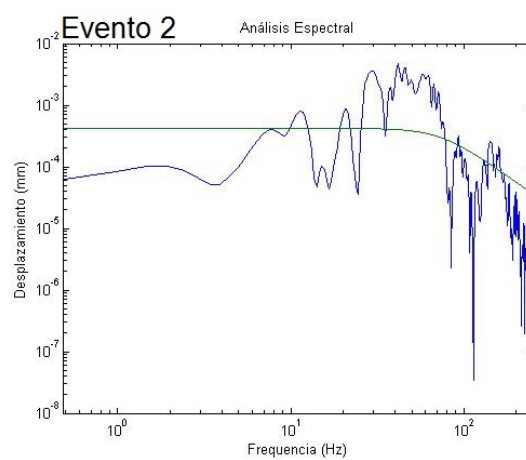
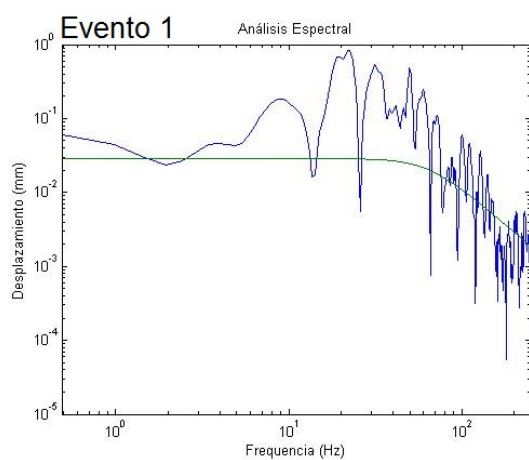
%Plot 3D Ray Path
%plot3(raypath3d(:,1),raypath3d(:,2),raypath3d(:,3)), grid on;
%xlabel('East (m)');
%ylabel('North (m)');
%zlabel('Depth (m)');
%title('3D RAY TRACING');

takeoff = angle;

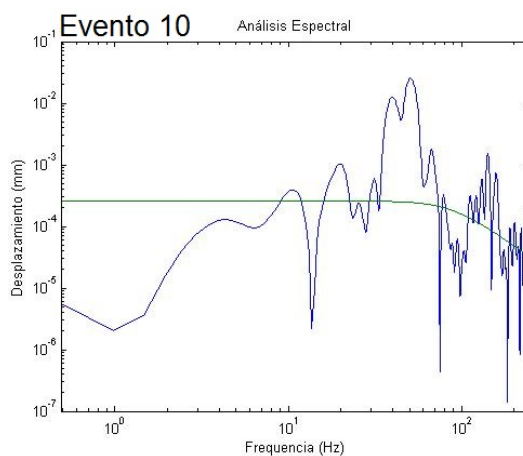
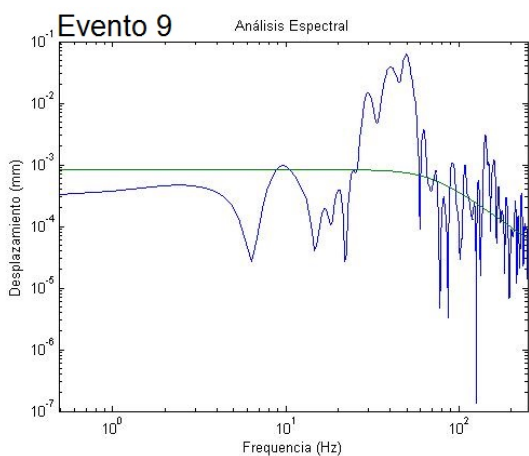
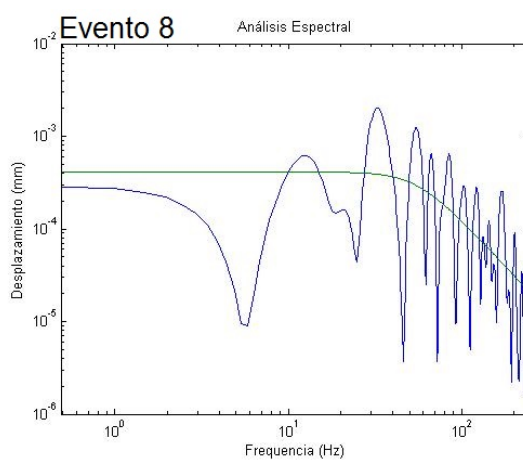
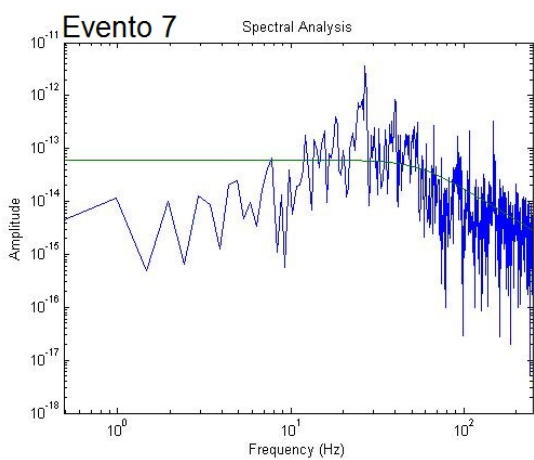
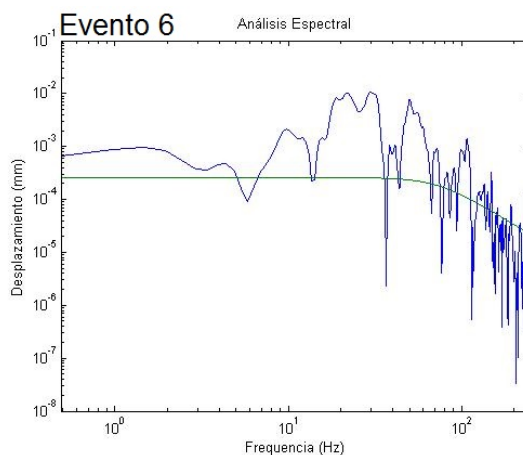
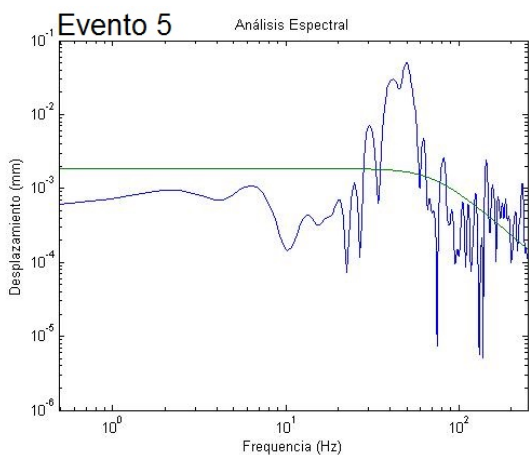
```

Anexo B. Análisis Espectral de Microsismos

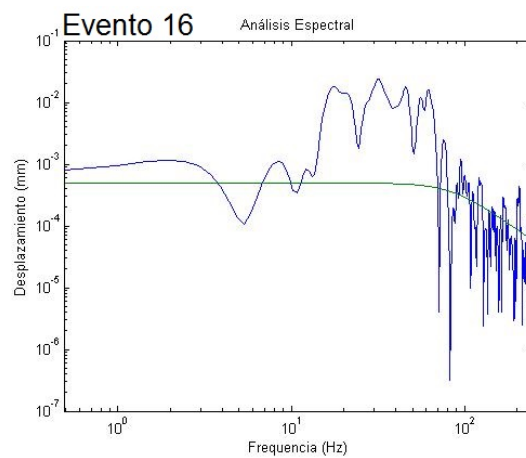
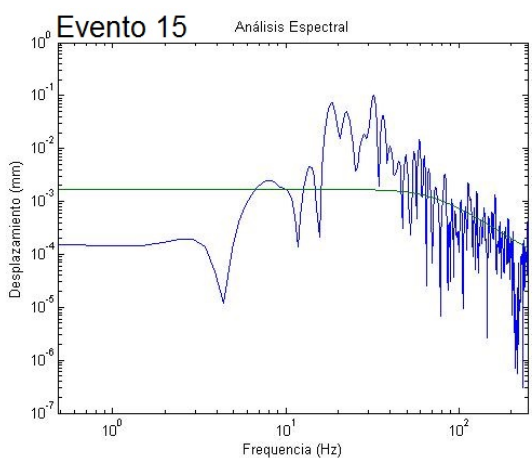
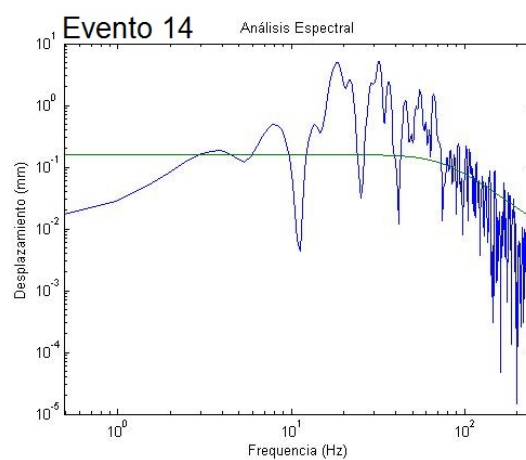
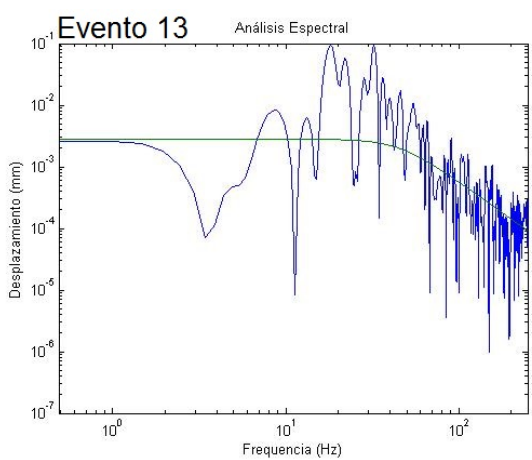
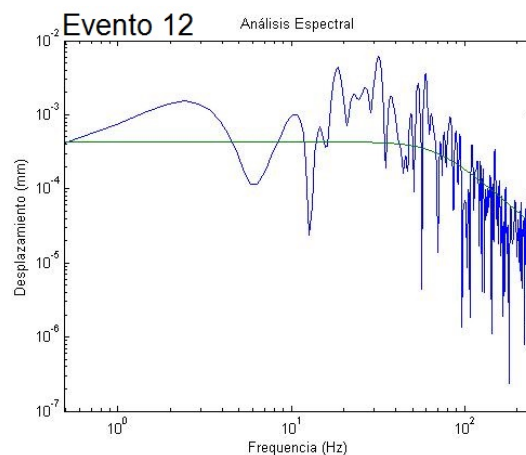
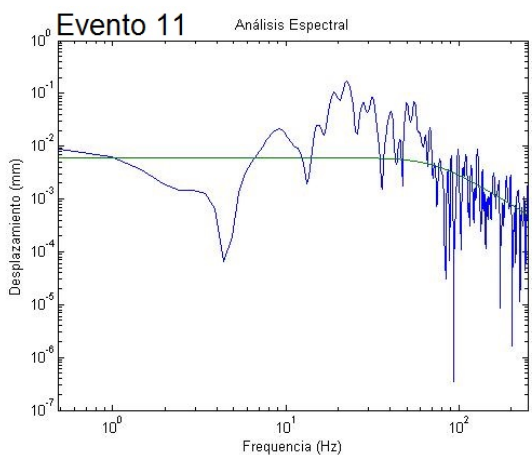
Los siguientes son los resultados del análisis espectral de los microsismos identificados durante la etapa de fracturamiento hidráulico monitoreada. Este análisis permite calcular la amplitud de periodo largo Ω_0 y una frecuencia angular f_0 de cada evento, y a partir de estos parámetros estimar el momento sísmico M_0 , el radio de fractura a y el momento sísmico M_w . Los resultados finales de este análisis para cada evento se muestran en la Tabla 5-1.



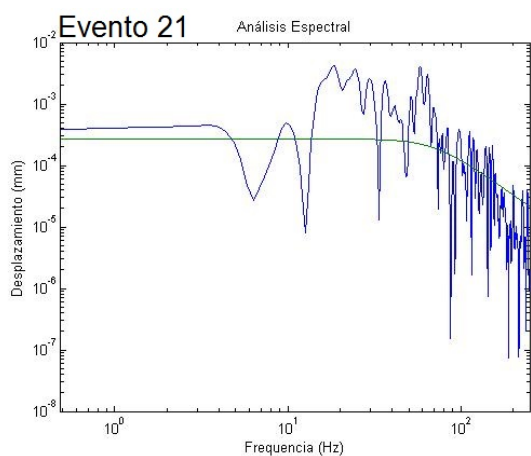
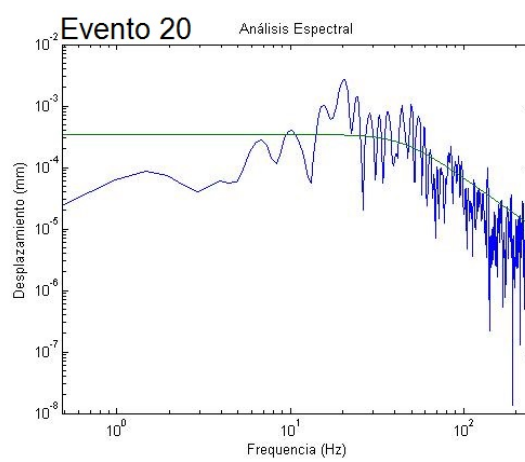
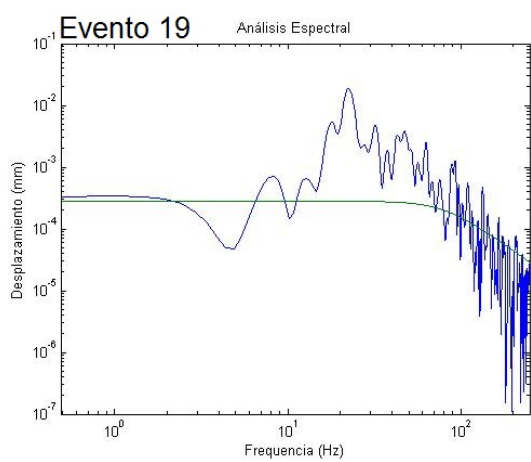
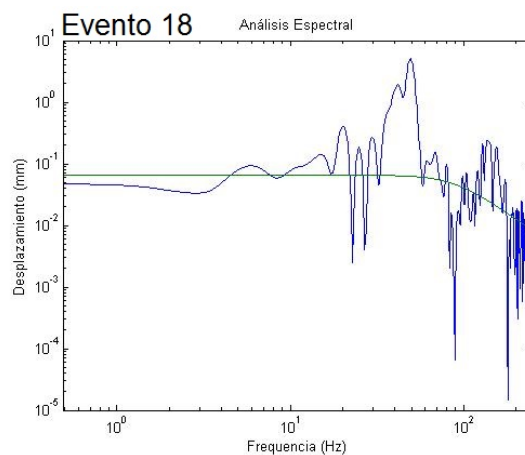
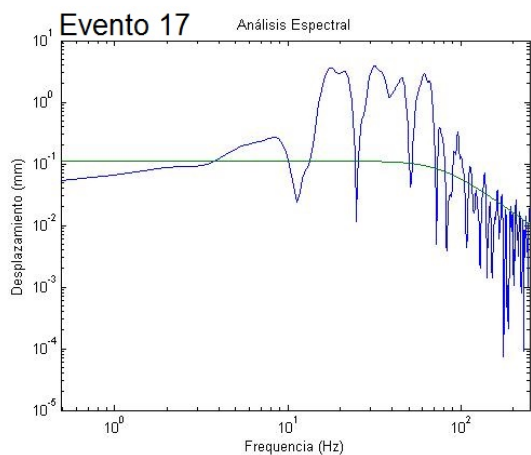
ANEXO B. ANÁLISIS ESPECTRAL DE MICROSISMOS



ANEXO B. ANÁLISIS ESPECTRAL DE MICROSISMOS

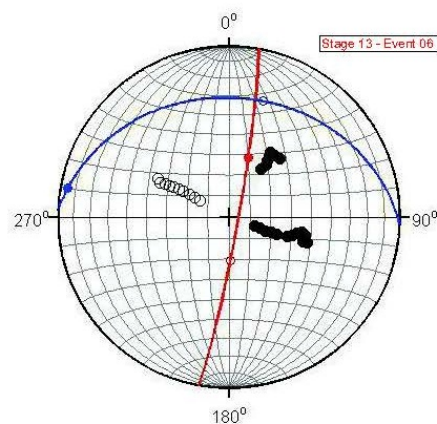
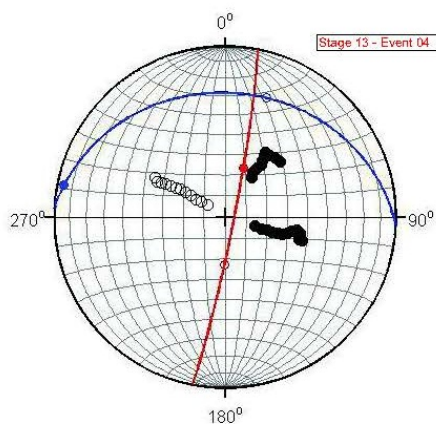
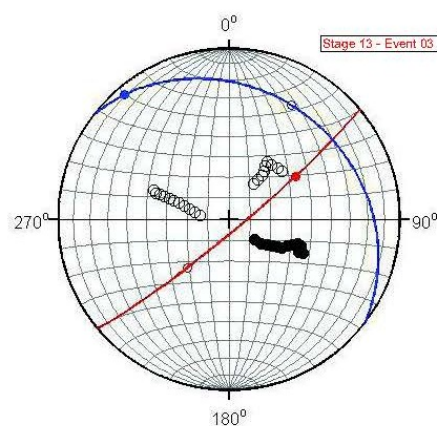
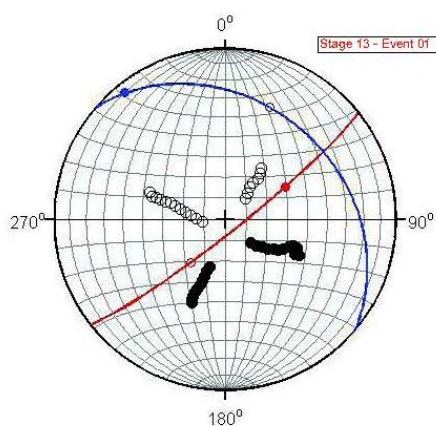


ANEXO B. ANÁLISIS ESPECTRAL DE MICROSISMOS



Anexo C. Mecanismo Focal de Microsismos

Los siguientes son los resultados del análisis de mecanismo focal de los microsismos identificados durante la etapa de fracturamiento hidráulico monitoreada, cuyos primeros arribos en los registros sísmicos brutos mostraron un cambio de polaridad.



Bibliografía

- Aguilera, R., Sotelo, V., Burgos, C., Arce, C., Gomez, C., Mojica, J., y otros. (Diciembre de 2010). Organic Geochemistry Atlas of Colombia. *Earth Science Research Journal, Second Edition*, 39-46.
- Anderson, J. e. (2003). Producing Natural Gas from Coal. *Oilfield Review*, 8-31.
- Avseth, P. M. (2005). *Quantitative Seismic Interpretation*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.
- Barkved, O. I. (2012). *Seismic Surveillance for Reservoir Delivery*. Stavanger, Noruega: EAGE Publications.
- Beltran, E. (1974). 6 - Departamento de la Guajira. En *Carbones de Colombia* (págs. 31-33). Bogotá, Colombia: Ministerio de Minas y Petroleos.
- Bennett, L. L. (2005). The Source for Hydraulic Fracture Characterization. *Oilfield Review*, 42-57.
- Birkelo, B. (2012). High-quality surface microseismic data illuminates fracture treatments: A case study in the Montney. *The Leading Edge*, 1318-1325.
- Boyer, C. (2007). Producción de Gas desde su Origen. *Oilfield Review*, 36-49.
- Brune, J. (1968). Seismic Moment, Seismicity and Rate of Slip along Major Fault Zones. *Journal of Geophysical Research*, 777-784.
- Duncan, P., & Eisner, L. (2010). Reservoir characterization using surface microseismic monitoring. *Geophysics Vol. 75 No. 5*, 75A129 - 75A146.
- Eisner, L., Williams-Stroud, S., Hill, A., Duncan, P., & Thornton, M. (2010). Beyond the dots in the box: Microseismicity-constrained fracture models for reservoir simulation. *The Leading Edge*, 326-333.

BIBLIOGRAFÍA

- Guo, B. L. (2007). 17. Hydraulic Fracturing. En *Petroleum Production Engineering* (págs. 253-267). Burlington, MA, EE.UU: Gulf Professional Pub.
- Han, L. (2010). *Microseismic Monitoring and Hypocenter Location*. Calgary, Alberta, Canada: MSc Thesis, University of Calgary.
- Havskov, J., & Ottemöller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With sample data, exercises and software*. Dordrecht, Holanda: Springer.
- Jaeger, J., Cook, N., & Zimmerman, R. (2007). 4.4 Types of fracture. En *Fundamentals of Rock Mechanics* (págs. 87-90). Londres, Reino Unido: Blackwell Publishing.
- King, G. E. (2012). Hydraulic Fracturing 101: What Every Representative, Environmentalist, Regulator, Investor, University Researcher, Neighbor and Engineer Should Know About Estimating Frac Risk and Improving Frac Performance in Unconventional Gas and Oil Wells. *SPE 152596*, 1-80.
- Kwee Chong, K., Grieser, B., Jaripatke, O., & Passman, A. (2010). A Completions Roadmap to Shale-Play Development: A Review of Successful Approaches toward Shale-Play Stimulation in the Last Two Decades. *SPE 130369*.
- Mavko, G. M. (2009). *The Rock Physics Handbook: Tools for seismic analysis of porous media*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H., Häring, M., & Deichmann, N. (2010). Estimation of Source Parameter of Microseismic Events with Large Magnitude Collected at Basel, Switzerland in 2006. *Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 34*, 407-412.
- Neuhaus, C. (2013). Improving event location accuracy with anisotropic velocity models. *Webcast MicroSeismic Inc*. Recuperado el 2 de febrero de 2014 del sitio web de MicroSeismic Inc: <http://www.microseismic.com/webcast-archive/370-webcast-2013-february-improving-event-location-accuracy-with-anisotropic-velocity-models>.
- Nolet, G. (2008). *A Breviary of Seismic Tomography*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.
- Nuccio, V. (2000). Coal-Bed Methane: Potential and Concerns. *USGS Fact Sheet FS-123-00*.
- Rawlinson, N., Pozgaya, S., & Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: A window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 178, 101-135.

BIBLIOGRAFÍA

- Sayers, C. (2010). Geophysics Under Stress: Geomechanical Application of Seismic and Borehole Acoustic Waves. *SEG - EAGE Distinguished Instructor Short Course*.
- Schöpfer, M. (2009). *SCRIPT FOR GENERATING A CUT-OUT AND FOLD PAPERMODEL ILLUSTRATING SUPERPOSED FOLDING*. Fault Analysis Group, School of Geological Sciences, University College Dublin.
- Sepúlveda, V. (2014). YACIMIENTOS DE GAS ASOCIADO A MANTOS DE CARBÓN (COAL BED METHANE) CBM. *Ronda Colombia 2014* (pág. 10). Bogotá: Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH].
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Malden, MA, EE.UU.: Blackwell Publishing.
- Sun, Y. (2001). *Determination and Interpretation of Earthquake Source Locations in Sichuan Province, China*. MSc Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Taleghani, A. D. (2011). An Alternative Interpretation of Microseismic Events during Hydraulic Fracturing. *SPE 140468-PP*, 1-11.
- Veron, J. (2010). *Microseismic Monitoring and Geomechanical Modelling of CO2 Storage in Subsurface Reservoirs*. Ph.D. Thesis : University of Bristol.
- Warpinski, N., Du, J., & Zimmer, U. (2012). Measurements of Hydraulic-Fracture-Induced Seismicity in Gas Shales. *SPE Production & Operations*, 240-252.
- Zoback, M. (2007). *Reservoir Geomechanics*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.