

Monitorización microsísmica de la estimulación hidráulica en el sistema geotermal mejorado de Paralana, Australia Meridional

V. Oye,^{1*} J. Albaric,¹ N. Langet,¹ M. Hasting², I. Lecomte,¹ M. Messeiller³ y P. Reid³ explican el proceso de localizar microterremotos que están asociados con la creación y reactivación de la red fracturas en un sistema geotermal mejorado y demuestran la necesidad de un modelo de velocidad fiable. El ejemplo es de un proyecto de Australia Meridional.

El principio de los sistemas geotermales mejorados (EGS, por sus siglas en inglés) es crear o reactivar redes de fracturas en el subsuelo a las que se accede mediante un doblete o multiplete de pozos. Para un EGS exitoso la red de fracturas se debe encontrar a temperaturas suficientemente altas, la permeabilidad debe ser lo suficientemente grande para permitir las suficientes tasas de fluidos entre los pozos y la superficie de contacto entre el fluido y la roca caliente debe ser grande, de manera que los fluidos se calienten sin un enfriamiento significativo de la roca circundante. Como consecuencia, la energía geotermal se transporta hasta la superficie, donde puede convertirse

en electricidad mediante el accionamiento de turbinas o aplicarse a procesos de calor o a calefacción (Figura 1). Una ventaja notable de la energía geotérmica que se opone a otras energías renovables como la eólica o la solar es que proporciona energía de carga base verdadera.

El concepto de EGS no es nuevo y ya en la década de 1970 habían comenzado proyectos de investigación acerca de su aplicabilidad (p.ej., Fenton Hill, EE.UU.; Rosemanowes, Reino Unido; Soultz, Francia; Hijioro, Japón; Cooper Basin, Australia; y otros). Junto con la reciente búsqueda de energía limpia, el concepto EGS volvió a ser atractivo y los proyectos comerciales para explotar la energía geotérmica ahora están aumentando en todo el mundo. Tester et al. (2006) aportan una descripción detallada acerca del futuro de la energía geotérmica.

En este artículo nos centraremos en la fase de estimulación hidráulica de un EGS y en los requisitos para identificar el volumen recién creado de permeabilidad mejorada. Explicamos el proceso de localizar los microterremotos que están asociados con la creación y reactivación de la red de fracturas y demostramos la necesidad de un modelo de velocidad fiable.

Proyecto Paralana de energía geotérmica

El proyecto Paralana de energía geotérmica se encuentra aproximadamente a 600 km al norte de la ciudad de Adelaide, en Australia Meridional, y colinda con el afloramiento del Monte Painter al norte de las Cordilleras Flinders. El proyecto está probando las fuentes geotérmicas viables generadas por la desintegración radiogénica de calor elevado que se produce en las rocas del basamento mesoproterozoico de la provincia del Monte Painter. Inicialmente, el proyecto pretende construir una explotación de energía comercial de 3,75 MWe para abastecer a una mina local fuera de la red, con el objetivo a largo plazo de proporcionar energía a gran escala

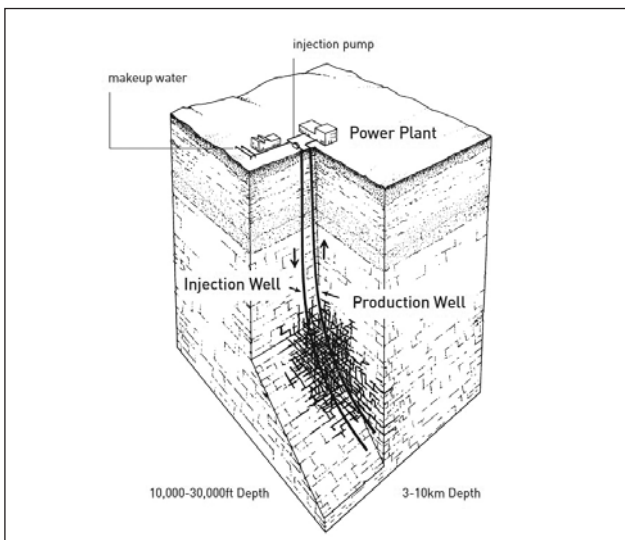


Figura 1 Esquema del concepto de sistema geotermal mejorado. El agua fría entra en la red de fracturas a través del pozo de inyección, donde se calienta, y se devuelve a la superficie a través del pozo de producción. En la central energética se produce electricidad mediante intercambiadores de calor y turbinas y el agua se vuelve a inyectar en el yacimiento (figura tomada de Tester et al., 2006).

¹ NORSAR.

² Hasting Micro-Seismic Consulting, anterior IESE, NZ.

³ Petratherm.

* Correo electrónico del autor de contacto: volker@norsar.no

Sísmica pasiva

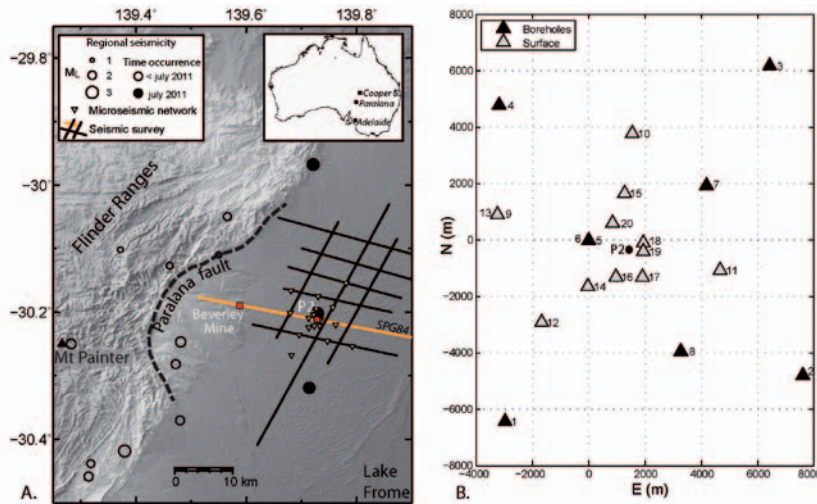


Figura 2 Mapa general del proyecto de energía geotérmica Paralana, ubicación del emplazamiento geotermal y configuración de la red sísmica. La línea naranja representa la posición de la línea sísmica mostrada en la Figura 3. Derecha: los triángulos negros representan las estaciones de pozo a 160 m de profundidad. La estación profunda de sondeo Paralana 1b es la 5. P2 es el pozo de inyección.

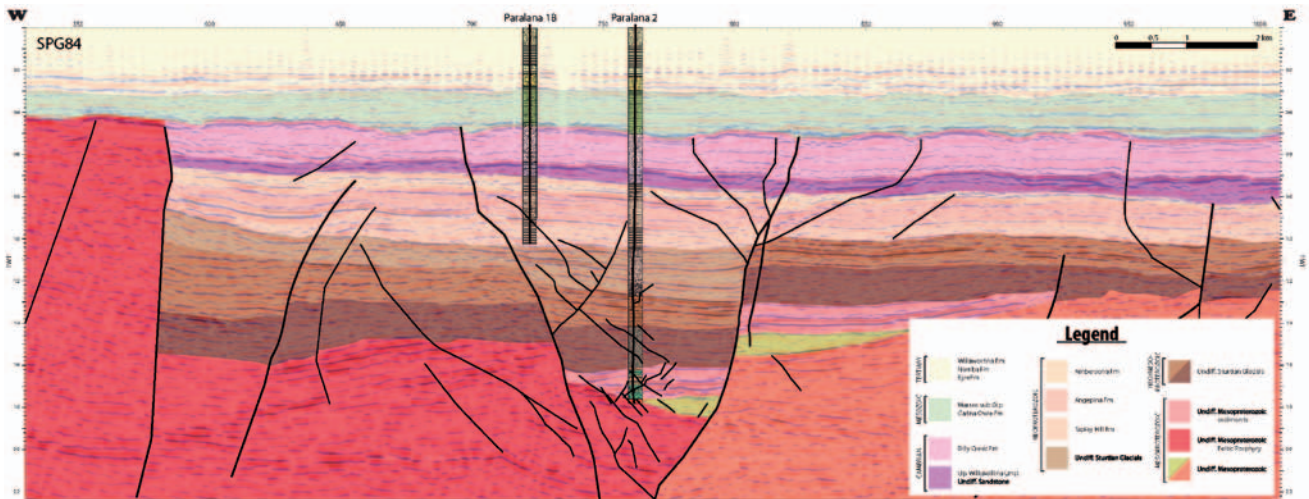


Figura 3 Perfil sísmico 2D superpuesto a la interpretación geológica de la sección sísmica. La posición de la línea sísmica se indica en la Figura 2. Nótese las estructuras de falla relativamente complejas y los fuertes contrastes de impedancia en varias capas subhorizontales.

(260 MWe+) a través de la red nacional (Reid et al., 2011). En la actualidad, se han perforado dos pozos profundos en Paralana: un pozo exploratorio delgado hasta unos 1800 m (Paralana 1b) y el pozo inyector Paralana 2 (4003 m de profundidad) a partir del cual se realiza la estimulación hidráulica.

Antes de la estimulación de fracturas hidráulicas, se instaló una red sísmica y se puso en funcionamiento desde abril de 2008 para monitorizar la sismicidad de fondo de la zona. Para monitorizar la fase de simulación real principal de cinco días de julio de 2011 se instaló una red de monitorización microsísmica en tiempo real más extensa para gestionar el proceso de la operación de inyección y el riesgo de sismicidad inducida. En la Figura 2 se muestra la red completa, que consiste en un geófono profundo de pozo dentro de Paralana 1b a 1800 m de profundidad, seis estaciones someras de pozo a alrededor de 160 m de profundidad y 13 estaciones en superficie.

Construcción del modelo 3D de velocidad

En la mayoría de los casos de exploración geotermal la información del modelo de velocidad generalmente es pobre y homogénea o se deben aplicar estimaciones de velocidad 1D. En muchas aplicaciones de monitorización microsísmica de hidrocarburos generalmente hay disponible mucha más información (VPS, líneas sísmicas de reflexión, sísmica 3D, disparos de perforación, datos de registro de pozo, etc.) y, sin embargo, dicha información adicional con frecuencia es ignorada. En el caso del proyecto Paralana se han reprocesado o adquirido nueve perfiles de reflexión sísmica y se han interpretado antes de la perforación. La Figura 3 muestra una línea sísmica que incluye la interpretación de horizontes y diversos conjuntos de fallas. Esta parte de Australia Meridional está afectada actualmente por un régimen compresivo con deformación este-oeste (Leonard, 2008) expresada en el área por fallas inversas, como el contacto entre las cordilleras Flinders y la indentación Frome a lo largo de

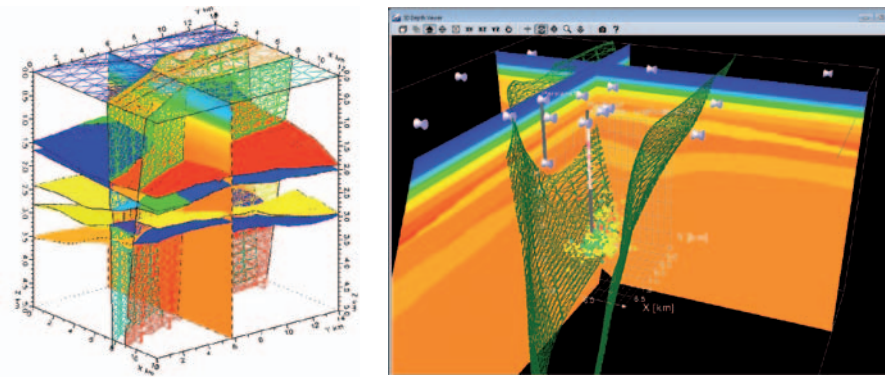


Figura 4 Izquierda: modelo sísmico que consiste en horizontes y fallas que se han derivado de la interpretación de líneas sísmicas y registros de pozo. Derecha: toda la información ahora está convertida en un modelo fiable del trazado de rayos y visualizado junto con las fallas principales, los pozos, la red de receptores y los eventos microsísmicos.

la falla Paralana (p.ej., Quigley et al., 2006; figura 1). Sin embargo, el análisis de las líneas sísmicas indican estructuras de tipo graben en las proximidades del pozo. La información recogida de las nueve líneas de reflexión 2D, sus horizontes migrados en tiempo, las velocidades de apilamiento y los registros de pozo realizados en Paralana-2 sirvieron de datos de entrada para calcular un modelo de velocidad 3D. Utilizamos un trazado de rayos 2D para estimar las variaciones laterales en velocidades de intervalos con las incertidumbres asociadas y los horizontes temporales convertidos a profundidad para cada línea. Debido a las grandes incertidumbres en la velocidad obtenida por debajo de 2 km de profundidad, principalmente por los pequeños desplazamientos máximos, adoptamos otro método. Comenzando con los diferentes puntos de velocidad de apilamiento disponibles en todos los perfiles sísmicos, calculamos un cubo de velocidad de intervalo (fórmula de Dix) que utilizamos como proxy para el modelo de velocidad 3D de los 1,6 km superiores. Después, asignamos velocidades a partir de los registros de pozo a las capas más profundas y horizontes temporales convertidos a profundidad uno a uno aumentando con la profundidad (estiramiento vertical). El modelo de velocidad en capas, incluidas las fallas, y el modelo final resultante de velocidad de la onda P se muestran en la Figura 4 (para más detalles consultar Albaric et al., 2012).

Procesamiento de datos microsísmicos

Durante los cinco días de estimulación se detectaron más de 7000 eventos y se localizaron en tiempo real en el emplazamiento de Paralana (Hasting et al., 2011). Describimos brevemente la metodología utilizada para procesar los eventos ya que Oye y Roth (2003) la han descrito en detalle. El primer paso es un algoritmo de detección multicanal basado en las relaciones de amplitud promedio de corto plazo y promedio de largo plazo, seguido de una asociación de las detecciones aplicando un método generalizado de formación de haces para las ondas P y S (p.ej., Oye y Ellsworth, 2007). Se asigna un evento una vez que se haya encontrado un número dado de detecciones en una cuadrícula subsuperficial predefinida que satisfaga los residuales mínimos de tiempo de propagación.

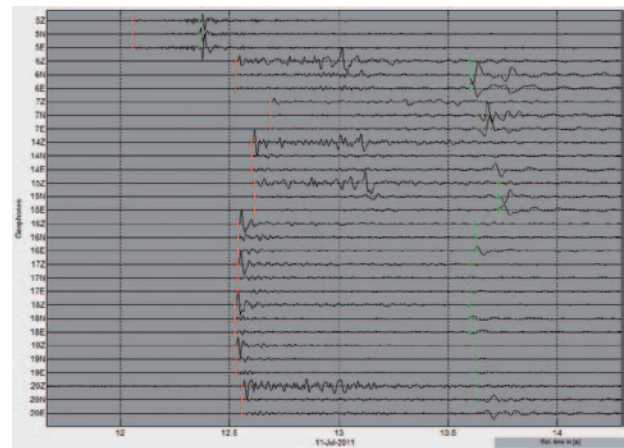


Figura 5 Sismogramas sin filtrar de un microterremoto con una magnitud momento de M_w 0,43 registrada en las estaciones más cercanas de la red sísmica de Paralana. Todas las trazas están normalizadas con geófonos y las llegadas de las ondas P y S están indicadas en rojo y verde, respectivamente. Nótese las claras llegadas de la onda P en todos los canales. Los tres canales superiores (SENZ) corresponden al sensor de fondo de pozo a 1,8 km de profundidad.

El segundo paso determina el tiempo de llegada de la onda P mediante la aplicación del criterio de información de Akaike, seguida de un análisis de polarización. Los tiempos de llegada de la onda S se determinan de forma similar a los tiempos de llegada de la onda P, pero en trazas rotadas. El tercer paso utiliza los tiempos de llegada y los ángulos de polarización junto con las ponderaciones definidas por el usuario de los diferentes datos para invertir la localización utilizando una búsqueda dirigida en cuadrícula y tablas de tiempo de propagación pre calculadas. El último paso calcula el tiempo de origen y los parámetros básicos de la fuente como la magnitud momento, la frecuencia límite, la caída de esfuerzos de Brune, el radio de la fuente, la energía sísmica radiada, y otros. Además, se pueden estimar automáticamente las polaridades de la onda P, que pueden utilizarse después para determinar, por ejemplo, los mecanismos focales.

La Figura 5 muestra un ejemplo de un microterremoto de una magnitud momento de M_w 0,43 registrada en los sensores más cercanos. Nótese la diferencia significativa en las relaciones de amplitud de las ondas P y S entre los

Sísmica pasiva

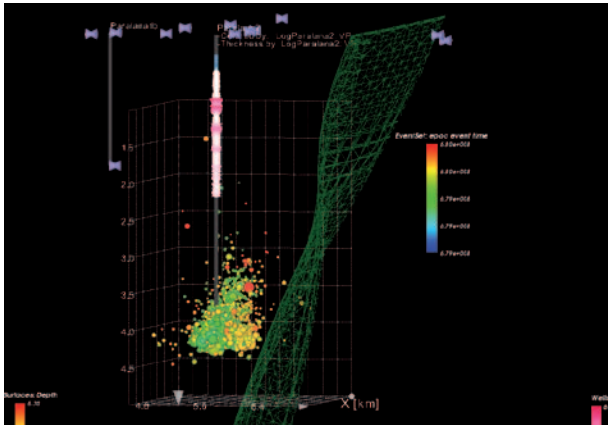


Figura 6 Eventos microsísmicos localizados automáticamente a partir de la fase de estimulación de cinco días. Los conos azules representan las estaciones sísmicas; la información de registro de velocidad posee un código de color a lo largo del pozo de inyección; la malla de color verde indica un flanco de la estructura en graben. Los eventos microsísmicos poseen un código de color según el tiempo de origen (azul: día 1 hasta rojo: día 5) y el tamaño de las esferas está escalado con el momento sísmico. Con la inyección en curso la sismicidad se está propagando hacia el noreste, lejos del pozo de inyección.

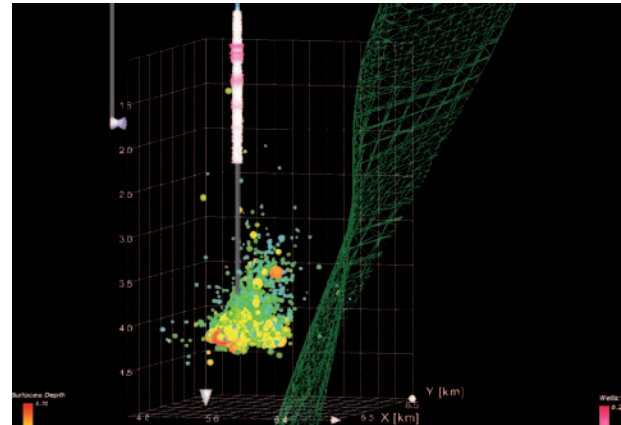


Figura 7 Misma representación que la Figura 6, pero aquí el código de color representa la caída de esfuerzos de Brune para cada evento individual (azul: valores bajos, rojo: valores altos). Hay una tendencia de mayores caídas de esfuerzos en la parte inferior de la nube sísmica.

sensores profundos de pozo y las estaciones superficiales. Estas diferencias se deben al patrón de radiación del microterremoto, que emite diferentes cantidades de energía de las ondas P y S en direcciones diferentes. Además, las formas de onda observadas son relativamente complejas, con una fuerte coda de la onda P y las fases convertidas más fuertes entre las fases directas de las ondas P y S. Estas complejidades están vinculadas principalmente a las complejas estructuras de la velocidad, como cabría esperar de la línea sísmica presentada en la Figura 3. Para entender mejor e identificar las fases convertidas más fuertes observadas en los sismogramas Albaric et al. (2012) realizaron un trazado de rayos 3D (Vinje et al., 1996) y pudieron vincular el origen de las ondas convertidas S a P en interfaces más someras y se pudo descartar la potencial energía convertida en las fallas.

Visualización e interpretación de la microsismicidad

Después de procesar, reprocesar y con frecuencia controlar manualmente la calidad de los datos, la tarea final es la interpretación de los resultados. Para simplificar la interpretación de la estimulación hidráulica, las localizaciones de los eventos microsísmicos se deben visualizar junto con toda la demás información relevante. Además, en la visualización son cruciales el tiempo de origen de los eventos, las magnitudes y las estimaciones de incertidumbre de la localización.

Un problema común en la visualización de incertidumbres es que la impresión visual con frecuencia se centra en los eventos con las incertidumbres más grandes, por ejemplo, si se representan los elipsoides o las funciones de densidad de probabilidad. Además, si hace falta visualizar muchos miles de eventos, la figura estará abarrotada y será imposible de

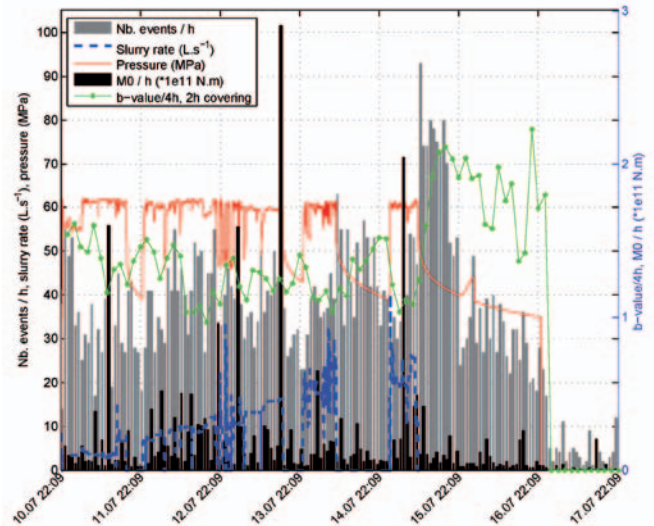


Figura 8 Recopilación de datos de inyección y resultados del análisis de datos microsísmicos.

interpretar. Por tanto, el intérprete debe considerar muchas formas diferentes de representar los resultados, incluidas la escala de color, el escalado de propiedades y también la transparencia. Una forma elegante de aflojar el foco de eventos mal localizados es asignar un valor de transparencia alto a dichos eventos y, al mismo tiempo, aumentar el tamaño de los eventos con la magnitud.

Observando por separado fases específicas durante las etapas de inyección se pueden revelar importantes patrones en la inyección como el salto de la sismicidad desde un sistema de fallas a otro. La opción de reproducir películas de la ocurrencia de microterremotos durante cierta ventana temporal en movimiento es útil. En las Figuras 6 y 7 mostramos dos ejemplos de la nube microsísmica de los cinco días de inyección en el EGS de Paralana. Al principio, la sismicidad sólo aparecía cerca del pozo de inyección y

después se propagó hacia el noreste en la última parte del periodo de inyección. La mayor parte de la actividad sísmica sucedió dentro de la estructura de tipo graben mostrada en las Figuras 4, 6 y 7.

Cualquier interpretación de la sismicidad inducida también se debe considerar a la luz de los parámetros de inyección o producción. La Figura 8 muestra una recopilación de datos de inyección junto con los resultados del análisis de datos microsísmicos. Por ejemplo, el número de eventos microsísmicos detectados por hora no se correlaciona en detalle con los perfiles de inyección y de presión. Mientras que al calcular el momento sísmico acumulativo dentro de cada hora, la relación de este nuevo parámetro con la tasa de inyección es importante. El vínculo entre la emisión de momento sísmico y el número de eventos se entiende rápidamente cuando se representan los valores b que se han calculado para una ventana temporal en movimiento. La emisión de momento sísmico desciende justo después de cerrar la inyección y, sin embargo, el número de eventos detectados y localizados aumenta significativamente. Esto se debe al incremento de los valores b después del cierre, que significa que la relación de eventos de pequeños a grandes ha aumentado repentinamente. Esta información se puede seguir investigando respecto a los potenciales eventos de cierre de fallas, la redistribución de esfuerzos en los bordes del yacimiento o los efectos relacionados con el acoplamiento de la temperatura y la presión.

Discusión y conclusiones

El proyecto Paralana de energía geotérmica estimuló con éxito las rocas calientes a unos 4 km de profundidad, induciendo más de 7000 microterremotos detectados y localizados. A fin de localizar con más precisión la microsismicidad incorporamos la construcción de un modelo 3D de velocidad. Vimos que un modelo detallado tiene mucha relevancia para las localizaciones absolutas y para entender los sismogramas complejos con muchas fases de llegada.

El procesamiento automático sólo se puede llevar a cabo con éxito si la estructura de velocidad está representada adecuadamente.

Además, identificamos un alto grado de similitudes de forma de onda dentro de los datos de los microterremotos estudiados. Albaric et al. (2012) determinaron las relocalizaciones con diferencia doble de un subconjunto de los datos de Paralana y encontraron una clara estructura lineal en las nuevas localizaciones, de acuerdo con las condiciones del campo de esfuerzos regional. Una contribución

tremendamente valiosa de la precisión de la localización la ha aportado el geófono a 1800 m de profundidad en el pozo Paralana 1b. Esta estación profunda de fondo de pozo también será inestimable durante nuestros esfuerzos para refinar más el modelo de velocidad mediante la realización de una tomografía local de terremotos. Potencialmente, este análisis también se puede aplicar para revelar los cambios temporales de velocidad en la región próxima al yacimiento relacionados con los procesos de fracturación.

Agradecimientos

Al proyecto GEISER de EU FP7 por el apoyo financiero y a Beach Energy por el acceso a los datos.

Referencias

- Albaric, J., Langet, N., Hasting, M., Lecomte, I., Oye, V., Iranpour, K., Messellier, M., Llanos, E. and Reid, P. [2012] The importance of coupling passive and active seismic methods in geothermal fields - A case study at Paralana, Australia. *74th EAGE Exhibition and Conference*, Copenhagen. Extended Abstract.
- Hasting M., Albaric, J., Oye, V., Reid, R., Messellier, M., Llanos, E., Malin, P., Shalev, E., Hogg, M., Alvarez, M., Miller, A., Walter, C., Boese, C. and Voss, N., [2011] Real-time induced seismicity monitoring during wellbore stimulation at Paralana-2, South Australia, *New Zealand Geothermal Workshop*, Auckland, New Zealand.
- Leonard, M. and Kennett, B. [1999] Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 113, (1-4), 247-263.
- Oye, V. and Ellsworth, W.E. [2007] Monitoring Microearthquakes with the San Andreas Fault Observatory at Depth. *69th EAGE Exhibition and Conference*. Extended Abstract.
- Oye, V. and Roth, M. [2003], Automated seismic event location for hydrocarbon reservoirs, *Computers & Geosciences*, 29, 851-863.
- Quigley, M. C., Cupper, M. L. and Sandiford, M. [2006] Quaternary faults of south-central australia: Palaeoseismicity, slip rates and origin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 53, 285-301.
- P.W. Reid, Messellier, M. and Llanos, E.M [2011], Paralana EGS Project - Findings from the fracture stimulation. *Australian Geothermal Conference*, Australia
- Tester, J.F. and panel members [2006] The Future of Geothermal Energy - The Future of Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. *Massachusetts Institute of Technology*. http://www1.eere.energy.gov/geothermal/egs_technology.html
- Vinje, V., Iversen, E., Åstebøl, K. and Gjøystdal, H. [1996] Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction-part I. *Geophysical Prospecting*, 44, 819 -842.