



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**TÉCNICAS DE DETECCIÓN Y LOCALIZACIÓN PARA ESTUDIAR
LA EVOLUCIÓN DE SISMICIDAD INDUCIDA ASOCIADA A
CAMPOS GEOTERMICOS**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

VALENTE RAMOS AVILA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. MARCO CALÒ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM.

Ciudad Universitaria, CD. MX., agosto de 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos.

Agradezco a SENER-CONAyT por la beca que permitió financiar mis estudios de maestría.

Este trabajo contó con el apoyo del proyecto GeMEX PT5.2.N: 267084, financiado por CONACyT-SENER: S0019, 2015-04

Agradezco al EOST (Colegio y observatorio de ciencias de la tierra por sus siglas en francés) por el soporte brindado durante el desarrollo de este trabajo.

Agradezco a “LabEx G-EAU-THERMIE PROFONDE” por apoyarme durante mi viaje/estancia en el ETH Zürich (Escuela politécnica federal de Zúrich por sus siglas en alemán).

Agradezco a Marc Grunberg y a Alessia Magi del EOST, y a Francesco Grigolí del ETH por sus consejos y aportes durante el desarrollo de éste trabajo.

Y Marco, mi tutor, muchas gracias por tus consejos, orientación y apoyo a lo largo de todos estos años. ¡Gracias!

Tabla de contenido

Contenido

portada.....	1
Tabla de contenido.....	3
Resumen.....	4
1. Introducción	5
Planteamiento y problemática.....	5
Detección automática	8
Zona de estudio: Soultz-sous-Forêts.....	11
Estimulación hidráulica del pozo GPK2, en el 2000	15
Objetivos y herramientas.....	19
2. Metodología	20
Preparación de códigos.....	21
Detección y localización preliminar	22
Localización fina.....	28
Discriminación de eventos.....	30
3. Resultados	31
Detección.....	31
Discriminación.....	33
Respuesta sísmica durante la estimulación.....	35
Discusión.....	39
Conclusiones.....	42
Recomendaciones.....	43
Bibliografía	44

Resumen

Durante las actividades de producción de un campo geotérmico, es común inducir sismicidad debido al cambio en el estado de esfuerzos, resultado de la inyección de fluido dentro del sistema. El monitoreo de la sismicidad durante dichas operaciones es importante para entender la respuesta del sistema, delimitar las zonas afectadas y la prevención de riesgos. La sismicidad inducida suele ser microsismicidad, por lo que su detección resulta difícil. Los protocolos de detección manual suelen ser ineficientes y lentos, pero las estrategias automáticas tienden a fallar con eventos muy pequeños. En éste trabajo, propongo una metodología de detección automática, a fin de conocer la distribución, tanto espacial como temporal, de sismicidad inducida asociada a la estimulación del campo geotérmico de Soultz-sous-Forêts.

Soultz-Sous-Forêts, es un campo geotérmico ubicado en Francia a 50 km de la ciudad de Estrasburgo. Entre el 30 de junio y el 6 de julio del 2000, se realizó una estimulación hidráulica en el fondo del pozo GPK2. La zona estimulada se encuentra a 5 km de profundidad en un basamento granítico. Utilicé los datos pertenecientes a 8 estaciones superficiales de 1C (una componente) que registraron de manera continua. Para hacer la detección de sismicidad, utilicé un detector basado en curtosis y una migración preliminar. La curtosis, es un momento estadístico sensible a cambios en la distribución estadística como los provocados por una señal sísmica. Utilicé un umbral de detección bajo a fin de hacer el mayor número de detecciones posibles, asumiendo el riesgo de falsas detecciones que serán discriminadas posteriormente. El resultado es un catálogo preliminar de 15,741 eventos potenciales. Cada uno de los eventos preliminares se localizó por segunda vez, utilizando una metodología de análisis de coherencia. En esta segunda etapa, cada evento fue localizado 5 veces consecutivas con parámetros de detección ligeramente diferentes, a fin de obtener una estimación de error que consiste en la covarianza de las localizaciones.

Para refinar el catálogo y descartar falsas, o malas detecciones, se optó por un criterio de grupos. En una ventana de entrenamiento de 5 hr, se inspeccionó manualmente todos los eventos detectados, clasificándolos en 4 categorías: Bien registrado, medianamente registrado, mal registrado y falsa detección. Posteriormente, se graficó la covarianza de las localizaciones con combinaciones de coherencia a fin de buscar un criterio que permitiera separar las categorías. Se concluye que la diferencia entre la coherencia máxima y promedio es suficiente para hacer la discriminación. La discriminación por coherencia resulta en 6294 eventos “reales”. Sobre los eventos “reales”, se aceptan sólo aquellos con covarianza en sus localizaciones menores a 0.1. El resultado son 1538 eventos bien localizados.

La respuesta del sistema a la inyección fue casi inmediata. Espacialmente, los eventos se concentran alrededor de la región estimulada, delimitando el área de afectación. Temporalmente, la tasa de sismicidad refleja la tasa de inyección. Con cada aumento en la tasa de inyección, aumenta también la tasa de sismicidad. Cuando la estimulación se detiene, la tasa de sismicidad continua, mostrando eventos dispersos y cada vez más lejos reflejando, posiblemente, la migración a larga escala de fluidos y la difusión de la presión de poro.

1. Introducción

Planteamiento y problemática

Uno de los grandes retos de la sociedad moderna, es el de satisfacer la creciente demanda energética reduciendo a su vez afectaciones medioambiental. Actualmente, se consume una gran cantidad de recursos energéticos, por lo que es necesario buscar alternativas renovables y eficientes, que puedan suplir la demanda con un menor impacto ambiental.

En este contexto, la energía geotérmica se sitúa como una posible alternativa a medios de explotación más tradicionales como son, por ejemplo, los recursos fósiles. La energía geotérmica aprovecha el calor del subsuelo para producir energía, y ha mostrado tener bajos costos de producción, así como beneficios ambientales (IRENA, 2017). La energía geotérmica, sin embargo, como la explotación de cualquier otro recurso no está exenta de problemáticas como es, por ejemplo, la sismicidad.

La explotación de un campo geotérmico se hace mediante la circulación de fluidos: se recupera agua caliente o vapor de un pozo productor y, una vez explotado el calor, se reinyecta fría en un pozo de inyección. Para que la extracción de calor sea económicamente rentable, la roca debe tener permeabilidades que permitan el flujo de al menos $50 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ de fluido (Oberman *et al.*, 2015). Desafortunadamente, las rocas que almacenan el calor no suelen ser porosas; son rocas cristalinas con baja permeabilidad donde los fluidos deben circular a través de fracturas (Calo *et al.*, 2011).

Cuando la permeabilidad natural de la roca no es suficiente, existe la posibilidad de estimular el yacimiento en lo que se conoce como sistemas geotérmicos mejorados (EGS: *Enhanced Geothermal System*). En este tipo de sistemas, se inyectan fluidos a presión a fin de reactivar las fracturas existentes, permitiendo una mejor conectividad entre los pozos (Dezayes *et al.*, 2010; Vidal & Genter, 2018; Ledru & Guillou-Frottier, 2010).

Tanto la producción natural, como la estimulación de un campo presentan una problemática muy clara: es posible el aumento de sismicidad debida a cambios en la presión de poro, redistribución de esfuerzos y circulación de fluidos (Ramos, 2017). Una explicación a este mecanismo se puede encontrar en Eaton, 2018 y en Vilarasa *et al.*, 2013 en términos de esfuerzos y círculos de Mohr. Un círculo de Mohr, es una representación del estado de esfuerzos al que está sometido un sistema. El esfuerzo actuando en un volumen de material puede descomponerse en dos partes, un esfuerzo normal y uno tangencial o de cizalla. Si rotamos dicho volumen, la proporción entre la parte de cizalla y la parte normal va a ir cambiando. El círculo de Mohr resume la proporción del esfuerzo normal y tangencial ante todas las posibles rotaciones del volumen. En el eje horizontal tenemos el esfuerzo normal efectivo, que es el esfuerzo normal resultante que está actuando en el sistema. Sea un cuerpo rígido con un coeficiente de fricción interna μ , parámetro que está muy relacionado con la resistencia del material al corte. Sea τ y σ los esfuerzos tangenciales y normales respectivamente. La ecuación $\tau = \mu\sigma$ gobierna la representación de una recta que define los puntos donde el material alcanza su límite frágil, es decir, el material se rompe. Un material, cuyo círculo de Mohr toque dicha recta, se encontrará en condiciones de inestabilidad que pueden llevar a su ruptura (Fig. 1.1b).

Suponemos una fractura preexistente en el volumen de roca (Fig. 1.1), dicha roca está sometida a un estado de esfuerzos donde σ_1 y σ_3 son el esfuerzo máximo y mínimo respectivamente. La representación de ese estado de esfuerzos se ilustra en la Fig. 1.1.b con el semicírculo azul. Como podemos observar, el estado de esfuerzos propuesto está lejos de la superficie de falla. Si dicha fractura está rellena de fluido, el fluido reaccionará al esfuerzo local distribuyendo parte de la carga de forma normal a todas las superficies en contacto en un comportamiento hidrostático. Es decir, el fluido tiene una presión resultante que se opone al estado de esfuerzos local, lo que resulta en una disminución del esfuerzo efectivo. Dicha presión es conocida como presión de poro P , y su variación como ΔP . El efecto de la presión de poro se puede graficar como un corrimiento hacia la izquierda del círculo de Mohr. Si la presión de poro es lo suficientemente grande, la presión efectiva puede alcanzar las condiciones de ruptura como lo ilustra el semicírculo rojo de la Fig. 1.1.b.

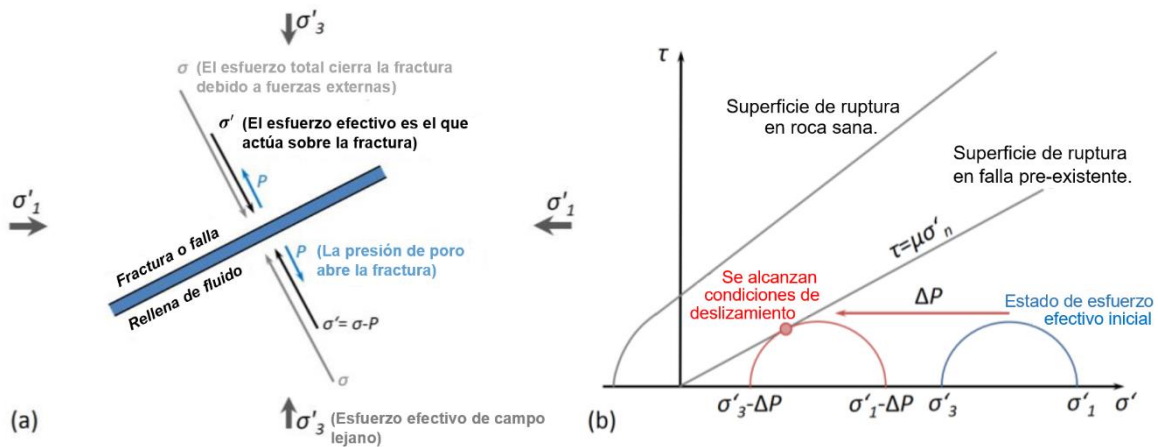


Fig. 1. 1. a) Estado de esfuerzos de una falla arbitraria rellena de fluido. b) Círculo de Mohr mostrando como la reducción del esfuerzo efectivo, resultado de un incremento en la presión de poro, puede inducir el deslizamiento de una falla preexistente. σ'_1 y σ'_3 son el esfuerzo principal efectivo máximo y mínimo respectivamente. τ es el esfuerzo de corte, σ'_n es el esfuerzo normal efectivo a la fractura y μ es el coeficiente de fricción. Imagen modificada de Villarrasa et al., 2019.

Otro aspecto muy importante a considerar, es que la presión de poro puede propagarse en el sistema incluso sin la necesidad de transportar fluidos. La presión migra de zonas de alta presión a regiones de baja presión es un proceso de difusión que, para el caso de un medio homogéneo e isótropo, está gobernado por la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = D \nabla^2 P$$

Donde D es la difusividad hidráulica, y $\frac{\partial P}{\partial t}$ la variación de la presión de poro respecto al tiempo. Este concepto es fundamental para entender la propagación de la sismicidad durante un evento de estimulación. La presencia de fluidos modifica la presión de poro disminuyendo el esfuerzo normal efectivo. El incremento en la presión de poro se propagará, en un proceso que reactiva las fracturas que se encuentren favorablemente orientadas respecto al estado de esfuerzos dominante (Cuenot et al., 2008a). Si las fallas se encuentran selladas por depósitos mineral, estos se romperán al deslizar. El deslizamiento de la falla resultará en un incremento de la permeabilidad secundaria, lo que permitirá que el fluido migre repitiendo el proceso. El fluido incrementará la presión de poro en las nuevas fracturas, la presión de poro se propagará alcanzando fracturas más lejanas

rompiéndolas repitiendo nuevamente el proceso (Shapiro *et al.*, 2003; Shapiro & Dinske, 2009; Eaton, 2018).

El cambio en el régimen de esfuerzos puede desencadenar sismos que representen un riesgo para la infraestructura de la planta y/o poblaciones cercanas. Ejemplos se pueden encontrar en las plantas geotérmicas de Basilea y St. Gallen, Suiza, donde sismos de 3.4 y 3.5 respectivamente, comprometieron la integridad de las operaciones y provocaron graves daños (Oberman *et al.*, 2015). Más reciente fue el caso del sismo de Pohang, Corea del Sur. Este sismo, de magnitud 5.4, es uno de los más fuertes ocurridos en la zona en el último siglo y su origen parece estar relacionado a las actividades de explotación geotérmicas de la región (Grigoli *et al.*, 2018).

Para mitigar el riesgo sísmico, es necesario tener un conocimiento exhaustivo del estado de esfuerzos y los sistemas de fracturas asociados, pues de ellos depende la evolución de la sismicidad inducida (Dorbath *et al.*, 2010; Cuenot *et al.*, 2008). También es necesario realizar un monitoreo sísmico eficiente que permita obtener un catálogo lo más completo posible, con localizaciones precisas que realmente indiquen la zona que se está afectando. La distribución espacial de sismicidad provee información sobre la estructura y la región estimulada (Majer *et al.*, 2007), mientras que la distribución temporal puede estar relacionada con los diferentes periodos de actividad del campo.

Dado que la mayor parte de la sismicidad inducida se clasifica como microsismicidad (magnitud inferior a 2.0), para observarla eficientemente suele ser necesaria una densa red de estaciones y, de ser posible, complementarla con sensores de pozo cerca de la región estimulada. La detección y localización de microsismicidad resulta difícil debido a la poca energía de los eventos. Sus fases sísmicas son poco claras y están enmascaradas por ruido. Las estrategias de detección manual de sismicidad suelen ser las más confiables, pero conforme se incrementa el número de estaciones y de sismos, se vuelven ineficientes pues demandan mucho tiempo. Por lo tanto, es necesario implementar estrategias de detección automáticas eficientes que permitan observar la evolución de la microsismicidad en el sistema. En los últimos años se ha trabajado en el desarrollo de códigos y algoritmos de detección automática; desafortunadamente, estos códigos suelen resultar poco sensibles a eventos muy pequeños, o con una pobre relación señal ruido (SNR: *Signal to noise ratio*), lo que implica un umbral de detección relativamente alto.

Para disminuir lo más posible el umbral de detección, se han desarrollado diferentes aproximaciones que permiten no sólo hacer la detección, sino que aprovechan la coherencia de la señal entre estaciones para identificar de forma más precisa los eventos. Ejemplo de esto son los métodos basados en el apilado de forma onda (Kao & Shan, 2004). Estos códigos detectan y localizan eventos simultáneamente, incluso con una baja relación SNR. Complementario a estos códigos se pueden aplicar técnicas de relocalización relativa, que estiman las diferencias en los tiempos de arribo observados y predichos, y las usan para compensar errores de localización (Waldhauser & Ellsworth, 2000; Ito, 1985).

Otra aproximación de detección, que permite además hacer un análisis más detallado es la detección por eventos repetidos. Los eventos repetidos (*repeated events*, *template matching* o simplemente *clusters*, como se conocen por sus términos en inglés), son aquellos que tienen prácticamente la misma forma de onda pues se relacionan con una misma aspereza, zona de fractura o mismas condiciones de formación (Baisch *et al.*, 2008). Para la detección de eventos

repetidos, se toma como base un evento característico, y se hace la correlación cruzada con el registro sísmico, agrupando todos los eventos que sean similares al evento escogido. Esto permite no sólo hacer la detección, sino que abre la puerta a otro tipo de análisis por similitud.

Dado las diferentes aproximaciones que existen para implementar sistemas de detección y localización automática, es necesario buscar aquellas que resulten más eficientes y garanticen los mejores resultados. Esto permitirá estudiar y entender la propagación de sismicidad en un sistema geotérmico durante pruebas de estimulación, así como actividades de inyección/producción. Un protocolo automático brinda la posibilidad de usar información sísmica de forma más eficiente y en tiempos más cortos, para la oportuna toma de decisiones en el desarrollo de una planta geotérmica.

DetECCIÓN AUTOMÁTICA

Un catálogo de sismicidad lo más completo posible resulta importante en diversas disciplinas, y el monitoreo sísmico es un claro ejemplo de ello. Debido a la densificación de las redes de estaciones, así como los tiempos de registro cada vez más largos, un picado y selección manual de sismicidad se vuelve una tarea ineficiente pues demanda mucho tiempo. Es necesario implementar estrategias de detección automática óptimas y confiables. La detección automática, sin embargo, presenta algunas dificultades:

El monitoreo automático se encuentra condicionado por el umbral de detección. Un sismo debe tener la suficiente energía para poder observarlo, así como una SNR alta, de lo contrario, no será detectado. Otro desafío es la presencia de traslapes o de eventos muy cercanos entre sí. Un evento puede enmascarar la detección de otro, sobre todo si se presenta en su coda. También está la dificultad inherente a los eventos emergentes que, aunque sean detectados, su tiempo de arribo tendrá mucha incertidumbre. Finalmente, hay que desarrollar detectores que distingan señales sísmicas de otras perturbaciones o falsas detecciones. En muchos casos, además, es necesario detectar con precisión las fases sísmicas para usarlas en la localización del evento. El tiempo de arribo de onda P suele detectarse con precisión, pero la detección de la onda S es mucho más complicada, especialmente en el caso de la microsismicidad. Una selección inadecuada de las fases sísmicas se traduce en errores grandes en su localización.

Diferentes aproximaciones se han propuesto para resolver o minimizar todas estas problemáticas, yendo de los métodos clásicos, a estrategias muy sofisticadas.

Uno de los primeros métodos propuestos y, posiblemente, el más utilizado es el de promedio-de-tiempo-corto/promedio-de-tiempo-largo (STA/LTA: *Short Time Average/Long time Average*) (Stevenson, 1976). Dicho método se basa en la relación entre los promedios de dos ventanas móviles que corren simultáneamente: una ventana “larga” de registro respecto a una ventana “corta”. Sí bien el método de STA/LTA no genera picados muy precisos, si se muestra muy estable en sus resultados (Shang *et al.*, 2018). Otro aspecto relevante del STA/LTA es que los parámetros deben ser cuidadosamente configurados para cada situación en específico, dejando la calidad de los resultados a la experiencia del analista.

Desde su creación, se han desarrollado diferentes estrategias para mejorar y optimizar los resultados del clásico STA/LTA, generando una familia de soluciones. Entre ellos se encuentran los que proponen diferentes esquemas de filtrado para evitar efectos indeseados (Allen, 1982). El uso de umbrales de detección dinámicos (Earle & Shearer, 1994) o el cálculo STA/LTA sobre diferentes funciones características. Por ejemplo: Allen, 1978 propone usar la derivada de la traza sísmica y factores de peso para incluir información en amplitud y en frecuencia. Baer & Kradolfer, 1987 proponen el cálculo STA/LTA sobre la envolvente de la señal o bien se puede usar la función característica de otros detectores combinada con la detección STA/LTA.

Alternativas a los métodos de STA/LTA, son aquellos basados en la medición de propiedades estadísticas. Ejemplo son los métodos basados en la medición de la asimetría y la curtosis (Saragiotis *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2009), o el criterio de información de Akaike (Maeda, 1985). Estos métodos muestran, en general, la capacidad de estimar correctamente los tiempos del primer arribo, pero son poco estables comparado con los métodos de STA/LTA (Shang *et al.*, 2018). Si bien hay poca literatura utilizando el criterio de asimetría, el cálculo de la curtosis se ha implementado con popularidad en diferentes aplicaciones, incluyendo el trabajo de Langet *et al.*, 2014, donde se propone mejorar los resultados calculando el gradiente de la curtosis. En cuanto al criterio de información de Akaike, se han propuesto mejoras como el cálculo auto-regresivo (Sleeman & van Eck, 1999).

De forma general, he mencionado hasta ahora dos familias de detectores de sismicidad: los métodos basados en STA/LTA, y los métodos basados en mediciones estadísticas. Sin embargo, como se puede observar en Shang *et al.*, 2018, estas familias pueden ser combinada y utilizadas con diferentes esquemas de procesamiento en la búsqueda de mejores resultados. Los métodos estadísticos, por ejemplo, pueden ser usados para generar una función característica, y hacer la detección mediante STA/LTA (Kuperkoch *et al.*, 2010). Proceso que se puede combinar con un esquema de filtrado adecuado (Ross & Ben-Zion, 2014).

Otros esquemas de procesamiento que se puede mencionar, dentro de estas dos familias, son:

La detección STA/LTA combinada con la correlación cruzada a fin de mejorar el picado (Forghani-Arani *et al.*, 2013; Withers *et al.*, 1999). Se ha combinado el análisis de ondículas con detección STA/LTA (Hafez *et al.*, 2010), con detección por curtosis (Galiana-Merino, 2008) o con el criterio de Akaike (Zhang *et al.*, 2003). Análisis con factores de peso y el criterio de Akaike (Kuperkoch *et al.*, 2010). Esquemas de filtrado o periodos dominantes (Allen, 1982; Baillard *et al.*, 2014; Lara-Cuevas *et al.*, 2016; Ross & Ben-Zion, 2014) etc. La mayoría de estos procesos, buscan obtener una mejor función característica sobre la cual efectuar la detección de un sismo.

Una familia de detectores alternativa a las dos mencionadas, que está ganando popularidad, son los que utilizan criterios de aprendizaje automático y reconocimiento de patrones. La gran importancia de estas técnicas, es que abren la puerta a un nuevo tipo de análisis de sismos por similitud. Un primer ejemplo es el análisis por eventos repetidos (Rebuli & Kohler, 2014). Esta técnica hace la detección mediante la comparación de un evento característico con las trazas sísmicas (Lengliné *et al.*, 2017). Es un método muy eficiente computacionalmente, y es poco sensible a falsas detecciones. La desventaja es que hay que realizar una selección previa de los eventos característicos; aquellos eventos que sean diferentes serán invisibles a la detección. Se ha propuesto, para resolver este problema, el usar un catálogo previo de sismicidad lo suficientemente completo (Ross *et al.*, 2019);

o bien, utilizar una metodología de *beamforming*, que escanea sismos provenientes de todas las posibles fuentes para extraer señales que se usarán como eventos característicos (Frank & Shapiro, 2014; Frank et al., 2014). Estas metodologías podrían detectar la totalidad de eventos sísmicos, pero son muy costosas computacionalmente.

Todavía más sofisticado es el uso de redes neuronales y aprendizaje automático profundo (Malfante et al., 2018; Dai & MacBeth, 1995). Estas técnicas se basan en la descripción estadística de un evento tomando en cuenta sus características más significativas, para luego escanear las trazas sísmicas en su búsqueda. Son técnicas que tienen la gran ventaja de incluir toda la información previa disponible, siendo capaces incluso de clasificar los eventos. Sin embargo, tienen, aunque en menor medida, el mismo problema que la detección por eventos repetidos: hay que ser cuidadosos en la descripción de los eventos, pues si los eventos cambian sus características, podrían resultar invisibles durante la búsqueda.

Un aspecto importante a recordar es que la mayoría de los detectores tienden a fallar ante eventos muy pequeños, o en registros con altos niveles de ruido. Combinar la detección con una estrategia de localización es una excelente solución para bajar el umbral de detección y discriminar entre sismos reales y falsas detecciones.

La mayoría de las técnicas de localización son la evolución de la metodología de Geiger, 1910, que minimiza los residuales entre los picados y los tiempos teóricos de arribo. La desventaja, es la necesidad de tener picados precisos de las diferentes fases sísmicas. Una alternativa de localización son los métodos de apilado de forma de onda (Kao & Shan, 2004). Estos métodos aprovechan la coherencia del medio, utilizando la información de todas las trazas sísmicas registradas en varias estaciones simultáneamente, en vez de analizar cada traza individualmente.

El análisis de coherencia puede aplicarse sobre diferentes funciones características como son las amplitudes absolutas normalizadas (Kao & Shan, 2004), la envolvente del primer arribo en una migración de Kirchhoff (Baker et al., 2005), la envolvente de las componentes rotadas (Gharti et al., 2010), el gradiente de la curtosis (Langet et al., 2014), o la detección STA/LTA aplicada sobre una traza de componentes principales (Grigoli et al., 2014) etc. Los métodos de apilado de forma de onda son métodos de búsqueda global que escanean todo el posible espacio de soluciones, lo que los vuelve muy demandantes computacionalmente. La ventaja es que, en general, no necesitan una previa identificación de fases, y son muy robustos aún con altos niveles de ruido.

Las técnicas de apilado de forma de onda han sido exploradas ampliamente en los últimos 10 años para el monitoreo microsísmico, dado que prometen funcionar bien incluso con altos niveles de ruido (Grigoli et al., 2013). Como ejemplo se pueden mencionar los métodos de coalescencia comúnmente usados en exploración petrolera (Le et al., 2016; Drew et al., 2013).

El objetivo principal de esta tesis, es el de poner a prueba algunas técnicas recientes utilizadas para el monitoreo de microsismicidad; y su efectividad para estudiar la distribución espacial y temporal de sismicidad inducida durante un evento de estimulación. Utilizaré herramientas que se han desarrollado en los últimos cinco años (Grigoli et al., 2014; Langet et al., 2014), que trabajan con métodos de apilado de forma de onda para hacer la localización. Los resultados obtenidos serán comparados con un catálogo de sismicidad publicado previamente (Cuenot et al., 2008) y analizado manualmente. En esta tesis, cuento con pocos datos en comparación con el catálogo manual, así

que se explorará que tanto se puede reproducir el catalogo manual con técnicas automáticas actuales trabajando en condiciones restringidas. Los datos sísmicos a utilizar son los obtenidos durante la estimulación hidráulica del 2000, de un pozo perforado en el campo geotérmico de Soultz-sous-Forêts, Francia.

Zona de estudio: Soultz-sous-Forêts

El campo geotérmico de Soultz-sous-Forêts (en lo siguiente solo Soultz), es un campo piloto desarrollado para el estudio y producción de energía geotérmica a partir de un reservorio estimulado (Kölbl & Genter, 2017; Ledesert & Hébert, 2012; Vidal & Genter, 2018). Ubicado al noreste de Francia a 50 km de Estrasburgo, la exploración de Soultz comenzó en 1987 (Cuenot *et al.*, 2008b; Olasolo *et al.*, 2016) con el proyecto europeo Hard Dry Rock (HDR); concepto que se evolucionó a EGS ante el descubrimiento grandes volúmenes de salmuera (Calò *et al.*, 2011, Dorbath *et al.*, 2009; Gérard *et al.*, 2006; Dezayes *et al.*, 2010).

La zona (Fig. 1.2), con una fuerte anomalía térmica (Elsass *et al.*, 1995), alcanza los 120 °C a 800 m de profundidad y 200 °C a 4 km. Cuenta con un flujo de calor de entre 100-120 mWm⁻² comparado con los 80 mWm⁻² de las áreas circundantes (Pribnow & Rüdiger, 2000).

Tectónicamente, Soultz se encuentra en la parte central del Graben del Rin Superior (GRS) (fig. 1.2); una depresión perteneciente al sistema de Rift Cenozoico europeo. El GRS es una zanja de colapso abierta en el oligoceno con sedimentos principalmente del cenozoico; tiene espesores que rondan los 30-40 km y se extiende por ~300 km en dirección NNE-SSW. El GRS estuvo sometido a extensión con orientación EW resultante de la deformación alpina. A partir del Mioceno tardío el régimen pasó a ser compresivo con orientación NW-SE (Calò *et al.*, 2011; Vidal & Genter, 2018). Existe evidencia de un periodo de actividad volcánica alcalina desde el Eoceno hasta el Mioceno, que generó una serie de diques con lavas carbonatadas en la región (Bertholon, 2001).

Con información magnética, gravimétrica y geoquímica se evidencia un adelgazamiento cortical como consecuencia de los episodios de extensión (Ziegler, 1992; Clauser *et al.*, 2002; Bertholon, 2001). Sin embargo, el comportamiento térmico del GRS no está condicionado exclusivamente por el adelgazamiento cortical.

Otra consecuencia de un régimen extensivo, en la presencia de familias de fallas normales y zonas de intenso fracturamiento, lo que puede permitir la circulación de fluidos. En el GRS, se ha observado que dichos fluidos juegan un papel importante: De acuerdo con Pribnow & Schellschmi, 2000 y Vidal & Genter, 2018, las anomalías térmicas en el GRS (y en Soultz) parecen provenir de un régimen convectivo-advectivo originado en la corteza superior. Es decir, los altos gradientes de temperatura antes de los 5 km, podrían estar relacionados a condiciones hidráulicas de formación, antes que a un adelgazamiento cortical. Los fluidos del sistema circulan en sistemas de fallas multiescala (desde microfracturas a grandes fallamientos). También hay una gran contribución radiogénica al flujo de calor debido a la gran cantidad de rocas volcánicas.

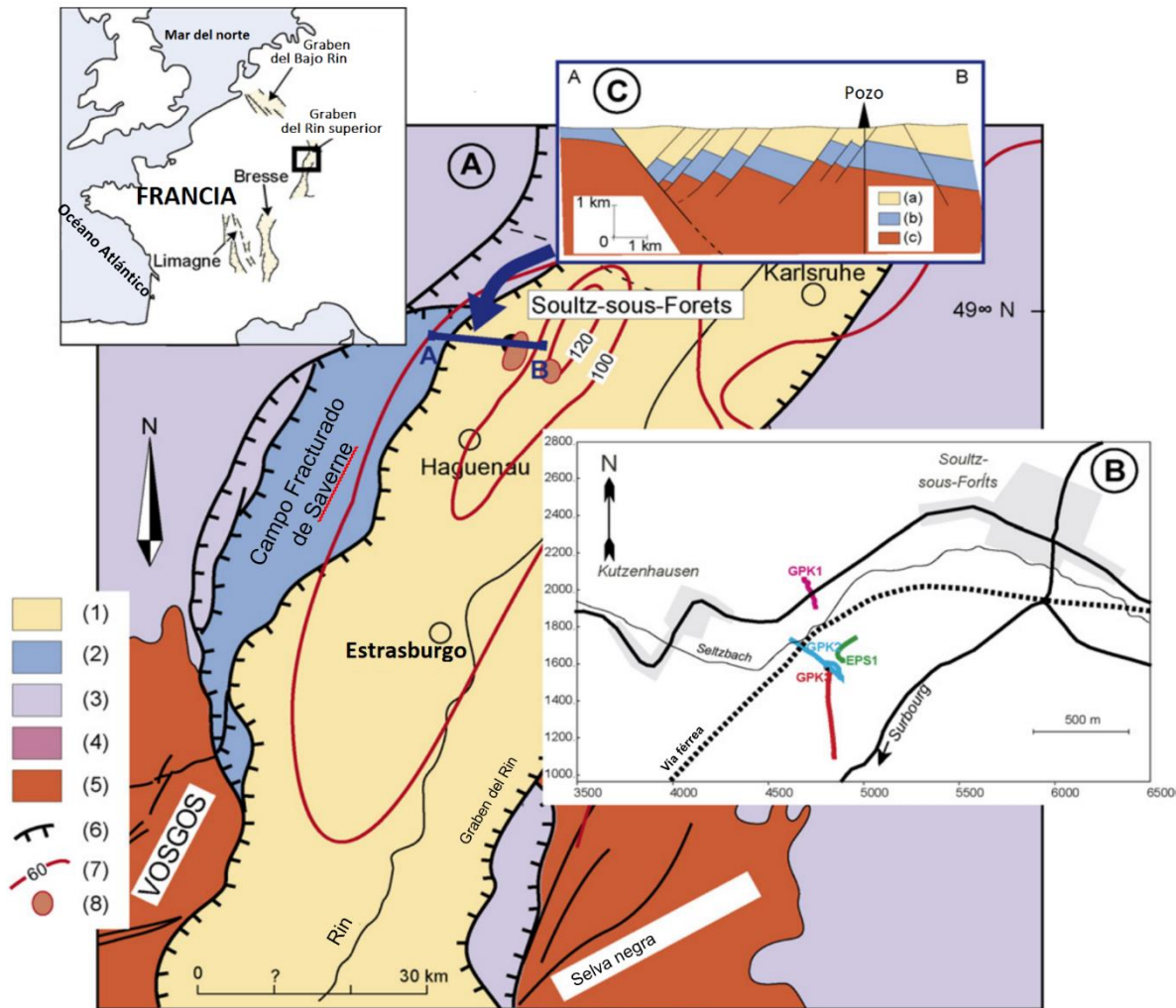


Fig. 1.2 Localización geográfica de Sultz-sous-Forêts. Simbología: A.- 1) Sedimentos del Cenozoico. 2) Volcanismo Cenozoico. 3) Jurásico. 4) Triásico. 5) Basamento. 6) Fallas. 7) Isotermas a 1.5 km de profundidad. B.- Localización y trayectoria de los pozos. C.- Corte perpendicular a la sección AB. Imagen modificada de Hooijkaas et al., 2006

Estratigráficamente, Sultz presenta un macizo granítico al que sobreyacen depósitos sedimentarios de aproximadamente 1.4 km de espesor (Cuenot *et al.*, 2008). Las formaciones sedimentarias se componen por una secuencia perteneciente al cenozoico, bajo la cual hay una capa con rocas mesozoicas. Las rocas más abundantes son calizas marinas y lacustres, así como margas y evaporitas.

El granito se compone por rocas del Paleozoico con varias facies y diferentes grados de fracturamiento. La parte superior del basamento presenta un macizo porfídico con meteorización fósil. Entre los 2.7 y 3.2 km de profundidad, se encuentra una zona fracturada con un alto grado de alteración hidrotermal. El grado de fracturamiento disminuye hasta los 4.7 km donde vuelve a incrementar; aquí se introduce otro granito más joven y con granulometría más fina.

Toda la secuencia está cortada por fracturas semiverticales orientadas predominantemente al NS (Elsass *et al.*, 1995). Las fracturas se encuentran muy dispersas y en diversas escalas, con tendencia

a alinearse en dos familias principales: una a N10°, y una a N170°. Las fallas más grandes son normales y se infiere que se relacionan al periodo de extensión del terciario. Las microfracturas no parecen seguir la tendencia regional, lo que podría indicar que su ocurrencia se debe a diferentes periodos de fracturamiento. Su orientación, sin embargo, parece estar más dominada por el estado de esfuerzos actual (Dezayes *et al.*, 2010; Vidal & Gentes, 2018; Hooijkaas *et al.*, 2006).

Dezayes *et al.*, 2010 identificaron tres regiones principales de fracturamiento (Fig.1.3), Hooijkaas *et al.*, 2006 sólo dos. Las diferentes zonas de fracturamiento contienen fluidos que no parecen estar conectados entre ellos, aunque tienen un origen común: salmueras marinas y agua meteórica. El primer reservorio se encuentra entre los 2.7 - 3.4 km de profundidad, el segundo a los 4.7 - 5 km. A pesar de los sistemas de fracturas que cortan la secuencia, la permeabilidad en los reservorios, en especial del reservorio profundo, es débil, por lo que el yacimiento debe ser estimulado para ser económicamente viable (Vidal & Gentes, 2018). La estimulación permite la apertura de las fracturas existentes incrementando la permeabilidad de la roca e incrementando el flujo. Sin embargo, al perturbar las condiciones del medio se induce sismicidad que debe ser monitoreada adecuadamente. Para definir la respuesta sísmica de un campo geotérmico ante una estimulación hidráulica, es importante conocer el estado de esfuerzos y la orientación de las fallas existentes (Dorbath *et al.*, 2010). El estado de esfuerzos determinará la tendencia en el cizallamiento y la ruptura de fallas y fracturas.

Siendo Soultz un campo piloto, se han realizado diferentes pruebas de estimulación (Cuenot *et al.*, 2008a; Cuenot *et al.*, 2008b). En septiembre de 1993, el pozo GPK1 recibió una estimulación hidráulica. En 1995, el pozo GPK2, perforado inicialmente hasta los 3600 m, fue estimulado por primera vez. En 1996 GPK2 fue estimulado de nuevo, dando como resultado una permeabilidad adecuada, pero dado a que se requerían temperaturas más elevadas, se decidió profundizar el pozo hasta alcanzar los 5 km de profundidad. Posteriormente, en el año 2000, se realizó una nueva estimulación a esas profundidades. También se puede mencionar la estimulación del pozo GPK3 en el 2003, y las estimulaciones del 2004 y 2005 del pozo GPK4.

Tanto la estimulación del pozo GPK1 como la del pozo GPK2 generaron una nube sísmica bien definida con orientación NNW-SSE. La nube sísmica del pozo GPK2 fue de aproximadamente 1.5 por 0.5 km a profundidades de entre 4 y 5.5 km. La magnitud de los eventos oscila entre los -0.9 y los 2.6. La sismicidad detectada refleja en parte el fracturamiento de la roca, pero también el ajuste tectónico debido al cambio en el estado de esfuerzos (Elsass *et al.*, 1995; Cuenot *et al.*, 2008a; Dorbath *et al.*, 2010).

La mayoría de los eventos inducidos muestra mecanismos focales de normales a laterales. Los eventos cercanos a la zona de inyección tienden a mostrar una componente no doble par muy clara (Cuenot *et al.*, 2006). Los eventos con mecanismos doble par permitieron definir un esfuerzo horizontal máximo que varía entre los 170° y los 180°, mientras el esfuerzo mínimo en la horizontal tiene una tendencia NE-SW. Resultados que se reportan acordes a la orientación de fracturas observada previamente. Mientras el esfuerzo mínimo es estable, el esfuerzo mayor rota de subvertical en la cima de la región estimulada, a subhorizontal en el fondo de la región (Dorbath *et al.*, 2010; Cuenot *et al.*, 2006).

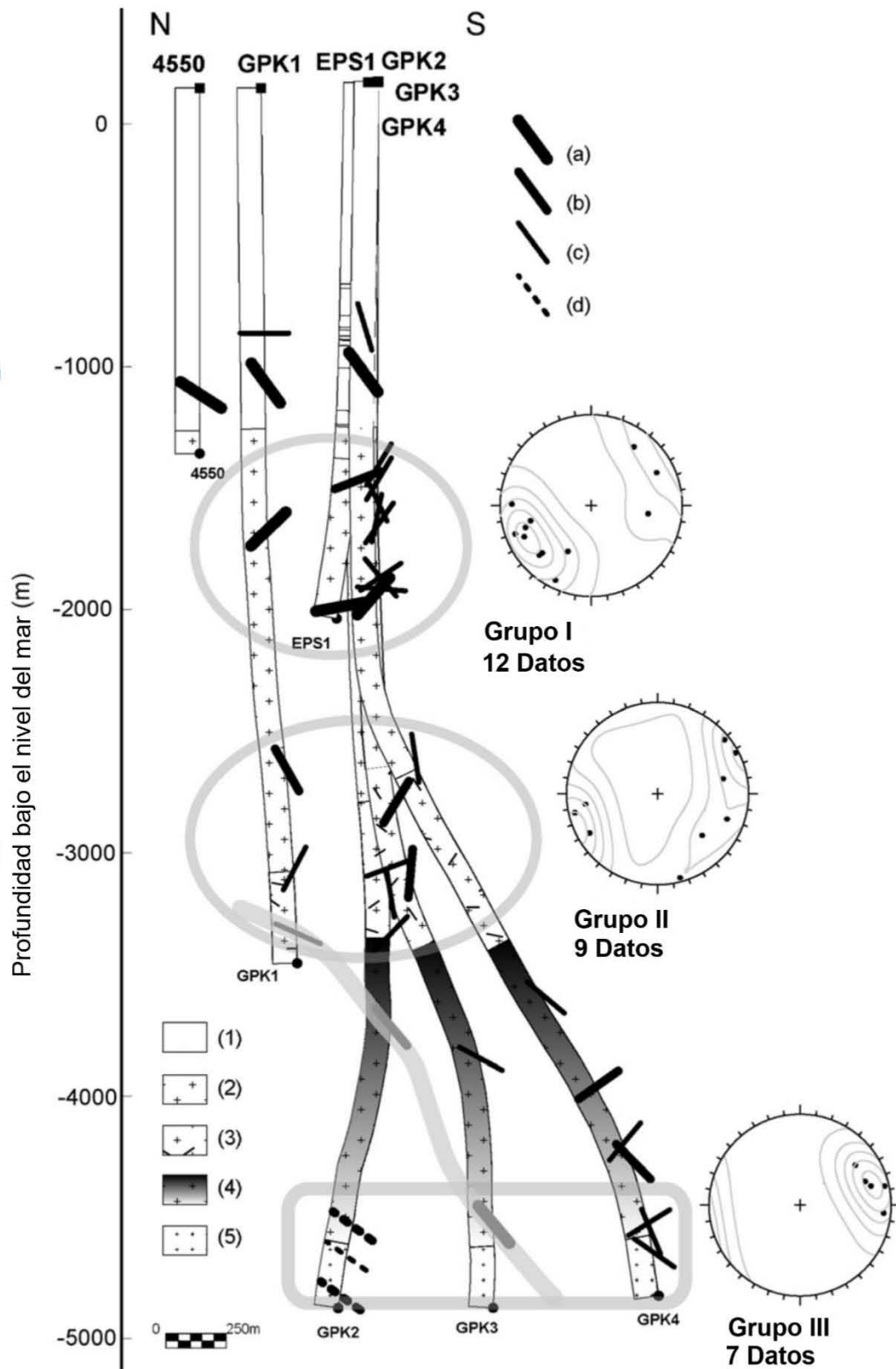
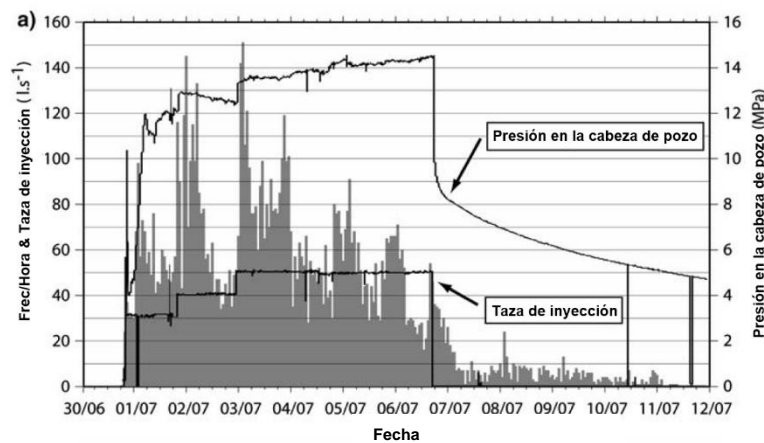


Fig. 1.3. Sección de los pozos de Soultz mostrando zonas fracturadas: a) Zona 1 de fracturamiento. b) Zona 2. c) Zona 3. d) orientación inferida. 1) Sedimentos. 2) Granito porfírico. 3) Granito porfírico con alteración hidrotermal. 4) Facie de granito porfírico 5) Granito intrusivo. Se muestran también diagramas de polos y ceros de grupos de fracturas. Imagen modificada de Dezayes et al., 2010.

Estimulación hidráulica del pozo GPK2, en el 2000

En el año 2000, una estimulación hidráulica tuvo lugar en el pozo GPK2, entre los meses de junio y julio, con el objetivo de originar un reservorio profundo permeable (Cuenot *et al.*, 2008). Un volumen de 23,400m³ de fluidos fueron inyectados en la sección abierta del pozo GPK2 a entre 4,400 - 5,000 m de profundidad. La tasa de inyección fue aumentada gradualmente a 30, 40 y 50 l·s⁻¹. La respuesta del pozo ante la estimulación fue casi inmediata. La presión en la cabeza del pozo alcanzó su máximo a entre 12-13 MPa durante las primeras dos etapas del experimento. Cuando se alcanzaron los 50 l·s⁻¹ en la tercera etapa de inyección, la presión aumentó hasta los 14.5 Mpa. Al terminar la inyección, la presión cayó casi instantáneamente hasta los 5 Mpa para luego decaer lentamente (Fig. 1.4).



Durante la estimulación del 2000, se recabaron datos de las tasas de inyección, flujo y presión. También se desarrolló una intensa campaña de monitoreo sísmico para estudiar la posible aparición de sismicidad (Fig. 1.5). La red de monitoreo consistió en una red de sensores de fondo de pozo, y una red temporal de superficie, las cuales consistieron en:

Red de fondo de pozo.

Tres acelerómetros de pozo (4550, 4601, OPS4) de cuatro componentes (una vertical y tres horizontales a ~120° entre sí). La detección se hizo por disparo a una frecuencia de muestreo de 2000 sps, donde cada disparo guardó una ventana de 2 s de duración. Los sensores se encontraban a ~1500 m de profundidad en la sima del basamento granítico.

Adicionalmente, hubo en operación dos hidrófonos de alta temperatura.

Red de superficie.

Ocho sensores de una componente registrando de manera continua con una frecuencia central de 1 Hz, y una frecuencia de muestreo de 150 sps.

Cinco estaciones autónomas de tres componentes registrando por disparo a una frecuencia de 180 sps

Una estación autónoma de tres componentes registrando de manera continua a una frecuencia de 180 sps.

Adicionalmente, estuvieron en funcionamiento tres estaciones permanentes pertenecientes a la ReNaSS (Red de vigilancia sísmica de Francia) y un sensor de banda ancha Guralp, también de 3 componentes, grabando a 200 sps.

Cuenot *et al.*, 2008 reporta que la red de fondo de pozo detectó más de 30,000 eventos durante la estimulación. De esos eventos, se conservaron ~11,000 microsismos picados manualmente y detectados en al menos 5 estaciones superficiales. Eso significa que cada uno de los eventos fue registrado por al menos 8 estaciones: tres sensores de pozo y cinco en superficie. Se realizó un picado manual de las fases P y S. Los errores de picado se estimaron en el orden de 0.01 s.

Se realizó una localización preliminar de los eventos usando un modelo de velocidades de ondas P unidimensional derivado de registros sísmicos, y un modelo de ondas S cuya relación V_p/V_s varía con la profundidad según la información recolectada de registros de pozo. Finalmente, se realizaron correcciones estáticas refinando el modelo de velocidades hasta minimizar el error en las estaciones. Además, se usó una rutina de localización basada en el código HypoInverse2000 (Klein, 2002), la cuál se modificó y adaptó para buscar soluciones de los hipocentros sólo para profundidades compatibles con las de la región de estimulación (Calò Marco, comunicación personal). Se conservaron sólo aquellos eventos con un $RMS \leq 0.02$ s. El catálogo final consistió de 7215 eventos bien localizados con errores estimados inferiores a 80 m en las coordenadas horizontales, y 100m en las profundidades (Fig. 1.6).

La combinación de perfiles de velocidad (particularmente V_p y V_p/V_s) optimizados para la región de Soultz, el uso de estaciones de pozo y el picado manual de fases sísmicas permitió construir un catálogo con incertidumbres muy pequeñas. Este catálogo será usado como referencia para verificar los resultados obtenidos durante el desarrollo de esta tesis.

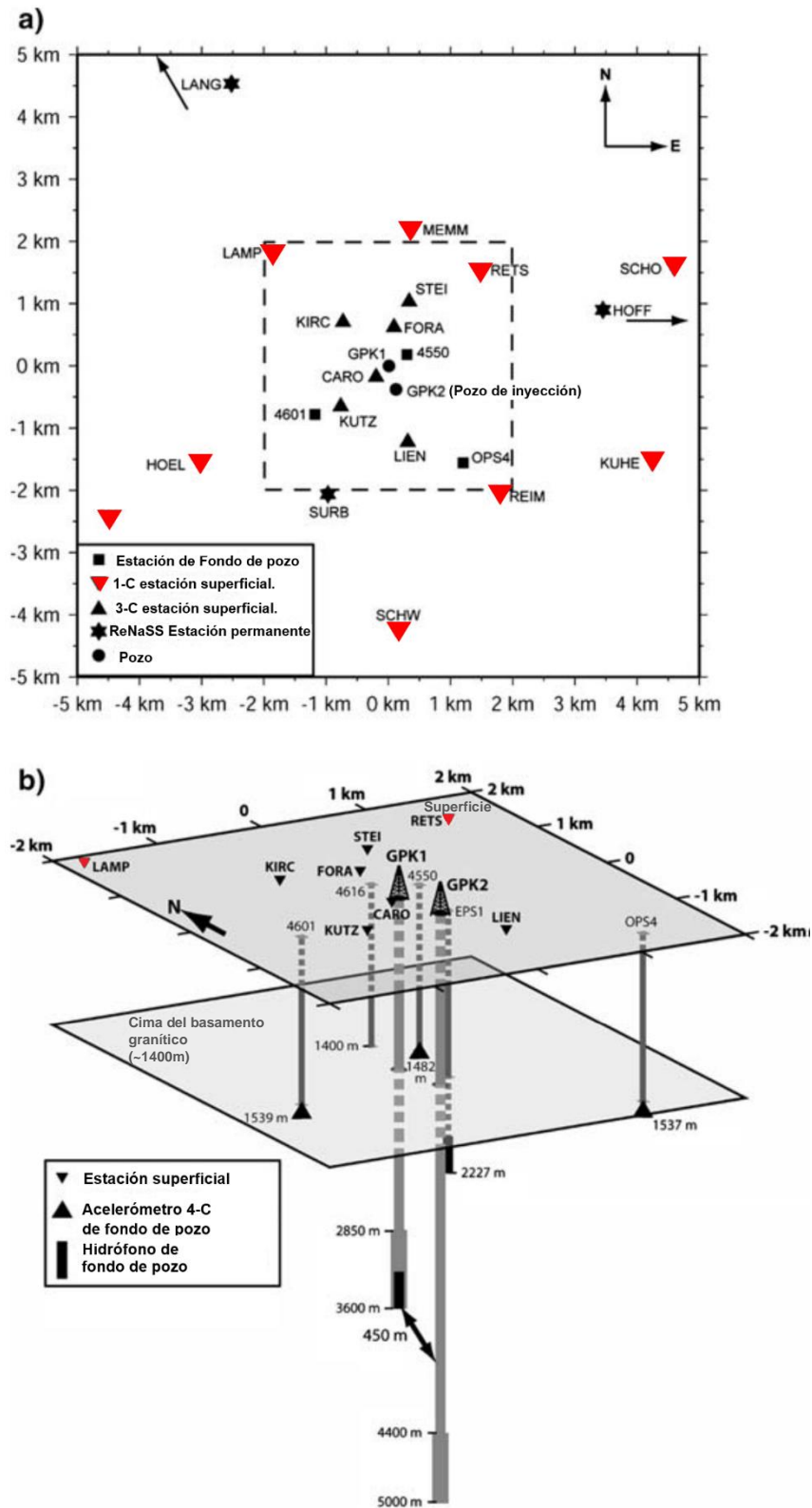


Fig. 1.5. Red sísmica de monitoreo durante la estimulación hidráulica del 2000. El panel a) muestra la red superficial, así como la ubicación de la boca de los pozos. En el panel b) se muestra la trayectoria de los pozos, así como su ubicación respecto a los sensores en profundidad. En rojo se muestran las estaciones utilizadas en este trabajo. Imagen modificada de Cuenot et al., 2008.

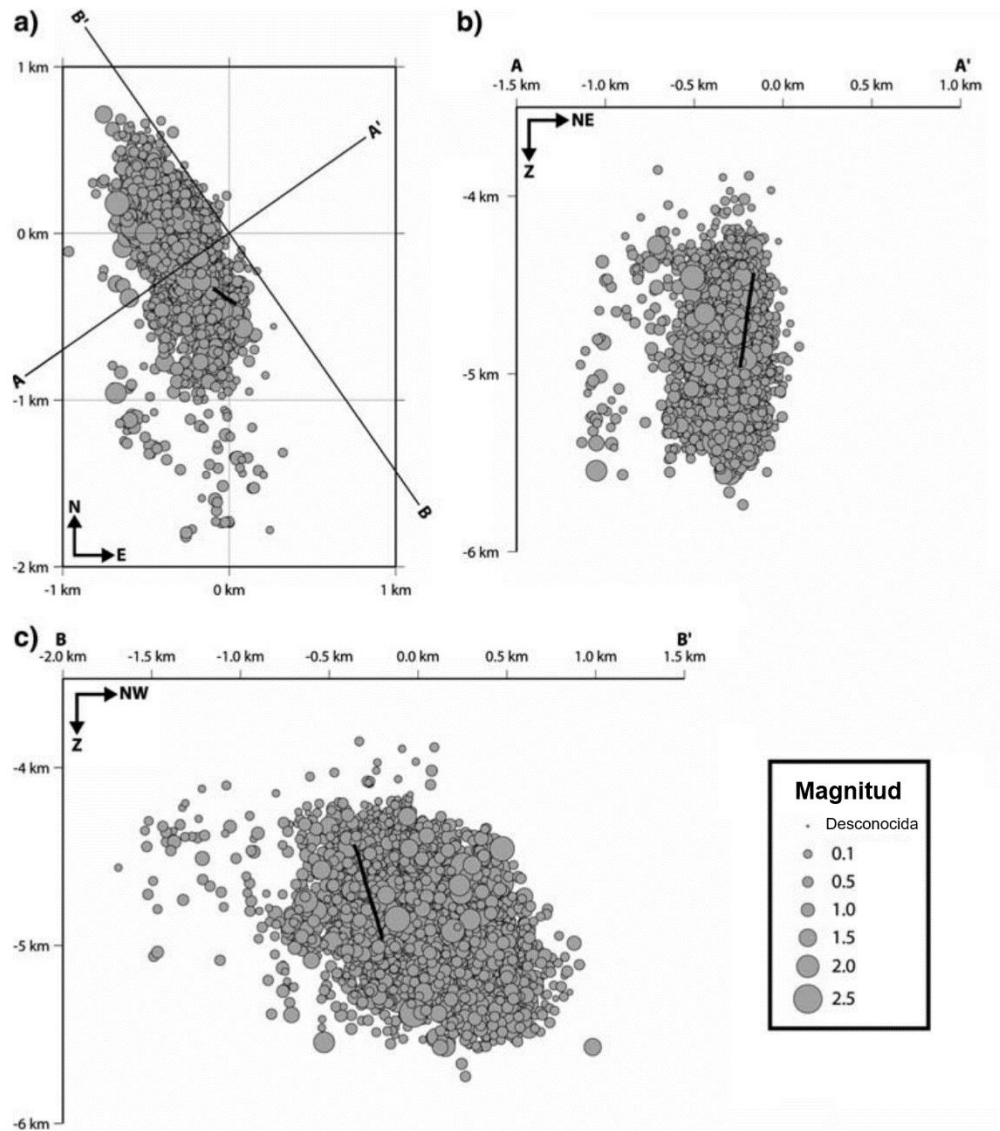


Fig. 1. 6. Sismicidad durante la estimulación del 2000 de Soutz. Usando modelos de velocidad y metodologías adaptadas para el campo, se obtuvo un catálogo de sismicidad con incertidumbres estimadas en el orden de 100 m. a) muestra las localizaciones en planta. b) y c) muestran los eventos en profundidad. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud del evento. Imagen modificada de Cuenot et al., 2008

Objetivos y herramientas.

Objetivos:

General

Verificar la efectividad de software automático para la identificación de sismicidad.

Estudiar la posible distribución espacial y temporal de sismicidad inducida, asociada a periodos de estimulación en campos geotérmicos.

Particulares:

Identificar, mapear y clasificar sismicidad inducida utilizando métodos automáticos.

Compara los resultados obtenidos con un proceso de detección y localización manual.

Las herramientas que se usarán son:

Waveloc (Langet *et al.*, 2014). Código desarrollado principalmente en el EOST (Colegio y Observatorio de Ciencias de la Tierra por sus siglas en francés), Francia. Waveloc realiza la detección de sismicidad mediante el cálculo del gradiente de la curtosis en registros sísmicos continuos. Posteriormente, realiza una migración utilizando una metodología de apilado de forma de onda.

Loki (Grigoli *et al.*, 2016). Código desarrollado principalmente en el ETH (Colegio Politécnico Federal, por sus siglas en alemán), Suiza. Loki, efectúa una detección de fases sísmicas P y S, para después localizar el evento en una metodología de apilado de forma de onda.

Datos

Los datos utilizados, son un subconjunto de todos los registros disponibles, y consisten en los sismogramas de las 8 estaciones superficiales de una componente con una frecuencia central de 1 hz, que grabaron de forma continua. Las fechas de los registros van del 30 de junio al 11 de julio del 2000. Las componentes horizontales fueron calculadas con la transformada de Hilbert. Se usan sólo estos datos, pues el objetivo es explorar metodologías de detección en registros continuos. El resto de las estaciones funcionaron por disparo.

2. Metodología

En seguida se resume un protocolo que se ha desarrollado para optimizar el proceso de detección y localización. El esquema de trabajo a seguir es el siguiente:

0.- Preparación de códigos y de datos:

Se corrigieron los problemas de obsolescencia en los códigos a utilizar. Se escribieron códigos para automatizar el proceso y se preparó la información.

1.- Detección y localización preliminar:

Se utiliza el código de detección automática Waveloc, y se realiza una localización preliminar con un método de búsqueda global. Se utiliza un mallado de 500 m por celda. Se selecciona un umbral de detección bajo, incluso si eso significa obtener falsas detecciones.

2.- Segunda detección:

Cada evento detectado en la etapa 1 es reprocesado con el código de localización Loki. Se utiliza una metodología de apilado de forma de onda, y una búsqueda global en un mallado de 100 m por celda. Se calculan diferentes criterios de error, a fin de discriminar los eventos bien localizados, y rechazar las falsas detecciones.

3.- Selección de eventos:

En una ventana de tiempo escogida, se hace una discriminación manual de eventos asignando criterios de calidad. Se grafican los criterios de error calculados en la etapa previa de los eventos inspeccionados, y se seleccionan los umbrales de rechazo.

4.- Comparación:

Se estudia la distribución espacial y temporal de los eventos detectados, y se comparan con el catálogo manual de Cuenot *et al.*, 2008a.

Preparación de códigos

Antes de comenzar el flujo de trabajo, es necesario preparar las herramientas y los datos a utilizar.

La primera herramienta, Waveloc, es un programa escrito en Python que hace la detección y localización de eventos. Hace aproximadamente 3 años se detuvo el mantenimiento de los códigos (Alessia Maggi, comunicación personal) razón por la cual, la versión en desarrollo está en pausa, y la última versión estable presenta problemas de actualización. Se revisó el código fuente de Waveloc, y se corrigieron los problemas debidos a la falta de mantenimiento. Al ejecutarlo, Waveloc resultó ser muy sensible para la detección de eventos sísmicos, pero muy costoso computacionalmente debido a la enorme cantidad de información que almacena. Diez minutos de registro de 8 estaciones, para una migración usando un mallado de $14 \times 14 \times 7 \text{ km}^3$ y una resolución de 200 m requirió 2 hora de procesamiento en una laptop convencional. Con un mallado grueso, esta herramienta podría servir para generar un catálogo preliminar.

La segunda herramienta, Loki, está en desarrollo y aún no cuenta con herramientas de detección. Sin embargo, utilizando un catálogo previamente construido, Loki puede hacer una migración muy eficiente pues usa módulos escritos en C y guarda sólo los puntos máximos del espacio de soluciones espaciales.

Afortunadamente, ambas herramientas usan el mismo tipo de mallados y datos, por lo que es posible comunicarlos entre ellos. El siguiente paso, entonces, fue desarrollar códigos que permitan la comunicación entre los programas de manera que la salida de uno, sea la entrada de otro.

Un catálogo preliminar, construido en Waveloc, permite identificar de manera aproximada el tiempo de origen y el hipocentro de todos los eventos detectados. De esta manera, se asocian las detecciones individuales de cada estación con el evento sísmico que las generó. Una vez identificados los sismos, se accede a las ventanas de tiempo donde se encuentran las formas de onda, y se usan para una segunda localización con un mallado mucho más fino en Loki.

Finalmente, dado que Loki utiliza registros con las tres componentes para resaltar la onda S, las componentes horizontales se estiman mediante el cálculo de la transformada de Hilbert. Esto es posible, pues en un sistema con tres componentes relacionadas elipsoidalmente, la componente longitudinal es proporcional a la transformada de Hilbert de la componente vertical (Panning *et al.*, 2015). Es conocido que la transformada de Hilbert equivale a una rotación de $\pi/2$ en la fase de las componentes armónicas de una señal, razón por la que se dice que una señal y su transformada de Hilbert son dos funciones en cuadratura. En un medio isótropo y homogéneo, el movimiento en la dirección radial entre una fuente y un receptor tiene un desfase de $\pi/2$ del movimiento en la dirección vertical si la señal exhibe un comportamiento elíptico (Ensing & Wijk, 2018). Esta propiedad ha sido ampliamente usada en la orientación de sensores mediante la estimación del ángulo de retropropagación de ondas de Rayleigh (Doran & Laske, 2017; Scholz *et al.*, 2016; Stachnik *et al.*, 2012). Esta aproximación funciona sólo para fases sísmicas relacionadas elipsoidalmente, pero reconstruir una componente completa de la señal es una suposición muy fuerte. Grigoli *et al.*, 2014 utilizan esta definición para resaltar con éxito la onda S, mediante análisis de componentes principales, dada sus diferencias de polaridad: esto significa que usar la transformada de Hilbert es una aproximación válida para los objetivos aquí propuestos.

Detección y localización preliminar

El primer paso en el desarrollo de este trabajo es hacer la detección de eventos sísmicos, así como una localización preliminar. Para esto se recurre a la paquetería de software Waveloc (Langet *et al.*, 2014). Waveloc calcula la curtosis de la traza sísmica como función característica para detectar eventos dentro de registros sísmicos continuos. Posteriormente, se realiza una migración por búsqueda global utilizando mallados de tiempo de viaje predefinidos.

Los tiempos de viaje teóricos se calculan con la solución de Podvin & Lecomte, 1991, implementada en la paquetería de NonLinLoc (Lomax, 2011). Para cada estación, se calcula el tiempo de viaje teórico a cada punto de un mallado objetivo que representa los posibles hipocentros. En este trabajo se utilizó el modelo de velocidades unidimensional de ondas P de Cuenot *et al.*, 2008. El tamaño de celda fue de 500 m por lado, en un volumen de 12x12x7 km³.

Dado que se desea detectar todos los eventos posibles, se seleccionó un umbral de detección bajo, incluso si eso significa obtener falsas detecciones. Se pretende construir un catálogo preliminar que será refinado en etapas posteriores de procesamiento, con la creación de un criterio de rechazo.

El procesamiento con Waveloc se puede dividir en tres etapas: Cálculo de la curtosis, migración y selección de máximos.

Detección por curtosis:

El primer paso en casi todo procedimiento de detección, es el cálculo de una función característica que realce el arribo de una señal sísmica. La curtosis, por ejemplo, es muy sensible ante el primer arribo de onda P, pues aprovecha el cambio que ésta genera en las propiedades estadísticas de la traza sísmica.

La curtosis, es un momento estadístico relacionado con la forma de una distribución en un conjunto de datos. La curtosis refleja, en cierta medida, que tan cerca está una distribución estadística de ser gaussiana (DeCarlo, 1997). El coeficiente de curtosis, k , de un conjunto de datos $(x_1 \dots x_n)$ puede ser estimado de la siguiente manera:

$$k = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[\frac{x_j - \bar{x}}{\sigma} \right]^4 - 3 \quad (1)$$

Donde \bar{x} , σ son la media y la desviación estándar del conjunto de datos respectivamente. El valor de curtosis de una distribución gaussiana, usando la definición estándar, es de $k=3$; es común sustraer este valor para que la curtosis sea igual a cero en este tipo de distribuciones.

El ruido sísmico se caracteriza por tener una distribución gaussiana en sus amplitudes; esta distribución cambia abruptamente con el arribo de una señal transitoria (e.g. una señal sísmica), mostrando un incremento positivo en el coeficiente de curtosis (Groos & Ritter, 2009). Es el cambio en la curtosis, lo que permite identificar y resaltar una señal (Fig. 2.1). El coeficiente de curtosis es calculado en una ventana móvil estrecha que pasa a lo largo del registro sísmico. Cuando dentro de la ventana empieza una señal transitoria, la curtosis incrementará repentinamente su valor. Aunque

la ecuación (1) se puede utilizar en ventanas individuales consecutivas, el cálculo de la curtosis puede realizarse de forma más eficiente haciendo un cálculo recursivo (Langet *et al.*, 2014); dada una media y una desviación estándar calculadas recursivamente, en una iteración i , definidas como:

$$\bar{x}_i = C\bar{x}_{i-1} + (1 - C)x_i \quad (2)$$

$$\sigma_i = C\sigma_{i-1} + (1 - C)(x_i - \bar{x}_i)^2 \quad (3)$$

Se puede calcular la curtosis mediante la expresión:

$$k_i = \begin{cases} Ck_{i-1} + (1 - C)\frac{(x_i - \bar{x}_i)^4}{\sigma_i^2} & \text{si } \sigma_i > \sigma_x \\ Ck_{i-1} + (1 - C)\frac{(x_i - \bar{x}_i)^4}{\sigma_x^2} & \text{otro caso} \end{cases} \quad (4)$$

Donde σ_x es la desviación estándar de la señal completa, y C es una constante definida como $C = 1 - dt/w$, donde dt es el intervalo de muestreo, y w es un factor de escala que depende de la longitud de la ventana de cálculo. Las amplitudes de las expresiones (1) y (4) son similares cuando w es aproximadamente la tercera parte de la longitud de la ventana. El cálculo de la curtosis en una ventana móvil genera una traza de curtosis que cambia conforme cambia la normalidad de la señal. Sin embargo, dado que es una ventana con longitud finita, la curtosis no realiza el inicio de la señal de forma inmediata, sino que existe un pequeño retraso: la máxima amplitud de la curtosis está ligeramente retrasado respecto al inicio real de la señal. Langet *et al.*, 2014 proponen minimizar este retraso mediante el cálculo del gradiente de la traza curtosis, o la sustitución del pico de curtosis por un pico gaussiano.

Se puede observar que el único parámetro que hay que ajustar en estas expresiones es el ancho de la ventana móvil. El ancho de la ventana no tiene mucho efecto sobre la sensibilidad del detector, pero si modifica las amplitudes de la traza de curtosis y el tiempo donde se sitúan los máximos. Mientras más ancha la ventana, mayores son las amplitudes de la traza de curtosis con un decaimiento más lento; la desventaja es que se presenta un mayor retraso en el pico máximo. Dicho de otra manera, el cambiar el ancho de la ventana, en el orden de segundos, prácticamente no cambia los resultados de la detección, el programa es muy estable; pero mientras más grande la ventana, se inducen retrasos que podrían afectar en la posterior localización del evento (e.g. Los máximos en la Fig. 2.3 llegarían un poco “después” con una ventana más ancha). En este trabajo, ventanas de alrededor de un segundo dieron muy buenos resultados. Una última recomendación podría ser que el ancho de la ventana no sea más grande que el ancho de las señales a detectar, para evitar traslapes de dos eventos en una misma ventana.

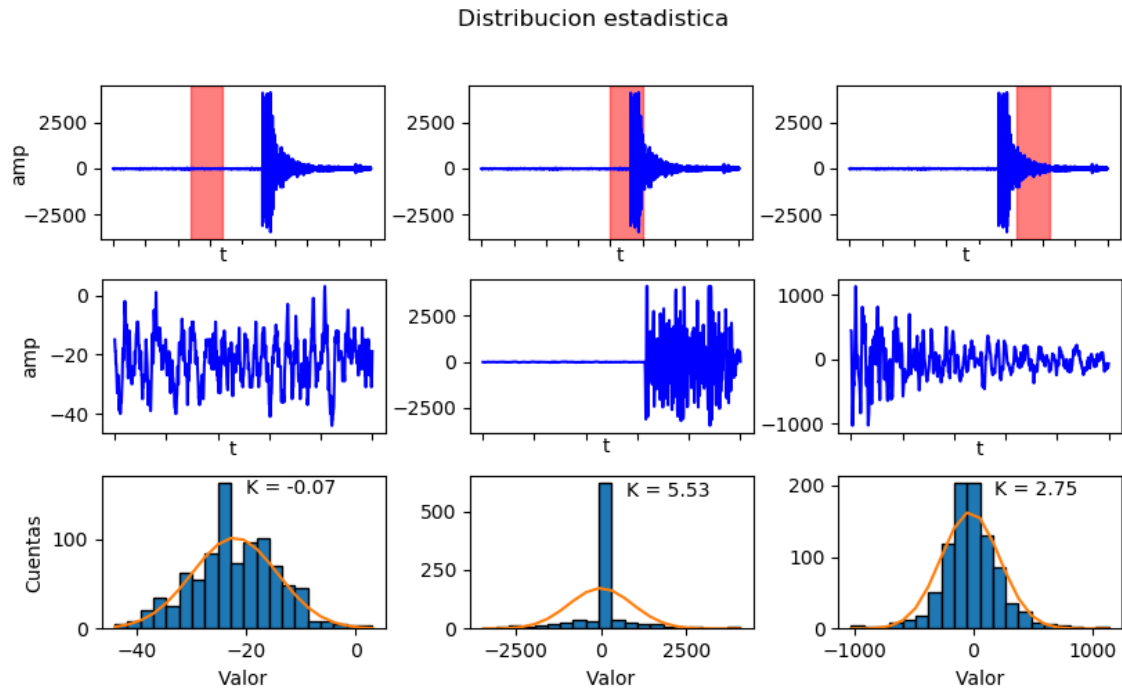


Fig. 2. 1. Cambio en las propiedades estadísticas: Se muestran el registro de un sismo, y una ventana sombreada donde se calculó el coeficiente de curtosis, k . En los histogramas se muestran los valores de amplitud del registro y el número de veces que dicho valor se repite. En naranja se grafica la curva gaussiana que mejor se ajusta al conjunto de datos en dicha ventana. El ruido sísmico (izquierda), se caracteriza por tener una distribución gaussiana en sus amplitudes; esto se comprueba con una curtosis con valor cercano a cero. Cuando llega una señal transitoria, como lo es un sismo (centro), la distribución cambia abruptamente, mostrando una clara desviación respecto a una distribución gaussiana. Esta desviación se reflejará como un incremento positivo en la curtosis. Conforme pasa el inicio de la señal transitoria (derecha), la distribución tiende a ser gaussiana nuevamente, disminuyendo el valor de k gradualmente.

Otro aspecto que se puede considerar para mejorar los resultados de la detección, es que existe un rango de frecuencias donde la respuesta de la curtosis es óptima.

Dado que el filtrado de una señal afecta sus propiedades estadísticas, es posible buscar un filtro que maximice el cambio de curtosis. Esto se logra con el uso de curtogramas, que calculan la amplitud de los valores de curtosis a diferentes rangos de frecuencia (Antoni 2007). Una señal no estacionaria $x(t)$ se puede descomponer, de acuerdo a la representación *Wold-Cramer* como:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i2\pi ft} H(t, f) dX(f)$$

Donde $H(t, f)$ es la envolvente compleja de $x(t)$, y $dX(f)$ es un incremento espectral. Entonces, el curtograma se puede representar como:

$$SK_x(f) = \frac{|H(t, f)|^4}{\langle |H(t, f)|^2 \rangle^2}$$

Donde $SK_x(f)$ representa las variaciones de la señal, y se puede representar en una gráfica en función de la frecuencia contra el ancho de banda. El algoritmo de Antoni, 2007 (curtograma rápido) hace el cálculo de n niveles definimos por el usuario, donde cada nivel representa una reducción en el ancho de banda. Se divide la totalidad del rango de frecuencias de forma que cada nivel k tiene 2^k anchos de banda. El resultado es una gráfica indicando el rango de frecuencias con la máxima energía, y la frecuencia central de dicho ancho de banda (Fig. 2.2).

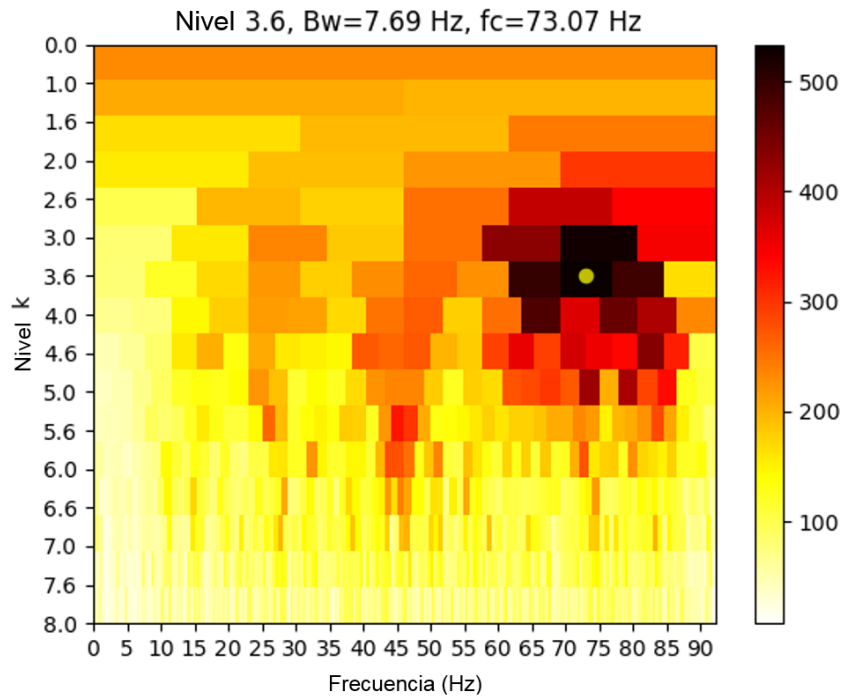


Fig. 2. 2. Curtograma. Se calcularon curtogramas para buscar el rango óptimo de frecuencia que maximiza las amplitudes de curtosis. Cada nivel k , divide el contenido espectral en 2^k bandas de frecuencia. Arriba se especifica el nivel k , el ancho de banda bw , y la frecuencia central fc del rango de frecuencias donde el valor de curtosis es máximo (punto amarillo). Para este caso, el rango de frecuencias que maximiza la curtosis es demasiado alto para ser representativo del sismo.

Sin embargo, los curtogramas calculados en los datos de Souttz no muestran resultados que ayuden a la detección. Los curtogramas muestran que un filtrado entre 70-80 Hz maximiza la respuesta de curtosis (Fig. 2.2), frecuencias demasiado altas para ser representativas del sismo. Las altas frecuencias se atenúan con la distancia, por lo que frecuencias de 70-80 Hz seguramente no son propias del sismo, es más probable que sean provocadas por puntos difractoros. Sin embargo, se probó empíricamente diferentes bandas de frecuencia buscando la más adecuada para calcular la curtosis; concluyendo que el filtrado que se usa en procesamientos estándar para resaltar las fases sísmicas, genera los mejores resultados.

Se calculó la curtosis sobre trazas sísmicas filtradas a entre 20-50 Hz, utilizando una ventana móvil de un segundo de duración (Fig. 2.3). Posteriormente, se calculó el gradiente de la traza de curtosis y se guardaron los resultados para iniciar la migración. Dado que el pico del gradiente de la curtosis resalta justo el inicio de una señal, las trazas de curtosis se pueden migrar directamente en el mallado predefinido.

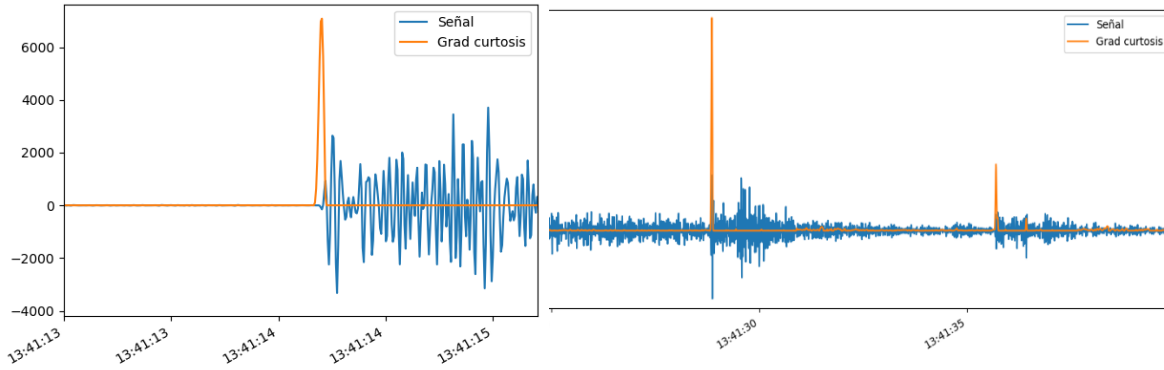


Fig. 2. 3. Trazas de curtosis sobre sismograma. a) El gradiente de la curtosis resaltando el arribo de un evento sísmico bien registrado. b) El gradiente de la curtosis resaltando eventos pequeños. Las trazas sísmicas están filtradas entre 20-50 Hz.

Migración

Una vez calculadas las trazas de la derivada de la curtosis, se migran en la malla objetivo usando una metodología de apilado de forma de onda:

Por cada celda del mallado, se retrasan las trazas de curtosis de cada estación de acuerdo al tiempo de viaje de onda predicho para ese punto, y se apilan. Eso significa que cada punto espacial del mallado objetivo guarda una traza apilada en tiempo, lo que resulta en un volumen 4D de información. Si un punto del mallado es el hipocentro del sismo, los picos de curtosis se alinearán, por lo que la traza apilada tendrá un máximo muy claro en ese punto (Fig. 2.4.a, 2.4.b). Además, dado que las trazas sísmicas se retrasaron su correspondiente tiempo de viaje, llevándolas al origen, el tiempo donde esté ese máximo es también el tiempo de origen del sismo. Entonces, bastará escanear el volumen de información para extraer las localizaciones.

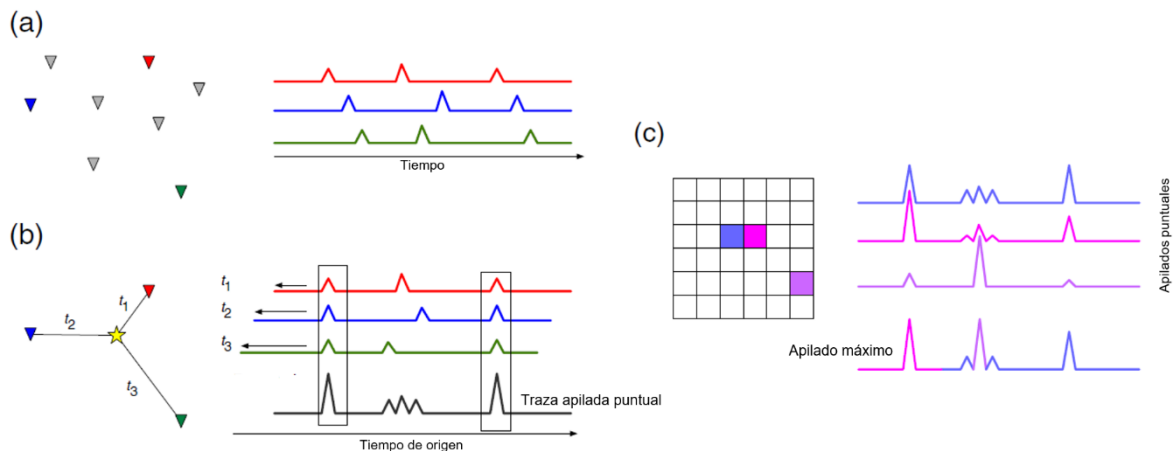


Fig. 2. 4. Migración, y selección de máximos. a) Las trazas de curtosis de tres estaciones, diferenciadas por color. b) Las trazas se retrasan de acuerdo a tiempos de viaje teóricos de cada estación a un punto del mallado. Si el punto es el hipocentro, los picos de curtosis se alinearán, generando un máximo en el apilado. c) Existe una traza apilada por cada punto del mallado. Para un instante de tiempo dado, se guarda el valor máximo de entre todas las trazas, con sus correspondientes coordenadas, generando así una traza de apilado máximo. Cada máximo de la traza será un evento sísmico. Imagen modificada de Langet et al., 2014.

Selección de máximos.

Finalmente, se escanea el volumen 4D en busca de los máximos que sobrepase un determinado umbral de detección. El punto del mallado con un máximo, será la localización espacial de un sismo. El tiempo donde se encuentra el máximo es el tiempo de origen.

Cabe resaltar que este proceso genera un enorme volumen de información, por lo que se puede optimizar el almacenamiento generando un apilado final. Recordamos que hay una traza apilada en cada punto espacial; para cada paso de tiempo, se selecciona el máximo de entre todas ellas y se guarda con las coordenadas que le corresponde, generando una traza de apilados máximos (Fig. 2.4.c). Este procedimiento busca reducir el espacio de almacenamiento y simplificar la búsqueda de eventos. Finalmente, se escanea la traza de apilados máximos buscando los puntos donde se sobrepase un umbral de detección predefinido.

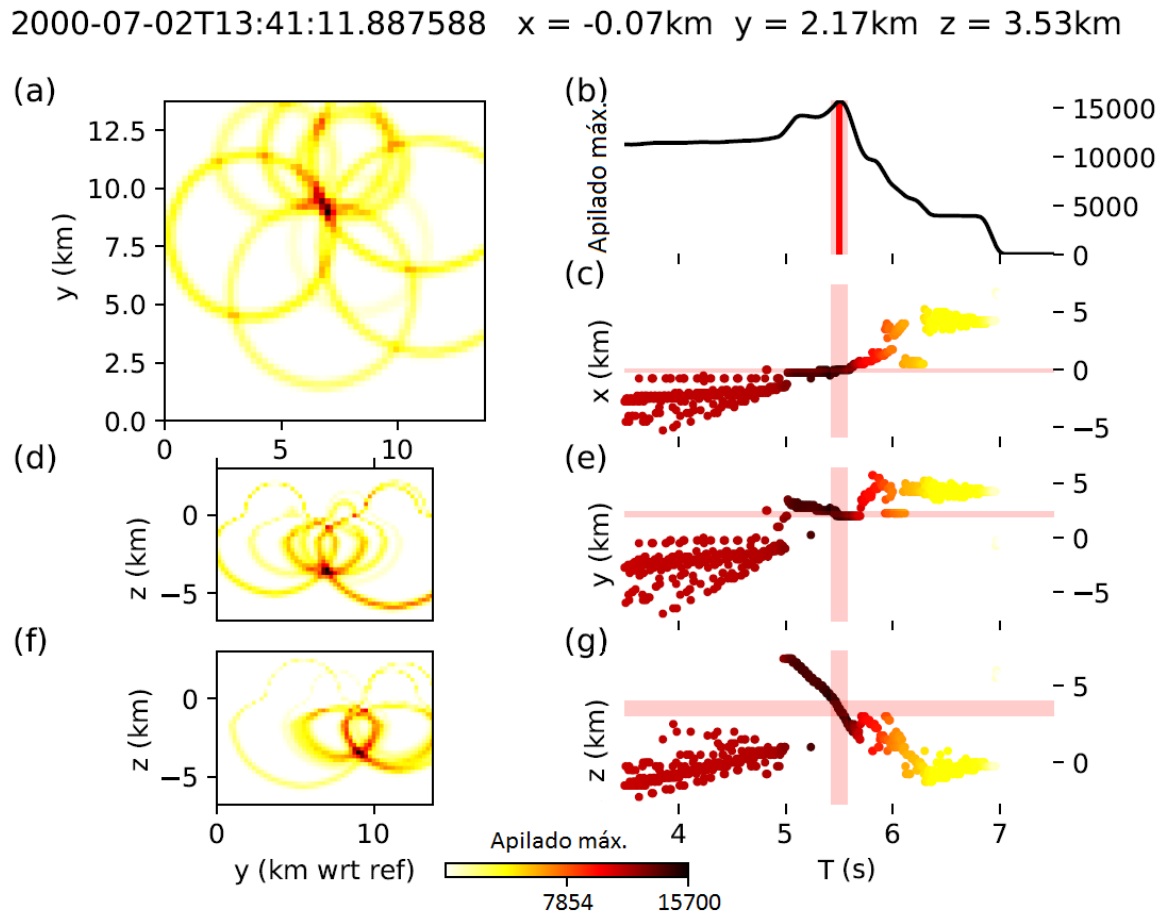


Fig. 2.5. Resultados de la localización de un sismo detectado por curtosis. b) muestra la traza de apilado máximo, con un máximo en el tiempo de origen. a), d), f) son cortes en los planos xy, zx y zy espaciales para ese tiempo. El valor máximo se corresponde con la localización del sismo. c), e), g) muestran la variación en el tiempo de la amplitud del apilado en cada dirección espacial. Se muestra el punto con el valor máximo por cada paso de tiempo. El sombreado es la incertidumbre.

Los resultados se muestran en gráficas con cortes en el volumen de datos (Fig. 2.5). Se detecta un máximo en la traza de apilado máximo con sus correspondientes coordenadas espaciales. Se grafican cortes en los planos XY, XZ y YZ para el volumen de datos en ese instante de tiempo, así como la variación del máximo para cada dirección en el tiempo.

Localización fina.

Terminada la localización preliminar, se realiza una localización más fina utilizando la paquetería de Loki (Grigoli *et al.*, 2014). En su versión actual, Loki no puede hacer detección, pero puede hacer una localización muy eficiente sobre un catálogo previo de sismicidad. La localización se efectúa mediante el análisis de coherencia en una técnica de apilado de forma de onda. La técnica es muy similar a la migración realizada por Waveloc con el beneficio de utilizar información tanto de la onda S como de la onda P, y no sólo la onda P. Adicionalmente, es posible realizar localizaciones sucesivas de un solo evento, lo que permite hacer una estimación de error en función de los parámetros utilizados.

El procesamiento de los datos también se puede dividir en tres etapas: Realce de fases sísmicas, análisis de coherencia, múltiples localizaciones.

Realce de arribos sísmicos.

Dado que se utiliza información tanto de onda P como de onda S, el primer paso es resaltar sus tiempos de arribos. La detección de fases se hace en una ventana de tiempo previamente seleccionada y cortada, utilizando como referencia el tiempo de origen del catálogo preliminar. El realce de cada fase se hace de manera independiente:

Primero, se utiliza la detección STA/LTA sobre la función de energía de la componente vertical. La función de energía se calcula elevando la traza sísmica al cuadrado. El resultado es una función característica que resalta el tiempo de llegada de la onda P.

Para el realce de la onda S se utiliza una doble función característica: La detección STA/LTA, aplicada a una función característica generada con análisis de componentes principales. La traza de componentes principales resulta del primer valor propio de la matriz de covarianza instantánea propuesta por Vidale, 1986. El cálculo utiliza las componentes horizontales del sismograma. Dado que los registros sísmicos utilizados en este trabajo sólo tienen la componente vertical, los desplazamientos horizontales se simulan mediante el cálculo de la transformada de Hilbert.

En este trabajo, para el procesamiento STA/LTA se utilizó una ventana de tiempo corto de 0.1 s para detectar la P, y 0.15 s para detectar la S. La ventana de tiempo largo fue 2 veces la de tiempo corto.

Análisis de coherencia

El análisis de coherencia es un proceso de búsqueda global. Para cada punto de un mallado objetivo, que representa los posibles hipocentros, se retrasan las trazas sísmicas de cada estación, de acuerdo a tiempos de viaje precalculados. Si un punto es la localización del evento, el apilado generará un máximo, lo que se traduce en una alta coherencia. La coherencia en un punto, se estima mediante la raíz de la multiplicación de las coherencias de ondas P y S, entre el número de estaciones. Se crea entonces una matriz de coherencia 3D, cuyo máximo se corresponderá con la localización del sismo.

En este trabajo utilicé el modelo de velocidad de onda S y de onda P usado por Cuenot para generar su catálogo. Se utilizó un mallado de 100 m por celda por lo que éste será el error mínimo asociado al mallado. Un mallado más fino incrementaba sustancialmente el tiempo de computo.

Las matrices de coherencia obtenidas en este trabajo muestran que es posible recuperar de manera adecuada la localización en x y en y, pero existe mucha incertidumbre en profundidad (Fig. 2.6).

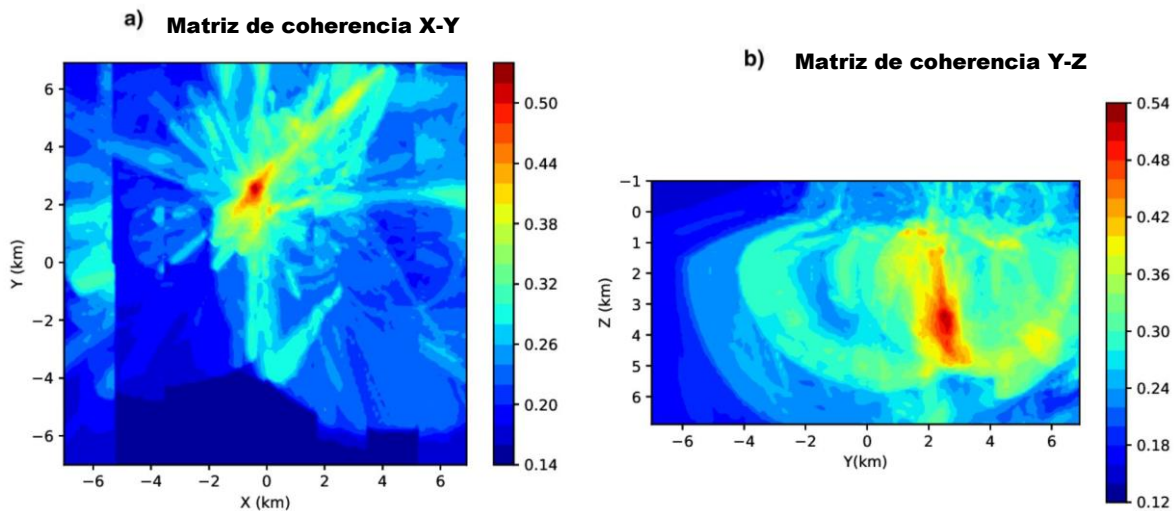


Fig. 2.6 Análisis de coherencia. Se calcula la coherencia para cada punto del mallado. El punto con la máxima coherencia se corresponde con la localización del sismo. La imagen muestra dos cortes de la matriz de coherencia para un evento bien localizado. a) Corte en xy, donde se observa que hay buena resolución. Existe un máximo muy claro. b) corte en yz, se observa que hay mucha incertidumbre en profundidad, pues el máximo varía entre los 2 y 5 km de profundidad.

Múltiples localizaciones.

Finalmente, es posible realizar localizaciones sucesivas de un solo evento para obtener una estimación de error. Esto se obtiene aplicando ventanas consecutivas de STA/LTA con tamaños ligeramente diferentes. Si la localización es estable, todas las ventanas de STA/LTA generaran el mismo resultado. El error se estimó como la covarianza entre localizaciones consecutivas.

Adicionalmente, analizamos el comportamiento de la coherencia buscando otros criterios que puedan ser útiles en la discriminación de eventos bien o mal localizados, y/o falsas detecciones. Se consideró, por ejemplo, los valores de coherencia máxima, la coherencia promedio, la diferencia entre la coherencia máxima y la promedio y, la diferencia entre los valores de máxima coherencia etc.

En este trabajo, realicé 5 localizaciones sucesivas para cada evento del catálogo preliminar. La ventana de tiempo corto para detectar el arribo de la onda P varió de 0.9 s a 0.11 s. Para detectar el arribo de la onda S, la ventana varió entre 0.14 s y 0.16 s. La ventana de tiempo largo fue dos veces la ventana de tiempo corto.

Discriminación de eventos.

Con el fin de detectar la mayoría de los eventos posibles, se utilizó un umbral de detección bajo en la localización preliminar, incluso si esto significa obtener falsas detecciones. Esto con la idea de descartar los falsos eventos en una etapa posterior de procesamiento.

Para hacer la discriminación, se optó por un criterio de grupos (*clusters* por el término en inglés). Se seleccionó una ventana de entrenamiento de 5 horas, en la que se inspeccionaron manualmente todas las detecciones. Basados en la calidad del registro, y en que tan bien se registró la señal (lo que podría interpretarse como la relación señal ruido), los eventos observados se agruparon en cuatro categorías: bien registrado, medianamente registrado, mal registrado y no es un sismo. Una vez seleccionadas las categorías, se graficó el error obtenido en la localización, a fin de buscar un patrón. Se graficaron las diferentes combinaciones de error y valores de coherencia, buscando una que permitiera separar las categorías, a fin de escoger los umbrales de rechazo. En la Fig. 2.7 se puede observar, en el eje x , la covarianza obtenida por cada localización, $Err_Máx$. En el eje y , se grafican diferentes relaciones de la matriz de coherencia que se calcularon durante la localización donde $meanC$, $máxC$ y $m_máxC$ son la coherencia promedio, máxima coherencia, y promedio de máximas coherencias en varias localizaciones respectivamente.

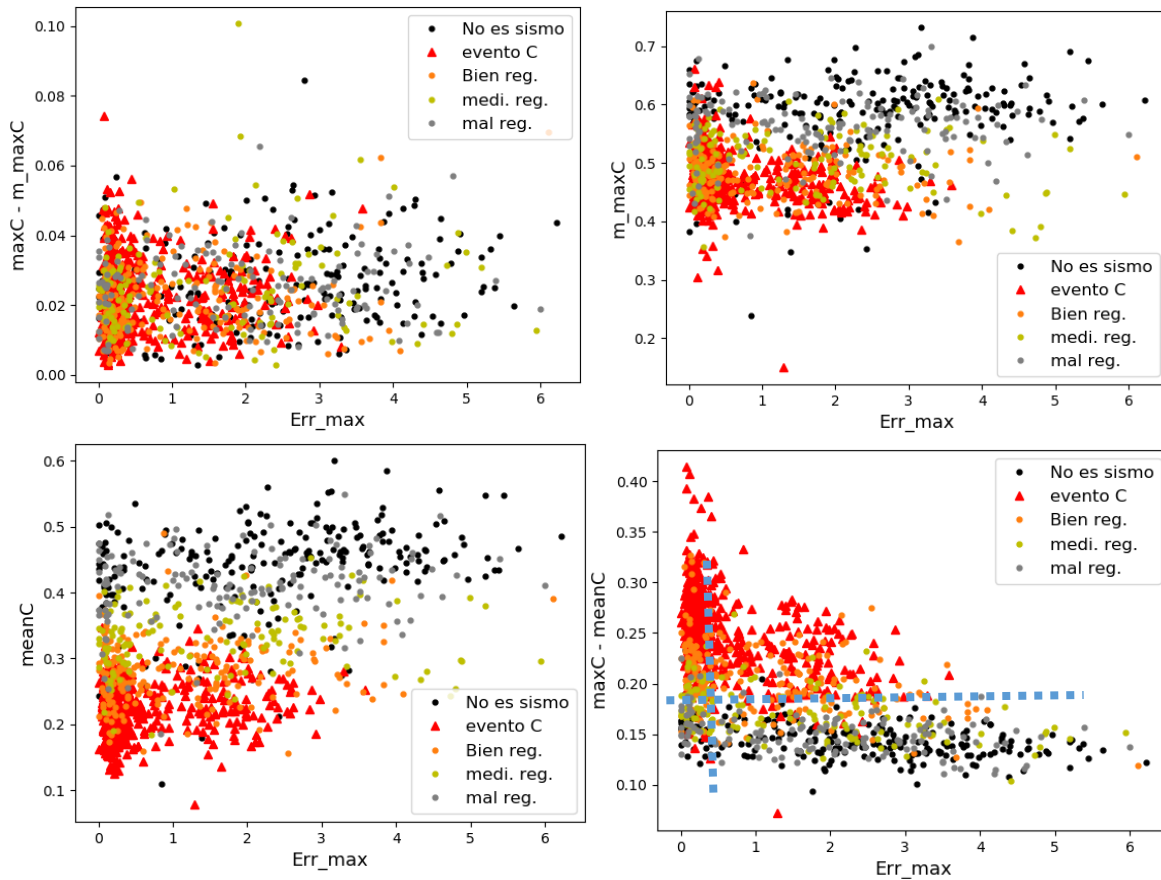


Fig. 2.7. Criterio de grupos: Se grafican todos los eventos detectados dentro de una ventana de entrenamiento, con sus respectivos errores y valores de coherencia ($Err_máx$, $meanC$, $maxC$, $m_máxC$: covarianza, coherencia promedio, máxima coherencia, y promedio de máximas coherencias respectivamente). Se busca un criterio que permita distinguir eventos bien registrados, de eventos pobremente registrados o falsas detecciones. También se graficaron los eventos dentro del catálogo manual a modo de validación (evento C), los cuales caen en la categoría de bien registrados. Se observa que la diferencia entre la coherencia máxima y la coherencia promedio, es criterio suficiente para hacer la discriminación de eventos. Se aceptan eventos con diferencia $maxC-meanC$ mayor a 0.17. En cuanto a la covarianza, Err_max , se aceptan sólo eventos con valores menores a 0.1. Son pocos los eventos que cumplen ambos criterios (menos del 10% como se discutirá en los resultados), pero aquellos que lo hagan, deberían tener localizaciones con poca incertidumbre.

3. Resultados

Detección.

La estimulación hidráulica del 2000, realizada al pozo GPK2 se llevó a cabo entre el 30 de junio, y el 6 de julio. Se tienen registros sísmicos desde el 29 de junio hasta el 11 de Julio. Los datos utilizados corresponden a los 8 sensores 1C, instalados de manera temporal en superficie y que grabaron de manera continua.

En dichos registros, la detección por curtosis obtuvo 15,741 eventos potenciales, de los cuales, 5,138 se corresponden con eventos presentes en el catálogo de Cuenot. Esto significa que se detectó

aproximadamente un 70% del catálogo original. Los remanentes 10,503 forma un catálogo que agrupa tanto detecciones de eventos reales como falsos eventos.

Todos los eventos detectados fueron relocalizados utilizando la técnica de análisis de coherencia. Comparando las localizaciones preliminares (W) y la localización fina (L) con el catálogo original (Fig. 3.1, Fig. 3.2), podemos confirmar que la localización se resuelve relativamente bien en las coordenadas epicentrales x y y , pero hay gran incertidumbre en las profundidades, z . En el catálogo preliminar, W, la mayoría de las diferencias en x , con respecto al catálogo manual de Cuenot son menores a 1 km, con una media de 500 m; sin embargo, en y , las diferencias están muy distribuida, mostrando errores de hasta 4 km. En z , las diferencias respecto al catálogo manual son menores a 2 km, con una media en 1.25 km. La segunda localización por coherencia, mostro errores menores a 500 m con media en 250 m tanto en x como en y ; mientras en z los errores son menores a 1.75 km con media de 750 m.

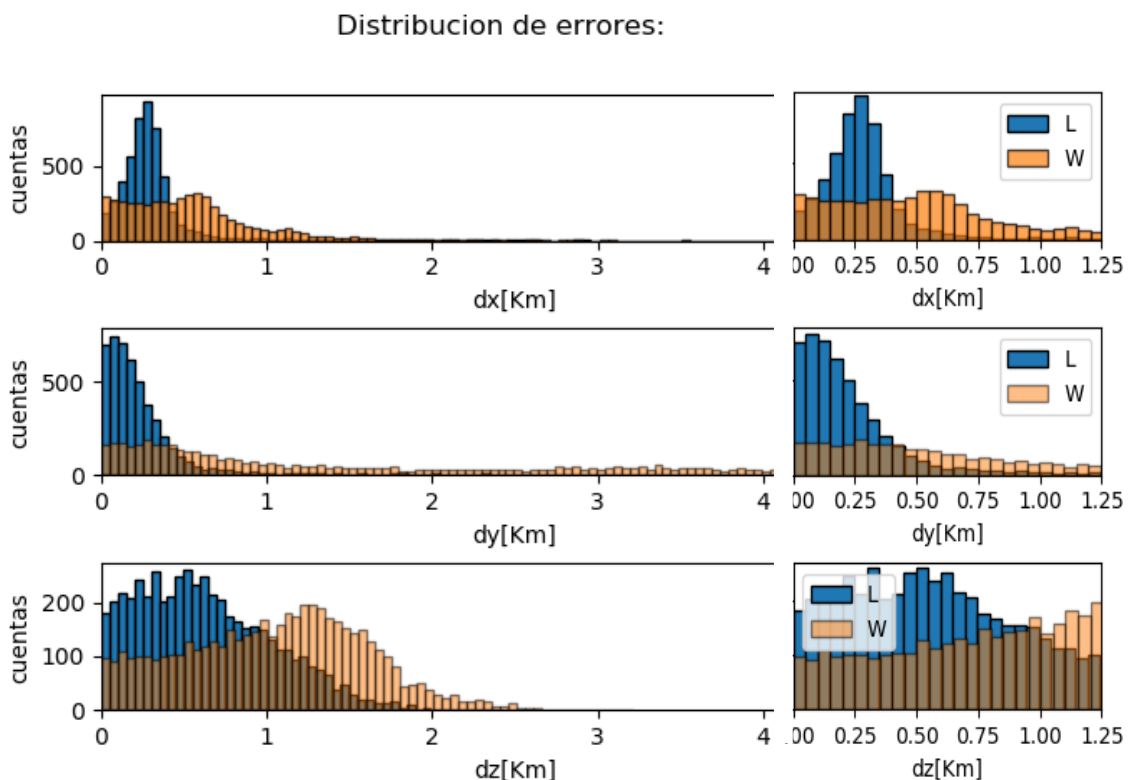


Fig. 3.1 Comparación de resultados con el catálogo manual. La imagen muestra la diferencia entre las coordenadas de la localización preliminar (W), y la segunda localización (L) con respecto al catálogo de Cuenot. Se observa que las diferencias en X y en Y son relativamente pequeñas, la mayoría de los eventos tienen diferencias menores a 500 m. Sin embargo, hay gran incertidumbre en la localización en z , donde hay errores de hasta 2 km.

Si tomamos en cuenta la distancia entre las localizaciones hipocentrales obtenidas y las localizaciones en el catálogo de Cuenot, observamos que, aproximadamente, un 40% de los eventos tienen diferencias menores a 1 km después de la segunda localización (L) (Fig. 3.2). Una mejora muy notable respecto al catálogo preliminar, donde los mismos eventos tenían diferencias de hasta 2 km.

Diferencias con detección manual

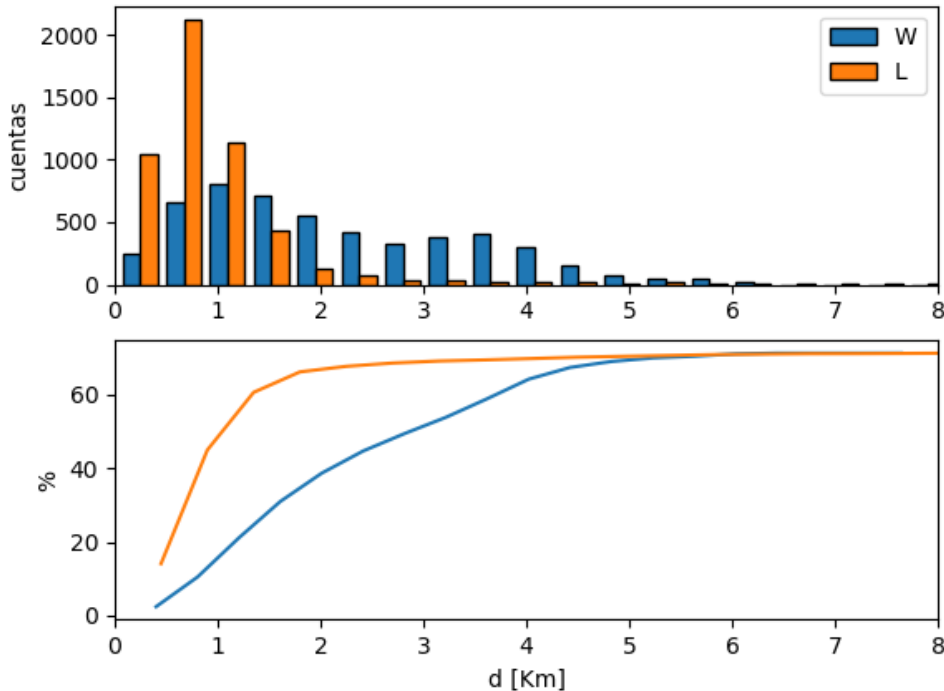


Fig. 3. 2. Distancia hipocentral respecto al catálogo manual. Esta imagen muestra las distancias entre las localizaciones obtenidas en este trabajo, con respecto a las de Cuenot. W; localización preliminar. L, segunda localización. Arriba, como histograma, el número de eventos cuya distancia cae en determinados valores. Abajo, la frecuencia acumulada, y el porcentaje que representa del total de eventos del catálogo original. Se observa que, aunque se recuperó aproximadamente el 70% de eventos, sólo el 40% tuvo diferencias menores a 1 km en su localización hipocentral.

Discriminación.

Para optimizar los criterios de discriminación entre eventos reales y posibles falsas detecciones, se observó visualmente los sismos detectados en una ventana temporal de entrenamiento, agrupándolos de acuerdo a que tan bien se registró el evento, o si era una falsa detección. Posteriormente, se graficaron de acuerdo a criterios de error basados en coherencia durante la localización, y la covarianza de localizaciones consecutivas. Como se puede observar en la Fig. 2.7, no hay complejidad ni dependencia entre los criterios seleccionados. La diferencia entre la coherencia máxima y la coherencia promedio parece ser criterio suficiente para discriminar falsas detecciones de sismos reales, por lo que solo los eventos con valores mayores a 0.17 del parámetro maxC-meanC son aceptados. Por otro lado, la covarianza en localizaciones consecutivas, Err_max , no mostró relación alguna para separar los grupos. Se decidió aceptar eventos con una covarianza menor a 0.1, pues esto significa que no hubo variaciones mayores a 100 m en localizaciones consecutivas, lo que se interpreta como una buena localización por su estabilidad. En otras palabras, dos criterios fueron usados para hacer la discriminación: i) Discriminación por coherencia para descartar falsas detecciones o eventos muy mal registrados. ii) Discriminación por covarianza, para distinguir aquellos eventos bien localizados.

De los 15,741 eventos potenciales detectados con Waveloc, La discriminación por coherencia produjo 6,294 eventos que constituyen la base de datos de “detecciones”, o eventos reales y con localizaciones factibles. Del catálogo de “detecciones”, 3,913 eventos están en el catálogo de Cuenot, lo que significa que hay 2381 nuevos eventos no presentes en el catálogo original.

De los 6,294 eventos detectados, la discriminación por covarianza, generó un catálogo con 1,538 eventos que se consideran bien localizados, 934 de los cuales están en el catálogo de Cuenot, y se incluyen 604 nuevas detecciones. Las localizaciones hipocentrales de estos catálogos se pueden observar en la Fig. 3.3, comparadas con el catálogo de Cuenot. Al igual que en los histogramas de la Fig. 3.1, se puede observar que las localizaciones están relativamente bien resueltas en x y en y , pero hay mucha incertidumbre en z .

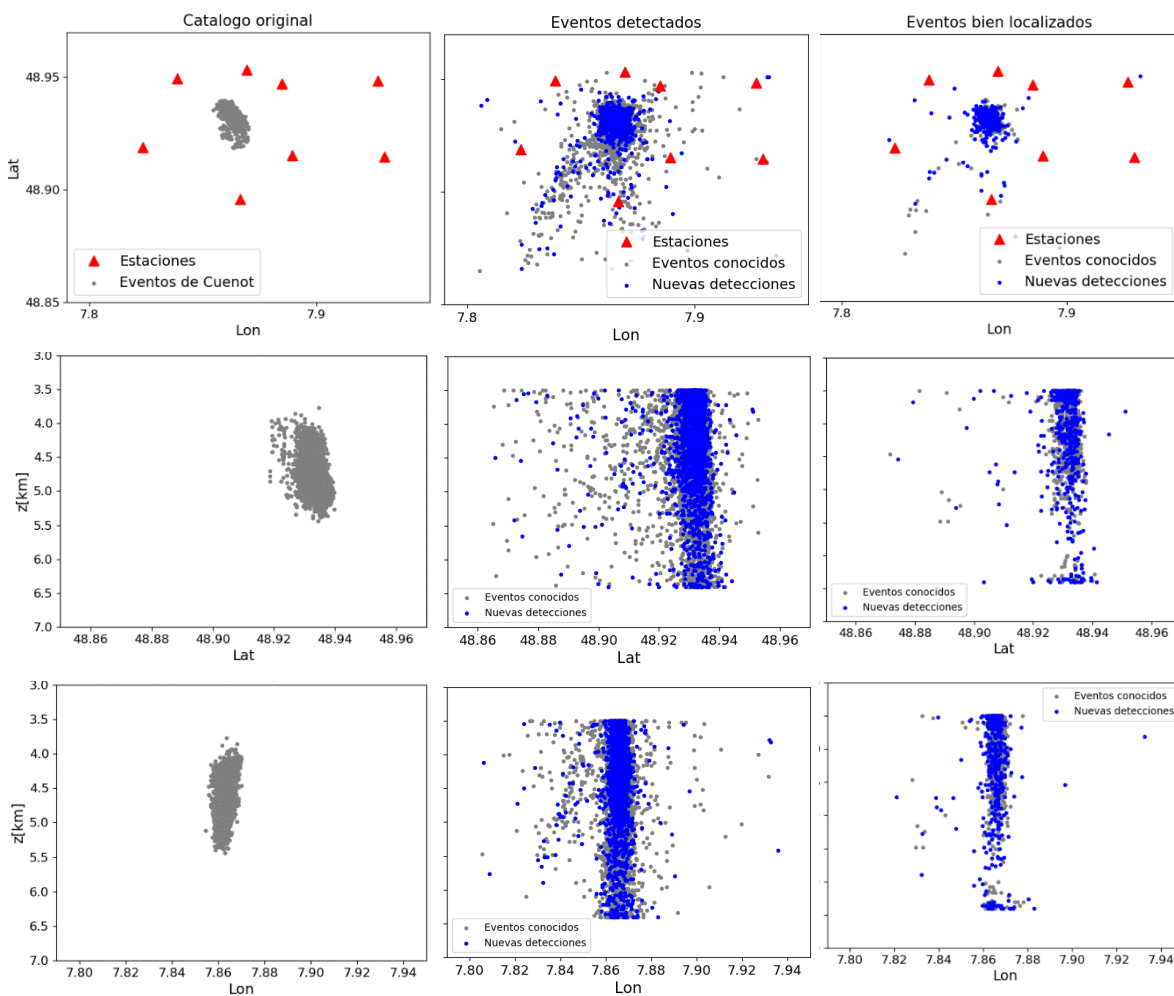


Fig. 3.3. Comparación de las localizaciones hipocentrales. Se muestran los eventos en el catálogo de Cuenot (original), los eventos detectados (discriminación por coherencia), y los eventos marcados como bien localizados (discriminación por covarianza). Se puede observar la gran dispersión que tiene la localización en profundidad.

Se puede observar que las localizaciones se distribuyen en una amplia región a lo largo del eje z debido, posiblemente, tanto a las pocas estaciones utilizadas, como a la falta de sensores en profundidad que restrinjan las posibles soluciones.

Durante la localización de un sismo, puede presentarse más de un mínimo que podrían fungir como solución. Este es un problema que se presenta cuando las estaciones sísmicas no son suficientes, y se relaciona con la naturaleza no lineal del problema (Ge, 2003). Si se cuenta con suficientes estaciones para observar sólo un mínimo, aun así, es común que las localizaciones presenten mayor incertidumbre en la componente z. Esto dado que la mayoría de las estaciones están en superficie, hay poca información que restrinja las soluciones en profundidad. Este problema puede ser minimizado incrementando el número de estaciones, o utilizando sensores en pozo cuando se trata de sismicidad local.

Adicionalmente, para el caso particular de Soultz, se observó que existen dos mínimos claramente diferenciados en el espacio de soluciones, que parecen estar relacionados más al modelo de velocidades que a la resolución espacial de la red. Los primeros 1.5 km de Soultz se componen de estratos sedimentarios, y por debajo todo es granito donde el modelo tiene una única velocidad. Pero sabemos que existen zonas alteradas y fracturadas que no se contemplan en dicho modelo. Esta cuestión definió dos mínimos muy importantes en las soluciones, uno que cae en la parte baja de los estratos sedimentarios, y otro que cae en la región estimulada (Fig.2.5 y Fig.2.6. b). Esta dificultad no puede ser afrontada de otra manera que restringiendo el espacio de soluciones, cosa que se hizo en este trabajo, y que también hizo Cuenot para completar su catálogo (Marco Caló, comunicación personal). Los dos mínimos en el espacio de soluciones, las pocas estaciones y la falta de sensores de pozo restringiendo las profundidades, provocan que todas las soluciones se distribuyan en el espacio entre estos dos mínimos, que va desde uno hasta los cinco km de profundidad.

Respuesta sísmica durante la estimulación.

El proceso de discriminación generó dos catálogos, uno de detecciones, y uno de eventos bien localizados. La comparación de la tasa de sismicidad de ambos catálogos, con la tasa de inyección y la variación de la presión medida en la cabeza del pozo, nos da información sobre la evolución del sistema a lo largo del tiempo. Como se puede observar en la Fig. 3.4.a, la respuesta sísmica del sistema ante la estimulación fue casi inmediata. Antes de que comenzara la inyección, solo se detectó un sismo, pero al comenzar la estimulación la sismicidad se disparó; tan sólo en la primera hora se registraron 107 eventos. También observamos el número de sismos detectados por hora, tanto los detectados como los bien localizados. Aunque no es tan claro como en el catálogo original (Fig. 3.4.b), se puede observar que, con cada incremento en la tasa de inyección, la sismicidad también aumenta para decaer después gradualmente. En cuanto la inyección se detiene, el número de eventos disminuye considerablemente. Sin embargo, la sismicidad no desaparece, sino que persisten eventos sísmicos al menos hasta el 12 de julio.

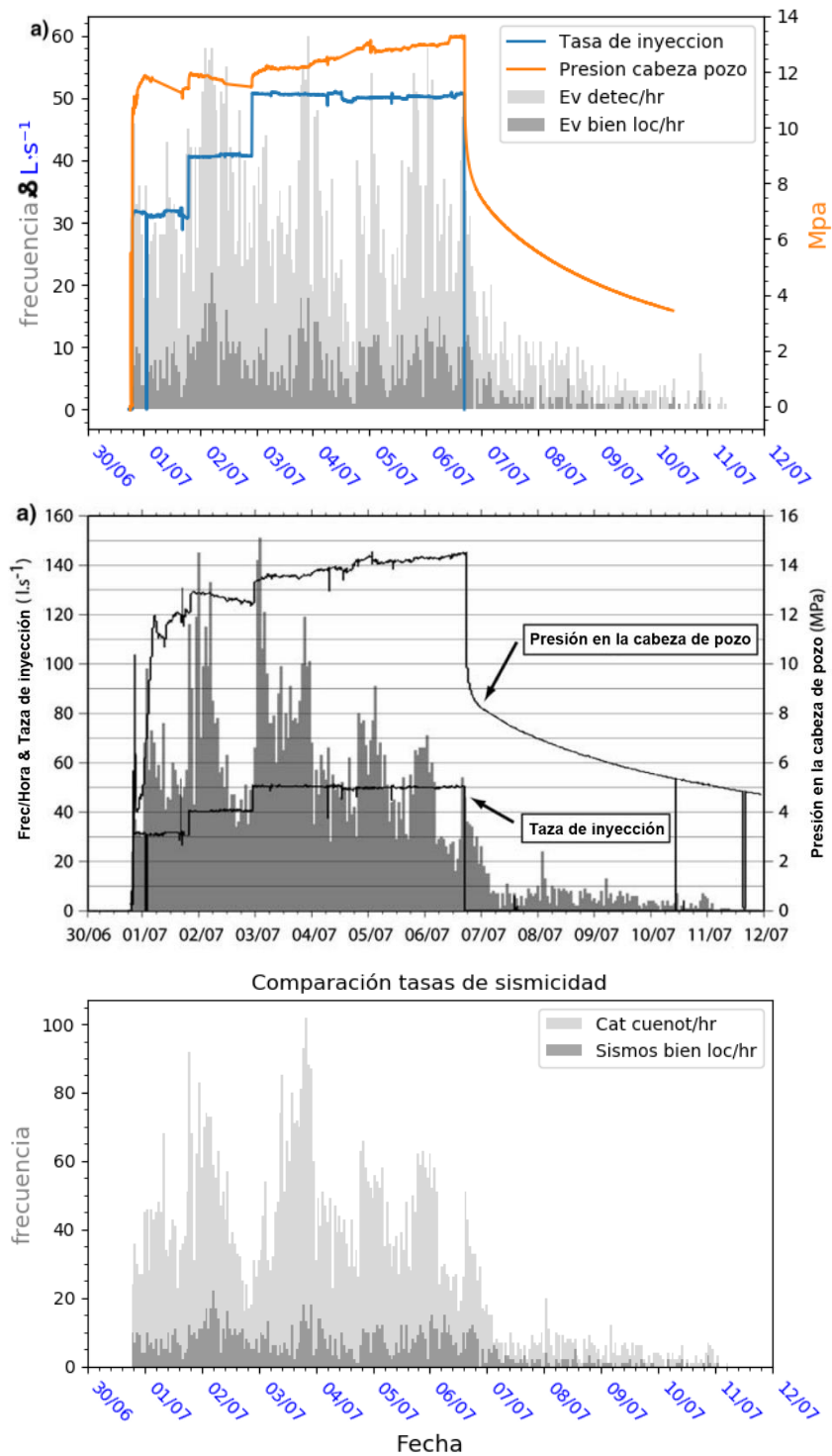


Fig. 3. 4. Comparación: parámetros de estimulación con tasa de sismicidad. a) Tasa de inyección y de presión en la cabeza del pozo GPK2, tasa de sismicidad obtenida durante este trabajo. b) Mismos parámetros que a), pero tal como lo reporta Cuenot et al., 2008. c) Comparación entre la tasa de sismicidad del catálogo de Cuenot, y los sismos bien localizados obtenidos en este trabajo. Si bien la cantidad de eventos obtenidos es mucho menor, se puede observar que ambos catálogos siguen la misma tendencia. Cabe mencionar que b) muestra el total de detecciones hechas por Cuenot, muchas de las cuales no fueron localizadas y no fueron publicadas en el catálogo final (Yo no cuento con esos datos). Mientras que c), son los 7215 eventos publicados en el catálogo de Cuenot con incertidumbres pequeñas, comparados con los eventos que yo marqué como bien localizados.

Podemos entender entonces que la evolución temporal de la sismicidad está muy ligada con la tasa de inyección. Estas observaciones son congruentes con las observaciones realizadas en Cuenot *et al.*, 2008, como se ilustra en la Fig. 3.4.b, y son congruentes además con las observaciones hechas sobre las curvas de inyección y de presión: con cada incremento de la tasa de inyección, la presión incrementaba, para luego decrecer suavemente, lo que puede indicar la migración del fluido en las fracturas recién abiertas. Cuando la tasa de inyección se mantuvo en $\sim 50[L \cdot S^{-1}]$, la presión comenzó a incrementar gradualmente, lo que podría deberse a saturación del sistema y sobrepresión; los fluidos ya no migran a la misma tasa a la que se inyectan. Al detener la inyección, la presión cayó instantáneamente hasta los 8 MPa, para luego disminuir gradual y monótonicamente como presión remanente.

En la Fig. 3.5, podemos observar las localizaciones epicentrales por día, de los eventos bien localizados. El alineamiento NS y EW que se observa en los puntos, se deben al mallado de 100 m utilizado en el proceso de localización. Observamos que el primer día, la sismicidad ocurre en una región muy pequeña, justo alrededor de la zona estimulada. La nube sísmica comienza a crecer hasta el tercer día, lo cual es congruente con la propagación del fluido y el cambio en el estado de esfuerzos. Al tercer día, la nube deja de crecer mostrando un tamaño relativamente constante. El tercer día es también cuando la inyección alcanzó su tasa máxima, y la presión comenzó a aumentar, lo que sugiere que el sistema alcanzó su punto crítico. El fluido ya no puede propagarse con la misma tasa con la que es inyectado. Después del tercer día y hasta el término de la estimulación, la tasa de sismicidad es relativamente estable con ondulaciones periódicas. Sin embargo, comienzan a aparecer eventos que escapan de la nube sísmica, ocurriendo cada vez más lejos lo que sugiere que, lentamente, los fluidos y la presión de poro están migrando. En cuanto la inyección termina (día 7), la tasa de sismicidad disminuye abruptamente, pero no desaparece. Siguen ocurriendo eventos, pero más dispersos espacialmente y temporalmente. Ya hemos mencionado que la presión tampoco desaparece, sino que disminuye gradualmente. Cuenot *et al.*, 2008 sugiere que, tanto la presión como los sismos que persisten tras detener la inyección en el pozo, podrían relacionarse con sobrepresión remanente, o con migración a larga escala de fluidos.

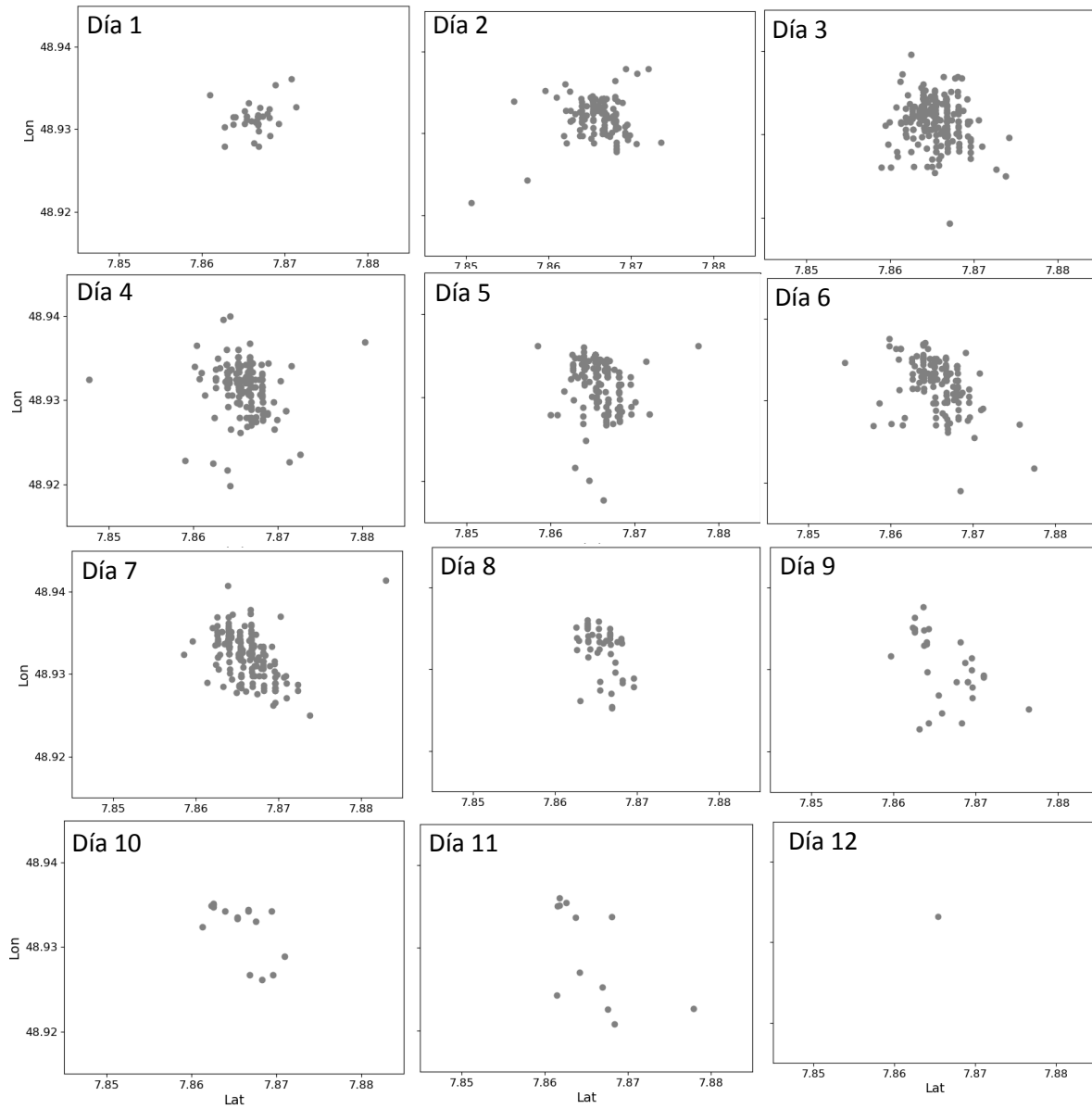


Fig. 3. 5. Eventos por día. Se grafican los epicentros de los eventos bien localizados por día para mostrar la evolución de la sismicidad. Entre el día uno y el tres, la inyección está incrementando. La inyección se mantiene en $50 \text{ L}\cdot\text{S}^{-1}$ entre el día 4 y el 7. Después del día 7 la estimulación termina, pero queda una sismicidad remanente.

Discusión.

Detección y discriminación.

La detección por curtosis resultó ser una herramienta muy sensible, que realiza el primer arribo incluso de evento muy pequeños (Fig. 2.3). Esto se corroboró con más de 15,000 detecciones, entre las cuales, estaban presente más del 70% del catálogo originado manualmente por Cuenot *et al.*, (2008); lo que significa que hubo 10,000 detecciones adicionales. La desventaja de la curtosis es que es sensible a cualquier señal transitoria, no necesariamente un sismo. Otro inconveniente es que sólo se utiliza información de los tiempos de viaje de onda P. Esto podría dificultar la discriminación entre detecciones reales o espurias, y les da mayor libertad a las soluciones. El problema de las falsas detecciones puede resolverse subiendo el umbral de detección, pero en este trabajo buscamos forzar los límites de detección y recuperar todos los eventos posibles.

La localización mediante el análisis de coherencia permitió usar dos criterios de error: Uno basado en la coherencia, y uno basado en la covarianza de localizaciones sucesivas. La discriminación tomando en cuenta la coherencia, es un criterio que permite seleccionar aquellos eventos que tienen una solución claramente diferenciada. El criterio está relacionado con el SNR: sí un evento tiene suficiente energía, sus fases sísmicas se podrán identificar con precisión, por lo que la matriz de coherencia tendrá un máximo muy claro rodeado de valores bajos (Fig. 3.6.a). Entonces, la diferencia entre la coherencia máxima y la coherencia promedio será grande. Por otro lado, si un evento está muy enmascarado por ruido, no se podrá identificar sus fases sísmicas con precisión. Por ende, los tiempos de viaje teóricos no serán congruentes con el modelo de velocidades. Lo mismo ocurre con las falsas detecciones: al no tener fases sísmicas congruentes con el modelo, la matriz de coherencia será difusa y con múltiples máximos (Fig. 3.6.b). Esto se traduce en una diferencia pequeña entre la coherencia promedio y máxima. En otras palabras, la diferencia de coherencias resultó ser un criterio adecuado para rechazar falsas detecciones, o eventos cuya localización no es factible.

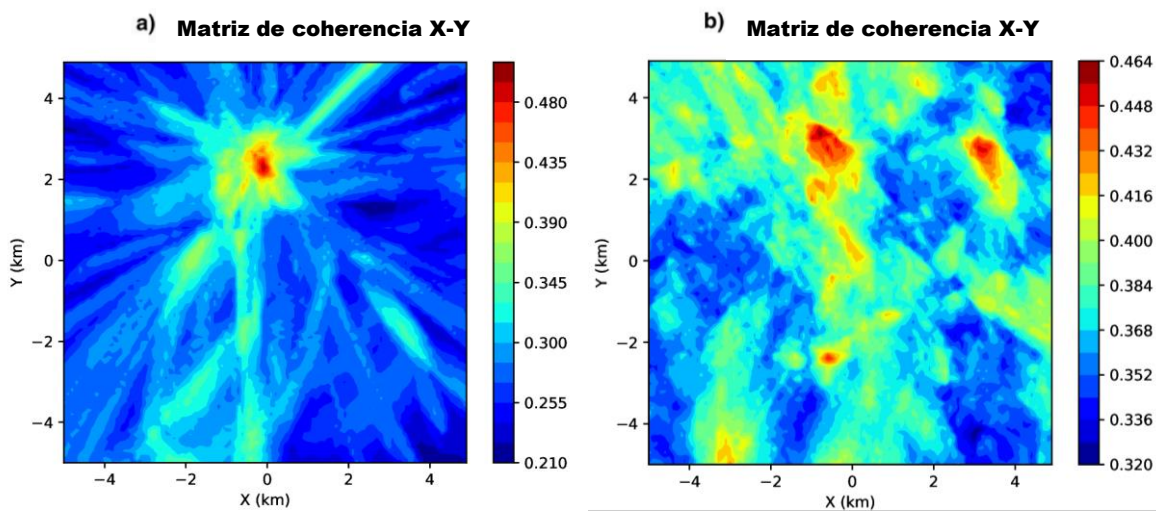


Fig. 3. 6. Matrices de coherencia. a) Matriz de coherencia de un evento bien localizado, mostrando un máximo bien diferenciado. b) Matriz de coherencia de una falsa detección. Como la detección de fases sísmicas no es coherente con el modelo de velocidades, la matriz de coherencia es difusa y con múltiples soluciones.

Por otro lado, la discriminación tomando en cuenta la covarianza entre localizaciones, es un criterio adecuado para seleccionar eventos con menores errores en su localización. Si la identificación de las fases sísmicas es estable, localizaciones con parámetros de STA/LTA ligeramente diferentes, producirá los mismos resultados. Si localizaciones consecutivas producen resultados diferentes, la identificación de fases es inestable, lo que se traduce en incertidumbres grandes. El criterio de discriminación por covarianza también descarta eventos que, si bien tienen una matriz de coherencia que claramente converge, existen dos o más máximos, lo que llevará a diferentes soluciones como se observa en la Fig. 3.7.

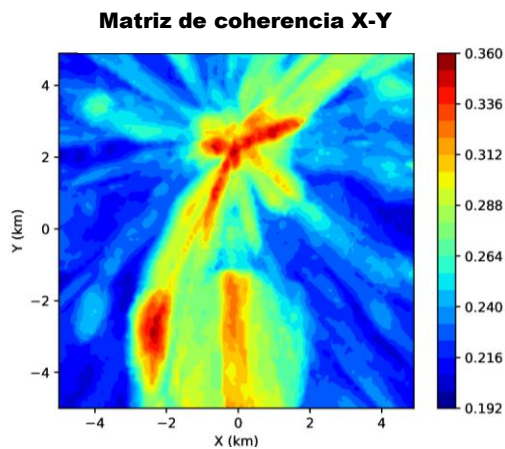


Fig. 3.7. Ejemplo de una matriz de coherencia con dos posibles soluciones. Parámetros de detección ligeramente diferentes, conducirán a localizaciones que caen alrededor de dos regiones distinta. La covarianza será alta.

Estos dos criterios de error permitieron obtener un catálogo con las localizaciones mejor resueltas (Fig. 3.3)

Monitoreo sísmico

Un sistema automático de detección y localización podría permitir observar la respuesta sísmica a una estimulación en tiempos mucho más cortos. Esto abre la posibilidad de realizar interpretaciones y consideraciones que podrían cambiar la estrategia de explotación del campo en tiempos muchos más rentables para las empresas. Por lo tanto, se hizo una descripción de la respuesta sísmica obtenida con la presente metodología, comparando sus resultados con los del catálogo manual de Cuenot durante la estimulación hidráulica del 2000.

Aunque el número de eventos obtenidos es menor a los reportados por el catalogo obtenido por medio de detección y localización manuales por Cuenot *et al.*, (2008), y las localizaciones tienen errores más grandes, esto se explica con las limitadas condiciones de trabajo. La detección automática se efectuó sólo con 8 estaciones de 1C, mientras que el catalogo manual fue construido usando una red de 14 estaciones superficiales (8 de 1C y 6 de 3C) y 3 estaciones de pozo localizadas a 1600 metros de profundidad. El catálogo de Cuenot, además, fue muy optimizado para el caso particular de Soultz, utilizando relaciones de V_p/V_s ajustadas en profundidad durante el proceso de

localización, lo que, junto a los sensores de pozo vincula mucho la estimación de las profundidades. También se puede mencionar que en este trabajo se utilizó la transformada de Hilbert para simular las componentes horizontales, y que el mallado utilizado fue de 100 m, lo que lleva a errores inherentes de localización en ese rango. Aun con estas fuertes limitaciones, los resultados de la detección se consideran satisfactorias para los objetivos propuestos. Los catálogos resultantes permiten observar la evolución de la sismicidad dentro del sistema, obteniendo conclusiones similares a las que obtuvo Cuenot *et al.*, 2008. El comportamiento y distribución de sismicidad observados son congruentes con la propagación y perturbación del estado de esfuerzo a lo largo del sistema, y permite dar una idea temprana de la respuesta que está presentando el sistema.

Se pudo corroborar que la respuesta sísmica a la inyección fue casi inmediata, se pudo observar las variaciones en la tasa de sismicidad producto de las variaciones en la tasa de inyección, se pudo observar la propagación de la sismicidad reflejando la migración de fluidos y el cambio en el estado de esfuerzos, así como la sismicidad remanente una vez terminada la inyección. El análisis efectuado permitió confirmar que la evolución temporal de la sismicidad está muy ligada con la tasa de inyección. Para el caso de Soutlz, la metodología desarrollada se pudo completar en dos semanas de cálculo continuo, mientras que el catálogo original requirió más de 1 año de análisis de datos llevado a cabo por tres analistas (Marco Calò, Nicolas Cuenot, Louis y Catherine Dorbath, comunicación personal).

Sin embargo, aún hay trabajo que desarrollar para poder dar información completa oportuna y en tiempo real. Complementar la presente metodología con técnicas que permitan hacer estimaciones de magnitud, por ejemplo, así como la estimación de otros parámetros de fuente como el área de ruptura, el momento o los mecanismos focales significaría un gran avance en la línea de investigación propuesta en esta tesis.

Conclusiones.

La detección por curtosis es muy sensible al primer arribo de onda P, mostrando un catálogo preliminar muy completo comparándolo con un catálogo manual. Sin embargo, al no incluir información de onda S, la curtosis resalta cualquier señal transitoria lo que lo vuelve susceptible a falsas detecciones si el umbral de detección no es lo suficientemente alto.

El incorporar información de la onda S genera matrices de coherencia más adecuadas para distinguir eventos sísmicos. La diferencia entre la coherencia promedio, y la coherencia máxima resultó criterio suficiente para discriminar eventos cuya localización es factible, de eventos demasiado ruidosos o falsas detecciones.

El uso de la transformada de Hilbert para simular las componentes horizontales de un sismograma parece dar resultados favorables, pero no deja de ser una fuerte limitante en la metodología desarrollada en éste trabajo.

Se trabajó con fuertes limitaciones en comparación con el catálogo original. Aun así, la presente metodología pudo corroborar los cambios en la tasa de sismicidad derivados de los cambios de inyección. La evolución temporal de la sismicidad está muy ligada con la tasa de inyección, mientras la evolución espacial es un claro indicador del cambio de esfuerzos dentro del sistema.

Los resultados permiten monitorear en tiempo casi real la evolución temporal y la tasa de sismicidad durante una estimulación hidráulica. La metodología aplicada en este trabajo parece tener un gran potencial para agilizar un estudio y monitoreo de sismicidad inducida asociada a campos geotérmicos.

Recomendaciones

Este trabajo permitió evaluar la efectividad de software de detección automática y localización, sin embargo, aún hay varios aspectos que se deben mejorar para ser utilizados de forma rutinaria para el monitoreo de microsismicidad asociada a inyecciones en capos geotérmicos.

En primer lugar, se recomienda un número adecuado de estaciones, así como sensores de pozo para restringir las soluciones en profundidad. Las 8 estaciones con las que trabajamos fueron apenas suficientes, y no fueron suficientes para conseguir una resolución de las coordenadas hipocentrales satisfactoria.

Se recomienda también el uso de estaciones de tres componentes para estimas de forma apropiada el tiempo de arribo de la onda S y efectuar un análisis de coherencia eficiente.

Se recomienda la integración de métodos de relocalización relativa para mejorar las localizaciones hipocentrales de los eventos, y definir mejor el área afectada.

Se recomienda implementar un algoritmo de estimación automática de la magnitud y tener una estimación de la magnitud de completitud del catálogo para tener una estimación temprana de los eventos de mayor energía.

Finalmente, un estudio de eventos repetidos podría ser una buena herramienta para comprender mejor como cambian los parámetros de sismicidad ante la estimulación. Incluir información de magnitud, momento sísmico, mecanismos focales y área de ruptura podría dar valiosa información para caracterizar la sismicidad.

Bibliografía

- Allen, Rex V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 1521–1532.
- Allen, Rex V. (1982). Automatic phase pickers: Their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, S225–S242.
- Antoni, Jérôme. (2007). Fast computation of the kurtogram for the detection of transient faults. *Mechanical Systems and Signal Processing*. 21. 108-124. 10.1016/j.ymsp.2005.12.002.
- Baer, M., & Kradolfer, U. (1987). An automatic phase picker for local and teleseismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 1437–1445.
- Baillard, Cristian & Crawford, Wayne & Ballu, Valérie & Hibert, Clément & Mangeney, Anne. (2014). An automatic Kurtosis-based P- and S-phase picker designed for local seismic networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104, 394–409. 10.1785/0120120347.
- Baisch, Stefan & Ceranna, L & Harjes, Hans-Peter. (2008). Earthquake Cluster: What Can We Learn from Waveform Similarity?. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 98. 2806-2814. 10.1785/0120080018.
- Bertholon, Julien. (2001). Tectonique en extension : le graben du Rhin. Recurso electrónico. <http://www.bbertholon.com/julien/rhin/rhin.pdf>. Última consulta el 09/07/2019
- Calo, Marco & Dorbath, Catherine & Cornet, Francois & Cuenot, Nicolas. (2011). Large-scale aseismic motion identified through 4-D P-wave tomography. *Geophysical Journal International*. 186. 1295-1314. 10.1111/j.1365-246X.2011.05108.x.
- Clauser, Christoph & Griesshaber, Erika & J Neugebauer, Horst. (2002). Decoupled thermal and mantle helium anomalies: Implications for the transport regime in continental rift zones. *Journal of Geophysical Research*. 107(B11), 2269–2285. 10.1029/2001JB000675.
- Cuenot, Nicolas & Charlety, Jean & Dorbath, Louis & Haessler, Henri. (2006). Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*. 35. 561-575. 10.1016/j.geothermics.2006.11.007.
- Cuenot, Nicolas & Dorbath, Catherine & Dorbath, Louis. (2008a). Analysis of the Microseismicity Induced by Fluid Injections at the EGS Site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): Implications for the Characterization of the Geothermal Reservoir Properties. *Pure and Applied Geophysics*. 165. 797-828. 10.1007/s00024-008-0335-7.
- Cuenot, Nicolas & Faucher, J.-P & Fritsch, D & Genter, Albert & Szablinski, D. (2008b). The European EGS project at Soultz-sous-Forêts: From extensive exploration to power production. 1 - 8. 10.1109/PES.2008.4596680.
- Dai, Hengchang & Macbeth, Colin. (1995). Automatic picking of seismic arrivals in local earthquake data using an artificial neural network. *Geophysical Journal International*. 120. 758 - 774. 10.1111/j.1365-246X.1995.tb01851.x.

- DeCarlo, L.T. (1997). On the Meaning and Use of Kurtosis. *Psychological Methods*. 2. 292-307. 10.1037//1082-989X.2.3.292.
- Dezayes, Chrystel & Genter, Albert & Valley, Benoît. (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geosciences*. 342. 517-530. 10.1016/j.crte.2009.10.002.
- Doran, Adrian & Laske, Gabi. (2017). Ocean-Bottom Seismometer Instrument Orientations via Automated Rayleigh-Wave Arrival-Angle Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 107. 10.1785/0120160165.
- Dorbath, Louis & Cuenot, Nicolas & Genter, Albert & Frogneux, Michel. (2009). Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophysical Journal International*. 177. 653-675. 10.1111/j.1365-246X.2009.04030.x.
- Dorbath, Louis & Evans, Keith & Cuenot, Nicolas & Valley, Benoît & Charlety, Jean & Frogneux, Michel. (2010). The stress field at Soultz-sous-Forêts from focal mechanisms of induced seismic events: Cases of the wells GPK2 and GPK3. *Comptes Rendus Geoscience*. 342. 600-606. 10.1016/j.crte.2009.12.003.
- Drew, Julian & White, Robert & Tilmann, Frederik & Tarasewicz, Jon. (2013). Coalescence microseismic mapping. *Geophysical Journal International*. 195. 1773-1785. 10.1093/gji/ggt331.
- E. Ross, Zachary & Trugman, Daniel & Hauksson, Egill & M. Shearer, Peter. (2019). Searching for Hidden Earthquakes in Southern California. *Science*. 364, 6442, 767-771 10.1126/science.aaw6888.
- Earle, Paul S., & Shearer, P. M. (1994). Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 366–376.
- Eaton, D. (2018). *Passive Seismic Monitoring of Induced Seismicity: Fundamental Principles and Application to Energy Technologies*. Cambridge: Cambridge University Press. 10.1017/9781316535547
- Elsass, Philippe & Aquilina, Luc & Beauce, Alain & Y, BENDERITTER & H, FABRIOL & Genter, Albert & H, PAUWELS. (1995). Deep structures of the Soultz-sous-Forêts HDR site (Alsace, France). in *Proceedings World Geothermal Congress, Florence, Italy*, pp. 2543–2647.
- Ensing, Josiah & Wijk, Kasper. (2018). Estimating the Orientation of Borehole Seismometers from Ambient Seismic Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 109. 10.1785/0120180118.
- Forghani, Farnoush & Behura, Jyoti & Haines, Seth & Batzle, Mike. (2013). An automated cross-correlation based event detection technique and its application to a surface passive data set. *Geophysical Prospecting*. 61. 10.1111/1365-2478.12033.
- Frank, William & Shapiro, Nikolai & Husker, Allen & Kostoglodov, Vladimir & Romanenko, Alexey & Campillo, Michel. (2014). Using systematically characterized low-frequency earthquakes as a fault probe in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 119. 10.1002/2014JB011457.

Frank, William & Shapiro, Nikolai. (2014). Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response. *Geophysical Journal International*. 197. ggu058. 10.1093/gji/ggu058.

Ge, MaoChen,(2003). Analysis of Source Location Algorithms Part I: Overview and Non-Iterative Methods. Recurso electrónico, <https://www.ndt.net/article/jae/papers/21-014.pdf> Consultado el 11/09/2019

Gérard, André & Genter, Albert & Kohl, Thomas & Lutz, Philippe & Rose, Peter & Rummel, Fritz. (2006). The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*. 35. 473-483. 10.1016/j.geothermics.2006.12.001.

Gharti, Hom & Oye, Volker & Roth, Michael & Kühn, Daniela. (2010). Automated microearthquake location using envelope stacking and robust global optimization. *Geophysics*. 75. MA27-46. 10.1190/1.3432784.2.

Grigoli, Francesco & Cesca, Simone & Amoroso, Ortensia & Emolo, Antonio & Zollo, Aldo & Dahm, Torsten. (2014). Automated seismic event location by waveform coherence analysis. *Geophysical Journal International*. 10.1093/gji/ggt477.

Grigoli, Francesco & Cesca, Simone & Rinaldi, Antonio Pio & Manconi, Andrea & López-Comino, José-Ángel & Clinton, John & Westaway, Robert & Cauzzi, Carlo & Dahm, Torsten & Wiemer, Stefan. (2018). The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea. *Science*. 360. 6392. 1003-1006. 10.1126/science.aat2010.

Groos, Jörn & R. R. Ritter, J. (2009). Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophysical Journal International*. 179. 1213 - 1231. 10.1111/j.1365-246X.2009.04343.x.

Hafez, Ali & Khan, T.A. & Kohda, Tohru. (2010). Clear P-wave arrival of weak events and automatic onset determination using wavelet filter banks. *Digital Signal Processing*. 20. 715-723. 10.1016/j.dsp.2009.10.002.

Hildyard, M. William & E. J. Nippres, Stuart & Rietbrock, Andreas. (2008). Event Detection and Phase Picking Using a Time-Domain Estimate of Predominate Period Tpd. *Bulletin of The Seismological Society of America - BULL SEISMOL SOC AMER*. 98. 3025-3032. 10.1785/0120070272.

Hooijkaas, Gerridina R. & Genter, Albert & Dezayes, Chrystel. (2006). Deep-seated geology of the granite intrusions at the Soultz EGS site based on data from 5km-deep boreholes. *Geothermics*. 35 (5-6). 484-506. 10.1016/j.geothermics.2006.03.003.

IRENA (International Renewable Energy Agency) (2017). Featured Dashboard – Capacity Generation. Recurso electrónico <http://resourceirena.irena.org/gateway/dashboard/?topic=4&subTopic=16>. Última consulta 08/11/2018

Ito, Akihiko. (1985). High-resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method. *Journal of Physics of the Earth*. 33. 10.4294/jpe1952.33.279.

- J. Galiana-Merino, Juan & Rosa-Herranz, J & Parolai, Stefano. (2008). Seismic \mathcal{P} Phase Picking Using a Kurtosis-Based Criterion in the Stationary Wavelet Domain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 46. 3815 - 3826. 10.1109/TGRS.2008.2002647.
- Kao, Honn & Shan, Shao-Ju. (2004). The Source-Scanning Algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space. *Geophysical Journal International*. 157. 589-594. 10.1111/j.1365-246X.2004.02276.x.
- Klein, F. W. (2002). User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 02-171, 123 pp
- Kölbel, Thomas & Genter, Albert. (2017). Enhanced Geothermal Systems: The Soultz-sous-Forêts Project. In: Uyar T. (eds) *Towards 100% Renewable Energy*. Springer Proceedings in Energy. Springer, Cham 10.1007/978-3-319-45659-1_25.
- Küperkoch, Ludger & Meier, T & Lee, J & Friederich, W & Working Group, EGELADOS. (2010). Automated determination of P-phase arrival times at regional and local distances using higher order statistics. *Geophysical Journal International*. 181. 1159-1170. 10.1111/j.1365-246X.2010.04570.x.
- Langet, Nadège & Maggi, Alessia & Michelini, Alberto & Brenguier, Florent. (2014). Continuous Kurtosis-Based Migration for Seismic Event Detection and Location, with Application to Piton de la Fournaise Volcano, La Reunion. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 104. 229-246. 10.1785/0120130107.
- Lara-Cueva, Román & Moreno, Andrés Sebastián & Larco, Julio & Benitez, Diego. (2016). Real-Time Seismic Event Detection Using Voice Activity Detection Techniques. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. PP. 10.1109/JSTARS.2016.2605061.
- Le Calvez, Joel & Malpani, R. & Xu, J. & Stokes, J. & Williams, M.. (2016). Hydraulic fracturing insights from microseismic monitoring. 28. 16-33.
- Ledesert, Beatrice & Hébert, Ronan. (2012). The Soultz-sous-Forêts' Enhanced Geothermal System: A Granitic Basement Used as a Heat Exchanger to Produce Electricity. 10.5772/34276.
- Ledru, Patrick & Guillou-Frottier, Laurent. (2010). Reservoir Definition. In *geothermal Energy Systems*, Ernst Huenges. 1-36. 10.1002/9783527630479.ch1.
- Lee, J & Küperkoch, Ludger & Meier, T & Friederich, W. (2009). Automatic P - phase picking using skewness and kurtosis. In *EGU General Assembly*.
- Lengliné, O & Boubacar, M & Schmittbuhl, Jean. (2017). Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophysical Journal International*. 208. ggw490. 10.1093/gji/ggw490.
- Lomax, A. (2011). The NonLinLoc software guide. Página eletrónica. <http://alomax.free.fr/nlloc/> última consulta el 12/12/18

Maeda, Naoki. (1985). A method for reading and checking phase times in auto-processing system of seismic data. *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, 38. 365–380. 10.4294/zisin1948.38.3_365

Majer, E & Baria, Roy & Stark, Mitch & Oates, Stephen & Bommer, Julian & Smith, Bill & Asanuma, Hiroshi. (2007). Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*. 36. 185-222. 10.1016/j.geothermics.2007.03.003.

Malfante, Marielle & Dalla Mura, Mauro & Mars, Jerome & I. Métaixian, Jean-Philippe & Macedo, Orlando & Inza, L. (2018). Automatic Classification of Volcano Seismic Signatures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 10.1029/2018JB015470.

Obermann, Anne & Kraft, Toni & Larose, Eric & Wiemer, Stefan. (2015). Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 120. 4301–4316. 10.1002/2014JB011817.

Olasolo, P & Juárez, M.C. & Morales, M.P. & D'Amico, Sebastiano & Liarte, I.A.. (2016). Enhanced geothermal systems (EGS): A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 56. 133-144. 10.1016/j.rser.2015.11.031

Panning, Mark & Beucler, E. & Drilleau, Mélanie & Mocquet, Antoine & Lognonné, Philippe & Banerdt, William. (2015). Verifying single-station seismic approaches using Earth-based data: Preparation for data return from the InSight mission to Mars. *Icarus*. 248. 230-242. 10.1016/j.icarus.2014.10.035.

Podvin, Pascal & Lecomte, Isabelle. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools, *Geophysical Journal International*. 105, 271–284. 10.1111/j.1365-246X.1991.tb03461.x

Pribnow, Daniel & Schellschmidt, Rüdiger. (2000). Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters*. 27. 1957-1960. 10.1029/2000GL008494.

Ramos, Valente. (2017). Tomografía de ondas superficiales obtenidas con el método de correlación cruzada de ruido sísmico aplicada al yacimiento geotérmico “Las Tres Vírgenes” (Baja California Sur). Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, México

Rebuli, DB & Kohler, SJ. (2014). Using clustering algorithms to assist short-term seismic hazard analysis in deep South African mines. in M Hudyma & Y Potvin (eds), *Proceedings of the Seventh International Conference on Deep and High Stress Mining*, Australian Centre for Geomechanics, Perth, pp. 699-708.

Ross, Z. E. & Ben-Zion, Y. (2014). Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves. *Geophysical Journal International*. 199. 368-381. 10.1093/gji/ggu267.

Saragiotis, C. D., Hadjileontiadis, L. J., & Panas, S. M. (2002). PAI-S/K: A robust automatic seismic P phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 40. 1395–1404. 10.1109/TGRS.2002.800438.

- Scholz, John-Robert & Barruol, Guilhem & Fontaine, Fabrice & Sigloch, Karin & Crawford, Wayne & Deen, Martha. (2016). Orienting Ocean-Bottom Seismometers from P-wave and Rayleigh wave polarisations. *Geophysical Journal International*. 208. 10.1093/gji/ggw426.
- Shang, Xueyi & Li, Xibing & Morales-Esteban, Antonio & Dong, Longjun. (2018). An Improved P-Phase Arrival Picking Method S/L-K-A with an Application to the Yongshaba Mine in China. *Pure and Applied Geophysics*. 175. 10.1007/s00024-018-1789-x.
- Shapiro, S.A. & Dinske, C. (2009). Fluid-induced Seismicity: Pressure Diffusion and Hydraulic Fracturing. *Geophysical Prospecting*. 57. 301 - 310. 10.1111/j.1365-2478.2008.00770.x.
- Shapiro, SA & Patzig, R & Rothert, Elmar & Rindschwentner, Jan. (2003). Triggering of Seismicity by Pore-pressure Perturbations: Permeability-related Signatures of the Phenomenon. *Pure and Applied Geophysics*. 160. 1051-1066. 10.1007/PL00012560.
- Sleeman, Reinoud & van Eck, Torild. (1999). Robust automatic P-phase picking: An on-line implementation in the analysis of broadband seismogram recordings. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 113. 265–275. 10.1016/S0031-9201(99)00007-2.
- Stachnik, Josh & Sheehan, A. & Zietlow, D. & Yang, Zhaohui & Collins, J. & Ferris, A.. (2012). Determination of New Zealand Ocean Bottom Seismometer Orientation via Rayleigh-Wave Polarization. *Seismological Research Letters*. 83. 704-713. 10.1785/0220110128.
- Stevenson, R. Peter. (1976). Microearthquakes at Flathead Lake, Montana: A study using automatic earthquake processing, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 66, 61-80.
- Vidal, Jeanne & Genter, Albert. (2018). Overview of naturally permeable fractured reservoirs in the central and southern Upper Rhine Graben: Insights from geothermal wells. *Geothermics*. 74. 57-73. 10.1016/j.geothermics.2018.02.003.
- Vidale, John E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 76, 1393–1405
- Vilarrasa, Victor & Ramírez, Jesús & Olivella, Sebastià & Rutqvist, Jonny & Laloui, Lyesse. (2019). Induced seismicity in geologic carbon storage. *Solid Earth*. 10. 871-892. 10.5194/se-10-871-2019.
- Vilarrasa, Victor & Ramírez, Jesús & Olivella, Sebastian. (2013). Hydromechanical characterization of CO2 injection sites. *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 19. 665-677. 10.1016/j.ijggc.2012.11.014.
- Waldhauser, Felix & Ellsworth, William. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90. 1353-1368. 10.1785/0120000006.
- Zhang, Haijiang & Thurber, Clifford & Rowe, C. (2003). Automatic P-Wave Arrival Detection and Picking with Multiscale Wavelet Analysis for Single-Component Recordings. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93. 1904-1912. 10.1785/0120020241.
- Ziegler, Peter. (1992). European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*. 208. 1-3. 91–111. 10.1016/0040-1951(92)90338-7.