

Revisión de los escenarios estructurales favorables para la ubicación de un sistema geotérmico y su aplicación a casos de estudio

Emmanuel Olvera García, Sergio Manuel Nájera Blas y Víctor Hugo Garduño Monroy
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra-Maestría en Geociencias y Planificación de Territorio, UMSNH, Morelia, Mich. P17, CeMIE-Geo. Correo: emmanuelog_08@outlook.com

RESUMEN

Las fallas y las fracturas actúan como conductos para el flujo de agua, petróleo, magma y fluidos geotérmicos, y están condicionadas por el ambiente estructural y el campo de esfuerzos. La permeabilidad de algunas zonas de interés geotérmico depende de la densidad de fracturas, su orientación, y principalmente de su conductividad hidráulica. Se sabe que relativamente pocas fallas y fracturas en un medio rocoso pueden actuar como conductos para el flujo de fluidos, aunque no se sabe con certeza el motivo de este comportamiento. Las estructuras identificadas en superficie suelen ser objetivos a cortar cuando se diseña un pozo geotérmico, sea de producción o de inyección, pero determinar qué parte de la falla es más favorable es generalmente materia de debate entre los especialistas. Algunos hechos parecen estar bien demostrados; entre ellos que las fallas y fracturas que suelen controlar la permeabilidad en un yacimiento son las que están óptimamente orientadas con el campo de esfuerzos dominante y que se encuentran bajo condiciones de estrés crítico. Por ello, los yacimientos geotérmicos no suelen hallarse a lo largo de zonas de máximo desplazamiento en las fallas o a la mitad de un segmento mayor, ya que la permeabilidad puede reducirse por el mayor espesor de arcillas que se forman en el momento del desplazamiento, y por la liberación periódica de estrés durante los sismos.

Los *step-overs*, terminaciones e intersecciones de fallas corresponden a zonas que se encuentran críticamente estresadas por largos periodos de tiempo, en las que los conductos de los fluidos pueden mantenerse abiertos. En este trabajo se analizan estos ambientes estructurales y se aplican a ejemplos reales. Se hace una revisión de estos ambientes o escenarios estructurales para identificar los sitios ideales para la formación de un sistema geotérmico, y así aplicar el conocimiento actual sobre la geología estructural y tectónica en la exploración y explotación de un yacimiento. Con base en el conocimiento teórico y en el trabajo de campo realizado en las zonas geotérmicas de San Agustín del Maíz y Araró, en Michoacán, se pretende identificar su respectivo escenario estructural y su viabilidad tectónica para explotación.

Palabras Clave: Geología estructural, fallas, fracturas, campo de esfuerzos, estrés, permeabilidad.

Review of favorable structural scenarios for locating geothermal systems and application to case study.

ABSTRACT

Faults and fractures act as pathways for flow of water, oil, magma and geothermal fluids, and are conditioned by the structural setting and the stress field. Permeability of some interesting geothermal fields depends on the density of fractures, their orientation, and most importantly their hydraulic conductivity. It is known that relatively few fractures and faults in a rocky medium act as pathways for fluid flow, although it is not known with certainty why it happens. Main structures identified in surface are the objectives to intersect when planning a new geothermal well, both for production or injection. However, experts generally debate what portion of the fault is most favorable. Some facts seem to be well established; among them, that faults and fractures that usually control the permeability are the best

oriented to the current stress field and therefore are under critical stress. For these reasons, geothermal reservoirs are not usually found along maximum displacement zones in fault traces or in the middle of a major segment, because permeability may be reduced by a major thickness of clays formed during the displacement, and by the periodic stress release during seismic events.

Step-overs, terminations, and fault intersections are located in critically stressed areas for long time, where fluid pathways would likely remain open. In this paper we review these optimal structural settings and compare to actual cases. We analyze these structural settings in order to characterize the best sites for geothermal systems, and apply the current structural and tectonic data for exploring and developing geothermal fields. Using theoretical knowledge and the fieldwork already made in the geothermal areas of San Agustín del Maíz and Araró, Michoacán, we identify their structural setting and tectonic viability for exploitation.

Keywords: Structural geology, faults, fractures, stress field, stress, permeability.

INTRODUCCIÓN

Las zonas de falla controlan un amplio rango de procesos de la corteza terrestre. Aunque ocupan solamente un pequeño volumen de la corteza, tienen influencia sobre la mecánica y las propiedades del flujo de fluidos de la corteza terrestre (Faulkner et al., 2010). Las zonas de falla son zonas complejas, compuestas de segmentos de falla que se encuentran vinculados entre sí, con una o más superficie de desplazamiento con alta deformación, anidadas dentro de regiones que pueden tener alta o baja deformación (a menudo llamadas núcleo de falla y *damage zone*), fracturas de riedel, fallas biseladas, escalones de contracción y dilatación, así como rampas de relevo (Rawling et al., 2001; Shipton and Cowie, 2001; Faulkner et al., 2003; Childs et al., 2009 en Faulkner et al., 2010).

El núcleo de falla es donde se acomoda la mayoría del desplazamiento y una *damage zone* que está asociada mecánicamente al crecimiento de la falla (Sibson, 1977; Chester y Logan, 1986; Davison y Wang, 1988; Foster y Evans, 1991; Byerlee, 1993; Scholz y Anders, 1994, en Cain et al., 1996) y cuya intensidad y distribución pueden variar en distintos sitios dentro de la misma falla.

La cantidad y distribución de cada componente controla el flujo de fluidos dentro y en los alrededores de la zona de falla. Por ejemplo, el núcleo puede actuar como conducto durante la deformación y como barrera cuando los espacios que habían quedado vacíos son sellados por las arcillas que se generan durante el desplazamiento de la falla y por precipitación de minerales después de la deformación (Cain et al., 1996).

La *damage zone* es una red de estructuras subsidiarias que rodean el núcleo de la falla y que aumentan la permeabilidad en la zona de falla en relación al núcleo y al protolito (Chester y Logan, 1986; Smith et al., 1990; Anderson et al., 1991; Scholz y Anders, 1994; Goddard y Evans, 1995 en Cain et al., 1996). Las estructuras subsidiarias en la *damage zone* incluyen pequeñas fallas, vetas, fracturas, hendiduras y pliegues que provocan heterogeneidad y anisotropía en la permeabilidad y en las propiedades elásticas de la zona de falla (Bruhn et al., 1994, en Cain et al., 1996). Amplias *damage zones* pueden indicar múltiples episodios de desplazamientos de falla y sobreimpresiones de sucesivos eventos de deformación (Cain et al., 1996).

En síntesis, las zonas de falla son litológicamente heterogéneas y estructuralmente son verdaderas discontinuidades anisotrópicas en la corteza superior. Pueden actuar como conductos, barreras o de forma combinada para favorecer o impedir el flujo de fluidos (Randolph y Johnson, 1989; Smith et al., 1990; Scholz, 1990; Caine et al., 1993; Foster et al., 1994; Antonellini y Aydin, 1994; Newman y Mitra, 1994; Goddard y Evans, 1995 en Cain et al., 1996).

ESCENARIOS ESTRUCTURALES FAVORABLES PARA LA FORMACIÓN DE UN SISTEMA GEOTÉRMICO

Se ha demostrado que las fracturas y fallas fungen como conductos permeables para los fluidos a través de la corteza, desde pequeños acuíferos en el subsuelo somero hasta grandes profundidades en la corteza, donde pueden controlar la producción de yacimientos geotérmicos y petroleros. La permeabilidad de las fracturas depende de la densidad, conectividad y más importantemente de la conductividad hidráulica de las diferentes fracturas y planos de falla (Barton et al., 1997b). Es bien conocido que en un medio fracturado relativamente pocas fracturas y fallas sirven como conductos para el flujo de fluidos (Long et al., 1991 en Barton et al., 1995). Pero las razones por las cuales algunas estructuras son más permeables que otras son poco comprendidas (Barton et al., 1995).

En un medio fracturado la población de fracturas está compuesta a menudo por fracturas de varias orientaciones. Comparaciones de datos geofísicos con orientaciones de fracturas obtenidas de pozos, indican que las fracturas hidráulicamente conductivas en rocas cristalinas dentro de y junto a una zona de falla productora tienen una orientación distinta del resto de población de fracturas (Barton et al., 1997b). La mayoría de las fracturas hidráulicamente conductivas (70-80%) parecen estar en tensión crítica, lo que las convierte en fallas potencialmente activas cuya fricción está en equilibrio con el campo de esfuerzos in-situ (Barton et al., 1995; Wiprut y Zoback, 2000).

Si durante la deformación se incrementan la permeabilidad y porosidad como resultado de la dilatación o desplazamiento de cizalla, significa que la falla está en esfuerzo crítico y cerca de romperse (Barton et al., 1995; Wiprut y Zoback, 2000). Definir el flujo de fluidos en un reservorio fracturado requiere un detallado conocimiento de la orientación de las fracturas y fallas y sus propiedades hidráulicas, así como el estado de esfuerzos in-situ (Barton et al., 1997b). Las fracturas y fallas se generan dentro de la masa rocosa en diferentes tiempos, y en consecuencia algunas de ellas no tienen relación con el campo de esfuerzos actual (Seeburger y Zoback, 1982; Segall, 1990; Barton y Zoback, 1992, en Barton et al., 1997b). Sin embargo, el campo de esfuerzos presente puede controlar el flujo de fluidos incluso en las estructuras antiguas. Por ello, en medios fracturados cuya permeabilidad se debe a fracturas y fallas, es necesario determinar la distribución y la orientación de las estructuras y relacionarlas con el campo de esfuerzos presente si se desea comprender el régimen de flujo de los fluidos (Barton et al., 1997a,b).

Por otro lado los minerales de origen hidrotermal son muy eficientes en llenar fracturas y espacios vacíos. A lo largo de cientos de años puede haber una precipitación significativa de minerales (Rimstidt y Barnes, 1980; Fournier, 1989, en Curewitz y Karson, 1997), por lo que es de esperar que decreciera la permeabilidad en las fracturas, y se inhiba la circulación de fluidos (Elders et al., 1979, 1984; Sibson, 1987, en Curewitz y Karson, 1997). Pese a ello, estimaciones del flujo de fluidos en sistemas hidrotermales activos y fósiles sugieren que una alta permeabilidad y circulación de fluidos puede ser duradera (Mottl, 1983; Kerrich, 1986; Barton et al., 1995, en Curewitz y Karson, 1997). Esto se desprende de dataciones radiométricas de depósitos hidrotermales, que sugieren una continua actividad hidrotermal que en algunos casos llega a ser de miles a decenas de miles de años (Fournier, 1989; Laulou et al., 1993 en Curewitz y Karson, 1997). La estructura de las vetas en sistemas minerales también ofrece evidencias muy claras de episodios alternados y repetidos de fracturamiento y sellamiento de fracturas en sistemas hidrotermales.

Por ejemplo, has rastros en fracturas macroscópicas en vetas de que estas se han sellado y abierto para volver a sellarse de nuevo en miles de ocasiones en el tiempo de vida de la veta (Cox et al., 2001). La circulación hidrotermal puede continuar a pesar de la rápida precipitación de minerales en los conductos permeables gracias al fracturamiento activo que resulta en nuevos conductos en el

rejuvenecimiento de los antiguos (Curewitz y Karson, 1997; Cox et al., 2001). Ese fracturamiento es provocado por el campo de esfuerzos in-situ.

Las concentraciones de esfuerzo causan un fracturamiento activo así como la reapertura de conductos para el paso de fluidos, permitiendo la existencia duradera del flujo hidrotermal, pese a episodios de sellamiento activo de las fracturas debido al depósito de minerales que precipitan de esos mismos fluidos y a partir de su interacción con los minerales de la roca.

Se conocen escenarios estructurales en zonas de fallas que permiten concentraciones de esfuerzos y un fracturamiento causado por la falla principal. Estos sistemas de fracturas corresponden a regiones de ruptura y forman escenarios de fracturamiento activo donde los conductos permeables se crean y se mantienen abiertos (Curewitz y Karson, 1997).

Por ello a menudo la productividad de un yacimiento geotérmico está controlada por sistemas de fallas y fracturas específicos en determinados campos, por lo que estas estructuras se convierten en objetivos de los nuevos pozos a perforar. Sin embargo, se debate aun la manera de saber qué parte o partes de la falla son más favorables. Se ha demostrado que el centro de la falla no es ciertamente el mejor lugar para buscar una alta producción de fluidos (Backers y Moeck, 2015).

Otros hechos también parecen estar bien demostrados, entre ellos que las fallas y fracturas que controlan la permeabilidad en un yacimiento suelen ser las que están óptimamente orientadas con el campo de esfuerzos dominante (Barton et al., 1997a,b), ya que en este caso el esfuerzo es continuo. Es por ello que los yacimientos geotérmicos no suelen hallarse a lo largo de zonas de máximo desplazamiento en las fallas o a la mitad de un segmento mayor, pues la permeabilidad puede reducirse por un mayor espesor de arcillas que se forman en el momento de desplazamiento, y por la liberación periódica de estrés en los sismos. En cambios, los *step-overs*, las terminaciones e intersecciones de fallas (Fig. 1) indican zonas críticamente estresadas por largos periodos, en las que los conductos de los fluidos pueden mantenerse abiertos (Faulds et al., 2011).

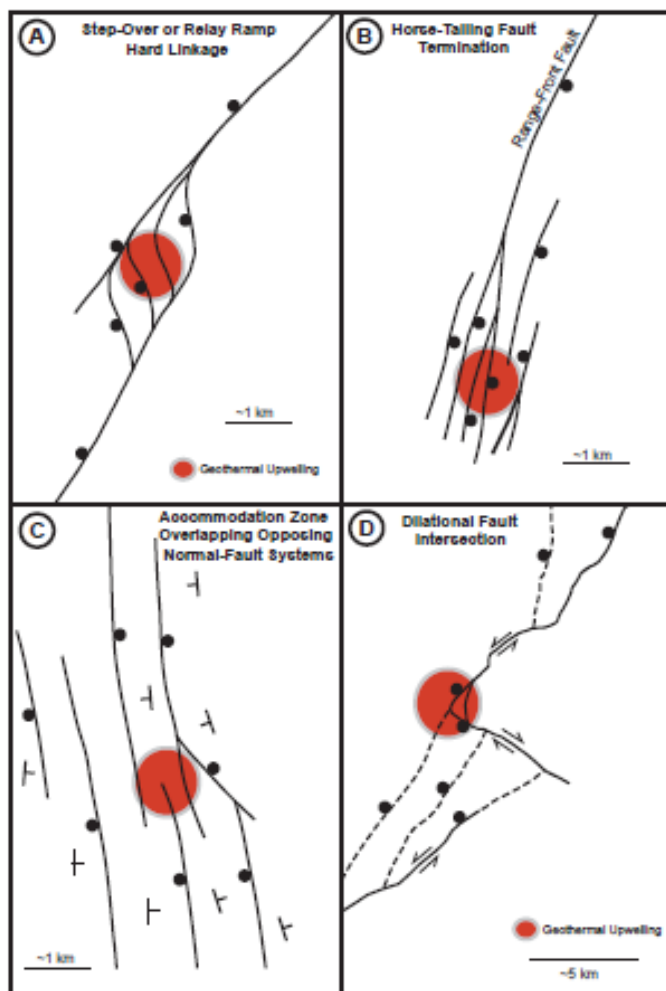


Figura 1. Ejemplos de escenarios estructurales para sistemas geotérmicos (zonas en rojo): (A) *step-over* o *relay ramp* entre dos fallas normales traslapadas con múltiples fallas menores provocando un fuerte vínculo entre las fallas. (B) Terminaciones de una falla normal mayor debido a que esta se rompe en varias fracturas con geometría de cola de caballo. (C) Traslape de fallas normales con bloques caídos opuestos, lo que genera múltiples intersecciones en la superficie. (D) Zona de dilatación en una intersección de fallas entre fallas de rumbo (Tomada de Faulds et al., 2011).

Intersecciones de falla

Las intersecciones de falla (IF) pueden ser uno de los más importantes conductos para los fluidos (Gartrell et al., 2003. en Ligtenberg, 2005; Gartrell et al., 2004). En estos casos se forma una zona de dilatación, por alta concentración de pequeñas fracturas y fallas abiertas. La deformación de cizalla en las intersecciones es baja, debido al bloqueo de las estructuras, en contraste con la deformación por cizalla que se crea en el plano de falla. Normalmente, una alta deformación de cizalla en los planos de falla resulta en alta producción de arcillas, pero como se ha mencionado la deformación de cizalla es reducida en las intersecciones de falla, por lo cual se crean zonas sub-verticales y relativamente abiertas (Ligtenberg, 2005). Varios autores indican que las intersecciones de fallas pueden ser conductos duraderos y eficientes de fluidos (Gartrell et al., 2004), por lo cual también son importantes formadoras de yacimientos minerales (Betts y Lister, 2002; Craw, 2000; Sibson, 1996; Tripp y Vearncombe, 2004, en Gartrell et al., 2004).

Las IF son zonas de concentración de esfuerzo, que funcionan como áreas de inicio y de terminación de rupturas durante movimientos sísmicos, concentrando esfuerzos e incluso generando sismos (Talwani, 1999, en Gartrell et al., 2004; Gangopadhyay y Talwani, 2005). Estas observaciones sugieren que si existen condiciones apropiadas los conjuntos de fracturas abiertas ubicadas en IF pueden mantenerse por la concentración de esfuerzo que ocurre en estos sitios (Gartrell et al., 2004; Gangopadhyay y Talwani, 2005). Y esto, aunado a la escasa generación de arcillas por desplazamiento de la falla, convierten a las IF en un escenario apropiado para la ubicación de un yacimiento geotérmico.

Terminación de falla

Parece razonable que los sistemas geotérmicos se emplacen en zonas de dilatación de fallas normales, en rampas de relevo, o en una zona altamente fracturada como una zona de intersección de falla. Sin embargo, las terminaciones de falla no parecen sitios muy apropiados por lo que no es recomendable localizar objetivos de perforación en terminaciones de falla (Backers y Moeck, 2015).

Estudios de campo y modelos de distribución de desplazamiento a lo largo de las fallas indican que la mayor cantidad de desplazamiento ocurre en el centro del segmento de falla y decrece desde una cierta proporción hasta cero en la terminación de la falla (Walsh and Watterson, 1987, 1988; Cowie and Scholz, 1992; Dawers et al., 1993; Schlische et al., 1996, en Joussineau y Aydin, 2007).

Sin embargo, el esfuerzo asociado con el gradiente de desplazamiento está concentrado cerca de la terminación de la falla (Fig. 2) creando un área de intenso fracturamiento (*damage zone*) alrededor de la terminación (Schoholz et al., 1993 en Curewitz y Karson, 1997). Las dimensiones de esta zona de fracturamiento son proporcionales a la longitud de la falla. Específicamente el radio de la región de ruptura es igual a entre el 5 y el 10% de la longitud de la falla (Cowie y Scholz, 1992; Scholz, et al., 1993, en Curewitz y Karson, 1997). La orientación de la deformación a nivel macroscópica alrededor de las terminaciones de falla puede incluir geometrías de cola de caballo, “*wing cracks*” y fallas subsidiarias antitéticas o sintéticas (Joussineau y Aydin, 2007; Moir et al., 2010, en Faulkner et al., 2010; Young et al., 2002).

Se propone que la distribución de la *damage zone* es controlada por el estado de esfuerzos alrededor de la falla, encontrándose que la *damage zone* en campos extensionales es más amplio cerca de las terminaciones de falla y más estrecho cerca del centro de la falla (Knott et al., 1996; Davatzes y Aydin, 2003, en Joussineau y Aydin, 2007).

La *damage zone* que se crea en la terminación de la falla se desarrolla en respuesta a la concentración de esfuerzo en esa región (Cowie y Scholz, 1992, en Young et al., 2002). La roca experimenta la mayor parte del esfuerzo en la vecindad de la terminación de falla, y la zona de deformación producida por

esta concentración de esfuerzo puede ser más intensa de la que se produce en el momento del deslizamiento de la falla a lo largo de su plano (Vermil y Scholz, 1999, en Young et al., 2002).

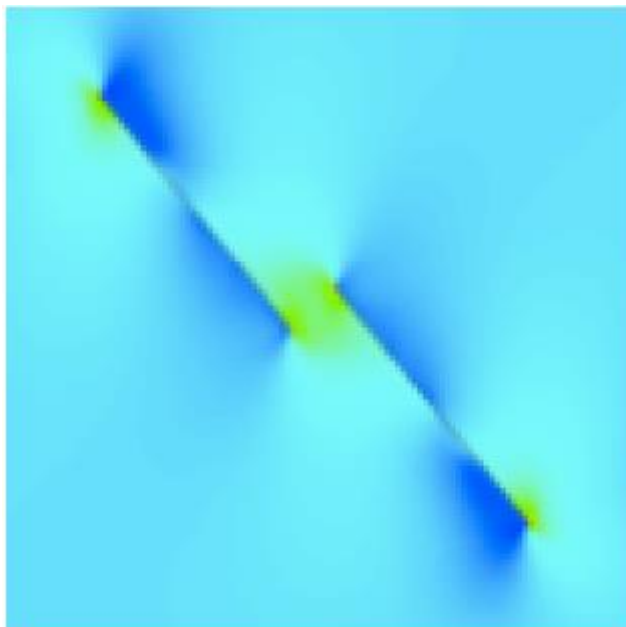


Fig. 2. Campo de esfuerzos en fallas debido a un esfuerzo principal horizontal. Los tonos de azul más fuertes corresponden a esfuerzos mayores. Se puede observar que en las terminaciones de falla se acumulan estos esfuerzos (de Backers y Moeck, 2015) lo cual provoca un intenso fracturamiento en esta zona.

Hay regiones cerca de las terminaciones de fallas donde predominan esfuerzos de extensión y por lo tanto es de esperar que mejoren la permeabilidad (Backers y Moeck, 2015). Por ejemplo, ocurre actividad hidrotermal en ventilas jóvenes del tipo *black smokers*, y se encuentran montículos de sulfuros activos e inactivos en terminaciones de fallas individuales o donde múltiples terminaciones se traslapan (Curewitz y Karson, 1997). También suelen encontrarse manantiales termales en terminaciones de fallas, debido a que el fracturamiento activo mantiene abiertos los conductos, pese a la eventual obstrucción del depósito de minerales hidrotermales (Curewitz y Karson, 1997).

Step overs y relay ramps

Step over (escalones) y *relay ramp* (rampas de relevo) son estructuras de transferencia de desplazamiento entre dos segmentos de falla traslapados. Los escalonamientos de falla crean compresión y extensión local, y son característicos de un segmento mayor de falla cuyos efectos están limitados a las zonas cercanas. Cuando dos extremos de falla crecen uno hacia el otro, pasan de un traslape en la parte inferior de las fallas a un traslape completo, formando una rampa de relevo. Los campos de esfuerzos y las concentraciones de esfuerzos asociadas con las terminaciones de fallas en los dos segmentos de falla, interactúan y causan un complejo patrón de deformación (Kattenhorn et al., 2000, en Rotevatn et al., 2007). Eventualmente, si la falla continúa creciendo, la rampa de relevo se convierte en una brecha, formando una zona fuertemente deformada que vincula ambos segmentos o ambas fallas. Los segmentos previamente separados continúan su movimiento como una sola falla, y lo que inicialmente fue una rampa de relevo (*relay ramp*) se convierte en un escalón (*step over*) en el trazo de la falla (Rotevatn et al., 2007).

Faulds (2011) utiliza ambos términos como parte del control estructural identificado en la provincia *Basin and Range* en Estados Unidos. Los *step over* son uno de los escenarios estructurales más

favorables para la actividad geotérmica. En 2011, el 32% de más de 200 campos geotérmicos documentados en la provincia de *Basin and Range* estuvieron asociados con *step overs* en zonas de fallas normales. El incremento en la densidad de fracturamiento en estas zonas resulta en una mejora de la permeabilidad que a su vez facilita el flujo de fluidos hidrotermales. Los relevos de fallas asociadas con traslapes de estas estructuras se consideran comúnmente como conductos eficientes para el flujo de fluidos en zonas donde existe un sellamiento potencial (Rotevatn et al., 2007). La ocurrencia y distribución de rampas de relevo debe ser un importante factor a tomar en cuenta cuando se planea un pozo de producción e inyección en reservorios fallados (Rotevatn et al., 2007).

Trazas de falla

Los sistemas geotérmicos raramente se encuentran a lo largo de superficies de máximo desplazamiento o a la mitad de un segmento de una falla mayor, posiblemente debido a la reducción de la permeabilidad en zonas donde se crea una gruesa capa de arcillas por el desplazamiento de la falla, pero también a la liberación periódica de esfuerzos en sismos mayores (Faulds et al., 2011; Backers y Moeck, 2015). Sin embargo hay excepciones. Fallas con constante desplazamiento pueden dar lugar a una permeabilidad anisotrópica con bandas de arcilla de falla y cataclastita paralelas a la superficie de la falla (Scholz y Anders, 1994, en Curewitz y Karson, 1997).

CASOS DE ESTUDIO

San Agustín del Maíz (SAM)

La zona geotérmica de SAM se encuentra al norte del estado de Michoacán en la porción centro-sur del Lago de Cuitzeo. Está afectada por una tectónica extensional con un mínimo esfuerzo horizontal de dirección aproximada N330° que forma fallas normales de dirección ENE, NE y E-W que caen principalmente hacia el N (Fig. 3). Estas fallas son parte del Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), a las cuales se asocia la formación del Lago de Cuitzeo (Garduño-Monroy et al., 2009).

Las fallas principales que se encuentran en la zona son de tipo lístrico lo cual hace que los bloques basculen hacia el sur. Esto se observa claramente en la zona centro-sur del Lago de Cuitzeo sobre en la carretera Morelia-Cuitzeo y cerca de SAM, donde los bloques se encuentran rotados hasta 33° al sur. Se sugiere que las estructuras de este sistema de fallas en la región Morelia-Cuitzeo han estado activas durante el Holoceno afectando paleosuelos con cerámica de las culturas Pirinda-Purépecha (Garduño-Monroy et al., 2009).

Es importante hacer notar que algunos de los planos de las estructuras mencionadas parecen reactivados sobre estructuras que más bien corresponden a fallas laterales izquierdas, lo cual se observó por sobre-posición de estrías en algunos planos de falla. En esta zona además de las fallas indicadas se han identificado en campo fallas de rumbo de tipo derecha, con direcciones que van de N345° a N10° y que podrían estar asociadas a la estructura de Tzizio. Esta es una estructura de fondo (Demant et al., 1975; Islas et al., 1989; Menella, 1994; Bonassi, 1993; Menella, 1999, en Garduño-Monroy et al., 1999) formada por un sistema de fallas laterales que son el resultado de una fase transpresiva del Mioceno (Altamira-Areyán y Centeno-García, 1998, en Garduño-Monroy et al., 1999).

Tanto en la Figura 3 como en la 4 se puede observar que la morfología de la zona está controlada por los sistemas de fallas NE, que forman el límite sur del Lago de Cuitzeo. También existen fallas laterales derechas que se han medido al sur de las manifestaciones y que cortan precisamente a estas zonas.

En las mismas Figuras 3 y 4 se puede observar que las manifestaciones termales se encuentran en las intersecciones de fallas, además de que ocurren principalmente en el bloque de piso de las fallas NE.

Esto tiene sentido, ya que en el bloque de techo se acumulan los depósitos lacustres que se depositan en el lago, lo cual crea una capa relativamente impermeable con respecto a la roca fracturada.

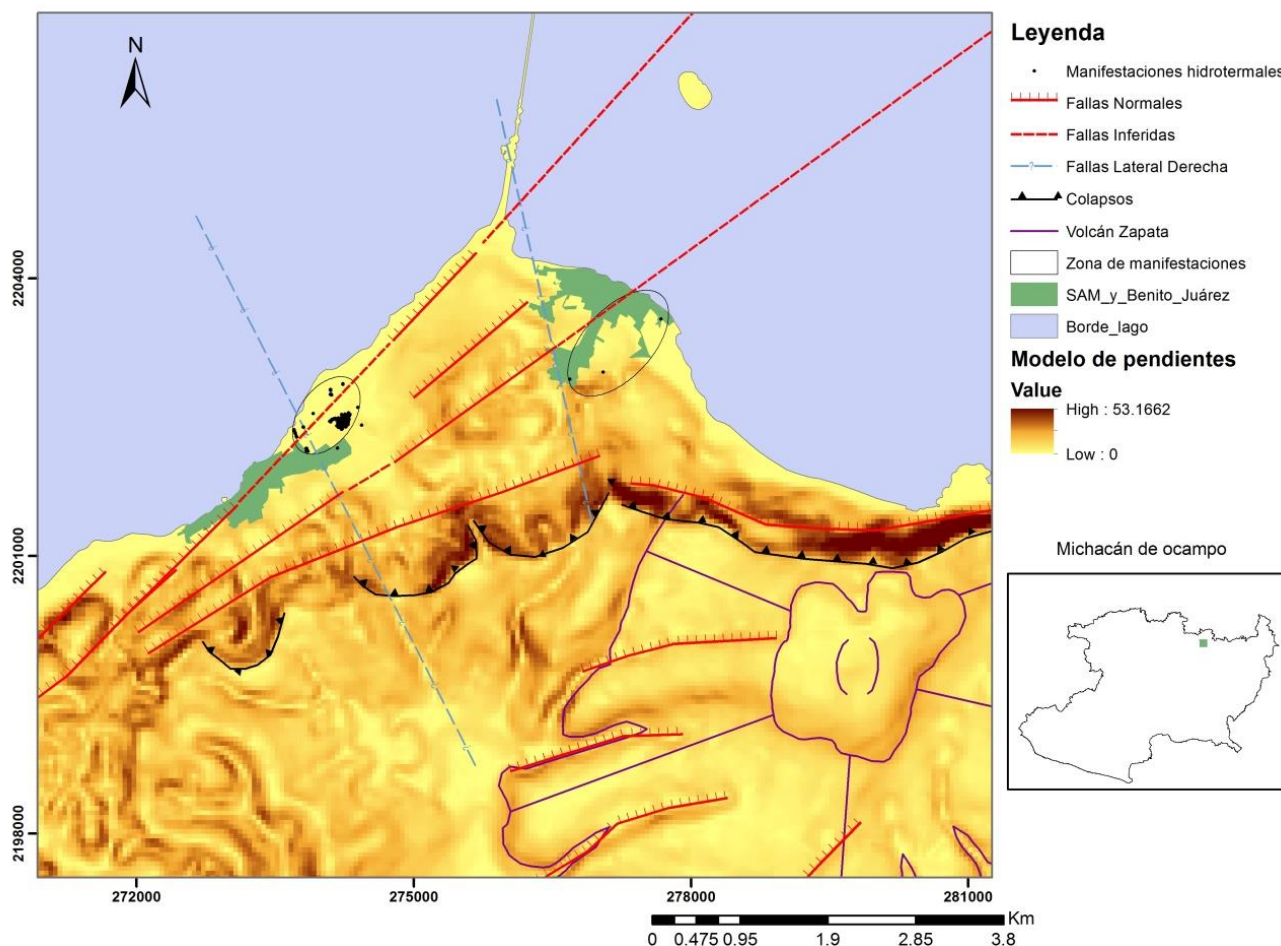


Figura 3. Modelo de pendientes de la zona geotérmica SAM. Se presentan las principales estructuras así como las manifestaciones hidrotermales.

Araró

La zona geotérmica de Araró se encuentra en la zona SE del Lago de Cuitzeo a unos 33 km al oriente de SAM. Por lo tanto, sus características tectónicas son similares. Pero aunque Sam y Araró se encuentran en el límite sur del Lago de Cuitzeo, están separadas por una importante discontinuidad que es la estructura de Tzizio, la cual parece cortar el lago en su parte central, con dirección NNW.

En la zona de Araró son más visibles las estructuras E-W y ENE, de tipo normal, que forman el graben de Cuitzeo, y que son también parte del SFMA (Garduño-Monroy et al., 2009). En esta zona se encontraron paleosuelos con cerámica afectados por fallas, y ocurrió una crisis sísmica en 1872 al oriente (Flores, 1946, en Gómez, 2012) por lo cual se considera como una zona tectónicamente activa.

En esta zona se puede observar que las fallas ENE modelan su morfología (Fig.5). También se nota que las fallas estas tienen forma sinoidal, lo que podría corresponder a antiguos relevos que terminaron combinándose para formar una misma estructura. La zona de manifestaciones se encuentra precisamente al sur del graben de Araró entre dos estructuras importantes (Figs. 5 y 6). La falla de la

parte norte (Falla Araró) se observa como si se doblara y se dirigiera hacia la falla sur (Falla Simirao), como posible relevo.

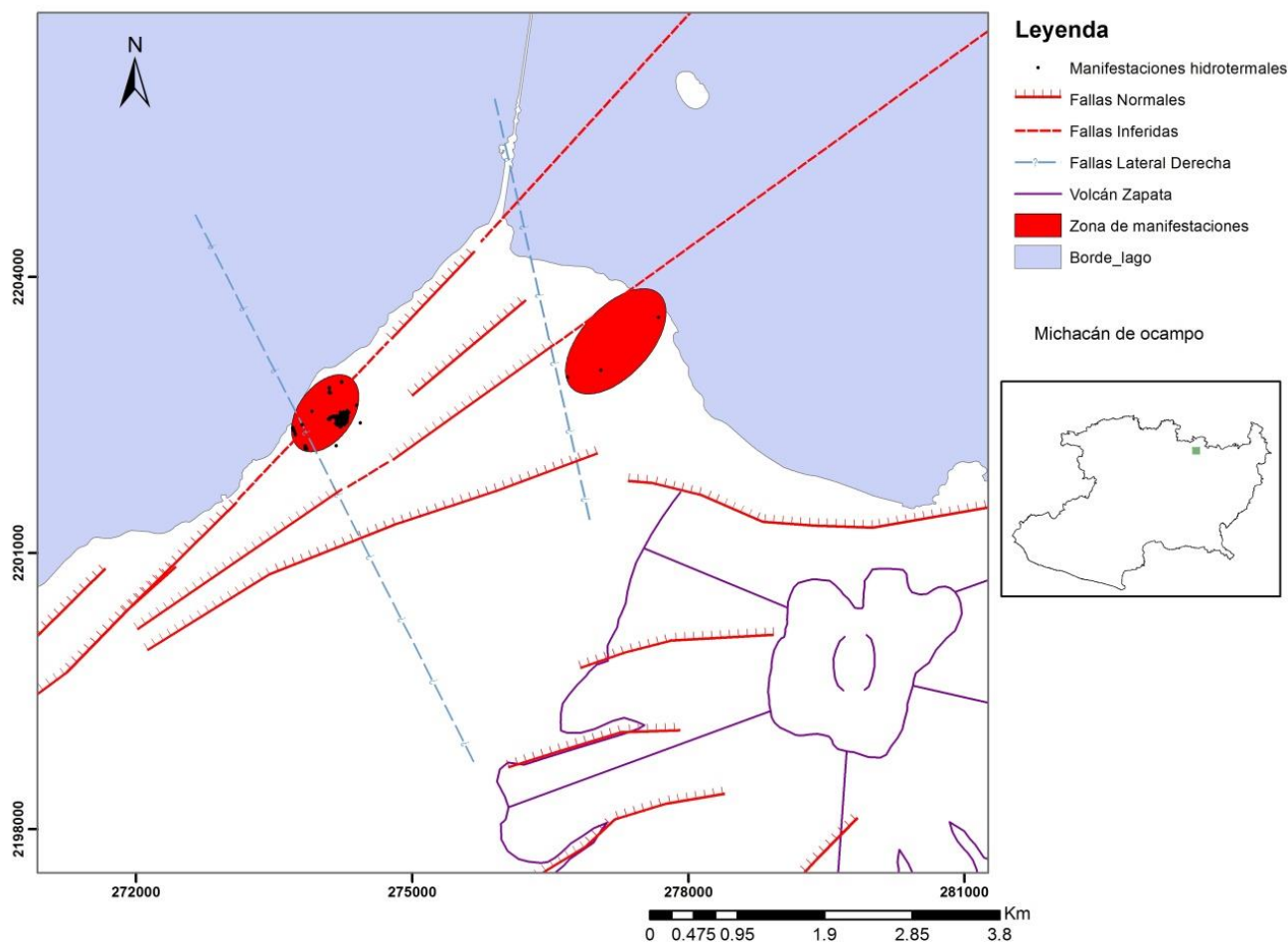


Figura 4. Mapa estructural de SAM. Se presentan las intersecciones de falla y las manifestaciones hidrotermales.

CONCLUSIÓN

A lo largo de la traza de una zona de falla que contrala el flujo de fluidos en un campo geotérmico existen escenarios favorables como intersecciones de falla, terminaciones de falla y rampas de relevo, que pueden mantener los conductos abiertos pese a la precipitación de mineral hidrotermales. Estos escenarios corresponden a zonas de esfuerzo crítico continuo, lo cual crea y mantiene condiciones de permeabilidad. Estos sitios se deben tomar en cuenta cuando se planea perforar un pozo geotérmico productor porque son los más adecuados para lograr una mayor producción de fluidos.

En la zona geotérmica de San Agustín del Maíz (SAM) son morfológicamente visibles las fallas NE y ENE, pero también existen fallas laterales derechas identificadas y medidas al sur de las manifestaciones termales y que aparentemente las cortan. Se propone que la zona SAM se encuentra en una intersección de fallas, donde habría acumulación de esfuerzos lo cual a su vez propiciaría una renovación activamente de la permeabilidad. Tanto las fallas normales como las laterales parecen controlar la distribución de las manifestaciones además, que además parecen estar asociadas a la

probable reactivación de fallas de dirección NNW debido al campo de esfuerzos actual, según propuso Menella (2011).

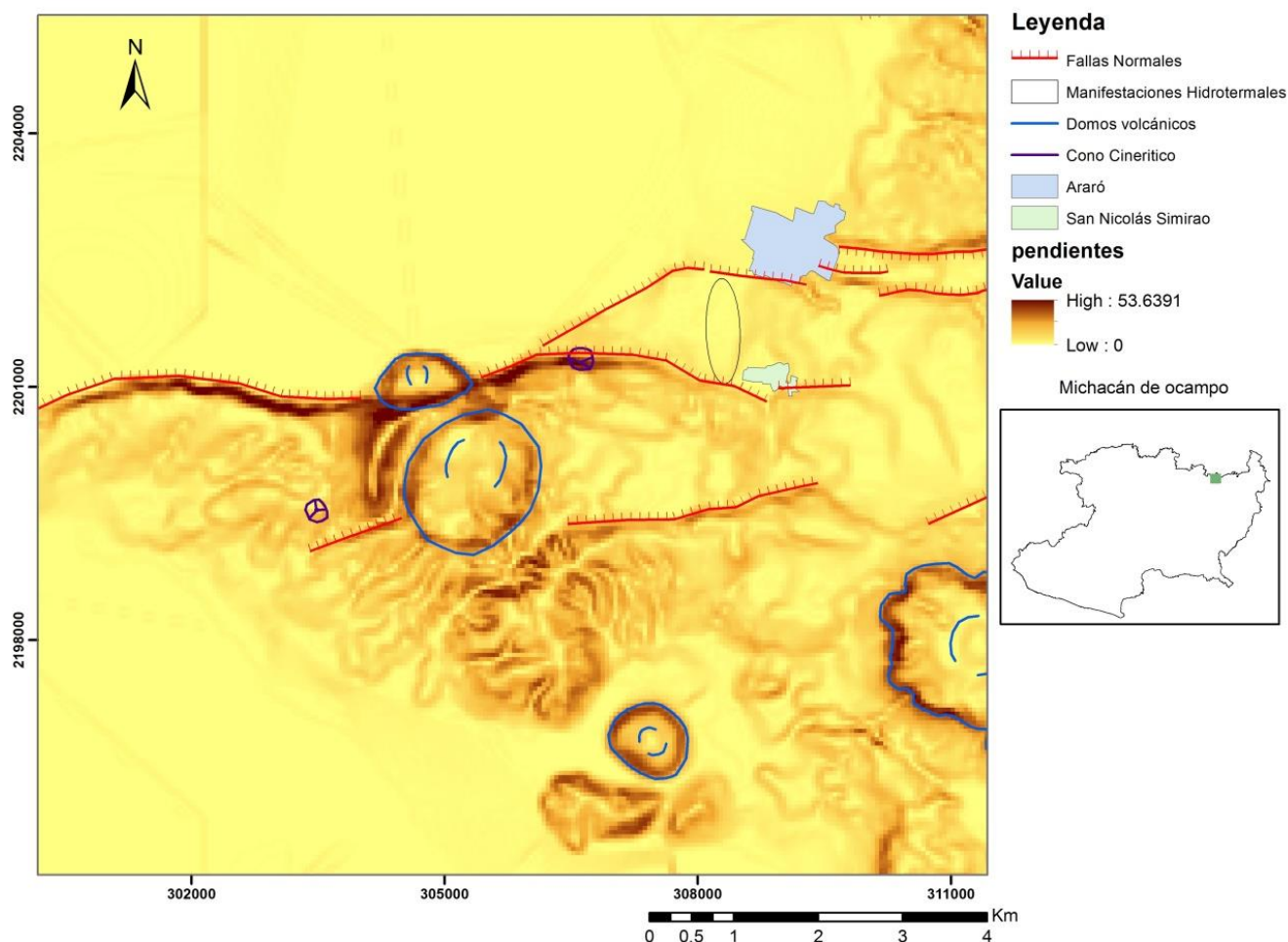


Fig. 5. Modelo de pendientes de la zona geotérmica de Araró, observándose las principales estructuras y la zona de manifestaciones termales.

La mayor concentración de manifestaciones hidrotermales en SAM se encuentra en el bloque de piso de las fallas NE lo cual tiene sentido ya que en el bloque de techo se acumulan los depósitos lacustres que se depositan en el lago lo cual crea una capa relativamente impermeable respecto a la roca fracturada

De acuerdo con el análisis morfológico, se propone que la zona de manifestaciones de Araró se encuentra en una zona de relevo de falla y, por tanto, en un estado de tensión crítica. En esta zona hay evidencias de actividad tectónica activa (paleosuelos con cerámica deformados y fuerte sismicidad en 1872 al este de Araró), lo que también son elementos a favor de una buena permeabilidad en el subsuelo.

REFERENCIAS

Backers, T., and I. Moeck, 2015. Fault Tips as Favorable Drilling Targets for Geothermal Prospecting – A Fracture Mechanical Perspective. *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.

Barton, C., S. Hickman, R. Morin, M. Zoback, T. Finkbeiner, J. Sass and D. Benoit, 1997a. Fracture Permeability and its Relationship to In-Situ Stress in the Dixie Valley, Nevada, Geothermal Reservoir. *Proceedings of the Twenty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford. California, January 27-29, 1997.

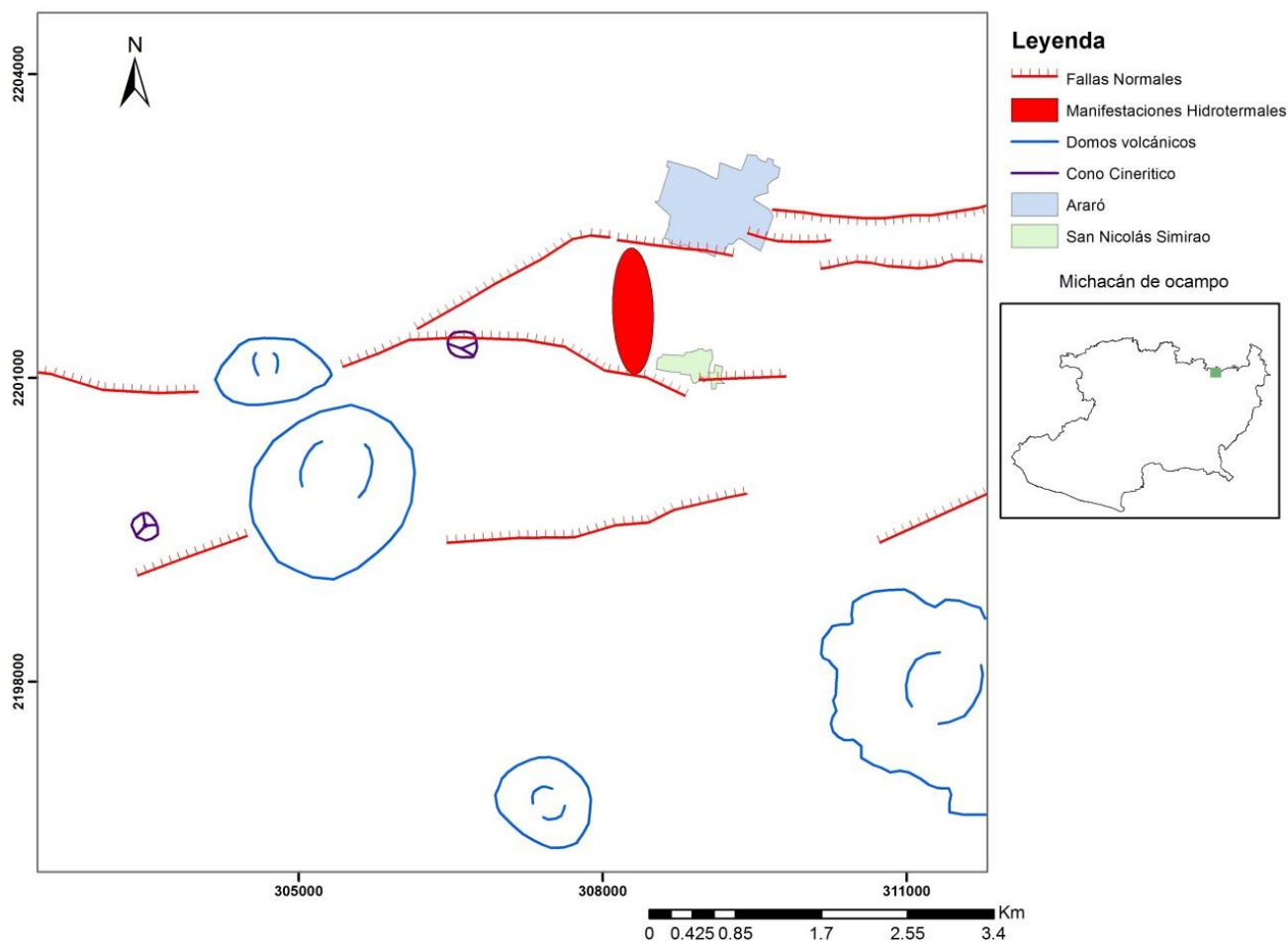


Figura 6. Mapa estructural de Araró. Se puede observar el posible relevo de falla y la zona de manifestaciones hidrotermales.

Barton, C., D. Moos, and M. Zoback, 1997b. In-Situ Stress Measurements Can Help Define Local Variations in Fracture Hydraulic Conductivity at Shallow Depth. *The Leading Edge*. GeoMechanics International, Palo Alto, California.

Barton, C., M. Zoback and D. Moos, 1995. Fluid Flow along Potentially Active Faults in Crystalline Rock. *Geology*, 23, 8, pp. 683–686.

Caine, J., J. Evans, and C. Forster, 1996. Fault Zone Architecture and Permeability Structure. *Geology*, 24, 11, pp. 1025-1028.

Cox S. F., Knackstedt M. A., Braun J., 2001. Principles of Structural Control on Permeability and Fluid Flow in Hydrothermal System. *Society of Economic Geologists. Reviews*, v. 14, pp. 1-24.

Curewitz Daniel, Jeffrey A. Karson, 1997. Structural Settings of Hydrothermal Outflow: Fracture Permeability Maintained by Fault Propagation and Interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79, pp. 149-168.

Faulkner D.R., C.A.L. Jackson, R.J. Lunn, R.W. Schlische d, Z.K. Shipton, C.A.J. Wibberley, M.O. Withjack. 2010. A Review Of Recent Developments Concerning The Structure, Mechanics And Fluid Flow Properties Of Fault Zones. *Journal of Structural Geology* 32 (2010) 1557e1575. Department of Earth and Ocean Sciences, University of Liverpool, Liverpool, UK.

Faulds, Hinz, Coolbaugh, Cashman, Kratt, Dering, Edwards, Mayhew, and McLachlan. 2011. Assessment Of Favorable Structural Settings Of Geothermal Systems In The Great Basin, Western USA. *GRC Transactions*, Vol. 35, 2011. Nevada Bureau of Mines and Geology, University of Nevada, Reno NV.

Gangopadhyay Abhijit, Talwani Pradeep, 2005. Fault Intersections and Intraplate Seismicity in Charleston, South Carolina: Insights from a 2-D Numerical Model. *Current Science*, vol. 88, no. 10, 25 may 2005. Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, SC 29208, USA.

Garduño-Monroy V.H., 1999. Marco Tectónico del Estado de Michoacán. Carta geológica de Michoacán. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía. Edificio “U” Ciudad Universitaria, Morelia Michoacán, México.

Garduño-Monroy V.H., R. Pérez-López, I. Israde-Alcantara, M. A. Rodríguez-Pascua, E. Szykaruk, V. M. Hernández-Madrigal, M. L. García-Zepeda, P. Corona-Chávez, M. Ostroumov, V. H. Medina-Vega, G. García-Estrada, O. Carranza, E. López-granados, J. C. Mora Chaparro, 2009. Paleoseismology of the Southwestern Morelia-Acambay Fault System, Central México. *Geofísica Internacional*, Vol 48, No. 3. 319-335. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo, Cuerpo Académico Consolidado de Ciencias de la Tierra, Ciudad Universitaria, Morelia, Michoacán, México

Gartrell Anthony, Zhang Yanhua, Lisk Mark, Dewhurst David, 2004. Fault Intersections as Critical Hydrocarbon Leakage Zones: Integrated Field Study and Numerical Modelling of an Example from the Timor Sea, Australia. *Marine and Petroleum Geology* 21 (2004) 1165–1179. CSIRO Division of Petroleum Resources, Australian Petroleum Co-operative Research Centre, ARRC.

Gómez-Vasconcelos M. G., 2012. Geología Y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres. Tesis. Maestría En Geociencias Y Planificación Del Territorio, Departamento de Geología, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Joussineau Ghislain, Aydin Atila, 2007. The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 112.

Litenberg J. H., 2005. Detection of Fluidmigration Pathways in Seismic Data: Implications for Fault Seal Analysis. *Basin Research* (2005) 17, 141–153. dGB Earth Sciences, Enschede, The Netherlands.

Menella Luca, 2011. Sismotectónica del Sector Occidental Del Sistema Morelia-Acambay, México, a Partir del Análisis de Poblaciones de Fallas. Tesis. Maestría En Geociencias Y Planificación Del

Territorio, Departamento de Geología, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Rotevant Atle, Fossen Haakon, Hesthammer Jonny, Aas Tor and Howell John, 2007. Are Relay Ramps Conduits for Fluid Flow? Structural Analysis of a Relay Ramp in Arches National Park, Utah. Geological Society, London, Special Publications, 270, 55-71. Centre for Integrated Petroleum Research, University of Bergen, Allegaten 41, 5007 Bergen, Norway.

Wiprut David, Zoback Mark, 2000. Fault Reactivation and Fluid Flow Along a Previously Dormant Normal Fault in the Northern North Sea. *Geology*; July 2000; v. 28; no. 7; p. 595–598. Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, California 94305-2215, USA.

Young-Seog K., Peacock David, Sanderson David, 2002. Fault Damage Zones. *Journal of Structural Geology* 26 (2004) 503–517. School of Earth and Environmental Sciences (BK21), Seoul National University, Seoul 151-747, South Korea.