



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Evolución de la Presión de Poro Asociada a Sismos Silenciosos:
Implicaciones en la Generación de Tremores Tectónicos en Guerrero,
México

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

PRESENTA:

Carlos David Villafuerte Urbina

Director de Tesis:
Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria Cd. México, Agosto 2016



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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

RESUMEN

Desde el descubrimiento de los tremores tectónicos (TT) y de los eventos de deslizamiento lento (SSE), diversos estudios sugieren que su origen está relacionado con la presencia de fluidos sobrepresurizados en la región cercana a la frontera de placas. Sin embargo, para establecer dicha relación y entender la importancia de los fluidos en la generación de estos fenómenos, es necesario desarrollar modelos físico-matemáticos que expliquen cuantitativamente las observaciones. En Guerrero, los TTs ocurren en dos regiones del segmento horizontal del slab denominadas transient zone y sweet spot. Diversos estudios indican que, en estas regiones, la corteza oceánica superior está sujeta a presiones de poro cercanas a la litostática. En este trabajo se calcularon los campos poroelásticos inducidos por los SSEs de 2006 y 2009-2010 en Guerrero con la finalidad de cuantificar y analizar el rol que juegan los fluidos en la generación de TTs. Considerando que la permeabilidad es una función de la presión efectiva, se resolvió la ecuación de difusión no lineal en dos dimensiones mediante el método de volumen finito. Con los resultados obtenidos se identificaron dos comportamientos en la actividad de tremor tectónico en la región. Uno a escala regional y de periodos largos, relacionado a la tasa de emisión sísmica, y otro a una escala local y de periodos cortos, asociado a la migración de la fuente de TTs. Los resultados del modelado muestran que la evolución de la presión de poro sobre la interface de placas y dentro del slab modula la ocurrencia de TTs y LFEs en el sweet spot durante eventos silenciosos. En ausencia de SSEs, la propagación de pulsos de presión de poro explica la dirección y la velocidad de las migraciones, siempre y cuando exista un gradiente moderado de la presión de poro dentro del slab y el máximo valor de la presión de poro suponga presiones efectivas casi nulas (i.e., una presión de poro comparable a la litostática). Nuestros resultados sugieren que los SSEs actúan como un mecanismo recurrente de deformación que aumenta sucesivamente la presión de poro en el slab para generar las condiciones necesarias que dan origen a pulsos de presión (solitones) y con ello a la migración de tremor.

ABSTRACT

Since the discovery of the tectonic tremors (TT) and the slow slip events (SSE), several studies claim that their origin is strongly related to the presence of overpressure fluids. However, in order to determine the importance of fluids in the generation of slow phenomena, physical models should explain quantitatively the observations. In Guerrero, TT occur in two regions within the flat slab section called transient zone and sweet spot. According with recent observations, in these regions the upper oceanic crust is under near-lithostatic pore pressure (Pp). In this work we compute the poroelastic fields induced by the 2006 and 2009-2010 SSEs in Guerrero with the ultimate goal to quantify and analyze the role of fluids in the generations of TT. Considering the permeability as a function of the effective pressure (Pe), we solve the nonlinear diffusion equation in two-dimensions by means of a finite volume approach. We identified two behaviors exhibited in the TT activity: 1) A regional scale and long period activity, related to the seismic emission rate; and 2) a local scale and short period activity, associated with the TT migrations. Our modeling results show that the evolution of the pore pressure within the slab, and at the plate interface, modulates the long-term occurrence-rate of the TT and LFEs in the Sweet Spot during SSEs. In absence of SSEs, the propagation of pore pressure pulses explains the direction and velocity of the TT migrations, provided that a moderate pore pressure gradient exists within the slab and the maximum value of the Pp create almost null Pe conditions (i.e., a Pp value comparable with the lithostatic pressure). Our results suggest that the SSEs act as a recurrent mechanism of deformation that successively increases the Pp within the slab and generate the optimal conditions where pore pressure pulses arise and therefore the TT migrations.

CONTENIDO

1	Introducción	1
2	Fluidos en zonas de subducción	3
2.1	Fuentes de fluido y distribuciones de presión de poro	3
2.2	Permeabilidad como medio de transporte de fluidos	6
2.3	Fluidos asociados a deslizamientos lentos	8
3	Tremores Tectónicos y LFES en Guerrero, México	11
4	Deslizamiento Lento y Localización de TTs	18
4.1	Migraciones de tremores en Guerrero	26
5	Modelado Poroelástico de SSEs	30
5.1	Perturbaciones elásticas asociadas a sismos silenciosos	30
5.2	Esfuerzos de Coulomb	34
5.3	Sismos silenciosos de corta duración	36
5.4	Ecuación no lineal para la difusión de la presión de poro	37
5.4.1	Permeabilidad como una función de la presión efectiva	37
5.5	Ecuación no lineal de difusión	38
5.5.1	Ecuación de difusión con permeabilidad variable	38
5.5.2	Modelo discreto de la ecuación de difusión usando el MVF	40
5.5.3	Condiciones para la generación de pulsos de presión de poro	47
5.6	Tasa de ocurrencia de LFES	49
6	Resultados	51
6.1	Correlación de los campos poroelásticos con la ocurrencia de TTs	51
6.1.1	Sismo silencioso de 2006	52
6.1.2	Sismo silencioso de 2009-2010	60
6.2	Tasa de ocurrencia de los LFES y evolución temporal de los campos poroelásticos	66
6.3	Pulsos de presión de poro como mecanismo para la migración de tremores	68
6.3.1	Detección de perturbaciones transitorias en la presión de poro	68
6.3.2	Análisis paramétrico	71
6.3.3	Gradientes de presión de poro inducidos por los SSEs	74
7	Discusión	80
7.1	Mecanismos asociados a la ocurrencia de TTs.	80
7.2	Implicaciones en los cambios de ocurrencia de los LFES	82
7.3	Condiciones para la generación de migraciones de TTs	84

8 Conclusiones **88**

A Anexos **90**

 A.1 Verificación del MVF 90

 A.2 Dependencia de la densidad de TTs en el cálculo del coeficiente de correlación temporal 91

Bibliografía **94**

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1	Subducción de una columna de roca (mallas negras y verdes) a partir de una profundidad inicial. El material cruza el límite de equilibrio determinado por la línea roja y las reacciones de deshidratación toman lugar como un proceso químico que libera el agua contenida en la roca a una tasa controlada por las condiciones P-T (Modificada de Skarbek & Rampel, 2016).	4
2.2	Representación esquemática de la distribución de fluidos a diferentes profundidades de las zonas de su generación. Los valores cercanos a la presión litostática coinciden con las zonas de transición donde se han observado manifestaciones de SSEs, TTs, LFE y VLFEs. La zona sismogénica presenta valores moderados de la presión de poro comparado con las regiones aledañas produciendo que el esfuerzo efectivo aumente y generando zonas de deslizamiento inestable (Tomada de Saffer & Tobin, 2011).	6
2.3	Condiciones de permeabilidad a lo largo de la interfase de subducción. A medida que el slab se subduce, la porosidad disminuye reduciendo la permeabilidad de la matriz rocosa y aumentan las reacciones de deshidratación (flecha negra degradada). A mayores profundidades, el rol de las fracturas crece como las principales vías de escape de fluidos (flechas verdes). B) Esquema de la producción de fluido vertical (flechas azules) hacia la zona de falla (zona roja) donde la permeabilidad es mayor en dirección paralela al fallamiento (flecha y rectángulo verde). (Modificada de Saffer & Tobin, 2011)	7
2.4	a) Mediciones de laboratorio del cociente V_p/V_s tomados de Christensen (1984,1996) para diferentes rocas sometidas a una presión de confinamiento de 1.0 GPa con respecto de su contenido de sílice. Barras de colores en el recuadro interior indican el rango de mediciones de V_p/V_s observadas en diferentes zonas de subducción. B) Mediciones de V_p/V_s para una muestra de granito en función de la presión de confinamiento y la presión de poro bajo condiciones undrained. Muestras con alto contenido de presión de poro permiten mantener valores altos en el cociente V_p/V_s (Tomada de Audet & Kim, 2016).	9
3.1	Distribución de TTs asociados a SSEs en Cascadia para un evento de ETS. Los máximos de deslizamiento del SSE coinciden con la ocurrencia de TTs en la zona, este fenómeno se denomina ETS (Modificada de Wech & Bartlow, 2014).	11
3.2	Distribución espacio-temporal de TTs y LFEs en Guerrero. Los rectángulos de color rosa y azul indican los eventos asociados al sweet spot y a la transient zone, respectivamente A) Distribución de la energía y localizaciones epicentrales de TTs a lo largo de un perfil perpendicular a la trinchera (Husker et al., 2012). B) Proyección de TTs sobre una sección vertical perpendicular a la trinchera. La gran mayoría de los TTs se localizan a profundidades cercanas a la interfase (Cruz-Atienza et al., 2015). C) Localización de los epicentros de las fuentes LFEs en la transient zone y en el sweet spot y D) Localización a profundidad de los LFEs. Los colores indican la densidad de eventos en un radio de 5 km (Frank et al., 2015a). La localización de TTs y LFEs son coincidentes a profundidad.	12

3.3	Localización de los SSEs de corta (a) y larga duración (b). Las líneas punteadas delgadas indican la geometría de la interfase a profundidad inferida por Kim et al., 2010. Estaciones locales de GPS y estaciones sísmicas son representadas respectivamente como triángulos verdes y círculos azules. Los desplazamientos observado en superficie (flechas negras) para ambos SSEs son graficados con elipses de error correspondientes a 1σ . El deslizamiento obtenido a partir de la inversión estática para ambos eventos se muestran como contornos de colores con sus respectivos desplazamientos en superficie (flechas rojas). La línea punteada gruesa en cada una de las figuras (a) y (b) indican la mayor concentración del deslizamiento durante el otro SSE. C) Localización esquemática de los SSEs sobre la interfase (rectángulos naranjas) y las zonas de generación de TTs en la region (rectángulos morado y rosa). (Tomada de Frank et al., 2015b)	14
3.4	Curvas normalizadas del número de LFEs acumulados para cada segmento de acuerdo a su distancia con respecto de la trinchera (rectángulo de la derecha en C). El periodo inter-SSE es indicado por la flecha negra, anterior al SSE de 2006 (recuadro gris). B) intervalos de recurrencia de los episodios de LFEs para cada segmento durante el periodo inter-SSE (línea negra) y durante el SSE de 2006 (línea guinda). C) Actividad de los LFEs relativa a la tendencia inter-SSE. Las curvas acumuladas de LFEs con la sustracción de la tendencia inter-SSE son mostradas para cada segmento sobre la interfase presentando diversos cambios en la tasa de sismicidad antes, durante y después del SSE (ver texto) (Modificada de Frank et al., 2015a).	16
3.5	Densidad de tremores (TT/km ²) durante a) el establecimiento del arreglo MASE y b) el arreglo GGAP. Las estrellas azules indican las regiones con mayor densidad. Los cuadrados y triángulos negros denotan las estaciones temporales y permanentes, respectivamente. El contorno negro encierra el 70 % de actividad para cada región (Tomada de Maury et al., 2016).	17
4.1	Distribución de la densidad de TTs proyectada en una sección vertical perpendicular a la trinchera para los periodos comprendidos durante el establecimiento del arreglo MASE (A) y GGAP (B). Los contornos negros encierran las regiones con densidades mayores a 5 y 20 TTs/km ² para cada caso. La línea negra gruesa representa la geometría de la inteface entre las placas (Kim et al., 2010). De lado izquierdo se muestra la distribución normalizada de los tremores en profundidad (curva azul). Para ambos casos las regiones con mayor ocurrencia de TTs se localizan sobre la interfase y dentro del slab (i.e., 40-50 km).	19
4.2	Distribución de las localizaciones de TT en el segmento horizontal en Guerrero durante los periodos del establecimiento del arreglo MASE (A) y GGAP (B). Los colores representan el logaritmo de la densidad de tremores (log TT/km ²). Los contornos delimitan las regiones con densidades mayores a 5 y 20 TT/km ² para los catálogos de 2005-2007 y 2009-2010, respectivamente. Los cuadros verdes representan las estaciones del arreglo MASE mientras que los triángulos azules las estaciones del arreglo GGAP.	20

4.3	Distribución final del deslizamiento del SSE de 2006 (colores) y localizaciones epicentrales de TTs en Guerrero durante el tiempo indicado en la parte superior de la figura. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE, la línea negra punteada representa el kink donde el slab comienza con su comportamiento subhorizontal aproximadamente a 40 km de profundidad. Los curvas negras indican los contornos de deslizamiento cada 2 cm. Las curvas blancas delimitan las regiones con densidades mayores a 5 TTs/km ² que se encuentran alrededor y al norte de uno de los máximos de deslizamiento del SSE.	21
4.4	Incrementos del deslizamiento para el SSE de 2006 (distribución de colores) y las localizaciones de los TTs durante el periodo indicado en la parte superior de cada figura. Los recuadros café y amarillo indican las regiones del sweet spot y la transient zone respectivamente. Durante la evolución del SSE, los TTs se localizan al norte y alrededor de los máximos del deslizamiento sobre la interfase horizontal. El deslizamiento al alcanzar las regiones <i>updip</i> viene acompañado con TTs en la transient zone.	22
4.5	Distribución final del deslizamiento del SSE de 2009-2010 (colores) y localizaciones epicentrales de TTs en Guerrero durante el tiempo indicado en la parte superior de la figura. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE y los triángulos verdes las estaciones del arreglo GGAP utilizados para referencia espacial. Los contornos negros indican los contornos de deslizamiento cada 2 cm. Las curvas blancas delimitan las regiones con densidades mayores a 20 TTs/km ² localizadas en el sweet spot y la transient zone, y en una región <i>updip</i> al oeste donde se deslizó el primer subevento de 2009.	24
4.6	Incrementos del deslizamiento para el SSE de 2009-2010 (distribución de colores) y las localizaciones de los TTs durante el periodo indicado en la parte superior de cada figura. Los recuadros café y amarillo indican las regiones del sweet spot y la transient zone respectivamente. Durante la evolución del SSE la distribución de los TTs es más compleja de deslizamiento exhibiendo diferentes características a lo largo del rumbo (ver texto).	25
4.7	Migración de la fuente de tremor para un episodio localizado en el sweet spot. Los puntos de colores indican los epicentros de cada ventana del TT y el tiempo respecto al inicio del episodio. El recuadro interior muestra las localizaciones proyectadas sobre una línea con la dirección de migración para la estimación de la velocidad en una gráfica distancia-tiempo	26
4.8	Migraciones de LFEs durante episodios en el sweet spot con respecto a la dirección perpendicular a la trinchera. Estas migraciones sólo tienen lugar en el sweet spot y la buffer zone durante fuertes episodios de LFEs alcanzando velocidades de hasta 30 km/h. (Modificada de Frank et al., 2014).	27
4.9	Migraciones de tremores durante el periodo indicado en la parte superior de la figura. La distribución de colores indica el deslizamiento acumulado para el SSE de 2006. Las flechas negras indican la dirección y sentido de migración en el sweet spot y la buffer zone. Las direcciones y velocidades están representadas en diagrama de rosa de vientos en la esquina superior izquierda. La mayoría de las migraciones se propagan en dirección perpendicular a la trinchera y algunas de ellas en dirección paralela la trinchera con velocidades de 30-80 km/h.	28

4.10	Migraciones de TTs durante el SSE de 2009-2010 (flechas negras). La distribución de colores indican el deslizamiento acumulado del SSE de 2009-2010 durante el periodo indicado en la parte superior de la figura. El mayor porcentaje de estas migraciones tienen una dirección preferencial hacia el N y al NNE, con algunas otras hacia el S de acuerdo al diagrama de rosa de vientos (esquina inferior derecha).	29
5.1	Esquema que muestra el proceso para la obtención de los campos poroelásticos asociados a SSEs. Dado un incremento de deslizamiento, se calcula el tensor de esfuerzos en cada punto del dominio. A partir de los cambios volumétricos, se estima la distribución de la presión de poro mediante Skempton (B). Entre cada incremento del SSE, se resuelve la ecuación de difusión para ventanas de 20 días. Por otra parte, se calculan las componentes principales del tensor de esfuerzos que son descompuestos en tracciones normales y de cizalla para una falla receptora	33
5.2	Campos de esfuerzos normales (panel superior), de cizalla (panel de en medio) y de Coulomb (panel inferior) generados por un incremento en el deslizamiento del SSE de 2006 (curvas blanca en el panel de en medio de A y contornos en B). Vistos sobre un plano vertical A) y un plano horizontal B).	35
5.3	Comparación de los esfuerzos de Coulomb sobre un plano de falla horizontal considerando el cambio en la presión de poro y sin considerarlo. El contorno negro delimita las regiones con esfuerzos superiores a 0.05 bares	35
5.4	Deslizamiento con distribución gaussiana para reproducir el deslizamiento invertido por Frank et al., 2015 para los SSE de corta duración	36
5.5	Distribución de la presión de poro (a) y del esfuerzo de Coulomb (b) inducidas por el SSE de corta duración sobre un plano horizontal dentro del slab.	37
5.6	Dibujo esquemático que muestra las regiones de falla (A) analizadas por Evans et al. 1997, para determinar que la permeabilidad varía de acuerdo a la presión efectiva. B) Variación de k para diferentes muestras en la zona dañada de falla.	38
5.7	Discretización del dominio en 2D y representación del volumen de control ΔV (celda verde). Los valores de los volúmenes de control están representados con cuadrados azules en el centro de cada celda y los valores en las esquinas con círculos rojos. Los puntos negros representan los valores sobre las caras de la celda. Para este ejemplo, $N = M$.	40
5.8	Comparación de la evolución de los incrementos de la presión de poro considerando un gradiente moderado de p (A) como condición inicial para una sección del dominio (línea punteada en A) para el caso en que $k=k(P_e)$ (curva azul) y $k=k_0$ (curva roja). La flecha negra en indica el máximo local que se origina por la solución del pulso de p . C) Solución de la presión de poro al final de la simulación.	48
5.9	Variación de la permeabilidad en función de la condición inicial de la P_e y γ . A) P_e asumiendo un valor constante de P_c y un gradiente de p de 0.1 bar/km donde el valor máximo de p , es igual a P_c . Las figuras B) y C) muestran la variación de la permeabilidad (i.e., k/k_0) para dos valores diferentes de γ .	49
5.10	Tasa de sismicidad filtrada para periodos mayores a $T = 1d$ (A) y para $T = 60d$ para la actividad en el Sweet Spot en el segmento 225-235 km alejado de la trinchera	50

5.11	A) Tasa de sismicidad normalizada de los LFEs para la transient zone y la buffer zone (curvas azul y verde, respectivamente) para el periodo de Enero/2005 - Abril/2007. B) Tasa de sismicidad normalizada para diferentes segmentos dentro del sweet spot. Los picos representan los aumentos en la actividad de los LFEs correspondientes a burst de actividad y durante el SSE de 2006 (recuadro gris).	50
6.1	Campos acumulados de la presión de poro y del CFS al final del SSE de 2006. Los puntos grises indican las localizaciones de los TTs durante el periodo de ocurrencia del sismo silencioso donde el contorno negro dilimita las regiones con densidades mayores a 5 TT/km ² . La transient zone y el sweet spot se indican con el rectángulo verde y guinda, respectivamente. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE. En general se aprecia buena correlación espacial de ambos campos con la ubicación de regiones más densas de TTs. . . .	53
6.2	Evolución temporal de los campos de presión de poro (columna de la izquierda) y del CFS (columna de la derecha) para diferentes periodos durante el SSE de 2006. Las TTs contenidos entre estos periodos de 20 días están representados como puntos negros. Los rectángulos guinda y verde representan las regiones del sweet spot y de la transient zone, respectivamente. Los cuadros rojos indican las estaciones del arreglo MASE usadas para localizar los TTs. . .	56
6.3	Comparación del porcentaje de TTs coincidentes con regiones positivas del campo de p (rojo) y del campo de CFS (azul) para cada incremento durante el SSE de 2006.	57
6.4	Coefficiente de correlación entre la actividad de TTs y la evolución del deslizamiento (A), la presión de poro (B) y el CFS (C) para el SSE de 2006. Los cuadros rojos indican algunas de las estaciones del arreglo MASE. Los rectángulos café y amarillo indican las regiones del sweet spot y de la transient zone.	59
6.5	Campos acumulados de la presión de poro y del CFS al final del SSE de 2009-2010. Los puntos grises indican las localizaciones de los TTs durante el periodo de ocurrencia del sismo silencioso donde el contorno negro dilimita las regiones con densidades mayores a 15 TT/km ² . El rectángulo verde y guinda indican las regiones de la transient zone y el sweet spot, respectivamente. Los triángulos verdes representan las estaciones del arreglo GGAP. Las estaciones del arreglo MASE (cuadros rojos) son agregados como referencia para comparar con los campos producidos por el SSE de 2006. A diferencia del SSE de 2006, sólo el campo de p presenta una buena correlación espacial con las regiones más densas de TTs.	61
6.6	Evolución temporal de los campos de presión de poro (columna de la izquierda) y del CFS (columna de la derecha) para diferentes periodos durante el SSE de 2009-2010. Las TTs contenidos entre estos periodos de 20 días están representados como puntos negros. Los rectángulos guinda y verde representan las regiones del sweet spot y de la transient zone. Los cuadros rojos indican las estaciones del arreglo MASE. Para este SSE la evolución del campo de p se correlaciona mejor espacialmente que el campo de CFS	63
6.7	Comparación del porcentaje de TTs coincidentes con regiones positivas del campo de p (rojo) y del campo de CFS (azul) para cada incremento durante el SSE de 2009-2010	64
6.8	Coefficiente de correlación entre la actividad de TTs y la evolución del deslizamiento (A), la presión de poro (B) y el CFS (C) para el SSE de 2009-2010. Los rectángulos café y amarillo indican las regiones del sweet spot y de la transient zone. Los triángulos cafés y cuadros rojos indican las estaciones del arreglo GGAP y MASE, respectivamente.	65

6.9	A) Curvas normalizadas de la tasa de deslizamiento y la tasa de ocurrencia de los LFEs en un segmento de la transient zone. El recuadro interior muestra el deslizamiento al final del SSE de 2006 sobre el segmento horizontal de la interfase y el cuadro negro indica el área promediada para obtener los valores de la curva de deslizamiento. B) Comparación entre las curvas de la tasa de deslizamiento y de la presión de poro, con la tasa de ocurrencia de los LFEs para el mismo segmento mostrado en A). Se observa que durante el SSE de 2006 la velocidad de deslizamiento se correlaciona muy bien con los cambios en la sismicidad de los LFEs situación que la evolución temporal de p no puede explicar.	66
6.10	Evolución temporal normalizada de la presión de poro y tasa de ocurrencia de los LFEs en el sweet spot. La curva roja representa un promedio de los valores obtenidos en el área indicada por el cuadro negro en el recuadro interior de la figura. En el recuadro se muestra el campo acumulado de p al final del SSE de 2006 sobre el segmento horizontal de la interfase.	67
6.11	Comparación de la evolución temporal de la presión de poro y del CFS, con la tasa de ocurrencia de los LFEs en el sweet spot (izquierda). Comparación de la evolución de p con la tasa de deslizamiento normalizada (derecha).	68
6.12	Propagación del pulso de presión de poro asumiendo un gradiente en la presión efectiva de 0.1 bar/km como condición inicial. El incremento ($p - p_0$) ha sido normalizado con fines de visualización.	69
6.13	Evolución del incremento en la presión de poro para un tiempo determinado (Izquierda) asumiendo un gradiente en la presión efectiva de 0.1 bar/km como condición inicial. La escala ha sido saturada para observar las pequeñas perturbaciones delante del máximo del pulso de p . (Derecha) Corte a lo largo el dominio con la evolución de ($p - p_0$). Cada color indica el incremento para un tiempo determinado. Se ha impuesto un umbral (línea punteada naranja) para la detección del frente rápido de p	70
6.14	Propagación del máximo del pulso de p (izquierda) y del frente delante del máximo del pulso (derecha). Durante el inicio de la propagación las velocidades son mayores debido a las condiciones de permeabilidad del dominio (ver texto).	71
6.15	Análisis paramétrico de la velocidad (km/h) a la que se propaga el máximo del pulso de p .	73
6.16	Análisis paramétrico para de la velocidad a la que se propaga el frente del pulso de p para una permeabilidad de $4 \times 10^{-12} m^2$	73
6.17	Componentes de los gradientes acumulados de p en direcciones perpendicular y paralela a la trinchera al final del SSE de 2006 (columna de la izquierda) y de 2009-2010 (columna de la derecha). Las flechas negras indican las direcciones de migración, con velocidades representadas en el diagrama de rosa de vientos en la esquina superior derecha de cada figura.	74
6.18	Gradiente acumulado de p al final del SSE de 2006 (flechas azules) y estadística de las migraciones durante el SSE (rosa de vientos). Los rectángulos cafés y verdes indican las zonas del sweet spot y de la transient zone, respectivamente.	76
6.19	Gradiente acumulado de p (flechas azules) y regiones donde se concentran la mayor cantidad de migraciones durante el SSE de 2009-2010 (cuadros de colores). Las rosas de vientos indican las direcciones y velocidades de las migraciones correspondientes a cada zona. Los triángulos verdes y cuadrados rojos representan las estaciones GGAP y MASE, respectivamente.	77

6.20	Frente del deslizamiento y gradiente acumulado de p con las migraciones de los TTs para dos periodos de tiempo dentro de la ocurrencia del SSE de 2006. En la columna de la izquierda se muestra el deslizamiento en cada incremento para el SSE y la columna de la derecha los gradientes acumulados de p a la fecha de dicho incremento. Las flechas negras indican las direcciones de migración de los TTs y las azules el gradiente acumulado a la fecha del incremento analizado.	78
6.21	Frente del deslizamiento y gradiente acumulado de p con las migraciones de los TTs para dos periodos de tiempo dentro de la ocurrencia del SSE de 2009-2010. En la columna de la izquierda se muestra el deslizamiento en cada incremento para el SSE y la columna de la derecha los gradientes acumulados de p a la fecha de dicho incremento. Las flechas negras indican las direcciones de migración de los TTs (puntos grises claros) y las azules el gradiente acumulado a la fecha del incremento analizado.	79
7.1	Distribución de la presión de poro acumulada, densidad de tremores y lugares de migración durante los SSEs de 2006 y 2010. Las áreas amarilla y verde representan las distribuciones de la presión de poro total superior a 0.1 bar inducidas por los SSEs de 2006 y 2009-2010, respectivamente. La intersección entre estas regiones está coloreada en naranja ubicándose en límite sur dentro del sweet spot. Los contornos negros y azules representan las regiones más densas de tremores para los periodos de observación de 2005-2007 y 2009-2010, respectivamente. Los puntos negros y azules indican el inicio de las migraciones observadas para cada periodo de estudio. Los arreglos MASE y GGAP son colocados para referencia (cuadrados rojos y triángulos cafés, respectivamente).	82
7.2	Comparación de las amplitudes de los incrementos de la presión de poro (izquierda) y el deslizamiento (derecha) con la tasa de ocurrencia de los LFEs.	83
7.3	Esquema (escala exagerada) de la interacción entre el frente de dislocación del SSE (flecha amarilla) y las configuraciones de tremores en Guerrero. Los pequeños círculos negros indican las asperezas que originan la señal de tremor, que pueden estar organizados en diferentes configuraciones geométricas o alineadas en la interfase como se muestra con la elipse punteada. La línea naranja indica la dirección del frente de deslizamiento del SSE y ϕ el ángulo entre esta dirección y la dirección de alineación de los parches de tremor (flecha negra). Los círculos concéntricos azules indican la presencia de presiones de poro elevadas en las regiones más densas de TTs, y el pulso azul indica la evolución del pulso de presión y como el frente delante del máximo se propaga hacia el norte rompiendo las asperezas dentro del sweet spot, asumiendo un umbral de resistencia (línea naranja punteada).	85
A.1	Condición inicial del problema a resolver	91
A.2	Verificación de la solución analítica (línea roja) con la solución numérica del MVF (línea verde)	91
A.3	Coefficiente de correlación temporal entre la tasa de ocurrencia de TTs y el campo X propuesto durante los SSEs de 2006 (arriba) y 2009-2010 (abajo)	92

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Con los avances de las observaciones sísmicas y geodéticas de las últimas dos décadas, una nueva diversidad de deslizamientos fue descubierto sobre la interfase de placas en diferentes zonas de subducción y en zonas de fallas continentales. Los miembros que componen esta gama de manifestaciones han sido identificados como sismos silenciosos (SSE), tremores tectónicos (TT), sismos de baja frecuencia (LFE) y de muy baja frecuencia (VLFE), cada uno de ellos con contenidos frecuenciales característicos y que posiblemente representan manifestaciones diferentes de un mismo proceso de relajación tectónica (Beroza & Ide, 2011). El conjunto de estos eventos constituyen la familia de sismos lentos.

Gran parte de los sismos lentos ocurren en regiones profundas donde existe una transición en las propiedades mecánicas de la interfase de placas, donde se han inferido presiones de poro cercanas a las litostáticas atribuidas a fuentes de fluido generadas mediante reacciones químicas de deshidratación mineralógica. Sin embargo, los mecanismos físicos que gobiernan estos procesos no son del todo comprendidos (Saffer & Tobbin, 2011).

Observaciones recientes y resultados numéricos sugieren que los SSEs podrían jugar un papel importante en la detonación de grandes manifestaciones sísmicas en el segmento acoplado de la interfase (Segall & Bradley, 2012; Ito et al., 2013, Ruiz et al., 2014; Radiguet et al., 2016; Uchida et al., 2016). Por lo tanto, la información obtenida sobre la reología y las condiciones in-situ de la zona de transición de la interfase, ayudará a mejorar nuestra comprensión sobre la liberación de esfuerzos, sobre su transferencia a regiones aledañas y sobre los mecanismos físicos responsables de la recurrencia de terremotos en zonas de subducción.

Dada la geometría horizontal de la interfase de subducción en la parte central de México (Pardo & Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010), y el lugar donde los sismos lentos tienen lugar, la zona de subducción en Guerrero es una región ideal para observar y estudiar los procesos dinámicos que ocurren a profundidad. En la zona en Guerrero, los SSEs son acompañados por tremores, aunque la correlación espacial y temporal de estos fenómenos no es tan clara como el fenómeno de episodic tremor and slip (ETS) observado en Cascadia y Japón (Rogers & Dragert, 2003). Esto sugiere que los tremores y los eventos silenciosos probablemente tengan un origen diferente (Kostoglodov et al., 2010). La compleja interacción que exhiben los TTs y SSE en Guerrero convierten a la región en un centro interesante para probar nuevas hipótesis sobre la relación causal de estos fenómenos.

Diversos estudios aseveran que el origen de tremores tectónicos están íntimamente relacionados con la presencia de fluidos y zonas con elevadas presiones de poro debilitando la interfase de las placas

(e.g., Obara, 2002; Katsumata & Kamaya, 2003; Rogers & Dragert, 2003; Liu & Rice, 2005; Shelly et al., 2006; Segall et al., 2010, Frank et al., 2015a). Sin embargo, para tener una noción completa de la importancia de fluidos en la generación de los fenómenos lentos es necesario desarrollar modelos cuantitativos que expliquen las observaciones.

La motivación de esta tesis yace en entender el rol de los fluidos en la generación y modulación de la actividad de fenómenos de deslizamiento lento en la parte central de Guerrero. Este trabajo busca responder a las siguientes preguntas: ¿Es necesaria la presencia de fluidos para explicar el comportamiento espacial y temporal de TTs y LFEs durante la ocurrencia de SSEs en Guerrero? de ser así, ¿cuáles son las implicaciones y condiciones físicas que determinan dicho comportamiento? Para ello, en este trabajo se modelan los efectos poroelásticos inducidos por SSEs asumiendo que la permeabilidad del medio es una función de la presión efectiva. Este modelo permitirá evaluar, por ejemplo, si la existencia de pulsos de presión de poro podría explicar las migraciones de la fuente de tremor recientemente observadas en Guerrero.

En el segundo capítulo se presenta un panorama general del estado del arte sobre la presencia de fluidos en zonas de subducción, desde las fuentes que determinan la distribución de presión de poro sobre la interfase, hasta los procesos y mecanismos que generan cambios espaciales y temporales. Con la introducción de estos conceptos se explican las observaciones que sugieren la presencia de fluidos sobrepresurizados en zonas donde se llevan a cabo los deslizamientos lentos.

En el tercer capítulo se exponen las observaciones recientes de TTs, LFEs y SSEs en Guerrero, y el estado actual del conocimiento sobre la interacción entre ellos. En el cuarto capítulo, con base en localizaciones hipocentrales de TTs, se analiza la distribución espacio-temporal de sus fuentes en la parte central de Guerrero así como la relación causal con los deslizamientos lentos ocurridos cada 4 años en dicho estado.

El quinto capítulo explica los conceptos y la metodología utilizada para el cálculo de los campos poroelásticos asociados a los SSEs. Los resultados de nuestro modelado son presentados en el capítulo 6 mostrando la correlación espacio-temporal con la ocurrencia de TTs y LFEs. En el Capítulo 7 se discute las implicaciones de nuestro modelado con la generación de los fenómenos lentos en la región.

CAPÍTULO 2

FLUIDOS EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Contenido

2.1 Fuentes de fluido y distribuciones de presión de poro	3
2.2 Permeabilidad como medio de transporte de fluidos	6
2.3 Fluidos asociados a deslizamientos lentos	8

Los fluidos en las zonas de subducción son considerados como catalizadores de la generación de diferentes procesos tectónicos durante el ciclo sísmico (Miller, 2014). La información obtenida directamente de muestras recuperadas en campo, experimentos en laboratorio y el modelado numérico han mejorado nuestro entendimiento sobre la importancia que tiene la distribución de fluidos en la generación de estos procesos (Saffer & Tobbin, 2011).

Determinar las regiones donde los fluidos se concentran a diferentes profundidades en zonas de subducción es un paso importante para comprender mejor los procesos que se llevan a cabo en estas regiones y para identificar las condiciones que generan distintas distribuciones de la presión de poro. Estas zonas han sido inferidas principalmente gracias a observaciones sismológicas como el grado de reflectividad sísmica del medio o el cociente V_p/V_s . Para caracterizar mejor estas regiones, resulta indispensable el uso de modelos fisicomatemáticos que contemplen las condiciones y los mecanismos que originan estas regiones con alto contenido de fluido y así comprender mejor la relación que guarda la deformación y el fallamiento, incorporando los procesos químicos que intervienen durante la evolución termo-mecánica del slab a profundidad.

2.1 Fuentes de fluido y distribuciones de presión de poro

Muchas de las observaciones sobre la distribución de fluidos en zonas de subducción, se encuentran limitadas a profundidades someras donde el alcance de perforaciones y registros de pozos permiten caracterizar las condiciones *in situ* del medio al extraer muestras de rocas en zonas cercanas a la trinchera. La presencia de fluidos en estas zonas es inminente debido a que los sedimentos arrastrados por la corteza oceánica subducida son compactados por las fuerzas litostáticas, expulsando así los fluidos contenidos en ellos (Saffer, 2015). Estos sedimentos presentan porosidades cercanas al 50% , reduciéndose hasta dos órdenes a medida que el slab continua su subducción, ocasionando que la compactación, a cierta profundidad, pase a segundo término en la génesis de fuentes de fluido (Moore & Vrolijk, 1992).

A mayores profundidades, la deshidratación de las facies metamórficas dentro del slab se convierte en la principal fuente de producción de fluidos. Este proceso depende de las condiciones de presión y temperatura, las cuales son indispensables para inferir la distribución de las reacciones metamórficas que dan lugar a la liberación de agua (Saffer & Tobin, 2011; Skarbek & Rampel, 2016, Figura 2.1).

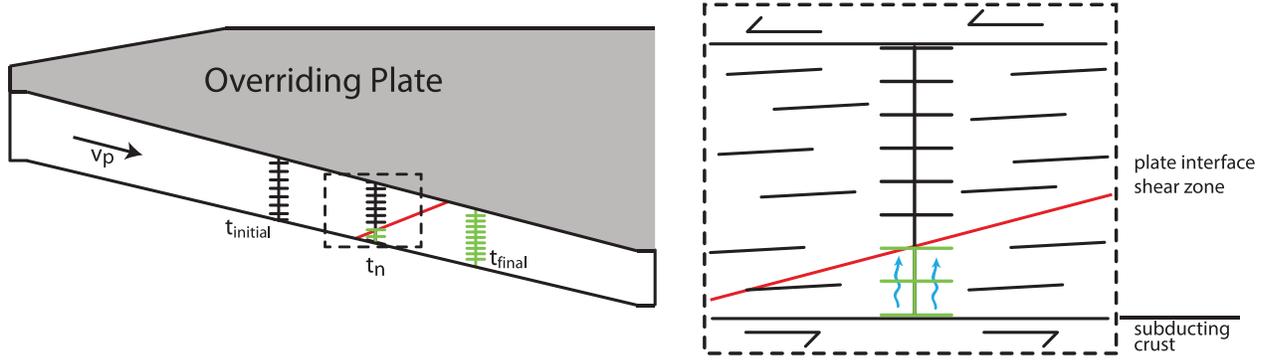


Figura 2.1: Subducción de una columna de roca (mallas negras y verdes) a partir de una profundidad inicial. El material cruza el límite de equilibrio determinado por la línea roja y las reacciones de deshidratación toman lugar como un proceso químico que libera el agua contenida en la roca a una tasa controlada por las condiciones P-T (Modificada de Skarbek & Rampel, 2016).

La presión de poro afecta a un gran rango de procesos de fallamiento a través del esfuerzo normal efectivo, definido como:

$$\sigma_e = \sigma - p, \quad (2.1)$$

donde σ es el esfuerzo normal actuando sobre la falla y p la presión de poro.

Entre estos efectos se encuentran la reducción de la resistencia de la falla, la propagación de la ruptura y la migración de la microsismicidad, por citar algunos ejemplos (Miller, 2014). Regiones con valores elevados en la presión de poro son consideradas como un elemento clave en la nucleación y desarrollo de diferentes comportamientos del amplio espectro de deslizamiento. Sin embargo, la relación causal, su cuantificación y el mecanismo detallado de interacción entre estos procesos permanece elusivo.

Estas zonas sobrepresurizadas (i.e., presiones de poro superiores a las litostáticas) son generadas si la producción de fluidos, ya sea por compactación (i.e., disminución de porosidad) o por deshidratación mineralógica, excede la tasa en la que el fluido se moviliza en el sistema (Neuzil, 1995). Muchas de las estimaciones del contenido de fluidos a profundidad son obtenidas a partir del modelo propuesto por Neuzil (1995), que se deriva de la ecuación de transporte del fluido:

$$\frac{\Gamma L}{K} = \frac{\Gamma L \eta}{k \rho g} > 1, \quad (2.2)$$

donde L es la longitud de la vía de drenado, g la constante de gravedad, K la conductividad

hidráulica que se encuentra en función de la permeabilidad (k), la densidad y la viscosidad del fluido (ρ, η). Γ representa los procesos geológicos que generan la producción de fluido de manera ordinaria (e.g., liberación de fluido por reacciones de deshidratación) o como fuentes virtuales (e.g., compactación por disequilibrio o presurización térmica) con unidades de V_{H2O}/V_{rocas}^{-1} (Saffer, 2015).

La relación 2.2 refleja el balance de la tasa de generación del fluido a través de procesos geológicos con la conductividad hidráulica del medio que gobierna la manera en que los fluidos se movilizan (Saffer 2015), y donde el equilibrio de estas condiciones provee un panorama general del grado de saturación de fluidos en zonas de subducción. A pesar de ser una relación simple, este patrón es consistente a través de varios segmentos para diferentes zonas de subducción las cuales presentan amplias diferencias en sus ambientes (e.g., permeabilidad, geometría, espesor de sedimentos, tasa de convergencia del slab) (Saffer & Tobbin, 2011). De esta manera, presiones por encima de la hidrostática podrían generarse y mantenerse durante varios años dentro del ciclo sísmico si en zonas con una tasa de producción de fluido moderada existieran permeabilidades muy bajas limitando así el proceso de difusión (Miller, 2014).

El grado en el que la presión del fluido actúa en contra de la carga litostática es expresada con el cociente de sobrepresurización (λ) o el cociente modificado de sobrepresurización (λ^*) (Saffer & Tobbin, 2011; Miller, 2014):

$$\lambda = \frac{P_p}{P_l} \quad \text{y} \quad \lambda^* = \frac{P_p - P_h}{P_l - P_h}, \quad (2.3)$$

donde P_l es la presión litostática, P_h la presión hidrostática y P_p la presión de poro. Estos valores están ajustados al sustraerles la presión hidrostática asociada a la capa de agua del océano (Saffer & Tobbin, 2011).

Hoy en día se sabe que las presiones de fluido son esenciales para generar las condiciones que determinan la inestabilidad o estabilidad de un deslizamiento (Figura 2.2). Cuando existe una reducción en la presión de fluido, la normal efectiva incrementa, aumentando el acoplamiento entre las placas y por lo tanto generando zonas propensas a deslizamientos inestables (Scholz, 1998).

Las zonas de presiones de fluido elevadas son invocadas para explicar el gran rango de observaciones sismológicas en zonas de subducción. Entre estas observaciones se encuentran: 1) Inhibición de la sismicidad en la parte más somera cercana a la trinchera (e.g., Scholz 1998); 2) Extensión a profundidad de la zona sismogénica (Fagereng & Ellis, 2009); 3) Facilitar la propagación de grandes sismos hacia la trinchera (e.g., Dean et al. 2010); 4) Restringir la propagación de un sismo hacia la zona cercana de la trinchera (e.g., Park et al. 2002); y recientemente 5) Implicaciones en la generación de SSE, LFEs y VLFES. (e.g., Ito & Obara 2006, Kao et al. 2005, Obara & Kodaira 2009). La poca claridad entre la relación de los fluidos con los mecanismos que generan los procesos de deslizamiento se ve reflejada en las diferentes explicaciones asociadas a una misma condición (e.g., casos 3 y 4).

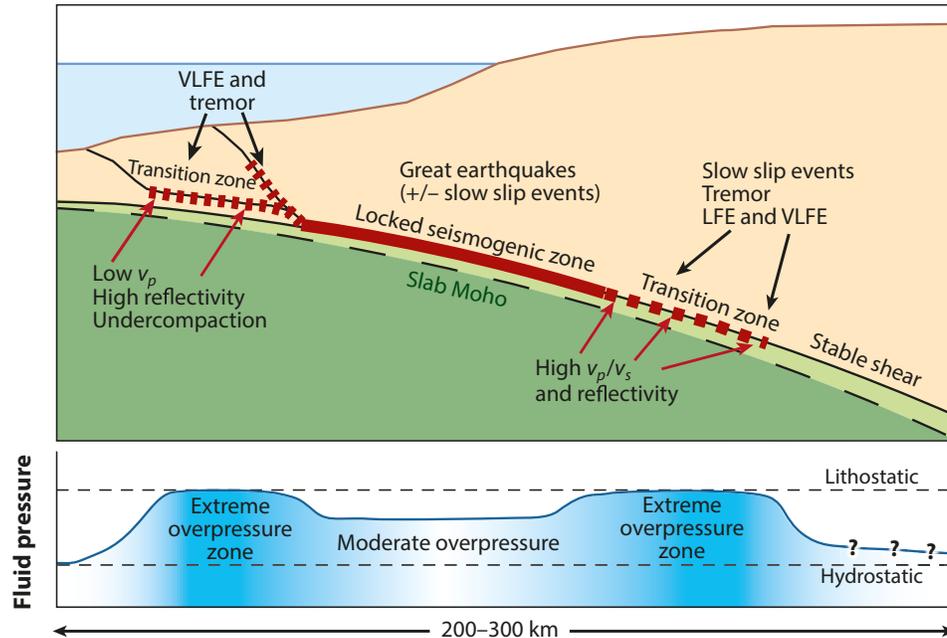


Figura 2.2: Representación esquemática de la distribución de fluidos a diferentes profundidades de las zonas de su generación. Los valores cercanos a la presión litostática coinciden con las zonas de transición donde se han observado manifestaciones de SSEs, TTs, LFE y VLFEs. La zona sismogénica presenta valores moderados de la presión de poro comparado con las regiones aledañas produciendo que el esfuerzo efectivo aumente y generando zonas de deslizamiento inestable (Tomada de Saffer & Tobin, 2011).

2.2 Permeabilidad como medio de transporte de fluidos

La permeabilidad (con unidades de m^2) es uno de los principales parámetros que controla y equilibra los procesos hidrológicos en sistemas dinámicos de subducción donde el amplio espectro de deslizamientos y el transporte advectivo-difusivo están íntimamente conectados (Saffer, 2015).

Sin embargo, la permeabilidad es un parámetro dinámico que puede cambiar por varios órdenes de magnitud durante pequeños periodos de tiempo (Miller & Nur, 2000), situación que muchos de los modelos no consideran al cuantificar la distribución de fluidos en zonas de subducción.

En las zonas de subducción, encontramos un amplio rango de valores de la permeabilidad que van desde 10^{-21} hasta 10^{-8} a lo largo del proceso en el que la corteza oceánica se introduce al manto continental (Saffer, 2015). A medida que esto sucede, la permeabilidad de las rocas comienza a disminuir de tal forma que los fluidos escapan a través de fracturas y zonas de falla (e.g., Moore 1989)(Figura 2.3). Zonas más profundas con permeabilidades intrínsecas bajas facilitan la concentración de zonas de alta presión de poro. Sin embargo, permeabilidades de 2 a 4 órdenes mayores que la matriz de permeabilidad de la roca pueden formarse a través de la interconexión de fracturas (Carson & Sreaton 1998, Moore 1989).

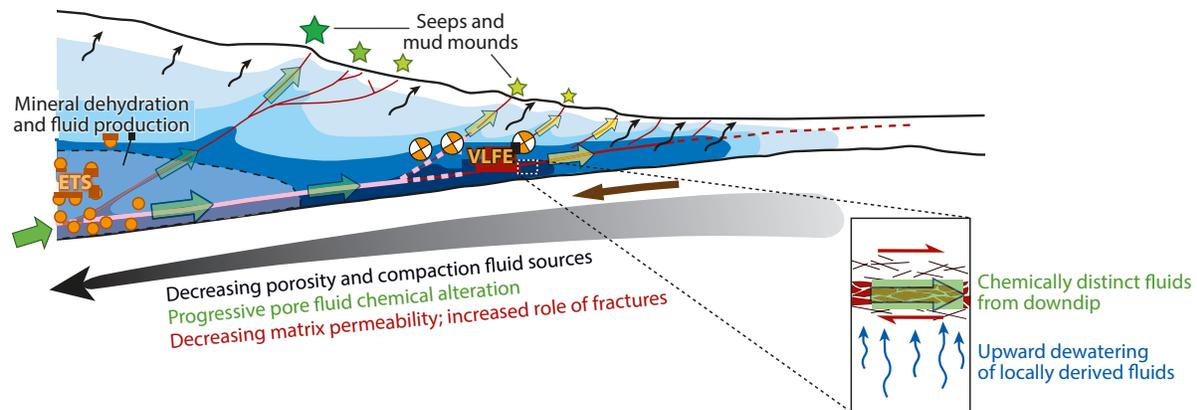


Figura 2.3: Condiciones de permeabilidad a lo largo de la interfase de subducción. A medida que el slab se subduce, la porosidad disminuye reduciendo la permeabilidad de la matriz rocosa y aumentan las reacciones de deshidratación (flecha negra degradada). A mayores profundidades, el rol de las fracturas crece como las principales vías de escape de fluidos (flechas verdes). B) Esquema de la producción de fluido vertical (flechas azules) hacia la zona de falla (zona roja) donde la permeabilidad es mayor en dirección paralela al fallamiento (flecha y rectángulo verde). (Modificada de Saffer & Tobbin, 2011)

La creación de estas fracturas está controlada principalmente por el efecto dilatante que producen grandes deslizamientos sobre la interfase, donde las fallas funcionan como sellos durante periodos intersísmicos y como conductos durante grandes dislocaciones (Miller, 2002; Sibson, 1996). Esta idea es congruente con trabajos realizados con rocas exhumadas (Kondo et al. 2005, Rowe et al., 2009) que sugieren que el bloque de techo funciona como una barrera efectiva que impide el flujo debido al grado de cizallamiento que presentan, mientras que la zona dañada del bloque de piso es considerado como la zona de movimiento de fluidos a través de los conductos que se generan debido a su mayor espesor (Saffer & Tobbin, 2011; Audet et al., 2009; Peacock et al., 2010).

La permeabilidad depende entonces de la apertura de estas redes de fracturas asumiendo que el flujo sea paralelo a las paredes de la fractura. Esta relación puede producir un rango considerable en las tasas de flujo de los fluidos. Por ejemplo, permeabilidades de $k = 10^{-13}$ pueden ser originadas por aperturas de $1 \mu\text{m}$ y permeabilidades cercanas a $k = 10^{-9}$ por aperturas de 0.1 mm . Esto refleja un gran cambio en las condiciones de difusión del medio asociados a un cambio muy pequeño en la apertura de la fractura (Miller, 2014)

Los procesos tectónicos y la distribución de fluidos en zonas de subducción son dos fenómenos que constantemente se retroalimentan uno con el otro. Esta interacción tiene consecuencias en la modificación de los valores de permeabilidad durante manifestaciones (a)sísmicas ocasionando que los valores medidos en laboratorio difieran de las condiciones realistas en las que se encuentra la roca.

El modelo de *fault valve* (Sibson 1982, 1997) fue introducido para explicar la interacción de estos procesos. Este modelo sugiere que los fluidos son generados a profundidad quedando atrapados debajo de barreras o sellos impermeables que impiden que se difundan verticalmente a través del bloque de techo, permitiendo la presurización de los fluidos hasta alcanzar el valor de resistencia de la barrera. Cuando la presión alcanza este umbral de resistencia, el fluido escapa a través del sello hacia regiones de falla donde comienza a sobrepresurizarlas disminuyendo el esfuerzo efectivo. Este modelo ha sido recurrente para explicar distintos fenómenos como la migración de sismos, secuencias de réplicas y migración de tremores (Shelly et al., 2015; Miller et al., 2004; Sibson, 2009; Frank et al., 2015a).

Además del gran rango de permeabilidades presentes a diferentes profundidades, la sensibilidad de este parámetro a los esfuerzos efectivos originan soluciones en forma de ondas de presión de poro que transitoriamente dan lugar a elevadas zonas de presión de poro relacionadas con la ocurrencia de diferentes procesos tectónicos (e.g., Rice 1992; Bourlange & Henry 2007, Henry 2000).

Estas observaciones indican que la distribución de fluidos a lo largo de la interfase es espacial y temporalmente heterogénea por que así se comporta la permeabilidad. Aunque estas distribuciones en la presión de poro son fundamentales para importantes manifestaciones (a)sísmicas, la relación causal y consecuencias de estos fluidos en el ciclo sísmico aún no es del todo comprendido.

2.3 Fluidos asociados a deslizamientos lentos

Desde el descubrimiento de los sismos lentos, la presencia de fluidos en zonas de alta presión de poro ha sido evocada como un elemento importante en la generación de estos fenómenos (Beroza & Ide, 2011; Shelly et al., 2006; Audet and Bürgmann, 2014). Diversas observaciones sismológicas apuntan a la existencia de zonas sobrepresurizadas en la vecindad de las zonas de ocurrencia de TTs y deslizamientos lentos (Audet et al., 2009; Song et al., 2009; Kim et al., 2010). En México, también han sido observados en zonas donde se han inferido la presencia de fluidos atrapados y capas de ultra-baja velocidad (Kim et al., 2010, Perez-Campos et al., 2008, Song et al., 2009, Dougherty et al., 2014).

La mayoría de eventos que conforman la familia de deslizamientos lentos se llevan a cabo a profundidades donde resulta inaccesible realizar mediciones directas para determinar las condiciones *in situ*, a excepción de muestras de antiguas fallas exhumadas (Angiboust et al., 2015). Algunos SSEs de corta duración y VLFs ocurren en regiones más someras cercanas a la trinchera facilitando su observación mediante levantamientos geofísicos y proyectos de perforación (Saffer & Wallace, 2015; Ito et al., 2007, Ruiz et al., 2015). Sin embargo, las mediciones indirectas mediante métodos geofísicos, y principalmente sismológicos, son una herramienta esencial para obtener una imagen de la estructura y de los procesos físicos que se llevan a cabo a profundidad (Audet & Kim, 2016).

Las funciones de receptor, la distribución de velocidades del medio y las reflectividades sísmicas, han demostrado ser útiles para inferir la presencia de fluidos en la zona de transición. Entre las principales observaciones, la distribución de los valores del cociente entre velocidades de onda P y S (V_p/V_s) es un importante indicador de las regiones saturadas con fluidos (Audet et al., 2009).

Medios que presentan un valor anómalamente alto en V_p/V_s bajo condiciones críticas de presión (i.e., 1GPa) sólo pueden ser explicados si las rocas que los conforman contienen fluidos dentro de sus poros ocasionando presiones efectivas cercanas a cero (Figura 2.4a) (Peacock et al., 2011). Valores anómalamente altos de V_p/V_s en las regiones donde se llevan a cabo los TTs y SSEs se han observado en diferentes zonas de subducción a diferentes profundidades (Figura 2.4b) dejando abierta la discusión de si la edad y temperatura de las placas juegan o no un rol fundamental para la generación de estos eventos (Audet & Kim, 2016).

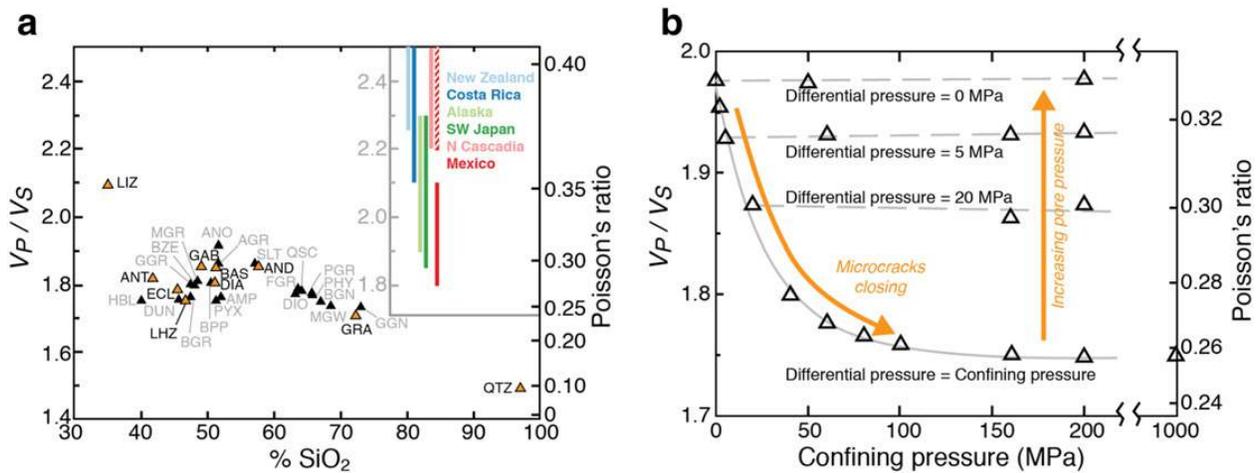


Figura 2.4: a) Mediciones de laboratorio del cociente V_p/V_s tomados de Christensen (1984,1996) para diferentes rocas sometidas a una presión de confinamiento de 1.0 GPa con respecto de su contenido de sílice. Barras de colores en el recuadro interior indican el rango de mediciones de V_p/V_s observadas en diferentes zonas de subducción. B) Mediciones de V_p/V_s para una muestra de granito en función de la presión de confinamiento y la presión de poro bajo condiciones undrained. Muestras con alto contenido de presión de poro permiten mantener valores altos en el cociente V_p/V_s (Tomada de Audet & Kim, 2016).

Los valores tan altos en la presión de poro observados en la zonas de baja velocidad se traducen en valores bajos de la normal efectiva actuando sobre la interfase, lo que conlleva a que éstas zonas se encuentren débiles propiciando las condiciones ideales para generar deslizamientos asísmicos sugerido por diferentes modelos numéricos (Liu & Rice, 2007; Segall et al., 2010). Además, se han observado que los TTs y LFEs son sensibles a pequeñas perturbaciones en los esfuerzos, e.g., esfuerzos dinámicos producidos por ondas superficiales, (Rubenstein et al., 2007; Zigone et al., 2012) y por los esfuerzos producidos por las mareas (Rubenstein et al., 2008; Thomas et al., 2012; Houston, 2015; Royer et al., 2015) indicando el estado crítico y débil de la interfase.

Desafortunadamente, se han realizado muy pocos estudios para cuantificar la importancia de los fluidos en las zonas de transición donde tienen lugar los fenómenos lentos. Entre estos estudios, la gran mayoría se ha enfocado en estimar el contenido de fluidos considerando los valores de presión y temperatura para determinar la tasa de producción de fluidos metamórficos (Hyndman & Peacock (2003), Peacock, 2009; Fagereng & Diener, 2011, Perry et al., 2016) y determinar la presurización de la zona con modelos que consideran el flujo de fluidos (e.g., mediante la relación (1)). Los principales resultados sugieren que las profundidades donde se llevan a cabo los mayores procesos

de deshidratación y donde se han identificado 'pulsos' de deshidratación coinciden con las zonas de ocurrencia de SSEs y TTs (Manea & Manea, 2011; Perry et al., 2016).

Recientemente, modelos numéricos han asociado la recurrencia de SSEs y TTs con la evolución de las zonas de alta presión de poro considerando la reología de la interfase y asumiendo que la permeabilidad cambia en función de la porosidad donde zonas de presión de poro altas en la interfase son transportadas en forma no lineal como migraciones de ondas de porosidad (Skarberk & Rempel, 2016).

CAPÍTULO 3

TREMORES TECTÓNICOS Y LFES EN GUERRERO, MÉXICO

En México, a pesar de que la actividad de los TTs y LFES coinciden temporalmente con eventos de deslizamiento lento (Kostoglodov et al., 2010; Husker et al., 2012, Frank et al., 2015b), la interacción entre estas manifestaciones lentas no es del todo clara a diferencia del fenómeno de deslizamiento y tremores episódicos (ETS, por sus siglas en inglés) observado en Japón y Cascadia (Rogers & Dragert, 2003), donde los tremores coinciden espacio-temporalmente con los SSEs (Wech & Creager, 2011, Wech & Bartlow ; Figura 3.1).

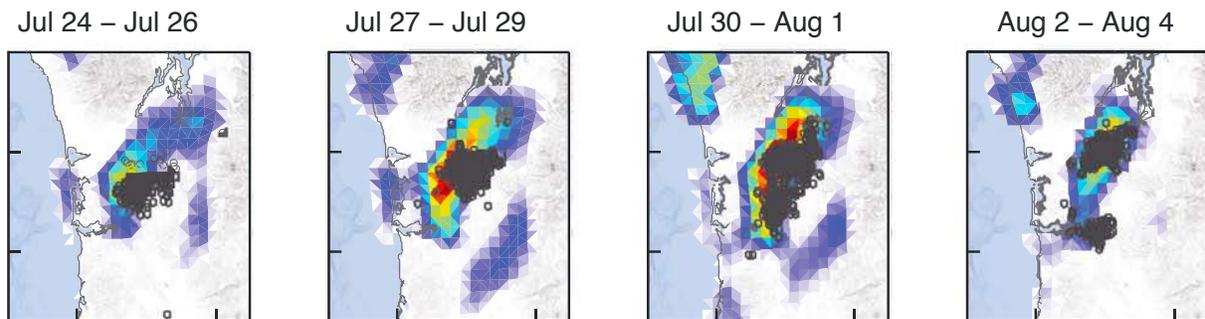


Figura 3.1: Distribución de TTs asociados a SSEs en Cascadia para un evento de ETS. Los máximos de deslizamiento del SSE coinciden con la ocurrencia de TTs en la zona, este fenómeno se denomina ETS (Modificada de Wech & Bartlow, 2014).

Con el despliegue de los arreglos sismológicos MASE y G-GAP durante los periodos 2005-2007 y 2009-2011, respectivamente, y estaciones GPS en la región, contamos con valiosas observaciones sobre la actividad de los TTs en la parte central de la zona de subducción en Guerrero. Dentro de estos dos periodos de observación ocurrieron dos SSEs de larga duración que nos permiten estudiar la relación entre la distribución del deslizamiento (Radiguet et al., 2011, 2012) y las zonas donde se generan los TTs.

Kostoglodov et al., 2010 fueron los primeros en observar que los tremores no eran coincidentes con la zona de deslizamiento de sismos silenciosos y que la región de ocurrencia de TTs se ubicaba hacia el norte del SSE de 2006 (i.e., *downdip*) cercana a los bordes de los máximos de deslizamiento. Esta observación es corroborada por las localizaciones epicentrales Husker et al. (2012), quienes además

identificaron dos regiones principales donde los tremores ocurrían caracterizada por el contenido energético de las señales de tremor.

Con la introducción de nuevos algoritmos de detección y localización se han mejorado los catálogos de TTs y LFES permitiendo iluminar la compleja correlación que existe entre los incrementos de la actividad de los TTs con los deslizamientos asísmicos en la región. Con las localizaciones de TTs, (Payero et al., 2008; Husker et al., 2012, Cruz-Atienza et al., 2015) y la ubicación de las fuentes de familias de LFES (Frank et al., 2014), sabemos que la ocurrencia de estos eventos se ubican principalmente en dos regiones (Figure 3.2): el *sweet spot*, correspondiente al segmento ubicado entre 200-240 km alejado de la trinchera, y la *transient zone*, la región ubicada a partir del *kink* aproximadamente a 150 km alejado de la trinchera (i.e., donde la interfase de subducción adquiere su geometría subhorizontal) y extendiéndose hasta 175 km alejado de ella (Husker et al, 2012, Frank et al., 2013).

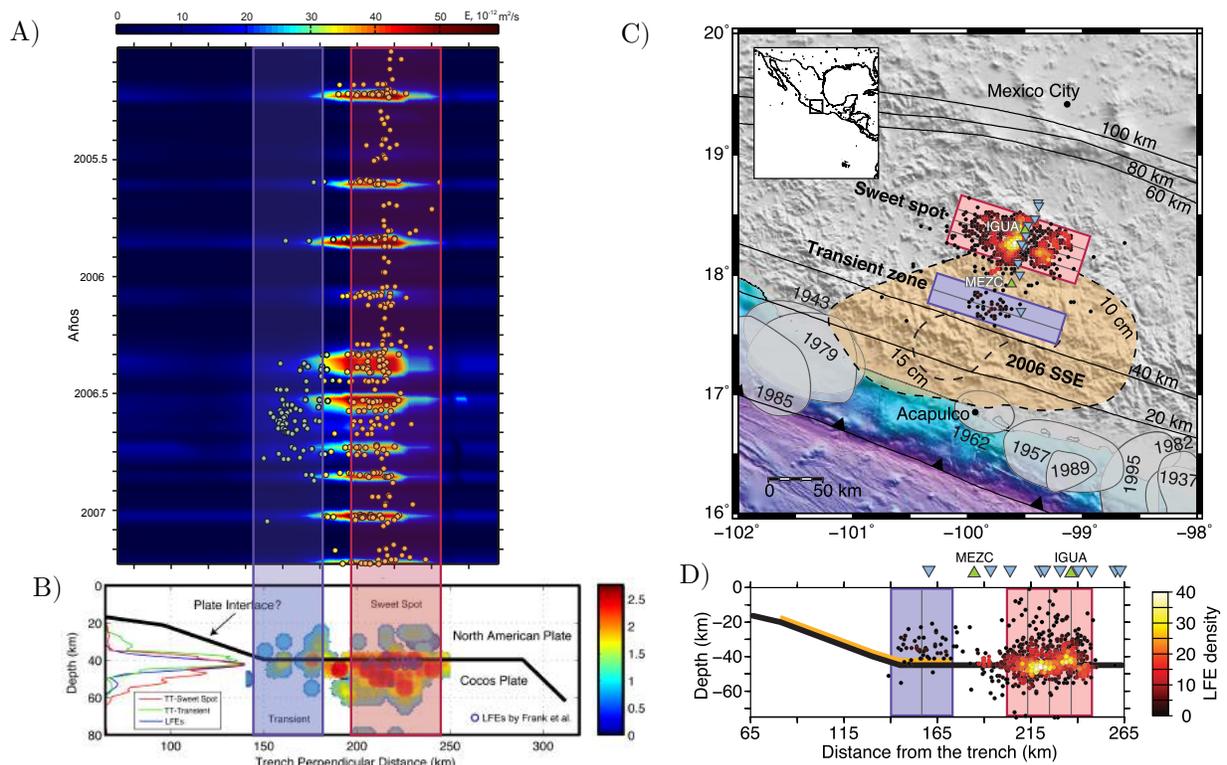


Figura 3.2: Distribución espacio-temporal de TTs y LFES en Guerrero. Los rectángulos de color rosa y azul indican los eventos asociados al sweet spot y a la transient zone, respectivamente A) Distribución de la energía y localizaciones epicentrales de TTs a lo largo de un perfil perpendicular a la trinchera (Husker et al., 2012). B) Proyección de TTs sobre una sección vertical perpendicular a la trinchera. La gran mayoría de los TTs se localizan a profundidades cercanas a la interfase (Cruz-Atienza et al., 2015). C) Localización de los epicentros de las fuentes LFES en la transient zone y en el sweet spot y D) Localización a profundidad de los LFES. Los colores indican la densidad de eventos en un radio de 5 km (Frank et al., 2015a). La localización de TTs y LFES son coincidentes a profundidad.

En el sweet spot, los TTs y los LFEs ocurren continuamente sin la necesidad de deslizamientos lentos de gran magnitud (Husker et al., 2012; Frank et al., 2014). Debido a la discrepancia espacial entre los máximos de deslizamiento de los SSEs y la ocurrencia de TTs en esta región, se cree que factores como la presión, temperatura y el contenido de fluidos son los responsables de generar las condiciones ideales para propiciar la continua excitación de LFEs y TTs (Husker et al., 2012; Frank et al., 2014).

A diferencia del sweet spot, los TTs en la transient zone son activados durante SSEs y en ocasiones por esfuerzos dinámicos producidos por las ondas superficiales de telesismos (Zigone et al., 2012). En este segmento, los TTs coinciden con una porción de la interfase que se desliza durante la ocurrencia de SSEs. Estos últimos, de duraciones de 6-8 meses y recurrentes aproximadamente cada 4 años (Vergnolle, et al 2010), son los deslizamientos asísmicos más grandes registrados en el mundo con magnitudes de hasta 7.6 Mw (Kostoglodov et al., 2003, 2010).

El número de tremores en la transient zone es mucho menor en comparación a la gran cantidad de eventos que ocurren en el sweet spot, análogamente esto se observa con los LFEs (Fig. 3.2C). A pesar de que estas regiones se encuentran a profundidades similares, esta diferencia se asocia principalmente a la transición de diferentes regímenes friccionales (Frank et al., 2015a) y de temperatura, como ha sido sugerido en otras zonas del mundo (Wech & Creager, 2011). Esto indica que las dos zonas presentan ambientes diferentes que posiblemente reflejen la historia de subducción y la madurez de la placa (Ide, 2012).

Los incrementos de actividad de tremor durante los periodos entre los SSEs de larga duración (i.e., inter-SSE), denominados *burst*, están relacionados con pequeños desplazamientos en los registros de GPS reflejando un fenómeno parecido al ETS observado en Cascadia y Japón (Vergnolle et al., 2010, Husker et al., 2012; Frank et al., 2015b).

Frank et al. (2015b) observaron que dichos *bursts* pueden ser utilizados como guías para identificar la existencia de señales de desplazamiento en superficie producidas por pequeñas dislocaciones en profundidad, las cuales debido a su baja amplitud, eran indistinguibles al encontrarse entre el nivel de ruido de las estaciones de GPS. Apilando las señales de GPS utilizando ventanas de tiempo coincidentes con los incrementos de los LFEs, una señal emergía coherentemente la cual identificaron como un SSE de corta duración.

La inversión estática del deslizamiento de este SSE de corta duración se ubica al norte del máximo del deslizamiento producido por el SSE de 2006, (Figura 3.3) en una zona entre la transient zone y el sweet spot. Esta dislocación produce desplazamientos sobre la interfase hasta 20 veces más pequeños que los asociados a los SSE de larga duración (e.g., 1.5 mm a 4-5 cm observados en la componente N-S de la estación IGUA; Fig. 3 en Frank et al., 2015b) como consecuencia de que el máximo del deslizamiento del pequeño SSE es un orden menor al máximo obtenido en la inversión estática para el SSE de 2006 (Radiguet et al., 2011).

El máximo de 6 mm de deslizamiento observado para los SSE de corta duración, recurrentes aproximadamente cada 3 meses, es mucho menor que los 1.2 cm observados en Cascadia o los 6 cm en Japón, donde dichos eventos presentan una recurrencia de 12-14 y 6 meses, respectivamente. Incluso esta dislocación es menor a los deslizamientos observados para SSE cercanos a la trinchera en la

zona de subducción en Nueva Zelanda (Wallace et al., 2012).

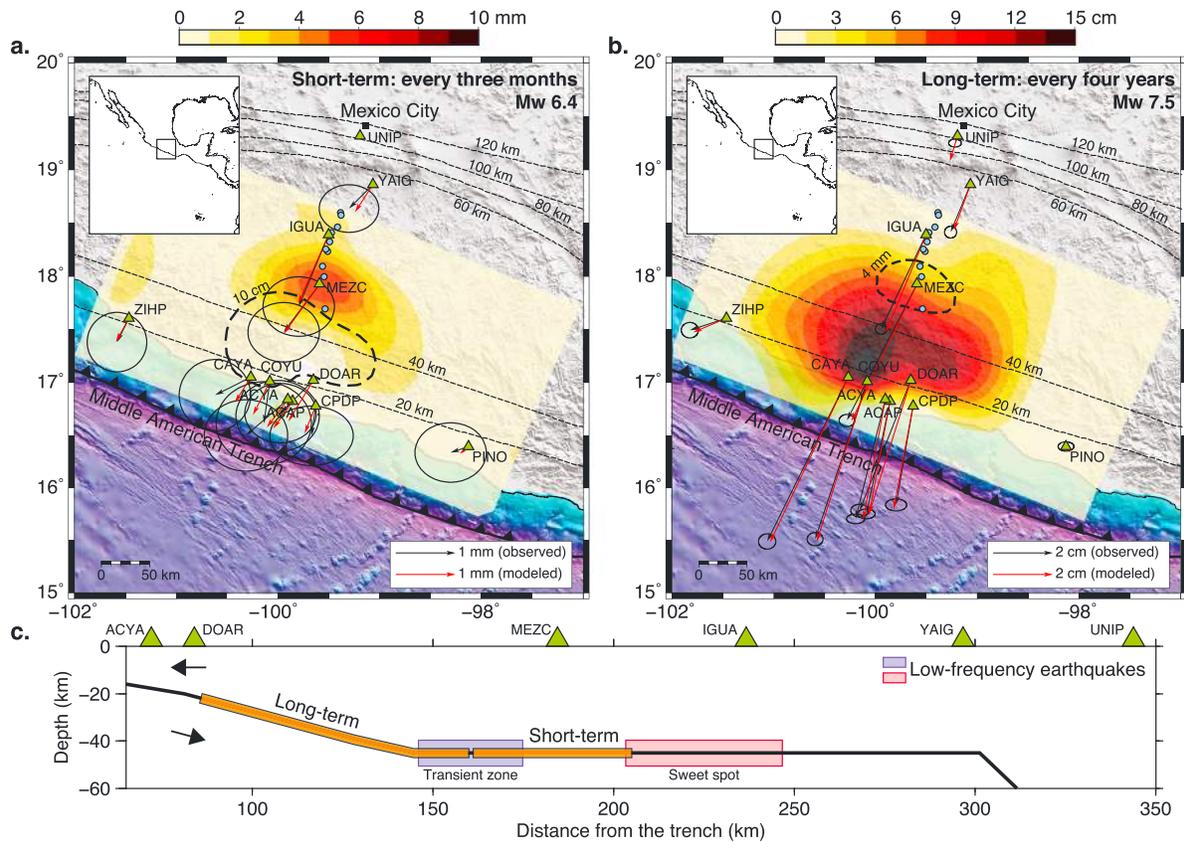


Figura 3.3: Localización de los SSEs de corta (a) y larga duración (b). Las líneas punteadas delgadas indican la geometría de la interfase a profundidad inferida por Kim et al., 2010. Estaciones locales de GPS y estaciones sísmicas son representadas respectivamente como triángulos verdes y círculos azules. Los desplazamientos observado en superficie (flechas negras) para ambos SSEs son graficados con elipses de error correspondientes a 1σ . El deslizamiento obtenido a partir de la inversión estática para ambos eventos se muestran como contornos de colores con sus respectivos desplazamientos en superficie (flechas rojas). La línea punteada gruesa en cada una de las figuras (a) y (b) indican la mayor concentración del deslizamiento durante el otro SSE. C) Localización esquemática de los SSEs sobre la interfase (rectángulos naranjas) y las zonas de generación de TTs en la region (rectángulos morado y rosa). (Tomada de Frank et al., 2015b)

Además de corroborar las hipótesis de que los bursts están asociados a pequeños SSEs, el hecho de que el máximo de la distribución de este pequeño deslizamiento no coincida espacialmente con las regiones de ocurrencia de TTs en el sweet spot, como también sucede durante los SSE cada 4 años, sugiere que esta interacción de deslizamiento-tremor es consistente a cualquier escala y que el segmento de Guerrero cuenta con un fenómeno particular de ETS, donde únicamente en la transient zone se ve reflejado un comportamiento semejante al observado en Cascaida y Japón (Frank et al., 2015b).

Dada la naturaleza repetitiva de los LFEs, Frank et al. (2014) generaron un catálogo con cerca de 2 millones de estos eventos durante el periodo del arreglo MASE (2005-2007) que permitió distinguir el comportamiento en su actividad para distintos segmentos a lo largo de la interfase de subducción de acuerdo a la distancia perpendicular de la trinchera (Frank et al., 2015a). La Figura 3.4B muestra el cambio de la naturaleza de la interfase, asociado a un régimen *stick slip* para la transient zone, evolucionando gradualmente a un régimen de deslizamiento estable para regiones más alejadas de la trinchera inferido por los intervalos de recurrencia de LFEs (Frank et al., 2015a). Esta recurrencia es significativamente diferente durante el periodo de ocurrencia del SSE de 2006, donde la tasa de sismicidad para ambos segmentos aumenta y es muy similar a lo largo de toda la interfase horizontal (Frank et al., 2015a).

Frank et al. (2015) asumieron que la pendiente de los valores acumulados en el periodo anterior del SSE de 2006 (i.e., el periodo inter-SSE) representaba la tasa natural de sismicidad para cada segmento de la interfase. Con el objetivo de visualizar en detalle los cambios en la ocurrencia de los LFEs, esta tendencia era sustraída de la serie completa para cada segmento con la cual obtuvieron las variaciones en la actividad para diferentes distancias de la trinchera. Esta visualización permite identificar 3 patrones principales en la actividad de los LFEs (Figura 3.4) C): 1) Los episodios de gran actividad o bursts son representados con una pendiente positiva muy pronunciada (i.e., un incremento rápido en un periodo de tiempo muy pequeño). 2) Un notable incremento en el número de LFEs durante el SSEs que se observa como una pendiente positiva durante los primeros 3 meses del deslizamiento para los segmentos ubicados en el sweet spot. Para los segmentos en la transient zone, esta pendiente persiste durante todo el sismo lento. 3) Una disminución en el número de LFEs en el sweet spot mes y medio antes de que el SSE finalice. Los autores sugieren que este cambio en la actividad durante el SSE se debe a la modificación de la normal efectiva en la interfase generada por la propagación de un pulso de presión de poro viajando a velocidades comparables con el frente de deslizamiento de SSE (i.e., 1 km/día), la cual discutiremos en el capítulo 6.

Un trabajo reciente de localizaciones de TTs por el método de correlación de la envolvente (Ide, 2010) corroboró que estos eventos se agrupan en las mismas regiones del sweet spot y la transient zone durante el establecimiento del arreglo MASE (Maury et al., 2016). No obstante, para el periodo coincidente con el arreglo GGAP, las localizaciones indican la existencia de dos parches en la parte downdip (i.e., sweet spot) separadas 40 km en dirección paralela a la trinchera, probablemente debido a cambios en la geometría o a la presión efectiva en el slab (Maury et al., 2016; Figura 3.5). En este mismo estudio, a partir del apilado de formas de onda generadas por VLFs, se obtuvieron mecanismos focales consistentes con el deslizamiento en planos sub-horizontales tal como ha sido inferido en estudios anteriores. Ninguno de los eventos de VLFs ocurren en ausencia de episodios de tremor (Maury et al., 2016).

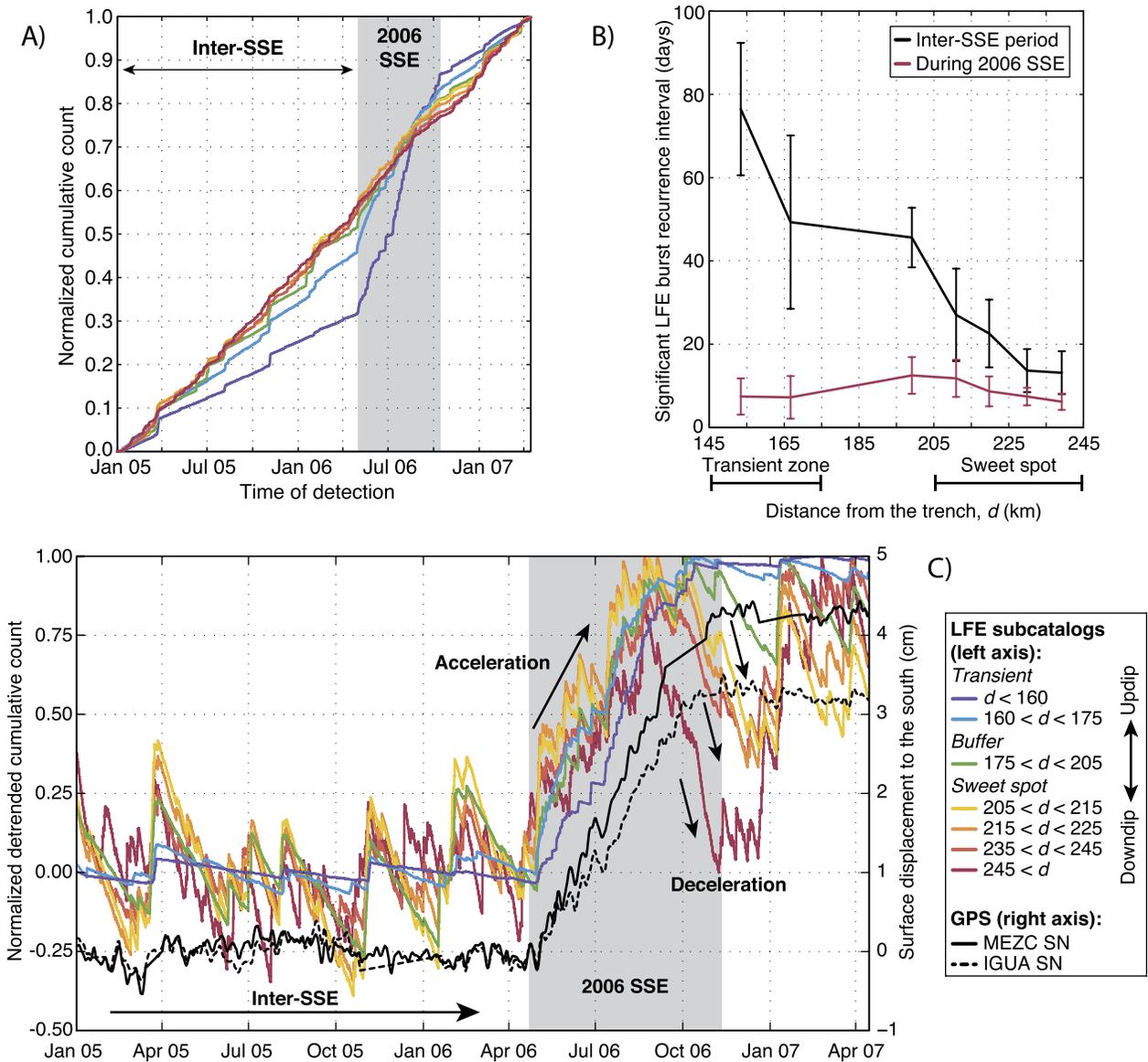


Figura 3.4: Curvas normalizadas del número de LFES acumulados para cada segmento de acuerdo a su distancia con respecto de la trinchera (rectángulo de la derecha en C). El periodo inter-SSE es indicado por la flecha negra, anterior al SSE de 2006 (recuadro gris). B) intervalos de recurrencia de los episodios de LFES para cada segmento durante el periodo inter-SSE (línea negra) y durante el SSE de 2006 (línea guinda). C) Actividad de los LFES relativa a la tendencia inter-SSE. Las curvas acumuladas de LFES con la sustracción de la tendencia inter-SSE son mostradas para cada segmento sobre la interfase presentando diversos cambios en la tasa de sismicidad antes, durante y después del SSE (ver texto) (Modificada de Frank et al., 2015a).

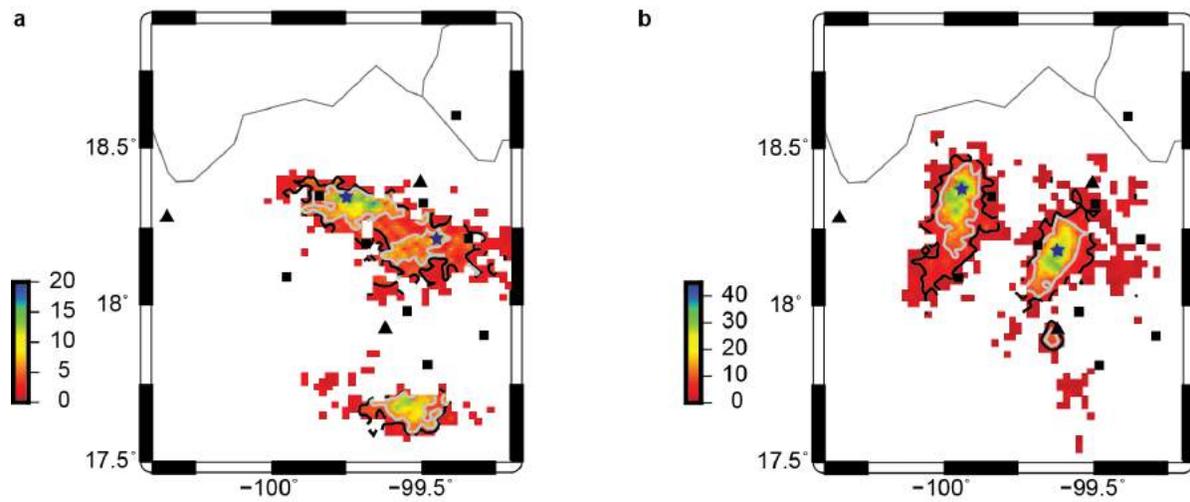


Figura 3.5: Densidad de tremores (TT/km²) durante a) el establecimiento del arreglo MASE y b) el arreglo GGAP. Las estrellas azules indican las regiones con mayor densidad. Los cuadrados y triángulos negros denotan las estaciones temporales y permanentes, respectivamente. El contorno negro encierra el 70% de actividad para cada región (Tomada de Maury et al., 2016).

CAPÍTULO 4

DESLIZAMIENTO LENTO Y LOCALIZACIÓN DE TTs

Contenido

4.1 Migraciones de tremores en Guerrero	26
---	----

Para analizar la relación espacial entre los TTs y los deslizamientos de SSEs, se obtuvieron las localizaciones y mecanismos mediante el método TREP (*Tremor energy and polarization*, Cruz-Atienza et al., 2015) para los periodos de tiempo que estuvieron establecidos los arreglos MASE y GGAP. Durante estos periodos, tienen lugar dos SSEs de gran duración (SSE de 2006 y SSE de 2009-2010) que nos permite determinar la interacción de los TTs y SSEs para los periodos de su ocurrencia y para lapsos inter-SSE.

El método TREP determina la localización de la fuente de tremor basado en la distribución espacial de la energía, su derivada espacial y la dirección del movimiento de partícula. Asumiendo un plano de falla sub-horizontal (de acuerdo a los mecanismos focales reportados por estudios de LFEs y VLFs , Frank et al., 2015, Ide et al., 2012, Maury et al., 2016) también se determina la dirección del deslizamiento (i.e., el rake) que da origen a la señal de tremor.

El método realiza una búsqueda sobre una malla con posibles hipocentros en 3D (i.e, coordenadas cartesianas) debajo de la región de estudio. Para ello, se ha calculado una base de datos con funciones de Green sintéticas para dislocaciones puntuales (i.e. doble-par) con diferentes rakes. Las funciones de Green son calculadas considerando el modelo de velocidades de capas planas propuesto por Campillo et al. (1996) y los efectos anelásticos del medio determinado por estudios de atenuación en la región (García, et al. 2004). Los detalles de la comparación entre sintéticos y observables se describen en Cruz-Atienza et al. (2015).

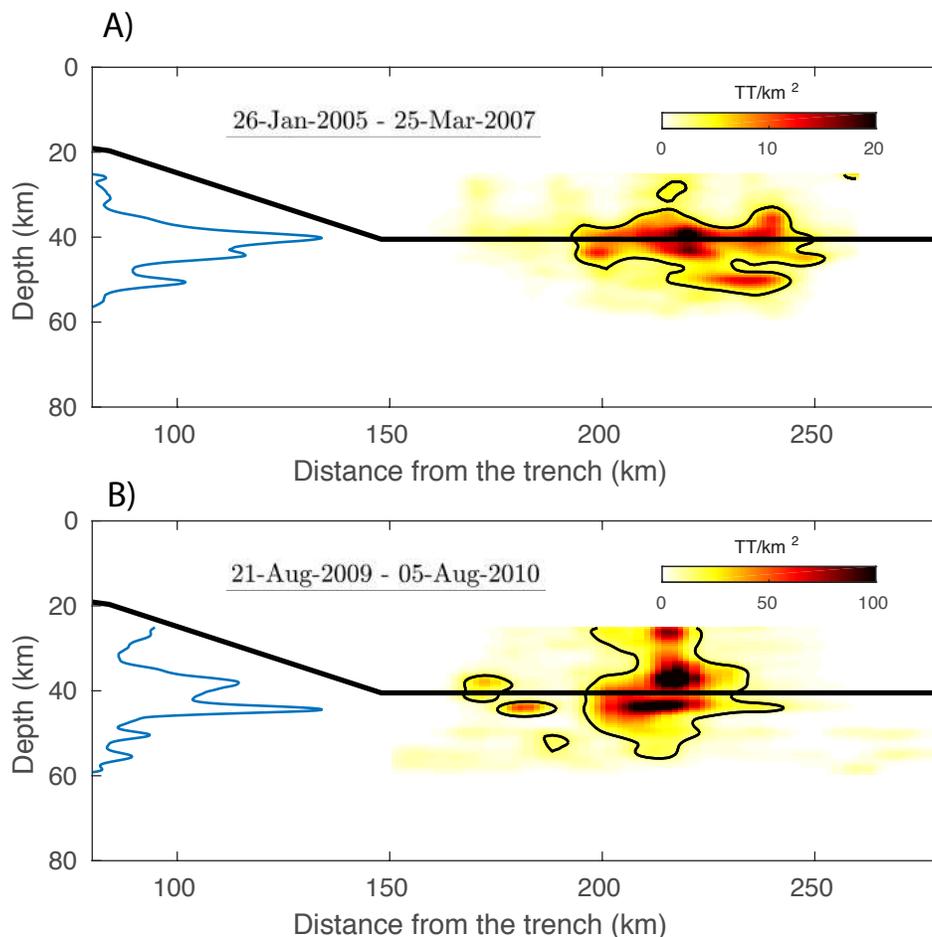


Figura 4.1: Distribución de la densidad de TTs proyectada en una sección vertical perpendicular a la trinchera para los periodos comprendidos durante el establecimiento del arreglo MASE (A) y GGAP (B). Los contornos negros encierran las regiones con densidades mayores a 5 y 20 TTs/km² para cada caso. La línea negra gruesa representa la geometría de la interfase entre las placas (Kim et al., 2010). De lado izquierdo se muestra la distribución normalizada de los tremores en profundidad (curva azul). Para ambos casos las regiones con mayor ocurrencia de TTs se localizan sobre la interfase y dentro del slab (i.e., 40-50 km).

A diferencia de las primeras localizaciones, para detallar la variación espacial de las fuentes que conforman el tremor se realizó un time-scanning con ventanas de 1 minuto traslapadas 20 segundos, de esta manera, se obtuvieron tantas localizaciones como ventanas de tiempo se encuentren dentro de la duración de la señal de tremor. Esta estrategia nos permite analizar si existen migraciones de la fuente de tremor como se ha observado con los LFEs dentro del sweet spot (Frank et al., 2014) y en otras zonas de subducción (Houston et al., 2011; Ghosh et al., 2010).

Las localizaciones para los periodos de 2005-2007 y 2009-2010 se realizan con base en un catálogo de tremores detectados automáticamente mediante un umbral espectral siguiendo la metodología

propuesta por Husker et al. (2010). Las primeras localizaciones de los TTs a profundidad para estos catálogos (Cruz-Atienza et al., 2015) exhiben características observadas en previos estudios donde la región del sweet spot alberga la mayor densidad de TTs a profundidades cercanas a la interfase y dentro del slab como lo muestra el histograma en la Figura 4.1.

Con las observaciones anteriores, se realizó una segunda localización para ambos catálogos limitando la búsqueda a profundidades entre 40-50 km (i.e., donde se localiza la interfase y dentro del slab) para obtener las distribuciones de las fuentes de tremor a lo largo del rumbo y del echado del segmento horizontal.

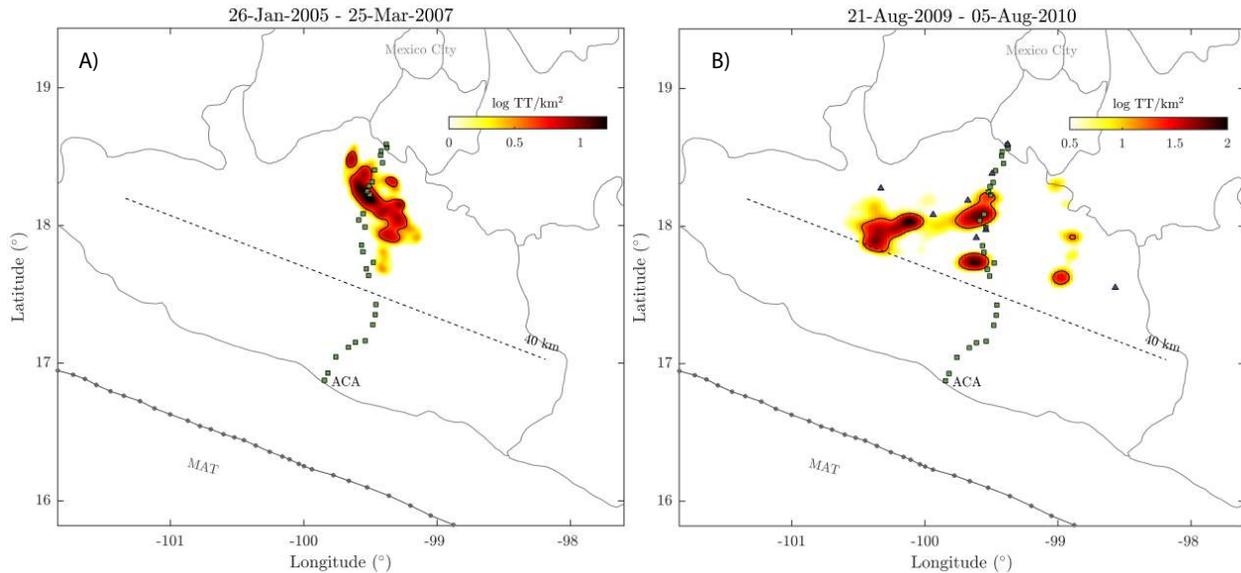


Figura 4.2: Distribución de las localizaciones de TT en el segmento horizontal en Guerrero durante los periodos del establecimiento del arreglo MASE (A) y GGAP (B). Los colores representan el logaritmo de la densidad de tremores ($\log TT/km^2$). Los contornos delimitan las regiones con densidades mayores a 5 y 20 TT/km^2 para los catálogos de 2005-2007 y 2009-2010, respectivamente. Los cuadros verdes representan las estaciones del arreglo MASE mientras que los triángulos azules las estaciones del arreglo GGAP.

Para el periodo de 2005-2007 se determinaron cerca de 15000 localizaciones con longitudes de resolución (*resolution lengths*, i.e., los errores en la localización) menores a 10 km asumiendo una malla de búsqueda con separación de 5 km y 7 km entre cada nodo para MASE y GGAP, respectivamente. Al igual que estudios anteriores, la mayoría de los tremores se ubican en el sweet spot y durante el SSE de 2006 se identifica otro grupo de menor cantidad en la transient zone (4.2A). Debido a la configuración del arreglo MASE sólo se obtuvieron localizaciones confiables en dirección perpendicular a la trinchera y en regiones aledañas cercanas a las estaciones.

Para el periodo de 2009-2010 se obtuvieron alrededor de 96,000 localizaciones con *resolution lengths* menores a 10 km exhibiendo algunos rasgos espaciales parecidos a los observados durante el primer catálogo de 2005-2007. La densidad de tremores para este periodo se ubica en regiones muy bien delimitadas por "parches", como se muestra en la Fig. 4.2B. Además de las zonas del sweet spot y en

la transient zone ubicadas a lo largo del arreglo MASE, al oeste se observan clusters de eventos en la *buffer zone* (i.e, entre el sweet spot y la transient zone) y el sweet spot, además de un parche bien delimitado en la transient zone coincidente con el deslizamiento del primer periodo de deslizamiento del SSE de 2010.

Utilizando la evolución temporal del deslizamiento invertido para los SSEs de 2006 y 2009-2010 (Radiguet et al., 2011, 2012) se analizó la interacción de los TTs alojados durante las ventanas de 20 días asociadas a cada incremento del sismo silencioso.

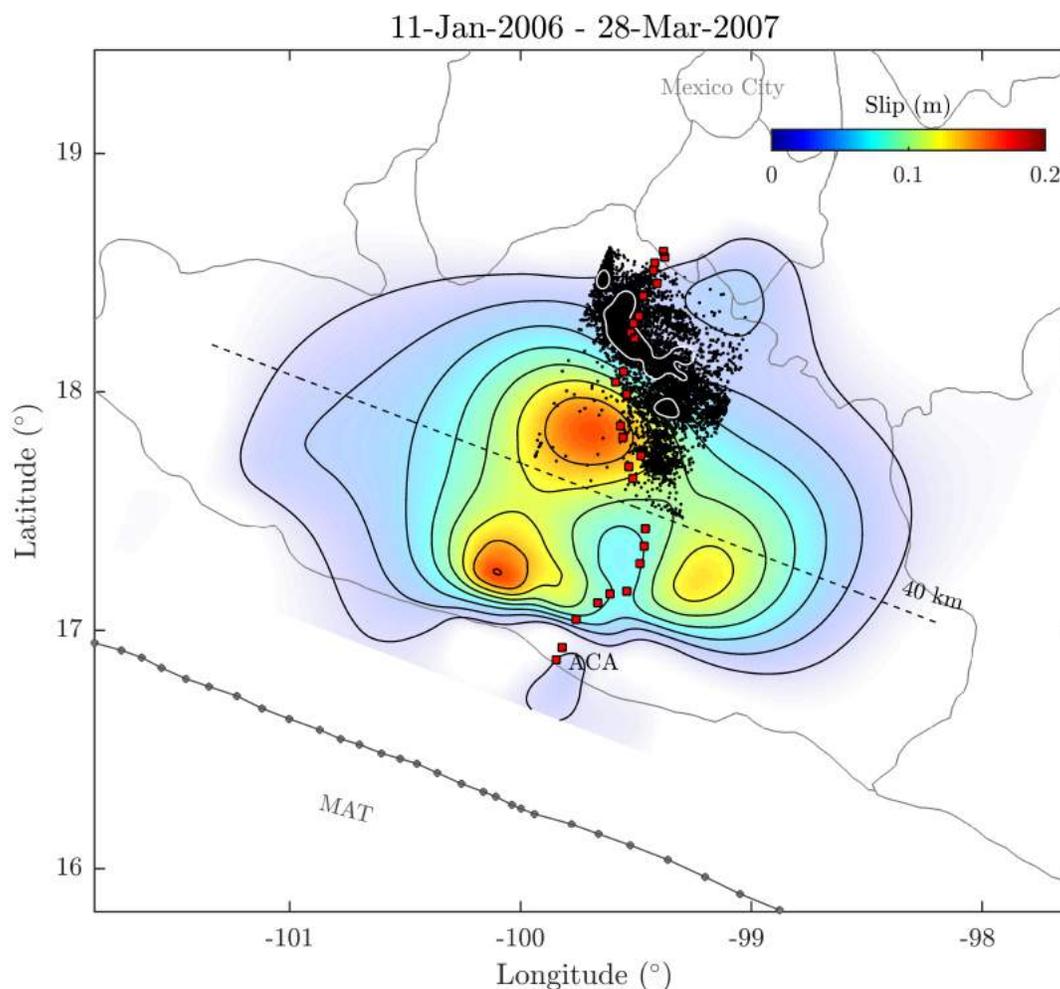


Figura 4.3: Distribución final del deslizamiento del SSE de 2006 (colores) y localizaciones epicentrales de TTs en Guerrero durante el tiempo indicado en la parte superior de la figura. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE, la línea negra punteada representa el kink donde el slab comienza con su comportamiento subhorizontal aproximadamente a 40 km de profundidad. Los curvas negras indican los contornos de deslizamiento cada 2 cm. Las curvas blancas delimitan las regiones con densidades mayores a 5 TTs/km² que se encuentran alrededor y al norte de uno de los máximos de deslizamiento del SSE.

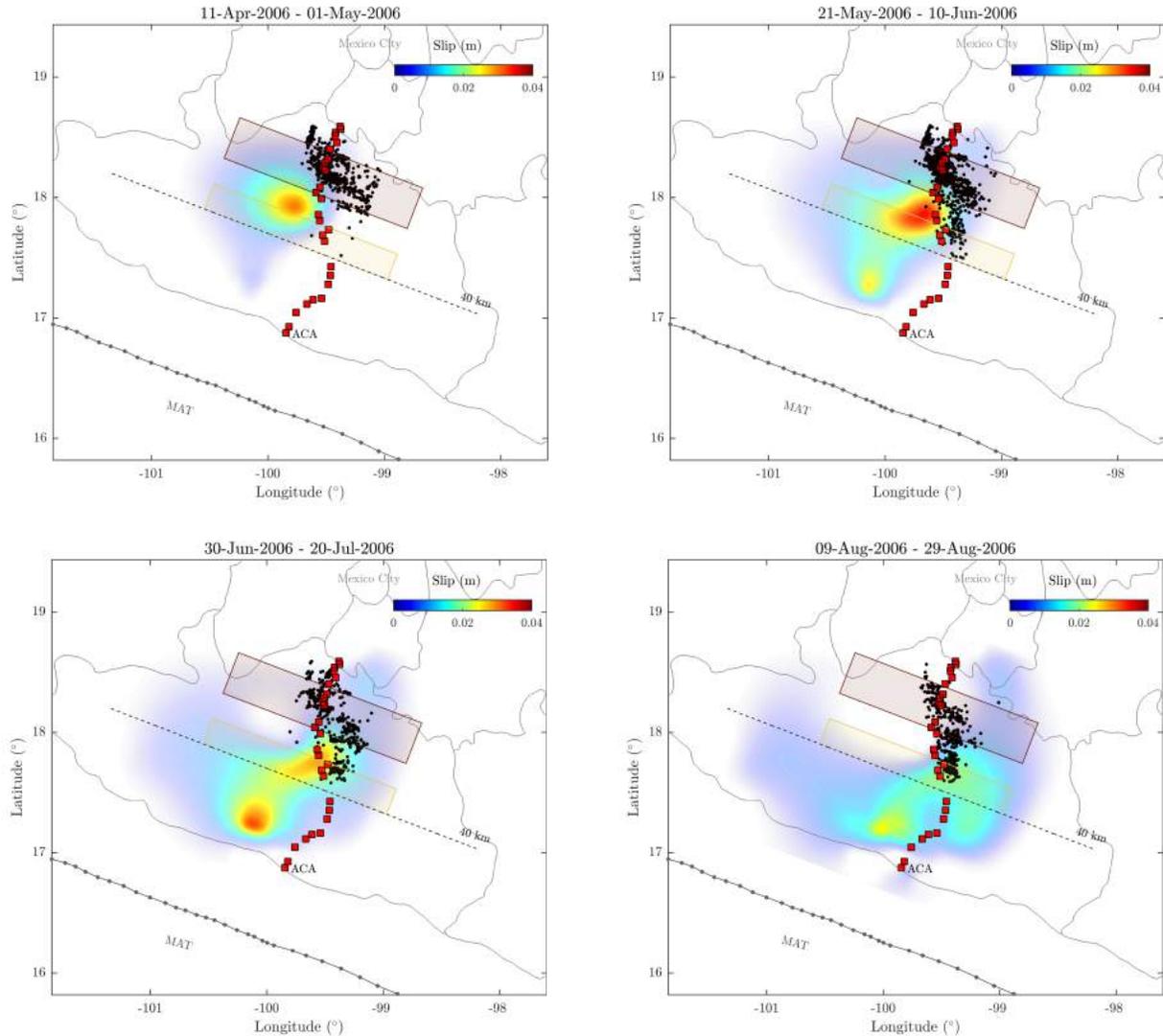


Figura 4.4: Incrementos del deslizamiento para el SSE de 2006 (distribución de colores) y las localizaciones de los TTs durante el periodo indicado en la parte superior de cada figura. Los recuadros café y amarillo indican las regiones del sweet spot y la transient zone respectivamente. Durante la evolución del SSE, los TTs se localizan al norte y alrededor de los máximos del deslizamiento sobre la interfase horizontal. El deslizamiento al alcanzar las regiones *updip* viene acompañado con TTs en la transient zone.

Comparando las localizaciones del primer catálogo durante el SSE de 2006, la principal fuente de tremor (i.e., el sweet spot) se encuentra al norte de la región donde el SSE tiene un máximo de deslizamiento sobre el segmento horizontal de la interfase (Figura 4.3), previamente discutido por Kostoglodov et al. (2010) y Husker et al.,(2012). Además, es interesante observar la disposición de los TTs en la parte *downdip* alrededor de los máximos de deslizamiento para cada incremento del SSE (Figura 4.4), pero una vez que el deslizamiento alcanza las regiones *updip*, los TTs en la

transient zone comienzan a ocurrir coincidiendo espacio-temporalmente con el evento asísmico (e.g., el estadio del 09/Agosto/2006 - 29/Agosto/2006 de la Figura 4.4).

Para el segundo catálogo, se compararon las localizaciones de TTs asociadas con el SSE de 2009-2010 que se caracteriza por ser más complejo debido a que está compuesto por dos subeventos (Walpersdof et al., 2011). El primer subevento comienza al noroeste y el segundo subevento al este del estado de Guerrero, abarcando una mayor extensión en su deslizamiento comparado con el anterior SSE (Figura 4.5). A pesar de que algunos TTs ocurren en la zonas de máximo deslizamiento sobre el segmento horizontal de la interfase, las regiones con mayor densidad de TTs se encuentran alrededor del máximo (curvas blancas en Figura 4.5). Algunas regiones presentan ciertas lineaciones de TTs que son artefactos producidos por la separación de la malla utilizada para la localización.

Es interesante resaltar la variación en la distribución de los TTs a lo largo del rumbo de falla. Sobre el perfil que cruza el arreglo MASE se encuentran muy bien delimitadas las zonas del sweet spot y de la transient zone, sin embargo, al oeste del arreglo, los eventos ocurren sobre un área más extensa ocurriendo incluso en la denominada buffer zone. Entre el sweet spot y la transient zone (buffer zone) se observa una región en particular caracterizada por la ausencia de TTs, la cual no está presente a lo largo del rumbo de falla en la región oeste de Guerrero. Esto sugiere que las propiedades sobre la interfase en el segmento horizontal también presentan ciertas variaciones en dirección paralela a la trinchera como previamente es sugerido por Maury et al., (2016).

El primer subevento de 2009-2010 inicia al noroeste de Guerrero cerca del kink. Durante su propagación hacia el sureste los TTs son concomitantes con el máximo del de deslizamiento de cada incremento (Fig. 4.6A Y Fig. 4.6B). Algunos TTs parecen ocurrir con el frente de deslizamiento, incluso el sweet spot presenta un aumento de actividad cuando el frente alcanza esta zona (Fig. 4.6C). Al finalizar el primer subevento del SSE, cerca del perfil MASE, se puede apreciar que los TTs no coinciden con los máximos de cada incremento ubicados cerca del kink y tienden a ubicarse alrededor de dicho máximo (Fig. 4.6D), indicando que las propiedades de la interfase a esas distancias también presentan variaciones laterales.

El segundo subevento del SSE, se cree que fue activado por los esfuerzos dinámicos inducidos por las fases telesísmicas del sismo de Maule, Chile (Mw 8.8) acompañado con un notable incremento en la ocurrencia de TTs (Walpersdof et al., 2011, Zigone et al., 2012). Después de la disminución de la actividad al final del primer subevento, curiosamente los TTs disparados dinámicamente (Fig. 4.6E) se localizan en las zonas con mayor densidad mostradas para el catálogo completo de 2009-2010, indicando que estas regiones o parches se encuentran en condiciones críticas con las que una perturbación pequeña en los esfuerzos es suficiente para detonar los TTs observados. Esta actividad persiste en las mismas regiones durante el segundo subevento, donde las localizaciones de los TTs no se correlacionan espacialmente con los máximos del deslizamiento (Fig. 4.6F)

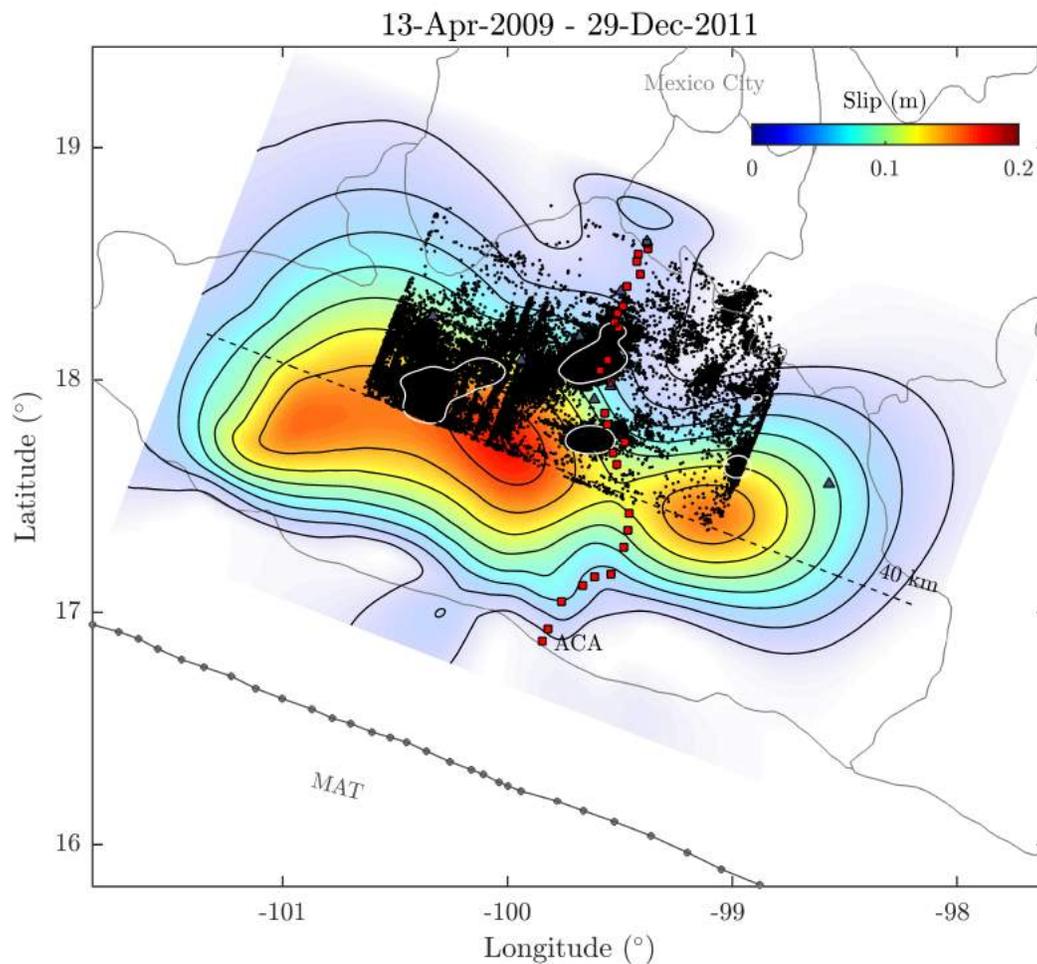


Figura 4.5: Distribución final del deslizamiento del SSE de 2009-2010 (colores) y localizaciones epicentrales de TTs en Guerrero durante el tiempo indicado en la parte superior de la figura. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE y los triángulos verdes las estaciones del arreglo GGAP utilizados para referencia espacial. Los contornos negros indican los contornos de deslizamiento cada 2 cm. Las curvas blancas delimitan las regiones con densidades mayores a 20 TTs/km² localizadas en el sweet spot y la transient zone, y en una región updip al oeste donde se deslizó el primer subevento de 2009.

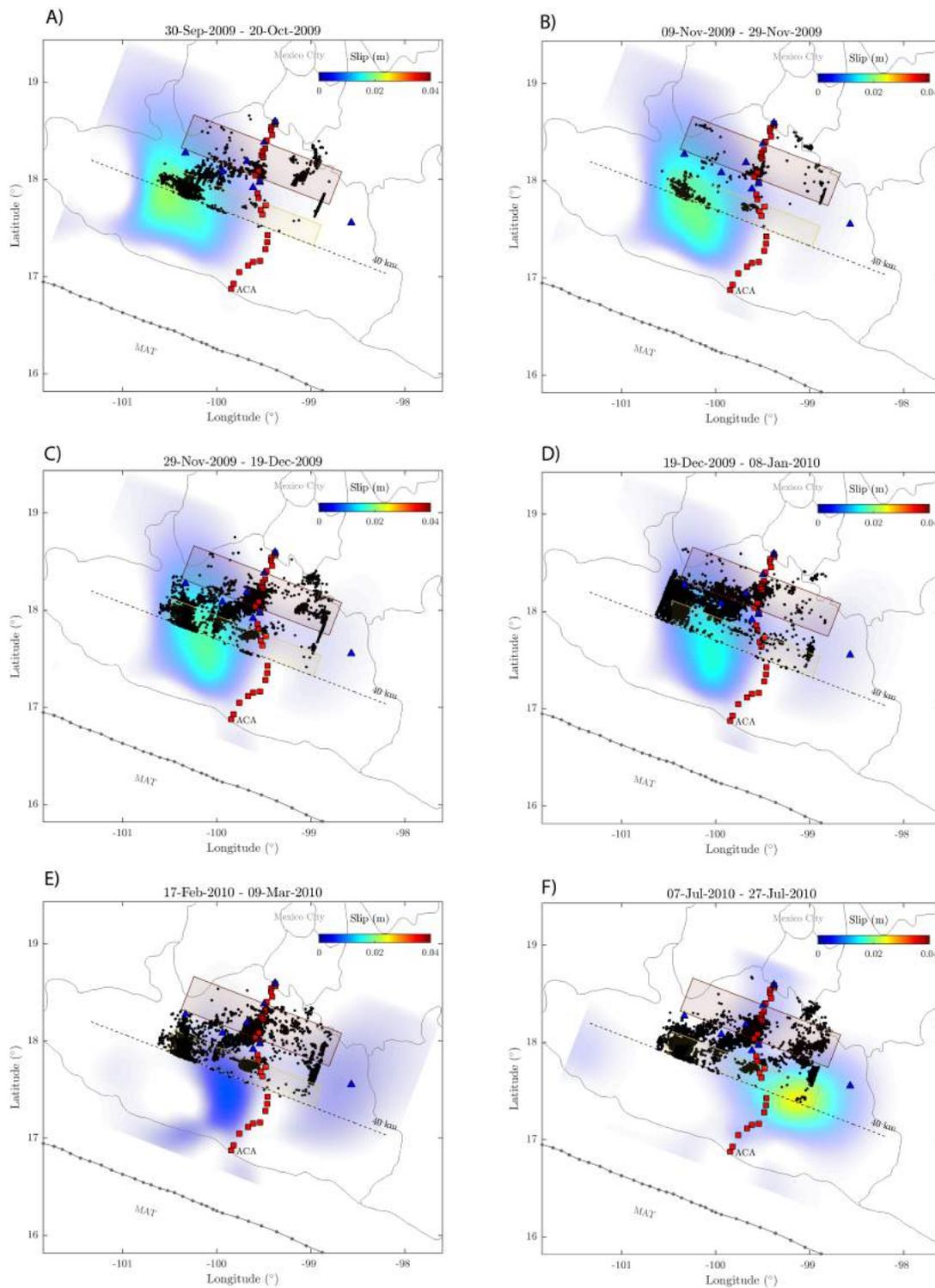


Figura 4.6: Incrementos del deslizamiento para el SSE de 2009-2010 (distribución de colores) y las localizaciones de los TTs durante el periodo indicado en la parte superior de cada figura. Los recuadros café y amarillo indican las regiones del sweet spot y la transient zone respectivamente. Durante la evolución del SSE la distribución de los TTs es más compleja de deslizamiento exhibiendo diferentes características a lo largo del rumbo (ver texto).

4.1 Migraciones de tremores en Guerrero

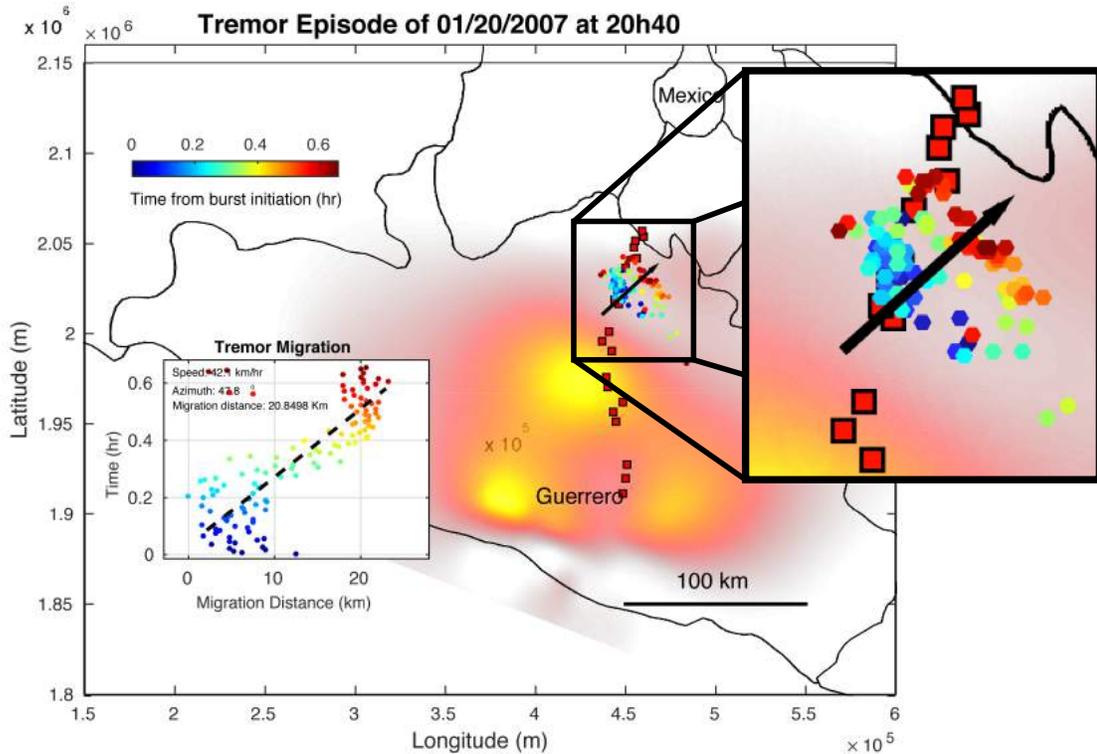


Figura 4.7: Migración de la fuente de tremor para un episodio localizado en el sweet spot. Los puntos de colores indican los epicentros de cada ventana del TT y el tiempo respecto al inicio del episodio. El recuadro interior muestra las localizaciones proyectadas sobre una línea con la dirección de migración para la estimación de la velocidad en una gráfica distancia-tiempo

Con la aplicación del *time-scanning* a las señales de tremor empleando el método TREP, se detalló la localización de las fuentes que generan el episodio de tremor como es explicado en la sección anterior. La Figura 4.7 muestra una migración de la fuente de tremor en el sweet spot durante el episodio del 20/Enero/2007 localizado algunos km al norte del máximo del deslizamiento final del SSE de 2006. Estas migraciones son obtenidas mediante inspección visual para los dos catálogos de 2005-2007 y 2009-2011

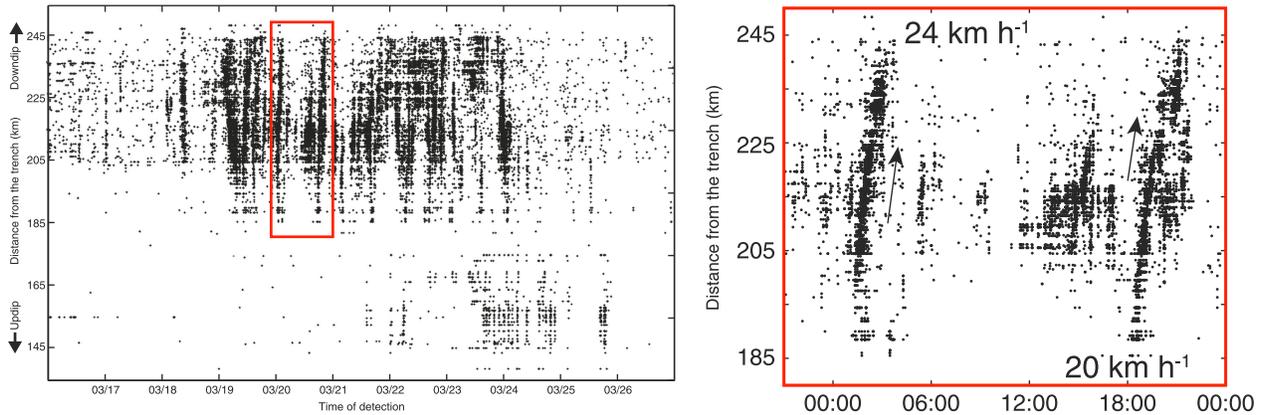


Figura 4.8: Migraciones de LFEs durante episodios en el sweet spot con respecto a la dirección perpendicular a la trinchera. Estas migraciones sólo tienen lugar en el sweet spot y la buffer zone durante fuertes episodios de LFEs alcanzando velocidades de hasta 30 km/h. (Modificada de Frank et al., 2014).

La mayoría de las migraciones observadas durante el periodo de 2006-2007 ocurren en el sweet spot, alejadas de los máximos de deslizamiento durante episodios inter-SSE así como durante el SSE de 2006 y en menor cantidad dentro de la buffer zone. Las direcciones de migración son en su gran mayoría cuasi-perpendiculares a la trinchera (i.e., SSW-NNE) y en sentido opuesto a la costa (Figura 4.9). El mayor porcentaje de las velocidades observadas se encuentran en un rango entre 30-80 km/h, que son velocidades mayores a las observadas en Cascadia para las migraciones en dirección contraria al frente del SSE (i.e., 8 - 20 km/h, rapid tremor reverseals, RTR; Houston et al., 2011) y en Japón (Obara, 2012), pero con velocidades comparables a los streaks estimadas en otras zonas de subducción (10-100 km/s, Shelly et al., 2006, Ghosh et al., 2010). Algunas migraciones se presentan en dirección paralela a la trinchera, sin embargo, debido a la configuración del arreglo MASE, las localizaciones en esa dirección carecen de resolución (Cruz-Atienza et al., 2015) por lo que las velocidades pueden estar sobre estimadas.

Estas observaciones son consistentes con las direcciones y velocidades de migraciones para LFEs ubicadas en el sweet spot y en la buffer zone, y que ocurren sólo durante grandes episodios de LFEs (20-30 Km/h; Frank et al., 2014, Figura 4.8)

Durante el SSE de 2010 los TTs migran preferencialmente en direcciones hacia el N y NNE, con acimuts cercanos a la dirección perpendicular de la trinchera y algunas otras hacia el sur como se observa en el diagrama de rosa de vientos en la Figura 4.10. A diferencia de lo observado durante 2005-2007, existen varias migraciones fuera del sweet spot en los parches al oeste y este de Guerrero coincidentes con parte de la interfase que se desliza durante el SSE de 2009-2010. Estas migraciones presentan un rango de velocidades del orden de 10-30 km/h, menores que las velocidades observadas en el primer catálogo. El sweet spot contiene el mayor número de migraciones con direcciones preferenciales hacia el NNW y el NNE.

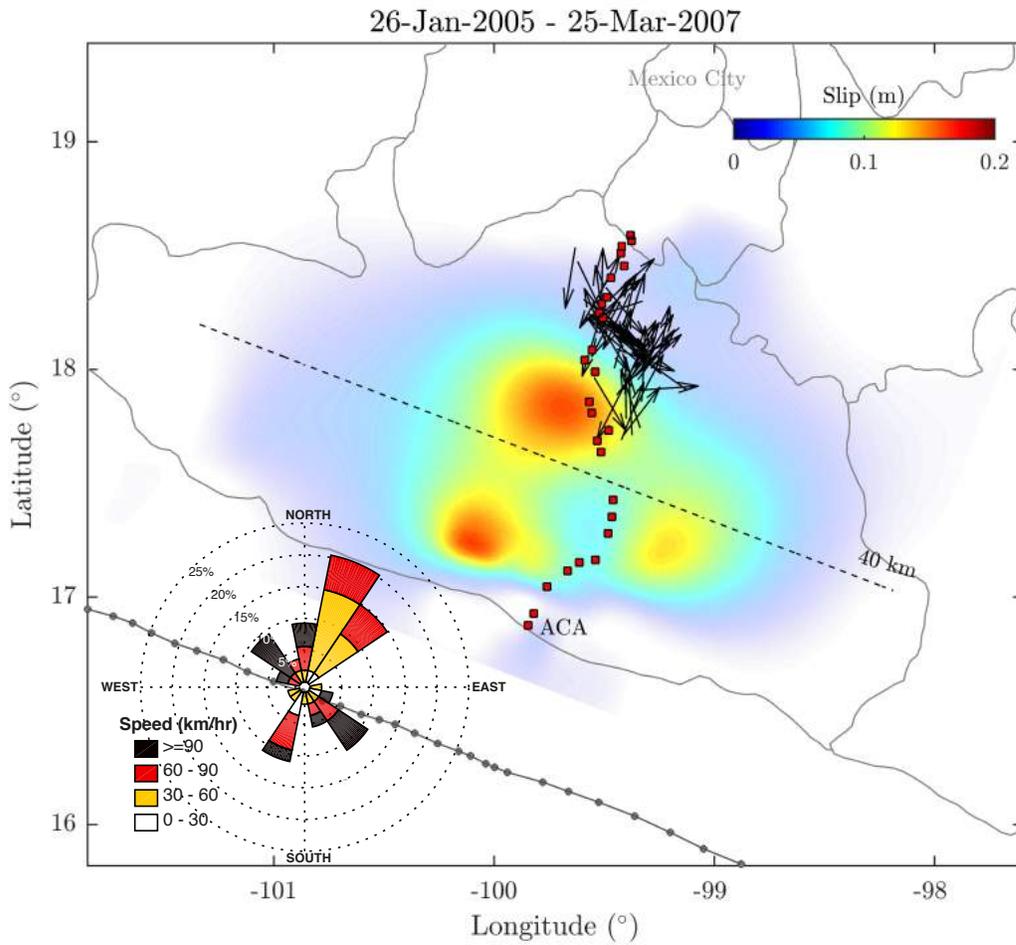


Figura 4.9: Migraciones de tremores durante el periodo indicado en la parte superior de la figura. La distribución de colores indica el deslizamiento acumulado para el SSE de 2006. Las flechas negras indican la dirección y sentido de migración en el sweet spot y la buffer zone. Las direcciones y velocidades están representadas en diagrama de rosa de vientos en la esquina superior izquierda. La mayoría de las migraciones se propagan en dirección perpendicular a la trinchera y algunas de ellas en dirección paralela la trinchera con velocidades de 30-80 km/h.

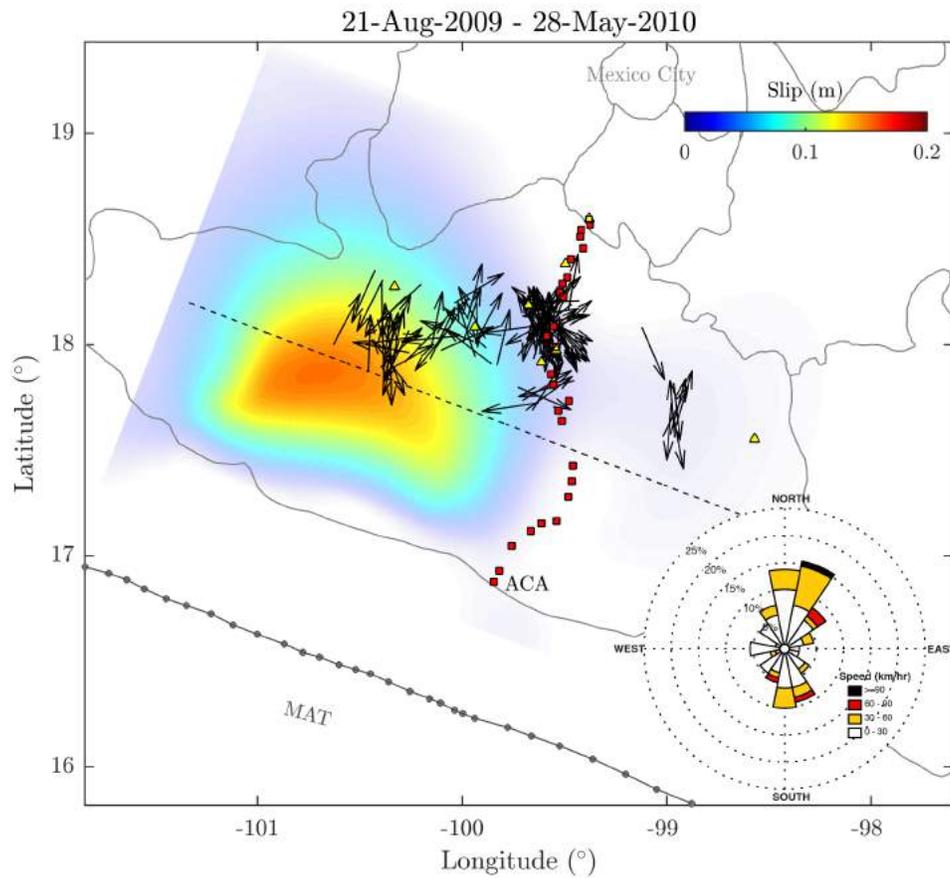


Figura 4.10: Migraciones de TTs durante el SSE de 2009-2010 (flechas negras). La distribución de colores indican el deslizamiento acumulado del SSE de 2009-2010 durante el periodo indicado en la parte superior de la figura. El mayor porcentaje de estas migraciones tienen una dirección preferencial hacia el N y al NNE, con algunas otras hacia el S de acuerdo al diagrama de rosa de vientos (esquina inferior derecha).

CAPÍTULO 5

MODELADO POROELÁSTICO DE SSEs

Contenido

5.1	Perturbaciones elásticas asociadas a sismos silenciosos	30
5.2	Esfuerzos de Coulomb	34
5.3	Sismos silenciosos de corta duración	36
5.4	Ecuación no lineal para la difusión de la presión de poro	37
5.4.1	Permeabilidad como una función de la presión efectiva	37
5.5	Ecuación no lineal de difusión	38
5.5.1	Ecuación de difusión con permeabilidad variable	38
5.5.2	Modelo discreto de la ecuación de difusión usando el MVF	40
5.5.3	Condiciones para la generación de pulsos de presión de poro	47
5.6	Tasa de ocurrencia de LFEs	49

Para responder a las preguntas planteadas al principio de esta tesis, se siguieron dos estrategias en nuestro modelado que se complementan una con la otra. Por un lado, se calcularon los campos poroelásticos (e.g., campos de deformación, presión de poro y de esfuerzos) inducidos por los SSE de 2006 y de 2009-2010. Por el otro, con el cálculo de dichos campos sobre planos de falla de interés se investigó su posible relación con la generación de tremores tectónicos en la zona de subducción en Guerrero.

Por otra parte, asumiendo que la permeabilidad varía espacial y temporalmente con la presión efectiva, la ecuación de difusión de la presión de poro se convierte en un problema no lineal y admite soluciones tales como pulsos de presión de poro cuyas velocidades de propagación pueden resultar mayores a las del frente de difusión predichas por la ecuación lineal. Se exploraron las condiciones iniciales y los parámetros para diferentes distribuciones de presión que generaran este tipo de soluciones. Para resolver dicha no linealidad en la ecuación, se creó un *solver* en MATLAB con el método de volumen finito (MVF) que considera la anisotropía del medio y cuyos detalles en su formulación teórica y numérica se desglosan en el segundo apartado de este capítulo y en los anexos de la tesis.

5.1 Perturbaciones elásticas asociadas a sismos silenciosos

En esta primera etapa, se calcularon los campos poroelásticos generados por los sismos silenciosos. La ventaja del método consiste en que los campos obtenidos consideran las propiedades elásticas del

medio estimadas a partir de un modelo de velocidades heterogéneo (Iglesias et al., 2010) y al que hemos ingresado la capa de baja velocidad debajo de la interfase sugerida por varios autores (Perez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009, Kim et al., 2010). Los cambios volumétricos y de la presión de poro en condiciones undrained fueron calculados siguiendo la misma metodología desarrollada en la tesis de Villafuerte (2014).

Suponiendo que existe una compresión o tensión en el medio aplicada en un tiempo más pequeño que el tiempo característico que tardaría la difusión para interactuar con los puntos vecinos, estos cambios (i.e., compresión o tensión) se verían reflejados instantáneamente como un incremento o una disminución en la presión de poro de todo el medio. A esto se le denomina una respuesta en condiciones *undrained* (Roeloffs 1988; Dunham & Rice, 2008) y es calculada en nuestro modelo asumiendo que los incrementos en el estado de deformación cada 20 días se efectúan de manera instantánea. Esta aproximación es válida dado que el tiempo de difusión dentro del slab es lo suficientemente lento debido a la baja permeabilidad del medio (Peacock et al., 2011, Audet et al., 2009, Perry et al., 2016).

Para modelar la difusión entre subeventos del SSE (i.e., entre incrementos instantáneos de deslizamiento), hemos implementado la ecuación de difusión para la presión de poro donde la permeabilidad es una variable más que depende de la presión efectiva del medio (Evans et al., 1997). Con ello la ecuación que describe la difusión de un fluido queda expresada como:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{1}{\phi \eta_f (\beta_f + \beta_n)} \nabla \cdot [k(P_e) \nabla p], \quad (5.1)$$

donde ϕ es la porosidad del medio; η , ρ_f y β_f son la viscosidad, la densidad y la compresibilidad del fluido, respectivamente; y $k(P_e)$ la permeabilidad en función de la presión efectiva (i.e., $P_e = P_c - p$) que se explica con detalle en la siguiente etapa de la metodología.

Esta ecuación de difusión se resuelve durante ventanas de 20 días entre subeventos de los SSEs de tal forma que su solución para p depende de los parámetros y condiciones iniciales que se consideren. El método numérico en volúmenes finitos con el que se resuelve la ecuación 4 se presenta en la sección 5.4.

El método numérico que se ha implementado nos permite obtener el estado de esfuerzos en 3D generado por las dislocaciones de los subeventos de los SSEs para cada punto de nuestra malla. Al tener todas las componentes del tensor, se calcularon los esfuerzos principales (i.e., los *eigenvalores*) en cada punto del dominio para posteriormente descomponerlos en tracciones cizallantes y normales actuando en planos de falla de interés mediante las siguiente relaciones:

$$\begin{aligned} \tau &= \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin(2\psi) \\ \sigma_n &= \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) \cos(2\psi), \end{aligned} \quad (5.2)$$

donde $\psi = \pi/2 - \theta$, θ es el ángulo entre el plano de falla y la dirección del máximo esfuerzo principal, y donde los *eigenvalores* están ordenados de tal forma que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Se ha observado que los LFEs y VLFs son el resultado de pequeñas dislocaciones sobre el contacto entre las placas en la zona de transición (Shelly et al, 2007, Beroza, & Ide, 2011). Además, estudios recientes han revelado que estos eventos en la zona de Guerrero presentan un mecanismo focal con un echado poco pronunciado consistente con el echado subhorizontal de la interfase (Frank et al, 2013; Ide et al; 2012, Cruz-Atienza et al. 2015; Maury et al., 2016). Estas observaciones sugieren que tanto los temblores como los eventos de baja frecuencia, de no ocurrir sobre el contacto entre las placas, pueden ser interpretados como pequeños deslizamientos en fracturas asociadas al plano de la interfase con orientación similar.

Asumiendo lo anterior, se calcularon los esfuerzos normales y de cizalla sobre planos de falla horizontal en cada punto de la malla. Este plano es coincidente con el sistema de referencia utilizado en nuestras simulaciones con lo que los esfuerzos de cizalla y normales son simplemente los elementos del tensor de esfuerzos σ_{zx} y σ_{zz} .

Para el modelo numérico, hemos adoptado una convención en la que los valores de los campos de deformación (y de esfuerzo) son positivos para tensión o expansión y negativos cuando existe compresión en el medio. Para la presión de poro se considera una convención diferente, donde valores positivos indican un aumento de la presión del fluido dentro de la matriz sólida, y valores negativos una liberación de esta presión. En el caso de los esfuerzos de cizalla, valores positivos y negativos indican la concentración y liberación de esfuerzos respectivamente. La convención para el esfuerzo normal es la misma adoptada para los valores del tensor de esfuerzos.

El proceso general para la obtención de los campos poroelásticos para cada incremento de deslizamiento del SSE se resume en los siguientes pasos y se esquematizan en la Figura 5.1:

1. Obtención del tensor de esfuerzos y los cambios volumétricos (i.e., dilatación dada por la traza del tensor de deformaciones) en todo el dominio asociados a un incremento de la dislocación del SSE.
2. Estimación de la presión de poro en condición undrained mediante el coeficiente de Skempton (B) y la dilatación resultante en 1.
3. Resolver la ecuación de difusión durante una ventana de 20 días a partir del campo p resultante en 2 (i.e., lapso entre dos incrementos de deslizamiento del SSE).

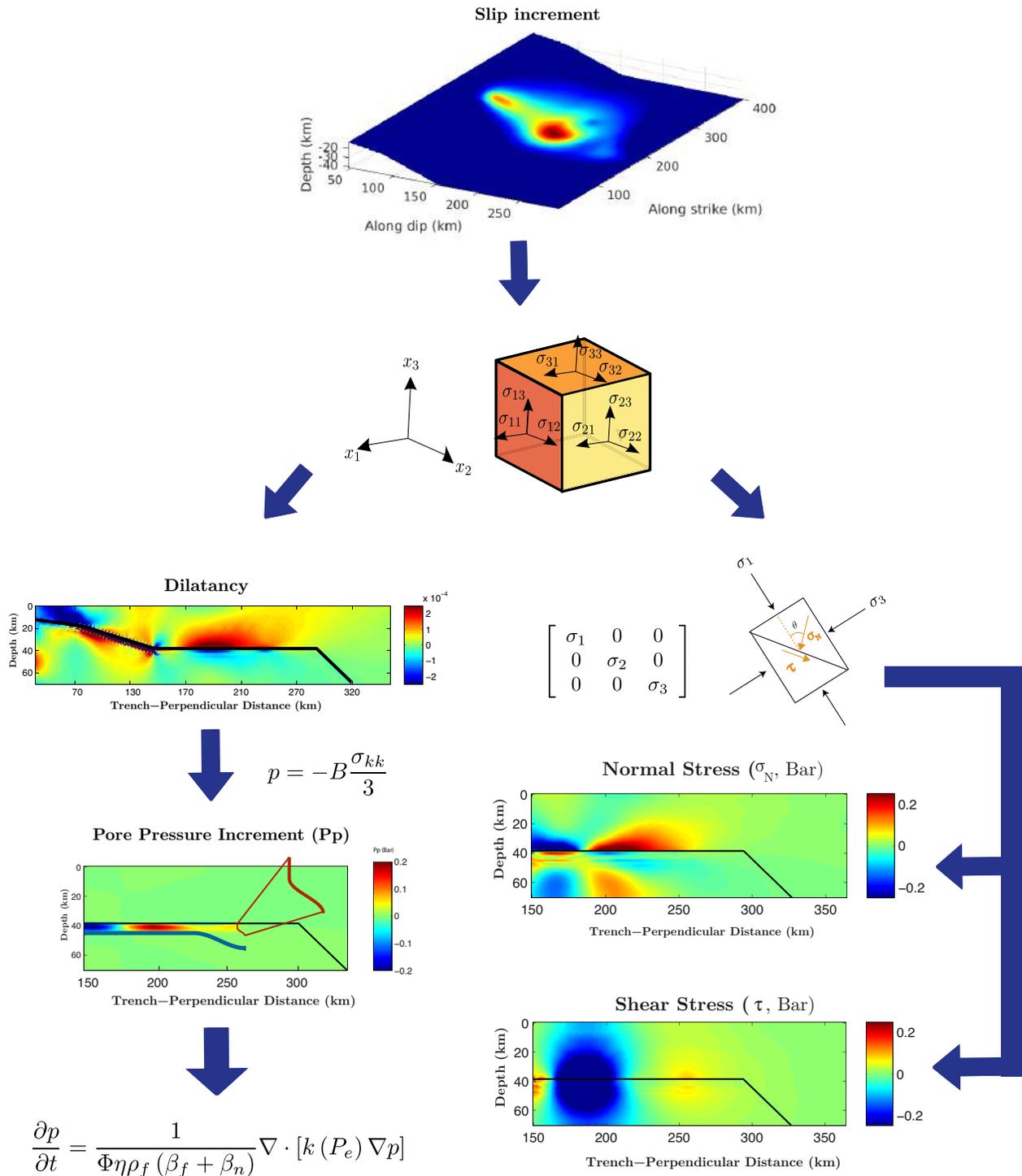


Figura 5.1: Esquema que muestra el proceso para la obtención de los campos poroelásticos asociados a SSEs. Dado un incremento de deslizamiento, se calcula el tensor de esfuerzos en cada punto del dominio. A partir de los cambios volumétricos, se estima la distribución de la presión de poro mediante Skempton (B). Entre cada incremento del SSE, se resuelve la ecuación de difusión para ventanas de 20 días. Por otra parte, se calculan las componentes principales del tensor de esfuerzos que son descompuestas en tracciones normales y de cizalla para una falla receptora

5.2 Esfuerzos de Coulomb

Cuando un evento (a)sísmico ocurre, éste genera una reducción en los esfuerzos de cizalla sobre la falla que se deslizó (Stein, 1999). Sin embargo, es bien sabido que las regiones del plano de falla alrededor del deslizamiento son concentrados por esfuerzos de cizalla (Toda et al., 2012; Fig. 5.2). La combinación del efecto que llegan a tener los esfuerzos de cizalla y los esfuerzos normales actuando sobre un plano de falla en particular, pueden representarse con un parámetro físico denominado esfuerzo de Coulomb (en inglés *Coulomb Failure Stress, CFS*) que, asumiendo un coeficiente de fricción intrínseco del medio, permite cuantificar lo propensa que es una zona al fallamiento o a fracturarse mediante la siguiente relación:

$$\Delta CFS = \Delta\tau + \mu\Delta\sigma \quad (5.3)$$

donde ΔCFS es el cambio en los esfuerzos de Coulomb. $\Delta\tau$ es el cambio del esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, $\Delta\sigma$ es el cambio en el esfuerzo normal actuando sobre la falla (positivo para tensión) y μ es el coeficiente de fricción intrínseco. Valores positivos y negativos de ΔCFS indican que se promueve o inhibe el fallamiento, respectivamente. En condiciones realistas, esta relación debe considerar el efecto de la presión de poro que contrarresta al esfuerzo normal sobre el plano de falla (Stein,1999; Houston, 2015), por lo que la expresión completa del *CFS* queda expresada como:

$$\Delta CFS = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma + \Delta p) \quad (5.4)$$

En esta relación Δp representa el cambio en la presión de poro, que para nuestro caso, es calculado para cada subevento de los SSEs como se explicó en la sección anterior. El rol de la presión de poro en los cambios del esfuerzo de Coulomb depende de μ . Los valores de μ se encuentran en un rango entre 0.6-0.85 de acuerdo con pruebas de laboratorio realizadas por Byerlee (1978) para diferentes tipos de roca. Sin embargo, estudios recientes sugieren que en algunas regiones de subducción, este coeficiente puede resultar mucho menor al rango establecido en laboratorio tomando valores de incluso 0.01 (Houston, 2015, Fulton et al., 2013). En este trabajo se ha optado por utilizar un valor de 0.6 para el coeficiente de fricción.

Si comparamos los campos de esfuerzo de cizalla con el esfuerzo de Coulomb de la figura 5.2, se observa que aparentemente el efecto de $\Delta\sigma\Delta p$ no juega un papel determinante. No obstante, al comparar el campo de CFS calculada con la relación 5.3 y con la ec. (5.4), en la figura 5.3 se observa una ligera diferencia en los esfuerzos positivos generados alrededor del deslizamiento. Los valores positivos del esfuerzo de cizalla coinciden con regiones donde se inducen valores negativos en el esfuerzo normal (i.e., existe compresión sobre el plano de falla o *clamping*) por lo que el valor del esfuerzo de Coulomb tendría que ser menor al esfuerzo de cizalla. Sin embargo, cuando se aplica un cambio compresivo sobre fallas saturadas con fluidos se genera un aumento en la presión de poro y ésta a su vez contrarresta el efecto del esfuerzo normal (i.e., la presión de poro actúa en sentido contrario a la normal a la falla), por consiguiente, los esfuerzos cizallantes resultan parecidos a los CFS generados. En este sencillo ejemplo se demuestra que la presencia de medios saturados con fluidos juegan un rol importante en establecer las zonas propensas al fallamiento.

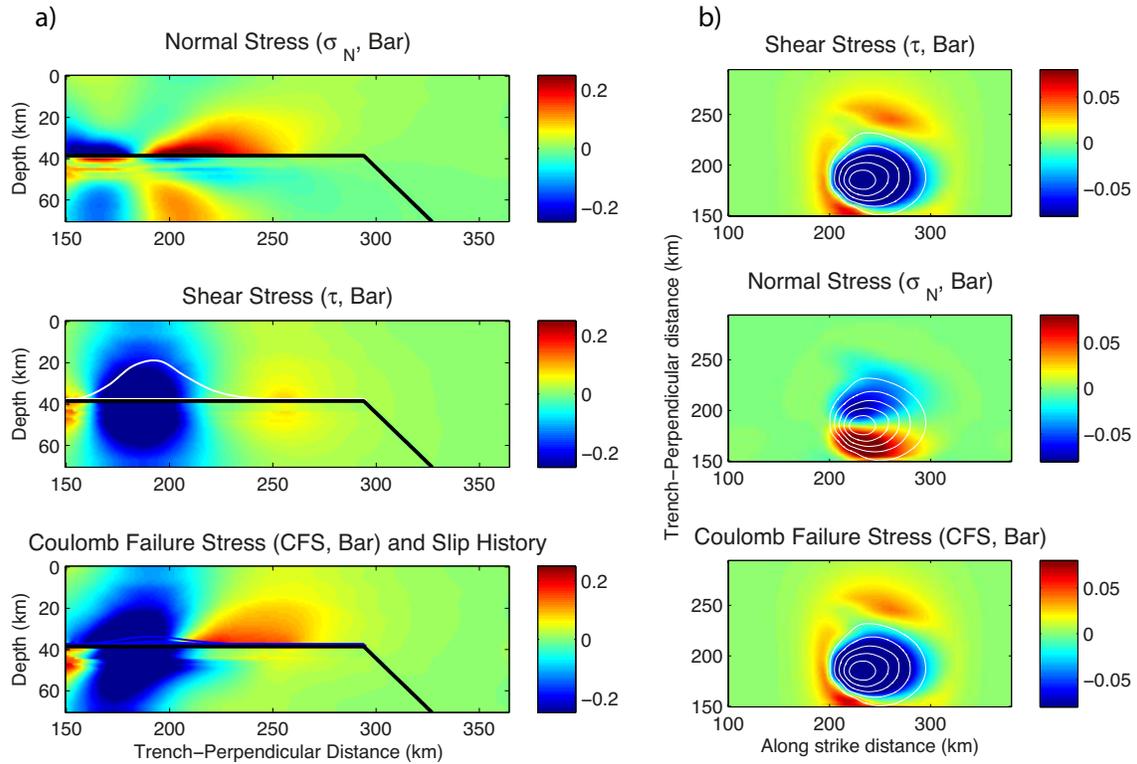


Figura 5.2: Campos de esfuerzos normales (panel superior), de cizalla (panel de en medio) y de Coulomb (panel inferior) generados por un incremento en el deslizamiento del SSE de 2006 (curvas blanca en el panel de en medio de A y contornos en B). Vistos sobre un plano vertical A) y un plano horizontal B).

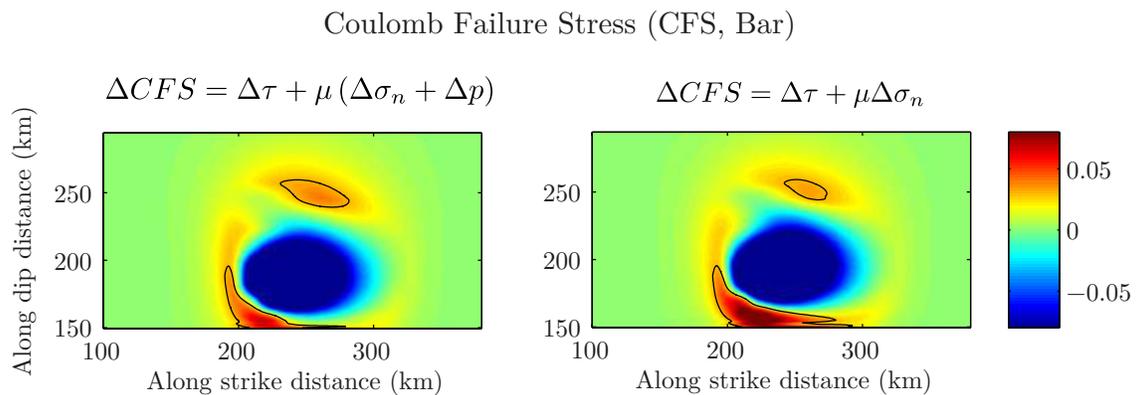


Figura 5.3: Comparación de los esfuerzos de Coulomb sobre un plano de falla horizontal considerando el cambio en la presión de poro y sin considerarlo. El contorno negro delimita las regiones con esfuerzos superiores a 0.05 bares

5.3 Sismos silenciosos de corta duración

Para modelar las pequeñas dislocaciones (6.4 Mw) asociadas a los episodios de tremores en el periodo inter-SSE, consideramos el área de extensión y el máximo del deslizamiento invertido por Frank et al. (2015b) y modelamos el deslizamiento como una distribución gaussiana que genera la misma magnitud que el SSE (Figura 5.4). Esta distribución es utilizada para obtener el estado de esfuerzos y los cambios en la presión de poro siguiendo el proceso descrito en la sección anterior (Figura 5.5).

Debido a la corta duración de los desplazamientos en superficie originados por esta pequeña dislocación (30 días), resulta complicado detallar su evolución temporal y los campos poroelásticos que inducen en el medio. Dado el muestreo temporal de nuestro modelado sólo consideramos el efecto total de este SSE en un solo estadio (i.e. un subevento de 20 días) que hemos localizado temporalmente de manera que coincida con el aumento de la tasa de sismicidad de los LFEs, tal como es propuesto por Frank et al. (2015b). Básicamente este proceso sólo nos permite identificar qué tan grande es el efecto del esfuerzo (o presión de poro) inducido hacia las zonas donde ocurren los TTs y si el efecto que produce es comparable con el efecto producido por los SSEs de larga duración.

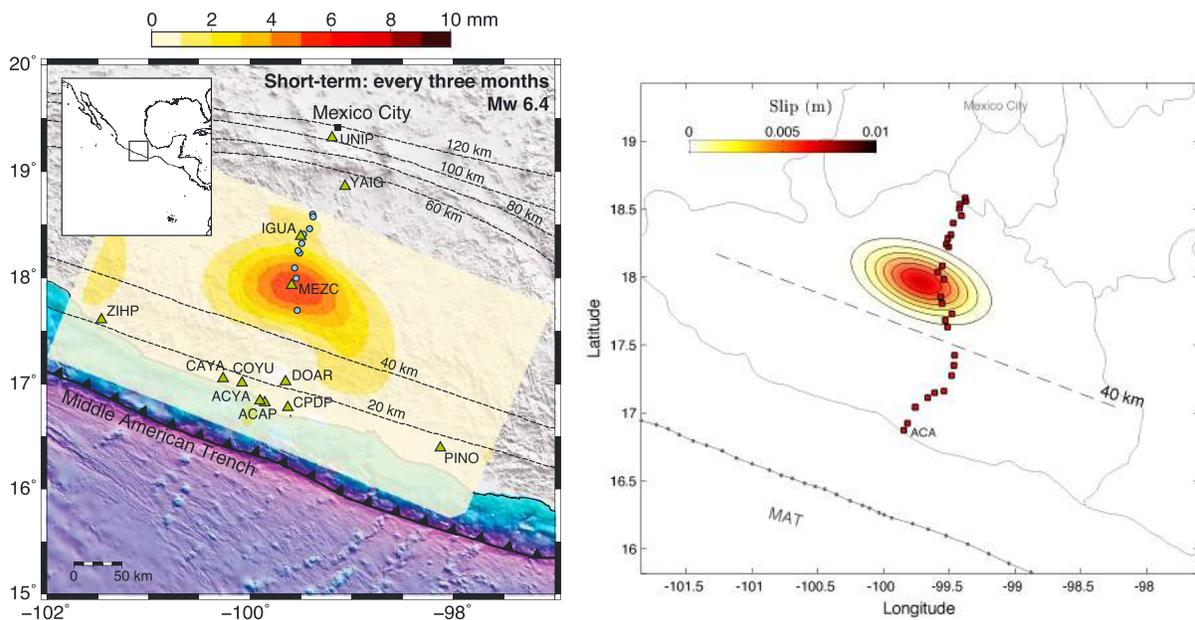


Figura 5.4: Deslizamiento con distribución gaussiana para reproducir el deslizamiento invertido por Frank et al., 2015 para los SSE de corta duración

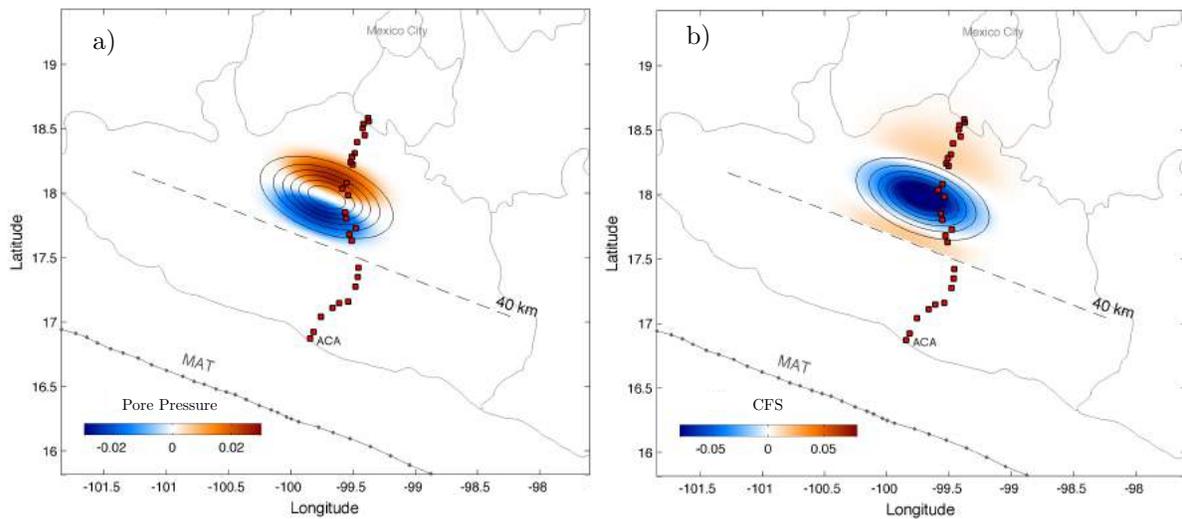


Figura 5.5: Distribución de la presión de poro (a) y del esfuerzo de Coulomb (b) inducidas por el SSE de corta duración sobre un plano horizontal dentro del slab.

5.4 Ecuación no lineal para la difusión de la presión de poro

5.4.1 Permeabilidad como una función de la presión efectiva

Como se explicó en el Capítulo 2, en el caso de un medio saturado de fluidos, la permeabilidad es uno de los principales parámetros que rige la difusión y el flujo. Está bien documentado que la permeabilidad puede evolucionar espacial y temporalmente por diferentes mecanismos, como los cambios volumétricos en la roca (i.e., dilatación; Cappa, 2011) y en la presión efectiva (Rice, 1992; Evans et al., 1997), donde la presión de confinamiento y de poro están involucradas.

Evans et al. (1997) realizaron pruebas de laboratorio considerando muestras obtenidas en diferentes regiones de una zona de falla. Estas regiones son subdivididas como, la zona del núcleo de la falla, la zona alrededor de la falla denominada zona dañada, y el protolito (Figura 5.6A). Sus estudios demostraron que la permeabilidad en estas tres zonas se ve modificada por los cambios en las presiones de confinamiento (P_c). Entre sus resultados, encontraron tres características importantes sobre la variación de la permeabilidad: 1) Los cambios en la permeabilidad varían de acuerdo a la región de falla analizada, 2) k varía en función de la dirección del deslizamiento, i.e., es anisótropa, y 3) k varía en función de la presión efectiva.

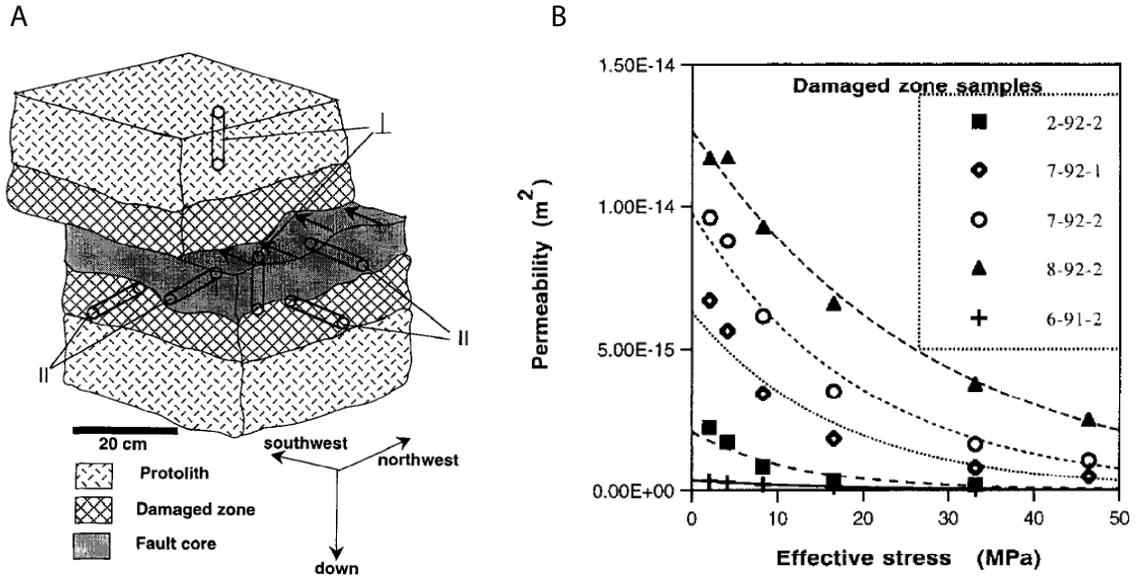


Figura 5.6: Dibujo esquemático que muestra las regiones de falla (A) analizadas por Evans et al. 1997, para determinar que la permeabilidad varía de acuerdo a la presión efectiva. B) Variación de k para diferentes muestras en la zona dañada de falla.

Para esta última conjetura, encontraron que la permeabilidad era modificada en todas las zonas de falla por la siguiente relación:

$$k(P_e) = k_0 \exp(-\gamma(P_c - p)), \quad (5.5)$$

donde k_0 representa la permeabilidad de la roca bajo condiciones cuando $P_e = 0$; P_c es la presión de confinamiento a la que está sometida la roca y γ indica la sensibilidad de la roca a cambios en la P_e .

5.5 Ecuación no lineal de difusión

5.5.1 Ecuación de difusión con permeabilidad variable

La evolución espacio-temporal de la presión de poro está gobernada, en un medio poroso, por la ecuación hidráulica de difusión. Partiendo de la ley de la conservación de la masa:

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla \cdot \underline{q}(\underline{x}) = 0, \quad (5.6)$$

donde m representa la masa del fluido por unidad de volumen del material poroso y $\underline{q}(\underline{x})$ el vector de velocidad de descarga del fluido. Considerando la Ley de Darcy, la descarga del fluido queda representada como

$$\underline{q}(\underline{x}) = -\frac{\rho_f}{\eta_f} k(\underline{x}) \nabla p(\underline{x}), \quad (5.7)$$

donde ρ_f y η_f son la densidad y viscosidad de un fluido en un medio con permeabilidad variable espacialmente $k(\underline{x})$ y p es la presión de poro. Dado que la masa total del fluido puede ser representado en función de la porosidad (ϕ) y la densidad del fluido como $m = n\rho_f$, entonces

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \phi \frac{\partial \rho_f}{\partial t} + \rho_f \frac{\partial \phi}{\partial t}, \quad (5.8)$$

Ignorando efectos térmicos y anelásticos (Wang et al., 1997), las derivadas temporales del lado derecho de la ecuación 5.8, están dadas por

$$\frac{\partial \rho_f}{\partial t} = \rho_f \beta_f \frac{\partial p(\underline{x})}{\partial t} \quad (5.9)$$

y

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \phi \beta_n \frac{\partial p(\underline{x})}{\partial t}, \quad (5.10)$$

donde β_f y β_n son la compresibilidad del fluido y de la matriz porosa. Sustituyendo las ecuaciones 5.9 y 5.10 en la ecuación 5.8, obtenemos:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \phi \rho_f (\beta_n + \beta_f) \frac{\partial p(\underline{x})}{\partial t} \quad (5.11)$$

Sustituyendo 5.7 y 5.11 en 5.6, finalmente deviene la ecuación de difusión con permeabilidad variable

$$\frac{\partial p(\underline{x})}{\partial t} = \gamma \nabla \cdot [k(\underline{x}) \nabla p(\underline{x})] \quad (5.12)$$

donde $\gamma = \frac{1}{\phi \eta_f (\beta_f + \beta_n)}$.

Si la permeabilidad varía de acuerdo a la ecuación 5.5, entonces la ecuación 5.12 se convierte en un problema no lineal:

$$\frac{\partial p(\underline{x})}{\partial t} = \gamma \nabla \cdot [k(P_c(\underline{x}) - p(\underline{x})) \nabla p(\underline{x})] \quad (5.13)$$

La ecuación 5.13 además de predecir los efectos de la difusión de p , admite soluciones con pulsos de presión de poro o perturbaciones en forma de solitones con velocidades de propagación superiores a los del frente de difusión (Rice,1992). Sin embargo, estas soluciones particulares sólo aparecen bajo ciertas condiciones.

5.5.2 Modelo discreto de la ecuación de difusión usando el MVF

Para resolver esta no linealidad en la difusión y entender las condiciones físicas detrás de este problema, se construyó un solucionador (solver) por el método de volumen finito (MVF) en 2D. El FVM al ser un método conservativo, evita que exista dispersión numérica como pudiera presentarse en el método de diferencias finitas debido a los errores de truncamiento cuando se desprecian los términos de mayor orden en la expansión de Taylor (Leveque, 2002).

En esta sección se describen los pasos para discretizar la ecuación de difusión por el método de volumen finito (MVF) en 2D. Este método divide al dominio en $N \times M$ celdas de tamaño $\Delta x \times \Delta z$ denominadas *volúmenes de control* como es mostrado en la Figura 5.7.

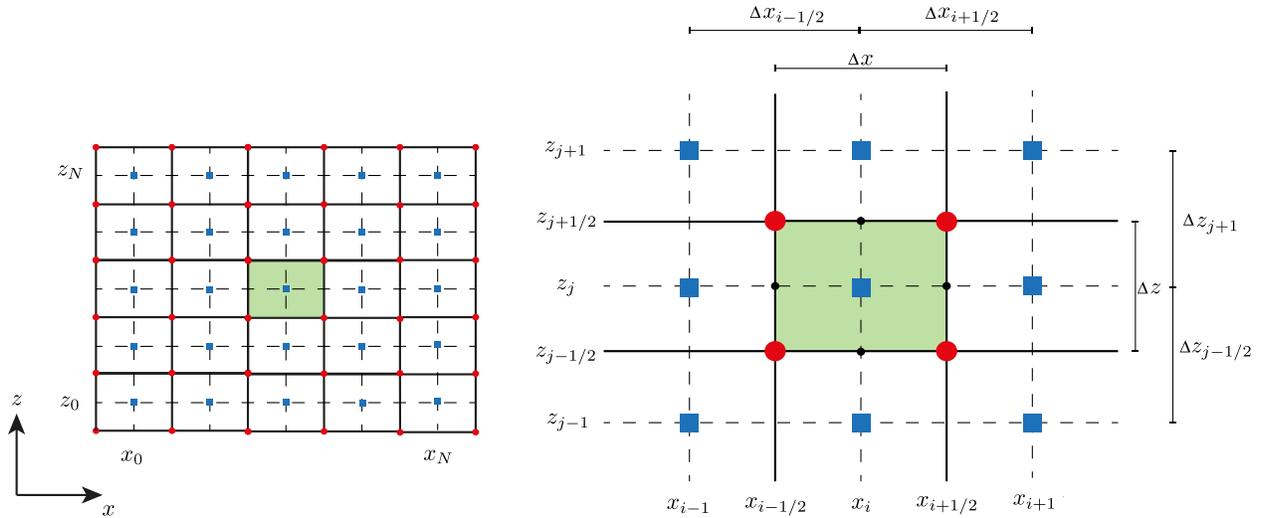


Figura 5.7: Discretización del dominio en 2D y representación del volumen de control ΔV (celda verde). Los valores de los volúmenes de control están representados con cuadrados azules en el centro de cada celda y los valores en las esquinas con círculos rojos. Los puntos negros representan los valores sobre las caras de la celda. Para este ejemplo, $N = M$.

Assumiendo que la permeabilidad es anisótropa y espacialmente variable:

$$\underline{\underline{k}} = \begin{bmatrix} k_{xx}(x, z) & k_{xz}(x, z) \\ k_{zx}(x, z) & k_{zz}(x, z) \end{bmatrix} \quad (5.14)$$

Incluyendo el tensor simétrico de permeabilidad, la ecuación que resolvemos queda descrita como

$$\frac{\partial p(x, z, t)}{\partial t} = \nabla \cdot \left[\underline{\underline{K}}(x, z) \cdot \nabla p(x, z) \right], \quad (5.15)$$

donde $\underline{\underline{K}}$ indica la difusividad del medio expresada como:

$$\underline{\underline{K}}(x, z) = \gamma \underline{\underline{k}}(x, z) \quad (5.16)$$

En adelante, por facilidad, se escribirá $p(x, z, t)$ como $p(x, z)$ sin dejar de considerar la dependencia temporal de la presión. Desarrollando la ecuación 5.15 e integrando sobre cada volumen de control de la celda (ΔV):

$$\begin{aligned} \int_{\Delta V} \frac{\partial p(x, z)}{\partial t} dV &= \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} + K_{xz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV \\ &+ \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} + K_{zz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV \end{aligned} \quad (5.17)$$

Se resuelve la integral del primer término del lado derecho, con base en la Fig. 5.7 y considerando que $K_{xx}(x, z)$ es constante dentro del volumen de control

$$\begin{aligned} \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dV &= \int_{z_{j-1/2}}^{z_{j+1/2}} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dx dz \\ &= \int_{z_{j-1/2}}^{z_{j+1/2}} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] \Big|_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} dz \\ &= \int_{z_{j-1/2}}^{z_{j+1/2}} \left[K_{xx_{i+1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{i+1/2} - K_{xx_{i-1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{i-1/2} \right] dz \end{aligned} \quad (5.18)$$

Para una malla regular (i.e. $\Delta z_{i+1/2} = \Delta z_{i-1/2} = \Delta z$) obtenemos

$$\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dV = \Delta z K_{xx_{i+1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{i+1/2} - \Delta z K_{xx_{i-1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{i-1/2} \quad (5.19)$$

Realizando lo mismo para los demás términos del lado derecho de la ecuación 5.15, tenemos que

$$\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV = \Delta z K_{xz_{i+1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{i+1/2} - \Delta z K_{xz_{i-1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{i-1/2} \quad (5.20)$$

$$\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dV = \Delta x K_{zx_{j+1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{j+1/2} - \Delta x K_{zx_{j-1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_{j-1/2} \quad (5.21)$$

$$\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV = \Delta x K_{zz_{j+1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{j+1/2} - \Delta x K_{zz_{j-1/2}} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{j-1/2} \quad (5.22)$$

Las derivadas de la presión con respecto a cada una de las direcciones sobre cada cara del volumen de control, son aproximadas utilizando un esquema de diferencias finitas centradas

$$\begin{aligned}
\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_{i+1/2} &= \frac{p_{i+1,j} - p_{i,j}}{\Delta x} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_{i+1/2} &= \frac{p_{i+1/2,j+1/2} - p_{i+1/2,j-1/2}}{\Delta z} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_{j+1/2} &= \frac{p_{i+1/2,j+1/2} - p_{i-1/2,j+1/2}}{\Delta x} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_{i-1/2} &= \frac{p_{i,j} - p_{i-1,j}}{\Delta x} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_{i-1/2} &= \frac{p_{i-1/2,j+1/2} - p_{i-1/2,j-1/2}}{\Delta z} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_{j-1/2} &= \frac{p_{i+1/2,j-1/2} - p_{i-1/2,j+1/2}}{\Delta x} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_{j+1/2} &= \frac{p_{i,j+1} - p_{i,j-1}}{\Delta z} \\
\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_{j-1/2} &= \frac{p_{i,j} - p_{i,j-1}}{\Delta z}
\end{aligned} \tag{5.23}$$

Los valores de p en las esquinas del volumen de control son aproximados como un promedio de los valores de p en los centros de las celdas que comparten dicha esquina. De esta manera $p_{i+1/2,j+1/2}$ queda expresado como

$$p_{i+1/2,j+1/2} = \frac{1}{4}(p_{i,j} + p_{i,j+1} + p_{i+1,j} + p_{i+1,j+1}) \tag{5.24}$$

Con estas aproximaciones obtenemos los términos 5.19-5.22 en forma discreta como

$$\begin{aligned}
\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dV &= K_{xx_{i+1/2, j}}(p_{i+1, j} - p_{i, j}) - K_{xx_{i-1/2, j}}(p_{i, j} - p_{i-1, j}) \\
\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV &= \frac{1}{4} K_{xz_{i+1/2, j}}(p_{i, j+1} + p_{i+1, j+1} + p_{i, j-1} + p_{i+1, j-1}) \\
&\quad - \frac{1}{4} K_{xz_{i-1/2, j}}(p_{i-1, j+1} + p_{i-1, j-1} + p_{i, j-1} + p_{i, j+1}) \\
\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zx}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial x} \right] dV &= \frac{1}{4} K_{zx_{i, j+1/2}}(p_{i-1, j+1} + p_{i-1, j} + p_{i+1, j+1} + p_{i+1, j}) \\
&\quad - \frac{1}{4} K_{zx_{i, j-1/2}}(p_{i-1, j} + p_{i-1, j-1} + p_{i+1, j} + p_{i+1, j-1}) \\
\int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zz}(x, z) \frac{\partial p(x, z)}{\partial z} \right] dV &= K_{zz_{i, j+1/2}}(p_{i, j+1} - p_{i, j}) - K_{zz_{i, j-1/2}}(p_{i, j} - p_{i, j-1})
\end{aligned} \tag{5.25}$$

Discretizando el término temporal de la ecuación 5.15

$$\int_{\Delta V} \frac{\partial p(x, z, t)}{\partial t} dV = \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_{j-1/2}}^{z_{j+1/2}} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} p(x, z, t) dx dz = \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{i, j}}{\partial t} \tag{5.26}$$

Finalmente la discretización de la ecuación 5.15 queda expresada como

$$\begin{aligned}
\Delta x \Delta z \frac{\partial p_{i, j}}{\partial t} &= a_0 p_{i, j} + a_1 p_{i-1, j+1} + a_2 p_{i, j+1} + a_3 p_{i+1, j+1} + a_4 p_{i-1, j} \\
&\quad + a_5 p_{i+1, j+1} + a_6 p_{i-1, j-1} + a_7 p_{i, j-1} + a_8 p_{i+1, j-1}
\end{aligned} \tag{5.27}$$

donde los coeficientes están definidos como:

$$\begin{aligned}
a_0 &= -(K_{xx_{i+1/2,j}} + K_{xx_{i-1/2,j}} + K_{zz_{i,j+1/2}} + K_{zz_{i,j-1/2}}) \\
a_1 &= \left(\frac{K_{zx_{i,j+1/2}} - K_{zx_{i-1/2,j}}}{4} \right) \\
a_2 &= \left(\frac{K_{xz_{i+1/2,j}} - K_{xz_{i-1/2,j}}}{4} + K_{zz_{i,j+1/2}} \right) \\
a_3 &= \left(\frac{K_{xz_{i+1/2,j}} + K_{zx_{i,j+1/2}}}{4} \right) \\
a_4 &= \left(K_{xx_{i-1/2,j}} + \frac{K_{zx_{i,j+1/2}} - K_{zx_{i,j-1/2}}}{4} \right) \\
a_5 &= \left(K_{xx_{i+1/2,j}} + \frac{K_{zx_{i,j+1/2}} - K_{zx_{i,j-1/2}}}{4} \right) \\
a_6 &= - \left(\frac{K_{xz_{i-1/2,j}} + K_{zx_{i,j-1/2}}}{4} \right) \\
a_7 &= \left(\frac{K_{xz_{i+1/2,j}} - K_{xz_{i-1/2,j}}}{4} + K_{zz_{i,j-1/2}} \right) \\
a_8 &= \left(\frac{K_{xz_{i+1/2,j}} - K_{zx_{i,j-1/2}}}{4} \right)
\end{aligned} \tag{5.28}$$

5.5.2.1 Condiciones de frontera

Para completar el esquema 5.27 es necesario obtener las aproximaciones en los límites del dominio (i.e. en $p_{i,0}$, $p_{i,N}$, $p_{0,j}$ y $p_{N,j}$) que dependen de las condiciones de frontera impuestas.

Para este trabajo, se impusieron condiciones de tipo Neumann de no flujo en todas las fronteras del dominio (e.g. $\frac{\partial p_{0,j}}{\partial x} = 0$).

Las derivadas se aproximan mediante un esquema de diferencias finitas. Para ello es necesario introducir "celdas fantasma" que se localizan afuera del dominio de simulación. Así para obtener el valor de las celdas sobre la frontera izquierda, de acuerdo a la representación de la Fig. 5.7, tenemos que

$$\frac{\partial p_{0,j}}{\partial z} = \frac{p_{0,j} - p_{-1,j}}{\Delta x} = 0$$

por lo tanto,

$$p_{-1,j} = p_{0,j} \tag{5.29}$$

Introduciendo la igualdad anterior en el esquema 5.27 para $p_{i,j} = p_{0,j}$, obtenemos la aproximación de p para la frontera izquierda.

$$\begin{aligned} \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{0,j}}{\partial t} &= (a_1 + a_2)p_{0,j+1} + a_3 p_{1,j+1} + (a_4 + a_0)p_{0,j} \\ &\quad + a_5 p_{1,j} + (a_6 + a_7)p_{0,j-1} + a_8 p_{1,j-1} \end{aligned} \quad (5.30)$$

Análogamente para el resto de las fronteras:

$$\begin{aligned} \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{N,j}}{\partial t} &= a_1 p_{N-1,j+1} + (a_2 + a_3)p_{N,j+1} + a_4 p_{N-1,j} + (a_5 + a_0)p_{N,j} \\ &\quad + a_6 p_{N-1,j-1} + (a_7 + a_8)p_{N,j-1} \\ \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{i,0}}{\partial t} &= a_1 p_{i-1,1} + a_2 p_{i,1} + a_3 p_{i+1,1} + (a_4 + a_6)p_{i-1,0} \\ &\quad + (a_5 + a_8)p_{i+1,0} + (a_7 + a_0)p_{i,1} \\ \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{i,N}}{\partial t} &= (a_1 + a_4)p_{i-1,N} + (a_2 + a_0)p_{i,N} + (a_3 + a_5)p_{i+1,N} \\ &\quad + a_6 p_{i-1,N-1} + a_7 p_{i,N-1} + a_8 p_{i+1,N-1} \end{aligned} \quad (5.31)$$

Las celdas en las esquinas de la malla comparten condiciones de frontera, por lo que tienen esquemas particulares expresadas como:

$$\begin{aligned} \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{0,0}}{\partial t} &= (a_1 + a_2)p_{0,1} + a_3 p_{1,1} + (a_4 + a_6 + a_7 + a_0)p_{0,0} + (a_5 + a_8)p_{1,0} \\ \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{N,0}}{\partial t} &= a_1 p_{N-1,1} + (a_2 + a_3)p_{N,1} + (a_4 + a_6)p_{N-1,0} + (a_5 + a_0 + a_7 + a_8)p_{N,0} \\ \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{0,N}}{\partial t} &= (a_1 + a_2 + a_4 + a_0)p_{0,N} + (a_3 + a_5)p_{1,N} + (a_6 + a_7)p_{0,N-1} + a_8 p_{1,N-1} \\ \Delta x \Delta z \frac{\partial p_{N,N}}{\partial t} &= (a_1 + a_4)p_{N-1,N} + (a_2 + a_3 + a_5 + a_0)p_{N,N} + a_6 p_{N-1,N-1} + (a_7 + a_8)p_{N,N-1}, \end{aligned} \quad (5.32)$$

Una vez completado el esquema espacial obtenemos un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias (EDO) de la forma

$$\frac{dp}{dt} = \frac{1}{\Delta x \Delta z} \underline{A} p, \quad (5.33)$$

donde \underline{p} es de tamaño $N \times N$ y \underline{A} de $(N^2) \times (N^2)$.

Para resolver en tiempo el sistema de ecuaciones, se utilizó la función *edo15s* de *MATLAB* que resuelve sistemas de ecuaciones diferenciales ordinarias empleando un paso de tiempo adaptativo y es ideal para resolver sistema de ecuaciones de tipo *stiff*. Se realizó una sencilla prueba para verificar el correcto funcionamiento del algoritmo que se muestra en el anexo A.1.

5.5.3 Condiciones para la generación de pulsos de presión de poro

Las condiciones iniciales de la presión de poro y la evolución temporal de la permeabilidad en cada punto de nuestro dominio, que depende necesariamente de la distribución de p y de γ , son los parámetros que controlan la existencia de perturbaciones de p diferentes a la difusión lineal (i.e., la presencia de solitones). Para visualizar mejor la existencia de dichas soluciones particulares, hemos graficado la diferencia relativa de la evolución de la solución de la presión de poro en cada paso de tiempo con la distribución de la presión de poro inicial (i.e., $p - p_0$).

Si las condiciones para generar esta solución particular fueran inadecuadas, la evolución de p sería muy parecida al caso en el que k es constante en el medio y donde las variaciones de p se presentarían principalmente en los bordes del dominio debido a las condiciones de frontera de no flujo (figura 5.8).

Tras numerosas pruebas, concluimos que las condiciones ideales para generar este tipo de solución particular suponen la existencia de gradientes moderados de p como condición inicial y valores acotados del parámetro γ implicado en nuestra relación de permeabilidad (ecuación 5.5), es decir, que γ sea lo suficientemente alto para que dichos gradientes de p generen un cambio considerable en la permeabilidad del dominio. Para entender mejor esta relación, la figura 5.9) presenta una comparación de los cambios de permeabilidad asociados a una misma condición inicial pero con diferentes valores de γ .

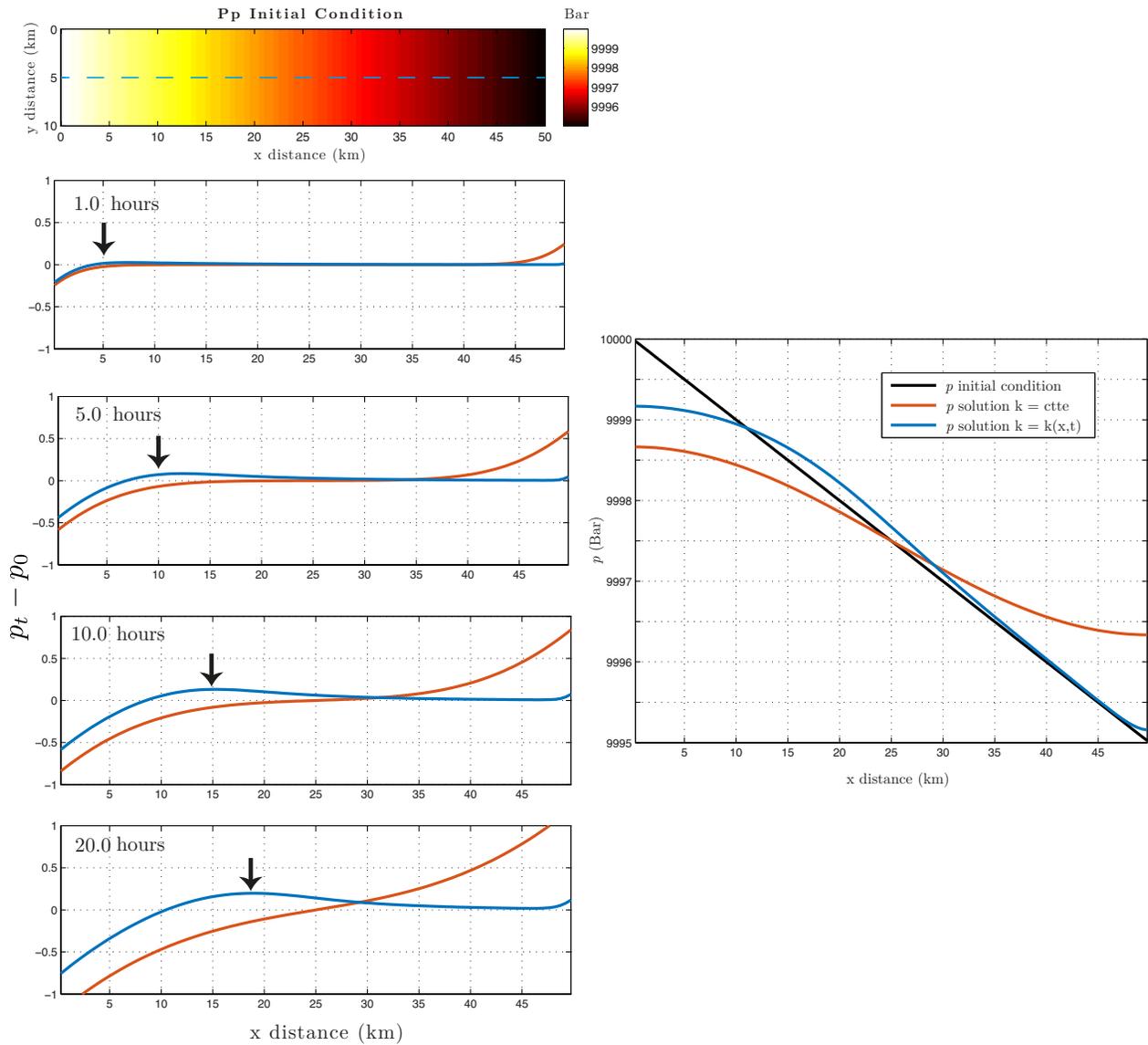


Figura 5.8: Comparación de la evolución de los incrementos de la presión de poro considerando un gradiente moderado de p (A) como condición inicial para una sección del dominio (línea punteada en A) para el caso en que $k=k(Pe)$ (curva azul) y $k=k_0$ (curva roja). La flecha negra en indica el máximo local que se origina por la solución del pulso de p . C) Solución de la presión de poro al final de la simulación.

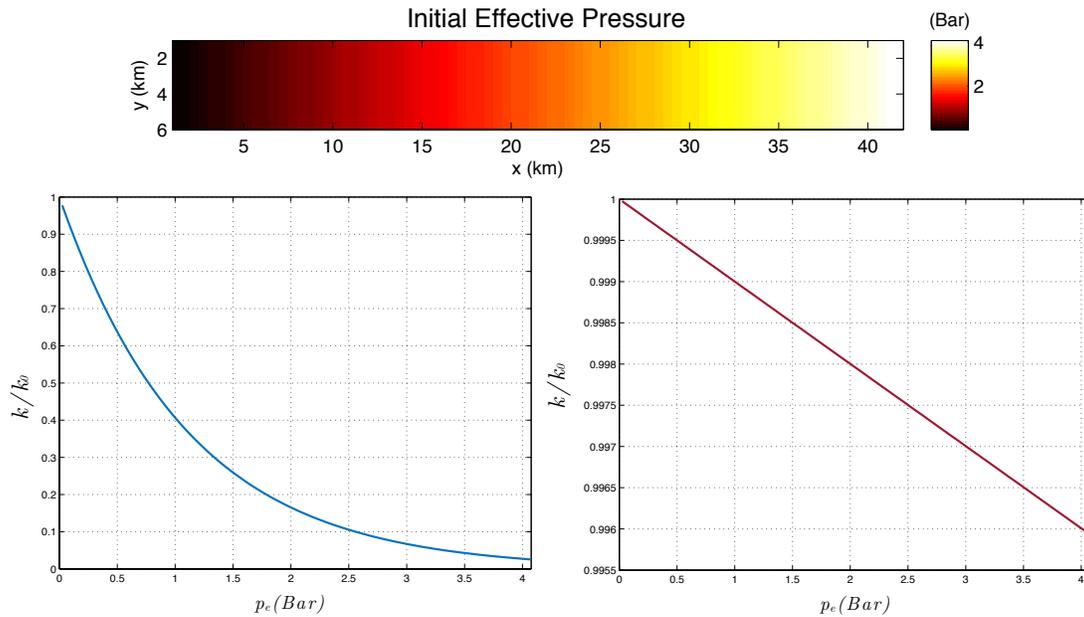


Figura 5.9: Variación de la permeabilidad en función de la condición inicial de la P_e y γ . A) P_e asumiendo un valor constante de P_c y un gradiente de p de 0.1 bar/km donde el valor máximo de p , es igual a P_c . Las figuras B) y C) muestran la variación de la permeabilidad (i.e., k/k_0) para dos valores diferentes de γ .

5.6 Tasa de ocurrencia de LFEs

Para entender las implicaciones de nuestro modelo poroelástico de SSEs con la actividad de LFEs, se analizó la acumulación de LFEs en el tiempo (Frank et al., 2015a) para segmentos de la interfase a diferentes distancias de la trinchera durante el periodo intersísmico y durante el SSE de 2006. Éstas curvas fueron remuestreadas con un incremento temporal constante para facilitar su procesamiento. El objetivo principal de dicho procesamiento consistió en filtrar las derivadas temporales (i.e., tasas de ocurrencia) de las curvas a diferentes periodos (Figura 5.10) para compararlas posteriormente con la evolución temporal del modelado de los campos poroelásticos.

La Figura 5.11 muestra los cambios en la sismicidad para la transient zone y el sweet spot. Tal como es observado por Frank et al., (2015a) los picos indican los aumentos en la tasa de ocurrencia de los LFEs asociados a bursts y al SSE de 2006. La tasa de ocurrencia en cada uno de los segmentos es representada como los valores de los valles entre los picos de actividad.

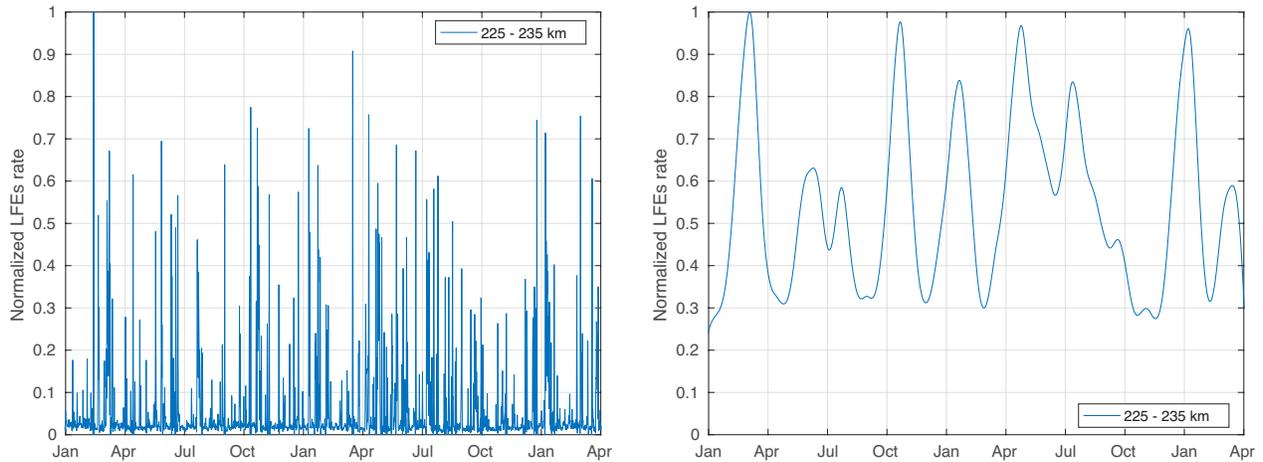


Figura 5.10: Tasa de sismicidad filtrada para periodos mayores a $T = 1d$ (A) y para $T = 60d$ para la actividad en el Sweet Spot en el segmento 225-235 km alejado de la trinchera

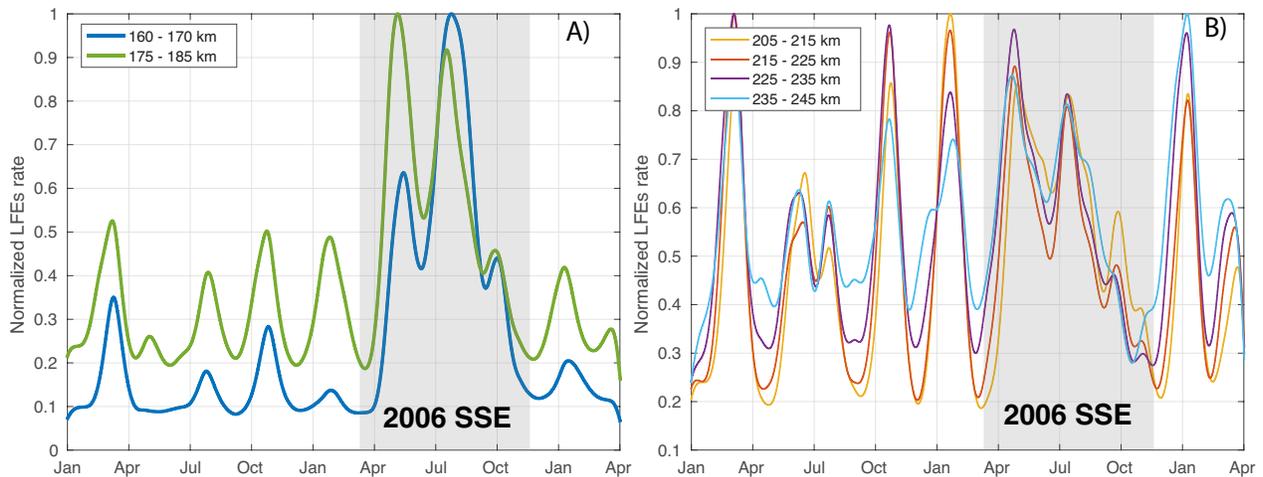


Figura 5.11: A) Tasa de sismicidad normalizada de los LFEs para la transient zone y la buffer zone (curvas azul y verde, respectivamente) para el periodo de Enero/2005 - Abril/2007. B) Tasa de sismicidad normalizada para diferentes segmentos dentro del sweet spot. Los picos representan los aumentos en la actividad de los LFEs correspondientes a burst de actividad y durante el SSE de 2006 (recuadro gris).

CAPÍTULO 6

RESULTADOS

Contenido

6.1	Correlación de los campos poroelásticos con la ocurrencia de TTs . . .	51
6.1.1	Sismo silencioso de 2006	52
6.1.2	Sismo silencioso de 2009-2010	60
6.2	Tasa de ocurrencia de los LFEs y evolución temporal de los campos poroelásticos	66
6.3	Pulsos de presión de poro como mecanismo para la migración de tremores	68
6.3.1	Detección de perturbaciones transitorias en la presión de poro	68
6.3.2	Análisis paramétrico	71
6.3.3	Gradientes de presión de poro inducidos por los SSEs	74

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos para el modelado de los campos poroelásticos inducidos por los SSE de 2006 y 2009-2010 y su relación con las observaciones de TTs y LFEs en la región. Para ello, se ha dividido en tres secciones: En el primer subcapítulo se muestra la correlación espacio-temporal de la presión de poro y el *CFS* con la ocurrencia de TTs. En el segundo subcapítulo, la tasa de sismicidad de los LFEs exhibida durante el periodo de 2005-2007 se compara con la evolución temporal de cada uno de los campos. Por último, se estudian las condiciones en las que el modelo difusivo no lineal predice la ocurrencia de pulsos de presión y su posible relación con el mecanismo de migración de fuentes de tremor recientemente observadas en Guerrero.

6.1 Correlación de los campos poroelásticos con la ocurrencia de TTs

Para estudiar la propagación y distribución heterogénea del deslizamiento durante la evolución de los SSEs se utilizó el catálogo de localizaciones de tremores tectónicos constreñidas a profundidades entre 40-50 km (i.e., sobre la interfase y dentro del slab) y las soluciones de los campos poroelásticos sobre planos horizontales contenidos en esas profundidades. Calcular los campos inducidos por el SSE en una sección vertical perpendicular a la trinchera pudiera obviar aspectos importantes a lo largo del rumbo de falla que limiten comprender la correlación espacial y temporal con los TTs.

Los campos producidos por los SSEs en los primeros 5 km debajo de la interfase tienen diferencias insignificantes, por lo que un plano dentro de estas profundidades es suficiente para representar

el comportamiento de las deformaciones dentro del slab. Lo anterior es cierto si existe una baja permeabilidad en el medio, de tal forma que la difusión durante las ventanas de tiempo entre subeventos de SSE no modifique significativamente la distribución de la presión de poro o del *CFS* para planos adyacentes dentro del slab. Otra posibilidad es considerar que la permeabilidad es anisótropa y que la difusión vertical es mucho menor que en las direcciones contenidas en el plano horizontal.

Para el cálculo de los campos se asumió que los fluidos están distribuidos de manera homogénea sobre el segmento horizontal de la interfase. De esta manera se evita particularizar las zonas con mayor contenido de fluidos y sesgar las posibles correlaciones que exista con los TTs hacia esas zonas. Los parámetros utilizados en el modelado se muestran en la Tabla 6.1.

Símbolo	Parámetro	Valor
ϕ	Permeabilidad intrínseca del medio	$1 \times 10^{18} m^2$
μ	Coefficiente de fricción	0.6
B	Coefficiente de Skempton	0.9
ϕ	porosidad	0.02
η	Viscosidad del fluido	$9.54 \times 10^{-5} \text{ Pa s}$
β_n	Compresibilidad de la matrix porosa	$6.5 \times 10^{-10} \text{ Pa}$
β_f	Compresibilidad del fluido	$6.4 \times 10^{-10} \text{ Pa}$

Tabla 6.1: Constantes utilizadas para el modelado poroelástico

Con las consideraciones anteriores, se obtuvo la evolución espacio-temporal de la presión de poro y del *CFS* inducidas por los SSE de 2006 y de 2009-2010 con el fin de esclarecer qué parámetro explica mejor la distribución de TTs y su tasa de ocurrencia.

6.1.1 Sismo silencioso de 2006

Como una primera aproximación, la Figura 6.1 muestra la distribución acumulada de los TTs durante la ocurrencia del SSE de 2006 y los campos acumulados de p y del *CFS*. A simple vista se observa que los máximos locales de ambos campos coinciden bastante bien con las regiones más densas de TTs ubicadas en el sweet spot. La región más densa de TTs parece distribuirse evitando el mínimo local de p que se encuentra en el segmento norte del sweet spot donde se observan muy pocos TTs. Para el *CFS* casi ningún tremor se localiza en su correspondiente mínimo local ubicado al norte fuera del sweet spot y las regiones más densas de TTs tienden a rodear las zonas con valores negativos del campo ubicadas al sur del sweet spot.

En la buffer zone existen algunas localizaciones que tienen buena correspondencia con los máximos de p y donde los valores del *CFS* son negativos. En la transient zone ambos campos presentan regiones con valores negativos que se anti-correlacionan con la ocurrencia de TTs, a pesar de que algunas localizaciones están distribuidas cercanas a los bordes de la región negativa de p . Bajo este análisis, el 87% de los TTs son coincidentes con las regiones positivas de p , mientras que el 72% con regiones positivas del *CFS*.

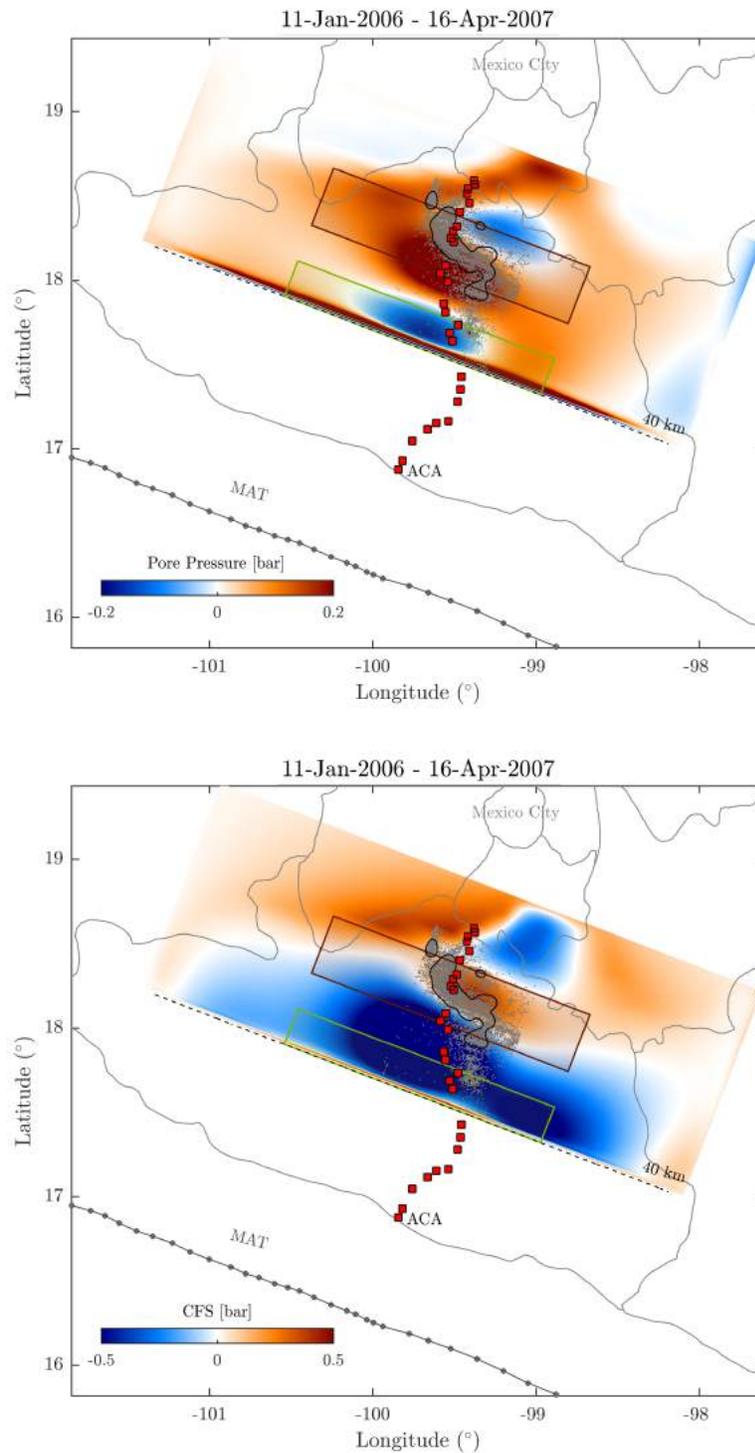
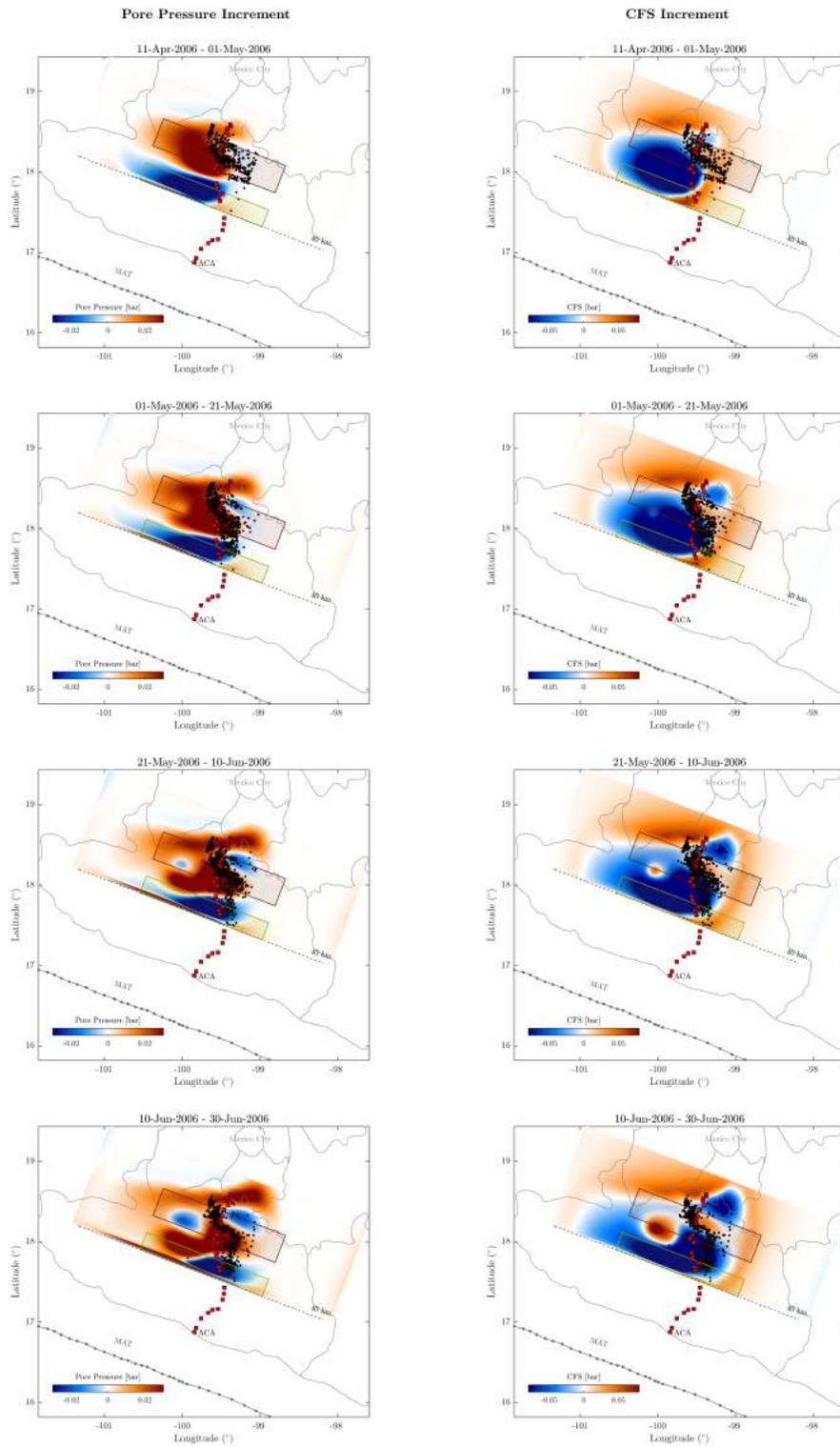


Figura 6.1: Campos acumulados de la presión de poro y del CFS al final del SSE de 2006. Los puntos grises indican las localizaciones de los TTs durante el periodo de ocurrencia del sismo silencioso donde el contorno negro dilimita las regiones con densidades mayores a 5 TT/km². La transient zone y el sweet spot se indican con el rectángulo verde y guinda, respectivamente. Los cuadros rojos representan las estaciones del arreglo MASE. En general se aprecia buena correlación espacial de ambos campos con la ubicación de regiones más densas de TTs.

La figura 6.2 muestra los incrementos de p (columna de la izquierda) y del CFS (columna de la derecha) para cada suceso de 20 días entre las fechas indicadas en la parte superior de cada figura, así como las localizaciones de los TTs contenidas en la esta ventana correspondiente de tiempo. Por inspección visual se puede apreciar que el campo p explica mejor la distribución de TTs que el campo de CFS . Los máximos de p coinciden bastante bien con los TTs, delimitando la mayoría de sus distribuciones a regiones positivas, mientras que en regiones con mínimos locales de p claramente existe un porcentaje muy bajo de ocurrencia de TTs como se aprecia, por ejemplo, durante el periodo 10/junio/2006 - 30/junio/2006. Aunque en general su correlación no es tan buena, el CFS se correlaciona bien con las localizaciones de TTs en el sweet spot y al final del SSE las localizaciones de TT se encuentran embebidas en regiones positivas del CFS .



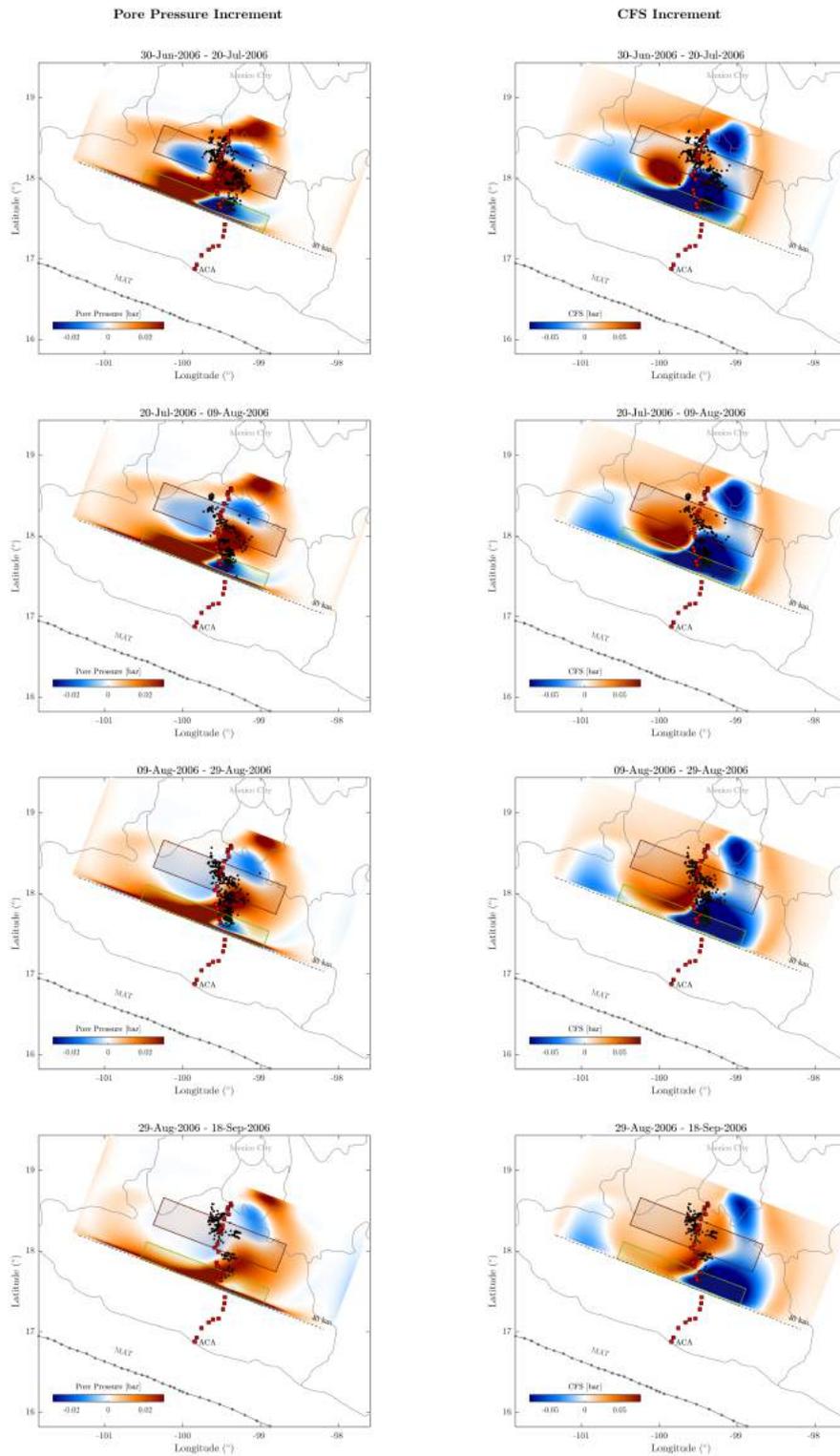


Figura 6.2: Evolución temporal de los campos de presión de poro (columna de la izquierda) y del CFS (columna de la derecha) para diferentes periodos durante el SSE de 2006. Las TTs contenidos entre estos periodos de 20 días están representados como puntos negros. Los rectángulos guinda y verde representan las regiones del sweet spot y de la transient zone, respectivamente. Los cuadros rojos indican las estaciones del arreglo MASE usadas para localizar los TTs.

La descripción anterior se puede resumir cuantitativamente con el porcentaje de TTs que coinciden con regiones positivas de cada campo y para cada subevento del SSE, como lo muestran los histogramas de la figura 6.3. Durante la primera mitad del SSE existe una mayor coincidencia de TTs con el campo positivo de p , y para el CFS el porcentaje es mayor al final del SSE.

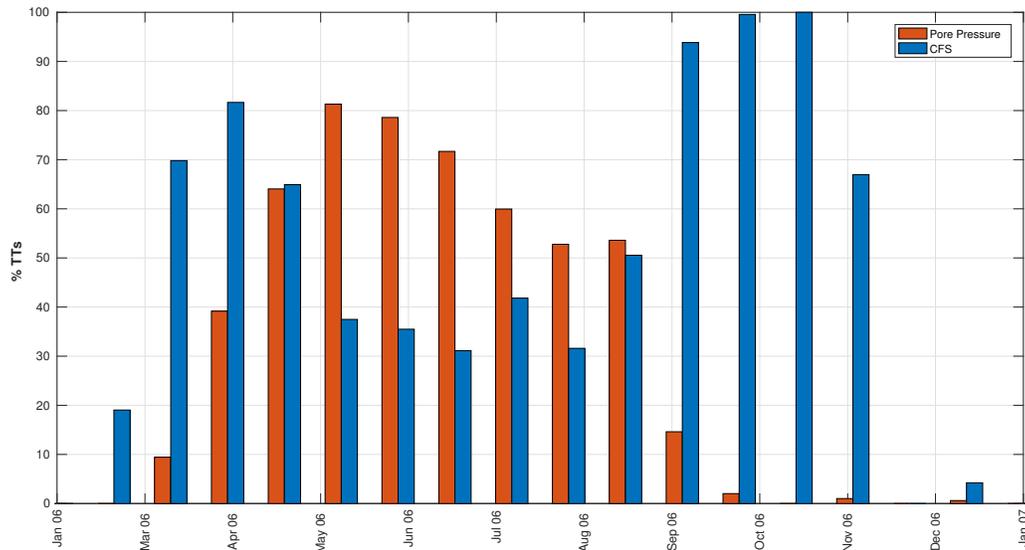


Figura 6.3: Comparación del porcentaje de TTs coincidentes con regiones positivas del campo de p (rojo) y del campo de CFS (azul) para cada incremento durante el SSE de 2006.

6.1.1.1 Correlación espacio-temporal

Las imágenes anteriores dan una idea general de la correlación espacio-temporal de los campos inducidos por el SSE con las zonas de ocurrencia de TTs en la región. Sin embargo, estos resultados difícilmente ayudan a discernir qué campo explica mejor las observaciones de TTs. Resulta entonces importante comprender si la tasa de ocurrencia de TTs está correlacionada con la magnitud del aumento de los campos mencionados y si es así, determinar cuáles son las zonas en las que dicha correlación es alta.

Con este último objetivo se obtuvieron, dentro de elementos de 1×1 km (o *bin*) a lo largo del dominio de simulación, las series temporales de la evolución (incrementos) de cuatro cantidades: el deslizamiento en la interfase, la presión de poro, el CFS y el número de TTs. En cada *bin* se calculó entonces el coeficiente de correlación (CC, que no depende de las magnitudes relativas de las series temporales) de la serie de ocurrencia de TTs con cada una de las tres series asociadas a los dos campos inducidos por el SSE (i.e., p y CFS) y al deslizamiento en la interfase. De esta forma se obtuvo la distribución espacial del CC para identificar los campos y las regiones que mejor se correlacionan con los cambios en la actividad de TTs durante todo el sismo lento.

Los resultados de este análisis se presentan en la Figura 6.4. La correlación para el campo CFS con la actividad de TTs es baja prácticamente en toda la región de estudio. Por el contrario, la evolución espacio-temporal de la presión de poro y del deslizamiento se correlacionan bien con la actividad de TTs en la zona del sweet spot principalmente. La distribución espacial del CC es casi idéntica para estos dos últimos campos por lo que resulta complicado concluir cuál de los dos podría modular la tasa de ocurrencia de TTs. Para descartar que los valores altos del CC no estuvieran influenciados por las regiones más densas de TTs, se realizó una prueba sintética (Anexo B) y se concluyó que los CC obtenidos representan correctamente el grado de dependencia entre las series de tiempo analizadas.

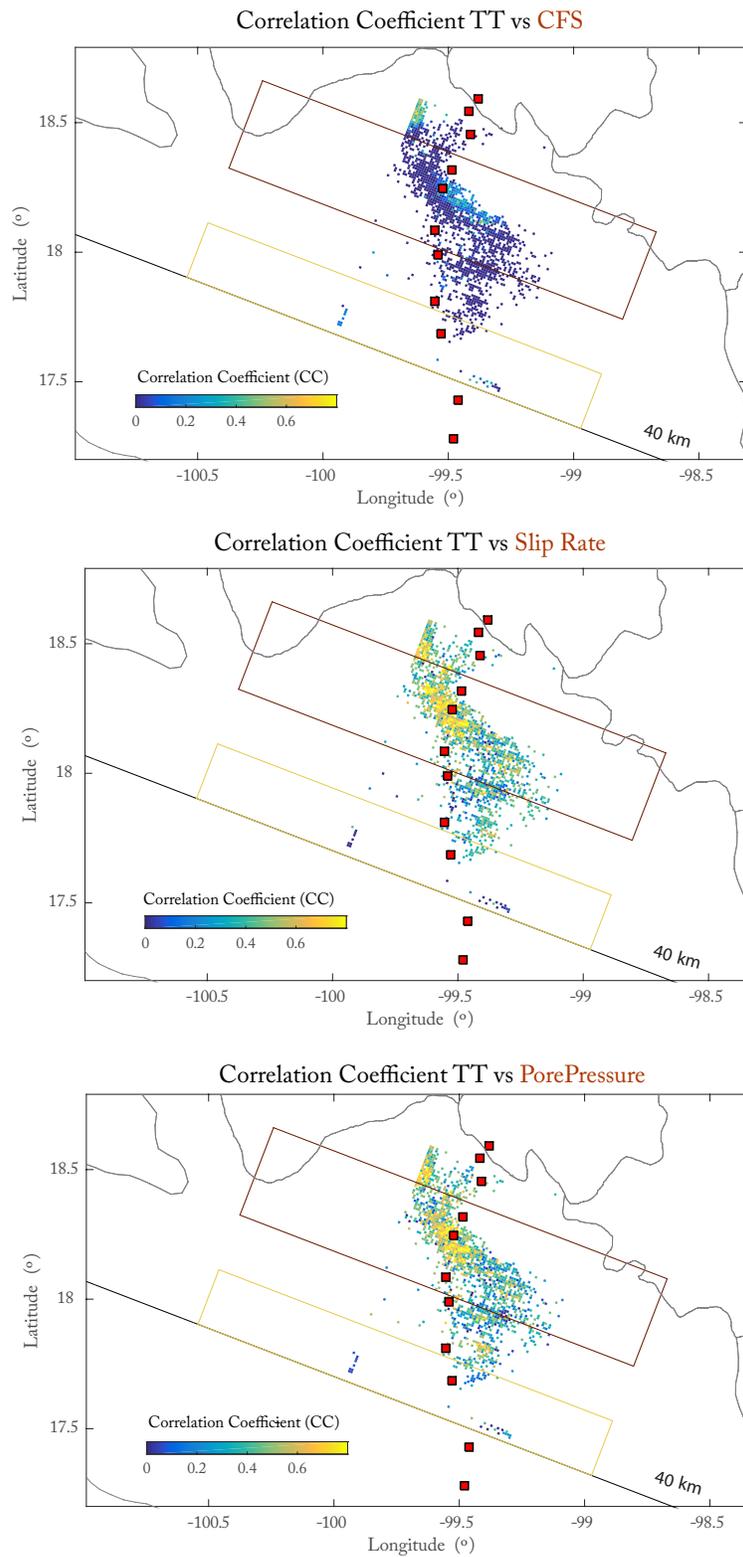


Figura 6.4: Coeficiente de correlación entre la actividad de TTs y la evolución del deslizamiento (A), la presión de poro (B) y el CFS (C) para el SSE de 2006. Los cuadros rojos indican algunas de las estaciones del arreglo MASE. Los rectángulos café y amarillo indican las regiones del sweet spot y de la transient zone.

6.1.2 Sismo silencioso de 2009-2010

A diferencia del SSE de 2006, para el SSE de 2009-2010 se observa que las regiones más densas de TTs coinciden mucho mejor con los valores positivos del campo acumulado de p , mientras que sólo una porción del sweet spot y TTs al oeste del arreglo MASE son coincidentes con los valores positivos del campo acumulado del CFS (Figura 6.5). Incluso las fuentes de TTs en la buffer y transient zone al oeste presentan valores positivos en el campo acumulado de p . Muy pocos TTs están ubicados sobre el mínimo de p al norte del sweet spot. Aproximadamente el 96 % de los TTs durante el SSE coinciden con regiones positivas del campo acumulado de p y sólo el 26 % con los valores positivos del CFS .

Esta distribución no representa la evolución de cada uno de los campos durante el SSE, que se ven modificados a medida que el frente de deslizamiento se propaga hacia el este. En varios de los incrementos del SSE, la mayoría de los TTs se correlacionan espacialmente con los aumentos en p y muy pocos con el CFS (Figura 6.6). A medida que el frente se propaga al este, los incrementos de p van delimitando las regiones para la ocurrencia de los TTs. Al igual que para el caso del SSE de 2006, se observan pocos TTs en zonas negativas del campo de p donde las localizaciones aparentemente tienden a rodear estos mínimos locales (e.g., los períodos del 17 de febrero al 9 de marzo y del 7 al 27 de julio de 2010). Al este de Guerrero, existen zonas donde las localizaciones coinciden con los aumentos en el CFS , pero la gran mayoría de los TTs al oeste se ubican en regiones negativas indicando que estos eventos se deben principalmente al deslizamiento del primer subevento como es explicado en el Capítulo 4.

Resumiendo las observaciones anteriores en la Figura 6.7, para este SSEs es mucho más claro que en cada incremento existe un mayor porcentaje de TTs coincidentes con regiones de presión de poro positivas que con regiones positivas del CFS .

6.1.2.1 Correlación espacio-temporal

Para cuantificar la dependencia espacio-temporal entre los campos modelados y las observaciones de TTs durante el SSE de 2009-2010, se realizó el mismo proceso para obtener el coeficiente de correlación entre la evolución temporal de los campos y la ocurrencia de TTs en cada uno de los *bins*. A diferencia del SSE de 2006, la distribución del CC para el deslizamiento y para el campo p es diferente. La figura 6.8 muestra que el deslizamiento se correlaciona bien en las zonas más densas de TTs sobre la transient zone, y moderadamente en la buffer zone. Sin embargo, en el sweet spot el CC de la tasa de ocurrencia de TTs con el deslizamiento es bajo. Por otro lado, la correlación con el campo p es alta tanto en el sweet spot como en una región localizada de la transient zone. Para la zona de la buffer zone, el deslizamiento y la presión de poro ambas presentan correlaciones moderadas con los cambios de actividad de los TTs. El campo de CFS presenta poca o nula correlación con la distribución temporal de los TTs, a excepción de una pequeña porción en el sweet spot.

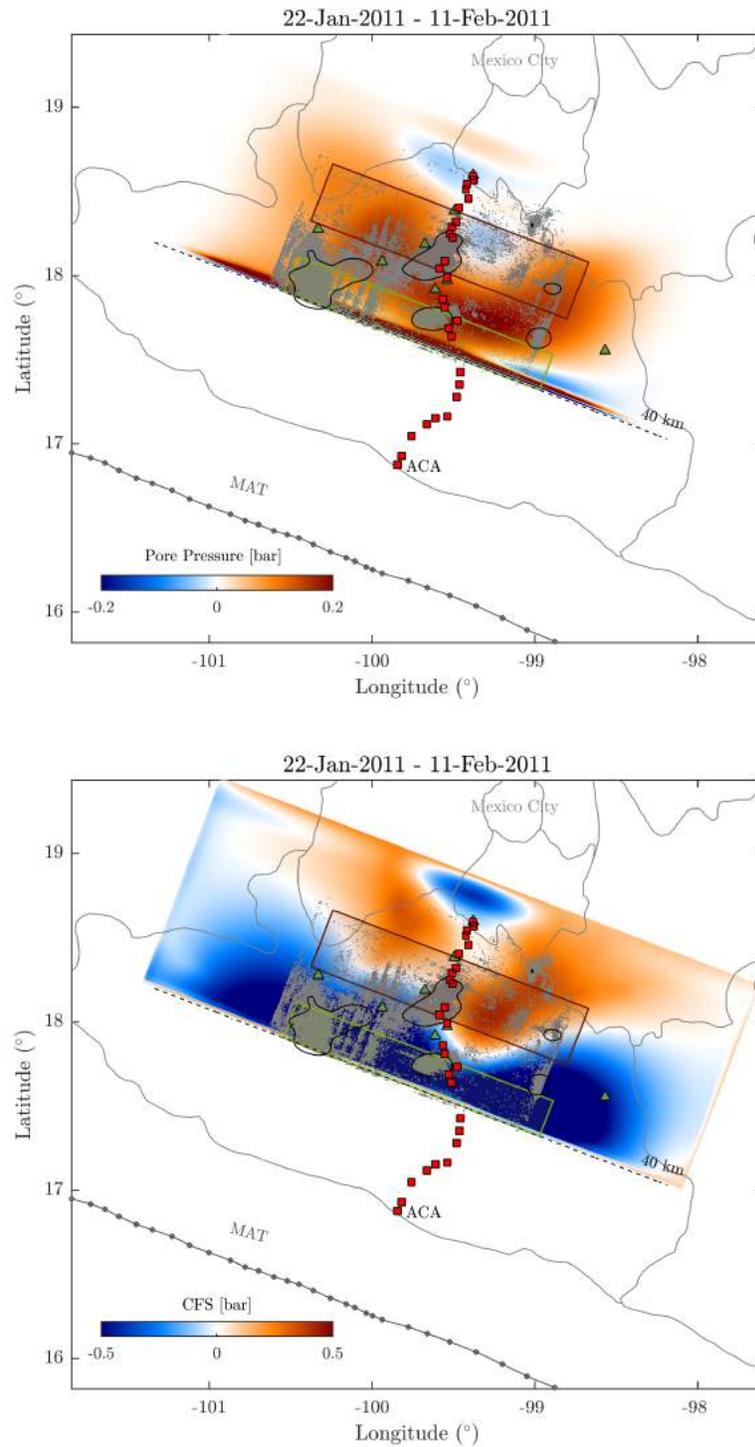
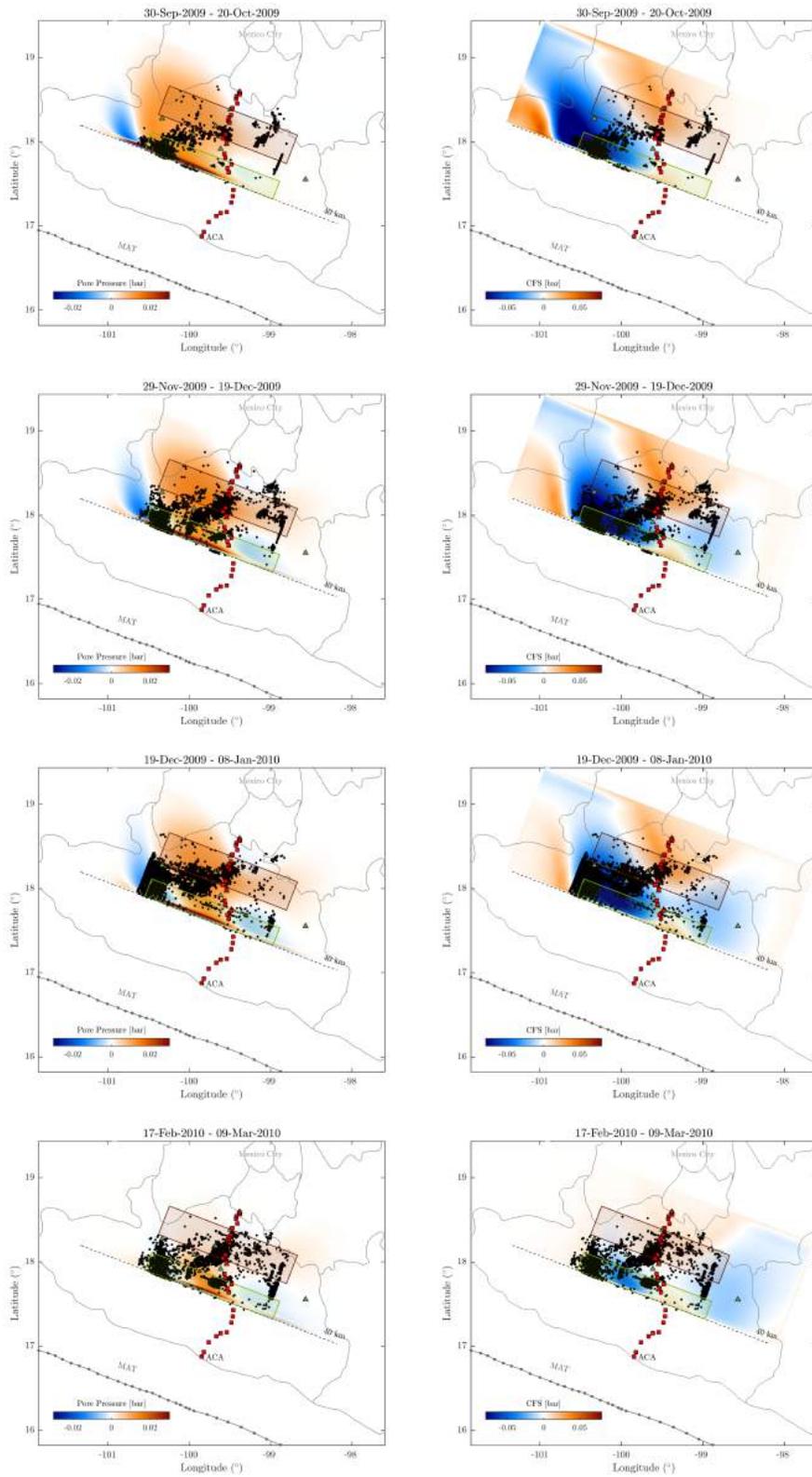


Figura 6.5: Campos acumulados de la presión de poro y del *CFS* al final del SSE de 2009-2010. Los puntos grises indican las localizaciones de los TTs durante el periodo de ocurrencia del sismo silencioso donde el contorno negro dilimita las regiones con densidades mayores a 15 TT/km². El rectángulo verde y guinda indican las regiones de la transient zone y el sweet spot, respectivamente. Los triángulos verdes representan las estaciones del arreglo GGAP. Las estaciones del arreglo MASE (cuadros rojos) son agregados como referencia para comparar con los campos producidos por el SSE de 2006. A diferencia del SSE de 2006, sólo el campo de *p* presenta una buena correlación espacial con las regiones más densas de TTs.



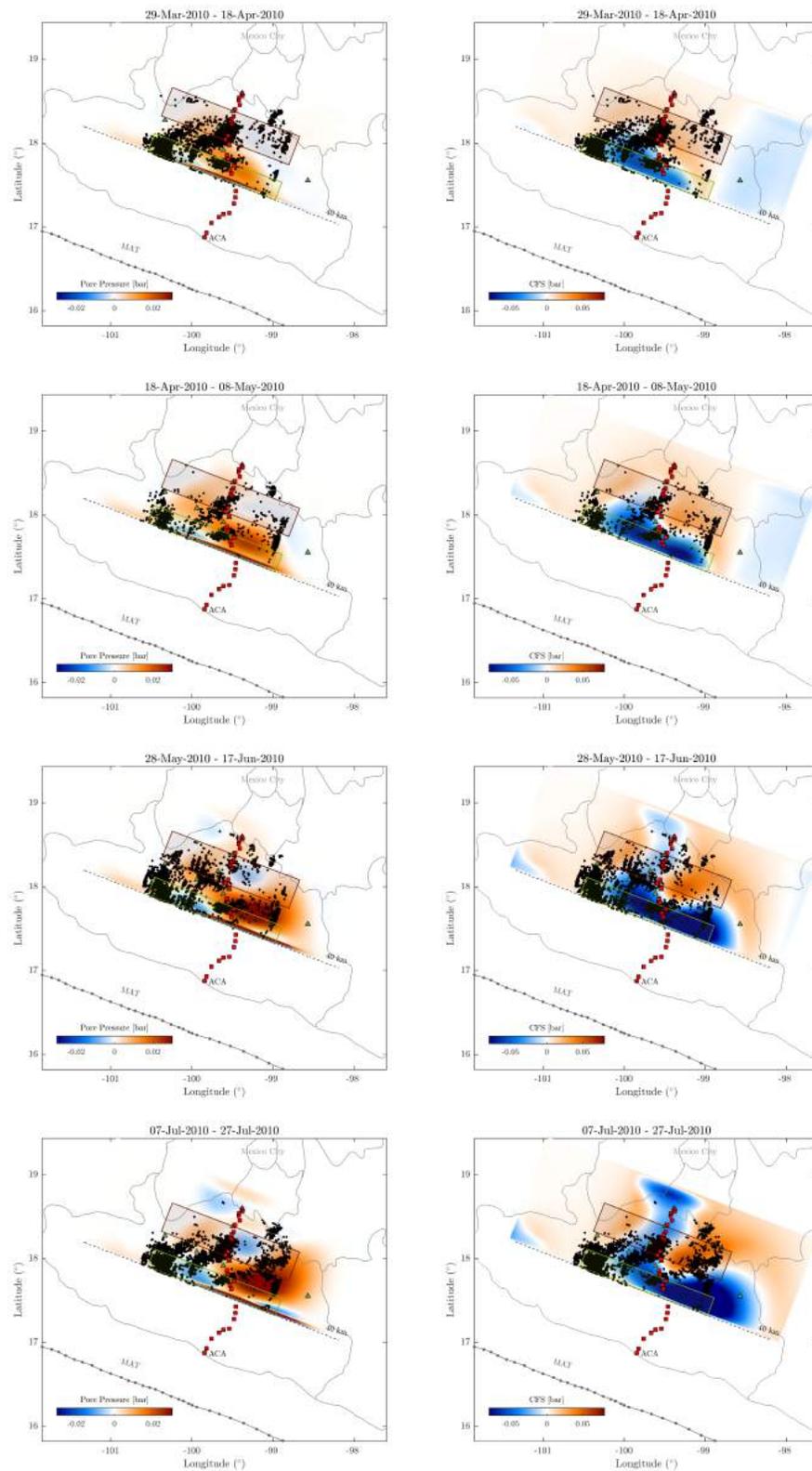


Figura 6.6: Evolución temporal de los campos de presión de poro (columna de la izquierda) y del CFS (columna de la derecha) para diferentes periodos durante el SSE de 2009-2010. Las TTs contenidos entre estos periodos de 20 días están representados como puntos negros. Los rectángulos guinda y verde representan las regiones del sweet spot y de la transient zone. Los cuadros rojos indican las estaciones del arreglo MASE. Para este SSE la evolución del campo de p se correlaciona mejor espacialmente que el campo de CFS

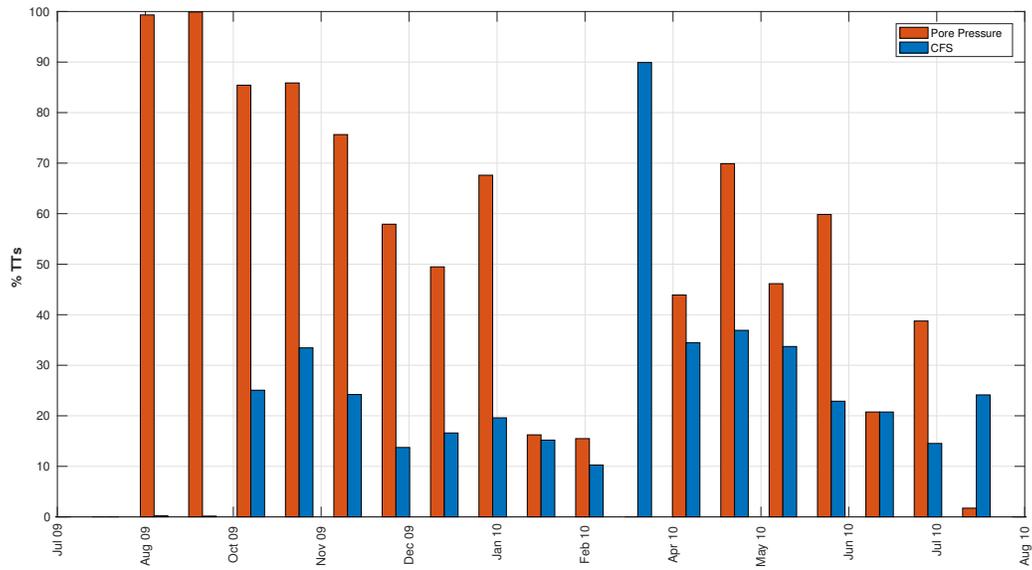


Figura 6.7: Comparación del porcentaje de TTs coincidentes con regiones positivas del campo de p (rojo) y del campo de CFS (azul) para cada incremento durante el SSE de 2009-2010

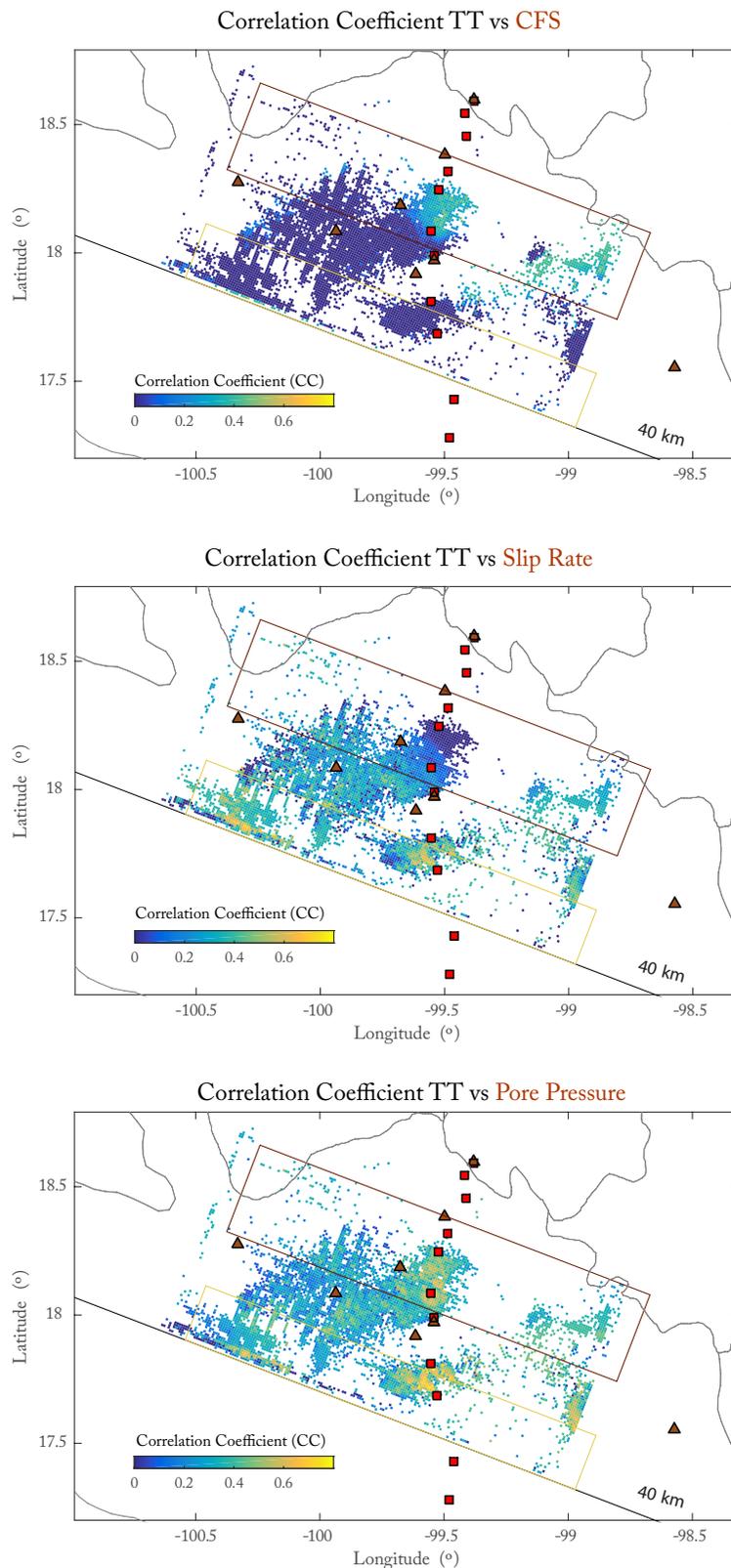


Figura 6.8: Coeficiente de correlación entre la actividad de TTs y la evolución del deslizamiento (A), la presión de poro (B) y el CFS (C) para el SSE de 2009-2010. Los rectángulos café y amarillo indican las regiones del sweet spot y de la transient zone. Los triángulos café y cuadros rojos indican las estaciones del arreglo GGAP y MASE, respectivamente.

6.2 Tasa de ocurrencia de los LFEs y evolución temporal de los campos poroelásticos

Debido al muestreo temporal del modelado de los campos poroelásticos sólo es posible explicar variaciones de la actividad de LFEs con periodos mayores a 40 días (i.e., dos veces el muestreo temporal). Se comparó la evolución temporal de la presión de poro, el CFS y el deslizamiento en la interfase con los cambios en la tasa de ocurrencia de los LFEs (Frank et al., 2015a) filtrada para periodos mayores a 60 días.

Los valores de los campos poroelásticos para cada incremento de 20 días es calculado como el promedio del campo dentro de un área rectangular designada paralela a la trinchera. Es importante mencionar que dependiendo del tamaño y posición del área que se elija, tanto las amplitudes como la posición temporal del máximo de las curvas se verán modificadas. La Figura 6.9a muestra la evolución temporal normalizada del deslizamiento para el área determinada por el rectángulo negro ubicado en el recuadro interior de la figura y la tasa de ocurrencia de los LFEs normalizada para el mismo segmento alejado de la trinchera (i.e., en la transient zone).

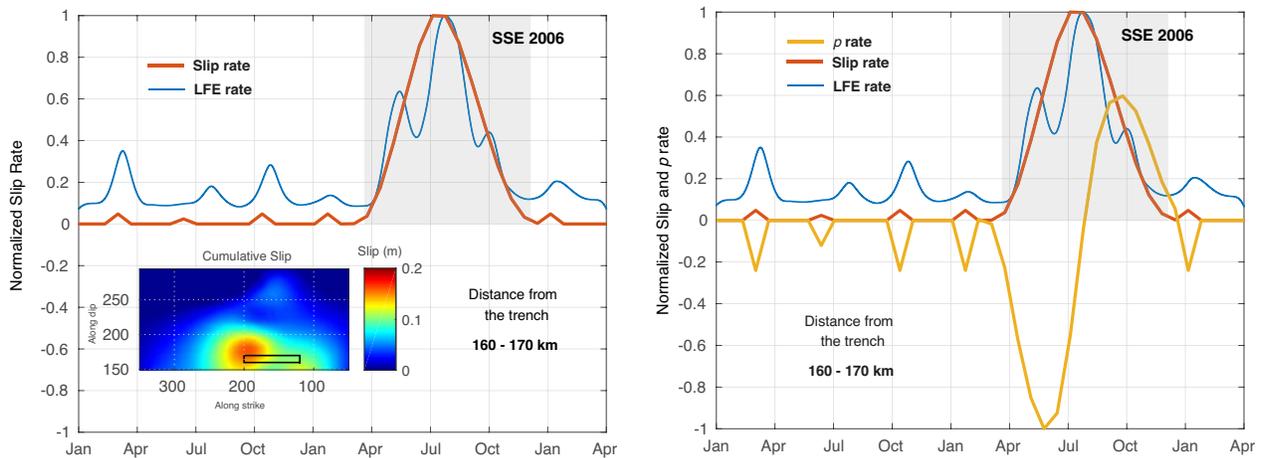


Figura 6.9: A) Curvas normalizadas de la tasa de deslizamiento y la tasa de ocurrencia de los LFEs en un segmento de la transient zone. El recuadro interior muestra el deslizamiento al final del SSE de 2006 sobre el segmento horizontal de la interfase y el cuadro negro indica el área promediada para obtener los valores de la curva de deslizamiento. B) Comparación entre las curvas de la tasa de deslizamiento y de la presión de poro, con la tasa de ocurrencia de los LFEs para el mismo segmento mostrado en A). Se observa que durante el SSE de 2006 la velocidad de deslizamiento se correlaciona muy bien con los cambios en la sismicidad de los LFEs situación que la evolución temporal de p no puede explicar.

Las amplitudes pequeñas en el periodo inter-SSE (i.e., anterior al SSE de 2006) corresponden a los deslizamientos asociados a los SSEs de corta duración que han sido ubicados temporalmente de tal forma que coincidan con los incrementos de los LFEs con el fin de comparar la amplitud de estos los SSEs de corta duración con la amplitud generada por el SSE de 2006. En la transient zone y durante el periodo inter-SSE, los episodios de LFEs muestran un incremento en la actividad que

resulta menor al incremento observado durante el SSE de 2006.

Para la transient zone la evolución del deslizamiento controla los incrementos en la tasa de ocurrencia de los LFEs (Figura 6.9A) confirmando lo observado en estudios anteriores. La Figura 6.9B muestra la comparación de la evolución del deslizamiento y de la presión de poro con los cambios en la actividad de los LFEs en la transient zone, donde se aprecia que la presión de poro no se correlaciona con las observaciones de los LFEs durante el SSE.

Se promediaron las curvas de la tasa de ocurrencia de los LFEs para los segmentos entre 205-235 para obtener una representación de la tasa de sismicidad dentro del sweet spot. Para estas mismas distancias se obtuvo el promedio de la evolución de la presión de poro, del *CFS* y del deslizamiento. Entre los resultados destaca que el *CFS* no se correlaciona con los cambios en la sismicidad de los LFEs durante el SSE de 2006. En contraste, la evolución de la presión de poro se correlaciona muy bien (Figura 6.10).

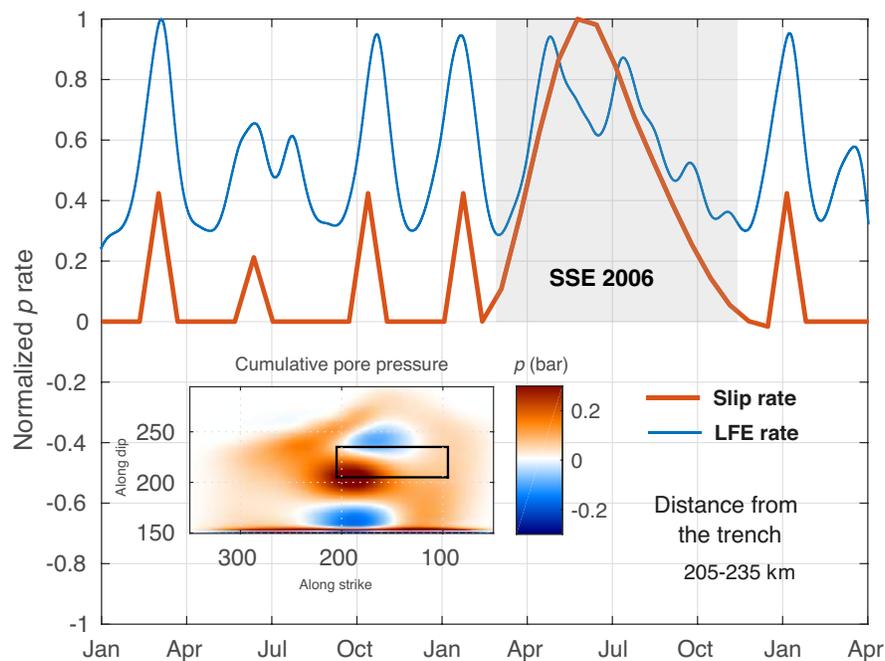


Figura 6.10: Evolución temporal normalizada de la presión de poro y tasa de ocurrencia de los LFEs en el sweet spot. La curva roja representa un promedio de los valores obtenidos en el área indicada por el cuadro negro en el recuadro interior de la figura. En el recuadro se muestra el campo acumulado de p al final del SSE de 2006 sobre el segmento horizontal de la interfase.

Comparando la evolución temporal de p y del *CFS* con las observaciones de los LFEs (Figura 6.11), se descarta toda posibilidad de que el *CFS* esté asociado a los cambios en la actividad de los LFEs dado que el máximo del *CFS* se encuentra desfasado más de 3 meses del máximo en la actividad de LFEs durante el SSE de 2006. No obstante, al comparar la evolución de p y del deslizamiento, se observa que ambos parámetros podrían controlar la actividad en la zona del sweet

spot. Resulta complicado concluir qué campo explica mejor la observaciones, aunque la p presenta un mejor coeficiente de correlación (0.87) con la tasa de ocurrencia de los LFEs.

A diferencia de la transient zone, en el sweet spot los cambios en la tasa de ocurrencia de los LFEs asociados a los bursts en el periodo inter-SSE son iguales o mayores a los cambios generados durante el SSE. Estas amplitudes relativas para el periodo inter-SSE y durante el SSE no se observan para ninguna de las curvas calculadas de la presión de poro y el deslizamiento. Para el caso de la presión de poro, los cambios generados en el periodo inter-SSE son aproximadamente la mitad del máximo valor observado durante el SSE. Por otro lado, los cambios durante el periodo inter-SSE del deslizamiento representan una décima parte del máximo observado en el SSE de 2006. Sin embargo, la correlación y las amplitudes están condicionadas por la ubicación del área que se considere para el promedio de p y del deslizamiento.

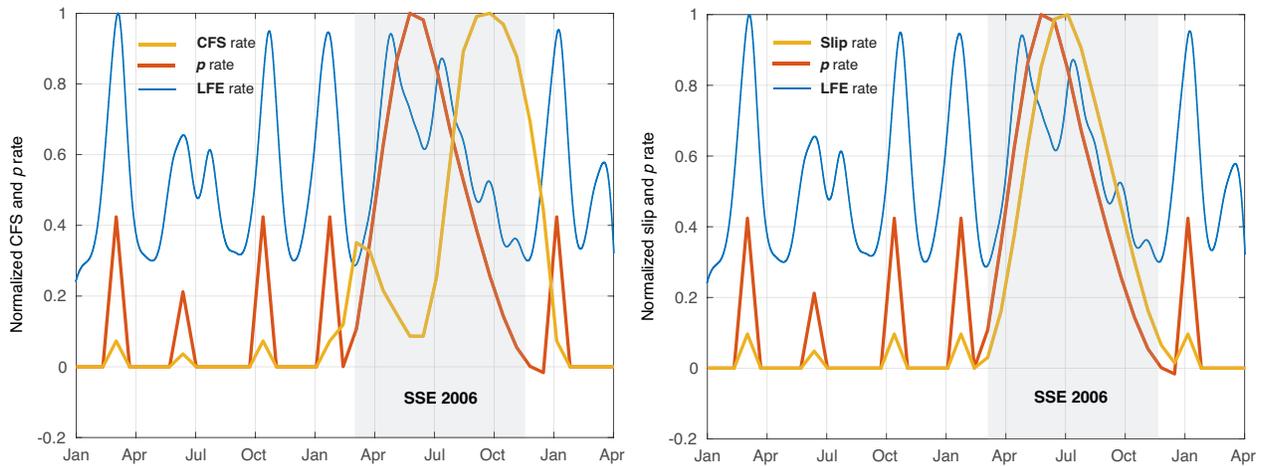


Figura 6.11: Comparación de la evolución temporal de la presión de poro y del CFS, con la tasa de ocurrencia de los LFEs en el sweet spot (izquierda). Comparación de la evolución de p con la tasa de deslizamiento normalizada (derecha).

6.3 Pulsos de presión de poro como mecanismo para la migración de tremores

6.3.1 Detección de perturbaciones transitorias en la presión de poro

Para el análisis de la propagación de pulsos de presión de poro se consideró un dominio bidimensional en el que existe una presión de confinamiento (P_c) constante e igual a 1 GPa y un gradiente constante en la presión de poro inicial, p_0 , igual a 0.1 bar/km a lo largo de la dimensión mayor del dominio. En un extremo del dominio, p_0 es igual a P_c de tal forma que la presión efectiva, $P_c - p_0$, varía de cero en dicho extremo hasta 5 bar en el extremo opuesto. Además, se asumió una permeabilidad intrínseca $k_0 = 4 \times 10^{-12} m^2$ y $\gamma = 5 \times 10^{-6}$ Pa (Ecuación 5.5). Para la detección de pulsos de presión propagándose en la dirección opuesta al gradiente, se consideraron dos estrategias: 1) Se

normalizó la función $p - p_0$ y se rastreó la propagación de su máximo local (Figura 6.12), y 2) Se fijó un umbral para $p - p_0$ y se rastreó la propagación del frente de presión al momento en que rebasa el umbral (Figura 6.13).

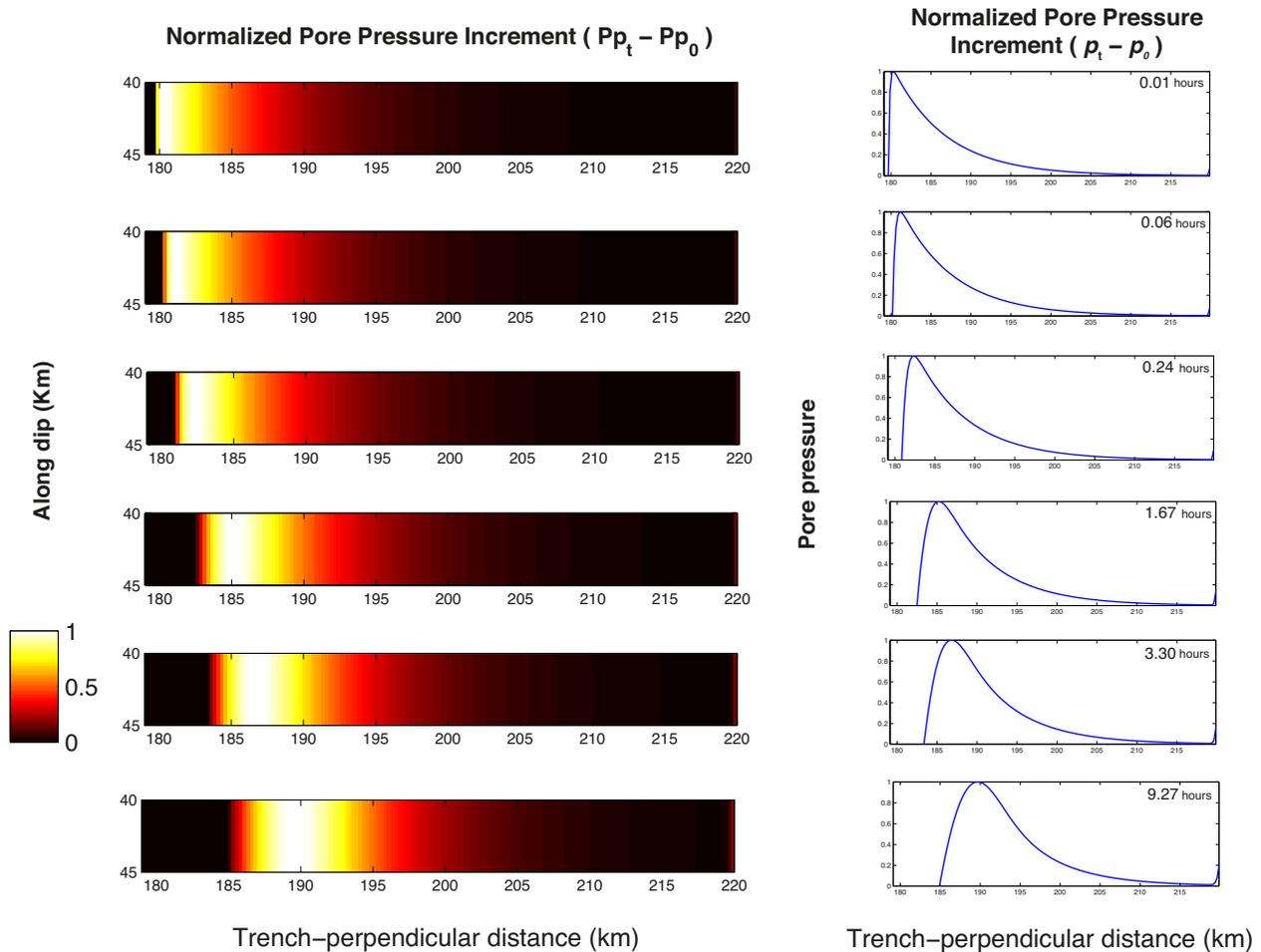


Figura 6.12: Propagación del pulso de presión de poro asumiendo un gradiente en la presión efectiva de 0.1 bar/km como condición inicial. El incremento $(p - p_0)$ ha sido normalizado con fines de visualización.

Para el primer caso, uno debe de ser cuidadoso ya que en muchas ocasiones la búsqueda del máximo local pudiese arrojar la ubicación de máximos en las esquinas donde la presión de poro incrementa debido a las condiciones de frontera. Considerando esto último, hemos restringido la búsqueda excluyendo los nodos cercanos a la frontera y utilizamos la función de *MATLAB* *imregionalmax* en la que se ingresa una matriz con los valores de la función y regresa una matriz con los valores correspondientes a máximos locales. Para la identificación de estos máximos, la función va recorriendo cada uno de los elementos del dominio y compara si su valor es mayor con respecto a los valores de nodos vecinos.

Para el segundo caso, además de la propagación del valor máximo del pulso durante la evolución de la solución se observa un frente por delante de este máximo que pertenece al mismo pulso. Esta perturbación se propaga a una velocidad mucho mayor que la del máximo (Figura 6.13). Para rastrear esta propagación, se consideró un valor de p como umbral de detección y determinamos la posición y el tiempo cuando un incremento en p rebasa. Tomamos las mismas consideraciones que en la detección del máximo normalizado respecto a los incrementos en las fronteras.

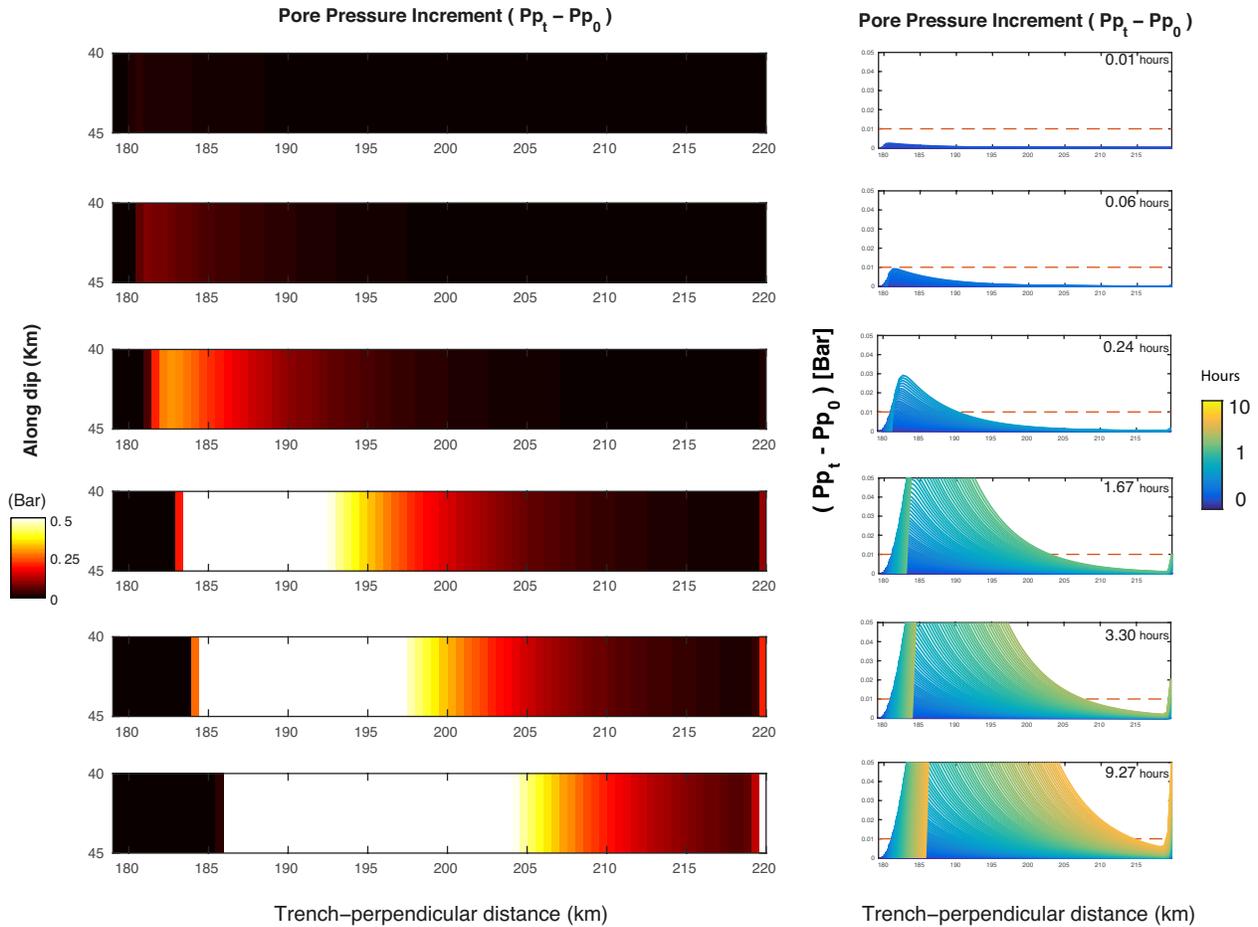


Figura 6.13: Evolución del incremento en la presión de poro para un tiempo determinado (Izquierda) asumiendo un gradiente en la presión efectiva de 0.1 bar/km como condición inicial. La escala ha sido saturada para observar las pequeñas perturbaciones delante del máximo del pulso de p . (Derecha) Corte a lo largo el dominio con la evolución de $(p - p_0)$. Cada color indica el incremento para un tiempo determinado. Se ha impuesto un umbral (línea punteada naranja) para la detección del frente rápido de p .

Comparando las gráficas de la propagación del pulso de p (Figura 6.14), observamos que efectivamente el frente de presión se propaga a mayores velocidades que el máximo del pulso. La velocidad con que viajan ambas perturbaciones tienen una evolución logarítmica con el tiempo durante su propagación, donde las mayores pendientes (i.e., velocidades) se localizan en posiciones cercanas al

inicio de la propagación y se debe a que en estas zona se tienen valores de P_e más bajos ($P_e = 0$), y por ende, permeabilidades más altas del dominio.

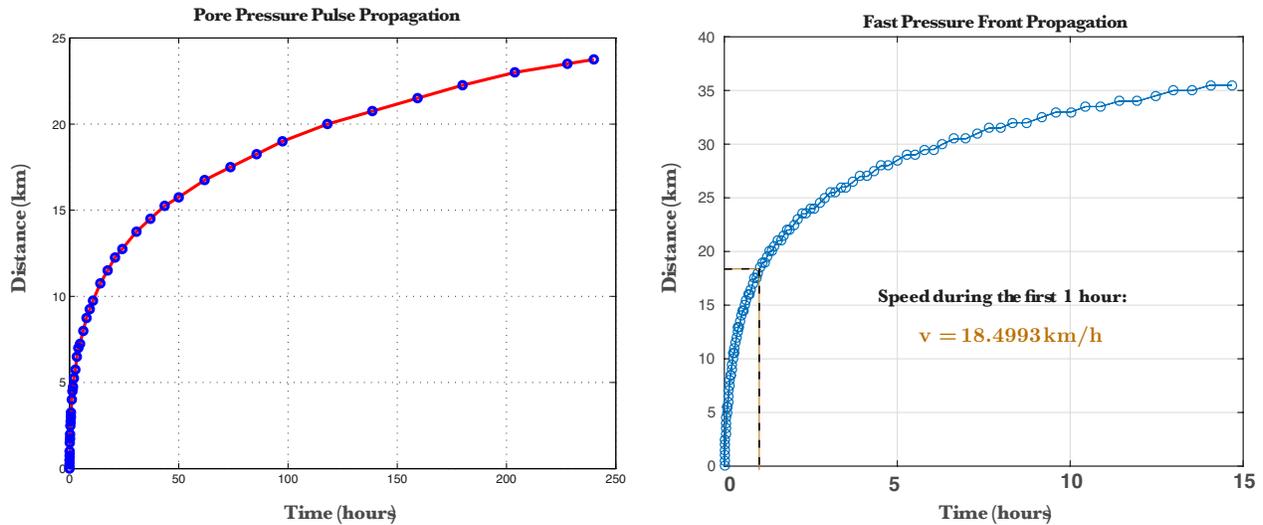


Figura 6.14: Propagación del máximo del pulso de p (izquierda) y del frente delante del máximo del pulso (derecha). Durante el inicio de la propagación las velocidades son mayores debido a las condiciones de permeabilidad del dominio (ver texto).

6.3.2 Análisis paramétrico

La velocidad con que se propaga el pulso de presión depende entonces del gradiente de p_0 , de la presión efectiva inicial $P_c - p_0$, de la permeabilidad intrínseca k_0 (i.e., k para $P_e = 0$) y del factor de sensibilidad de la permeabilidad, . Así, para determinar el rango de velocidades a las que el pulso puede propagarse bajo condiciones realista de dichos parámetros, se realizó un estudio paramétrico exhaustivo.

Nuestro objetivo es determinar si existen condiciones realistas del modelo poroelástico para las cuales la velocidad de propagación de pulsos de presión es comparable a las velocidades de migración de los TTs observadas en diferentes zonas de subducción incluyendo el estado de Guerrero (Frank et al., 2014; Cruz-Atienza et al., 2016). Para ello, el análisis se realizó en 2D y sobre un plano horizontal donde la presión de confinamiento es constante en todo el dominio y por lo tanto, la presión efectiva sólo depende de la distribución de la presión de poro inicial, que hemos asumido con un gradiente constante a lo largo de una de las dos dimensiones.

Para identificar la existencia de un pulso propagándose, y cuantificar la velocidad a la que lo hace, para cada combinación de parámetros se calculan las curvas de propagación como son mostradas en la figura 6.14 y se obtiene la velocidad de acuerdo a la distancia recorrida durante la primera hora. Es importante mencionar que dependiendo de la ventana de tiempo que se elija, la velocidad media que se calcule cambiará debido al comportamiento logarítmico de la propagación del pulso.

Las constantes utilizadas para el análisis paramétrico se muestran en la 6.2. Para la identificación de las velocidades de propagación del máximo del pulso se exploraron gradientes de p dentro del rango de 0.1 - 100 bar/km junto con permeabilidades y valores de γ entre 10^{-16} - $10^{-11}m^2$ y 10^{-5} - 10^{-8} Pa, respectivamente. Estos rangos fueron establecidos con base en mediciones hechas en muestras de laboratorio (Evans et al., 1997) y observaciones en diferentes ambientes de subducción (Saffer, 2015) . La figura 6.15 resume los resultados obtenidos en el análisis paramétrico, donde el color de cada esfera representa la velocidad de propagación del pulso estimada a partir de la solución de la ecuación no lineal. Dichas velocidades corresponden al valor medio para el máximo del pulso durante la primera hora. Velocidades iguales a cero indican que no se originó ningún pulso para la combinación de parámetros correspondiente.

Símbolo	Parámetro	Valor
ϕ	Porosidad	0.02
η	Viscosidad del fluido	9.54×10^{-5} Pa s
β_n	Compresibilidad de la matrix porosa	6.5×10^{-10} Pa
β_f	Compresibilidad del fluido	6.4×10^{-10} Pa

Tabla 6.2: Constantes utilizadas para el análisis paramétrico

Para este primer análisis se observa que gradientes de 0.1 a 20 bar/km generan pulsos con velocidades de 0-10 km/h dentro del rango de los valores escogidos para γ . Como es de esperarse, permeabilidades más altas generan las velocidades más altas de propagación. Para gradientes mayores a 100 bar/km se tendrían que considerar valores más pequeños de γ para que la permeabilidad sea sensible a los cambios de p generados por estos gradientes. De la misma manera para el límite inferior, los pulsos para gradientes menores a 0.01 bar/km se generarían para valores mucho más altos de γ que pudieran estar fuera del rango de valores que se encuentran reportados en la literatura (Evans et al., 1997).

Bajo un segundo análisis paramétrico, considerando la detección del frente del pulso durante la primera hora de propagación fijando un umbral de 10 kPa, se encontró que las velocidades son un orden mayor comparadas con las velocidades observadas para el máximo del pulso con una permeabilidad específica de $4 \times 10^{-12}m^2$. Para este análisis se acotó el rango de gradientes de p asignados de 0.01 a 10 bar/km con el fin de comparar estos valores con los gradientes de p que probablemente los SSEs podrían producir (Figura 6.16).

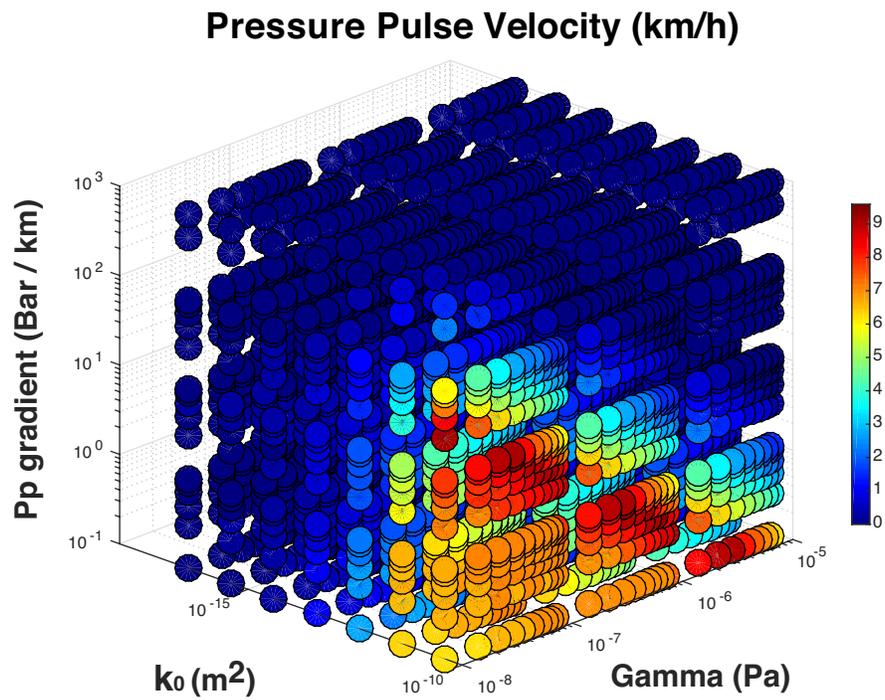


Figura 6.15: Análisis paramétrico de la velocidad (km/h) a la que se propaga el máximo del pulso de p

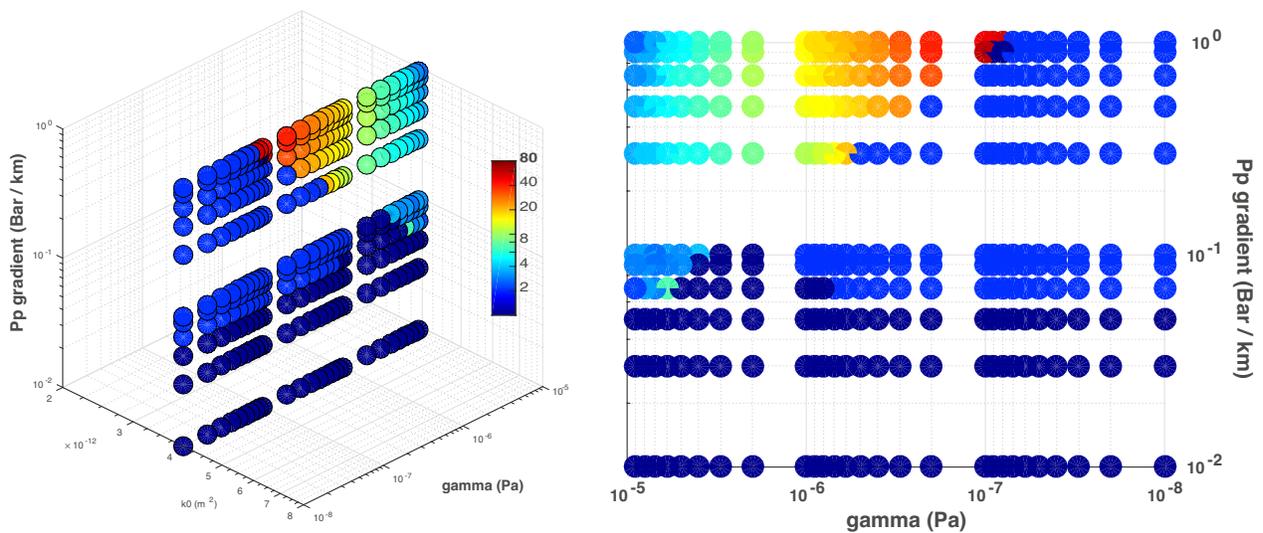


Figura 6.16: Análisis paramétrico para de la velocidad a la que se propaga el frente del pulso de p para una permeabilidad de $4 \times 10^{-12} m^2$.

6.3.3 Gradientes de presión de poro inducidos por los SSEs

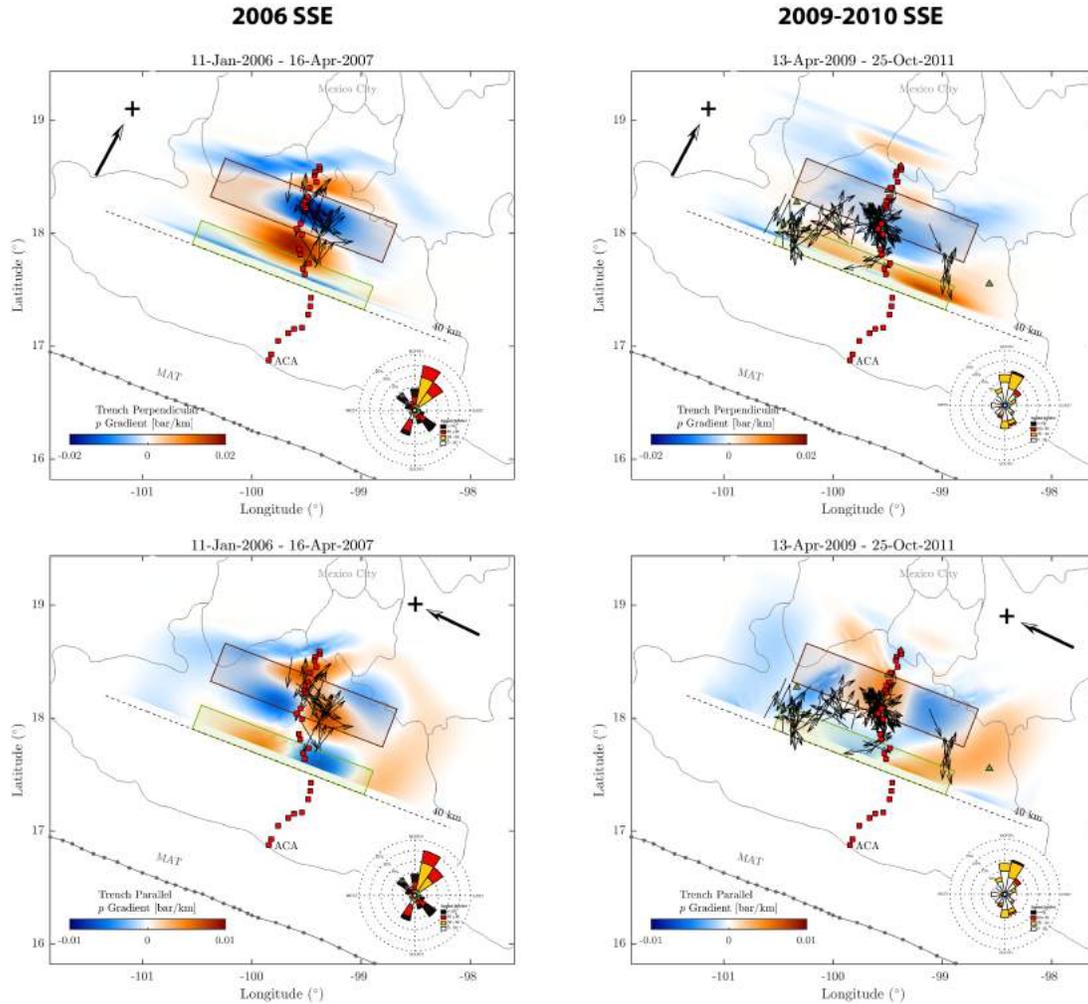


Figura 6.17: Componentes de los gradientes acumulados de p en direcciones perpendicular y paralela a la trinchera al final del SSE de 2006 (columna de la izquierda) y de 2009-2010 (columna de la derecha). Las flechas negras indican las direcciones de migración, con velocidades representadas en el diagrama de rosa de vientos en la esquina superior derecha de cada figura.

Se calcularon los gradientes acumulados de la presión de poro para ambos SSEs para comprender si los gradientes producidos por estos eventos son comparables con el rango explorado en el análisis paramétrico de la solución no lineal. En la figura 6.17 se muestran los valores de las componentes del gradiente de p al final del SSE considerando un sistema de referencia coincidente con las direcciones paralela y perpendicular a la trinchera positivas hacia el oeste y el norte respectivamente.

En general, se observa una buena coincidencia entre la ubicación de las migraciones en el sweet

spot y la zona con gradiente negativo en dirección perpendicular a la trinchera, que indica un decremento de p en dirección hacia el norte (ver rosa de vientos en la figura 6.17 para la dirección preferencial de las migraciones). Esto es mucho más claro en el SSE de 2006 donde la mayoría de las migraciones con acimut NNE coinciden con las direcciones contrarias de los vectores del gradiente (figura 6.18). De acuerdo a las condiciones para la solución de la ecuación de difusión no lineal, un pulso viajaría en sentido contrario a las dirección que indican los máximos gradientes. Los gradientes en la dirección paralela a la trinchera también coinciden con la dirección preferencial de migración con rumbo sureste.

Para el SSE de 2010, además de la gran concentración de migraciones de TT en el sweet spot, existen otras zonas a lo largo del rumbo donde también se observan migraciones en regiones a diferentes distancias alejadas de la trinchera. Estas migraciones se dividieron en 5 zonas de acuerdo a su concentración para observar la dirección preferencial por zona y si existe alguna asociación con el gradiente correspondiente (Figura 6.19). La mayoría de las migraciones en cada zona presentan direcciones preferenciales hacia el N y NNE, sin embargo, a diferencia del SSE de 2006, las migraciones en el sweet spot están ligeramente orientadas hacia el SSE-NNW en ambos sentidos. Para ninguna de estas zonas la dirección con el mayor porcentaje de migraciones es coincidente al sentido contrario de los gradientes de p como se esperaría para la propagación de un pulso, a excepción de un pequeño porcentaje en el sweet spot que se orienta hacia el NNE.

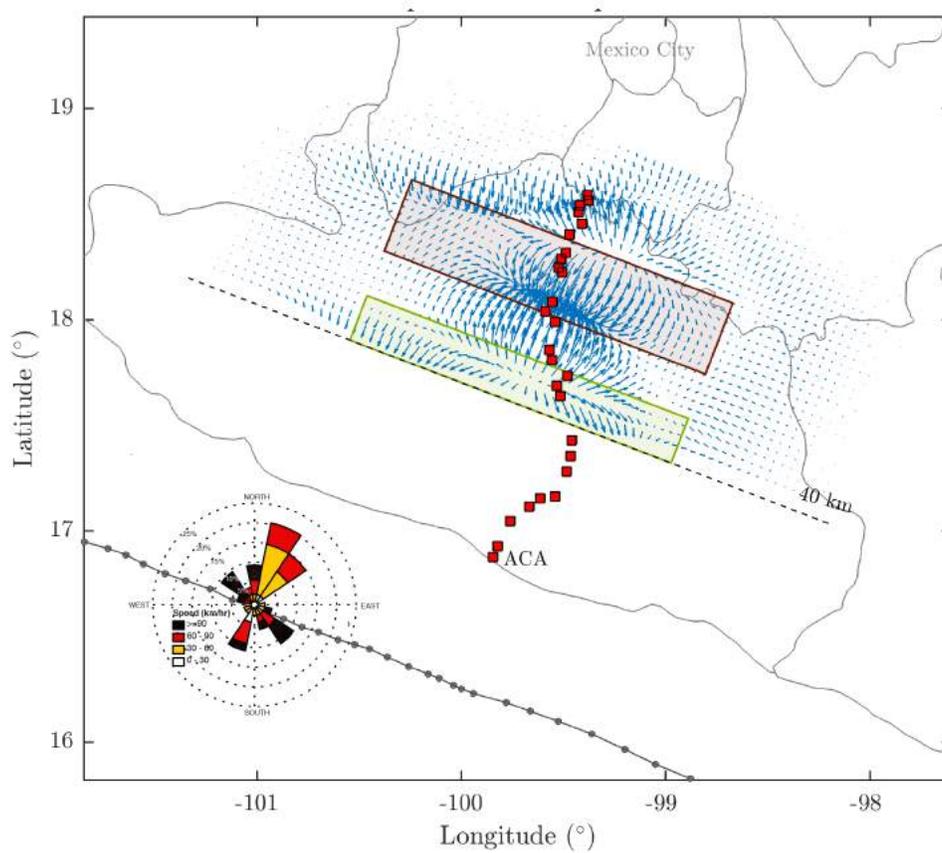


Figura 6.18: Gradiente acumulado de p al final del SSE de 2006 (flechas azules) y estadística de las migraciones durante el SSE (rosa de vientos). Los rectángulos cafés y verdes indican las zonas del sweet spot y de la transient zone, respectivamente.

Para identificar si el frente de deslizamiento pudiera jugar un rol importante en la migración de los TTs, la figura 6.20 muestra el deslizamiento y el gradiente acumulado de p con las migraciones de los TTs para dos periodos de tiempo dentro de la ocurrencia del SSE de 2006. Para el primer período se observa que algunas migraciones se orientan en dirección tangencial al máximo de dislocación, con excepción de las migraciones hacia el NNE que corresponden al sentido contrario del gradiente acumulado de p . Para el segundo periodo el frente de ruptura ya ha atravesado el sweet spot y las migraciones concuerdan bastante bien con el sentido contrario del gradiente acumulado de p .

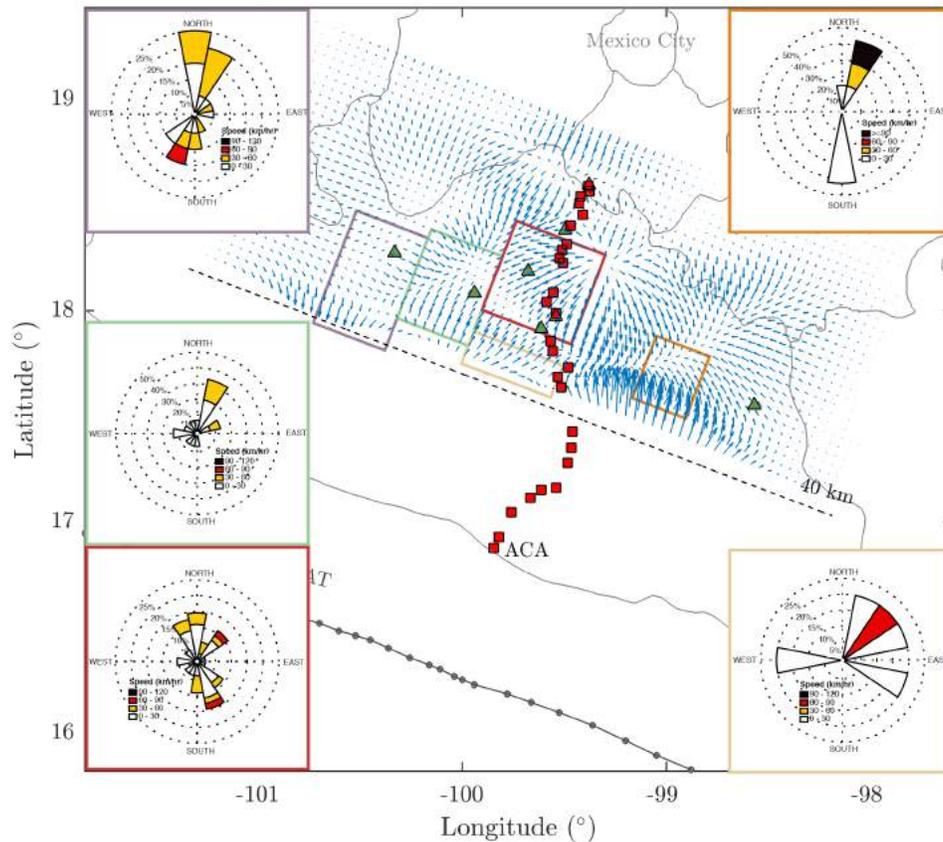


Figura 6.19: Gradiente acumulado de p (flechas azules) y regiones donde se concentran la mayor cantidad de migraciones durante el SSE de 2009-2010 (cuadros de colores). Las rosas de vientos indican las direcciones y velocidades de las migraciones correspondientes a cada zona. Los triángulos verdes y cuadrados rojos representan las estaciones GGAP y MASE, respectivamente.

Realizando el mismo análisis para el SSE de 2009-2010, en la Figura 6.21 se observa que la dirección del frente de deslizamiento para la fecha del primer incremento es paralela a las direcciones de migración en la transient y buffer zone al oeste, así como casi todas las migraciones en el sweet spot hacia el NNW. En dicha primera ventana de tiempo, la migración de TT parece estar determinada por la dirección del frente del SSE y no por el gradiente de p . Sin embargo, en la siguiente ventana temporal, cuando comienza el segundo subevento del SSE de 2009-2010, muchas de las migraciones en el sweet spot presentan direcciones hacia el NNE, que coinciden con el sentido contrario de los gradientes acumulados de p a la fecha indicada. Por lo tanto, con base en el análisis de ambos SSEs, tanto el frente de dislocación como el gradiente de p parecen determinar las direcciones en las que migran los TTs. En primera instancia las migraciones son paralelas al frente cuando éste se propaga, y en segunda instancia las direcciones de migración cambian para ser paralelas al gradiente de la

presión de poro.

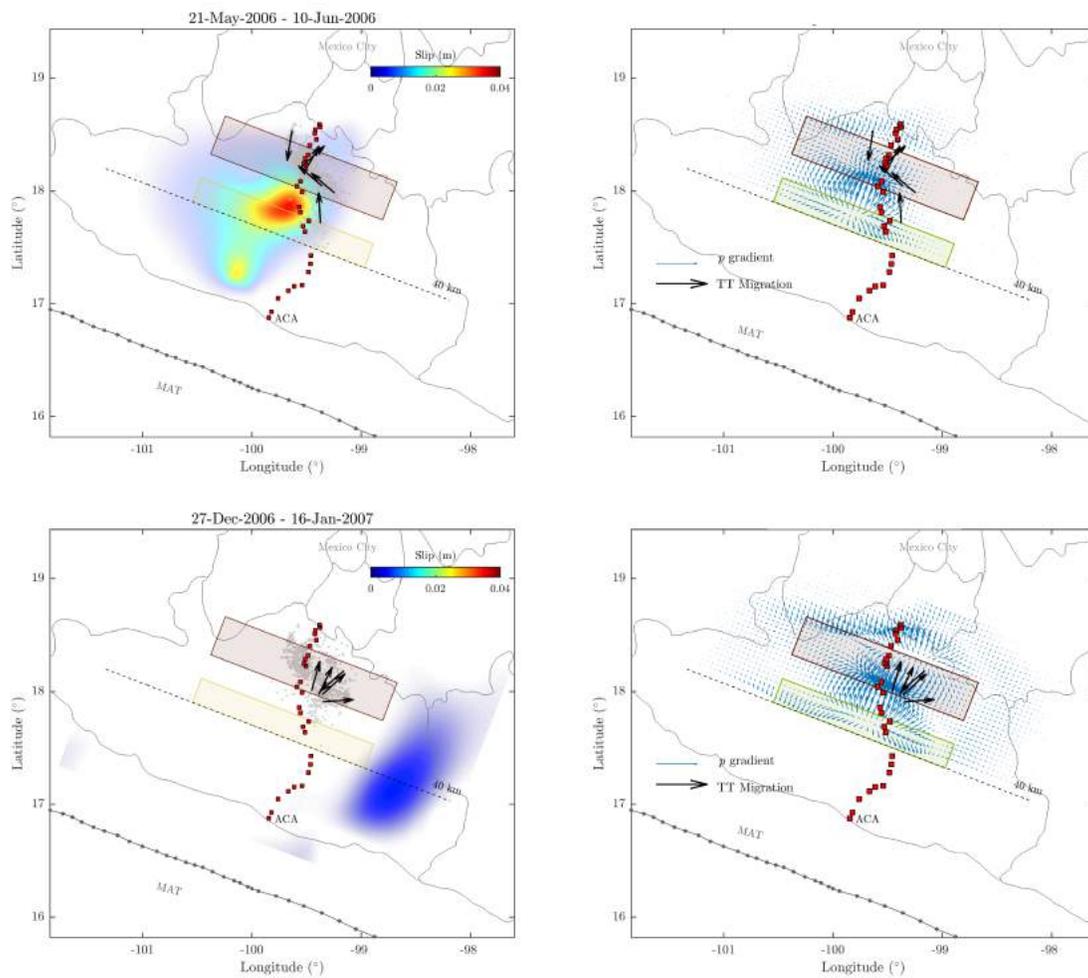


Figura 6.20: Frente del deslizamiento y gradiente acumulado de p con las migraciones de los TTs para dos periodos de tiempo dentro de la ocurrencia del SSE de 2006. En la columna de la izquierda se muestra el deslizamiento en cada incremento para el SSE y la columna de la derecha los gradientes acumulados de p a la fecha de dicho incremento. Las flechas negras indican las direcciones de migración de los TTs y las azules el gradiente acumulado a la fecha del incremento analizado.

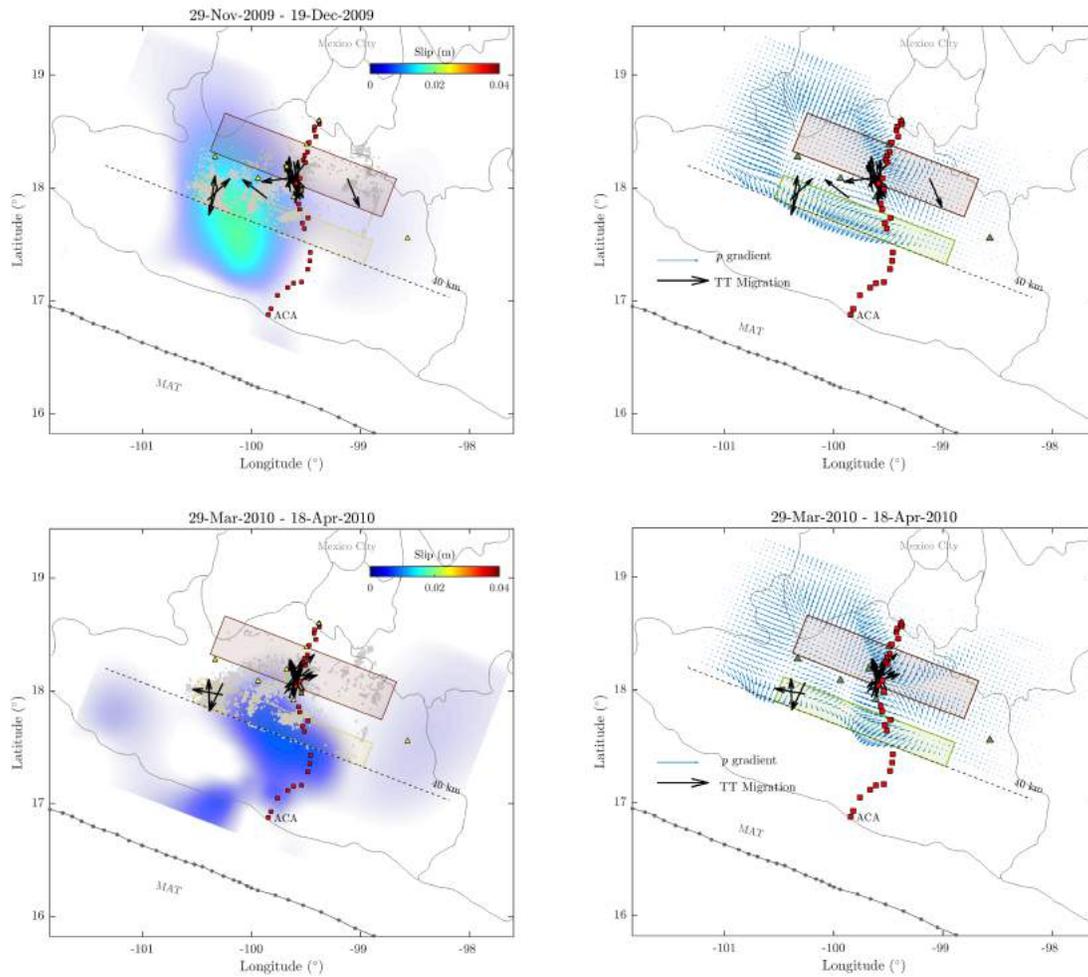


Figura 6.21: Frente del deslizamiento y gradiente acumulado de p con las migraciones de los TTs para dos periodos de tiempo dentro de la ocurrencia del SSE de 2009-2010. En la columna de la izquierda se muestra el deslizamiento en cada incremento para el SSE y la columna de la derecha los gradientes acumulados de p a la fecha de dicho incremento. Las flechas negras indican las direcciones de migración de los TTs (puntos grises claros) y las azules el gradiente acumulado a la fecha del incremento analizado.

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN

Contenido

7.1	Mecanismos asociados a la ocurrencia de TTs.	80
7.2	Implicaciones en los cambios de ocurrencia de los LFEs	82
7.3	Condiciones para la generación de migraciones de TTs	84

Con los resultados obtenidos en este trabajo se pudieron identificar dos comportamientos en la actividad de tremor tectónico en Guerrero. Uno a escala regional y con periodos largos, relacionado a la tasa de emisión sísmica, y otro a una escala local y con periodos cortos, asociado a la migración de los TTs. Es importante mencionar que el análisis y la metodología implantados en este trabajo están basados en propiedades macroscópicas de los fenómenos estudiados y no en consideraciones más realistas que suponen pequeñas heterogeneidades del medio. A continuación se discute en detalle cada uno de los comportamientos de los TTs a diferentes escalas de tiempo y su relación con la evolución de los campos elásticos inducidos en la corteza por los sismos lentos en la región.

7.1 Mecanismos asociados a la ocurrencia de TTs.

La comparación de los resultados del modelado poroelástico de los SSEs con observaciones independientes de TTs y LFEs reveló que tanto la presión de poro como el deslizamiento en la interfase se correlacionan bien con el cambio de la actividad sísmica para periodos largos durante el SSE de 2006. Sin embargo, sólo la presión de poro es consistente con la tasa de sismicidad para los dos SSEs estudiados.

Durante el SSE de 2006 y de 2009-2010, tanto en el sweet spot como en la transient zone, el coeficiente de correlación temporal (CC) de la tasa de sismicidad con la presión de poro es alto (Figuras 6.8 y 6.4). Dicho coeficiente para el deslizamiento es consistente en la transient zone para ambos eventos. Sin embargo, en el sweet spot, el CC para el deslizamiento durante el SSE de 2009-2010 es bajo y la presión de poro parece dominar como el mecanismo que regula la actividad en esta región.

Es necesario mencionar que se ha asumido una distribución uniforme de los fluidos en el segmento horizontal de la placa subducida, hipótesis que no es del todo válida debido a que existen zonas donde las condiciones para almacenar una mayor cantidad de fluidos son más propensas (e.g., mayor tasa de deshidratación, permeabilidades más bajas, existencia de sellos impermeables en la interfase).

Estas zonas de mayor contenido de fluidos podrían formar *bolsas* bien delimitadas con presiones de poro alta que podrían relacionarse con los parches de mayor densidad de TTs observados para los SSEs de 2006 y 2009-2010.

A pesar de que los resultados obtenidos apuntan a que la evolución de la presión de poro controla principalmente la ocurrencia de TTs y LFEs en la parte down dip de la región (i.e., el sweet spot), existen zonas con valores altos de p donde no se observa la ocurrencia de TTs. Asimismo, existen lugares como la transient zone donde la velocidad del deslizamiento se correlaciona mejor con dicha ocurrencia. Existen también zonas con menor actividad de TTs a lo largo del rumbo de falla que se encuentran a las mismas distancias de la trinchera que el sweet spot y la transient zone. Esto sugiere que los tremores ocurren en segmentos o parches aislados que podrían revelar variaciones en la geometría de la interfase o bien variaciones en las propiedades mecánicas de la interfase y/o en la presión efectiva del medio (Maury et al., 2016).

Entre las regiones con ausencia de TTs destaca el segmento de la buffer zone, que se encuentra al sur del sweet spot y al norte de la transient zone sobre la sección del arreglo MASE. Si estas dos últimas regiones con mayores densidades de TTs están asociadas a presiones de poro elevadas, la buffer zone representa una zona con menor cantidad de fluidos en la que prevalecen condiciones inadecuadas para mantener sobrepresurización de fluidos. Entre estas condiciones podría argumentarse la ausencia de un sello impermeable en la interfase permitiendo el flujo hacia la corteza continental contrario a la situación de las zonas aledañas.

Este sello podría no generarse en la buffer zone debido a que ahí ocurren SSEs de corta duración aproximadamente cada 3 meses. Aunque es poco probable que la magnitud de estas dislocaciones sea capaz de romper el sello sobre la interfase, el cizallamiento recurrente que experimenta la región impide que haya tiempo suficiente para sanar la interfase que es fracturada durante los SSEs de larga duración. Esto conlleva a que la permeabilidad de la interfase no sea lo suficientemente baja permitiendo a los fluidos liberados en la placa oceánica fluir hacia otras regiones. Esta hipótesis puede ser corroborada por recientes observaciones del porcentaje de anisotropía en la corteza continental donde ésta disminuye en zonas de la transient zone y el sweet spot, y permanece alta en la buffer zone indicando que los fluidos fluyen a través de la interfase (Castillo, 2015).

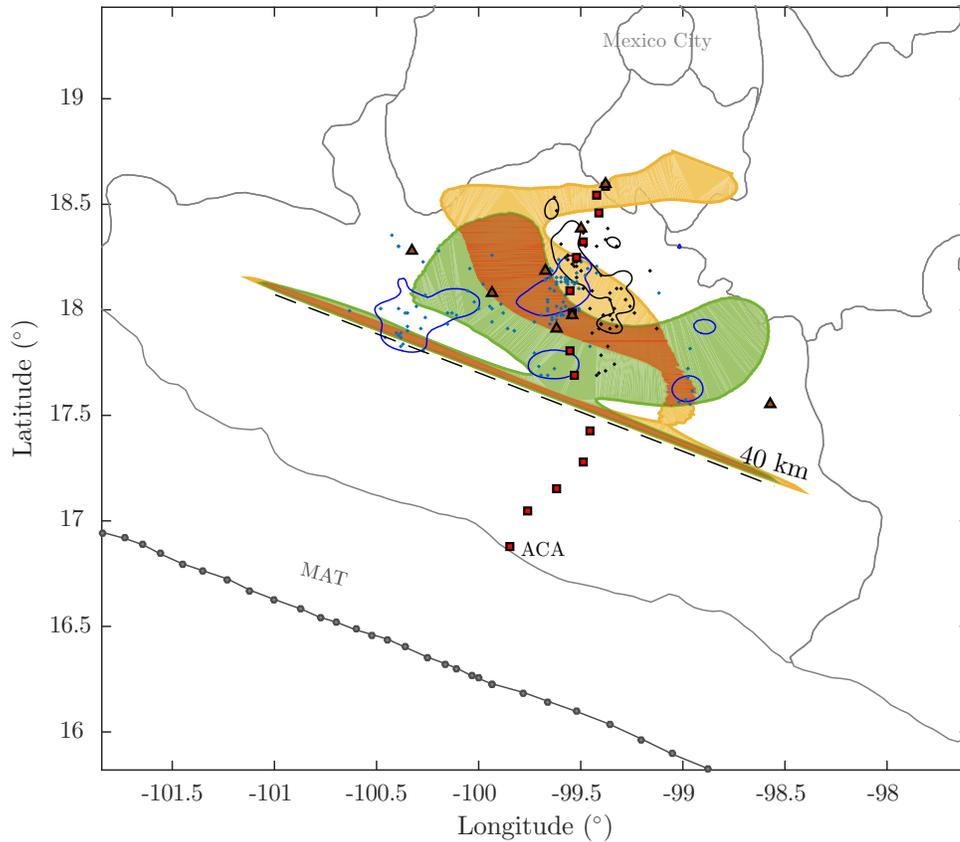


Figura 7.1: Distribución de la presión de poro acumulada, densidad de tremores y lugares de migración durante los SSEs de 2006 y 2010. Las áreas amarilla y verde representan las distribuciones de la presión de poro total superior a 0.1 bar inducidas por los SSEs de 2006 y 2009-2010, respectivamente. La intersección entre estas regiones está coloreada en naranja ubicándose en límite sur dentro del sweet spot. Los contornos negros y azules representan las regiones más densas de tremores para los periodos de observación de 2005-2007 y 2009-2010, respectivamente. Los puntos negros y azules indican el inicio de las migraciones observadas para cada periodo de estudio. Los arreglos MASE y GGAP son colocados para referencia (cuadrados rojos y triángulos cafés, respectivamente).

7.2 Implicaciones en los cambios de ocurrencia de los LFEs

Los incrementos en la actividad de LFEs en el Sweet Spot durante el periodo inter-SSE (i.e., durante la ocurrencia de SSEs de corta duración) son iguales o incluso mayores que los incrementos observados durante el SSE de larga duración de 2006, sugiriendo que el mecanismo responsable de generar estos cambios en ambos tipos de SSEs debe de ser similar.

Si bien ninguno de los parámetros modelados posee la misma amplitud relativa que los cambios de

actividad de LFEs asociados a los SSE de corta y larga duración, podemos asumir que el máximo valor del incremento en la presión de poro obtenidas durante el SSE de 2006 representa la mínima perturbación necesaria para generar un cambio en la tasa de sismicidad. El máximo valor permite no subestimar el criterio de fallamiento de Coulomb. Si la presión de poro es la responsable de los cambios en la ocurrencia de los LFEs tal como lo sugieren nuestros resultados, este valor sería del orden de unidades de kPa (1-2 kPa, Figura 7.2), el cual es muy pequeño y reflejaría un estado crítico al fallamiento en el Sweet Spot. Esto es consistente con la continua excitación de LFEs observado por Frank et al., 2015a y observado en diferentes regiones con fenómenos de deslizamiento lento (e.g., Thomas et al., 2009, 2012; Houston, 2015).

A pesar de que el Sweet Spot representa una zona susceptible al fallamiento, esta región no es sensible a esfuerzos inducidos por las mareas debido a la geometría horizontal de la interfase y su lejanía de la costa. Al descomponer el tensor de esfuerzos inducidos por las mareas sobre la interfase, la mayor contribución del esfuerzo se encuentra en la componente vertical, produciendo muy poca o nula tracción cizallante en esta región (Yabe, comunicación personal).

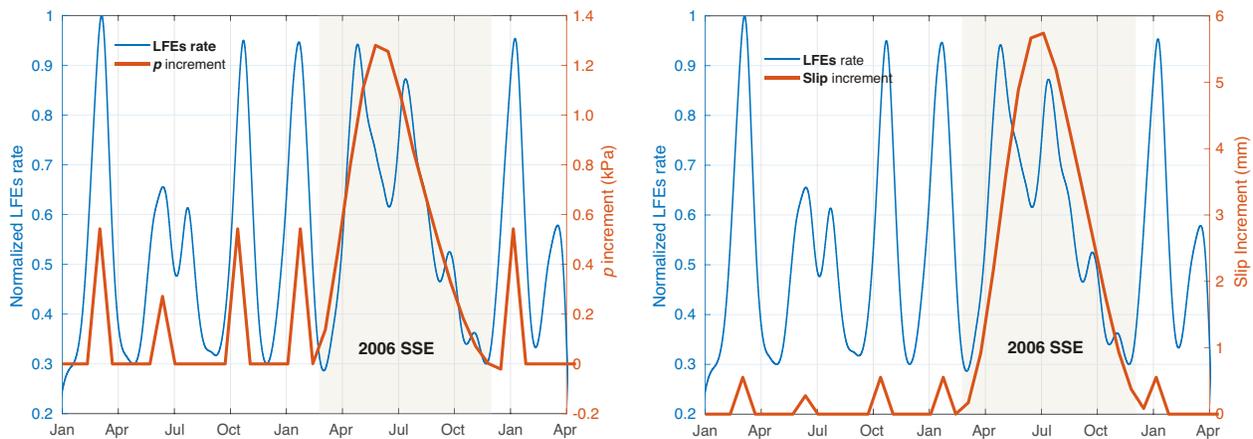


Figura 7.2: Comparación de las amplitudes de los incrementos de la presión de poro (izquierda) y el deslizamiento (derecha) con la tasa de ocurrencia de los LFEs.

Por otra parte, si el parámetro que determina la ocurrencia de TTs y LFEs fuera la propagación directa del deslizamiento sobre la interfase, este deslizamiento sería sumamente pequeño en el Sweet Spot, del orden de milímetros (Figura 7.2) comparable con los valores determinados para el deslizamiento asociado a los SSE de corta duración por Frank et al. (2015b). De ser así, se confirmaría que el uso de LFEs y TTs son un indicador para monitorear la liberación de esfuerzos en forma de pequeñas dislocaciones como ha sido sugerido por Frank et al. (2015b).

Entre las zonas susceptibles a cambios en los esfuerzos, se observa que en ciertos lugares de la transient zone se presenta una gran actividad de TTs incluso después del término del primer subevento del SSE de 2009-2010. Esto puede deberse a la acumulación del deslizamiento durante el SSE que debilita la interfase, dejándola propensas a la generación de tremores con pequeñas perturbaciones en los esfuerzos inducidos por mareas (Yabe, comunicación personal) o bien por cambios en la

presión efectiva asociados a la difusión de fluidos.

Debido a que los LFEs y TT parecen ocurrir en un rango de profundidades cercanas a la interfase de placas, es posible que tanto el deslizamiento como la presión de poro influyan en la ocurrencia de estos eventos.

Si la transferencia de esfuerzos durante los SSEs fuera la responsable de los cambios en la tasa de sismicidad de la zona, este efecto se reflejaría instantáneamente debido a que la transferencia ocurre a velocidades comparables a las de las ondas sísmicas (Houston et al., 2015). En dicho escenario, la tasa de sismicidad debería de ser proporcional al cambio del CFS (i.e., $dCFS/dt \propto dLFE/dt$; Hainzl et al., 2016). Esta hipótesis se ha utilizado para explicar la ocurrencia de réplicas y cambios en la sismicidad debidos a grandes sismos corticales (Toda & Stein, 2003; Stein et al., 1999; Kilb et al., 2002). Sin embargo, al menos en la región de Guerrero, nuestros resultados claramente indican que este mecanismo no es responsable de la interacción de SSEs y TTs.

Si bien la evolución temporal de CFS no representa el mecanismo que controla los cambios de la sismicidad en el sweet spot, valores altos de CFS son inducidos en esta zona por los SSEs de corta y larga duración, lo que implica que el Sweet Spot sea propenso al fallamiento y a la formación de redes de fracturas.

7.3 Condiciones para la generación de migraciones de TTs

Las observaciones de migraciones de TTs mostradas en este trabajo exhiben un rango de velocidades altas con distancias de migración comparables a los streaks observados en Cascadia (10-120 km/h; Ghosh et al., 2010) y en Japón (10-100 km/h; Shelly et al., 2007). Durante los SSE no se observan Rapid Tremor Reversals (RTRs), que son migraciones en sentido contrario a la propagación del deslizamiento (i.e., hacia el oeste y al SWW en el caso de Guerrero).

La mayoría de las migraciones se encuentran en las zonas con mayor densidad de TTs (Figura 7.1) y algunas otras en menor porcentaje son observadas fuera de estas zonas. Estas regiones de mayor densidad sugieren la concentración de un gran número de asperezas (i.e., parches inestables) que se encuentran agrupadas y embebidas en una región estable. Por ello, estas asperezas interactúan débilmente entre sí evitando que se genere una ruptura rápida (Ando et al., 2010). Por lo tanto, si ocurre una ruptura sucesiva de estas asperezas, que es lo que identificamos como una migración, entonces debe de existir un mecanismo externo que la origine, como es sugerido por Ando et al., (2010, 2012).

Este mecanismo es la propagación del deslizamiento lento, que a medida que atraviesa las zonas con los parches de tremores, estos se dislocan sucesivamente generando las señales sísmicas que observamos. Este modelo predice que la migración de los tremores (i.e., su velocidad y dirección) dependerá de la dirección del frente de deslizamiento y de la configuración espacial de estas asperezas (Figura 7.3). Si los parches que originan al tremor se encuentran alineadas en la misma dirección que se propaga el SSE, entonces la migración observada deberá de corresponder a la velocidad de propagación del SSE. Sin embargo, si esta disposición presenta una diferencia en el ángulo con la

dirección del frente de deslizamiento, entonces se observaría una migración aparente mucho más rápida (Ando et al., 2010; Ghosh et al., 2010).

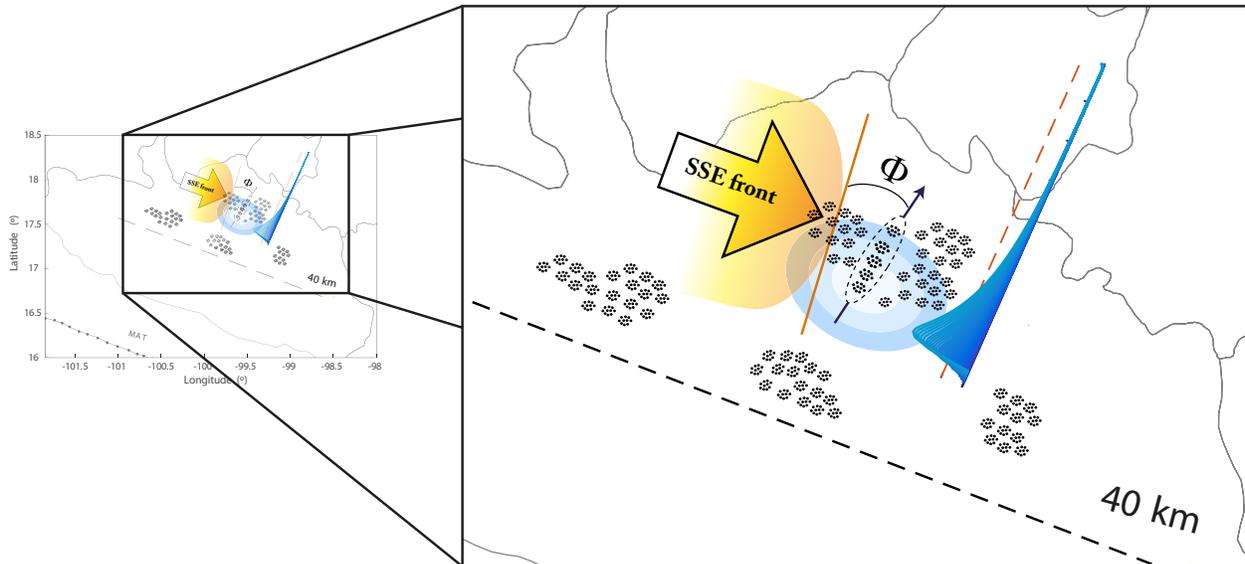


Figura 7.3: Esquema (escala exagerada) de la interacción entre el frente de dislocación del SSE (flecha amarilla) y las configuraciones de tremores en Guerrero. Los pequeños círculos negros indican las asperezas que originan la señal de tremor, que pueden estar organizados en diferentes configuraciones geométricas o alineadas en la interfase como se muestra con la elipse punteada. La línea naranja indica la dirección del frente de deslizamiento del SSE y ϕ el ángulo entre esta dirección y la dirección de alineación de los parches de tremor (flecha negra). Los círculos concéntricos azules indican la presencia de presiones de poro elevadas en las regiones más densas de TTs, y el pulso azul indica la evolución del pulso de presión y como el frente delante del máximo se propaga hacia el norte rompiendo las asperezas dentro del sweet spot, asumiendo un umbral de resistencia (línea naranja punteada).

Para el caso en Guerrero, la propagación del frente de dislocación es un tanto compleja durante los SSEs y no siempre parece tomar una simple dirección de propagación, como se observa para el fenómeno de ETS en Cascadia, aunque en general ambos SSEs se propagan preferencialmente en dirección subparalela a la trincheras (i.e., NW-SE). La gran mayoría de las migraciones observadas durante los periodos de los SSE presentan direcciones paralelas a la dirección del frente de propagación (i.e., perpendicular a la trincheras) que puede pensarse como alineamientos geológicos o estriaciones que reflejen la antigua dirección de subducción (Ide, 2010).

Como se presentó en la sección (6.3), algunas de las migraciones coinciden con el tiempo en que el frente alcanza las regiones de TTs y por tanto, la velocidad de migración estará determinado por el ángulo (ϕ) entre las lineaciones de los parches de los tremores y la dirección del frente de propagación (7.3)). Este ángulo puede ser determinado de manera sencilla mediante (Ghosh et al., 2010):

$$\sin(\phi) = \frac{V_{SSE}}{V_{mig}} \quad (7.1)$$

Donde V_{SSE} representa la velocidad del frente de ruptura, y V_{mig} la velocidad observada para la migración de los tremores. Considerando que la velocidad estimada de propagación del SSE de 2006 es de 0.8 km/d (Radiguet et al., 2010) y tomando como límites de velocidad los valores observados para las migraciones de tremor con direcciones hacia el NNE durante la ocurrencia del mismo SSE (10-80 km/h), entonces el ángulo entre el frente de ruptura y las alineaciones de las fuentes de tremor variaría en un rango entre 0.02° - 0.19° , que son valores muy pequeños indicando la configuración sub-perpendicular a la trinchera de estos parches. Cambios muy pequeños en la configuración geométrica de las asperezas generan un amplio rango de velocidades como se observa para las migraciones en Guerrero.

A pesar de que la interacción entre el frente de deslizamiento y las lineaciones de asperezas es un modelo que explica satisfactoriamente las direcciones y velocidades de las migraciones observadas, éstas también ocurren en ausencia de SSEs donde el frente ya ha atravesado la región. Estas migraciones entonces deben de estar relacionados con algún otro mecanismo que genere perturbaciones transitorias en los esfuerzos de la interfase.

Los pulsos de presión predichos por la ecuación de difusión resultan un buen candidato para explicar estas migraciones ya que conforme se propaga esta perturbación, la normal efectiva en las pequeñas asperezas disminuye promoviendo su ruptura. Para que este mecanismo sea plausible, una de las condiciones es la existencia de un gradiente de presión comparable con los explorados en el análisis paramétrico de la sección anterior. De acuerdo a este análisis, los gradientes producidos por los SSEs son un orden de magnitud menores al mínimo valor necesario para la generación de un pulso en condiciones realistas. Además, no todas las direcciones hacia donde migra el tremor corresponden con el sentido contrario de los gradientes producidos por los SSE.

Dadas las observaciones anteriores, se descarta la posibilidad de que los cambios en la presión de poro generados durante la propagación de los SSE produzcan por sí solos los gradientes necesarios para dar origen a este tipo de solución. Sin embargo, si las condiciones del medio poroso permiten la acumulación de fluidos (y por lo tanto de presiones de poro) en la zona downdip (i.e., el Sweet Spot) debido a la ocurrencia sucesiva de SSEs durante tiempos geológicos, y estos incrementos de presión son inducidos en esa misma zona durante cada SSE (e.g., el área en naranja en la figura 7.1), entonces podrían existir gradientes mucho mayores que con pequeños incrementos de presión podrían dar lugar a la propagación de pulsos de presión.

Bajo esta premisa, proponemos un modelo conceptual basado en el mecanismo de *fault valve* para explicar las observaciones en Guerrero. 1) Los fluidos mantienen una presión de poro elevada en ciertas regiones como el Sweet Spot donde la tasa de deshidratación es alta y la permeabilidad es baja (e.g., debido a un sello en la interfase y a la baja permeabilidad de las zonas que inhiben la difusión) permitiendo que el medio se comporte como undrained. 2) Los SSEs de larga duración aumentan la presión de poro absoluta en estas regiones cada 4 años aproximadamente aumentando así los gradientes de presión entorno a estas. 3) Este aumento del valor absoluto de la presión de poro hace que ésta llegue a ser muy cercana a la presión litostática del medio para sobrepasar la

resistencia de la roca y crear una red de fracturas interconectadas modificando la permeabilidad k_0 del medio. 4) Un pulso de presión (solitón) se propaga y rompe las asperezas originando una migración de tremor.

Estas zonas con presiones efectivas cercanas a cero (i.e., presiones de poro cercanas a la presión de confinamiento) han sido constantemente evocadas en simulaciones numéricas (Liu & Rice, 2007), observaciones de muestras de rocas (Peacock et al., 2009, Angiboust., 2016) y observaciones sísmológicas (Kim et al., 2011; Audet et al., 2009). Mediante la estimación de la sensibilidad a las mareas, Yabe et al., (2015) encontraron que el esfuerzo normal efectivo en Nankai y Cascadia debería ser del orden de 0.3 MPa. Es decir que la diferencia entre la presión litostática y la de poro en la región es de 3 bares. Esta estimación es consistente con el gradiente de la presión efectiva considerada para la propagación del pulso. El pulso presenta velocidades rápidas de propagación siempre y cuando la presión efectiva sea casi nula donde p es máxima.

Para generar velocidades comparables a las migraciones observadas, nuestros resultados sugieren que es necesario que el medio presente valores de k_0 en el rango de 10^{-14} a $10^{-11}m^2$. Uno podría argumentar que estar permeabilidades son demasiado altas para las condiciones supercríticas donde ocurren los SSEs y TTs. Sin embargo, estos valores no reflejan la permeabilidad intrínseca del medio, sino más bien representan permeabilidades transitorias originadas por la distribución de la presión efectiva modificada por los SSEs.

Numerosos estudios que involucran el modelado de flujo de fluidos con la ocurrencia de SSE y TTs indican que permeabilidades altas son necesarias para explicar las observaciones. Por ejemplo, Frank et al (2015b) indica que una permeabilidad de 3.6×10^{-11} sobre la interfase es necesaria para explicar los cambios en la ocurrencia de LFEs durante el SSE de 2006. Skarbek & Rampel (2016) sugieren que permeabilidades en el rango de 6.5×10^{-15} a 5×10^{-10} son requeridas para que trenes de ondas de porosidad se originen con periodos comparables con la recurrencia de sismos silenciosos y tremores en Cascadia (i.e., 1-10 años). Yamashita (2013) asume permeabilidades mayores a 10^{-12} para explicar deslizamientos lentos acoplados con tremores debido al flujo de fluidos sobre la falla donde ocurren.

Por otro lado, Angiboust et al. (2016) con base en el análisis de formación de venas en rocas exhumadas en paleozonas de transición (i.e., 30-40 km paleopropundidades), encontraron que estas rocas estuvieron sometidas a zonas sobrepresurizadas presentando fluctuaciones en γ (i.e., en el cociente entre la presión de poro y la presión listostática) que alcanzaban regiones con presiones efectivas nulas. Incluso estas regiones llegaron a presentar condiciones supralitostáticas (i.e., presiones de poro superiores a la litostática $\gamma > 1$). Si esto ocurriera en la zona de subducción en Guerrero, valores de k_0 más pequeños (e.g., del orden de 10^{-17}) serían suficientes para generar un pulso con velocidades de varios km/h si gradientes moderados de p se mantuvieran por encima de la litostática (i.e., del orden de 0.5 bar/km). Sin embargo, la relación que describe a la permeabilidad en función de la presión efectiva (Evans et al., 1997) está formulada con base en valores positivos de la presión efectiva, por lo que se debe ser cuidadoso al utilizarla para valores donde la presión de poro sobrepase a la litostática.

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

El modelo poroelástico para los SSEs de 2006 y 2009-2010 realizado en este trabajo, tuvo como finalidad cuantificar y analizar la importancia de los fluidos en la generación de TTs en Guerrero. Con los resultados obtenidos se pudieron identificar dos comportamientos en la actividad de tremor tectónico en la región. Uno a escala regional y con periodos largos, relacionado a la tasa de emisión sísmica, y otro a una escala local y con periodos cortos, asociado a la migración de los TTs.

Se identificaron regiones muy bien delimitadas en el segmento horizontal de subducción donde la actividad de TTs es notablemente mayor, que sugieren una distribución heterogénea de las propiedades mecánicas de la interfase y/o de la presión de poro. Al finalizar los SSEs, estas regiones son susceptibles a pequeñas perturbaciones en los esfuerzos por los cambios en la presión efectiva debido a la difusión de los fluidos.

En la transient zone, la interacción directa del deslizamiento sobre la interfase controla la tasa de ocurrencia de los TTs para los dos SSEs analizados. En el sweet spot, a pesar de que tanto la presión de poro como el deslizamiento se correlacionan con el cambio en la ocurrencia de los TTs y LFEs durante el SSE 2006, sólo la evolución de la presión de poro explica los cambios en la actividad de los TTs en ambos SSEs, sugiriendo que este parámetro es el que regula la actividad de tremor en esta región.

Debido a que el modelo poroelástico se basa en la distribución del deslizamiento invertido por Radiguet et al., (2011, 2012), los resultados están condicionados a la resolución de estas inversiones, que es baja para zonas alejadas de las estaciones de GPS. Se espera que con la ampliación de la red geodésica en el estado de Guerrero se implementen nuevos métodos de inversión para obtener distribuciones más detalladas del deslizamiento de los SSEs y así, junto con los campos poroelásticos inducidos por estas, se pueda dilucidar mejor la compleja relación con la actividad de TTs en Guerrero.

Los TTs exhiben migraciones localizadas principalmente en las regiones con mayor actividad de tremor, con velocidades de migración entre 10-80 km/h y con direcciones preferencialmente perpendiculares a la trinchera. Durante los SSEs, estas migraciones están asociadas con la dirección del frente de deslizamiento y la configuración espacial de las asperezas que conforman la fuente de tremor. En ausencia de SSEs, la propagación de pulsos de presión de poro explica la dirección y la velocidad de las migraciones, siempre y cuando exista un gradiente moderado de la presión de poro dentro del slab y donde el máximo valor de la presión de poro suponga presiones efectivas casi nulas (i.e., una presión de poro comparable a la litostática).

Proponemos entonces un modelo donde los SSEs actúan como un mecanismo recurrente de de-

formación que aumenta sucesivamente la presión de poro en el slab para generar las condiciones necesarias que dan origen a pulsos de presión (solitones) y con ello a la migración de tremor: 1) Los fluidos mantienen una presión de poro elevada en ciertas regiones localizadas (parches) como el Sweet Spot, donde la tasa de deshidratación es alta y la permeabilidad es baja, permitiendo que el medio se comporte como undrained. 2) Los SSEs de larga duración incrementan la presión de poro absoluta en estas regiones cada 4 años aproximadamente aumentando así los gradientes de presión entorno a estas. 3) Este aumento del valor absoluto de la presión de poro hace que ésta llegue a ser muy cercana a la presión litostática para sobrepasar la resistencia de la roca y crear una red de fracturas interconectadas modificando la permeabilidad k_0 del medio. 4) Pulsos de presión se propagan rompiendo asperezas aledañas para originar una migración de tremor en ausencia de deslizamientos significativos.

Catálogos con mejor resolución en las localizaciones de los TTs e inversiones detalladas de los deslizamientos lentos en un futuro cercano permitirán validar este modelo que, en este momento, permite explicar, cuantitativamente, tanto la tasa de emisión sísmica durante los SSEs como la migración de las fuentes de tremor. Con este trabajo se concluye entonces que la presencia y difusión de fluidos en la placa oceánica son responsables de observaciones diversas relacionadas a la ocurrencia de sismos lentos en el estado de Guerrero.

APÉNDICE A

A.1 Verificación del MVF

Para verificar el funcionamiento del algoritmo de volumen finito implementado para resolver la ecuación de difusión, se comparó la solución analítica creada para un problema en particular con el resultado arrojado por el método numérico. Este problema teórico se generó a partir de una función conocida $p(x,z,t)$ que satisficiera la ecuación 5.13 y las condiciones de frontera de no flujo en los límites de un dominio específico asumiendo un valor constante de difusividad K en todo el dominio. Estratégicamente se escogió la función:

$$p(x, z, t) = \exp(-2Kt) \cos(x) \cos(z), \quad (\text{A.1})$$

Que representa la solución de la ecuación 5.13 con condiciones de Neumann de no flujo en el dominio $[0, 2\pi] \times [0, 2\pi]$. Por lo tanto, la condición inicial del problema a resolver debe de ser (Figura A.1):

$$p(x, z, 0) = \cos(x) \cos(z), \quad (\text{A.2})$$

Comparando las solución analítica y la calculada a lo largo de la diagonal azul en la figura A.3 se observa que el método converge a la solución analítica, corroborando así, la adecuada implementación numérica del MVF para la ecuación de difusión.

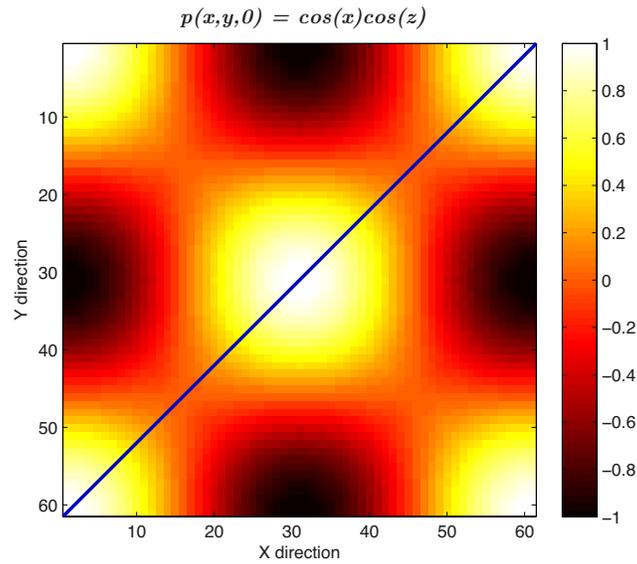


Figura A.1: Condición inicial del problema a resolver

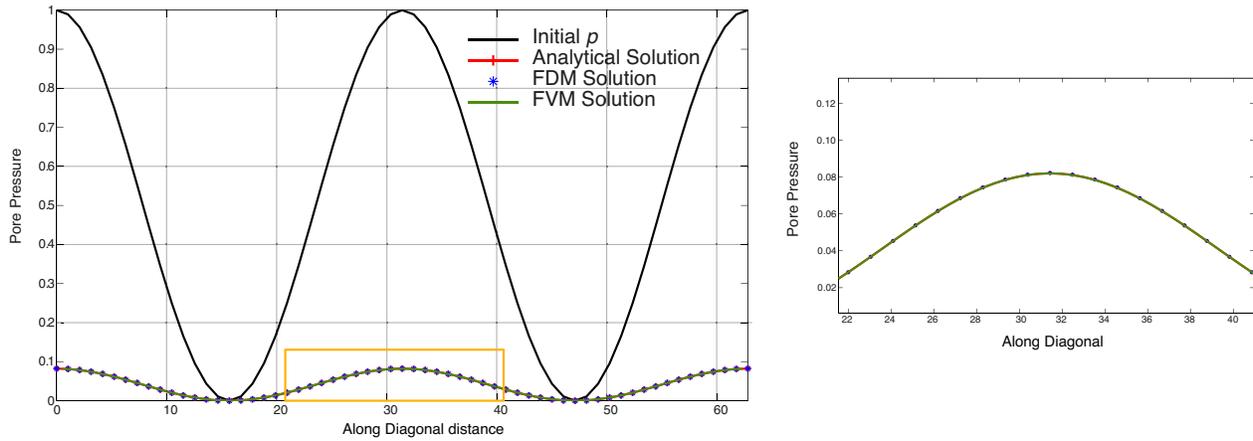


Figura A.2: Verificación de la solución analítica (línea roja) con la solución numérica del MVF (línea verde)

A.2 Dependencia de la densidad de TTs en el cálculo del coeficiente de correlación temporal

En el Capítulo de Resultados se obtuvieron los coeficientes de correlación temporal (CC) entre la evolución de los campos poroelásticos y del deslizamiento, con la tasa de ocurrencia de los TTs, donde las zonas más densas de TTs presentaban una mejor correlación entre estas dos variables. Para descartar que estas regiones estuvieran afectando el cálculo del CC, se generó un campo X que

aumentara progresivamente a una tasa c en todo el dominio y se obtuvo el CC entre este campo y la tasa de TTs calculadas durante los SSEs de 2006 y 2009-2010.

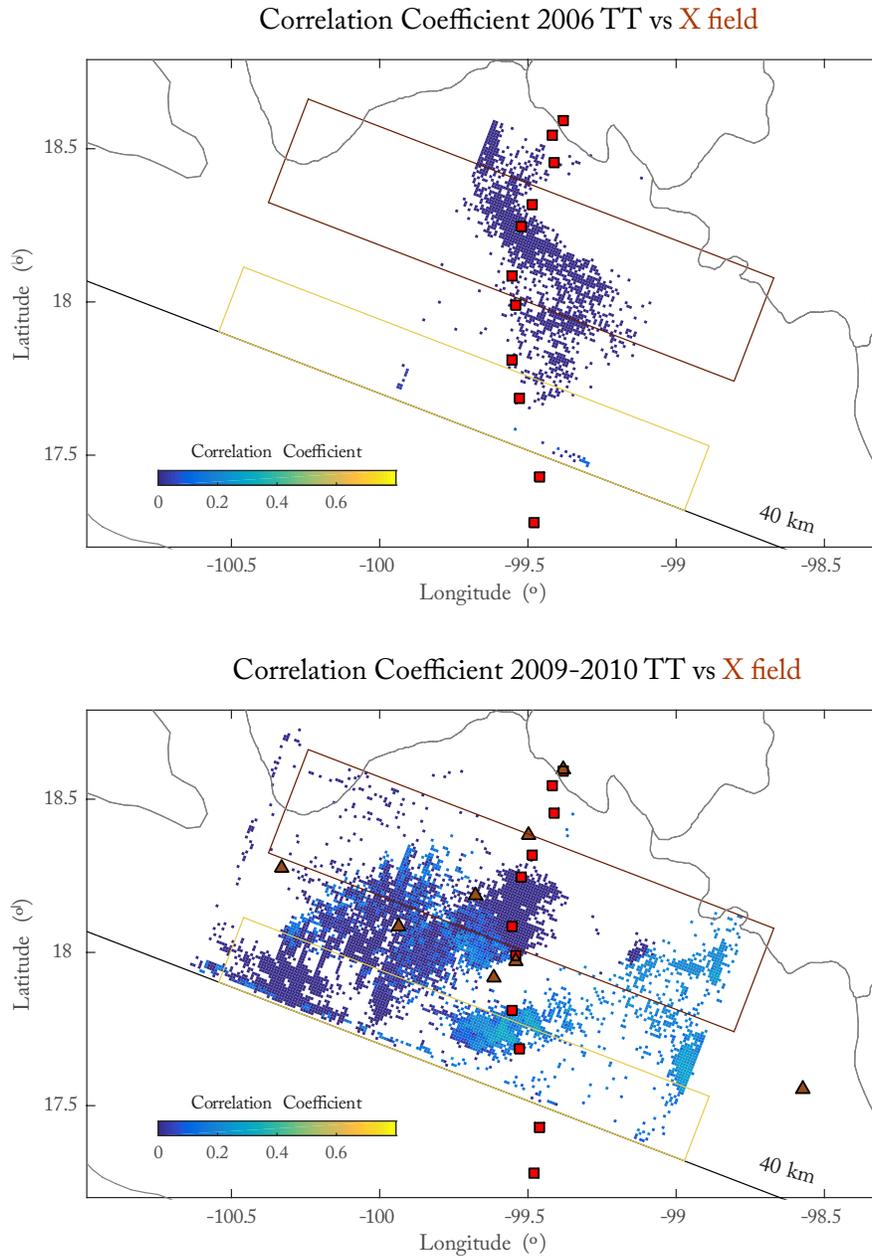


Figura A.3: Coeficiente de correlación temporal entre la tasa de ocurrencia de TTs y el campo X propuesto durante los SSEs de 2006 (arriba) y 2009-2010 (abajo)

En general, la distribución espacial de los CC es baja en todo el dominio, incluso en las regiones más

densas de tremores tectónicos los valores son bajos o nulos. Esto indica que la tasa de sismicidad es disímil a un incremento constante durante los SSEs. Concluimos entonces, que las regiones más densas no influyen en los resultados presentados en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Samuel Angiboust, Josephine Kirsch, Onno Oncken, Johannes Glodny, Patrick Monié, and Erik Rybacki. Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6):1905–1922, 2015.
- [2] Pascal Audet, Michael G Bostock, Nikolas I Christensen, and Simon M Peacock. Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225):76–78, 2009.
- [3] Pascal Audet and Roland Bürgmann. Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, 510(7505):389–392, 2014.
- [4] Pascal Audet and YoungHee Kim. Teleseismic constraints on the geological environment of deep episodic slow earthquakes in subduction zone forearcs: A review. *Tectonophysics*, 670:1–15, 2016.
- [5] Noel M Bartlow, Shiníchi Miyazaki, Andrew M Bradley, and Paul Segall. Space-time correlation of slip and tremor during the 2009 cascadia slow slip event. *Geophysical Research Letters*, 38(18), 2011.
- [6] Gregory C Beroza and Satoshi Ide. Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 39:271–296, 2011.
- [7] S Bourlange and Pierre Henry. Numerical model of fluid pressure solitary wave propagation along the décollement of an accretionary wedge: application to the nankai wedge. *Geofluids*, 7(3):323–334, 2007.
- [8] James Byerlee. Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116(4-5):615–626, 1978.
- [9] Frédéric Cappa and Jonny Rutqvist. Modeling of coupled deformation and permeability evolution during fault reactivation induced by deep underground injection of co 2. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 5(2):336–346, 2011.
- [10] Bobb Carson and Elizabeth J Screaton. Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge. *Reviews of Geophysics*, 36(3):329–351, 1998.
- [11] Víctor M Cruz-Atienza, Allen Husker, Denis Legrand, Emmanuel Caballero, and Vladimir Kostoglodov. Nonvolcanic tremor locations and mechanisms in guerrero, mexico, from energy-based and particle motion polarization analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1):275–289, 2015.
- [12] Simon M Dean, Lisa C McNeill, Timothy J Henstock, Jonathan M Bull, Sean PS Gulick, James A Austin, Nathan LB Bangs, Yusuf S Djajadihardja, and Haryadi Permana. Contrasting

- décollement and prism properties over the sumatra 2004–2005 earthquake rupture boundary. *Science*, 329(5988):207–210, 2010.
- [13] Sara L Dougherty and Robert W Clayton. Seismicity and structure in central mexico: Evidence for a possible slab tear in the south cocos plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4):3424–3447, 2014.
- [14] Eric M Dunham and James R Rice. Earthquake slip between dissimilar poroelastic materials. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B9), 2008.
- [15] James P Evans, Craig B Forster, and James V Goddard. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11):1393–1404, 1997.
- [16] Ake Fagereng and Susan Ellis. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the hikurangi subduction interface, new zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1):120–130, 2009.
- [17] Åke Fagereng and Johann FA Diener. Non-volcanic tremor and discontinuous slab dehydration. *Geophysical Research Letters*, 38(15), 2011.
- [18] William B Frank, Nikolai M Shapiro, Vladimir Kostoglodov, Allen L Husker, Michel Campillo, Juan S Payero, and Germán A Prieto. Low-frequency earthquakes in the mexican sweet spot. *Geophysical Research Letters*, 40(11):2661–2666, 2013.
- [19] William B Frank, Nikolai M Shapiro, Allen L Husker, Vladimir Kostoglodov, Alexey Romanenko, and Michel Campillo. Using systematically characterized low-frequency earthquakes as a fault probe in guerrero, mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7686–7700, 2014.
- [20] WB Frank, NM Shapiro, AL Husker, V Kostoglodov, HS Bhat, and M Campillo. Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in guerrero, mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 413:135–143, 2015.
- [21] William B Frank, Mathilde Radiguet, Baptiste Rousset, Nikolai M Shapiro, Allen L Husker, Vladimir Kostoglodov, Nathalie Cotte, and Michel Campillo. Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 42(8):2774–2779, 2015.
- [22] PM Fulton, Emily E Brodsky, Y Kano, J Mori, F Chester, T Ishikawa, RN Harris, W Lin, Nobuhisa Eguchi, S Toczko, et al. Low coseismic friction on the tohoku-oki fault determined from temperature measurements. *Science*, 342(6163):1214–1217, 2013.
- [23] Abhijit Ghosh, John E Vidale, and Kenneth C Creager. Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10), 2012.

- [24] Heidi Houston, Brent G Delbridge, Aaron G Wech, and Kenneth C Creager. Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface. *Nature Geoscience*, 4(6):404–409, 2011.
- [25] Heidi Houston. Low friction and fault weakening revealed by rising sensitivity of tremor to tidal stress. *Nature Geoscience*, 8(5):409–415, 2015.
- [26] Allen L Husker, Vladimir Kostoglodov, Victor M Cruz-Atienza, Denis Legrand, Nikolai M Shapiro, Juan S Payero, Michel Campillo, and Eduardo Huesca-Pérez. Temporal variations of non-volcanic tremor (nvt) locations in the mexican subduction zone: Finding the nvt sweet spot. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3), 2012.
- [27] Roy D Hyndman and Simon M Peacock. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3):417–432, 2003.
- [28] Satoshi Ide. Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3), 2012.
- [29] A Iglesias, RW Clayton, X Pérez-Campos, SK Singh, JF Pacheco, D García, and C Valdés-González. S wave velocity structure below central mexico using high-resolution surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6), 2010.
- [30] Yoshihiro Ito, Kazushige Obara, Katsuhiko Shiomi, Shutaro Sekine, and Hitoshi Hirose. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 315(5811):503–506, 2007.
- [31] Yoshihiro Ito and Kazushige Obara. Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(9), 2006.
- [32] Yoshihiro Ito, Ryota Hino, Motoyuki Kido, Hiromi Fujimoto, Yukihito Osada, Daisuke Inazu, Yusaku Ohta, Takeshi Iinuma, Mako Ohzono, Satoshi Miura, et al. Episodic slow slip events in the japan subduction zone before the 2011 tohoku-oki earthquake. *Tectonophysics*, 600:14–26, 2013.
- [33] Honn Kao, Shao-Ju Shan, Herb Dragert, Garry Rogers, John F Cassidy, and Kumar Ramachandran. A wide depth distribution of seismic tremors along the northern cascadia margin. *Nature*, 436(7052):841–844, 2005.
- [34] Akio Katsumata and Noriko Kamaya. Low-frequency continuous tremor around the moho discontinuity away from volcanoes in the southwest japan. *Geophysical Research Letters*, 30(1), 2003.
- [35] Debi Kilb, Joan Gomberg, and Paul Bodin. Aftershock triggering by complete coulomb stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), 2002.
- [36] Y Kim, RW Clayton, and JM Jackson. Geometry and seismic properties of the subducting cocos plate in central mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6), 2010.
- [37] Hideki Kondo, Gaku Kimura, Hideki Masago, Kotoe Ohmori-Ikehara, Yujin Kitamura, Eisei Ikesawa, Arito Sakaguchi, Asuka Yamaguchi, and Shin'ya Okamoto. Deformation and fluid

- flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka thrust in the Shimanto belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, 24(6), 2005.
- [38] Vladimir Kostoglodov, Shri Krishna Singh, Jose Antonio Santiago, Sara Ivonne Franco, Kristine M Larson, Anthony R Lowry, and Roger Bilham. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 2003.
- [39] Yajing Liu and James R Rice. Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9), 2007.
- [40] V. M. Cruz-Atienza, V. Kostoglodov, G. González-Molina, J. Maury, S. Ide and X. Pérez-Campos. Comparative study of non-volcanic tremor locations: characterization of slow earthquakes in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (-), 2016.
- [41] Stephen A Miller and Amos Nur. Permeability as a toggle switch in fluid-controlled crustal processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1):133–146, 2000.
- [42] Stephen A Miller. Properties of large ruptures and the dynamical influence of fluids on earthquakes and faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), 2002.
- [43]
- [44] J Casey Moore. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the décollement zone. *Journal of Structural Geology*, 11(1):95–106, 1989.
- [45] J Casey Moore and Peter Vrolijk. Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, 30(2):113–135, 1992.
- [46] CE Neuzil. Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. *American Journal of Science*, 295(6):742, 1995.
- [47] Kazushige Obara. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573):1679–1681, 2002.
- [48] Koichiro Obana and Shuichi Kodaira. Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1):168–174, 2009.
- [49] Mario Pardo and Gerardo Suárez. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. geophys. Res.*, 100(12):357–12, 1995.
- [50] Juan S Payero, Vladimir Kostoglodov, Nikolai Shapiro, Takeshi Mikumo, Arturo Iglesias, Xyoli Pérez-Campos, and Robert W Clayton. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7), 2008.
- [51] Simon M Peacock, Nikolas I Christensen, Michael G Bostock, and Pascal Audet. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39(5):471–474, 2011.
- [52] Xyoli Pérez-Campos, YoungHee Kim, Allen Husker, Paul M Davis, Robert W Clayton, Arturo Iglesias, Javier F Pacheco, Shri K Singh, Vlad Constantin Manea, and Michael Gurnis.

- Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18), 2008.
- [53] Matthew Perry, Glenn A Spinelli, Ikuko Wada, and Jiangheng He. Modeled temperatures and fluid source distributions for the mexican subduction zone: Effects of hydrothermal circulation and implications for plate boundary seismic processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2016.
- [54] Mathilde Radiguet, Fabrice Cotton, Mathilde Vergnolle, Michel Campillo, Bernard Valette, Vladimir Kostoglodov, and Nathalie Cotte. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*, 184(2):816–828, 2011.
- [55] Mathilde Radiguet, Fabrice Cotton, Mathilde Vergnolle, Michel Campillo, Andrea Walpersdorf, Nathalie Cotte, and Vladimir Kostoglodov. Slow slip events and strain accumulation in the guerrero gap, mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), 2012.
- [56] James R Rice. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the san andreas fault. *International Geophysics*, 51:475–503, 1992.
- [57] Evelyn A Roeloffs. Hydrologic precursors to earthquakes: A review. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2-4):177–209, 1988.
- [58] Garry Rogers and Herb Dragert. Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627):1942–1943, 2003.
- [59] Justin L Rubinstein, John E Vidale, Joan Gomberg, Paul Bodin, Kenneth C Creager, and Stephen D Malone. Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, 448(7153):579–582, 2007.
- [60] Paul Segall, Allan M Rubin, Andrew M Bradley, and James R Rice. Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12), 2010.
- [61] DM Saffer. The permeability of active subduction plate boundary faults. *Geofluids*, 15(1-2):193–215, 2015.
- [62] Demian M Saffer and Harold J Tobin. Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39:157–186, 2011.
- [63] Demian M Saffer and Laura M Wallace. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*, 2015.
- [64] Christopher H Scholz. Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662):37–42, 1998.
- [65] David R Shelly, Gregory C Beroza, Satoshi Ide, and Sho Nakamura. Low-frequency earthquakes in shikoku, japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099):188–191, 2006.

-
- [66] Paul Segall and Andrew M Bradley. Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2d numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, 39(18), 2012.
- [67] David R Shelly, Gregory C Beroza, and Satoshi Ide. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western shikoku, japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10), 2007.
- [68] David R Shelly and Jeanne L Hardebeck. Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central san andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 37(14), 2010.
- [69] David R Shelly. Complexity of the deep san andreas fault zone defined by cascading tremor. *Nature Geoscience*, 8(2):145–151, 2015.
- [70] Richard H Sibson. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the united states. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1):151–163, 1982.
- [71] Richard H Sibson. Rupturing in overpressured crust during compressional inversion?the case from ne honshu, japan. *Tectonophysics*, 473(3):404–416, 2009.
- [72] Rob M Skarbek and Alan W Rempel. Dehydration-induced porosity waves and episodic tremor and slip. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(2):442–469, 2016.
- [73] Teh-Ru Alex Song, Donald V Helmberger, Michael R Brudzinski, Robert W Clayton, Paul Davis, Xyoli Pérez-Campos, and Shri K Singh. Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern mexico. *Science*, 324(5926):502–506, 2009.
- [74] Ross S Stein. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762):605–609, 1999.
- [75] NM Beeler, Amanda Thomas, Roland Bürgmann, and David Shelly. Inferring fault rheology from low-frequency earthquakes on the san andreas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11):5976–5990, 2013.
- [76] Shinji Toda, Ross S Stein, Gregory C Beroza, and David Marsan. Aftershocks halted by static stress shadows. *Nature Geoscience*, 5(6):410–413, 2012.
- [77] Shinji Toda and Ross Stein. Toggling of seismicity by the 1997 kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12), 2003.
- [78] M Vergnolle, Andrea Walpersdorf, V Kostoglodov, Paul Tregoning, JA Santiago, N Cotte, and SI Franco. Slow slip events in mexico revised from the processing of 11 year gps observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8), 2010.
- [79] Andrea Walpersdorf, Nathalie Cotte, Vladimir Kostoglodov, Mathilde Vergnolle, Mathilde Radiguet, José Antonio Santiago, and Michel Campillo. Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense gps network in guerrero, mexico. *Geophysical Research Letters*, 38(15), 2011.

-
- [80] Laura M Wallace, John Beavan, Stephen Bannister, and Charles Williams. Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the hikurangi subduction margin, new zealand: Implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11), 2012.
- [81] Aaron G Wech, Kenneth C Creager, and Timothy I Melbourne. Seismic and geodetic constraints on cascadia slow slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B10), 2009.
- [82] Aaron G Wech and Noel M Bartlow. Slip rate and tremor genesis in cascadia. *Geophysical Research Letters*, 41(2):392–398, 2014.
- [83] Dimitri Zigone, Diane Rivet, Mathilde Radiguet, Michel Campillo, Christophe Voisin, Nathalie Cotte, Andrea Walpersdorf, Nikolai M Shapiro, Glenn Cougoulat, Philippe Roux, et al. Triggering of tremors and slow slip event in guerrero, mexico, by the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), 2012.