



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD PRECURSORA Y
POST SÍSMICA DEL TERREMOTO MW 8.1 DE IQUIQUE 2014**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

SERGIO SEBASTIAN LEÓN RÍOS

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FELIPE LEYTON FLOREZ
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
JAVIER RUIZ PAREDES

SANTIAGO DE CHILE
2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias, Mención
Geofísica
POR: Sergio Sebastián León Ríos
FECHA: 8 de Abril de 2015
PROFESOR GUIA: Sergio Ruiz Tapia

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD PRECURSORA Y POST SÍSMICA DEL TERREMOTO MW 8.1 DE IQUIQUE 2014

El terremoto de Iquique ocurrió el 1 de Abril de 2014 en la zona norte de Chile, donde no se ha producido un evento de magnitud mayor a 8.5 desde el megaterremoto de 1877. El terremoto Mw 8.1 de Iquique 2014 fue precedido por una fuerte actividad precursora, la cual mostró su máximo de actividad el 16 de Marzo con un sismo superficial de magnitud Mw 6.7. Posteriormente, entre los meses de Abril y Julio de 2014, se observaron más de 3000 réplicas con diversas profundidades y mecanismos focales, que ocurrieron tanto en el contacto sismogénico como en la placa Sudamericana, indicando la complejidad de la secuencia sísmica.

El norte de Chile presenta una buena cobertura con estaciones sismológicas instaladas por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y la red de colaboración internacional IPOC. Con los datos registrados producto de los sismos de Iquique es posible estudiar la distribución espacial de la sismicidad registrada, así como analizar y comprender la relación entre el proceso de ruptura de un gran terremoto y la sismotectónica de la zona. Para cumplir con este objetivo se localizaron 210 eventos del catálogo del CSN, con magnitud local mayor o igual a 4.5, observados entre los meses de Marzo y Julio de 2014, y luego a través de la inversión del tensor de momento sísmico se obtuvo la solución de mecanismo focal para un subconjunto de 150 sismos.

A partir del catálogo de mecanismos focales obtenidos se clasificó la sismicidad observada, identificando eventos de tipo inverso, normales y algunos con mecanismos focales atípicos para la zona de estudio. Estos se clasifican, además, en sismos de contacto interplaca e intraplaca superficiales. Luego, se discutió la naturaleza de la sismicidad de contacto de tipo inversa registrada en las cercanías de la fosa, identificando eventos de alto dip, los que se podrían asociar a la subducción de altos batimétricos de la placa de Nazca. Por otra parte, la generación eventos de tipo normal, se puede asociar al *outer rise* previo a la subducción de la placa de Nazca, mientras que los sismos atípicos y superficiales son generados, probablemente, por la transferencia de esfuerzos del proceso de subducción hacia la placa Sudamericana.

Por último, se analizó la distribución en torno al acoplamiento intersísmico y al deslizamiento cosísmico generado por el terremoto de Iquique de 2014. Se observó como los eventos, posteriores al terremoto de Iquique, rodearon una zona de bajo acoplamiento que podría estar deslizando asísmicamente, y además se concentraron en el límite Oeste del área con mayor deslizamiento cosísmico, mostrando un comportamiento similar a lo observado en otros terremotos de subducción.

A los que estuvieron, a los que están, y a los que estarán...

Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) por permitirme estudiar en este programa gracias a su Beca de Magíster Nacional.

Agradecer también a quienes componen la comisión de este trabajo de tesis, por sus valiosos consejos y excelente disposición para discutir, criticar y construir esta investigación que finalmente se presenta. En especial quisiera dar gracias a mi profesor guía, Sergio Ruiz, quien motivó e hizo que fuera grato estudiar el tema que aquí se presenta.

Este párrafo está dedicado para los que de alguna u otra forma han colaborado a sacar adelante este trabajo. Hay dos personas claves que me ayudaron a comenzar y a resolver muchas de las inquietudes que se presentaban durante la tesis. Yaniz y Efra, muy agradecido de ustedes por toda su cooperación.

Por otra parte, no me quiero olvidar de quienes han estado presentes a lo largo de todo este paso por el programa de magíster, ya sea compartiendo, estudiando, apoyando, celebrando, futbolando, y un largo etcétera. Gracias por estar.

Finalmente, quiero agradecer a los más importantes, a la célula fundamental de la sociedad, mi familia. Mamá y papá topo, negro chico, y Crack, cada uno suma de alguna forma para que yo sea tal como soy hasta ahora. Las cosas buenas, pasadas y venideras, siempre serán compartidas con ustedes. Que quede escrito que los quiero mucho y estoy muy orgulloso de ser su hijo y hermano.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. El Terremoto de Iquique	1
1.2. Contexto sismotectónico	2
1.3. Objetivos	5
2. Base de datos	7
2.1. Introducción	7
2.2. Red sismológica	7
2.3. Completitud del catálogo del Norte de Chile	11
2.4. Discusiones y comentarios	14
3. Localización de la sismicidad	16
3.1. Introducción	16
3.2. El problema de la localización de sismos	17
3.3. Programas para el proceso de localización	19
3.4. Modelo de velocidades	22
3.5. Construcción del catálogo sismológico	23
3.6. Resultados de localización	23
3.7. Discusiones y comentarios	30
4. Tensor de Momento Sísmico	31
4.1. Introducción	31
4.2. Representación de fuente sísmica	32
4.3. Métodos de inversión	34
4.4. Programa para la determinación del tensor de momento sísmico	37
4.5. Definición de rango de frecuencia	39
4.6. Resultados	40
5. Clasificación de la sismicidad registrada	58
5.1. Introducción	58
5.2. Criterio de categorización	59
5.3. Resultados	60
5.4. Discusiones y comentarios	84
6. Interpretación sismotectónica del segmento de Iquique	85
6.1. Introducción	85
6.2. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso	86

6.3. Sismos con mecanismo focal de tipo normal	98
6.4. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona	101
6.5. Sismos superficiales	104
6.6. Discusiones y comentarios	107
7. Conclusiones y discusiones generales	108
Bibliografía	110

Capítulo 1

Introducción

1.1. El Terremoto de Iquique

El 1 de Abril de 2014 ocurrió el terremoto Mw 8.1 en la zona norte de Chile (Ruiz *et al.* , 2014; Schurr *et al.* , 2014; Lay *et al.* , 2014; Hayes *et al.* , 2014), cuya tectónica está controlada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este evento generó una ruptura de aproximadamente 150km de largo, la cual se localizó en la zona central del segmento de Iquique que fue identificado previamente como un gap sísmico (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.* , 1973).

En el segmento de Iquique abarca que entre los 18.5° y los 23°S, ocurrió con anterioridad el mega terremoto Mw 8.8 de 1877 (Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991). Esta región está delimitada al norte por el terremoto Mw 8.8 del Sur del Perú de 1868 (Kausel, 1986), y al sur por el terremoto Mw 8.1 de Antofagasta de 1995 (Ruegg *et al.* , 1996; Delouis *et al.* , 1997). Por lo tanto, la región a estudiar no registra un mega terremoto desde el Mw 8.8 de 1877, sumando eventos de magnitud moderada (Mw <8) en 1933, 1967 y 2007 (Malgrange & Madariaga, 1983; Comte & Pardo, 1991; Engdahl & Villasenor, 2002; Peyrat *et al.* , 2010; Métois *et al.* , 2013; Fuenzalida *et al.* , 2013)).

El terremoto Mw 8.1 de Iquique 2014 fue antecedido de una fuerte actividad precursora que mostró su peak de eventos a partir del 16 de Marzo (Ruiz *et al.* , 2014) con un sismo Mw 6.7. Posterior al terremoto, hasta el 31 de Julio, se registraron más de 2000 réplicas, siendo el Mw 7.6 (3 de Abril de 2014) la de mayor magnitud. En ambas etapas se observaron sismos superficiales, de contacto interplaca, y otros eventos inusuales para la zona. Estos registros muestran la alta complejidad estructural y tectónica del segmento analizado.

La zona norte de Chile presenta una buena cobertura gracias al monitoreo de estaciones sismológicas operadas por el Centro Sismológico Nacional (CSN) en convenio con el Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC), lo cual permitió registrar de forma completa la secuencia sísmica del terremoto. Es debido a dichos registros que se presenta la oportunidad de estudiar la distribución espacial de la actividad precursora y post sísmica asociada al terremoto de Iquique.

El análisis de los registros a través de herramientas sismológicas, como el tensor de momento sísmico, permiten entregar una interpretación sobre las posibles causas del proceso de nucleación

de un terremoto de subducción, así como también la distribución de esfuerzos en la etapa post sísmica.

1.2. Contexto sismotectónico

Chile es el país con mayor actividad sísmica en el mundo. La mayor parte del territorio se encuentra en un borde convergente de placas, donde ocurre la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Es en este escenario donde tiene lugar el terremoto de mayor magnitud del que se tiene registro sísmológico (Mw 9.5 en Valdivia; Barrientos & Ward (1990)), y donde en promedio se produce un evento de magnitud superior a 8.0 cada 10 años (Madariaga, 1998).

La subducción chilena genera terremotos a diversas profundidades, siendo posible identificar sismos superficiales, intermedios y profundos (Stein & Wysession, 2009); los cuales pueden ocurrir en el interior de las placas o en el contacto entre ellas (ver Figura 1.1). Los sismos superficiales en la placa de Nazca se producen en el límite superior de esta, probablemente, debido al estado tensional asociado al ciclo sísmico, el cual produce una deformación cortical (*outer rise*) en la placa antes de que se produzca la subducción (Chapple & Forsyth, 1979; Contreras-Reyes *et al.*, 2007). Eventos corticales en la placa Sudamericana se generan entre los 0 km y 20 km debido a los esfuerzos a los que está sometida durante el proceso de subducción (Barrientos *et al.*, 2004). Sismos profundos ocurren, en la placa que subducta, a profundidades mayores a la zona de contacto (~50 km) hasta los 300 km para el caso de Chile (Barrientos *et al.*, 2004) y su generación aún es tema de estudio. Por último, los terremotos interplaca o tipo thrust (falla inversa de bajo ángulo) se generan como resultado de la liberación de los esfuerzos acumulados en la zona en que ambas placas están en contacto (Tichelaar & Ruff, 1991; Barrientos *et al.*, 2004).

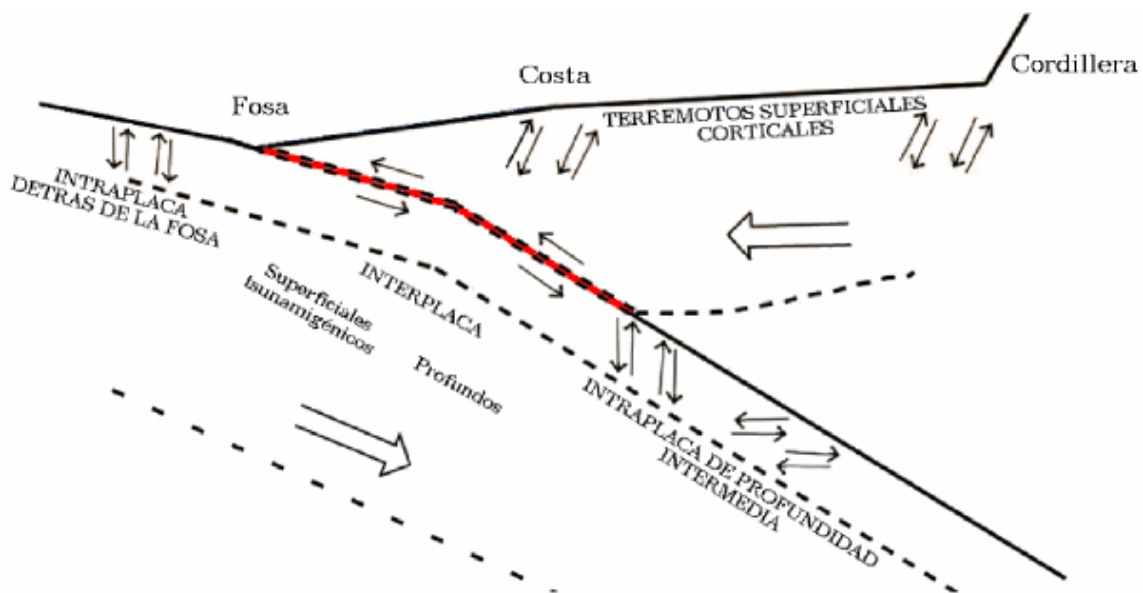


Figura 1.1: Esquema para el contexto tectónico para el margen convergente chileno. Se presenta la localización promedio de los diversos tipos de sismos generados a partir de esta configuración. Figura extraída de Meneses (2014).

La sismicidad en Chile es mayoritariamente del tipo interplaca e intraplaca de profundidad intermedia (Madariaga, 1998), siendo los primeros, capaces de generar eventos de gran magnitud y tsunamis destructivos, tales como los terremotos Mw 8.8 de Maule y Mw 9.5 de Valdivia.

En las décadas del 70 y 80 fueron identificadas varias zonas de laguna sísmica (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.* , 1973) a lo largo de la subducción chilena, basados principalmente en los trabajos de Montessus de Ballore (1912) y Lomnitz (1971). Dichas zonas se pueden definir como áreas en donde no han ocurrido terremotos de gran magnitud durante varias décadas, y por lo tanto presentan una alta probabilidad de que un evento mayor sea generado.

La Figura 1.2 presenta el contexto sismotectónico del segmento de Iquique, el cual como se señaló anteriormente no ha sido afectado por un mega terremoto desde 1877 cuando se registró el evento de magnitud Mw 8.8. Además, se representa en una elipse roja el área aproximada de ruptura producto del terremoto Mw 8.1 ocurrido el 1 de Abril de 2014, cuyo epicentro está indicado con la estrella blanca. Cabe señalar que la convergencia de placas en el margen chileno se ha reportado con una orientación NE de 79° , mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3cm/año (Kendrick *et al.* , 2003) y los 6.8cm/año (Vigny *et al.* , 2009).

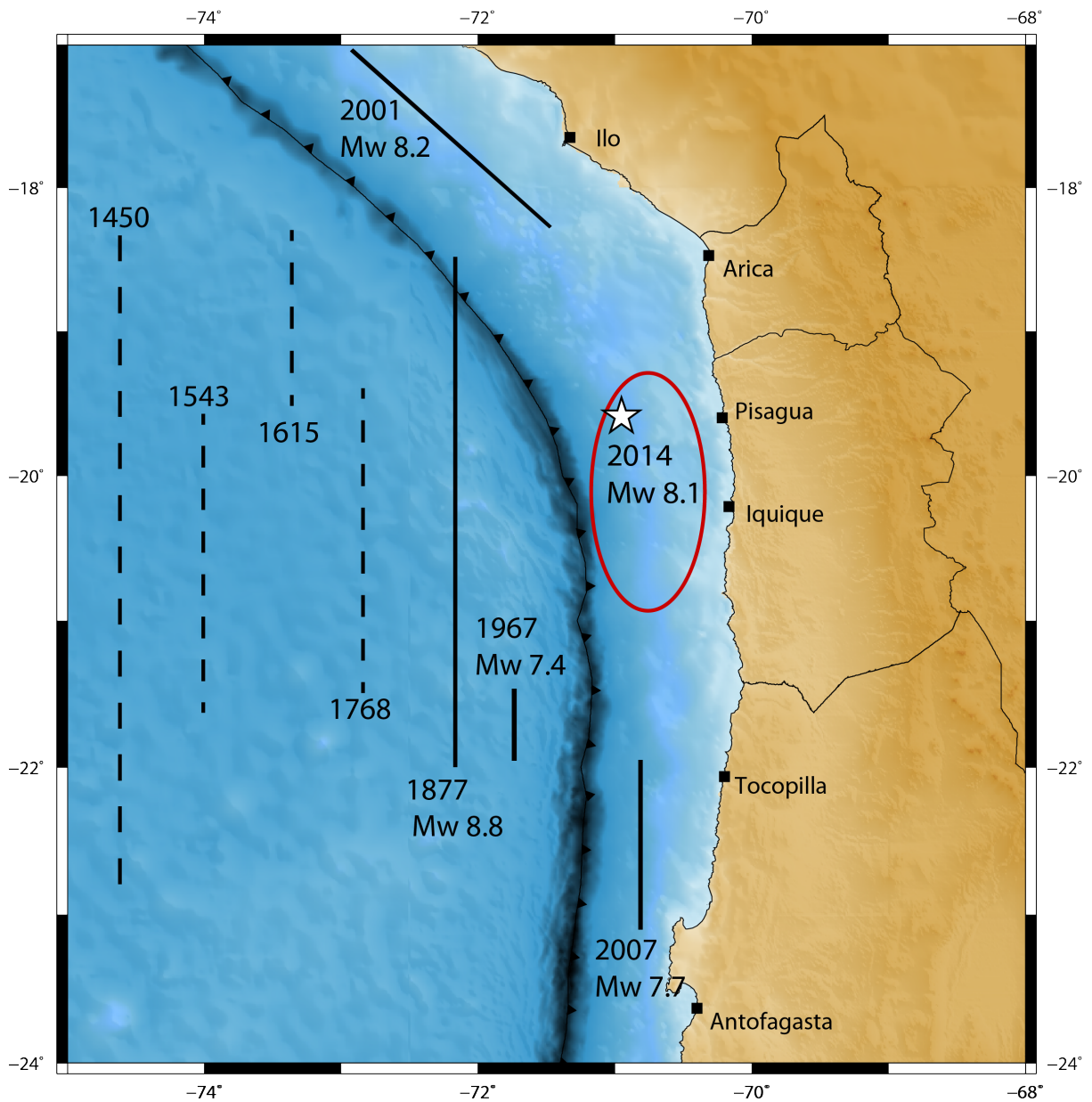


Figura 1.2: Contexto general para el segmento de Iquique. Líneas segmentadas indican largos de ruptura estimados para los terremotos según Montessus de Ballore (1912); Vargas *et al.* (2005). Por otra parte, las líneas continuas corresponden a rupturas estimadas para cada evento en los trabajos de Kausel (1986); Comte & Pardo (1991); Malgrange & Madariaga (1983); Comte & Pardo (1991); Engdahl & Villasenor (2002); Peyrat *et al.* (2010); Métois *et al.* (2013); Fuenzalida *et al.* (2013); Tavera *et al.* (2006). Finalmente, la elipse indica el área aproximada de ruptura producto del terremoto de Iquique Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014, cuyo epicentro está representado por la estrella blanca.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo principal

Analizar la distribución espacial de la sismicidad precursora, registrada en el mes de Marzo, y las réplicas observadas durante los primeros cuatro meses después de ocurrido el terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014.

1.3.2. Objetivos específicos

- Localizar y obtener los mecanismos focales de la sismicidad registrada.
- Estudiar la distribución espacial de los eventos interplaca, precursores y réplicas, con respecto al acoplamiento intersísmico propuesto por Métois *et al.* (2013) para la zona de estudio.
- Estudiar la distribución espacial de las réplicas y su relación con el deslizamiento observado en la etapa cosísmica.
- Determinar los límites, en profundidad, de las réplicas.
- Discutir las posibles causas de los diversos tipos de sismos observados, entregando una interpretación para los rasgos estructurales presentes en la zona de estudio, y plantear ideas sobre cómo éstos actúan durante la etapas de generación y períodos posteriores a grandes terremotos de subducción.

1.3.3. Estructura de la tesis

El presente trabajo se divide en 7 secciones, las cuales son detalladas a continuación.

El **primer capítulo** consiste en la introducción al tema a tratar y el contexto tectónico en que este se enmarca.

En el **capítulo dos** se describe la red sismológica utilizada para el registro de los sismos, y la generación de una base de datos. Además se detallan los pasos seguidos para la confección del catálogo con el que se trabajará en las siguientes secciones.

El **tercer capítulo** hace referencia a la teoría, metodología y herramientas computacionales utilizadas para la localización de la sismicidad registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. Se presenta la comparación entre los resultados reportados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y los obtenidos a través del software *NonLinLoc* ((Lomax *et al.* , 2000)).

El **cuarto capítulo** trata sobre las bases teóricas detrás de la inversión de las señales de onda para la obtención del tensor de momento sísmico. Se explica además, los métodos de inversión disponibles y el funcionamiento del programa utilizado para la obtención de las soluciones de mecanismo focal, desarrollado por Herrmann (2013). Por último, se entregan los resultados de dichas soluciones para la sismicidad observada.

En el **capítulo cinco** se realiza una clasificación de las soluciones de mecanismo focal obtenidas, la cual se lleva a cabo utilizando como criterio los ángulos de *strike*, *dip* y *rake*. Dicha clasificación contempla sismos de tipo thrust, normales, superficiales y un conjunto de eventos con mecanismos diversos para la zona de estudio.

En continuidad con lo anterior, el **capítulo seis** interpreta tres categorías de mecanismos focales antes mencionadas, planteando posibles causas para la generación de cada tipo de sismicidad registrada.

Por último, el **séptimo capítulo** presenta una conclusión general, destacando los resultados relevantes de cada sección, y además planteando ideas para un eventual trabajo a futuro.

Capítulo 2

Base de datos

2.1. Introducción

El punto inicial para el desarrollo de este trabajo es la recolección de registros sismológicos para la confección de un catálogo sísmico.

Para cumplir con este cometido, se utilizan los registros adquiridos por las estaciones instaladas por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN). A partir de estos, es posible contar con un catálogo inicial, proporcionado por el CSN, el cual sirve de base para la obtención de un catálogo final con el que se llevará a cabo la investigación.

Una buena base de datos debe seguir ciertos criterios de completitud y calidad de datos para ser válida. Un método de control es utilizar la relación de Gutenberg & Richter (1956), la cual permite discriminar la magnitud mínima para considerar un catálogo como completo.

Este capítulo explica los pasos llevados a cabo para la obtención de la base de datos sobre la cual se desarrollará el análisis de la sismicidad que afecta a la región en una ventana de tiempo determinada. En él se detallan la red sismológica utilizada, la estadística de la construcción del catálogo, y resultados preliminares sobre la distribución de la sismicidad en el segmento estudiado.

2.2. Red sismológica

La zona de estudio, comprendida entre los 18°S y 22°S, ha sido monitoreada desde 2006 por un arreglo de instrumentos capaces de detectar un amplio rango de señales asociadas a procesos de deformación. Esta red permanente, representada con triángulos invertidos en la Figura 2.1, forma parte del proyecto Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) en conjunto con el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), el cual tiene como objetivo estudiar los terremotos y la deformación asociados al margen de Chile.

A fines del mes de Marzo de 2014, y debido a la intensa actividad registrada durante dicho

mes frente a las costas de Iquique, se lleva a cabo la instalación de 10 estaciones sismológicas de intervención a modo de reforzar la red permanente antes descrita. Luego, posterior al terremoto Mw 8.1 ocurrido en la zona, se suman 16 instrumentos de banda ancha similares a los ya instalados. De esta forma, el área central del segmento de Iquique queda con una alta densidad de estaciones sismológicas, con un espaciamiento aproximado de 20 km entre cada una, lo que permite tener una buena cobertura para el registro de la actividad sísmica. La Figura 2.1 muestra la distribución actual de las estaciones desplegadas en dicho segmento, considerando la redes permanentes y de intervención, instaladas antes y después del terremoto de Iquique.

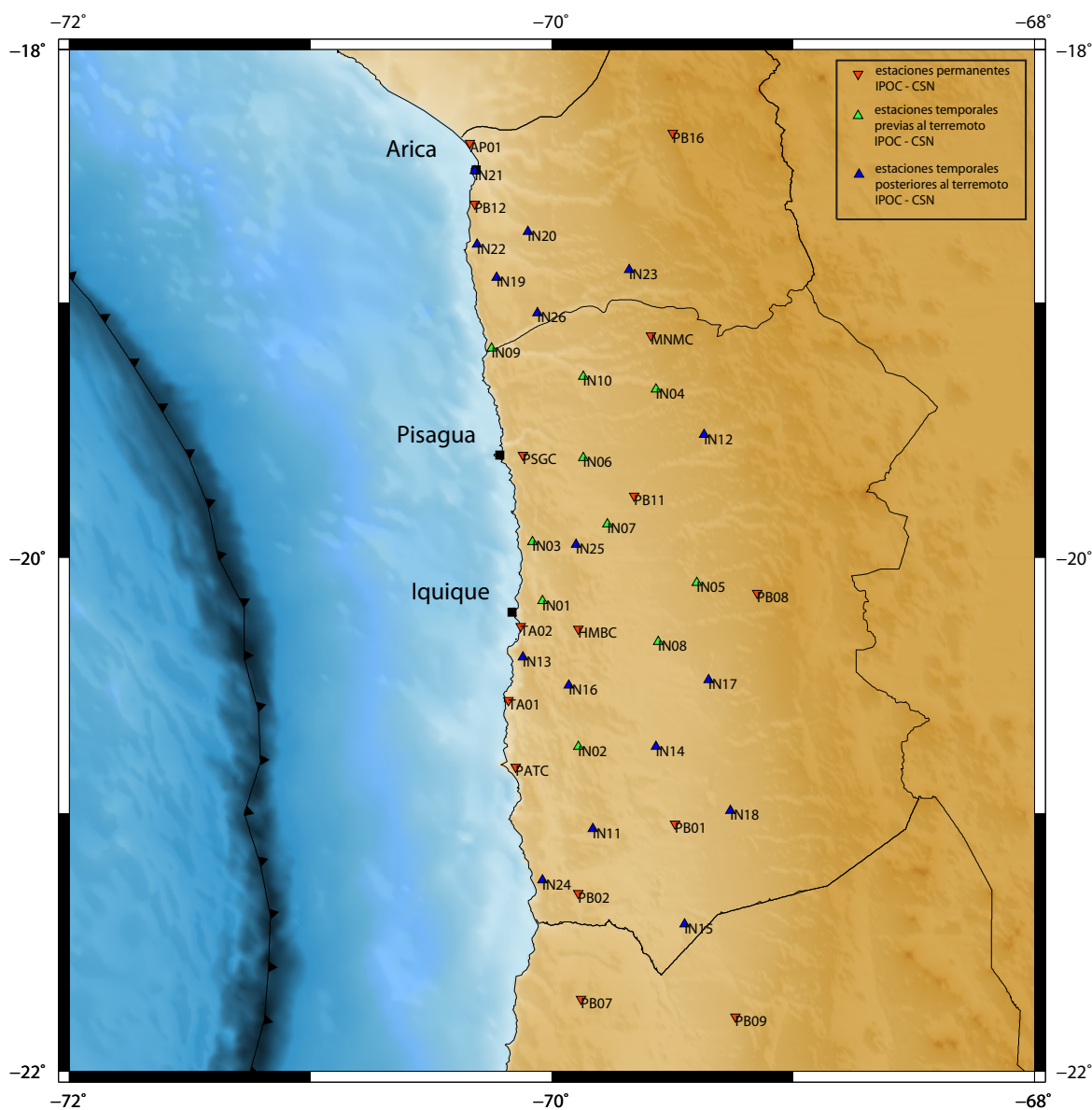


Figura 2.1: Configuración de la Red sismológica disponible para el monitoreo del segmento de Iquique después del terremoto Mw 8.1. Los triángulos invertidos muestran las estaciones permanentes que forman parte del proyecto de IPOC y CSN para el estudio de la deformación y actividad sísmica en la zona norte del margen chileno. Por otra parte, los triángulos verdes indican la red de intervención desplegada durante la intensa actividad sísmica ocurrida durante el mes de Marzo, mientras que los triángulos azules representan las estaciones instaladas después del terremoto de Iquique 2014. Finalmente, las estrellas indican la ubicación de los epicentros del terremoto Mw 8.2 (01/04/2014) y la réplica de mayor magnitud Mw 7.6 (03/04/2014).

Las Tablas 2.1 y 2.2 presentan los nombres y coordenadas de localización de las estaciones sísmológicas, permanentes y de intervención, instaladas en el segmento de Iquique por el CSN. Como se mencionó anteriormente, la zona presenta una buena cobertura con 41 estaciones desplegadas entre los 18°S y los 22°S, y con una separación promedio de 20 km entre ellas.

Tabla 2.1: Nombre y localización de las estaciones permanentes instaladas en el segmento de Iquique.

Nombre	Lat (°S)	Lon (°W)	Elevación (m)
PB01	21.043	69.487	900
PB02	21.320	69.896	1015
PB07	21.727	69.886	1570
PB08	20.141	69.153	3060
PB09	21.796	69.242	1530
PB11	19.761	69.656	1400
PB12	18.614	70.328	908
PB16	18.335	69.508	4480
TA01	20.566	70.181	616
TA02	20.270	70.131	86
AP01	18.371	70.342	21
PSGC	19.600	70.120	966
PATC	20.820	70.150	832
HMBC	20.280	69.890	1152
MNMC	19.130	69.590	1304

Tabla 2.2: Nombre y ubicación de las estaciones de intervención instaladas en el segmento de Iquique.

Nombre	Lat (°S)	Lon (°W)	Elevación (m)
IN01	19.190	70.251	58
IN02	20.748	69.890	989
IN03	19.945	70.087	976
IN04	19.347	69.575	2201
IN05	20.104	69.404	1713
IN06	19.610	69.876	1194
IN07	19.880	69.773	1161
IN08	20.331	69.566	1018
IN09	20.173	70.048	726
IN10	19.299	69.877	1311
IN11	21.068	69.834	934
IN12	20.995	69.267	1444
IN13	20.398	70.127	877
IN14	20.748	69.576	976
IN15	21.430	69.456	862
IN16	20.503	69.940	1044
IN17	20.480	69.359	1278
IN18	20.995	69.267	1444
IN19	18.907	70.240	879
IN20	18.721	70.101	987
IN21	18.480	70.325	127
IN22	18.772	70.315	128
IN23	18.873	69.682	2402
IN24	21.262	70.041	998
IN25	19.956	69.907	1125
IN26	19.047	70.061	1172

2.3. Completitud del catálogo del Norte de Chile

Se estudia la completitud del catálogo sísmico del Centro Sismológico Nacional (CSN) considerando la sismicidad previa y posterior al terremoto de Iquique, registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014.

Con la ventana temporal señalada, el catálogo preliminar cuenta con más de 3000 eventos, sobre los cuales es posible construir una estadística para la zona a través de un histograma que indica la razón de ocurrencia de eventos y su magnitud, y además utilizando la relación de Gutenberg & Richter (1956):

$$\log N = a - bM \quad (2.1)$$

donde N representa la cantidad de sismos con magnitud mayor o igual a M registrados para una zona determinada por sus parámetros regionales de sismicidad, a y b . A partir de esta estadística, presentada en la Figura 2.2, se determina un valor de magnitud local en donde el catálogo sea completo. En este trabajo la magnitud local de corte se define en M_l 4.5, la cual es la magnitud mínima en donde la sismicidad comienza a mostrar desajustes con respecto a la relación de Gutenberg-Richter, esto implica que los eventos a analizar con procesos posteriores deben cumplir la condición de tener una magnitud local mayor o igual a M_l 4.5. Este resultado hace posible estimar el número de registros a estudiar, el cual alcanza los 210 eventos.

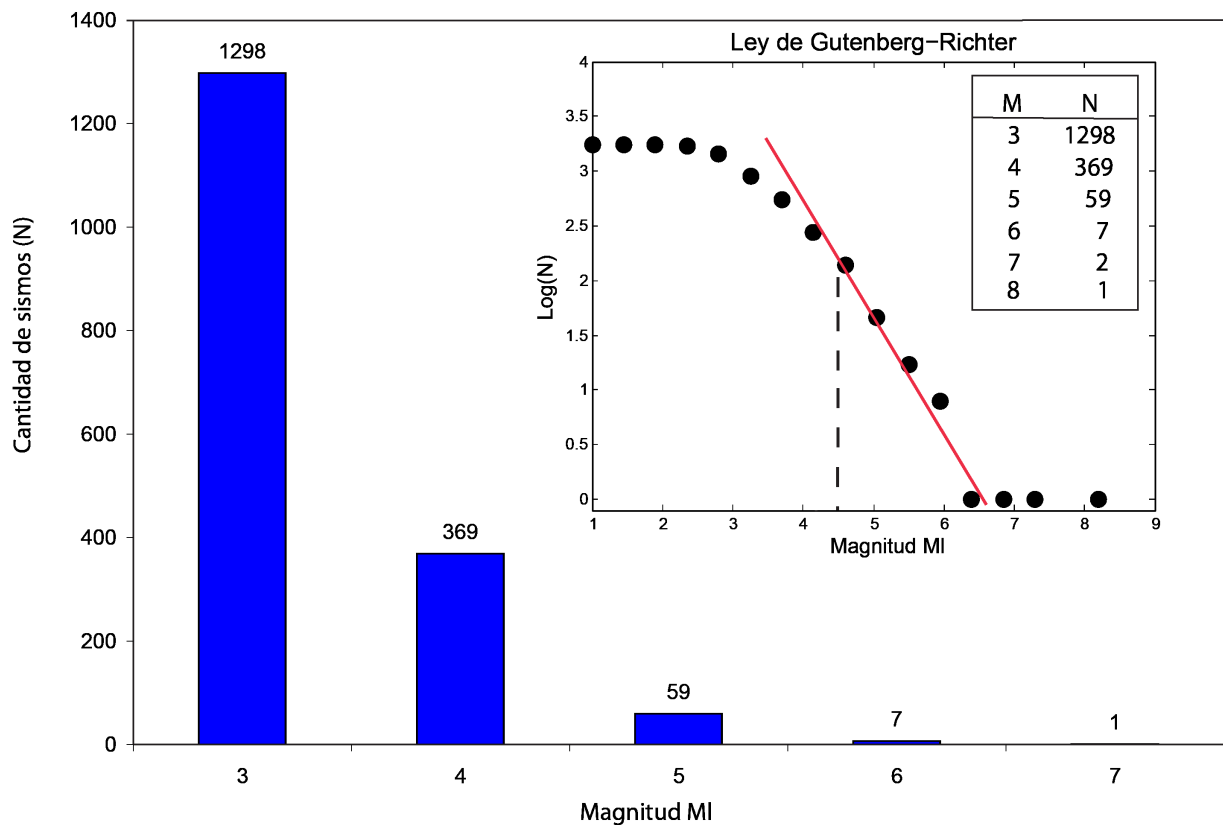


Figura 2.2: Relación de Gutenberg & Richter (1956) e histograma de sismicidad para el segmento de Iquique, para los registros observados entre Marzo y Julio de 2014. Al comparar una tendencia ideal, representada en línea roja, con la relación de G-R obtenida, es posible definir la magnitud mínima para que el catálogo sea considerado completo. Para este trabajo, dicho valor es MI 4.5.

Por otra parte, el catálogo del CSN entrega la posibilidad de obtener una evolución, a primer orden, de la sismicidad. La Figura 2.3 muestra un mapa de calor de la sismicidad registrada en la etapa previa y posterior al evento principal, en donde los colores cálidos representan zonas de mayor concentración de actividad sísmica, es decir, lugares donde se han registrado más eventos. Se observa como durante el mes de Marzo (etapa precursora, costado superior de la Figura 2.3) la sismicidad se localiza mayormente en un área entre la costa de Pisagua e Iquique. Por otra parte, en la etapa post sísmica (registros entre Abril y Julio de 2014, costado inferior de la imagen) los sismos se concentran en una zona similar que durante el mes de Marzo, pero más cercanos hacia la fosa. Más al sur también es posible apreciar una mayor actividad producto de la réplica de mayor magnitud (M_w 7.6) ocurrida el 3 de Abril de 2014. Conocer esta distribución permite definir zonas de interés en función de las zonas que registran mayor concentración de sismos, y entrega una base para posteriores interpretaciones.

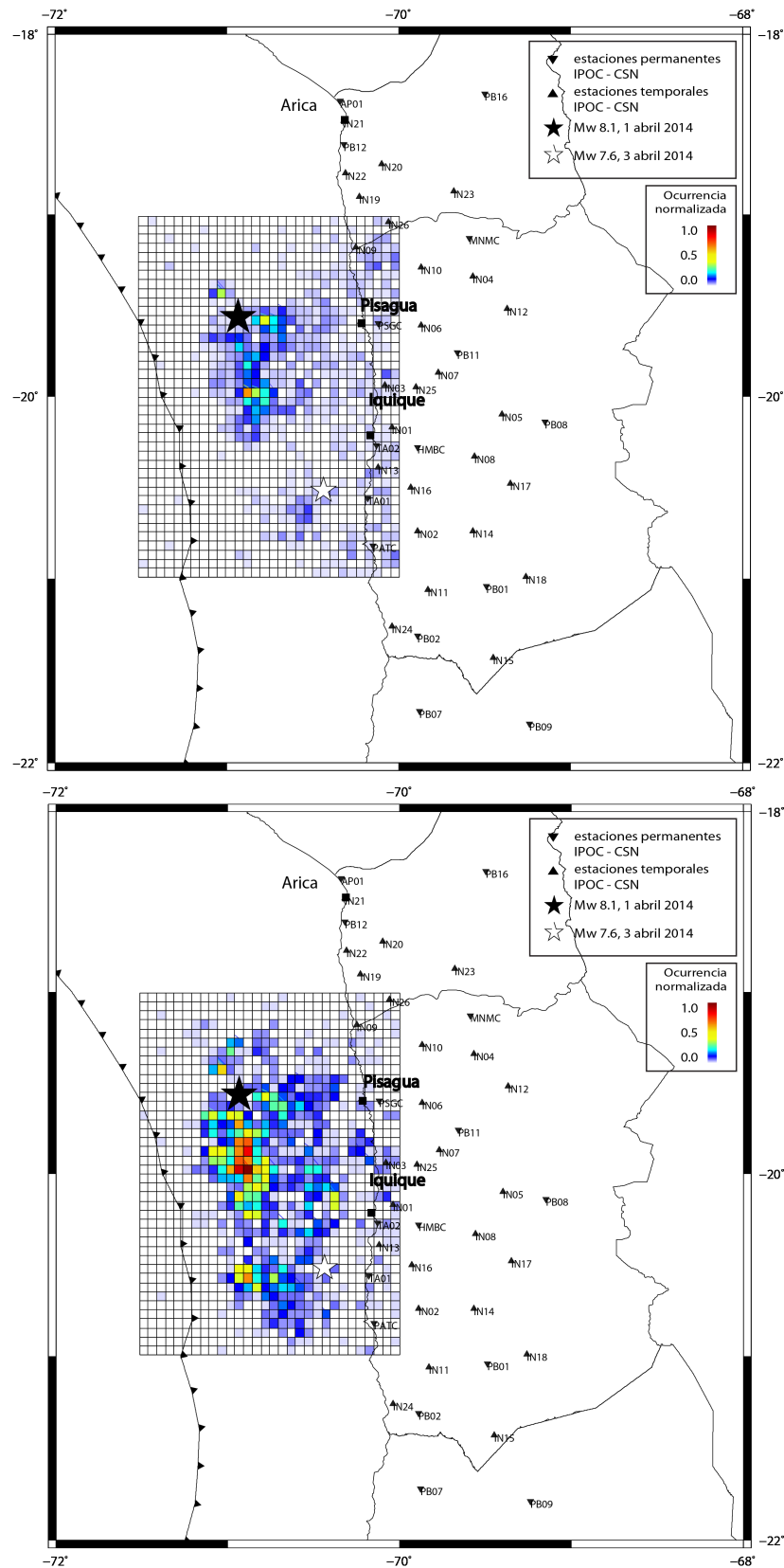


Figura 2.3: Mapa de calor para la localización de la sismicidad registrada en la zona de estudio, en donde los colores cálidos indican una mayor actividad sísmica. Las estrellas blanca y negra representan los epicentros del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14). (Costado superior) Actividad precursora durante el mes de Marzo de 2014. (Costado inferior) Réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014.

2.4. Discusiones y comentarios

A partir del catálogo entregado por el CSN se revisa la completitud del mismo para la ventana temporal a analizar, la cual abarca los eventos registrados entre Marzo y Julio de 2014. En total, 210 sismos cumplen la condición de magnitud obtenida a partir de la relación de Gutenberg-Richter, la cual indica que el catálogo presenta una completitud para eventos con magnitud local mayor o igual a M_l 4.5. Estos registros conforman la base de datos que será utilizada para el análisis de la secuencia sísmica de Iquique.

Por otra parte, a través del mapa de calor, el catálogo del CSN entrega una idea sobre la distribución de la sismicidad, la cual será analizada en capítulos posteriores. La Figura 4.6 muestra, a través de un nuevo mapa de calor, la distribución en planta de los eventos de magnitud local mayor o igual a 4.5, en donde se observa que para los precursores la actividad se concentra en la zona que es concordante con el área de ruptura presentada por el terremoto de Iquique, mientras que para las réplicas la localización de eventos se da en los bordes de esta, pero con una sin definir zonas preferentes de sismicidad.

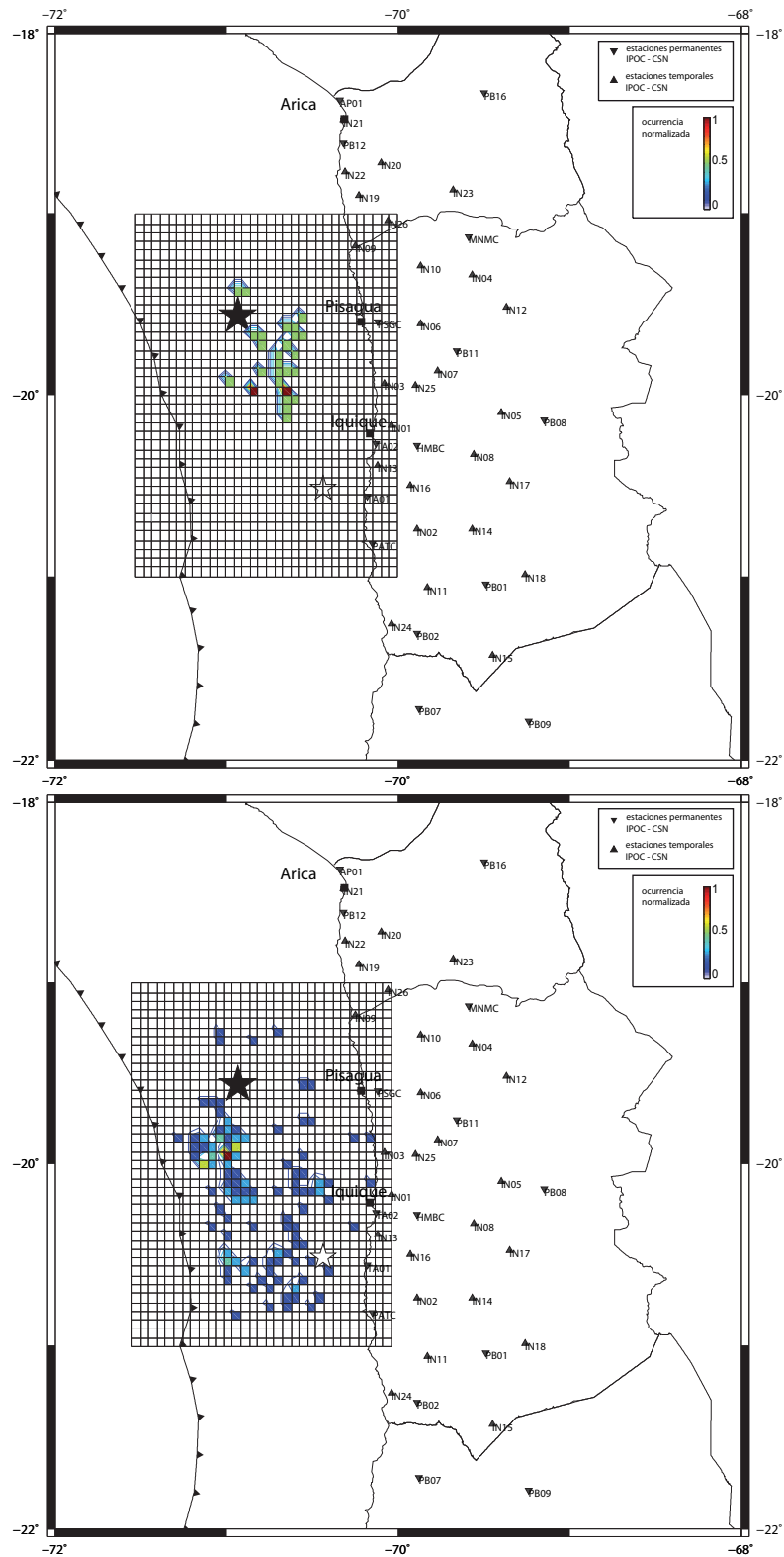


Figura 2.4: Mapa de calor para la localización de la sismicidad de magnitud mayor o igual a M_L 4.5 registrada en la zona de estudio, en donde los colores cálidos indican una mayor actividad sísmica. Las estrellas blanca y negra representan los epicentros del terremoto (M_w 8.1, 01/04/14), y de la réplica de mayor magnitud (M_w 7.6, 03/04/14). (Costado superior) Actividad precursora durante el mes de Marzo de 2014. (Costado inferior) Réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014.

Capítulo 3

Localización de la sismicidad

3.1. Introducción

La localización del hipocentro de un evento consiste en determinar la ubicación espacial y tiempo de origen de una cierta liberación de energía sísmica (Stein & Wysession, 2009). Esta determinación es de gran importancia, ya que representa el punto de partida de un análisis más completo de la fuente, tales como la magnitud o el centroide.

Para localizar la actividad sísmica es necesario resolver un problema inverso (Stein & Wysession, 2009), es decir, se cuenta con observaciones que indican que hubo liberación de energía sísmica en algún lugar en un tiempo anterior, y en base a esto se determina la ubicación de la fuente emisora de tales señales. Este proceso consiste básicamente en encontrar la menor diferencia entre los tiempos de llegada de las señales observadas, y los tiempos de llegada calculados teóricamente a partir de la suposición de posibles ubicaciones de la fuente. La metodología señalada hace que sea imprescindible contar con un modelo de velocidades de ondas P y S que represente de buena forma el comportamiento que tienen los rayos que viajan a través del medio, en el área de estudio.

En este trabajo se opta por el modelo de velocidades desarrollado por Husen & Asch (1999) a partir de la sismicidad del terremoto de Antofagasta de 1995 (Mw 8.5). Por otra parte, para el *picado* y localización de los registros, se utilizan los softwares *Seisgram2k* (Lomax *et al.* , 2009) y *NonLinLoc* (Lomax *et al.* , 2000), respectivamente.

Este capítulo entrega detalles sobre el proceso de localización utilizado. Se explican los pasos a seguir para obtener localizaciones del catálogo sísmico definido en la sección anterior. Además, se evalúan y discuten los resultados obtenidos, contrastándolos con las localizaciones entregadas por el Centro Sismológico Nacional.

3.2. El problema de la localización de sismos

Tal como se señaló en la introducción a este capítulo, el problema de la localización involucra la comparación entre los tiempos de llegada observados y calculados suponiendo un hipocentro, utilizando un modelo de velocidades que represente de buena forma el medio por el cual viajan las ondas sísmicas. El hipocentro hipotético y los correspondientes tiempos de llegada teóricos se pueden representar por la relación (Stein & Wysession, 2009):

$$d_{teo} = A(m) \quad (3.1)$$

donde el vector m , que representa al hipocentro propuesto (latitud, longitud, profundidad, tiempo de origen), se relaciona con el vector de tiempos teóricos, d_{teo} , mediante la función no lineal A . En la búsqueda de un hipocentro que sea capaz de representar los tiempos de llegada observados, se propone un hipocentro inicial (m_0) capaz de modificarse en un Δm en la medida que los valores de respuesta no se ajusten a los observados, esto es:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (3.2)$$

a partir de este punto, el problema de localización puede ser resuelto utilizando dos métodos, uno lineal (Stein & Wysession, 2009) y otro probabilístico (Lomax *et al.*, 2000). Este último será utilizado en este trabajo, y describe a continuación.

3.2.1. Método de localización probabilística

Esta metodología utiliza una función de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés), la cual es análoga a la función de error χ^2 en el método lineal (Lomax *et al.*, 2000). La función PDF resulta de una combinación de las incertezas que describen los datos observados $p(d)$, el modelo propuesto $p(m)$ y la relación entre ambos $F(d, m)$, y es posible escribirla de la forma:

$$PDF = Q(d, m) = k \frac{p(d)F(d, m)p(m)}{\mu(d, m)} \quad (3.3)$$

donde k es un factor de normalización, y $\mu(d, m)$, llamado distribución homogénea, representa las funciones densidad con información nula sobre los parámetros del modelo m , y especifican la entropía (falta de información) del sistema. La integral de la relación (3.3) describe la incerteza en la localización de m . Esta expresión viene dada por:

$$Q(m) = kp(m) \int \frac{p(d)F(d, m)}{\mu(d, m)} dd \quad (3.4)$$

y se conoce como PDF marginal posterior. De la misma forma, al integrar la ecuación (3.4), se obtiene la función verosimilitud $L(m)$ (Lomax *et al.* , 2009), la cual es una medida de la calidad con que el modelo representa los datos observados. Esta relación tiene la forma:

$$L(x) = \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_i \frac{[T_i^0 - T_i^c(x)]^2}{\sigma_i^2} \right) \quad (3.5)$$

donde T_i^0 y T_i^c son los tiempos de llegada observados y calculados del elemento i de la grilla y la coordenada espacial x , respectivamente, y σ_i es la desviación estándar correspondiente a las incertezas del modelo de hipocentro propuesto.

Finalmente, la expresión resultante del producto entre la función de verosimilitud y la parte espacial de la incerteza definida para el modelo $p(m)$ se toma como la función objetivo de búsqueda, útil para realizar la inversión mediante algoritmos de búsqueda directa, los que pueden entregar más de una solución óptima localmente (ver Figura 3.1).

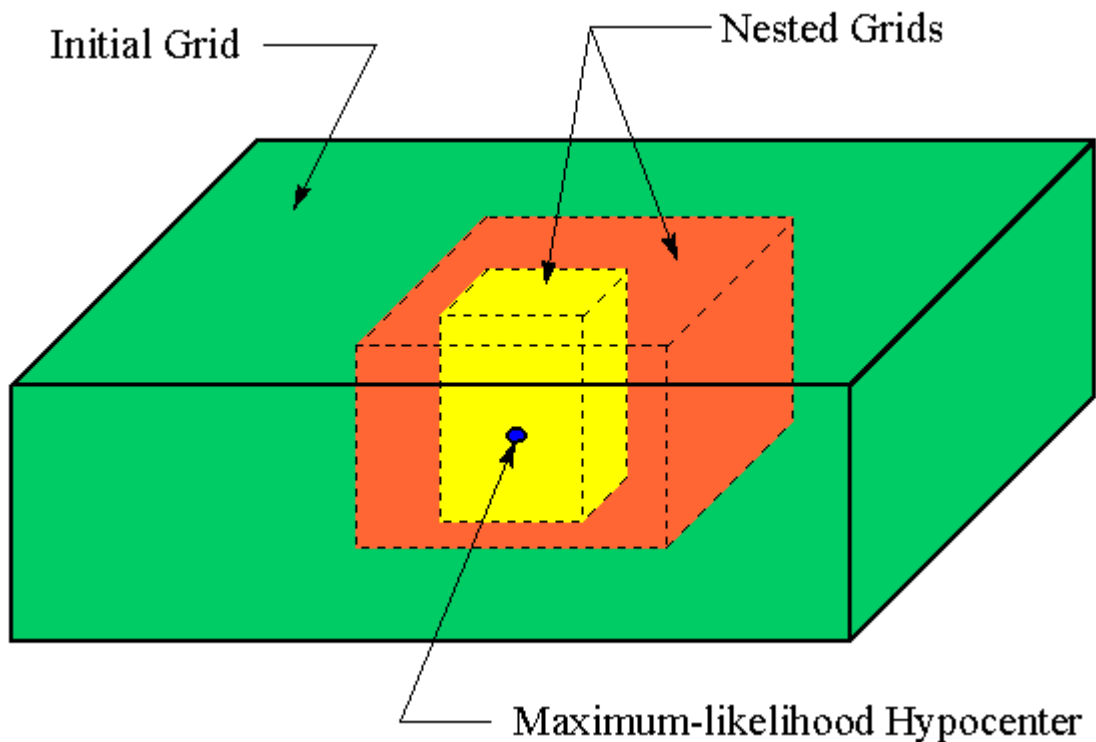


Figura 3.1: Esquema para el método de localización probabilística, en el cual se indican la grilla inicial (en verde) y refinadas de búsqueda (naranja y amarillo) para la solución de hipocentro determinada a través de la función verosimilitud.

3.3. Programas para el proceso de localización

Dos programas fueron utilizados para determinar los tiempos de llegada de las fases P y S de cada evento, y realizar su posterior localización. El detalle del funcionamiento de cada uno de ellos, será descrito a continuación.

3.3.1. Seisgram2k

Este programa, desarrollado por Lomax *et al.* (2009), permite la visualización y análisis de señales sísmicas, obtenidas desde un archivo local o desde internet, de una o más componentes. Además, contiene varias funciones útiles a la hora de manipular datos, como lo son la lectura en múltiples formatos tales como SAC, miniSEED, SEED, entre otros. También considera el uso de zoom interactivo, escalamiento, rotación, transformación de sismogramas y *picking* en amplitud y tiempo. Esta última función será utilizada para determinar los tiempos de llegada de las fases P y S, necesarios para el proceso de localización.

3.3.2. NonLinLoc

El conjunto de programas *NonLinLoc* (Lomax *et al.* , 2000) es una poderosa herramienta que utiliza métodos de localización probabilística no-lineal de terremotos usando métodos de búsqueda globales y directos. Se caracteriza por admitir modelos de velocidades de alta complejidad, y entregar las incertezas en la localización de forma clara y completa, siendo capaz de presentarlas gráficamente en 3 dimensiones. *NonLinLoc* entrega como resultado la función *likelihood*, hipocentros óptimos y la función densidad de probabilidad (PDF) en el espacio. Algunas características importantes del método utilizado son descritas a continuación.

Función likelihood

Una de las funciones objetivo incluídas en *NonLinLoc* y utilizada en este trabajo, es la llamada Equal-Differential Time (EDT) (Zhou, 1994; Font *et al.* , 2004), que a diferencia de la función de mínimos cuadrados de norma L2 (3.5) (Tarantola & Valette, 1982), resulta ser más sensible a la presencia de *outliers*, datos observados cuyo residual (diferencia entre observados y calculados) es más grande que el error asignado. La forma de la función EDT está dada por:

$$L(x) = \left(\sum_{a,b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} \exp \left(- \frac{([T_a^0 - T_b^c] - [TT_a^c(x) - TT_b^c(x)])^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right)^N \quad (3.6)$$

donde T y TT expresan los tiempos de llegada y de viaje respectivamente, σ resume las incertezas de estos últimos (asumidas Gaussianas), los superíndices o y c se refieren a valores observados y

calculados, y finalmente a y b son un par cualquiera de un total de N de observaciones. Por último, debido a que esta expresión está definida solamente en el espacio, el tiempo origen debe ser calculado analíticamente (Tarantola & Valette, 1982) a partir de la localización correspondiente al máximo de la función.

Métodos de búsqueda: Oct - tree

Son varios los métodos de búsqueda directos disponibles para llevar a cabo la inversión en *Non-LinLoc*, y se diferencian principalmente en su eficiencia. Búsquedas determinísticas y regulares tales como las búsquedas globales exhaustivas (Sambridge & Mosegaard, 2002), entre ellas la llamada *Grid Search*, son capaces de entregar imágenes muy precisas de la función PDF a pesar de su forma irregular, debido a que utilizan un muestreo global y bien distribuido en el espacio. Sin embargo pierden eficiencia al usar muchos parámetros desconocidos, e incluso realizan el proceso 1000 veces más lento que los métodos lineales; de esta manera, no son convenientes si se requiere realizar un análisis para una cantidad considerable de eventos o para una región muy extensa.

Por otra parte, métodos que utilizan muestreo de importancia (Lepage, 1978), realizan una búsqueda que recorre un camino aleatorio en la región de interés, calculando en cada paso la probabilidad para un punto y sus vecinos y decidiendo a partir de esta información la dirección a seguir, siendo capaces de avanzar más allá de mínimos locales si la función PDF no es demasiado complicada. Resulta útil para operar con muchos eventos y es solamente 10 veces más lento que algunos métodos lineales. Las técnicas de búsqueda Metropolis-Gibbs y Oct-tree (Lomax *et al.* , 2009), la última usada en el presente trabajo, pertenecen a esta categoría. Dichos métodos siguen un algoritmo de Monte Carlo mejorado en eficiencia tras escoger una densidad de celdas muestreadas que sigue a la función PDF lo más cerca posible, convergiendo a esta luego de ajustar el muestreo a la información que se tiene a priori sobre el hipocentro $p(m)$ y avanzar en base a la información obtenida en muestras anteriores.

Con el fin de obtener la función densidad de probabilidad, PDF, Oct-tree particularmente divide la región de búsqueda en una grilla compuesta de celdas regulares y lleva a cabo un muestreo global; luego sigue recursivamente subdividiendo y encontrando la celda con la mayor probabilidad, hasta que un criterio entregado por el usuario le ponga fin. Finalmente la recursión converge a una estructura en cascada que presenta a una mayor densidad de celdas pequeñas en regiones donde el PDF es mayor.

Programas principales

La metodología que utiliza *NonLinLoc* para localizar uno o más eventos, involucra la ejecución de 3 programas distintos en base a un archivo que contiene todos los parámetros que controlan a cada uno. A continuación se detalla cada uno de ellos.

- **Vel2Grid.** Dado un modelo de velocidades, este programa realiza una proyección del mismo en una grilla 3D.
- **Grid2Time.** Utilizando la grilla que describe al modelo entregada por *Vel2Grid*, calcula el problema directo, es decir, los tiempos de viaje para cada nodo de la grilla a cada estación, utilizando el esquema de diferencia finita *Eikonal* descrito en Podvin & Lecomte (1991). Además permite el cálculo de los ángulos de salida para cada nodo.
- **NLLoc.** Entrega las localizaciones realizando la inversión mediante métodos de búsqueda directos no-lineales y tomando en cuenta parámetros definidos por el usuario, como el tipo de función objetivo, el tamaño de la grilla y el tipo de búsqueda.

3.4. Modelo de velocidades

Como se señaló con anterioridad, el primer paso que lleva a cabo el programa *NonLinLoc* es ejecutar la rutina *Vel2Grid*, la cual proyecta el modelo de velocidades propuesto a 3 dimensiones. Para que este punto tenga una buena respuesta, resulta crítica la elección de un buen modelo de velocidades que represente a la zona de estudio con la mayor precisión posible. El presente trabajo utiliza el modelo de velocidades propuesto por Husen & Asch (1999), a partir del estudio de las réplicas del terremoto Mw 8.1 de Antofagasta en 1995, las cuales fueron registradas por estaciones terrestres y de fondo marino (ver Tabla 3.1)

Tabla 3.1: Modelo de velocidades de ondas propuesto por Husen & Asch (1999), para la zona del norte de Chile, a partir del estudio de las réplicas del terremoto de Antofagasta Mw 8.1 en 1995. Este modelo fue desarrollado tras el análisis de la sismicidad con instrumentos terrestres y de fondo marino.

$H(km)$	$V_P(\frac{km}{s})$	$V_S(\frac{km}{s})$	$\rho(g/cm^3)$
0	5.20	3.00	2.50
2	5.40	3.10	2.50
4	5.55	3.20	2.60
6	5.70	3.30	2.60
8	5.90	3.40	2.60
10	6.00	3.45	2.60
15	6.80	3.80	2.80
20	6.80	3.87	2.80
25	6.95	3.95	3.00
30	7.00	4.05	3.00
35	7.01	4.10	3.10
40	7.40	4.20	3.30
45	7.70	4.35	3.30
50	8.05	4.45	3.30
50+	8.45	4.80	3.40

3.5. Construcción del catálogo sísmológico

A partir de la base de datos creada, y utilizando los criterios de magnitud mencionados en el capítulo anterior, esto es considerar eventos con magnitud mayor o igual a M_L 4.5, es posible construir un catálogo sísmico siguiendo los pasos detallados a continuación:

- Determinación manual de las fases P, con su respectiva polaridad, y S mediante *Seisgram2k*. Este paso genera un archivo para cada evento, el cual contiene las fases detectadas en cada registro.
- Creación de un archivo con extensión *.pick* que contenga la información de todos los eventos a localizar en un formato compatible con el programa de localización.
- Utilizando el programa *NonLinLoc* se determinan las localizaciones para todos los eventos contenidos en el archivo creado en el paso anterior. El resultado de este paso entrega información sobre el hipocentro y sus incertezas.

3.6. Resultados de localización

A continuación se muestran las localizaciones obtenidas para el catálogo sísmico construido a partir de los eventos con magnitud mayor o igual a M_w 4.5. Junto con lo anterior, se realiza una comparación con las localizaciones entregadas por el Centro Sísmológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN).

Cabe señalar que algunas señales de los eventos observados presentaban una alta saturación lo cual no permitía su correcta localización. Debido al problema en la calidad del registro se descartaron 31 eventos, determinando la localización de 179 sismos.

3.6.1. Distribución de la sismicidad registrada

Las localizaciones obtenidas se pueden separar en dos períodos, precursores y réplicas, de acuerdo a la cantidad de estaciones disponibles para cada caso. Para la primera etapa, que abarcó el mes de Marzo de 2014, se localizaron 46 eventos (ver Figura 3.2). Por otra parte, en la etapa de réplicas estudiada, comprendida entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, un total de 133 sismos fueron localizados (ver Figura 3.4). Las Figuras 3.3 y 3.5 muestran una comparación, en sección transversal, entre las localizaciones obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc* y las entregadas por el Centro Sísmológico Nacional. Para el dibujo de las secciones transversales, se utiliza el modelo de subducción *slab1* propuesto por Hayes *et al.* (2012).

Las localizaciones obtenidas para los eventos interplaca de Marzo de 2014, tanto para los procesados usando *NonLinLoc* como para los entregados por el CSN, muestran una distribución espacial que se aleja del modelo de *slab* propuesto por Hayes *et al.* (2012). Esto debido a que para esa ventana temporal se contaba con una baja cantidad de estaciones, lo cual impide una localización precisa

de los eventos.

Los registros de las réplicas del terremoto de Iquique, entre los meses de Abril y Julio de 2014, al contar con una red de instrumentos mejor distribuida se observan localizaciones, sobre todo para los sismos más cercanos a la costa, que se muestran más concordante con el modelo de *slab* antes mencionado.

Al momento de hacer un contraste entre las localizaciones entregadas por el CSN y las obtenidas con el programa *NonLinLoc*, se observa una clara diferencia hipocentral, en donde los eventos localizados usando *NonLinLoc* muestran una distribución espacial, la cual para la componente de longitud varía moviéndose levemente al Oeste en comparación a los eventos localizados por el CSN. Esta diferencia entre *NonLinLoc* y CSN se hace más notoria para la profundidad, en donde los sismos procesados por el programa mencionado localizan el foco con una menor profundidad con respecto a los procesados por el CSN.

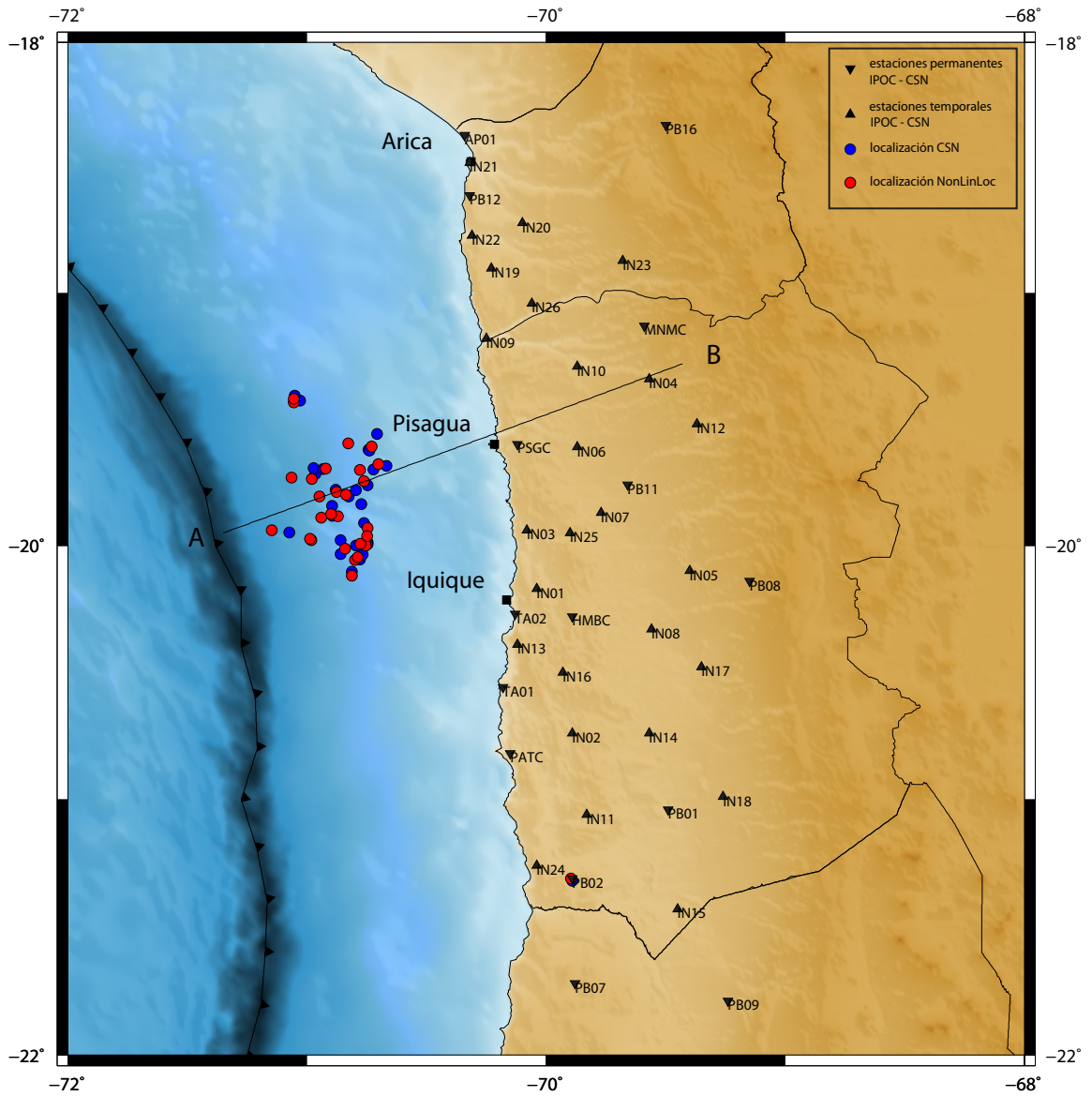


Figura 3.2: Comparación de las localizaciones, en planta, de los eventos precursoros del mes de Marzo de 2014 entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo.

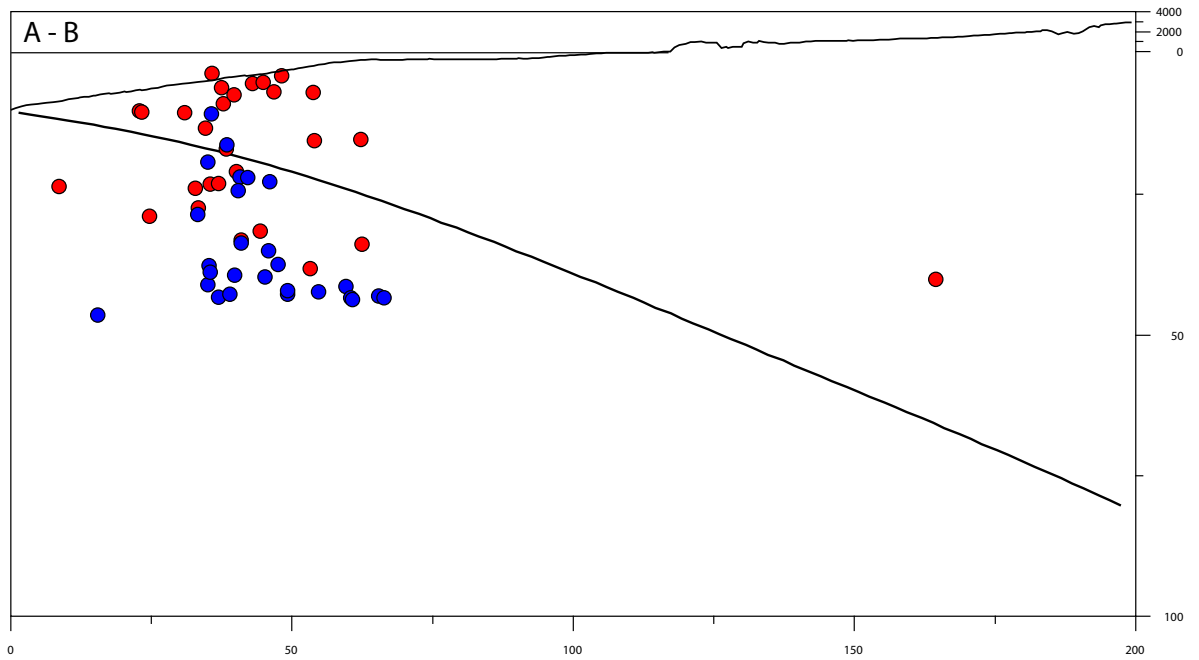


Figura 3.3: Comparación, en sección transversal, de las localizaciones de los eventos precursoros del mes de Marzo de 2014 entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo. El modelo de subducción utilizado corresponde al propuesto por Hayes *et al.* (2012).

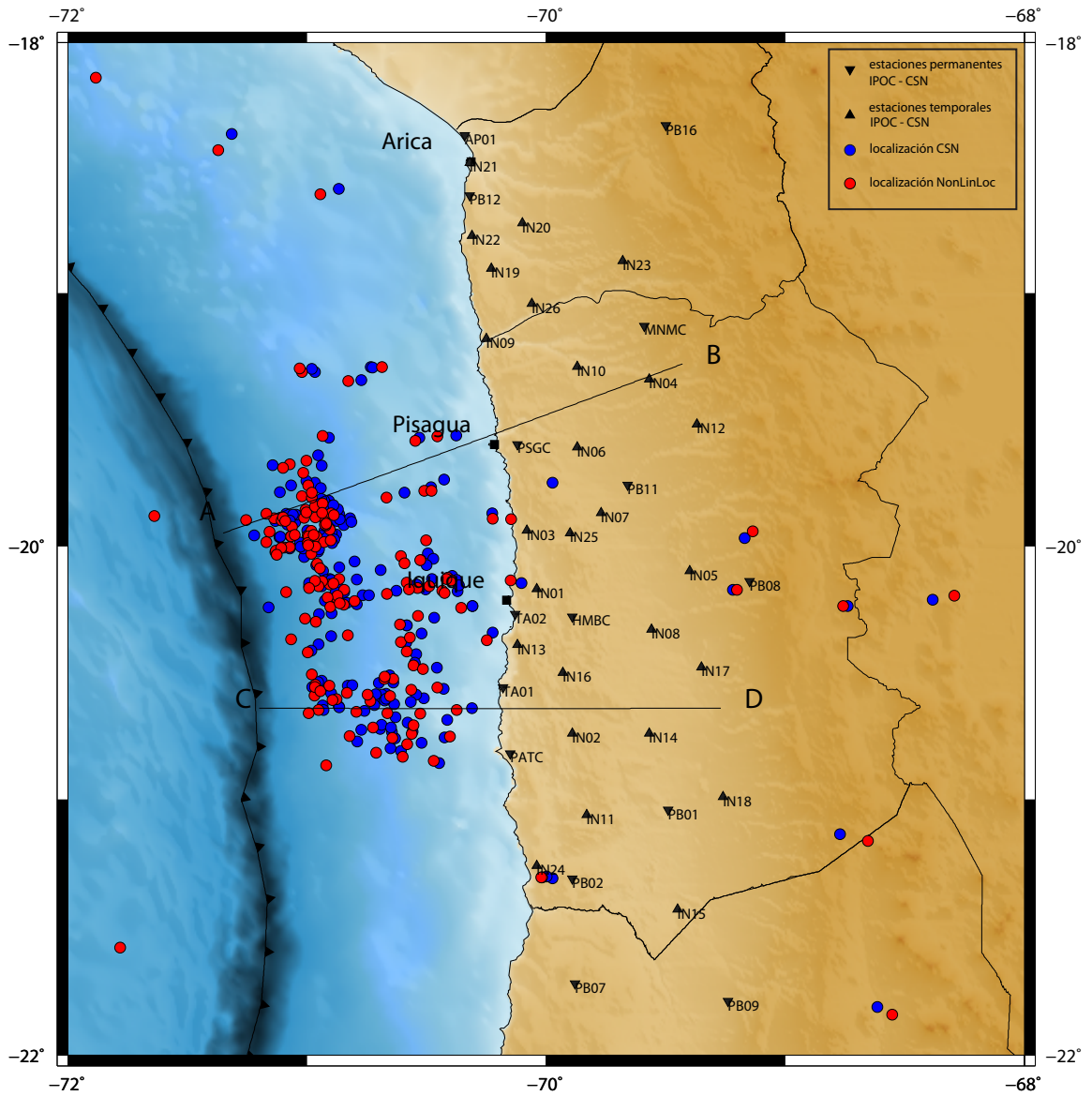


Figura 3.4: Comparación de las localizaciones, en planta, de las réplicas del terremoto de Iquique Mw 8.2 registradas entre Abril y Julio de 2014, , entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo.

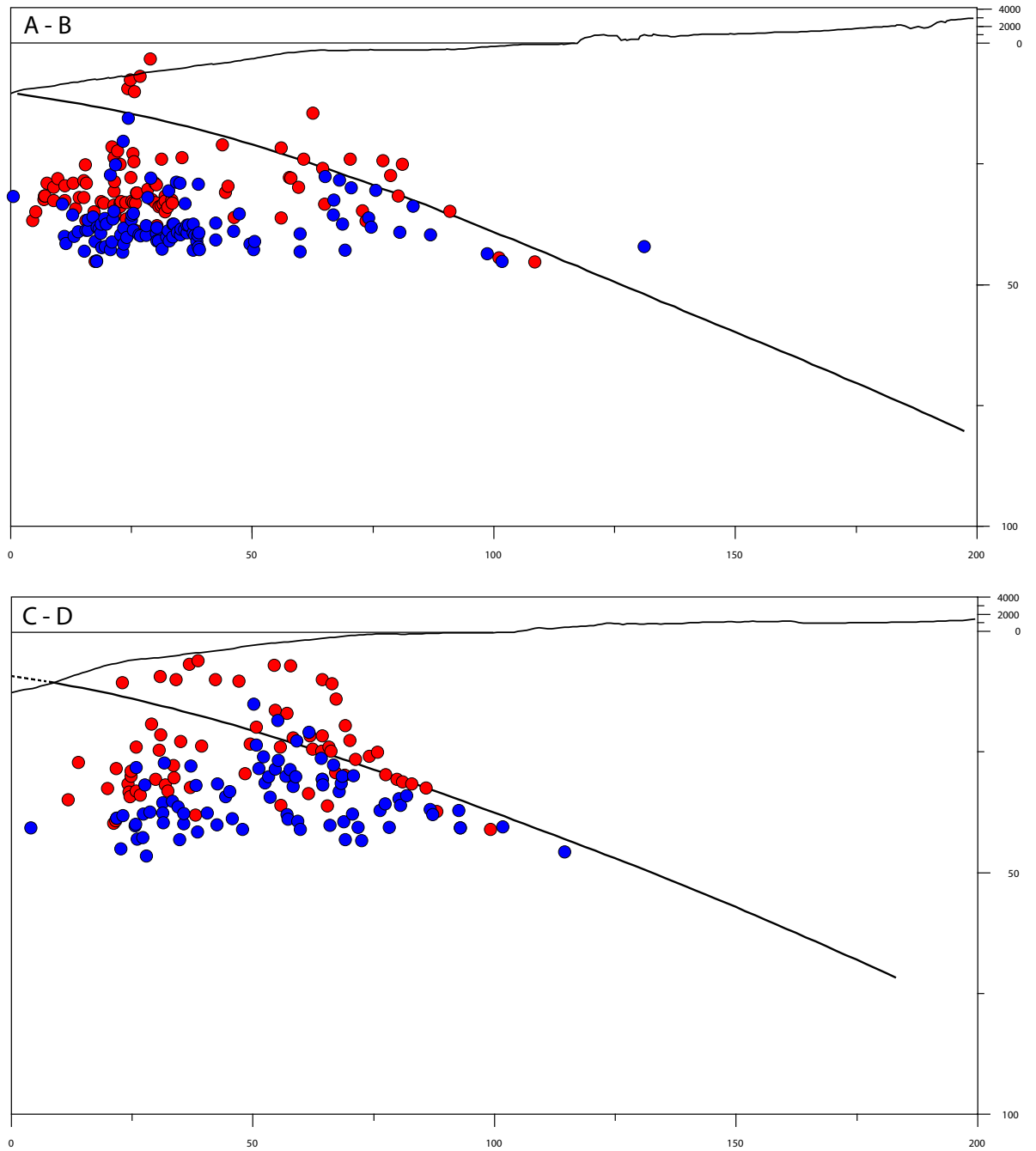


Figura 3.5: Sección transversal de las localizaciones de las réplicas del terremoto de Iquique Mw 8.2 registradas entre Abril y Julio de 2014, , entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo. El modelo de subducción utilizado corresponde al propuesto por Hayes *et al.* (2012).

3.6.2. Estadística de la base de datos

A continuación, en las Figuras 3.6 y 3.7, se presentan las estadísticas para los datos analizados en ambos períodos. En ellas se entregan las distribuciones de los errores máximos en las componentes horizontales (latitud y longitud), y vertical (profundidad). Además, se presentan los valores de RMS promedio para los eventos localizados.

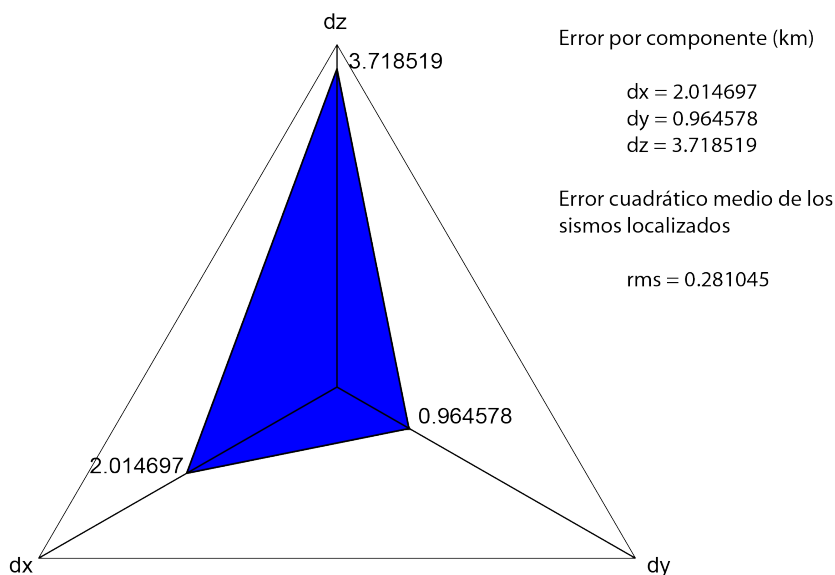


Figura 3.6: Errores asociados a cada componente de la localización obtenida utilizando el programa *NonLinLoc* de los sismos precursores registrados durante el mes de Marzo de 2014, donde dx corresponde a la dirección Este, dy a la dirección Norte, y dz a la profundidad.

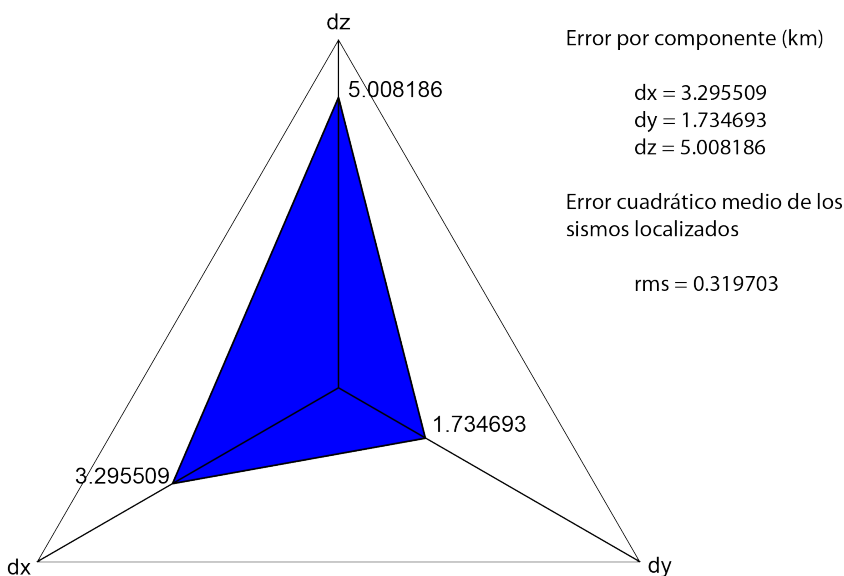


Figura 3.7: Errores asociados a cada componente de la localización obtenida utilizando el programa *NonLinLoc* de las réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014, donde dx corresponde a la dirección Este, dy a la dirección Norte, y dz a la profundidad.

Al observar los errores asociados a los resultados entregados por *NonLinLoc* es posible distinguir valores bajos para la componente de latitud (dy) debido a que en la dirección Norte es posible considerar que existe una buena cobertura de estaciones. Sin embargo, al momento de analizar la componentes de longitud (dx) y profundidad (dz), se observan valores de incerteza mayores, lo cual indica que la localización en las direcciones Este y vertical presentan menor grado de confianza. En el caso del error asociado a la dirección Este, sólo se cuenta con instrumentos instalados en tierra, lo cual induce un error por cobertura azimutal que desplaza la localización hacia la costa. Por otra parte, la profundidad no puede ser bien determinada debido a la falta de estaciones de fondo oceánico, y de un modelo de velocidad de mayor complejidad para la zona norte de Chile.

3.7. Discusiones y comentarios

Se observa una diferencia, de algunos kilómetros (~5 km), entre la ubicación del hipocentro entregada por el CSN y la obtenida utilizando el paquete de programas de localización (*Seisgram2k*, *NonLinLoc*), en donde los eventos localizados en este trabajo presentan un desplazamiento hacia el Oeste, en comparación con lo reportado por el CSN. Este "desfase" se puede asociar a la diferente metodología de localización utilizada, en donde para el caso de *NonLinLoc* se realiza una búsqueda en una grilla la cual entrega la solución "más probable" (función *likelihood*), mientras que el CSN privilegia una localización que tenga el menor *rms*.

Se puede señalar que este método (*NonLinLoc*) entrega una buena respuesta a la hora de caracterizar la localización epicentral del evento, pero no así la ubicación del hipocentro de la fuente, en donde los errores alcanzan en promedio los 4 km.

Por lo tanto, es necesaria la utilización de otros métodos que entreguen una solución más robusta sobre la localización en profundidad de los sismos registrados durante la secuencia sísmica del terremoto de Iquique, la cual será discutida en el capítulo siguiente.

Capítulo 4

Tensor de Momento Sísmico

4.1. Introducción

El tensor de momento sísmico es una representación de la fuente sísmica puntual muy general, el cual no fuerza a optar por un tipo determinado de ruptura, y ha sido utilizado para obtener el mecanismo focal de un terremoto fundamentalmente a partir de la inversión, tanto a partir de oscilaciones libres de la Tierra (Gilbert & Dziewonski, 1975), ondas de período largo (Strelitz, 1980; Sipkin, 1982), ondas superficiales (Dziewonski & Woodhouse, 1983; Sipkin, 1987; Sipkin & Needham, 1994) y ondas registradas a distancias regionales (Dreger & Helmberger, 1993; Mao *et al.*, 1994; Ichinose *et al.*, 1998).

En el último tiempo diferentes trabajos han utilizado datos regionales para el análisis de la distribución de la sismicidad registrada posterior a un terremoto, como por ejemplo Asano *et al.* (2011) para el terremoto de Tohoku de 2011, (Agurto *et al.*, 2012) para el terremoto del Maule de 2010, entre otros.

Existen diferentes programas disponibles para el procesamiento de formas de onda y la obtención del tensor de momento sísmico, como por ejemplo: ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008), FMNEAREG (Delouis *et al.*, 2008; Maercklin *et al.*, 2011), KIWI (Cesca *et al.*, 2010), etc. Sin embargo, estos aún presentan cierto grado de incertidumbre debido a que no entregan un reporte claro de sus errores. A esto se suma la representación de la fuente sísmica utilizada antes, mencionada, la cual puede ser invertida como doble par de fuerzas o como un dipolo compensado (CLVD por su sigla en inglés) (Knopoff & Randall, 1970), que hasta hoy se discute sobre cual entrega un resultado más aproximado a la realidad física del proceso de ruptura.

Este trabajo utiliza el paquete de programas de sismología desarrollado por Herrmann (2013), el cual utiliza registros regionales para obtener el tensor de momento sísmico y mecanismos focales de los eventos a través de la inversión de la forma de onda. Este programa permite realizar la inversión a través de los dos métodos (inversión como doble par de fuerzas e inversión como dipolo compensado CLVD), lo que entrega la posibilidad de comparar los resultados obtenidos, y poder discutir sobre las ventajas y desventajas de cada una de ellas.

En el presente capítulo se hace una revisión a la teoría de representación de fuente, y detalla las metodologías seguidas para la obtención del tensor de momento sísmico y de los mecanismos focales a partir de registros regionales para el catálogo sísmico disponible para el segmento de Iquique.

Además los resultados de los mecanismos focales obtenidos son testeados bajo diferentes criterios, con el fin de discutir la validez y estabilidad de la solución. Por último, se presenta la distribución de la sismicidad separada en las dos opciones de representación de fuente realizando una comparación entre ambos resultados.

4.2. Representación de fuente sísmica

Si se considera que la fuente sísmica es pequeña en comparación con la longitud de onda de las ondas que se irradian, esta se puede tratar como una fuente puntual. Sin embargo, esta hipótesis no puede existir porque no hay conservación de momento. Es por esto que las fuentes internas deben ser representadas por un par de fuerzas, que pueden ser dos vectores de fuerza con magnitud f que actúan en direcciones opuestas en un punto; o dos vectores de fuerza separados por una distancia pequeña en una dirección perpendicular a la dirección de la fuerza (ver Figura 4.1). Para este último caso, el momento angular solo se conserva si existe un par de fuerzas complementarias para el equilibrio, lo que se conoce como doble par de fuerzas o double couple (DC por sus siglas en inglés) (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009).

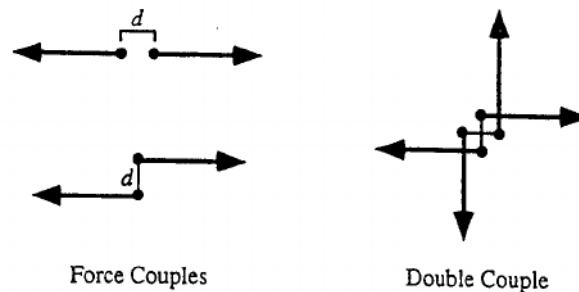


Figura 4.1: Representación de (a la izquierda) pares de fuerza, los cuales son fuerzas puntuales con sentido opuesto y separadas por una distancia pequeña d . Un doble par de fuerzas (a la derecha) contiene pares complementarios que producen un momento neto igual a cero. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009)

Es posible definir M_{ij} como un par de fuerzas opuestas que apuntan en la dirección i y separadas en la dirección j . De esta forma, las nueve combinaciones de pares de fuerza (ver Figura 4.2) definen el tensor de momento que se pueden representar de la siguiente forma (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009):

$$M = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

en donde la magnitud de M_{ij} es $f \cdot d$, y se asume que es constante cuando d tiende a cero.

Por la conservación de momento angular la Ecuación (4.1) debe ser simétrica, y entonces tiene seis componentes independientes. Esta relación es una representación general de las fuerzas, generadas internamente que pueden actuar en un punto, y es una buena aproximación para modelar ondas sísmicas.

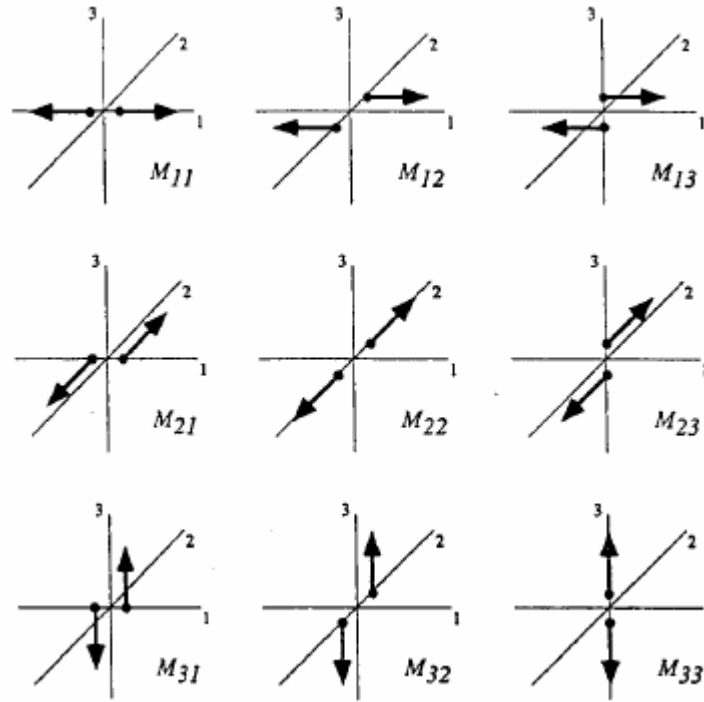


Figura 4.2: Representación gráfica de las combinaciones posibles para los nueve doble pares de fuerza que conforman el tensor de momento sísmico. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009).

Luego, la energía sísmica irradiada de una falla se representa con una fuente generada por un doble par de fuerzas. Un ejemplo es representar una falla de cizalle, con orientación vertical y movimiento dextral, orientada en la dirección 1 la cual tiene un tensor de momento sísmico de la forma:

$$M = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar que corresponde a

$$M_0 = \mu DA \quad (4.3)$$

siendo μ el modulo de rigidez, D el desplazamiento promedio y A el área de la falla donde ocurre el movimiento (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009).

Dado que $M_{ij} = M_{ji}$, existen dos planos de fallas que corresponden al mismo doble par de fuerza. La Figura 4.3 es la representación gráfica de la Ecuación 4.2. Luego, es necesario hacer la diferencia entre el plano efectivo, o real de la falla, y el plano auxiliar de la misma. Para esto es necesario incluir datos del contexto geológico de la zona de estudio.

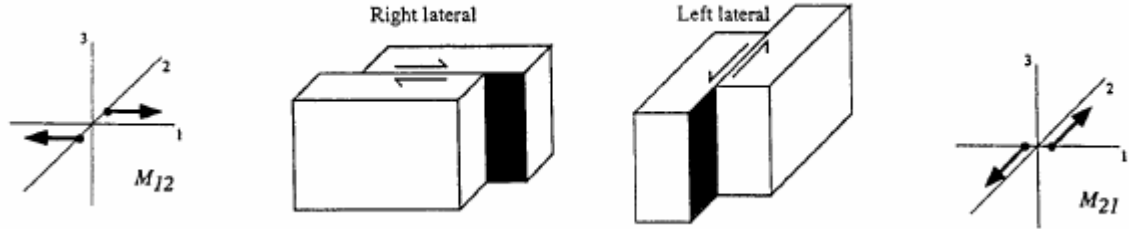


Figura 4.3: Representación gráfica del tensor de momento para una falla de cizalle con orientación vertical y movimiento dextral. Para este caso se tienen dos soluciones válidas, las cuales se deben discriminar utilizando el contexto geológico de la zona. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009).

4.3. Métodos de inversión

Existen varios métodos de inversión para obtener los elementos del tensor de momento sísmico. Este cálculo se puede realizar en el dominio de tiempo o de frecuencia, siendo este último el que presenta una mayor facilidad para el tratamiento de datos.

Realizando un proceso iterativo es posible obtener, además de las componentes del tensor de momento sísmico, la localización del centroide (lugar donde se ubica la mejor fuente puntual de un sismo a partir de un promedio del momento sísmico liberado, (Stein & Wysession, 2009)) de un evento en particular, entregando una mejor ubicación en profundidad de la fuente (Backus & Mulcahy, 1976; Backus, 1977; Dziewonski & Anderson, 1981).

La inversión del tensor de momento sísmico en el dominio temporal puede realizarse a partir de la formulación (Udias, 1999):

$$d_n(x, t) = M_{kj} * G_{nk,j} \quad (4.4)$$

donde * indica la convolución temporal, $d_n(x, t)$ es el desplazamiento observado por una posición arbitraria x en el tiempo t , M_{kj} las componentes de segundo orden del tensor de momento sísmico, y $G_{nk,j}$ es la derivada parcial de la función de Green, que contiene los efectos de propagación, con respecto a la dirección j , las cuales tienen la forma (Udias, 1999):

$$M_{kj} = \int_V m_{kj} dV = \int_S m_{kj} dS \quad (4.5)$$

$$G_{nk,j} = \int_V \frac{\partial}{\partial \xi_j} [\delta(\xi_m - \eta_m)] G_{ki} dk \quad (4.6)$$

en donde para la ecuación (4.5) m_{kj} representa la densidad de momento sísmico por unidad de volumen o superficie, mientras que para la ecuación (4.6) ξ y η corresponden a las coordenadas en el volumen y la superficie, respectivamente, y G_{ki} es la función de Green correspondiente a una fuerza aplicada en una dirección arbitraria j para un medio infinito, elástico, isotrópico y homogéneo con velocidades de onda α y β , que se representa de la forma (Udias, 1999):

$$G_{ki} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_k\gamma_j - \delta_{kj}) \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau \delta(t - \tau) d\tau + \frac{1}{r\alpha^2} \gamma_k\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{r\beta^2} (\gamma_k\gamma_j - \delta_{kj}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad (4.7)$$

Esta misma formulación ((4.4))se puede expresar en el dominio de la frecuencia, de la forma (Udias, 1999):

$$d_n(x, f) = M_{kj}(f) G_{nk,j}(f) \quad (4.8)$$

Ambas ecuaciones permiten realizar una inversión lineal, lo cual entrega la ventaja de poder realizar algoritmos computacionales de mejor rendimiento. Por otra parte, es posible escribir la Ecuación (4.4) o (4.8) de forma matricial como sigue,

$$d = Gm \quad (4.9)$$

donde, en el dominio temporal, d corresponde a n muestras del desplazamiento para diferentes tiempos de llegada, estaciones, y ángulos azimutales. G es una matriz de $n \times 6$, la cual contiene las funciones de Green calculadas usando un algoritmo apropiado y un modelo de velocidad para la zona de estudio. Por último m es un vector que contiene las 6 componentes del tensor de momento sísmico a ser determinados (Stump & Johnson, 1977).

Por otra parte, es posible realizar una inversión con condiciones, aproximadamente, no lineales para representar la fuente como un doble par de fuerzas. Esta condición considera que uno de los

autovalores se anule. Para este caso, la obtención del tensor de momento sísmico se realiza llevando la condición no lineal planteada a una versión linealizada a partir de la iteración de la inversión (Herrmann, 2013).

Finalmente, es necesario seguir los siguientes pasos para determinar el tensor de momento sísmico:

- **Adquisición y procesamiento de datos.** Es necesario contar con señales de buena calidad con respecto a la tasa de ruido presente en el registro, y una buena cobertura azimutal con las estaciones desplegadas. Se debe identificar y remover señales de amplitudes muy grandes causadas por efectos no sísmicos, así como considerar los efectos de la respuesta instrumental. Las componentes horizontales deben ser rotadas y llevadas a componentes radial y transversal.
- **Cálculo de las funciones de Green.** La obtención de las funciones sintéticas de Green tienen una dependencia directa con el modelo de velocidad utilizado, la localización del hipocentro del sismo a analizar, y la ubicación de los receptores en superficie.
- **Inversión.** Esto es determinar la solución a la Ecuación (4.9). Generalmente, la inversión se formula como un problema de mínimos cuadrados (Gilbert, 1973; Freeman & Buland, 1976; Mendiguren, 1977; Stump & Johnson, 1977). Sin embargo, es posible utilizar de otros métodos cuando se requiere probar la sensibilidad de la inversión con respecto a errores puntuales.

Cabe señalar que es posible encontrar errores sistemáticos en la inversión debido a una incorrecta elección del modelo de velocidades, lo cual afecta la determinación de las funciones de Green. Esto implica que la solución obtenida está limitada a un área acotada de estudio en donde se cumplan las condiciones descritas por el modelo de velocidades elegido.

En general, las soluciones obtenidas a través de la inversión entregan un buen ajuste para la representación de doble par de fuerzas. Sin embargo, existen algunos casos en donde la fuente no puede ser descrita como una *double couple* y debe ser representada como una solución del tipo no doble par que se conoce como dipolo compensado (CLVD por su sigla en inglés de Compensated Linear Vector Dipole, Knopoff & Randall (1970)). El CLVD, que en valor absoluto varía entre 0 y 1, indica cuanto se aleja la fuente de poder ser representada como un doble par de fuerzas. Por lo tanto, encontrar valores altos podría implicar rupturas complejas que consistan en eventos con geometrías diferentes, o inusuales, para una determinada zona de estudio.

Este trabajo utiliza el programa desarrollado por Herrmann (2013), el cual contiene un procesamiento automático de la señal, que remueve posibles fuentes de ruido asociado a la señal. Además, permite ingresar modelos de velocidad 1D para el cálculo de las funciones de Green para un rango de profundidad determinado. Por último, el proceso de inversión lo realiza a través de un sistema de búsqueda del mínimo error en un grilla determinada por el usuario. Este programa permite además el uso de la representación de doble par de fuerzas, en donde la solución obtenida puede ser netamente *double couple*, o con un porcentaje de ella a través del CLVD.

En la siguiente sección se detalla en profundidad las características de cada componente utilizado del programa, además de sus principales comandos y funciones.

4.4. Programa para la determinación del tensor de momento sísmico

Para este trabajo el programa utilizado para la determinación del tensor de momento sísmico fue desarrollado por Herrmann (2013). Este software se concentra en interpretación y entendimiento de la propagación de ondas sísmicas en la corteza y manto superior de la Tierra. Entre las funciones disponibles dentro los programas computacionales para sismología se encuentra la posibilidad de hacer inversiones de registros de banda ancha para sismos regionales, determinando la profundidad de foco, el mecanismo focal, y el tensor de momento sísmico. Además, posee la ventaja de que todas las funciones están integradas y funcionan con un único modelo de velocidad previamente determinado.

Un punto importante para obtener una buena inversión de los datos, es la organización de los procesos a seguir. A continuación se detallan las principales funciones, características, y ordenamiento jerárquico dentro del paquete computacional, de los programas utilizados para obtener el tensor de momento sísmico.

4.4.1. Cálculo de funciones de Green

Para un modelo de velocidades, previamente elegido, el programa *DOIT.WK* determina una autofunción que depende de la profundidad. Dicha autofunción crea el número de onda para las funciones de Green para cada profundidad. Luego, para diferentes distancias, se calculan las funciones de Green. Este proceso se descompone para distancias pequeñas (entre 1 km y 200 km), medias (205 km y 425 km) y grandes (430 km y 700 km). La creación de las funciones de Green para todo el conjunto de distancias implica un gran uso de recursos computacionales.

4.4.2. Tratamiento de los registros de forma de ondas

Antes de comenzar a analizar las formas de onda, es necesario realizar varios procesamientos para que estas tengan el formato correcto de entrada para el proceso de inversión. Estos pasos se detallan a continuación.

- **DOEVT** - Agrega como encabezado la información del evento a cada archivo con extensión *.SAC*. Esta es la única modificación que se hace a los archivos originales.
- **DORESP** - Realiza la deconvolución de los registros con extensión *.SAC*. A partir de este paso, las trazas tienen unidades físicas de m/s, están sincronizadas al mismo tiempo de referencia para una estación, y además se deciman con un factor de 5 para eliminar altas frecuencias que no son de interés para este estudio.
- **DORESP** - Este programa asegura que las trazas sincronizadas tengan el mismo tiempo de inicio y final para una estación. Con esto, todas las componentes quedan con la misma cantidad de muestras, lo que es necesario para el próximo paso.

- **DOROT** - Rota las dos componentes horizontales, Este y Norte, llevandolas a componentes radial y transversal.
- **DODIST** - Crea un archivo de datos, *dist.sort*, en el cual se enlista de forma ascendente el nombre de la estación y su distancia epicentral. Este paso entrega una referencia en cuanto a la distancia de las estaciones con respecto al epicentro del evento.
- **IDOQC** - Este paso interactúa con el usuario, quien realiza una inspección visual de las trazas. Estos registros en velocidad pueden no ser útiles debido a varias razones entre las que se encuentran:
 - La señal no está contenida en la ventana temporal.
 - La señal no muestra una buena resolución debido a distancia o falla de instrumento.
 - La señal no muestra una buena resolución debido a distancia o falla de instrumento.

4.4.3. Programas para la inversión de formas de onda

Esta sección presenta programas para realizar la inversión de formas de onda para obtener la profundidad de foco, el mecanismo focal y el tensor de momento sísmico. Como se ha mencionado con anterioridad, para obtener una inversión que sea confiable es necesario contar con una buena estimación de la estructura local, lo que conduce a obtener funciones de Green apropiadas que representen de buena forma al medio de propagación.

Para el proceso de inversión existen tres opciones de programas *wvfgrd96*, *wvfmt96* y *wvfmt96*, los cuales se detallan a continuación.

- **WVFGRD96** - Este programa se basa en *srcgrd* de Ammon *et al.* (1994). Necesita como entrada los archivos que contengan las formas de onda que serán usadas para la inversión. La salida de este programa consiste en la lista de la búsqueda realizada para las diferentes profundidades (*HS*), *oout.OHS0*, además de la solución para el mecanismo focal y profundidad de fuente que presenta mejor ajuste, *fmdfit.dat*, y las trazas de las formas de onda predichas con una extensión *.pre*. Esta solución de la inversión representa la fuente como un doble par de fuerzas.
- **WVFMTD96** - Este programa se basa en *mtinv* de Ammon *et al.* (1994), y realiza una inversión de las formas de onda para el tensor de momento sísmico deviatórico usando mínimos cuadrados. Los archivos de salida de este programa son similares a los detallados para el método anterior (*WVFGRD96*), con la diferencia de que la última columna en el archivo *fmdfit.dat* entrega la información sobre el porcentaje de doble par de fuerzas que tiene la solución, siendo el valor cero la representación puramente como doble par de fuerzas.
- **WVFMT96** - Este programa es una modificación basada en *WVFMTD96*, y permite una inversión para el tensor de momento sísmico sin aplicar condiciones previas, por lo que la solución no es representada por un doble par de fuerzas. Los archivos de salida tienen el mismo formato que el programa en el cual se basa esta modificación.

Por otra parte, para generar formas de onda predichas a partir de una solución de mecanismo focal específico es posible utilizar el siguiente programa.

- **WVFMCH96** - Este programa se basa en una modificación de *WVFMTD96*, y permite una inversión sin condiciones para el tensor de momento sísmico. Entrega dos archivos de salida, el primero, *out.OHS0*, el cual contiene la lista de la búsqueda de la mejor solución para cada profundidad (*HS*), mientras que el segundo contiene las formas de ondas predichas, con una extensión *.pre*.

4.4.4. Programas para obtener resultados gráficos

Esta sección detalla dos opciones útiles para poder ver de manera gráfica los resultados obtenidos por la inversión realizada con los programas previamente comentados.

- **FMLOT** - Genera el gráfico de la solución de mecanismo focal obtenido.
- **FMDFIT** - Genera la representación visual del *fit* de la búsqueda de la solución del mecanismo focal en función de la profundidad. El gráfico generado por este programa es útil para ver como evoluciona el mecanismo focal según la búsqueda de la profundidad de foco en la grilla determinada por las funciones de Green.

4.5. Definición de rango de frecuencia

En general, la inversión del tensor de momento sísmico utiliza formas de onda en un rango de baja frecuencia para así eliminar el ruido de alta frecuencia y satisfacer la condición de fuente puntual impuesta al momento de considerar la representación de la fuente.

Además, dado que las ondas sísmicas no son mayormente afectadas por capas cuyo espesor es menor que la longitud de onda de la señal, las bajas frecuencias pueden ser modeladas de mejor forma utilizando la suposición de estratos homogéneos, en comparación con las formas de onda de alta frecuencia.

Para eventos de magnitudes altas, $M_w > 6.5$, se debe utilizar un rango de frecuencia más amplio, el cual permita observar la señal de buena forma. Un rango probado fue entre 0.02 Hz y 0.50 Hz , el cual permitía obtener soluciones para este tipo de eventos, aunque con una confiabilidad baja al compararse con los resultados propuestos por GFZ y USGS.

En el presente estudio se utiliza el rango de frecuencias comprendido entre 0.02 Hz y 0.06 Hz , el cual está dentro de los rangos utilizados por otros autores en trabajos previos con sismos de magnitudes similares a $M_w > 4.5$, como por ejemplo Batlló *et al.* (2010); Ito *et al.* (2007); Whidden & Pankow (2012), entre otros.

El problema del filtro de frecuencia sigue en discusión y hay diversas opiniones sobre el óptimo rango de valores a utilizar para un set de eventos con un valor de magnitud amplio (Mw 4.5 - 7.5+, Dahm *et al.* (1999); Minson & Dreger (2008)).

4.6. Resultados

Las soluciones obtenidas para los mecanismos focales fueron sometidas a diferentes pruebas de validación con el objetivo de aumentar la confiabilidad de estos. Esta sección se descompone en la muestra de los diferentes test aplicados a los resultados, el problema con los registros saturados, y finalmente la presentación del catálogo de mecanismos focales.

4.6.1. Pruebas de validación de las soluciones

Prueba N°1: Modelo de velocidades

Con el objetivo de comprobar la sensibilidad de la inversión frente a un modelo de velocidad, se comparan las soluciones obtenidas para un subconjunto de sismos, elegidos de forma aleatoria, utilizando tres modelos de velocidades; Central US (CUS), West US (WUS) y Norte de Chile (NCh).

El modelo CUS fue desarrollado por Herrmann (1974) y posteriormente optimizado para el estudio de fuente sísmica en la zona central de Norte América (Herrmann, 1979). Por otra parte, el modelo WUS es una modificación del modelo de velocidades de la Universidad de Utah para el estudio de la sismicidad en Yellowstone, Wyoming, el cual fue adaptado para estudios de sismicidad en la costa Oeste de Estados Unidos, con excepción de la zona de California (Herrmann *et al.* , 2011). Por último el modelo del norte de Chile, ya mencionado en este trabajo, fue desarrollado por Husen & Asch (1999), a partir del estudio de las réplicas del terremoto de Antofagasta, Mw 8.5, de 1995.

La Figura 4.4 muestra las soluciones obtenidas para cada modelo de velocidades, en donde es posible observar que para CUS (ver Figura 4.4.a) el ajuste de la solución es bajo, y por ende sus registros sintéticos no son capaces de reproducir la traza observada. El modelo WUS, mejora de forma considerable su ajuste, llegando cerca del valor óptimo, y por la misma razón los sismogramas sintéticos son capaces de reproducir de buena forma el registro observado. Por último, el modelo de velocidades del norte de Chile tiene una respuesta similar a WUS, con un buen ajuste de los registros observados y sintéticos. Sin embargo, se puede hacer la diferencia en el ángulo de manto y profundidad de foco. En el caso del *dip*, con respecto al Este, este muestra un aumento en comparación a WUS, variando de 25° a 30°. Por otra parte, la profundidad disminuye, mostrando una variación de 2 km, de 32 km a 30 km. Este comportamiento se repite para la mayoría de los eventos.

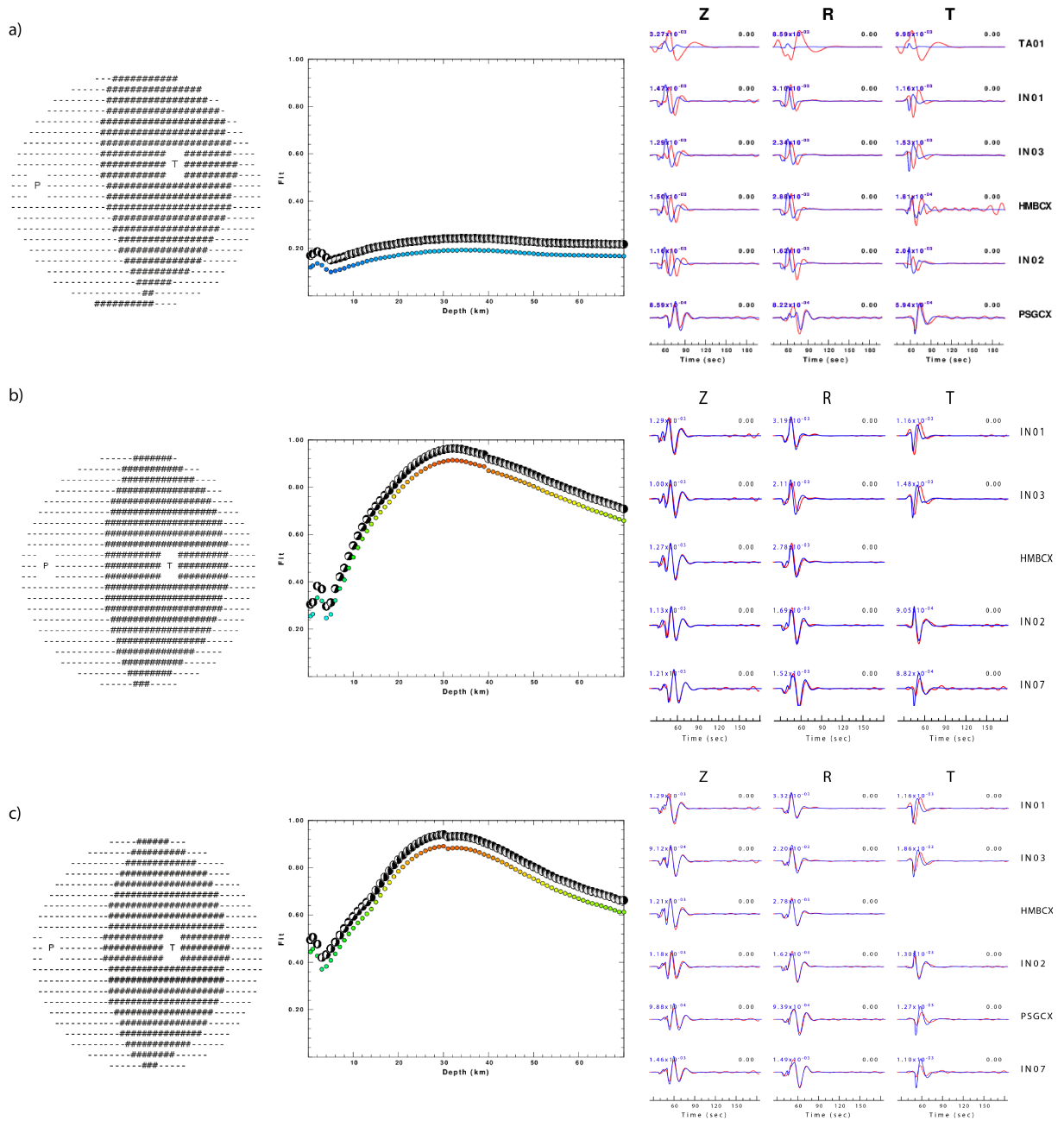


Figura 4.4: Prueba N° 1: Modelo de velocidades. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo elegido de forma aleatoria y evaluado para a) Modelo de Central US (Herrmann, 1974, 1979), b) Modelo West US (Herrmann *et al.*, 2011), y c) Modelo desarrollado por Husen & Asch (1999) para el norte de Chile. De izquierda a derecha se muestra el mecanismo focal, el ajuste de la solución en función de la profundidad, y la comparación entre las formas de onda observadas y sintéticas. Se observa como la solución se vuelve sensible en el dip a medida varía el modelo de velocidad. El modelo del norte de Chile es el que presenta mejor ajuste para los sismos testeados.

Los resultados para esta prueba, indican que el método de inversión se muestra sensible a la hora de modificar el modelo de velocidades de entrada. Esto se ve mayormente representado en la variación dip del mecanismo focal, el cual en promedio varía entre 5° y 10° , según el modelo de velocidades utilizado.

Otro punto a rescatar es la buena respuesta entregada por WUS, el cual ajusta de buena forma los registros observados a pesar de ser un modelo desarrollado para la costa Oeste de Estados Unidos.

Prueba N°2: Tipo de representación de la fuente

Tal como se mencionó en secciones anteriores, los programas computacionales en sismología de Herrmann (2013) tienen la opción de realizar la inversión para obtener el tensor de momento sísmico utilizando dos aproximaciones para la representación de la fuente, estas son: la representación de doble par de fuerzas o un método que entrega un porcentaje de semejanza al doble par de fuerzas, a partir de una fuente puntual con un tensor de momento general.

Con el fin de definir que método presenta mayor confiabilidad para los registros a utilizar es que se realiza una comparación entre ambas posibilidades de inversión para dos eventos elegidos de forma aleatoria.

Las soluciones para este test se muestran en la Figura 4.5. Se observa que para el método de doble par de fuerzas se obtiene un mejor ajuste en las trazas predichas, en comparación con la otra opción testada.

Esto es debido a que el programa *WVGRD96* hace una inversión no lineal de los ángulos del plano de falla, el cual realiza una búsqueda sistemática, en una grilla previamente definida, del error mínimo de los tres valores de ángulos calculados. Luego, una vez determinado el error, realiza una segunda iteración con un paso más fino, ajustando previamente el tiempo de los datos observados para que estos coincidan con las funciones de Green. Esta etapa del proceso se realiza utilizando cross-correlaciones, lo cual le da la condición de no linealidad a la inversión realizada.

En contraste a lo anterior, el programa *WVFM96* realiza un procedimiento directo con una minimización de mínimos cuadrados, la que posee un menor control de la función objetivo a minimizar.

Por otra parte, la Figura 4.6 se presenta otra comparación entre el fit entregado por cada método de inversión, y su porcentaje de *double couple*. Se observa que para la inversión como dipolo compensado, CLVD, el porcentaje de doble par de fuerzas, mostrado en la escala de colores, alcanza su máximo en la cercanía de la mejor solución, pero también lo hacen en una zona donde su fit es mínimo (caso 4.6.d y 4.6.f) lo que plantea ciertas dudas sobre las soluciones obtenidas a través de este método.

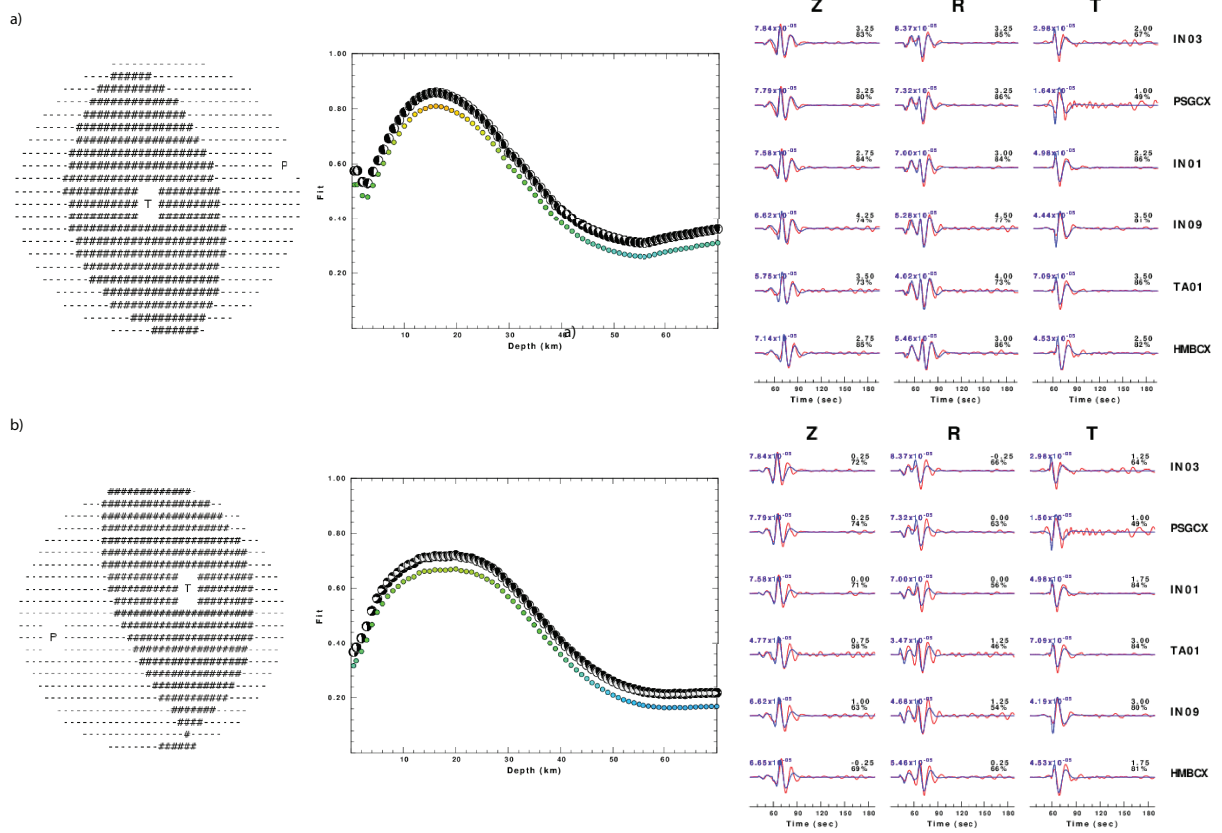


Figura 4.5: Prueba N°2: Representación de fuente. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo, elegido de forma aleatoria, evaluado para el método de inversión con fuente tipo doble par de fuerzas y solución a) netamente *double couple*, b) con dipolo compensado, CLVD. De izquierda a derecha se muestra el mecanismo focal, el ajuste de la solución en función de la profundidad, y la comparación entre las formas de onda observadas y sintéticas.

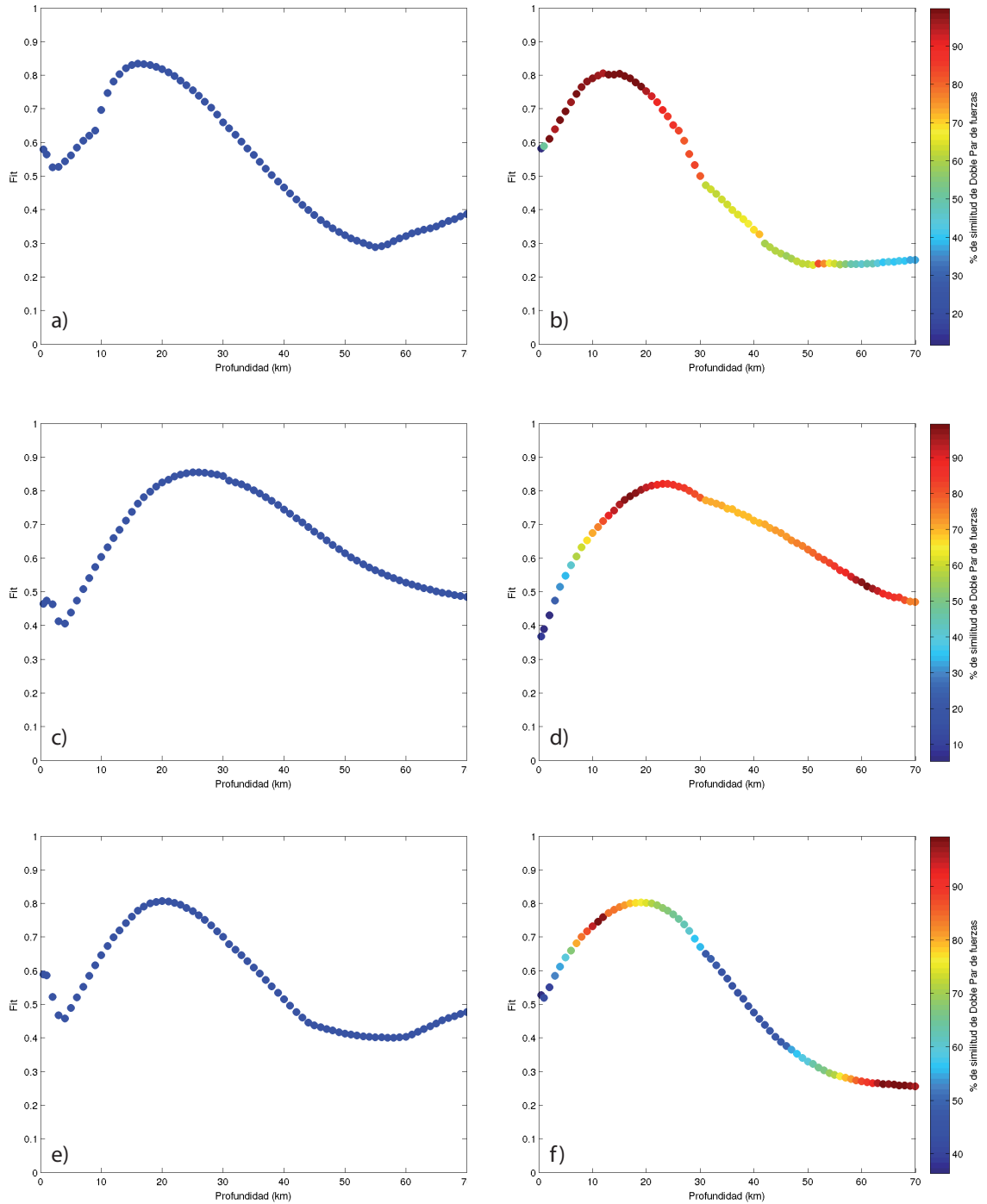


Figura 4.6: Comparación entre los fit entregados por los métodos de inversión (derecha) 100 % doble par de fuerzas. (izquierda) Dipolo compensado CLVD, en donde la escala de color representa el porcentaje de semejanza a una fuente del tipo *double couple*. Los resultados mostrados en a,b; c,d y e,f corresponden a tres eventos elegidos aleatoriamente entre la totalidad de los registros observados.

Prueba N°3: Estaciones utilizadas

Esta prueba consiste en revisar como varía la solución de la inversión según la cantidad de estaciones utilizadas, y así definir un criterio de estaciones mínimas para considerar la solución obtenida como válida.

Para esto se consideró un conjunto de 69 eventos los cuales se analizaron usando las siguientes configuraciones de estaciones:

- Sólo estaciones permanentes.
- Estaciones permanentes y de intervención.

La Figura 4.7 muestra los resultados para la comparación realizada a un evento seleccionado aleatoriamente. Se observa que el ajuste del mecanismo de la solución obtenida utilizando sólo las estaciones permanentes (4.7.a) es mayor si se compara con el resultado que considera todas las estaciones (4.7.b). Para ambos casos, los registros sintéticos ajustan de buena manera a las forma de onda observadas. Por último, los mecanismos obtenidos muestran una variación promedio de 5° en el ángulo de manto.

De esta prueba se pueden hacer dos lecturas. La primera de ellas indica que es posible obtener soluciones con buen ajuste utilizando un número reducido de estaciones. Dicho número mínimo fue fijado en 10 estaciones para este trabajo. La segunda lectura se refiere a la disminución del ajuste del mecanismo obtenido, lo cual es un resultado normal ya que al aumentar el número de estaciones con las que se trabaja aumenta la posibilidad de obtener estaciones con un menor ajuste, lo que produce que el fit de la solución sea menor.

Cabe señalar, que si bien al utilizar una baja cantidad de estaciones se obtienen buenos ajustes, trabajos previos como los de Sipkin (1986) y Herrmann (1979), entre otros, indican la importancia de contar con la mayor cantidad de instrumentos posibles para poder lograr una mejor caracterización de los posibles planos de ruptura.

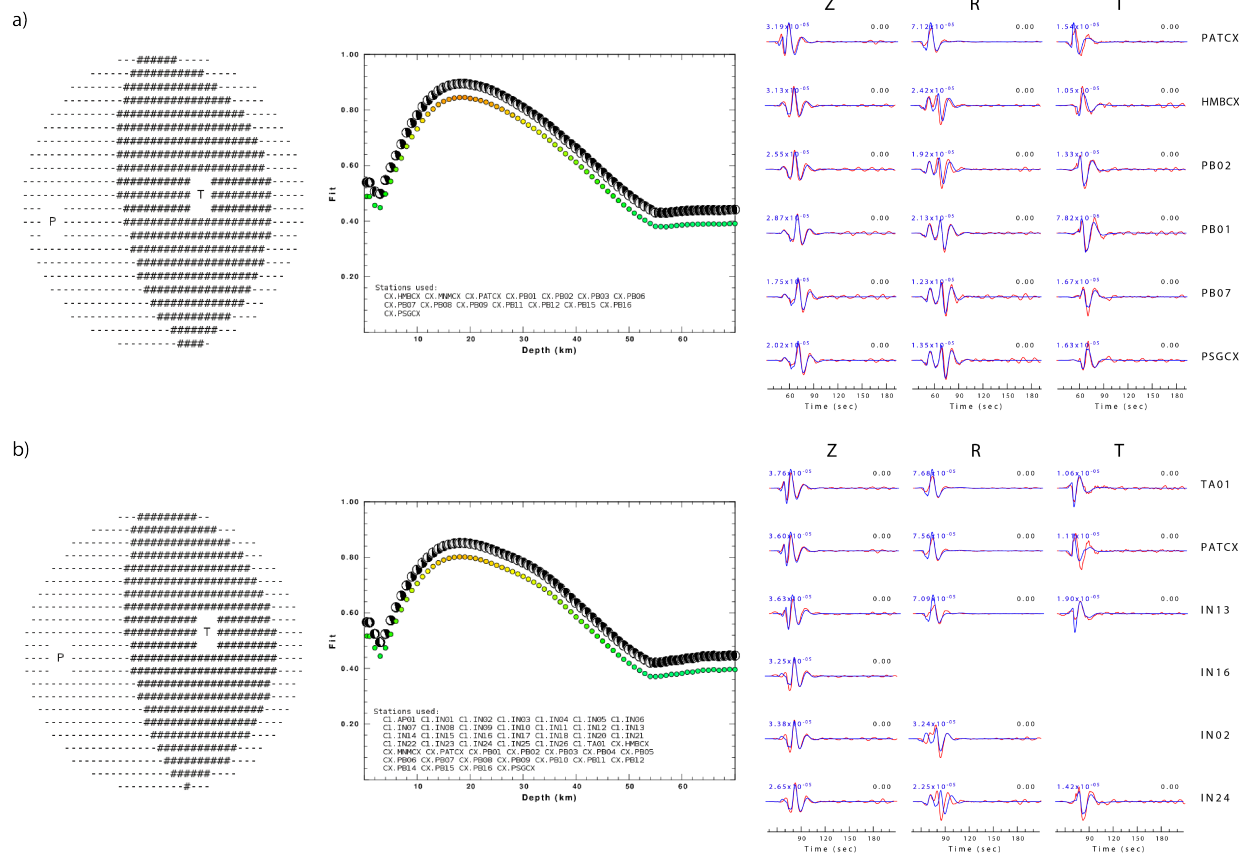


Figura 4.7: Prueba N°3: Estaciones utilizadas. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo, elegido de forma aleatoria, evaluado utilizando a) estaciones permanentes, y b) estaciones permanentes y de intervención.

4.6.2. Registros saturados

Un problema que se presenta a la hora de poder realizar el proceso de inversión, es el contar con señales que no tengan la calidad suficiente para superar la revisión generada por el programa *IDOQC*, las cuales deben ser rechazadas, lo que conlleva a pérdida de información.

Esta complicación afectó a varios de los eventos estudiados, los cuales producto de un sismo de mayor magnitud mostraban registros saturados haciendo imposible el uso de sus señales de formas de onda registradas. La Figura (4.8, parte superior) muestra un ejemplo de lo señalado, en donde se puede observar que al revisar el registro continuo, sin filtrar, el sismo de mayor magnitud produce un efecto de resonancia, produciendo la saturación de los registros de sismos con menor magnitud durante una ventana de tiempo de aproximadamente una hora. En la misma Figura (4.8, parte inferior) se observa como la pérdida de información aumenta, a casi cuatro horas, al momento de utilizar el filtro de frecuencia ($0.02\text{ Hz} - 0.06\text{ Hz}$) indicado en la sección anterior.

Este problema también se ve reflejado en centros de alerta temprana o que entregan información sobre la localización y mecanismos focales de sismos a nivel global, como USGS y GFZ, los cuales no tienen soluciones propuestas para la mayoría de los sismos ocurridos durante la ventana temporal señalada (3-4 hrs) posterior al terremoto Mw 8.1 y a la réplica de mayor magnitud, Mw 7.6, ocurridos el 1 y 3 de Abril respectivamente.

Además, al momento de aplicar el control de calidad, *IDOQC*, el registro de las señales sísmicas muestran un alto grado de saturación, lo que obliga a rechazar su uso para la inversión (ver Figura 4.9). Esta baja calidad en la señal de algunos registros implicó descartar 28 eventos de los 179 totales, lo que representa un 15 % de la muestra total analizada.

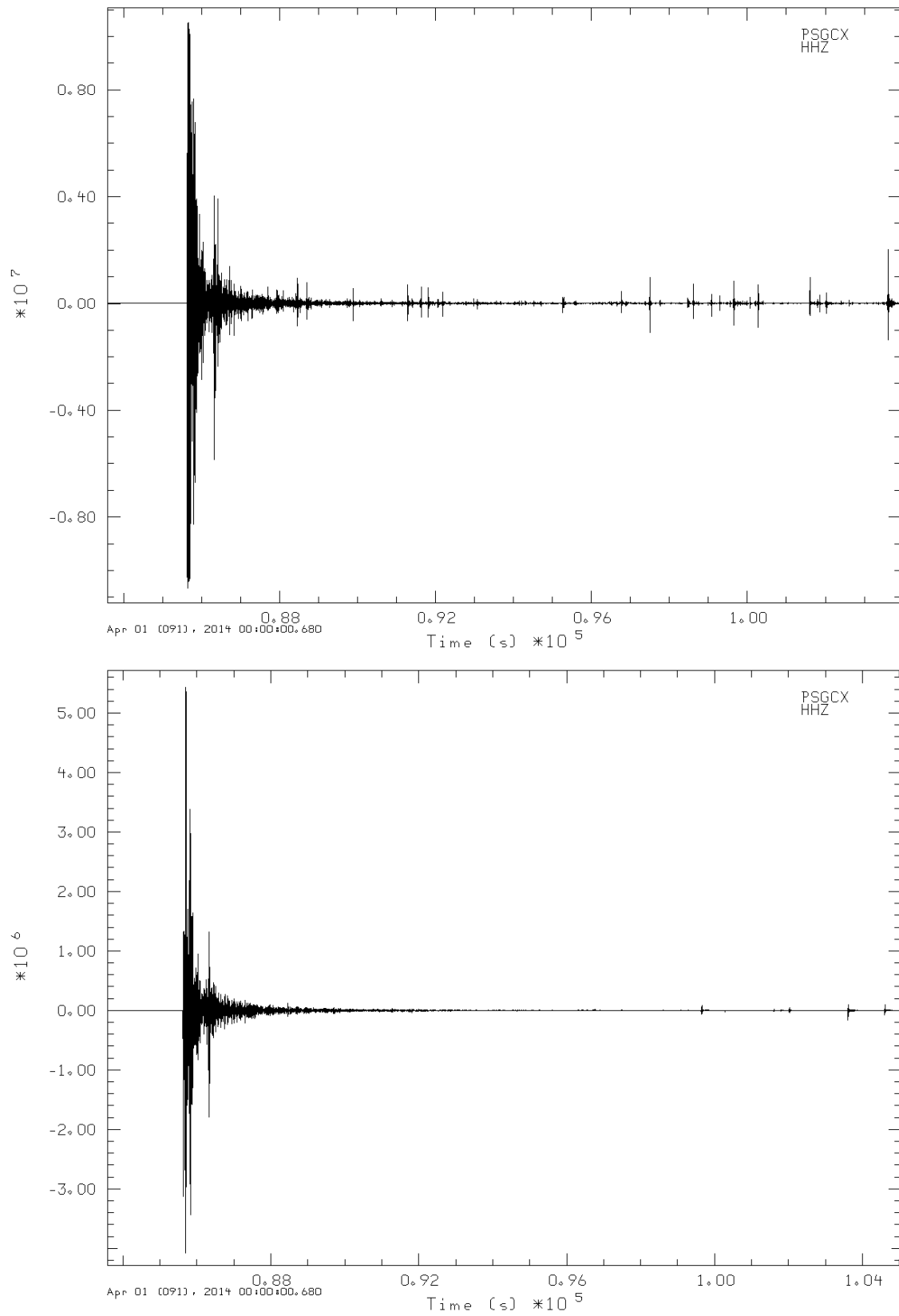


Figura 4.8: Registro continuo para una ventana de tiempo de 6 horas, en la cual se produce el terremoto de Iquique Mw 8.1, (parte superior) sin filtrar ,(parte inferior) aplicando el filtro de frecuencia en el rango de 0.02 y 0.06 Hz.

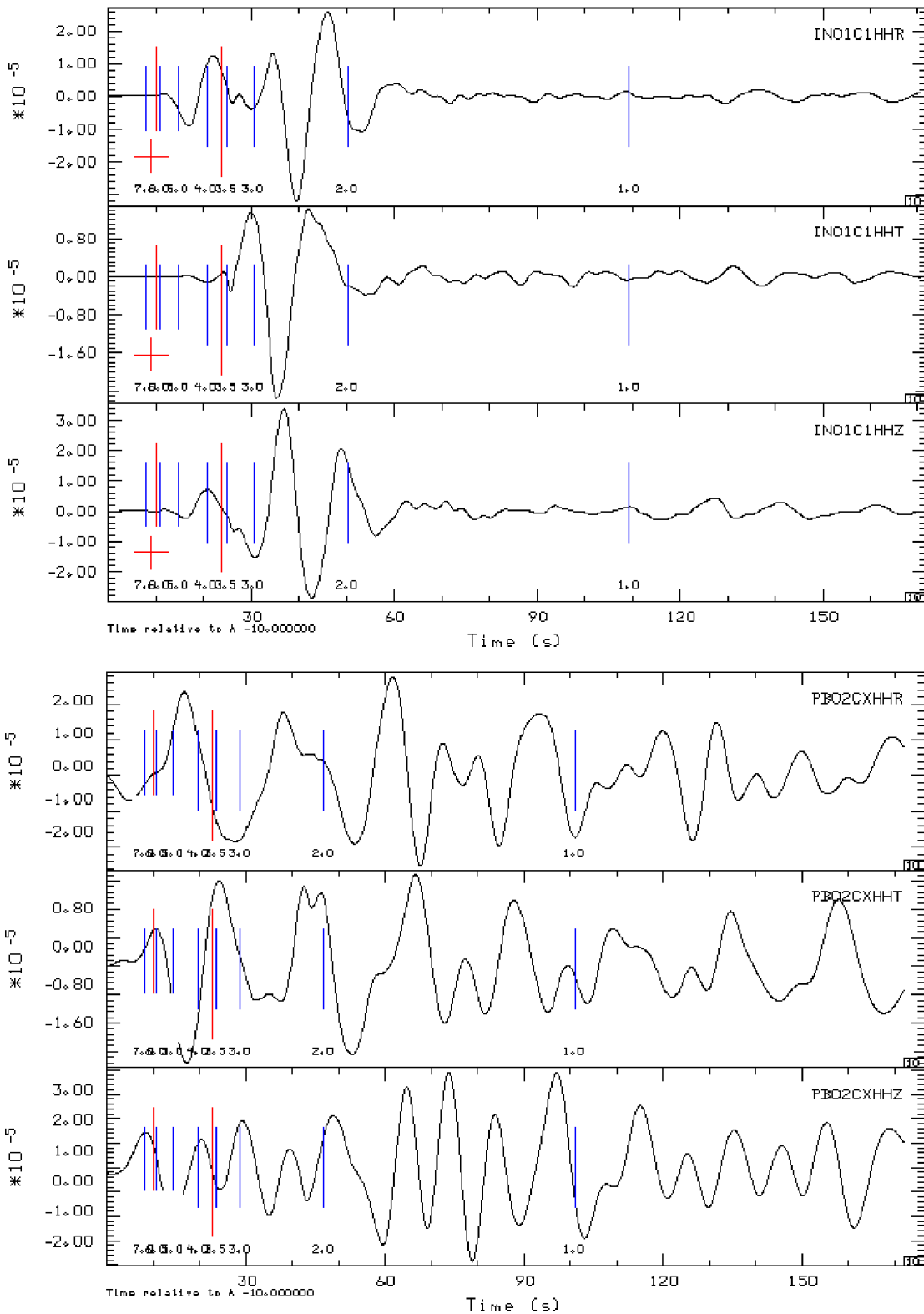


Figura 4.9: Comparación de calidad de señales posterior a la aplicación del filtro de frecuencia comprendida en el rango 0.02 Hz y 0.06 Hz . (arriba) Señal aceptada por el control de calidad, en donde se observan las amplitudes para las ondas P y S. (abajo) Señal rechazada por el control de calidad debido a la saturación del registro. Se observa una amplitud de señal muy grande lo que impide determinar la presencia de ondas P y S.

4.6.3. Estabilidad de las soluciones

Para tener certeza de que la solución obtenida en la inversión es robusta, se realiza una prueba de estabilidad del mecanismo focal obtenido. Esto consiste en fijar la profundidad de foco y el ajuste obtenido, para hacer una búsqueda de soluciones alrededor de dichos parámetros según un porcentaje de incerteza arbitrario. Con esto, es posible comprobar que la solución obtenida es la mejor para la vecindad abarcada dentro del rango propuesto.

Se considera un rango de incerteza hasta 3 %, ya que para valores mayores a este ($\geq 5\%$) se presentan planos focales que comienzan a alejarse de la solución planteada originalmente. Por otro lado, valores menores ($\leq 2\%$) acotan la solución a una única posible, omitiendo posibles errores.

La Figura 4.10 muestra resultados de la prueba de estabilidad realizados para un evento elegido aleatoriamente. En ella se contrasta la solución obtenida, incluyendo mecanismo focal, ajuste de foco y comparación entre registros sintéticos y observados; con los resultados de la prueba de estabilidad para diferentes rangos de confianza. Las cruces rojas en la parte inferior de la imagen representan las estaciones con las cuales se obtuvo la solución. La parte d) muestra como para un valor de incerteza de 5 %, los planos focales planteados como solución comienzan a variar en sus tres componentes, alejándose de la solución original.

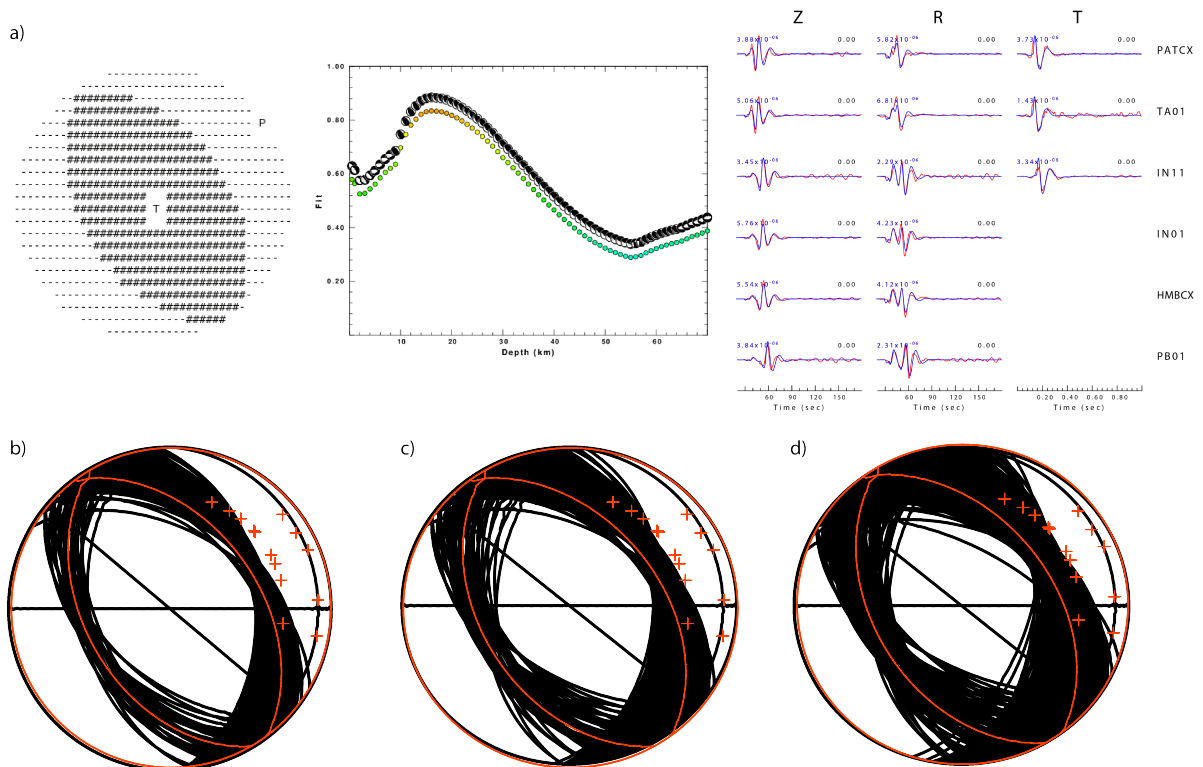


Figura 4.10: Estabilidad de las soluciones. a) Solución de mecanismo focal tras la inversión. b), c) y d) pruebas de estabilidad con 98 %, 97 % y 95 % de confianza, respectivamente. Las cruces rojas indican la proyección, sobre la red estereográfica de Lambert-Schmidt (Lambert, 1972), del ángulo con que la onda llega a la estación.

4.6.4. Mecanismos focales

Luego de las pruebas aplicadas a los mecanismos focales es posible construir el catálogo final con los resultados a partir de la inversión como doble par de fuerzas, utilizando el filtro entre 0.02 Hz y 0.06 Hz , el modelo de velocidades de Husen & Asch (1999), y considerando sismos registrados con un mínimo de 5 estaciones. Este catálogo cuenta con 151 eventos, considerando sismos precursores y réplicas del terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014. Las Figuras 4.11, 4.12 y 4.13 muestran la totalidad de las soluciones, en planta y sección transversal, separadas en los registros del mes de Marzo y los posteriores al terremoto (Abril - Julio de 2014). En ellas se observa la distribución de sismicidad, la cual está clasificada por colores según los tipos de sismos identificados.

La sismicidad precursora, registrada en el mes de Marzo de 2014, se aprecia una clara tendencia de la actividad hacia el norte del segmento de Iquique, entre los $\sim 19.5^{\circ}\text{S}$ y los $\sim 20.2^{\circ}\text{S}$, con presencia de sismos superficiales y mecanismos focales atípicos (categorizados de esa forma debido a la rotación de sus componentes, las cuales no ajustan con el contexto tectónico de la región) para la zona.

La actividad post sísmica, registrada entre los meses de Abril y Julio de 2014, muestra una distribución más homogénea a lo largo del segmento estudiado. Para este período analizado se mantiene la presencia de sismicidad superficial y mecanismos atípicos, a lo que se suma la detección de eventos con mecanismos normales.

Con el fin de comparar los resultados obtenidos a través del método de 100% doble par de fuerzas se incluyen las soluciones, para las réplicas del terremoto de Iquique, utilizando el método de inversión con el dipolo compensado CLVD (Figura 4.14).

Se observa una leve diferencia en la localización de la profundidad reportada por ambos métodos, mostrando una variación de hasta 3 km. Por otra parte, el dip entregado, para todos los eventos, por este último método resulta ser más alto que al utilizar CLVD, mostrando una diferencia de 10° aproximadamente.

Las características particulares de cada período y la discusión de sus soluciones de mecanismos focales, así como su relación con la tectónica regional, serán tratadas con mayor profundidad en el siguiente capítulo.

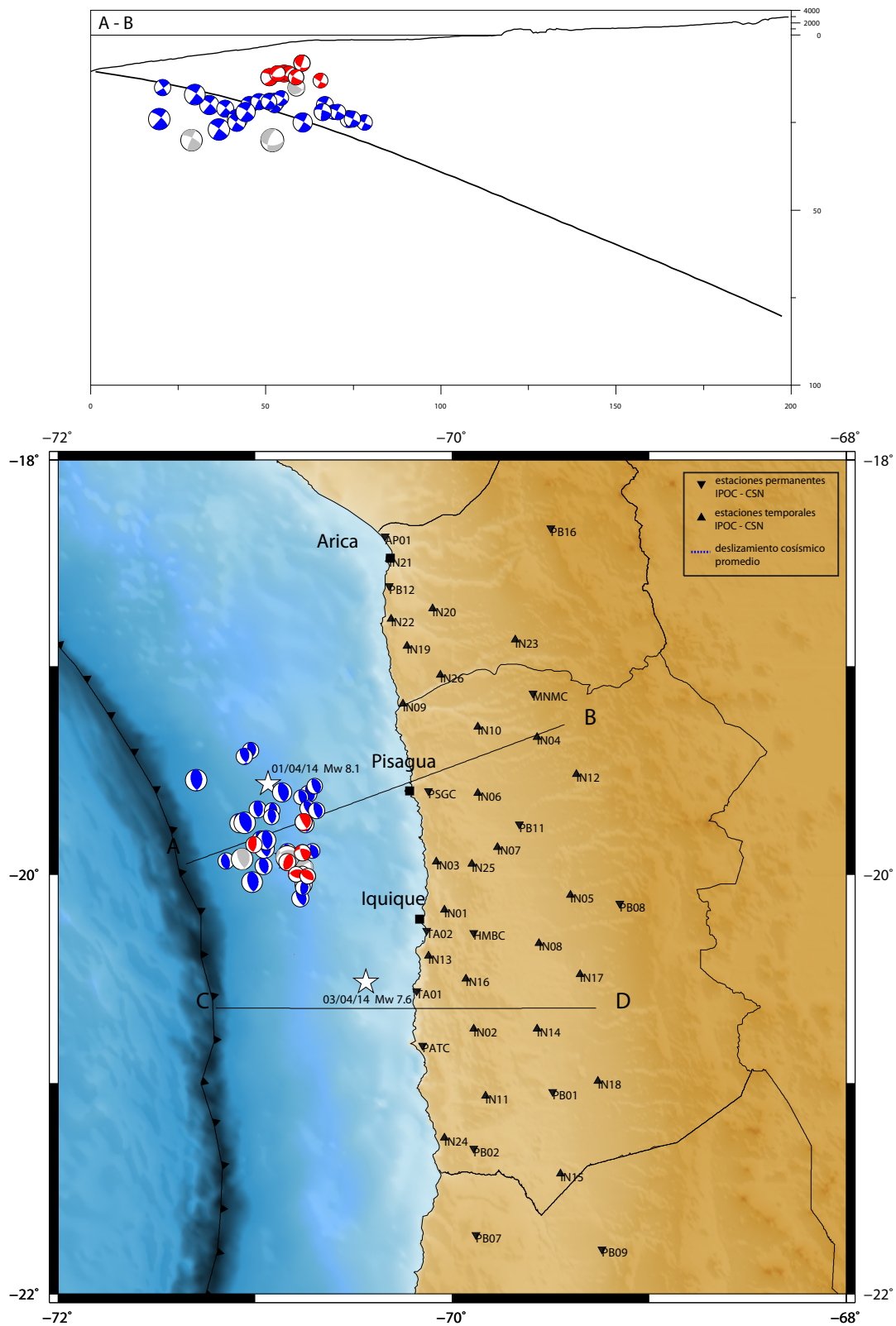


Figura 4.11: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para los sismos precursoros registrados durante el mes de Marzo de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio.

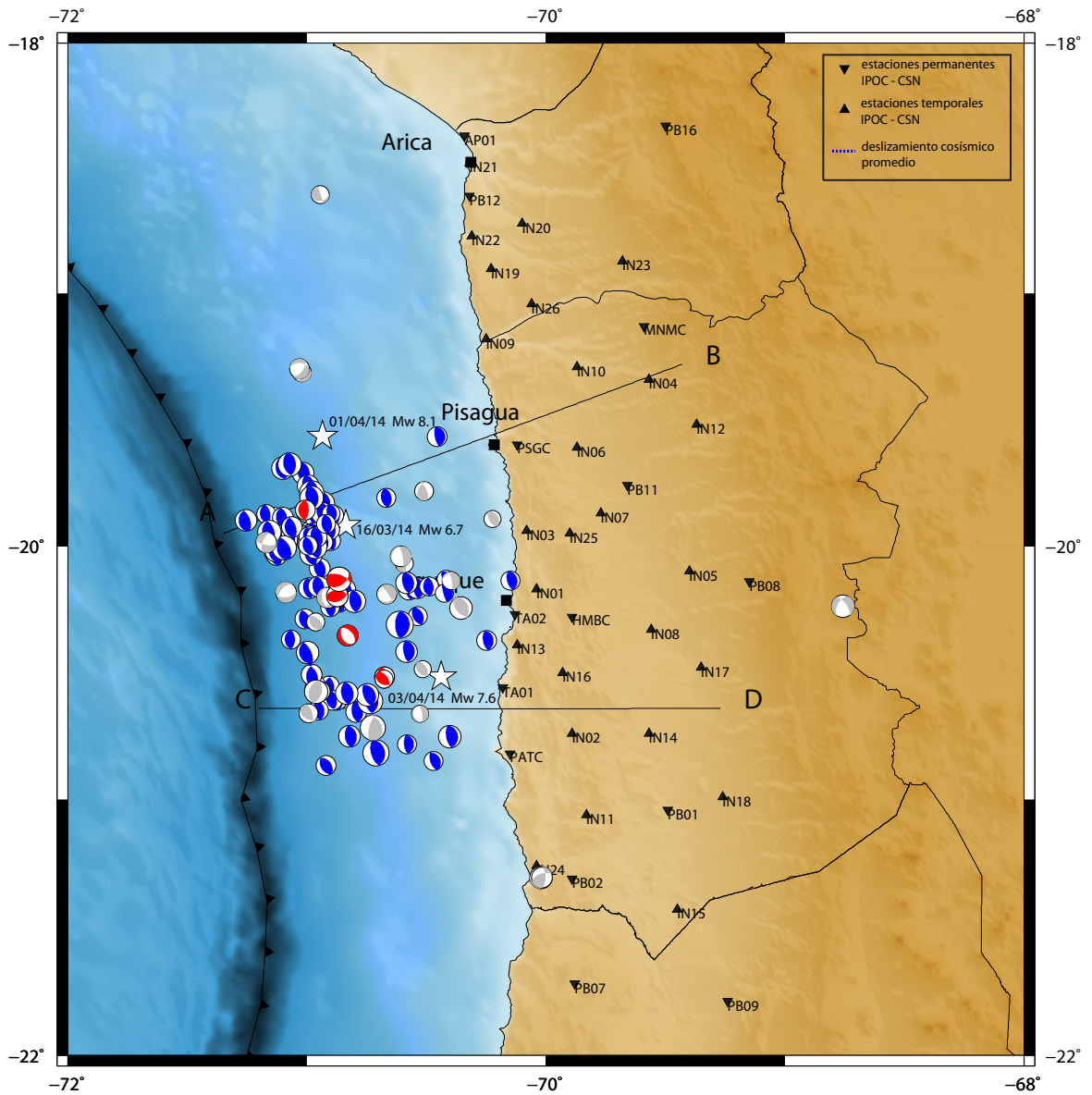


Figura 4.12: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio.

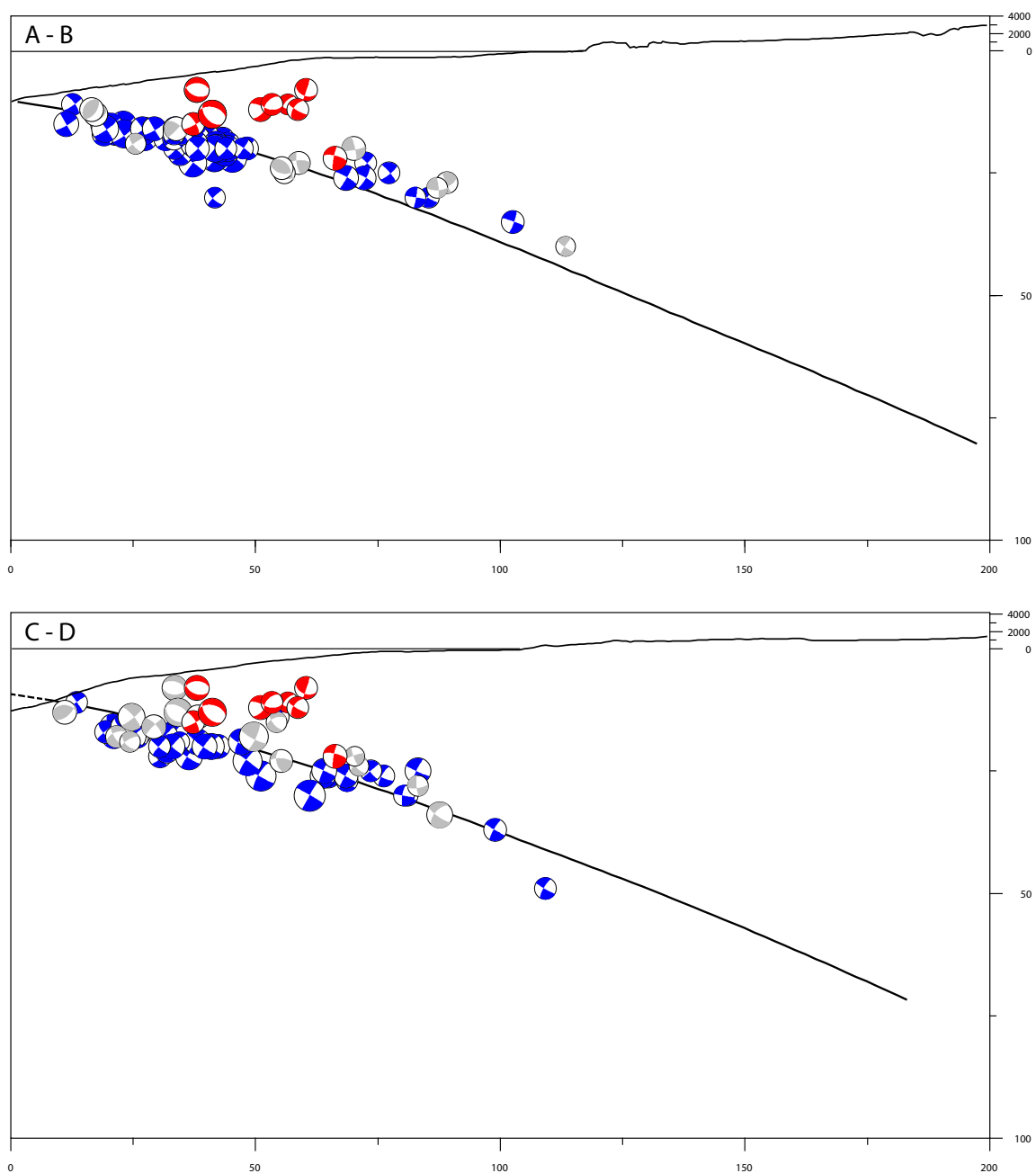


Figura 4.13: Sección transversal de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

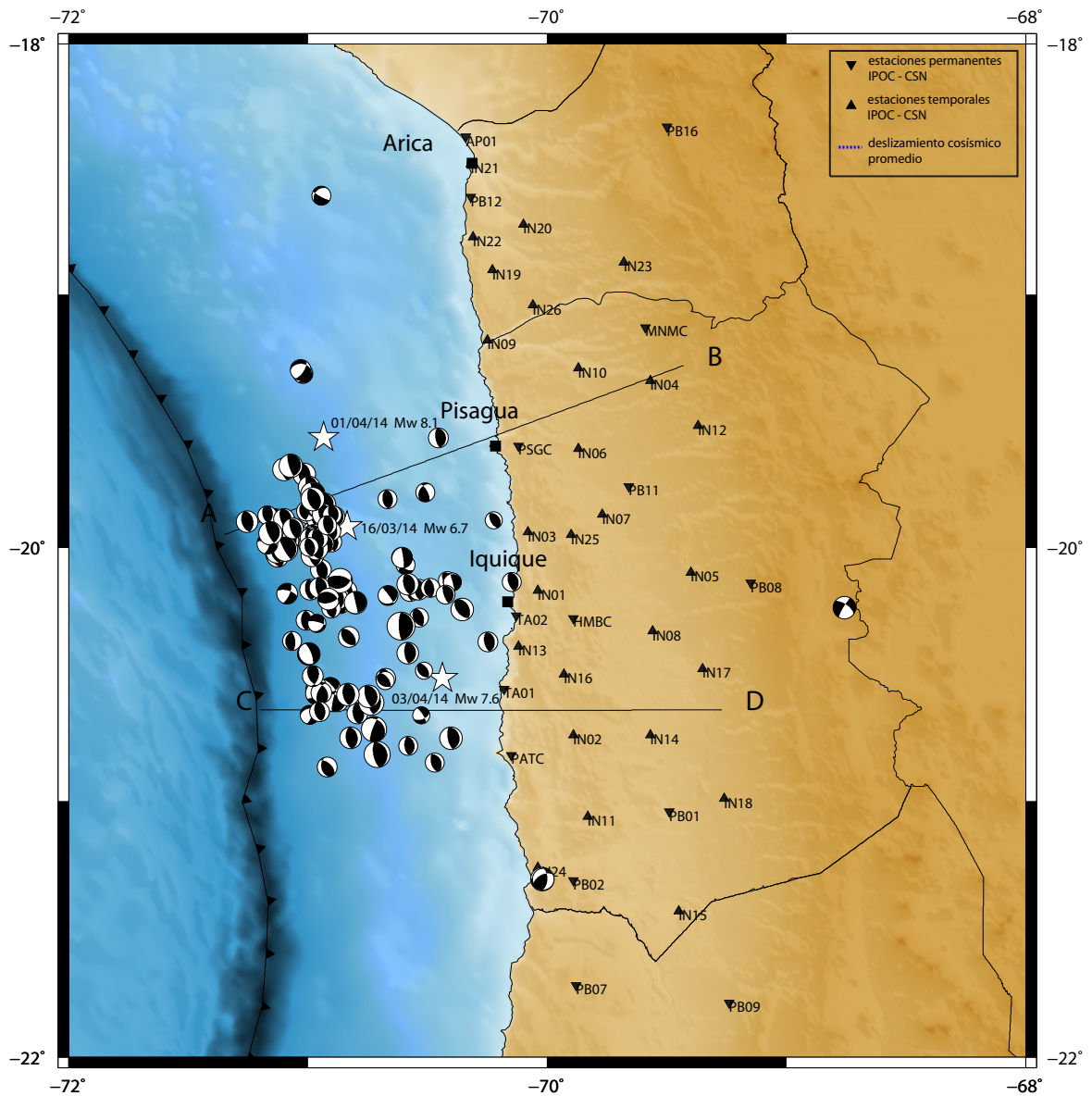


Figura 4.14: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, utilizando el método de inversión que considera el dipolo compensado, CLVD. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

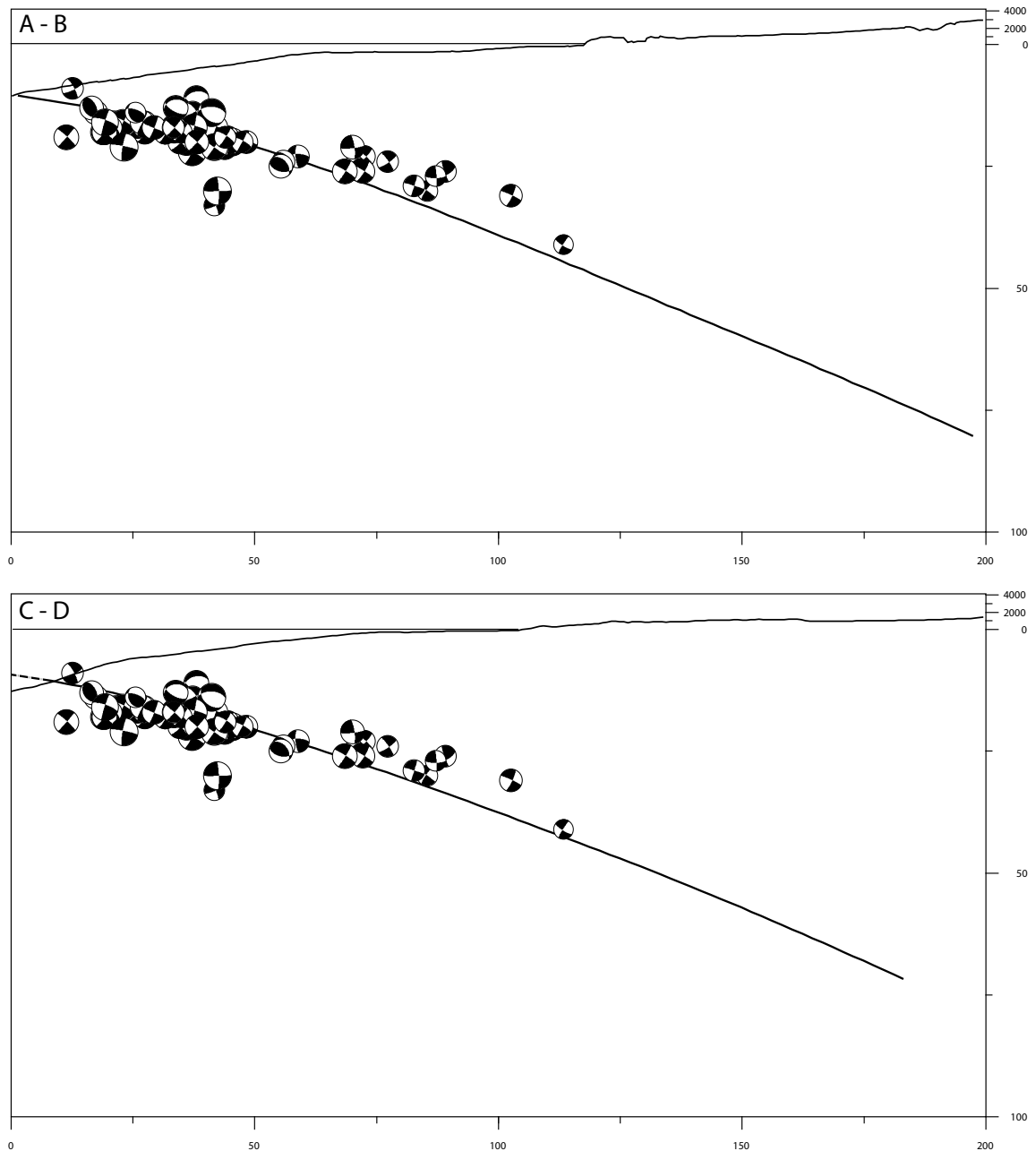


Figura 4.15: Sección transversal de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, utilizando el método de inversión que considera el dipolo compensado CLVD. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

4.6.5. Discusiones y comentarios

El tensor de momento sísmico entrega información relevante a la hora de poder determinar de buena forma la profundidad de foco de los sismos analizados, así como su mecanismo focal. De esta manera es posible corregir el problema asociado a la localización en profundidad que se presentaba al utilizar NonLinLoc.

La sensibilidad de la inversión, en relación a diferentes modelos de velocidades, se observa mayoritariamente en la variación del ángulo de manteo, el cual muestra una variación promedio de 5° según el modelo utilizado.

Para el caso de la cantidad de estaciones utilizadas, no se observa una mayor variación al momento de aumentar o disminuir el número de instrumentos que registren la actividad sísmica. Sin embargo, y como señalan trabajos previos, es recomendable contar con la mayor cantidad de estaciones disponibles para obtener una inversión más confiable.

En relación a la calidad de los registros, se presenta el problema de pérdida de información tras la ocurrencia de sismos de gran magnitud, como el caso del terremoto Mw 8.1 y la réplica ocurrida el 3 de Abril de 2014, Mw 7.6; los cuales generan combinaciones de onda en superficie, las cuales al ser filtrados en el rango de frecuencia utilizado para este estudio produce la desaparición de señales por una ventana temporal de aproximadamente 3-4 horas.

Sobre la estabilidad de las soluciones es posible señalar que para este trabajo se considera una incerteza del 3 % en torno a la mejor solución propuesta por la inversión. Para valores mayores de incerteza, los mecanismos focales propuestos comienzan a mostrar claras diferencias en comparación a la solución original.

Sobre el método de inversión utilizado, no queda claro cual es el que entrega la mejor solución para estos eventos, por lo que se deben llevar a cabo otro tipo de pruebas para afirmar que metodología es la óptima para el caso de sismos en zona de subducción.

En resumen, el procesamiento de los registros obtenidos por las estaciones del Centro Sismológico Nacional considera la localización del epicentro a partir del programa *NonLinLoc* de Lomax *et al.* (2000), para luego obtener el hipocentro y mecanismo focal con el programa de inversión del tensor de momento sísmico de Herrmann (2013), utilizando el método de doble par de fuerzas.

En los siguientes capítulos considera las soluciones de 100 % doble par de fuerzas para el análisis e interpretación de los mecanismos focales y su relación con el contexto tectónico regional presente en la zona de estudio.

Capítulo 5

Clasificación de la sismicidad registrada

5.1. Introducción

Como se muestra en el capítulo anterior, los resultados obtenidos para los mecanismos focales de la sismicidad precursora y post sísmica muestran una gran heterogeneidad de soluciones. Esta diversidad de soluciones podría estar asociada a las heterogeneidades presentes a lo largo de la placa de Nazca (Contreras-Reyes & Carrizo, 2011), las cuales serían capaz de controlar la dinámica del movimiento sísmico (Kanamori, 1994; Das & Aki, 1977).

Zhan *et al.* (2012) propone para el terremoto de Tohoku en 2011 una clasificación de la sismicidad con el fin de hacer un análisis más detallado de ésta, y además poder comparar entre sí eventos con soluciones similares. Esta idea es replicada en este trabajo, generando criterios de categorización de los eventos, para así tener la posibilidad de entregar discusiones específicas según el conjunto de sismos con el que se está tratando.

Se definen tres tipos de sismos presentes en la zona:

- Sismos con mecanismo focal de tipo inverso
- Sismos con mecanismo focal de tipo normal
- Sismos con mecanismo focal atípico para la zona de estudio

En estas categorías se encontraron diversos sismos superficiales los cuales fueron separados para su posterior análisis.

El presente capítulo detalla los pasos seguidos para la definición de los criterios de categorización de los eventos a estudiar, para luego explicar, a través del diagrama de rosas y de estadística, los resultados obtenidos para cada tipo de evento.

5.2. Criterio de categorización

5.2.1. Ángulo de deslizamiento

Se analiza la distribución del ángulo de deslizamiento de la falla (rake) para las soluciones obtenidas, con el objetivo de realizar una clasificación general de la sismicidad registrada. Para los sismos inversos, los valores están contenidos en el rango entre 90° y 120° . En cambio para la sismicidad con mecanismos focales del tipo normal, se considera un rake entre 240° y 270° . Para los mecanismos atípicos el rake toma valores entre 150° y 210° Stein & Wysession (2009).

5.2.2. Ángulo de rumbo

El ángulo de rumbo, o strike, de un mecanismo focal indica la orientación de los planos de falla. Para sismos de contacto en zonas de subducción el valor del strike está directamente relacionado con la dirección del plano de falla efectivo, que generalmente en estos casos viene dado, aproximadamente, por la orientación del margen convergente. Conociendo dicho valor, resulta conveniente hacer una comparación entre la orientación de la fosa con los valores de strike obtenidos en las soluciones de los mecanismos focales.

La categorización a través de este criterio se realiza estudiando la distribución media del ángulo de rumbo (strike) para la sismicidad registrada. Este análisis se lleva a cabo a través del diagrama de rosas, o rosetas, el cual indica las direcciones presentes para la sismicidad registrada. Con este diagrama es posible discriminar a través del strike la sismicidad de contacto asociada a un ángulo de rumbo similar al de la fosa, de la sismicidad normal o atípica cuyos ángulos de strike se alejan del valor esperado.

5.2.3. Ángulo de manto

De forma análoga al strike, el ángulo de manto (dip) de un mecanismo focal entrega información sobre el plano de falla. En este caso, el valor del dip se puede relacionar con la inclinación de dicho plano. Para bordes convergentes, al igual que el ángulo de rumbo, existen valores promedios de dip los cuales pueden contrastarse con los ángulos de manto de los sismos estudiados.

Este análisis se concentra en evaluar el valor del ángulo de manto de las soluciones obtenidas con un valor promedio del dip en la zona de contacto tomado del trabajo de Hayes *et al.* (2012). Con los resultados de esta estadística es posible no sólo discriminar el tipo de los sismos estudiados, si no que también analizar cuanto se diferencian los sismos de contacto del ángulo promedio de manto de la zona de subducción.

5.2.4. Profundidad

Para identificar la sismicidad superficial se realiza una revisión de la distribución de los eventos en las secciones transversales presentadas en la sección anterior. Luego, es necesario contrastar la localización en profundidad de los eventos con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012), con el objetivo de discriminar si los eventos ocurren, o no, en la placa Sudamericana.

5.3. Resultados

Al utilizar los criterios de clasificación señalados en la sección anterior, es posible separar la sismicidad asociada a la secuencia sísmica del terremoto de Iquique en tres grupos. Posteriormente se identificaron los sismos superficiales presentes en las tres categorías, los cuales son analizados en detalle.

A continuación se muestran los resultados para cada uno de ellos, considerando además la separación entre la actividad precursora y post sísmica.

5.3.1. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso

Como es de esperar, esta categoría concentra la mayoría de los eventos registrados tanto para la actividad previa como para la posterior al terremoto de Iquique. En esta sección se incluyen todos los sismos con mecanismo focal inverso. Esta sismicidad está, generalmente, asociada al contacto interplaca. Sin embargo, algunos de estos podrían haber ocurrido en la placa Sudamericana. Posteriormente los potenciales eventos superficiales son clasificados y analizados en su propia sección.

Para incluir a un evento dentro de esta clasificación se toma en cuenta que tanto la orientación de strike, y el ángulo del dip. En el caso del ángulo de orientación del plano de falla, se toma en consideración el strike de la fosa, el cual para el segmento de Iquique tiene una orientación preferentemente N-S. Por otra parte, el ángulo de inclinación de la zona de contacto para el segmento en estudio se encuentra en el rango entre los 15° y 30° (Cahill & Isacks, 1992; Comte & Suárez, 1995; Delouis *et al.*, 1996; Husen & Asch, 1999). Para el caso del modelo de slab propuesto por Hayes *et al.* (2012), el dip en la zona de contacto muestra un valor promedio de 24° en la zona cercana a los 50 km al Este de la fosa. En esta zona se pueden presentar eventos inversos de tipo thrust asociados al contacto y superficiales, siendo el rango de valor del dip antes mencionado una buena forma de discriminar el tipo de evento al cual corresponde.

Precursores

Tras la inspección visual se identificaron 25 eventos que corresponden a esta categoría. Estos se distribuyen preferentemente frente a las costas de la localidad de Pisagua, en las cercanías de la zona de ruptura producida por el terremoto de Iquique (ver Figura 5.1).

Al obtener el diagrama de rosa, se observa una tendencia en el strike que sigue la línea de la fosa, indicando que esta sismicidad se relaciona con el contacto de la placa de Nazca y Sudamericana. El valor promedio del strike obtenido fue de 330° , y se observa en la roseta ubicada en el costado superior izquierdo de la distribución de la sismicidad en planta de la Figura 5.1.

Evalutando el valor del dip de la solución de los mecanismos focales se encuentra que, en general, la sismicidad precursora de tipo inverso presenta un alto ángulo de manteo, el cual promedia los 34° al utilizar la solución con doble par de fuerzas neta. Esto se ve reflejado en la sección transversal, perfil A-B, de los mecanismos focales obtenidos, y el gráfico de distribución del ángulo de manteo presentados en la Figura 5.2. La misma figura (5.1) muestra que la distribución de la sismicidad ajusta, de forma general, con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012). Sin embargo, se observan sismos superficiales, indicados en rojo en la Figura 5.2, los cuales son analizados posteriormiente.

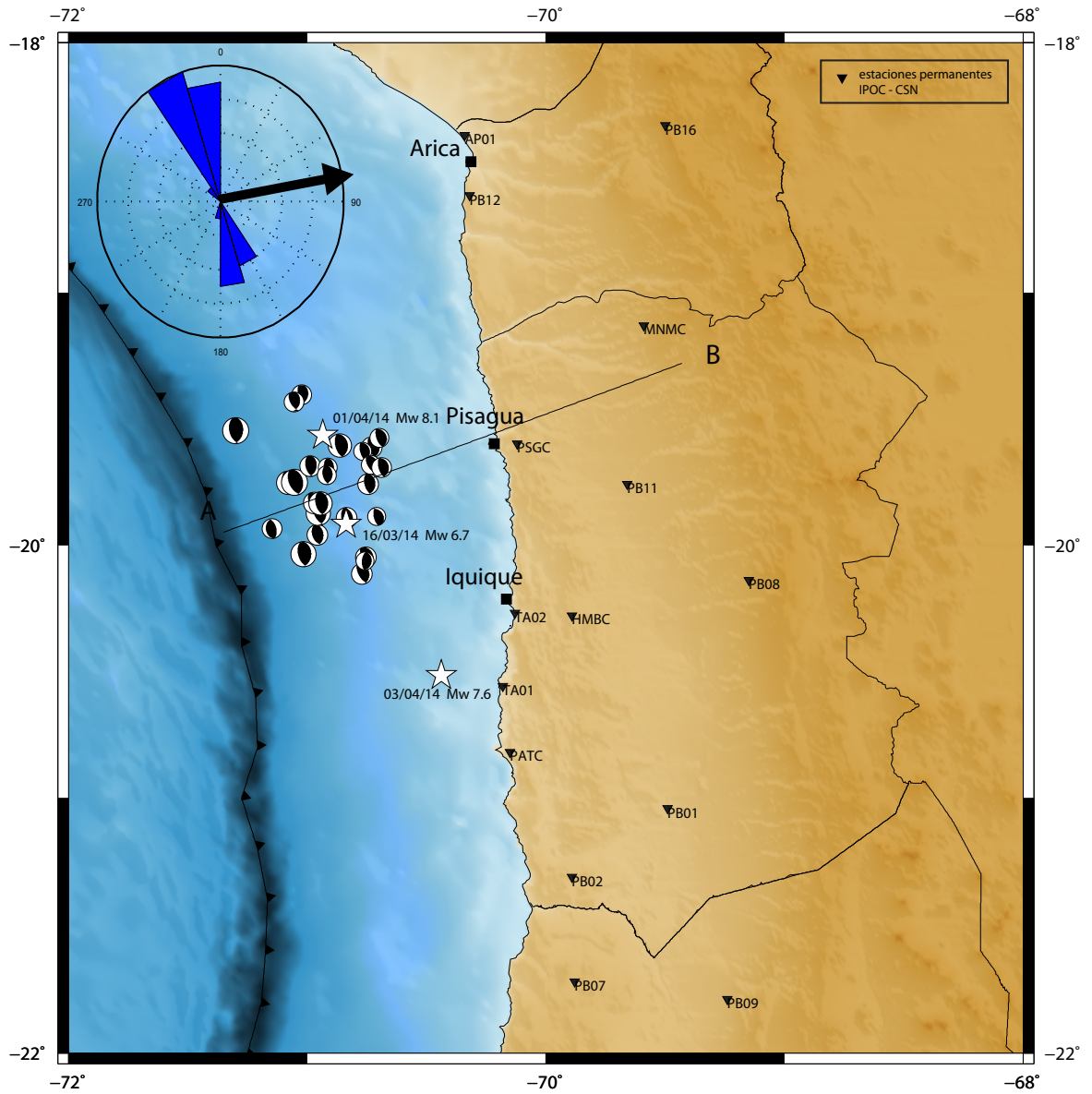


Figura 5.1: Sismos de tipo inverso clasificados siguiendo criterios de strike con respecto al Norte y dip con respecto al Este, para la actividad precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con el strike promedio obtenido para estos datos, el cual alcanza los 330° . La flecha negra indica la orientación de la convergencia entre placas, la cual se estima en 79° NE (Kendrick *et al.* , 2003), mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3 cm/año y los 6.8 cm/año (Kendrick *et al.* , 2003; Vigny *et al.* , 2009).

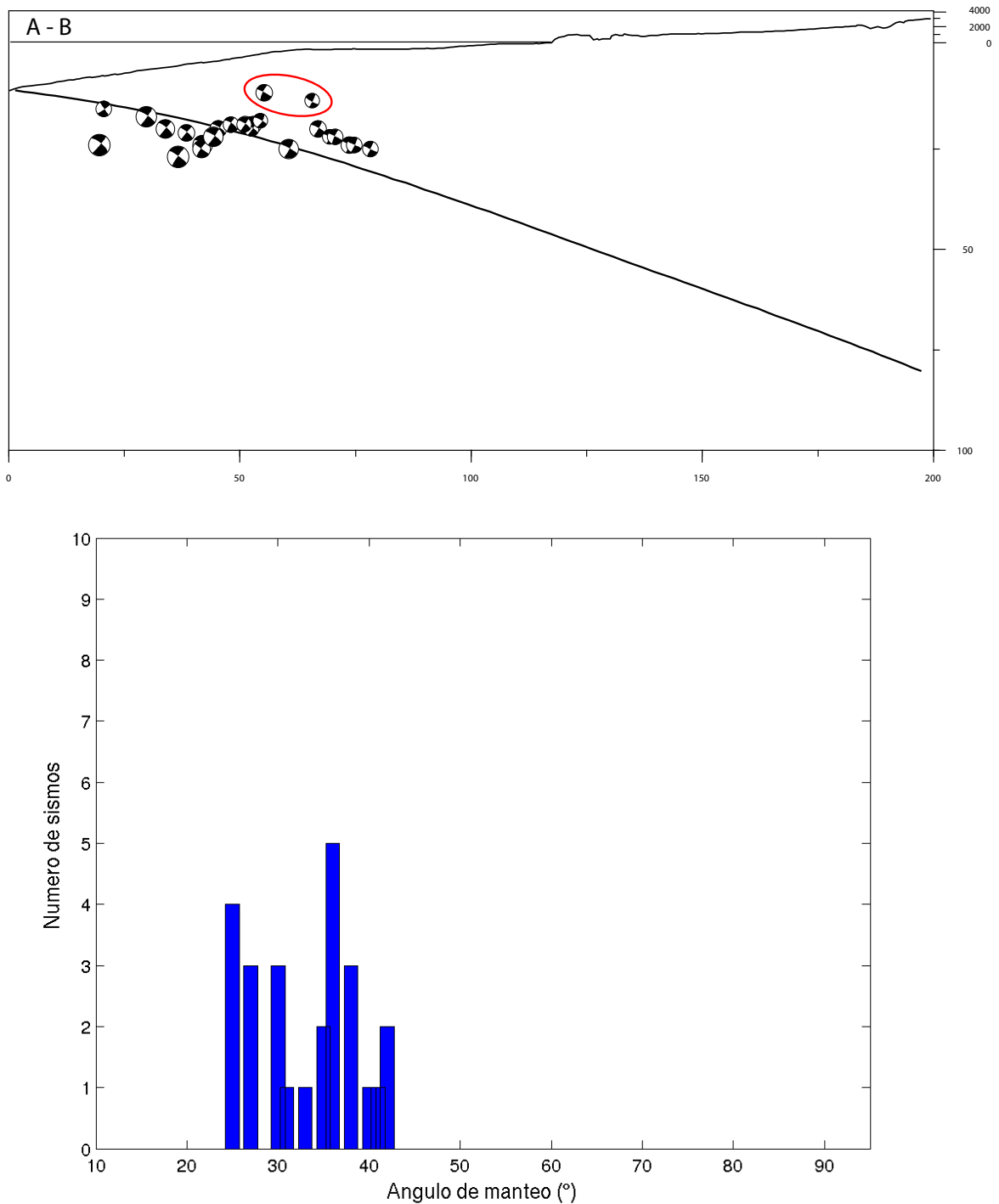


Figura 5.2: (arriba) Sección transversal de los mecanismos focales para la sismicidad precursora categorizada como tipo inverso. La ubicación del perfil A-B se puede ver en la figura 5.1. La localización del hipocentral de los eventos se muestra concordante con el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012), indicado con la línea continua. Sin embargo, es posible observar que algunos sismos presentan localizaciones más superficiales, los cuales serán discutidos más adelante. (abajo) Distribución del dip con respecto al Este para la sismicidad registrada durante el mes de Marzo de 2014. Se observa un predominio de sismos de manto alto con respecto al slab, los cuales promedian los 34° y se ubican en los primeros 50 km al Este de la fosa.

Réplicas

Siguiendo los mismos pasos que fueron utilizados para la sismicidad precursora, se obtiene por inspección visual de las soluciones obtenidas un total de 90 sismos inversos, los cuales se distribuyen en la zona central del segmento de Iquique, hacia el sur del área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014 (ver Figura 5.4).

Por otra parte, analizando los valores de strike obtenidos para los mecanismos focales generados se observa un lineamiento similar a la de la actividad precursora con un ángulo promedio que alcanza los 340° . Esto indica un comportamiento similar a la actividad registrada durante el mes anterior a la ocurrencia del terremoto de Iquique.

Al revisar la estadística del ángulo de manteo para la actividad post sísmica del terremoto estudiado, se aprecia que la tendencia de valores de dip altos mostrada en la actividad precursora se mantiene. Para el caso de las réplicas el valor promedio del dip llega a los 38° utilizando la solución de doble par de fuerzas neta, y a los 31° al usar el método de dipolo compensado. Esta información señalada se muestra en la Figura 5.3, la cual incluye la estadística obtenida para el ángulo de manteo para ambos tipos de solución. Por otra parte, la Figura 5.5 muestra la distribución de la sismicidad en cortes transversales A-B y C-D. En este último punto se observa que, al igual que la sismicidad precursora, la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014 representa de buena forma el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012). Por último es posible apreciar un posible evento con menor profundidad (marcado por la elipse roja), el cual será analizado posteriormente en la sección de sismos superficiales.

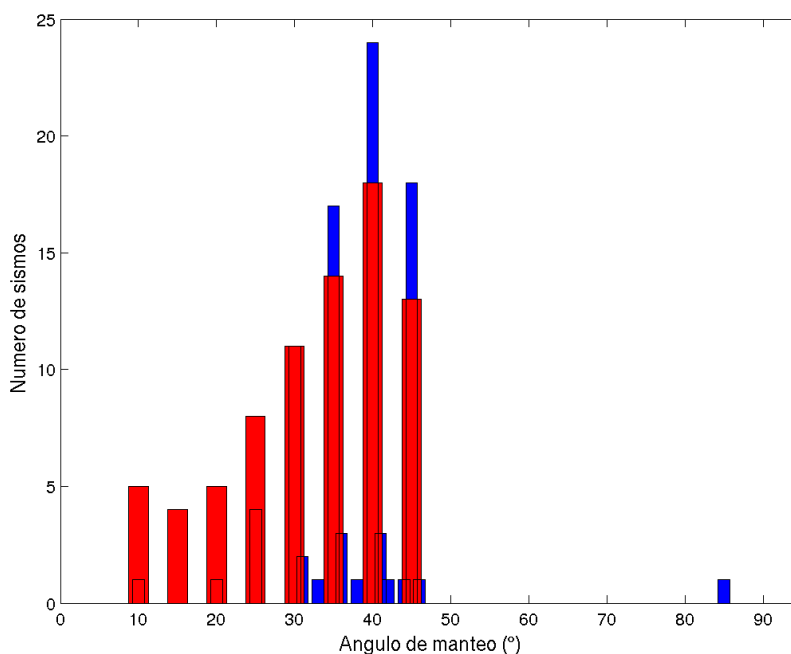


Figura 5.3: Distribución del dip, para el plano con respecto al Este, para la sismicidad mencionada y sus soluciones con 100% doble par de fuerzas (en azul y línea sólida), y CLVD (en rojo). Se observa, al igual que en la sismicidad precursora, un predominio de valores de manteo con un promedio de 38° con el método de *double couple*, y de 31° con la solución de dipolo compensado.

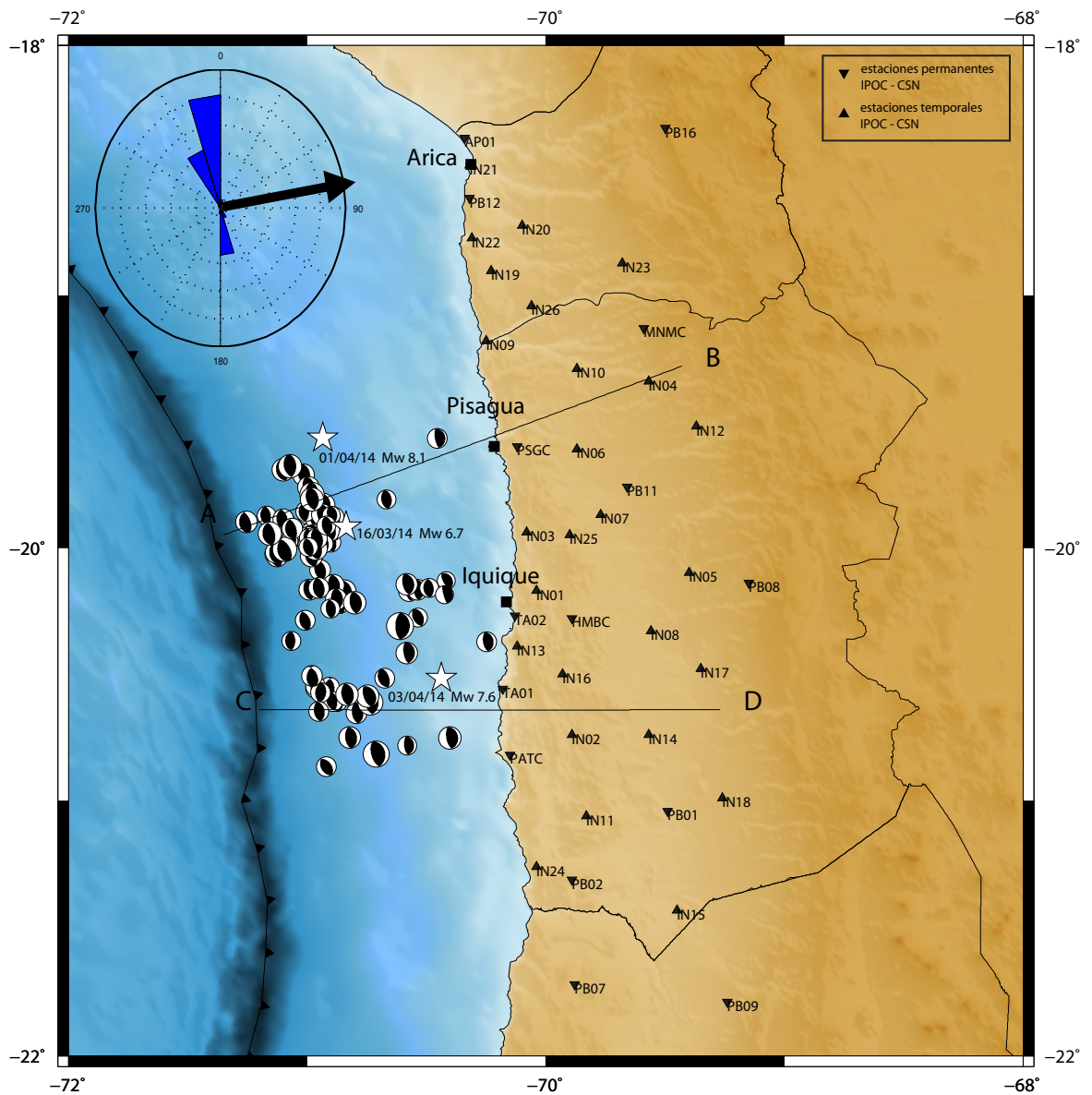


Figura 5.4: Sismos clasificados como tipo inverso siguiendo criterios de inspección visual, strike y dip, para las réplicas del terremoto de Iquique registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con el strike promedio obtenido, con respecto al Norte, para esta serie, el cual tiene un valor de 340° . La flecha negra indica la orientación de la convergencia entre placas, la cual se estima en 79° NE (Kendrick *et al.* , 2003), mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3 cm/año y los 6.8 cm/año (Kendrick *et al.* , 2003; Vigny *et al.* , 2009).

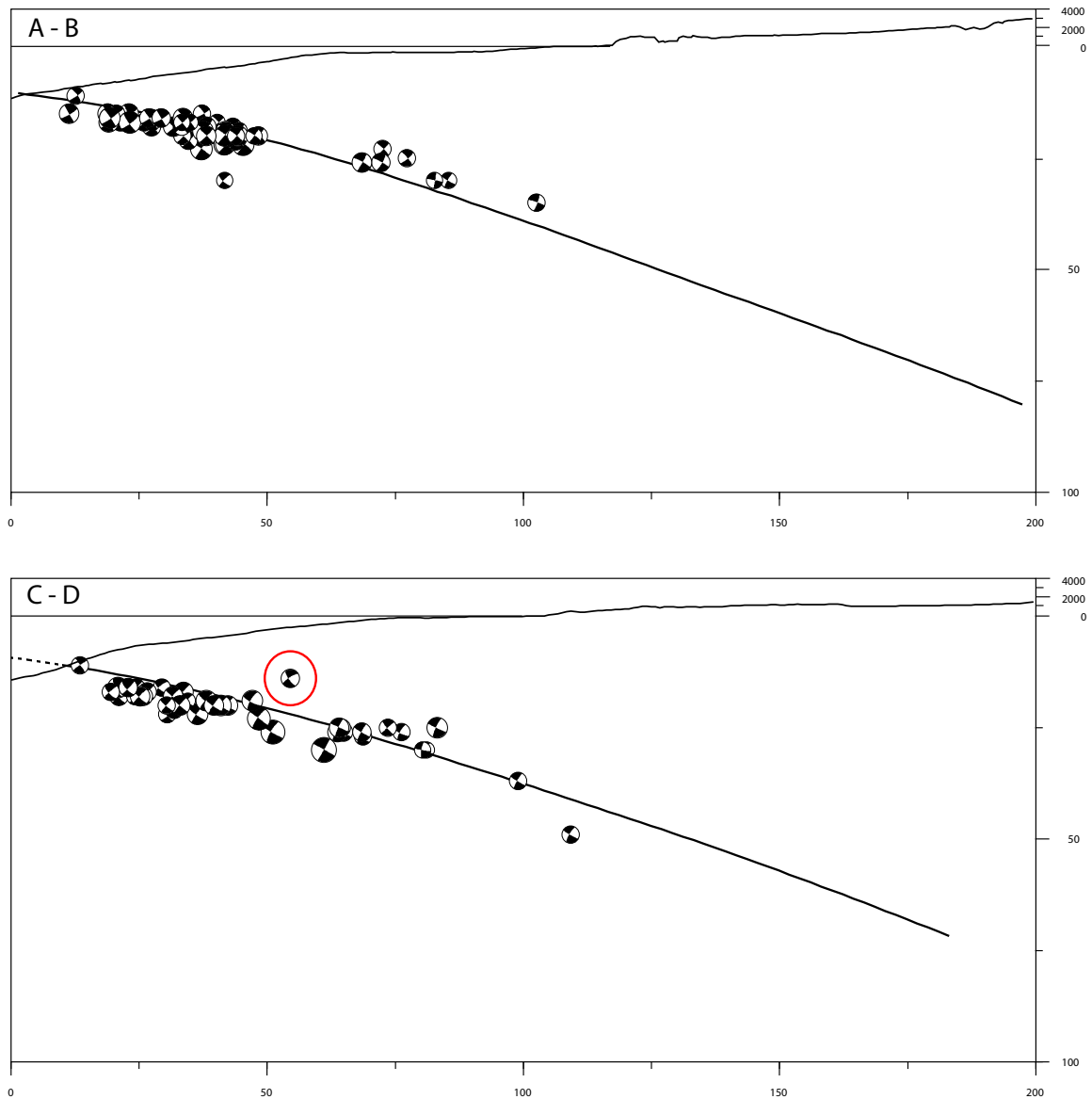


Figura 5.5: (arriba) Secciones transversales de los mecanismos focales para las réplicas registradas entre Abril y Julio 2014 de los sismos caracterizados como inversos. La ubicación de los perfiles A-B y C-D se ve en la figura 5.3. En las secciones es posible ver como las réplicas de este tipo de eventos sigue la tendencia marcada por el modelo de subducción de Hayes *et al.* (2012) indicado con la línea continua. (abajo) Distribución del dip, para el plano con respecto al Este, para la sismicidad mencionada y sus soluciones con 100 % doble par de fuerzas. Se observa, al igual que en la sismicidad precursora, un predominio de valores de manteo con un promedio de 38° los cuales se concentran en los primeros 50 km al Este de la fosa.

5.3.2. Sismos con mecanismo focal normal

Para la selección de eventos en esta categoría, el ángulo de deslizamiento de la solución propuesta debe estar contenido en el rango entre 240° y 270° . Para esta zona de estudio, los eventos de tipo normal no presentan, *a priori*, una orientación con respecto al norte o un ángulo de manteo en particular, por lo que a diferencia de la clasificación de la sismicidad tipo inverso, los valores de strike y dip pasan a ser información para interpretar la naturaleza del evento, más que un criterio de selección.

Precursores

De la misma forma que para los sismos de tipo inverso, se realiza como primer paso una inspección visual para determinar la actividad precursora que tenga características de sismicidad de tipo normal. Luego de dicha revisión se obtiene que solamente un evento cumple dicha condición. Este se ubica, al igual que la mayoría de la sismicidad previa al terremoto, en las cercanías del epicentro del evento principal, y más aún a una corta distancia del sismo precursor de mayor magnitud (Mw 6.7), registrado el 16 de Marzo de 2014 (ver Figura 5.6).

Al revisar el strike, con respecto al Norte, del único sismo precursor clasificado con un mecanismo focal de tipo normal se observa que su lineamiento, a diferencia de los sismos inversos, no mantiene relación con la dirección de la fosa y se presenta más bien con una orientación NE-SW con ángulo de rumbo de 230° .

Para el caso del ángulo de inclinación del plano de falla se mantiene la tendencia, presente en ambos casos de la sismicidad inversa, de alto ángulo en las soluciones. Como se muestra en parte inferior de la Figura 5.7 para este evento categorizado como normal se alcanzan los 65° manteando hacia el Oeste. Por otra parte, la parte superior de la misma imagen muestra su ubicación a lo largo de la sección transversal A-B, la cual muestra un leve distanciamiento del modelo planteado por Hayes *et al.* (2012), lo cual indica que podría tratarse de un sismo superficial.

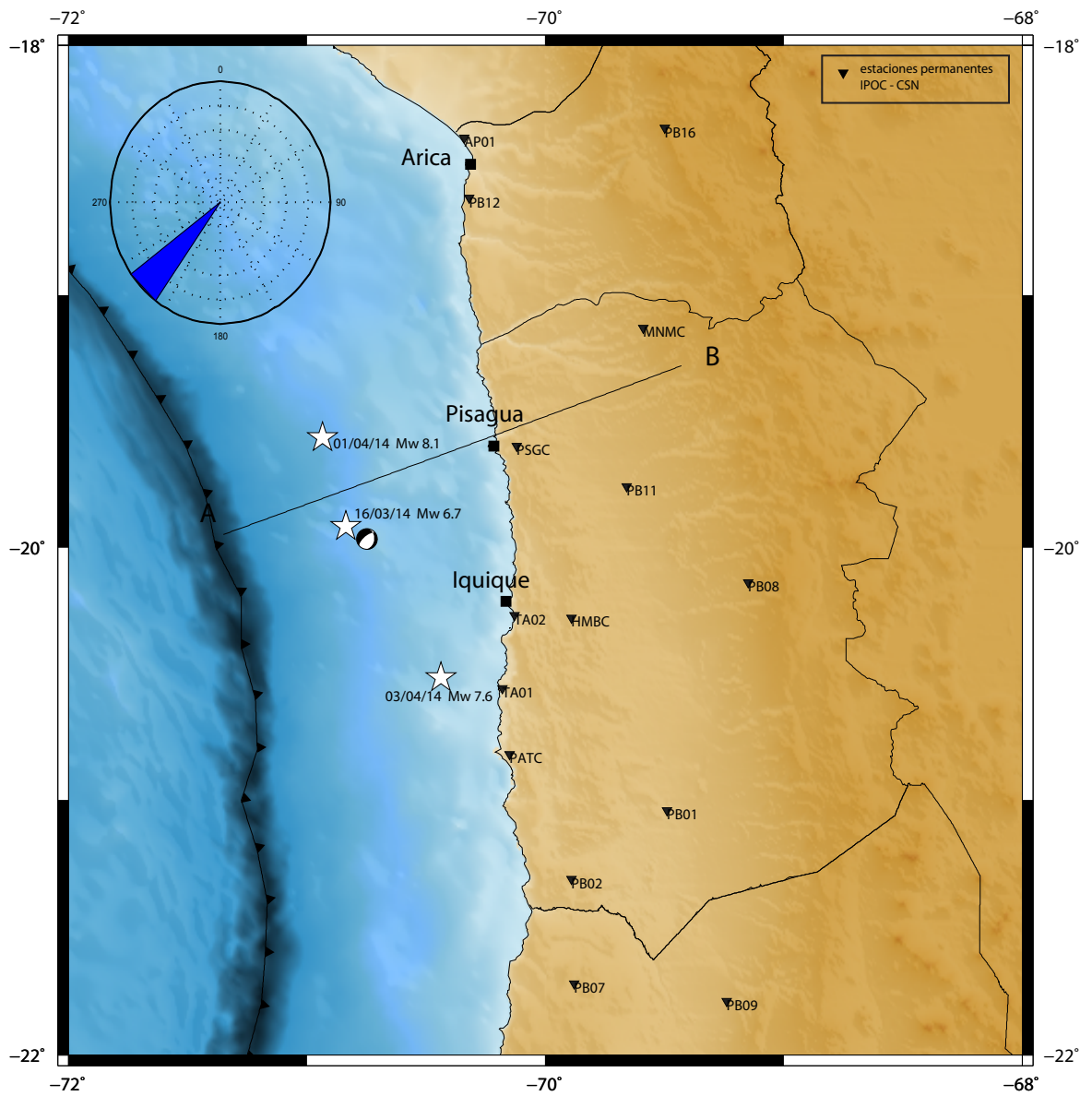


Figura 5.6: Sismo de tipo normal clasificado siguiendo criterios de inspección visual, strike y dip, para la actividad precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra el strike, de 230°, obtenido para este único sismo.

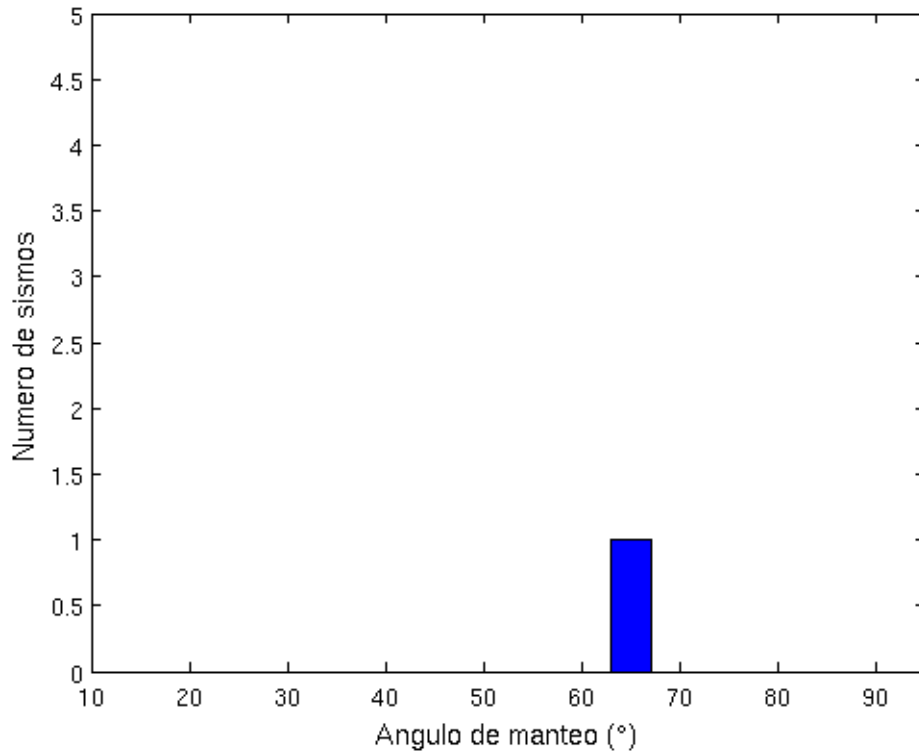
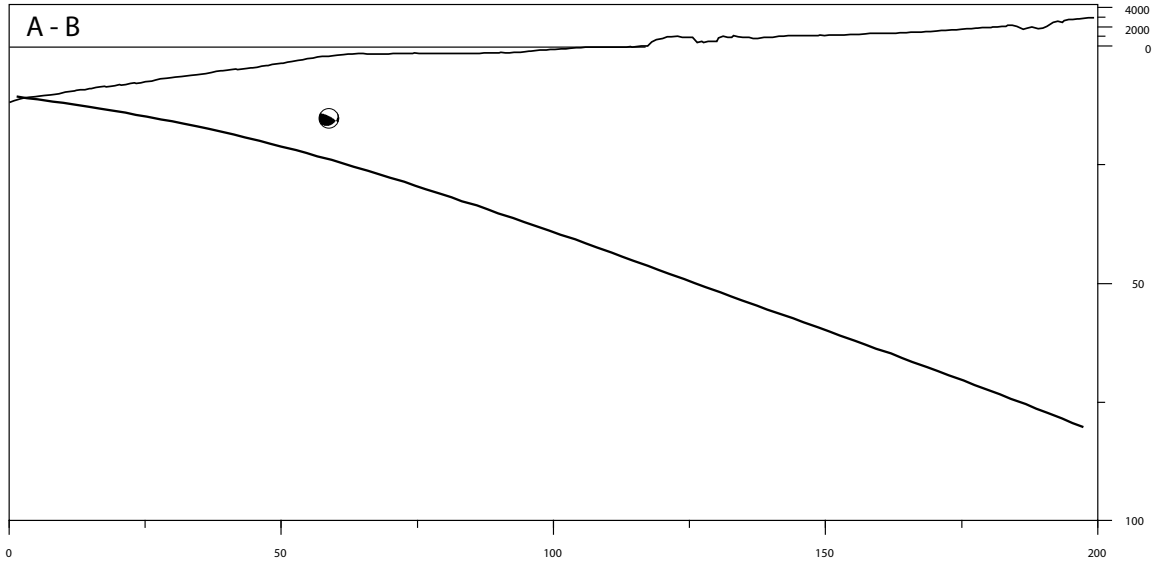


Figura 5.7: (arriba) Sección transversal para el sismo precursor clasificado como mecanismo focal de tipo normal. Este evento se ubica sobre la línea de slab (Hayes *et al.*, 2012), lo que podría indicar posible fallamiento en la placa sudamericana. La ubicación del perfil A-B se observa en la figura 5.6. (abajo) Dip del plano con respecto al Oeste para el evento de tipo normal registrado durante el mes de Marzo de 2014. El ángulo de inclinación alcanza los 65° para este sismo.

Réplicas

Para el caso de las réplicas registradas desde el día del evento principal, ocurrido el 1 de Abril de 2014, hasta fines del mes de Julio de 2014 se obtiene que existen cuatro sismos con características de tipo normal. Estos eventos presentan una distribución heterogénea a lo largo de la zona central del segmento de Iquique, la cual se muestra en la Figura 5.9.

En referencia al valor del ángulo de rumbo, se destaca un grupo de tres sismos los cuales presentan un lineamiento similar a la sismicidad de tipo inversa, con valores de strike promedio de 340° . Por otra parte, el sismo restante muestra un rumbo parecido al del evento clasificado como normal para la actividad precursora, alcanzando un strike de 205° con orientación NE-SW.

Sobre el valor del ángulo de manteo de los eventos en esta categoría es posible afirmar que no se presenta una tendencia clara, como se daba en los casos anteriores. Por el contrario, se observa una distribución heterogénea de los resultados, en donde para cada evento se tiene un dip distinto. Como dato estadístico es posible señalar que el promedio para esta clasificación llega a los 44° (ver Figura 5.8). Sin embargo, si se hace la separación en subgrupos como se menciona en el párrafo anterior y se consideran los tres eventos con strike similar, es posible obtener un dip promedio de 53° , dejando por otra parte una inclinación de 15° para el evento con orientación NE-SW. Finalmente, las secciones transversales muestran la presencia de un evento superficial contenido en los eventos identificados con mecanismo focal de tipo normal (ver Figura 5.10), el cual se analizara posteriormente.

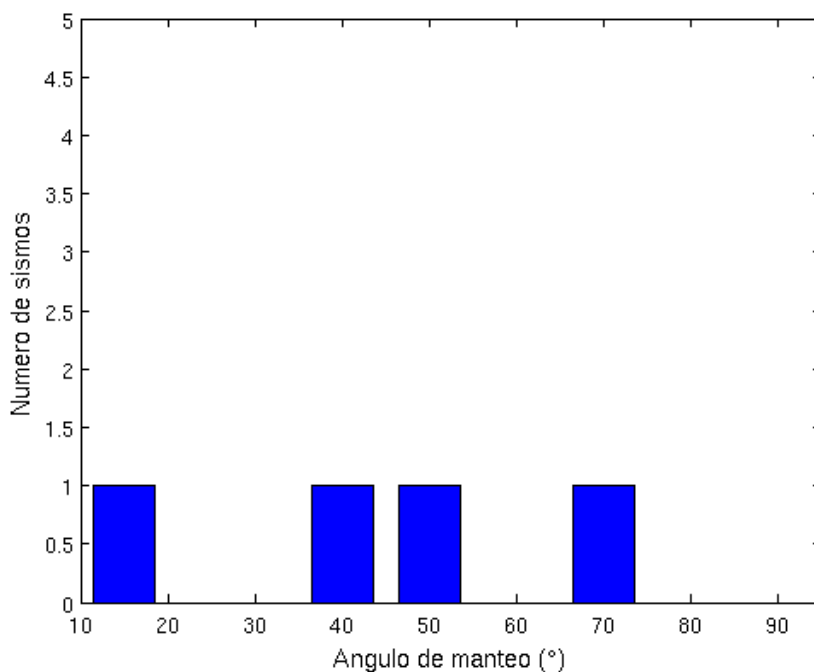


Figura 5.8: Distribución del dip con respecto al Este para la sismicidad mencionada. Se observa que para este tipo de eventos el dip de los eventos no presenta una tendencia clara que ayude a interpretar su naturaleza.

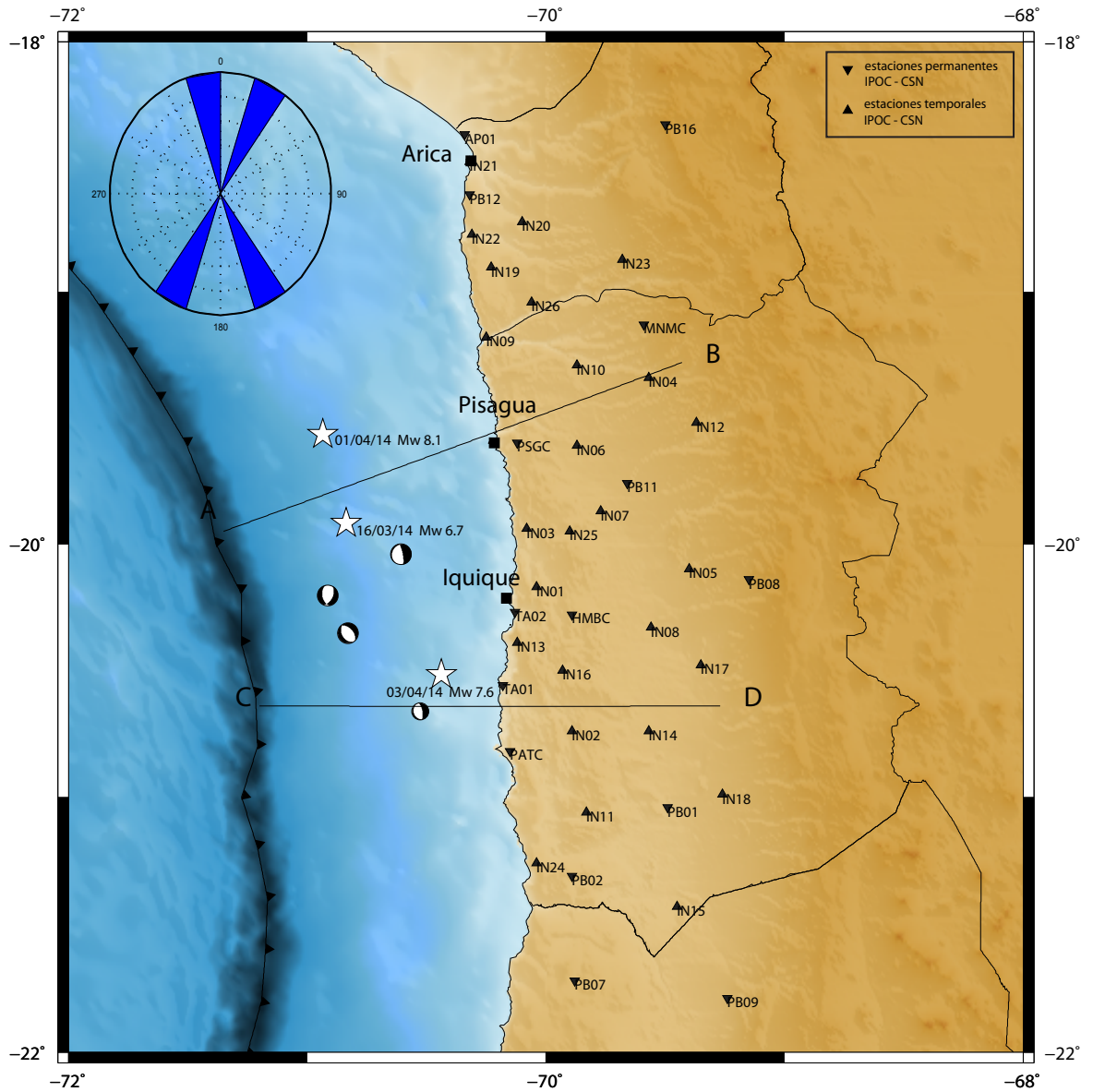


Figura 5.9: Sismos con mecanismo de foco de tipo normal obtenidos tras la revisión visual, y de los ángulos de strike y dip para la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014. La roseta ubicada en la esquina superior izquierda muestra las tendencias de orientación de los planos de falla obtenidas para los datos señalados. Se observan dos lineamientos principales con ángulos de 340° y 205° .

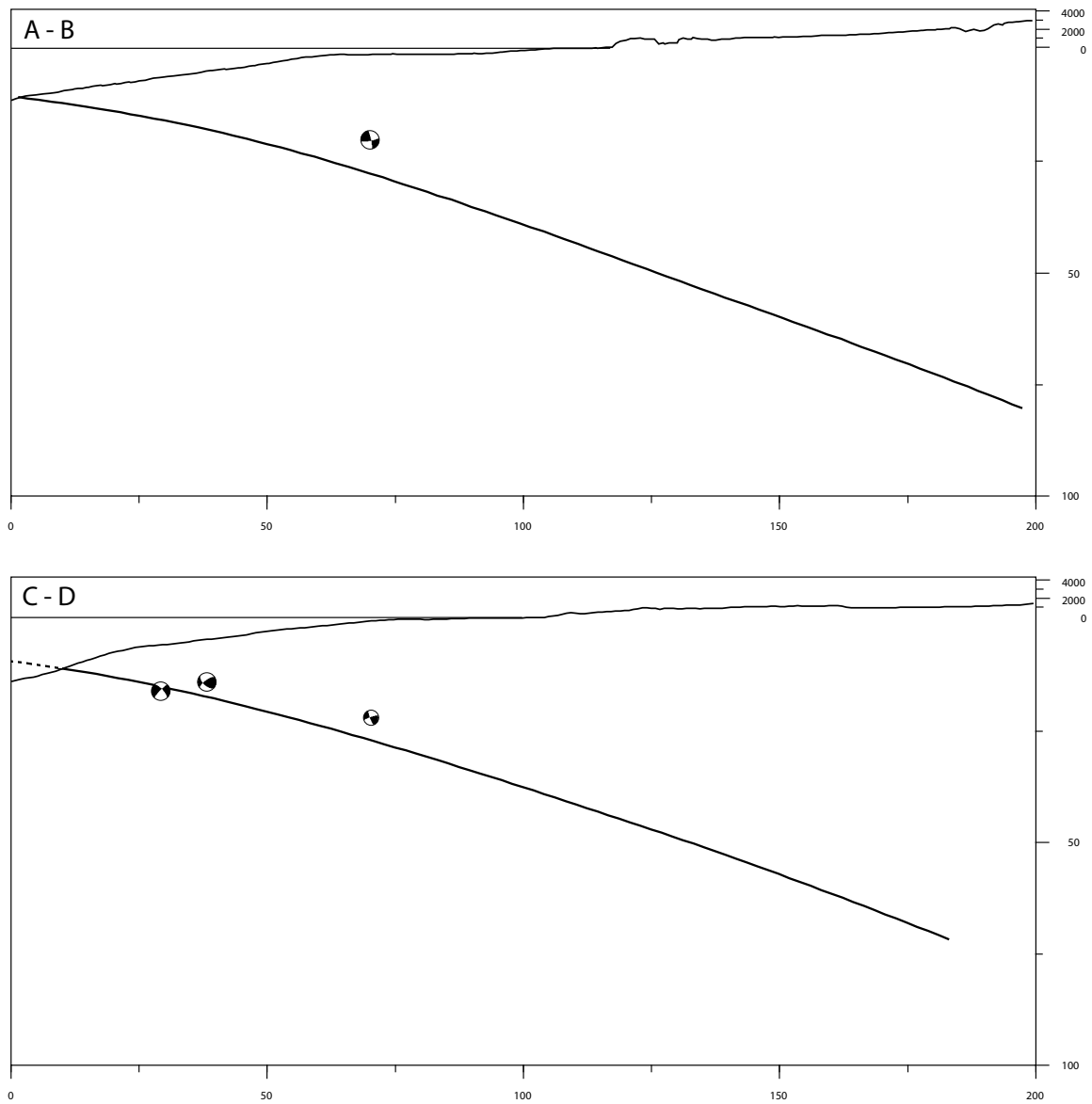


Figura 5.10: Sección transversal de los mecanismos focales de tipo normal para las réplicas del terremoto de Iquique registradas hasta el mes de Julio de 2014. La ubicaciones de los perfiles A-B y C-D se muestran en la figura 5.9. En cuanto a su localización en profundidad, estos sismos muestran un comportamiento que sigue al modelo de slab de Hayes *et al.* (2012).

5.3.3. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona

Esta categoría nace como respuesta a la alta heterogeneidad de tipos de sismos registrados en la zona de estudio. Si bien es cierto, ha sido posible categorizar eventos con mecanismos focales propios de un contacto interplaca, y además soluciones de tipo normales, es necesaria la creación de una categoría que incluya a los mecanismos focales cuyas orientaciones de ejes de presión, y por ende de planos de falla, no son usuales para una zona de subducción. Es por esto que la clasificación de sismos con mecanismo focal atípico considera soluciones obtenidas con orientaciones anómalas, como por ejemplo E-W, mecanismos focales de tipo inverso con rotaciones poco frecuentes en el strike, y por último orientaciones en el ángulo de rumbo poco concordantes con la tectónica general de la zona.

Precursores

Luego de realizar la inspección visual de las soluciones obtenidas se determina que existen 8 eventos atípicos que ocurren durante la secuencia del mes de Marzo de 2014. Estos eventos muestran mecanismos focales con orientaciones poco frecuentes para la zona, lo que indica que se está en presencia de sismos anómalos para este segmento.

Analizando el strike de esta categoría se observa que, a pesar de ser una sismicidad poco frecuente esta presenta una tendencia de orientación con un grupo de seis eventos con lineamiento que se puede aproximar en dirección E-W. Mientras que los dos eventos restantes se presentan como mecanismos inversos con leves rotaciones y lineamiento aproximado N-S. La distribución discutida se encuentra en la Figura 5.11, donde además se aprecia que al igual que para los otros tipos de sismos precursores su localización se concentra en un sector cercano al epicentro del terremoto de Iquique.

En cuanto a la distribución del dip para la clasificación de este tipo de sismos, es posible decir que su tendencia es a mostrar altos ángulos, que van por sobre los 40° manteniendo hacia el Oeste, con un promedio de 58° . Al igual que para los sismos de tipo normal, la distribución del ángulo de manteo no muestra una tendencia clara, lo cual habla de la alta complejidad de la sismicidad registrada en la zona de estudio. La Figura 5.12 muestra, en su parte inferior, lo comentado anteriormente.

Por otra parte, la Figura 5.12 en su parte superior muestra la distribución de la sismicidad a lo largo del perfil A-B. Es posible notar que la localización del subconjunto de seis eventos (indicados con la elipse roja) antes mencionado es superficial, en contraste a todos los eventos previamente discutidos. Además esto se hace más notorio al momento de comparar su ubicación con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012), pudiendo tratarse de eventos generados en la placa sudamericana, los cuales serán discutidos posteriormente.

Para los dos eventos restantes, no se observa una relación entre ellos, y sus ubicaciones bajo el modelo de subducción de Hayes *et al.* (2012) podrían indicar una transferencia de esfuerzos hacia la placa de Nazca debido al acoplamiento en la zona de contacto.

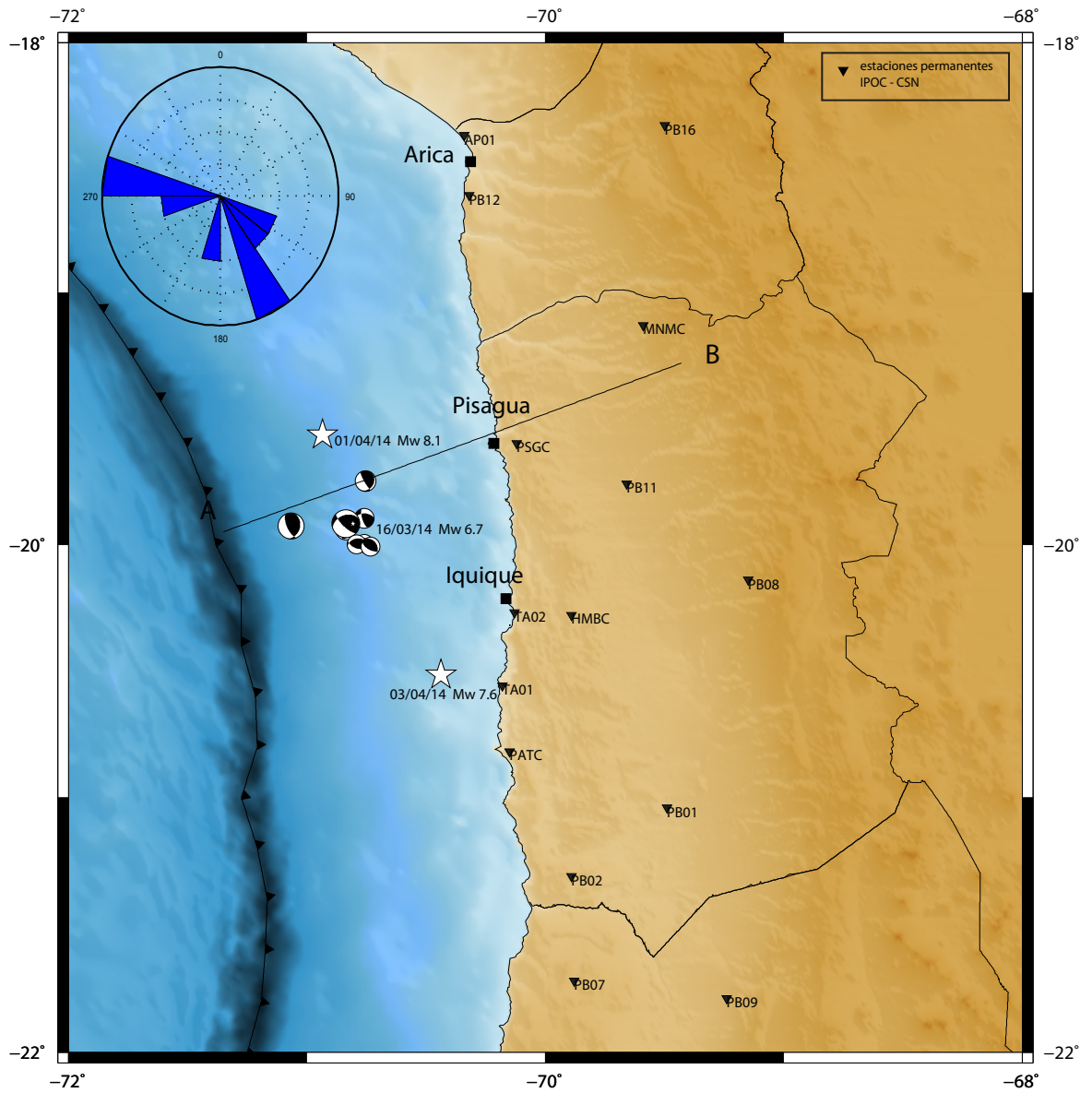


Figura 5.11: Sismicidad precursora clasificada como inusual debido a los mecanismos focales, los cuales muestran orientaciones, en el strike, atípicas para la zona. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con las tendencias de strike obtenidas para los datos señalados. Se observan dos lineamientos predominantes, uno en la dirección N-S y otro en la dirección E-W, con ángulos de 170° y 275° , respectivamente.

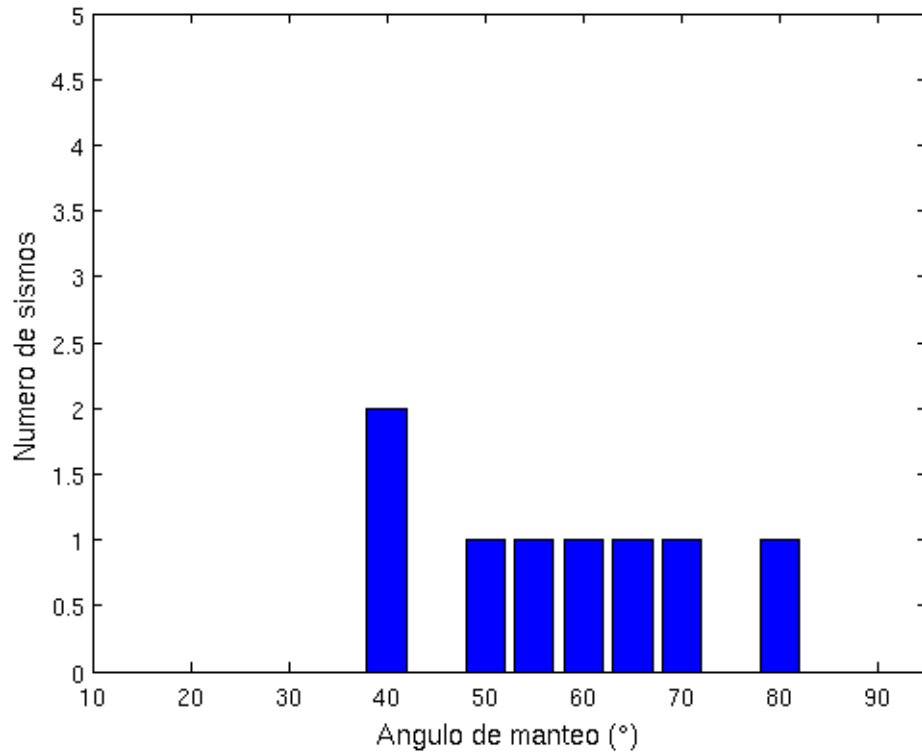
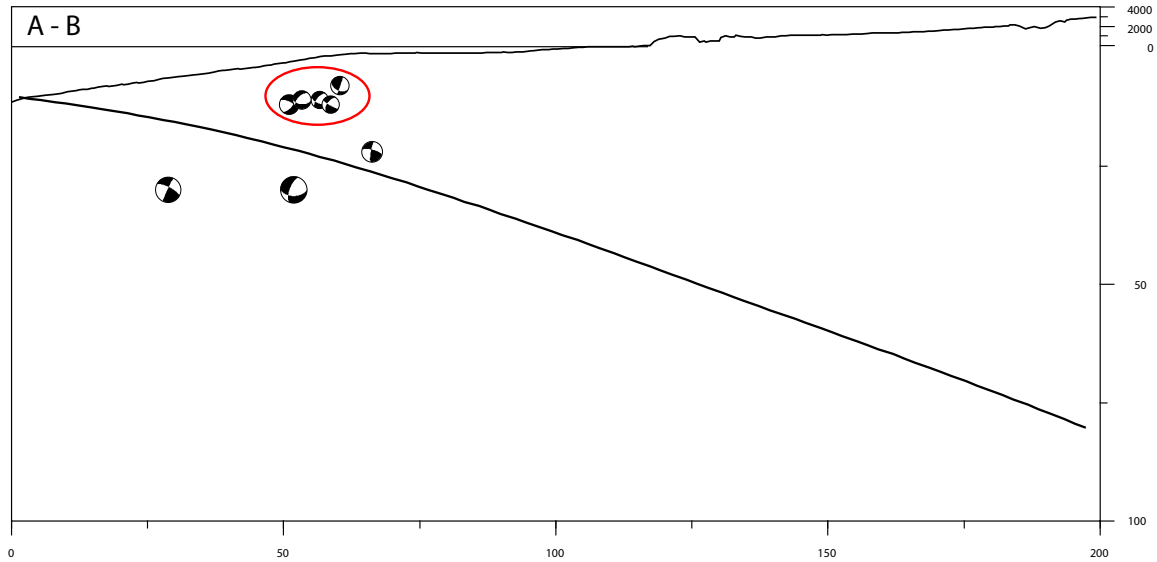


Figura 5.12: (arriba) Sección transversal de los mecanismos focales atípicos obtenidos para la secuencia precursora analizada. La ubicación del perfil A-B se puede revisar en la figura 5.11. Se observa que la actividad sísmica precursora se aleja del modelo de slab Hayes *et al.* (2012), mostrándose con localizaciones más someras posibles de asociarse a la placa sudamericana. (abajo) Distribución del dip para la sismicidad precursora. Se observa que para este tipo de eventos el dip se distribuye de forma heterogénea, pero con una tendencia hacia los ángulos de dip mayores a 40° . El promedio del manto para este tipo de sismicidad es de 58° .

Réplicas

Para las réplicas registradas hasta el mes de Julio de 2014 se clasifican 22 eventos dentro de la categoría de sismos atípicos. Para los mecanismos focales obtenidos en este subconjunto se observa una distribución heterogénea que cubre una amplia región de la zona central del segmento de Iquique.

En función del strike obtenido se observan tres lineamientos predominantes, los cuales se muestran en la Figura 5.14, uno que se puede relacionar con la orientación de la fosa y cuyo promedio de rumbo es de 330° . Otro grupo presenta una orientación E-W, similar a la observada en la sismicidad precursora, cuyo strike promedio alcanza los 100° . Por último, se distingue un grupo de algunos eventos con una orientación preferente NE-SW y cuyo ángulo promedio es cercano a los 70° N.

Sobre el ángulo de manteo, es posible comentar que estos eventos se concentran en un rango comprendido entre los 35° y 50° , mostrando un valor promedio de 50° E. La Figura 5.13 muestra lo señalado anteriormente. Por otra parte la Figura 5.15 presenta la distribución a lo largo de las secciones transversales A-B y C-D de la sismicidad clasificada como atípica para la zona de estudio. En ella se puede observar que la mayoría de las localizaciones de foco ajustan de buena forma el modelo de subducción planteado por Hayes *et al.* (2012). Sin embargo, la presencia de sismos con mecanismos focales inusuales para la zona de contacto, , y con profundidad somera, llevan a señalar nuevamente que se está frente a una secuencia sísmica de alta complejidad.

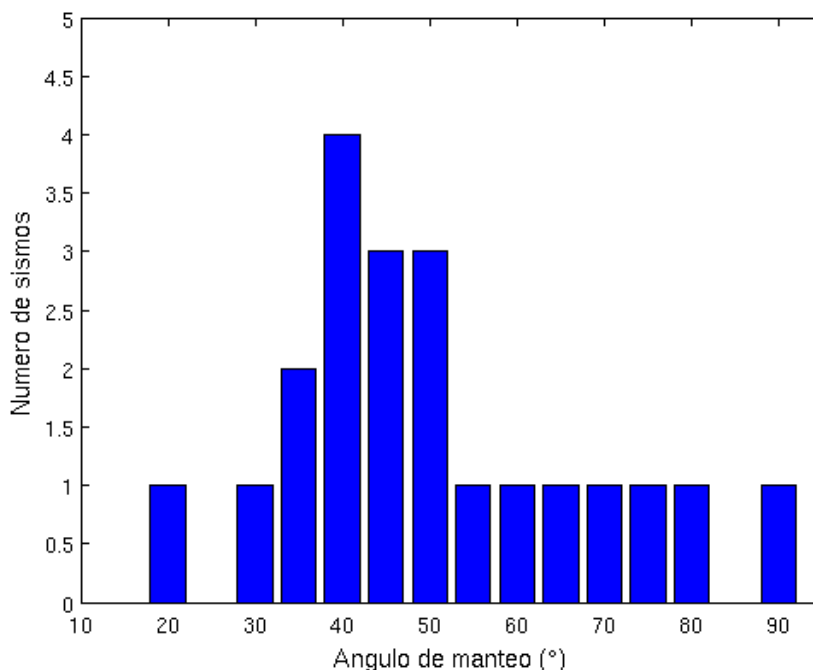


Figura 5.13: Distribución del dip para la sismicidad señalada. El dip de la sismicidad se concentra entre los 35° E y 50° E, aunque con presencia de eventos de alto ángulo. Se obtiene un promedio de manteo de 50° con respecto al Este.

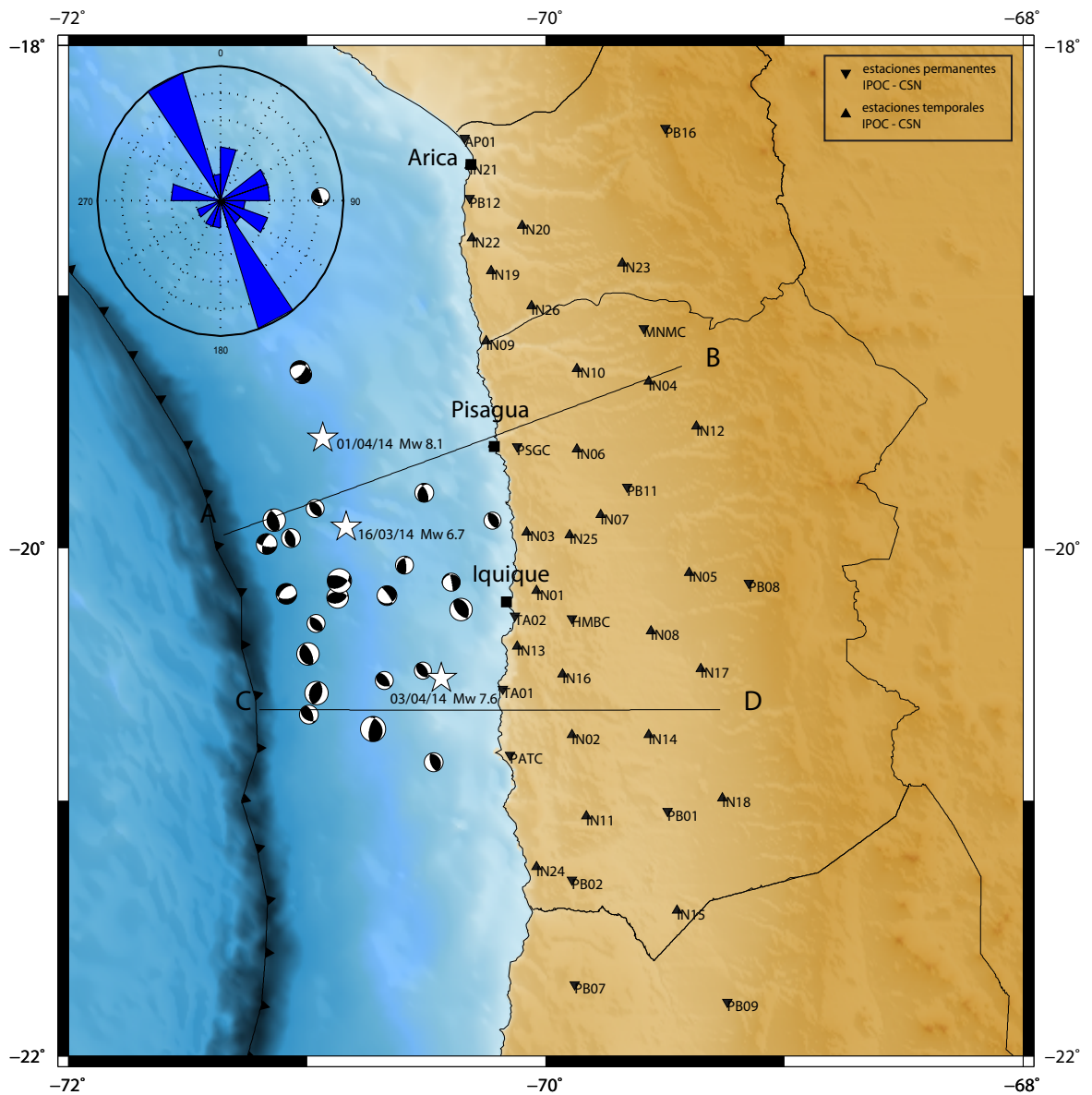


Figura 5.14: Sismos con mecanismo focal atípico para la zona de estudio obtenidos según criterio de clasificación para la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014. En el costado superior izquierdo se encuentra el diagrama de rosas con el strike de los datos señalados. Al igual que para la sismicidad precursora de este tipo, la distribución del strike se muestra con tendencias promedio predominantes las que se orientan aproximadamente en dirección N-S, con 330°; E-W, con 100°; y NE-SW, con un strike promedio de 70°.

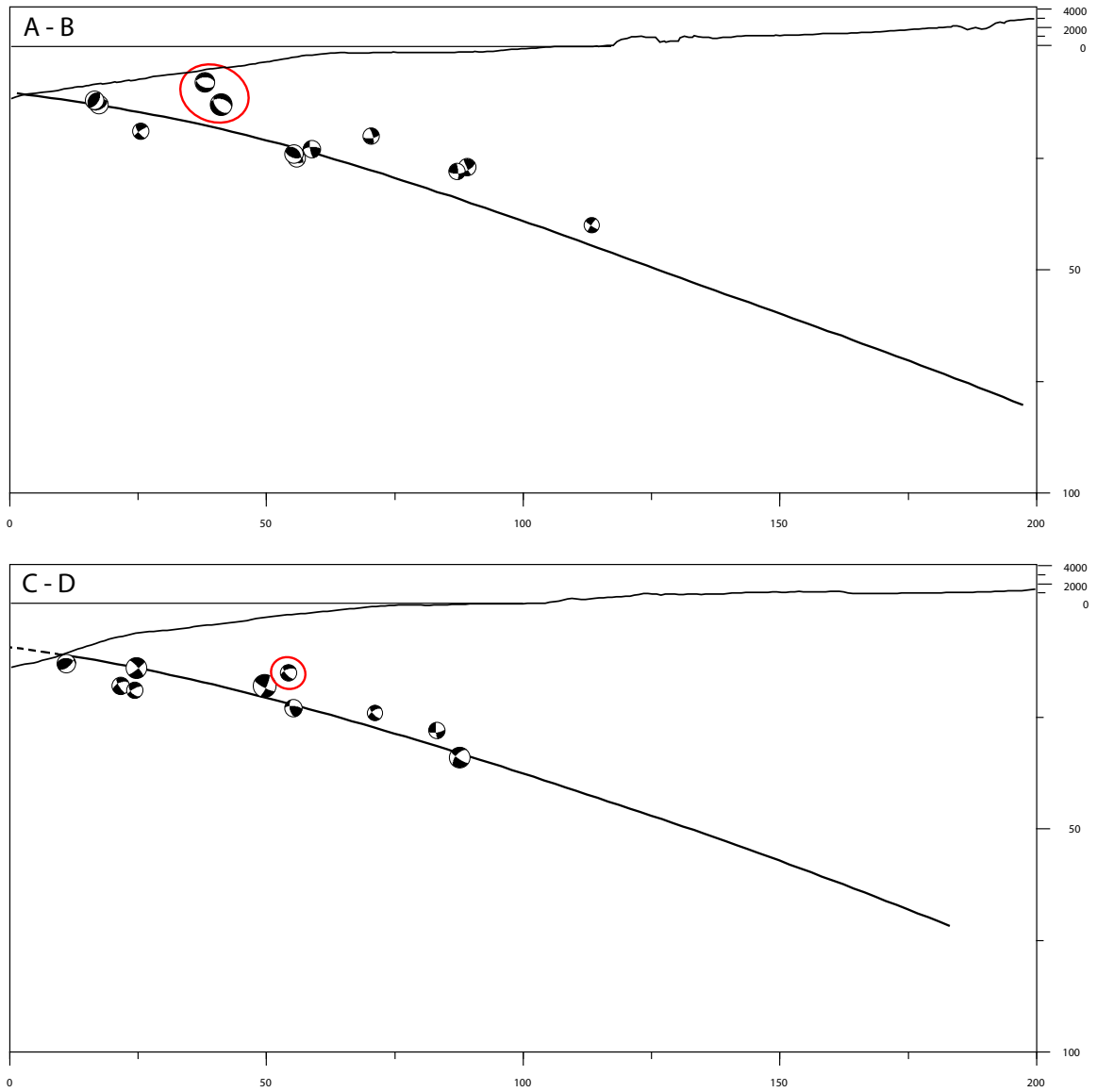


Figura 5.15: Secciones transversales de los mecanismos focales atípicos de las réplicas del terremoto de Iquique. La ubicación de los perfiles A-B y C-D se muestran en la Figura 5.14. Se observa una localización de foco que sigue el modelo de subducción planteado por Hayes *et al.* (2012), sin embargo algunos eventos son identificados como superficiales (elipse roja).

5.3.4. Sismos Superficiales

Independiente de la solución de mecanismo focal obtenida, durante la etapa previa al terremoto de Iquique se registraron varios eventos con una profundidad somera, los cuales se localizan en la placa Sudamericana Ruiz *et al.* (2014). Posterior al evento principal, este comportamiento se mantuvo presente, aunque en menor medida.

Para la categoría de sismos superficiales se toman en cuenta todos los eventos previamente clasificados, pero se utiliza como criterio que su profundidad sea menor a la zona de contacto propuesta por Hayes *et al.* (2012).

Precursores

Durante el mes de Marzo de 2014, se registraron 15 sismos superficiales con magnitud de momento mayor o igual a 4.5 ($M_w > 4.5$), los cuales mostraron su *peak* de actividad desde el 16 de Marzo de 2014 cuando se registró un sismo de magnitud M_w 6.7 (Ruiz *et al.* , 2014). Las Figuras 5.16 y 5.17 muestran la distribución en planta y perfil de la sismicidad superficial registrada en el segmento de Iquique previo al terremoto M_w 8.1 (1 de Abril de 2014).

Estos eventos presentan una diversidad de mecanismos focales, sin una clara tendencia de orientación. Sin embargo es posible identificar una mayoría de sismos que muestran soluciones de mecanismos de foco rotados, los cuales se alinean preferentemente E-W. Por otra parte, en la vecindad de la zona afectada por el sismo M_w 6.7 se observa un grupo con un azimuth NW-SE. Ambos casos serán discutidos en la siguiente sección.

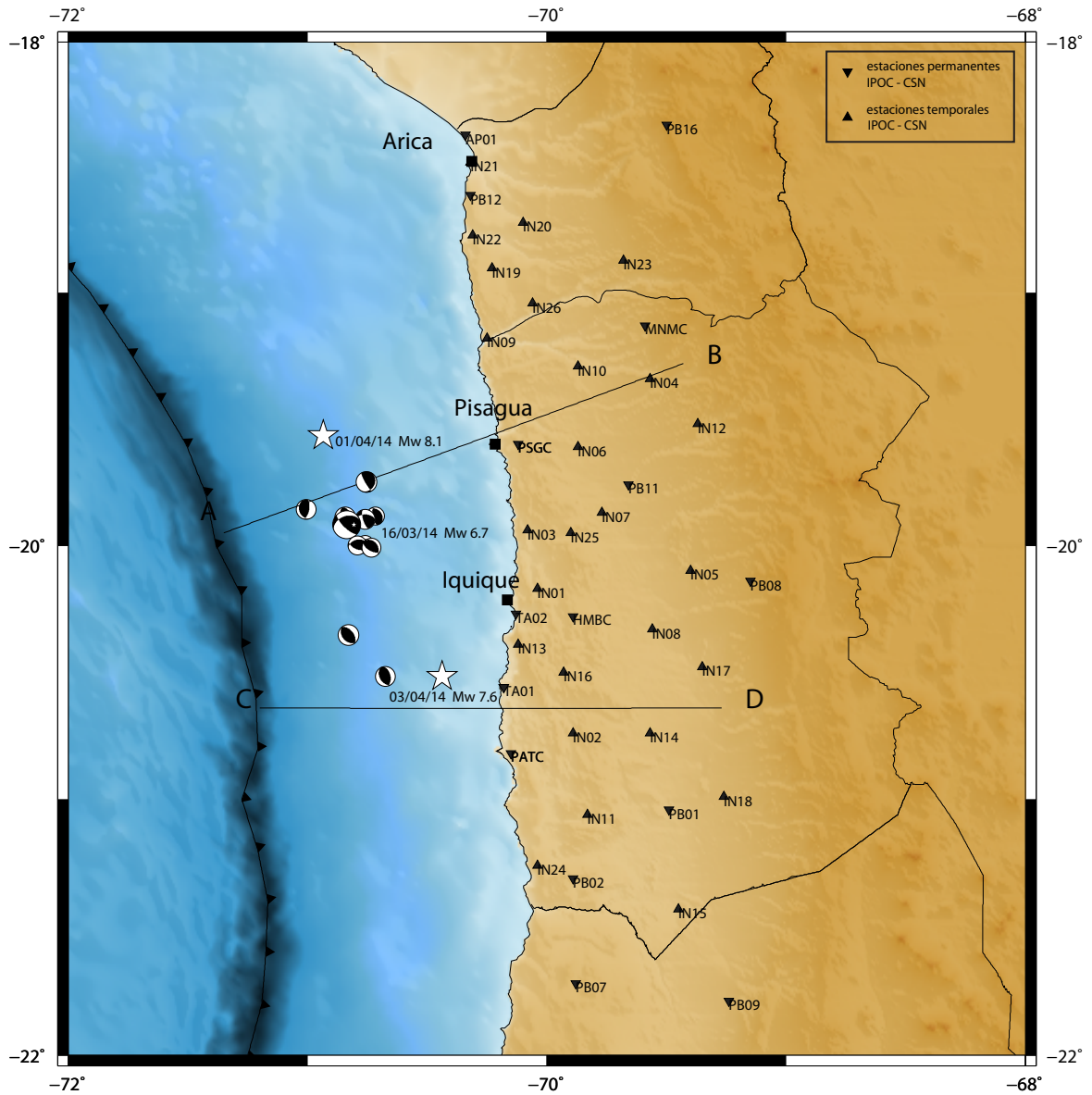


Figura 5.16: Distribución de la sismicidad superficial precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. Las estrellas blancas representan los epicentros (de norte a sur) del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), del evento precursor de mayor magnitud (Mw 6.7, 16/03/14) y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14).

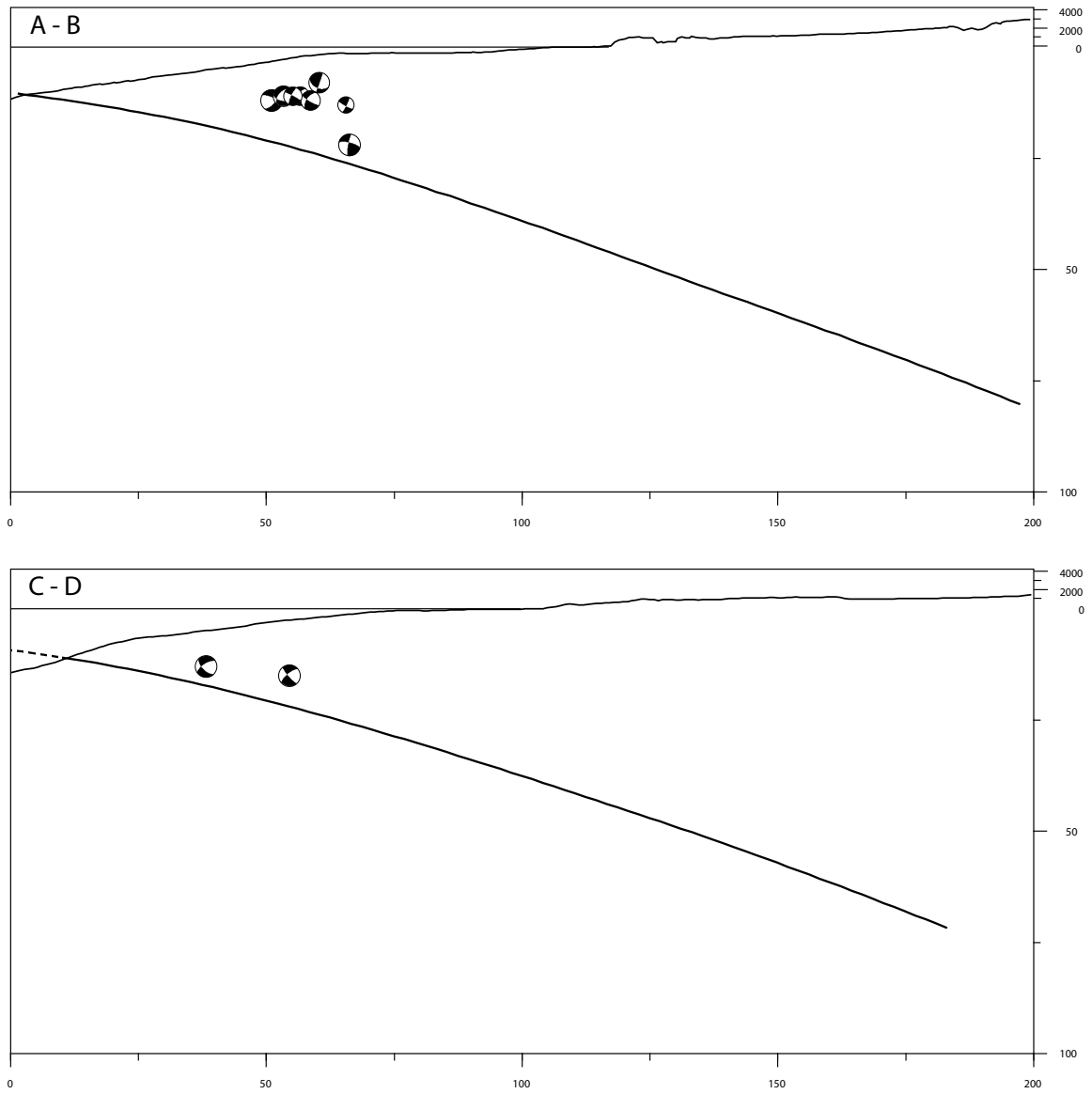


Figura 5.17: Secciones transversales de la sismicidad superficial precursora. El perfil A-B muestra una mayor concentración de eventos en comparación con el perfil C-D localizado al sur de Iquique (ver Figura 5.16).

Réplicas

A diferencia de la etapa precursora, la sismicidad superficial durante el período post sísmico, entre Abril y Julio de 2014, disminuye considerablemente registrando 9 sismos, siendo el Mw 5.6 (07/04/14) el de mayor magnitud. La distribución de este tipo de sismos se concentra en la zona central del segmento de Iquique (ver Figura 5.18).

Por otra parte, la sección transversal muestra que localización en profundidad de los eventos (ver Figura 5.19). Se observa una distribución que se concentra en la cercanía de la fosa (~40 km).

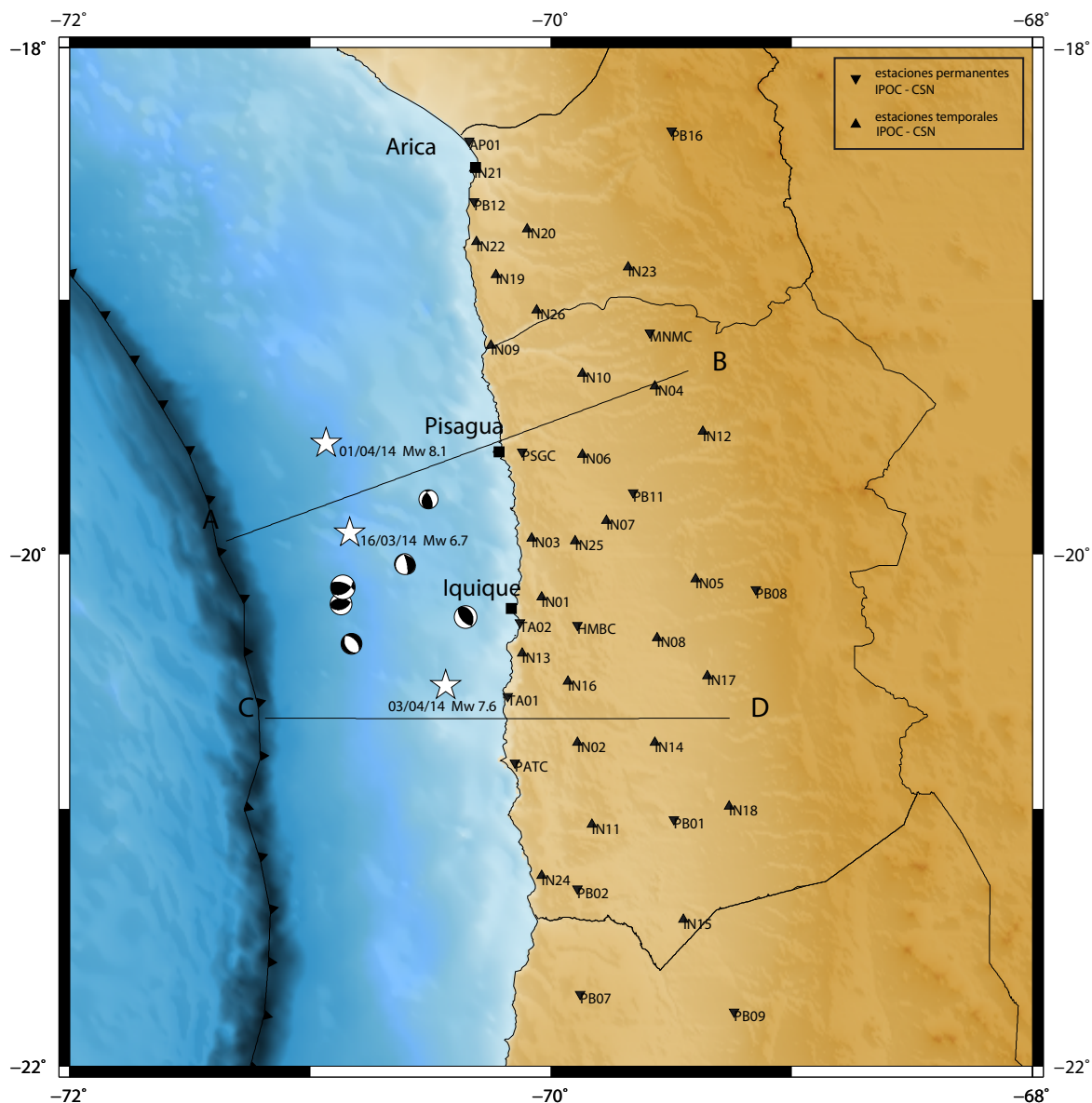


Figura 5.18: Distribución de la sismicidad posterior al terremoto de Iquique, registrada entre los meses de Abril y Julio de 2014. Las estrellas blancas representan los epicentros (de norte a sur) del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), del evento precursor de mayor magnitud (Mw 6.7, 16/03/14) y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14). Se observa una distribución heterogénea concentrada en la zona central del segmento de Iquique.

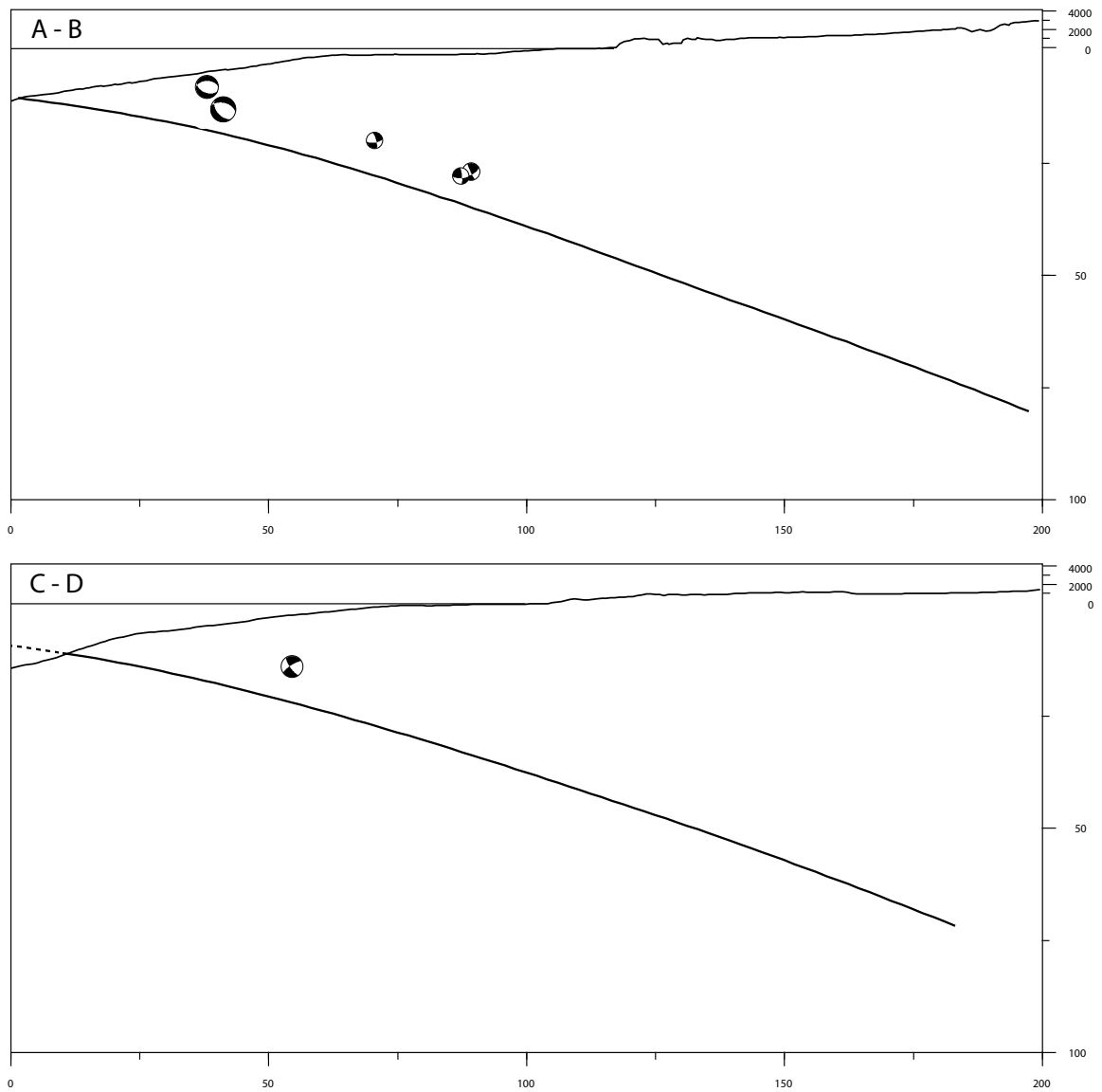


Figura 5.19: Secciones transversales de las réplicas superficiales registradas para el período entre Abril y Julio de 2014. El perfil A-B muestra una mayor concentración de eventos, en comparación con el perfil C-D localizado al sur de Iquique (ver Figura 5.18).

5.4. Discusiones y comentarios

En este capítulo se realiza, analizando la solución de mecanismos focales y través de tres criterios de selección, una clasificación del tipo de sismos ocurridos en la zona afectada por el terremoto de Iquique.

Es posible distinguir tres tipos de eventos, los cuales son agrupados como mecanismos focales tipo inverso, normales y atípicos para la zona de estudio.

Estas categorías se conforman según la orientación con respecto al norte (strike), la inclinación del plano de falla (dip) y una inspección visual de la solución obtenida, la cual es contrastada con valores de ángulo de deslizamiento (rake) a modo de confirmar el tipo de mecanismo focal obtenido.

De los grupos obtenidos se observa que para la sismicidad de tipo inverso se tiene una gran cantidad de eventos que presentan un alto ángulo de inclinación del plano de falla. Además, para la sismicidad de tipo normal, se observan lineamientos NE-SW y N-S. Se presenta un número considerable de eventos con mecanismos focales atípicos para la zona, lo cual revela el alto grado de complejidad de la actividad precursora y post sísmica registrada en la zona.

Por último, se registran eventos superficiales los cuales podrían estar asociados a la distribución de esfuerzos durante la secuencia previa y posterior al terremoto de Iquique. Para estos eventos, no es posible observar una tendencia clara sobre la orientación preferente de estos sismos. Sin embargo, la localización en profundidad muestra una zona preferente que se ubica alrededor de los 50 km al Este de la fosa.

La clasificación obtenida en esta sección será analizada en el siguiente capítulo utilizando rasgos tectónicos y geológicos que aporten a contextualizar y caracterizar la naturaleza de cada tipo de sismo registrado.

Capítulo 6

Interpretación sismotectónica del segmento de Iquique

6.1. Introducción

La diversidad de mecanismos focales obtenidos durante la secuencia sísmica del terremoto de Iquique muestra la complejidad del proceso de nucleación de un evento de este tipo. Por este motivo, conocer la naturaleza y posibles causas de los sismos registrados ayuda a comprender de mejor forma los procesos involucrados a la hora de la generación de un terremoto.

Como se muestra en el capítulo anterior la sismicidad registrada durante la actividad previa y posterior al terremoto de Iquique puede ser clasificada, según su mecanismo focal, en cuatro grupos: inversos, normales, atípicos y superficiales.

Este comportamiento, de alta diversidad de soluciones de mecanismo focal, ha sido estudiado para otros casos, tales como los mega terremotos del Maule 2010, Mw 8.8 y Tohoku 2011, Mw 9.0; en los cuales se ha observado un aumento en la presencia de sismicidad de tipo normal (Lange *et al.*, 2012) y eventos asociados a la zona de subducción con un alto ángulo de manteo (Zhan *et al.*, 2012).

Este capítulo hace foco en el estudio del comportamiento de la sismicidad asociada al terremoto de Iquique.

Utilizando la clasificación obtenida en el capítulo anterior, se analiza la distribución espacial de los eventos registrados contrastándolos con el modelo de acoplamiento de (Métois *et al.*, 2013) y la distribución de deslizamiento cosísmico.

Además, se estudia la influencia de rasgos batimétricos capaces de generar la sismicidad de alto dip registrada en la zona, y se discuten las posibles causas que pudiensen estar detrás de los eventos superficiales y con mecanismos focales atípicos.

Esta sección presenta su análisis de acuerdo a la clasificación generada en el capítulo anterior,

considerando sismos con mecanismos focales de tipo inversos, normales, atípicos y superficiales para la zona de estudio.

6.2. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso

Como se observa en la clasificación entregada en el capítulo anterior, esta categoría concentra la mayor cantidad de eventos registrados, superando el 70 % del total registrado en cada período estudiado (precursores y réplicas). La mayoría de estos eventos son del tipo thrust, sin embargo existen algunos sismos inversos de profundidad somera los cuales se analizan en la categoría de sismos superficiales.

Esta alta concentración de sismos de contacto interplacas se da principalmente por el hecho de que el proceso de subducción es quien controla el contexto tectónico de la zona. Estudiar este tipo de eventos ayuda a comprender como se distribuye la sismicidad, en torno a diferentes variables, en la etapa previa y posterior a un terremoto, así como para identificar, en primer orden, posibles heterogeneidades y zonas con mayor acumulación de esfuerzo.

A continuación se analiza la distribución espacial de la sismicidad para el modelo de acoplamiento de la zona, y para el deslizamiento cosísmico producido por el terremoto de Iquique.

6.2.1. Distribución de la sismicidad

En torno al modelo de acoplamiento intersísmico

Durante la etapa intersísmica del ciclo sísmico, la convergencia de las placas produce deformación elástica en la placa superior (Klotz *et al.* , 1999; Pritchard *et al.* , 2002; Chlieh *et al.* , 2004). Dicha deformación en superficie puede ser cuantificada a través del uso de GPS. Al realizar la inversión de estos datos es posible obtener la distribución de acoplamiento intersísmico. Este coeficiente entrega una idea sobre como varía la subducción a lo largo de una región.

Con el objetivo de estudiar el comportamiento de la sismicidad, precursora y post sísmica, en función del acoplamiento intersísmico es que en esta sección se contrastan los eventos sísmicos analizados a lo largo de este trabajo con la distribución de acoplamiento para el norte de Chile obtenida por Métois *et al.* (2013). Cabe señalar que este modelo está bien constreñido entre los 18°S y 21°S, pero presenta una pérdida de resolución en la zona más próxima a la fosa por la falta de instrumentos en dicha región.

- **Actividad precursora**

La distribución de la sismicidad durante el mes de Marzo de 2014 muestra una concentración en una zona de alto acoplamiento intersísmico, la cual abarca desde Pisagua hasta Iquique, y corresponde aproximadamente al área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014 (ver Figura 6.1).

La ubicación de esta actividad precursora, sumada a la alta frecuencia de eventos durante el mes de Marzo, podría ser considerado un indicador de como la zona de alto acoplamiento alcanza su punto de máximo acoplamiento y acumulación de esfuerzo antes de generar la ruptura.

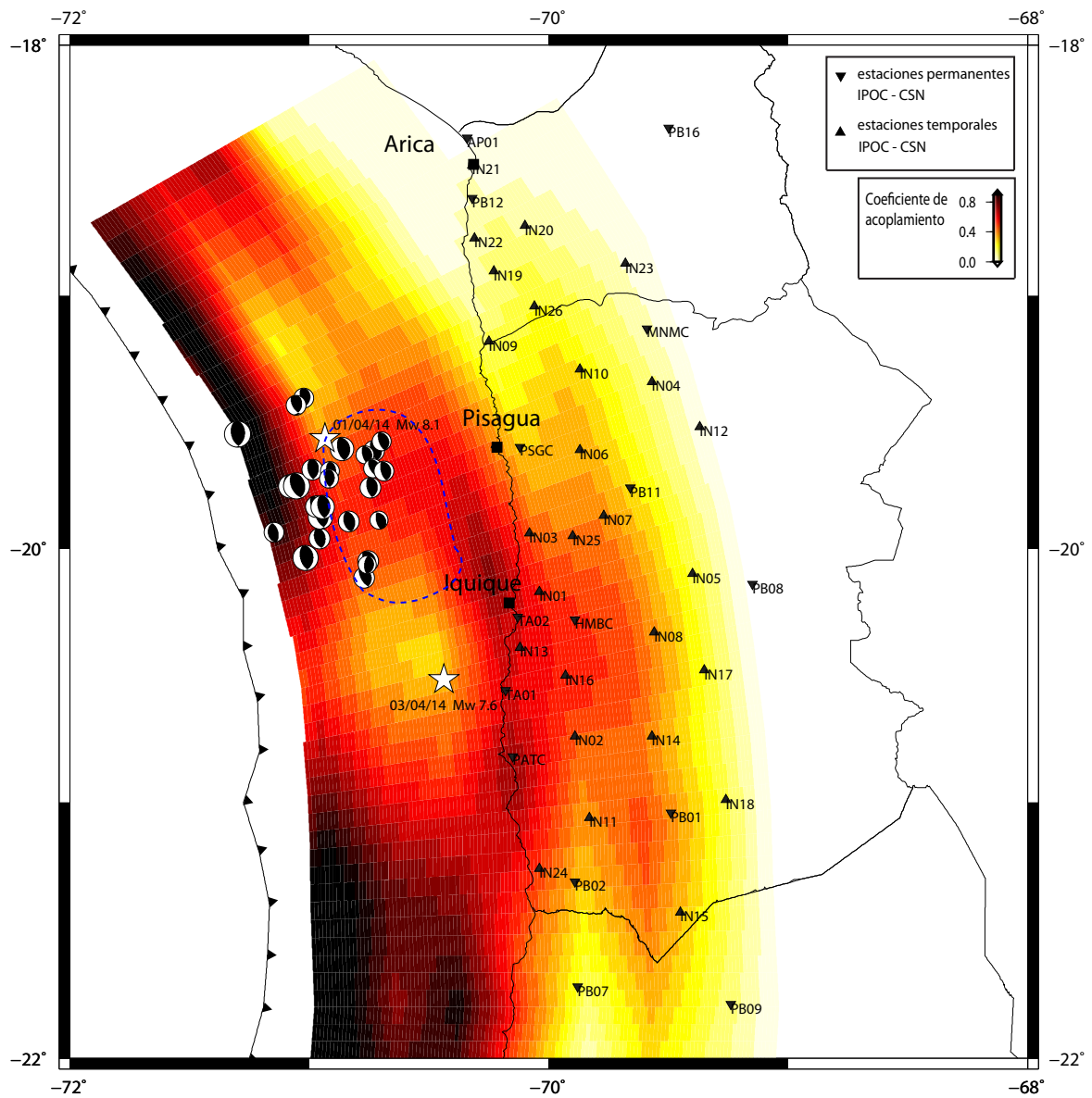


Figura 6.1: Distribución de sismos precursores de tipo inverso, registrados durante el mes de marzo, con respecto al acoplamiento intersísmico de Métois *et al.* (2013). Las estrellas blancas indican los epicentros del terremoto de Iquique y su réplica de mayor magnitud, y la línea segmentada muestra el área de ruptura asociada al evento de Iquique. Se observa una concentración de eventos en una zona con alto coeficiente de acoplamiento, la cual coincide con el área de ruptura generada por el evento principal.

- **Actividad post sísmica**

A diferencia de la actividad precursora, las réplicas registradas entre Abril y Julio de 2014 muestran una distribución espacial que se aleja de la zona de alto acoplamiento, y se concentran hacia la fosa.

Por otra parte, es interesante notar la distribución de las réplicas en torno a una zona cuantificada con un bajo acoplamiento intersísmico, la cual se ubica frente a la costa de Iquique, entre los 20°S y 21°S. Esta región se distingue con un color amarillo en la Figura 6.2, y podría ser catalogada como una zona que permite el libre deslizamiento (*creeping*) de las placas en contacto. Además, es posible que haya actuado como barrera para la propagación de la ruptura del terremoto de Iquique. Más aún, esta zona podría corresponder a un rasgo estructural capaz de controlar la tectónica local al momento de la generación, o detención, de terremotos de subducción.

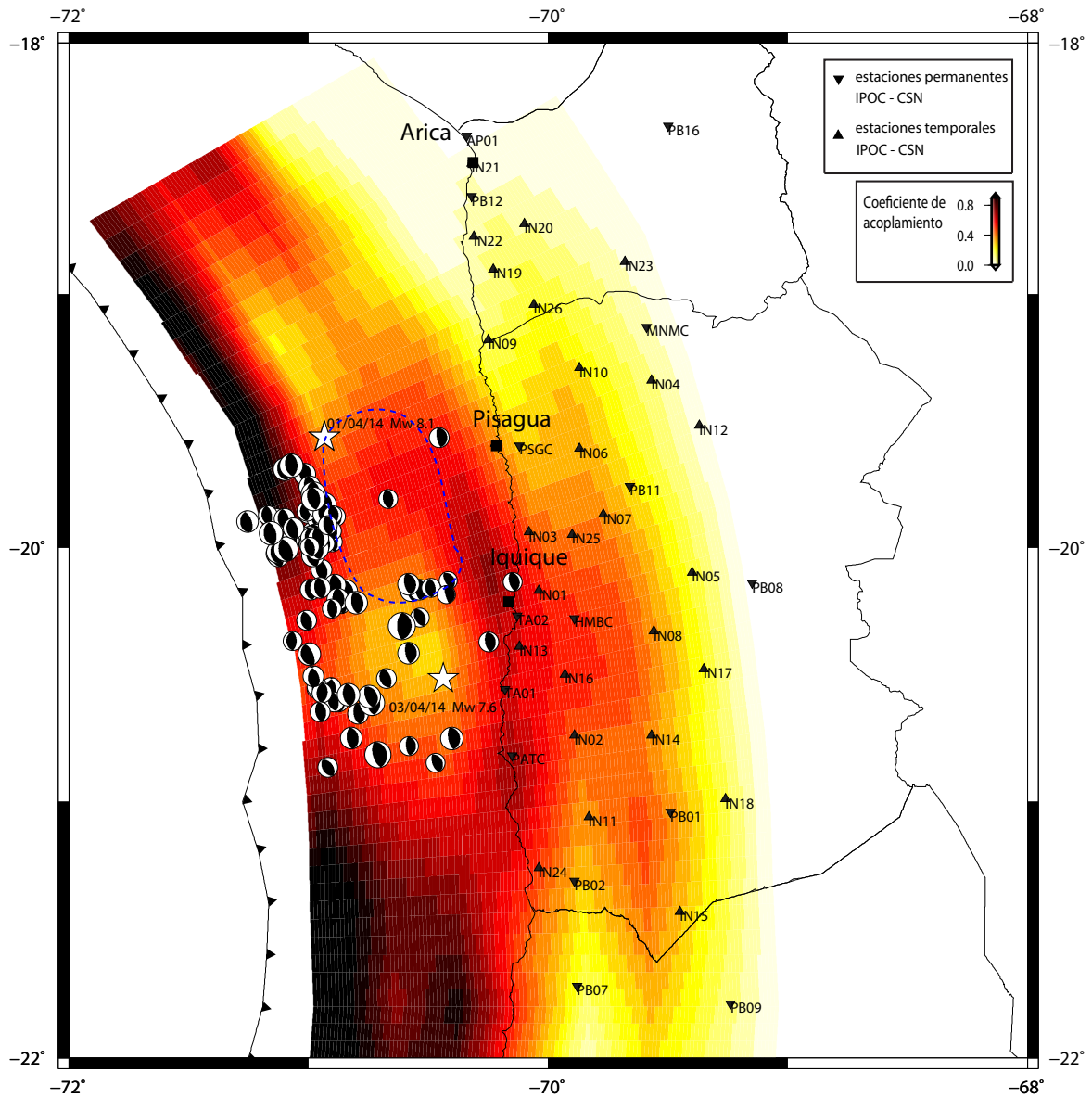


Figura 6.2: Distribución de réplicas de tipo inverso con respecto al acoplamiento intersísmico de Métois *et al.* (2013). Estrellas blancas indican los epicentros del terremoto de Iquique y su réplica de mayor magnitud. La sismicidad se localiza de forma preferencial en el borde Oeste de la zona de alto acoplamiento. Además, se observa una clara ausencia de eventos en el área que presenta un bajo coeficiente de acoplamiento, lo cual puede relacionarse con posibles estructuras capaces de controlar el contexto tectónico local.

En torno al deslizamiento cosísmico

Dentro del ciclo sísmico, la etapa cosísmica es en la cual ocurre el terremoto y se describe a través de deformaciones elásticas características dependiendo del tipo de evento que se investiga (Klotz *et al.* , 1999; Pritchard *et al.* , 2002; Chlieh *et al.* , 2004).

Estudios previos referidos al análisis de la distribución de las réplicas en torno al deslizamiento cosísmico indican que estas se localizan fuera, o cerca, de los bordes de la región de máximo deslizamiento (Mendoza & Hartzell, 1988). Otra idea, planteada por Das & Henry (2003) sugiere que la distribución de las réplicas se da en zonas de rápida transición entre alto y bajo deslizamiento cosísmico.

En el caso del terremoto del Maule en 2010, Rietbrock *et al.* (2012) analizaron la distribución de la sismicidad registrada hasta tres meses después de ocurrido el evento principal concluyendo que las réplicas se localizan de forma preferente en zonas de transición desde alto a bajo deslizamiento. De igual forma, Asano *et al.* (2011) observó que tras el terremoto de Tohoku en 2011, la actividad post sísmica rodeaban la zona de mayor deslizamiento cosísmico, y se registraban con magnitudes bajas ($M_w < 4$) al interior de esta.

Para el caso del terremoto de Iquique, la actividad posterior al evento principal se distribuye en torno a las zonas de mayor deslizamiento cosísmico, siguiendo un comportamiento similar al observado en los recientes terremotos de subducción (Maule 2010, Tohoku 2011).

La Figura 6.3 muestra la distribución de las réplicas, registradas entre Abril y Julio de 2014, del terremoto de Iquique. La línea segmentada representa el deslizamiento cosísmico promedio propuesto en diversas investigaciones (Ruiz *et al.* , 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Schurr *et al.* , 2014; Yagi *et al.* , 2014).

Se observa que la zona con mayor deslizamiento abarca desde Pisagua hasta Iquique, coincidiendo con la zona de alto acoplamiento planteada por Métois *et al.* (2013) y analizada en la sección anterior. Por otra parte, las réplicas presentan una mayor concentración en una zona próxima a la fosa, en un rango de distancia entre 15 km y 40 km de esta. Además, al Sur del área de ruptura, es posible notar la presencia de sismicidad la cual rodea la región de bajo acoplamiento intersísmico.

Finalmente, analizando sólo el período cosísmico, se puede indicar que el área afectada por el terremoto liberó la mayoría del esfuerzo acumulado en el contacto interplacas durante el terremoto.

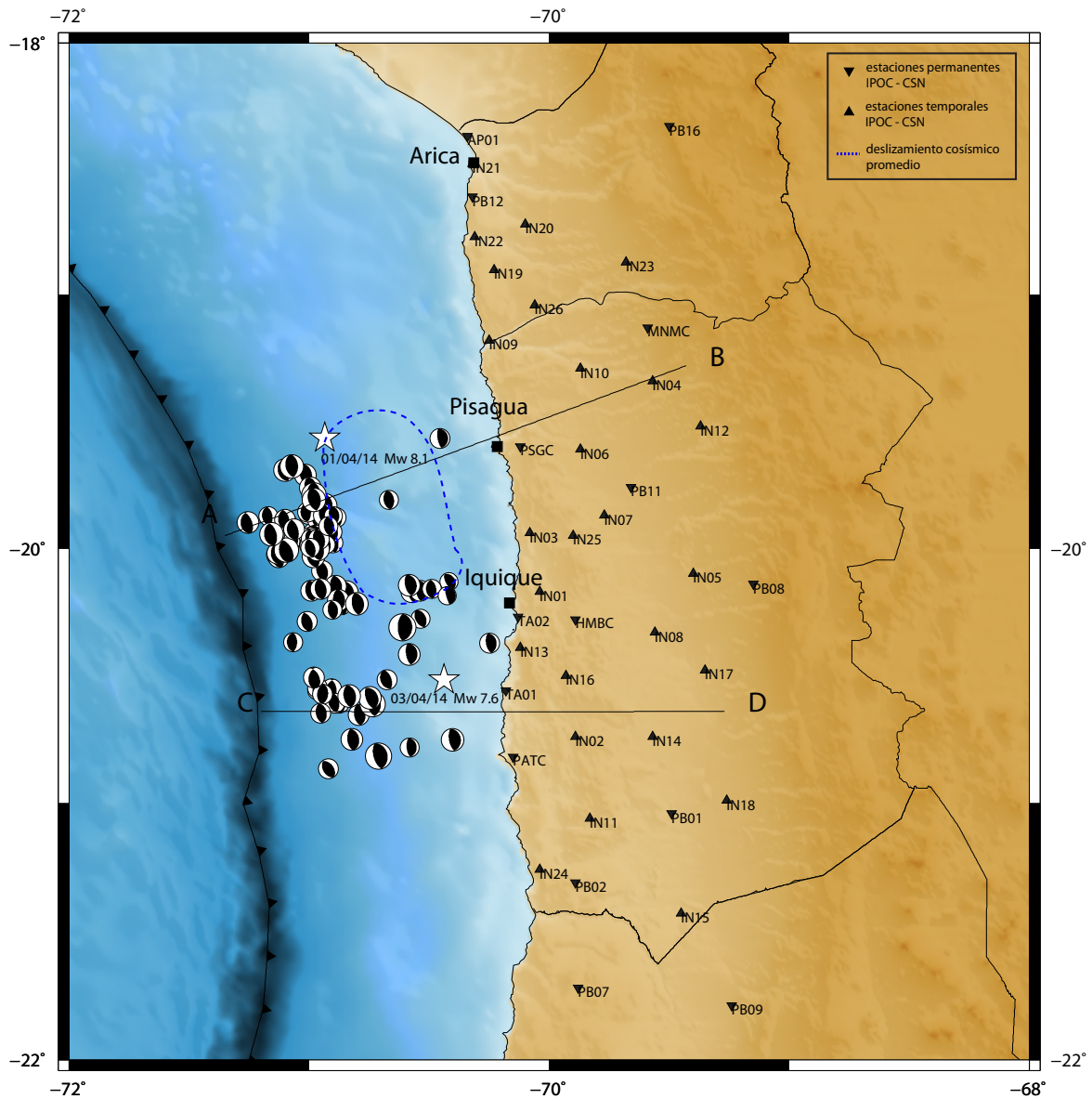


Figura 6.3: Distribución de réplicas de tipo inverso con respecto al deslizamiento cósmico promedio del terremoto de Iquique obtenido de los trabajos de Ruiz *et al.* (2014), Kato & Nakagawa (2014), Schurr *et al.* (2014), y Yagi *et al.* (2014), entre otros, y representado en línea segmentada en la figura. Se observa una concentración de eventos en el límite Oeste de la región con máximo deslizamiento, y una ausencia de sismicidad en la zona interior de la misma, lo que podría indicar que la mayor parte del esfuerzo acumulado fue liberado al momento del terremoto.

Por otra parte, la Figura 6.4 muestra la sección transversal a través de los perfiles A-B y C-D, en donde se puede estimar la profundidad a la cual se presentan las réplicas.

Se observa que en la zona donde se produjo el terremoto (ver Figura 6.4, perfil A-B), la actividad sísmica se concentra a lo largo de la zona de contacto de placas, entre los 20 km y 35 km de profundidad, formando un vacío (con ausencia de sismicidad) para profundidades mayores a 35 km el cual se puede asociar al área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014. Es posible identificar, de forma clara, el límite superior de la ruptura, la cual comienza

alrededor de 50 km al E de la fosa, y a una profundidad de 25 km. Sin embargo, a el mismo análisis no permite definir el límite inferior de la ruptura debido a la poca sismicidad registrada al Este de la zona de mayor deslizamiento cosísmico.

Analizando el perfil C-D (Figura 6.4) que abarca la zona hacia el sur de la ruptura del terremoto, se puede distinguir una distribución de réplicas entre los 15 km y 45 km. De forma análoga al perfil A-B, se observa un sector con menos actividad sísmica la cual podría corresponder al área ruptura generada por la réplica de mayor magnitud, Mw 7.6, ocurrida el 3 de abril de 2014. De la misma manera que en el perfil anterior, sólo es posible estimar el updip de este evento, el cual se localiza aproximadamente a 80 km al Este de la fosa, y a 30 km de profundidad.

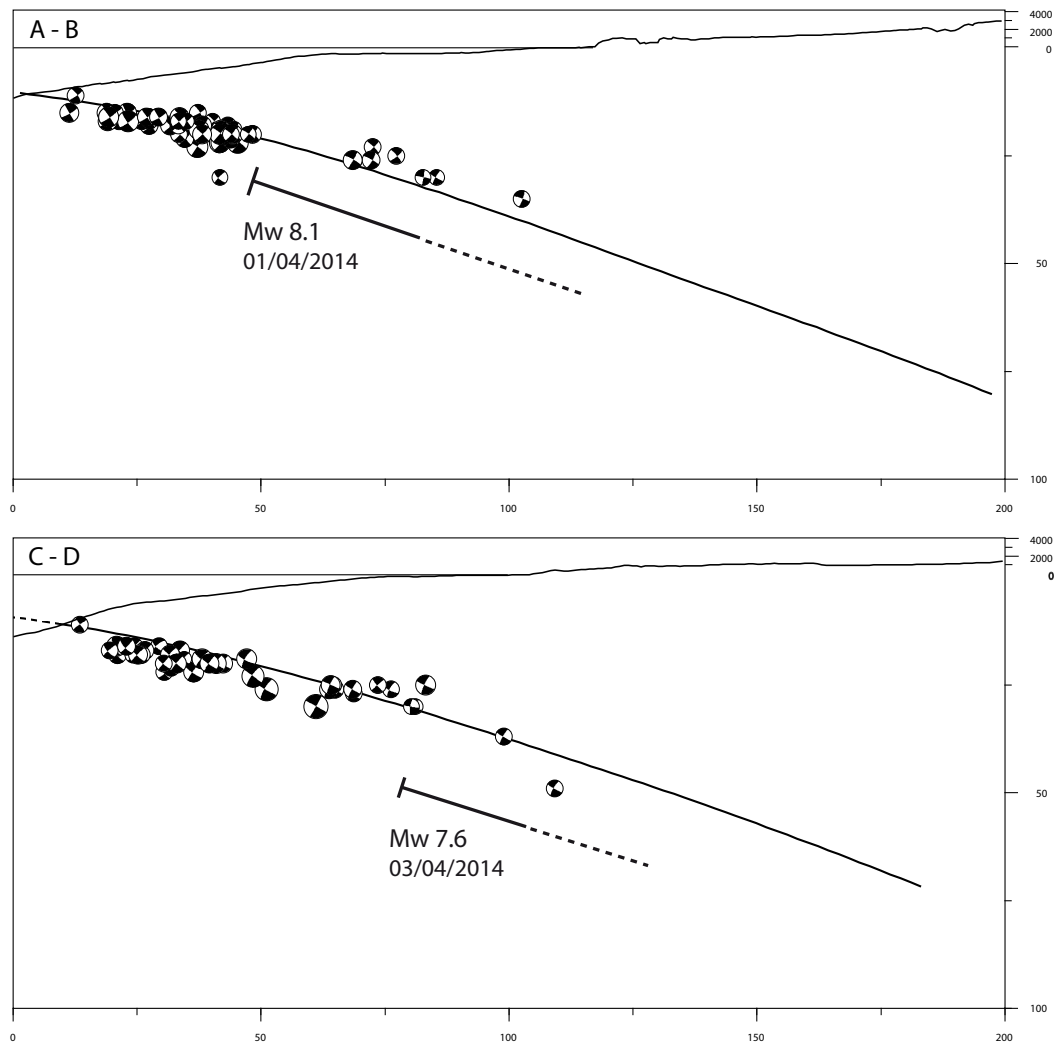


Figura 6.4: Sección transversal de los perfiles A-B, y C-D, con la actividad post sísmica de tipo inverso sobrepuesta al modelo de slab propuesto por Hayes *et al.* (2012). La distribución en profundidad de los eventos localizados en el perfil A-B permite identificar claramente el límite superior de la ruptura del terremoto Mw 8.1, indicado en línea continua alrededor de los 35 km. Sin embargo para el caso del downdip, la falta de datos no permite entregar una aseveración sobre la ubicación de este. Para el perfil C-D se puede estimar la profundidad del updip, cercano a los 50 km, pero no así el final de la ruptura, la cual se representa con una línea segmentada en ambos perfiles.

6.2.2. Sismos de tipo inverso con alto dip

En general, la sismicidad de tipo inverso registrada en zonas de subducción se caracteriza por tener soluciones de mecanismos focales que presenten un dip similar al ángulo de inclinación promedio de la zona de contacto entre placas.

Como se mostró en el capítulo anterior, los eventos categorizados como sismos de contacto en el segmento de Iquique tienen un ángulo de inclinación alto, en su solución de representación 100 % *double couple*, el cual está entre 30° y 40°. Este valor se aleja del dip medio de la zona propuesto por Comte & Suárez (1995), Delouis *et al.* (1996), Husen & Asch (1999), Patzwahl *et al.* (1999) y Hayes *et al.* (2012), entre otros, quienes reportan un ángulo de inclinación entre los 20° y 30°. Cabe señalar, que al utilizar la solución del dipolo compensado (CLVD) para la inversión del tensor de momento sísmico los valores del ángulo de manto disminuyen, en comparación con la solución de doble par de fuerzas. Aún así, los valores obtenidos a través del método de CLVD, muestran valores mayores señalado por los autores mencionados.

La Figura 6.5 muestra los datos de batimetría de alta resolución para la zona entre los 18°S y los 22°S y la sismicidad de contacto interplaca registrada durante los primeros cuatro meses posteriores al terremoto. Esta imagen permite observar como al Oeste de la fosa se presentan rugosidades en la placa de Nazca que pueden corresponder a montes submarinos.

Al momento en que la placa de Nazca comienza a subducir bajo la placa Sudamericana las irregularidades controladas por el proceso de flexión ocurrido en el *outer rise* ingresan como una "sierra", originando sismos con orientaciones preferenciales asociadas a la inclinación de esta (Clift & Vannucchi, 2004). Esta hipótesis podría explicar el alto dip obtenido en la sismicidad registrada en la zona cercana a la fosa. La Figura 6.7.a, modificada de (Ranero *et al.* , 2006), muestra en color azul algunas de las posibles direcciones preferentes las cuales se presentan junto a los sistemas de *horst* y *graben* registrados en la zona de Antofagasta, y que podrían generar sismicidad de alto ángulo.

Además, al proyectar los eventos en una sección transversal frente a la costa de Iquique (ver Figura 6.6) se observa como la distribución en profundidad de estos sigue el contorno de lo que podría corresponder una sucesión de *horst* y *graben*, durante los primeros 50 km desde la fosa. Para una distancia mayor, la zona de contacto muestra irregularidades que podrían tener una mayor longitud de onda, sin embargo es necesario contar con un número mayor de registros para poder discutir dicha zona. Ranero *et al.* (2006) reprocesó perfiles multicanal de sísmica de reflexión y datos batimétricos de *multibeam*, los cuales para la zona cercana a Antofagasta (24°S) muestran (ver Figura 6.7.a) la subducción de al menos cuatro sistemas de *horst* y *graben* con una separación entre 5 km y 10 km, y una altura máxima de hasta 2 km, y una extensión de aproximadamente 50 km desde la fosa. Dado que el comportamiento del margen convergente de la zona norte de Chile es, en general similar a lo largo del strike, con un margen erosivo y baja presencia de sedimentos (Von Huene *et al.* , 1999; Contreras-Reyes *et al.* , 2010), los datos frente a Antofagasta se pueden hacer extensivos para explicar el comportamiento del segmento de Iquique.

Por otra parte, estudios realizados por Zhan *et al.* (2012) sobre el terremoto de Tohoku en 2011 reportan un fenómeno de mayor longitud de onda que se da de forma similar para las réplicas registradas tras el evento principal de Iquique 2014 (ver perfil C-D de la Figura 6.6). En este caso,

la presencia de altos batimétricos en la zona también fueron planteados para explicar la sismicidad de alto ángulo observada en los primeros kilómetros desde la fosa, y además para plantear irregularidades de gran longitud de onda en la zona de contacto (ver Figura 6.7.b,c).

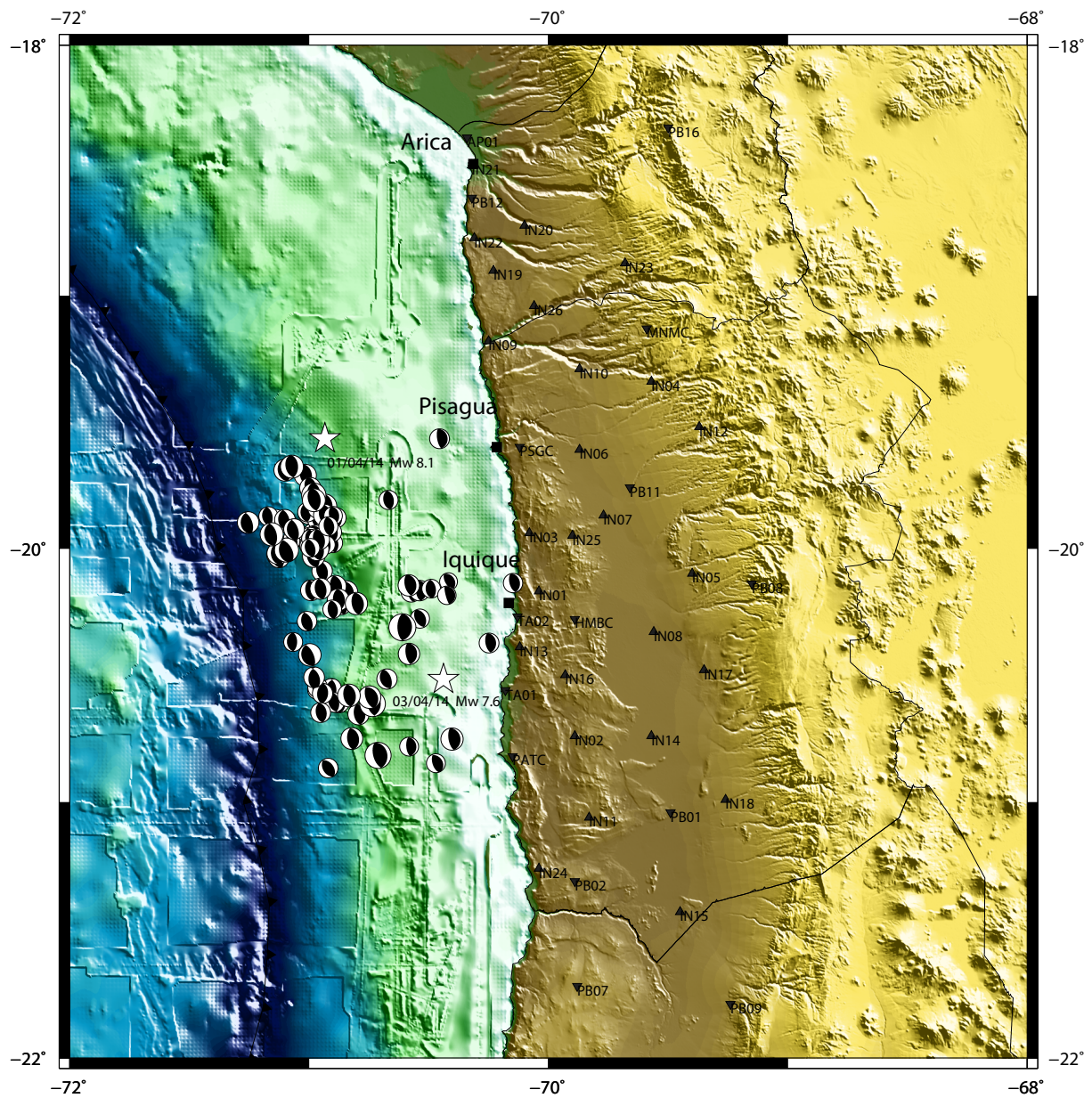


Figura 6.5: Distribución de sismicidad de las réplicas tipo inverso, contrastadas sobre datos de batimetría de alta resolución para la zona de estudio. Las estrellas blancas indican los epicentros del terremoto Mw 8.1 ocurrido el 1 de Abril de 2014, y la réplica de mayor magnitud Mw 7.6 registrada el 3 de Abril de 2014. La imagen muestra, hacia el Oeste de la fosa, rasgos estructurales típicos del proceso de *outer rise* previo a la subducción de la placa de Nazca, los cuales podrían estar involucrados en la localización de sismicidad de alto dip en la zona de contacto entre placas.

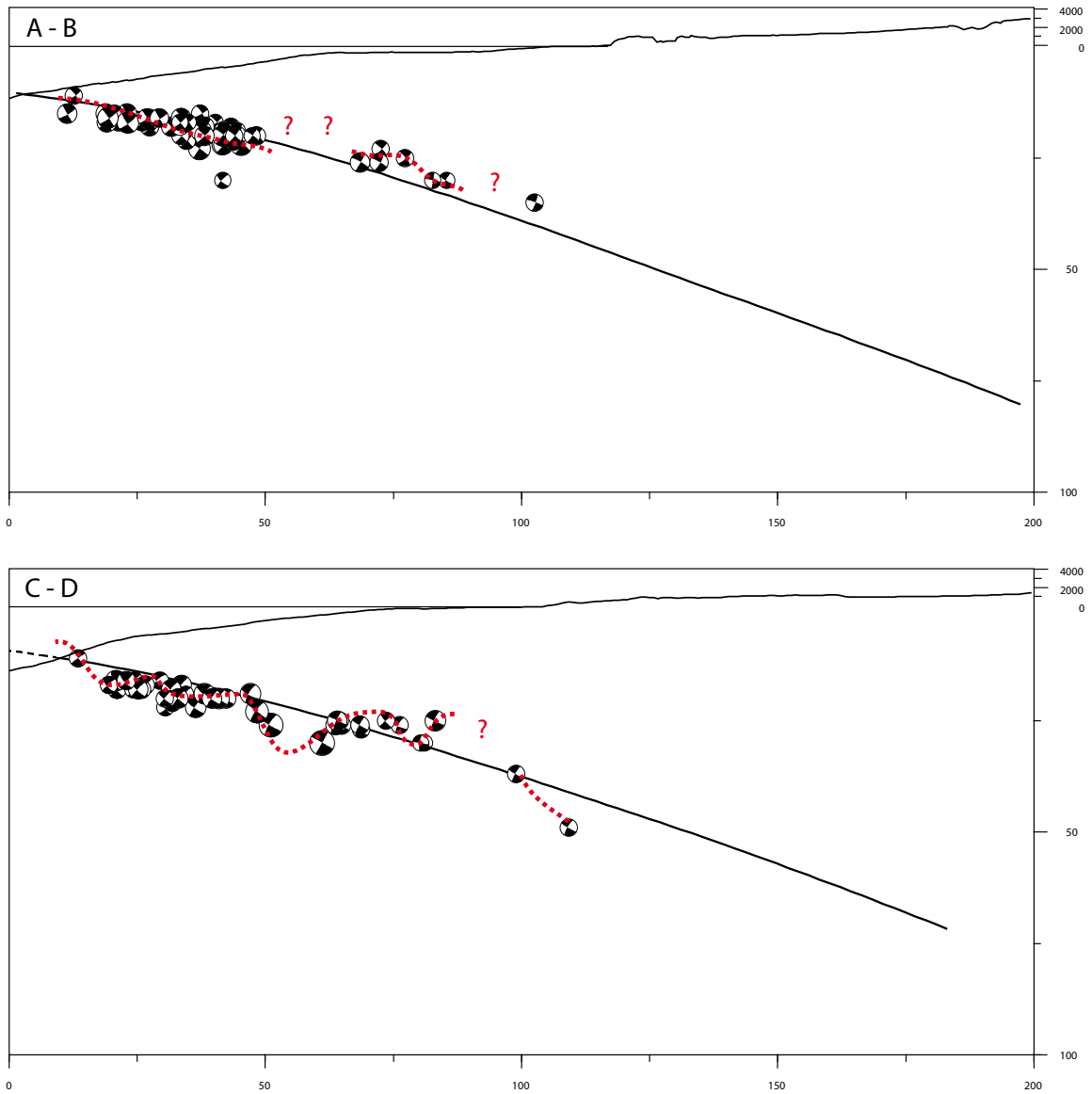


Figura 6.6: Secciones transversales de las réplicas tipo inverso del terremoto de Iquique representadas sobre el modelo de contacto interplaca de Hayes *et al.* (2012). En línea segmentada se representa el contorno de posibles sistemas de *horst* y *graben* los cuales se pueden asociar a la sismicidad de alto dip, con respecto a la zona de contacto, registrada en la zona.

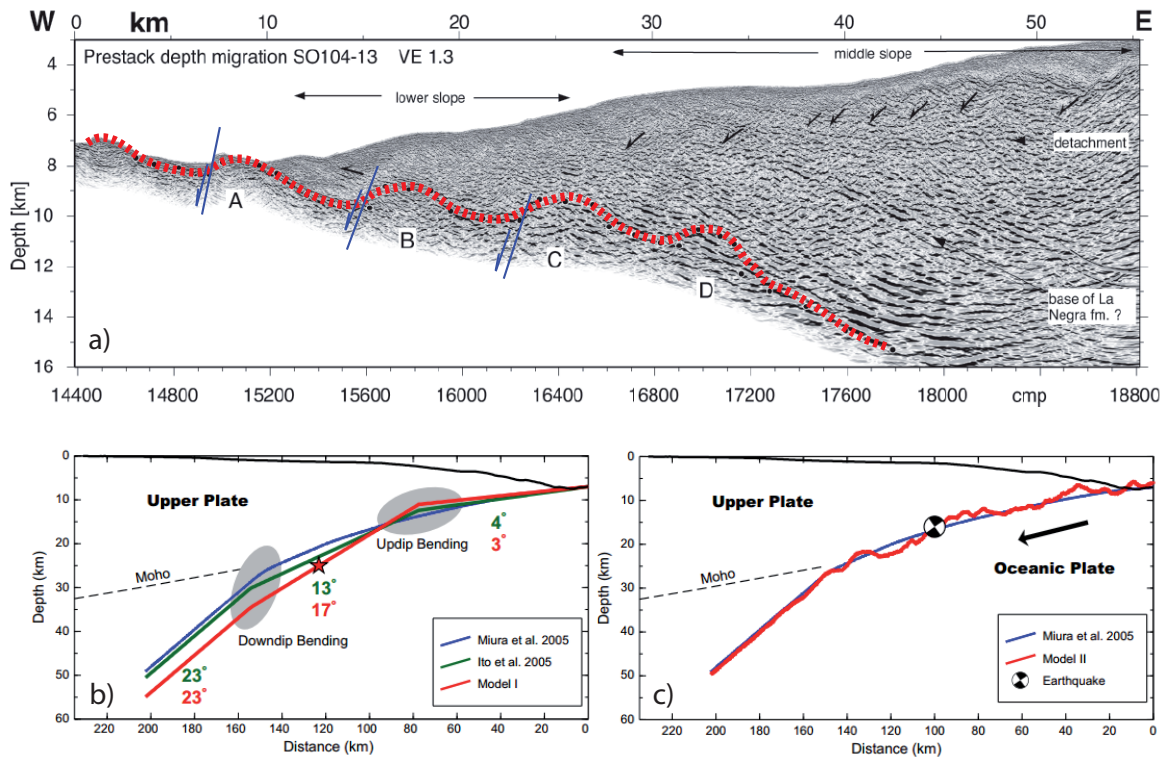


Figura 6.7: (a) Resultados de sismica de reflexión de Ranero *et al.* (2006) para la zona de Antofagasta, en donde se muestran estructuras similares a las identificadas frente a Iquique. (b,c) Modelo planteado por Zhan *et al.* (2012) para explicar alto dip en las réplicas del terremoto de Tohoku en 2011.

6.3. Sismos con mecanismo focal de tipo normal

La sismicidad de este tipo registrada en la ventana temporal, entre los meses de marzo y julio, es escasa y sólo representa el 3 % de la actividad total observada. Sin embargo, el análisis de este tipo de eventos entrega información relevante sobre los procesos previos a la subducción de la placa de Nazca.

Estudios sobre este tipo estructuras observadas en la placa subductante indican dos tipos de fallamiento preferencial, los que pueden ser asociados a procesos extensionales. El primero de ellos se da al momento de la formación de la placa, en el centro de expansión, donde el fallamiento normal ocurre paralelo al centro de expansión (Karson, 1998; Carbotte & Scheirer, 2004). Por otra parte, la otra dirección preferencial ocurre en el proceso de *outer rise* previo a la subducción, con un lineamiento paralelo a la fosa (Ranero *et al.* , 2003; Peacock, 2004).

Ranero *et al.* (2005) estudió la estructura de la placa oceánica a lo largo de la subducción en el norte de Chile, interpretando las fallas por flexura observadas en la batimetría de alta resolución. La explicación dada para la generación de sismos de tipo normal en la zona de contacto interplaca hace referencia a la rotación de la placa subductante a medida que esta comienza a descender bajo la placa cabalgante, produciendo un giro continuo en los mecanismos focales normales (ver Figura 6.8.a). Además, este trabajo determinó dos orientaciones principales las que se pueden asociar a los procesos extensivos ocurridos durante la creación de litósfera oceánica y el *outer rise*. Esta afirmación se presenta en la Figura 6.8.b con colores azul y rojo, respectivamente.

Por otra parte, los sismos de tipo normal registrados en la zona afectada por el terremoto de Iquique son representados con su solución de mecanismo focal en la Figura 6.9. Estos registros confirman las orientaciones preferenciales vistas por Ranero *et al.* (2006), los cuales están representados con los mismos colores que la imagen anterior (azul para fallas asociadas a centro de expansión, y rojo para flexura en el *outer rise*). La misma imagen identifica, con un símbolo de interrogación, un sismo precursor localizado a una profundidad somera y con un strike que se aleja de las tendencias observadas. Este sismo, al ser superficial, puede estar relacionado con la activación de fallas superficiales previas a la ocurrencia del terremoto.

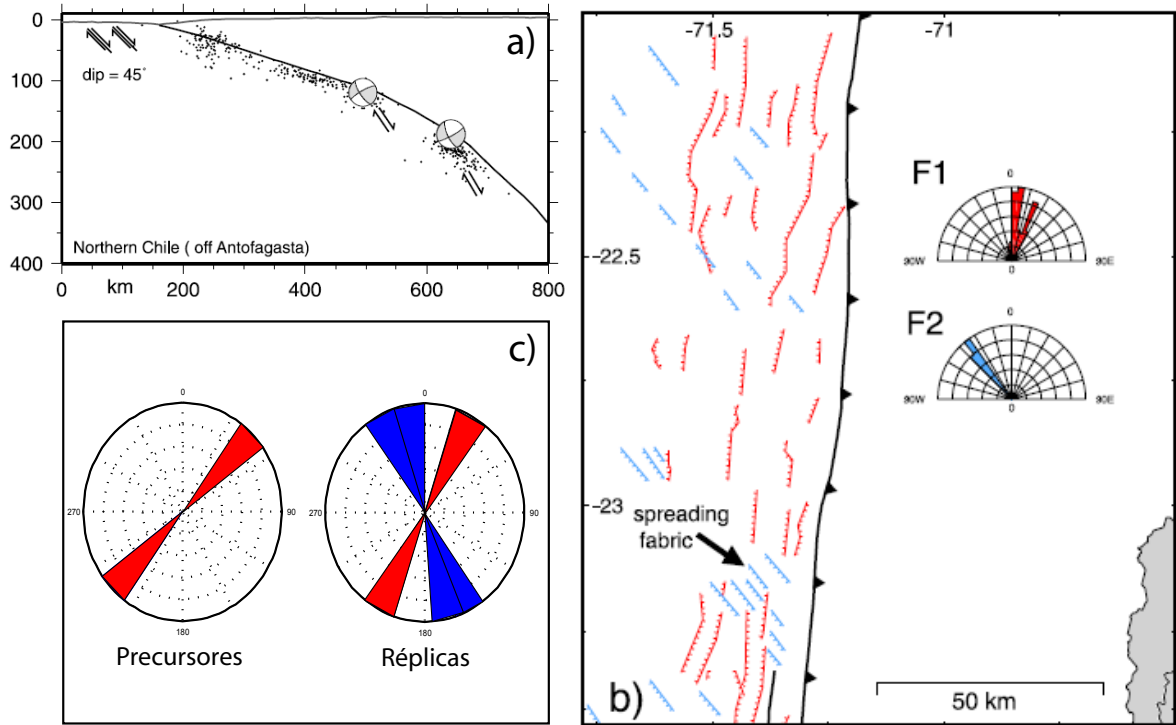


Figura 6.8: Interpretación de Ranero *et al.* (2005) para las estructuras presentes a lo largo de la subducción en el norte de Chile. (a) Representación esquemática para el origen de la sismicidad de tipo normal registrada en la zona de contacto interplaca. Esta imagen plantea una rotación de los mecanismos focales de tipo extensionales a medida que la placa oceánica va subductando. (b) Orientaciones preferenciales de las fallas extensivas presentes en la zona del *outer rise*, las cuales posteriormente subductan generando sismicidad con mecanismos focales extensionales. Las tendencias en la orientación se asocian a los procesos de fallamiento normal, durante la creación de litósfera oceánica (en azul), y a la flexión en el *outer rise* en el instante previo a la subducción. (c) Diagrama de rosa para la sismicidad de tipo normal precursora y post sísmica. Se observa un comportamiento de la sismicidad registrada similar al planteado en el trabajo de Ranero *et al.* (2005).

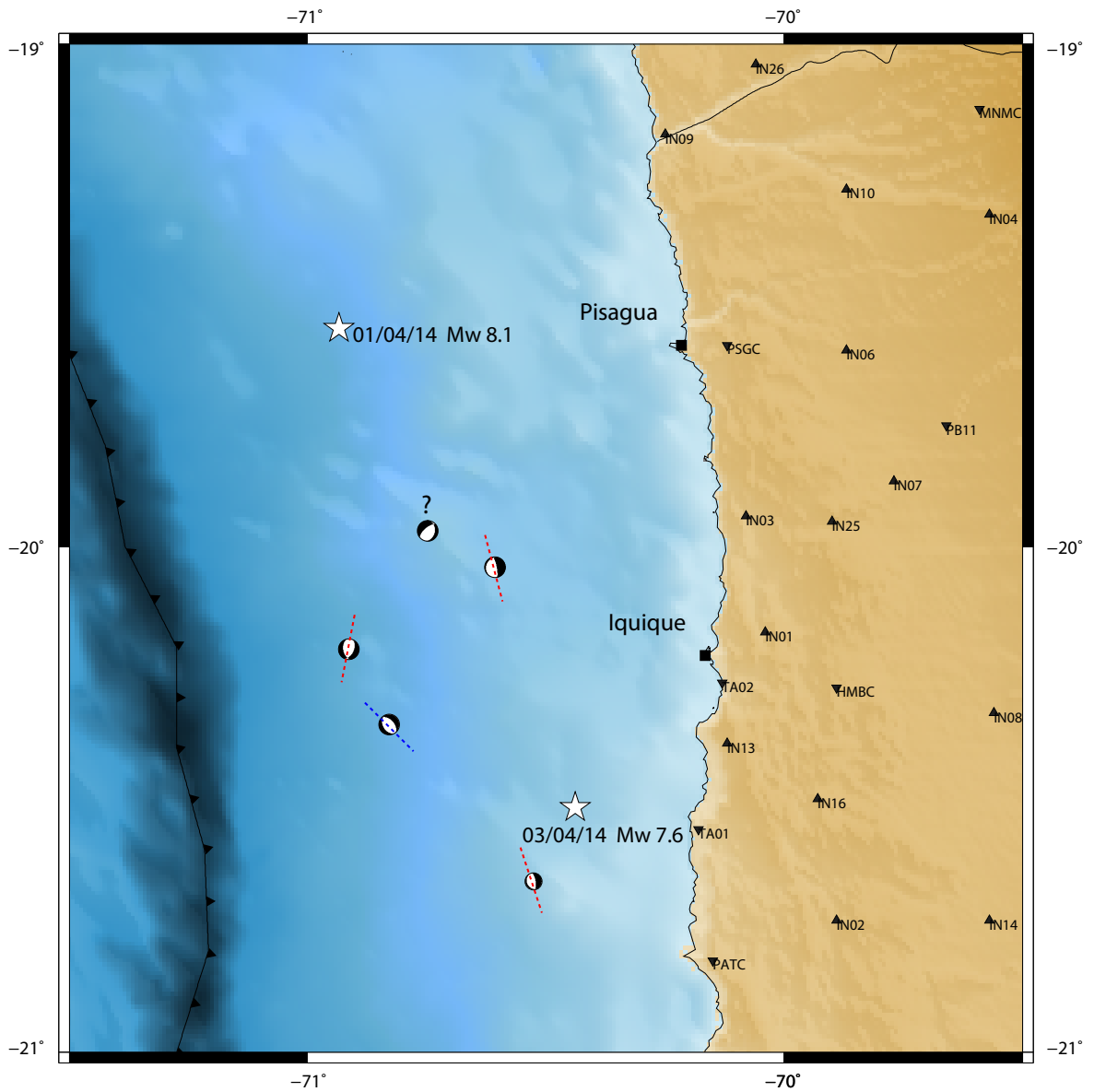


Figura 6.9: Distribución de sismos de tipo normal para la zona de estudio. En la figura se distinguen, al igual que lo planteado por Ranero *et al.* (2005) dos lineamientos principales identificados con color azul y rojo, los cuales se asocian a los procesos extensivos durante la creación de litósfera oceánica y el *outer rise*, respectivamente. Además se identifica, con un símbolo de interrogación, un sismo superficial con mecanismo de tipo extensivo, el cual se relaciona con la actividad registrada durante el mes previo al terremoto.

6.4. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona

Durante la etapa previa y posterior del terremoto de Iquique, se registraron sismos con mecanismos focales atípicos para el área de estudio. Este tipo de eventos alcanzaron un 20 % del total observado, y es una muestra clara de la alta complejidad tectónica de la zona.

Estos registros presentan mecanismos de foco que se pueden asociar a eventos del tipo *strike-slip*, o a sismos con soluciones oblicuas con componentes inversas o normales con un alto grado de rotación.

La sismicidad con mecanismos focales inusuales para la zona de estudio no son un caso particular de Chile, y han sido observados en otros terremotos. Particularmente en el evento de Hyogo-Ken Nanbu en 1995, Yamanaka *et al.* (2002) observó réplicas que se alejaban del patrón típico de la región. La hipótesis propuesta en esta investigación señala que la actividad sísmica atípica es causada por la perturbación de los esfuerzos locales debido a la distribución heterogénea del deslizamiento cosísmico. Si bien es cierto la zona afectada por el terremoto, M 7.3 de Japón, no corresponde a una zona de subducción, la generación de actividad con soluciones de mecanismos focales “inesperados” para la zona permite tener una idea previa para plantear posibles explicaciones a los registros de Iquique. Otra hipótesis que pudiera explicar este comportamiento, sobre todo para el subconjunto de la sismicidad precursora es que esta siga una dirección preferencial en la placa oceánica.

La Figura 6.10 muestra la localización de la sismicidad registrada en Iquique, la cual presenta una distribución heterogénea a lo largo del segmento analizado. Los eventos precursores se identifican en color gris, mientras que las réplicas se presentan en color negro. Se puede observar que la distribución de la sismicidad previa al evento principal se concentra al interior de la zona de máximo deslizamiento cosísmico propuesta en varios trabajos (Ruiz *et al.* , 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Schurr *et al.* , 2014; Yagi *et al.* , 2014). Por otra parte, la actividad post sísmica se distribuye de forma irregular lo que impide determinar una tendencia para discutir.

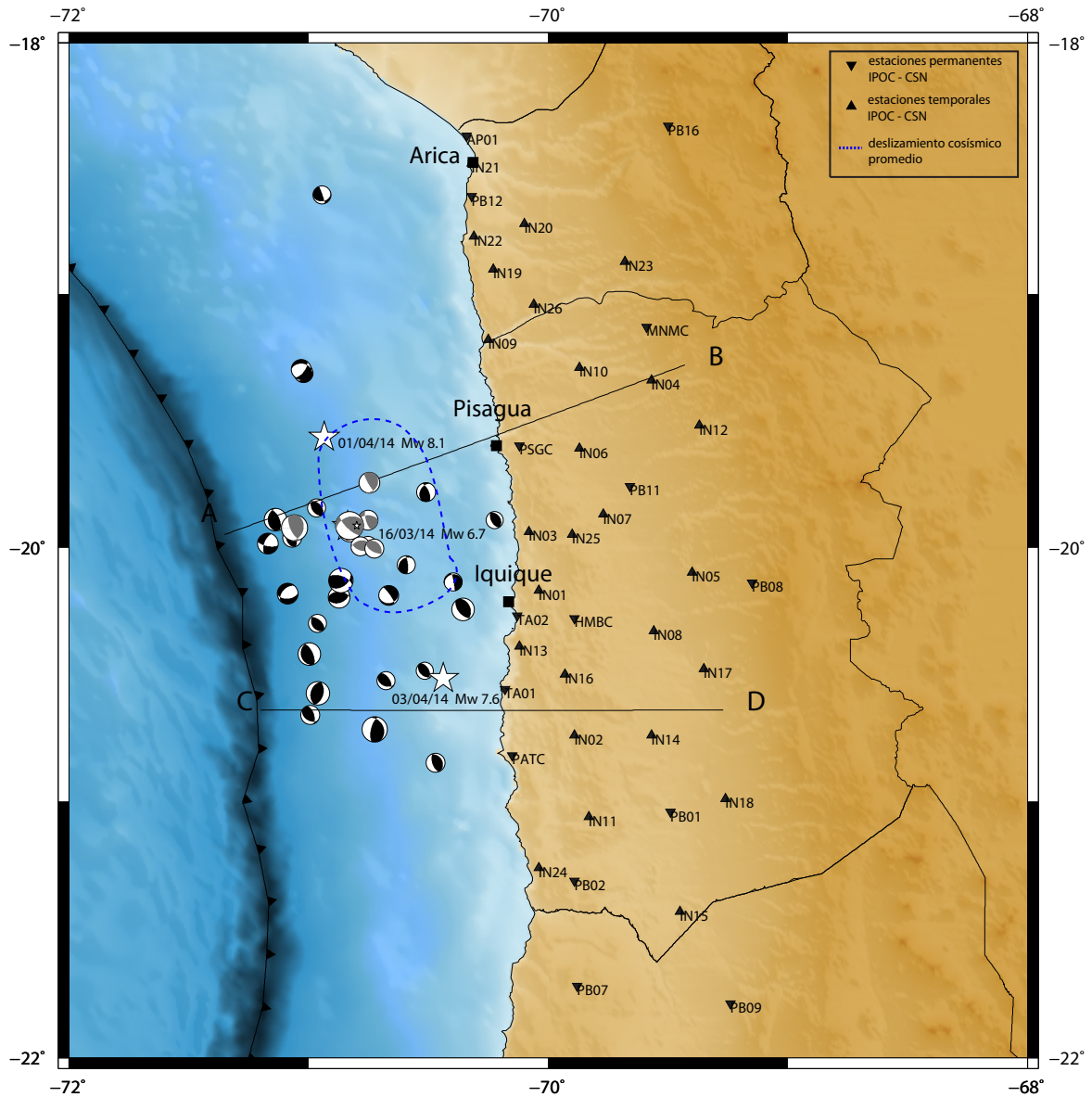


Figura 6.10: Distribución de sismos con mecanismos focales inusuales para la zona de estudio. Se muestra en color gris, los sismos registrados durante el mes de marzo, y en color negro la actividad posterior al terremoto de Iquique. Además la línea segmentada representa el deslizamiento cosísmico promedio propuesto en diferentes investigaciones. Se aprecia una distribución precursora que se concentra al interior de la región de mayor deslizamiento, mientras que para las réplicas no es posible determinar un patrón claro de distribución.

Otro punto interesante es la presencia de sismos con un strike en dirección E-W, los cuales se concentran en la zona central del segmento estudiado. Estos eventos muestran una baja profundidad (<25 km, ver Figura 6.11), y se concentran en una zona ubicada entre 35 km y 40 km al Este de la fosa. Una posible causa para este tipo de sismos es que esta localización coincide con el updip de la ruptura, por lo que se ubica en un área de transición entre alto y bajo acoplamiento intersísmico, y por lo tanto, una zona de compleja distribución de esfuerzos.

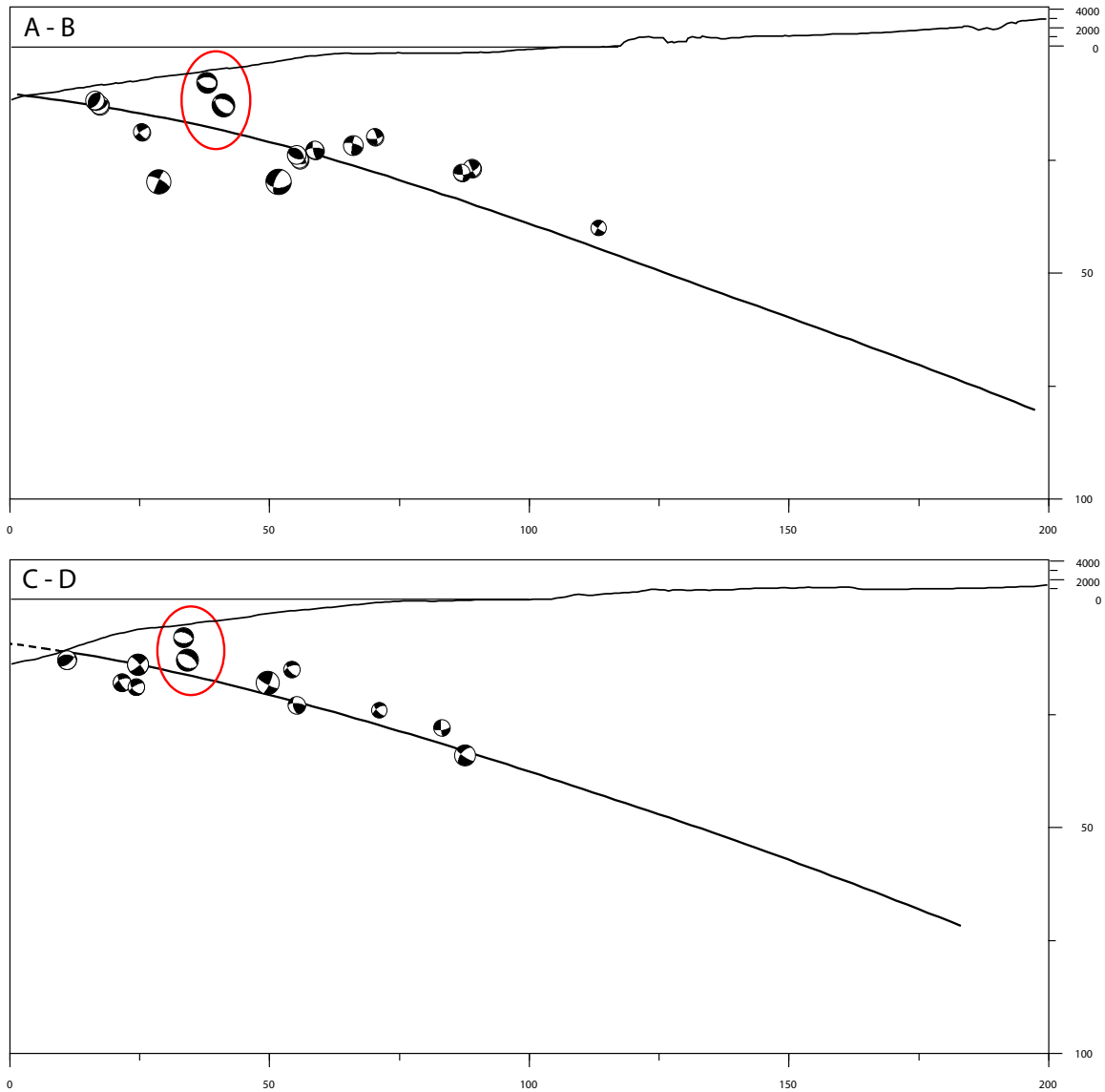


Figura 6.11: Sección transversal para la sismicidad atípica registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. En línea continua se representa el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012). No se parecía una tendencia en la localización de los eventos. Sin embargo existen algunos eventos localizados en las cercanías de la zona superior de la ruptura, indicados por el círculo rojo, los cuales podrían asociarse a una distribución irregular de los esfuerzos locales, producto de la ubicación en las proximidades de una zona de transición de acoplamiento intersísmico.

6.5. Sismos superficiales

La sismicidad superficial registrada entre Marzo y Julio de 2014 alcanza el 15 % del total de sismos eventos registrados en el segmento de Iquique. Estos eventos muestran una diversidad en sus soluciones de mecanismo focal lo que confirma la complejidad de la secuencia sísmica asociada al terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014.

Los sismos superficiales registrados entre Marzo y Julio de 2014 (ver Figura 6.12) muestran una tendencia en su localización en profundidad, en donde es posible una mayor concentración de eventos entre los 25 km y 75 km al Este de la fosa. La sismicidad encerrada por una elipse azul marca los eventos registrados durante Marzo de 2014, mientras que la elipse roja identifica a las réplicas superficiales del terremoto de Iquique (ver Figura 6.13, parte superior). En el trabajo de Ruiz *et al.* (2014) se identificaron, a partir del modelo de Pasyanos *et al.* (1996), eventos superficiales los cuales se detallan en la Figura 6.13, parte inferior. Estos eventos coinciden, en general, con las soluciones obtenidas a través del programa desarrollado por Herrmann (2013).

Por otra parte, existe una diferencia entre la frecuencia con que ocurrieron los eventos superficiales durante la etapa previa y posterior al terremoto de Iquique. Durante el mes de Marzo de 2014 se registraron 15 sismos superficiales, la mayoría de ellos dentro de un rango de siete días, y donde el Mw 7.6 (03/04/14) fue el evento de mayor magnitud. En cambio, durante las réplicas registradas desde Abril hasta Julio de 2014, se observaron 8 eventos clasificados dentro de esta categoría, y siendo un Mw 5.6 (07/04/14) el sismo de mayor magnitud registrado. Este comportamiento podría indicar que la sismicidad superficial pudo ser activada producto de una distribución de esfuerzos en la etapa de nucleación del terremoto de Iquique. Por otra parte, una situación similar pudo ocurrir para el caso de las réplicas, ya que la localización en profundidad varía en algunos kilómetros (~20 km) de los eventos registrados en Marzo de 2014.

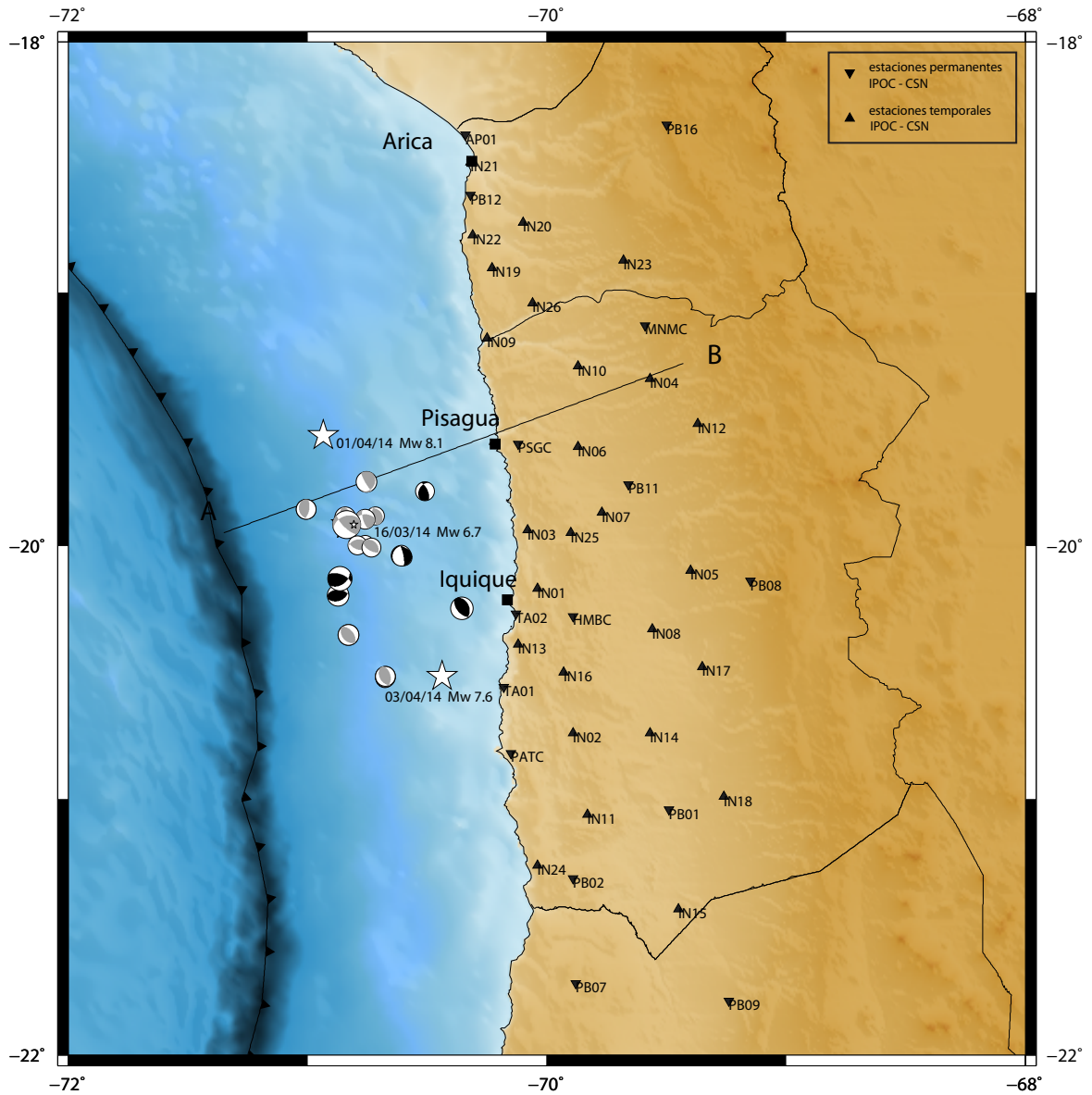


Figura 6.12: Distribución de la sismicidad superficial registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. La actividad precursora del mes de Marzo está identificada en gris, mientras que las réplicas del terremoto de Iquique, observadas entre Abril y Julio de 2014, se representan en negro. Se observa una mayor actividad superficial durante la actividad precursora, la cual podría estar asociada a una distribución de esfuerzos en la placa Sudamericana, producto del proceso de subducción de la placa de Nazca y el acomplamiento entre ambas.

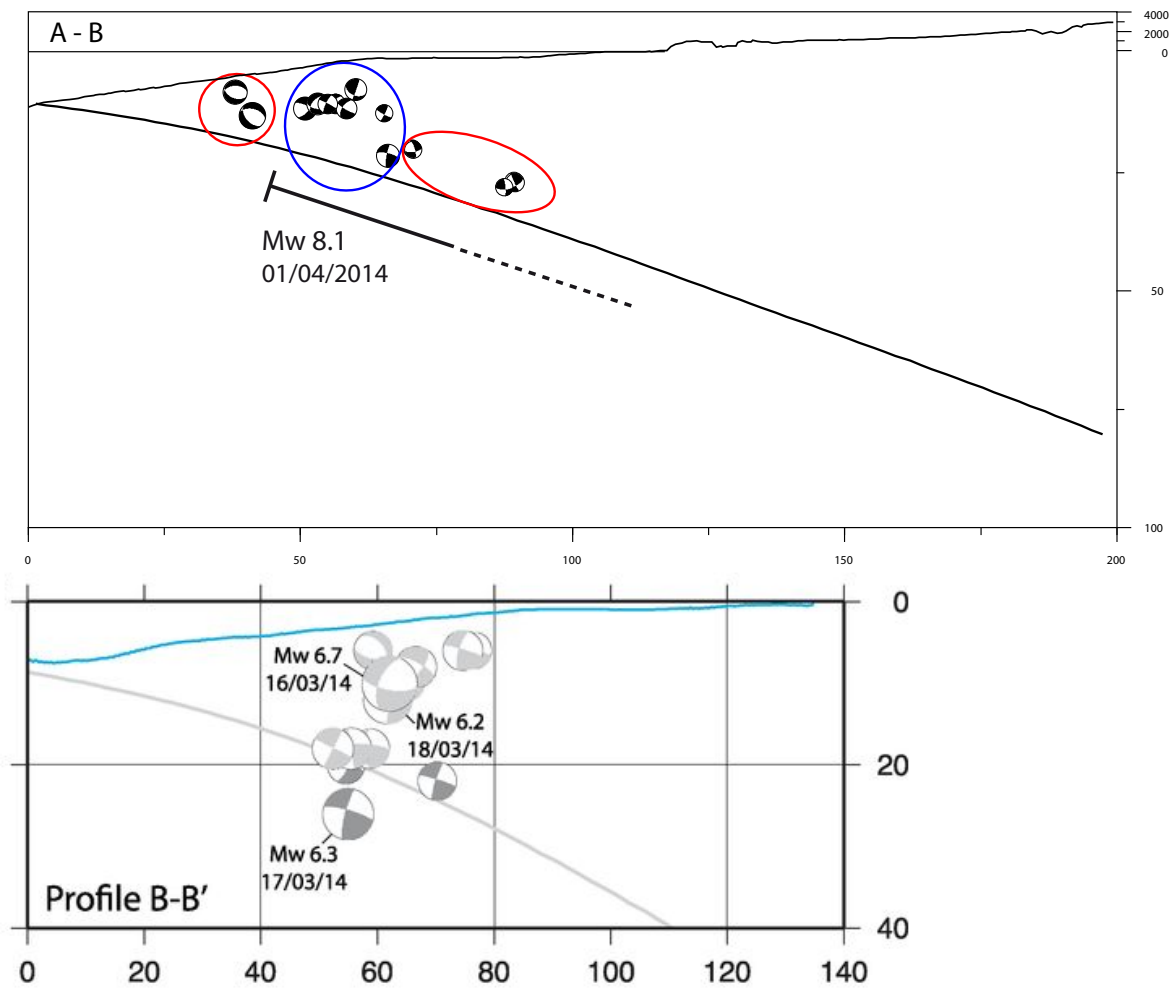


Figura 6.13: (arriba) Sección transversal para la sismicidad superficial registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. La línea continúa representa el modelo de contacto entre placas propuesto por Hayes *et al.* (2012). Las elipses roja y azul representan la actividad precursora y post sísmica, respectivamnte. Se observa una distribución preferente para ambas etapas, donde los sismos ocurridos durante el mes de Marzo de 2014 coinciden con el límite superior de la ruptura, mientras que las réplicas se localizan en el borde exterior de la misma. (abajo) Distribución de la sismicidad superficial precursora obtenida por Ruiz *et al.* (2014) durante el mes de Marzo de 2014. Se observan soluciones de mecanismo focal similares a pesar de la diferencia de los métodos de inversión utilizados en cada trabajo.

6.6. Discusiones y comentarios

Este capítulo entrega una interpretación para la sismicidad categorizada en eventos con mecanismos focales de tipo inverso, normal y atípicos para la zona de estudio.

Para el caso de los sismos de contacto, se analiza la distribución en torno al acoplamiento inter-sísmico y al deslizamiento cosísmico. Además se discuten las posibles causas de los eventos con alto dip. Se observa que la localización de la sismicidad precursora se concentra al interior de las zonas de alto acoplamiento y de mayor deslizamiento cosísmico. En contraste, las réplicas se distribuyen preferentemente en los bordes, o fuera, de las zonas antes mencionadas. En referencia a los registros con soluciones de alto dip, se plantea que estos son causados por la subducción de rasgos batimétricos asociados al proceso de flexión de la placa en el *outer rise*, los cuales actúan como "dientes de una sierra", propiciando sismicidad en direcciones preferentes.

La sismicidad de tipo normal registrada en la región muestra dos orientaciones predilectas, las cuales están asociadas a dos regímenes extensivos presentes en la corteza oceánica en etapas previas a la subducción. Una de ellas es la generación de fallas normales, paralelas al centro de expansión, durante el proceso de creación de litósfera marina. La segunda dirección preferencial está relacionada con la generación de estructuras extensionales, paralelas a la fosa, debido a la flexión de la placa de Nazca en el *outer rise*.

Los sismos atípicos observados en la zona de estudio pueden ser generados producto de una distribución no homogénea de los esfuerzos durante la etapa cosísmica. Esta hipótesis se refuerza al observar la distribución de este tipo de eventos, los cuales se localizan en zonas de transición entre alto y bajo acoplamiento, así como en las cercanías de la zona superior de la ruptura.

Por último, la sismicidad superficial se puede asociar a una distribución de esfuerzos en la etapa previa a la generación del terremoto de Iquique, mientras que un proceso similar podría haber ocurrido para las réplicas, las cuales se desplazan hacia los extremos de la zona afectada por sismos superficiales durante el mes de Marzo. Sin embargo, este tema debe ser estudiado con mayor profundidad para confirmar o refutar la idea planteada.

Capítulo 7

Conclusiones y discusiones generales

A lo largo de este trabajo se realizó un estudio de los registros obtenidos durante la etapa precursora (marzo) y post sísmica (abril - julio) del terremoto Mw 8.1 de Iquique, ocurrido el 1 de abril de 2014. La actividad observada durante los meses señalados fue relocalizada, y se obtuvieron las soluciones de mecanismo focal.

Dada la complejidad de la sismicidad registrada en la región, el análisis de la localización y mecanismos focales de los registros se presenta como una herramienta útil para la interpretación del contexto sismotectónico presente en el área.

El óptimo desarrollo de la investigación requiere que se cuente con registros de buena calidad y un catálogo que presente buena completitud. Para cumplir con esta necesidad, se utilizó la red sismológica desplegada por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), la cual cuenta con más de 50 estaciones instaladas en la zona. Esto garantiza el registro de la mayoría de los eventos ocurridos en el segmento a estudiar, y permite la confección de un catálogo que presenta una completitud para los sismos con magnitud local mayor o igual a 4.5.

La metodología de localización utilizada por el CSN considera la ubicación del hipocentro con menor *rms*, lo cual no siempre está asociado a una solución más exacta. Debido a esto, se utilizó el programa *NonLinLoc* el cual determina la ubicación más probable, a partir de la evaluación de una función de verosimilitud, la cual entrega una respuesta confiable sobre la distribución espacial de la sismicidad. Se observaron diferencias cercanas a la decena de kilómetros entre las ubicaciones entregadas por el CSN y las obtenidas a través del software de localización. Sin embargo, en ambos casos la profundidad de foco no presenta una buena determinación alcanzando errores que promedian los 5 km en dicha componente, lo cual sugiere la utilización de otros métodos para optimizar la solución en la componente vertical.

Considerando lo señalado anteriormente, la obtención de las soluciones de mecanismo focal a través de la inversión del Tensor de Momento Sísmico para los eventos registrados entrega una localización precisa en profundidad. En este trabajo, las soluciones presentan un 97 % de confiabilidad, lo cual fue testeado al probar la estabilidad de la respuesta entregada por la inversión. Esto permite realizar un análisis detallado sobre los diferentes tipos de sismos presentes en la región. Este proceso se desarrolló utilizando el programa de Herrmann (2013), el cual da la posibilidad de realizar

una inversión de los registros, usando un filtro de frecuencia entre 0.02 Hz y 0.06 Hz, a través de la búsqueda en una grilla de la mejor solución disponible. Sobre este punto, se propone continuar con el testeado de rangos de frecuencia que garanticen una óptima respuesta ante sismos de magnitud elevada ($M > 6.5$).

A través de la metodología antes descrita fue posible obtener la solución de mecanismo focal para 151 eventos. Estos fueron categorizados en sismos de tipo thrust, normal y atípicos, utilizando como criterio el ángulo de deslizamiento (rake), de orientación con respecto al norte (strike) y de inclinación del plano de falla (dip). Se obtuvo que la sismicidad predominante es de tipo thrust y abarca un 77 % del total de registros observados. Por otra parte, la actividad de tipo normal llega a un 3 %, mientras que los sismos con mecanismo focal atípico alcanzan el 20 %.

La clasificación de la actividad sísmica observada en el segmento de Iquique permite hacer una interpretación mucho más clara acerca del contexto tectónico regional. En relación a los eventos de tipo thrust, se analizó su distribución en torno a zonas de acoplamiento intersísmico y al deslizamiento cosísmico, encontrando que las réplicas se localizan en los bordes, y en el exterior, de estas áreas. Por otra parte, el alto dip observado se asocia a rasgos batimétricos generados en el *outer rise* que luego subductan generando sismicidad con orientaciones preferenciales. En cuanto a la actividad de tipo normal y su orientación, esta se asocia a las direcciones de fallas extensionales producidas durante la creación de litósfera oceánica y flexura de la misma en la fase previa a la subducción. Por último, la sismicidad se planteó que la sismicidad atípica es causada producto de una distribución heterogénea de los esfuerzos durante la etapa cosísmica.

La interpretación de la sismicidad propuesta en este trabajo permite tener una idea sobre los procesos involucrados en las etapas previas y posteriores a terremotos de subducción. Dado que la red sismológica de intervención instalada por el CSN se mantendrá en la zona hasta fines de 2015 y que se llevó a cabo el despliegue de instrumentos de fondo marino, se recomienda continuar con el procesamiento y análisis de datos con el fin de obtener una mayor claridad de los procesos tectónicos que dominan la zona de Iquique.

Finalmente, es necesario continuar con las pruebas de inversión relacionadas con el valor de filtro de frecuencia y el método de soluciones (*double couple* neta o CLVD), con el objetivo de poder obtener soluciones óptimas para todo tipo de eventos.

Bibliografía

- Agurto, H., Rietbrock, A., Ryder, I., & Miller, M. 2012. Seismic-afterslip characterization of the 2010 MW 8.8 Maule, Chile, earthquake based on moment tensor inversion. *Geophysical Research Letters*, **39**(20).
- Aki, K., & Richards, P. 2002. *Quantitative seismology*. Vol. 1.
- Ammon, C., Lay, T., Velasco, A., & Vidale, J. 1994. Routine estimation of earthquake source complexity: The 18 October 1992 Colombian earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 1266–1271.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., M., Aoi, S., Hori, S., & Sekiguchi, S. 2011. Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, planets and space*, **63**(7), 669–673.
- Backus, G. 1977. Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two. *Geophysical Journal International*, **51**(1), 27–45.
- Backus, G., & Mulcahy, M. 1976. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources I. Continuous displacements. *Geophysical Journal International*, **46**(2), 341–361.
- Barrientos, S., & Ward, S. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, **103**(3), 589–598.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., & Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(8), 759–768.
- Batló, J., Stich, D., Macià, R., & Morales, J. 2010. moment tensor inversion for the 5 July 1930 montilla earthquake (southern Spain). *Seismological Research Letters*, **81**(5), 724–731.
- Cahill, T., & Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **97**(B12), 17503–17529.
- Carbotte, S., & Scheirer, D. 2004. the global mid-ocean ridge. *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, **1**, 59.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammer, K., & Dahm, T. 2010. Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*

(1978–2012), **115**(B6).

- Chapple, W., & Forsyth, D. 1979. Earthquakes and bending of plates at trenches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), **84**(B12), 6729–6749.
- Chlieh, M., De Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Clift, P., & Vannucchi, P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**(2).
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, **4**(1), 23–44.
- Comte, D., & Suárez, G. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophysical Journal International*, **122**(2), 419–440.
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**(1), 49–58.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E., Scherwath, M., & Heesemann, M. 2007. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench–outer rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**(7).
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E., & Grevemeyer, I. 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, **29**(6).
- Dahm, T., Manthei, G., & Eisenblätter, J. 1999. Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics*, **306**(1), 1–17.
- Das, S., & Aki, K. 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of geophysical research*, **82**(36), 5658–5670.
- Das, S., & Henry, C. 2003. Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of Geophysics*, **41**(3).
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera L., & Kausel, E. 1996. The Andean subduction zone between 22 and 25 S (northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, **259**(1), 81–100.
- Delouis, B., Monfret, T., & Dorbath, L., Pardo M. Rivera L. Comte D. Haessler H. Caminade J. P. Ponce L. Kausel E. 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(2), 427–445.

- Delouis, B., Charlety, C., & Vallée, M. 2008. Fast determination of earthquake source parameters from strong motion records: Mw, focal mechanism, and slip distribution. *EGU General Assembly, Geophys. Res. Abstr. 10, abstract, 4939*.
- Dreger, D., & Helmberger, D. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **98**(B5), 8107–8125.
- Dziewonski, A., & Anderson, D. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, **25**(4), 297–356.
- Dziewonski, A., & Woodhouse, J. 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **88**(B4), 3247–3271.
- Engdahl, E., & Villasenor, A. 2002. *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. Vol. 81, Part A. Ch 41. Academic Press.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C., & Chiao, L. 2004. Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 655–675.
- Freeman, G., & Buland, R. 1976. An enhanced deconvolution procedure for retrieving the seismic moment tensor from a sparse network. *Geophysical Journal International*, **47**(1), 251–255.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., & Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, **194**(2), 1216–1228.
- Gilbert, F. 1973. Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **274**(1239), 369–371.
- Gilbert, F., & Dziewonski, A. 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **278**(1280), 187–269.
- Gutenberg, B., & Richter, C. 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, **9**(1), 1–15.
- Hayes, G., Wald, D., & Johnson, R. 2012. Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **117**(B1).
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P., & Samsonov, S. 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 295–298.
- Herrmann, R., B., Benz, H., & Ammon, C. J. 2011. Monitoring the earthquake source process in

- North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(6), 2609–2625.
- Herrmann, R. B. 1974. Surface wave generation by central United States earthquakes.
- Herrmann, R. B. 1979. Surface wave focal mechanisms for eastern North American earthquakes with tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **84**(B7), 3543–3552.
- Herrmann, R. B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081–1088.
- Husen, S., Kissling E. Flueh E., & Asch, G. 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, **138**(3), 687–701.
- Ichinose, G., Smith, K., & Anderson, J. 1998. Moment tensor solutions of the 1994 to 1996 Double Spring Flat, Nevada, earthquake sequence and implications for local tectonic models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(6), 1363–1378.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., & Hirose, H. 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**(5811), 503–506.
- Kanamori, H. 1994. Mechanics of earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 207–237.
- Karson, J. 1998. Internal structure of oceanic lithosphere: A perspective from tectonic windows. *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, 177–218.
- Kato, A., & Nakagawa, S. 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(15), 5420–5427.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **3**, 8–14.
- Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, **77**(11), 2087–2103.
- Kelleher, J., Sykes, L., & Oliver, J. 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **78**(14), 2547–2585.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E., & Fortes, L. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(2), 125–131.
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V., & Barrientos, S. 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta Mw = 8.0 earthquake. *Pages 709–730 of: Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*. Springer.

- Knopoff, L., & Randall, M. 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **75**(26), 4957–4963.
- Lambert, J. 1972. *Lambert's notes on maps 1772*.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., & Vilotte, J. 2012. Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **317**, 413–425.
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E., & An, C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, **41**(11), 3818–3825.
- Lepage, G. 1978. A new algorithm for adaptive multidimensional integration. *Journal of Computational Physics*, **27**(2), 192–203.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., & Berge-Thierry, C. 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models. *Pages 101–134 of: Advances in seismic event location*. Springer.
- Lomax, A., Michelini, A., & Curtis, A. 2009. Earthquake Earthquake Location Earthquake location, Direct, Global-Search Global-search Methods. *Pages 2449–2473 of: Encyclopedia of Complexity and Systems Science*. Springer.
- Lomnitz, C. 1971. Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535–1955. *Geofis. Panamericana*, **1**, 151–178.
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 221.
- Maercklin, N., Zollo, A., Orefice, A., Festa, G., Emolo, A., De Matteis, R., Delouis, B., & Bobbio, A. 2011. The effectiveness of a distant accelerometer array to compute seismic source parameters: the April 2009 LAquila earthquake case history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(1), 354–365.
- Malgrange, M., & Madariaga, R. 1983. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophysical Journal International*, **73**(2), 489–505.
- Mao, W., Panza, G., & Suhadolc, P. 1994. Linearized waveform inversion of local and near-regional events for source mechanism and rupturing processes. *Geophysical Journal International*, **116**(3), 784–798.
- Mendiguren, J. 1977. Inversion of surface wave data in source mechanism studies. *Journal of Geophysical Research*, **82**(5), 889–894.
- Mendoza, C., & Hartzell, S. 1988. Aftershock patterns and main shock faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(4), 1438–1449.
- Meneses, G. 2014. *Análisis de la sismicidad y de parámetros de alerta temprana de terremotos para la zona de Iquique, norte de Chile*. M.Phil. thesis, Universidad de Chile.

- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M., & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, **194**(3), 1283–1294.
- Minson, S., & Dreger, D. 2008. Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*, **174**(2), 585–592.
- Montessus de Ballore, F. 1912. Historia sísmica de los Andes Meridionales. *Pages Pág–545 of: Anales de la Universidad de Chile*.
- Pasyanos, M., Dreger, D., & Romanowicz, B. 1996. Toward real-time estimation of regional moment tensors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(5), 1255–1269.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., & Giese, P. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5 S and 25 S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **104**(B4), 7293–7317.
- Peacock, S. 2004. Insight into the hydrogeology and alteration of oceanic lithosphere based on subduction zones and arc volcanism. *Hydrogeology of Oceanic Lithosphere*, 659–676.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., & Vilotte, J. P. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1411–1430.
- Podvin, P., & Lecomte, I. 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, **105**(1), 271–284.
- Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., & Webb, F. 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw= 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, **150**(2), 362–376.
- Ranero, C., Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**(6956), 367–373.
- Ranero, C., Villaseñor, A., Phipps Morgan J., & Weinrebe, W. 2005. Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(12).
- Ranero, C., von Huene, R., Weinrebe, W., & Reichert, C. 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Pages 91–121 of: The Andes*. Springer.
- Rietbrock, A., Ryder, I., Hayes, G., Haberland, C., Comte, D., Roecker, S., & Lyon-Caen, H. 2012. Aftershock seismicity of the 2010 Maule Mw= 8.8, Chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution? *Geophysical Research Letters*, **39**(8).
- Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duquesnoy, T., & Chang, M. 1996. The Mw= 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of

- July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, **23**(9), 917–920.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.
- Sambridge, M., & Mosegaard, K. 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, **40**(3), 3–1.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., & Zhang, Y. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 299–302.
- Sipkin, S. 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **30**(2), 242–259.
- Sipkin, S. 1986. Interpretation of non-double-couple earthquake mechanisms derived from moment tensor inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **91**(B1), 531–547.
- Sipkin, S. 1987. Moment tensor solutions estimated using optimal filter theory for 51 selected earthquakes, 1980–1984. *Physics of the earth and planetary interiors*, **47**, 67–79.
- Sipkin, S., & Needham, R. 1994. Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory: global seismicity, 1993. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **86**(4), 245–252.
- Sokos, E., & Zahradnik, J. 2008. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, **34**(8), 967–977.
- Stein, S., & Wysession, M. 2009. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Strelitz, R. 1980. The fate of the downgoing slab: a study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**(2), 83–96.
- Stump, B., & Johnson, L. 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(6), 1489–1502.
- Tarantola, A., & Valette, B. 1982. Inverse problems= quest for information. *J. geophys*, **50**(3), 150–170.
- Tavera, H., Fernández, E., Bernal, I., Antayhua, Y., Agüero, C., Rodríguez, H., Vilcapoma, L., Zamudio, Y., Portugal, D., & Inza, A. 2006. The southern region of Peru earthquake of June 23rd, 2001. *Journal of seismology*, **10**(2), 171–195.
- Tichelaar, B., & Ruff, L. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **96**(B7), 11997–12022.
- Udias, A. 1999. *Principles of seismology*. Cambridge University Press.

- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., & Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S). *Tectonophysics*, **399**(1), 381–398.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**(1), 86–95.
- Von Huene, R., Weinrebe, W., & Heeren, F. 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of geodynamics*, **27**(3), 345–358.
- Whidden, K., & Pankow, K. 2012. A catalog of regional moment tensors in Utah from 1998 to 2011. *Seismological Research Letters*, **83**(5), 775–783.
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, Bo., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S., & Komoro, T. 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophysical Research Letters*, **41**(12), 4201–4206.
- Yamanaka, H., Hiramatsu, Y., & Katao, H. 2002. Spatial distribution of atypical aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Earth, planets and space*, **54**(10), 933–945.
- Zhan, Z., Helmberger, D., Simons, M., Kanamori, H., Wu, W., Cubas, N., Duputel, Z., Chu, R., Tsai, V., & Avouac, J. 2012. Anomalously steep dips of earthquakes in the 2011 Tohoku-Oki source region and possible explanations. *Earth and Planetary Science Letters*, **353**, 121–133.
- Zhou, H. 1994. Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **99**(B8), 15439–15455.

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias, Mención
Geofísica
POR: Sergio Sebastián León Ríos
FECHA: 8 de Abril de 2015
PROFESOR GUIA: Sergio Ruiz Tapia

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD PRECURSORA Y POST SÍSMICA DEL TERREMOTO MW 8.1 DE IQUIQUE 2014

El terremoto de Iquique ocurrió el 1 de Abril de 2014 en la zona norte de Chile, donde no se ha producido un evento de magnitud mayor a 8.5 desde el megaterremoto de 1877. El terremoto Mw 8.1 de Iquique 2014 fue precedido por una fuerte actividad precursora, la cual mostró su máximo de actividad el 16 de Marzo con un sismo superficial de magnitud Mw 6.7. Posteriormente, entre los meses de Abril y Julio de 2014, se observaron más de 3000 réplicas con diversas profundidades y mecanismos focales, que ocurrieron tanto en el contacto sismogénico como en la placa Sudamericana, indicando la complejidad de la secuencia sísmica.

El norte de Chile presenta una buena cobertura con estaciones sismológicas instaladas por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y la red de colaboración internacional IPOC. Con los datos registrados producto de los sismos de Iquique es posible estudiar la distribución espacial de la sismicidad registrada, así como analizar y comprender la relación entre el proceso de ruptura de un gran terremoto y la sismotectónica de la zona. Para cumplir con este objetivo se localizaron 210 eventos del catálogo del CSN, con magnitud local mayor o igual a 4.5, observados entre los meses de Marzo y Julio de 2014, y luego a través de la inversión del tensor de momento sísmico se obtuvo la solución de mecanismo focal para un subconjunto de 150 sismos.

A partir del catálogo de mecanismos focales obtenidos se clasificó la sismicidad observada, identificando eventos de tipo inverso, normales y algunos con mecanismos focales atípicos para la zona de estudio. Estos se clasifican, además, en sismos de contacto interplaca e intraplaca superficiales. Luego, se discutió la naturaleza de la sismicidad de contacto de tipo inversa registrada en las cercanías de la fosa, identificando eventos de alto dip, los que se podrían asociar a la subducción de altos batimétricos de la placa de Nazca. Por otra parte, la generación eventos de tipo normal, se puede asociar al *outer rise* previo a la subducción de la placa de Nazca, mientras que los sismos atípicos y superficiales son generados, probablemente, por la transferencia de esfuerzos del proceso de subducción hacia la placa Sudamericana.

Por último, se analizó la distribución en torno al acoplamiento intersísmico y al deslizamiento cosísmico generado por el terremoto de Iquique de 2014. Se observó como los eventos, posteriores al terremoto de Iquique, rodearon una zona de bajo acoplamiento que podría estar deslizando asísmicamente, y además se concentraron en el límite Oeste del área con mayor deslizamiento cosísmico, mostrando un comportamiento similar a lo observado en otros terremotos de subducción.

A los que estuvieron, a los que están, y a los que estarán...

Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) por permitirme estudiar en este programa gracias a su Beca de Magíster Nacional.

Agradecer también a quienes componen la comisión de este trabajo de tesis, por sus valiosos consejos y excelente disposición para discutir, criticar y construir esta investigación que finalmente se presenta. En especial quisiera dar gracias a mi profesor guía, Sergio Ruiz, quien motivó e hizo que fuera grato estudiar el tema que aquí se presenta.

Este párrafo está dedicado para los que de alguna u otra forma han colaborado a sacar adelante este trabajo. Hay dos personas claves que me ayudaron a comenzar y a resolver muchas de las inquietudes que se presentaban durante la tesis. Yaniz y Efra, muy agradecido de ustedes por toda su cooperación.

Por otra parte, no me quiero olvidar de quienes han estado presentes a lo largo de todo este paso por el programa de magíster, ya sea compartiendo, estudiando, apoyando, celebrando, futbolando, y un largo etcétera. Gracias por estar.

Finalmente, quiero agradecer a los más importantes, a la célula fundamental de la sociedad, mi familia. Mamá y papá topo, negro chico, y Crack, cada uno suma de alguna forma para que yo sea tal como soy hasta ahora. Las cosas buenas, pasadas y venideras, siempre serán compartidas con ustedes. Que quede escrito que los quiero mucho y estoy muy orgulloso de ser su hijo y hermano.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. El Terremoto de Iquique	1
1.2. Contexto sismotectónico	2
1.3. Objetivos	5
2. Base de datos	7
2.1. Introducción	7
2.2. Red sismológica	7
2.3. Completitud del catálogo del Norte de Chile	11
2.4. Discusiones y comentarios	14
3. Localización de la sismicidad	16
3.1. Introducción	16
3.2. El problema de la localización de sismos	17
3.3. Programas para el proceso de localización	19
3.4. Modelo de velocidades	22
3.5. Construcción del catálogo sismológico	23
3.6. Resultados de localización	23
3.7. Discusiones y comentarios	30
4. Tensor de Momento Sísmico	31
4.1. Introducción	31
4.2. Representación de fuente sísmica	32
4.3. Métodos de inversión	34
4.4. Programa para la determinación del tensor de momento sísmico	37
4.5. Definición de rango de frecuencia	39
4.6. Resultados	40
5. Clasificación de la sismicidad registrada	58
5.1. Introducción	58
5.2. Criterio de categorización	59
5.3. Resultados	60
5.4. Discusiones y comentarios	84
6. Interpretación sismotectónica del segmento de Iquique	85
6.1. Introducción	85
6.2. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso	86

6.3. Sismos con mecanismo focal de tipo normal	98
6.4. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona	101
6.5. Sismos superficiales	104
6.6. Discusiones y comentarios	107
7. Conclusiones y discusiones generales	108
Bibliografía	110

Capítulo 1

Introducción

1.1. El Terremoto de Iquique

El 1 de Abril de 2014 ocurrió el terremoto Mw 8.1 en la zona norte de Chile (Ruiz *et al.* , 2014; Schurr *et al.* , 2014; Lay *et al.* , 2014; Hayes *et al.* , 2014), cuya tectónica está controlada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este evento generó una ruptura de aproximadamente 150km de largo, la cual se localizó en la zona central del segmento de Iquique que fue identificado previamente como un gap sísmico (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.* , 1973).

En el segmento de Iquique abarca que entre los 18.5° y los 23°S, ocurrió con anterioridad el mega terremoto Mw 8.8 de 1877 (Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991). Esta región está delimitada al norte por el terremoto Mw 8.8 del Sur del Perú de 1868 (Kausel, 1986), y al sur por el terremoto Mw 8.1 de Antofagasta de 1995 (Ruegg *et al.* , 1996; Delouis *et al.* , 1997). Por lo tanto, la región a estudiar no registra un mega terremoto desde el Mw 8.8 de 1877, sumando eventos de magnitud moderada (Mw <8) en 1933, 1967 y 2007 (Malgrange & Madariaga, 1983; Comte & Pardo, 1991; Engdahl & Villasenor, 2002; Peyrat *et al.* , 2010; Métois *et al.* , 2013; Fuenzalida *et al.* , 2013)).

El terremoto Mw 8.1 de Iquique 2014 fue antecedido de una fuerte actividad precursora que mostró su peak de eventos a partir del 16 de Marzo (Ruiz *et al.* , 2014) con un sismo Mw 6.7. Posterior al terremoto, hasta el 31 de Julio, se registraron más de 2000 réplicas, siendo el Mw 7.6 (3 de Abril de 2014) la de mayor magnitud. En ambas etapas se observaron sismos superficiales, de contacto interplaca, y otros eventos inusuales para la zona. Estos registros muestran la alta complejidad estructural y tectónica del segmento analizado.

La zona norte de Chile presenta una buena cobertura gracias al monitoreo de estaciones sismológicas operadas por el Centro Sismológico Nacional (CSN) en convenio con el Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC), lo cual permitió registrar de forma completa la secuencia sísmica del terremoto. Es debido a dichos registros que se presenta la oportunidad de estudiar la distribución espacial de la actividad precursora y post sísmica asociada al terremoto de Iquique.

El análisis de los registros a través de herramientas sismológicas, como el tensor de momento sísmico, permiten entregar una interpretación sobre las posibles causas del proceso de nucleación

de un terremoto de subducción, así como también la distribución de esfuerzos en la etapa post sísmica.

1.2. Contexto sismotectónico

Chile es el país con mayor actividad sísmica en el mundo. La mayor parte del territorio se encuentra en un borde convergente de placas, donde ocurre la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Es en este escenario donde tiene lugar el terremoto de mayor magnitud del que se tiene registro sísmológico (Mw 9.5 en Valdivia; Barrientos & Ward (1990)), y donde en promedio se produce un evento de magnitud superior a 8.0 cada 10 años (Madariaga, 1998).

La subducción chilena genera terremotos a diversas profundidades, siendo posible identificar sismos superficiales, intermedios y profundos (Stein & Wysession, 2009); los cuales pueden ocurrir en el interior de las placas o en el contacto entre ellas (ver Figura 1.1). Los sismos superficiales en la placa de Nazca se producen en el límite superior de esta, probablemente, debido al estado tensional asociado al ciclo sísmico, el cual produce una deformación cortical (*outer rise*) en la placa antes de que se produzca la subducción (Chapple & Forsyth, 1979; Contreras-Reyes *et al.*, 2007). Eventos corticales en la placa Sudamericana se generan entre los 0 km y 20 km debido a los esfuerzos a los que está sometida durante el proceso de subducción (Barrientos *et al.*, 2004). Sismos profundos ocurren, en la placa que subducta, a profundidades mayores a la zona de contacto (~50 km) hasta los 300 km para el caso de Chile (Barrientos *et al.*, 2004) y su generación aún es tema de estudio. Por último, los terremotos interplaca o tipo thrust (falla inversa de bajo ángulo) se generan como resultado de la liberación de los esfuerzos acumulados en la zona en que ambas placas están en contacto (Tichelaar & Ruff, 1991; Barrientos *et al.*, 2004).

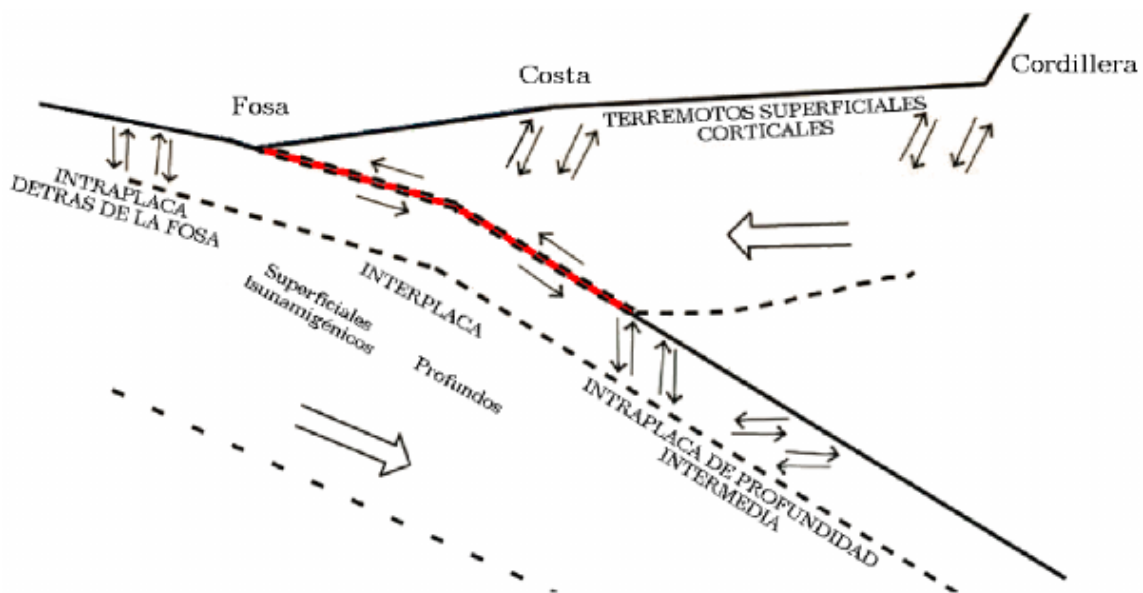


Figura 1.1: Esquema para el contexto tectónico para el margen convergente chileno. Se presenta la localización promedio de los diversos tipos de sismos generados a partir de esta configuración. Figura extraída de Meneses (2014).

La sismicidad en Chile es mayoritariamente del tipo interplaca e intraplaca de profundidad intermedia (Madariaga, 1998), siendo los primeros, capaces de generar eventos de gran magnitud y tsunamis destructivos, tales como los terremotos Mw 8.8 de Maule y Mw 9.5 de Valdivia.

En las décadas del 70 y 80 fueron identificadas varias zonas de laguna sísmica (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.* , 1973) a lo largo de la subducción chilena, basados principalmente en los trabajos de Montessus de Ballore (1912) y Lomnitz (1971). Dichas zonas se pueden definir como áreas en donde no han ocurrido terremotos de gran magnitud durante varias décadas, y por lo tanto presentan una alta probabilidad de que un evento mayor sea generado.

La Figura 1.2 presenta el contexto sismotectónico del segmento de Iquique, el cual como se señaló anteriormente no ha sido afectado por un mega terremoto desde 1877 cuando se registró el evento de magnitud Mw 8.8. Además, se representa en una elipse roja el área aproximada de ruptura producto del terremoto Mw 8.1 ocurrido el 1 de Abril de 2014, cuyo epicentro está indicado con la estrella blanca. Cabe señalar que la convergencia de placas en el margen chileno se ha reportado con una orientación NE de 79° , mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3cm/año (Kendrick *et al.* , 2003) y los 6.8cm/año (Vigny *et al.* , 2009).

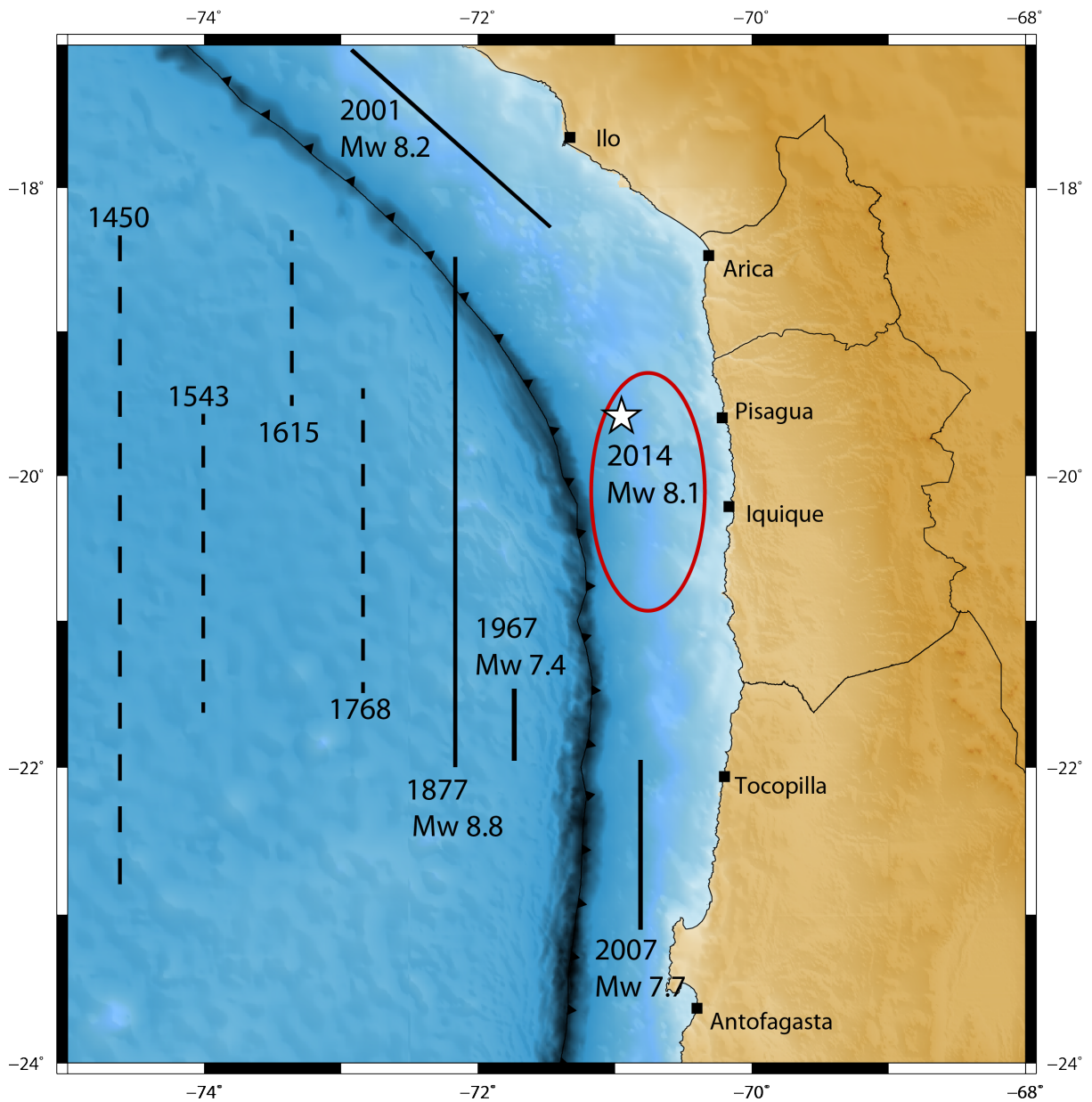


Figura 1.2: Contexto general para el segmento de Iquique. Líneas segmentadas indican largos de ruptura estimados para los terremotos según Montessus de Ballore (1912); Vargas *et al.* (2005). Por otra parte, las líneas continuas corresponden a rupturas estimadas para cada evento en los trabajos de Kausel (1986); Comte & Pardo (1991); Malgrange & Madariaga (1983); Comte & Pardo (1991); Engdahl & Villasenor (2002); Peyrat *et al.* (2010); Métois *et al.* (2013); Fuenzalida *et al.* (2013); Tavera *et al.* (2006). Finalmente, la elipse indica el área aproximada de ruptura producto del terremoto de Iquique Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014, cuyo epicentro está representado por la estrella blanca.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo principal

Analizar la distribución espacial de la sismicidad precursora, registrada en el mes de Marzo, y las réplicas observadas durante los primeros cuatro meses después de ocurrido el terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014.

1.3.2. Objetivos específicos

- Localizar y obtener los mecanismos focales de la sismicidad registrada.
- Estudiar la distribución espacial de los eventos interplaca, precursores y réplicas, con respecto al acoplamiento intersísmico propuesto por Métois *et al.* (2013) para la zona de estudio.
- Estudiar la distribución espacial de las réplicas y su relación con el deslizamiento observado en la etapa cosísmica.
- Determinar los límites, en profundidad, de las réplicas.
- Discutir las posibles causas de los diversos tipos de sismos observados, entregando una interpretación para los rasgos estructurales presentes en la zona de estudio, y plantear ideas sobre cómo éstos actúan durante la etapas de generación y períodos posteriores a grandes terremotos de subducción.

1.3.3. Estructura de la tesis

El presente trabajo se divide en 7 secciones, las cuales son detalladas a continuación.

El **primer capítulo** consiste en la introducción al tema a tratar y el contexto tectónico en que este se enmarca.

En el **capítulo dos** se describe la red sismológica utilizada para el registro de los sismos, y la generación de una base de datos. Además se detallan los pasos seguidos para la confección del catálogo con el que se trabajará en las siguientes secciones.

El **tercer capítulo** hace referencia a la teoría, metodología y herramientas computacionales utilizadas para la localización de la sismicidad registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. Se presenta la comparación entre los resultados reportados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y los obtenidos a través del software *NonLinLoc* ((Lomax *et al.* , 2000)).

El **cuarto capítulo** trata sobre las bases teóricas detrás de la inversión de las señales de onda para la obtención del tensor de momento sísmico. Se explica además, los métodos de inversión disponibles y el funcionamiento del programa utilizado para la obtención de las soluciones de mecanismo focal, desarrollado por Herrmann (2013). Por último, se entregan los resultados de dichas soluciones para la sismicidad observada.

En el **capítulo cinco** se realiza una clasificación de las soluciones de mecanismo focal obtenidas, la cual se lleva a cabo utilizando como criterio los ángulos de *strike*, *dip* y *rake*. Dicha clasificación contempla sismos de tipo thrust, normales, superficiales y un conjunto de eventos con mecanismos diversos para la zona de estudio.

En continuidad con lo anterior, el **capítulo seis** interpreta tres categorías de mecanismos focales antes mencionadas, planteando posibles causas para la generación de cada tipo de sismicidad registrada.

Por último, el **séptimo capítulo** presenta una conclusión general, destacando los resultados relevantes de cada sección, y además planteando ideas para un eventual trabajo a futuro.

Capítulo 2

Base de datos

2.1. Introducción

El punto inicial para el desarrollo de este trabajo es la recolección de registros sismológicos para la confección de un catálogo sísmico.

Para cumplir con este cometido, se utilizan los registros adquiridos por las estaciones instaladas por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN). A partir de estos, es posible contar con un catálogo inicial, proporcionado por el CSN, el cual sirve de base para la obtención de un catálogo final con el que se llevará a cabo la investigación.

Una buena base de datos debe seguir ciertos criterios de completitud y calidad de datos para ser válida. Un método de control es utilizar la relación de Gutenberg & Richter (1956), la cual permite discriminar la magnitud mínima para considerar un catálogo como completo.

Este capítulo explica los pasos llevados a cabo para la obtención de la base de datos sobre la cual se desarrollará el análisis de la sismicidad que afecta a la región en una ventana de tiempo determinada. En él se detallan la red sismológica utilizada, la estadística de la construcción del catálogo, y resultados preliminares sobre la distribución de la sismicidad en el segmento estudiado.

2.2. Red sismológica

La zona de estudio, comprendida entre los 18°S y 22°S, ha sido monitoreada desde 2006 por un arreglo de instrumentos capaces de detectar un amplio rango de señales asociadas a procesos de deformación. Esta red permanente, representada con triángulos invertidos en la Figura 2.1, forma parte del proyecto Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) en conjunto con el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), el cual tiene como objetivo estudiar los terremotos y la deformación asociados al margen de Chile.

A fines del mes de Marzo de 2014, y debido a la intensa actividad registrada durante dicho

mes frente a las costas de Iquique, se lleva a cabo la instalación de 10 estaciones sismológicas de intervención a modo de reforzar la red permanente antes descrita. Luego, posterior al terremoto Mw 8.1 ocurrido en la zona, se suman 16 instrumentos de banda ancha similares a los ya instalados. De esta forma, el área central del segmento de Iquique queda con una alta densidad de estaciones sismológicas, con un espaciamiento aproximado de 20 km entre cada una, lo que permite tener una buena cobertura para el registro de la actividad sísmica. La Figura 2.1 muestra la distribución actual de las estaciones desplegadas en dicho segmento, considerando la redes permanentes y de intervención, instaladas antes y después del terremoto de Iquique.

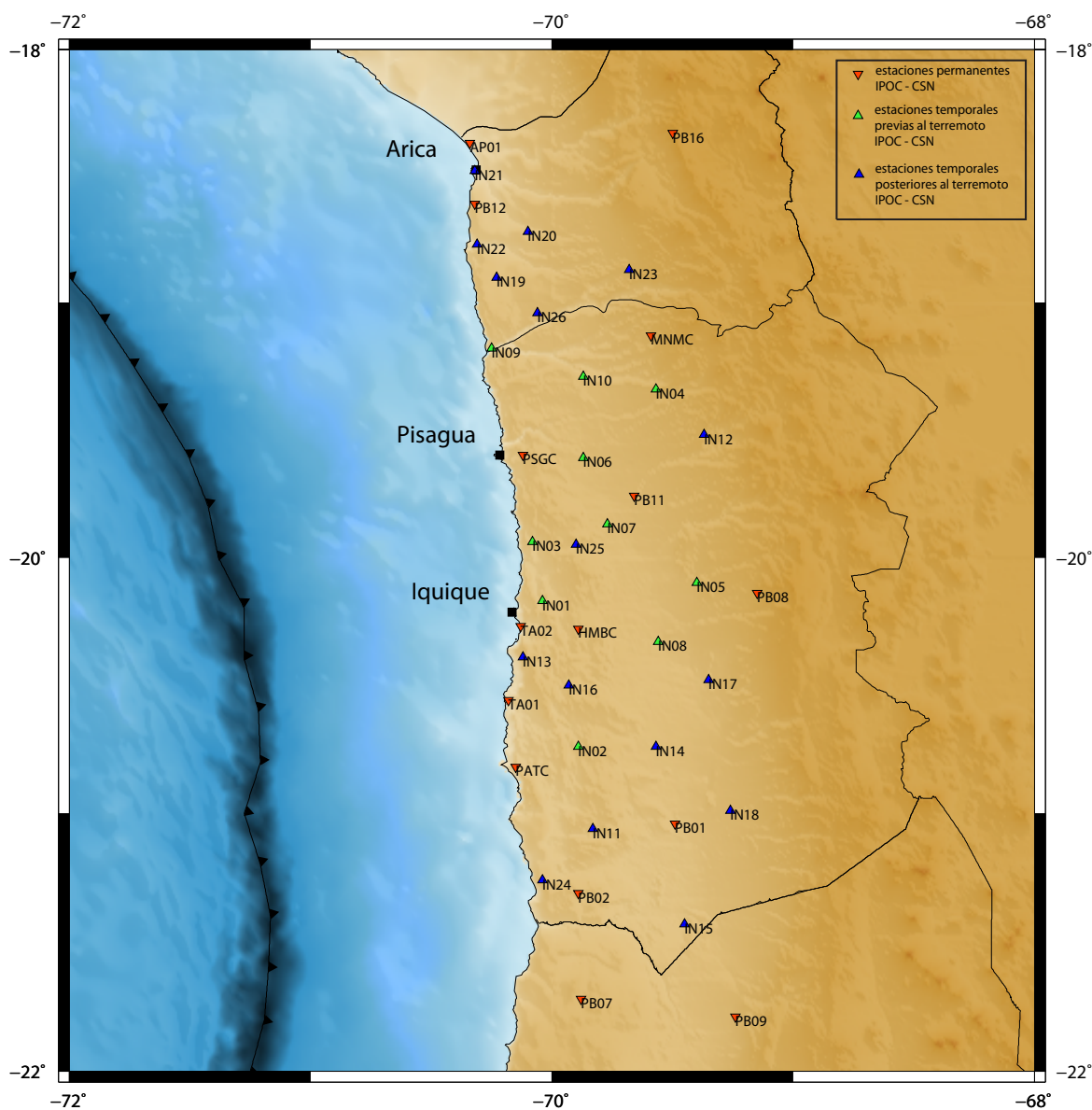


Figura 2.1: Configuración de la Red sismológica disponible para el monitoreo del segmento de Iquique después del terremoto Mw 8.1. Los triángulos invertidos muestran las estaciones permanentes que forman parte del proyecto de IPOC y CSN para el estudio de la deformación y actividad sísmica en la zona norte del margen chileno. Por otra parte, los triángulos verdes indican la red de intervención desplegada durante la intensa actividad sísmica ocurrida durante el mes de Marzo, mientras que los triángulos azules representan las estaciones instaladas después del terremoto de Iquique 2014. Finalmente, las estrellas indican la ubicación de los epicentros del terremoto Mw 8.2 (01/04/2014) y la réplica de mayor magnitud Mw 7.6 (03/04/2014).

Las Tablas 2.1 y 2.2 presentan los nombres y coordenadas de localización de las estaciones sísmológicas, permanentes y de intervención, instaladas en el segmento de Iquique por el CSN. Como se mencionó anteriormente, la zona presenta una buena cobertura con 41 estaciones desplegadas entre los 18°S y los 22°S, y con una separación promedio de 20 km entre ellas.

Tabla 2.1: Nombre y localización de las estaciones permanentes instaladas en el segmento de Iquique.

Nombre	Lat (°S)	Lon (°W)	Elevación (m)
PB01	21.043	69.487	900
PB02	21.320	69.896	1015
PB07	21.727	69.886	1570
PB08	20.141	69.153	3060
PB09	21.796	69.242	1530
PB11	19.761	69.656	1400
PB12	18.614	70.328	908
PB16	18.335	69.508	4480
TA01	20.566	70.181	616
TA02	20.270	70.131	86
AP01	18.371	70.342	21
PSGC	19.600	70.120	966
PATC	20.820	70.150	832
HMBC	20.280	69.890	1152
MNMC	19.130	69.590	1304

Tabla 2.2: Nombre y ubicación de las estaciones de intervención instaladas en el segmento de Iquique.

Nombre	Lat (°S)	Lon (°W)	Elevación (m)
IN01	19.190	70.251	58
IN02	20.748	69.890	989
IN03	19.945	70.087	976
IN04	19.347	69.575	2201
IN05	20.104	69.404	1713
IN06	19.610	69.876	1194
IN07	19.880	69.773	1161
IN08	20.331	69.566	1018
IN09	20.173	70.048	726
IN10	19.299	69.877	1311
IN11	21.068	69.834	934
IN12	20.995	69.267	1444
IN13	20.398	70.127	877
IN14	20.748	69.576	976
IN15	21.430	69.456	862
IN16	20.503	69.940	1044
IN17	20.480	69.359	1278
IN18	20.995	69.267	1444
IN19	18.907	70.240	879
IN20	18.721	70.101	987
IN21	18.480	70.325	127
IN22	18.772	70.315	128
IN23	18.873	69.682	2402
IN24	21.262	70.041	998
IN25	19.956	69.907	1125
IN26	19.047	70.061	1172

2.3. Completitud del catálogo del Norte de Chile

Se estudia la completitud del catálogo sísmico del Centro Sismológico Nacional (CSN) considerando la sismicidad previa y posterior al terremoto de Iquique, registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014.

Con la ventana temporal señalada, el catálogo preliminar cuenta con más de 3000 eventos, sobre los cuales es posible construir una estadística para la zona a través de un histograma que indica la razón de ocurrencia de eventos y su magnitud, y además utilizando la relación de Gutenberg & Richter (1956):

$$\log N = a - bM \quad (2.1)$$

donde N representa la cantidad de sismos con magnitud mayor o igual a M registrados para una zona determinada por sus parámetros regionales de sismicidad, a y b . A partir de esta estadística, presentada en la Figura 2.2, se determina un valor de magnitud local en donde el catálogo sea completo. En este trabajo la magnitud local de corte se define en M_l 4.5, la cual es la magnitud mínima en donde la sismicidad comienza a mostrar desajustes con respecto a la relación de Gutenberg-Richter, esto implica que los eventos a analizar con procesos posteriores deben cumplir la condición de tener una magnitud local mayor o igual a M_l 4.5. Este resultado hace posible estimar el número de registros a estudiar, el cual alcanza los 210 eventos.

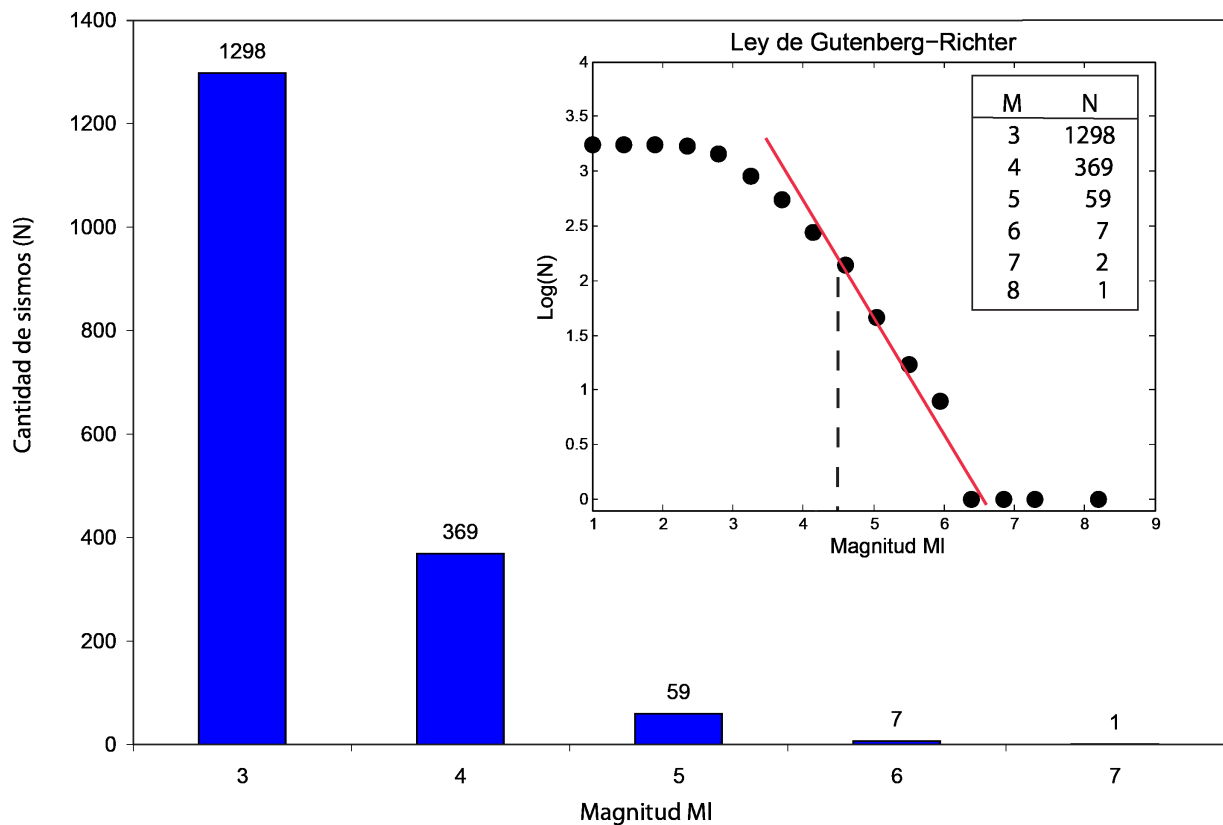


Figura 2.2: Relación de Gutenberg & Richter (1956) e histograma de sismicidad para el segmento de Iquique, para los registros observados entre Marzo y Julio de 2014. Al comparar una tendencia ideal, representada en línea roja, con la relación de G-R obtenida, es posible definir la magnitud mínima para que el catálogo sea considerado completo. Para este trabajo, dicho valor es MI 4.5.

Por otra parte, el catálogo del CSN entrega la posibilidad de obtener una evolución, a primer orden, de la sismicidad. La Figura 2.3 muestra un mapa de calor de la sismicidad registrada en la etapa previa y posterior al evento principal, en donde los colores cálidos representan zonas de mayor concentración de actividad sísmica, es decir, lugares donde se han registrado más eventos. Se observa como durante el mes de Marzo (etapa precursora, costado superior de la Figura 2.3) la sismicidad se localiza mayormente en un área entre la costa de Pisagua e Iquique. Por otra parte, en la etapa post sísmica (registros entre Abril y Julio de 2014, costado inferior de la imagen) los sismos se concentran en una zona similar que durante el mes de Marzo, pero más cercanos hacia la fosa. Más al sur también es posible apreciar una mayor actividad producto de la réplica de mayor magnitud (M_w 7.6) ocurrida el 3 de Abril de 2014. Conocer esta distribución permite definir zonas de interés en función de las zonas que registran mayor concentración de sismos, y entrega una base para posteriores interpretaciones.

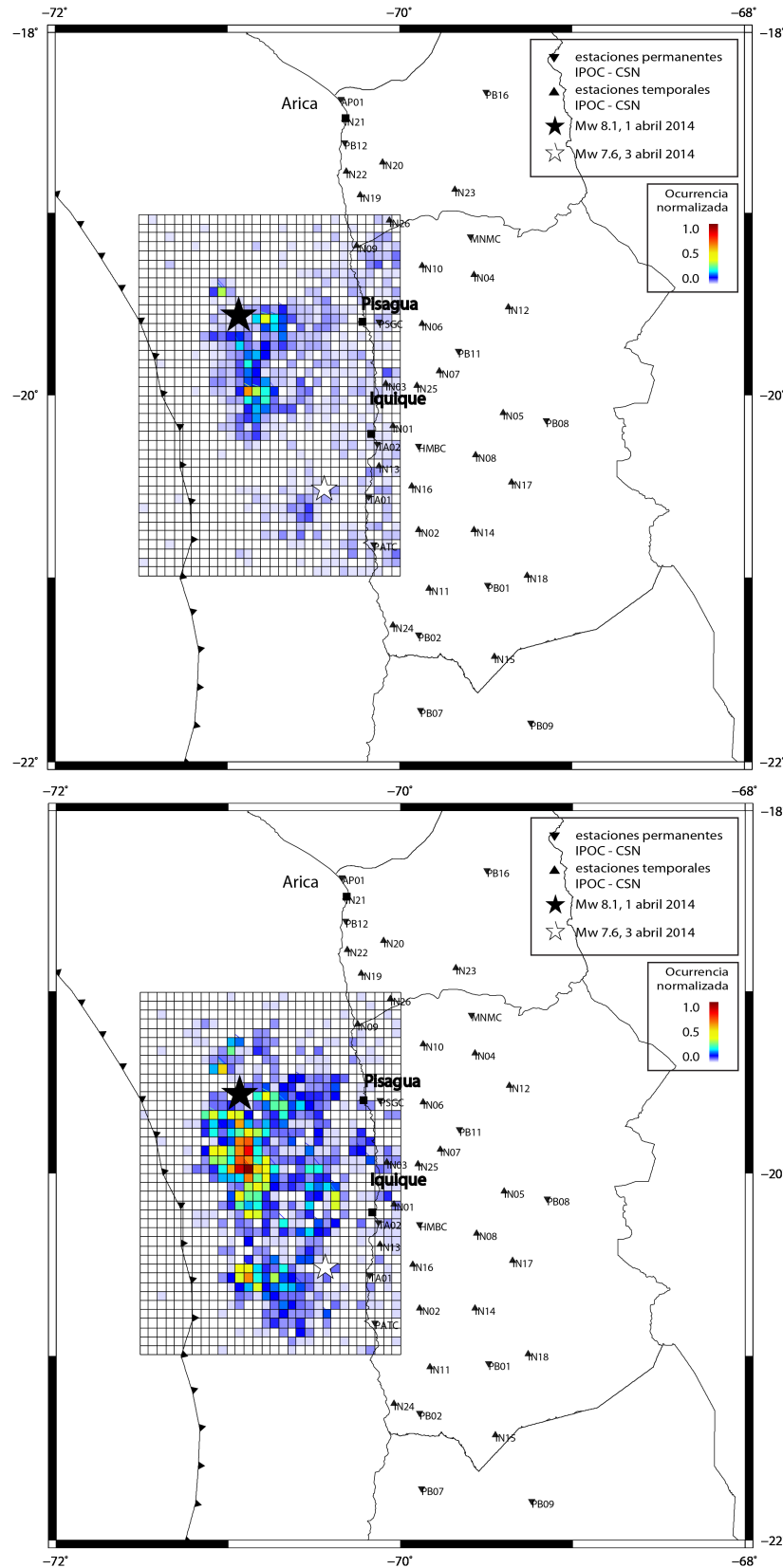


Figura 2.3: Mapa de calor para la localización de la sismicidad registrada en la zona de estudio, en donde los colores cálidos indican una mayor actividad sísmica. Las estrellas blanca y negra representan los epicentros del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14). (Costado superior) Actividad precursora durante el mes de Marzo de 2014. (Costado inferior) Réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014.

2.4. Discusiones y comentarios

A partir del catálogo entregado por el CSN se revisa la completitud del mismo para la ventana temporal a analizar, la cual abarca los eventos registrados entre Marzo y Julio de 2014. En total, 210 sismos cumplen la condición de magnitud obtenida a partir de la relación de Gutenberg-Richter, la cual indica que el catálogo presenta una completitud para eventos con magnitud local mayor o igual a M_l 4.5. Estos registros conforman la base de datos que será utilizada para el análisis de la secuencia sísmica de Iquique.

Por otra parte, a través del mapa de calor, el catálogo del CSN entrega una idea sobre la distribución de la sismicidad, la cual será analizada en capítulos posteriores. La Figura 4.6 muestra, a través de un nuevo mapa de calor, la distribución en planta de los eventos de magnitud local mayor o igual a 4.5, en donde se observa que para los precursores la actividad se concentra en la zona que es concordante con el área de ruptura presentada por el terremoto de Iquique, mientras que para las réplicas la localización de eventos se da en los bordes de esta, pero con una sin definir zonas preferentes de sismicidad.

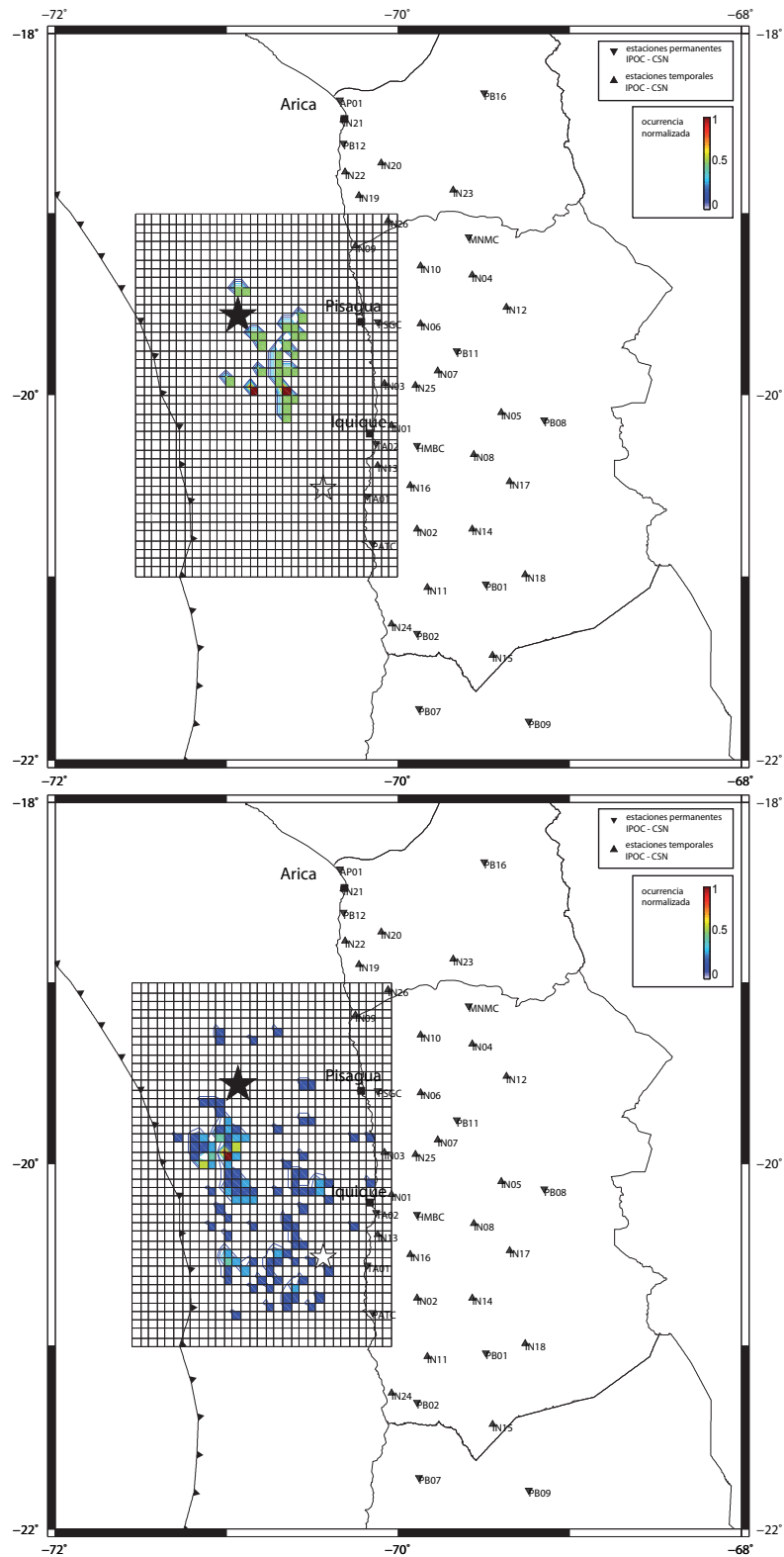


Figura 2.4: Mapa de calor para la localización de la sismicidad de magnitud mayor o igual a M_L 4.5 registrada en la zona de estudio, en donde los colores cálidos indican una mayor actividad sísmica. Las estrellas blanca y negra representan los epicentros del terremoto (M_w 8.1, 01/04/14), y de la réplica de mayor magnitud (M_w 7.6, 03/04/14). (Costado superior) Actividad precursora durante el mes de Marzo de 2014. (Costado inferior) Réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014.

Capítulo 3

Localización de la sismicidad

3.1. Introducción

La localización del hipocentro de un evento consiste en determinar la ubicación espacial y tiempo de origen de una cierta liberación de energía sísmica (Stein & Wysession, 2009). Esta determinación es de gran importancia, ya que representa el punto de partida de un análisis más completo de la fuente, tales como la magnitud o el centroide.

Para localizar la actividad sísmica es necesario resolver un problema inverso (Stein & Wysession, 2009), es decir, se cuenta con observaciones que indican que hubo liberación de energía sísmica en algún lugar en un tiempo anterior, y en base a esto se determina la ubicación de la fuente emisora de tales señales. Este proceso consiste básicamente en encontrar la menor diferencia entre los tiempos de llegada de las señales observadas, y los tiempos de llegada calculados teóricamente a partir de la suposición de posibles ubicaciones de la fuente. La metodología señalada hace que sea imprescindible contar con un modelo de velocidades de ondas P y S que represente de buena forma el comportamiento que tienen los rayos que viajan a través del medio, en el área de estudio.

En este trabajo se opta por el modelo de velocidades desarrollado por Husen & Asch (1999) a partir de la sismicidad del terremoto de Antofagasta de 1995 (Mw 8.5). Por otra parte, para el *picado* y localización de los registros, se utilizan los softwares *Seisgram2k* (Lomax *et al.* , 2009) y *NonLinLoc* (Lomax *et al.* , 2000), respectivamente.

Este capítulo entrega detalles sobre el proceso de localización utilizado. Se explican los pasos a seguir para obtener localizaciones del catálogo sísmico definido en la sección anterior. Además, se evalúan y discuten los resultados obtenidos, contrastándolos con las localizaciones entregadas por el Centro Sismológico Nacional.

3.2. El problema de la localización de sismos

Tal como se señaló en la introducción a este capítulo, el problema de la localización involucra la comparación entre los tiempos de llegada observados y calculados suponiendo un hipocentro, utilizando un modelo de velocidades que represente de buena forma el medio por el cual viajan las ondas sísmicas. El hipocentro hipotético y los correspondientes tiempos de llegada teóricos se pueden representar por la relación (Stein & Wysession, 2009):

$$d_{teo} = A(m) \quad (3.1)$$

donde el vector m , que representa al hipocentro propuesto (latitud, longitud, profundidad, tiempo de origen), se relaciona con el vector de tiempos teóricos, d_{teo} , mediante la función no lineal A . En la búsqueda de un hipocentro que sea capaz de representar los tiempos de llegada observados, se propone un hipocentro inicial (m_0) capaz de modificarse en un Δm en la medida que los valores de respuesta no se ajusten a los observados, esto es:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (3.2)$$

a partir de este punto, el problema de localización puede ser resuelto utilizando dos métodos, uno lineal (Stein & Wysession, 2009) y otro probabilístico (Lomax *et al.*, 2000). Este último será utilizado en este trabajo, y describe a continuación.

3.2.1. Método de localización probabilística

Esta metodología utiliza una función de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés), la cual es análoga a la función de error χ^2 en el método lineal (Lomax *et al.*, 2000). La función PDF resulta de una combinación de las incertezas que describen los datos observados $p(d)$, el modelo propuesto $p(m)$ y la relación entre ambos $F(d, m)$, y es posible escribirla de la forma:

$$PDF = Q(d, m) = k \frac{p(d)F(d, m)p(m)}{\mu(d, m)} \quad (3.3)$$

donde k es un factor de normalización, y $\mu(d, m)$, llamado distribución homogénea, representa las funciones densidad con información nula sobre los parámetros del modelo m , y especifican la entropía (falta de información) del sistema. La integral de la relación (3.3) describe la incerteza en la localización de m . Esta expresión viene dada por:

$$Q(m) = kp(m) \int \frac{p(d)F(d, m)}{\mu(d, m)} dd \quad (3.4)$$

y se conoce como PDF marginal posterior. De la misma forma, al integrar la ecuación (3.4), se obtiene la función verosimilitud $L(m)$ (Lomax *et al.* , 2009), la cual es una medida de la calidad con que el modelo representa los datos observados. Esta relación tiene la forma:

$$L(x) = \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_i \frac{[T_i^0 - T_i^c(x)]^2}{\sigma_i^2} \right) \quad (3.5)$$

donde T_i^0 y T_i^c son los tiempos de llegada observados y calculados del elemento i de la grilla y la coordenada espacial x , respectivamente, y σ_i es la desviación estándar correspondiente a las incertezas del modelo de hipocentro propuesto.

Finalmente, la expresión resultante del producto entre la función de verosimilitud y la parte espacial de la incerteza definida para el modelo $p(m)$ se toma como la función objetivo de búsqueda, útil para realizar la inversión mediante algoritmos de búsqueda directa, los que pueden entregar más de una solución óptima localmente (ver Figura 3.1).

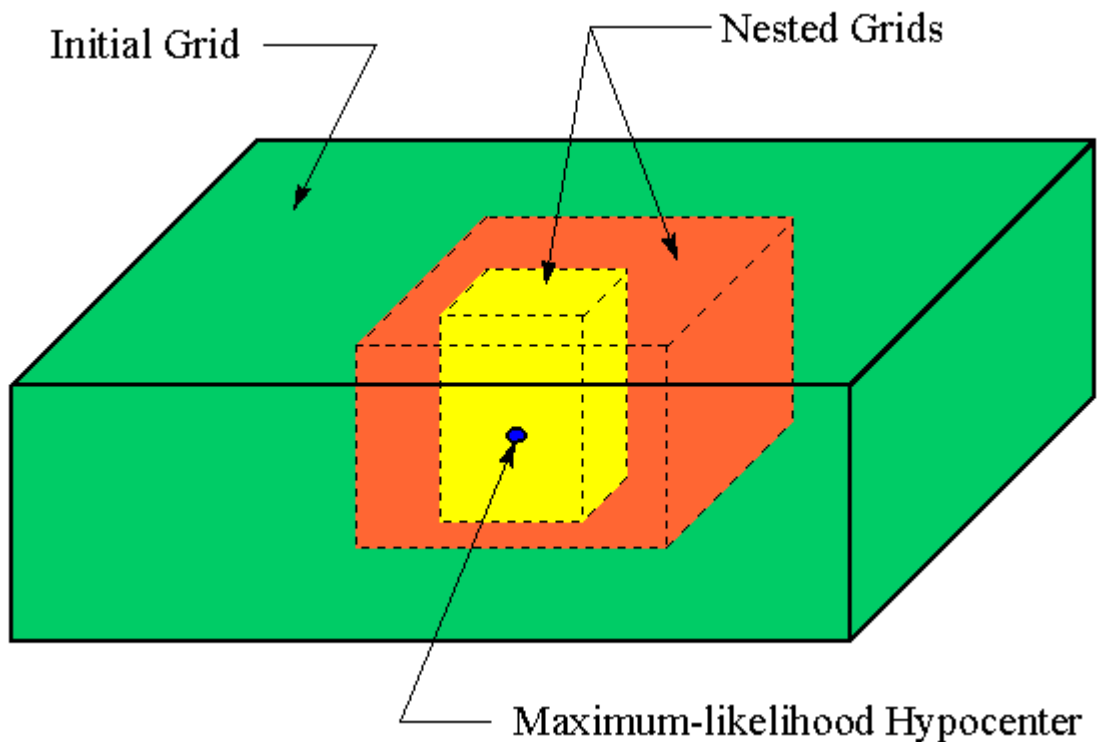


Figura 3.1: Esquema para el método de localización probabilística, en el cual se indican la grilla inicial (en verde) y refinadas de búsqueda (naranja y amarillo) para la solución de hipocentro determinada a través de la función verosimilitud.

3.3. Programas para el proceso de localización

Dos programas fueron utilizados para determinar los tiempos de llegada de las fases P y S de cada evento, y realizar su posterior localización. El detalle del funcionamiento de cada uno de ellos, será descrito a continuación.

3.3.1. Seisgram2k

Este programa, desarrollado por Lomax *et al.* (2009), permite la visualización y análisis de señales sísmicas, obtenidas desde un archivo local o desde internet, de una o más componentes. Además, contiene varias funciones útiles a la hora de manipular datos, como lo son la lectura en múltiples formatos tales como SAC, miniSEED, SEED, entre otros. También considera el uso de zoom interactivo, escalamiento, rotación, transformación de sismogramas y *picking* en amplitud y tiempo. Esta última función será utilizada para determinar los tiempos de llegada de las fases P y S, necesarios para el proceso de localización.

3.3.2. NonLinLoc

El conjunto de programas *NonLinLoc* (Lomax *et al.*, 2000) es una poderosa herramienta que utiliza métodos de localización probabilística no-lineal de terremotos usando métodos de búsqueda globales y directos. Se caracteriza por admitir modelos de velocidades de alta complejidad, y entregar las incertezas en la localización de forma clara y completa, siendo capaz de presentarlas gráficamente en 3 dimensiones. *NonLinLoc* entrega como resultado la función *likelihood*, hipocentros óptimos y la función densidad de probabilidad (PDF) en el espacio. Algunas características importantes del método utilizado son descritas a continuación.

Función likelihood

Una de las funciones objetivo incluídas en *NonLinLoc* y utilizada en este trabajo, es la llamada Equal-Differential Time (EDT) (Zhou, 1994; Font *et al.*, 2004), que a diferencia de la función de mínimos cuadrados de norma L2 (3.5) (Tarantola & Valette, 1982), resulta ser más sensible a la presencia de *outliers*, datos observados cuyo residual (diferencia entre observados y calculados) es más grande que el error asignado. La forma de la función EDT está dada por:

$$L(x) = \left(\sum_{a,b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} \exp \left(- \frac{([T_a^0 - T_b^c] - [TT_a^c(x) - TT_b^c(x)])^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right)^N \quad (3.6)$$

donde T y TT expresan los tiempos de llegada y de viaje respectivamente, σ resume las incertezas de estos últimos (asumidas Gaussianas), los superíndices o y c se refieren a valores observados y

calculados, y finalmente a y b son un par cualquiera de un total de N de observaciones. Por último, debido a que esta expresión está definida solamente en el espacio, el tiempo origen debe ser calculado analíticamente (Tarantola & Valette, 1982) a partir de la localización correspondiente al máximo de la función.

Métodos de búsqueda: Oct - tree

Son varios los métodos de búsqueda directos disponibles para llevar a cabo la inversión en *Non-LinLoc*, y se diferencian principalmente en su eficiencia. Búsquedas determinísticas y regulares tales como las búsquedas globales exhaustivas (Sambridge & Mosegaard, 2002), entre ellas la llamada *Grid Search*, son capaces de entregar imágenes muy precisas de la función PDF a pesar de su forma irregular, debido a que utilizan un muestreo global y bien distribuido en el espacio. Sin embargo pierden eficiencia al usar muchos parámetros desconocidos, e incluso realizan el proceso 1000 veces más lento que los métodos lineales; de esta manera, no son convenientes si se requiere realizar un análisis para una cantidad considerable de eventos o para una región muy extensa.

Por otra parte, métodos que utilizan muestreo de importancia (Lepage, 1978), realizan una búsqueda que recorre un camino aleatorio en la región de interés, calculando en cada paso la probabilidad para un punto y sus vecinos y decidiendo a partir de esta información la dirección a seguir, siendo capaces de avanzar más allá de mínimos locales si la función PDF no es demasiado complicada. Resulta útil para operar con muchos eventos y es solamente 10 veces más lento que algunos métodos lineales. Las técnicas de búsqueda Metropolis-Gibbs y Oct-tree (Lomax *et al.* , 2009), la última usada en el presente trabajo, pertenecen a esta categoría. Dichos métodos siguen un algoritmo de Monte Carlo mejorado en eficiencia tras escoger una densidad de celdas muestreadas que sigue a la función PDF lo más cerca posible, convergiendo a esta luego de ajustar el muestreo a la información que se tiene a priori sobre el hipocentro $p(m)$ y avanzar en base a la información obtenida en muestras anteriores.

Con el fin de obtener la función densidad de probabilidad, PDF, Oct-tree particularmente divide la región de búsqueda en una grilla compuesta de celdas regulares y lleva a cabo un muestreo global; luego sigue recursivamente subdividiendo y encontrando la celda con la mayor probabilidad, hasta que un criterio entregado por el usuario le ponga fin. Finalmente la recursión converge a una estructura en cascada que presenta a una mayor densidad de celdas pequeñas en regiones donde el PDF es mayor.

Programas principales

La metodología que utiliza *NonLinLoc* para localizar uno o más eventos, involucra la ejecución de 3 programas distintos en base a un archivo que contiene todos los parámetros que controlan a cada uno. A continuación se detalla cada uno de ellos.

- **Vel2Grid.** Dado un modelo de velocidades, este programa realiza una proyección del mismo en una grilla 3D.
- **Grid2Time.** Utilizando la grilla que describe al modelo entregada por *Vel2Grid*, calcula el problema directo, es decir, los tiempos de viaje para cada nodo de la grilla a cada estación, utilizando el esquema de diferencia finita *Eikonal* descrito en Podvin & Lecomte (1991). Además permite el cálculo de los ángulos de salida para cada nodo.
- **NLLoc.** Entrega las localizaciones realizando la inversión mediante métodos de búsqueda directos no-lineales y tomando en cuenta parámetros definidos por el usuario, como el tipo de función objetivo, el tamaño de la grilla y el tipo de búsqueda.

3.4. Modelo de velocidades

Como se señaló con anterioridad, el primer paso que lleva a cabo el programa *NonLinLoc* es ejecutar la rutina *Vel2Grid*, la cual proyecta el modelo de velocidades propuesto a 3 dimensiones. Para que este punto tenga una buena respuesta, resulta crítica la elección de un buen modelo de velocidades que represente a la zona de estudio con la mayor precisión posible. El presente trabajo utiliza el modelo de velocidades propuesto por Husen & Asch (1999), a partir del estudio de las réplicas del terremoto Mw 8.1 de Antofagasta en 1995, las cuales fueron registradas por estaciones terrestres y de fondo marino (ver Tabla 3.1)

Tabla 3.1: Modelo de velocidades de ondas propuesto por Husen & Asch (1999), para la zona del norte de Chile, a partir del estudio de las réplicas del terremoto de Antofagasta Mw 8.1 en 1995. Este modelo fue desarrollado tras el análisis de la sismicidad con instrumentos terrestres y de fondo marino.

$H(km)$	$V_P(\frac{km}{s})$	$V_S(\frac{km}{s})$	$\rho(g/cm^3)$
0	5.20	3.00	2.50
2	5.40	3.10	2.50
4	5.55	3.20	2.60
6	5.70	3.30	2.60
8	5.90	3.40	2.60
10	6.00	3.45	2.60
15	6.80	3.80	2.80
20	6.80	3.87	2.80
25	6.95	3.95	3.00
30	7.00	4.05	3.00
35	7.01	4.10	3.10
40	7.40	4.20	3.30
45	7.70	4.35	3.30
50	8.05	4.45	3.30
50+	8.45	4.80	3.40

3.5. Construcción del catálogo sísmológico

A partir de la base de datos creada, y utilizando los criterios de magnitud mencionados en el capítulo anterior, esto es considerar eventos con magnitud mayor o igual a M_l 4.5, es posible construir un catálogo sísmico siguiendo los pasos detallados a continuación:

- Determinación manual de las fases P, con su respectiva polaridad, y S mediante *Seisgram2k*. Este paso genera un archivo para cada evento, el cual contiene las fases detectadas en cada registro.
- Creación de un archivo con extensión *.pick* que contenga la información de todos los eventos a localizar en un formato compatible con el programa de localización.
- Utilizando el programa *NonLinLoc* se determinan las localizaciones para todos los eventos contenidos en el archivo creado en el paso anterior. El resultado de este paso entrega información sobre el hipocentro y sus incertezas.

3.6. Resultados de localización

A continuación se muestran las localizaciones obtenidas para el catálogo sísmico construido a partir de los eventos con magnitud mayor o igual a M_w 4.5. Junto con lo anterior, se realiza una comparación con las localizaciones entregadas por el Centro Sísmológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN).

Cabe señalar que algunas señales de los eventos observados presentaban una alta saturación lo cual no permitía su correcta localización. Debido al problema en la calidad del registro se descartaron 31 eventos, determinando la localización de 179 sismos.

3.6.1. Distribución de la sismicidad registrada

Las localizaciones obtenidas se pueden separar en dos períodos, precusores y réplicas, de acuerdo a la cantidad de estaciones disponibles para cada caso. Para la primera etapa, que abarcó el mes de Marzo de 2014, se localizaron 46 eventos (ver Figura 3.2). Por otra parte, en la etapa de réplicas estudiada, comprendida entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, un total de 133 sismos fueron localizados (ver Figura 3.4). Las Figuras 3.3 y 3.5 muestran una comparación, en sección transversal, entre las localizaciones obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc* y las entregadas por el Centro Sísmológico Nacional. Para el dibujo de las secciones transversales, se utiliza el modelo de subducción *slab1* propuesto por Hayes *et al.* (2012).

Las localizaciones obtenidas para los eventos interplaca de Marzo de 2014, tanto para los procesados usando *NonLinLoc* como para los entregados por el CSN, muestran una distribución espacial que se aleja del modelo de *slab* propuesto por Hayes *et al.* (2012). Esto debido a que para esa ventana temporal se contaba con una baja cantidad de estaciones, lo cual impide una localización precisa

de los eventos.

Los registros de las réplicas del terremoto de Iquique, entre los meses de Abril y Julio de 2014, al contar con una red de instrumentos mejor distribuida se observan localizaciones, sobre todo para los sismos más cercanos a la costa, que se muestran más concordante con el modelo de *slab* antes mencionado.

Al momento de hacer un contraste entre las localizaciones entregadas por el CSN y las obtenidas con el programa *NonLinLoc*, se observa una clara diferencia hipocentral, en donde los eventos localizados usando *NonLinLoc* muestran una distribución espacial, la cual para la componente de longitud varía moviéndose levemente al Oeste en comparación a los eventos localizados por el CSN. Esta diferencia entre *NonLinLoc* y CSN se hace más notoria para la profundidad, en donde los sismos procesados por el programa mencionado localizan el foco con una menor profundidad con respecto a los procesados por el CSN.

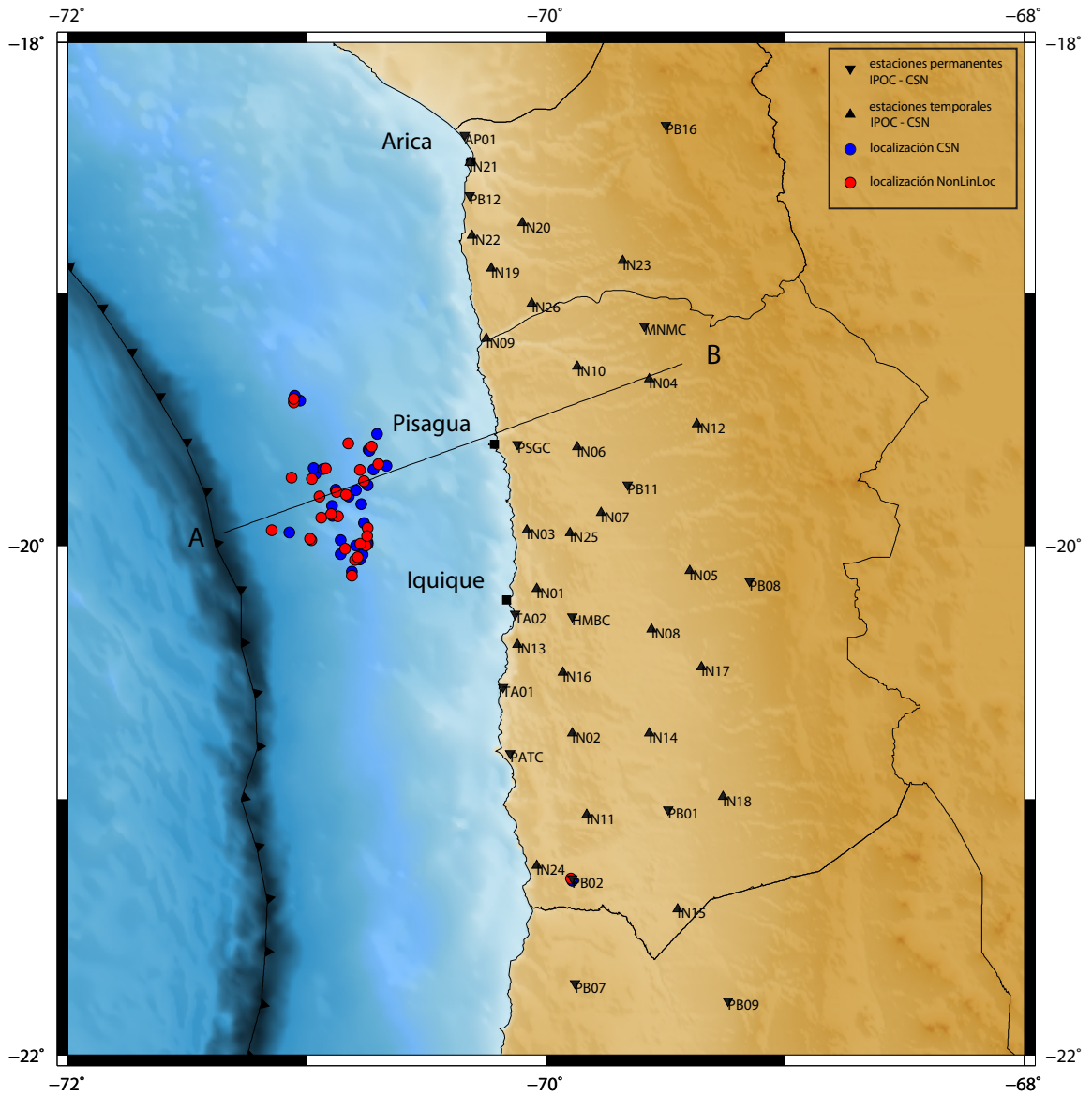


Figura 3.2: Comparación de las localizaciones, en planta, de los eventos precursoros del mes de Marzo de 2014 entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo.

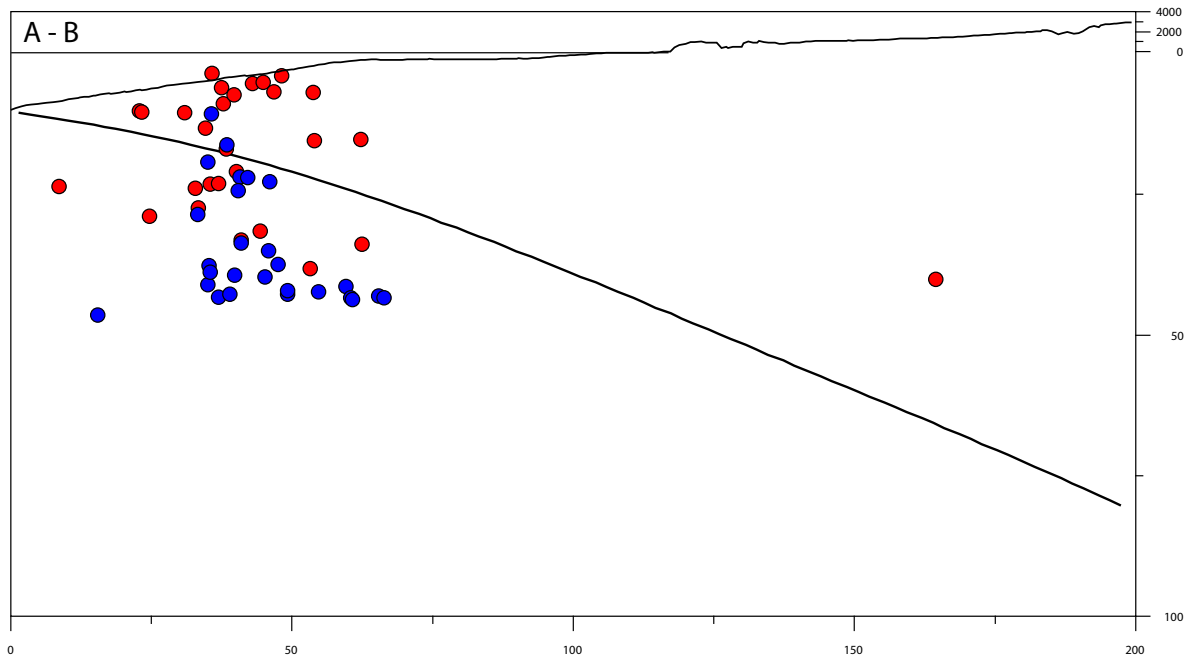


Figura 3.3: Comparación, en sección transversal, de las localizaciones de los eventos precursor del mes de Marzo de 2014 entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo. El modelo de subducción utilizado corresponde al propuesto por Hayes *et al.* (2012).

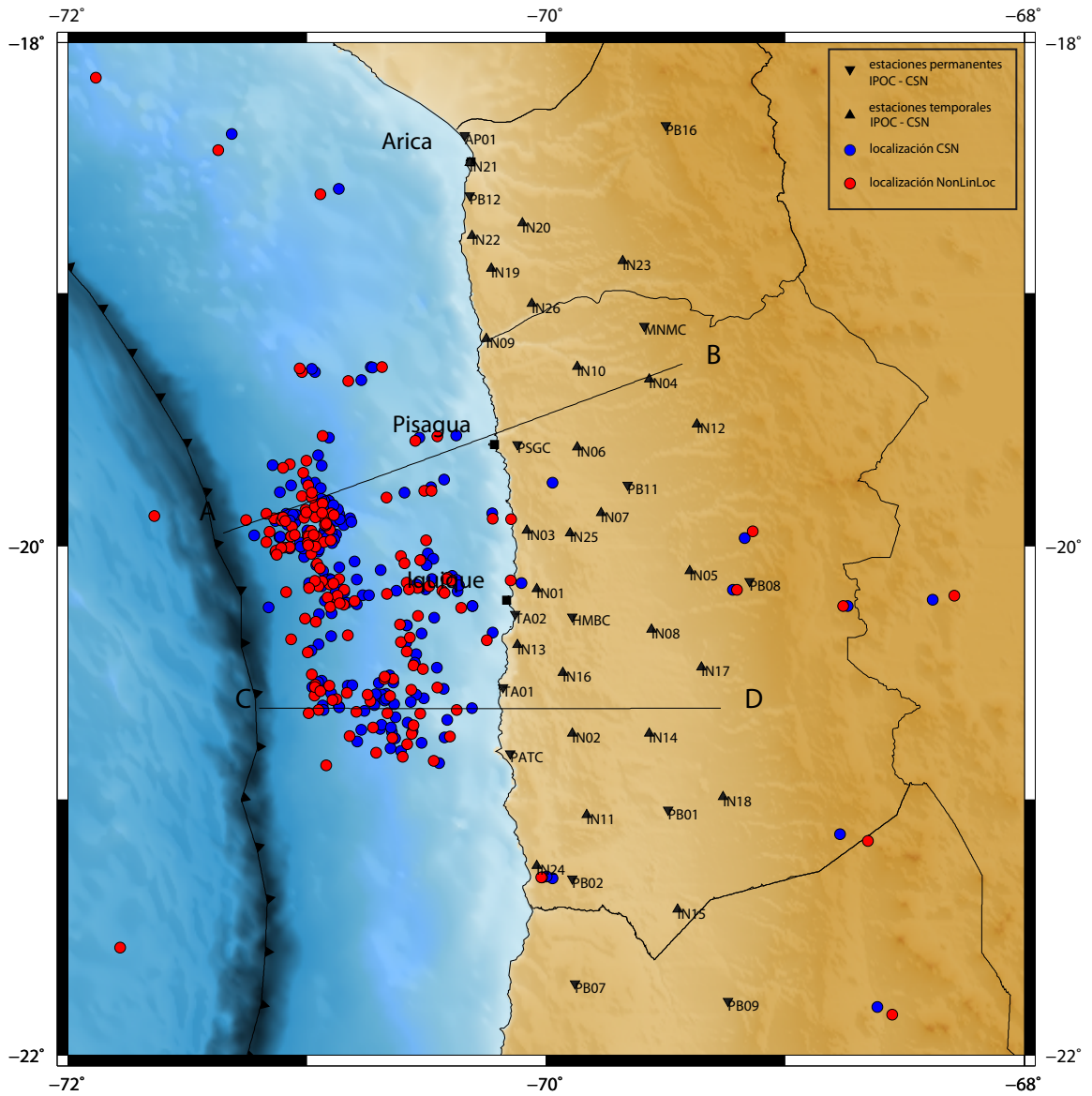


Figura 3.4: Comparación de las localizaciones, en planta, de las réplicas del terremoto de Iquique Mw 8.2 registradas entre Abril y Julio de 2014, , entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo.

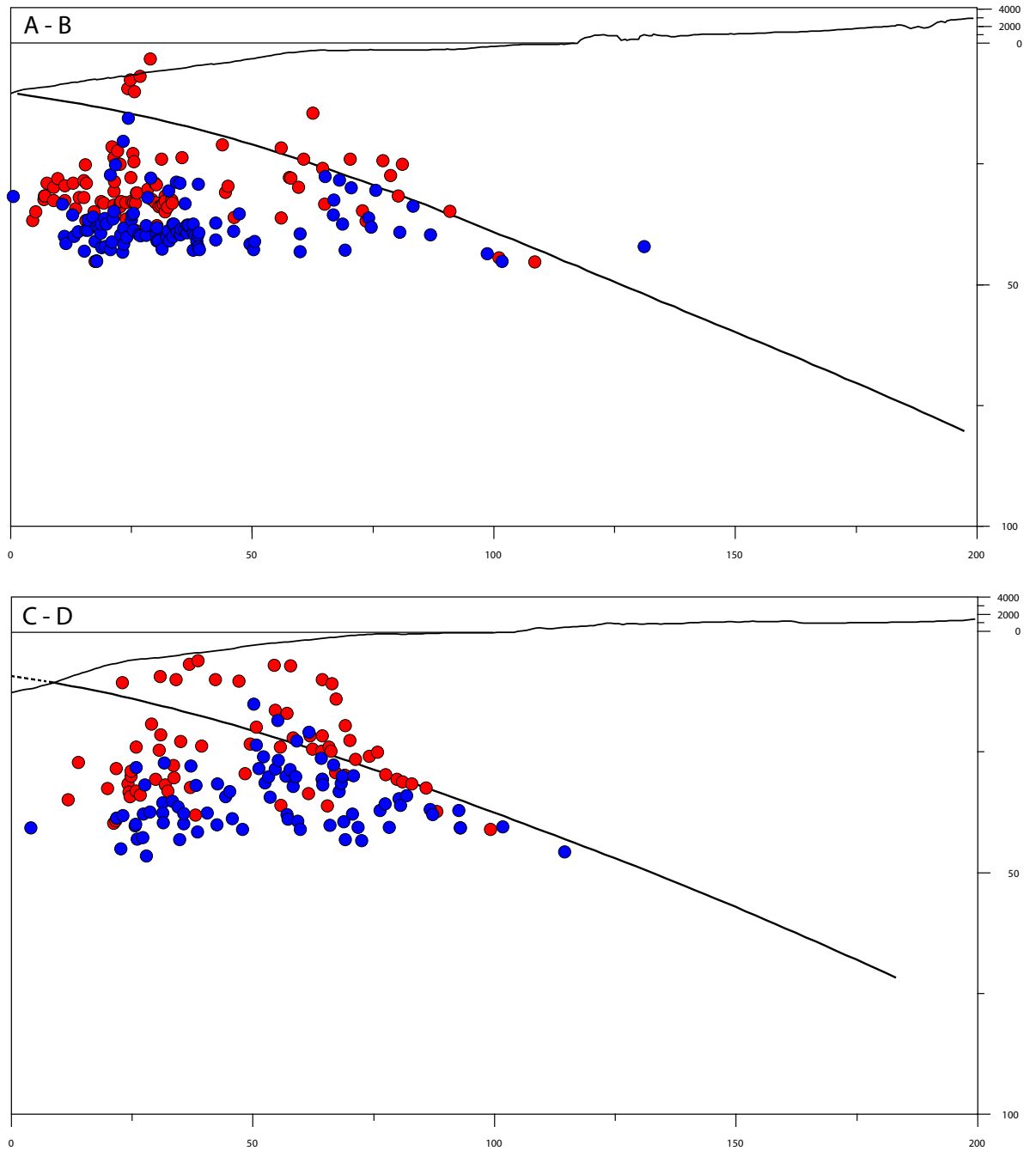


Figura 3.5: Sección transversal de las localizaciones de las réplicas del terremoto de Iquique Mw 8.2 registradas entre Abril y Julio de 2014, , entregadas por el Centro Sismológico Nacional, en azul, y las obtenidas utilizando el programa *NonLinLoc*, en rojo. El modelo de subducción utilizado corresponde al propuesto por Hayes *et al.* (2012).

3.6.2. Estadística de la base de datos

A continuación, en las Figuras 3.6 y 3.7, se presentan las estadísticas para los datos analizados en ambos períodos. En ellas se entregan las distribuciones de los errores máximos en las componentes horizontales (latitud y longitud), y vertical (profundidad). Además, se presentan los valores de RMS promedio para los eventos localizados.

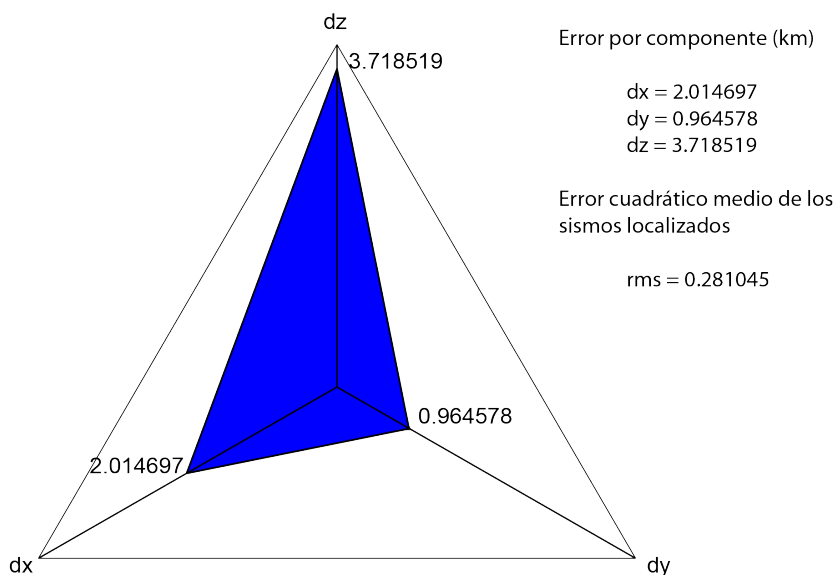


Figura 3.6: Errores asociados a cada componente de la localización obtenida utilizando el programa *NonLinLoc* de los sismos precursores registrados durante el mes de Marzo de 2014, donde dx corresponde a la dirección Este, dy a la dirección Norte, y dz a la profundidad.

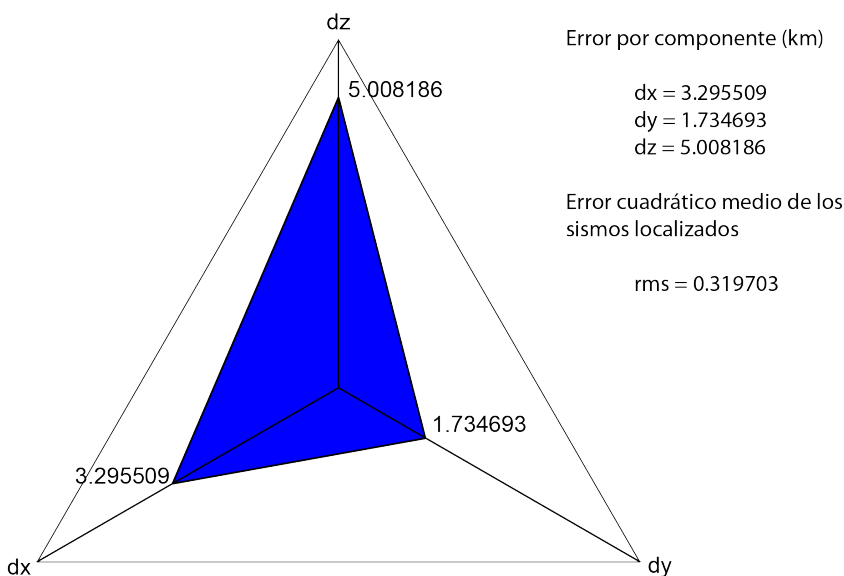


Figura 3.7: Errores asociados a cada componente de la localización obtenida utilizando el programa *NonLinLoc* de las réplicas registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014, donde dx corresponde a la dirección Este, dy a la dirección Norte, y dz a la profundidad.

Al observar los errores asociados a los resultados entregados por *NonLinLoc* es posible distinguir valores bajos para la componente de latitud (dy) debido a que en la dirección Norte es posible considerar que existe una buena cobertura de estaciones. Sin embargo, al momento de analizar la componentes de longitud (dx) y profundidad (dz), se observan valores de incerteza mayores, lo cual indica que la localización en las direcciones Este y vertical presentan menor grado de confianza. En el caso del error asociado a la dirección Este, sólo se cuenta con instrumentos instalados en tierra, lo cual induce un error por cobertura azimutal que desplaza la localización hacia la costa. Por otra parte, la profundidad no puede ser bien determinada debido a la falta de estaciones de fondo oceánico, y de un modelo de velocidad de mayor complejidad para la zona norte de Chile.

3.7. Discusiones y comentarios

Se observa una diferencia, de algunos kilómetros (~5 km), entre la ubicación del hipocentro entregada por el CSN y la obtenida utilizando el paquete de programas de localización (*Seisgram2k*, *NonLinLoc*), en donde los eventos localizados en este trabajo presentan un desplazamiento hacia el Oeste, en comparación con lo reportado por el CSN. Este "desfase" se puede asociar a la diferente metodología de localización utilizada, en donde para el caso de *NonLinLoc* se realiza una búsqueda en una grilla la cual entrega la solución "más probable" (función *likelihood*), mientras que el CSN privilegia una localización que tenga el menor *rms*.

Se puede señalar que este método (*NonLinLoc*) entrega una buena respuesta a la hora de caracterizar la localización epicentral del evento, pero no así la ubicación del hipocentro de la fuente, en donde los errores alcanzan en promedio los 4 km.

Por lo tanto, es necesaria la utilización de otros métodos que entreguen una solución más robusta sobre la localización en profundidad de los sismos registrados durante la secuencia sísmica del terremoto de Iquique, la cual será discutida en el capítulo siguiente.

Capítulo 4

Tensor de Momento Sísmico

4.1. Introducción

El tensor de momento sísmico es una representación de la fuente sísmica puntual muy general, el cual no fuerza a optar por un tipo determinado de ruptura, y ha sido utilizado para obtener el mecanismo focal de un terremoto fundamentalmente a partir de la inversión, tanto a partir de oscilaciones libres de la Tierra (Gilbert & Dziewonski, 1975), ondas de período largo (Strelitz, 1980; Sipkin, 1982), ondas superficiales (Dziewonski & Woodhouse, 1983; Sipkin, 1987; Sipkin & Needham, 1994) y ondas registradas a distancias regionales (Dreger & Helmberger, 1993; Mao *et al.*, 1994; Ichinose *et al.*, 1998).

En el último tiempo diferentes trabajos han utilizado datos regionales para el análisis de la distribución de la sismicidad registrada posterior a un terremoto, como por ejemplo Asano *et al.* (2011) para el terremoto de Tohoku de 2011, (Agurto *et al.*, 2012) para el terremoto del Maule de 2010, entre otros.

Existen diferentes programas disponibles para el procesamiento de formas de onda y la obtención del tensor de momento sísmico, como por ejemplo: ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008), FMNEAREG (Delouis *et al.*, 2008; Maercklin *et al.*, 2011), KIWI (Cesca *et al.*, 2010), etc. Sin embargo, estos aún presentan cierto grado de incertidumbre debido a que no entregan un reporte claro de sus errores. A esto se suma la representación de la fuente sísmica utilizada antes, mencionada, la cual puede ser invertida como doble par de fuerzas o como un dipolo compensado (CLVD por su sigla en inglés) (Knopoff & Randall, 1970), que hasta hoy se discute sobre cual entrega un resultado más aproximado a la realidad física del proceso de ruptura.

Este trabajo utiliza el paquete de programas de sismología desarrollado por Herrmann (2013), el cual utiliza registros regionales para obtener el tensor de momento sísmico y mecanismos focales de los eventos a través de la inversión de la forma de onda. Este programa permite realizar la inversión a través de los dos métodos (inversión como doble par de fuerzas e inversión como dipolo compensado CLVD), lo que entrega la posibilidad de comparar los resultados obtenidos, y poder discutir sobre las ventajas y desventajas de cada una de ellas.

En el presente capítulo se hace una revisión a la teoría de representación de fuente, y detalla las metodologías seguidas para la obtención del tensor de momento sísmico y de los mecanismos focales a partir de registros regionales para el catálogo sísmico disponible para el segmento de Iquique.

Además los resultados de los mecanismos focales obtenidos son testeados bajo diferentes criterios, con el fin de discutir la validez y estabilidad de la solución. Por último, se presenta la distribución de la sismicidad separada en las dos opciones de representación de fuente realizando una comparación entre ambos resultados.

4.2. Representación de fuente sísmica

Si se considera que la fuente sísmica es pequeña en comparación con la longitud de onda de las ondas que se irradian, esta se puede tratar como una fuente puntual. Sin embargo, esta hipótesis no puede existir porque no hay conservación de momento. Es por esto que las fuentes internas deben ser representadas por un par de fuerzas, que pueden ser dos vectores de fuerza con magnitud f que actúan en direcciones opuestas en un punto; o dos vectores de fuerza separados por una distancia pequeña en una dirección perpendicular a la dirección de la fuerza (ver Figura 4.1). Para este último caso, el momento angular solo se conserva si existe un par de fuerzas complementarias para el equilibrio, lo que se conoce como doble par de fuerzas o double couple (DC por sus siglas en inglés) (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009).

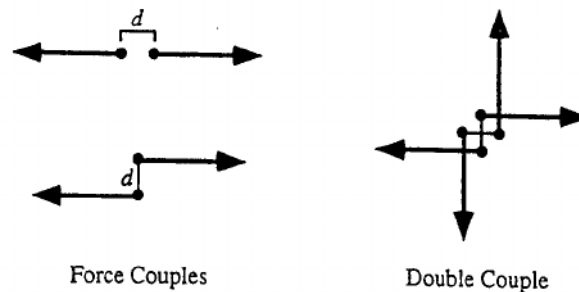


Figura 4.1: Representación de (a la izquierda) pares de fuerza, los cuales son fuerzas puntuales con sentido opuesto y separadas por una distancia pequeña d . Un doble par de fuerzas (a la derecha) contiene pares complementarios que producen un momento neto igual a cero. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009)

Es posible definir M_{ij} como un par de fuerzas opuestas que apuntan en la dirección i y separadas en la dirección j . De esta forma, las nueve combinaciones de pares de fuerza (ver Figura 4.2) definen el tensor de momento que se pueden representar de la siguiente forma (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009):

$$M = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

en donde la magnitud de M_{ij} es $f \cdot d$, y se asume que es constante cuando d tiende a cero.

Por la conservación de momento angular la Ecuación (4.1) debe ser simétrica, y entonces tiene seis componentes independientes. Esta relación es una representación general de las fuerzas, generadas internamente que pueden actuar en un punto, y es una buena aproximación para modelar ondas sísmicas.

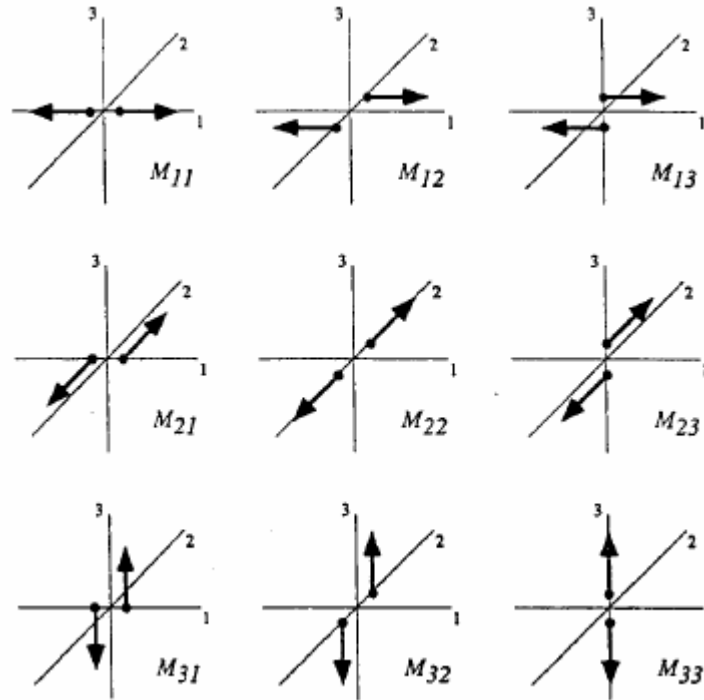


Figura 4.2: Representación gráfica de las combinaciones posibles para los nueve doble pares de fuerza que conforman el tensor de momento sísmico. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009).

Luego, la energía sísmica irradiada de una falla se representa con una fuente generada por un doble par de fuerzas. Un ejemplo es representar una falla de cizalle, con orientación vertical y movimiento dextral, orientada en la dirección 1 la cual tiene un tensor de momento sísmico de la forma:

$$M = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (4.2)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar que corresponde a

$$M_0 = \mu DA \quad (4.3)$$

siendo μ el modulo de rigidez, D el desplazamiento promedio y A el área de la falla donde ocurre el movimiento (Aki & Richards, 2002; Stein & Wysession, 2009).

Dado que $M_{ij} = M_{ji}$, existen dos planos de fallas que corresponden al mismo doble par de fuerza. La Figura 4.3 es la representación gráfica de la Ecuación 4.2. Luego, es necesario hacer la diferencia entre el plano efectivo, o real de la falla, y el plano auxiliar de la misma. Para esto es necesario incluir datos del contexto geológico de la zona de estudio.

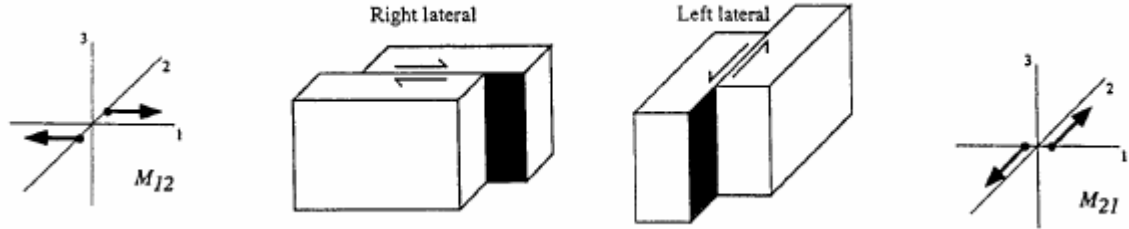


Figura 4.3: Representación gráfica del tensor de momento para una falla de cizalle con orientación vertical y movimiento dextral. Para este caso se tienen dos soluciones válidas, las cuales se deben discriminar utilizando el contexto geológico de la zona. Esta imagen fue obtenida de Stein & Wysession (2009).

4.3. Métodos de inversión

Existen varios métodos de inversión para obtener los elementos del tensor de momento sísmico. Este cálculo se puede realizar en el dominio de tiempo o de frecuencia, siendo este último el que presenta una mayor facilidad para el tratamiento de datos.

Realizando un proceso iterativo es posible obtener, además de las componentes del tensor de momento sísmico, la localización del centroide (lugar donde se ubica la mejor fuente puntual de un sismo a partir de un promedio del momento sísmico liberado, (Stein & Wysession, 2009)) de un evento en particular, entregando una mejor ubicación en profundidad de la fuente (Backus & Mulcahy, 1976; Backus, 1977; Dziewonski & Anderson, 1981).

La inversión del tensor de momento sísmico en el dominio temporal puede realizarse a partir de la formulación (Udias, 1999):

$$d_n(x, t) = M_{kj} * G_{nk,j} \quad (4.4)$$

donde $*$ indica la convolución temporal, $d_n(x, t)$ es el desplazamiento observado por una posición arbitraria x en el tiempo t , M_{kj} las componentes de segundo orden del tensor de momento sísmico, y $G_{nk,j}$ es la derivada parcial de la función de Green, que contiene los efectos de propagación, con respecto a la dirección j , las cuales tienen la forma (Udias, 1999):

$$M_{kj} = \int_V m_{kj} dV = \int_S m_{kj} dS \quad (4.5)$$

$$G_{nk,j} = \int_V \frac{\partial}{\partial \xi_j} [\delta(\xi_m - \eta_m)] G_{ki} dk \quad (4.6)$$

en donde para la ecuación (4.5) m_{kj} representa la densidad de momento sísmico por unidad de volumen o superficie, mientras que para la ecuación (4.6) ξ y η corresponden a las coordenadas en el volumen y la superficie, respectivamente, y G_{ki} es la función de Green correspondiente a una fuerza aplicada en una dirección arbitraria j para un medio infinito, elástico, isotrópico y homogéneo con velocidades de onda α y β , que se representa de la forma (Udias, 1999):

$$G_{ki} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_k\gamma_j - \delta_{kj}) \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau \delta(t - \tau) d\tau + \frac{1}{r\alpha^2} \gamma_k\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{r\beta^2} (\gamma_k\gamma_j - \delta_{kj}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad (4.7)$$

Esta misma formulación ((4.4))se puede expresar en el dominio de la frecuencia, de la forma (Udias, 1999):

$$d_n(x, f) = M_{kj}(f) G_{nk,j}(f) \quad (4.8)$$

Ambas ecuaciones permiten realizar una inversión lineal, lo cual entrega la ventaja de poder realizar algoritmos computacionales de mejor rendimiento. Por otra parte, es posible escribir la Ecuación (4.4) o (4.8) de forma matricial como sigue,

$$d = Gm \quad (4.9)$$

donde, en el dominio temporal, d corresponde a n muestras del desplazamiento para diferentes tiempos de llegada, estaciones, y ángulos azimutales. G es una matriz de $n \times 6$, la cual contiene las funciones de Green calculadas usando un algoritmo apropiado y un modelo de velocidad para la zona de estudio. Por último m es un vector que contiene las 6 componentes del tensor de momento sísmico a ser determinados (Stump & Johnson, 1977).

Por otra parte, es posible realizar una inversión con condiciones, aproximadamente, no lineales para representar la fuente como un doble par de fuerzas. Esta condición considera que uno de los

autovalores se anule. Para este caso, la obtención del tensor de momento sísmico se realiza llevando la condición no lineal planteada a una versión linealizada a partir de la iteración de la inversión (Herrmann, 2013).

Finalmente, es necesario seguir los siguientes pasos para determinar el tensor de momento sísmico:

- **Adquisición y procesamiento de datos.** Es necesario contar con señales de buena calidad con respecto a la tasa de ruido presente en el registro, y una buena cobertura azimutal con las estaciones desplegadas. Se debe identificar y remover señales de amplitudes muy grandes causadas por efectos no sísmicos, así como considerar los efectos de la respuesta instrumental. Las componentes horizontales deben ser rotadas y llevadas a componentes radial y transversal.
- **Cálculo de las funciones de Green.** La obtención de las funciones sintéticas de Green tienen una dependencia directa con el modelo de velocidad utilizado, la localización del hipocentro del sismo a analizar, y la ubicación de los receptores en superficie.
- **Inversión.** Esto es determinar la solución a la Ecuación (4.9). Generalmente, la inversión se formula como un problema de mínimos cuadrados (Gilbert, 1973; Freeman & Buland, 1976; Mendiguren, 1977; Stump & Johnson, 1977). Sin embargo, es posible utilizar de otros métodos cuando se requiere probar la sensibilidad de la inversión con respecto a errores puntuales.

Cabe señalar que es posible encontrar errores sistemáticos en la inversión debido a una incorrecta elección del modelo de velocidades, lo cual afecta la determinación de las funciones de Green. Esto implica que la solución obtenida está limitada a un área acotada de estudio en donde se cumplan las condiciones descritas por el modelo de velocidades elegido.

En general, las soluciones obtenidas a través de la inversión entregan un buen ajuste para la representación de doble par de fuerzas. Sin embargo, existen algunos casos en donde la fuente no puede ser descrita como una *double couple* y debe ser representada como una solución del tipo no doble par que se conoce como dipolo compensado (CLVD por su sigla en inglés de Compensated Linear Vector Dipole, Knopoff & Randall (1970)). El CLVD, que en valor absoluto varía entre 0 y 1, indica cuanto se aleja la fuente de poder ser representada como un doble par de fuerzas. Por lo tanto, encontrar valores altos podría implicar rupturas complejas que consistan en eventos con geometrías diferentes, o inusuales, para una determinada zona de estudio.

Este trabajo utiliza el programa desarrollado por Herrmann (2013), el cual contiene un procesamiento automático de la señal, que remueve posibles fuentes de ruido asociado a la señal. Además, permite ingresar modelos de velocidad 1D para el cálculo de las funciones de Green para un rango de profundidad determinado. Por último, el proceso de inversión lo realiza a través de un sistema de búsqueda del mínimo error en un grilla determinada por el usuario. Este programa permite además el uso de la representación de doble par de fuerzas, en donde la solución obtenida puede ser netamente *double couple*, o con un porcentaje de ella a través del CLVD.

En la siguiente sección se detalla en profundidad las características de cada componente utilizado del programa, además de sus principales comandos y funciones.

4.4. Programa para la determinación del tensor de momento sísmico

Para este trabajo el programa utilizado para la determinación del tensor de momento sísmico fue desarrollado por Herrmann (2013). Este software se concentra en interpretación y entendimiento de la propagación de ondas sísmicas en la corteza y manto superior de la Tierra. Entre las funciones disponibles dentro los programas computacionales para sismología se encuentra la posibilidad de hacer inversiones de registros de banda ancha para sismos regionales, determinando la profundidad de foco, el mecanismo focal, y el tensor de momento sísmico. Además, posee la ventaja de que todas las funciones están integradas y funcionan con un único modelo de velocidad previamente determinado.

Un punto importante para obtener una buena inversión de los datos, es la organización de los procesos a seguir. A continuación se detallan las principales funciones, características, y ordenamiento jerárquico dentro del paquete computacional, de los programas utilizados para obtener el tensor de momento sísmico.

4.4.1. Cálculo de funciones de Green

Para un modelo de velocidades, previamente elegido, el programa *DOIT.WK* determina una autofunción que depende de la profundidad. Dicha autofunción crea el número de onda para las funciones de Green para cada profundidad. Luego, para diferentes distancias, se calculan las funciones de Green. Este proceso se descompone para distancias pequeñas (entre 1 km y 200 km), medias (205 km y 425 km) y grandes (430 km y 700 km). La creación de las funciones de Green para todo el conjunto de distancias implica un gran uso de recursos computacionales.

4.4.2. Tratamiento de los registros de forma de ondas

Antes de comenzar a analizar las formas de onda, es necesario realizar varios procesamientos para que estas tengan el formato correcto de entrada para el proceso de inversión. Estos pasos se detallan a continuación.

- **DOEVT** - Agrega como encabezado la información del evento a cada archivo con extensión *.SAC*. Esta es la única modificación que se hace a los archivos originales.
- **DORESP** - Realiza la deconvolución de los registros con extensión *.SAC*. A partir de este paso, las trazas tienen unidades físicas de m/s, están sincronizadas al mismo tiempo de referencia para una estación, y además se deciman con un factor de 5 para eliminar altas frecuencias que no son de interés para este estudio.
- **DORESP** - Este programa asegura que las trazas sincronizadas tengan el mismo tiempo de inicio y final para una estación. Con esto, todas las componentes quedan con la misma cantidad de muestras, lo que es necesario para el próximo paso.

- **DOROT** - Rota las dos componentes horizontales, Este y Norte, llevandolas a componentes radial y transversal.
- **DODIST** - Crea un archivo de datos, *dist.sort*, en el cual se enlista de forma ascendente el nombre de la estación y su distancia epicentral. Este paso entrega una referencia en cuanto a la distancia de las estaciones con respecto al epicentro del evento.
- **IDOQC** - Este paso interactúa con el usuario, quien realiza una inspección visual de las trazas. Estos registros en velocidad pueden no ser útiles debido a varias razones entre las que se encuentran:
 - La señal no está contenida en la ventana temporal.
 - La señal no muestra una buena resolución debido a distancia o falla de instrumento.
 - La señal no muestra una buena resolución debido a distancia o falla de instrumento.

4.4.3. Programas para la inversión de formas de onda

Esta sección presenta programas para realizar la inversión de formas de onda para obtener la profundidad de foco, el mecanismo focal y el tensor de momento sísmico. Como se ha mencionado con anterioridad, para obtener una inversión que sea confiable es necesario contar con una buena estimación de la estructura local, lo que conduce a obtener funciones de Green apropiadas que representen de buena forma al medio de propagación.

Para el proceso de inversión existen tres opciones de programas *wvfgrd96*, *wvfmt96* y *wvfmt96*, los cuales se detallan a continuación.

- **WVFGRD96** - Este programa se basa en *srcgrd* de Ammon *et al.* (1994). Necesita como entrada los archivos que contengan las formas de onda que serán usadas para la inversión. La salida de este programa consiste en la lista de la búsqueda realizada para las diferentes profundidades (*HS*), *oout.OHS0*, además de la solución para el mecanismo focal y profundidad de fuente que presenta mejor ajuste, *fmdfit.dat*, y las trazas de las formas de onda predichas con una extensión *.pre*. Esta solución de la inversión representa la fuente como un doble par de fuerzas.
- **WVFMTD96** - Este programa se basa en *mtinv* de Ammon *et al.* (1994), y realiza una inversión de las formas de onda para el tensor de momento sísmico deviatórico usando mínimos cuadrados. Los archivos de salida de este programa son similares a los detallados para el método anterior (*WVFGRD96*), con la diferencia de que la última columna en el archivo *fmdfit.dat* entrega la información sobre el porcentaje de doble par de fuerzas que tiene la solución, siendo el valor cero la representación puramente como doble par de fuerzas.
- **WVFMT96** - Este programa es una modificación basada en *WVFMTD96*, y permite una inversión para el tensor de momento sísmico sin aplicar condiciones previas, por lo que la solución no es representada por un doble par de fuerzas. Los archivos de salida tienen el mismo formato que el programa en el cual se basa esta modificación.

Por otra parte, para generar formas de onda predichas a partir de una solución de mecanismo focal específico es posible utilizar el siguiente programa.

- **WVFMCH96** - Este programa se basa en una modificación de *WVFMTD96*, y permite una inversión sin condiciones para el tensor de momento sísmico. Entrega dos archivos de salida, el primero, *out.OHS0*, el cual contiene la lista de la búsqueda de la mejor solución para cada profundidad (*HS*), mientras que el segundo contiene las formas de ondas predichas, con una extensión *.pre*.

4.4.4. Programas para obtener resultados gráficos

Esta sección detalla dos opciones útiles para poder ver de manera gráfica los resultados obtenidos por la inversión realizada con los programas previamente comentados.

- **FMLOT** - Genera el gráfico de la solución de mecanismo focal obtenido.
- **FMDFIT** - Genera la representación visual del *fit* de la búsqueda de la solución del mecanismo focal en función de la profundidad. El gráfico generado por este programa es útil para ver como evoluciona el mecanismo focal según la búsqueda de la profundidad de foco en la grilla determinada por las funciones de Green.

4.5. Definición de rango de frecuencia

En general, la inversión del tensor de momento sísmico utiliza formas de onda en un rango de baja frecuencia para así eliminar el ruido de alta frecuencia y satisfacer la condición de fuente puntual impuesta al momento de considerar la representación de la fuente.

Además, dado que las ondas sísmicas no son mayormente afectadas por capas cuyo espesor es menor que la longitud de onda de la señal, las bajas frecuencias pueden ser modeladas de mejor forma utilizando la suposición de estratos homogéneos, en comparación con las formas de onda de alta frecuencia.

Para eventos de magnitudes altas, $M_w > 6.5$, se debe utilizar un rango de frecuencia más amplio, el cual permita observar la señal de buena forma. Un rango probado fue entre 0.02 Hz y 0.50 Hz , el cual permitía obtener soluciones para este tipo de eventos, aunque con una confiabilidad baja al compararse con los resultados propuestos por GFZ y USGS.

En el presente estudio se utiliza el rango de frecuencias comprendido entre 0.02 Hz y 0.06 Hz , el cual está dentro de los rangos utilizados por otros autores en trabajos previos con sismos de magnitudes similares a $M_w > 4.5$, como por ejemplo Batlló *et al.* (2010); Ito *et al.* (2007); Whidden & Pankow (2012), entre otros.

El problema del filtro de frecuencia sigue en discusión y hay diversas opiniones sobre el óptimo rango de valores a utilizar para un set de eventos con un valor de magnitud amplio (Mw 4.5 - 7.5+, Dahm *et al.* (1999); Minson & Dreger (2008)).

4.6. Resultados

Las soluciones obtenidas para los mecanismos focales fueron sometidas a diferentes pruebas de validación con el objetivo de aumentar la confiabilidad de estos. Esta sección se descompone en la muestra de los diferentes test aplicados a los resultados, el problema con los registros saturados, y finalmente la presentación del catálogo de mecanismos focales.

4.6.1. Pruebas de validación de las soluciones

Prueba N°1: Modelo de velocidades

Con el objetivo de comprobar la sensibilidad de la inversión frente a un modelo de velocidad, se comparan las soluciones obtenidas para un subconjunto de sismos, elegidos de forma aleatoria, utilizando tres modelos de velocidades; Central US (CUS), West US (WUS) y Norte de Chile (NCh).

El modelo CUS fue desarrollado por Herrmann (1974) y posteriormente optimizado para el estudio de fuente sísmica en la zona central de Norte América (Herrmann, 1979). Por otra parte, el modelo WUS es una modificación del modelo de velocidades de la Universidad de Utah para el estudio de la sismicidad en Yellowstone, Wyoming, el cual fue adaptado para estudios de sismicidad en la costa Oeste de Estados Unidos, con excepción de la zona de California (Herrmann *et al.* , 2011). Por último el modelo del norte de Chile, ya mencionado en este trabajo, fue desarrollado por Husen & Asch (1999), a partir del estudio de las réplicas del terremoto de Antofagasta, Mw 8.5, de 1995.

La Figura 4.4 muestra las soluciones obtenidas para cada modelo de velocidades, en donde es posible observar que para CUS (ver Figura 4.4.a) el ajuste de la solución es bajo, y por ende sus registros sintéticos no son capaces de reproducir la traza observada. El modelo WUS, mejora de forma considerable su ajuste, llegando cerca del valor óptimo, y por la misma razón los sismogramas sintéticos son capaces de reproducir de buena forma el registro observado. Por último, el modelo de velocidades del norte de Chile tiene una respuesta similar a WUS, con un buen ajuste de los registros observados y sintéticos. Sin embargo, se puede hacer la diferencia en el ángulo de manto y profundidad de foco. En el caso del *dip*, con respecto al Este, este muestra un aumento en comparación a WUS, variando de 25° a 30°. Por otra parte, la profundidad disminuye, mostrando una variación de 2 km, de 32 km a 30 km. Este comportamiento se repite para la mayoría de los eventos.

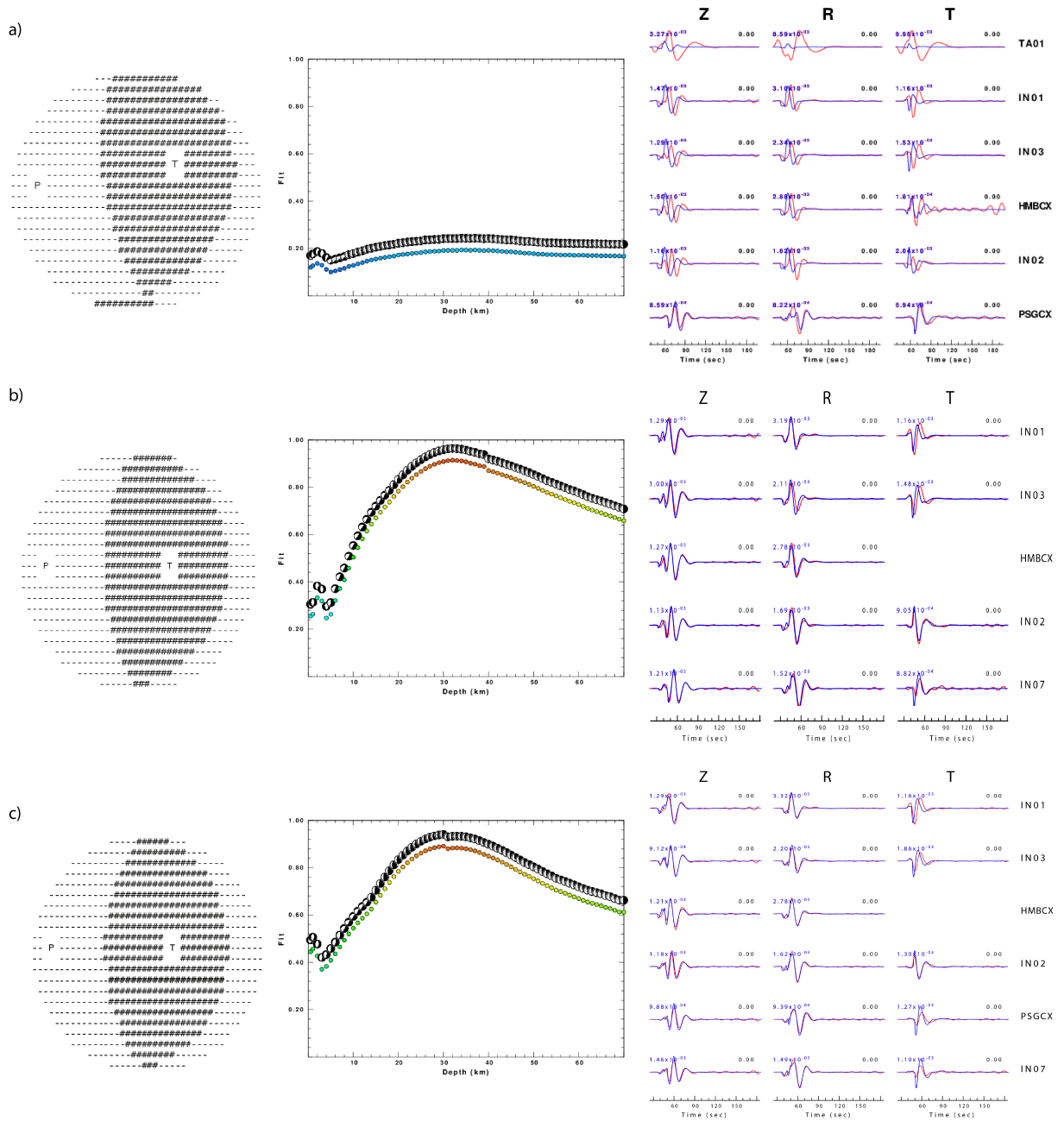


Figura 4.4: Prueba N° 1: Modelo de velocidades. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo elegido de forma aleatoria y evaluado para a) Modelo de Central US (Herrmann, 1974, 1979), b) Modelo West US (Herrmann *et al.*, 2011), y c) Modelo desarrollado por Husen & Asch (1999) para el norte de Chile. De izquierda a derecha se muestra el mecanismo focal, el ajuste de la solución en función de la profundidad, y la comparación entre las formas de onda observadas y sintéticas. Se observa como la solución se vuelve sensible en el dip a medida varía el modelo de velocidad. El modelo del norte de Chile es el que presenta mejor ajuste para los sismos testeados.

Los resultados para esta prueba, indican que el método de inversión se muestra sensible a la hora de modificar el modelo de velocidades de entrada. Esto se ve mayormente representado en la variación dip del mecanismo focal, el cual en promedio varía entre 5° y 10° , según el modelo de velocidades utilizado.

Otro punto a rescatar es la buena respuesta entregada por WUS, el cual ajusta de buena forma los registros observados a pesar de ser un modelo desarrollado para la costa Oeste de Estados Unidos.

Prueba N°2: Tipo de representación de la fuente

Tal como se mencionó en secciones anteriores, los programas computacionales en sismología de Herrmann (2013) tienen la opción de realizar la inversión para obtener el tensor de momento sísmico utilizando dos aproximaciones para la representación de la fuente, estas son: la representación de doble par de fuerzas o un método que entrega un porcentaje de semejanza al doble par de fuerzas, a partir de una fuente puntual con un tensor de momento general.

Con el fin de definir que método presenta mayor confiabilidad para los registros a utilizar es que se realiza una comparación entre ambas posibilidades de inversión para dos eventos elegidos de forma aleatoria.

Las soluciones para este test se muestran en la Figura 4.5. Se observa que para el método de doble par de fuerzas se obtiene un mejor ajuste en las trazas predichas, en comparación con la otra opción testada.

Esto es debido a que el programa *WVGRD96* hace una inversión no lineal de los ángulos del plano de falla, el cual realiza una búsqueda sistemática, en una grilla previamente definida, del error mínimo de los tres valores de ángulos calculados. Luego, una vez determinado el error, realiza una segunda iteración con un paso más fino, ajustando previamente el tiempo de los datos observados para que estos coincidan con las funciones de Green. Esta etapa del proceso se realiza utilizando cross-correlaciones, lo cual le da la condición de no linealidad a la inversión realizada.

En contraste a lo anterior, el programa *WVFM96* realiza un procedimiento directo con una minimización de mínimos cuadrados, la que posee un menor control de la función objetivo a minimizar.

Por otra parte, la Figura 4.6 se presenta otra comparación entre el fit entregado por cada método de inversión, y su porcentaje de *double couple*. Se observa que para la inversión como dipolo compensado, CLVD, el porcentaje de doble par de fuerzas, mostrado en la escala de colores, alcanza su máximo en la cercanía de la mejor solución, pero también lo hacen en una zona donde su fit es mínimo (caso 4.6.d y 4.6.f) lo que plantea ciertas dudas sobre las soluciones obtenidas a través de este método.

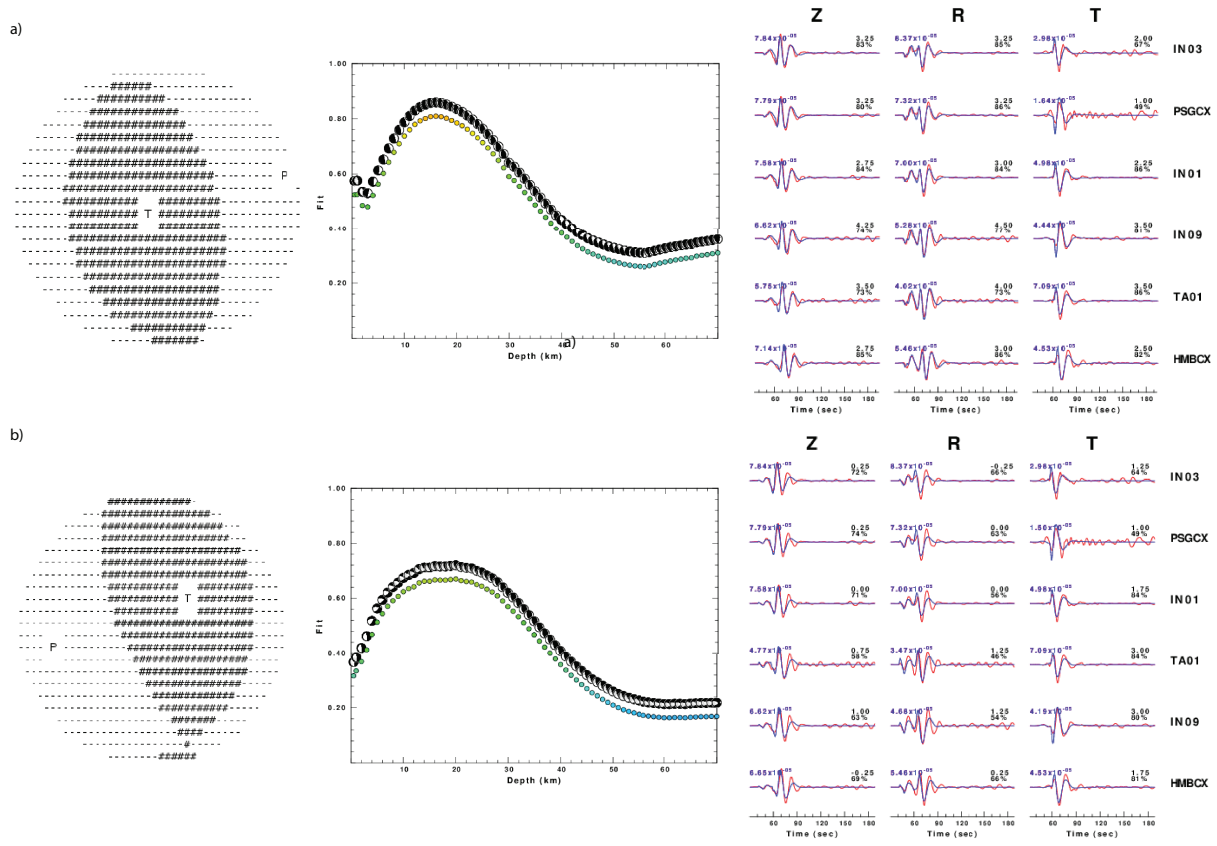


Figura 4.5: Prueba N°2: Representación de fuente. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo, elegido de forma aleatoria, evaluado para el método de inversión con fuente tipo doble par de fuerzas y solución a) netamente *double couple*, b) con dipolo compensado, CLVD. De izquierda a derecha se muestra el mecanismo focal, el ajuste de la solución en función de la profundidad, y la comparación entre las formas de onda observadas y sintéticas.

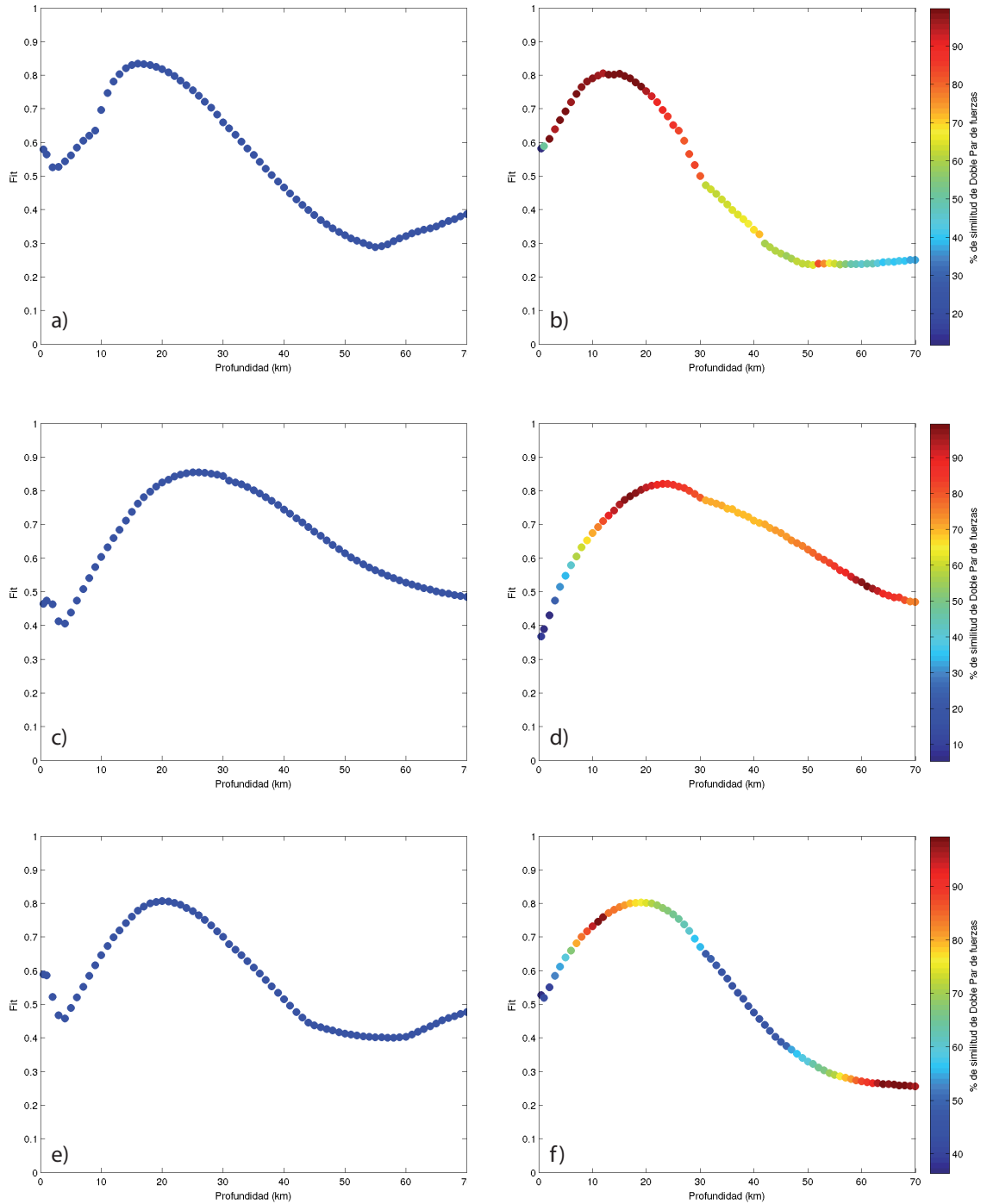


Figura 4.6: Comparación entre los fit entregados por los métodos de inversión (derecha) 100 % doble par de fuerzas. (izquierda) Dipolo compensado CLVD, en donde la escala de color representa el porcentaje de semejanza a una fuente del tipo *double couple*. Los resultados mostrados en a,b; c,d y e,f corresponden a tres eventos elegidos aleatoriamente entre la totalidad de los registros observados.

Prueba N°3: Estaciones utilizadas

Esta prueba consiste en revisar como varía la solución de la inversión según la cantidad de estaciones utilizadas, y así definir un criterio de estaciones mínimas para considerar la solución obtenida como válida.

Para esto se consideró un conjunto de 69 eventos los cuales se analizaron usando las siguientes configuraciones de estaciones:

- Sólo estaciones permanentes.
- Estaciones permanentes y de intervención.

La Figura 4.7 muestra los resultados para la comparación realizada a un evento seleccionado aleatoriamente. Se observa que el ajuste del mecanismo de la solución obtenida utilizando sólo las estaciones permanentes (4.7.a) es mayor si se compara con el resultado que considera todas las estaciones (4.7.b). Para ambos casos, los registros sintéticos ajustan de buena manera a las forma de onda observadas. Por último, los mecanismos obtenidos muestran una variación promedio de 5° en el ángulo de manteo.

De esta prueba se pueden hacer dos lecturas. La primera de ellas indica que es posible obtener soluciones con buen ajuste utilizando un número reducido de estaciones. Dicho número mínimo fue fijado en 10 estaciones para este trabajo. La segunda lectura se refiere a la disminución del ajuste del mecanismo obtenido, lo cual es un resultado normal ya que al aumentar el número de estaciones con las que se trabaja aumenta la posibilidad de obtener estaciones con un menor ajuste, lo que produce que el fit de la solución sea menor.

Cabe señalar, que si bien al utilizar una baja cantidad de estaciones se obtienen buenos ajustes, trabajos previos como los de Sipkin (1986) y Herrmann (1979), entre otros, indican la importancia de contar con la mayor cantidad de instrumentos posibles para poder lograr una mejor caracterización de los posibles planos de ruptura.

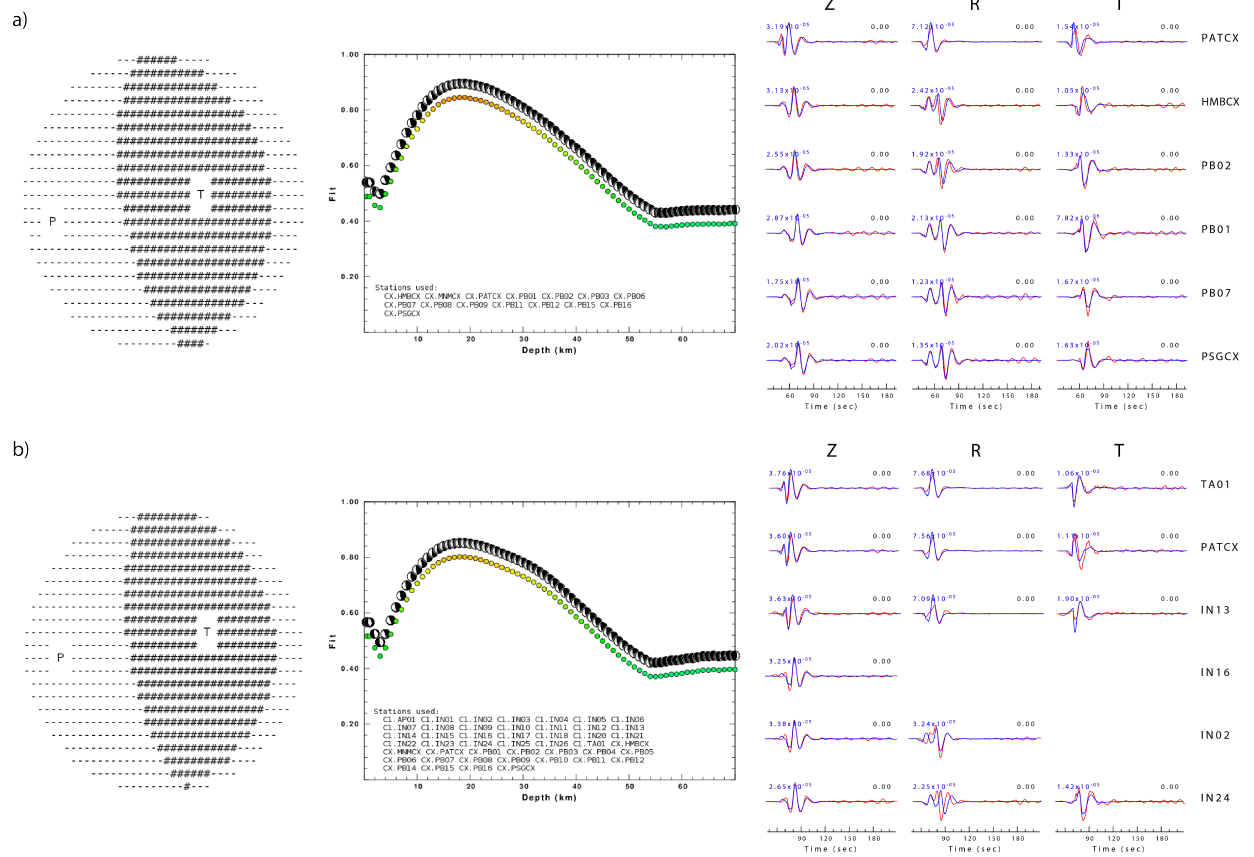


Figura 4.7: Prueba N°3: Estaciones utilizadas. Comparación de soluciones obtenidas para un sismo, elegido de forma aleatoria, evaluado utilizando a) estaciones permanentes, y b) estaciones permanentes y de intervención.

4.6.2. Registros saturados

Un problema que se presenta a la hora de poder realizar el proceso de inversión, es el contar con señales que no tengan la calidad suficiente para superar la revisión generada por el programa *IDOQC*, las cuales deben ser rechazadas, lo que conlleva a pérdida de información.

Esta complicación afectó a varios de los eventos estudiados, los cuales producto de un sismo de mayor magnitud mostraban registros saturados haciendo imposible el uso de sus señales de formas de onda registradas. La Figura (4.8, parte superior) muestra un ejemplo de lo señalado, en donde se puede observar que al revisar el registro continuo, sin filtrar, el sismo de mayor magnitud produce un efecto de resonancia, produciendo la saturación de los registros de sismos con menor magnitud durante una ventana de tiempo de aproximadamente una hora. En la misma Figura (4.8, parte inferior) se observa como la pérdida de información aumenta, a casi cuatro horas, al momento de utilizar el filtro de frecuencia ($0.02\text{ Hz} - 0.06\text{ Hz}$) indicado en la sección anterior.

Este problema también se ve reflejado en centros de alerta temprana o que entregan información sobre la localización y mecanismos focales de sismos a nivel global, como USGS y GFZ, los cuales no tienen soluciones propuestas para la mayoría de los sismos ocurridos durante la ventana temporal señalada (3-4 hrs) posterior al terremoto Mw 8.1 y a la réplica de mayor magnitud, Mw 7.6, ocurridos el 1 y 3 de Abril respectivamente.

Además, al momento de aplicar el control de calidad, *IDOQC*, el registro de las señales sísmicas muestran un alto grado de saturación, lo que obliga a rechazar su uso para la inversión (ver Figura 4.9). Esta baja calidad en la señal de algunos registros implicó descartar 28 eventos de los 179 totales, lo que representa un 15 % de la muestra total analizada.

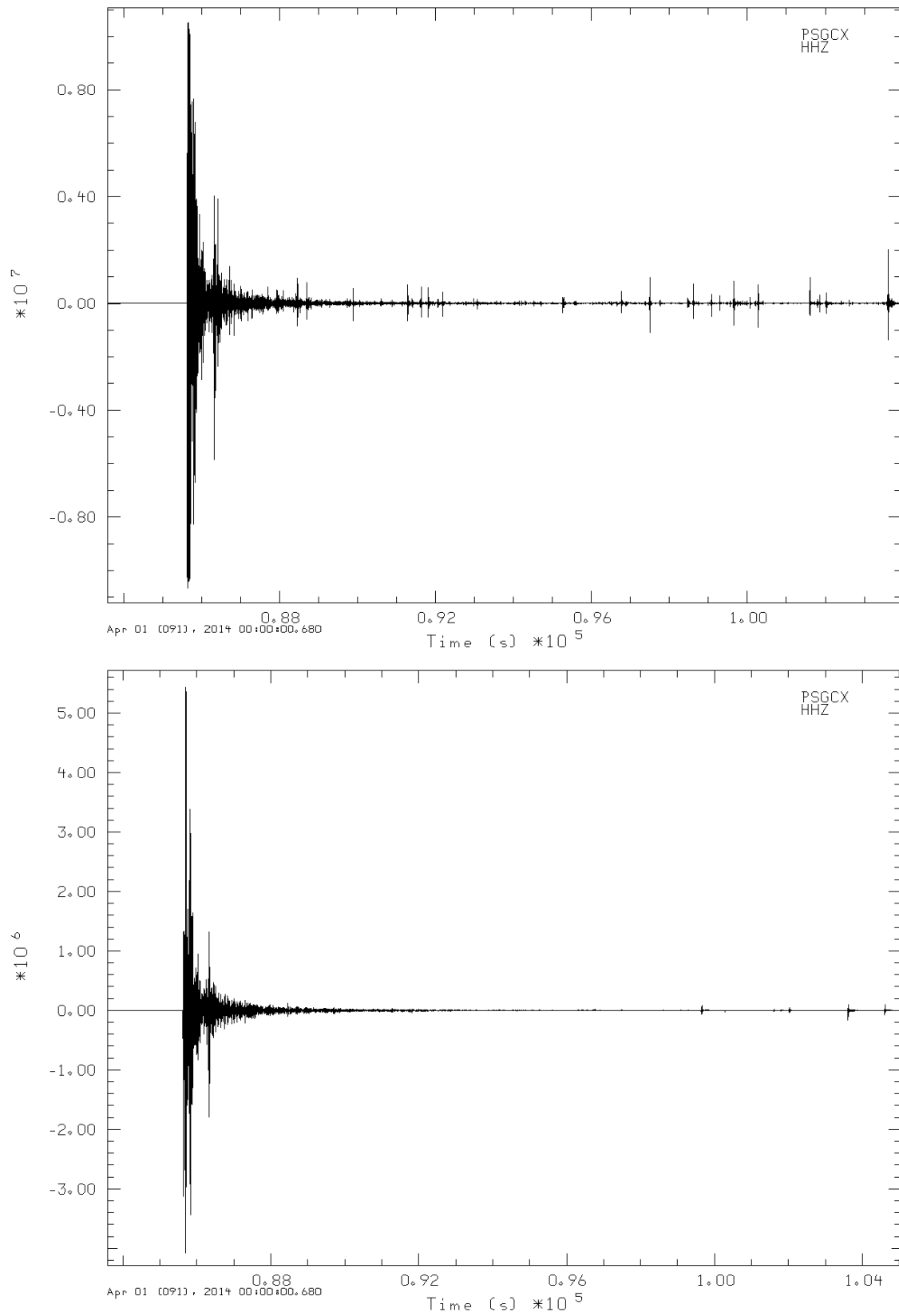


Figura 4.8: Registro continuo para una ventana de tiempo de 6 horas, en la cual se produce el terremoto de Iquique Mw 8.1, (parte superior) sin filtrar ,(parte inferior) aplicando el filtro de frecuencia en el rango de 0.02 y 0.06 Hz.

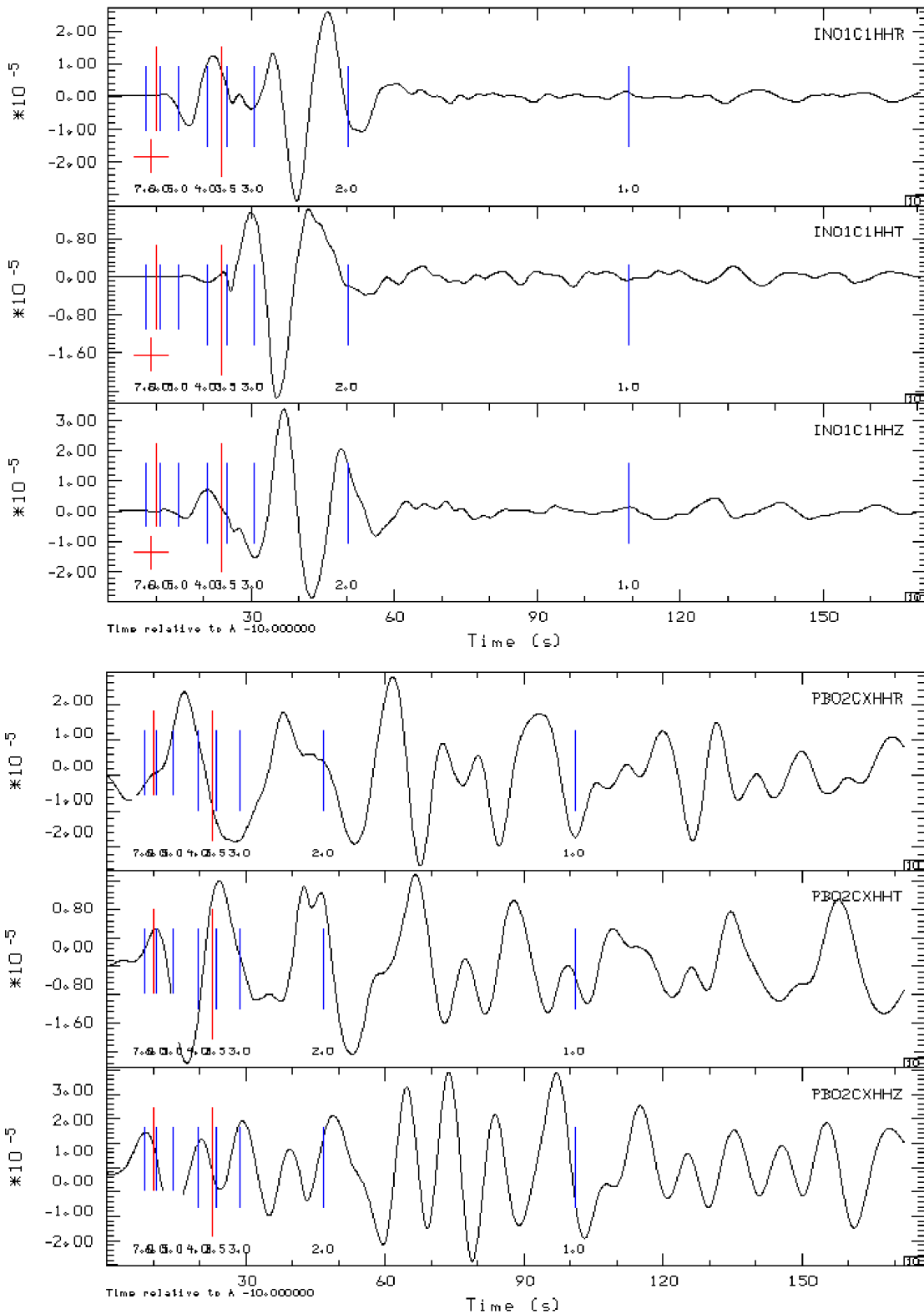


Figura 4.9: Comparación de calidad de señales posterior a la aplicación del filtro de frecuencia comprendida en el rango 0.02 Hz y 0.06 Hz . (arriba) Señal aceptada por el control de calidad, en donde se observan las amplitudes para las ondas P y S. (abajo) Señal rechazada por el control de calidad debido a la saturación del registro. Se observa una amplitud de señal muy grande lo que impide determinar la presencia de ondas P y S.

4.6.3. Estabilidad de las soluciones

Para tener certeza de que la solución obtenida en la inversión es robusta, se realiza una prueba de estabilidad del mecanismo focal obtenido. Esto consiste en fijar la profundidad de foco y el ajuste obtenido, para hacer una búsqueda de soluciones alrededor de dichos parámetros según un porcentaje de incerteza arbitrario. Con esto, es posible comprobar que la solución obtenida es la mejor para la vecindad abarcada dentro del rango propuesto.

Se considera un rango de incerteza hasta 3 %, ya que para valores mayores a este ($\geq 5\%$) se presentan planos focales que comienzan a alejarse de la solución planteada originalmente. Por otro lado, valores menores ($\leq 2\%$) acotan la solución a una única posible, omitiendo posibles errores.

La Figura 4.10 muestra resultados de la prueba de estabilidad realizados para un evento elegido aleatoriamente. En ella se contrasta la solución obtenida, incluyendo mecanismo focal, ajuste de foco y comparación entre registros sintéticos y observados; con los resultados de la prueba de estabilidad para diferentes rangos de confianza. Las cruces rojas en la parte inferior de la imagen representan las estaciones con las cuales se obtuvo la solución. La parte d) muestra como para un valor de incerteza de 5 %, los planos focales planteados como solución comienzan a variar en sus tres componentes, alejándose de la solución original.

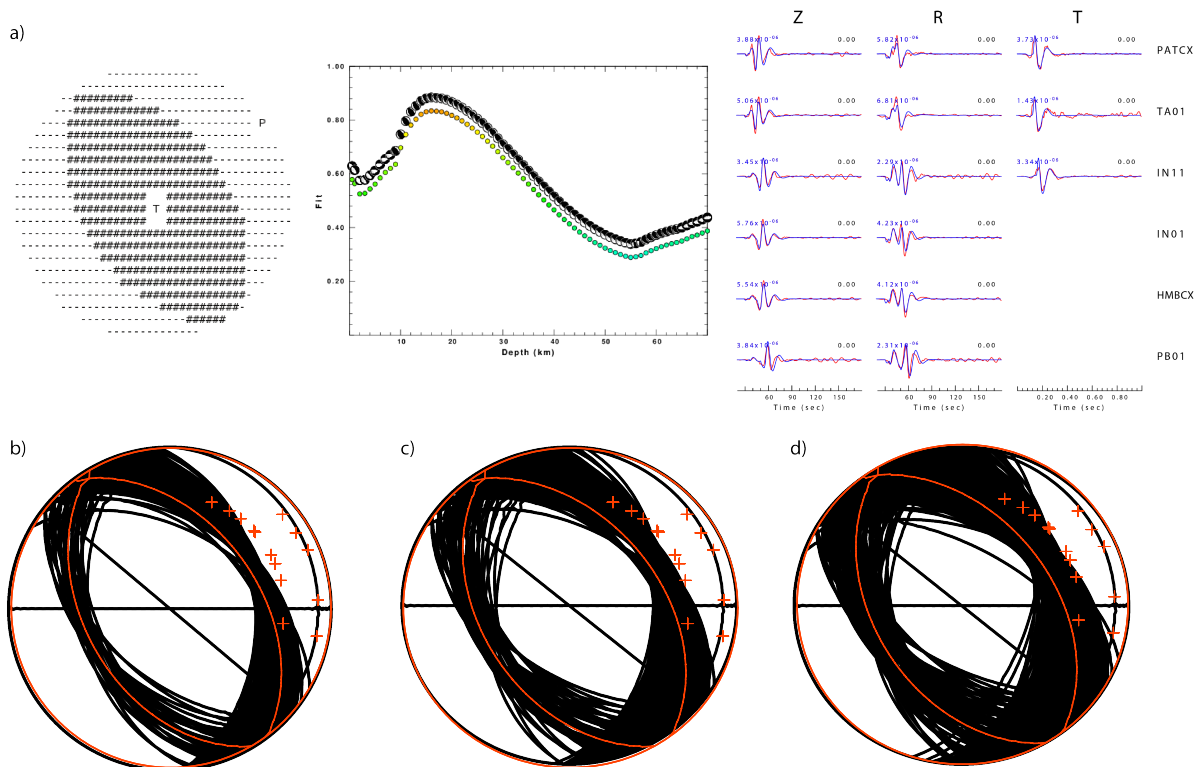


Figura 4.10: Estabilidad de las soluciones. a) Solución de mecanismo focal tras la inversión. b), c) y d) pruebas de estabilidad con 98 %, 97 % y 95 % de confianza, respectivamente. Las cruces rojas indican la proyección, sobre la red estereográfica de Lambert-Schmidt (Lambert, 1972), del ángulo con que la onda llega a la estación.

4.6.4. Mecanismos focales

Luego de las pruebas aplicadas a los mecanismos focales es posible construir el catálogo final con los resultados a partir de la inversión como doble par de fuerzas, utilizando el filtro entre 0.02 Hz y 0.06 Hz , el modelo de velocidades de Husen & Asch (1999), y considerando sismos registrados con un mínimo de 5 estaciones. Este catálogo cuenta con 151 eventos, considerando sismos precursores y réplicas del terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014. Las Figuras 4.11, 4.12 y 4.13 muestran la totalidad de las soluciones, en planta y sección transversal, separadas en los registros del mes de Marzo y los posteriores al terremoto (Abril - Julio de 2014). En ellas se observa la distribución de sismicidad, la cual está clasificada por colores según los tipos de sismos identificados.

La sismicidad precursora, registrada en el mes de Marzo de 2014, se aprecia una clara tendencia de la actividad hacia el norte del segmento de Iquique, entre los $\sim 19.5^{\circ}\text{S}$ y los $\sim 20.2^{\circ}\text{S}$, con presencia de sismos superficiales y mecanismos focales atípicos (categorizados de esa forma debido a la rotación de sus componentes, las cuales no ajustan con el contexto tectónico de la región) para la zona.

La actividad post sísmica, registrada entre los meses de Abril y Julio de 2014, muestra una distribución más homogénea a lo largo del segmento estudiado. Para este período analizado se mantiene la presencia de sismicidad superficial y mecanismos atípicos, a lo que se suma la detección de eventos con mecanismos normales.

Con el fin de comparar los resultados obtenidos a través del método de 100% doble par de fuerzas se incluyen las soluciones, para las réplicas del terremoto de Iquique, utilizando el método de inversión con el dipolo compensado CLVD (Figura 4.14).

Se observa una leve diferencia en la localización de la profundidad reportada por ambos métodos, mostrando una variación de hasta 3 km. Por otra parte, el dip entregado, para todos los eventos, por este último método resulta ser más alto que al utilizar CLVD, mostrando una diferencia de 10° aproximadamente.

Las características particulares de cada período y la discusión de sus soluciones de mecanismos focales, así como su relación con la tectónica regional, serán tratadas con mayor profundidad en el siguiente capítulo.

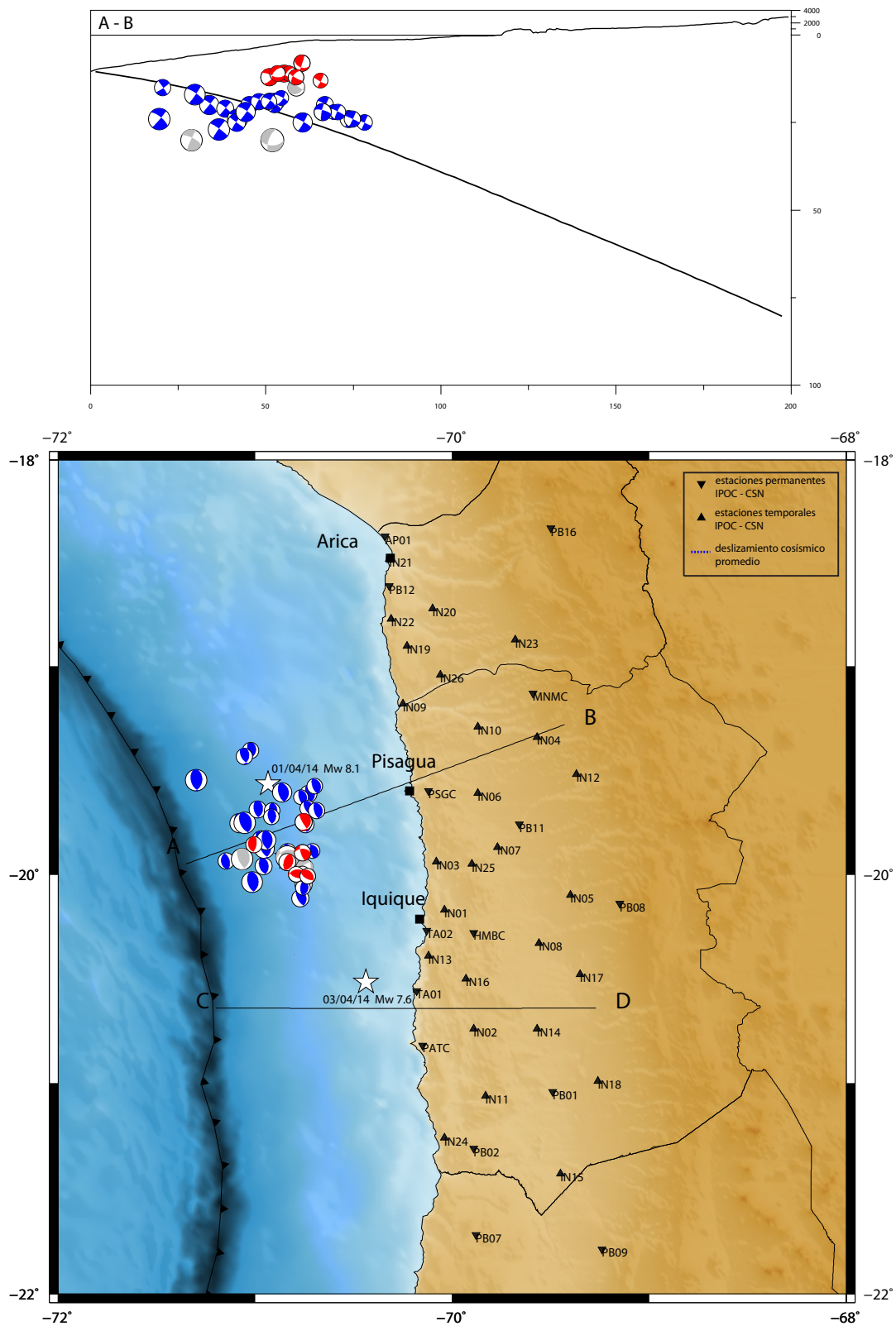


Figura 4.11: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para los sismos precursoros registrados durante el mes de Marzo de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio.

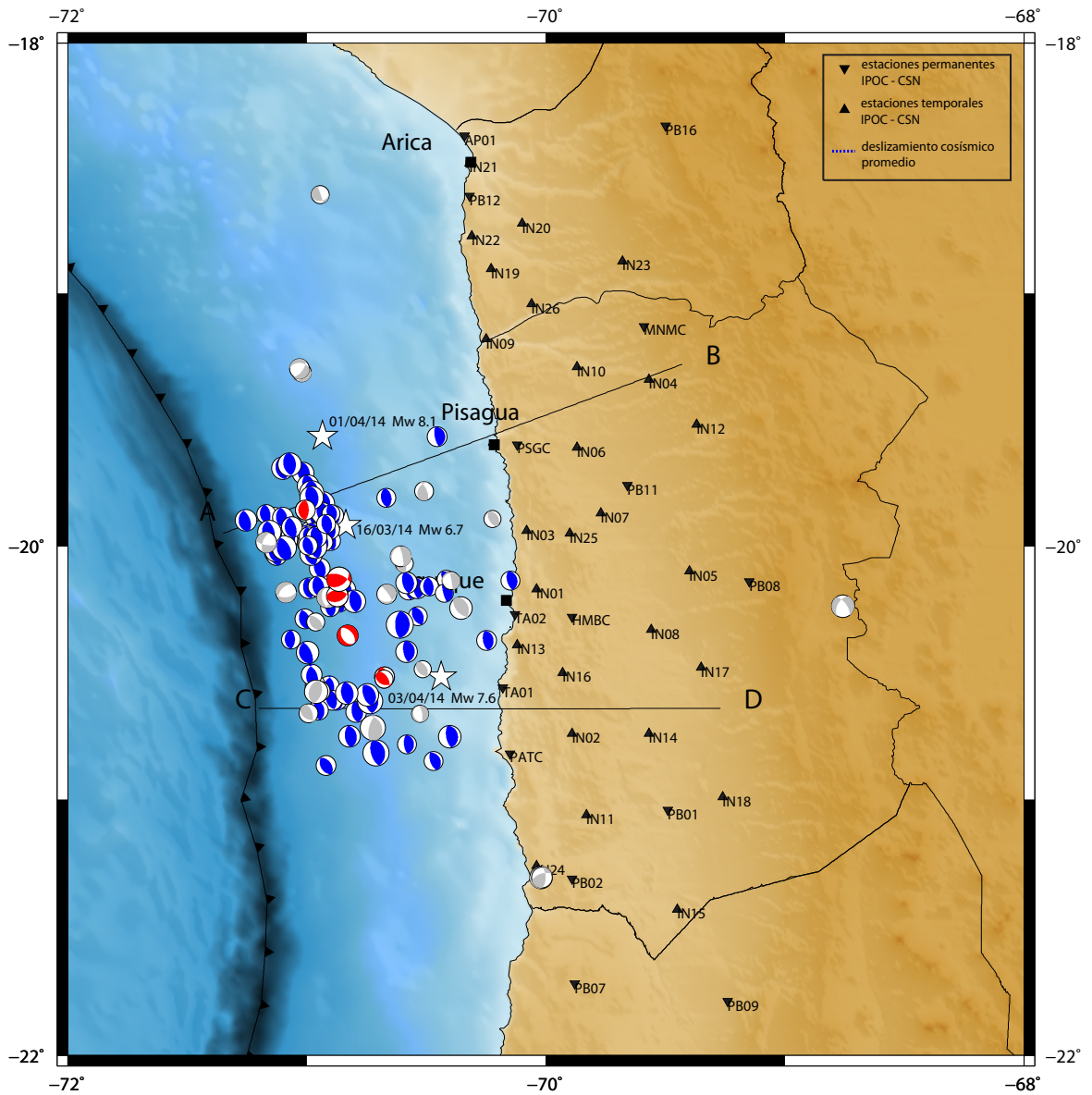


Figura 4.12: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio.

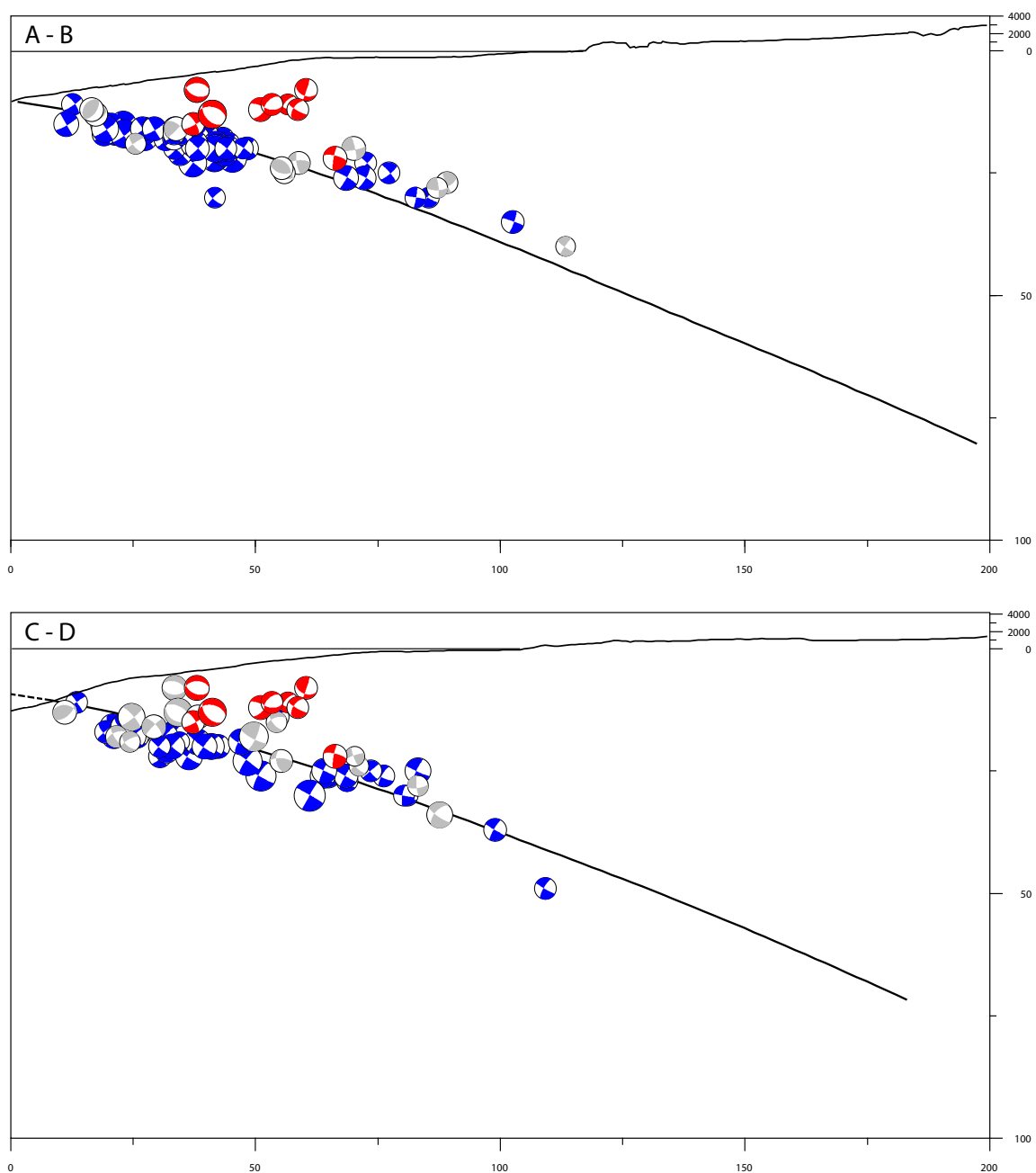


Figura 4.13: Sección transversal de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

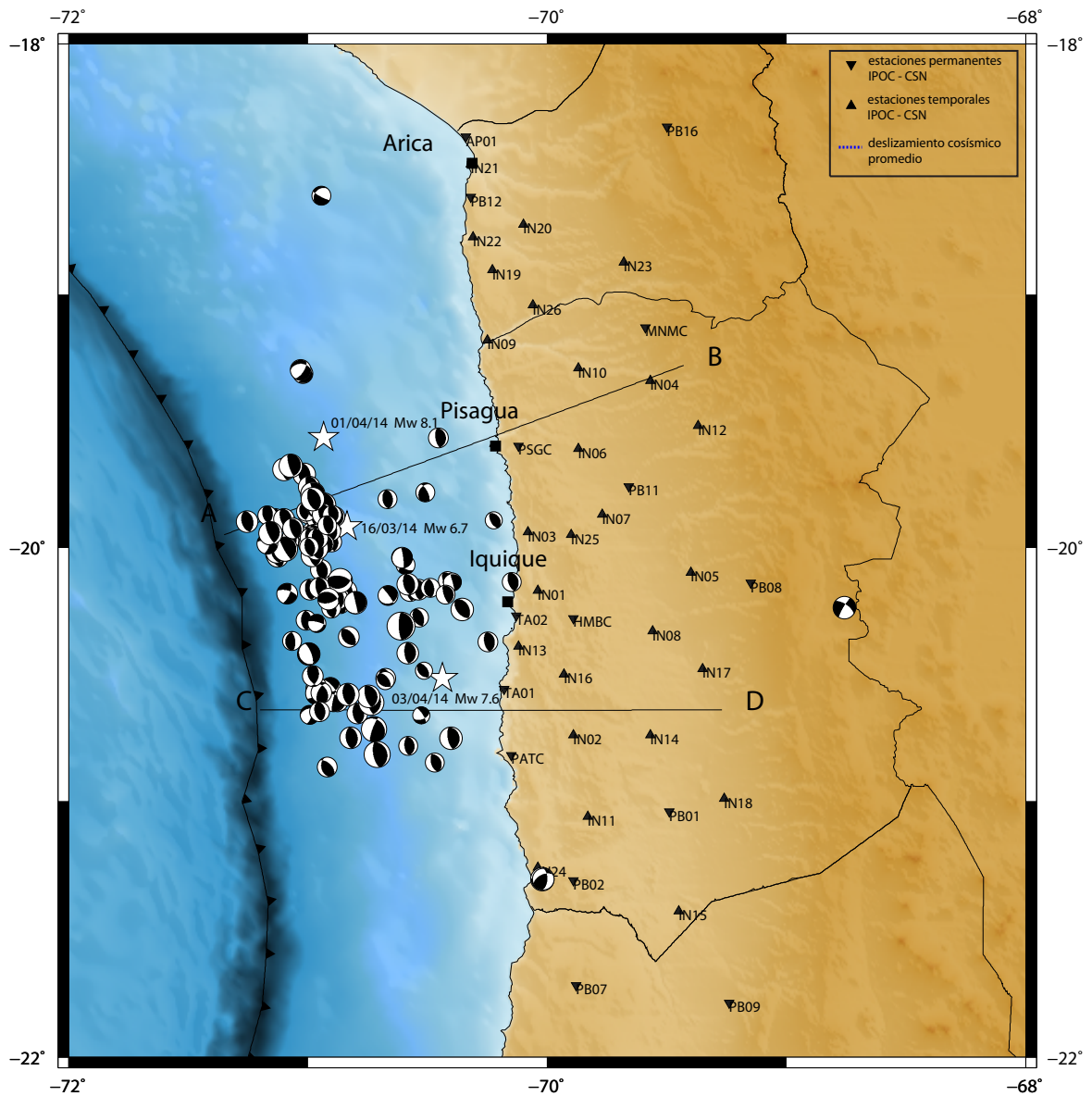


Figura 4.14: Distribución de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, utilizando el método de inversión que considera el dipolo compensado, CLVD. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

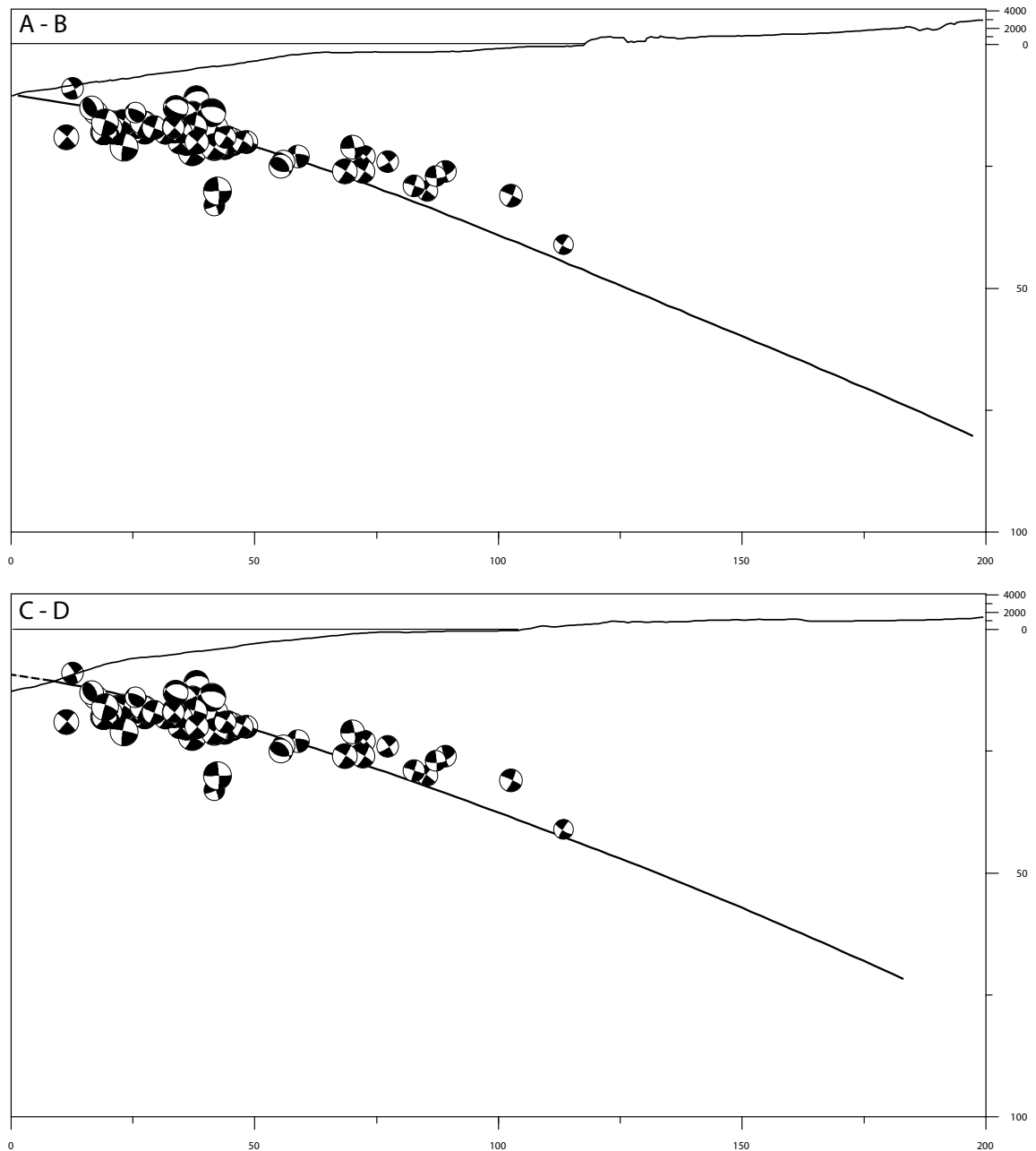


Figura 4.15: Sección transversal de las soluciones de mecanismos focales para las réplicas registradas entre el 1 de Abril y el 31 de Julio de 2014, utilizando el método de inversión que considera el dipolo compensado CLVD. Los colores de los mecanismos representan tipos de sismos registrados, donde rojo corresponde a eventos superficiales, azul a eventos con mecanismo focal de tipo inverso, y gris a eventos con mecanismos normales y/o atípicos para la zona de estudio. El modelo de slab utilizado para mostrar la subducción fue propuesto por Hayes *et al.* (2012).

4.6.5. Discusiones y comentarios

El tensor de momento sísmico entrega información relevante a la hora de poder determinar de buena forma la profundidad de foco de los sismos analizados, así como su mecanismo focal. De esta manera es posible corregir el problema asociado a la localización en profundidad que se presentaba al utilizar NonLinLoc.

La sensibilidad de la inversión, en relación a diferentes modelos de velocidades, se observa mayoritariamente en la variación del ángulo de manteo, el cual muestra una variación promedio de 5° según el modelo utilizado.

Para el caso de la cantidad de estaciones utilizadas, no se observa una mayor variación al momento de aumentar o disminuir el número de instrumentos que registren la actividad sísmica. Sin embargo, y como señalan trabajos previos, es recomendable contar con la mayor cantidad de estaciones disponibles para obtener una inversión más confiable.

En relación a la calidad de los registros, se presenta el problema de pérdida de información tras la ocurrencia de sismos de gran magnitud, como el caso del terremoto Mw 8.1 y la réplica ocurrida el 3 de Abril de 2014, Mw 7.6; los cuales generan combinaciones de onda en superficie, las cuales al ser filtrados en el rango de frecuencia utilizado para este estudio produce la desaparición de señales por una ventana temporal de aproximadamente 3-4 horas.

Sobre la estabilidad de las soluciones es posible señalar que para este trabajo se considera una incerteza del 3 % en torno a la mejor solución propuesta por la inversión. Para valores mayores de incerteza, los mecanismos focales propuestos comienzan a mostrar claras diferencias en comparación a la solución original.

Sobre el método de inversión utilizado, no queda claro cual es el que entrega la mejor solución para estos eventos, por lo que se deben llevar a cabo otro tipo de pruebas para afirmar que metodología es la óptima para el caso de sismos en zona de subducción.

En resumen, el procesamiento de los registros obtenidos por las estaciones del Centro Sismológico Nacional considera la localización del epicentro a partir del programa *NonLinLoc* de Lomax *et al.* (2000), para luego obtener el hipocentro y mecanismo focal con el programa de inversión del tensor de momento sísmico de Herrmann (2013), utilizando el método de doble par de fuerzas.

En los siguientes capítulos considera las soluciones de 100 % doble par de fuerzas para el análisis e interpretación de los mecanismos focales y su relación con el contexto tectónico regional presente en la zona de estudio.

Capítulo 5

Clasificación de la sismicidad registrada

5.1. Introducción

Como se muestra en el capítulo anterior, los resultados obtenidos para los mecanismos focales de la sismicidad precursora y post sísmica muestran una gran heterogeneidad de soluciones. Esta diversidad de soluciones podría estar asociada a las heterogeneidades presentes a lo largo de la placa de Nazca (Contreras-Reyes & Carrizo, 2011), las cuales serían capaz de controlar la dinámica del movimiento sísmico (Kanamori, 1994; Das & Aki, 1977).

Zhan *et al.* (2012) propone para el terremoto de Tohoku en 2011 una clasificación de la sismicidad con el fin de hacer un análisis más detallado de ésta, y además poder comparar entre sí eventos con soluciones similares. Esta idea es replicada en este trabajo, generando criterios de categorización de los eventos, para así tener la posibilidad de entregar discusiones específicas según el conjunto de sismos con el que se está tratando.

Se definen tres tipos de sismos presentes en la zona:

- Sismos con mecanismo focal de tipo inverso
- Sismos con mecanismo focal de tipo normal
- Sismos con mecanismo focal atípico para la zona de estudio

En estas categorías se encontraron diversos sismos superficiales los cuales fueron separados para su posterior análisis.

El presente capítulo detalla los pasos seguidos para la definición de los criterios de categorización de los eventos a estudiar, para luego explicar, a través del diagrama de rosas y de estadística, los resultados obtenidos para cada tipo de evento.

5.2. Criterio de categorización

5.2.1. Ángulo de deslizamiento

Se analiza la distribución del ángulo de deslizamiento de la falla (rake) para las soluciones obtenidas, con el objetivo de realizar una clasificación general de la sismicidad registrada. Para los sismos inversos, los valores están contenidos en el rango entre 90° y 120° . En cambio para la sismicidad con mecanismos focales del tipo normal, se considera un rake entre 240° y 270° . Para los mecanismos atípicos el rake toma valores entre 150° y 210° Stein & Wysession (2009).

5.2.2. Ángulo de rumbo

El ángulo de rumbo, o strike, de un mecanismo focal indica la orientación de los planos de falla. Para sismos de contacto en zonas de subducción el valor del strike está directamente relacionado con la dirección del plano de falla efectivo, que generalmente en estos casos viene dado, aproximadamente, por la orientación del margen convergente. Conociendo dicho valor, resulta conveniente hacer una comparación entre la orientación de la fosa con los valores de strike obtenidos en las soluciones de los mecanismos focales.

La categorización a través de este criterio se realiza estudiando la distribución media del ángulo de rumbo (strike) para la sismicidad registrada. Este análisis se lleva a cabo a través del diagrama de rosas, o rosetas, el cual indica las direcciones presentes para la sismicidad registrada. Con este diagrama es posible discriminar a través del strike la sismicidad de contacto asociada a un ángulo de rumbo similar al de la fosa, de la sismicidad normal o atípica cuyos ángulos de strike se alejan del valor esperado.

5.2.3. Ángulo de manto

De forma análoga al strike, el ángulo de manto (dip) de un mecanismo focal entrega información sobre el plano de falla. En este caso, el valor del dip se puede relacionar con la inclinación de dicho plano. Para bordes convergentes, al igual que el ángulo de rumbo, existen valores promedios de dip los cuales pueden contrastarse con los ángulos de manto de los sismos estudiados.

Este análisis se concentra en evaluar el valor del ángulo de manto de las soluciones obtenidas con un valor promedio del dip en la zona de contacto tomado del trabajo de Hayes *et al.* (2012). Con los resultados de esta estadística es posible no sólo discriminar el tipo de los sismos estudiados, si no que también analizar cuanto se diferencian los sismos de contacto del ángulo promedio de manto de la zona de subducción.

5.2.4. Profundidad

Para identificar la sismicidad superficial se realiza una revisión de la distribución de los eventos en las secciones transversales presentadas en la sección anterior. Luego, es necesario contrastar la localización en profundidad de los eventos con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012), con el objetivo de discriminar si los eventos ocurren, o no, en la placa Sudamericana.

5.3. Resultados

Al utilizar los criterios de clasificación señalados en la sección anterior, es posible separar la sismicidad asociada a la secuencia sísmica del terremoto de Iquique en tres grupos. Posteriormente se identificaron los sismos superficiales presentes en las tres categorías, los cuales son analizados en detalle.

A continuación se muestran los resultados para cada uno de ellos, considerando además la separación entre la actividad precursora y post sísmica.

5.3.1. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso

Como es de esperar, esta categoría concentra la mayoría de los eventos registrados tanto para la actividad previa como para la posterior al terremoto de Iquique. En esta sección se incluyen todos los sismos con mecanismo focal inverso. Esta sismicidad está, generalmente, asociada al contacto interplaca. Sin embargo, algunos de estos podrían haber ocurrido en la placa Sudamericana. Posteriormente los potenciales eventos superficiales son clasificados y analizados en su propia sección.

Para incluir a un evento dentro de esta clasificación se toma en cuenta que tanto la orientación de strike, y el ángulo del dip. En el caso del ángulo de orientación del plano de falla, se toma en consideración el strike de la fosa, el cual para el segmento de Iquique tiene una orientación preferentemente N-S. Por otra parte, el ángulo de inclinación de la zona de contacto para el segmento en estudio se encuentra en el rango entre los 15° y 30° (Cahill & Isacks, 1992; Comte & Suárez, 1995; Delouis *et al.*, 1996; Husen & Asch, 1999). Para el caso del modelo de slab propuesto por Hayes *et al.* (2012), el dip en la zona de contacto muestra un valor promedio de 24° en la zona cercana a los 50 km al Este de la fosa. En esta zona se pueden presentar eventos inversos de tipo thrust asociados al contacto y superficiales, siendo el rango de valor del dip antes mencionado una buena forma de discriminar el tipo de evento al cual corresponde.

Precursores

Tras la inspección visual se identificaron 25 eventos que corresponden a esta categoría. Estos se distribuyen preferentemente frente a las costas de la localidad de Pisagua, en las cercanías de la zona de ruptura producida por el terremoto de Iquique (ver Figura 5.1).

Al obtener el diagrama de rosa, se observa una tendencia en el strike que sigue la línea de la fosa, indicando que esta sismicidad se relaciona con el contacto de la placa de Nazca y Sudamericana. El valor promedio del strike obtenido fue de 330° , y se observa en la roseta ubicada en el costado superior izquierdo de la distribución de la sismicidad en planta de la Figura 5.1.

Evalutando el valor del dip de la solución de los mecanismos focales se encuentra que, en general, la sismicidad precursora de tipo inverso presenta un alto ángulo de manteo, el cual promedia los 34° al utilizar la solución con doble par de fuerzas neta. Esto se ve reflejado en la sección transversal, perfil A-B, de los mecanismos focales obtenidos, y el gráfico de distribución del ángulo de manteo presentados en la Figura 5.2. La misma figura (5.1) muestra que la distribución de la sismicidad ajusta, de forma general, con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012). Sin embargo, se observan sismos superficiales, indicados en rojo en la Figura 5.2, los cuales son analizados posteriormiente.

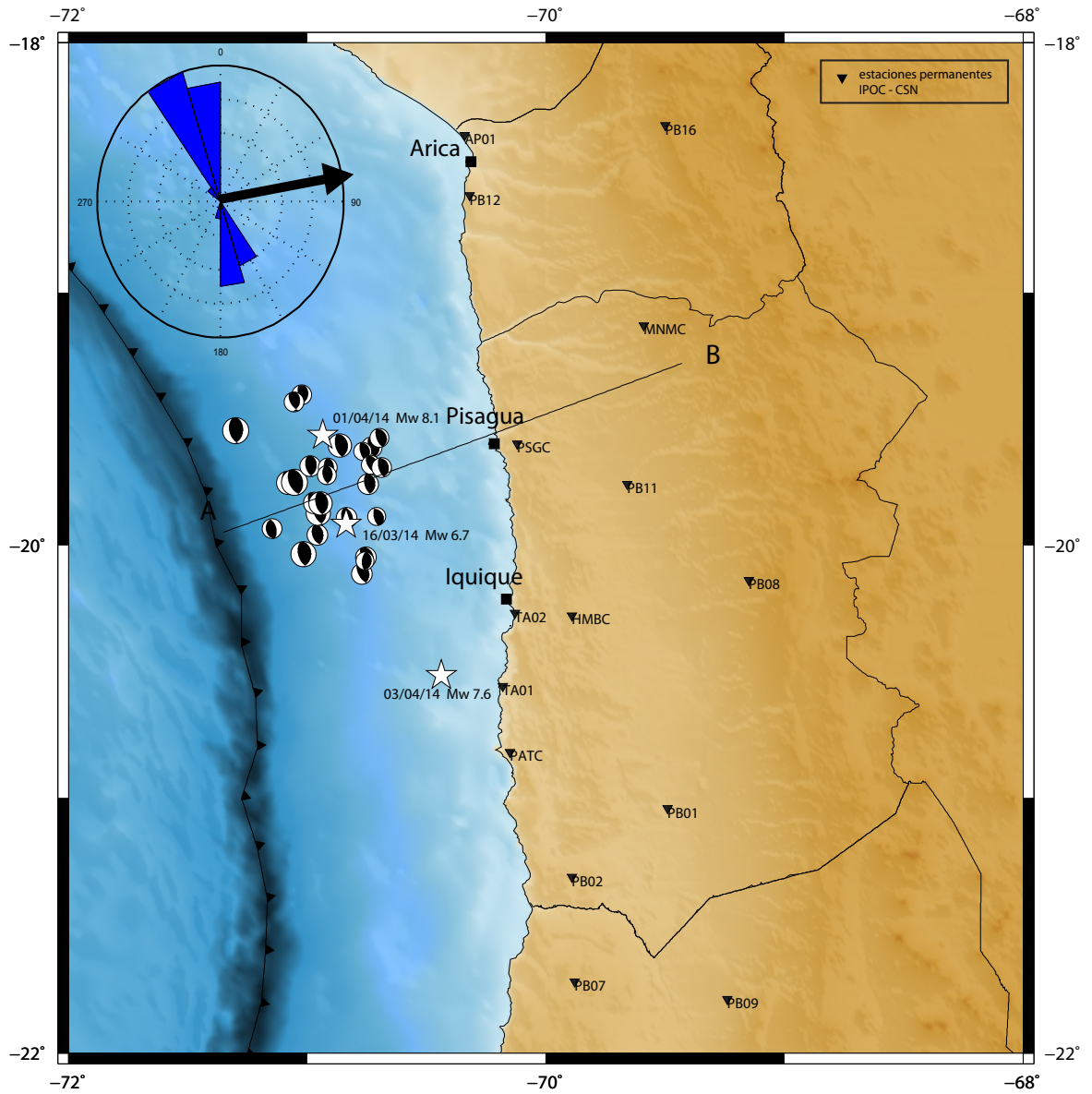


Figura 5.1: Sismos de tipo inverso clasificados siguiendo criterios de strike con respecto al Norte y dip con respecto al Este, para la actividad precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con el strike promedio obtenido para estos datos, el cual alcanza los 330° . La flecha negra indica la orientación de la convergencia entre placas, la cual se estima en 79° NE (Kendrick *et al.* , 2003), mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3 cm/año y los 6.8 cm/año (Kendrick *et al.* , 2003; Vigny *et al.* , 2009).

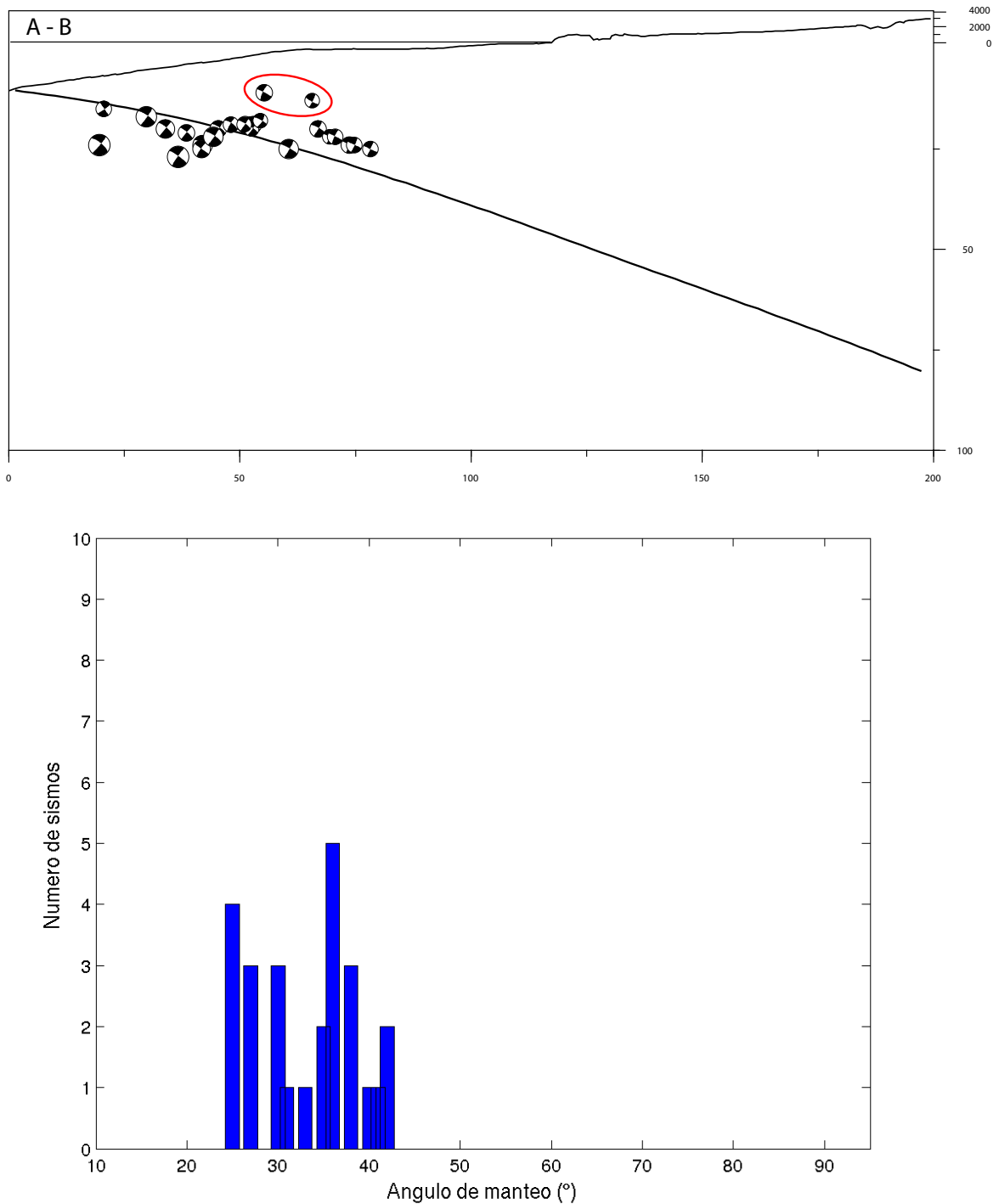


Figura 5.2: (arriba) Sección transversal de los mecanismos focales para la sismicidad precursora categorizada como tipo inverso. La ubicación del perfil A-B se puede ver en la figura 5.1. La localización del hipocentral de los eventos se muestra concordante con el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012), indicado con la línea continua. Sin embargo, es posible observar que algunos sismos presentan localizaciones más superficiales, los cuales serán discutidos más adelante. (abajo) Distribución del dip con respecto al Este para la sismicidad registrada durante el mes de Marzo de 2014. Se observa un predominio de sismos de manto alto con respecto al slab, los cuales promedian los 34° y se ubican en los primeros 50 km al Este de la fosa.

Réplicas

Siguiendo los mismos pasos que fueron utilizados para la sismicidad precursora, se obtiene por inspección visual de las soluciones obtenidas un total de 90 sismos inversos, los cuales se distribuyen en la zona central del segmento de Iquique, hacia el sur del área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014 (ver Figura 5.4).

Por otra parte, analizando los valores de strike obtenidos para los mecanismos focales generados se observa un lineamiento similar a la de la actividad precursora con un ángulo promedio que alcanza los 340° . Esto indica un comportamiento similar a la actividad registrada durante el mes anterior a la ocurrencia del terremoto de Iquique.

Al revisar la estadística del ángulo de manto para la actividad post sísmica del terremoto estudiado, se aprecia que la tendencia de valores de dip altos mostrada en la actividad precursora se mantiene. Para el caso de las réplicas el valor promedio del dip llega a los 38° utilizando la solución de doble par de fuerzas neta, y a los 31° al usar el método de dipolo compensado. Esta información señalada se muestra en la Figura 5.3, la cual incluye la estadística obtenida para el ángulo de manto para ambos tipos de solución. Por otra parte, la Figura 5.5 muestra la distribución de la sismicidad en cortes transversales A-B y C-D. En este último punto se observa que, al igual que la sismicidad precursora, la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014 representa de buena forma el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012). Por último es posible apreciar un posible evento con menor profundidad (marcado por la elipse roja), el cual será analizado posteriormente en la sección de sismos superficiales.

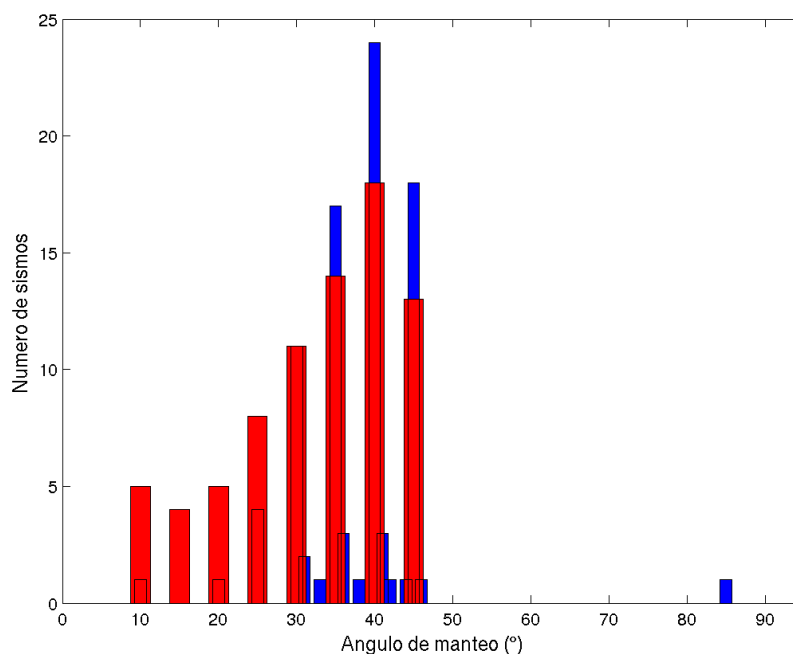


Figura 5.3: Distribución del dip, para el plano con respecto al Este, para la sismicidad mencionada y sus soluciones con 100% doble par de fuerzas (en azul y línea sólida), y CLVD (en rojo). Se observa, al igual que en la sismicidad precursora, un predominio de valores de manto con un promedio de 38° con el método de *double couple*, y de 31° con la solución de dipolo compensado.

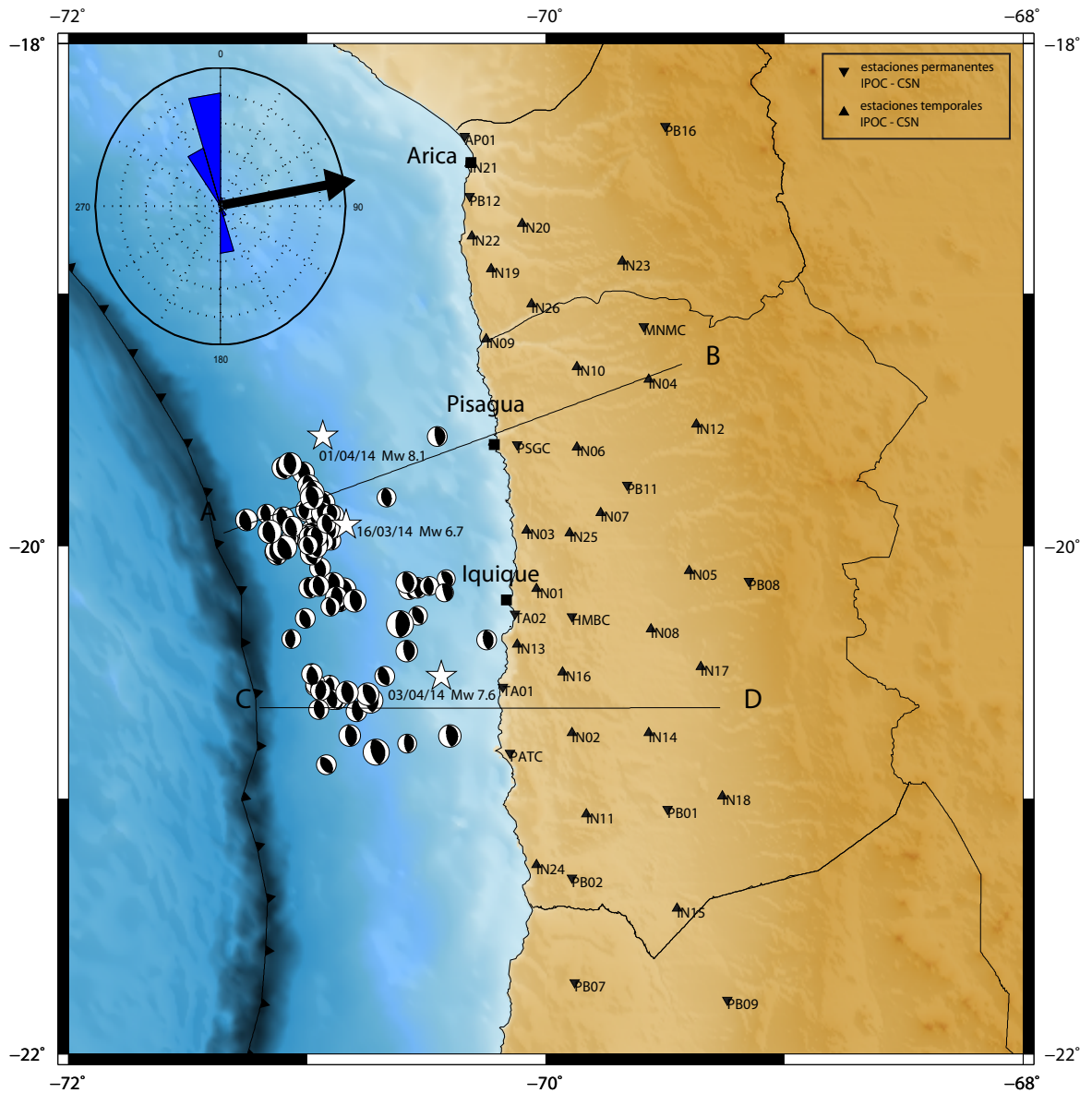


Figura 5.4: Sismos clasificados como tipo inverso siguiendo criterios de inspección visual, strike y dip, para las réplicas del terremoto de Iquique registradas entre los meses de Abril y Julio de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con el strike promedio obtenido, con respecto al Norte, para esta serie, el cual tiene un valor de 340° . La flecha negra indica la orientación de la convergencia entre placas, la cual se estima en 79°NE (Kendrick *et al.*, 2003), mientras que la velocidad de convergencia varía entre los 6.3 cm/año y los 6.8 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003; Vigny *et al.*, 2009).

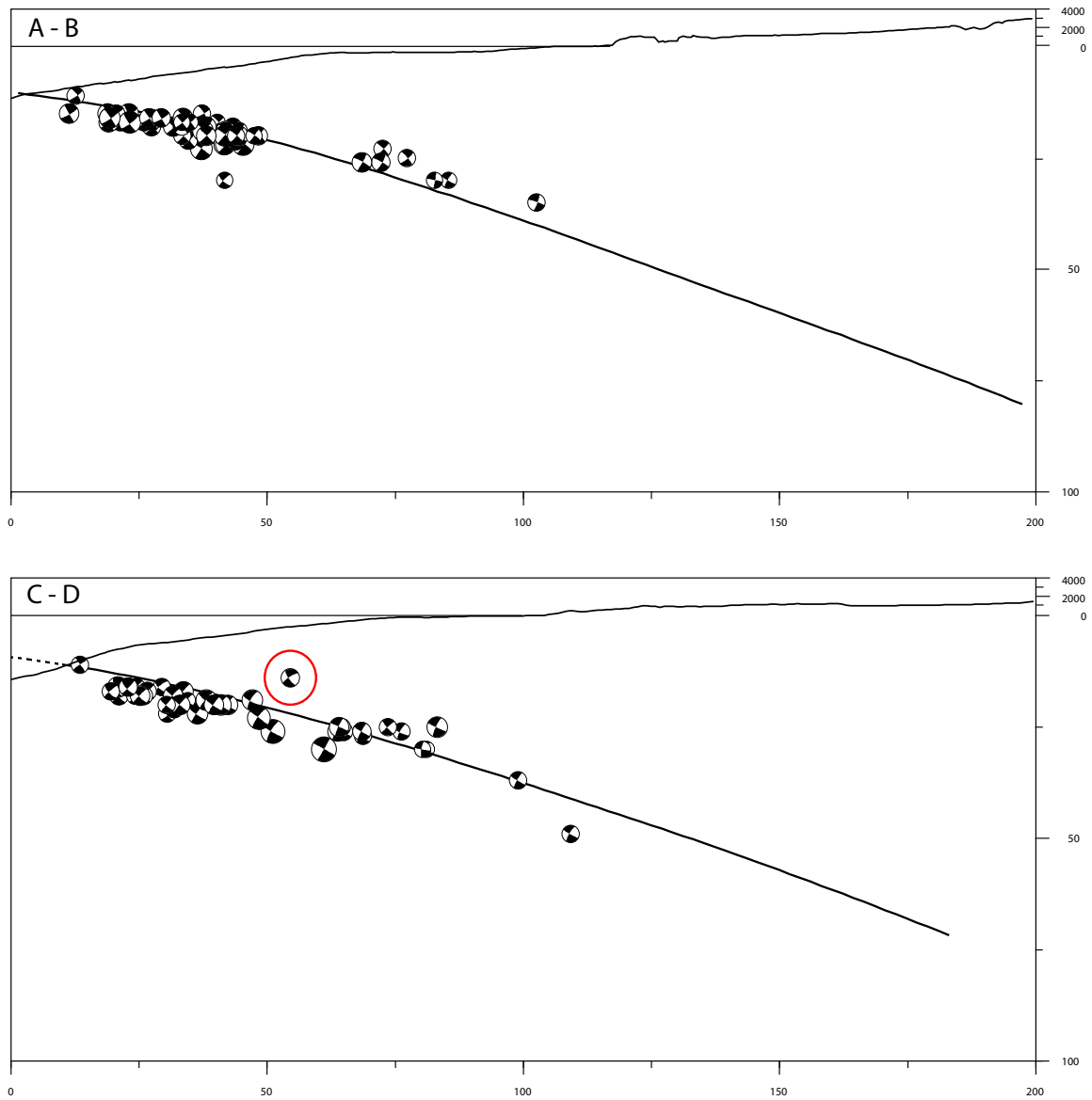


Figura 5.5: (arriba) Secciones transversales de los mecanismos focales para las réplicas registradas entre Abril y Julio 2014 de los sismos caracterizados como inversos. La ubicación de los perfiles A-B y C-D se ve en la figura 5.3. En las secciones es posible ver como las réplicas de este tipo de eventos sigue la tendencia marcada por el modelo de subducción de Hayes *et al.* (2012) indicado con la línea continua. (abajo) Distribución del dip, para el plano con respecto al Este, para la sismicidad mencionada y sus soluciones con 100 % doble par de fuerzas. Se observa, al igual que en la sismicidad precursora, un predominio de valores de manteo con un promedio de 38° los cuales se concentran en los primeros 50 km al Este de la fosa.

5.3.2. Sismos con mecanismo focal normal

Para la selección de eventos en esta categoría, el ángulo de deslizamiento de la solución propuesta debe estar contenido en el rango entre 240° y 270° . Para esta zona de estudio, los eventos de tipo normal no presentan, *a priori*, una orientación con respecto al norte o un ángulo de manteo en particular, por lo que a diferencia de la clasificación de la sismicidad tipo inverso, los valores de strike y dip pasan a ser información para interpretar la naturaleza del evento, más que un criterio de selección.

Precursores

De la misma forma que para los sismos de tipo inverso, se realiza como primer paso una inspección visual para determinar la actividad precursora que tenga características de sismicidad de tipo normal. Luego de dicha revisión se obtiene que solamente un evento cumple dicha condición. Este se ubica, al igual que la mayoría de la sismicidad previa al terremoto, en las cercanías del epicentro del evento principal, y más aún a una corta distancia del sismo precursor de mayor magnitud (M_w 6.7), registrado el 16 de Marzo de 2014 (ver Figura 5.6).

Al revisar el strike, con respecto al Norte, del único sismo precursor clasificado con un mecanismo focal de tipo normal se observa que su lineamiento, a diferencia de los sismos inversos, no mantiene relación con la dirección de la fosa y se presenta más bien con una orientación NE-SW con ángulo de rumbo de 230° .

Para el caso del ángulo de inclinación del plano de falla se mantiene la tendencia, presente en ambos casos de la sismicidad inversa, de alto ángulo en las soluciones. Como se muestra en parte inferior de la Figura 5.7 para este evento categorizado como normal se alcanzan los 65° manteando hacia el Oeste. Por otra parte, la parte superior de la misma imagen muestra su ubicación a lo largo de la sección transversal A-B, la cual muestra un leve distanciamiento del modelo planteado por Hayes *et al.* (2012), lo cual indica que podría tratarse de un sismo superficial.

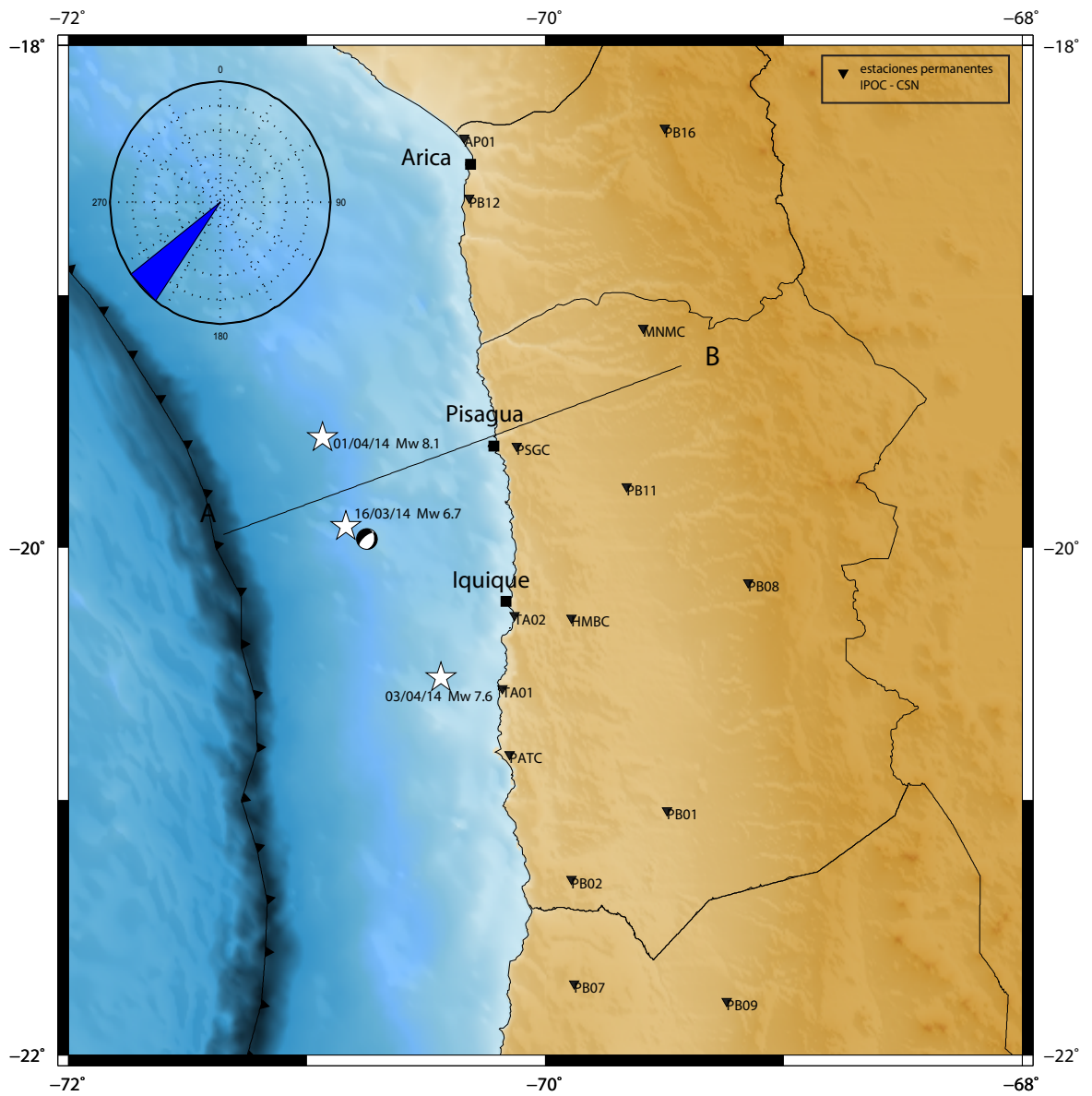


Figura 5.6: Sismo de tipo normal clasificado siguiendo criterios de inspección visual, strike y dip, para la actividad precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra el strike, de 230°, obtenido para este único sismo.

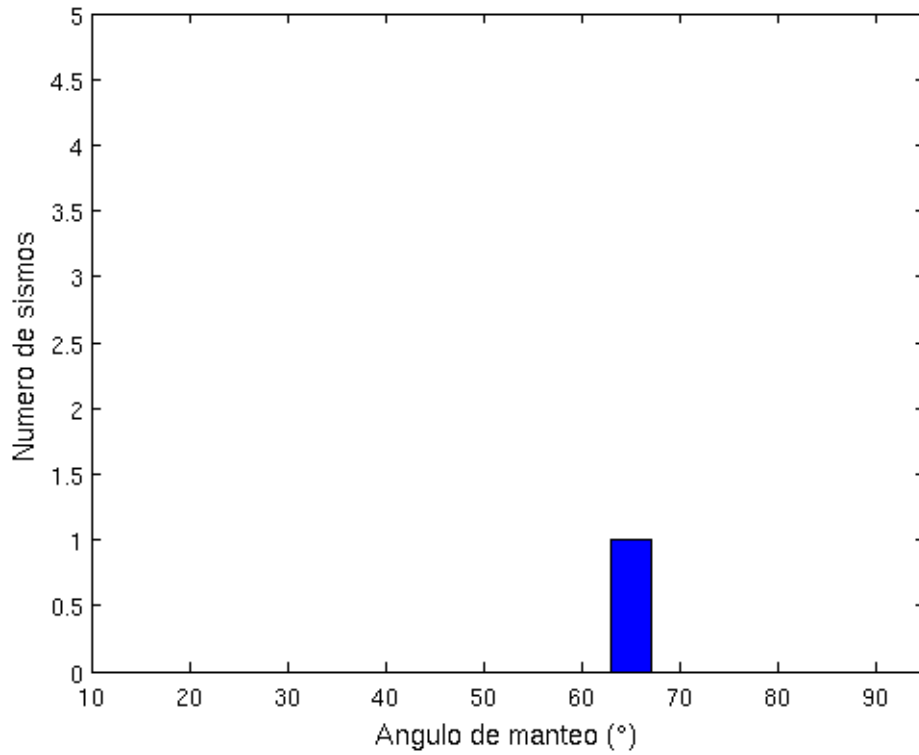
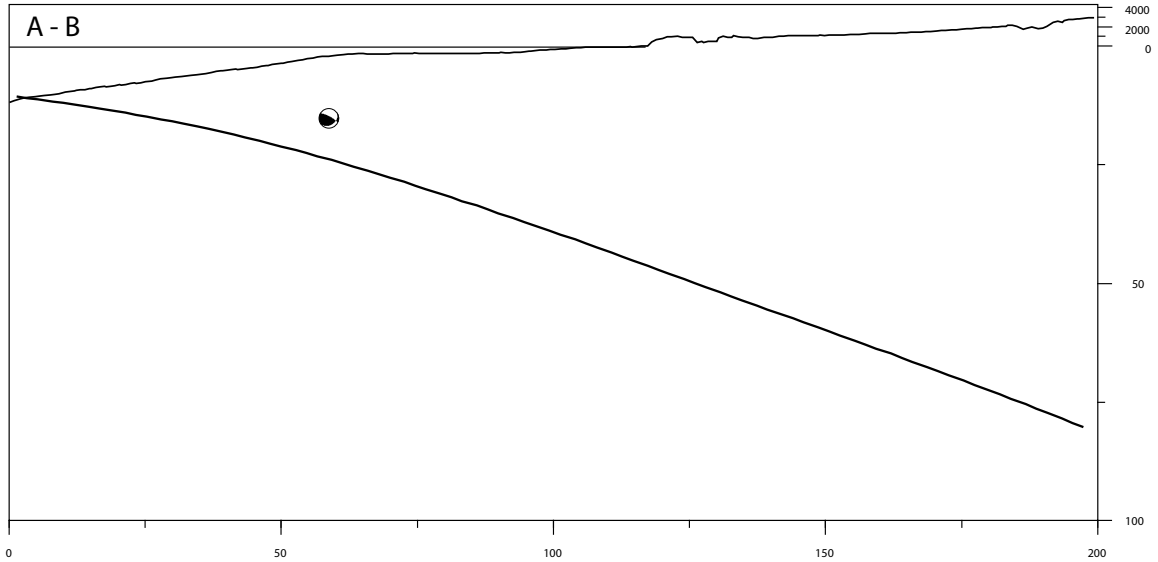


Figura 5.7: (arriba) Sección transversal para el sismo precursor clasificado como mecanismo focal de tipo normal. Este evento se ubica sobre la línea de slab (Hayes *et al.*, 2012), lo que podría indicar posible fallamiento en la placa sudamericana. La ubicación del perfil A-B se observa en la figura 5.6. (abajo) Dip del plano con respecto al Oeste para el evento de tipo normal registrado durante el mes de Marzo de 2014. El ángulo de inclinación alcanza los 65° para este sismo.

Réplicas

Para el caso de las réplicas registradas desde el día del evento principal, ocurrido el 1 de Abril de 2014, hasta fines del mes de Julio de 2014 se obtiene que existen cuatro sismos con características de tipo normal. Estos eventos presentan una distribución heterogénea a lo largo de la zona central del segmento de Iquique, la cual se muestra en la Figura 5.9.

En referencia al valor del ángulo de rumbo, se destaca un grupo de tres sismos los cuales presentan un lineamiento similar a la sismicidad de tipo inversa, con valores de strike promedio de 340° . Por otra parte, el sismo restante muestra un rumbo parecido al del evento clasificado como normal para la actividad precursora, alcanzando un strike de 205° con orientación NE-SW.

Sobre el valor del ángulo de manto de los eventos en esta categoría es posible afirmar que no se presenta una tendencia clara, como se daba en los casos anteriores. Por el contrario, se observa una distribución heterogénea de los resultados, en donde para cada evento se tiene un dip distinto. Como dato estadístico es posible señalar que el promedio para esta clasificación llega a los 44° (ver Figura 5.8). Sin embargo, si se hace la separación en subgrupos como se menciona en el párrafo anterior y se consideran los tres eventos con strike similar, es posible obtener un dip promedio de 53° , dejando por otra parte una inclinación de 15° para el evento con orientación NE-SW. Finalmente, las secciones transversales muestran la presencia de un evento superficial contenido en los eventos identificados con mecanismo focal de tipo normal (ver Figura 5.10), el cual se analizara posteriormente.

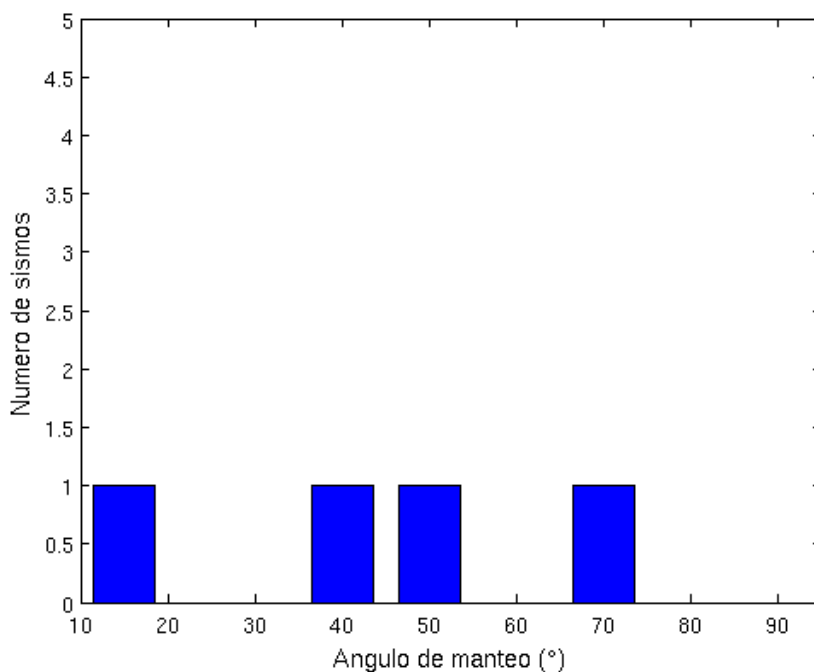


Figura 5.8: Distribución del dip con respecto al Este para la sismicidad mencionada. Se observa que para este tipo de eventos el dip de los eventos no presenta una tendencia clara que ayude a interpretar su naturaleza.

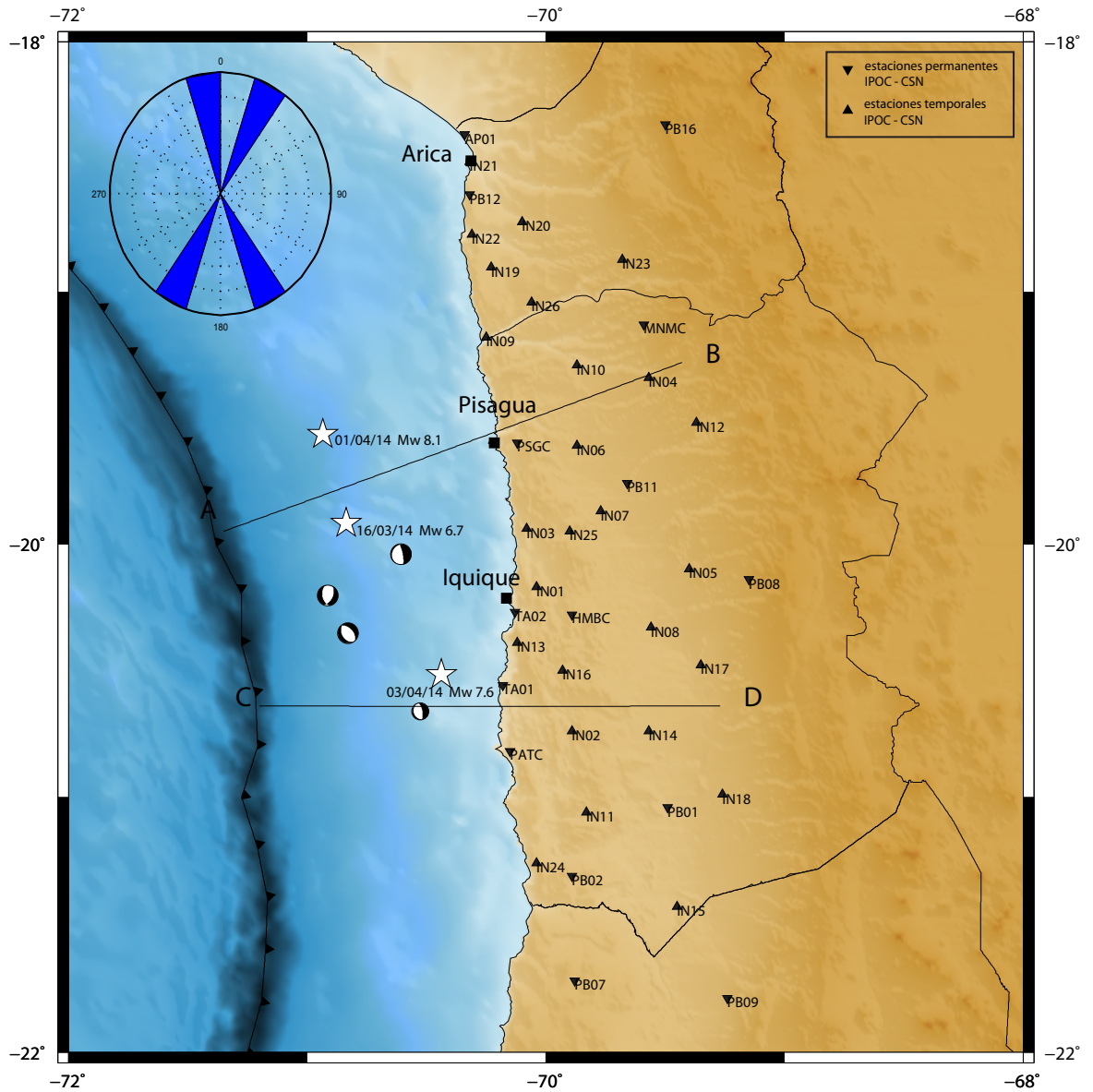


Figura 5.9: Sismos con mecanismo de foco de tipo normal obtenidos tras la revisión visual, y de los ángulos de strike y dip para la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014. La roseta ubicada en la esquina superior izquierda muestra las tendencias de orientación de los planos de falla obtenidas para los datos señalados. Se observan dos lineamientos principales con ángulos de 340° y 205° .

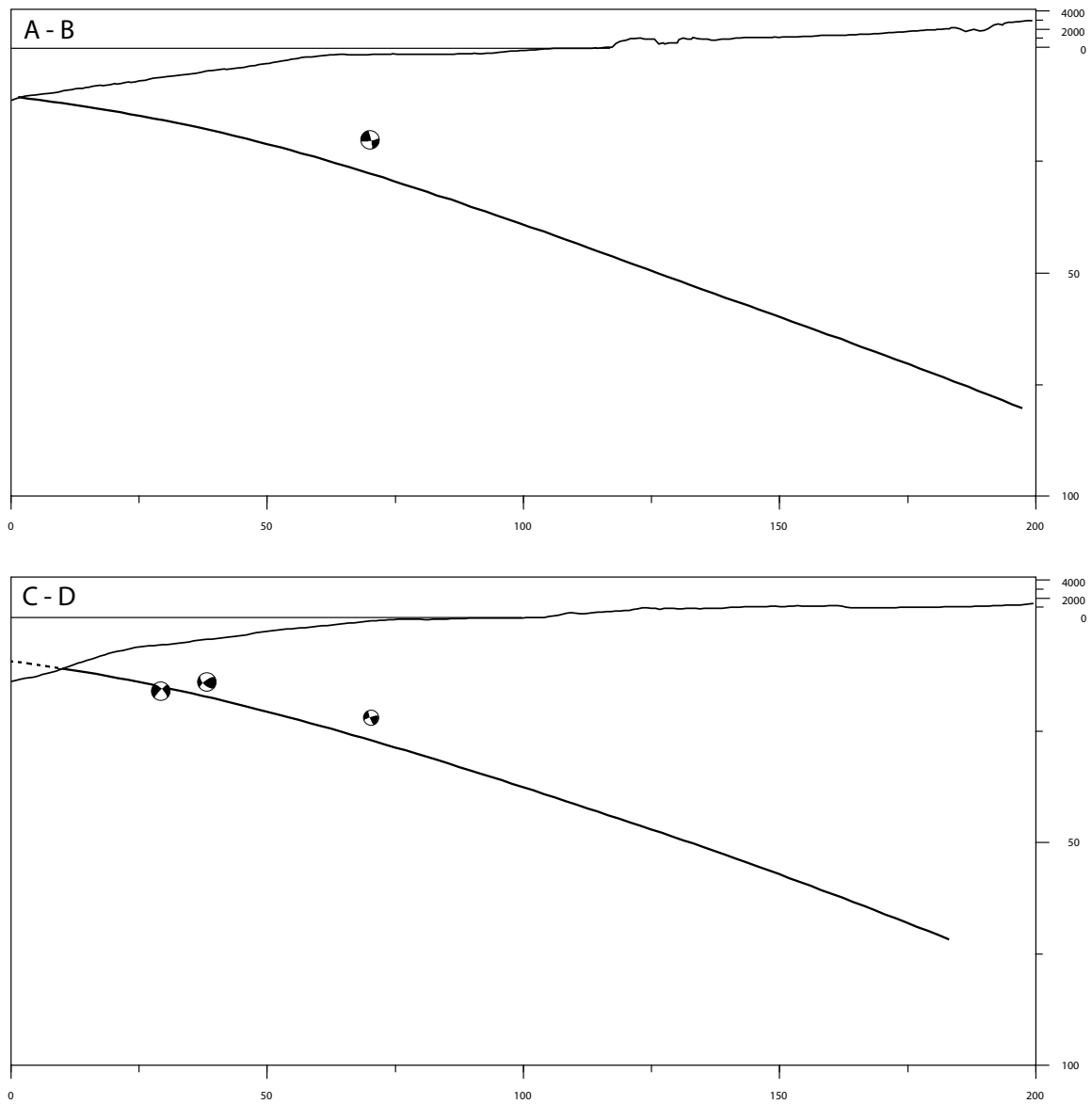


Figura 5.10: Sección transversal de los mecanismos focales de tipo normal para las réplicas del terremoto de Iquique registradas hasta el mes de Julio de 2014. La ubicaciones de los perfiles A-B y C-D se muestran en la figura 5.9. En cuanto a su localización en profundidad, estos sismos muestran un comportamiento que sigue al modelo de slab de Hayes *et al.* (2012).

5.3.3. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona

Esta categoría nace como respuesta a la alta heterogeneidad de tipos de sismos registrados en la zona de estudio. Si bien es cierto, ha sido posible categorizar eventos con mecanismos focales propios de un contacto interplaca, y además soluciones de tipo normales, es necesaria la creación de una categoría que incluya a los mecanismos focales cuyas orientaciones de ejes de presión, y por ende de planos de falla, no son usuales para una zona de subducción. Es por esto que la clasificación de sismos con mecanismo focal atípico considera soluciones obtenidas con orientaciones anómalas, como por ejemplo E-W, mecanismos focales de tipo inverso con rotaciones poco frecuentes en el strike, y por último orientaciones en el ángulo de rumbo poco concordantes con la tectónica general de la zona.

Precursores

Luego de realizar la inspección visual de las soluciones obtenidas se determina que existen 8 eventos atípicos que ocurren durante la secuencia del mes de Marzo de 2014. Estos eventos muestran mecanismos focales con orientaciones poco frecuentes para la zona, lo que indica que se está en presencia de sismos anómalos para este segmento.

Analizando el strike de esta categoría se observa que, a pesar de ser una sismicidad poco frecuente esta presenta una tendencia de orientación con un grupo de seis eventos con lineamiento que se puede aproximar en dirección E-W. Mientras que los dos eventos restantes se presentan como mecanismos inversos con leves rotaciones y lineamiento aproximado N-S. La distribución discutida se encuentra en la Figura 5.11, donde además se aprecia que al igual que para los otros tipos de sismos precursores su localización se concentra en un sector cercano al epicentro del terremoto de Iquique.

En cuanto a la distribución del dip para la clasificación de este tipo de sismos, es posible decir que su tendencia es a mostrar altos ángulos, que van por sobre los 40° manteniendo hacia el Oeste, con un promedio de 58° . Al igual que para los sismos de tipo normal, la distribución del ángulo de manteo no muestra una tendencia clara, lo cual habla de la alta complejidad de la sismicidad registrada en la zona de estudio. La Figura 5.12 muestra, en su parte inferior, lo comentado anteriormente.

Por otra parte, la Figura 5.12 en su parte superior muestra la distribución de la sismicidad a lo largo del perfil A-B. Es posible notar que la localización del subconjunto de seis eventos (indicados con la elipse roja) antes mencionado es superficial, en contraste a todos los eventos previamente discutidos. Además esto se hace más notorio al momento de comparar su ubicación con el modelo de slab planteado por Hayes *et al.* (2012), pudiendo tratarse de eventos generados en la placa sudamericana, los cuales serán discutidos posteriormente.

Para los dos eventos restantes, no se observa una relación entre ellos, y sus ubicaciones bajo el modelo de subducción de Hayes *et al.* (2012) podrían indicar una transferencia de esfuerzos hacia la placa de Nazca debido al acoplamiento en la zona de contacto.

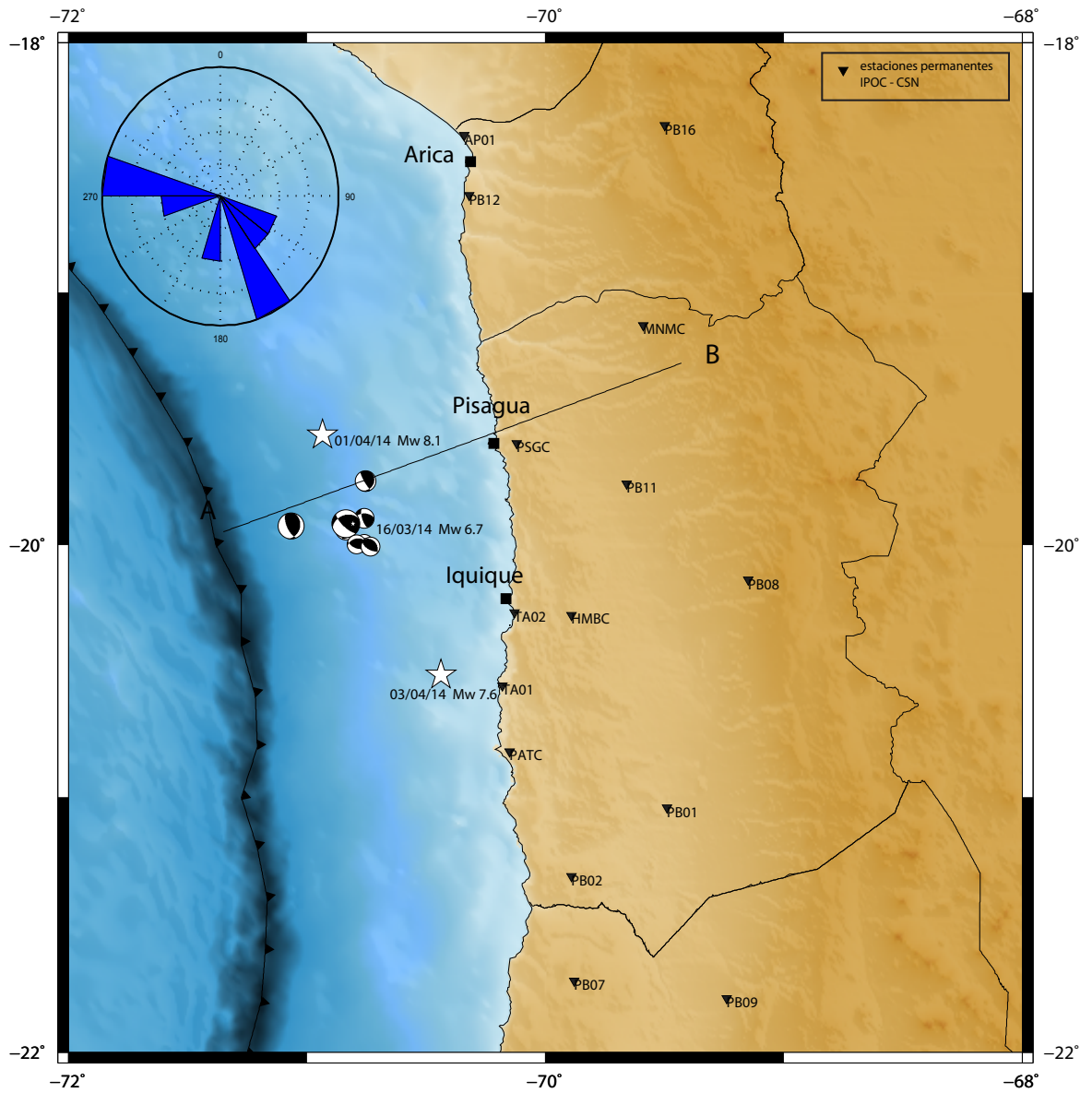


Figura 5.11: Sismicidad precursora clasificada como inusual debido a los mecanismos focales, los cuales muestran orientaciones, en el strike, atípicas para la zona. En el costado superior izquierdo de la representación en planta se muestra la roseta con las tendencias de strike obtenidas para los datos señalados. Se observan dos lineamientos predominantes, uno en la dirección N-S y otro en la dirección E-W, con ángulos de 170° y 275° , respectivamente.

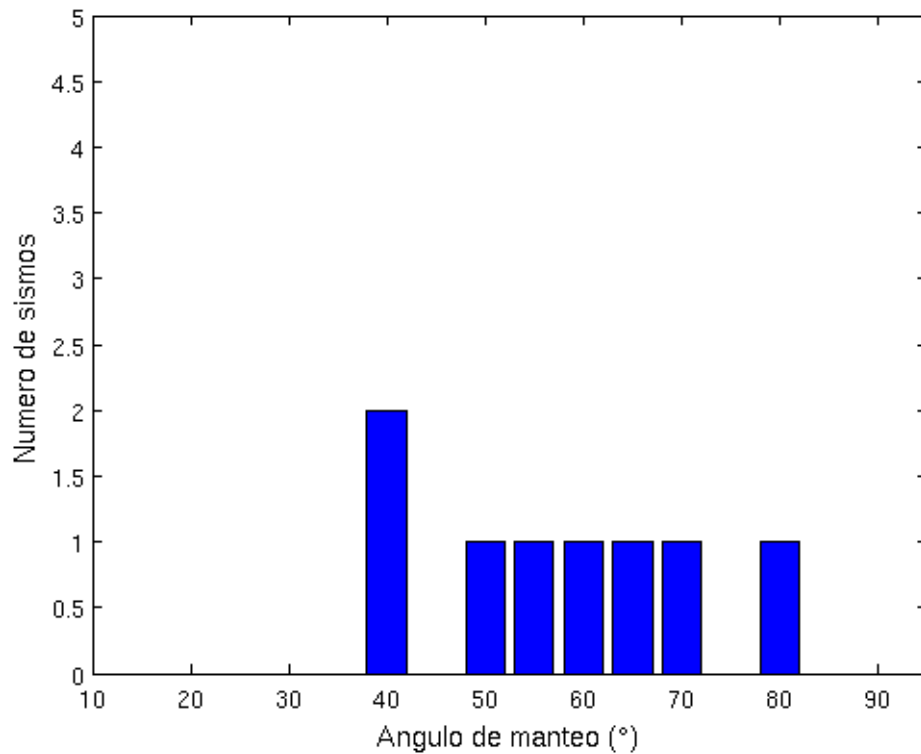
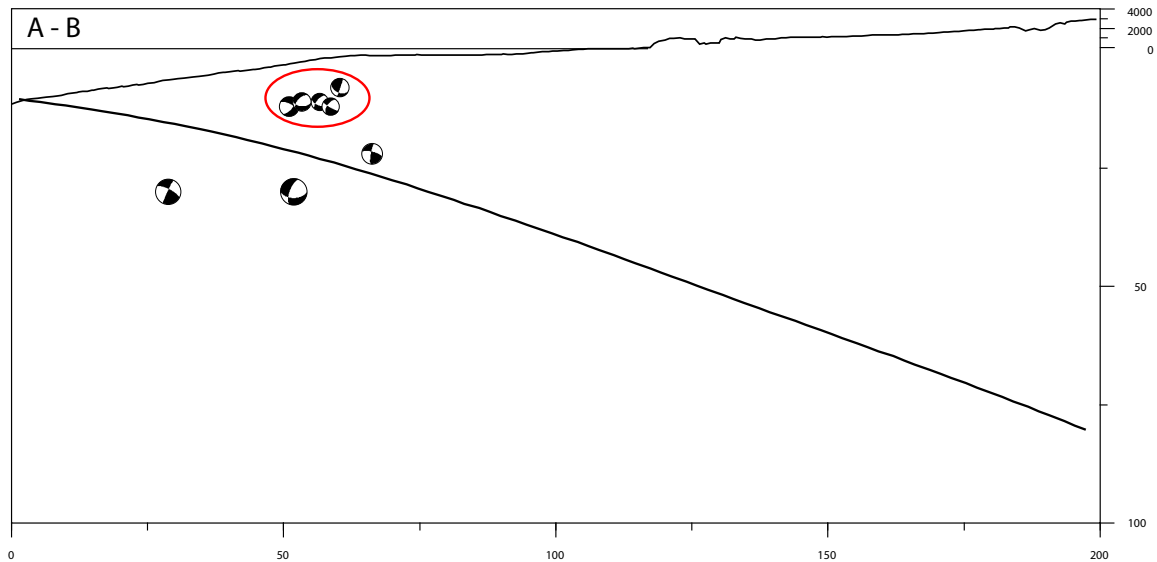


Figura 5.12: (arriba) Sección transversal de los mecanismos focales atípicos obtenidos para la secuencia precursora analizada. La ubicación del perfil A-B se puede revisar en la figura 5.11. Se observa que la actividad sísmica precursora se aleja del modelo de slab Hayes *et al.* (2012), mostrándose con localizaciones más someras posibles de asociarse a la placa sudamericana. (abajo) Distribución del dip para la sismicidad precursora. Se observa que para este tipo de eventos el dip se distribuye de forma heterogénea, pero con una tendencia hacia los ángulos de dip mayores a 40°. El promedio del manteo para este tipo de sismicidad es de 58°.

Réplicas

Para las réplicas registradas hasta el mes de Julio de 2014 se clasifican 22 eventos dentro de la categoría de sismos atípicos. Para los mecanismos focales obtenidos en este subconjunto se observa una distribución heterogénea que cubre una amplia región de la zona central del segmento de Iquique.

En función del strike obtenido se observan tres lineamientos predominantes, los cuales se muestran en la Figura 5.14, uno que se puede relacionar con la orientación de la fosa y cuyo promedio de rumbo es de 330° . Otro grupo presenta una orientación E-W, similar a la observada en la sismicidad precursora, cuyo strike promedio alcanza los 100° . Por último, se distingue un grupo de algunos eventos con una orientación preferente NE-SW y cuyo ángulo promedio es cercano a los 70° N.

Sobre el ángulo de manteo, es posible comentar que estos eventos se concentran en un rango comprendido entre los 35° y 50° , mostrando un valor promedio de 50° E. La Figura 5.13 muestra lo señalado anteriormente. Por otra parte la Figura 5.15 presenta la distribución a lo largo de las secciones transversales A-B y C-D de la sismicidad clasificada como atípica para la zona de estudio. En ella se puede observar que la mayoría de las localizaciones de foco ajustan de buena forma el modelo de subducción planteado por Hayes *et al.* (2012). Sin embargo, la presencia de sismos con mecanismos focales inusuales para la zona de contacto, , y con profundidad somera, llevan a señalar nuevamente que se está frente a una secuencia sísmica de alta complejidad.

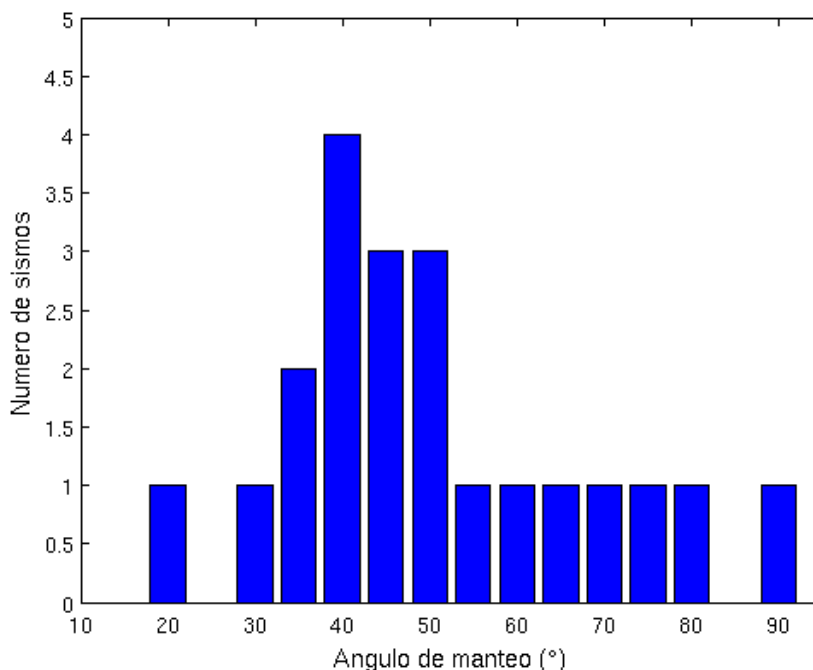


Figura 5.13: Distribución del dip para la sismicidad señalada. El dip de la sismicidad se concentra entre los 35° E y 50° E, aunque con presencia de eventos de alto ángulo. Se obtiene un promedio de manteo de 50° con respecto al Este.

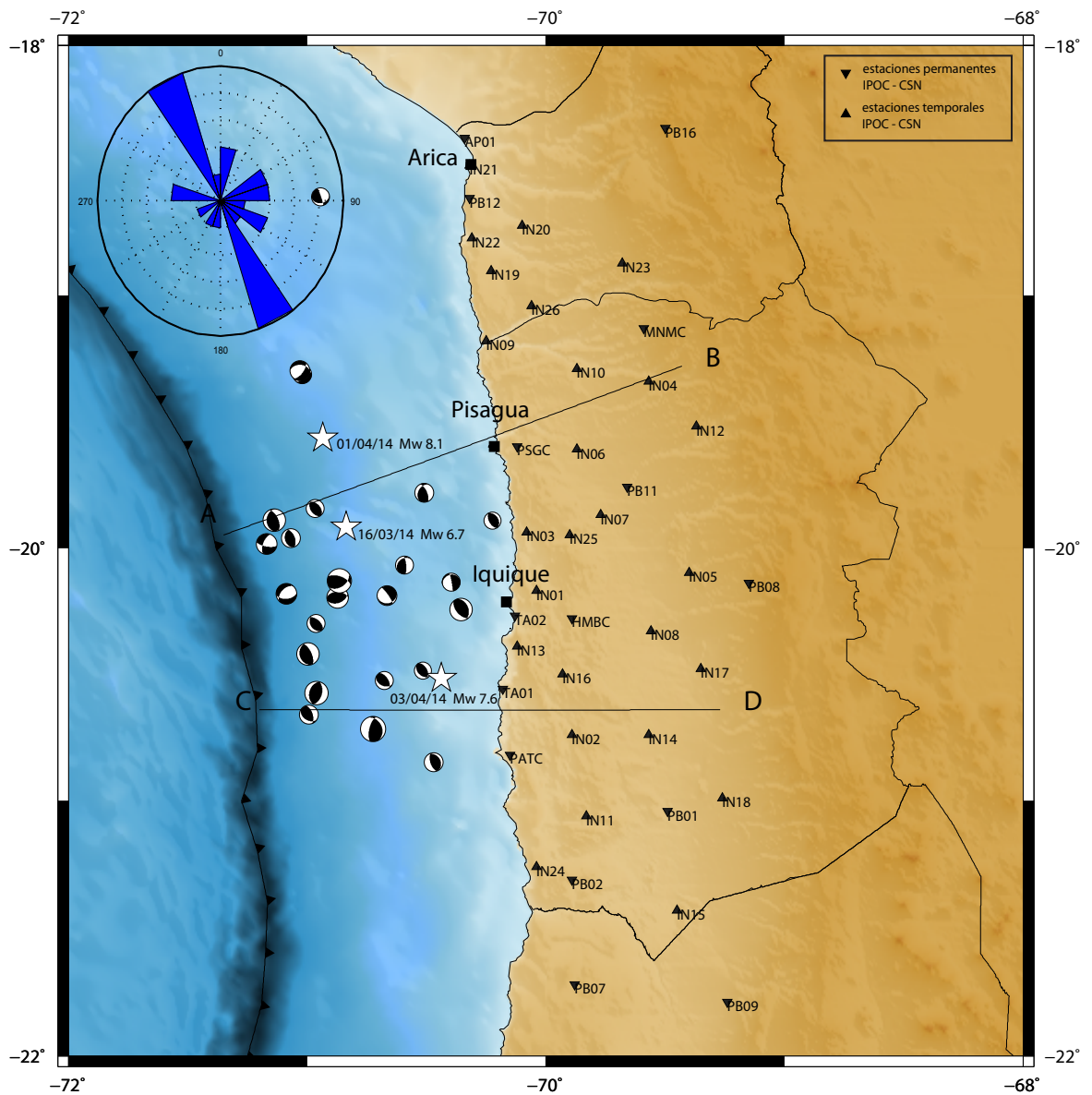


Figura 5.14: Sismos con mecanismo focal atípico para la zona de estudio obtenidos según criterio de clasificación para la actividad post sísmica registrada hasta el mes de Julio de 2014. En el costado superior izquierdo se encuentra el diagrama de rosas con el strike de los datos señalados. Al igual que para la sismicidad precursora de este tipo, la distribución del strike se muestra con tendencias promedio predominantes las que se orientan aproximadamente en dirección N-S, con 330°; E-W, con 100°; y NE-SW, con un strike promedio de 70°.

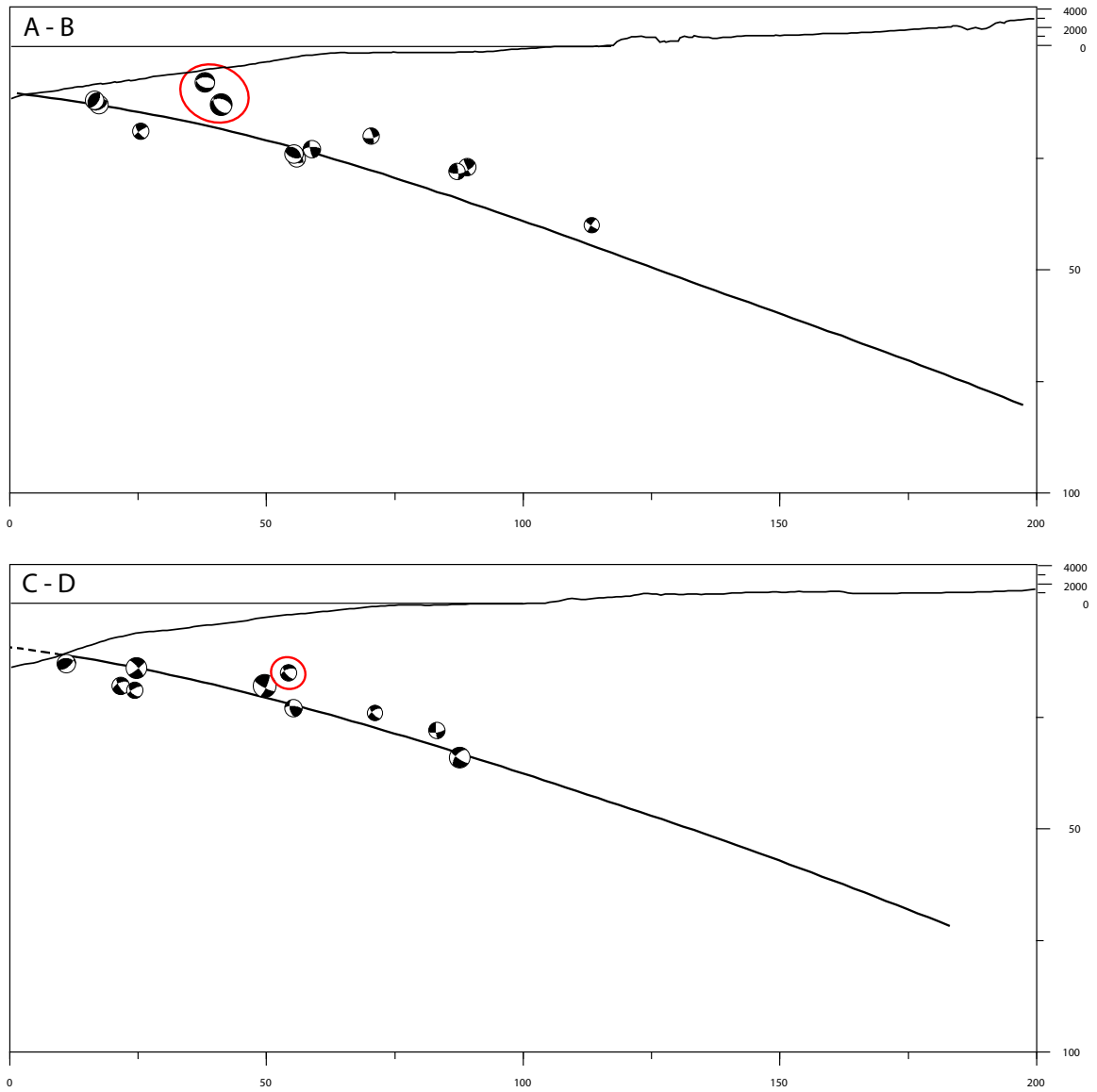


Figura 5.15: Secciones transversales de los mecanismos focales atípicos de las réplicas del terremoto de Iquique. La ubicación de los perfiles A-B y C-D se muestran en la Figura 5.14. Se observa una localización de foco que sigue el modelo de subducción planteado por Hayes *et al.* (2012), sin embargo algunos eventos son identificados como superficiales (elipse roja).

5.3.4. Sismos Superficiales

Independiente de la solución de mecanismo focal obtenida, durante la etapa previa al terremoto de Iquique se registraron varios eventos con una profundidad somera, los cuales se localizan en la placa Sudamericana Ruiz *et al.* (2014). Posterior al evento principal, este comportamiento se mantuvo presente, aunque en menor medida.

Para la categoría de sismos superficiales se toman en cuenta todos los eventos previamente clasificados, pero se utiliza como criterio que su profundidad sea menor a la zona de contacto propuesta por Hayes *et al.* (2012).

Precursores

Durante el mes de Marzo de 2014, se registraron 15 sismos superficiales con magnitud de momento mayor o igual a 4.5 ($M_w > 4.5$), los cuales mostraron su *peak* de actividad desde el 16 de Marzo de 2014 cuando se registró un sismo de magnitud M_w 6.7 (Ruiz *et al.* , 2014). Las Figuras 5.16 y 5.17 muestran la distribución en planta y perfil de la sismicidad superficial registrada en el segmento de Iquique previo al terremoto M_w 8.1 (1 de Abril de 2014).

Estos eventos presentan una diversidad de mecanismos focales, sin una clara tendencia de orientación. Sin embargo es posible identificar una mayoría de sismos que muestran soluciones de mecanismos de foco rotados, los cuales se alinean preferentemente E-W. Por otra parte, en la vecindad de la zona afectada por el sismo M_w 6.7 se observa un grupo con un azimuth NW-SE. Ambos casos serán discutidos en la siguiente sección.

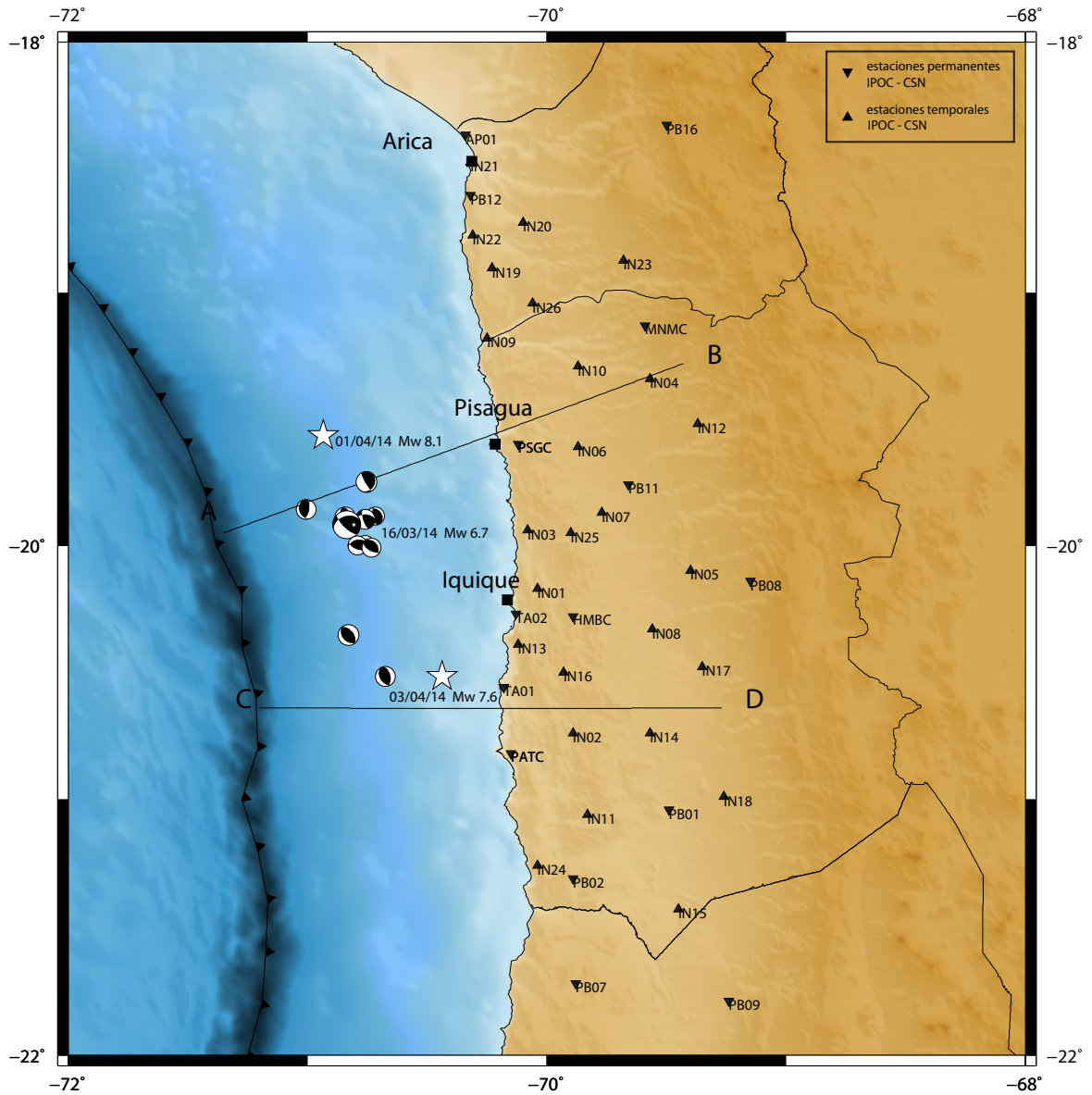


Figura 5.16: Distribución de la sismicidad superficial precursora registrada durante el mes de Marzo de 2014. Las estrellas blancas representan los epicentros (de norte a sur) del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), del evento precursor de mayor magnitud (Mw 6.7, 16/03/14) y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14).

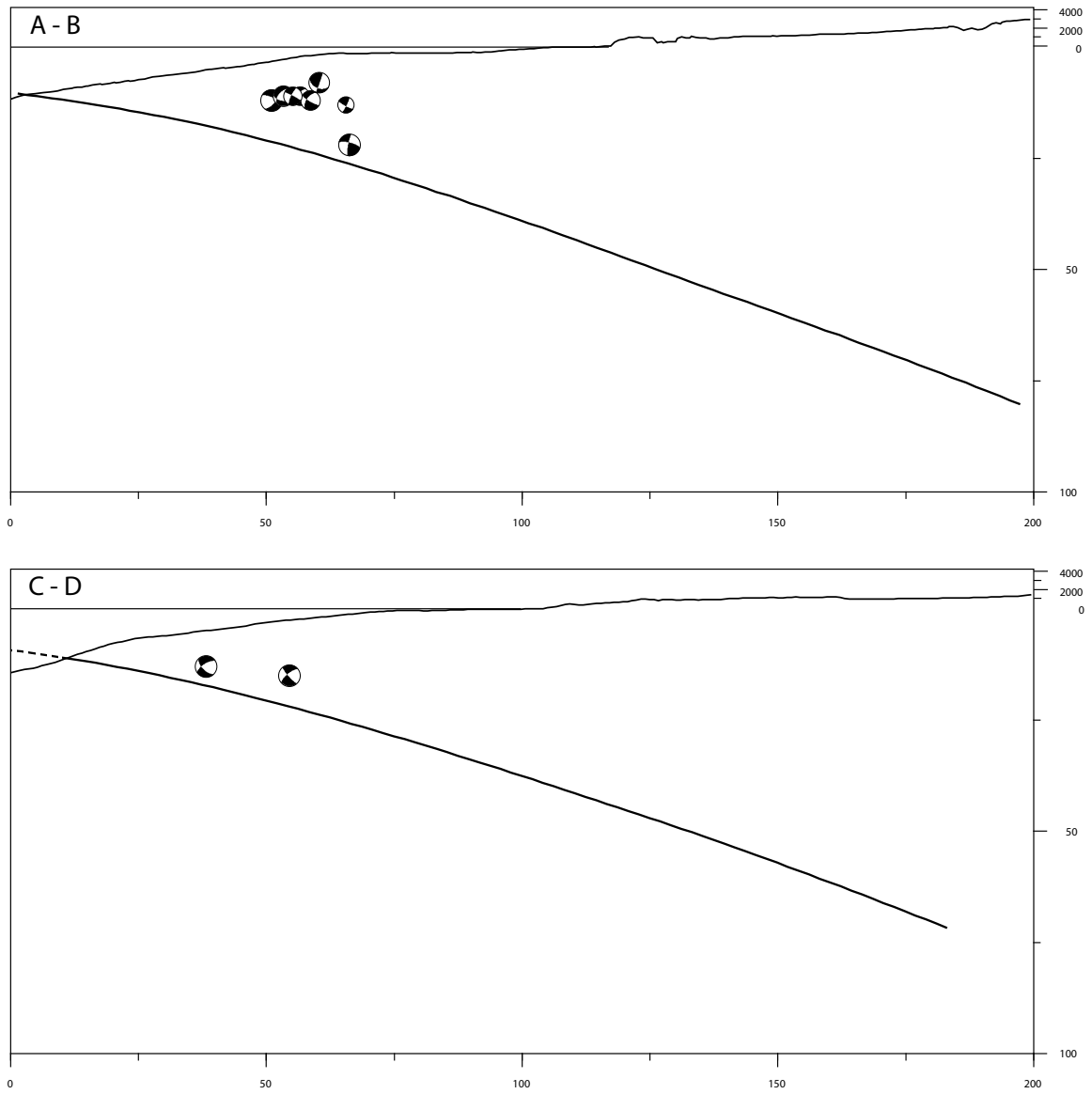


Figura 5.17: Secciones transversales de la sismicidad superficial precursora. El perfil A-B muestra una mayor concentración de eventos en comparación con el perfil C-D localizado al sur de Iquique (ver Figura 5.16).

Réplicas

A diferencia de la etapa precursora, la sismicidad superficial durante el período post sísmico, entre Abril y Julio de 2014, disminuye considerablemente registrando 9 sismos, siendo el Mw 5.6 (07/04/14) el de mayor magnitud. La distribución de este tipo de sismos se concentra en la zona central del segmento de Iquique (ver Figura 5.18).

Por otra parte, la sección transversal muestra que localización en profundidad de los eventos (ver Figura 5.19). Se observa una distribución que se concentra en la cercanía de la fosa (~40 km).

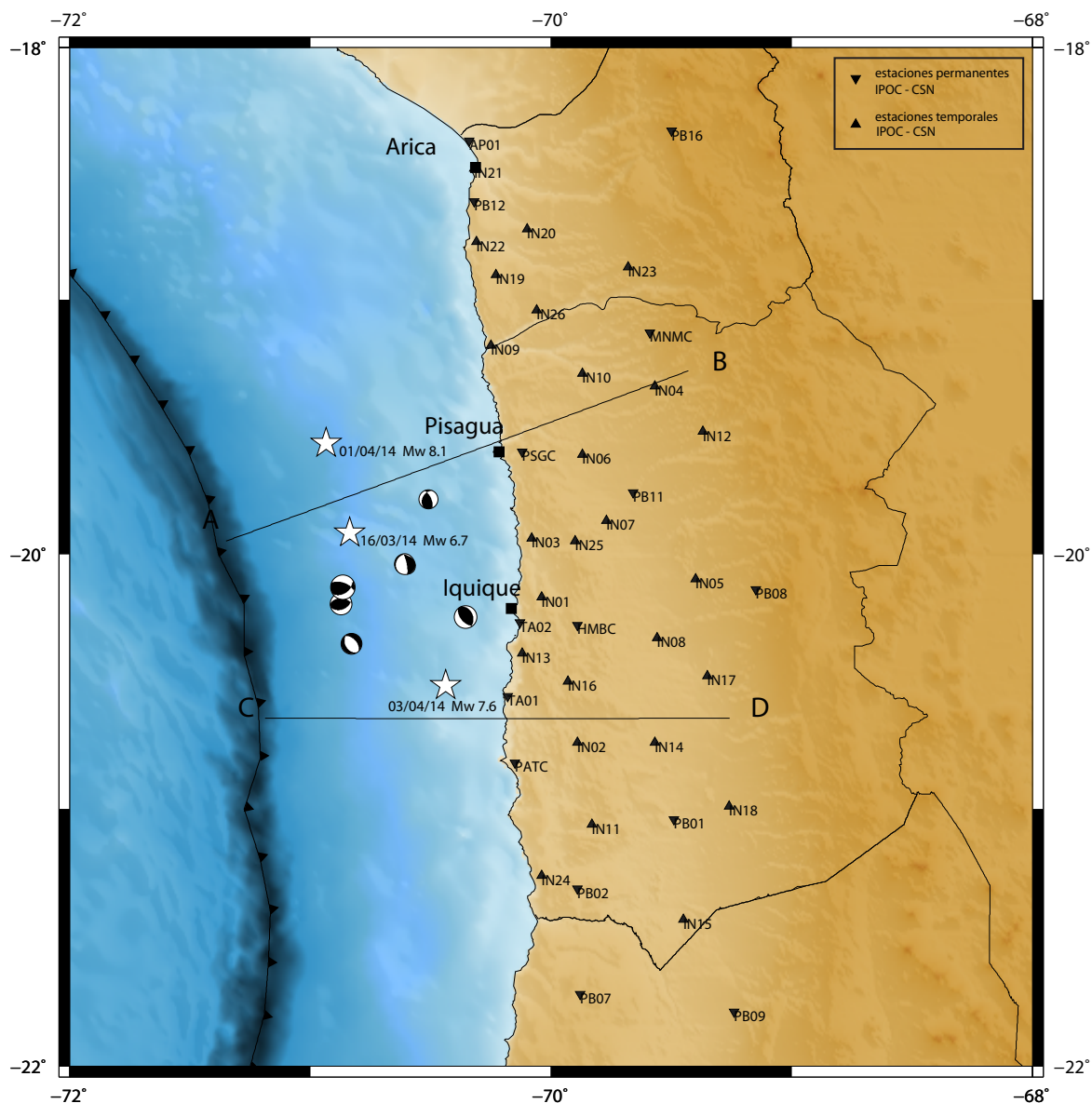


Figura 5.18: Distribución de la sismicidad posterior al terremoto de Iquique, registrada entre los meses de Abril y Julio de 2014. Las estrellas blancas representan los epicentros (de norte a sur) del terremoto (Mw 8.1, 01/04/14), del evento precursor de mayor magnitud (Mw 6.7, 16/03/14) y de la réplica de mayor magnitud (Mw 7.6, 03/04/14). Se observa una distribución heterogénea concentrada en la zona central del segmento de Iquique.

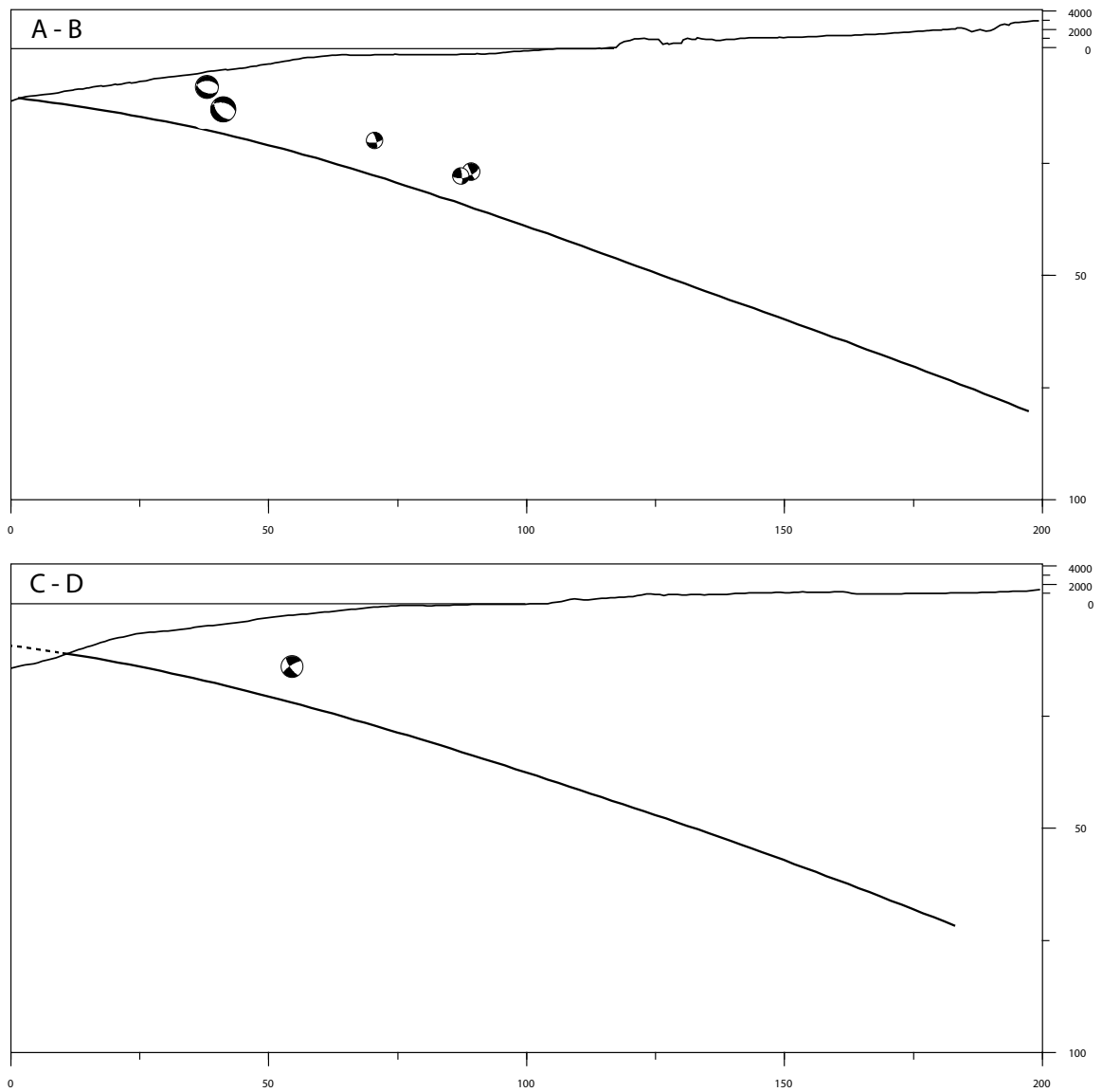


Figura 5.19: Secciones transversales de las réplicas superficiales registradas para el período entre Abril y Julio de 2014. El perfil A-B muestra una mayor concentración de eventos, en comparación con el perfil C-D localizado al sur de Iquique (ver Figura 5.18).

5.4. Discusiones y comentarios

En este capítulo se realiza, analizando la solución de mecanismos focales y través de tres criterios de selección, una clasificación del tipo de sismos ocurridos en la zona afectada por el terremoto de Iquique.

Es posible distinguir tres tipos de eventos, los cuales son agrupados como mecanismos focales tipo inverso, normales y atípicos para la zona de estudio.

Estas categorías se conforman según la orientación con respecto al norte (strike), la inclinación del plano de falla (dip) y una inspección visual de la solución obtenida, la cual es contrastada con valores de ángulo de deslizamiento (rake) a modo de confirmar el tipo de mecanismo focal obtenido.

De los grupos obtenidos se observa que para la sismicidad de tipo inverso se tiene una gran cantidad de eventos que presentan un alto ángulo de inclinación del plano de falla. Además, para la sismicidad de tipo normal, se observan lineamientos NE-SW y N-S. Se presenta un número considerable de eventos con mecanismos focales atípicos para la zona, lo cual revela el alto grado de complejidad de la actividad precursora y post sísmica registrada en la zona.

Por último, se registran eventos superficiales los cuales podrían estar asociados a la distribución de esfuerzos durante la secuencia previa y posterior al terremoto de Iquique. Para estos eventos, no es posible observar una tendencia clara sobre la orientación preferente de estos sismos. Sin embargo, la localización en profundidad muestra una zona preferente que se ubica alrededor de los 50 km al Este de la fosa.

La clasificación obtenida en esta sección será analizada en el siguiente capítulo utilizando rasgos tectónicos y geológicos que aporten a contextualizar y caracterizar la naturaleza de cada tipo de sismo registrado.

Capítulo 6

Interpretación sismotectónica del segmento de Iquique

6.1. Introducción

La diversidad de mecanismos focales obtenidos durante la secuencia sísmica del terremoto de Iquique muestra la complejidad del proceso de nucleación de un evento de este tipo. Por este motivo, conocer la naturaleza y posibles causas de los sismos registrados ayuda a comprender de mejor forma los procesos involucrados a la hora de la generación de un terremoto.

Como se muestra en el capítulo anterior la sismicidad registrada durante la actividad previa y posterior al terremoto de Iquique puede ser clasificada, según su mecanismo focal, en cuatro grupos: inversos, normales, atípicos y superficiales.

Este comportamiento, de alta diversidad de soluciones de mecanismo focal, ha sido estudiado para otros casos, tales como los mega terremotos del Maule 2010, Mw 8.8 y Tohoku 2011, Mw 9.0; en los cuales se ha observado un aumento en la presencia de sismicidad de tipo normal (Lange *et al.*, 2012) y eventos asociados a la zona de subducción con un alto ángulo de manteo (Zhan *et al.*, 2012).

Este capítulo hace foco en el estudio del comportamiento de la sismicidad asociada al terremoto de Iquique.

Utilizando la clasificación obtenida en el capítulo anterior, se analiza la distribución espacial de los eventos registrados contrastándolos con el modelo de acoplamiento de (Métois *et al.*, 2013) y la distribución de deslizamiento cosísmico.

Además, se estudia la influencia de rasgos batimétricos capaces de generar la sismicidad de alto dip registrada en la zona, y se discuten las posibles causas que pudiensen estar detrás de los eventos superficiales y con mecanismos focales atípicos.

Esta sección presenta su análisis de acuerdo a la clasificación generada en el capítulo anterior,

considerando sismos con mecanismos focales de tipo inversos, normales, atípicos y superficiales para la zona de estudio.

6.2. Sismos con mecanismo focal de tipo inverso

Como se observa en la clasificación entregada en el capítulo anterior, esta categoría concentra la mayor cantidad de eventos registrados, superando el 70 % del total registrado en cada período estudiado (precursores y réplicas). La mayoría de estos eventos son del tipo thrust, sin embargo existen algunos sismos inversos de profundidad somera los cuales se analizan en la categoría de sismos superficiales.

Esta alta concentración de sismos de contacto interplacas se da principalmente por el hecho de que el proceso de subducción es quien controla el contexto tectónico de la zona. Estudiar este tipo de eventos ayuda a comprender como se distribuye la sismicidad, en torno a diferentes variables, en la etapa previa y posterior a un terremoto, así como para identificar, en primer orden, posibles heterogeneidades y zonas con mayor acumulación de esfuerzo.

A continuación se analiza la distribución espacial de la sismicidad para el modelo de acoplamiento de la zona, y para el deslizamiento cosísmico producido por el terremoto de Iquique.

6.2.1. Distribución de la sismicidad

En torno al modelo de acoplamiento intersísmico

Durante la etapa intersísmica del ciclo sísmico, la convergencia de las placas produce deformación elástica en la placa superior (Klotz *et al.* , 1999; Pritchard *et al.* , 2002; Chlieh *et al.* , 2004). Dicha deformación en superficie puede ser cuantificada a través del uso de GPS. Al realizar la inversión de estos datos es posible obtener la distribución de acoplamiento intersísmico. Este coeficiente entrega una idea sobre como varía la subducción a lo largo de una región.

Con el objetivo de estudiar el comportamiento de la sismicidad, precursora y post sísmica, en función del acoplamiento intersísmico es que en esta sección se contrastan los eventos sísmicos analizados a lo largo de este trabajo con la distribución de acoplamiento para el norte de Chile obtenida por Métois *et al.* (2013). Cabe señalar que este modelo está bien constreñido entre los 18°S y 21°S, pero presenta una pérdida de resolución en la zona más próxima a la fosa por la falta de instrumentos en dicha región.

- **Actividad precursora**

La distribución de la sismicidad durante el mes de Marzo de 2014 muestra una concentración en una zona de alto acoplamiento intersísmico, la cual abarca desde Pisagua hasta Iquique, y corresponde aproximadamente al área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014 (ver Figura 6.1).

La ubicación de esta actividad precursora, sumada a la alta frecuencia de eventos durante el mes de Marzo, podría ser considerado un indicador de como la zona de alto acoplamiento alcanza su punto de máximo acoplamiento y acumulación de esfuerzo antes de generar la ruptura.

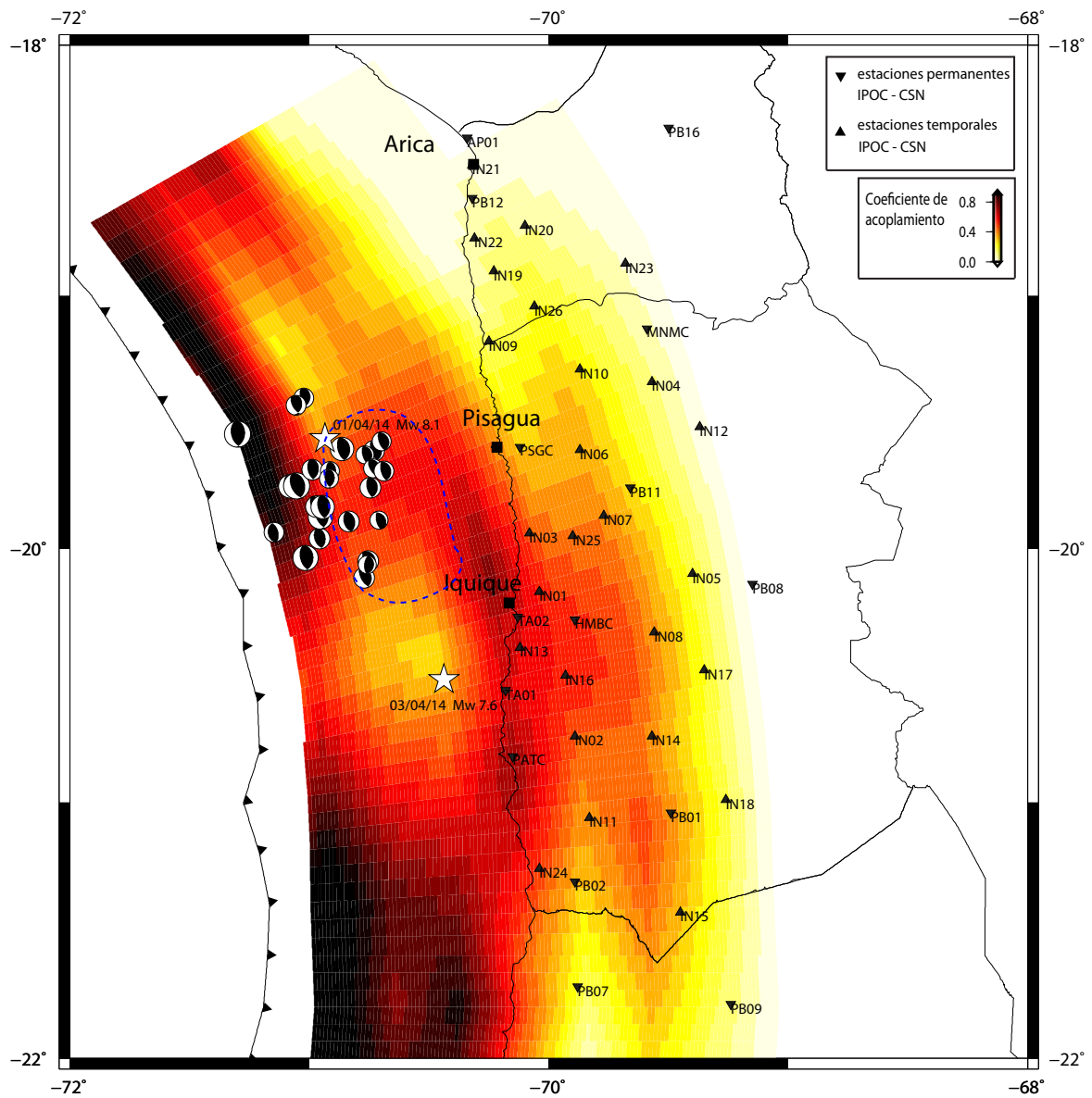


Figura 6.1: Distribución de sismos precursores de tipo inverso, registrados durante el mes de marzo, con respecto al acoplamiento intersísmico de Métois *et al.* (2013). Las estrellas blancas indican los epicentros del terremoto de Iquique y su réplica de mayor magnitud, y la línea segmentada muestra el área de ruptura asociada al evento de Iquique. Se observa una concentración de eventos en una zona con alto coeficiente de acoplamiento, la cual coincide con el área de ruptura generada por el evento principal.

- **Actividad post sísmica**

A diferencia de la actividad precursora, las réplicas registradas entre Abril y Julio de 2014 muestran una distribución espacial que se aleja de la zona de alto acoplamiento, y se concentran hacia la fosa.

Por otra parte, es interesante notar la distribución de las réplicas en torno a una zona cuantificada con un bajo acoplamiento intersísmico, la cual se ubica frente a la costa de Iquique, entre los 20°S y 21°S. Esta región se distingue con un color amarillo en la Figura 6.2, y podría ser catalogada como una zona que permite el libre deslizamiento (*creeping*) de las placas en contacto. Además, es posible que haya actuado como barrera para la propagación de la ruptura del terremoto de Iquique. Más aún, esta zona podría corresponder a un rasgo estructural capaz de controlar la tectónica local al momento de la generación, o detención, de terremotos de subducción.

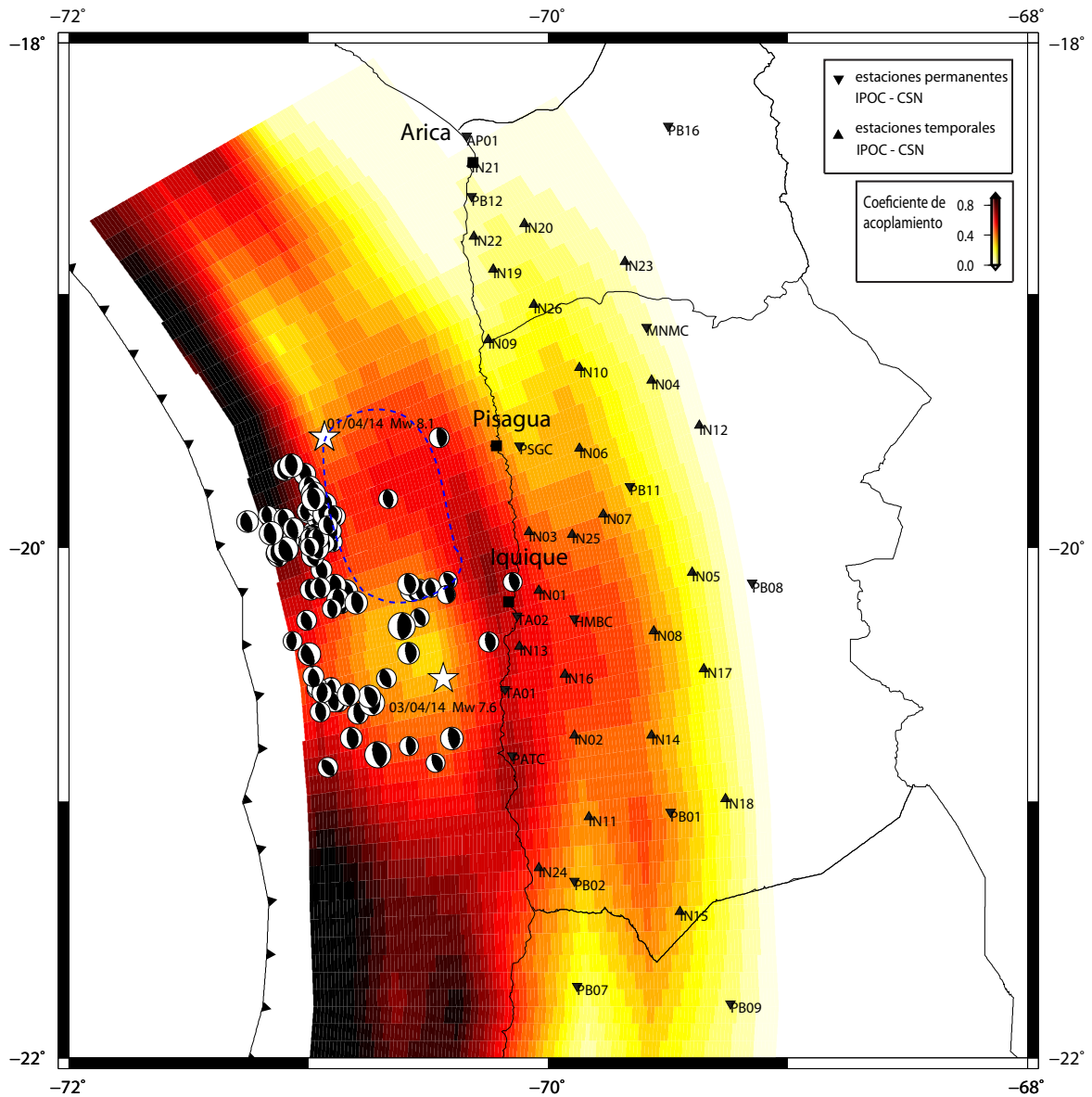


Figura 6.2: Distribución de réplicas de tipo inverso con respecto al acoplamiento intersísmico de Métois *et al.* (2013). Estrellas blancas indican los epicentros del terremoto de Iquique y su réplica de mayor magnitud. La sismicidad se localiza de forma preferencial en el borde Oeste de la zona de alto acoplamiento. Además, se observa una clara ausencia de eventos en el área que presenta un bajo coeficiente de acoplamiento, lo cual puede relacionarse con posibles estructuras capaces de controlar el contexto tectónico local.

En torno al deslizamiento cosísmico

Dentro del ciclo sísmico, la etapa cosísmica es en la cual ocurre el terremoto y se describe a través de deformaciones elásticas características dependiendo del tipo de evento que se investiga (Klotz *et al.* , 1999; Pritchard *et al.* , 2002; Chlieh *et al.* , 2004).

Estudios previos referidos al análisis de la distribución de las réplicas en torno al deslizamiento cosísmico indican que estas se localizan fuera, o cerca, de los bordes de la región de máximo deslizamiento (Mendoza & Hartzell, 1988). Otra idea, planteada por Das & Henry (2003) sugiere que la distribución de las réplicas se da en zonas de rápida transición entre alto y bajo deslizamiento cosísmico.

En el caso del terremoto del Maule en 2010, Rietbrock *et al.* (2012) analizaron la distribución de la sismicidad registrada hasta tres meses después de ocurrido el evento principal concluyendo que las réplicas se localizan de forma preferente en zonas de transición desde alto a bajo deslizamiento. De igual forma, Asano *et al.* (2011) observó que tras el terremoto de Tohoku en 2011, la actividad post sísmica rodeaban la zona de mayor deslizamiento cosísmico, y se registraban con magnitudes bajas ($M_w < 4$) al interior de esta.

Para el caso del terremoto de Iquique, la actividad posterior al evento principal se distribuye en torno a las zonas de mayor deslizamiento cosísmico, siguiendo un comportamiento similar al observado en los recientes terremotos de subducción (Maule 2010, Tohoku 2011).

La Figura 6.3 muestra la distribución de las réplicas, registradas entre Abril y Julio de 2014, del terremoto de Iquique. La línea segmentada representa el deslizamiento cosísmico promedio propuesto en diversas investigaciones (Ruiz *et al.* , 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Schurr *et al.* , 2014; Yagi *et al.* , 2014).

Se observa que la zona con mayor deslizamiento abarca desde Pisagua hasta Iquique, coincidiendo con la zona de alto acoplamiento planteada por Métois *et al.* (2013) y analizada en la sección anterior. Por otra parte, las réplicas presentan una mayor concentración en una zona próxima a la fosa, en un rango de distancia entre 15 km y 40 km de esta. Además, al Sur del área de ruptura, es posible notar la presencia de sismicidad la cual rodea la región de bajo acoplamiento intersísmico.

Finalmente, analizando sólo el período cosísmico, se puede indicar que el área afectada por el terremoto liberó la mayoría del esfuerzo acumulado en el contacto interplacas durante el terremoto.

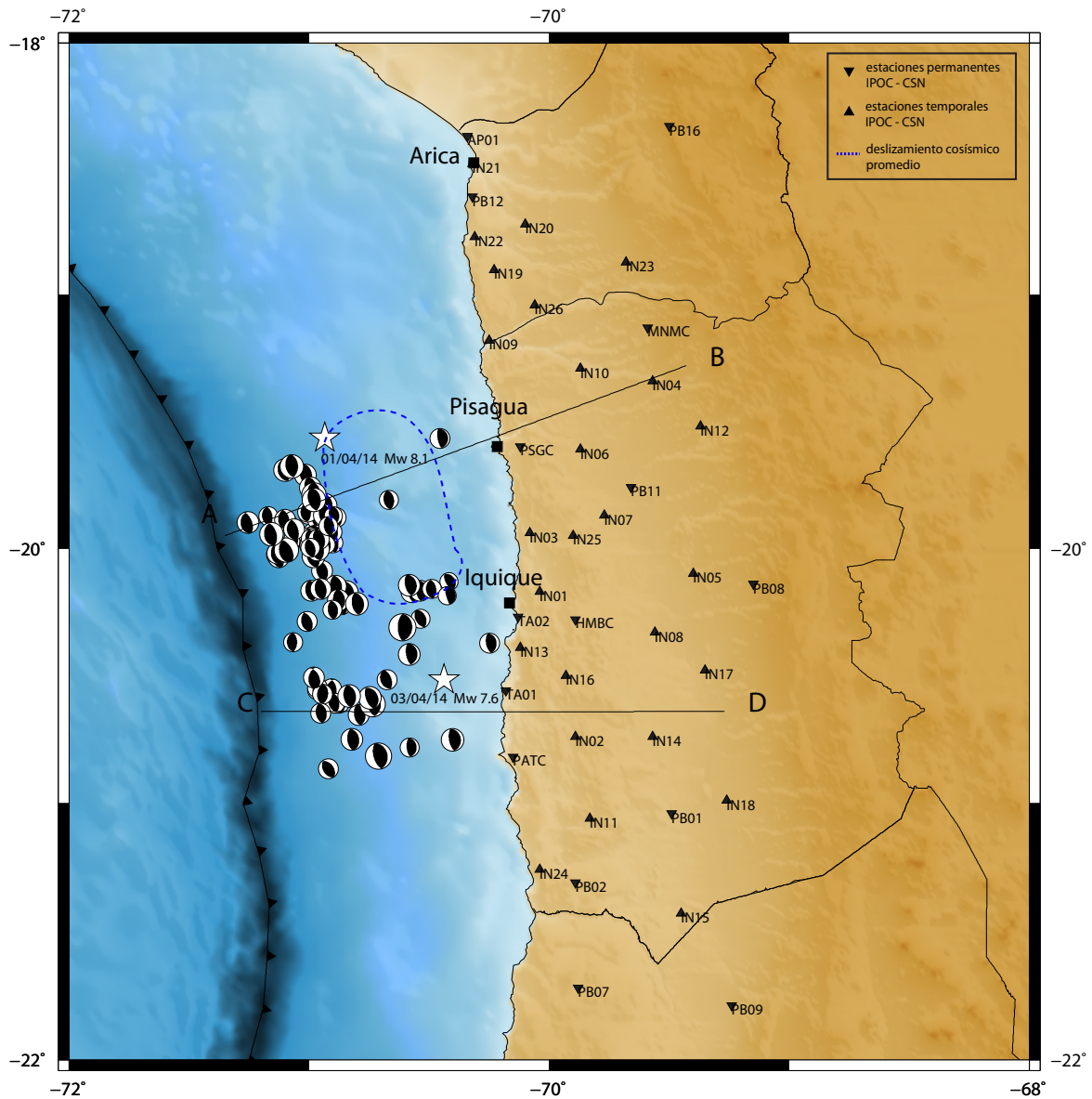


Figura 6.3: Distribución de réplicas de tipo inverso con respecto al deslizamiento cósmico promedio del terremoto de Iquique obtenido de los trabajos de Ruiz *et al.* (2014), Kato & Nakagawa (2014), Schurr *et al.* (2014), y Yagi *et al.* (2014), entre otros, y representado en línea segmentada en la figura. Se observa una concentración de eventos en el límite Oeste de la región con máximo deslizamiento, y una ausencia de sismicidad en la zona interior de la misma, lo que podría indicar que la mayor parte del esfuerzo acumulado fue liberado al momento del terremoto.

Por otra parte, la Figura 6.4 muestra la sección transversal a través de los perfiles A-B y C-D, en donde se puede estimar la profundidad a la cual se presentan las réplicas.

Se observa que en la zona donde se produjo el terremoto (ver Figura 6.4, perfil A-B), la actividad sísmica se concentra a lo largo de la zona de contacto de placas, entre los 20 km y 35 km de profundidad, formando un vacío (con ausencia de sismicidad) para profundidades mayores a 35 km el cual se puede asociar al área de ruptura generada por el terremoto Mw 8.1 del 1 de Abril de 2014. Es posible identificar, de forma clara, el límite superior de la ruptura, la cual comienza

alrededor de 50 km al E de la fosa, y a una profundidad de 25 km. Sin embargo, a el mismo análisis no permite definir el límite inferior de la ruptura debido a la poca sismicidad registrada al Este de la zona de mayor deslizamiento cosísmico.

Analizando el perfil C-D (Figura 6.4) que abarca la zona hacia el sur de la ruptura del terremoto, se puede distinguir una distribución de réplicas entre los 15 km y 45 km. De forma análoga al perfil A-B, se observa un sector con menos actividad sísmica la cual podría corresponder al área ruptura generada por la réplica de mayor magnitud, Mw 7.6, ocurrida el 3 de abril de 2014. De la misma manera que en el perfil anterior, sólo es posible estimar el updip de este evento, el cual se localiza aproximadamente a 80 km al Este de la fosa, y a 30 km de profundidad.

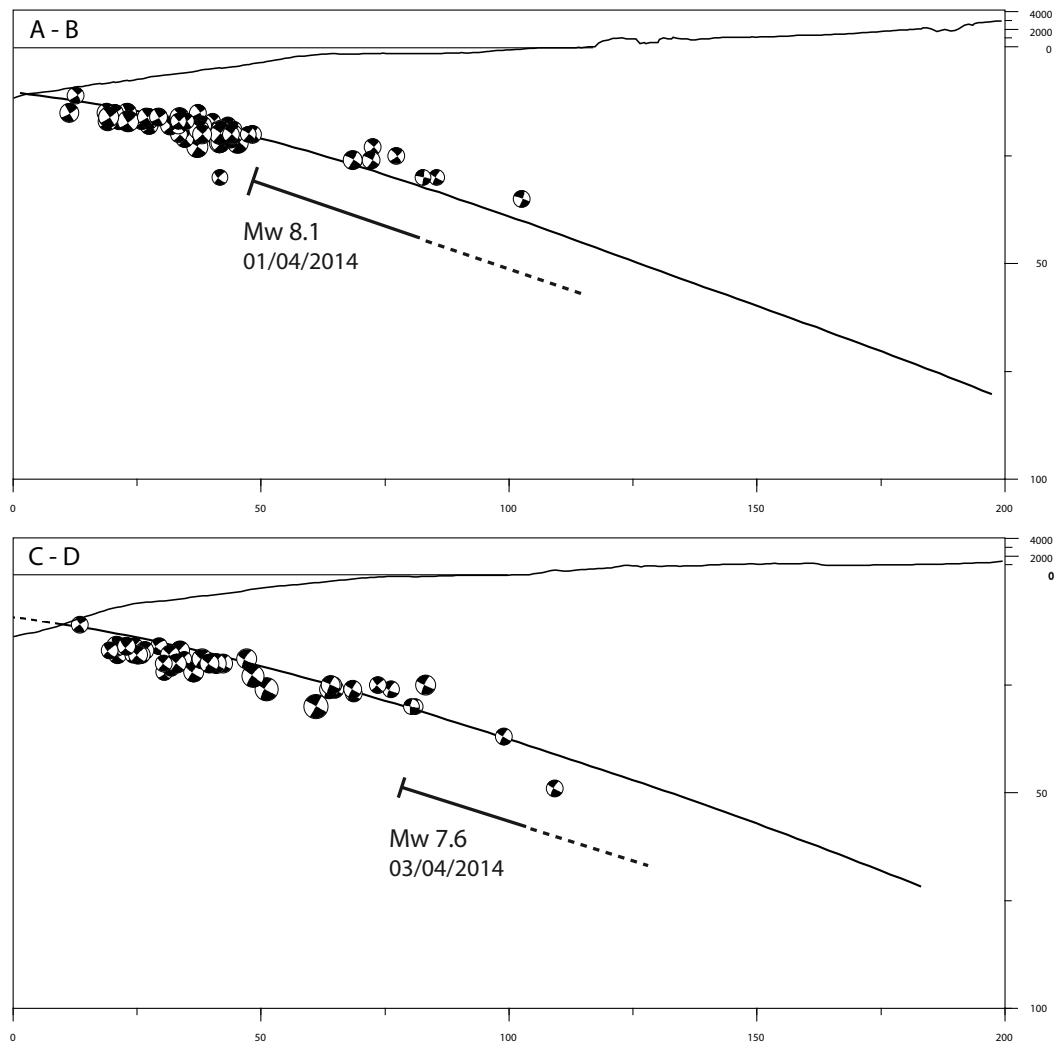


Figura 6.4: Sección transversal de los perfiles A-B, y C-D, con la actividad post sísmica de tipo inverso sobrepuesta al modelo de slab propuesto por Hayes *et al.* (2012). La distribución en profundidad de los eventos localizados en el perfil A-B permite identificar claramente el límite superior de la ruptura del terremoto Mw 8.1, indicado en línea continua alrededor de los 35 km. Sin embargo para el caso del downdip, la falta de datos no permite entregar una aseveración sobre la ubicación de este. Para el perfil C-D se puede estimar la profundidad del updip, cercano a los 50 km, pero no así el final de la ruptura, la cual se representa con una línea segmentada en ambos perfiles.

6.2.2. Sismos de tipo inverso con alto dip

En general, la sismicidad de tipo inverso registrada en zonas de subducción se caracteriza por tener soluciones de mecanismos focales que presenten un dip similar al ángulo de inclinación promedio de la zona de contacto entre placas.

Como se mostró en el capítulo anterior, los eventos categorizados como sismos de contacto en el segmento de Iquique tienen un ángulo de inclinación alto, en su solución de representación 100 % *double couple*, el cual está entre 30° y 40°. Este valor se aleja del dip medio de la zona propuesto por Comte & Suárez (1995), Delouis *et al.* (1996), Husen & Asch (1999), Patzwahl *et al.* (1999) y Hayes *et al.* (2012), entre otros, quienes reportan un ángulo de inclinación entre los 20° y 30°. Cabe señalar, que al utilizar la solución del dipolo compensado (CLVD) para la inversión del tensor de momento sísmico los valores del ángulo de manto disminuyen, en comparación con la solución de doble par de fuerzas. Aún así, los valores obtenidos a través del método de CLVD, muestran valores mayores señalado por los autores mencionados.

La Figura 6.5 muestra los datos de batimetría de alta resolución para la zona entre los 18°S y los 22°S y la sismicidad de contacto interplaca registrada durante los primeros cuatro meses posteriores al terremoto. Esta imagen permite observar como al Oeste de la fosa se presentan rugosidades en la placa de Nazca que pueden corresponder a montes submarinos.

Al momento en que la placa de Nazca comienza a subducir bajo la placa Sudamericana las irregularidades controladas por el proceso de flexión ocurrido en el *outer rise* ingresan como una "sierra", originando sismos con orientaciones preferenciales asociadas a la inclinación de esta (Clift & Vannucchi, 2004). Esta hipótesis podría explicar el alto dip obtenido en la sismicidad registrada en la zona cercana a la fosa. La Figura 6.7.a, modificada de (Ranero *et al.* , 2006), muestra en color azul algunas de las posibles direcciones preferentes las cuales se presentan junto a los sistemas de *horst* y *graben* registrados en la zona de Antofagasta, y que podrían generar sismicidad de alto ángulo.

Además, al proyectar los eventos en una sección transversal frente a la costa de Iquique (ver Figura 6.6) se observa como la distribución en profundidad de estos sigue el contorno de lo que podría corresponder una sucesión de *horst* y *graben*, durante los primeros 50 km desde la fosa. Para una distancia mayor, la zona de contacto muestra irregularidades que podrían tener una mayor longitud de onda, sin embargo es necesario contar con un número mayor de registros para poder discutir dicha zona. Ranero *et al.* (2006) reprocesó perfiles multicanal de sísmica de reflexión y datos batimétricos de *multibeam*, los cuales para la zona cercana a Antofagasta (24°S) muestran (ver Figura 6.7.a) la subducción de al menos cuatro sistemas de *horst* y *graben* con una separación entre 5 km y 10 km, y una altura máxima de hasta 2 km, y una extensión de aproximadamente 50 km desde la fosa. Dado que el comportamiento del margen convergente de la zona norte de Chile es, en general similar a lo largo del strike, con un margen erosivo y baja presencia de sedimentos (Von Huene *et al.* , 1999; Contreras-Reyes *et al.* , 2010), los datos frente a Antofagasta se pueden hacer extensivos para explicar el comportamiento del segmento de Iquique.

Por otra parte, estudios realizados por Zhan *et al.* (2012) sobre el terremoto de Tohoku en 2011 reportan un fenómeno de mayor longitud de onda que se da de forma similar para las réplicas registradas tras el evento principal de Iquique 2014 (ver perfil C-D de la Figura 6.6). En este caso,

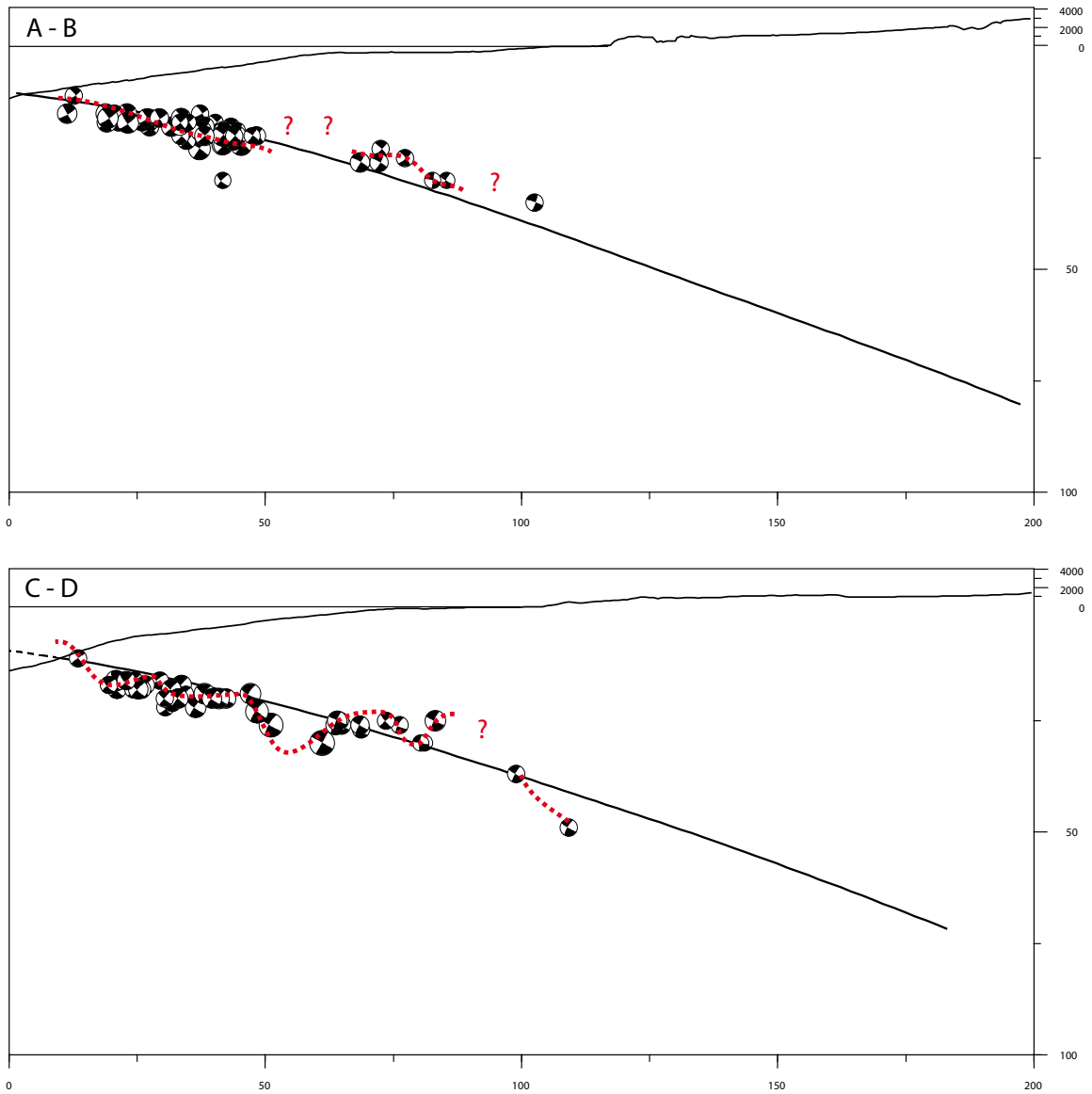


Figura 6.6: Secciones transversales de las réplicas tipo inverso del terremoto de Iquique representadas sobre el modelo de contacto interplaca de Hayes *et al.* (2012). En línea segmentada se representa el contorno de posibles sistemas de *horst* y *graben* los cuales se pueden asociar a la sismicidad de alto dip, con respecto a la zona de contacto, registrada en la zona.

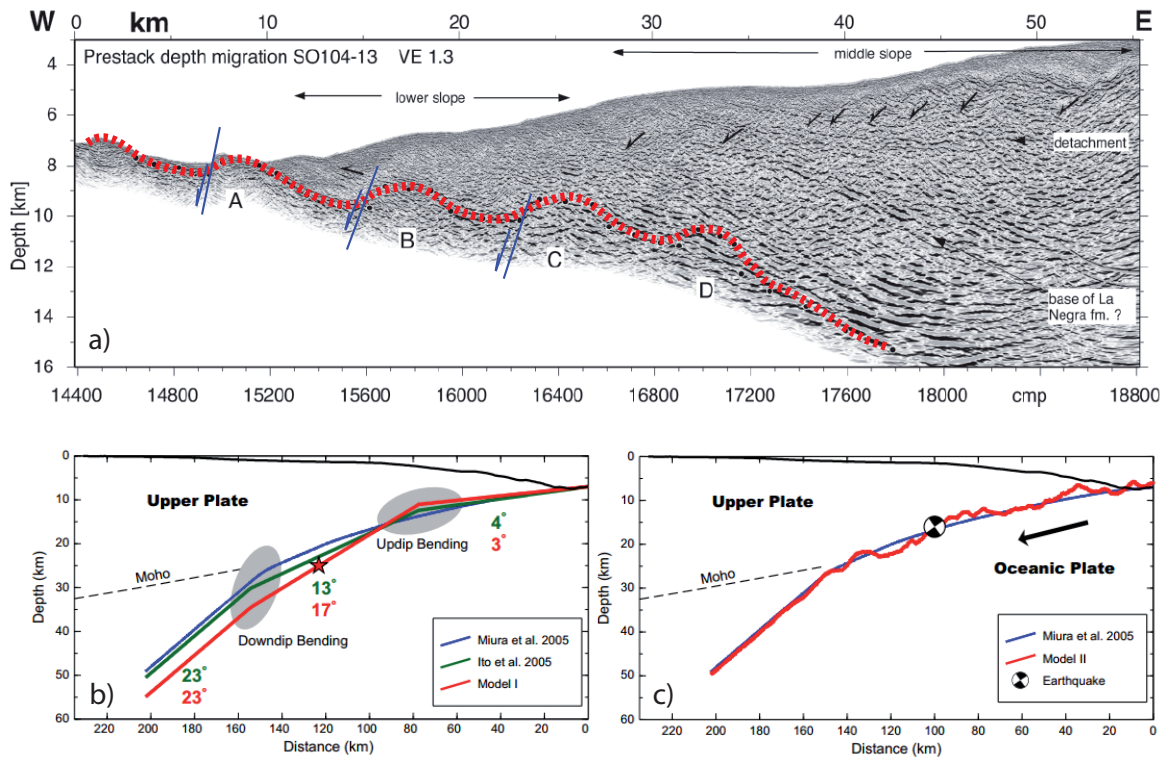


Figura 6.7: (a) Resultados de sismica de reflexión de Ranero *et al.* (2006) para la zona de Antofagasta, en donde se muestran estructuras similares a las identificadas frente a Iquique. (b,c) Modelo planteado por Zhan *et al.* (2012) para explicar alto dip en las réplicas del terremoto de Tohoku en 2011.

6.3. Sismos con mecanismo focal de tipo normal

La sismicidad de este tipo registrada en la ventana temporal, entre los meses de marzo y julio, es escasa y sólo representa el 3 % de la actividad total observada. Sin embargo, el análisis de este tipo de eventos entrega información relevante sobre los procesos previos a la subducción de la placa de Nazca.

Estudios sobre este tipo estructuras observadas en la placa subductante indican dos tipos de fallamiento preferencial, los que pueden ser asociados a procesos extensionales. El primero de ellos se da al momento de la formación de la placa, en el centro de expansión, donde el fallamiento normal ocurre paralelo al centro de expansión (Karson, 1998; Carbotte & Scheirer, 2004). Por otra parte, la otra dirección preferencial ocurre en el proceso de *outer rise* previo a la subducción, con un lineamiento paralelo a la fosa (Ranero *et al.* , 2003; Peacock, 2004).

Ranero *et al.* (2005) estudió la estructura de la placa oceánica a lo largo de la subducción en el norte de Chile, interpretando las fallas por flexura observadas en la batimetría de alta resolución. La explicación dada para la generación de sismos de tipo normal en la zona de contacto interplaca hace referencia a la rotación de la placa subductante a medida que esta comienza a descender bajo la placa cabalgante, produciendo un giro continuo en los mecanismos focales normales (ver Figura 6.8.a). Además, este trabajo determinó dos orientaciones principales las que se pueden asociar a los procesos extensivos ocurridos durante la creación de litósfera oceánica y el *outer rise*. Esta afirmación se presenta en la Figura 6.8.b con colores azul y rojo, respectivamente.

Por otra parte, los sismos de tipo normal registrados en la zona afectada por el terremoto de Iquique son representados con su solución de mecanismo focal en la Figura 6.9. Estos registros confirman las orientaciones preferenciales vistas por Ranero *et al.* (2006), los cuales están representados con los mismos colores que la imagen anterior (azul para fallas asociadas a centro de expansión, y rojo para flexura en el *outer rise*). La misma imagen identifica, con un símbolo de interrogación, un sismo precursor localizado a una profundidad somera y con un strike que se aleja de las tendencias observadas. Este sismo, al ser superficial, puede estar relacionado con la activación de fallas superficiales previas a la ocurrencia del terremoto.

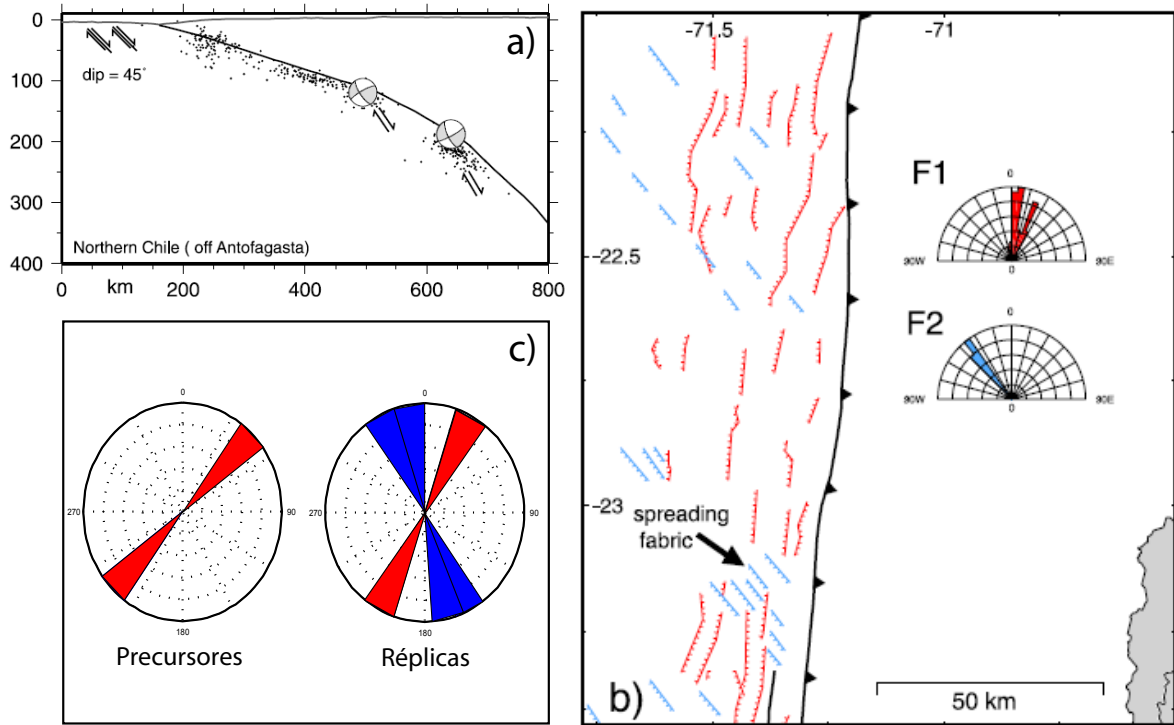


Figura 6.8: Interpretación de Ranero *et al.* (2005) para las estructuras presentes a lo largo de la subducción en el norte de Chile. (a) Representación esquemática para el origen de la sismicidad de tipo normal registrada en la zona de contacto interplaca. Esta imagen plantea una rotación de los mecanismos focales de tipo extensionales a medida que la placa oceánica va subduciendo. (b) Orientaciones preferenciales de las fallas extensivas presentes en la zona del *outer rise*, las cuales posteriormente subductan generando sismicidad con mecanismos focales extensionales. Las tendencias en la orientación se asocian a los procesos de fallamiento normal, durante la creación de litósfera oceánica (en azul), y a la flexión en el *outer rise* en el instante previo a la subducción. (c) Diagrama de rosa para la sismicidad de tipo normal precursora y post sísmica. Se observa un comportamiento de la sismicidad registrada similar al planteado en el trabajo de Ranero *et al.* (2005).

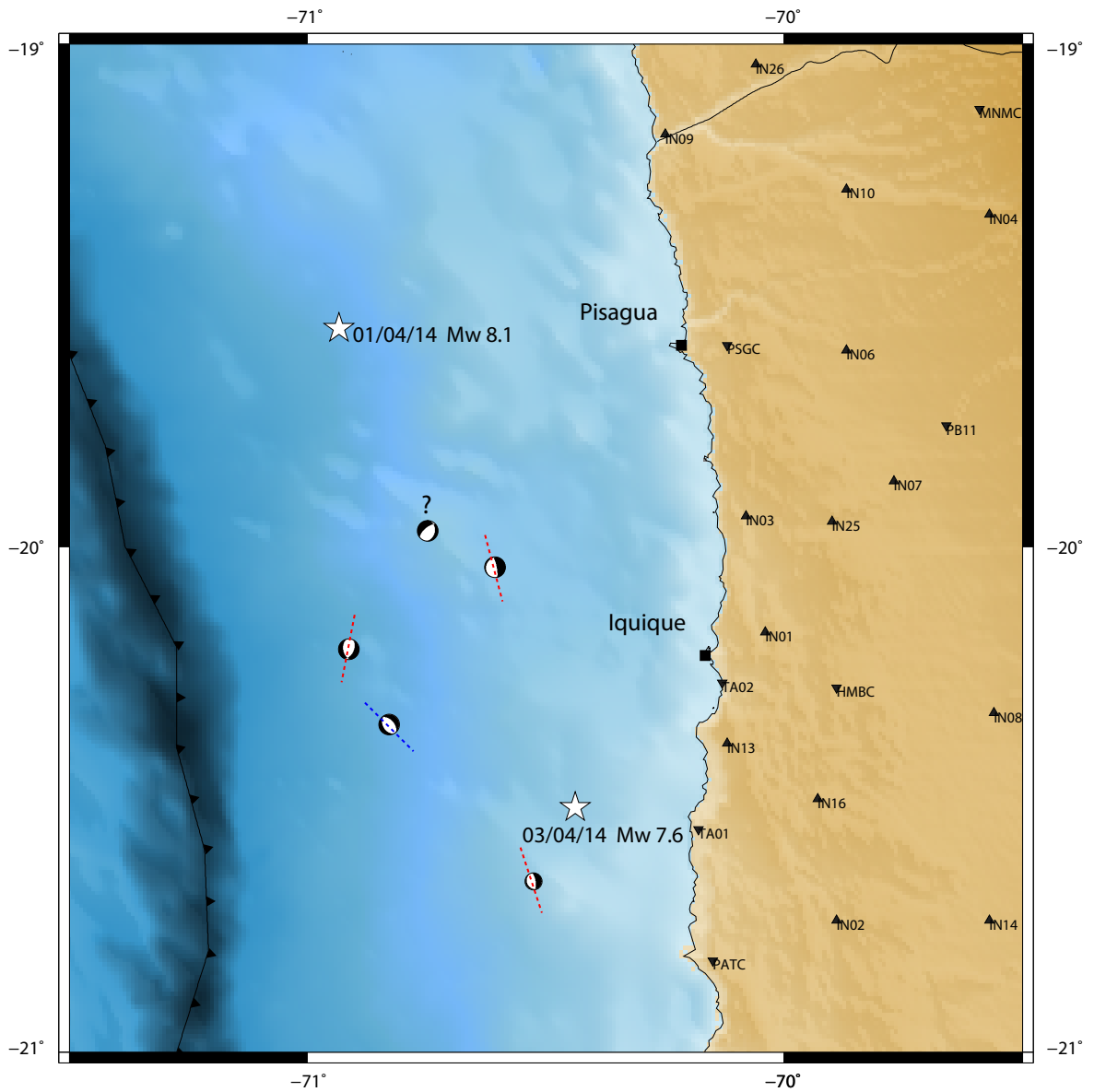


Figura 6.9: Distribución de sismos de tipo normal para la zona de estudio. En la figura se distinguen, al igual que lo planteado por Ranero *et al.* (2005) dos lineamientos principales identificados con color azul y rojo, los cuales se asocian a los procesos extensivos durante la creación de litósfera oceánica y el *outer rise*, respectivamente. Además se identifica, con un símbolo de interrogación, un sismo superficial con mecanismo de tipo extensivo, el cual se relaciona con la actividad registrada durante el mes previo al terremoto.

6.4. Sismos con mecanismo focal atípico para la zona

Durante la etapa previa y posterior del terremoto de Iquique, se registraron sismos con mecanismos focales atípicos para el área de estudio. Este tipo de eventos alcanzaron un 20 % del total observado, y es una muestra clara de la alta complejidad tectónica de la zona.

Estos registros presentan mecanismos de foco que se pueden asociar a eventos del tipo *strike-slip*, o a sismos con soluciones oblicuas con componentes inversas o normales con un alto grado de rotación.

La sismicidad con mecanismos focales inusuales para la zona de estudio no son un caso particular de Chile, y han sido observados en otros terremotos. Particularmente en el evento de Hyogo-Ken Nanbu en 1995, Yamanaka *et al.* (2002) observó réplicas que se alejaban del patrón típico de la región. La hipótesis propuesta en esta investigación señala que la actividad sísmica atípica es causada por la perturbación de los esfuerzos locales debido a la distribución heterogénea del deslizamiento cosísmico. Si bien es cierto la zona afectada por el terremoto, M 7.3 de Japón, no corresponde a una zona de subducción, la generación de actividad con soluciones de mecanismos focales “inesperados” para la zona permite tener una idea previa para plantear posibles explicaciones a los registros de Iquique. Otra hipótesis que pudiera explicar este comportamiento, sobre todo para el subconjunto de la sismicidad precursora es que esta siga una dirección preferencial en la placa oceánica.

La Figura 6.10 muestra la localización de la sismicidad registrada en Iquique, la cual presenta una distribución heterogénea a lo largo del segmento analizado. Los eventos precursoros se identifican en color gris, mientras que las réplicas se presentan en color negro. Se puede observar que la distribución de la sismicidad previa al evento principal se concentra al interior de la zona de máximo deslizamiento cosísmico propuesta en varios trabajos (Ruiz *et al.* , 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Schurr *et al.* , 2014; Yagi *et al.* , 2014). Por otra parte, la actividad post sísmica se distribuye de forma irregular lo que impide determinar una tendencia para discutir.

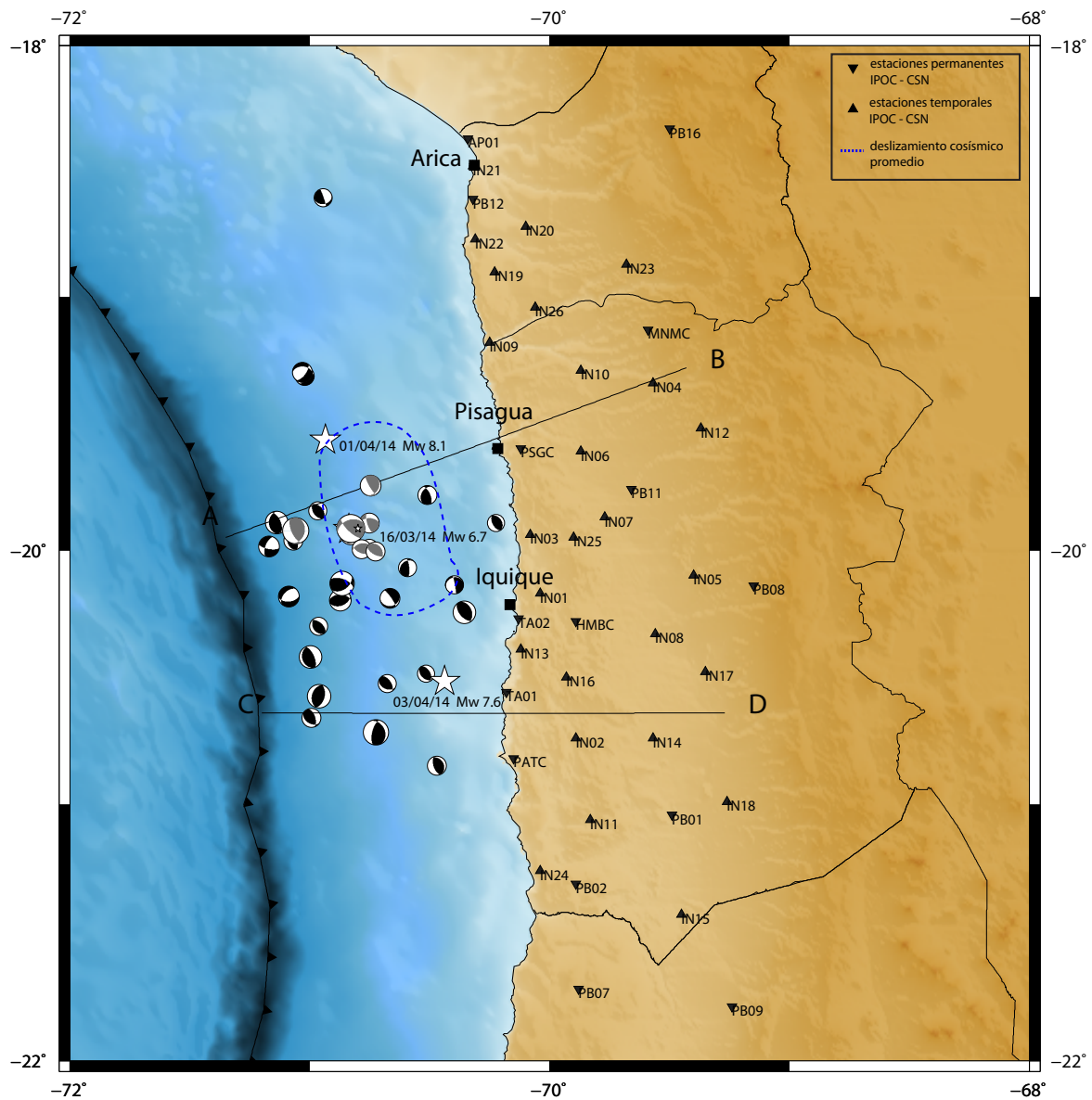


Figura 6.10: Distribución de sismos con mecanismos focales inusuales para la zona de estudio. Se muestra en color gris, los sismos registrados durante el mes de marzo, y en color negro la actividad posterior al terremoto de Iquique. Además la línea segmentada representa el deslizamiento cosísmico promedio propuesto en diferentes investigaciones. Se aprecia una distribución precursora que se concentra al interior de la región de mayor deslizamiento, mientras que para las réplicas no es posible determinar un patrón claro de distribución.

Otro punto interesante es la presencia de sismos con un strike en dirección E-W, los cuales se concentran en la zona central del segmento estudiado. Estos eventos muestran una baja profundidad (<25 km, ver Figura 6.11), y se concentran en una zona ubicada entre 35 km y 40 km al Este de la fosa. Una posible causa para este tipo de sismos es que esta localización coincide con el updip de la ruptura, por lo que se ubica en un área de transición entre alto y bajo acoplamiento intersísmico, y por lo tanto, una zona de compleja distribución de esfuerzos.

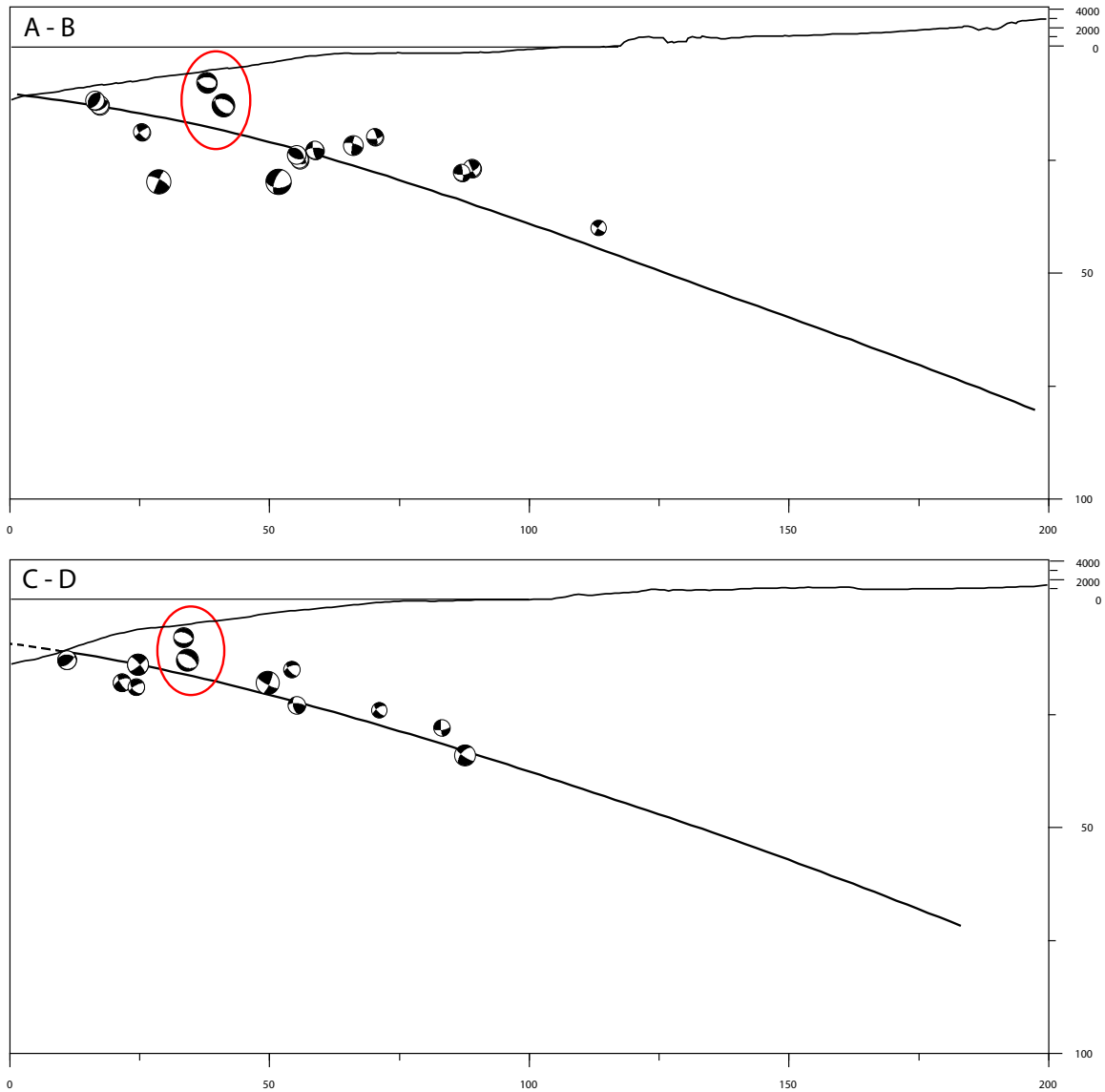


Figura 6.11: Sección transversal para la sismicidad atípica registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. En línea continua se representa el modelo de slab de Hayes *et al.* (2012). No se parecía una tendencia en la localización de los eventos. Sin embargo existen algunos eventos localizados en las cercanías de la zona superior de la ruptura, indicados por el círculo rojo, los cuales podrían asociarse a una distribución irregular de los esfuerzos locales, producto de la ubicación en las proximidades de una zona de transición de acoplamiento intersísmico.

6.5. Sismos superficiales

La sismicidad superficial registrada entre Marzo y Julio de 2014 alcanza el 15 % del total de sismos eventos registrados en el segmento de Iquique. Estos eventos muestran una diversidad en sus soluciones de mecanismo focal lo que confirma la complejidad de la secuencia sísmica asociada al terremoto de Iquique del 1 de Abril de 2014.

Los sismos superficiales registrados entre Marzo y Julio de 2014 (ver Figura 6.12) muestran una tendencia en su localización en profundidad, en donde es posible una mayor concentración de eventos entre los 25 km y 75 km al Este de la fosa. La sismicidad encerrada por una elipse azul marca los eventos registrados durante Marzo de 2014, mientras que la elipse roja identifica a las réplicas superficiales del terremoto de Iquique (ver Figura 6.13, parte superior). En el trabajo de Ruiz *et al.* (2014) se identificaron, a partir del modelo de Pasyanos *et al.* (1996), eventos superficiales los cuales se detallan en la Figura 6.13, parte inferior. Estos eventos coinciden, en general, con las soluciones obtenidas a través del programa desarrollado por Herrmann (2013).

Por otra parte, existe una diferencia entre la frecuencia con que ocurrieron los eventos superficiales durante la etapa previa y posterior al terremoto de Iquique. Durante el mes de Marzo de 2014 se registraron 15 sismos superficiales, la mayoría de ellos dentro de un rango de siete días, y donde el Mw 7.6 (03/04/14) fue el evento de mayor magnitud. En cambio, durante las réplicas registradas desde Abril hasta Julio de 2014, se observaron 8 eventos clasificados dentro de esta categoría, y siendo un Mw 5.6 (07/04/14) el sismo de mayor magnitud registrado. Este comportamiento podría indicar que la sismicidad superficial pudo ser activada producto de una distribución de esfuerzos en la etapa de nucleación del terremoto de Iquique. Por otra parte, una situación similar pudo ocurrir para el caso de las réplicas, ya que la localización en profundidad varía en algunos kilómetros (~20 km) de los eventos registrados en Marzo de 2014.

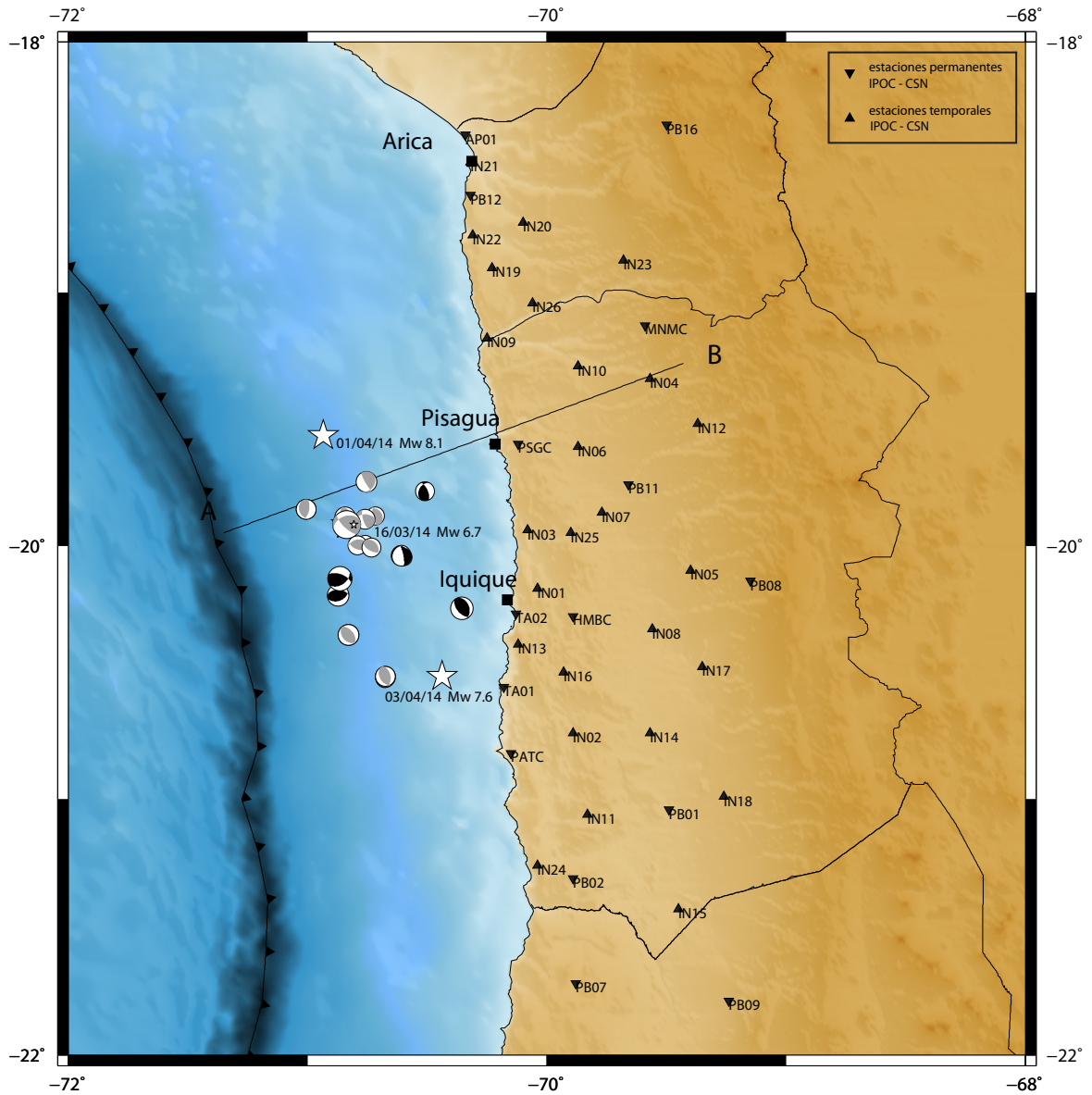


Figura 6.12: Distribución de la sismicidad superficial registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. La actividad precursora del mes de Marzo está identificada en gris, mientras que las réplicas del terremoto de Iquique, observadas entre Abril y Julio de 2014, se representan en negro. Se observa una mayor actividad superficial durante la actividad precursora, la cual podría estar asociada a una distribución de esfuerzos en la placa Sudamericana, producto del proceso de subducción de la placa de Nazca y el acomplamiento entre ambas.

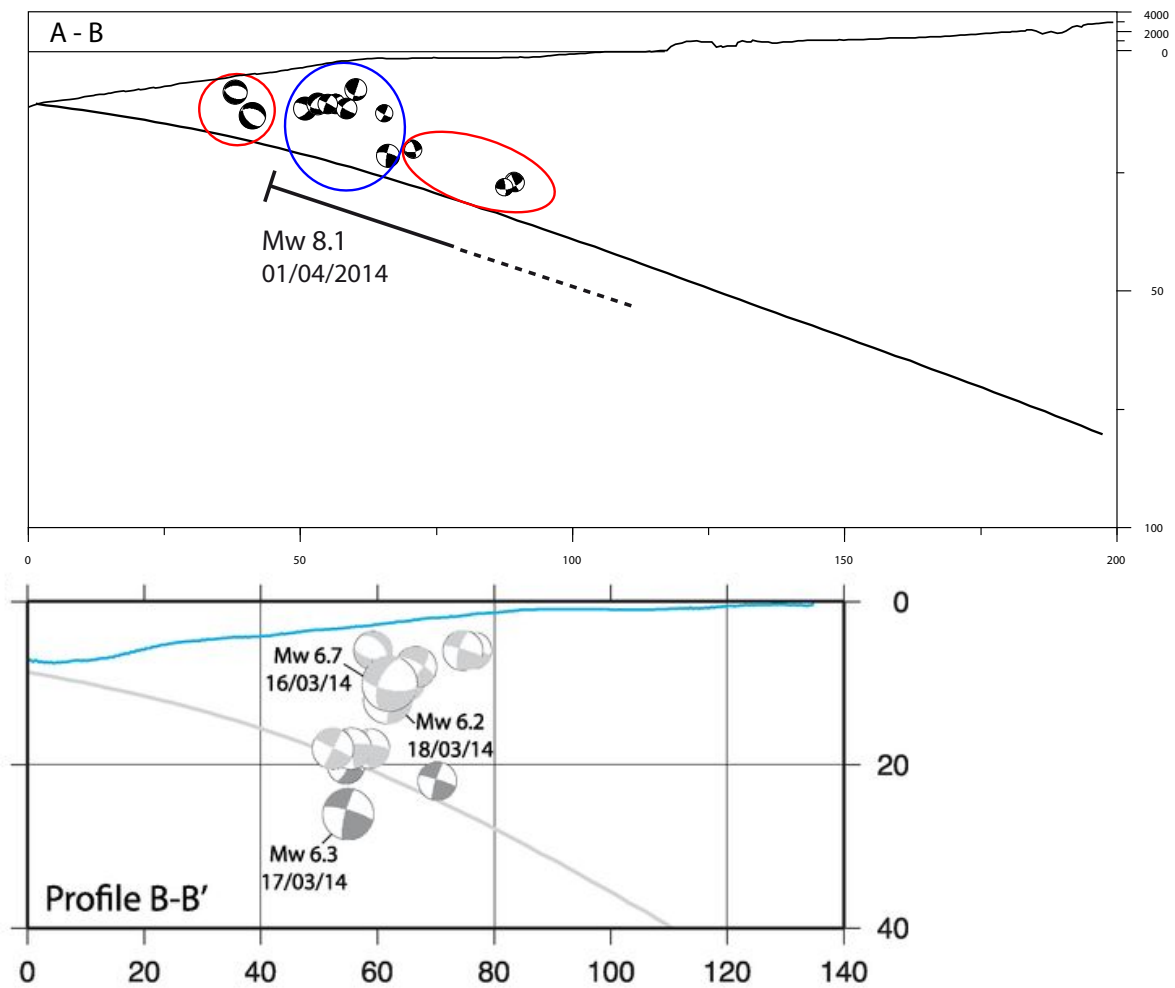


Figura 6.13: (arriba) Sección transversal para la sismicidad superficial registrada entre los meses de Marzo y Julio de 2014. La línea continúa representa el modelo de contacto entre placas propuesto por Hayes *et al.* (2012). Las elipses roja y azul representan la actividad precursora y post sísmica, respectivamnte. Se observa una distribución preferente para ambas etapas, donde los sismos ocurridos durante el mes de Marzo de 2014 coinciden con el límite superior de la ruptura, mientras que las réplicas se localizan en el borde exterior de la misma. (abajo) Distribución de la sismicidad superficial precursora obtenida por Ruiz *et al.* (2014) durante el mes de Marzo de 2014. Se observan soluciones de mecanismo focal similares a pesar de la diferencia de los métodos de inversión utilizados en cada trabajo.

6.6. Discusiones y comentarios

Este capítulo entrega una interpretación para la sismicidad categorizada en eventos con mecanismos focales de tipo inverso, normal y atípicos para la zona de estudio.

Para el caso de los sismos de contacto, se analiza la distribución en torno al acoplamiento inter-sísmico y al deslizamiento cosísmico. Además se discuten las posibles causas de los eventos con alto dip. Se observa que la localización de la sismicidad precursora se concentra al interior de las zonas de alto acoplamiento y de mayor deslizamiento cosísmico. En contraste, las réplicas se distribuyen preferentemente en los bordes, o fuera, de las zonas antes mencionadas. En referencia a los registros con soluciones de alto dip, se plantea que estos son causados por la subducción de rasgos batimétricos asociados al proceso de flexión de la placa en el *outer rise*, los cuales actúan como "dientes de una sierra", propiciando sismicidad en direcciones preferentes.

La sismicidad de tipo normal registrada en la región muestra dos orientaciones predilectas, las cuales están asociadas a dos regímenes extensivos presentes en la corteza oceánica en etapas previas a la subducción. Una de ellas es la generación de fallas normales, paralelas al centro de expansión, durante el proceso de creación de litósfera marina. La segunda dirección preferencial está relacionada con la generación de estructuras extensionales, paralelas a la fosa, debido a la flexión de la placa de Nazca en el *outer rise*.

Los sismos atípicos observados en la zona de estudio pueden ser generados producto de una distribución no homogénea de los esfuerzos durante la etapa cosísmica. Esta hipótesis se refuerza al observar la distribución de este tipo de eventos, los cuales se localizan en zonas de transición entre alto y bajo acoplamiento, así como en las cercanías de la zona superior de la ruptura.

Por último, la sismicidad superficial se puede asociar a una distribución de esfuerzos en la etapa previa a la generación del terremoto de Iquique, mientras que un proceso similar podría haber ocurrido para las réplicas, las cuales se desplazan hacia los extremos de la zona afectada por sismos superficiales durante el mes de Marzo. Sin embargo, este tema debe ser estudiado con mayor profundidad para confirmar o refutar la idea planteada.

Capítulo 7

Conclusiones y discusiones generales

A lo largo de este trabajo se realizó un estudio de los registros obtenidos durante la etapa precursora (marzo) y post sísmica (abril - julio) del terremoto Mw 8.1 de Iquique, ocurrido el 1 de abril de 2014. La actividad observada durante los meses señalados fue relocalizada, y se obtuvieron las soluciones de mecanismo focal.

Dada la complejidad de la sismicidad registrada en la región, el análisis de la localización y mecanismos focales de los registros se presenta como una herramienta útil para la interpretación del contexto sismotectónico presente en el área.

El óptimo desarrollo de la investigación requiere que se cuente con registros de buena calidad y un catálogo que presente buena completitud. Para cumplir con esta necesidad, se utilizó la red sismológica desplegada por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), la cual cuenta con más de 50 estaciones instaladas en la zona. Esto garantiza el registro de la mayoría de los eventos ocurridos en el segmento a estudiar, y permite la confección de un catálogo que presenta una completitud para los sismos con magnitud local mayor o igual a 4.5.

La metodología de localización utilizada por el CSN considera la ubicación del hipocentro con menor *rms*, lo cual no siempre está asociado a una solución más exacta. Debido a esto, se utilizó el programa *NonLinLoc* el cual determina la ubicación más probable, a partir de la evaluación de una función de verosimilitud, la cual entrega una respuesta confiable sobre la distribución espacial de la sismicidad. Se observaron diferencias cercanas a la decena de kilómetros entre las ubicaciones entregadas por el CSN y las obtenidas a través del software de localización. Sin embargo, en ambos casos la profundidad de foco no presenta una buena determinación alcanzando errores que promedian los 5 km en dicha componente, lo cual sugiere la utilización de otros métodos para optimizar la solución en la componente vertical.

Considerando lo señalado anteriormente, la obtención de las soluciones de mecanismo focal a través de la inversión del Tensor de Momento Sísmico para los eventos registrados entrega una localización precisa en profundidad. En este trabajo, las soluciones presentan un 97 % de confiabilidad, lo cual fue testeado al probar la estabilidad de la respuesta entregada por la inversión. Esto permite realizar un análisis detallado sobre los diferentes tipos de sismos presentes en la región. Este proceso se desarrolló utilizando el programa de Herrmann (2013), el cual da la posibilidad de realizar

una inversión de los registros, usando un filtro de frecuencia entre 0.02 Hz y 0.06 Hz, a través de la búsqueda en una grilla de la mejor solución disponible. Sobre este punto, se propone continuar con el testeado de rangos de frecuencia que garanticen una óptima respuesta ante sismos de magnitud elevada ($M > 6.5$).

A través de la metodología antes descrita fue posible obtener la solución de mecanismo focal para 151 eventos. Estos fueron categorizados en sismos de tipo thrust, normal y atípicos, utilizando como criterio el ángulo de deslizamiento (rake), de orientación con respecto al norte (strike) y de inclinación del plano de falla (dip). Se obtuvo que la sismicidad predominante es de tipo thrust y abarca un 77 % del total de registros observados. Por otra parte, la actividad de tipo normal llega a un 3 %, mientras que los sismos con mecanismo focal atípico alcanzan el 20 %.

La clasificación de la actividad sísmica observada en el segmento de Iquique permite hacer una interpretación mucho más clara acerca del contexto tectónico regional. En relación a los eventos de tipo thrust, se analizó su distribución en torno a zonas de acoplamiento intersísmico y al deslizamiento cosísmico, encontrando que las réplicas se localizan en los bordes, y en el exterior, de estas áreas. Por otra parte, el alto dip observado se asocia a rasgos batimétricos generados en el *outer rise* que luego subductan generando sismicidad con orientaciones preferenciales. En cuanto a la actividad de tipo normal y su orientación, esta se asocia a las direcciones de fallas extensionales producidas durante la creación de litósfera oceánica y flexura de la misma en la fase previa a la subducción. Por último, la sismicidad se planteó que la sismicidad atípica es causada producto de una distribución heterogénea de los esfuerzos durante la etapa cosísmica.

La interpretación de la sismicidad propuesta en este trabajo permite tener una idea sobre los procesos involucrados en las etapas previas y posteriores a terremotos de subducción. Dado que la red sismológica de intervención instalada por el CSN se mantendrá en la zona hasta fines de 2015 y que se llevó a cabo el despliegue de instrumentos de fondo marino, se recomienda continuar con el procesamiento y análisis de datos con el fin de obtener una mayor claridad de los procesos tectónicos que dominan la zona de Iquique.

Finalmente, es necesario continuar con las pruebas de inversión relacionadas con el valor de filtro de frecuencia y el método de soluciones (*double couple* neta o CLVD), con el objetivo de poder obtener soluciones óptimas para todo tipo de eventos.

Bibliografía

- Agurto, H., Rietbrock, A., Ryder, I., & Miller, M. 2012. Seismic-afterslip characterization of the 2010 MW 8.8 Maule, Chile, earthquake based on moment tensor inversion. *Geophysical Research Letters*, **39**(20).
- Aki, K., & Richards, P. 2002. *Quantitative seismology*. Vol. 1.
- Ammon, C., Lay, T., Velasco, A., & Vidale, J. 1994. Routine estimation of earthquake source complexity: The 18 October 1992 Colombian earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 1266–1271.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., M., Aoi, S., Hori, S., & Sekiguchi, S. 2011. Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, planets and space*, **63**(7), 669–673.
- Backus, G. 1977. Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two. *Geophysical Journal International*, **51**(1), 27–45.
- Backus, G., & Mulcahy, M. 1976. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources I. Continuous displacements. *Geophysical Journal International*, **46**(2), 341–361.
- Barrientos, S., & Ward, S. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, **103**(3), 589–598.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., & Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(8), 759–768.
- Batló, J., Stich, D., Macià, R., & Morales, J. 2010. moment tensor inversion for the 5 July 1930 montilla earthquake (southern Spain). *Seismological Research Letters*, **81**(5), 724–731.
- Cahill, T., & Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **97**(B12), 17503–17529.
- Carbotte, S., & Scheirer, D. 2004. the global mid-ocean ridge. *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, **1**, 59.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammler, K., & Dahm, T. 2010. Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*

(1978–2012), **115**(B6).

- Chapple, W., & Forsyth, D. 1979. Earthquakes and bending of plates at trenches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), **84**(B12), 6729–6749.
- Chlieh, M., De Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Clift, P., & Vannucchi, P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**(2).
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, **4**(1), 23–44.
- Comte, D., & Suárez, G. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophysical Journal International*, **122**(2), 419–440.
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**(1), 49–58.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E., Scherwath, M., & Heesemann, M. 2007. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench–outer rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**(7).
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E., & Grevemeyer, I. 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, **29**(6).
- Dahm, T., Manthei, G., & Eisenblätter, J. 1999. Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics*, **306**(1), 1–17.
- Das, S., & Aki, K. 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of geophysical research*, **82**(36), 5658–5670.
- Das, S., & Henry, C. 2003. Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of Geophysics*, **41**(3).
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera L., & Kausel, E. 1996. The Andean subduction zone between 22 and 25 S (northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, **259**(1), 81–100.
- Delouis, B., Monfret, T., & Dorbath, L., Pardo M. Rivera L. Comte D. Haessler H. Caminade J. P. Ponce L. Kausel E. 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(2), 427–445.

- Delouis, B., Charlety, C., & Vallée, M. 2008. Fast determination of earthquake source parameters from strong motion records: Mw, focal mechanism, and slip distribution. *EGU General Assembly, Geophys. Res. Abstr. 10, abstract, 4939*.
- Dreger, D., & Helmberger, D. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **98**(B5), 8107–8125.
- Dziewonski, A., & Anderson, D. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, **25**(4), 297–356.
- Dziewonski, A., & Woodhouse, J. 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **88**(B4), 3247–3271.
- Engdahl, E., & Villasenor, A. 2002. *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. Vol. 81, Part A. Ch 41. Academic Press.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C., & Chiao, L. 2004. Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 655–675.
- Freeman, G., & Buland, R. 1976. An enhanced deconvolution procedure for retrieving the seismic moment tensor from a sparse network. *Geophysical Journal International*, **47**(1), 251–255.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., & Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, **194**(2), 1216–1228.
- Gilbert, F. 1973. Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **274**(1239), 369–371.
- Gilbert, F., & Dziewonski, A. 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **278**(1280), 187–269.
- Gutenberg, B., & Richter, C. 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, **9**(1), 1–15.
- Hayes, G., Wald, D., & Johnson, R. 2012. Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **117**(B1).
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P., & Samsonov, S. 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 295–298.
- Herrmann, R., B., Benz, H., & Ammon, C. J. 2011. Monitoring the earthquake source process in

- North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(6), 2609–2625.
- Herrmann, R. B. 1974. Surface wave generation by central United States earthquakes.
- Herrmann, R. B. 1979. Surface wave focal mechanisms for eastern North American earthquakes with tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **84**(B7), 3543–3552.
- Herrmann, R. B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081–1088.
- Husen, S., Kissling E. Flueh E., & Asch, G. 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, **138**(3), 687–701.
- Ichinose, G., Smith, K., & Anderson, J. 1998. Moment tensor solutions of the 1994 to 1996 Double Spring Flat, Nevada, earthquake sequence and implications for local tectonic models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(6), 1363–1378.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., & Hirose, H. 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**(5811), 503–506.
- Kanamori, H. 1994. Mechanics of earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 207–237.
- Karson, J. 1998. Internal structure of oceanic lithosphere: A perspective from tectonic windows. *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, 177–218.
- Kato, A., & Nakagawa, S. 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(15), 5420–5427.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **3**, 8–14.
- Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, **77**(11), 2087–2103.
- Kelleher, J., Sykes, L., & Oliver, J. 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **78**(14), 2547–2585.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E., & Fortes, L. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(2), 125–131.
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V., & Barrientos, S. 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta Mw = 8.0 earthquake. *Pages 709–730 of: Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*. Springer.

- Knopoff, L., & Randall, M. 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **75**(26), 4957–4963.
- Lambert, J. 1972. *Lambert's notes on maps 1772*.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., & Vilotte, J. 2012. Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **317**, 413–425.
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E., & An, C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, **41**(11), 3818–3825.
- Lepage, G. 1978. A new algorithm for adaptive multidimensional integration. *Journal of Computational Physics*, **27**(2), 192–203.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., & Berge-Thierry, C. 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models. *Pages 101–134 of: Advances in seismic event location*. Springer.
- Lomax, A., Michelini, A., & Curtis, A. 2009. Earthquake Earthquake Location Earthquake location, Direct, Global-Search Global-search Methods. *Pages 2449–2473 of: Encyclopedia of Complexity and Systems Science*. Springer.
- Lomnitz, C. 1971. Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535–1955. *Geofis. Panamericana*, **1**, 151–178.
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 221.
- Maercklin, N., Zollo, A., Orefice, A., Festa, G., Emolo, A., De Matteis, R., Delouis, B., & Bobbio, A. 2011. The effectiveness of a distant accelerometer array to compute seismic source parameters: the April 2009 LAquila earthquake case history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(1), 354–365.
- Malgrange, M., & Madariaga, R. 1983. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophysical Journal International*, **73**(2), 489–505.
- Mao, W., Panza, G., & Suhadolc, P. 1994. Linearized waveform inversion of local and near-regional events for source mechanism and rupturing processes. *Geophysical Journal International*, **116**(3), 784–798.
- Mendiguren, J. 1977. Inversion of surface wave data in source mechanism studies. *Journal of Geophysical Research*, **82**(5), 889–894.
- Mendoza, C., & Hartzell, S. 1988. Aftershock patterns and main shock faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**(4), 1438–1449.
- Meneses, G. 2014. *Análisis de la sismicidad y de parámetros de alerta temprana de terremotos para la zona de Iquique, norte de Chile*. M.Phil. thesis, Universidad de Chile.

- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M., & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, **194**(3), 1283–1294.
- Minson, S., & Dreger, D. 2008. Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*, **174**(2), 585–592.
- Montessus de Ballore, F. 1912. Historia sísmica de los Andes Meridionales. *Pages Pág–545 of: Anales de la Universidad de Chile*.
- Pasyanos, M., Dreger, D., & Romanowicz, B. 1996. Toward real-time estimation of regional moment tensors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(5), 1255–1269.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., & Giese, P. 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5 S and 25 S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **104**(B4), 7293–7317.
- Peacock, S. 2004. Insight into the hydrogeology and alteration of oceanic lithosphere based on subduction zones and arc volcanism. *Hydrogeology of Oceanic Lithosphere*, 659–676.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., & Vilotte, J. P. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1411–1430.
- Podvin, P., & Lecomte, I. 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, **105**(1), 271–284.
- Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., & Webb, F. 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw= 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, **150**(2), 362–376.
- Ranero, C., Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**(6956), 367–373.
- Ranero, C., Villaseñor, A., Phipps Morgan J., & Weinrebe, W. 2005. Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(12).
- Ranero, C., von Huene, R., Weinrebe, W., & Reichert, C. 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Pages 91–121 of: The Andes*. Springer.
- Rietbrock, A., Ryder, I., Hayes, G., Haberland, C., Comte, D., Roecker, S., & Lyon-Caen, H. 2012. Aftershock seismicity of the 2010 Maule Mw= 8.8, Chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution? *Geophysical Research Letters*, **39**(8).
- Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duquesnoy, T., & Chang, M. 1996. The Mw= 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of

- July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, **23**(9), 917–920.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.
- Sambridge, M., & Mosegaard, K. 2002. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, **40**(3), 3–1.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., & Zhang, Y. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 299–302.
- Sipkin, S. 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **30**(2), 242–259.
- Sipkin, S. 1986. Interpretation of non-double-couple earthquake mechanisms derived from moment tensor inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **91**(B1), 531–547.
- Sipkin, S. 1987. Moment tensor solutions estimated using optimal filter theory for 51 selected earthquakes, 1980–1984. *Physics of the earth and planetary interiors*, **47**, 67–79.
- Sipkin, S., & Needham, R. 1994. Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory: global seismicity, 1993. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **86**(4), 245–252.
- Sokos, E., & Zahradnik, J. 2008. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, **34**(8), 967–977.
- Stein, S., & Wysession, M. 2009. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Strelitz, R. 1980. The fate of the downgoing slab: a study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**(2), 83–96.
- Stump, B., & Johnson, L. 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(6), 1489–1502.
- Tarantola, A., & Valette, B. 1982. Inverse problems= quest for information. *J. geophys*, **50**(3), 150–170.
- Tavera, H., Fernández, E., Bernal, I., Antayhua, Y., Agüero, C., Rodríguez, H., Vilcapoma, L., Zamudio, Y., Portugal, D., & Inza, A. 2006. The southern region of Peru earthquake of June 23rd, 2001. *Journal of seismology*, **10**(2), 171–195.
- Tichelaar, B., & Ruff, L. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **96**(B7), 11997–12022.
- Udias, A. 1999. *Principles of seismology*. Cambridge University Press.

- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., & Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S). *Tectonophysics*, **399**(1), 381–398.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**(1), 86–95.
- Von Huene, R., Weinrebe, W., & Heeren, F. 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of geodynamics*, **27**(3), 345–358.
- Whidden, K., & Pankow, K. 2012. A catalog of regional moment tensors in Utah from 1998 to 2011. *Seismological Research Letters*, **83**(5), 775–783.
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, Bo., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S., & Komoro, T. 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity. *Geophysical Research Letters*, **41**(12), 4201–4206.
- Yamanaka, H., Hiramatsu, Y., & Katao, H. 2002. Spatial distribution of atypical aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Earth, planets and space*, **54**(10), 933–945.
- Zhan, Z., Helmberger, D., Simons, M., Kanamori, H., Wu, W., Cubas, N., Duputel, Z., Chu, R., Tsai, V., & Avouac, J. 2012. Anomalously steep dips of earthquakes in the 2011 Tohoku-Oki source region and possible explanations. *Earth and Planetary Science Letters*, **353**, 121–133.
- Zhou, H. 1994. Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **99**(B8), 15439–15455.