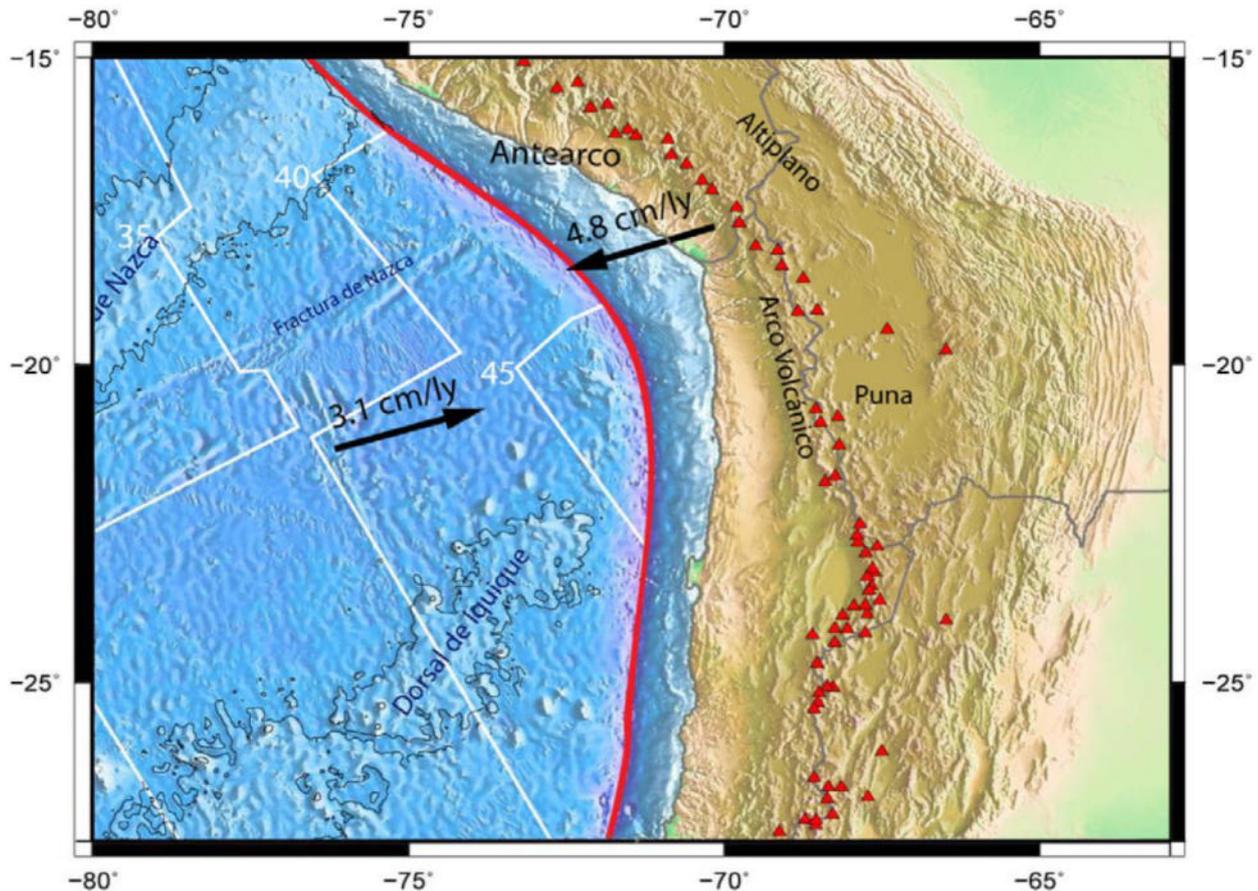


DETERMINACIÓN DE LA ZONA DE ACOPLAMIENTO INTERPLACA EN EL SUR DEL PERU Y EL NORTE DE CHILE (15°S-25°S)

Por

URIBE Manuel



Tutor: PhD. Mario Pardo

**Para optar el grado de Master en Ciencias,
Mención en Ciencias de la Tierra y del Ambiente
Especialidad DYNAMIQUE DES SYSTEMES GEOLOGIQUES ET ALEAS**

*TÍTULO: DETERMINACIÓN DE LA ZONA DE ACOPLAMIENTO
INTERPLACA EN EL SUR DEL PERÚ Y EL NORTE DE CHILE (15°S – 25°S)
AUTOR: MANUEL URIBE
DIRECTOR DE TESIS: DR. MARIO PARDO
(DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA – UNIVERSIDAD DE CHILE)*



RESUMEN:

El sur del Perú y el norte de Chile se caracteriza por presentar una fuerte y constante actividad sísmica ocasionada por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. Grandes terremotos ($M_w \geq 7.7$) se originan en esta zona, implicando largos periodos de deformación y acumulación de esfuerzos que, al momento de ser liberados, producen deslizamientos repentinos a lo largo de la zona sismogénica o zona de acoplamiento interplaca. El área de ruptura o deslizamiento observado en estos eventos sísmicos está determinada por una transición de deslizamiento inestable a estable.

Hemos determinado cuantitativamente los límites superior (*updip*) e inferior (*downdip*) de la zona acoplada entre las latitudes 15°S y 25°S, a partir del análisis de la actividad sísmica e integrándola con modelos termales y geodésicos. Los datos utilizados pertenecen al catálogo del ISC, los cuales fueron relocalizados mediante el método de Determinación Hipocentral Conjunta (JHD). Los resultados obtenidos nos permitieron determinar los límites de la zona acoplada interplacas. Encontramos que el *updip* está controlado termalmente (100-150°C), obteniéndose profundidades entre los 15 y 19 km., que el *downdip* fue calculado para profundidades de 55 a 67 km. Adicionalmente se generó un modelo tridimensional de la geometría del slab subducido en la zona de estudio, a partir de la distribución de la sismicidad y la interpretación de mecanismos focales.

Palabras clave: Subducción, Zona sismogénica, Relocalización sísmica, Placa de Nazca.

Si uno comienza con certezas, acabará con dudas, pero si se conforma en comenzar con dudas, conseguirá acabar con certezas."

David Hume



*Tomad, Señor, y recibid
toda mi libertad,
mi memoria,
mi entendimiento
y toda mi voluntad;
todo mi haber y mi poseer.
Vos me disteis,
a Vos, Señor, lo torno.
Todo es Vuestro:
disponed de ello
según Vuestra Voluntad.
Dadme Vuestro Amor y Gracia,
que éstas me bastan.*

San Ignacio de Loyola

Agradecimientos.

Ante todo, quiero expresar mi eterna gratitud a todas aquellas personas que apoyaron de una u otra forma en la realización de mi tesis:

En primer lugar, quiero agradecer a mi Director de Tesis, el Dr. Mario Pardo, por haber aceptado trabajar juntos en el Dpto. de Geofísica. Por brindarme su amistad, su apoyo, por mostrarme los caminos correctos y los datos equivocados.

Al Dr. Gérard Herail, por su apoyo constante, y por financiar parte de mi estadía.

A la Dr. Laurence Audin, por confiar en mí, y animarme en todo momento, por su amistad y su apoyo desinteresado.

Al Msc. Jacay, por animarme y acompañarme en el proceso de aprendizaje.

A la gente linda del Dpto. de Geofísica, a Rodrigo, Max, Hernán, Francisco y Elías por el apoyo incondicional y el soporte, por las pichangas futbolísticas de los miércoles.

A Daniel Carrizo, por motivarme con su entusiasmo y alegría.

A Ernesto (Castillo), por mostrarme la cultura y la pasión de Chile.

A mi mamá postiza “choleila”, por animarme siempre.

A mis padres, que siempre me soportaron y apoyaron.

A todas las personas que estuvieron siempre apoyándome y animándome, gracias por sus consejos y valiosos aportes.

Finalmente, quiero agradecer a DIOS, porque sin Él no hubiera podido culminar este trabajo.

Índice de contenido

Índice de contenido	1
Índice de figuras	3
Índice de tablas	6
Capítulo I: Introducción	8
Capítulo II: Configuración sismotectónica de la zona de estudio	11
2.1 Generalidades	11
Capítulo III: Recopilación de Datos	15
3.1 Sismicidad Instrumental.....	15
3.1.1 Catálogo del Centro Internacional Sismológico ISC.....	15
3.1.2 Catálogo Temporal (Grange, 1984).....	16
3.2 Datos Topográficos.....	16
3.3 Datos de Mecanismos Focales GCMT-Harvard	18
Capítulo IV : Relocalización de sismos	21
4.1 El Método de Determinación Hipocentral Conjunta (JHD).....	21

4.2	Procedimiento	22
4.2.1	Programa SST89	23
4.2.2	Programa JHD89.....	26
4.2.3	Programa SE89	28
Capítulo V : Discusión		32
5.1	Análisis de la Sismicidad	32
5.2	Estado térmico en el codo de Arica	41
5.3	Modelo de la zona de acoplamiento interplaca	44
5.4	Modelo de la Geometría del slab (3D).....	49
5.4.1	Análisis y significado de los mecanismos focales	49
Conclusiones.....		56
Bibliografía.....		59

Índice de figuras

Figura 1.1 Mapa de la cordillera de los Andes y la zona de estudio. Los triángulos rojos representan el arco volcánico actual. Se indican las principales unidades morfoestructurales, tanto de la placa de Nazca y la Sudamericana. Las flechas corresponden al vector de velocidad absoluta de cada placa.	10
Figura 2.1 Distribución de los principales sismos históricos interplaca en la región. (Modificado de Comte & Pardo, 1991).....	13
Figura 2.2 Mapa del área de ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud $M_w \geq 7.7$, en los siglos XIX XX y XXI. (Tavera & Bernal, 2005) La zona roja corresponde al gap sísmico del codo de Arica. Las áreas azules corresponden a las zonas de ruptura de los sismos recientes ocurridos en Perú (Arequipa 23/06/2001) y Chile (Tocopilla 14/11/2007), las cuales limitan el gap.....	14
Figura 3.1. Mapa sísmico mostrando el catálogo telesísmico del ISC, para un periodo de 1985 - 2006, las magnitudes están dadas en mb. La línea roja representa la ubicación de la fosa Perú-Chile. Los triángulos rojos son las zonas de actividad volcánica Holocénica.	17
Figura 3.2. Mapa sísmico mostrando el catálogo con datos temporales de Grange (1984), mostrando el área sur del Perú.	18
Figura 3.3 Gráfico donde se especifica el criterio utilizado para clasificar los mecanismos focales de la figura 3.8: según el ángulo de deslizamiento de las fallas. (Modificado del website http://earthquake.usgs.gov/).	19
Figura 3.4 Mapa mostrando el total de mecanismos focales obtenidos del catálogo telesísmicos relocalizados, según su plano de deslizamiento. Mecanismos azules presentan fallas de componente inversa y los rojos representan fallas de componente normal..	20

Figura 4.1. Mapa mostrando el catálogo telesísmico del ISC con eventos relocalizados. Los eventos verdes corresponden a sismos superficiales (0-60 Km.), los azules corresponden a sismos intermedios (60-250 Km.) y los rojos son profundos (>250). La línea roja representa la ubicación de la fosa Perú-Chile. Los triángulos rojos son las zonas de actividad volcánica Holocénica...30

Figura 4.2. Secciones sísmicas donde se muestra el proceso de análisis y relocalización. Las secciones A y B corresponden al sur del Perú y al norte de Chile respectivamente. Las secciones A1 y B1, muestran los sismos con su ubicación hipocentral original. Las secciones A2 y B2, corresponden a los sismos relocalizados. Las estrellas verdes corresponden a las categorías buena, excelente y media, mientras que los cuadrados rojos corresponden a las categorías pobre y fatal (Tabla 4.9). Las secciones A3 y B3, muestran los datos finales relocalizados y depurados. Los colores corresponden a su ubicación original: verde-superficial (0-60km), azul-intermedio (60-250km) y rojo-profundo (>250).. 31

Figura 5.1. Los dos tipos de sismos en contexto de subducción en el codo de Arica: eventos de subducción (círculos rojos), y eventos intracontinentales (cuadrados amarillos). Se especifican las distintas categorías de cada tipo (modificado de David, 2007)..... 33

Figura 5.2. Mapa sísmico de la zona de estudio mostrando las áreas de las secciones sísmicas analizadas. Los datos sísmicos corresponden a los eventos relocalizados del ISC..... 34

Figura 5.3 Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escala 6:1) perpendiculares a la línea de Fosa Perú-Chile. Con datos del catalogo relocalizado del ISC (círculos), y del catalogo temporal de Grange (1984) (cruces). Los eventos verdes corresponden a sismos originalmente superficiales (0-60km), es decir, previos a la relocalización, los azules a eventos intermedios (60-250), y los rojos a sismos profundos (>250). La línea negra continua corresponde a la geometría del *slab*, determinado a partir de los datos sísmicos y correlación de otros estudios. Las secciones corresponden a la figura 5.2. 37

Figura 5.4 Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escalas 6:1) perpendiculares a la línea de Fosa Perú-Chile. Los datos sísmicos corresponden al catálogo de la red temporal de Grange (1984). 40

Figura 5.5. Mapa sísmico de la zona de estudio mostrando las principales zonas sismogénicas (líneas negras), que a su vez corresponden con las principales zonas de ruptura sísmica en los últimos 30 años (círculos amarillos). 42

Figura 5.6. Correlación entre modelo termal (Yáñez & Cembrano, 2004) y la actividad sísmica en la zona de estudio. Las isothermas se encuentran espaciadas cada 100°C, los sismos corresponden al catálogo relocalizado del ISC. Las secciones fueron proyectadas a partir de la figura 5.5 43

Figura 5.7. Sección mostrando un ejemplo de las diferentes características de los fluidos en la subducción, a partir de un modelo termomecánico. Los cuadros azules corresponde a los límites asísmicos, correspondientes a zonas de deslizamiento. Y el cuadro rojo corresponde a la zona de acoplamiento (modificado de Doin & Henry, 2001)..... 44

Figura 5.8 Distribución de sismos en profundidad de las principales zonas sismogénicas (Fig. 5.6), usando el catálogo relocalizado del ISC. Las zonas rojas corresponden a un comportamiento estable, y las zonas azules corresponden a la zona bloqueada (zona asísmica). 48

Figura 5.9. Zona de acoplamiento interplaca para el sur del Perú y el norte de Chile, deducida del modelo AEDM (geodésico). La zona bloqueada corresponde a las zonas grises. Las flechas corresponden a los vectores de velocidad (modificado de Khazaradze & Klotz, 2003).....49

Figura 5.10. Secciones mostrando los mecanismos focales obtenidos del catálogo telesísmico del GCMT (Harvard). Los mecanismos azules corresponden a soluciones inversas y los mecanismos rojos corresponden a soluciones normales, esta clasificación se estableció de acuerdo al ángulo de deslizamiento (Fig. 3.3). La sección gris corresponde a una interpretación gráfica de la geometría del slab, a partir de los mecanismos focales. Las secciones corresponden a la figura 5.2..... 52

Figura 5.11. Modelo tentativo para la geometría del slab subducido, a partir de datos sismológicos, interpretación de mecanismos focales e integración de otros estudios. 55

Figura 5.12. Vista tridimensional de la zona de acoplamiento interplaca para la zona de estudio. Se observa una exageración vertical (1:6)..... 58

Índice de tablas

Tabla 4.1. Modelo de archivo generado por el programa SST89, a partir de los eventos maestros (25) para los sismos superficiales. Nótese la columna y fila en tono gris, que contiene muy poca información para ese evento maestro (4). Se puede apreciar que el evento maestro (1), es uno de los que presenta mejor registro, corresponde al sismo de Arequipa del 23/06/2001.....	24
Tabla 4.2. Ejemplo del archivo “astation.dat”, usado por el programa SST89 y actualizado. Las letras “c” y “r” corresponden a estaciones que actualmente presentan “closed” y “reserved”. Los datos de latitud y longitud son leídos en grados-minutos-segundos y pueden tener una ubicación “n s e w - norte, sur, este, oeste” respectivamente.	24
Tabla 4.3. Mostrando la lista de 25 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos superficiales (0-60 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile.....	25
Tabla 4.4. Mostrando la lista de 25 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos intermedios (60-250 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile.....	25
Tabla 4.5. Mostrando la lista de 20 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos profundos (>250 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile.	26

Tabla 4.6. Mostrando las principales estaciones sismológicas que obtuvieron residuales sistemáticamente muy altos, es decir mayor a $\pm 2.5s$	27
Tabla 4.7. Mostrando las residuales erróneas para el sismo del 09/06/1994. En este caso la estación “zon” presenta un residual +9.54, y por lo tanto debe ser depurado.....	27
Tabla 4.8. Modelo de salida para la relocalización del evento 08/08/1987. En la primera línea se observa la nueva localización hipocentral (X,Y,Z), para ese evento, y en las líneas siguientes se observa la orientación espacial del elipsoide de error hipocentral con un 90% de confianza.	28
Tabla 4.9. Cuadro mostrando los resultados finales del análisis de un total de 8738 eventos, solo se relocalizaron 6756 eventos. En esta Tesis se trabajó con los las categorías: Excelente, Bueno y Medio de los eventos relocalizados.....	29
Tabla 5.1 Mostrando las secciones (Fig. 5,5) y los principales eventos que produjeron ruptura en la zona de acoplamiento interplaca, así como los autores que desarrollaron investigaciones en base a la distribución de las réplicas de cada uno de los eventos. Las zonas grises corresponden a las secciones que todavía no han sufrido ruptura.....	46
Tabla 5.1 Mostrando los resultados del modelo de acoplamiento interplaca, y se observa también otros modelos o estudios anteriores.....	46
Tabla 5.2 Mostrando los resultados del modelo de acoplamiento interplaca, comparando con otros modelos o estudios.	57

CAPÍTULO I

Introducción

La continua fricción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana da origen a los sismos más violentos conocidos a través de la historia en el Perú y Chile (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b; Comte & Pardo, 1991; Beck et al., 1998). Esta fricción se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto, pero los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica solamente involucran segmentos de menor longitud, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura, denominadas «zonas sismogénicas». Shimamoto et al, (1993) dividieron a la zona de acoplamiento o zona sismogénica en tres partes:

1. *Límite asísmico superior (updip seismogenic limit)*
2. *zona sismogénica propiamente dicha (superficie de fricción)*
3. *Límite asísmico profundo (downdip seismogenic limit).*

El updip o límite superior está definido por las réplicas de sismos de gran magnitud, además coincide con el punto donde, por efectos de temperatura (100°C - 150°C), se produce deshidratación de los materiales subductados, limitando la zona de deslizamiento estable.

Por su parte, el downdip o límite profundo, probable esté limitado termalmente (Savage et al, 1991), ya que a ciertas profundidades las rocas alcanzan una temperatura donde su comportamiento se vuelve plástico. Para márgenes continentales, en promedio ésta zona de contacto se encuentra a ~40 Km. de profundidad, es decir a ~100 Km. de distancia del eje de fosa (Ruff & Tichelaar, 1996).

Para poder determinar la longitud de la zona acoplada en el sur de Perú y el norte de Chile, debemos observar la actividad sísmica registrada, y comparar los resultados con otros métodos ya desarrollados.

Este trabajo de Tesis pretende, por lo tanto, determinar de una manera cuantitativa la zona de acoplamiento interplaca o zona sismogénica, a partir de datos de sismicidad de buena calidad. En

términos sismológicos hablar de datos de “buena calidad” se refiere a datos que presenten una muy buena localización hipocentral.

¿Cómo poder determinar y clasificar datos de buena calidad, que me permitan resolver de una manera fehaciente la problemática enunciada? Para desarrollar este trabajo se obtuvieron datos telesísmicos y temporales. Los datos telesísmicos corresponden al catálogo del ISC (International Seismological Centre), dentro de una ventana de tiempo entre 01/01/1985 y 31/12/2006. En este periodo de tiempo el catálogo se encuentra bastante completo para magnitudes $m_b \geq 4.3$, habiéndosele desarrollado un análisis previo. Con respecto a datos temporales se utilizó el catálogo de Grange (1984) para el sur del Perú. A partir de estos datos se desarrolla el método de relocalización conocido como JHD ó Joint Hipocentral Determination (Douglas, 1967, Dewey, 1971). La zona acoplada al encontrarse subducida, presenta una geometría característica, por lo tanto se compiló diferentes modelos topográficos de la Placa de Nazca subducida (Barazangi & Isacs, 1976; Cahill & Isacs, 1992; Tavera & Buforn, 1998, Gutscher et al., 2000), para poder obtener datos como el ángulo de subducción y la tendencia general de la superficie de la Placa de Nazca subducida.

De esta forma al mejorar la localización de los datos, nos permite generar un perfil de la geometría del slab, más preciso. Además se compararon estos resultados con modelos geodésicos que muestran una probable zona de acoplamiento a partir de datos de deformación cortical (Klotz et al., 2001, Khazaradze & Klotz, 2003), y con modelos termales (Springer, 1989; Yáñez & Cembrano, 2004), ya que existe una relación directa entre la zona acoplada y las isotermas de placas oceánicas (Hyndman et al., 1997).

Con el fin de determinar la zona de acoplamiento interplaca se ha definido un objetivo principal:

- Obtener, analizar y relocalizar el catálogo telesísmico para mejorar su ubicación hipocentral y obtener datos de buena calidad, con el propósito de generar un modelo de la zona de acoplamiento interplaca.

Para alcanzar estos objetivos se uso la siguiente metodología:

- Relocalizar los datos telesísmicos mediante el método JHD, y clasificar los resultados
- Establecer un modelo de acoplamiento a partir de estos datos y confrontarlo con estudios anteriores.
- Obtener un modelo de la geometría del slab subducido (3D).

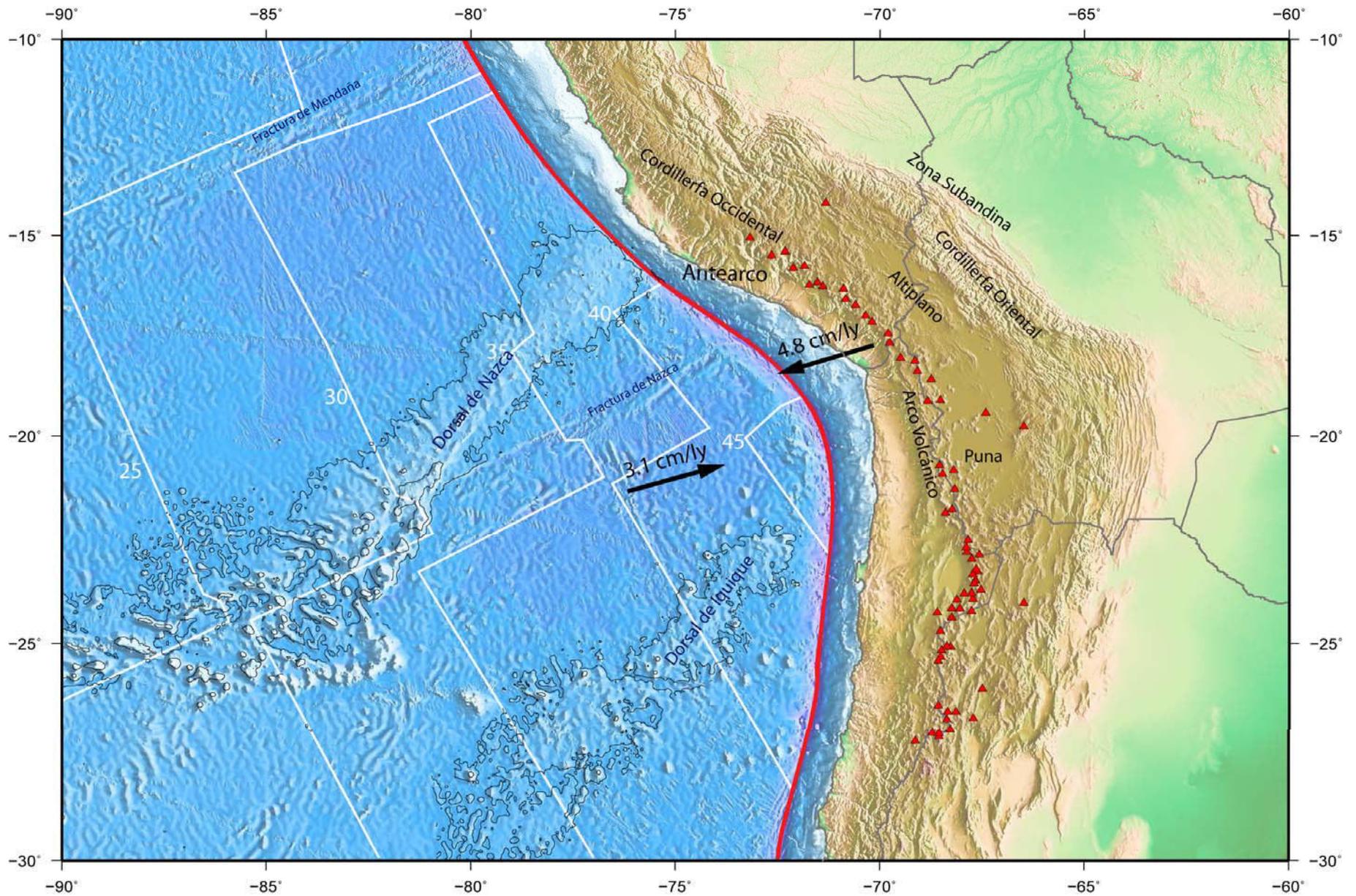


Figura 1.1 Mapa de la cordillera de los Andes y la zona de estudio. Los triángulos rojos representan el arco volcánico actual. Se indican las principales unidades morfoestructurales, tanto de la placa de Nazca y la Sudamericana. Las flechas corresponden al vector de velocidad absoluta de cada placa

CAPÍTULO II

Configuración sismotectónica de la zona de estudio

2.1 Generalidades.

La cordillera de los Andes se extiende de norte a sur a lo largo de 8000 Km., con alturas promedio de 4500m y profundidades de igual magnitud (Ramos, 1999). La orogenia Andina genera una de las cadenas de montañas más importantes del mundo, cuyos procesos geológicos permanecen activos en la actualidad, convirtiéndola en un laboratorio natural para el estudio de relaciones entre rocas magmáticas y procesos tectónicos, formación y origen de cuencas sedimentarias, análisis y estudio de los procesos sismológicos, entre otros.

Gansser (1973), propuso una clasificación para la cordillera de los Andes en tres unidades principales: Andes del Norte, Centrales, y del Sur. Thorpe et al., (1981), consideró otro tipo de clasificación Andina, basándose en la actividad volcánica: zona volcánica del norte (NVZ) que va de 5°N a 2°S; la zona volcánica central (CVZ) entre 15°S y 25°S y la zona volcánica del Sur (SVZ) de 33°S a 46°S.

El estudio de esta Tesis se enmarca en los Andes Centrales, entre los 15°S a 25°S. La actividad tectónica está caracterizada por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. Esta actividad tectónica presenta una constante deformación y levantamiento de la cadena Andina en los últimos 20 Ma (Soler & Sébrier, 1990).

Este levantamiento ha hecho posible la generación de morfoestructuras en la placa Sudamericana, que caracterizan a la Cordillera de los Andes: Zona de Antearco, Arco volcánico, Cordilleras

Occidental y Oriental, Altiplano, Puna y la Zona Subandina. Por su parte, la Placa de Nazca posee estructuras tectónicas formadas *a priori* y en un contexto independiente con respecto a la Orogenia Andina, como son las dorsales de Nazca e Iquique, frente a las Costas de Perú y Chile respectivamente, además de las zonas de fractura como la de Mendaña y Nazca.

La geometría de la subducción de la placa de Nazca, puede definir las zonas de vulcanismo activo, actualmente desarrollándose en casi todo el codo de Arica y bordeando el Altiplano. Estos volcanes están constituidos por estrato-volcanes caracterizados por su erupción explosiva y una gruesa corteza, que en algunos lugares alcanza hasta 70 Km. de grosor y registra diferentes grados de temperatura. Los estrato-volcanes están constituidos principalmente por andesitas y lavas dacíticas, así como los volúmenes de ignimbritas dacíticas en el Mesozoico superior (Ramos, 1999).

Los Andes centrales presentan actualmente actividad volcánica, a excepción entre los volcanes Isluga y Irutupuncu (19.5°S y 21°S) (Wormer et al., 2000a); en ambos extremos de los Andes centrales la actividad volcánica desaparece. Chen et al., (2001) concluyeron que no hay vulcanismo en las zonas subhorizontales (flat-slab) donde el buzamiento del *slab* es bajo, confirmando los resultados de Cahill & Isacks (1992). También observaron que la relación Presión–Temperatura, a lo largo del flat slab es muy diferente de las zonas de subducción normal o steep-slab (sur del Perú y norte de Chile), y que el agua liberada de las zonas de bajo ángulo no alcanza la zona del manto donde la temperatura produce fusión parcial, debido a que la reacción por deshidratación se da a grandes profundidades. Por lo tanto, la distribución y tipo de actividad volcánica a través de los bordes de las placas convergentes está en función del buzamiento del *slab* descendente.

Con respecto a la sismicidad histórica y actual, la subducción genera grandes terremotos, tanto en Chile como en el Perú. Los terremotos de magnitud $M_w \geq 7.7$, han ocurrido en el contacto sismológico de las dos placas, específicamente en la interfaz entre los 10 y 60 Km. de profundidad (Tichellar & Ruff, 1991; Comte et al., 1994;).

En las figuras 2.1 y 2.2 aparecen los principales terremotos que han ocurrido en la zona de estudio en los últimos 500 años. Estos datos muestran que no se ha producido un sismo $M_w \geq 7.7$ desde inicio del siglo XX, generándose de esta manera un *gap sísmico* importante, con un alto potencial de ocurrencia de un gran terremoto. En los últimos 10 años, han ocurrido sismos importantes en los extremos de esta "brecha sísmica", en el sur del Perú tenemos el sismo de

Arequipa, del 23 de Junio del 2001 ($M_w=8.4$), y en el norte de Chile los sismos de Antofagasta del 30 de Julio de 1995 ($M_w=8.1$), y el de Tocopilla del 14 de Noviembre del 2007 ($M_w=7.7$). Respecto a la deformación actual los Andes reflejan acortamiento cortical instantáneo (a corto plazo: años). Nuevos datos geodésicos (Norabuena et al., 1998; Kendrick et al, 2001), registran velocidades con un promedio de 35 *mm/año* en los Andes del centro y sur del Perú, disminuyendo estas velocidades en la zona Subandina evidenciando una mayor concentración de acortamiento (Husson & Ricard, 2004). En cambio, la deformación a largo plazo, proveniente de datos geológicos, nos indica velocidades de 10 a 15 *mm/año*. Entonces, ¿Porque los datos GPS son mayores que los datos geológicos? Esto se debe a que la deformación medida a partir de datos geodésicos considera que la corteza se comporta elásticamente, y que la energía residual elástica acumulada se liberará en futuros terremotos. En cambio las velocidades geológicas solo indican una deformación permanente donde la corteza posee un comportamiento viscoso, es decir, a corta escala los esfuerzos gravitacionales son insignificantes, por lo tanto la deformación cortical es controlada por los esfuerzos que actúan sobre el borde de placas. Esto explica las velocidades uniformes a lo largo de los Andes, pero a escala de tiempo geológico la deformación viscosa se vuelve predominante.

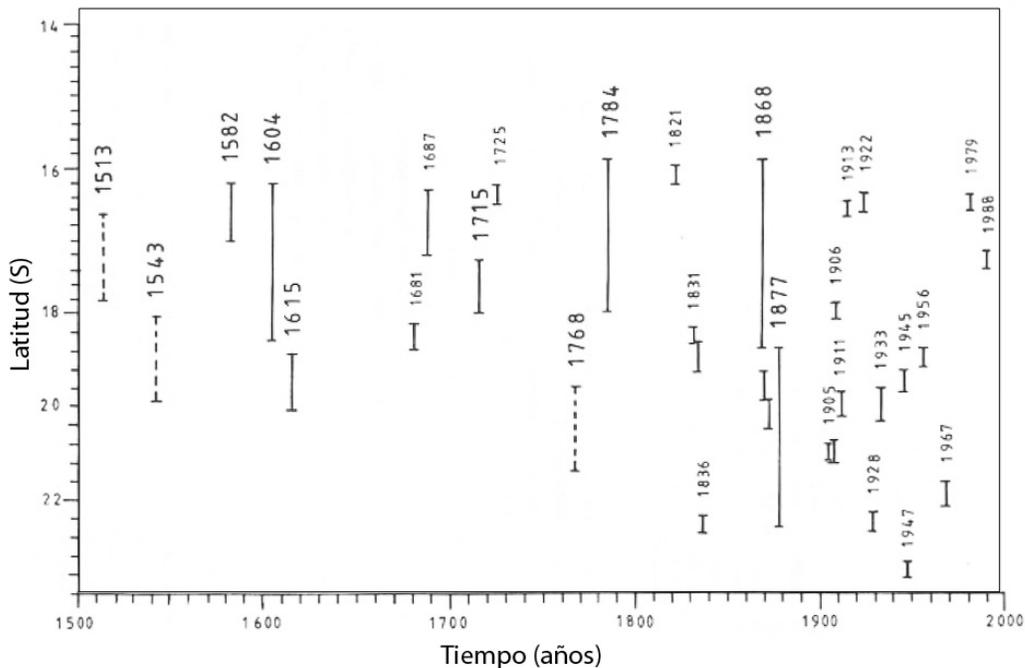


Figura 2.1 Distribución de los principales sismos históricos interplaca en la región. (Modificado de Comte & Pardo, 1991).

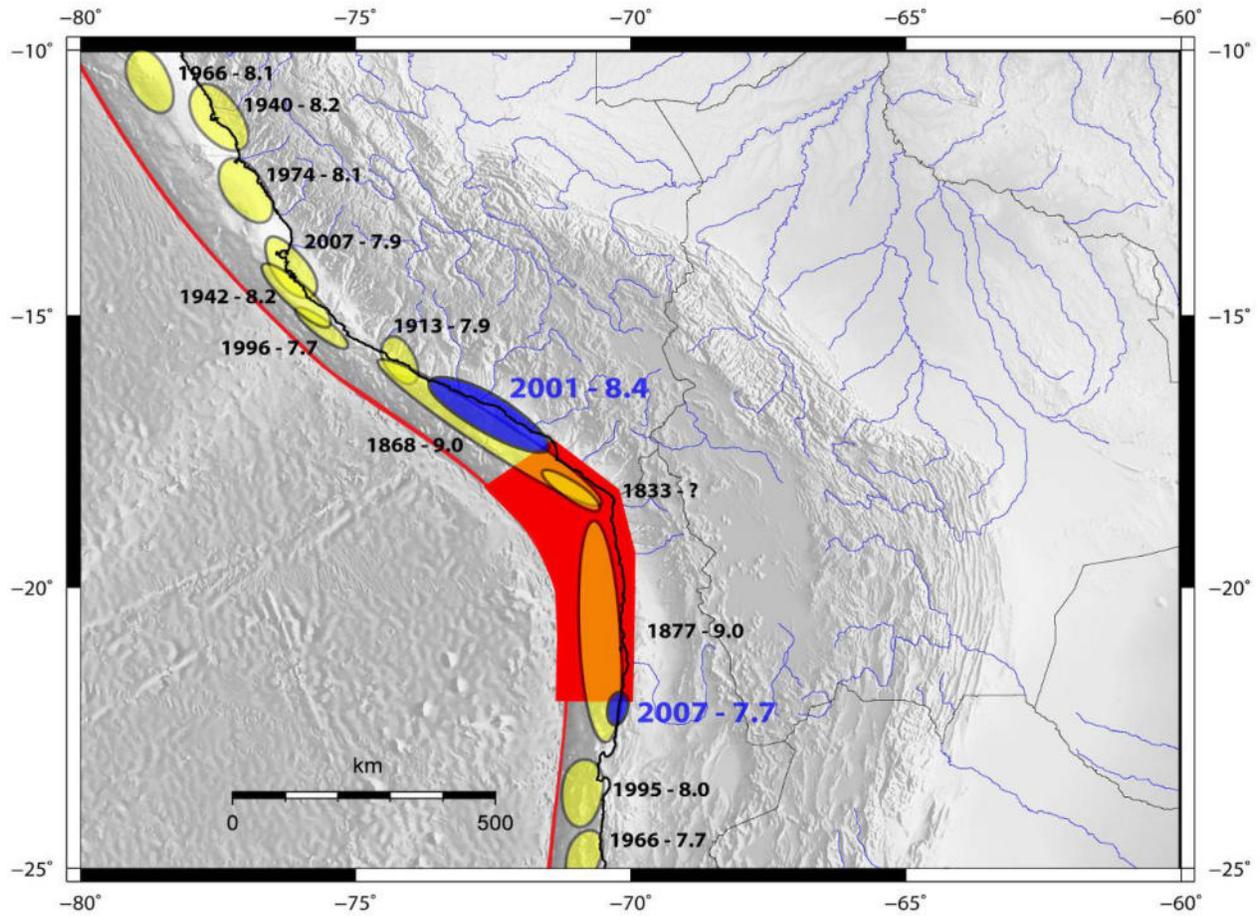


Figura 2.2 Mapa del área de ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud $M_w \geq 7.7$, en los siglos XIX, XX y XXI. (Tavera & Bernal, 2005) La zona roja corresponde al gap sísmico del codo de Arica. Las áreas azules corresponden a las zonas de ruptura de los sismos recientes ocurridos en Perú (Arequipa 23/06/2001) y Chile (Tocopilla 14/11/2007), las cuales limitan el gap.

CAPÍTULO III

Recopilación de datos

3.1 Sismicidad instrumental.

En la presente investigación, se utilizaron los siguientes catálogos sísmicos:

- El catálogo de datos telesísmicos proporcionado por el International Seismological Centre (ISC)
- El catálogo de la red temporal implementada por Grange (1984).

3.1.1 Catálogo del Centro Internacional Sismológico - ISC

El ISC es una institución científica, cuyo principal objetivo es la compilación de información y lecturas de tiempos de fase de ondas sísmicas. La colección de los informes sobre los efectos de los terremotos es también una parte importante de su funcionamiento. También se recalculan las localizaciones y el tiempo de ocurrencia de sismos en todo el mundo, haciendo uso de toda la información disponible. El ISC ahora utiliza una red de Linux / Unix de trabajo con acceso a una base de datos en línea de cerca de 50 Gb (<http://www.isc.ac.uk/>).

A partir de los datos obtenidos por las diferentes agencias sismológicas del globo, el ISC desarrolla el análisis de los datos en lotes mensuales y comienza después de al menos 18 meses de haber recibido los datos, este tiempo de espera permite que la información utilizada sea lo más completa posible. En un mes normal más de 200,000 lecturas de estaciones se analizan con un promedio de 10,000 eventos identificados por mes, de los cuales alrededor de 4,000 requieren

una revisión manual. Disasociaciones y otras discrepancias se rectifican y el resto son lecturas no asociadas utilizadas en la búsqueda de nuevos eventos que son añadidos a la base de datos junto con los terremotos no declarados anteriormente. El número total de eventos mensuales es varias veces superior a los obtenidos por cualquier otra institución en todo el mundo y los resultados del ISC tienen el objetivo de proporcionar una lista lo más completa posible.

Del catálogo del ISC se tomaron los datos de sismos para el periodo de 01/01/1985 al 12/31/2006 contando con un total de 8738 eventos sísmicos, con magnitudes que van de $m_b = 2.3$ a $m_b 6.7$, este último perteneciente al sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001. Las profundidades para este catálogo se encuentra ente 0 – 700 Km (Fig. 3.1).

El objetivo del uso de estos datos es la relocalización hipocentral de los mismos, para obtener un catálogo confiable, y generar el modelo de la zona de acoplamiento interplaca.

3.1.2 Catálogo Temporal. (Grange, 1984).

Grange (1984) realizó un estudio muy confiable obteniendo datos de alta calidad sobre la microsismicidad en el Sur del Perú, implementando una red temporal muy densa (43 estaciones) para el periodo 1980-1981, localizando un total de 888 eventos de profundidades superficiales e intermedias (<300 Km.) (Fig. 3,2), para mostrar de una manera clara y precisa la actividad sísmica entre las coordenadas $13^{\circ}30'S$ y $17^{\circ}30'S$, ya que las variaciones en la geometría de esta zona presentan una contorsión en el slab subducido.

Los principales objetivos del uso de este catálogo en nuestro estudio, son: la correlación y comprobación de las relocalizaciones telesísmicas, y la modelización de la geometría del slab en este sector.

3.2 Datos topográficos.

Obtuvimos los datos topográficos modelados por Smith & Sandwell (1997). Estos autores recopilaron datos de altimetría satelital y sondajes submarinos para poder generar un modelo de

la topografía de la Tierra. La resolución de estos datos topográficos presenta un intervalo de curvas cada 50m. En comparación con otros modelos topográficos y batimétricos (i.e. ETOPO-5, cada 100 metros), estos datos reflejan un incremento en el número de características morfológicas del suelo.

Los datos se obtuvieron de la *Scripps Institution of Oceanography* perteneciente a la Universidad de San Diego California (http://topex.ucsd.edu/marine_topol/). Se realizó la interpolación de datos usando el programa “Generic Mapping Tools –GMT” (Wessel & Smith, 1998).

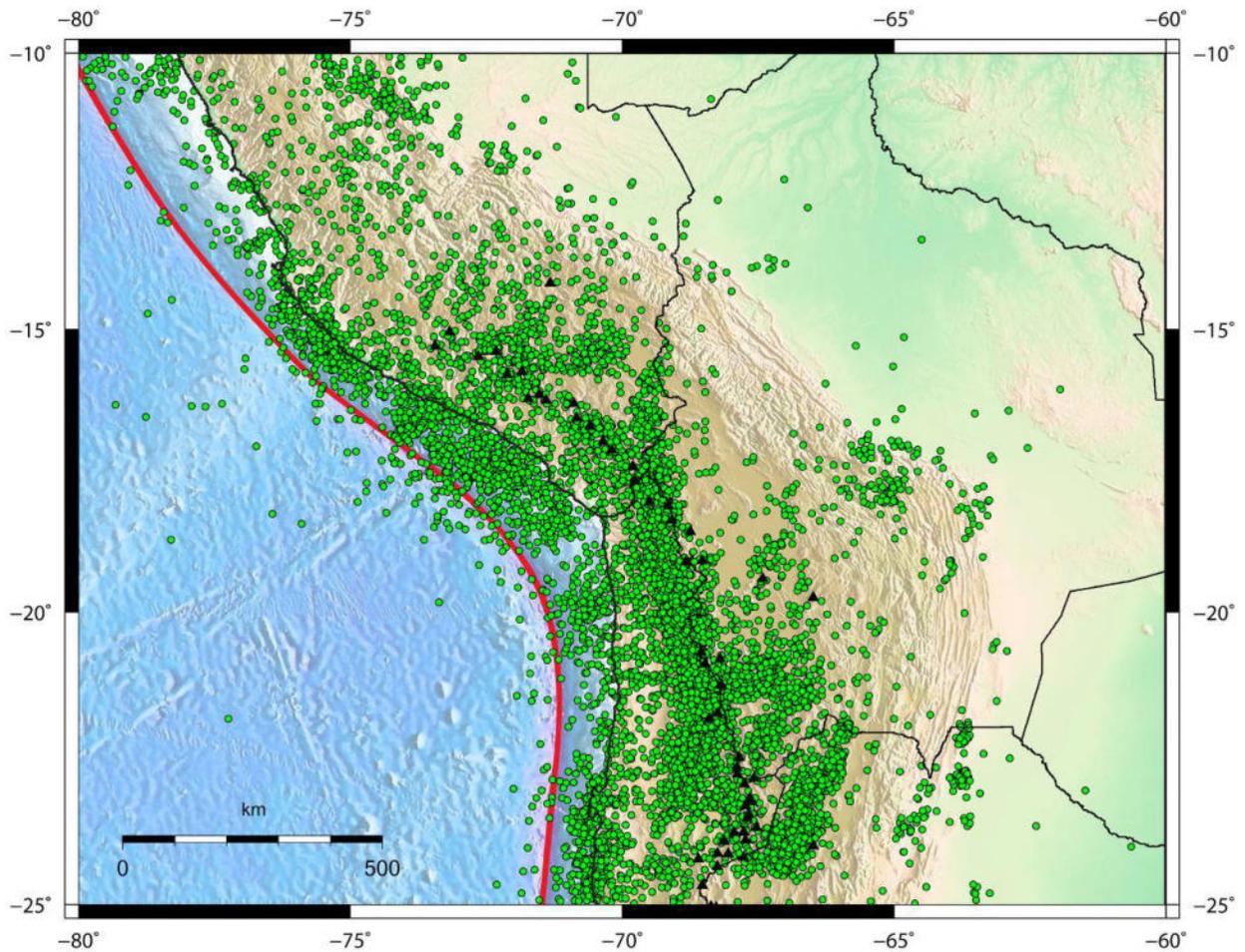


Figura 3.1. Mapa sísmico mostrando el catálogo telesísmico del ISC, para un periodo de 1985 - 2006, las magnitudes están dadas en mb. La línea roja representa la ubicación de la fosa Perú-Chile. Los triángulos rojos son las zonas de actividad volcánica Holocénica

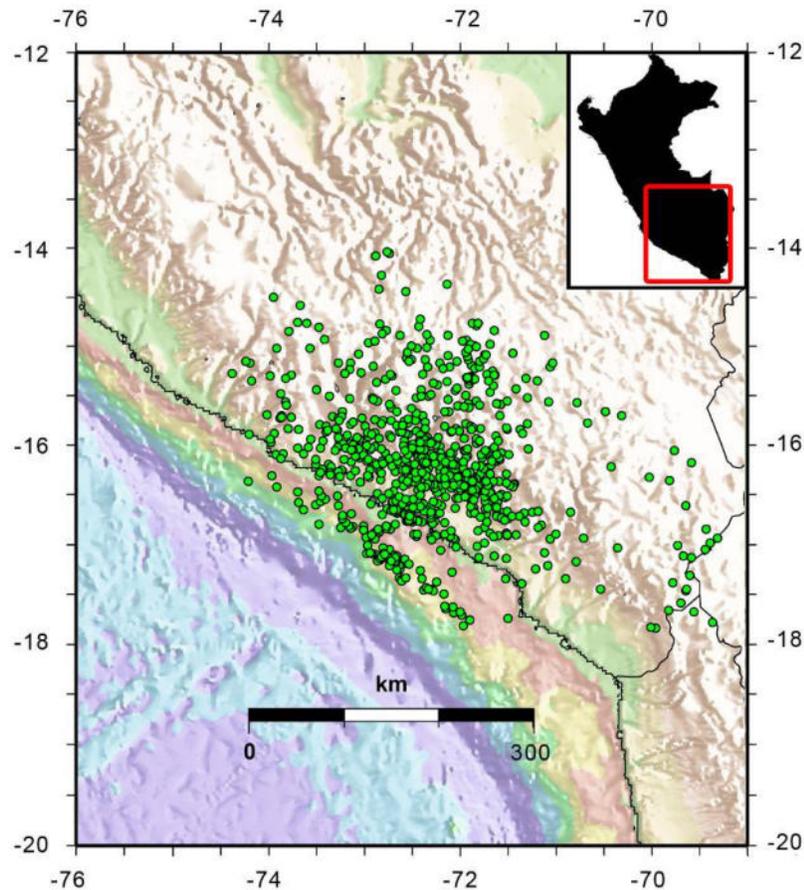


Figura 3.2. Mapa sísmico mostrando el catálogo con datos temporales de Grange (1984), en el sur del Perú

3.3 Datos de mecanismos focales (GCMT-HARVARD).

Se obtuvieron datos de mecanismos focales del Tensor de Momento Sísmico - Centroide determinados por la Universidad de Harvard (GCMT). Estas soluciones de mecanismos focales se obtienen a partir de la inversión de oscilaciones en las ondas superficiales (Dziewonski & Woodhouse, 1983). Este catálogo es uno de los más completos a nivel global, e incluso la *National Earthquake Information Center (NEIC)*, perteneciente al *Servicio geológico de los EEUU*, presenta reportes provenientes de este catálogo.

Esta base de datos permite conocer: la localización en tiempo y espacio del Centroide, orientación de la ruptura (mecanismo focal), el momento sísmico (M_0) y los parámetros

geométricos de la falla responsable. Así mismo, la orientación de la ruptura permite conocer la orientación de los ejes de Presión y Tensión que actúan en la fuente sísmica (hipocentro), los mismos que tienen implicancia directa sobre las principales deformaciones que se producen en la región afectada por el sismo. (Fig. 3.4)

Del catálogo del GCMT se tomaron los datos de mecanismos focales para el periodo de 01/01/1985 al 12/31/2006 -similar periodo de tiempo en los datos sísmicos-, contando con un total de 605 soluciones, tomando datos de profundidades superficiales a profundas (0 – 700 Km.). Estos datos fueron clasificados de acuerdo a su ángulo de falla (Fig. 3.3).

El uso de este catálogo, tiene como objetivo principal la interpretación de las soluciones para generar un modelo de la geometría del slab subducido, apoyado principalmente sobre los dos catálogos de sismicidad. (ISC; Grange, 1984).

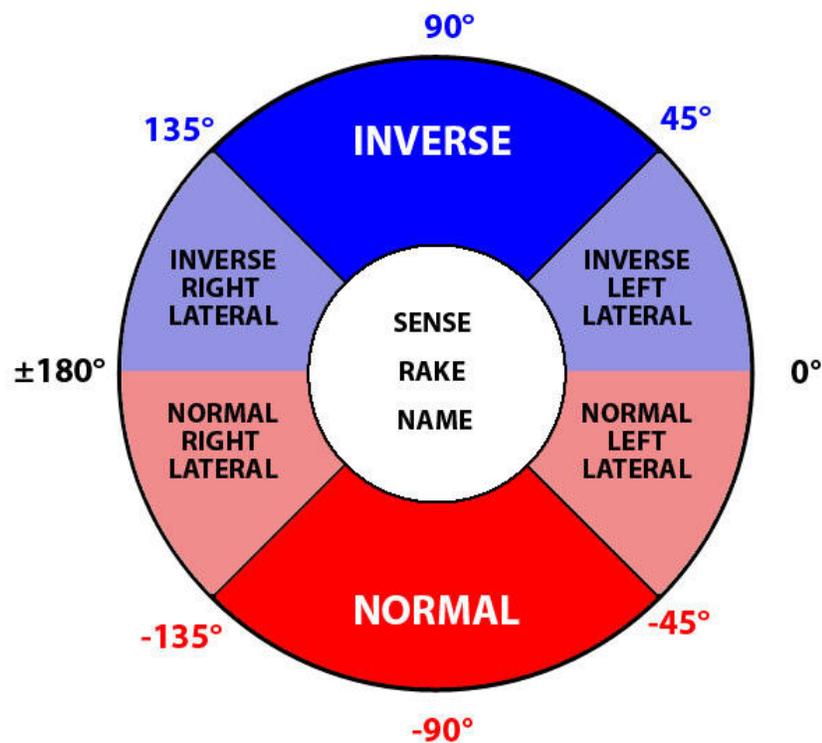


Figura 3.3 Gráfico donde se especifica el criterio utilizado para clasificar los mecanismos focales de la figura 3.8: según el ángulo de deslizamiento de las fallas.

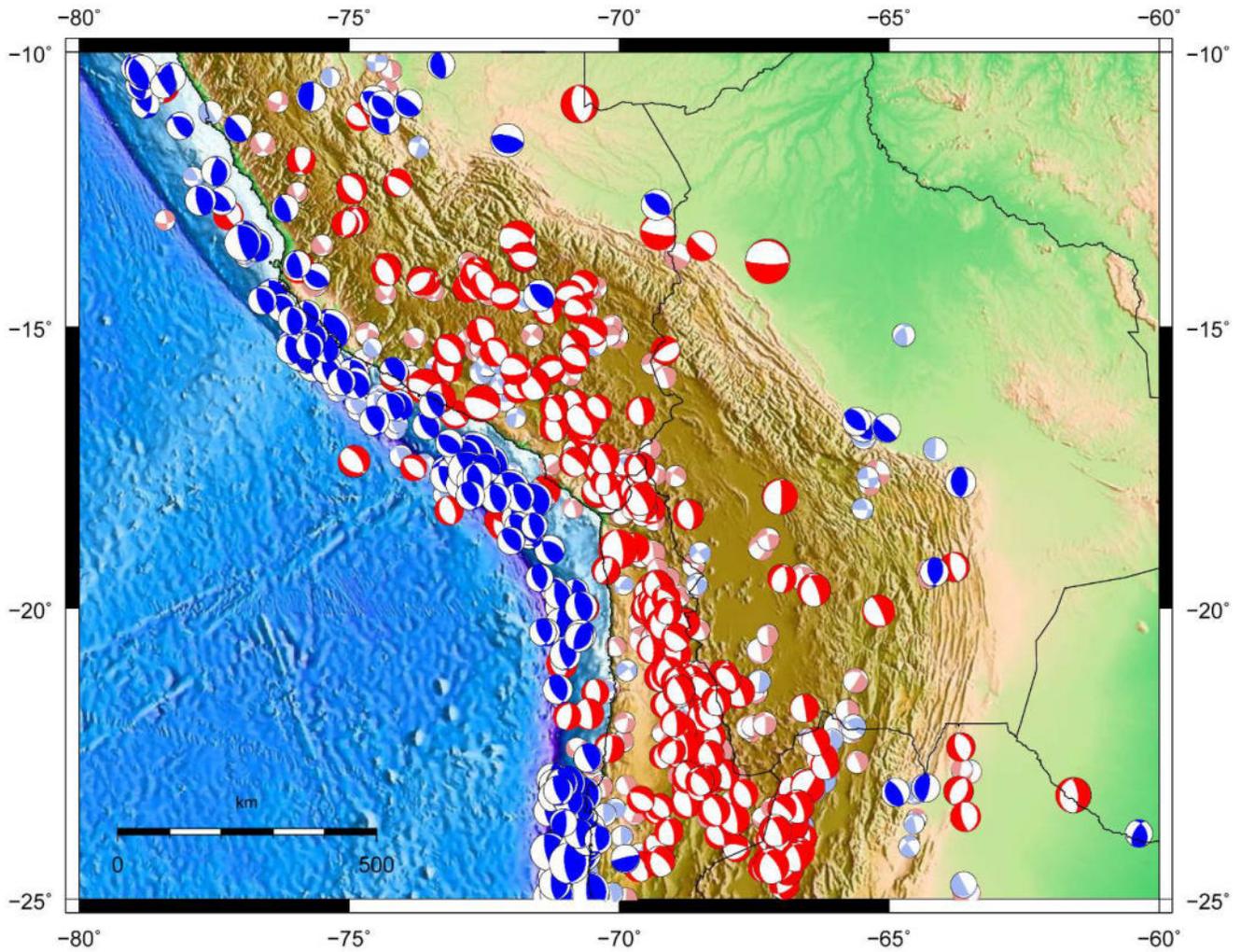


Figura 3.4 Mapa mostrando el total de mecanismos focales obtenidos del catálogo de sismos relocalizados, según su plano de deslizamiento. Mecanismos azules presentan fallas de componente inversa y los rojos representan fallas de componente normal

CAPÍTULO IV

Relocalización de sismos

4.1 El Método de Determinación Hipocentral Conjunta (JHD)

El uso de la técnica Determinación Hipocentral Conjunta (JHD) (Douglas, 1967) es un paso mayor hacia el mejoramiento de localizaciones de terremotos en comparación con el uso de modelos de velocidades que no consideran la presencia de variaciones de las velocidades laterales. Cuando las variaciones son importantes, las localizaciones pueden estar en un error de decenas de kilómetros, dependiendo del tipo de datos usados (locales, regionales, telesísmicos) y el número y distribución de estaciones. La importancia de esta técnica radica en la localización conjunta de varios eventos y la determinación simultánea de un término de corrección para cada una de las estaciones, es decir, para un grupo de eventos, cada corrección de cada estación será la misma para todos los eventos.

El programa JHD89 fue desarrollado por Dewey (1971) para la determinación de por mínimos cuadrados, usando tiempos de arribos de las ondas P, pP y S, además, usa el intervalo de tiempo entre pares de fases (S-P), empleando uno o un conjunto de sismos de referencia (sismos maestros), lo que permite determinar correcciones de tiempo para las estaciones.

Las variaciones de velocidades son la principal causa del residual camino-tiempo, entonces las residuales de las diferentes estaciones medidas serán muy similares para los diferentes eventos locales. Es decir las estaciones que registren los diferentes eventos, presentaran similares variaciones residuales en sus lecturas. Estas residuales son la diferencia de las lecturas obtenidas de las estaciones sismológicas con respecto a lecturas de tablas establecidas internacionalmente.

Para este trabajo se utilizaron las tablas de velocidades camino-tiempo de Herring (1968) para la onda P y de Jeffreys-Bullen (1935) para la onda S.

Los residuales de las estaciones individuales son causados por las variaciones laterales de las velocidades de ondas en el medio por el cual se propagan. Al tomar un evento maestro muy bien ubicado y definido, entonces las diferentes estaciones asumen las correcciones del evento maestro, es decir sus residuales. Esto hace que las variaciones de las residuales de los travel-time, sean debidas a la localización con respecto al evento maestro. Por lo tanto todos los demás eventos se relocalizan a partir de la localización del evento maestro y de sus residuales.

Entonces, las localizaciones obtenidas con la técnica del “*evento maestro*” y el programa JHD es mucho mejor que desarrollar localizaciones individuales. Sin embargo hay que aclarar la importancia de que el evento maestro sea de una buena o excelente localización hipocentral, ya que de la calidad del evento maestro depende el éxito de las relocalizaciones.

En varios trabajos se ha utilizado el método para trabajos similares o que tienen que ver con sismotectónica, Dewey & Algermissen (1974); Pardo y Suárez (1995); Pardo et al. (2002), en los cuales se ha utilizado exitosamente la relocalización conjunta de hipocentros con el programa JHD.

4.2 Procedimiento

Se relocalizó el catálogo telesísmico del ISC (Fig. 3.1) con la técnica JHD. Este método comprende el uso de tres programas: SST89, JHD89 y SE98

Para poder obtener mejores resultados al momento de desarrollar la relocalización, se dividió el grupo total en tres zonas dependiendo de su profundidad:

- Superficiales: 0- 60 Km.
- Intermedios: 60 a 250 Km.
- Profundos: Mayores de 250

Como se ha mencionado anteriormente, este método de relocalización utiliza eventos maestros, para que a partir de los travel-time de éstos, los demás sean relocalizados. Para poder escoger los

eventos maestros correspondientes a cada rango de profundidad seleccionado, se tomaron las siguientes consideraciones:

- Se seleccionaron sismos que hayan sido relocalizados por datos locales y posteriormente publicados. Se escogieron conjuntos de 25 eventos para las profundidades superficial e intermedia, y 20 eventos para la zona profunda, esto se debe a la falta de buenos datos para completar los 25 eventos maestros.
- Eventos que hayan sido registrados por un mínimo de 300 estaciones.
- No se tomó en cuenta la magnitud de los eventos, ya que algunos eventos de magnitud mayor a 6.1 mb, mostraban una deficiente lectura en las estaciones locales, como se muestra en la tabla 4.1

Una vez seleccionado los eventos maestros (Tablas 4.3, 4.4 y 4.5), se procedió a realizar el análisis mediante el programa SST89.

4.2.1 Programa SST89

Es el primer programa que se utiliza. Su uso presenta dos finalidades:

- a) Cuenta el número de lecturas de una estación-fase determinada para un grupo de terremotos.
- b) Prepara un archivo con las líneas de control de interacción, estaciones adicionales, y las líneas de estaciones-fase para correr el programa JHD89.

En primer lugar, se debió de actualizar la mayoría de sus archivos ya que fue desarrollada en 1989. Por ejemplo se actualizó la lista de estaciones de la red global (WWSSN), ya que de 1989 a la fecha la misma sufrió diferentes cambios, ya sea con la adquisición y mejora de algunas estaciones nuevas, o el cierre de otras. En la Tabla 4.2, se muestra el formato de las estaciones. Al momento de usar el programa, las estaciones utilizadas eran de 8473 estaciones, y se actualizó llegando a contar con 12929 estaciones. Estos datos son importantes ya que el catálogo del ISC utiliza datos recientes con nuevas estaciones, y al utilizar el programa con estaciones anteriores, mostraba un mensaje de error para una estación inexistente.

ESTACION	dmin	dmax	azmin	azmax	jd	Eventos maestros																								
						1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
miar	47.2	62.3	332.9	343.1	18	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
bla	47.7	61.5	345.8	358	21	x	x	x	x																					
biny	52.7	66.1	0	359.5	20	x																								
ascn	54.3	63.3	83	93.5	10	x																								
lpig	54.4	54.4	314.2	314.2	1																									
rkt	56.3	60.3	251.2	253.7	4		x	x																						
rkt	56.3	60.3	251.2	253.7	1																									
pfo	56.9	72.3	316.6	322.3	21	x																								
sru	57.8	73.3	324.3	330.9	19	x																								
msu	58.2	73.6	322.9	329.3	22	x																								
arut	58.2	73.7	322.7	327.8	18	x																								
vna3	58.3	71.7	160.7	162.5	13	x																								
vna1	58.3	73.5	159.8	161.7	20	x																								
vna1	58.3	73.5	159.8	161.7	8																									
vna2	58.8	72.3	160	161.8	14	x																								
vna2	58.8	72.3	160	161.8	7																									
dau	59.2	74.7	324.9	331.3	22	x																								
isa	59.5	74.9	317.2	322.7	20	x	x	x																						
dug	59.8	75.2	323.9	330.1	20	x																								
plcn	60	60	251	251	1																									
pdar	60.3	75.7	327.6	334.1	20	x																								
snaa	60.5	73.9	160.4	161.8	12	x																								
hvu	61	76.4	325.1	331.3	21	x																								
sao	62.1	77.4	316.7	321.8	19	x	x	x																						

Tabla 4.1. Modelo de archivo generado por el programa SST89, a partir de los eventos maestros (25) para los sismos superficiales. Nótese la columna y fila en tono gris, que contiene muy poca información para ese evento maestro (4). Se puede apreciar que el evento maestro (1), es uno de los que presenta mejor registro, corresponde al sismo de Arequipa del 23/06/2001

CODIGO	LONGITUD (°/m/s)	LATITUD (°/m/s)	ALTURA (m)	NOMBRE
-a0mac	464119.0n	1061320.0w	897	subarray a0 lasa
121a	323157.0n	1074706.0w	1652	cookes peak; deming
aac C	504660.0n	60460.0e	179	aachen
aadh	220636.0n	313300.0e	200	adndan
aalm R	364948.0n	22406.0w	10	campus universitario de almer?a
aam	421804.0n	833924.0w	172	ann arbor

Tabla 4.2. Ejemplo del archivo “astation.dat”, usado por el programa SST89 y actualizado. Las letras “c” y “r” corresponden a estaciones que actualmente presentan “closed” y “reserved”. Los datos de latitud y longitud son leídos en grados-minutos-segundos y pueden tener una ubicación “n s e w - norte, sur, este, oeste” respectivamente

NUM	DATE			TIME	LAT	LONG	DEPTH	MG
1*	1	6	23	20.33.9.33	-16.31	-73.82	29	6.7
2	87	6	27	9.9.4.80	-14.088	-75.989	51	5.9
3*	87	8	8	15.48.53.71	-19	-70	42	6.4
4	87	8	13	15.23.7.12	-17.901	-70.952	38.7	6.1
5	88	2	22	19.13.13.04	-20.77	-69.765	27.6	6
6	94	5	10	1.49.3.10	-19.707	-69.815	52.7	5.9
7*	95	7	30	5.11.23.37	-23.36	-70.31	47	6.5
8	95	9	23	22.31.53.87	-10.714	-78.58	39.1	6.1
9	96	3	10	8.56.22.22	-13.055	-69.437	34	5.8
10	96	4	19	0.19.31.20	-23.961	-70.025	49.3	6.1
11*	96	11	12	16.59.43.96	-15.3	-75.44	14	6.4
12	97	4	1	18.42.7.66	-18.217	-69.248	55.6	5.8
13	98	1	30	12.16.9.30	-23.838	-70.161	44.2	6.2
14	98	2	19	4.21.28.49	-10.947	-74.415	17.7	5.8
15	98	5	22	4.48.50.46	-17.86	-65.539	24	5.9
16	1	2	21	15.20.22.41	-11.333	-74.521	41.3	5.5
17	1	6	26	4.18.32.67	-17.73	-71.34	31	6.1
18	1	8	28	6.56.7.15	-21.673	-70.039	44.4	5.7
19	3	5	28	21.26.47.52	-12.381	-77.168	43.2	5.4
20	5	5	3	19.11.38.29	-14.878	-74.67	31.4	5.5
21	6	4	9	20.50.46.32	-20.467	-70.229	36.2	5.5
22	6	8	9	22.36.9.62	-14.428	-70.686	35	5.5
23	6	10	20	10.48.57.80	-13.55	-76.02	43	5.8
24	6	10	26	22.54.33.07	-13.346	-76.592	29.7	5.4
25	6	11	20	14.38.28.55	-17.694	-70.16	41.5	5.7

Tabla 4.3. Mostrando la lista de 25 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos superficiales (0-60 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile

NUM	DATE			TIME	LAT	LONG	DEPTH	MG
1*	87	3	5	9.17.5.61	-24.39	-70.16	62	6.5
2	91	5	24	20.50.55.08	-16.54	-70.7	123.6	6.3
3	91	7	6	12.19.49.94	-13.19	-72.22	112.3	6.1
4*	93	4	18	9.16.22.08	-11.75	-76.62	94	6
5	93	5	24	23.51.20.55	-23.32	-66.59	221	6.1
6	94	12	12	7.41.55.81	-17.49	-69.62	153.9	5.8
7	98	10	8	4.51.40.41	-16.05	-71.35	111.6	6
8*	99	4	3	6.17.16.10	-16.61	-72.82	93	6.1
9	99	9	15	3.1.21.29	-20.8	-67.18	184.8	5.9
10	99	11	30	4.1.47.82	-18.86	-69.11	79	6.2
11	0	5	12	18.43.15.16	-23.78	-66.74	193.5	6.1
12	3	9	17	21.34.47.29	-21.43	-68.27	126.1	6
13	3	10	28	8.14.22.06	-14.24	-70.54	167.2	5.4
14	5	6	2	10.56.0.54	-24.13	-67.01	194.9	5.5
15*	5	6	13	22.44.32.42	-19.9	-69.13	108	6.7
16	5	8	14	2.39.39.18	-19.74	-69.08	114.6	5.6
17	5	10	17	19.23.0.94	-17.73	-69.55	123.3	5.6
18	5	11	17	19.26.54.80	-22.37	-67.94	161.7	5.9
19	6	6	27	2.7.32.62	-22.51	-68.4	102.7	5.3
20	6	8	25	0.44.46.53	-24.35	-67.01	184.9	5.8
21	6	10	17	4.2.38.05	-21.01	-68.25	142.7	5.3
22	6	10	30	4.16.1.60	-15.26	-70.38	204.9	4.8
23	6	11	7	13.25.37.17	-21.73	-68.16	126.6	5.5
24	6	11	14	22.22.12.46	-23.31	-68.32	109.5	5.4
25	6	11	27	17.31.48.41	-16.12	-71.78	118.7	5.3

Tabla 4.4. Mostrando la lista de 25 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos intermedios (60-250 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile

NUM	DATE			TIME	LAT	LONG	DEPTH	MG
1	94	6	9	0.33.16.71	-13.87	-67.51	640	6.9
2	94	6	9	5.26.31.50	-13.9	-67.22	646	5.1
3	90	10	17	14.30.15.17	-11.01	-70.77	625.9	6.5
4	94	1	10	15.53.50.76	-13.34	-69.41	604.9	6.4
5	90	2	27	9.28.54.08	-17.17	-64.11	601.6	5.3
6	87	8	14	22.20.42.24	-19.11	-63.94	599.9	5.2
7	97	11	28	22.53.42.61	-13.77	-68.8	599.8	6.3
8	5	3	21	12.23.53.07	-24.94	-63.46	576.6	6
9	87	6	15	21. 5.11.71	-19.1	-63.92	597	5.4
10	5	3	21	12.43.11.35	-24.68	-63.51	567.1	5.8
11	89	2	28	13. 1.56.02	-23.09	-61.44	546.7	5.6
12	5	10	1	21.54. 8.29	-23.6	-63.67	544.4	5.3
13	87	11	6	18.47.34.11	-22.86	-63.6	528.5	5.8
14	5	1	22	2.57. 6.24	-22.25	-63.68	525.5	5.1
15	4	1	13	21.54.21.58	-22.8	-63.62	520.6	5.1
16	4	3	17	3.21. 6.80	-21.13	-65.63	290.9	5.5
17	6	12	26	6.33.23.01	-22.33	-65.45	289.7	4.3
18	6	10	23	21. 0.45.09	-21.81	-65.53	282.9	5.1
19	93	10	19	4. 2.22.07	-22.41	-65.98	275.1	5.8
20	94	8	8	7.55.40.14	-13.85	-68.33	609.7	5.3

Tabla 4.5. Mostrando la lista de 20 eventos maestros utilizados para relocalizar los sismos profundos (>250 Km.). Los eventos seleccionados presentan un mínimo de lectura de 300 estaciones. Los eventos en negrita y cursiva corresponden a eventos analizados, localizados y publicados por las redes locales del Instituto Geofísico del Perú y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile

4.2.2 Programa JHD89

A partir de los datos obtenidos por el programa SST89, desarrollamos nuestro análisis para los eventos maestros. El programa genera un archivo de datos mostrando las estaciones para cada evento con sus residuales respectivos. La idea principal es observar los errores en las residuales para cada estación. Esto nos da una idea de la calidad y errores de lectura, ya sea manual o instrumental presente en las estaciones sismológicas al momento de registrar un sismo.

Al desarrollar el análisis de los residuales, nos encontramos residuales “demasiado erróneas” cuyos resultados mostraban residuales de hasta 1000 sg., inclusive se observó que algunas estaciones sismológicas presentaban continuamente estos errores. La lista de estas estaciones se encuentra en la tabla 4.6.

Residuales de estaciones sismológicas		
Tipo de evento	Estaciones por evento	Estaciones comunes
Intermedios	afi, anch, are, arut, bao, cdch, cen1, cfa, cfaa, chch, crch, drv, ecri, ehue, ejif, eloj, eron, etor, fch, hja, jach, lnv, lpa, maw, mdz, nna, pae, pel, ppm, ppt, pteo, rar, rkt, salf, sba, shel, sjv, snaa, sur, tll, tsum, vna1, vna2, vna3, xmas, zon	are, anch, eloj, ecri, fch, lpaz, lpa, nna, pae, ppt, sba, vna1, vna2, vna3, drv, snaa, mdz,
Superficiales	afr, anch, are, bdfb, cch, cor, drv, eche, ecri, eloj, epla, eron, erua, eval, fch, fsa, iha, isa, jach, lis, lpa, lpaz, lpg, new, nna, pae, pfo, plca, pmor, ppt, pym, roch, sao, sba, snzo, trm, tvo, vah, yja, zobo, vna1, vna2, vna3	
Profundos	are, bao, bft, cen1, drv, ejif, eloj, lic, lis, lnv, lpb, mdz, nvl, pmo, ppt, ruv, sba, sek, snaa, syo, tbi, tpt, tvo, vna1, vna2, vna3	

Tabla 4.6. Mostrando las principales estaciones sismológicas que obtuvieron residuales sistemáticamente muy altos, es decir mayor a $\pm 2.5s$.

Una vez ubicadas las residuales erróneas de las diferentes estaciones sismológicas, se procedió a la depuración de las mismas. Solo se usaron estaciones cuyos valores de residuales eran menores a $\pm 2,5$ sg. (Tabla 4.7).

94 6 9 6.9mb lat= -13.872 long= -67.512 fd= 640.00# ot= 0. 33. 16.71 weighted se = 2.03							
station	phase	del(deg)	az(deg)	travel times	residuals	stad	
rtl	l phtl	17.4	182.76	210.08	1.48	0.00	ok
zon	sjbi	17.62	183.29	391.79	9.54	0.00	X
zon	phtl	17.62	183.29	211.79	1.12	0.00	ok
cfa	phtl	17.66	182.03	211.69	0.69	0.00	ok

Tabla 4.7. Mostrando las residuales erróneas para el sismo del 09/06/1994. En este caso la estación “zon” presenta un residual +9.54, y por lo tanto debe ser depurado.

4.2.3 Programa SE89 (single event -1989*)

Una vez depurado las residuales de los eventos sísmicos, estamos listos para finalizar el tratamiento de datos. Para esto será necesaria la utilización del tercer paquete del programa JHD89, denominado *se89* o *single event 89*, este programa se usa para la determinación de cada uno de los eventos (de manera singular), utilizando los tiempos de llegada de las fases reportadas por cada estación. Este programa produce un archivo de salida mostrando la localización “final” con un 90% de confianza de estar dentro del elipsoide de error estimado. Un ejemplo de la salida de datos se muestra en la tabla 4.8.

1987. 8. 8	154854.8	19.000s	70.000w	42.0km\$	6.4 mb	Codo de Arica
ep	:	aang =	90	90.00% : l=	0.3,az=	-90.0,pl = 0
ellipse	:	a =	0.3	ellipsoid : l=	0.3,az=	-180.0,pl = 0
(90%)	:	b =	0.2	semi-axis : l=	0.1,az=	14.7,pl = 90

Tabla 4.8. Modelo de salida para la relocalización del evento 08/08/1987. En la primera línea se observa la nueva localización hipocentral (X,Y,Z), para ese evento, y en las líneas siguientes se observa la orientación espacial del elipsoide de error hipocentral con un 90% de confianza

A partir de estos resultados se desarrollo una tabla de clasificación, dependiendo del grado de error en el elipsoide de ubicación del sismo. Es decir, dependiendo del tamaño del elipsoide se clasificaron los eventos de la siguiente manera:

Tipo de sismo	Eventos de entrada	Eventos relocalizados	Eventos erróneos	Elipsoide de error (km)	Eventos		Categoría
					N° de eventos	% de eventos	
Superficial (0-60 km)	2577	2077	500	00 – 10.0	43	2.1	Excelente (E)
				10.1 – 20	429	20.6	Bueno (B)
				20.1 – 30	450	21.7	Medio (M)
				30.1 – 40	403	19.4	Pobre (P)
				> 40.1	752	36.2	Fatal (F)
Intermedio (60.1-250 km)	5732	4330	1402	00 – 10.0	54	1.25	Excelente (E)
				10.1 – 20	532	12.29	Bueno (B)
				20.1 – 30	917	21.18	Medio (M)
				30.1 – 40	1000	23.09	Pobre (P)
				> 40.1	1827	42.19	Fatal (F)
Profundo (>250.1 km)	429	349	80	00 – 10.0	26	7.45	Excelente (E)
				10.1 – 20	72	20.63	Bueno (B)
				20.1 – 30	79	22.64	Medio (M)
				30.1 – 40	54	15.47	Pobre (P)
				> 40.1	118	33.81	Fatal (F)
Σ	8738	6756	1982				

Tabla 4.9. Cuadro mostrando los resultados finales del análisis de un total de 8738 eventos, solo se relocalizaron 6756 eventos. En ésta se trabajó con los las categorías: Excelente, Bueno y Medio de los eventos relocalizados.

De un total de 8738 eventos se relocalizaron 6756 eventos, se contó con 1982 eventos erróneos. Los eventos erróneos no fueron computados por los programas debido a dos motivos:

- Si el sismo no se registra en un mínimo de estaciones.
- Si las residuales de la estaciones leídas para ese sismo eran muy altas ($\pm 2,5s$) para poder dar una buena localización.

Para continuar nuestro estudio, trabajaremos con los eventos que se clasificaron en las categorías: Excelente, bueno y medio, contando con un total de 2602 eventos que presentan una buena localización hipocentral. (Fig. 4.1 y 4.2)

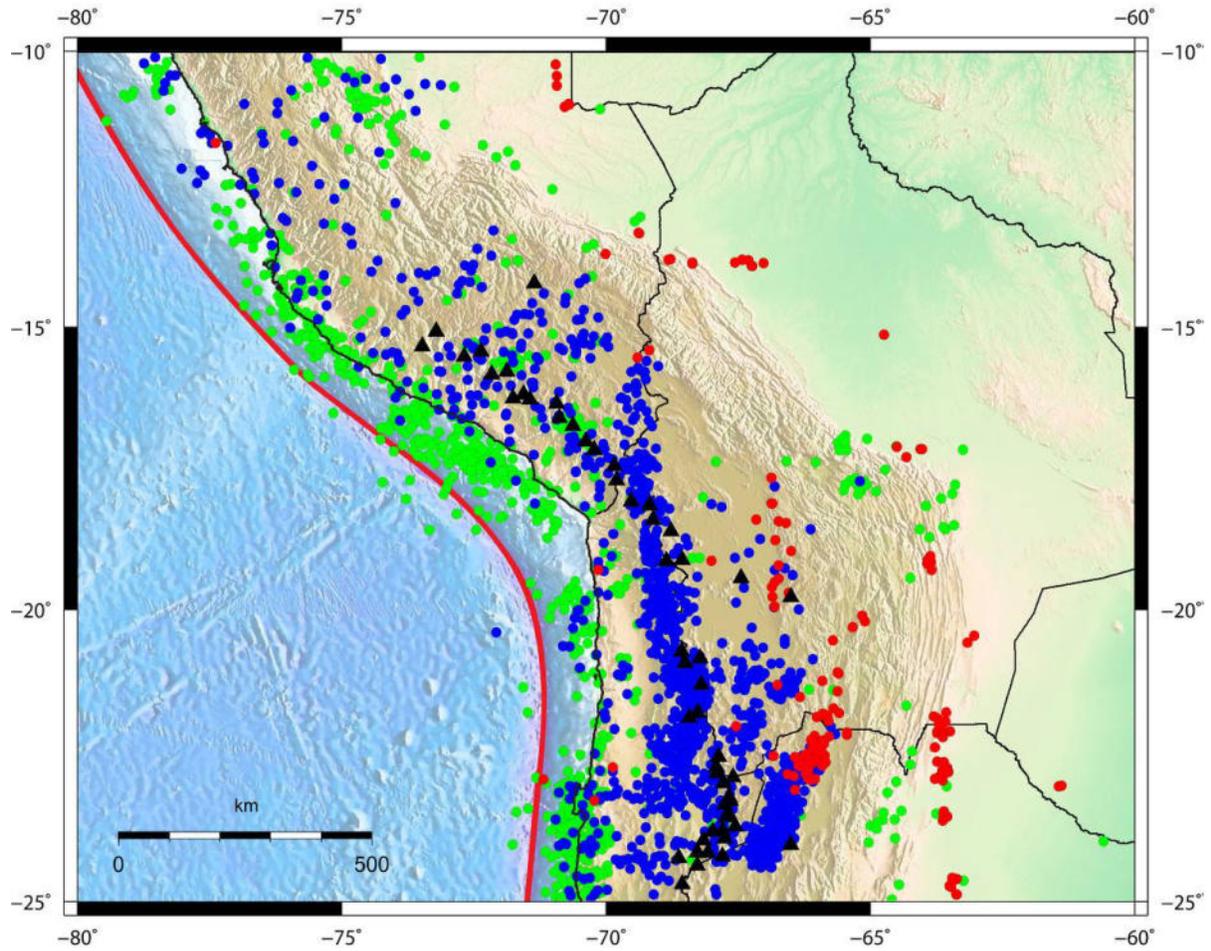


Figura 4.1. Mapa mostrando el catálogo telesísmico del ISC con eventos relocalizados. Los eventos verdes corresponden a sismos superficiales (0-60 Km.), los azules corresponden a sismos intermedios (60-250 Km.) y los rojos son profundos (>250). La línea roja representa la ubicación de la fosa Perú-Chile. Los triángulos rojos son las zonas de actividad volcánica Holocénica.

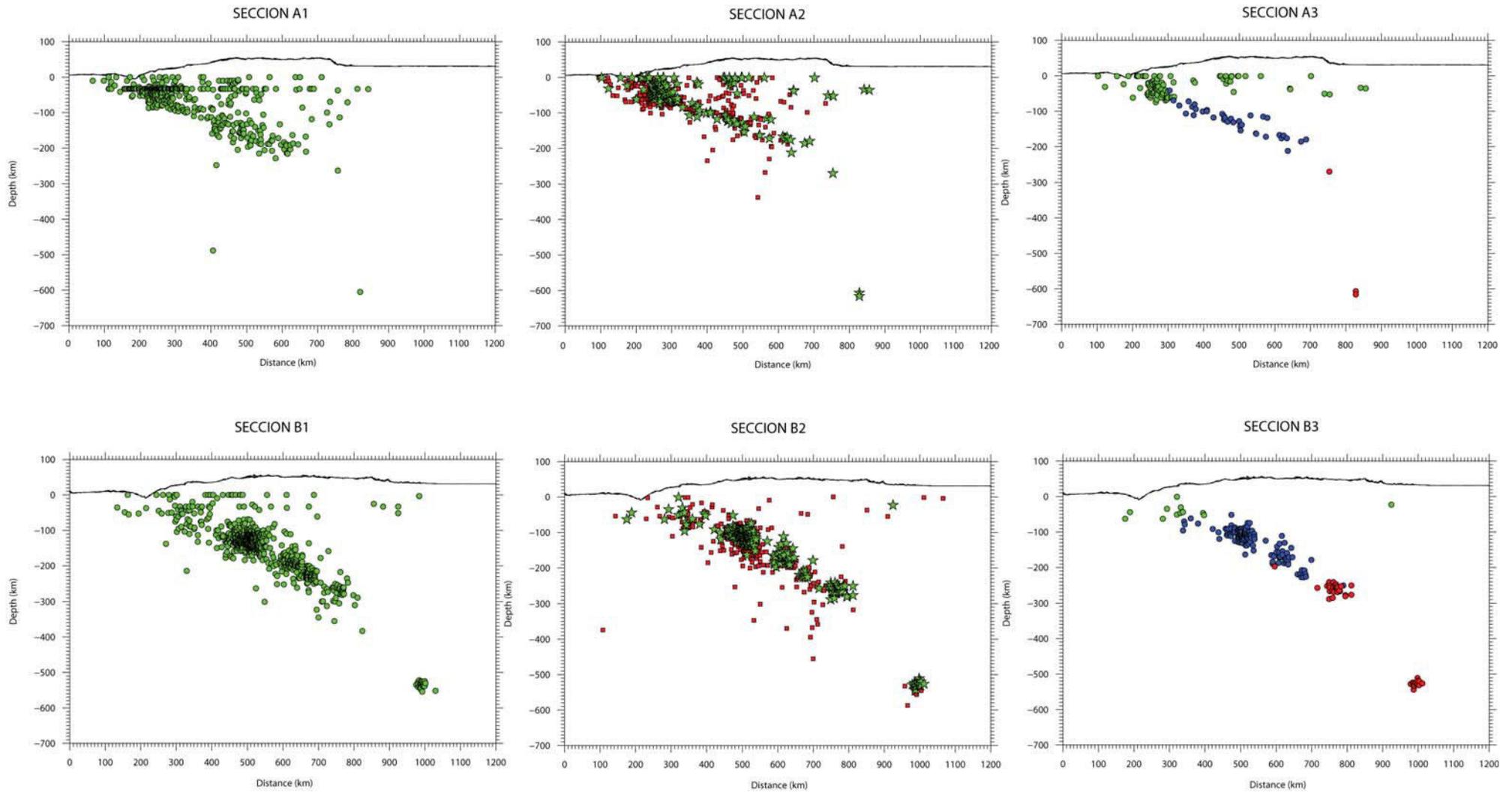


Figura 4.2. Secciones sísmicas donde se muestra el proceso de análisis y relocación. Las secciones A y B corresponden al sur del Perú y al norte de Chile respectivamente. Las secciones A1 y B1, muestran los sismos con su ubicación hipocentral original. Las secciones A2 y B2, corresponden a los sismos relocados. Las estrellas verdes corresponden a las categorías buena, excelente y media, mientras que los cuadrados rojos corresponden a las categorías pobre y fatal (Tabla 4.9). Las secciones A3 y B3, muestran los datos finales relocados y depurados. Los colores corresponden a su ubicación original: verde-superficial (0-60km), azul-intermedio (60-250km) y rojo-profundo (>250)

CAPÍTULO V

Discusión

5.1 Análisis de la sismicidad.

El contexto sismológico de la zona de estudio es tectónicamente complejo, ya que se encuentra enmarcado en la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, generándose una zona de gran actividad sísmica. Esta zona sismogénica está conformada por segmentos que han producido extensas áreas de ruptura por la liberación de energía acumulada, así como segmentos donde se espera una pronta ruptura. En las últimas décadas se observó una importante zona asísmica entre los 16°S y 24°S, pero esta brecha sísmica se acortó cuando se produjeron los sismos del 23 de Junio de 2001 en Arequipa ($M_w=8.4$), en el Sur del Perú y los terremotos de Antofagasta del 30 de Julio de 1995 ($M_w=8.0$), y el de Tocopilla del 14 de Noviembre del 2007 ($M_w=7.7$), en el Norte de Chile, convirtiéndose estos eventos en los nuevos límites del *gap sísmico* (Fig. 2.2). La ausencia de un sismo principal ($M_w \geq 7.7$) en el área contrasta con el resto de la zona bloqueada, que hasta la fecha es el único segmento interplaca que se encuentra bloqueado. En cambio la actividad sísmica intracontinental (Fig. 5,1) se ha mantenido constante en los últimos años, debido al continuo proceso de acumulación y deformación, y que ha sido registrado a través de mediciones geodésicas (Kendrick et al., 2001; Khazaradze & Klotz, 2003). Para analizar la distribución de la sismicidad, generamos 18 secciones ortogonales a la línea de fosa, tomadas de Oeste a Este (Fig. 5.2). Cada una de estas secciones presenta una longitud de 1200 Km. y un ancho de 100 Km. Estas secciones se elaboraron con los sismos relocalizados del ISC. Cabe destacar que los datos de la red temporal (Grange, 1984), fueron utilizados para comprobar que la relocalización hipocentral de los datos telesísmicos del ISC presenten una

buena calidad, de esta manera nos permitirá observar la existencia de algún error en los análisis de las secciones sismológicas.

La distribución espacial de la sismicidad en la zona de estudio (Fig. 5.2), se presenta formando dos principales grupos:

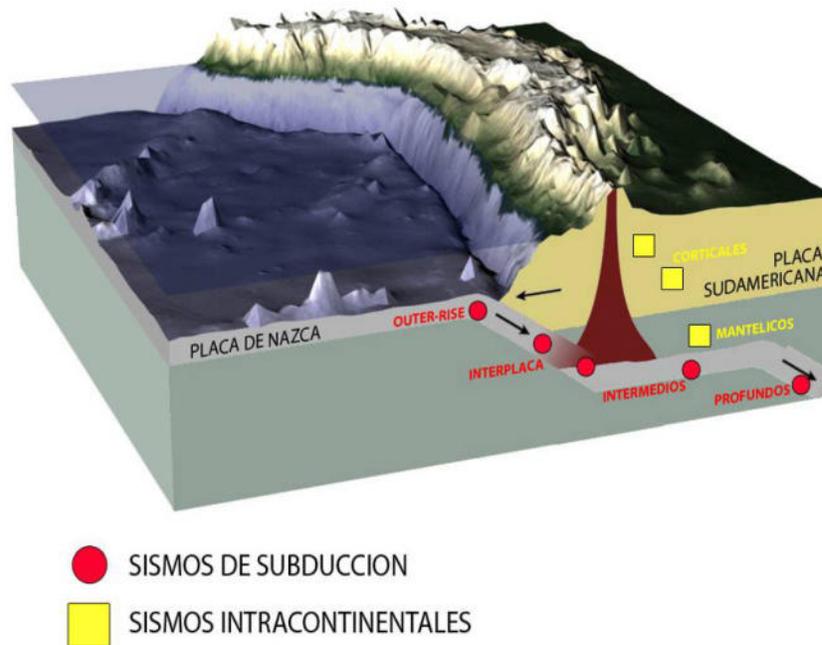


Figura 5.1. Los dos tipos de sismos en contexto de subducción en el codo de Arica: eventos de subducción (círculos rojos), y eventos intracontinentales (cuadrados amarillos). Se especifican las distintas categorías de cada tipo (modificado de David, 2007).

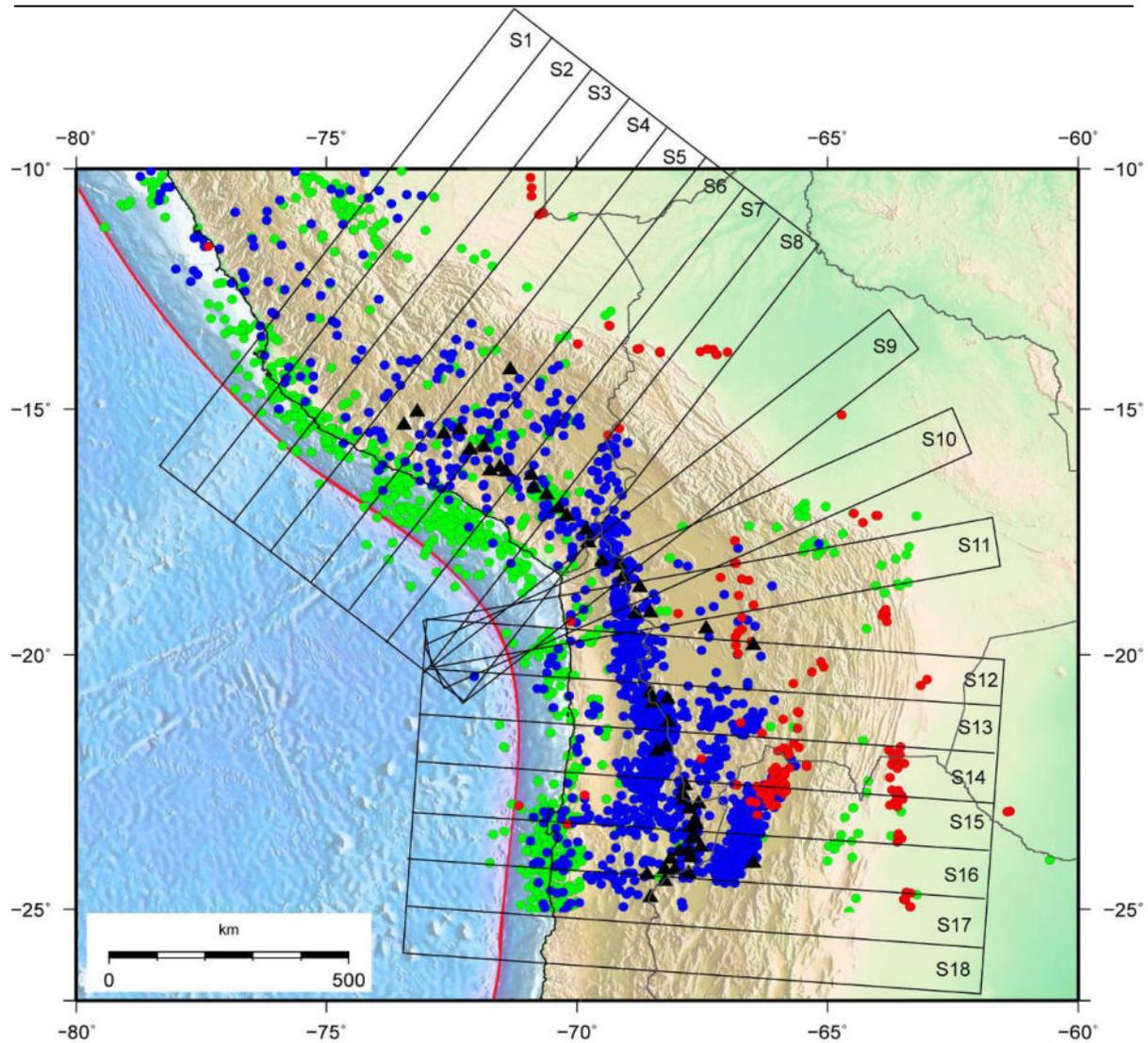


Figura 5.2. Mapa sísmico de la zona de estudio mostrando las áreas de las secciones sísmicas analizadas. Los datos sísmicos corresponden a los eventos relocalizados del ISC

El primer grupo corresponde a la sismicidad producida directamente por la subducción, se distinguen cuatro tipos de esta sismicidad (Fig. 5,3):

- Sismos *outer-rise*, que ocurren dentro de la placa de Nazca en subducción como consecuencia de la flexura de la misma.
- Sismos de subducción interplaca, generados en la zona de acoplamiento sísmico propiamente dicho, y son los eventos que liberan mayor energía sísmica y pueden alcanzar magnitudes $M_w \geq 7.7$.

- Sismos de profundidad intermedia, ocurren dentro de la placa en subducción. Están asociados en general a fallamientos normales y no provocan tsunamis; pero los daños producidos por ellos, en las zonas cercanas al epicentro, son mayores que los daños producidos por los sismos del tipo interplaca de igual magnitud (Astroza et al., 2005).
- Sismos de subducción profundos: ocurren entre los 250 y 700 Km. de profundidad. Estos sismos profundos se presentan como una continuidad de la placa en profundidad separados por un vacío de sismicidad. La continuidad del *slab* en este gap o zona asísmica fue analizada por Engdahl et al. (1995), quienes usando imágenes topográficas de la zona de subducción demostraron la continuidad del slab (downgoing). La sismicidad muy profunda va de 570 a 630 km, y puede estar asociada a la absorción y disolución de la placa subducida, es decir, la placa oceánica es reabsorbida en condiciones de convección termal (manto). El origen de estos sismos todavía presenta ciertas controversias aunque se considera un cambio de fase de olivino a espinel, como el sismo de 1994 en Bolivia de $M_w = 8,3$ (Kanamori et al., 1998)

Al segundo grupo le corresponde la sismicidad intracontinental. Estos eventos sísmicos ocurren dentro de la placa continental Sudamericana, tanto en la corteza como en el manto superior. El estudio de la sismicidad intracontinental es bastante reciente, ya que este tipo de sismos es de mucho menor magnitud que los de subducción y no ocurren con tanta frecuencia.

De la figura 5.3, se obtiene una visión general de la sismicidad producida durante la subducción de la placa de Nazca, generándose una constante y densa actividad sísmica a lo largo del slab. De acuerdo a la clasificación de la sismicidad con respecto a su profundidad, podemos decir:

- Los sismos con foco superficial (0-60 Km.), se distribuyen en dirección paralela a la línea de Costa, principalmente debajo de la zona de antearco. En esta zona se producen con relativa frecuencia sismos de magnitud elevada. Estos eventos vienen asociados al fraccionamiento producido por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana, presentando fallas con una componente predominantemente inversa (Fig. 5.5). Se observa además una actividad sísmica intracontinental en la placa sudamericana (Fig. 5.3 – 5,4, secciones 5, 6, 7 y 8), la cual estaría asociada a la actividad de estructuras superficiales y controladas por la zona de acoplamiento. (David, 2007).

- La sismicidad intermedia (60-250 Km.), es constante en ambos sectores, con un ligero incremento de la actividad en el norte de Chile, donde se aprecia de una mejor manera la geometría subductante del *slab*.
- La actividad sísmica profunda y muy profunda (>250), no es muy constante a lo largo de las diferentes secciones y solamente se han registrado algunos sismos importantes como el sismo de 1994 en Bolivia ($M_w = 8,3$) (Kanamori *et al.*, 1998) (secciones 7, 8).
- Las secciones 8, 9 y 10, que corresponden al codo de Arica propiamente dicho, son las secciones que presentan la menor actividad sísmica de la zona, probablemente se deba a una respuesta mecánica, asociada a la geometría de la zona, ya que la placa de Nazca subduce de manera oblicua.

La figura 5.4 muestra las secciones analizadas con el catálogo temporal de Grange (1984). Estos datos al ser temporales, presentan una muy buena distribución de la microsismicidad, debido a la alta densidad de estaciones sismológicas en un área específica. Al superponer las secciones de los datos telesísmicos (ISC) y los datos temporales (Grange, 1984), podemos comparar la distribución espacial de los mismos, corroborando de esta manera, que las relocalizaciones hipocentrales desarrolladas en este estudio, presentan una muy buena ubicación final. (Figura 5.3 secciones 4,5, 6, 7, 8).

En forma general, las diferentes secciones nos dan una clara idea de la geometría del *slab*.

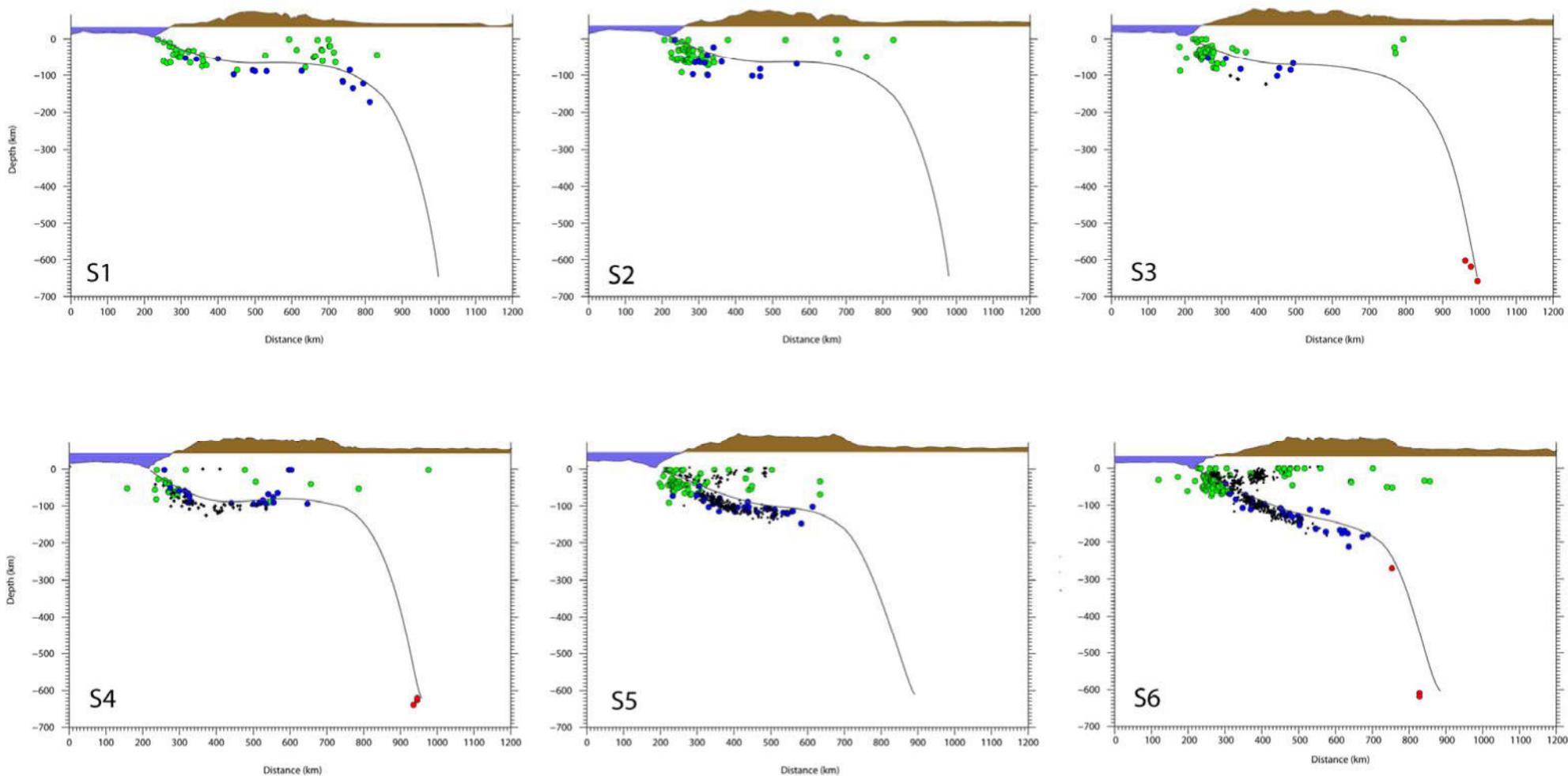


Figura 5.3 Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escala 6:1) perpendiculares a la línea de Fosa Perú-Chile. Con datos del catálogo relocado del ISC (círculos), y del catálogo temporal de Grange (1984) (cruces). Los eventos verdes corresponden a sismos originalmente superficiales (0-60km), es decir, previos a la relocación, los azules a eventos intermedios (60-250), y los rojos a sismos profundos (>250). La línea negra continua corresponde a la geometría del *slab*, determinado a partir de los datos sísmicos y correlación de otros estudios. Las secciones corresponden a la figura 5.2

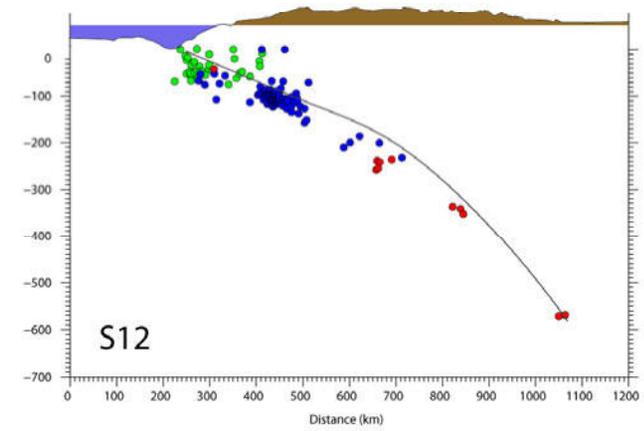
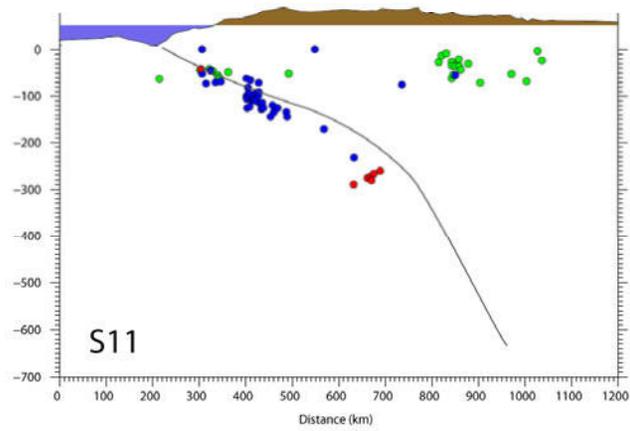
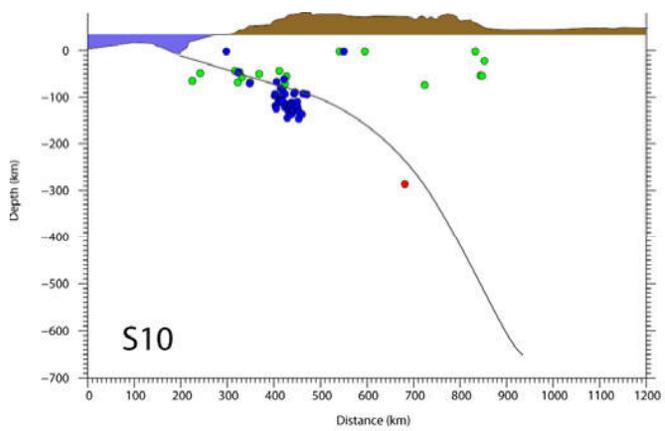
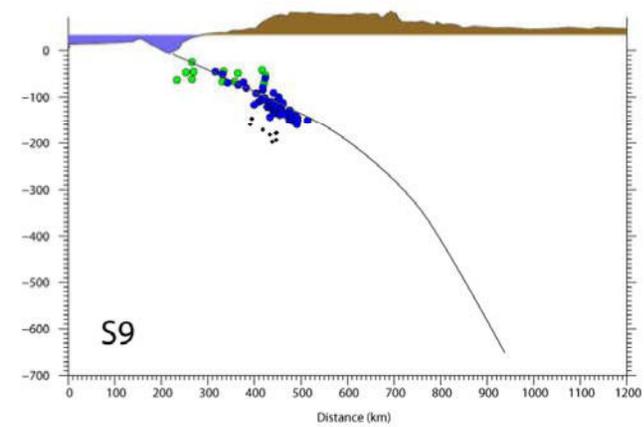
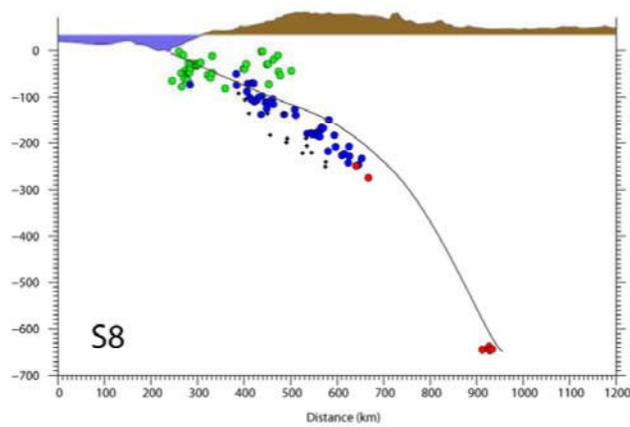
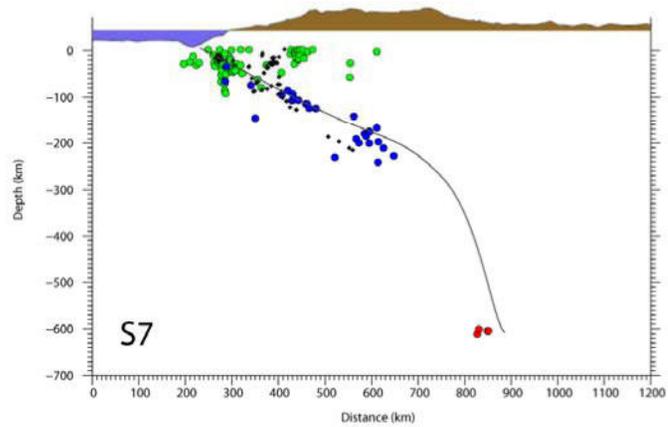


Figura 5.3 Continuación.

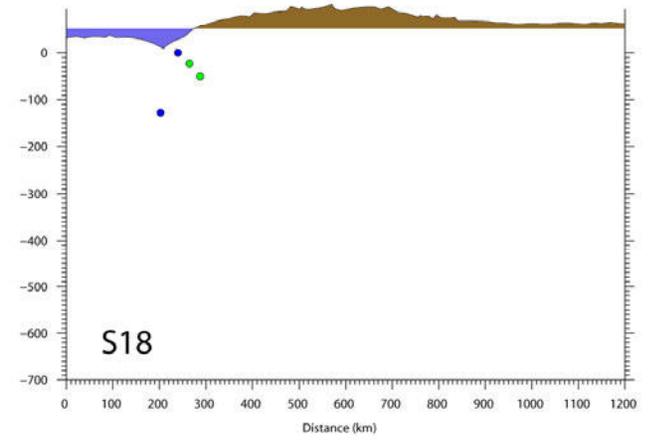
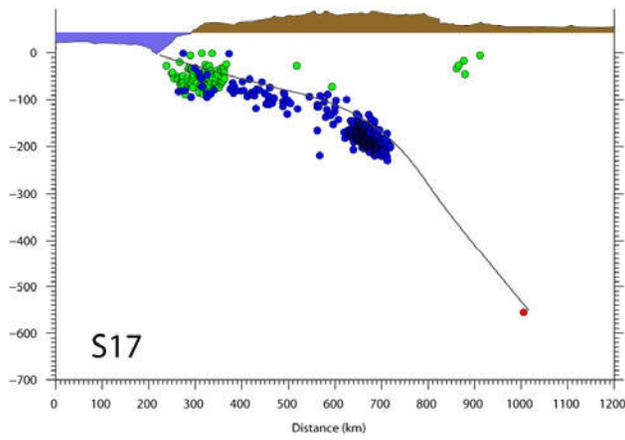
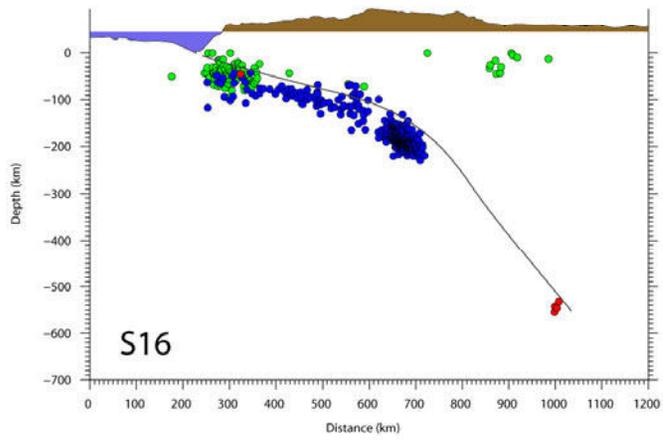
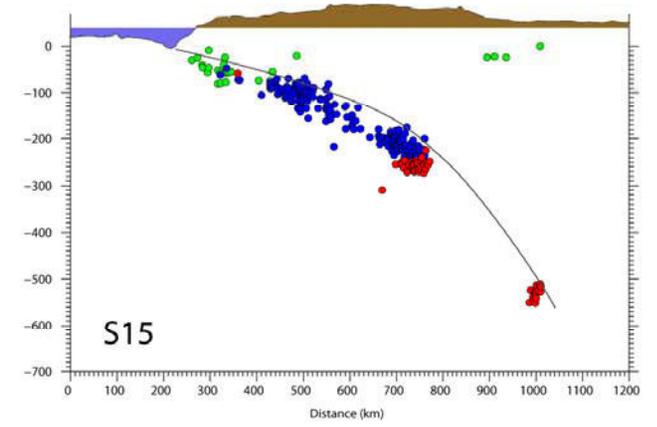
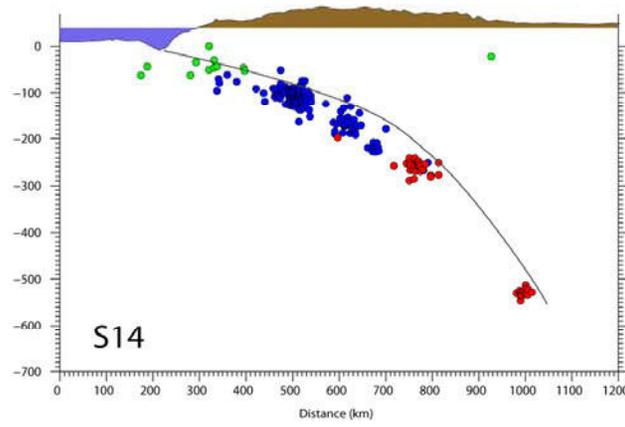
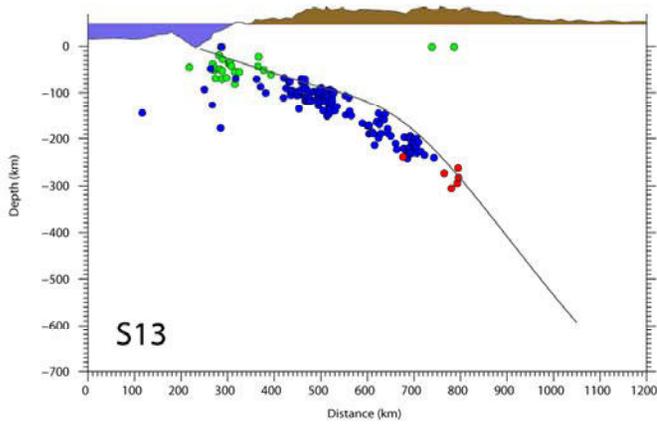


Figura 5.3 Continuación.

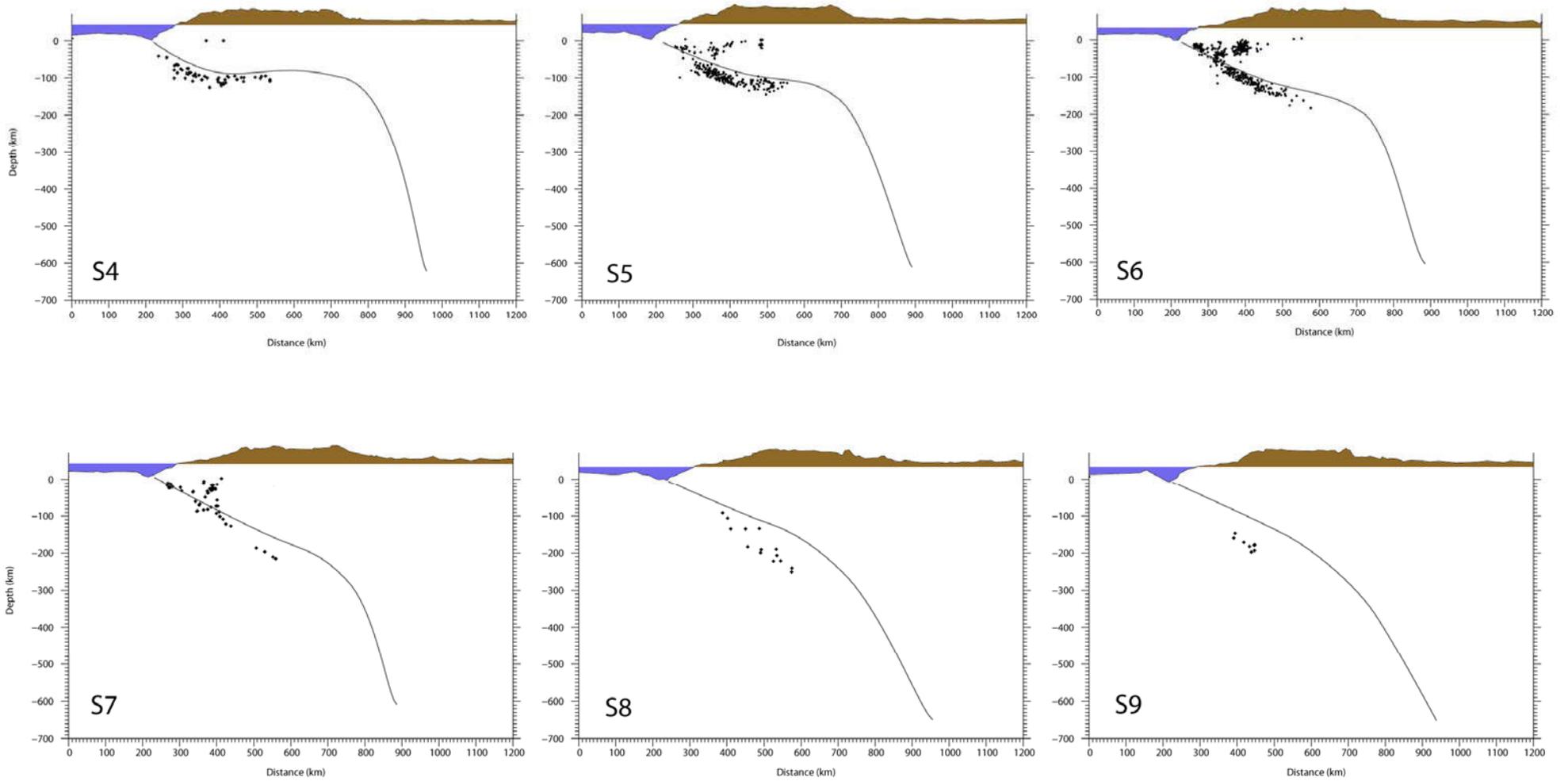


Figura 5.4 Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escalas 6:1) perpendiculares a la línea de Fosa Perú-Chile. Los datos sísmicos corresponden al catalogo de la red temporal de Grange (1984).

5.2 Estado térmico en el Codo de Arica.

Estos modelos térmicos son importantes en el estudio de placas tectónicas jóvenes, porque demuestran que la transición de los materiales de las placas (frágil-dúctil), estarían controlados termalmente (Savage et al, 1991), ya que a ciertas profundidades las rocas alcanzan temperaturas donde su comportamiento se vuelve plástico, generando de esta forma una zona de deslizamiento estable.

Se recopilaron 2 modelos termales (Springer, 1999; Yáñez & Cembrano, 2004), para poder determinar a partir de un modelo térmico, los estados de transición frágil-dúctil a lo largo de la zona de estudio (Hyndman et al., 1997). El modelo de isotermas de Yáñez & Cembrano, fue calculado a partir de la edad, de la velocidad y del manto de la placa de Nazca en subducción, y fue el modelo que presentó un mejor ajuste y correlación con las secciones sismológicas (Fig. 5,6).

Este modelo, también muestra que la deformación del antearco Andino está controlada por la velocidad y la edad de la Placa de Nazca, es decir, estos parámetros son importantes para comprender mejor el mecanismo de subducción.

Para analizar el modelo termal con respecto a la sismicidad, se proyectaron ocho secciones ortogonales a la fosa (Fig. 5.5). Para desarrollar el análisis de una manera más adecuada, se optó por definir estas secciones según los principales segmentos de ruptura de la zona acoplada, es decir, los principales eventos característicos que produjeron ruptura en los últimos 30 años ($M_w \geq 7.7$) (Tabla 5.1).

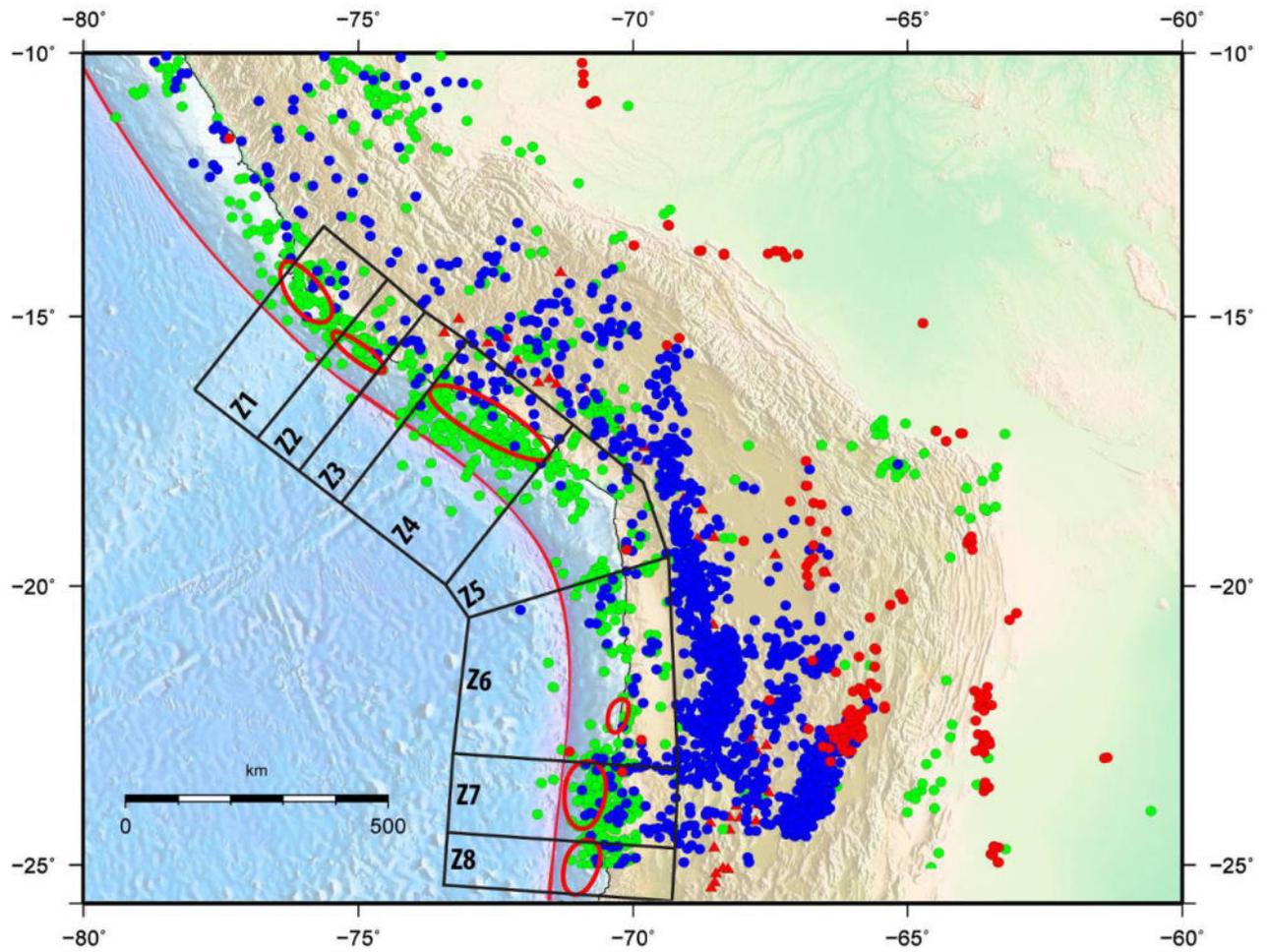


Figura 5.5. Mapa sísmico de la zona de estudio mostrando las principales zonas sismogénicas (líneas negras), que a su vez corresponden con las principales zonas de ruptura sísmica en los últimos 30 años (círculos amarillos).

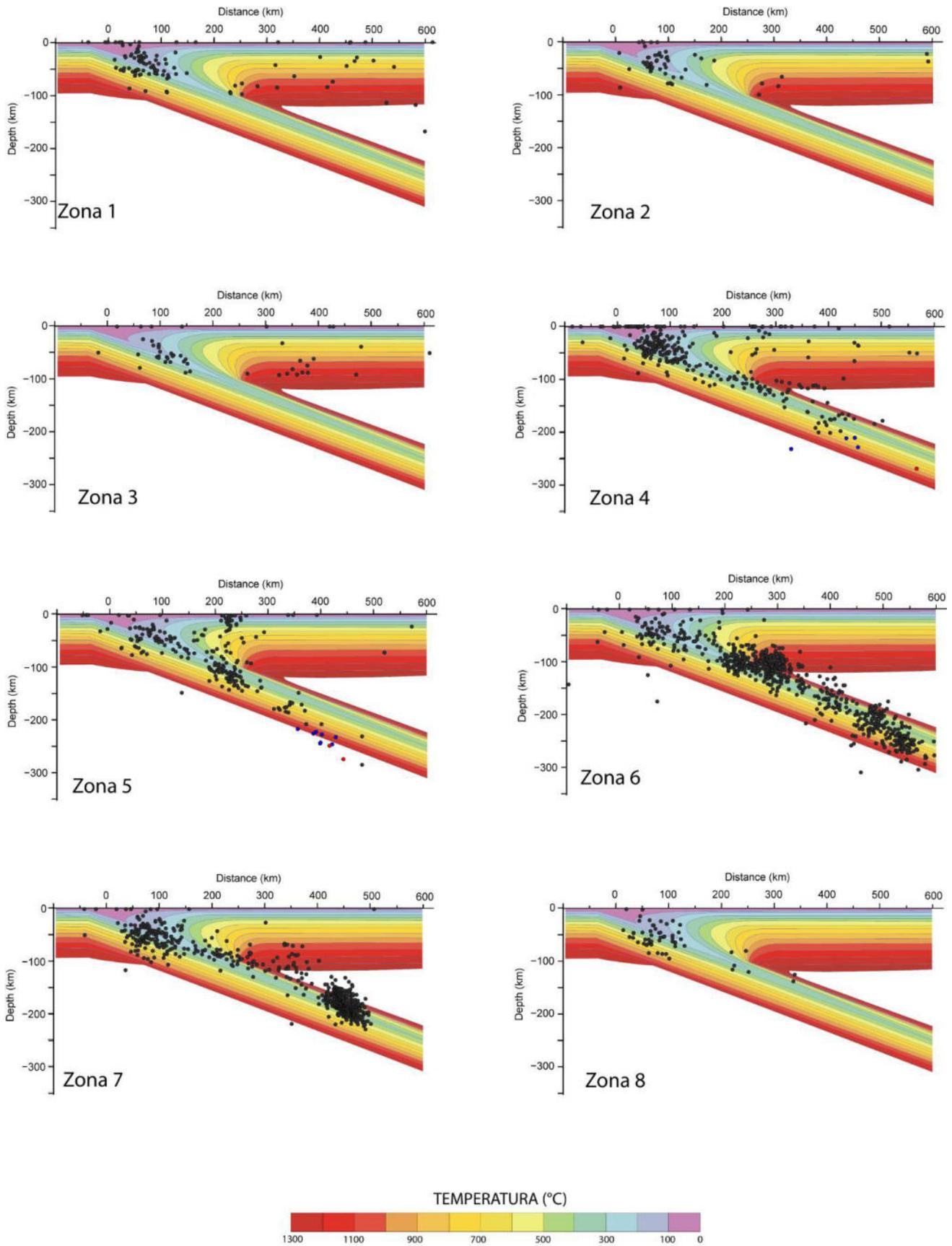


Figura 5.6. Correlación entre modelo termal (Yáñez & Cembrano, 2004) y la actividad sísmica en la zona de estudio. Las isotermas se encuentran espaciadas cada 100°C, los sismos corresponden al catálogo relocalizado del ISC. Las secciones fueron proyectadas a partir de la figura 5.5

5.3 Modelo de la zona acoplamiento interplaca.

La continua fricción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana da origen a los sismos más violentos conocidos a lo largo de la historia del Perú y Chile (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b; Comte & Pardo, 1991). Esta fricción se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto, pero los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica solamente involucran segmentos de longitud menor, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas áreas son conocidas como «zonas de acoplamiento interplaca». Esta zona de contacto se puede determinar a partir de datos de ruptura co-sísmica con mediciones geodésicas (Khazaradze & Klotz, 2003) y, del análisis de réplicas de sismos importantes ($M_w > 7.7$) (Tichelaar & Ruff, 1991).

La longitud promedio global de la zona de acoplamiento se encuentra entre los 10 y 40 Km. de profundidad (Hyndman et al., 1997). Las principales partes de la zona sismogénica fueron descritas por Shimamoto et al. (1993), a partir del proceso de ruptura de la falla. Esta zona presenta 2 límites, el límite superior denominado *asísmico superior* o *updip*, y el Límite inferior profundo o *downdip*. Entre estos límites se encuentra la zona acoplada o zona friccionante.

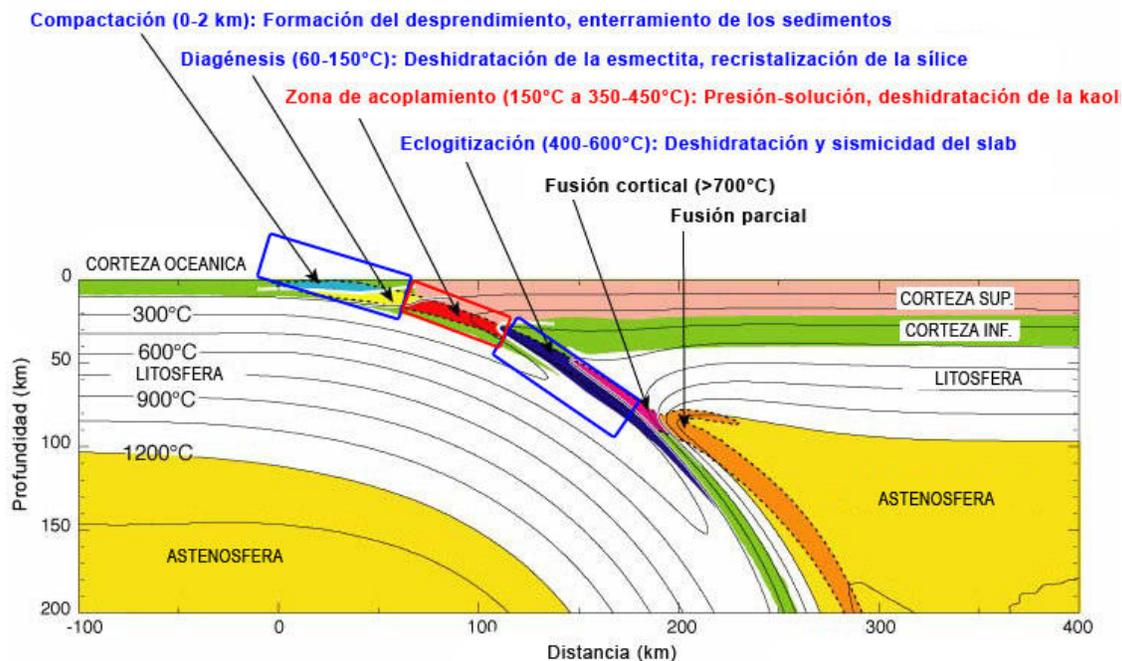


Figura 5.7. Sección mostrando un ejemplo de las diferentes características de los fluidos en la subducción, a partir de un modelo termomecánico. Los cuadros azules corresponde a los límites asísmicos, correspondientes a zonas de deslizamiento. Y el cuadro rojo corresponde a la zona de acoplamiento (modificado de Doin & Henry, 2001).

El límite superior está definido por las réplicas de sismos de gran magnitud, denominándosele también “frente asísmico”, esto es debido a acarreo sedimentos terrígenos provenientes de la erosión del prisma de acreción. Durante la subducción los sedimentos y materiales depositados en la fosa (von Huene & Ranero, 2003) ingresan en la zona de interplaca formando una especie de lubricante, el cual genera una zona de deslizamiento estable por presentar una fricción baja o nula, lo que origina una zona asísmica. Posteriormente, al profundizar los sedimentos, se produce deshidratación y el reemplazamiento de arcilla estable (esmectita) a arcilla rica en illita-clorita que ocurre a 100-150°C y profundidades de 5 a 15 Km. Esta transición muestra como los sedimentos arcillosos provenientes de la corteza juegan un rol importante en la definición del *updip*. (Fig. 5,7)

Por su parte, el *downdip* o límite profundo, quizá esté controlado termalmente (Savage et al., 1991; Doin & Henry, 2001), ya que a ciertas profundidades las rocas alcanzan una temperatura donde su comportamiento se vuelve plástico. Esta transición frágil-dúctil ha sido definida como la razón principal de que la mayoría de sismos corticales continentales estén confinados a profundidades menores de 30 Km. Algunas mediciones obtenidas en laboratorios indican que ésta temperatura crítica sería ~350°C. (Tse & Rice, 1986).

Además, hay que notar que el tipo de subducción, es decir el ángulo de inclinación en el cual el *slab* subduce, puede modificar el tamaño de la zona acoplada, por lo tanto el tamaño de esta zona es de gran interés porque es proporcional a la liberación máxima (ruptura), durante los mayores terremotos interplaca (Gutscher et al, 2000).

Para poder medir la longitud de la zona de acoplamiento interplaca en la zona de estudio, se analizó la distribución de la sismicidad con respecto a su profundidad, que nos da una idea del tamaño medio de la zona de acoplamiento (Marone & Scholz, 1988). Utilizando la sismicidad relocalizada del ISC, se proyectaron 8 secciones sismológicas (Fig. 5.5), para analizar esta distribución en profundidad. Las secciones sismológicas se observan en la figura 5.6 y los resultados de la distribución en profundidad en la figura 5.8.

Ya que el área de nuestras secciones sismológicas se basa en las principales zonas de ruptura (Fig. 5.5), nuestros resultados se correlacionaron con la distribución de réplicas pertenecientes a cada una de los segmentos de ruptura. Los trabajos utilizados para desarrollar la correlación se muestran en la tabla 5.1.

SECCION	LUGAR DEL SISMO	FECHA	DISTRIBUCION DE REPLICAS ESTUDIADAS POR:
1	Pisco	15 de Agosto del 2007	Tavera & Salas, 2007
2	Nazca	12 de Noviembre de 1996	Antayhua & Tavera, 2004
3	Gap sísmico		
4	Arequipa	23 de Junio del 2001	Calla, 2004
5	Gap sísmico		
6	Gap sísmico		
7	Antofagasta	30 de Julio de 1995	Pritchard et al., 2002
8	Taltal	28 de Diciembre de 1966	Santo, 1969

Tabla 5.1 Mostrando las secciones (Fig. 5,5) y los principales eventos que produjeron ruptura en la zona de acoplamiento interplaca, así como los autores que desarrollaron investigaciones en base a la distribución de las réplicas de cada uno de los eventos. Las zonas grises corresponden a las secciones que todavía no han sufrido ruptura.

En las secciones sísmicas (Figura 5.6), se aprecia que la sismicidad superficial en el antearco, más específicamente en la zona interplaca, inicia su actividad entre los 15 y 20 Km. de profundidad y se correlaciona muy bien con las isothermas 100-150°C. A mayor profundidad, los sedimentos presentarían una mayor deshidratación y por ende un cambio en las propiedades físicas de los materiales. Además datos de laboratorio nos muestran que la transformación de esmectita a illita/clorita ocurre entre los 100°C y 150°C. Entonces, el cambio de estabilidad con respecto a la profundidad en zonas de subducción, se relaciona bien con el cambio de fase de los sedimentos en subducción (Hyndman, 1988), por lo tanto, el límite superior estaría controlado termalmente (Tse & Rice, 1986).

Si el límite superior (*updip*) de la zona acoplada se encuentra entre 15-20 Km., entonces existiría una zona de transición sísmico–asísmico. Esta zona de transición se observa claramente en la Fig. 5.8 (sector rojo), representando una zona de condición estable (Scholz, 1998), que puede ser explicada como un estadio de fricción, y podría estar relacionado a la temperatura, presión y litología de la zona.

El límite inferior (*downdip*) de la zona acoplada, se podría estimar mediante dos soluciones:

a) Que también se encuentra termalmente controlado como lo muestran Oleskievich et al. (1999), quienes utilizaron datos de laboratorio sobre cuarzo-feldespatos provenientes de rocas de la corteza. Estos datos indican una variación crítica de su estado a temperaturas $>350^{\circ}\text{C}$ (Tse & Rice, 1986), como se aprecia en las zonas 5 al 8 de la figura 5.8. Con respecto a las zonas 8 y 9 de la Figura 5.8, esa actividad sísmica podría estar controlada por un cambio notable del comportamiento de las rocas (frágil-dúctil), el cual se da a 450°C . En otras palabras entre los 350 y 450°C se le considera una región de condición estable, más no una zona sísmica.

b) Correlacionando nuestros datos (sismicidad), con un modelo geodésico denominado Modelo de dislocación elástico Andino (AEMD), desarrollado por Khazaradze & Klotz (2003) (Fig. 5.9), el cual mide las deformaciones que sufre la corteza terrestre a lo largo del ciclo sísmico. Este método no nos muestra un aporte importante en el *updip* de la zona acoplada, ya que la tasa de deformación obtenida a partir de éste método no es muy confiable. En cambio el límite inferior (*downdip*), se puede observar claramente la zona de transición que alterna una zona asísmica con deslizamiento sísmico, denominado slip-stick cuyo material presenta un comportamiento frágil. Este modelo determinó el límite inferior (*downdip*) entre los 50 y 55 Km. de profundidad para la zona de estudio (Fig. 5.9).

Nuestros resultados para el límite inferior de la zona acoplada (*downdip*), muestran una ligera variación con respecto al modelo geodésico (Khazaradze & Klotz, 2003). Nosotros ubicamos el límite inferior a una profundidad de 55 a 67 Km. (Tabla 5.2). Y la zona de transición sísmico-asísmico llegaría hasta los 75 Km. de profundidad.

Además, las secciones 7 y 8 presentan una segunda zona fuertemente sísmica limitada por el gradiente $\sim 450^{\circ}\text{C}$. Algunos autores proponen que esta temperatura sea el límite inferior de la zona acoplada o *downdip*, para zonas de subducción calientes relativamente jóvenes, como la placa de Nazca (Tse & Rice 1986).

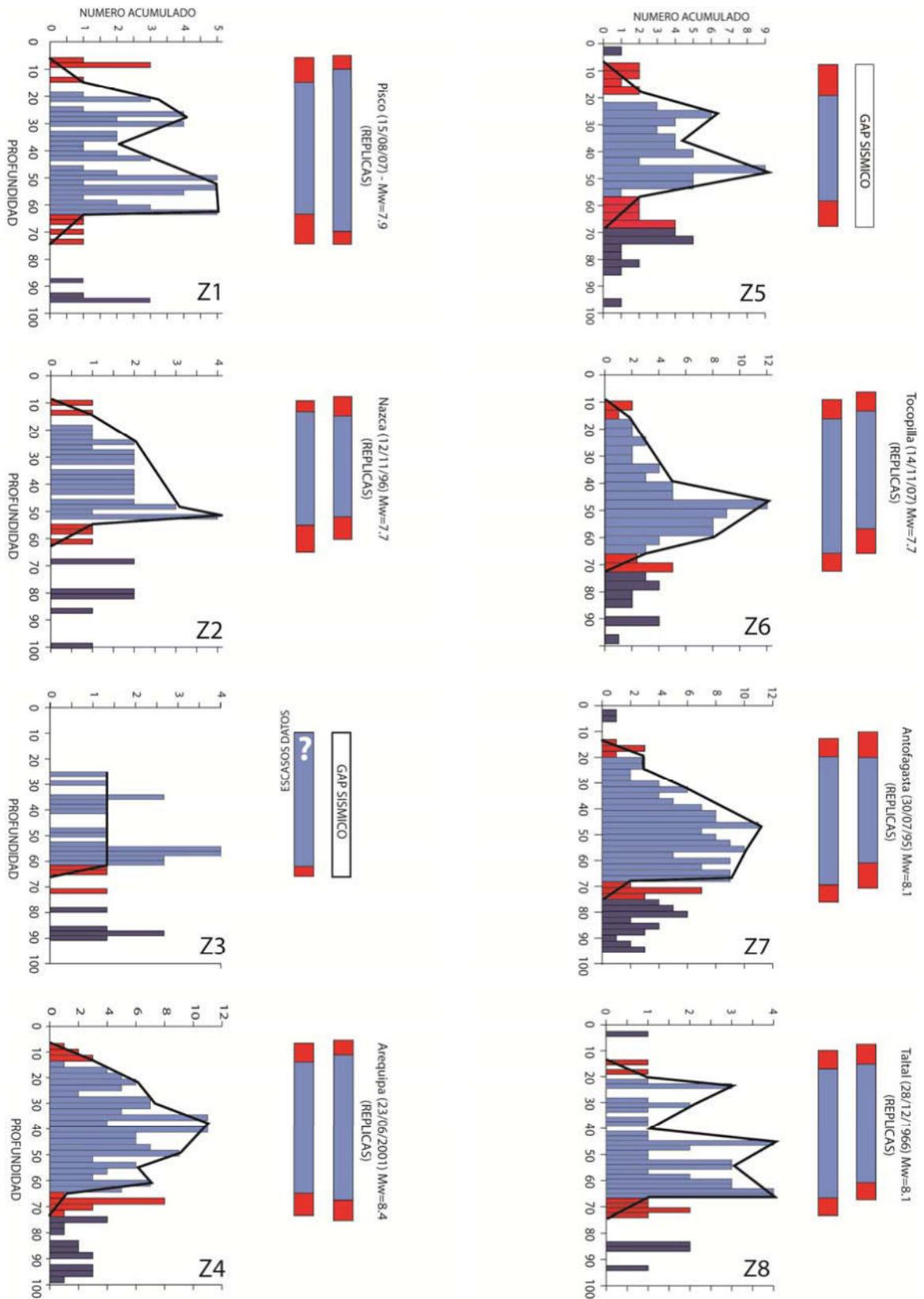


Figura 5.8 Distribución de sismos en profundidad de las principales zonas sísmogénicas (Fig. 5.6), usando el catálogo relocalizado del ISC. Las zonas rojas corresponden a un comportamiento estable, y las zonas azules corresponden a la zona bloqueada (zona asísmica).

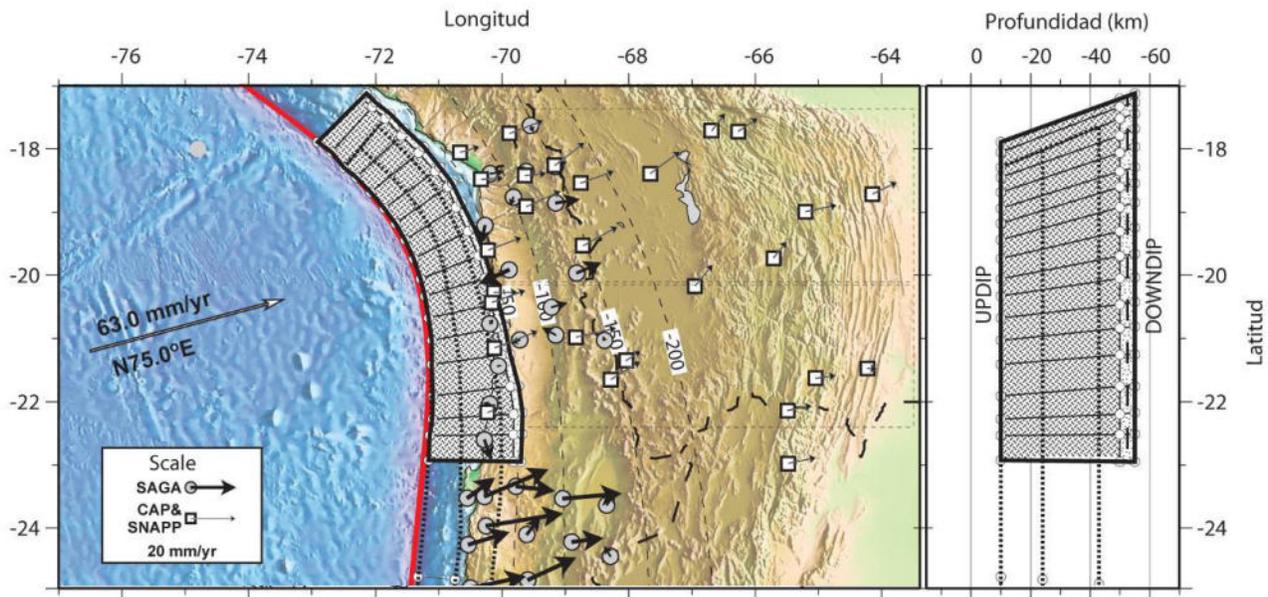


Figura 5.9. Zona de acoplamiento interplaca para el sur del Perú y el norte de Chile, deducida del modelo AEDM (geodésico). La zona bloqueada corresponde a las zonas grises. Las flechas corresponden a los vectores de velocidad (modificado de Khazaradze & Klotz, 2003).

5.4 Modelo de la Geometría del slab (3D)

Las direcciones de fallamiento que presentan los mecanismos focales nos dan una idea de la geometría del *slab* subductante, el cual se ve reflejado en las secciones sismológicas de la figura 5.3.

5.4.1 Análisis y significado de los mecanismos focales.

Los mecanismos focales nos permiten caracterizar la cinemática de las fallas y su proceso de ruptura de una manera gráfica. Utilizamos las soluciones del catálogo GCMT de la Universidad de Harvard, para el periodo de tiempo de 01/01/1985 al 12/31/2006 - similar periodo de tiempo en los datos sísmicos, con profundidades de 0 a 700 Km. Estos datos fueron clasificados de acuerdo al tipo de fallamiento (Fig. 3.3).

Para el análisis de los mecanismos, utilizamos las mismas secciones generadas en la Figura 5.2. Los mecanismos superficiales (<60 Km.) corresponden mayoritariamente a soluciones de componente inverso, y se interpretan como eventos producidos por esfuerzos compresivos producto de la convergencia de Placas, presentando ejes con dirección ENE-WSW a E-W.

Para los mecanismos focales superficiales (0-60 km) que presentan fallas de componente normal (esfuerzo tensional), en esta zona predominantemente inversa, se deben a sismos *outer-rise* producidos en la corteza oceánica por flexión de la Placa (Pardo et al, 2002), cuya orientación de los planos nodales es coherente con la dirección de convergencia de las Placas (Fig. 5.10).

Los resultados obtenidos para terremotos de profundidad intermedia (60.250), corresponden a esfuerzos de tracción producidos por fallas de tipo normal como se aprecia en las secciones 1, 5 y 7 de la figura 5.10, y sugieren que el proceso extensivo en esta zona es debido a contorsión del *slab* por el esfuerzo gravitacional, además el rango de orientación de los ejes tensionales es muy amplio (NE-SW a E-W), mostrando que el contacto entre placas en esta zona es muy heterogéneo. Estos sismos, generalmente están asociados a la contorsión de la placa oceánica al pasar de una subducción subhorizontal a una de tipo normal, producido por el efecto de la gravedad, algunos autores la denominan *slab-pull* (Pardo et al, 2002), cuyo principal eje de dirección es NW-SE.

Una característica importante, es la denominada “doble zona sismogénica”, es decir, la presencia conjunta de una capa de actividad sísmica de fallamiento inverso sobre una capa de soluciones de componente normal de manera más clara en las secciones 8. 9. 10 y 12, y en menor grado en las secciones 5 y del 13 – 17.

Algunas secciones sismológicas no presentan datos suficientes para poder determinar de una manera clara, la geometría del *slab*. En esos casos se utilizaron estudios anteriores (Rodríguez & Tavera, 1991; Gutscher et al., 2000; Cahill & Isacks, 1992), los cuales apoyaron los resultados obtenidos.

Una de las principales características que se puede apreciar es la forma convexa que presenta la placa de Nazca subducida en el Sur del Perú, tal y como lo demuestran otros estudios (Tavera & Bernal, 2001; Grange, 1984). Los autores determinan que esta geometría está asociada a la subducción de la dorsal de Nazca, ya que al poseer menor densidad al momento de subducir, genera un levantamiento gradual del *slab* debajo del Perú central. Estos esfuerzos generaron una

inflexión de la placa subducida debajo del sur del Perú. En cambio en el norte de Chile se observa que la placa presenta una geometría cóncava de tipo normal o también denominada “*steep slab*”. (Fig. 5.11).

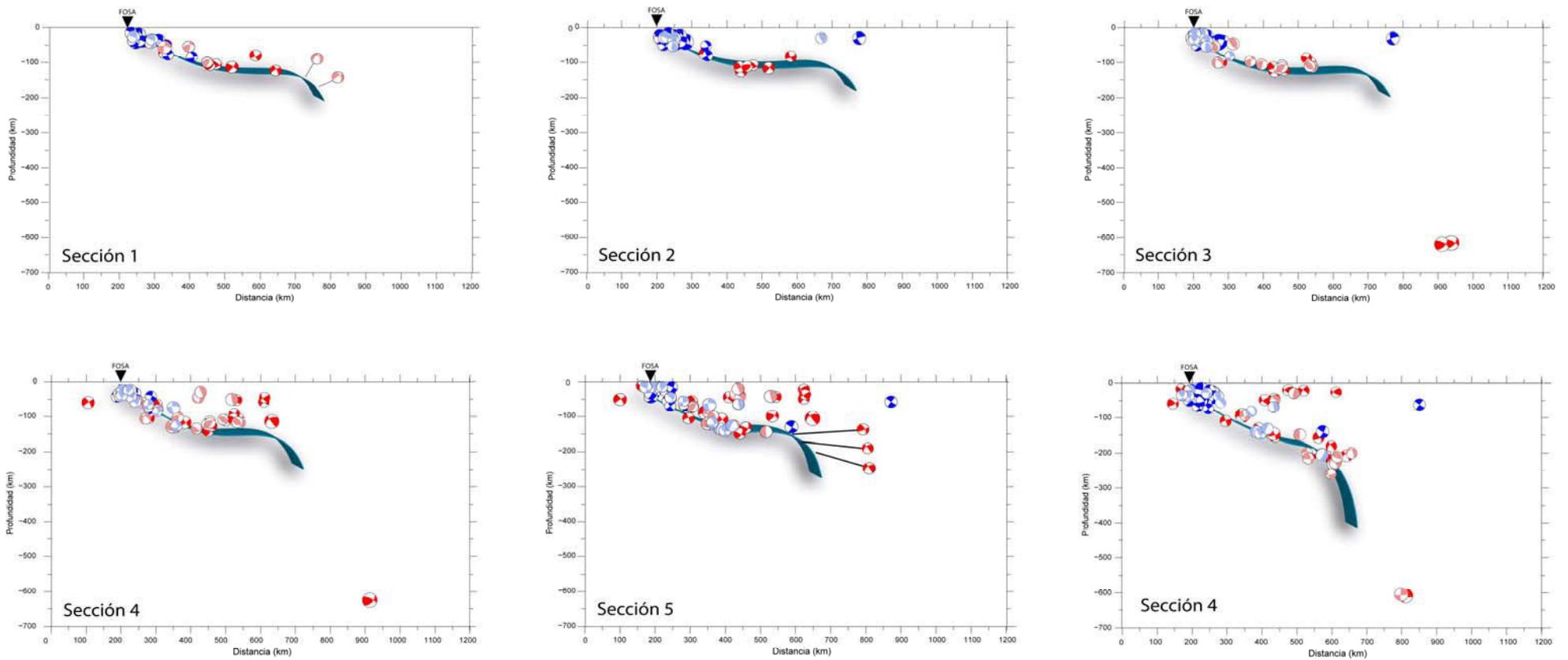


Figura 5.10. Secciones mostrando los mecanismos focales obtenidos del catálogo tele sísmico del GCMT (Harvard). Los mecanismos azules corresponden a soluciones inversas y los mecanismos rojos corresponden a soluciones normales, esta clasificación se estableció de acuerdo al ángulo de deslizamiento (Fig. 3.3). La sección gris corresponde a una interpretación gráfica de la geometría del slab, a partir de los mecanismos focales. Las secciones corresponden a la figura 5.2

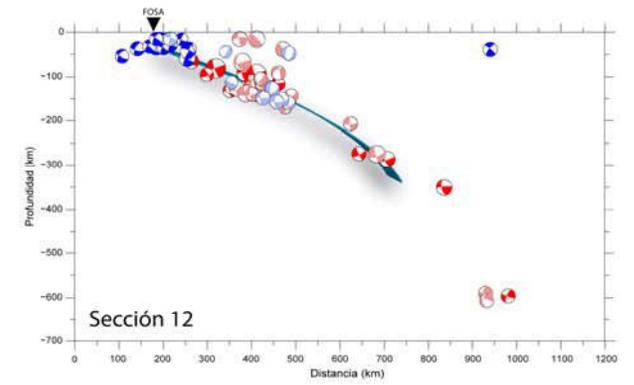
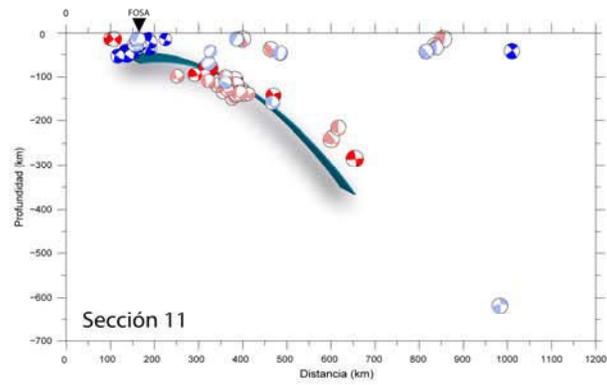
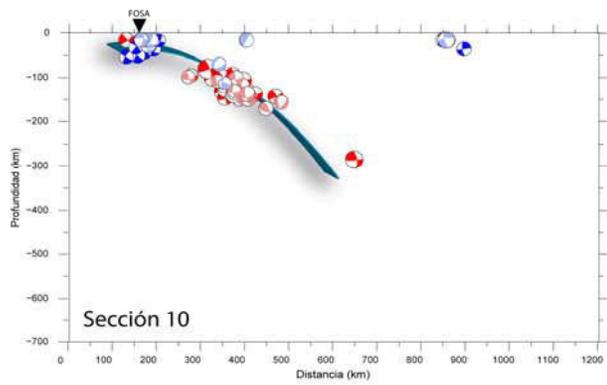
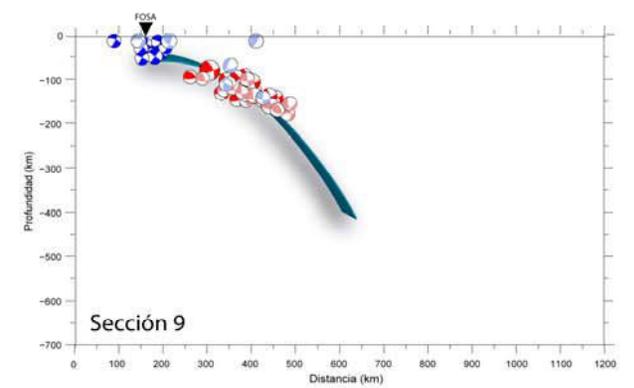
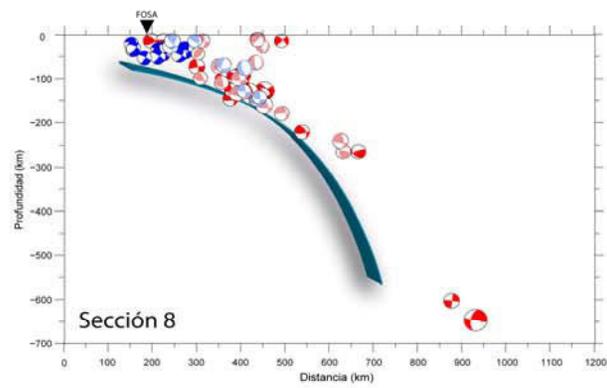
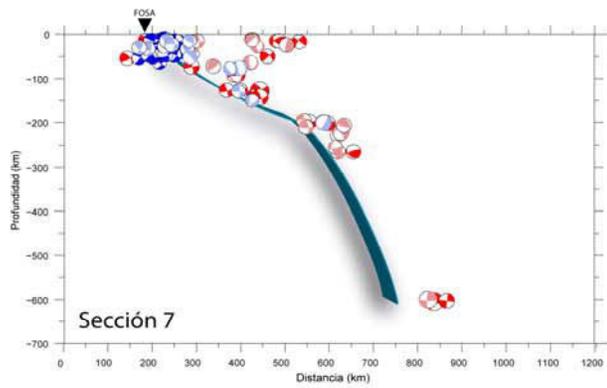


Figura 5.10. Continuación

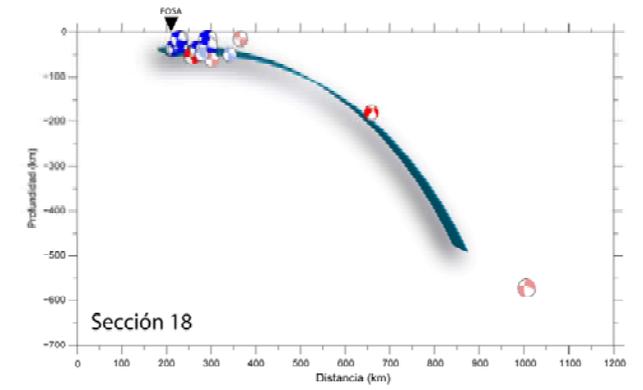
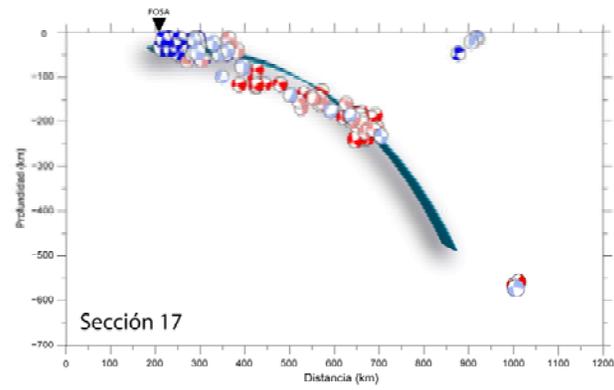
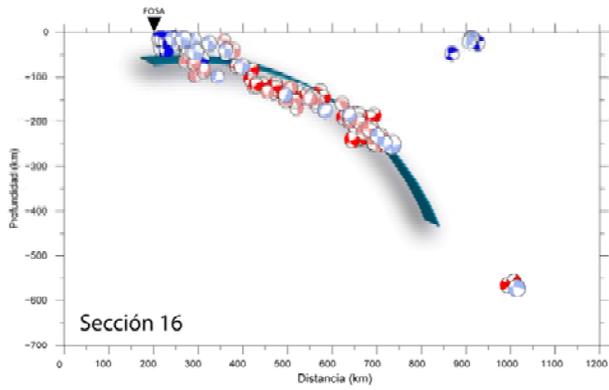
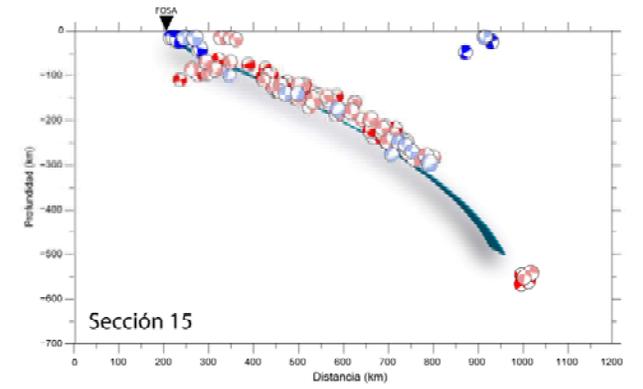
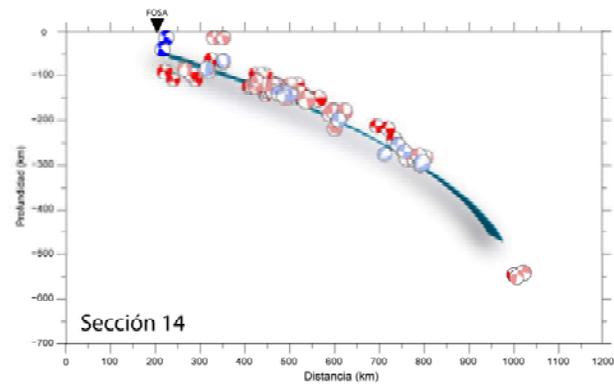
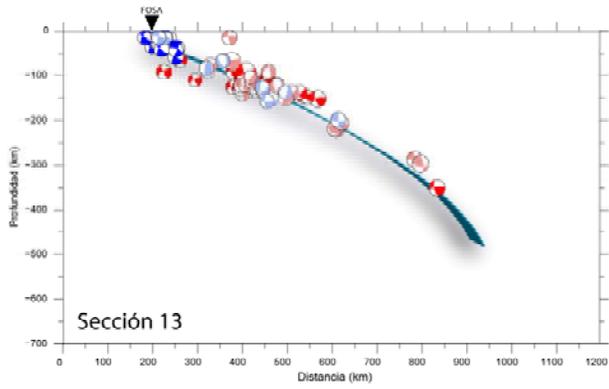


Figura 5.10. Continuación.

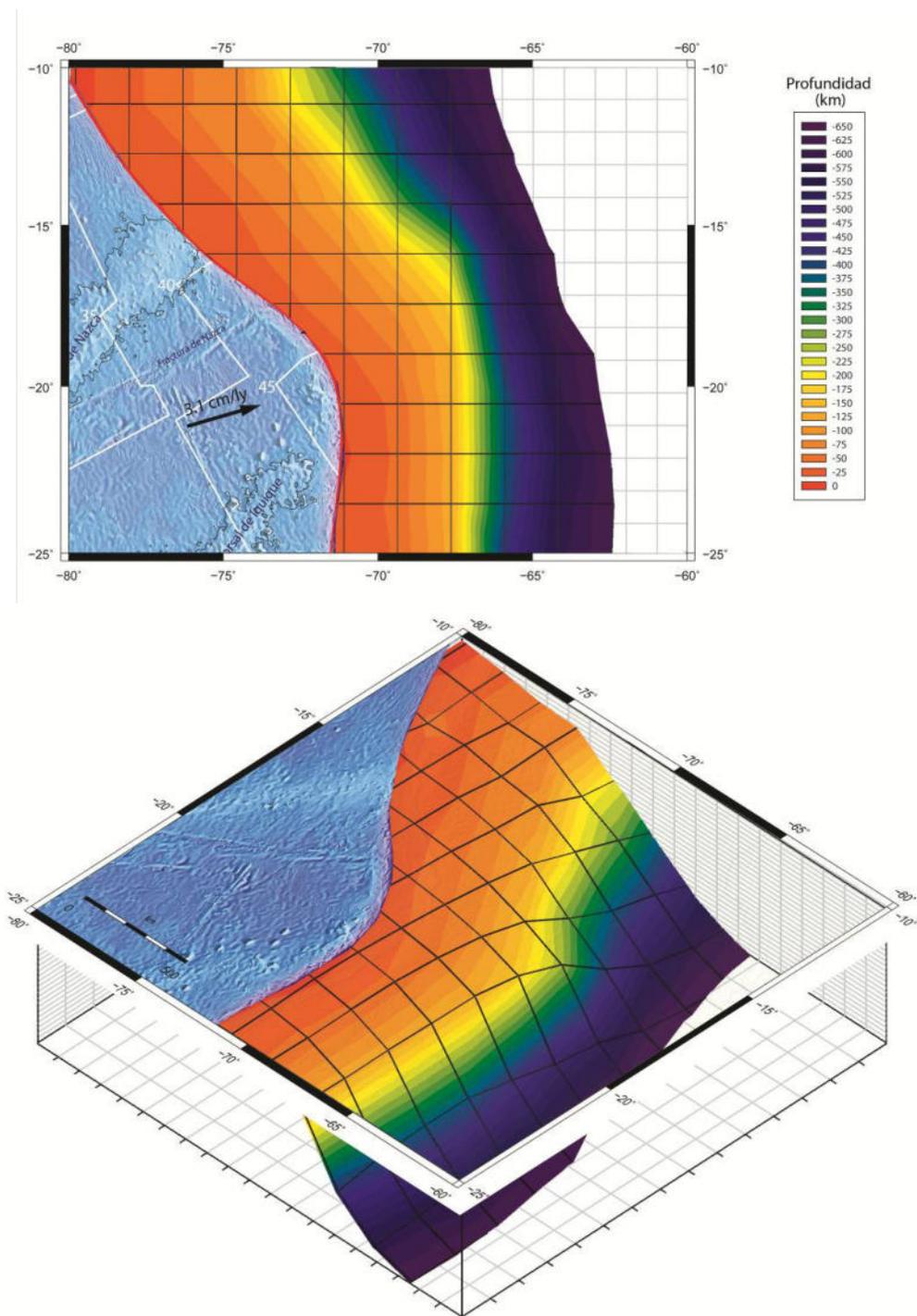


Figura 5.11. Modelo tentativo para la geometría del slab subducido, a partir de datos sismológicos, interpretación de mecanismos focales e integración de otros estudios.

CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones que se desprenden de este estudio son:

1. El catálogo del ISC representa en mejor y más completo catálogo telesísmico, además de poseer datos completos, tanto en el espacio y en el tiempo.
2. El método JHD (Determinación Hipocentral Conjunta), es una excelente técnica de relocalización de sismos, en comparación con usar modelos de velocidades que no consideran la presencia de variaciones de velocidades laterales. La importancia de esta técnica radica en la localización conjunta de varios eventos.
3. El método de relocalización desarrollado, nos arroja muy buenos resultados, indicándonos que la localización final presenta un 90% de confianza de estar dentro del elipsoide de error estimado.
4. Se utilizó un catalogo de 8738 eventos y fueron relocalizados satisfactoriamente 6756 sismos de la siguiente manera:

Tipo de sismo	Eventos de entrada	Eventos relocalizados	Eventos erróneos	Datos usados (%)
Superficial (0-60 km)	2577	2077	500	44.4
Intermedio (60-250 km)	5732	4330	1402	34.7
Profundo (>250 km)	429	349	80	47.9
Σ	8738	6756	1982	

5. La zona de acoplamiento o zona sismogénica a lo largo de la subducción presenta dos límites claramente marcados (Tabla 5.2; Fig. 5.12)

- El updip se encuentra entre los 15 y 19 Km., controlado termalmente entre los 100 y 150°C.
- El downdip se encuentra entre los 55 y 67 Km., correlacionado adecuadamente con datos termales (350-450°C) y geodésicos.

Profundidad media de la zona sismogénica (Km.)							
Sección	Datos GPS	Replica de Sismos importantes		Estudios Anteriores (Tichellar & Ruff, 1991; Hyndman et al., 1997; Oleskievich,1999)	Este estudio		
		Updi p	Downdi p		updip	downdip	
PERU	1-2	-	5	55	-	15	55-64
	3-4	-	7	65	48 - 53	15	64
CHILE	5-6	55	-	-	48 - 53	17	58-66
	7-8	55	15	65	60	19	67

Tabla 5.2 Mostrando los resultados del modelo de acoplamiento interplaca, comparando con otros modelos o estudios

6. La distribución espacial de la sismicidad en la zona de estudio es muy compleja:

- Una sismicidad superficial (<60 Km.), asociada a la fricción producida en la zona sismogénica por la convergencia de placas.
- Una sismicidad de foco intermedio (60 – 250 Km.), asociada a la deformación interna de la Placa de Nazca en subducción (slab) por debajo de la Placa Sudamericana, evidenciado en los mecanismos focales.
- Una sismicidad profunda (>250) muy discutida, generada probablemente por un cambio de fase mineralógico (Olivino – espinel)

7. La geometría del *slab* se caracteriza de la siguiente manera:

- Zona de flat slab debajo del centro del Perú, producto de la subducción de la dorsal de Nazca.
- Zona de transición *flat slab – steep slab*, presentando una inflexión convexa.

Conclusiones.

- Subducción normal o steep slab debajo del norte de Chile, asociada perfectamente a vulcanismo Holocénico activo.

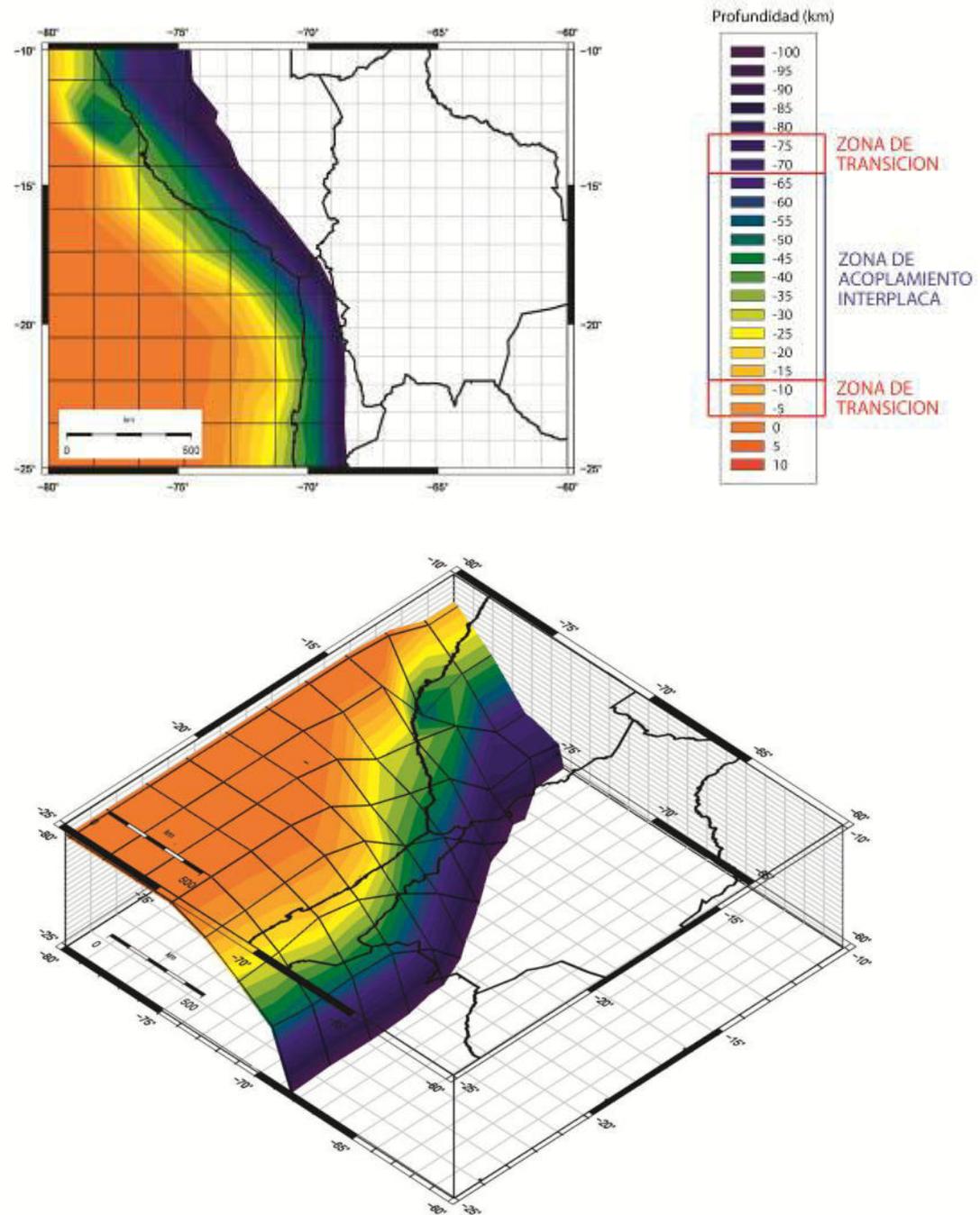


Figura 5.12. Vista tridimensional de la zona de acoplamiento interplaca para la zona de estudio. Se observa una exageración vertical (1:6).

BIBLIOGRAFIA

- Astroza, M., M. Sandoval, and E. Kausel, Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia, *ACHISINA*, 01–05, 2005.
- Barazangi, M., and B. Isacks, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America, *Geology*, 4, 686–692, 1976.
- Beck, S. L., S. Barrientos, E. Kausel, and M. Reyes (1998). Source characteristics of large historic earthquakes along the Chile subduction zone, *J. S. Am. Earth Sci.* 11(2) 115-129.
- Cahill, T., and B. Isacks, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,503–17,529, 1992.
- Chen, P., Bina, C. R. and Okal E. A., Variations in slab dip along the subducting Nazca Plate, as related to stress patterns and moment release of intermediate-depth seismicity and to surface volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol 2: 2001GC600153, 2001.
- Comte, D., and M. Pardo, Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru Seismic Gaps, *Natural Hazards*, 4, 23–44, 1991.
- David, C., Comportamiento actual del antearco y del Arco del Codo de Arica en la orogénesis de los Andes Centrales, PhD Thesis, Toulouse. France. 2007.
- Delouis, B., M. Pardo, D. Legrand and T. Monfret, The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface, *BSSA*, 99: 87-94, 2009.
- Dewey, J.W., Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination. PhD Thesis. University of California, Berkeley. 1971.
- Dewey, J.W. and S.T. Algermissen., Seismicity of Middle America arc-trench system near managua, Nicaragua, *BSSA*, 64: 1033-1048. 1974
- Doin M. & Henry P. Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics* 342:163–91, 2001

- Dorbath, L., A. Cisternas, and C. Dorbath, Quantitative assessment of great earthquakes in Perú, *BBSA*, 80, 551–576, 1990b.
- Douglas, A., Joint epicentre determination, *Nature*, 215, 47–48, 1967.
- Dziewonski A.M. & Woodhouse J.H., An experiment in the systematic study of global Seismicity: Centroid-moment Tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88: 3247-3271, 1983.
- Gansser, A., Facts and theories on the Andes., *Journal geological Society London*, 129, 93–131, 1973.
- Grange, F., P. Cunningham, D. Hatzfeld, S. Roecker, P. Molnar, A. Rodriguez, G. Suarez, and L. Ocola, Tectonic implications of the micro-earthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139–6152, 1984.
- Gutscher, M.A, Spakman, W., Bijwaard, H. and Engdahl, E. R., Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomography constrains from the Andean margin. *Tectonics*, 19: 810-833, 2000.
- Herring, E., Introduction to "1968 seismological tables for P phases" *BSSA* 58: 1193-1195, 1968
- Husson, L. and Ricard, Y., Stress balance above subduction zones: application to the Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 222(3-4): 1037-1050, 2004.
- Hyndman, R. D., Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate. *Journal of Geophysical Research*. 93, No. B11, 13,391–13,405, 1988.
- Hyndman, R. D., Yamano, M. and Oleskevich, D. A., The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. *The Island Arc*, 6: 244-260., 1997.
- Kanamori, H., D. Anderson, and T. Heaton, Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake, *Science*, 279, 839–841, 1998.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E., 1935. Times of transmission of earthquake waves. *Bur. Centr. Seism. Internat. A.*, Fasc. 11, 202 pp.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, and B. Brooks, An integrated crustal velocity field for the central Andes, *Geol. Geophys. Geochem.*, 2, 2001
- Khazaradze, G., and J. Klotz, Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *J. Geophys. Res.*, 108, 1–15, 2003.

Klotz, J., G. Khazaradze, D. Angermann, C. Reigber, R. Perdomo, and O. Cifuentes, Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes, *Earth Planetary Sci. Letters*, 193, 437–446, 2001.

Marone, C. and C. Scholtz., The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.* 15,621-624, 1988.

Norabuena, E., L. Leffler, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, S. Sacks, L. Ocola, and M. Elis, Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, *Science*, 279, 358–362, 1998.

Okal, E. & Bina C., The deep earthquakes of 1921-1922 in Northern Peru, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.87: 31-54, 1994.

Pacheco J., Sykes L. and Scholz C., Nature of seismic coupling along simple plates boundaries of the subduction types. *Journal of Geophysical Research*, 98: 14133-14159., 1993.

Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Amer. Earth Sci.*, 15, 11–22, 2002.

Pardo M., and G. Suárez, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373, 1995

Ramos V., Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, Vol. 22(3): 183-190, 1999.

Reinen, W. & J.D. Tullis, The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults. *Geophysical Research Letters* 18, 1921-4, 1991.

Rodríguez, L. & Tavera, H. Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.9(2):141-159., 1991.

Ruff, L.J. & B.W. Tichelaar, What controls the seismogenic plate interface in subduction zones?, in *Subduction: Top to Bottom*, edited by G.E. BEBOUT *et al*, *Geophysical Monograph 96*, American Geophysical Union, Washington, DC. 1996.

Savage J. C., Lisowski M. and Prescott W. H., Strain accumulation in Western Washington. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14493-14507, 1991

Shimamoto T., Seno T. y Uyeda S. A simple rheological framework for comparative subductology. In Akai K. & Dmowska R. eds. *Relating Geophysical Structures and Process: The Jeffreys Volume*. *Geophysical Monograph Series 76*:39-52. AGU, Washington DC., 1993

Silgado, E., Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1974), Inst. Geol. Min. Lima, p. 131pp, 1978.

Smith W. H., & Sandwell D.T., Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962, 1997.

Soler P. & Sébrier M. 1990. Nazca slab retreat versus compressional deformation in the central Andes since late Oligocene times. Symposium international géodynamique andine: Résumés des communications, 187-190 pp. Paris, France

Springer, M., Interpretation of heat-flow density in the Central Andes, *Tectonophysics*, 306, 377–395, 1999

Tavera & Bernal I., Distribución especial de las áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Especial N° 6: 89-102, 2005.

Tavera, H. y Buforn, E., Sismicidad y sismotectónica de Perú. En: A. Udias y E. Buforn (ed.). *Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra*, UCM., N°10, 187-219, 1998

Thorpe, R. S., P. Francis, and R. Harmon, Andean andesites and crustal growth, *Phil Trans R. Soc.Lond.*, A301, 305–320, 1981.

Tichelaar, B., and L. Ruff, Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 96, 11,997–12,022, 1991.

Tse S. & Rice J. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* 91: 9452-9472., 1986.

Wessel P. & Smith W.H. Improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions*, 79-579.1998.

von Huene, R., and C. Ranero, Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antogasta, Chile, *J. Geophys. Res.*, 108, 2079, doi:1029/2001JB001,569, 2003.

Worner, G., K. Hammerschmidt, F. Henjes-Kunst, J. Lezaun, and H. Wilke, Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18S-22S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes, *Rev. Geol. Chile*, 27, 205–240, 2000a.

Bibliografía.

Yáñez, G., and J. Cembrano, Role of viscous plate coupling in the late tertiary andean tectonics, J. Geophys. Res., 109, B02,406, 2004.