

Sismicidad de Chile

Raúl MADARIAGA

Laboratoire de Géologie, URA 1316, Ecole Normale Supérieure,
24 Rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05, France

y

Département de Sismologie, Université Denis Diderot de Paris 7, France

RESUMEN

Se presenta una visión de conjunto de la sismicidad de Chile continental, desde Arica hasta Chiloé. La actividad sísmica dominante es una consecuencia directa de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Si se excluye la sismicidad superficial de Argentina y Bolivia y de ciertas zonas aisladas en el Centro de Chile prácticamente todos los sismos de Chile se producen ya sea en la zona de acoplamiento entre las placas o en el interior de la placa de Nazca. Se identifican así cuatro diferentes tipos de sismicidad: de la zona exterior a la fosa, de la zona de contacto entre las placas, de extensión en el interior de la placa de Nazca y a más de 40 km de profundidad. Los sismos más peligrosos del punto de vista del riesgo son naturalmente los grandes terremotos de subducción que alcanzan magnitudes de hasta 9 en diversos puntos del país. Algo menos peligrosos son los terremotos de profundidad intermedia en el interior de la placa de Nazca aunque en Chillán en 1939 o en el Norte de Chile en 1950 sobrepasaron la magnitud 8. Gracias a diversos datos locales y de las redes mundiales se ha podido reconstituir de manera bastante precisa el proceso de ruptura de los dos más grandes terremotos recientes: el del 3 de marzo de 1985 en La Ligua y el del 30 de julio de 1995 en Antofagasta. Finalmente, se discuten las evidencias que han sido utilizadas para identificar las dos lagunas sísmicas más importantes de Chile: la del norte que coincide con la zona de ruptura del terremoto de 1877 entre Arica y Antofagasta, y la segunda entre Constitución y Concepción en el centro-sur del país. Aunque la hipótesis de lagunas debe ser sometida a serias

revisiones, no cabe duda que estas dos lagunas deben seguir siendo estudiadas e instrumentadas adecuadamente.

ABSTRACT

Seismic activity in continental Chile from Arica to Chiloé is a consequence of the subduction of the Nazca plate under the plate of South America. We can distinguish four types of seismicity: zone outside the trench, zone of contact between plates, zone of extension in the interior of the Nazca plate and shocks with depth greater than 40 km. The most damaging earthquakes are those of very large magnitude in the subduction zone reaching $M = 9$.

Also these are important earthquakes of intermediate depth inside the Nazca plate that may have magnitudes larger than $M = 8$. The rupture process of two large earthquakes, 3 March 1985 in La Ligua and 30 July 1995 in Antofagasta have been studied in detail. Two seismic gaps in northern Chile between Arica and Antofagasta that broke in the earthquake of 1877 and another in the south between Constitución y Concepción are studied and discussed.

1. INTRODUCCIÓN

Chile es uno de los países más sísmicos de la tierra, en promedio en los últimos cinco siglos un terremoto destructor de magnitud superior a 8 se ha producido cada 10 años en alguna parte del territorio chileno. Numerosos documentos históricos estudiados por Montessus de Ballore (1910-1925), Greve (1964), Lomnitz (1971), Nishenko (1965), etc., documentan los efectos de estos terremotos que han producido grandes daños y un gran número de pérdidas de vidas humanas. La figura 1 muestra una visión esquemática de los más grandes terremotos que se han producido a lo largo de la Costa de Chile en los últimos 130 años. Para cada uno de ellos se presenta la zona de ruptura estimada a partir de datos sísmicos para los sismos recientes, o a partir de la evaluación de daños para los más antiguos. Como se ve en esta figura prácticamente todo segmento de la costa chilena desde Arica (18° S) hasta la península de Taitao en Aysen (47° S) ha sufrido al menos un evento de magnitud superior a ocho en ese período de tiempo.

Varios sitios a lo largo de la larga costa de Chile han sido identificados por los sismólogos como sitios probables de futuros terremotos (ver, por ejemplo, Kausel and Lomnitz, 1968; Lomnitz, 1971; Nishenko, 1985). Es indudable que esta sismicidad es causa de permanente preocupación y numerosos estu-

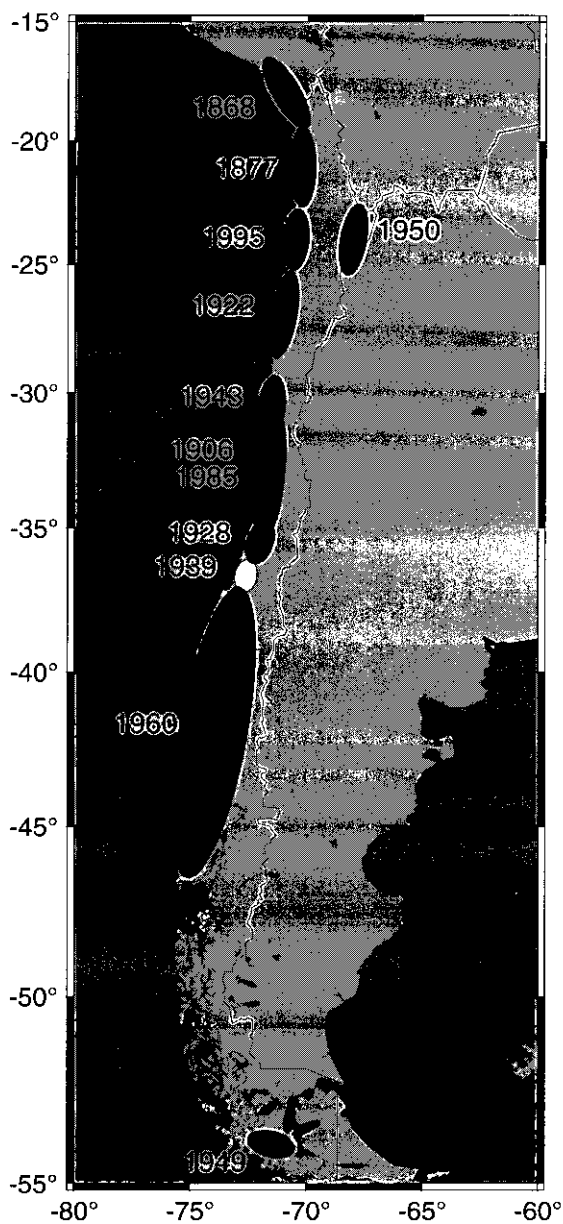


Figura 1. Áreas de rupturas de los mayores terremotos chilenos $M > 8$ de los últimos 130 años. Cada zona elipsoidal define de manera aproximada la área de ruptura estimada para cada uno de estos eventos. El área de ruptura del terremoto de 1939 figura en blanco porque este sismo ocurrió en el interior de la placa de Nazca.

dios de detalle han sido realizados en los últimos años con el fin de establecer la distribución exacta de los terremotos, la tectónica general de Chile y tratar de evaluar el riesgo sísmico de las distintas regiones del país. Un proyecto más ambicioso se ha desarrollado en el Norte de Chile a través de un protocolo de cooperación entre instituciones francesas y chilenas con el fin de estudiar en detalle la sismicidad de la así llamada laguna del Norte, la zona donde se produjo el gran terremoto de $M=9$ el 9 de mayo de 1877. El propósito a largo plazo de estos estudios es tratar de detectar variaciones temporales de la sismicidad o de la deformación que pudieran ser identificados como índices precursoros de un posible próximo terremoto destructor en la región. Este tipo de estudios son fundamentales porque, a pesar de grandes progresos recientes, existen serias dudas que el modelo de lagunas se pueda aplicar directamente a la sismicidad sin correcciones locales importantes. Así por ejemplo, como se observó en el Centro de Chile cerca de Valparaíso, en los terremotos de 1971 y 1985, los grandes terremotos no se reproducen forzosamente de la misma manera. El modelo básico del terremoto característico es fuertemente discutido actualmente. La esperanza de la sismología es que gracias a estos estudios y otros datos geofísicos y geológicos se logre evaluar de manera más precisa el riesgo sísmico de cada región de Chile. Por otro lado, gracias a estos estudios se tiene actualmente una idea relativamente clara de los tipos de sismicidad que afectan la costa de Chile y de su peligrosidad respectiva. En este breve artículo se tratará de resumir y criticar una parte de estas observaciones que nos parece ser de gran utilidad para el futuro de los estudios de la sismicidad de Chile.

2. SISMICIDAD DE CHILE

Chile es sin lugar a dudas uno de los países más sísmicos de nuestro planeta: en promedio un terremoto de magnitud superior a 8 se produce cada diez años en alguna parte del territorio. El nivel de sismicidad es tal que en los últimos 35 años, desde 1962, se han producido más de 4.000 sismos de magnitud superior a 5. La sismicidad de este período no está repartida uniformemente a lo largo del territorio. En la figura 2 se muestra la sismicidad de Chile a partir del nuevo catálogo de sismicidad establecido por Engdahl et al (1995, 1998) y Kirby et al (1995, 1996). Este catálogo es más preciso que los de ISC porque se han utilizado fases de profundidad (pP y sP) para localizar los sismos. Como se aprecia claramente en esta figura la sismicidad entre 1962 y la actualidad es mucho más abundante en el Norte del país que en el Sur. Esto se debe en parte a la relativa calma sísmica que se ha producido en el Sur de

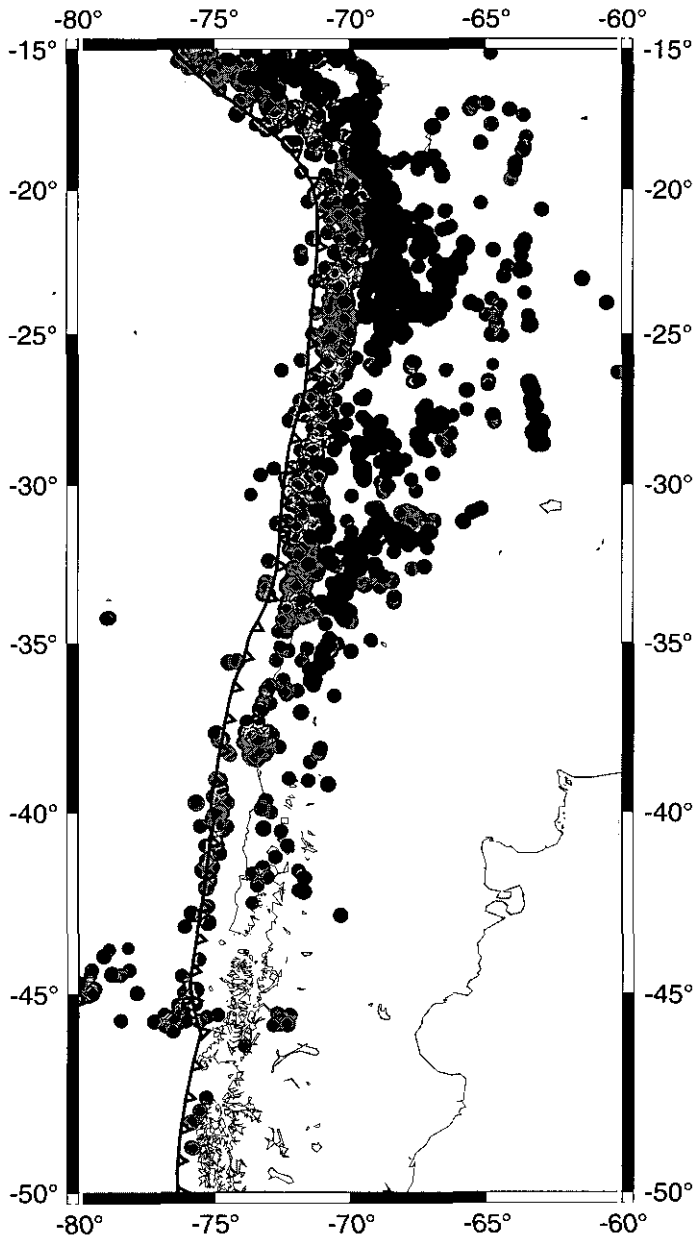


Figura 2. Sismicidad de Chile para el período 1962-1995 dibujada a partir del nuevo catálogo de sismicidad mundial propuesto por Engdahl et al. (1998). Estos sismos fueron localizados usando datos de fases de profundidad.

Chile, a partir del paralelo 35° S, desde que en esa zona se terminaron las últimas réplicas del terremoto de 1960. A partir de la ciudad de Valdivia al Sur (40° S), prácticamente no hay sismicidad en la zona de contacto entre la placa de Nazca y la de América del Sur. Como se puede apreciar en la figura 2 la principal fuente de actividad sísmica de esta parte de Chile son terremotos que se producen en la zona de flexión mas allá de la fosa de Perú-Chile. Estos son terremotos en su mayoría en falla normal que se producen debido a a flexión que sufre la placa de Nazca antes de descender bajo la placa de América del Sur. Curiosamente, la región entre 18-23° S, o sea la llamada laguna sísmica del Norte de Chile, es una de las regiones más activas de Chile con una sismicidad que se extiende de manera continua desde la fosa y a todo lo largo de la zona de Benioff. Es claro que en el Norte, por lo menos en cuanto se refiere a la sismicidad superior a 5 desde 1962, no se ha producido ninguna reducción de la sismicidad como se ha observado en otras lagunas sísmicas. La única zona de sismicidad reducida que es claramente visible en esta figura, así como en los catálogos locales chilenos, es la clara falta de terremotos cerca de la fosa alrededor de 35° S. Esta región corresponde al extremo sur de la zona de ruptura de 1985 y ha sido identificada como la laguna sísmica de Constitución-Concepción por Ponce y Kausel (1994) y López et al. (1997). Ningún gran terremoto de subducción se ha producido en esta zona desde el terremoto de Concepción en 1835. Una discusión más detallada de esta laguna sísmica será presentada más adelante en este artículo.

2.1. Segmentación de la placa de Nazca

En un artículo clásico sobre la sismicidad de Perú y Chile, Barazangi e Isacks (1976) demostraron que la zona de subducción de Nazca se divide en cinco segmentos de longitud variable que poseen ángulos de subducción muy diferentes. En Chile las tres zonas principales son: (a) desde 15° a 27° S donde la placa de Nazca desciende bajo el continente sudamericano con un ángulo “normal” de unos 25° a 30°. Esta es la zona del Norte Grande de Chile siguiendo la nomenclatura usual en geografía de Chile. (b) En la zona de los valles transversales, entre 26° y 33° S, la placa de Nazca parece pegarse bajo el continente sudamericano y desciende bajo la Cordillera de los Andes y Argentina con un ángulo muy pequeño de solo unos 10° de inclinación. (c) Finalmente, en la región del Valle Central, a partir de 33° S, la zona de Benioff posee nuevamente un ángulo “normal” de cerca de 30° de inclinación pero la sismicidad no se extiende más allá de 200 km de profundidad. Esta diferencia en el ángulo de la zona de contacto entre las dos placas se mani-

fiesta de manera perfectamente clara en la topografía y la geología de Chile. La zona del Norte grande posee grandes volcanes activos, una cordillera de la Costa y una meseta intermedia; la zona de los valles transversales carece de volcanes y las grandes estructuras geológicas poseen una dirección transversal al eje principal andino. En esta zona existe también una abundante sismicidad del lado Argentino de la cordillera de los Andes, especialmente en la vecindad de San Juan y Mendoza. Más al Sur en la región del valle central, nuevamente hay volcanes activos y un valle central muy bien desarrollado.

Las figuras 3 a 5 muestran en una visión actualizada la diferencia notable de sismicidad en estas tres zonas de Chile. En la figura 3 se muestra una sección a través de la zona Norte de Chile, centrada en el paralelo 22 y un ancho de 100 km de cada lado de este paralelo. Se ve claramente que la sismicidad define una zona de Benioff casi perfectamente recta a partir de unos 50 km de profundidad y hasta cerca de 300 km directamente bajo los Andes. Después la sismicidad cesa completamente y reaparece entre 500 y 600 km de profundidad bajo la Argentina. La presencia de volcanes en esta zona permite pensar que entre la placa de Nazca y la base de la corteza existe un proceso de fusión parcial que produce la lava que alimenta estos volcanes andesíticos.

Northern Chile around 22° S

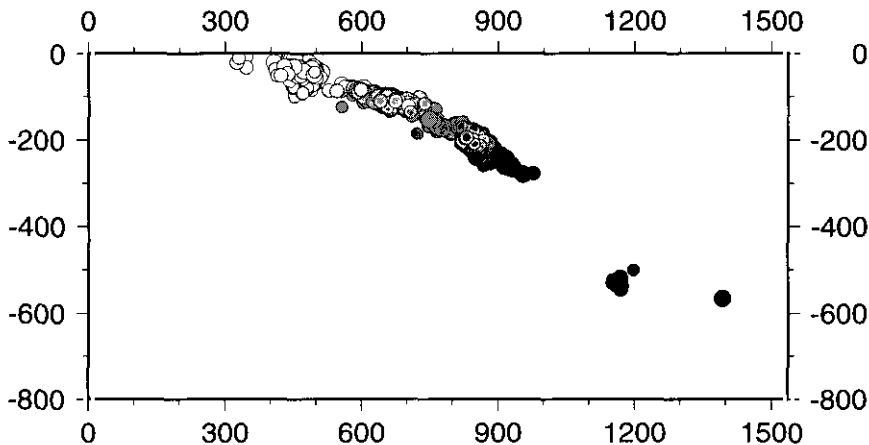


Figura 3. Sección vertical de la sismicidad en la zona Norte de Chile obtenida a partir del catálogo de Engdahl et al. (1998). El perfil perpendicular a la costa de Chile contiene sismos proyectados en una zona de 100 km de cada lado de un plano vertical cerca de 22° S.

El contraste entre la zona del Norte Grande y la de los valles transversales se ve claramente comparando las figuras 3 y 4. En esta última la zona de Benioff comienza como en el Norte de Chile, pero a partir de unos 60 km de profundidad toma un forma casi subhorizontal definiendo una ancha banda de sismicidad que se extiende más allá de la cumbre de Los Andes. En esta zona aparentemente no hay espacio entre las dos placas para generar suficiente lava para alimentar volcanes. Por esta razón no existe ningún volcán activo entre 26° y 33° S. Finalmente, a partir de 33° S la sismicidad de profundidad intermedia disminuye considerablemente. Esta disminución es notable y corresponde a observaciones hechas desde principio de siglo en el Instituto de Geofísica de Santiago. Con la excepción del gran terremoto de 1960 y sus réplicas esta zona presenta una sismicidad que se reduce progresivamente hacia el Sur. En la zona Central de Chile y en un estudio realizado recientemente alrededor de Chillán se ha podido confirmar lo que muestra la figura 5, es decir que la sismicidad define una zona de Benioff de ángulo de subducción normal de unos 30° de inclinación.

Central Chile near 30 S

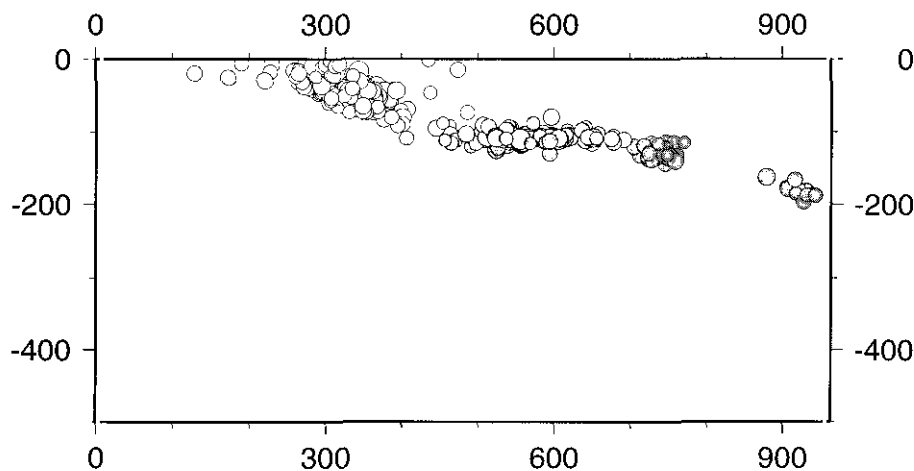


Figura 4. Sección vertical de la sismicidad en la zona central de Chile obtenida a partir del catálogo de Engdahl et al. (1998). El perfil perpendicular a la costa de Chile contiene sismos proyectados en una zona de 100 km de cada lado de un plano vertical cerca de 30° S.

South Chile around 35 S

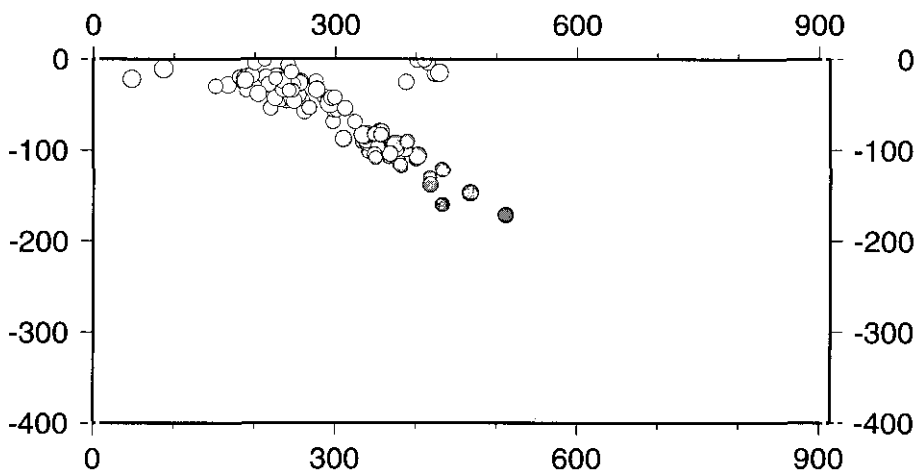


Figura 5. Sección vertical de la sismicidad en la zona Central-Sur de Chile obtenida a partir del catálogo de Engdahl et al. (1998). Perfil perpendicular a la costa de Chile contiene sismos proyectados en una zona de 100 km de cada lado de un plano vertical cerca de 34° S.

El origen mecánico o geofísico de estas contorsiones de la zona de Benioff y de la segmentación de la zona de subducción ha sido objeto de numerosas especulaciones que no es del caso detallar aquí porque no son verificables al menos por el momento. Algo que sí se ve claramente con el trabajo detallado realizado por Engdahl et al. (1998) quienes relocalizaron la sismicidad mundial entre 1964 y 1995, es que los mapas de sismicidad utilizados en muchos trabajos sobre la región tienen grandes errores. De acuerdo con estos autores en el caso específico del Norte de Chile el error de localización de sismos es de cerca de 20 km en posición horizontal y una decena o más de km en posición vertical. Usando lecturas de fases de profundidad tipo pP y sP estos autores mejoraron considerablemente la calidad de las localizaciones y, por consiguiente, de la distribución de la sismicidad. La figura 6, en que se muestra sólo la sismicidad directamente ligada a la subducción o al interior de la zona de Benioff, ha sido calculada utilizando los datos de Engdahl et al (1998). En esta figura se han dibujado curvas de nivel de la sismicidad a cuatro profundidades: 70, 12, 300 y 600 km.

Cahill e Isacks (1994) observaron que la transición de subducción normal a subducción casi plana en el Norte chico de Chile es gradual y forma una especie de lengua alargada hacia la Argentina que se puede claramente apreciar en la figura 6. Según estos autores la desaparición de los volcanes en 25° S no es directamente asociable con la geometría de la placa sino con la convexidad de la fosa en esta región. Este es un efecto muy sutil que necesita ser confirmado. Más al Sur alrededor de 31° S el paso de la subducción casi plana a la subducción normal de la zona central-sur de Chile, es mucho más abrupta y coincide sin lugar a dudas con la subducción de la zona de eleva-

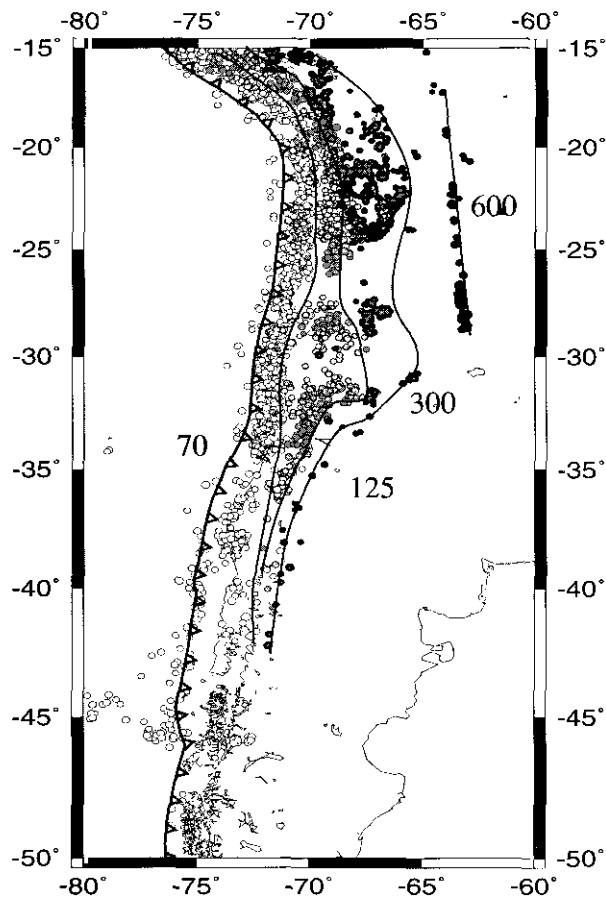


Figura 6. Curvas de nivel de la zona de Benioff bajo Chile determinada a partir de la sismicidad relocalizada por Engdahl et al. (1998).

ción de Juan Fernández. Estudios detallados de la fosa y de la plataforma submarina de Chile llevados a cabo por von Huene et al. (1997) confirman esta observación. Estas observaciones de Cahill e Isacks (1992) fueron confirmadas en sus grandes líneas por la distribución de sismos determinada con las relocalizaciones de Engdahl et al. (1998). En conclusión la segmentación es una característica esencial de la sismicidad de la zona de subducción de Chile, pero su origen exacto y su relación con estructuras de la placa oceánica están lejos de ser unánimemente entendidas. Sin datos locales de calidad es difícil o imposible resolver estos problemas (ver Araujo y Suárez, 1994 y Pardo et al., comunicación personal, 1997, para estudios utilizando relocalización y datos locales).

2.2. Mecanismo de terremotos

Más de un centenar de terremotos chilenos de los últimos 18 años poseen tensores de momento calculados por el método estándar del centroide utilizado por la Universidad de Harvard. La inmensa mayoría de estos sismos corresponden a mecanismos de falla inversa con un plano de falla que posee un débil ángulo de inclinación. Son los terremotos que se producen en la zona de contacto entre las placas de Nazca y de Sudamérica. Las figuras 7 y 8 muestran de manera sintética el conjunto de los tensores de momento determinados por Harvard desde 1980. Se observa la dominación casi total de terremotos de tipo falla inversa con ángulo de inclinación muy pequeño. Todos estos terremotos corresponden a rupturas en la zona de acoplamiento entre la placa de Nazca y de Sudamérica. La profundidad de los terremotos de esta zona de acoplamiento es claramente limitada a una zona de profundidad máxima de 60 km. Como ha sido discutido en detalle por Compte y Suárez (1994) y Araujo y Suárez (1994), sin embargo, los terremotos de la zona de acoplamiento parecen limitarse a una zona de profundidad media de sólo 40 km cuando se usan localizaciones con datos locales bien calibrados. La zona entre 40 y 60 km, como en el caso de Japón (X. Le Pichon, comunicación personal) parece ser asísmica salvo cuando se producen grandes terremotos. Esto ha sido sugerido para explicar el gran momento sísmico del terremoto de 1985 en Valparaíso, aunque recientemente Mendoza et al. (1994) encontraron una solución que satisface todas las observaciones con una ruptura que no penetra más allá de 45 km de profundidad en la zona de contacto.

Es claro que la sismicidad de Chile está dominada por este tipo de sismos que llamaremos de subducción. Sin embargo todos los estudios de la sismicidad de detalle, con datos locales o globales identifican otros tipos de terre-

el centro de Chile se conoce una actividad superficial importante al este de Santiago al pié de la cordillera de Los Andes. Aunque esta actividad es persistente y se puede estudiar con detalle gracias a la red telemétrica de Santiago, no se conoce la magnitud máxima ni la frecuencia de estos terremotos. En todo caso en 1958 se produjo uno de magnitud cercana a 6. En el resto del territorio no se conoce bien la sismicidad superficial por falta de instrumentación adecuada. Un estudio reciente de López et al. (1997) en la zona de la laguna Constitución-Concepción muestra alguna actividad superficial limitada estrictamente a la vecindad de los volcanes activos de esa zona.

2.2.2. Sismicidad debida a la flexión de la placa de Nazca

Como ya lo señalamos en la discusión de la figura 2, existe una actividad sísmica regular en el interior de la placa de Nazca al exterior de la fosa de Perú-Chile. Estos terremotos se atribuyen generalmente a la flexión de la placa oceánica antes de descender bajo el continente. Varios terremotos importantes se conocen en esta zona. La figura 2 se puede ver claramente un gran número de terremotos muy superficiales (círculos blancos) en el Sur de Chile frente a la Isla de Chiloé. Terremotos de este tipo han sido estudiados con cierto detalle por Astiz y Kanamori (1986) quienes propusieron que estos terremotos se producían en respuesta a ciclos de carga y descarga de la zona de acoplamiento entre las placas. Así, antes de un gran terremoto, los sismos de la zona exterior a la fosa serían compresivos y después de un gran terremoto serían de tensión. Esto parece confirmarse en el estudio de Astiz y Kanamori en el caso de los sismos al exterior de la zona de ruptura de 1960. La actividad frente a Chiloé continúa siendo de extensión como previeron estos autores. Es interesante de señalar que frente a Talca y Valparaíso se han producido terremotos de magnitud de cerca de 6 en la zona de flexión de la placa de Nazca.

2.2.3. Sismicidad de extensión en el interior de la placa

Otro tipo de terremotos importante en Chile es el de falla normal en el interior de la placa en subducción. Uno de los primeros estudios de ese tipo de sismos fue realizado por Malgrange et al. (1981) quienes demostraron que los terremotos de La Ligua, al Norte de Santiago, del 9 de julio de 1971 y del 28 de marzo de 1965 fueron completamente diferentes. El primero es una clara ruptura de la zona de contacto entre las placas, mientras que el

segundo es un terremoto mucho más profundo con un mecanismo de foco de extensión a lo largo de la placa de Nazca. Con posterioridad en estudios de Malgrange y Madariaga (1992), Astiz y Kanamori (1988), Tichelaar y Ruff (1991), Kausel y Campos (1992), Compte y Suárez (1995), Araujo y Suárez (1994) así como Delouis et al. (1994) se demostró la presencia de este tipo de terremotos a todo lo largo de la parte activa del territorio chileno. Los dos mayores sismos de este tipo se produjeron en 1950, un terremoto de magnitud 8 al interior de Antofagasta estudiado por Kausel y Campos (1992), y el otro es el terremoto de Chillán del 23 de enero de 1939. Este sismo muy destructor será discutido más en detalle en el marco del estudio de la laguna sísmica de Constitución-Concepción. Campos y Kausel (comunicación personal, 1992) lograron recopilar datos de antiguas estaciones y verificar la profundidad cercana a 90 km de este terremoto y su mecanismo en falla normal.

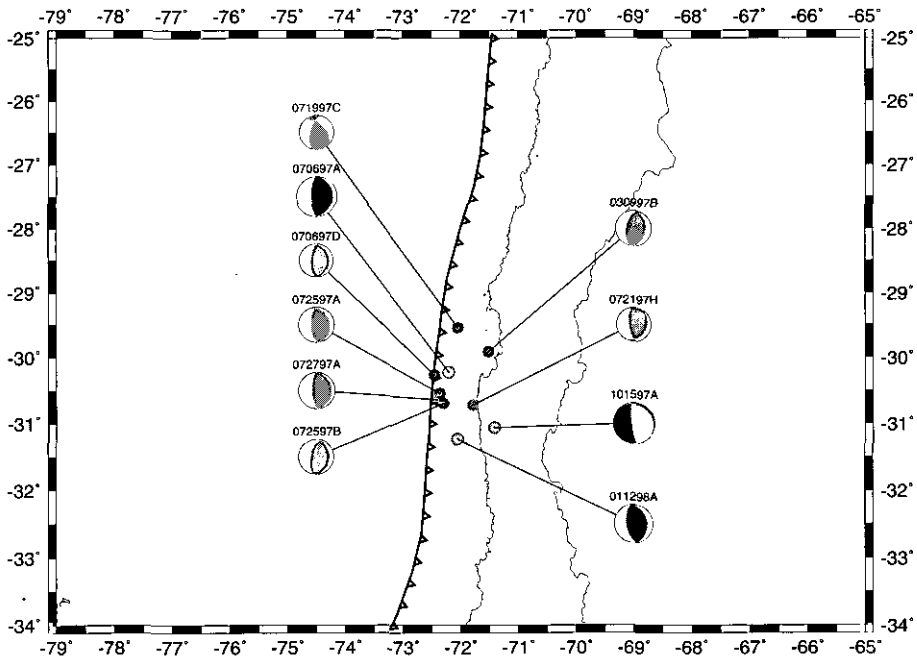


Figura 9. Sismicidad de la región de Pichidangui entre julio de 1997 y enero de 1998. Todos los sismos de $M_w > 6$ listados en el catálogo CMT de la Universidad de Harvard aparecen en esta figura. Estos sismos distribuidos en una zona de cerca de 180 km culminaron en el terremoto de $M = 6.8$, un terremoto de extensión en el interior de la placa de Nazca a 70 km de profundidad.

Mucho más claro es el estudio reciente de los terremotos que precedieron al de Pichidangui del 16 de octubre de 1997. En un trabajo en curso de preparación Lemoine, Gómez, Madariaga y Campos han estudiado en detalle esta serie de terremotos que se muestra en la figura 9. La mayoría de estos sismos son de falla típica de subducción salvo uno, el más fuerte de la serie un terremoto de $M_w = 6.7$ que ocurrió 16 de octubre y produjo graves daños en la zona centro-norte de Chile.

2.2.4. Esquema de la sismicidad

Finalmente se puede resumir las observaciones de mecanismo para terremotos bien localizados con el esquema de la figura 10. Ahí se observa que fuera de los terremotos de subducción propiamente dichos, que se producen en la zona de contacto entre las placas de Nazca y de Sudamérica, hay varios tipos de terremotos en el interior de la placa de Nazca, casi todos en extensión aunque Compte y Suárez (1992, 1994) han encontrado una serie de sismos de compresión situados *bajo* los terremotos de extensión a una profundidad de cerca de 130 km bajo la red de Antofagasta. Delouis et al. (1994) muestran sólo sismos de extensión a partir de 60 km de profundidad lo que para ellos

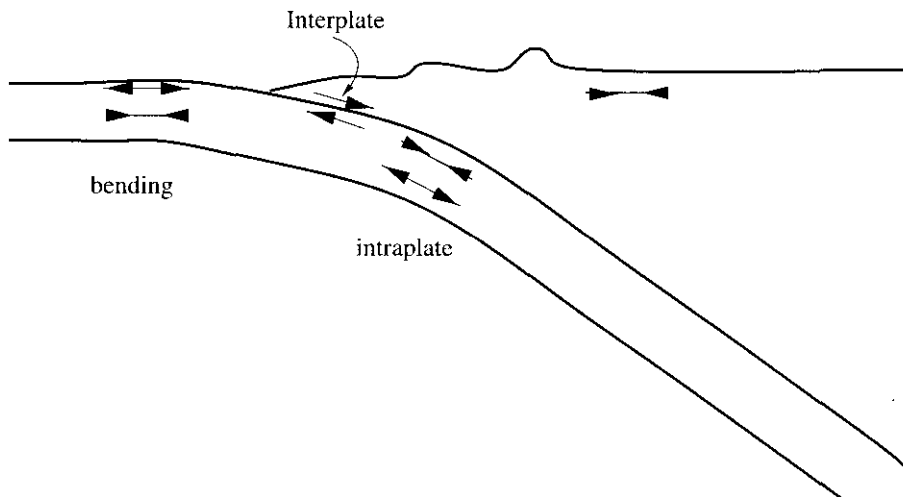


Figura 10. Esquema de los distintos tipos de mecanismo de foco que ocurren en Chile. Falta en esta figura el mecanismo de terremotos superficiales porque por el momento no hay evidencias de sismos mayores de $M_w = 5$ en la parte chilena de la placa de Sudamérica.

define el fin de la zona de acoplamiento entre placas. Curiosamente ninguno de estos estudios parece establecer diferencias entre la distribución de mecanismos en las zonas de subducción a inclinación normal o casi plana. En la figura 10 se aprecia también la posición de los sismos de extensión o compresión situados al exterior de la fosa y que discutimos más arriba.

3. DOS GRANDES TERREMOTOS

En los últimos 15 años se produjeron dos terremotos de magnitud próxima a 8 en dos zonas de alto riesgo sísmico en Chile. El primero en marzo de 1985 al sur de Valparaíso y el otro en el norte de Chile bajo la ciudad de Antofagasta. Gracias al desarrollo de redes locales y de la existencia de la red mundial de ancha banda estos dos terremotos han sido estudiados con un nivel de detalle que no era posible en Chile hasta este momento. Esto ha permitido comprender mejor no sólo los terremotos mismos sino también las condiciones de preparación de éstos. Una de las lecciones más importantes a mi juicio es la observación de una variabilidad temporal y espacial de la sismicidad de Chile que muestra hasta que punto son erróneas ciertas concepciones sobre la sismicidad basadas en la repetibilidad espacial o en la periodicidad temporal.

3.1. El terremoto de Valparaíso de 1985

Este terremoto se produjo el 3 de marzo en la zona central de Chile, al sur de la ciudad de Valparaíso. El terremoto no fue completamente inesperado por dos razones. Por un lado, con el método de lagunas sísmicas, Kelleher et al. (1973), McCann et al. (1973) y Nishenko (1985) habían identificado la zona de Valparaíso como un laguna sísmica presta a entrar en actividad. Por otro lado el terremoto de marzo de 1985 fue precedido por una fuerte actividad local en la zona de preparación del terremoto principal que comenzó el 21 de febrero de 1985 y duró aproximadamente 11 días (Compte et al., 1986). Este terremoto se produjo en una zona de fuerte y continua actividad sísmica que empezó en los años 50 con una serie de terremotos en la región de Valparaíso. El más fuerte de todos se produjo el 28 de marzo de 1965 cerca de La Ligua a unos 150 km al Norte de Valparaíso. Este terremoto, sin embargo, no fue un sismo entre las placas de Nazca y de América del Sur, sino un terremoto al interior de la placa de Nazca bajo la costa chilena como lo demostraron Malgrange et al. (1981). El otro terremoto importante de la zona se produjo entre Los Vilos y Valparaíso el 9 de julio de 1971. Como se puede ver en la figura 11 este sismo rompió la zona

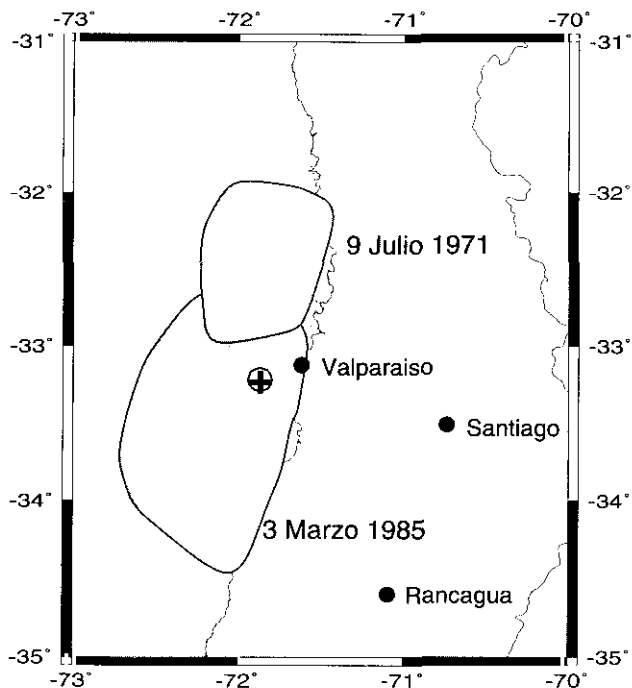


Figura 11. Zonas de ruptura de los terremotos del 9 de julio de 1971 ($M_w = 7.8$) y del 3 de marzo de 1985 ($M_w = 8.0$) que rompieron la zona central de Chile frente a Valparaíso. Estos dos terremotos no alcanzan a cubrir la zona de ruptura del gran terremoto de agosto de 1906 que se extendió desde 32° S hasta 35° S como mínimo.

norte de la laguna sísmica de Valparaíso y la ruptura se detuvo pocos km al Sur de esta ciudad en la que posteriormente se identificaría como la zona de iniciación del terremoto de 1985. Korrat y Madariaga (1986) estudiaron una serie de eventos que precedieron el de Valparaíso y mostraron un fuerte nivel de actividad de la zona a partir de 1981.

El terremoto de Valparaíso se produjo en el momento en que aparecían las primeras estaciones digitales de banda ancha lo que permitió un estudio bastante detallado de la ruptura. Entre otros estudios cabe mencionar Compte et al. (1986); Korrat y Madariaga (1986); Christensen y Ruff (1986); Choy y Dewey (1988); Houston y Kanamori (1990); Yoshida (1992) y Mendoza et al. (1994). De estos el más completo es sin duda el de Mendoza et al. (1994) que incluye en el estudio del proceso de ruptura datos desde un período de 2 s (registros de la red acelerométrica de Chile central del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile) hasta 300 s (ondas superficiales del manto).

Este estudio confirma los resultados presentados por los otros autores citados. Emerge de esos estudios un proceso de ruptura complejo, pero verificable comparando las observaciones de diferentes autores. El terremoto de Valparaíso posee unos de los precusores más claros que se haya observado para grandes terremotos. En todas las estaciones lejanas se pudo observar uno o dos precusores llamados ms_1 y ms_2 por Choy y Dewey (1986). El primero precede la ruptura principal, llamada MS por estos mismos autores, en cerca de 24 s, ms_2 llega a las estaciones lejanas cerca de 11 s después del primer precursor. Estas observaciones han sido confirmadas por la comparación de datos de período corto y largo en las estaciones lejanas en que los precusores corresponden a las primeras impulsiones en los registros de período corto. Gracias al estudio de acelerogramas locales, Mendoza et al. (1994) pudieron estimar el momento sísmico del segundo precursor (ms_2) en 1×10^{18} Nm, es decir un terremoto de $M_w = 6.6$. De acuerdo a todas las observaciones que conozco este es el precursor más claro jamás observado para un terremoto de gran magnitud. Se puede señalar que el desfase de este precursor con respecto al sismo principal coincide perfectamente con las observaciones generales de este tipo de fenómeno discutidas por Ellsworth y Beroza (1995).

El terremoto principal de Valparaíso posee un momento sísmico de 1.5×10^{21} Nm y una magnitud de momento correspondiente de $M_w = 8.0$. Después de la ruptura del precursor, la ruptura se propagó inicialmente hacia la superficie de la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica y luego hacia el sur de la zona de ruptura con una distancia total de 150 km. Esta parte principal de la ruptura tiene claras evidencias de directividad identificadas por todos los investigadores que han examinado este terremoto. La velocidad media de ruptura calculada en estos estudios es del orden de 2.2 a 2.5 km/s algo menor que los 3 km/s estimados por Ihmlé y Ruegg (1997) para el terremoto de Antofagasta de 1995. Un resultado importante de Mendoza et al. (1994) es que el terremoto de Valparaíso no requiere una componente de deslizamiento lento como había sido sugerido inicialmente por varios autores debido a diferencias en el momento sísmico estimado con ondas de volumen y ondas superficiales. Según Mendoza et al. (1994) es perfectamente posible de ajustar todas las observaciones con un solo momento sísmico de 1.5×10^{21} Nm.

Finalmente de acuerdo con todos los datos disponibles, incluyendo las observaciones geodésicas de Barrientos (1988), se concluye que la ruptura de Valparaíso tuvo lugar en dos etapas, con una primera gran zona de deslizamiento (aspereza en la nomenclatura sismológica) de hasta 2 m localizada en la zona epicentral entre Valparaíso y San Antonio y, luego, con una segunda zona de concentración del deslizamiento en la parte Sur de la zona epicentral (ver figura 12 adaptada de Mendoza et al., 1994).

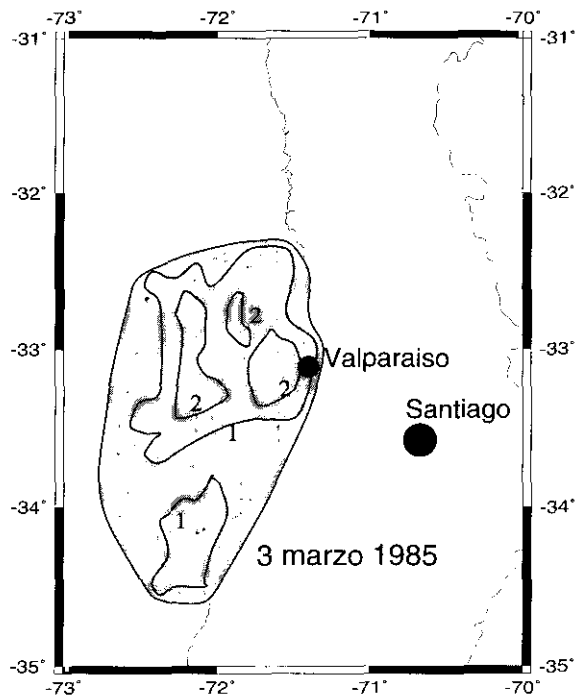


Figura 12. Esquema de la distribución de deslizamiento sobre la falla del terremoto del 3 de marzo de 1985 ($M_w = 8.0$) calculada por Mendoza utilizando datos sobre una gran banda de frecuencias que abarca desde acelerogramas a 2 Hz hasta datos de ondas superficiales a 3 mHz. La distribución de desplazamiento está proyectada en un plano horizontal. Este modelo satisface todas las observaciones hechas después del terremoto.

3.2. El terremoto de Antofagasta de 1995

Como se muestra en la figura 13, este terremoto de magnitud $M_w = 8.0$ se produjo el 30 de julio de 1995 en una zona que hasta hace poco tiempo se había considerado como asísmica por falta de información sobre su sismicidad (Kelleher et al., 1973). Nishenko (1985) en su estudio sobre el potencial sísmico de Chile la clasificó con un signo de interrogación justamente por falta de datos históricos. Esta zona está rodeada, sin embargo, por zonas de grandes terremotos históricos, inmediatamente al Norte se produjo el gran terremoto de 1877 de magnitud estimada en cerca de 9; y al sur los terremotos de Taltal de $M = 7.8$ (28 de diciembre de 1966) y, todavía más al sur por el del 10 de noviembre de 1922 de magnitud cercana a 8.5. La actividad de la

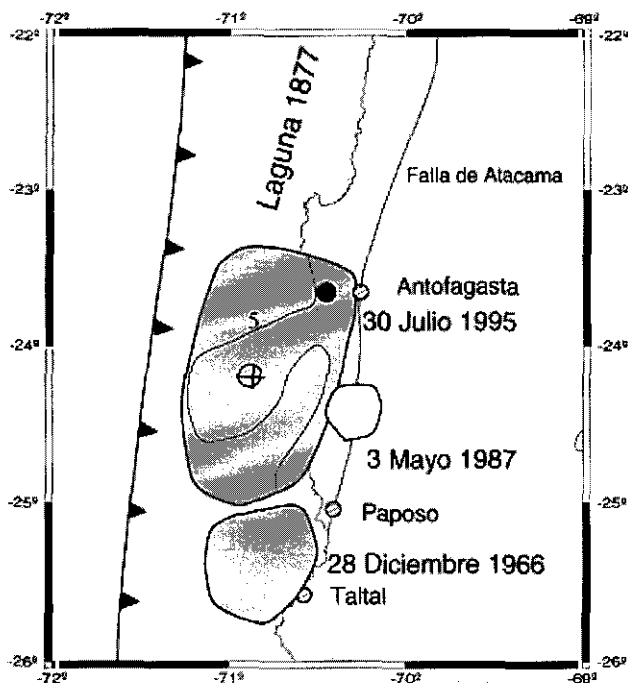


Figura 13. Zona de ruptura del terremoto de Antofagasta del 30 de julio de 1995 y de los otros terremotos importantes ocurridos en la región. El primero prácticamente dentro de la misma zona de ruptura de 1995, el 3 de mayo de 1987 ($M_w \approx 7.3$; Compte y Suárez, 1995); y el otro más al sur en el terremoto de $M_w = 7.8$ que ocurrió en Taltal el 28 de diciembre de 1966 (Lyon-Caen et al., 1980). Sobre la zona de ruptura se presenta la línea de nivel del desplazamiento superior a 5 m determinado por Ihmlé y Ruegg (1997). El círculo con una cruz corresponde al centroide de la distribución de desplazamiento.

región se aceleró considerablemente a partir del terremoto de $M_w = 7.3$ ocurrido cerca de la localidad de Paposo el 3 de mayo de 1987. De acuerdo a la relocalización de Compte y Suarez (1995) confirmada por el estudio reciente de Engdahl et al. (1998), este sismo se produjo en la parte profunda de la zona sísmogénica a unos 38 km de profundidad. En 1990 se instaló en la región una red de estaciones cuyo objetivo era justamente de estudiar el desarrollo de la sismicidad en la parte sur de la laguna del Norte de Chile (Delouis et al. 1996, Compte et al, 1994). A partir de estos datos Delouis et al. (1997) estudiaron la sismicidad que precedió la ruptura de 1995. De acuerdo con la figura 3 del artículo de Delouis et al., entre 1990 y fin de 1994 existe una actividad persistente de sismos de débil magnitud tanto de la zona de acoplamiento entre

las placas como en la zona de Benioff de la placa de Nazca a mayor profundidad. Un cambio notable se produjo el 10 de diciembre de 1994 en que un terremoto de magnitud $M_w = 6.2$ se produjo justamente bajo Antofagasta en el mismo lugar y con el mismo mecanismo que el terremoto de julio de 1995. Las réplicas del sismo de diciembre estaban pasando baja el nivel de detección de la red cuando una serie de pequeños eventos se produjeron a partir el 27 de julio en la zona epicentral. Esta actividad precursora no es muy distinta de la que afectó la zona epicentral del terremoto de Valparaíso del 3 de marzo de 1995 y pone en evidencia que la zona de preparación de grandes terremotos posee una actividad que precede al sismo principal, como lo han propuesto Ellsworth y Beroza (1996). Lo difícil es identificar una zona de preparación con respecto a la actividad sísmica normal de la zona de subducción.

El estudio del terremoto de 1995 no ha terminado aún porque la cantidad y riqueza de los datos disponibles es inmensa, la red local de Antofagasta así como redes temporales fueron instaladas para estudiar las éplicas (Delouis et al., 1997), el terremoto produjo un tsunami observado en los puertos de Chile y en la isla de Tahiti (Guibourg et al., 1997). Ruegg et al. (1996) observaron una red de sitios GPS para determinar el deslizamiento producido en la zona de ruptura del terremoto. Actualmente, tanto Ruegg como otros grupos están procesando datos de interferometría por radar embarcado en satélites (SAR) que permiten delinear de manera aún más completa la deformación producida por el terremoto. Ihmlé y Ruegg (1997) estudiaron la ruptura por un método de inversión no lineal a partir de datos de ondas superficiales y de GPS, poniendo en evidencia una directividad extrema de la radiación sísmica a frecuencias intermedias. A más alta frecuencia las ondas de volumen fueron modeladas por Ruegg et al. (1996), así como Delouis et al. (1997), pero la interpretación de ondas de volumen debe ser estudiada cuidadosamente a causa de la generación de oscilaciones de la columna de agua cerca de la fosa de Perú-Chile puesta en evidencia por Ihmlé y Madariaga (1996). Lo único que se puede lamentar es la falta de datos acelerométricos. En efecto un sólo acelerógrafo parece haber registrado este terremoto, se trata de un registro de una estación situada en Antofagasta reportados por Delouis et al. (1996). A pesar del débil rango dinámico de este registro, a través de un estudio detallado de este registro único se puede demostrar que el terremoto de Antofagasta no fué precedido por un precursor de varios segundos como el de Valparaíso de marzo de 1985 (Gómez et al., 1995). De todos estos estudios se puede concluir que la zona de ruptura de 1995 se extiende unos 180 km a lo largo de la costa de Chile hacia sur de la ciudad de Antofagasta. Como se muestra en la figura 13, el

terremoto rompió la laguna que se extendía desde el fin del terremoto de 1877 hasta la zona de ruptura del terremoto de Taltal del 28 de diciembre de 1966 estudiado por Lyon-Caen et al. (1980). La zona de ruptura cubre también la del terremoto de $M = 7.3$ del 3 de mayo de 1987.

De acuerdo con los diversos estudios del terremoto, la ruptura comenzó prácticamente bajo la ciudad de Antofagasta y se propagó hacia el sur o una velocidad de ruptura media estimada en 2,5-3 km/s por Ihmlé y Ruegg (1997). La posición del epicentro es diferente en algo diferente según Delouis et al. (1997) quienes la sitúan a unos 25 km hacia el Oeste de Antofagasta. La observación de datos GPS de Ruegg et al. (1996) así como la extación de oscilaciones de la columna de agua en la fosa (Ihmlé y Madariaga, 1996) muestra que la ruptura se extendió casi completamente bajo el mar entre la fosa de Perú-Chile y el borde del mar. Esto también explica la eficiente excitación de tsunami (Guibourg et al., 1997) y el solevamiento de la costa reportado por Delouis et al. (1997). Aunque la determinación de la distribución espacial de deslizamiento en la falla sufre por la falta de datos acelerométricos, Ihmlé y Ruegg invirtieron las ondas superficiales para obtener la distribución de deslizamiento que se muestra esquemáticamente en la figura 13. Se ve claramente que el centro de liberación de momento sísmico (máximo del deslizamiento) se sitúa muy al Sur de Antofagasta.

4. RIESGO SÍSMICO EN CHILE

Debido a su curiosa geografía la población de Chile se distribuye de manera muy irregular a lo largo del país. Así, en la zona desértica del Norte la población es muy dispersa aunque el desarrollo de nuevos centros industriales ha atraído una numerosa población hacia Arica, Iquique, Antofagasta, etc. Por otro lado, la región metropolitana y Valparaíso concentran la mitad de la población chilena, y otro cuarto en la zona que se extiende de Concepción a Temuco en el centro del país. En la parte sur del país, sobre cerca de 1.500 km la población es muy escasa. Por esto, desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica, parece claro que hay que poner un fuerte énfasis en el estudio de las regiones más pobladas de Santiago a Puerto Montt donde casi no hay estaciones sismológicas. Es justamente en esta zona que se produjo el gran terremoto del 23 de mayo de 1960 de magnitud superior a 9,5. Este sismo produjo un tsunami que destruyó prácticamente todas las áreas costeras desde la península de Arauco hasta la isla de Chiloé. Puerto Montt en el seno de Relocaví fue también muy afectado aunque no estuviera situado directamente frente al Océano Pacífico. Es difícil imaginar los efectos colo-

sales que tendría un terremoto de esta magnitud en la zona central de Chile o en las nuevas ciudades del Norte de Chile. Lamentablemente, éstas son las dos zonas de más alto riesgo de ocurrencia de un gran terremoto en los próximos años.

Aunque la figura 1 resume bastante bien el conocimiento actual sobre grandes terremotos de Chile y ha sido utilizada por una generación de sismólogos para describir la sismicidad de Chile, élla nos plantea una serie de preguntas fundamentales. Primero que nada, dado que Chile no posee una red homogénea de estaciones, la sismicidad de las lagunas sísmicas (sitios en los cuales no ha habido un gran terremoto desde hace 30 años) es desconocida. Sin un conocimiento acabado de la sismicidad en función del tiempo y del espacio hay muy poca esperanza que una vez que la laguna sísmica haya sido identificada, se pueda realizar una estimación exacta de la peligrosidad sísmica de la laguna. Y ni pensar, por supuesto, en predecir. Estas deficiencias han sido puestas en relieve por Kagan y Jackson (1995) quienes muestran que 20 años después de los artículos de McCann (1979) es más frecuente observar terremotos en los mismos sitios que ya se han roto que en las lagunas. Esto no es extraño: una hipótesis escondida en la observación de lagunas es que los terremotos liberan completamente la energía almacenada en la zona de ruptura, y que por lo tanto una vez ocurrido un gran terremoto se debe esperar largo tiempo antes que la zona de ruptura haya sido recargada en energía de deformación y otro gran terremoto se produzca. Esto es claramente erróneo en el caso de Chile. Una observación muy simple de la sismicidad de Valparaíso muestra que los terremotos nunca se repiten iguales y que nada parece ratificar la idea que un terremoto libera completamente la energía almacenada en la zona. El caso de los terremotos de julio de 1971 y marzo de 1985 es claro. Aquí la ruptura iniciada en un terremoto se terminó en el segundo. Este caso no fue considerado en la definición de las lagunas propuestas por Kelleher et al. (1973) ni por MacCann (1979). La única manera de estimar las zonas de ruptura con precisión y ver si efectivamente se ha liberado la deformación completamente o no, es utilizar datos sismológicos de precisión. Sin ellos no es posible estimar la peligrosidad residual en varias zonas que parecen mantener un potencial sísmico elevado. Este estudio detallado de las lagunas ha llevado a sismólogos chilenos y europeos a plantearse el estudio detallado de estas zonas de alto riesgo sísmico. Así en el Norte de Chile Estrasburgo ha instalado redes en Antofagasta y Arica (Delouis, 1995, 1997), sismólogos de Berlín y Potsdam en Alemania han hecho estudios locales de sismicidad en el norte de Chile y un plan de colaboración se estableció entre Nápoles, París, Grenoble y Santiago para estudiar la laguna de Constitución-Concepción.

4.1. Los terremotos de profundidad intermedia y el riesgo sísmico

Al contrario a lo que piensa generalmente los terremotos de subducción no son los únicos que amenazan a Chile. En los últimos 60 años uno de los terremotos más destructivos es el del 24 de enero de 1939 en Chillán. Este terremoto se produjo en un momento en que prácticamente no existían instrumentos sísmicos en Chile y por ello durante muchos años se pensó que era un terremoto como otros que han afectado la zona de Concepción en los últimos 500 años. La observación detallada de los daños descrita con gran lujo de detalle en el libro de Urrutia y Lanza (1993), muestra la casi totalidad de los 15.000 muertos oficiales debidas al terremoto se produjo en ciudades y aldeas del valle central donde la intensidad varió entre XI y X la escala de Mercalli. En cambio en Concepción, a solo 100 km de Chillán, la intensidad fue sólo de VII. Un mapa de intensidades proyectado por Greve (1964) confirma esta observación. Los pocos datos de ondas de volumen disponibles en estaciones lejanas indican que el primer movimiento en las estaciones de Estados Unidos fue de dilatación y no de compresión como es el caso de todos los terremotos de subducción de Chile. Todas estas observaciones, aunque no definitivas apuntan claramente en la misma dirección: el terremoto de Chillán de magnitud cercana a 8, no fue un sismo de la zona de contacto entre las placas, sino un terremoto de la placa de Nazca como muchos otros que se han producido después de 1939. Entre estos cabe señalar el de 1950 en el Norte de Chile, también de magnitud 8 pero mucho más profundo y cercano a Los Andes como lo demostraron Kausel y Campos (1992).

Dos terremotos muy similares al de 1939 se han producido el 28 de marzo de 1965 cerca de la ciudad de La Ligua unos 100 km al Norte de Santiago y el 16 de octubre de 1997 cerca de Pichidangui a unos 250 km al Norte de Santiago. Malgrange et al. (1981, 1983) demostraron que el terremoto de 1965 tuvo lugar en el interior de la placa de Nazca como se muestra el esquema de la figura 10. Como se discutió previamente estos autores identificaron tres tipos de terremotos que se producen en la zona de contacto entre las placas: los de subducción propiamente dichos, los de compresión a lo largo de la placa que son muy poco frecuentes y los de tipo 1965 debidos a una tensión que tiende a partir la placa oceánica en dos. Estas observaciones han sido confirmadas por numerosos autores, entre otros por Kausel and Campos (1992), Compte y Suárez (1994), Tichelaar y Ruff (1991), Araujo y Suárez (1992), etc. Un terremoto de magnitud 7.5 se produjo cerca de Pichidangui el 16 de octubre de 1997; este terremoto, aunque mucho más pequeño que el de Antofagasta en 1995, produjo daños considerables en la zona de los Valles transversales de Chile. Un estudio reciente muestra claramente que este terremoto

se produjo en el interior de la placa en subducción, a unos 65 km de profundidad con una ruptura que se propagó a una velocidad de cerca de 3,5 km/s hacia el interior de la tierra (Lemoine et al., en preparación, 1998). Cabe preguntarse que daños se hubieran producido si la ruptura se hubiese propagado hacia la superficie. Estos terremotos son particularmente peligrosos porque se producen directamente bajo las zonas habitadas de Chile y no bajo el mar como es el caso de los terremotos “normales” de subducción. A causa de la posición de estos eventos los daños provocados son considerables.

5. LAS LAGUNAS SÍSMICAS

Dos sitios en Chile han sido claramente identificados como especialmente peligrosos desde el punto de vista del estudio de las lagunas sísmicas (gaps). Estas lagunas corresponden a regiones que no han tenido grandes terremotos desde hace 30 años o más. Este método de identificación del potencial sísmico de las zonas de subducción fue propuesto por Fedotov (1965) y fue aplicado a Chile por, entre otros, Kelleher et al. (1973), McCann et al. (1979) y Nishenko (1985). Kelleher et al. (1973) propusieron que el estudio de la sismicidad histórica de grandes terremotos puede interpretarse como ciclos sucesivos de carga lenta de las zonas de ruptura durante períodos intersísmicos y la descarga violenta de las tensiones acumuladas en un breve período de tiempo, ya sea en uno o varios terremotos. Como la tasa de movimiento entre las placas se conoce y no varía dentro de la escala de tiempo inferior a 1 Ma, una idea simple sería que los terremotos se repiten regularmente en zonas bien delimitadas llamadas lagunas. Para identificar las lagunas bastaría conocer la superficie de los terremotos históricos, porque a partir del área de esta superficie se puede estimar el momento sísmico y finalmente el deslizamiento utilizando una ley de escala de terremotos. A partir de este deslizamiento o dislocación y de la velocidad relativa entre las placas se puede estimar el tiempo de recurrencia de los terremotos. Así, por ejemplo, en Chile los terremotos de $M_w \approx 8$ tienen un momento sísmico es de 10^{21} Nm y un deslizamiento típico de 5 m. Con una velocidad relativa entre la placa de Nazca y de América de Sur de 8 cm/a, un terremoto de $M_w = 8$ se repetiría cada unos 60 años. El período de recurrencia observado para estos terremotos en Valparaíso es algo mayor, cerca de 83 ± 9 años. La hipótesis de lagunas sísmicas no sería muy errada en este caso si se tiene en cuenta que debe haber una parte del movimiento entre placas que es absorbido por un movimiento lento, asísmico.

La gran dificultad del “método” de lagunas es en la estimación de los tiempos de recurrencia de terremotos de $M_w \geq 9$, porque la relación entre

momento y deslizamiento para esto sismos no se conoce por falta de datos empíricos. Ciertos autores piensan que estos grandes sismos penetran más allá de 40 km de profundidad, fuera de la zona de acoplamiento (ver Scholz, 1989) y tendrían deslizamientos mayores 20 m. Sin embargo, por falta de datos fiables, este es un tema que es objeto de debates interminables en la literatura sismológica. En el caso del terremoto de mayo 1960 de $M_w = 9.75$ el deslizamiento es estimado en 30 m, lo que permite prever un tiempo de recurrencia de más de 350 años. Mucho más difícil es estimar el tiempo de recurrencia de terremotos con M_w estimada a partir de tsunamis como es el caso de del de 1877 que afectó el Norte de Chile.

Complica aún más estos estudios el hecho que a pesar de lo que creen numerosos autores, los terremotos no son ni periódicos ni se repiten de manera idéntica, el caso de Valparaíso lo demuestra más allá de toda duda. Es perfectamente posible que un terremoto de gran magnitud de lugar a una serie terremotos más pequeños, en la misma zona de ruptura. Eso sucedió en el Sur de Colombia, en Valparaíso y en Alaska. Por esta y tras razones la hipótesis de las lagunas ha sido fuertemente criticada y ha perdido mucho de su atracción. Con esta precaución, vamos a examinar dos de las grandes lagunas propuestas en Chile por diferentes autores y tratar de evaluar su peligrosidad.

5.1. La laguna sísmica del Norte de Chile

La zona Norte de Chile y del Sur del Perú fue el escenario de dos de los más fuertes terremotos conocidos en Chile: el de 1968 en el sur del Perú y de 1977. Varios estudios detallados de las zonas de rupturas de estos dos grandes terremotos (Compte y Pardo, 1991; Dorbath et al., 1990) muestran que la ruptura del terremoto del 9 de mayo de 1877 se extendió prácticamente 500 km desde unos 50 km al Sur de Arica hasta 50 km al Norte de la ciudad de Antofagagasta (ver figura 14). Abe usando registros de Hilo en Hawaii estimó la magnitud de tsunami de este terremoto en 9.0, aunque la conversión en magnitud M_w no es única, se puede estimar que la magnitud del terremoto de 1877 es también de 9. Esta magnitud corresponde perfectamente con la longitud de 500 km de la zona de ruptura estimada a partir de isosistas y otras informaciones recogidas por Perrey (1854), Montessus de Ballore (1911-1916), Kausel y Lomnitz (1958) y Lomnitz (1961). Con la tasa actual de convergencia entre la placa de Nazca y de Sudamérica de 10 cm/año se llega a la conclusión que desde 1877 hay un déficit de deslizamiento acumulado entre estas dos placas de más de 12 m. Este es justamente el deslizamiento que se espera de un terremoto de magnitud del orden de 9 en una zona de subduc-

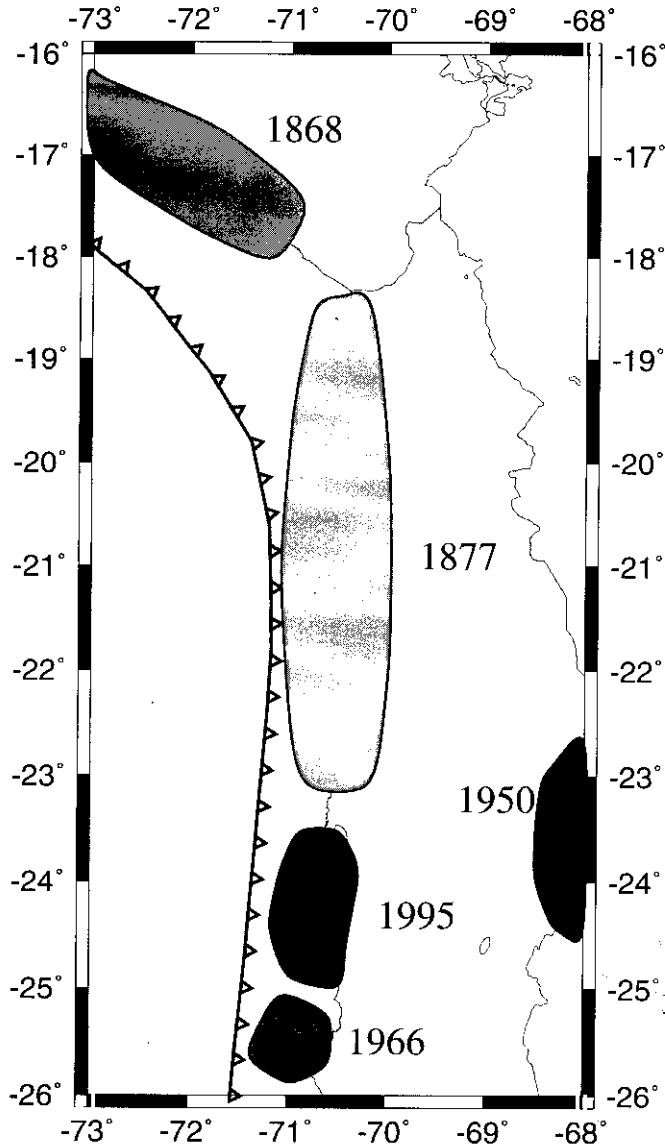


Figura 14. Zonas de ruptura de los grandes terremotos que han afectado el Norte de Chile desde el gran terremoto de $M \approx 9$ que ocurrió el 9 de mayo de 1877 produciendo uno de los mayores tsunamis del Pacífico en el siglo pasado. Como se aprecia en la figura la parte sur de esta zona de ruptura acaba de romperse en el terremoto del 30 de julio de 1995. La zonas de ruptura de 1877 y del terremoto del Sur de Perú de 1868 son consideradas como las dos lagunas sísmicas más importantes e América del Sur.

ción como la chilena. ¿Quiere esto decir que esta laguna está “madura” para un terremoto? Es difícil dar una respuesta motivada científicamente, sobre todo porque ignoramos todo sobre la actividad sísmica de esta región en los años anteriores a 1877 y sobre todo en los siglos anteriores. Ninguna estimación aún aproximada de la tasa de recurrencia de grandes terremotos se conoce para la región. Por lo tanto, no es posible saber, por el momento, si los terremotos de 1877 y 1868 en el sur del Perú son típicos de la región o si, como alrededor de Valparaíso es posible que las tensiones acumuladas sean liberadas en una serie de terremotos de magnitud del orden de 8, como el de Antofagasta en 1985. En este último caso, como se demostró en Antofagasta, el riesgo sísmico es importante pero aceptable. Si en cambio, como todo pareciera indicar, la próxima ruptura fuese similar a la de 1877, entonces el riesgo sísmico y las consecuencias del tsunami correspondiente son difíciles de imaginar. Los sismólogos parecen inclinarse por la hipótesis pesimista, las autoridades locales evidentemente prefieren el escenario de ruptura dilatada en el tiempo.

5.2. La laguna sísmica de Chile Central

Todos los autores que estudiaron el terremoto de 1985 en Valparaíso han llegado a la conclusión que la zona más peligrosa desde el punto de vista sísmico es la que se extiende desde el sur del terremoto de Valparaíso hasta el fin del terremoto de 1960 (ver figura 1). ¿Cuáles son las evidencias, circunstanciales naturalmente, que se debe examinar para llegar a esta conclusión?

La figura 15, adaptada de Compte et al. (1986) muestra los grandes terremotos de la zona central de Chile desde 1600. El primero de ellos, el así llamado del Señor de Mayo de 1647, no es suficientemente bien conocido pero a partir del gran terremoto del 8 de julio de 1730 los datos de tsunami, deformación de la costa, destrucción de ciudades, etc., permiten evaluar la zona de ruptura de los grandes sismos. El mayor terremoto de Chile central es sin lugar a dudas el de 1730, aunque las estimaciones de la zona total de ruptura divergen entre 450 km (Lomnitz, 1971) y 550 km (Compte et al, 1996), no cabe duda que este terremoto rompió la zona de contacto entre las placas entre 31° S y 35° S al menos y quizás hasta 36° S. Esta zona de ruptura, así como el tsunami generado, permiten estimar su momento sísmico probable en más de 10^{22} Nm ($M_w = 9$). Ningún terremoto posterior, ni el del 19 de noviembre de 1822, o del 18 de agosto de 1906 ($M_w = 8.3$) ni el del 3 de marzo de 1985 ($M_w = 8$) se aproxima a la dimensión del de 1730. Aparece

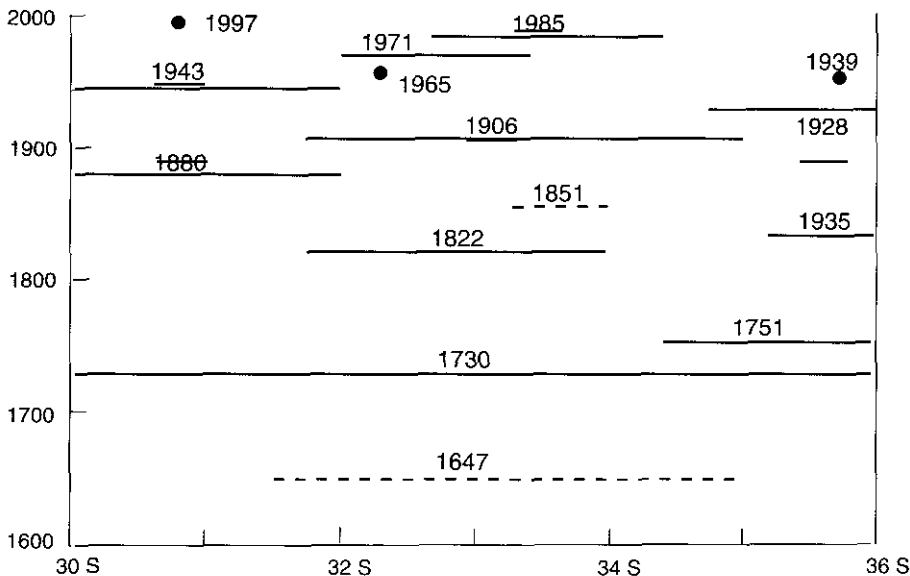


Figura 15. Zonas de ruptura de los grandes terremotos que han afectado el Centro de Chile desde el gran terremoto de $M \approx 9$ que ocurrió en 1730 (adaptada de Compte et al., 1986). Para los terremotos hasta 1906 la información viene esencialmente del estudio de los daños provocados, para los sismos más recientes los datos instrumentales son ampliamente utilizados.

también claramente en esta figura la presencia de terremotos “menores” como el de Talca del 1º de diciembre de 1928 ($M_w = 7.9$), o el de La Ligua del 9 de julio de 1971 ($M_w = 7.8$). La lista de terremotos de magnitud próxima o inferior a 8 no es completa en los estudios históricos porque sus daños limitados a zonas locales de la costa central de Chile se olvidan o pasan desapercibidos de la mayoría de la población que habita en el valle central de Chile. Varios sismos de este tipo se conocen en la segunda mitad del siglo XIX y en el actual, pero no se pueden incluir en la figura 15 porque se introduciría una distorsión en su significado. Teniendo en cuenta esta precaución, se observa que en la zona de Valparaíso terremotos de magnitud superior a 8 tienen un período de recurrencia de 83 ± 9 años. Un examen más detallado de la figura muestra que esto sólo es verdad alrededor de Valparaíso. Más al sur de 35° S la recurrencia es diferente y también parece serlo al Norte de 32° S en la llamada laguna de Illapel que acaba de entrar en actividad en 1997 (ver discusión más arriba).

5.3. La laguna sísmica Constitución-Concepción

5.3.1. El límite Norte del terremoto de 1960

Este terremoto, si duda el mayor desastre sísmico del que se tenga evaluación instrumental ha sido estudiado por numerosos autores incluyendo a Plafker and Savage (1970), Cifuentes (1989), Barrientos and Ward (1990), Barrientos et al. (1992), Vita Finzi and Mann (1994) y muchos otros. Naturalmente el principal esfuerzo de estos autores se concentró en la parte central de la zona de ruptura alrededor entre Valdivia y Puerto Montt donde se registraron alzamientos de la costa de cerca de 12 m. La frontera norte de la zona de ruptura de este terremoto es poco conocida porque está situada en una zona poco poblada de la ex-provincia de Arauco al Sur de Concepción. La mayoría de los autores sitúa el borde de la ruptura en la zona de la Isla Mocha en 38° S aunque Plafker y Savage (1960) extienden el terremoto hasta la zona de precursores de la ruptura de 1960 en 37.5° S. Una clara evidencia de que el terremoto de 1960 no rompió la zona al Norte de la península de Arauco (37.3° S) es que una serie de sismos de magnitud cercana a 7.5 se produjeron en esta región entre 1974 y 1975.

5.3.2. El terremoto del 10 de diciembre de 1928

Este terremoto destruyó las zonas costeras desde 35° S en el Norte y 36° S en el Sur y provocó un pequeño tsunami de 1.5 m de altura. Es un terremoto mayor de magnitud cercana a 8 y que produjo severos daños en las ciudades de Talca, Curicó y San Fernando en el valle central. Este evento fue objeto de un detallado estudio por Bobillier (no publicado) pero lamentablemente no se ha logrado encontrar sismogramas de este terremoto para evaluar su magnitud y, si fuese posible, determinar su mecanismo. Las isosistas dibujadas por Greve (1964) permiten delimitar la zona de ruptura a la región descrita precedentemente. De muchos puntos de vista aparece entonces que el terremoto de 1928 sería una especie de gemelo del terremoto del 9 de julio de 1971 en La Ligua. Con la posible excepción de una pequeña zona de unos 50 km de largo entre el sur de la zona de ruptura de 1985 y el norte de la de 1928 a laguna del terremoto de 1730 ha vuelto a deslizar entre 1928 y 1985..

Los datos mencionados previamente señalan sin lugar a dudas que la zona entre los terremotos de 1928 y 1960, entre 36 y 37.3° S no ha sufrido ningún terremoto desde el 20 de febrero de 1835 que destruyó casi completamente la ciudad de Concepción y fue estudiado cuidadosamente por Darwin (1851) en

su viaje alrededor del mundo. Este terremoto cuyo momento sísmico estimado a partir del tsunami es de cerca de 1.5×10^{22} Nm (Nishenko, 1985), o sea de magnitud próxima a 9 es de tamaño similar al de 1730 en la zona de Valparaíso. Anteriormente a 1835 se produjeron en Concepción grandes terremotos en 1570, 1657 y 1751, o sea con un período de recurrencia de 90 ± 5 años (Ponce et al, 1994). Se ve que el sismo del 1 de diciembre de 1928 cabe perfectamente en esta secuencia, pero este terremoto posee una magnitud no mayor que 8. Ya vimos que todo indica que el terremoto de magnitud 8.3 del 25 de enero de 1939 se produjo sin dudas en el interior de la placa de Nazca a una profundidad cercana a 90 km; razón por la cual no produjo ni tsunami ni grandes daños en Concepción sobre la costa, mientras que destruyó completamente Chillán an el valle Central.

Se concluye de todos estos argumentos que la laguna de Constitución-Concepción es la más antigua de Chile: ningún terremoto de subducción de magnitud superior a 8 ha afectado Concepción desde 1835 o sea 153 años. Este lapso asísmico es superior al de la laguna del Norte de Chile que se extiende desde 1877. No nos cabe duda que de todo punto de vista Concepción debería ser el centro de un estudio detallado de la progresión de la sismicidad en función del tiempo, de estudios de la deformación usando técnicas GPS y por cierto estudios geológicos de las grandes terrazas marinas elevadas en la zona costera de la 7.^a región de Chile. Un proyecto en este sentido está actualmente en curso y el análisis de los datos llega a su fin. Los primeros resultados reportados por Lopez et al. (1997) muestran que contrariamente a lo que se piensa comúnmente la zona entre Constitución y Concepción sufre de una fuerte sismicidad intraplaca y de sismos frecuentes en la zona de subducción. Esta sismicidad no era detectada por las redes chilenas ni por la red mundial debido a la lejanía de esta zona de estaciones sísmicas permanentes. Un esfuerzo de instrumentación y observación de esta otra laguna debería ser una gran prioridad para Chile.

6. CONCLUSIÓN

Como lo dijimos en introducción, Chile es uno de los países más sísmicos del planeta, no cabe duda alguna que es el escenario ideal para estudiar procesos de subducción, de iniciación y propagación de terremotos así como para realizar esfuerzos de predicción. Esto ha sido comprendido por un grupo grande de sismólogos chilenos y extranjeros que colaboran intensamente en el estudio de la laguna del Norte de Chile (Delouis et al. 1997). Gracias a

estos equipos el terremoto de 1995 en Antofagasta ha sido uno de los mejor estudiados hasta la fecha. Los análisis publicados o en curso han permitido ver detalles de la ruptura hasta aquí accesibles sólo en regiones densamente instrumentadas como Japón, California o Grecia.

Uno de los aspectos más curiosos de la sismicidad d Chile es que la segmentación de la placa en zonas a gran y débil ángulo de subducción no parece afectar el régimen de terremotos. Incluso es claro que el terremoto de 1730 rompió sin problemas aparentes la zona de débil pendiente del Norte Chico y también la zona Central de Chile. Araujo y Suárez (1994) y Compte y Suárez (1995) habían ya notado que la profundidad máxima de terremotos no parece ser afectada por las contorsiones de la zona de Benioff en profundidad. Esta observación, muy poco intuitiva, requiere estudios detallados de la sismicidad que solo serán posibles con una red sísmica permanente que por el momento no existe.

En esta conclusión quisiera también atraer la atención hacia dos problemas que me parecen importantes: la laguna de Constitución-Concepción en una de las zonas de mayor concentración de población y de actividad económica de Chile. Todo indica que esta zona debe estar cerca de una próxima ruptura. Un estudio detallado de la deformación y de la sismicidad debería quizás detectar signos de su reactivación futura. Estos signos son aparentes actualmente en el Norte Chico en la zona de los terremotos de Pichidangui de julio de 1997 a enero de 1998. Mucho más que todos los estudio precedentes estos terremotos muestran el acoplamiento espacio-temporal de la sismicidad de la zona de subducción con las rupturas intraplacas. Es un tema fascinante de estudio que solo puede ser llevado a cabo con una instrumentación de banda muy ancha en la región de los valles transversales al Norte de Santiago.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es dedicado a la memoria del mi colega, amigo y colaborador Lautaro Ponce quién falleciera a fin de 1996 cuando su esfuerzo y visión comenzaban a cambiar las condiciones de hacer sismología instrumental en Chile. Una colaboración muy cercana con mis colegas franceses (H. Lyon-Caen, D. Hatzfel, J.C. Ruegg, A. Cisternas, B. Delouis y P. Ihmlé) así como con el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (S. Barrientos, E. Kausel, D. Compte, L. Ponce, M. Pardo, J. Campos y G. López) ha sido esencial para el estudio de la sismicidad de Chile. Este trabajo ha sido financiado por la CEE contrato CII*-CT94-0109 (DG 12 HSMU).

8. BIBLIOGRAFÍA

- ARAUJO, M. and G. SUÁREZ, Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data, *Geophys. J. Int.*, **116**, 283-303, 1994.
- ARMIJO, R. and R. THIELE, Active faulting in Northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **98**, 40-61, 1990.
- ASTIZ, L. and H. KANAMORI, Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate depth earthquakes in Chile, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **76**, 1614-1622, 1986.
- ASTIZ, L., T. LAY and H. KANAMORI, Large intermediate depth earthquakes and the subduction process, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **53**, 80-166, 1988.
- BANGS, N.L. S.C. CANDE, Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the Southern Chile margin. *Tectonics*, **16**, 489-503, 1977.
- BARAZANGI, M. and B.L. ISACKS, Spatial distribution of earthquake and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, **4**, 686-692, 1976.
- BARRIENTOS, S. Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake, *Tectonophys.*, **145**, 225-241, 1988.
- BARRIENTOS, S. G. PLAFKER and E. LORCA, Post-seismic coastal uplift in southern Chile, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 701-704, 1992.
- BARRIENTOS, S. and S. N. WARD, The 1960 Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, **103**, 589-598, 1990.
- CAHILL, T. and B.L. ISACKS, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, **97**, 17503-17529, 1992.
- CHIN, D.S. and B.L. ISACKS, Accurate source depth and focal mechanisms of shallow earthquakes in Western South America and in the New Hebrides island arc, *Tectonics*, **2**, 529-563, 1983.
- CHOY, G.L. and J.W. DEWEY, Rupture process of an extended earthquake sequence: teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985. *J. Geophys. Res.*, **93**, 1103-1118, 1988.
- CHRISTENSEN, D.H. and L.J. RUFF, Rupture process of an extended earthquake sequence: teleseismic analysis of the March 3, 1985 Chilean earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 721-724, 1986.
- CIFUENTES, I. L., The 1960 Chilean earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 665-680, 1989.

- COMPTE, D., A. EISENBERG, E. LORCA, M. PARDO, L. PONCE, R. SARAGONI, S. K. SINGH and G. SUÁREZ, The central Chile earthquake of 3 March 1985: a repeat of previous great earthquakes in the region?, *Science*, **233**, 449-453, 1986.
- COMPTE, D. and M. PARDO, Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and Southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazards*, **4**, 23-44, 1991.
- COMPTE, D., M. PARDO, L. DORBATH, C. DORBATH, H. HAESSLER, H. RIVERA, A. CISTERNAS and L. PONCE, Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile, using local data, *Geophys. J. Int.*, **116**, 553-561, 1994.
- COMPTE D. and G. SUÁREZ, An inverted double seismic zone in Chile: evidence of phase transformation in the subducted slab, *Science*, **263**, 212-215, 1994.
- COMPTE D., S.W. ROECKER and G. SUÁREZ, Velocity structure in Northern Chile: evidence of subducted oceanic crust in the Nazca plate, *Geophys. J. Int.*, **117**, 625-639, 1994.
- COMPTE, D. and G. SUÁREZ, Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **122**, 419-440, 1995.
- DARWIN, C. *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America*, 768 pp., Londres, 1851.
- DELOUIS, B., A. CISTERNAS, L. DORBATH, L. RIVERA, E. KAUSEL, The Andean subduction zone between 22 and 25° (Northern Chile): precise geometry and state of stress, *Tectonophysics*, **259**, 81-100, 1996.
- DELOUIS, B., T. MONFRET, L. DORBATH, M. PARDO, L. RIVERA, D. COMPTE, H. HAESSLER, J.P. CAMINADE, L. PONCE, E. KAUSEL and A. CISTERNAS, The $M_w = 8$ Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July 1995: a precursor to the end of the large 1977 gap. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**, 427-445, 1997.
- DORBATH, L. A. CISTERNAS, C. DORBATH, Quantitative assessment of great earthquakes in Peru, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80**, 551-576, 1990.
- DOUGLAS, A., A.F. SHEEHAN and R.C. STEWART, Northern Chile earthquake of 1980 May 26: evidence of unilateral fracture, *Geophys. J. Int.*, **110**, 201-210, 1992.
- ELLSWORTH, W.L. and G.C. BEROZA, Seismic evidence for a seismic nucleation phase. *Science*, **268**, 851-855, 1995.
- ENGAHL, E.R., R.D. VAN DER HILST and J. BERROCAL, Imaging of subducted lithosphere beneath South America, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2317-2320, 1995.
- ENGAHL, E.R., R.D. VAN DER HILST and R. BULAND, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722-743, 1998.

- FEDOTOV, S. A., Regularities in the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuril Islands and Northeast Japan, *Tr. Inst. Fiz. Zemli Akad. Nauk. SSSR*, **36**, 66693, 1965.
- FUENZALIDA, A., M. PARDO, A. CISTERNAS, L. DORBATH, D. COMPTE, and E. KAUSEL, On the geometry of the Nazca plate subducted under Central Chile (32-34.5° S) as inferred from microseismic data, *Tectonophysics*, **205**, 1-11, 1992.
- GÓMEZ, J.M., P. IHMLÉ, R. MADARIAGA, Study of the rupture process of the $M_w = 8.1$ earthquake of July 30, 1995 in Antofagasta, Chile. (abstract) *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, F406, 1995.
- GUIBOURG, S. P. HEINRICH and R. ROCHE, Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 775-778, 1997.
- GREVE, F., Historia de la Sismología en Chile, publicación del Instituto de Geofísica y Sismología, Universidad de Chile, Santiago, 1964.
- HOUSTON, H. and H. KANAMORI, Comparison of strong-motion spectra for three M=8 subduction-zone earthquakes, *Bull. seismol. Soc. Am.*, **80**, 913-934, 1990.
- IHMLÉ, P.F. and J.C. RUEGG, Source tomography by simulated annealing using broad band surface waves and geodetic data: applications to the $M_w = 8.1$ Chile 1995 event, *Geophys. J. Int.*, **131**, 146-158, 1997.
- JORDAN, T.E., B.L. ISACKS, R.W. ALLMENDINGER, J.A. BREWER, V.A. RAMOS, C.J. ANDO, Andean Tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 341-361, 1983.
- KAUSEL, E. and C. LOMNITZ, Tectonics of Chile, *Proceedings of the Pan-American symposium on the upper mantle*, Mexico, D.F., Mexico, 1968.
- KAUSEL, E. Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el Sur del Perú y Norte de Chile, *Boll. Acad. Chil. Ciencias*, **3**, 8-12, 1986.
- KAUSEL, E. and J. CAMPOS, The $M_s = 8$ tensional earthquake of 9 December 1950 of Northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, *Phys. Earth and Planet. Int.*, **72**, 220-235, 1992.
- KAY, S.M., V. MAKSAEV, R. MOSCOSO, C. MPODOZIS and C. NASI, Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late magmatism in Chile (29°-30,5°) overtakes the modern zone of subhorizontal subduction. *J. Geophys. Res.*, **92**, 6173-6189, 1987.
- KELLEHER, J. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, **77**, 2087-2103, 1972.
- KELLEHER, J., L. R. SYKES and J. OLIVER, Possible criteria for predicting earthquake location and their applications to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.*, **78**, 2547-2585, 1973.

- KIRBY, S.H. , E. A. OKAL and E.R. ENGDAHL, The 9 June 94 Bolivian deep earthquake: an exceptional event in an extraordinary subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2233-2236, 1995.
- KIRBY, S.H. , E.R. ENGDAHL and R. DELINGER, Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. In *Subduction: top to bottom*, Geophys. Mon. 96, American geophysical Union, Washington D.C., 1996.
- KORRAT, I. and R. MADARIAGA, Rupture of the Valparaíso (Chile) Gap from 1971 to 1973. Proceedings of 5th Ewing Symposium, American Geophysical Union, Washington D.C., 1986.
- LOMNITZ, C. , Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el período 1535-1955, *Geofis. Panamericana*, **1**, 151-178, 1971.
- MALGRANGE, M., A. DESCHAMPS and R. MADARIAGA, Thrust and extensional faulting under the Chilean coast : 1965 and 1971 Aconcagua Earthquakes. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **66**, 313-332, 1981.
- MALGRANGE, M. and R. MADARIAGA, Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **73**, 489-506, 1983.
- MCCANN, W.R., S.P. NISHENKO, L.R. SYKES and J. KRAUSE, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries, *Pageoph*, **117**, 1082-1147, 1979.
- MENDOZA, C. S. HARTZELL and T. MONFRET, Wide-band analysis of the 3 March 1985 Central Chile earthquake: overall source process and rupture history, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 269-283, 1994.
- MONTESSUS DE BALLORE, F. Historia Sísmica de los Andes Meridionales, 6 vols. Cervantes, Santiago de Chile, 1911-1916.
- NISHENKO, S., Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal, *J. Geophys. Res.*, **90**, 3589-3615, 1985.
- ORTLIEB, L., S. BARRIENTOS; J.C. RUEGG, N. GUZMÁN y A. LAVENU, Coseismic coastal uplift during the 1995 ANtofagasta earthquake. in *Internatona Geologic Correlation Program, project 367: late quaternary coastal records of rapid change* (abstract), Antofagasta, Chile, 1995.
- PARDO, M., D. COMPTE, T. MONFRET, E. VERA and A. FUENZALIDA, Central Chile P-wave tomography: time and space velocity variations within the 1985 earthquake rupture zone, preprint.

- PERREY, A. Documents relatifs aux tremblements de terre du Chili, *Ann. Soc. Impériale d'Agriculture*, 206 PP. Barret, Lyon, France, 1854.
- PILGER, R.H., Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **92**, 448-456, 1981.
- PLAFKER, G. and J. C. SAVAGE, Mechanism of the Chilean earthquake of May 21 and 22, 1960, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1001-1030, 1970.
- PONCE, L., C. SAN MARTÍN y E. KAUSEL, Características de la sismicidad (1965-1993, $M \geq 4.7$) asociada a la brecha sísmica "Pichilemu-Concepción". *Actas 7º Congreso Geológico Chileno, vol. 1*, Univ. de Concepción, 689-694, 1994.
- RUEGG, J.C., J. CAMPOS, R. ARMIJO, S. BARRIENTOS, P. BRIOLE, R. THIELE, M. ARANCIBIA, J. CAUTA, T. DUQUESNOY, M. CHANG, D. LAZO, H. LYON-CAEN, L. ORTLIEB, J.C. ROSSIGNOL and L. SERRURIER, The $M_w = 8.1$ Antofagasta (Northern Chile) earthquake of July 30, 1985: first results from teleseismic and geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 917-920, 1996.
- STAUDER, W. , Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate, *J. Geophys. Res.*, **78**, 5033-5061, 1973.
- TICHELAAR, B. and L. RUFF, Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11997-12022, 1991.
- URRUTIA, R. and C. LANZA, Catástrofes en Chile, 1541-1992, Edit. La Noria, Santiago, Chile, 1993.
- VITA-FINZI, C. and C. D. MANN, Seismic folding in coastal south central Chile, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12289-1229, 1994.
- YOSHIDA, S. Waveform inversion for rupture using a non-flat seafloor model: applications to the 1986 Andreanoff Islands and 1985 Chile earthquakes, *Tectonophysics*, **211**, 45-49, 1992.