

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/327414976>

Terremotos corticales de las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: un análisis comparativo con los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995: Nuevos antecedentes para el pelig...

Conference Paper · September 2005

CITATIONS

10

READS

547

7 authors, including:



Jaime Campos

University of Chile

117 PUBLICATIONS 3,498 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Sergio Ruiz

University of Chile

124 PUBLICATIONS 1,517 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Javier A. Ruiz

University of Chile

33 PUBLICATIONS 640 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



G. Rodolfo Saragoni

University of Chile

48 PUBLICATIONS 1,121 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



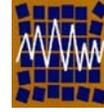
Modeling and response of civil structures under earthquake excitation [View project](#)



Seismic Response in Subduction Environments [View project](#)



Universidad de Concepción
Departamento de Ingeniería Civil



Asociación Chilena de Sismología e
Ingeniería Antisísmica

**N°A01-28 TERREMOTOS CORTICALES
DE LAS MELOSAS 1958, CHUSMIZA 2001 Y CURICÓ 2004:
UN ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS TERREMOTOS DE
NORTHRIDGE 1994 Y KOBE 1995.
NUEVOS ANTECEDENTES PARA EL PELIGRO SÍSMICO EN CHILE**

**Jaime Campos(1), Sergio Ruiz(2), Adriana Pérez(1), Javier Ruiz(1),
Edgar Kausel (1), Ricardo Thiele (3), Rodolfo Saragoni(2) y Sergio Sepúlveda (3)**

(1)Depto. Geofísica, Universidad de Chile

(2)Depto. Ingeniería Civil, Universidad de Chile

(3)Depto. Geología, Universidad de Chile

Blanco Encalada 2002, Casilla 2777, Santiago – Chile.

jaime@dgf.uchile.cl

Palabras Clave: Peligro Sísmico, sismos corticales, Riesgo Sísmico.

RESUMEN

En los últimos años en Chile han ocurrido varios terremotos superficiales asociados a fallas activas en la zona cordillerana que han interesado a los especialistas por la amenaza que ellos representan. Algunos disponen de estudios efectuados con escasos datos instrumentales, como es el caso de la secuencia de Las Melosas de 1958 concluyéndose que consistió en una fuente compleja compuesta de una serie de 3 eventos de magnitud de 6.9, 6.7 y 6.8 respectivamente. Otros eventos ocurridos más recientemente, como el sismo de Chusmiza 2001, de magnitud 6.3 y el sismo de Curicó 2004, de magnitud 6.4, han despertado gran interés entre sismólogos e ingenieros por tratarse de eventos inusuales por su magnitud y que fueron registrados con equipos sismológicos de última generación con gran rango dinámico y una banda ancha que permite analizarlos con un mayor detalle. Todos ellos son sismos de profundidad superficial (< 15 km) y con epicentros alejados de ciudades importantes, lo que posiblemente explica el escaso daño observado.

En este trabajo se reevalúa el sismo de Las Melosas de 1958, ocurrido en la Región Metropolitana al interior del Cajón del Maipo incorporando, a las observaciones previas, nuevos antecedentes sismológicos y geológicos que permiten identificar la zona epicentral, tamaño y mecanismo focal. Se presenta además un análisis de detalle del sismo de Chusmiza del 2001, utilizando datos de banda ancha telesísmicos y a distancia regional, acelerógrafos a distancias intermedias y datos satelitales para confinar el mecanismo de ruptura. La fuente del sismo de Curicó de 2004 se analiza también con sismómetros de banda ancha y acelerómetros. Los resultados son interpretados dentro del contexto sismotectónico de los Andes y ponen en evidencia la presencia de fallas activas en esas zonas que acomodan la deformación cortical.

Para evaluar las implicancias en el peligro sísmico se realiza un análisis comparativo entre los registros de los eventos de Chusmiza 2001 y Curicó 2004, con los registros de los terremotos de Northridge 1994 en EEUU y Kobe 1995 en Japón. Se observa que las aceleraciones máximas chilenas son mayores que las propuestas para terremotos superficiales de California EEUU y que los acelerogramas de los terremotos superficiales chilenos poseen un contenido de altas frecuencias mayor que los de Kobe y Northridge.

1. INTRODUCCIÓN

La base fundamental de la estimación de la amenaza sísmica es, en un sentido amplio, el análisis de la sismicidad. La sismotectónica es parte de este análisis y en los últimos años se ha convertido en un componente esencial en la caracterización del peligro sísmico. Para ello se requiere un buen conocimiento de la sismicidad local y regional, geología y tectónica. El presente trabajo representa un intento de reevaluación de la actividad sísmica cortical en Chile (sismos $M > 6$ superficiales con profundidades < 15 km) con el objetivo de comprender mejor el tipo de amenaza que estos sismos representan en el país.

En los últimos años en Chile han ocurrido varios terremotos superficiales asociados a fallas activas en la zona cordillerana que han interesado a los especialistas por la amenaza que ellos representan. Algunos disponen de estudios efectuados con escasos datos instrumentales, como es el caso de la secuencia de Las Melosas de 1958 concluyéndose que consistió en una fuente compleja compuesta de una serie de 3 eventos de magnitud de 6.9, 6.7 y 6.8 respectivamente (Lomnitz, 1960a y 1960b; Piderit, 1961). Otros eventos ocurridos más recientemente, como el sismo de Chusmiza 2001, de magnitud 6.3 y el sismo de Curicó 2004, de magnitud 6.4, han despertado gran interés entre sismólogos e ingenieros por tratarse de eventos inusuales por su magnitud y que cuentan con registros con equipos sismológicos de última generación de banda ancha y gran rango dinámico que permite analizarlos con un mayor detalle. Todos ellos son sismos de profundidad superficial (< 15 Km.) y con epicentros alejados de ciudades importantes, lo que posiblemente explica el escaso daño observado. Este no fue el caso de los terremotos superficiales de Northridge 1994 en EEUU y Kobe 1995 en Japón que causaron el colapso de estructuras construidas de acuerdo a los códigos de diseño sísmico vigentes. Los tres sismos chilenos antes mencionados son los únicos sismos superficiales que, a la fecha, cuentan con registros de aceleraciones en Chile.

Desde el punto de vista tectónico, los terremotos superficiales corticales corresponden a una deformación frágil de la corteza ante la carga tectónica controlada por la subducción. La existencia de actividad sísmica

superficial cordillerana ha quedado de manifiesto en estudios de campo desarrollados por diversos investigadores entre ellos Barrientos y Kausel (1993), Barrientos y Vera (1995) y Barrientos y otros (2004) que estudian la zona central de Chile entre los 32.5°S y 35.5°S indicando la existencia de una actividad sísmica superficial claramente definida. Sin embargo, en Chile este tipo de terremotos no es exclusivo sólo de los sistemas de fallas asociados a la formación de la Cordillera de los Andes, encontrándose también abundante evidencia de fallas geológicamente activas en la corteza continental cercana a la región costera (Armijo and Thiele, 1990; Hervé, 1987; Naranjo, 1987). Recientemente Campos et al. (2002) encontraron evidencias claras de actividad sísmica cortical en la región costera de la zona Constitución-Concepción.

Por otro lado, un análisis de terremotos históricos superficiales chilenos sería posible sólo con estudios geológicos, por un lado debido a lo reciente de la red sismológica y por otro porque los terremotos superficiales se caracterizan por atenuarse muy rápido, lo que hace posible que los terremotos ocurridos en zonas despobladas hayan pasando desapercibidos. Así por ejemplo, el terremoto de Punta Arenas del 17 de diciembre de 1949 de magnitud $M_s = 7.8$, ocurrió en un zona deshabitada y, en un época carente de instrumentos sísmicos, por lo cual no se tiene mayores antecedentes a pesar de su gran magnitud. En la historia sísmica de Chile no es posible descartar grandes terremotos superficiales, siendo necesario desarrollar estudios geológicos y de campo para su reconocimiento. Un claro ejemplo de ello lo constituye la Falla San Ramón en el frente Cordillerano de Santiago Oriente. Un estudio reciente de la morfología y dinámica de esta falla permite concluir que en caso de producirse una ruptura sísmica de largo de 16 Km. y de desplazamiento 1 m, generaría un evento de magnitud $M_w 6,3$ (Rauld, 2002). Siguiendo este análisis, si el desplazamiento característico por evento de la falla es de 1 m, y dada la geomorfología actual, se puede esperar un período de recurrencia máximo del orden de 10.000 años.

Los terremotos de Northridge 1994 en EEUU y Kobe 1995 en Japón, de magnitud 6.7 y 7.2 respectivamente, causaron el colapso de estructuras construidas según a los códigos de diseño sísmico vigentes para estos países. Estos terremotos fueron registrados en numerosos acelerogramas de “campo-cercano”, es decir distancias menores a 15 [km] de la falla, permitiendo realizar un estudio comparativo con los acelerogramas de sismos superficiales chilenos. Este análisis no ha sido hecho hasta la fecha. De los acelerogramas de los sismos de las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004, se compara las aceleraciones máximas registradas con curvas de atenuación de aceleraciones propuesta para California. Además se compara el contenido de frecuencias observado en los registros de aceleraciones de sismos chilenos con el observado en los acelerogramas de Northridge 1994 y Kobe 1995.

Este trabajo presenta una caracterización de las principales zonas sismogénicas en el contexto de la subducción chilena y una recopilación de las características de los 3 principales sismos superficiales que han afectado nuestro país los últimos 50 años: Las Melosas 1985, Chusmiza 2001 y Curico 2004. Todos ellos cuentan con antecedentes sísmicos y tectónicos, que pese a la diversidad de la calidad de la información debido a los instrumentos y conocimiento geológico disponible a la fecha de su ocurrencia, es factible la realización de una síntesis que a grandes rasgos permita realizar un análisis comparativo con los sismos de Northridge y Kobe.

2. TERREMOTOS SUPERFICIALES CORTICALES CHILENOS

En Chile, a excepción de la región al Sur de la provincia de Taitao, los terremotos son controlados por el campo de deformación asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Fig 1). En este contexto tectónico, una taxonomía de las zonas sismogénicas permite definir al menos 4 tipos de eventos sísmicos: (A) Terremotos intraplaca oceánica o costa afuera o “outer-rise” con profundidades que varían entre los 0 – 60 km (Ej.: 9 de abril 2001, Mw 6.9); (B) Interplaca o tipo “thrust” con profundidades entre 20 – 50 km (Ej.: 3 de marzo 1985, Mw 7.8); (C) Intraplaca de profundidad intermedia, entre 60 – 120 km (Ej.: 25 Enero 1939, Mw 7.8); y (D) Superficiales corticales con profundidades entre 0 – 15 km (Ej.: 5 Septiembre 1958, una secuencia de tres eventos con magnitud 6.9, 6.7 y 6.8). Este trabajo se concentra en los superficiales corticales, tipo (D).

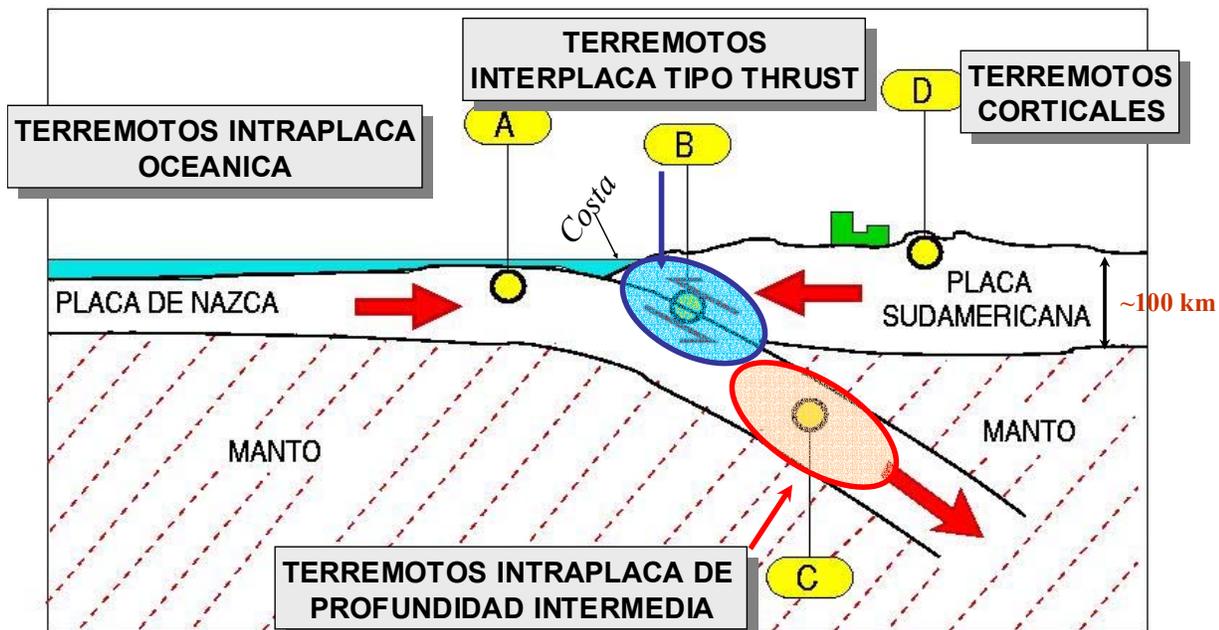


Fig 1. Taxonomía de los Terremoto en la Zona de subducción chilena

Entre los sismos chilenos corticales intraplaca con epicentro continental, que responden a la deformación frágil de la corteza ante la carga tectónica controlada por la subducción, Campos et al., (2002), han encontrado evidencia de la existencia de actividad sísmica asociada a fallas geológicamente activas en la corteza continental cercana a la región costera en la región Constitución-Concepción (Figs. 2a y 2b).

Pese a que esta actividad sísmica superficial costera es de importancia para el peligro sísmico, y dado que no se cuenta con suficiente información para un estudio de detalle, el presente trabajo se concentrará sólo en la actividad sísmica cortical asociada a Los Andes, la que ha quedado de manifiesto por los trabajos de Barrientos y Kausel (1993), Barrientos y Vera (1995) y Barrientos y otros (2004), que estudiaron la zona central de Chile entre los 32.5°S y 35.5°S.

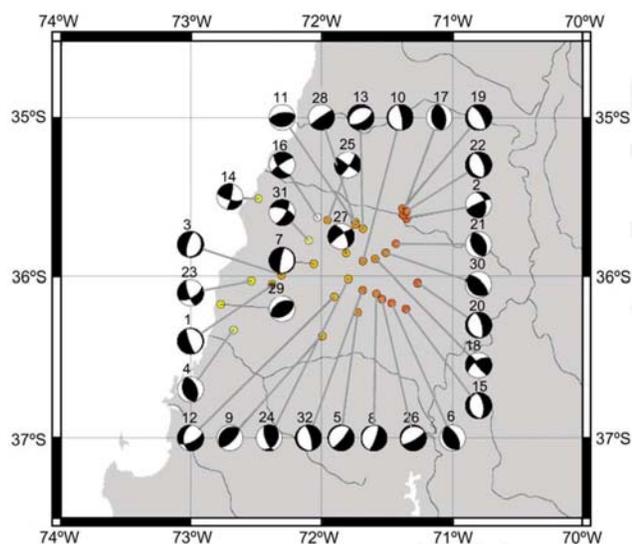


Fig. 2a: Soluciones de mecanismos focales de 32 eventos registrados durante la campaña sísmica efectuada en 1996 en la región Constitución-Concepción. Eventos de mecanismo normal e inverso de tipo dip-slip se distribuyen de manera bastante uniforme en el área. Se destacan unos pocos mecanismos focales de tipo strike-slip que ocurren cerca de la costa a profundidades menores que 25 km (Campos et al., 2002).

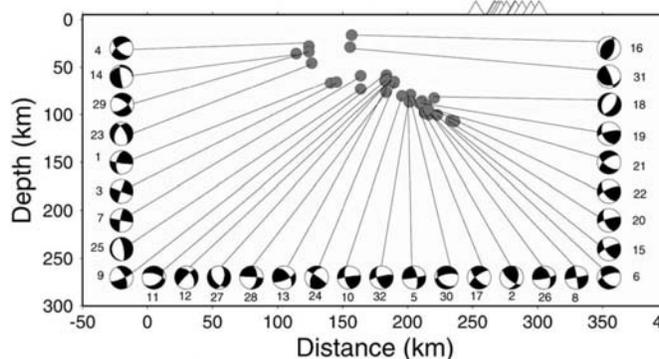


Fig 2b: Planos de falla determinados por el estudio Campos et al., (2002), proyectados en un perfil vertical perpendicular a la fosa en la región Constitución-Concepción (explicación Fig. 2a). Los eventos indicados por los números 16 y 31 corresponden a mecanismos de tipo strike-slip y corresponden a eventos superficiales corticales con epicentro cercano a la costa.

3. ANÁLISIS DE LOS TERREMOTOS CORTICALES DE LAS MELOSAS 1958, CHUSMIZA 2001 Y CURICÓ 2004.

3.1 Terremoto Las Melosas 1958

Este terremoto fue estudiado por Lomnitz (1960a, 1960b) y Piderit (1961). Estudios geológicos recientes llevados a cabo por el equipo Núcleo Milenio en Sismotectónica y Peligro Sísmico de la Universidad de Chile, muestran que este sismo produjo numerosas inestabilidades de ladera, como caídas de bloques, derrumbes y deslizamientos. Las mayores remociones fueron los deslizamientos de Las Cortaderas en el valle del río Yeso y de El Manzanito en el valle del río Maipo aguas arriba de Las Melosas (Flores et al., 1960; Fig.3), y se describen en Casas et al. (2005). Los deslizamientos se encuentran a distancias

epicentrales de 9,1 y 6,1 km, de acuerdo al epicentro calculado por Lomnitz (1960a y 1960b). Ambos son deslizamientos rotacionales de suelo que de acuerdo a la clasificación de Keefer (1984), se encuentran en la familia de deslizamientos “coherentes”, es decir deslizamientos en que la masa deslizada mantiene un importante grado de coherencia interna, sin desmembrarse. Para generar deslizamientos de estas características, de acuerdo a estudios estadísticos de deslizamientos inducidos por terremotos (Keefer, 1984; Rodríguez et al., 1999), se requiere una intensidad mínima de V a VI en la escala modificada de Mercalli, presentándose una mayor ocurrencia de deslizamientos para intensidades VII a VIII (Rodríguez et al., 1999; Figs. 4a y 4b). Los derrumbes y caídas de bloques requieren intensidades menores, por lo que la relación para los deslizamientos coherentes debiera usarse como estimación de la intensidad durante el sismo en la zona. Este solo es una primera aproximación a los niveles de intensidad esperados para el sismo, ya que la generación de deslizamientos es fuertemente influenciada por la susceptibilidad geológico-geotécnica de las laderas, además de los niveles de movimiento fuerte.

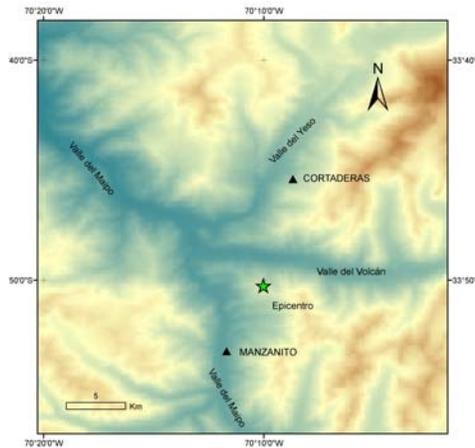


Figura 3 Mapa de la zona epicentral basado en un modelo de elevación digital, con referencia a la ubicación del epicentro y los deslizamientos de Las Cortaderas y El Manzanito.

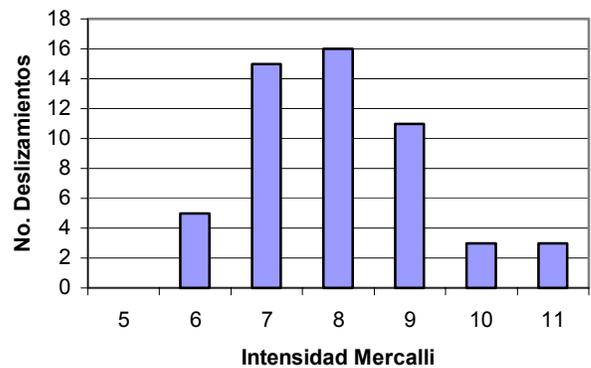


Figura 4a. Números de deslizamientos coherentes generados por terremotos, con respecto a las intensidades de Mercalli, para la base de datos mundial de Rodríguez et al., 1999.

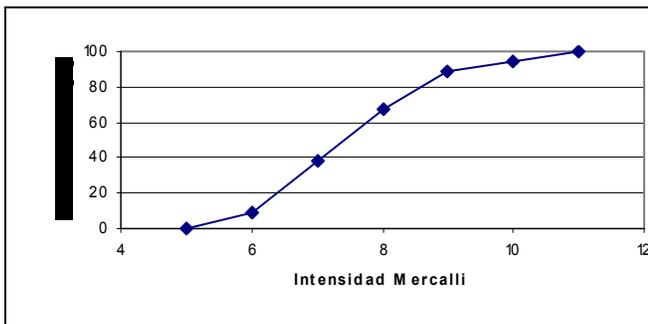


Figura 4b. Distribución probabilística acumulada de la ocurrencia de deslizamientos coherentes para niveles de intensidad de Mercalli, asumiendo ésta como una variable continua (datos de Rodríguez et al., 1999). Tal como se indicó anteriormente, este terremoto no cuenta con registro de aceleraciones a distancias cortas, por lo que su análisis es sólo cualitativo a partir de las intensidades de Mercalli observada e inferidas de los datos geológicos y de daños.

3.2 Terremoto de Chusmiza 2001:

El hipocentro de este evento está ubicado al interior de Iquique, en la latitud 19.59°S, longitud 69.31°W con profundidad focal de 12 km y tiempo origen T.O. 05:00:02.0 GMT, parámetros determinados por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. La Fig. 5 muestra la ubicación de este evento y su réplica principal ocurrida el 14 de enero del 2002. También se indican los mecanismos focales y ubicación

epicentral determinados por diferentes agencias. La sismicidad de fondo ($M > 4$) es señalada con puntos rojos.

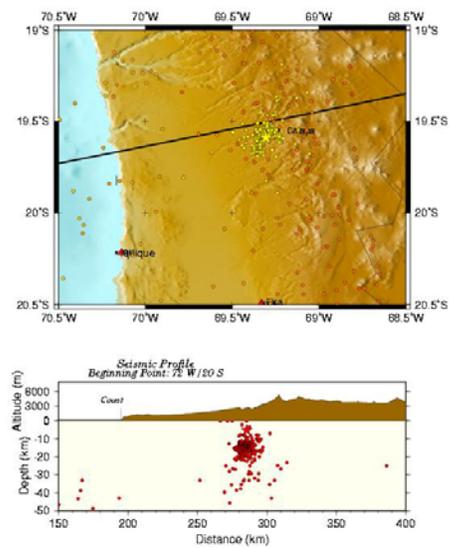
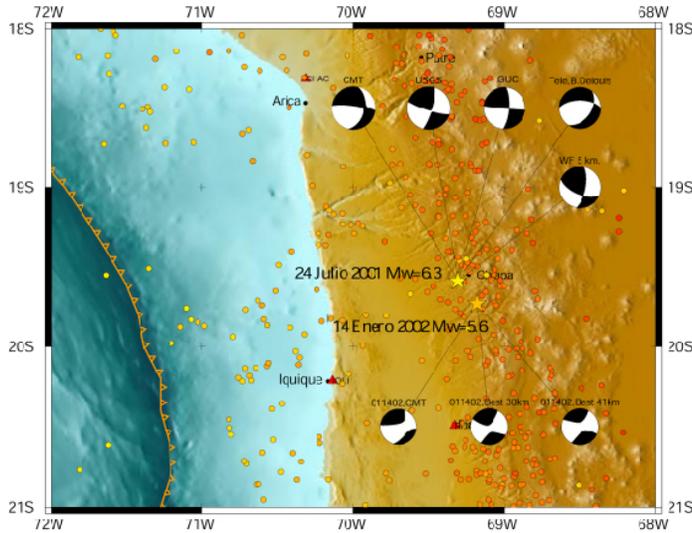


Fig. 5a: Mecanismos focales y epicentros del sismo de Chusmiza 2001, y de su réplica principal del 14 de Enero, 2002, determinados por diferentes autores.

Fig 5b: Vista en planta y perfil de la distribución de las réplicas (2 semanas) del sismo de Chusmiza 2001.

Este evento fue modelado en este trabajo mediante la inversión de ondas P y SH en el campo lejano. Los resultados indican un mecanismo focal representado por una falla con rumbo $N26^\circ$, buzamiento $50^\circ E$, y una dirección de deslizamiento (rake) de -144° de acuerdo a la nomenclatura de Aki. El Momento sísmico estimado es de 3.4×10^{25} dinas cm, equivalente a una magnitud $M_w = 6.3$. La Fig. 6 muestra la calidad de esta inversión, indicando un buen ajuste entre las señales observadas de ondas P y SH (línea continua) y los sismogramas teóricos (línea punteada). El evento corresponde a un sismo del tipo de rumbo, con una profundidad focal de 7 km.

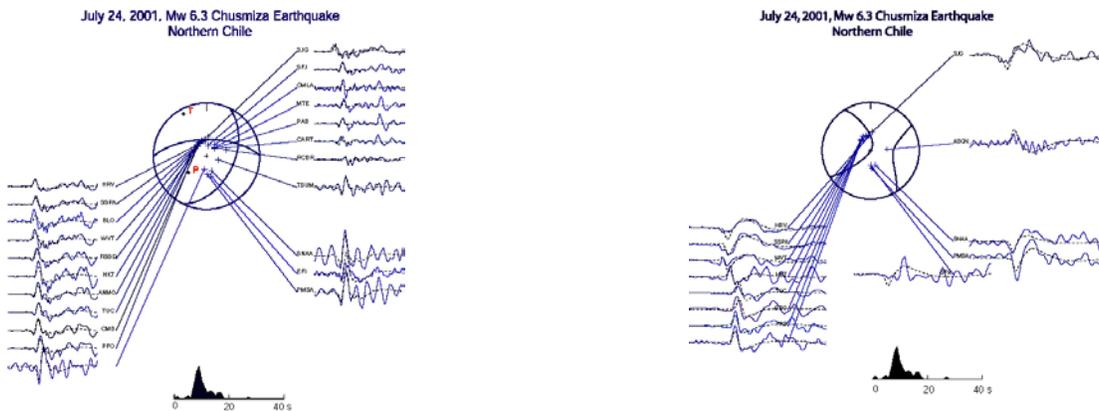


Fig. 6: Modelización en campo lejano de ondas P, pP, sP, SH, sSH del evento de Chusmiza 2001 utilizando señales de banda ancha y gran rango dinámico.

Observando los registros de campo cercano obtenidos de los acelerógrafos de PICA e IQUIQUE, se aprecia claramente una fuente compleja consistente en 2 impulsos energéticos separados cada uno por aproximadamente 4 a 5 s. La Fig 7 corresponde al registro de PICA en velocidad.

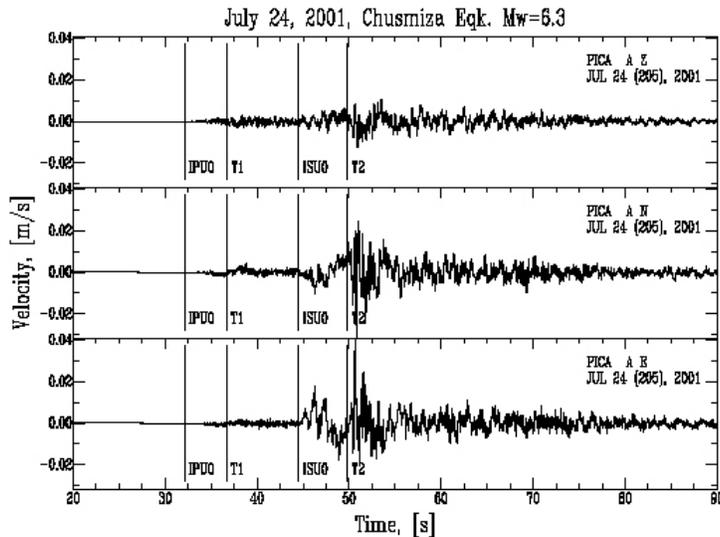


Fig. 7: Registro en velocidad de estación sísmológica de PICA. Líneas verticales indican los tiempos de llegada de los 2 pulsos energéticos para las P y S respectivamente.

Simulaciones teóricas de los registros en desplazamiento a distancia cercana utilizando el modelo de fuente obtenido en la inversión de campo lejano, indican un buen ajuste entre los datos y los sismogramas teóricos para una fuente compleja consistente en 2 pulsos. La Fig. 8 muestra esta modelización para el registro en desplazamiento de la estación PICA.

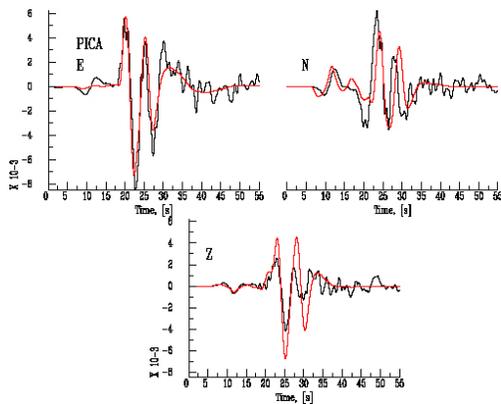


Fig. 8: Comparación entre sismograma observado y teórico para la estación PICA. Los registros corresponden a desplazamiento de partícula. En rojo el sismograma sintético, en negro el dato observado.

3.3 Terremoto de Curicó 2004

Este evento ocurrió el 28 de Agosto de 2004 con tiempo origen T.O.: 13:41:25.6 28/8/2004, en la zona cordillerana, al interior de Curicó. La Fig 9 muestra la distribución de 16 días de réplicas (01/09 al 16/09 del 2004). El hipocentro del evento principal se ubica en la latitud de 35.6°S, longitud 70.5°W y a una profundidad de 5 km. Las réplicas muestran una aparente distribución hacia el norte del epicentro del evento principal (Fig 9), sin embargo esto puede ser un artefacto debido a que el hipocentro del evento

principal se estimó utilizando sólo la red de Chile Central y en cambio las réplicas mediante estaciones sismológicas locales portátiles desplegadas a raíz del terremoto. Este evento fue modelado a partir de datos de banda ancha y gran rango dinámico a distancias cortas y regionales. Es el primer evento importante que se modela en Chile utilizando en campo total de ondas sísmicas. Los resultados de esta inversión indican un mecanismo de rumbo correspondiente a una falla con azimuth de N211°, un buzamiento de 89° y un ángulo de deslizamiento sobre el plano de falla de 169° siguiendo la convención de Aki. La profundidad focal obtenida de esta inversión coincide con la determinada por la red sismológica del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. El Momento sísmico alcanzó a 4×10^{25} dinas cm, correspondiente a una Mw de 6.4. La Fig 10 muestra el resultado de la inversión del campo de ondas completo a distancia regional para 4 estaciones de banda ancha con una cobertura azimuthal satisfactoria para distancias corta y regional.

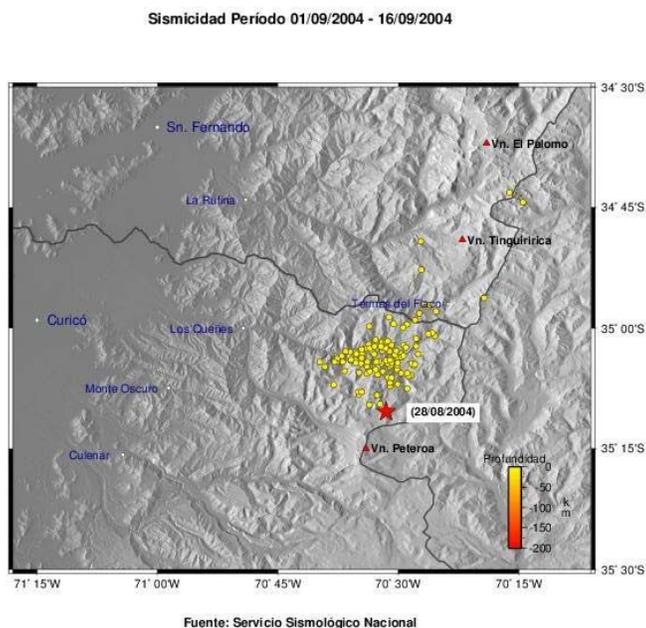


Fig. 9: Terremoto de Curicó 2004 y sus réplicas.

4. ANALISIS DE REGISTROS DE ACELERACIONES DE TERREMOTOS CORTICALES CHILENOS Y UNA COMPARACIÓN CON LOS TERREMOTOS DE KOBE Y NORTHRIDGE

En la Tabla 1 se presenta la distancia epicentral (Dist. Epi), la aceleración máxima (acel), el tiempo total (t_0) y la intensidad de cruces por cero (v_0) de las componentes horizontales (Comp.) de los sismos superficiales de Las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004. Se observa que el valor máximo de aceleración de un terremoto superficial chileno corresponde al registro de Curicó NS con 0.14 [g], valor bajo considerando los valores de aceleración máxima obtenidos en otras zonas, como el registro de Tarzana 90° para el terremoto de Northridge con 1.8 [g], registro que, sin embargo, no es considerado en la norma sísmica norteamericana.

Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica
IX Jornadas, 16-19 de Noviembre de 2005, Concepción - Chile

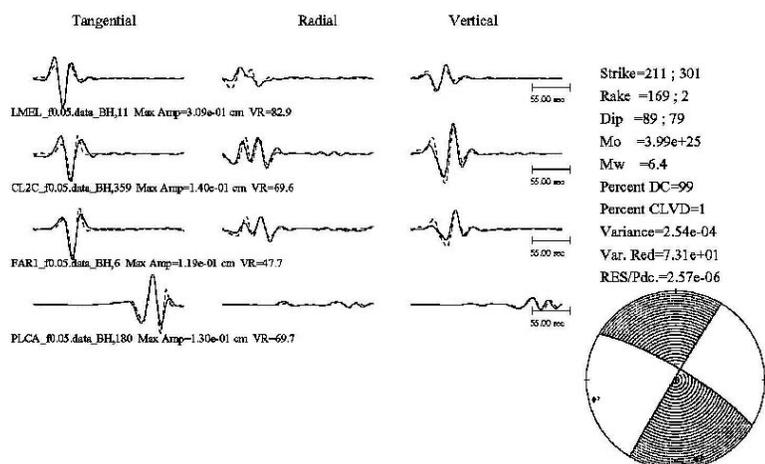


Fig. 10: Resultado de la inversión del campo de ondas total para el evento de Curicó 2004.

Tabla 1. Algunos parámetros de los registros de aceleraciones de sismos superficiales chilenos

Fecha	Registro	Dist. Epi [km]	Comp.	acel [g]	to	Vo [cruces/seg]
04-09-1958	Santiago	95	Long Tran	0,03 0,052		
28-08-2004	Curico	81	NS EW	0,140 0,110	44 44	19,62 16,23
	Vña del Mar	244	NS EW	0,025 0,030	61 61	11,28 12,08
	Chacalluta	174	EW VERT	0,044 0,036	96 96	38,73 30,06
24-07-2001	Pica	132	NS EW	0,080 0,074	96 96	38,32 42,53
	Iquique	130	NS EW	0,020 0,024	94 94	57,13 54,79

En la Fig. 11 se ha graficado a la misma escala el registro de Curicó NS, el registro de Sylmar 360 del terremoto de Northridge 1994 en EEUU y el registro de JMA NS de Kobe 1995 en Japón, los dos últimos registros se ubican en el área de “near source” a menos de 15 [km] de la falla.

Al comparar las aceleraciones máximas de los sismos superficiales chilenos con las curvas de atenuación de sismos superficiales de California propuesta por Sadigh et al. (1997) para sismos con un slip $< 45^\circ$, Fig. 12, se observa que las aceleraciones registradas en Chile quedan por sobre la curva de atenuación propuesta por Sadigh et al. (1997). En esta misma figura se han incluido las aceleraciones máximas del terremoto superficial de Quindío 1999 en Colombia con un valor del slip de 21° , se observa que estas aceleraciones también quedan por sobre las curvas propuestas. Por otro lado al comparar los sismos superficiales ocurridos en Argentina en Mendoza 1985, $M_s = 5.8$, y San Juan 1977, $M_s = 7.3$, con las curvas de atenuación de aceleraciones máximas propuesta por Sadigh et al. (1997) para los sismos de California con una componente mayoritariamente inversa slip $> 45^\circ$, muestran que las aceleraciones máximas de los sismos argentinos también quedan por sobre las curvas propuestas, Fig. 13.

De las Figs. 12 y 13 se concluye que los valores de aceleración máximos de sismos superficiales sudamericanos no quedan bien representados para las curvas de atenuación de aceleraciones máximas propuestas para California por Sadigh et al. (1997) (Ruiz y Saragoni, 2004).

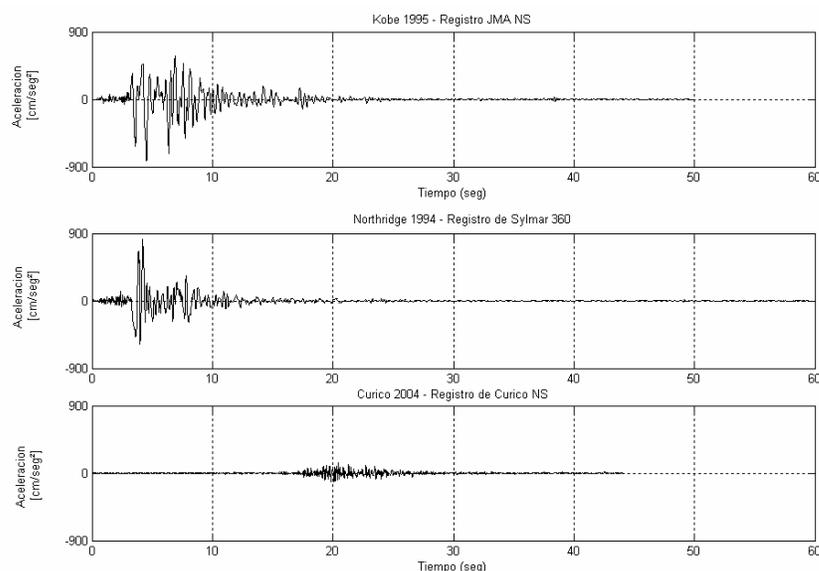


Fig. 11. Registros de aceleraciones, JMA NS para el terremoto de Kobe 1995, Sylmar 360 para el terremoto de Northridge 1994 y Curicó NS para el terremoto de Curicó 2004.

La comparación realizada entre los valores de aceleración máxima de sismos chilenos con la fórmula de atenuación propuesta por Sadigh et al. (1997) se hizo en la categoría de “suelo”, sin embargo es necesario convenir que en general los suelos chilenos presentan valores de velocidad de ondas de corte (V_s) superiores a los suelos norteamericanos y japoneses.

El valor de V_s mínimo considerado para clasificar la roca de Norteamérica según el NERHP (BSSC, 2000) es de $V_{S30} > 760$ [m/s], en que V_{S30} corresponde a la velocidad de onda promedio de los primeros 30 metros de suelo. Para Japón, Takahashi y otros (2004) consideran la roca desde $V_{S30} > 600$ [m/s], en cambio, para Chile, Saragoni y Ruiz (2004) recomienda $V_{S70} > 1500$ [m/seg] para clasificar la roca chilena, en que V_{S70} corresponde a la velocidad de onda promedio de los primeros 70 metros de suelo, por lo tanto la comparación realizada en la Fig. 12 fue hecha por el lado más desfavorable para los valores de las aceleraciones máximas chilenas, pues en general se observa que las aceleraciones máximas en suelos duros son menores a los suelos blandos.

Producto de la mayor dureza de los suelos chilenos junto a condiciones de tectónica diferentes, los sismos superficiales chilenos debieran presentar un contenido de frecuencia diferente de los sismos superficiales norteamericanos y japoneses.

En la Fig. 14 se ha graficado los espectros de Fourier de los registros de aceleraciones de Sylmar 360 para el terremoto de Northridge de 1994 en EEUU y el registro de JMA NS del terremoto de Kobe 1995 en Japon, junto al registro de Curicó NS del sismo de Curicó 2004 en Chile. De esta figura se observa que el primer peak en el espectro de Fourier de Curicó NS se encuentra a frecuencias más altas que los más altos peaks de los espectros de Sylmar 360 y JMA NS; siendo en general, el contenido de frecuencias de los

registros de aceleraciones de los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995 mucho menor en relación a los registros de terremotos superficiales chilenos.

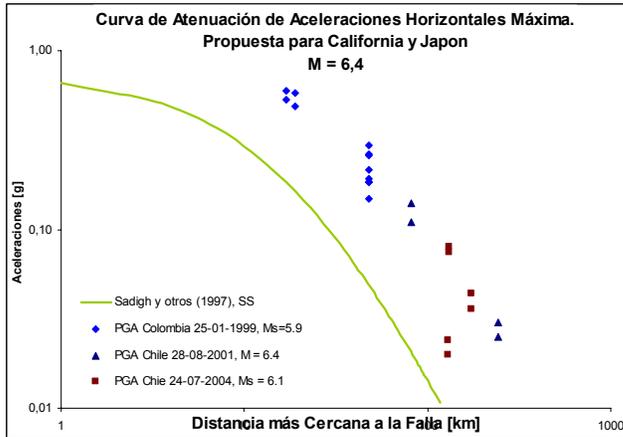


Fig. 12. Curvas de atenuación para sismos californianos superficiales propuesta por Sadigh y otros (1997) para suelo y slip < 45°, junto a datos de aceleraciones chilenos y colombianos.

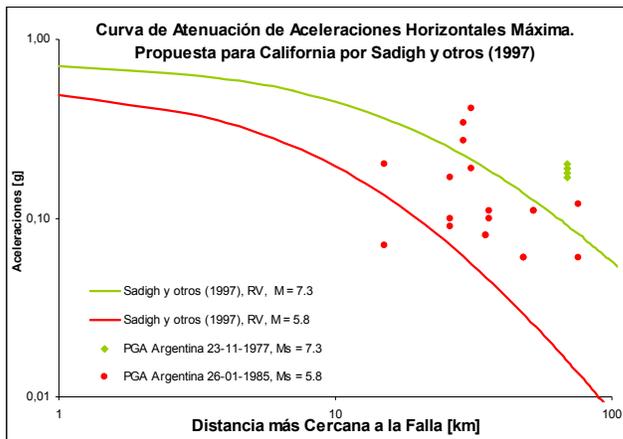


Fig. 13 Curvas de atenuación para sismos californianos superficiales propuesta por Sadigh et al. (1997) para suelo y slip > 45°, junto a datos de aceleraciones argentinos.

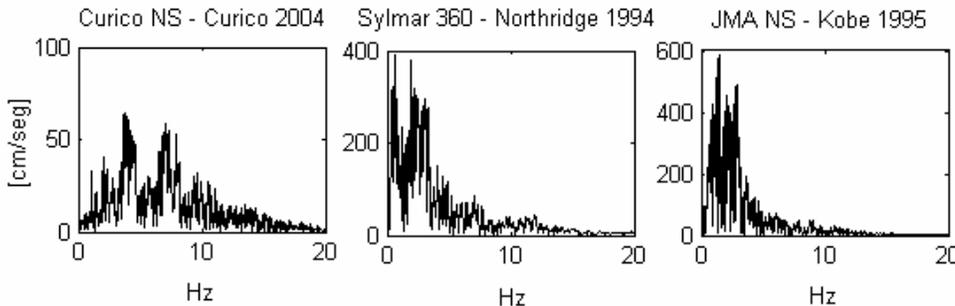


Fig. 14 Espectros de Fourier de los registros de Curicó NS para el terremoto de Curico 2004, Sylmar 360 para el terremoto de Northridge 1994 y JMA NS para el terremoto de Kobe 1995.

5. ESTUDIO DE LA DESTRUCTIVIDAD DE TERREMOTOS CORTICALES CHILENOS

La frecuencia de los terremotos se puede relacionar con el daño en estructuras de acuerdo al potencial destructivo (PD) de Araya y Saragoni (1980) y Araya y Saragoni (1984) que relaciona el daño con la Intensidad de Arias y la Intensidad de Cruces por Cero de los registros de aceleraciones.

Se define el Potencial Destructivo de un acelerograma como:

$$P_D = \frac{I_A}{v_0^2} \quad (1)$$

donde: v_0 = número de cruces por cero por segundo o intensidad de cruces por cero del registro de aceleraciones. I_A : intensidad de Arias, definida a su vez por Arias (1969):

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} \ddot{u}_s^2(t) dt \quad (2)$$

donde: \ddot{u}_s = aceleración del suelo, t_0 = duración total del movimiento, g = aceleración de gravedad.

Para que ocurra daño el P_D debe ser > 4 [cm·seg] que se relaciona con una Intensidad de Mercalli Modificada de VI a VII que corresponde al inicio del daño en estructuras sísmicas (Saragoni et al, 1989), lamentablemente no existen en Chile registros de aceleraciones de terremotos superficiales que presenten un $P_D > 4$ [cm·seg].

En la Tabla 2 se encuentra los valores de aceleración máxima (PGA), distancia más cercana a la falla (D_f), la intensidad de cruces por cero (v_0) y potencial destructivo (P_D) de los registros destructivos del terremoto de Northridge 1994 y Kobe 1995.

De la Tabla 2 se observa que los valores de intensidad de cruces por cero de los terremotos norteamericanos y japoneses son menores a 10 [cruces por cero por segundo] lo cual es mucho menor que la intensidad de cruces por cero observada en los registros superficiales de los terremotos chilenos.

Esto valores contrastan con la alta frecuencia de los terremotos superficiales chilenos y en particular los altos valores que se observan en los registros de Chusmiza 2001 y Curicó 2004, se manifiestan en los valores de intensidad de cruces por cero, presentados en la Tabla 1. Los cuales quedan por sobre los valores de intensidad de cruces por cero de registros de terremotos superficiales de Argentina, Colombia, California y San Salvador estudiados por Ruiz y Saragoni (2004).

De esta forma; a pesar de que, la tendencia observada para los valores de aceleración máxima chilenos es que estos son más altos que lo esperado para los sismos superficiales en California, la mayor frecuencia de los registros chilenos, representada por la intensidad de cruces por cero en el potencial destructivo, cuya valor se encuentra elevado al cuadrado, podría significar un menor daño esperado en los terremotos superficiales chilenos respecto a los terremotos superficiales de California y Japón.

Por otro lado, la alta frecuencia de los terremotos superficiales de Chusmiza 2001 y Curicó 2004 sirve para explicar la alta destrucción observada en estructuras de adobe, que por su rigidez presentan un comportamiento inadecuado para los terremotos chilenos que en general son de frecuencias altas.

Los períodos altos que se observan en los registros de terremotos superficiales californianos y japoneses, también podrían presentarse en registros de terremotos superficiales chilenos cercanos a la falla o en terremotos superficiales de mayor magnitud. La existencia de estos períodos controlaría la zona de períodos altos en los espectros de respuesta.

Tabla 2 Registros de Aceleraciones destructivos del Terremoto de Northridge 1994 y Kobe 1995 (Saragoni y Rojas, 2000).

Evento	Registro	D _f [km]	Suelo	PGA [cm/seg ²]	v ₀ [cruces/seg]	P _D [cm·seg]
Northridge 1994	Tar90		*	1744,5	8,3	32,6
Northridge 1994	Tar360		*	847,59	7,7	28,2
Northridge 1994	New360	4	S2	578,19	5,2	20,9
Northridge 1994	New90	4	S2	571,62	5,6	13,7
Northridge 1994	Syl360	2	S2	826,76	7,6	8,6
Northridge 1994	Syl90	2	S2	592,64	7	5,3
Northridge 1994	Smo90	22,5	S2	865,97	7,8	4,7
Northridge 1994	Arl90	0,5	S2	337,32	5,9	4,4
Kobe 1995	Jmakobns	1	S2	817,83	5,1	20
Kobe 1995	Fksaew	19	S3	210,84	2,1	19,9
Kobe 1995	Jmakobew	1	S2	617,14	5,3	19,5
Kobe 1995	Fksans	19	S3	180,4	2,8	18,4
Kobe 1995	Ekobns0	4	S3	327,31	3,9	15,4
Kobe 1995	Ekobew0	4	S3	280,72	2,8	14,9
Kobe 1995	Yaeans	33	S3	154,53	2,8	13,7
Kobe 1995	Amskn30w	15	S3	293,9	4,4	11
Kobe 1995	Mrgans	30	S3	210,06	3,3	11
Kobe 1995	Amskn60e	15	S3	264,64	4,9	7,7
Kobe 1995	Yaeaw	33	S3	145	2,9	7,4
Kobe 1995	Tdoans	34	S2	289,86	4,5	6,6
Kobe 1995	Mrgaew	30	S3	124,47	3,5	4,4
Kobe 1995	Hikns	106	S2	136,73	3	4,1

Las nuevas construcciones sísmicas en Chile que cada vez presentan períodos mayores, obligan a un mejor estudio de los acelerogramas de terremotos superficiales, los cuales por sus características particulares presentan condiciones de diseño diferentes a las de terremotos interplaca del tipo thrust (Ibaceta y Saragoni, 2002, Rojas y Saragoni, 2002, Hernández y Saragoni, 2002).

Para un mayor conocimiento de los terremotos superficiales chilenos es esencial mapear las fallas geológicas activas estimar su razón de deslizamiento, junto con densificar la red de acelerógrafos para poder registrar un terremoto de diseño superficial en zona epicentral y en múltiples estaciones.

Los estudios que se lleven a cabo permitirían re evaluar la zonificación sísmica de la norma Nch 433 of. 96 incluyendo la posibilidad de fallas activas asociadas a su probabilidad de ocurrencia, además de estudiar las condiciones de diseño sísmico de estructuras para terremotos superficiales.

6 COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

La modelización de formas de onda mediante datos obtenidos de estaciones de última generación a distancias cercanas y regionales, permite caracterizar detalles de los procesos de ruptura, es decir, de las complejidades de la radiación a altas y bajas frecuencias, de los eventos superficiales corticales ocurridos los últimos años en Chile. Esto abre posibilidades para comprender las diferencias que se observan entre este tipo de sismos y los otros más abundantes y frecuentes asociados a las restantes zonas sismogénicas en la subducción chilena. Debido a baja frecuencia de ocurrencia de los eventos superficiales de magnitud importante en Chile, el estudio de detalle del proceso de ruptura permite entender el impacto que pueden tener la directividad de la ruptura, caída de tensión y diagrama de radiación de la energía. Esto tiene consecuencias directas en la caracterización de la amenaza sísmica.

En Chile existen terremotos superficiales que se pueden asociar a la presencia de fallas activas. Hay evidencias morfoestructurales recientes que este tipo de estructuras tectónicas han fallado en los últimos 10 mil años, por ejemplo la falla San Ramón en borde oriental de la cuenca de Santiago (Rauld, 2002).

Las normas sísmicas chilenas no consideran explícitamente los terremotos superficiales, esto obliga a desarrollar estudios riesgo sísmico para estos terremotos que durante la historia sísmica mundial han significado el mayor costo económico para diferentes países, independiente del avance tecnológico que presenten. En consecuencia, se hace necesario cartografiar las fallas activas en el país junto con aumentar la red acelerográfica para poder registrar un terremoto cortical en zona epicentral y en múltiples estaciones

De los registros de aceleraciones de los sismos de las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curico 2004, se observa que las aceleraciones máximas reportadas quedan por sobre las curvas de atenuación de aceleraciones propuesta para California. Además, la frecuencia de los registros de aceleraciones chilenos, estudiados en este trabajo, es mayor que la observada en los registros de los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995.

El potencial destructivo podría ser bajo si la frecuencia de un gran terremoto superficial es suficientemente alta, sin embargo, por ningún motivo se puede concluir que no ocurrirá daño en un terremoto superficial chileno en zona epicentral.

La no calibración de las normas sísmicas de países como EEUU y Japón para terremotos superficiales, sumado a las características particulares de los registros chilenos, obligan a impulsar criterios de diseño sísmico característicos para terremotos superficiales chilenos.

La presencia de sismos superficiales chilenos obliga a reestudiar la zonificación sísmica del país de la norma NCh 433 Of. 96 y de evaluar el diseño sísmico actual considerando este tipo de terremotos con su correspondiente probabilidad de ocurrencia.

REFERENCIAS

- Araya, R. y Saragoni, G. R., 1980, "Capacidad de los Movimientos Sísmicos de Producir Daño Estructural", Publicación SES I 7/80 (156), Sección Ingeniería Estructural, Departamento de Obras Civiles, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago. Chile, Agosto 1980.
- Araya, R. y Saragoni, G.R., 1984, "Earthquake accelerogram destructiveness potencial factor", 8th World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, USA.
- Arias, A., 1969, "A measure of Earthquake Intensity", Seminar on Seismic Design of Nuclear Power Plants, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, USA.
- Armijo, R., Thiele, R., (1990). Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 40-61.
- Barrientos, S. and Kausel, E., (1993) "Características de la Sismicidad Andina Superficial en la Zona Central de Chile", Sextas Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago, Agosto, Vol. 1, 1993: 3-9.
- Barrientos, S. and Vera, E., (1995) "Shallow crustal seismicity in Central Chile" *Seismological Research Letters*, 66(2).

Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica
IX Jornadas, 16-19 de Noviembre de 2005, Concepción - Chile

- Barrientos S., Vera E., Alvarado P., Monfret T., 2004. "Crustal seismicity in central Chile". *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 16, 759-768.
- Campos, J., D. Hatzfeld, R. Madariaga, G. Lopez, E. Kausel, A. Zollo, G. Iannacone, R. Fromm, S. Barrientos, et H. Lyon-Caen. 2002. "A Seismological study of the 1835 Seismic gap in South Central Chile". *Phys. Earth Planet. Int.*, 132, 177-195.
- Casas, E. A., Sepúlveda, S.A., Campos, J., Rebolledo, S., 2005. Estudio del terremoto de Las Melosas de 1958 mediante caracterización de deslizamientos cosísmicos. IX Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Chile.
- Flores, R.; Arias, S.; Jenschke, V.; Rosemberg, L.A. (1960). Engineering aspect of the earthquakes in the Maipo Valley, Chile, in 1958. *Proceedings, 2° World Conference in Earthquake Engineering, Japón*, 1, 409-431.
- Hernández, J.M y G.R. Saragoni, 2002. "Estudio de la Respuesta No Lineal en Condiciones de Colapso Sísmico". VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Sísmica, Valparaíso, Chile.
- Hervé, M., 1987. Movimiento normal de la Falla Paposo, zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 31-36.
- Ibaceta and Saragoni, R., 2002 "Criterio de diseño basado en la potencia sísmica aplicada a terremotos impulsivos" VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Sísmica, Valparaíso, Chile.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Lomnitz, C. 1960a. A study of the Maipo Valley earthquakes of September 4, 1958. Instituto de Geofísica y Sismología, Universidad de Chile, Publication N° 10.
- Lomnitz, C., 1960b, "A study of the Maipo Valley Earthquakes of September 4, 1958", *Proc. II World Conference on Earthquake Engineering*, Vol. I, 1960: 501-520.
- Naranjo, J.A., 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 43-55.
- Piderit, E., 1961 "Estudio de los sismos del Cajón del Maipo del año 1958". Tesis de Magister de Geofísica, U. de Chile.
- Rauld, R., 2002. "Análisis morfoestructural del frente cordillerano santiago oriente entre el río Mapocho y la quebrada de Macul" Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.
- Rojas and Saragoni, R., 2002. "Fundamentos empíricos para las bases de un diseño sísmico basado en la potencia de los acelerogramas" VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Sísmica, Valparaíso, Chile.
- Ruiz, S., y Saragoni, R., 2004 "Características de los acelerogramas y terremotos sudamericanos". XXXI Jornadas Sud-Americanas de Ingeniería Estructural, Mendoza, Argentina.
- Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F. & Youngs, R. R., 1997. "Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data." *Seismological Research Letters*, vol. 68, pp.180-189.
- Saragoni G R, Holmberg A, Sáez. A., 1989 "Potencial destructivo y destructividad del terremoto de Chile de 1985." 5as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Estructural. Santiago, Chile. vol. 1, pp. 369-378.
- Saragoni, G. R y Rojas, M. 2000. "Análisis de la Potencia Sísmica de Acelerogramas Destructivos". XXIX Jornadas Sud-Americanas de Ingeniería Estructural, Mendoza, Uruguay.
- Saragoni, G. R y Ruiz, S., 2004. "Modelos elásticos 1D para la respuesta dinámica de suelos obtenidas del análisis de acelerogramas de sismos de Chile Central". *Proc. 5to Congreso Chileno de Geotecnia*, Chile.
- Takahashi, T., Asano, A., Saiki, T., Okada, H., Irikura, K., Zhao, J., Zhang, J., Thio, H., Somerville, P., Fukushima, Y. y Fukushima, Y. 2004. "Attenuation Models for Response Spectra Derived from Japanese Strong-Motion Records Accounting for Tectonic Source Types". 13th World Conference on Earthquake Engineering, Canada, 2004.