

# **VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Valparaíso, Chile Abril, 2002.**

## **ANÁLISIS DEL TERREMOTO SUPERFICIAL DEL ALTIPLANO, NORTE DE CHILE OCURRIDO EL 24 DE JULIO 2001, Mw=6.3**

Diana Comte<sup>1</sup>, Joseph Martinod<sup>2</sup>, Rubén Boroschek<sup>3</sup>, Claire David<sup>1</sup>, Marcelo Farías<sup>1</sup>, Bianca Glass<sup>4</sup>,  
Eduardo Correa<sup>4</sup>, Pedro Soto<sup>3</sup>, Iván Balmaceda<sup>4</sup>, Catherine Dorbath<sup>2</sup>, Louis Dorbath<sup>2</sup>, Gérard  
Herail<sup>2</sup>, Henri Haessler<sup>5</sup>, Carlos Meneses<sup>4</sup>, Alicia Cruz<sup>4</sup>, Michel Frogneux<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago

<sup>2</sup> IRD, Institut de Recherche pour le Développement, Francia

<sup>3</sup> Dpto. de Ing. Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago

<sup>4</sup> Centro Sismológico, Universidad de Tarapacá, Arica, Chile

<sup>5</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Strasbourg, Francia

### **RESUMEN**

Se analiza el proceso asociado al sismo superficial ocurrido en la zona de ante-arco del norte de Chile el 24 de Julio de 2001, Mw=6.3, que corresponde al primer evento de estas características que es registrado por redes sismológicas locales en el país. Este evento no presentó un patrón específico de actividad precursora en el área de réplicas asociada al sismo principal, sin embargo, la zona de ante-arco en el norte de Chile presentó un aumento anómalo de actividad sísmica superficial previa al sismo del 24 de Julio y posterior al terremoto del sur del Perú del 23 de Junio de 2001. Las réplicas se localizan entre la superficie y aproximadamente 25 km de profundidad, a lo largo de una compleja distribución epicentral.

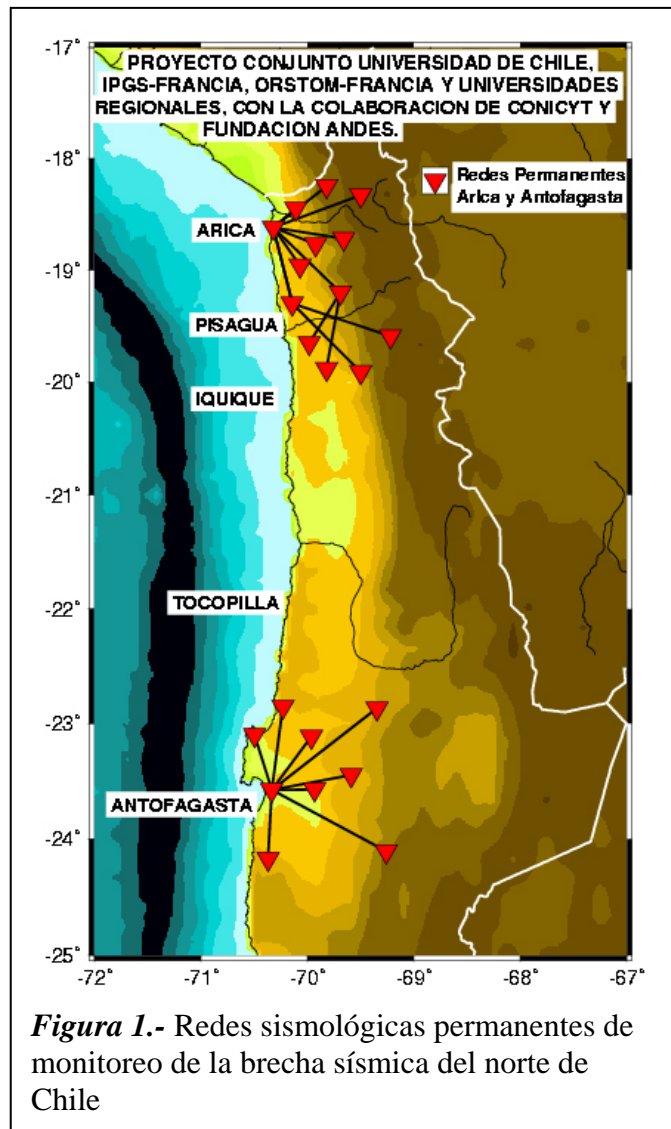
### **SUMMARY**

The seismic process associated with the 24 July, 2001 shallow earthquake located in the fore-arc in northern Chile is analyzed. This earthquake is the first locally recorded by seismological and strong motion networks in Chile. There is no evident foreshock associated activity, however, the shallow seismicity located in the northern Chile fore-arc increased between the occurrence of the 23 June southern Peru and 24 July, 2001 earthquakes. The aftershocks are located at depths between 0 and 25 km in a complex epicentral distribution.

### **INTRODUCCIÓN**

El objetivo principal de las redes sismológicas de monitoreo ubicadas en el norte de Chile corresponde al estudio de las características sismotectónicas de la brecha sísmica asociada al último

terremoto destructor que afectara dicha región en 1877. Dichas redes operan dentro del marco de un proyecto conjunto entre la Universidad de Chile, el Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), y el Institut de Recherche pour le Developpement (IRD), Francia, y con la valiosa colaboración del Centro Sismológico de la Universidad de Tarapacá, Arica y del Dpto. de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte, Antofagasta (Figura 1).

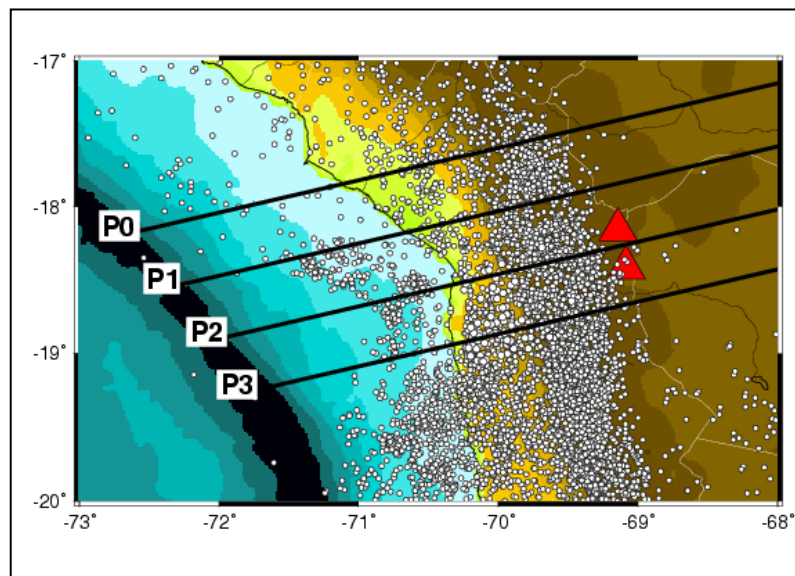


En particular, el registro continuo de la sismicidad registrada por la red de Arica, compuesta por 13 estaciones de período corto, ha permitido la determinación de algunas características únicas, no observadas anteriormente en Chile, como por ejemplo, la existencia de una zona sísmica doble ubicada a profundidad intermedia (Ref. 1) y la existencia de una sismicidad superficial ubicada en la zona de ante-arco, al oeste del Altiplano (Ref. 2).

La red permanente de Arica registró el proceso completo asociado al sismo superficial ocurrido el 24 de Julio de 2001,  $M_w=6.3$ , incluyendo la actividad precursora y la intensa actividad de réplicas. Se instalaron adicionalmente estaciones sismológicas portátiles, en orden de mejorar la cobertura de la red permanente. Esta contribución corresponde al análisis del sismo principal y la secuencia de réplicas, destacando que este tipo de sismos ha sido por primera vez registrado en Chile, tanto por redes sismológicas, como acelerográficas. Además, se realiza una breve discusión de la posible relación de este sismo con la actividad superficial determinada previamente en la zona.

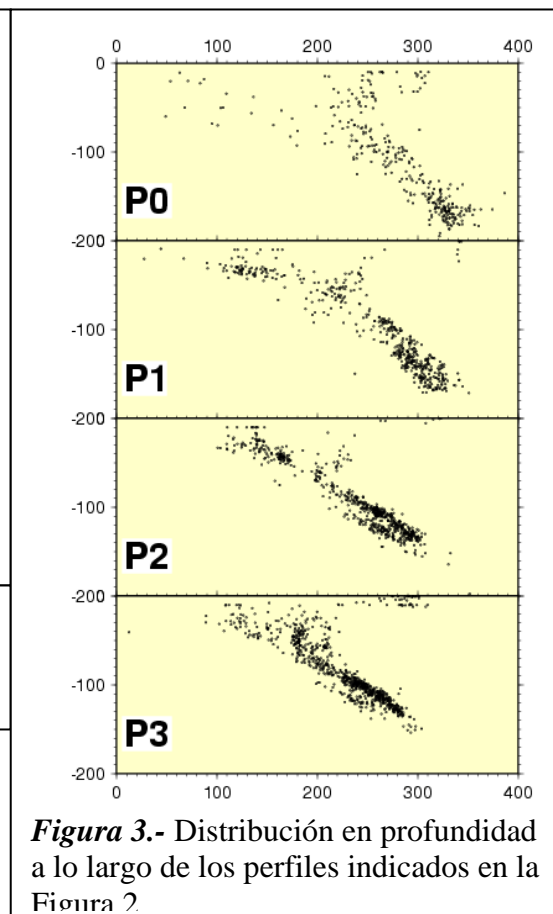
## SISMICIDAD SUPERFICIAL EN EL ANTE-ARCO BAJO EL ALTIPLANO

David et al. (Ref. 2) describen las características principales de la sismicidad cortical ubicada sobre la zona de Wadati-Benioff y bajo el Altiplano, en la zona de ante-arco, utilizando los resultados del registro de la red permanente de Arica desde 1994 y dos redes portátiles temporales instaladas en 1996 y en 1998-1999. Dicha sismicidad se extiende desde la superficie hasta aproximadamente 60 km de profundidad, a lo largo de un alineamiento difuso que tiene un espesor promedio de unos 20 km (Figuras 2 y 3). La inversión del tensor de esfuerzos define un régimen



**Figura 2.-** Sismicidad registrada por la red permanente de Arica. Se indican además los perfiles a lo largo de la dirección de convergencia

compresivo, con un eje principal de esfuerzo  $\sigma_1$  horizontal y orientado a lo largo de la dirección de convergencia y un eje mínimo de esfuerzo  $\sigma_3$  vertical, definiendo un fallamiento de tipo inverso.



**Figura 3.-** Distribución en profundidad a lo largo de los perfiles indicados en la Figura 2

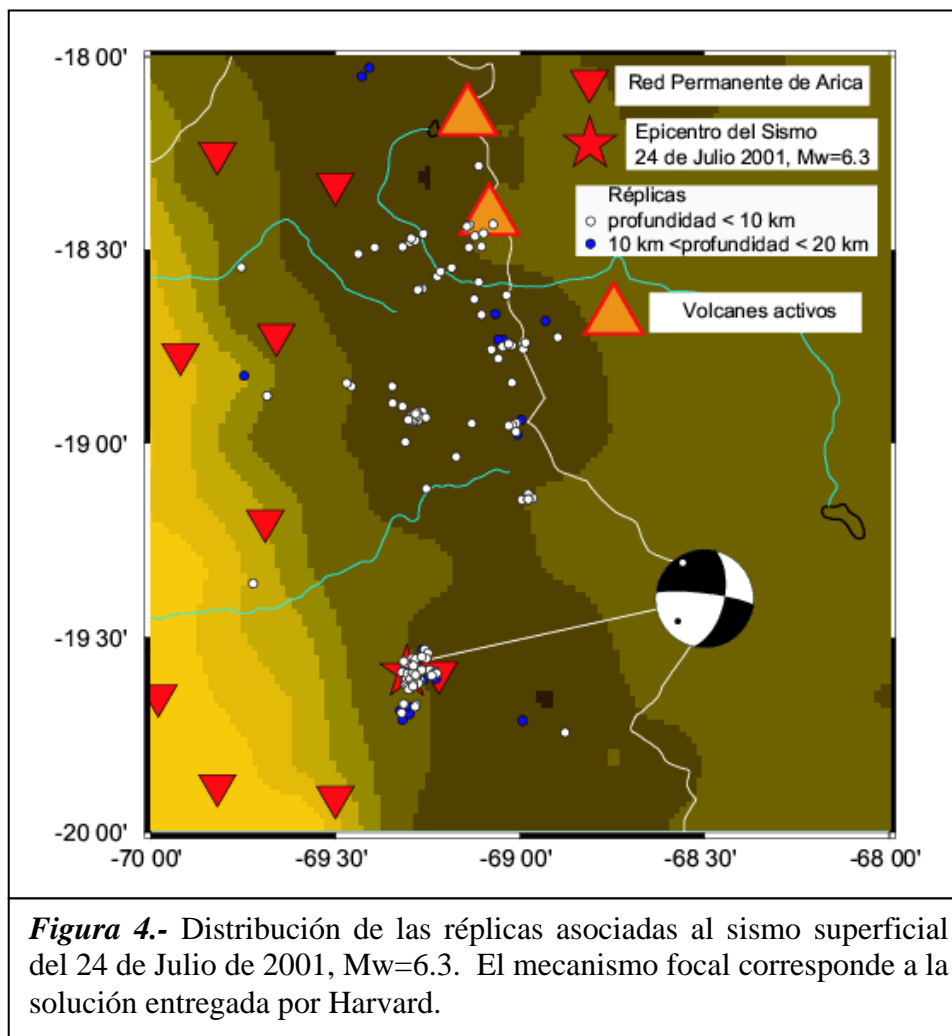
La sismicidad superficial de ante-arco es interpretada como un límite físico entre el ante-arco y el arco magmático, que presentan características reológicas diferentes: el bloque de ante-arco es frío y frágil, y por lo tanto tiene un comportamiento más rígido que el asociado al arco magmático, donde estudios previos indican la presencia de fusión parcial del material (Ref. 3, 4, 5, 6, 7, 8).

Además, esta sismicidad parece estar bien correlacionada con la isoterma de  $300^\circ$ , que correspondería al límite entre un gradiente normal de temperatura (al oeste de la isoterma) y uno más abrupto (al este de la isoterma) causado por la proximidad de la cuña astenosférica, que se encontraría a una profundidad del orden de 70 km.

Este tipo de sismicidad había sido observada en la zona del sur del Perú por Grange et al. (Ref. 9) y ambas, al parecer, presentan características muy similares, tienen un ángulo de inclinación de aproximadamente  $45^\circ$ , casi perpendicular a la subducción en dicho rango de profundidad. Grange et al. (Ref. 9) propusieron un régimen de esfuerzo compresivo EW y NW-SE, con una fuerte componente de rumbo y presentaron un modelo tectónico para explicar la relación entre la sismicidad cortical profunda y las estructuras activas superficiales. Dicho modelo interpreta la sismicidad como un sistema de fracturas producto de la respuesta al proceso de convergencia, provocando una zona de cizalle.

## EL SISMO SUPERFICIAL DEL 24 DE JULIO DE 2001, Mw=6.3

La localización hipocentral del sismo del 24 de Julio de 2001, determinada por el Centro Sismológico de la Universidad de Tarapacá utilizando los tiempos de arribo de las ondas P y S provenientes de las estaciones permanentes de dicha red entregó los siguientes parámetros:  $19^{\circ} 35.4' S$ ,  $69^{\circ} 18.4' W$  y una profundidad menor de 10 km (Figura 4). El Servicio Geológico Norteamericano por su parte, entregó la siguiente localización, utilizando las estaciones sismológicas ubicadas a distancias telesísmicas:  $19^{\circ} 27.0' S$ ,  $69^{\circ} 15.0' W$ , una profundidad no determinada, y una magnitud  $M_w=6.3$ . Aunque la diferencia entre los hipocentros determinados por la red local y por la red mundial de estaciones sismológicas es pequeña (del orden de 16 km en latitud y de 6 km en longitud), la determinación utilizando las estaciones locales es más confiable, puesto que la estación más cercana del hipocentro se encuentra a menos de 5 km del inicio de la ruptura. El mecanismo focal determinado por Harvard entregó una profundidad de 15 km, magnitudes  $M_w=6.3$ ,  $m_b=5.7$ ,  $M_s=6.2$  y los siguientes parámetros para los dos posibles planos de falla: Plano A azimut=  $14^{\circ}$ , inclinación=  $46^{\circ}$ , deslizamiento a lo largo del plano =  $-169^{\circ}$ , Plano B azimut= $276^{\circ}$ , inclinación= $82^{\circ}$ , deslizamiento a lo largo del plano= $-44^{\circ}$ ; este mecanismo focal indica un fallamiento dextral de rumbo y los posibles planos serían casi EW ( $7^{\circ}$  con respecto al este) o casi NS ( $14^{\circ}$  con respecto al norte).



La localización del sismo principal, de las réplicas y de la actividad previa se realizó utilizando una versión modificada del HYPOINVERSE, cada evento sísmico es localizado con diferentes profundidades de inicio para minimizar la dependencia de la determinación final del hipocentro. Dichas profundidades variaron entre 0 y 250 km con un incremento de 1 km. La localización con el menor error cuadrático medio y el máximo número de fases fue seleccionada para cada evento. El criterio de selección de los eventos con localizaciones más robustas incluyó la exigencia de contar

con un número superior de 10 lecturas de fases, un error cuadrático medio inferior a 0.3 s, un número superior a 3 lecturas de ondas S y una distancia máxima entre la estación más cercana y el epicentro menor que 10 km. Con este criterio se seleccionaron aproximadamente 500 réplicas registradas durante los primeros dos meses posteriores al evento principal, del orden de la mitad de ellos ocurrió durante la primera semana de actividad de réplicas.

Las réplicas se encuentran localizadas entre la superficie y 25 km de profundidad, a lo largo de una compleja distribución epicentral. En la zona epicentral se registró un evento 6 minutos antes del sismo principal y la actividad que podría considerarse precursora, en el sentido que ocurrió en un área muy pequeña localizada en el entorno del inicio de la ruptura del sismo principal, corresponde a sólo 7 eventos registrados entre el 10 y el 24 de Julio de 2001, por lo que no podría considerarse como una actividad de enjambre sísmico previo a la ocurrencia del terremoto superficial.

Es interesante destacar que después de la ocurrencia del terremoto del Perú del 23 de Junio de 2001,  $M_w=8.4$  (el mayor de los últimos 25 años a nivel mundial), la actividad sísmica superficial del la zona de ante-arco y del Altiplano en el norte de Chile se vio fuertemente incrementada, alcanzando niveles no observados durante los seis años anteriores de funcionamiento de la red de Arica. Sin embargo, dicho aumento de sismicidad no se concentró en el área de réplicas, sino que estuvo distribuida al norte de ella, en las zonas donde experimentos temporales con redes sismológicas de alta densidad habían determinado la existencia de actividad sísmica superficial.

Este sismo provocó la muerte de una persona por derrumbe de una pared, destruyó cerca de 80 casa rurales y corte de caminos. La intensidad máxima reportada fue VI a VII asociada al daño de la viviendas rurales de autoconstrucción en los pueblos de Chiapa, Jaiña y Tarapacá y Chusmiza, Tabla 1. Los Departamentos de Geofísica e Ingeniería Civil poseen una red conjunta de acelerógrafos digitales que registraron el evento, (Ref. 11). Debido a la distancia a las estaciones y las características del sismo las aceleraciones máximas obtenidas fueron relativamente menores: Pica 0.08g (130 km), Iquique, 0.02g (140 km) y Chacalluta 0.04g (165 km), pero con un contenido de frecuencia asociada a la demanda estructural relativamente alta, Figuras 5 y 6.

**Tabla 1.** Intensidades Máximas

Provincia	Localidad	Intensidad
Iquique	Pozo Almonte	V
	Pica	III-IV
	Colchane	V-VI
	Huara	V-VI
	Chiapa y Jaiña	VI-VII
	Tarapacá	VI-VII
	Chusmiza	VI-VII
	Pisagua	IV-V
	Pachica	V-VI
	Huarasiña	V-VI
	Sibaya	V-VI
Arica	Arica	IV-V
	Camarones	III-IV
	Parinacota	IV-V

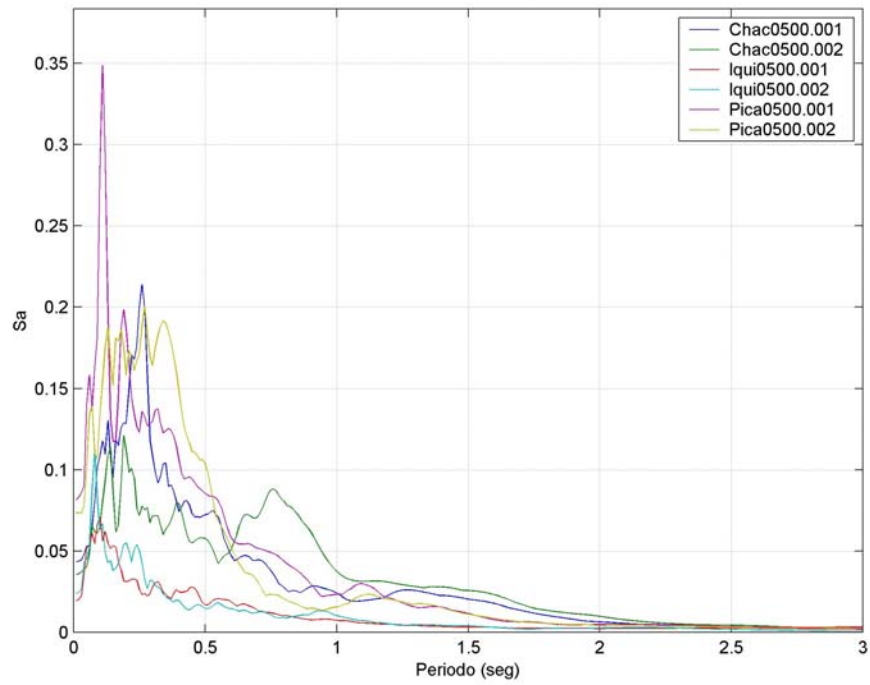


Figura 5. Espectro de respuesta oscilador de un grado de libertad 5% componentes horizontal NS(002) y EW (001).

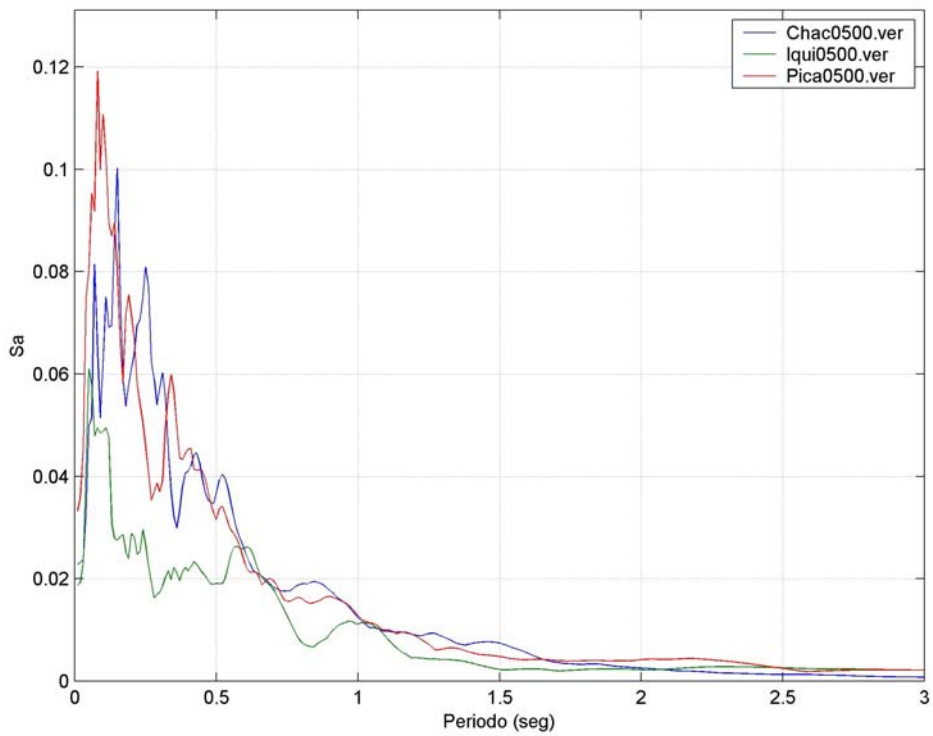


Figura 6. Espectro de respuesta oscilador de un grado de libertad 5% componente vertical.

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Durante todas las investigaciones realizadas en el norte de Chile, además de la natural tendencia de estudiar el comportamiento del proceso de subducción en dicha zona, la posibilidad de registrar eventos superficiales siempre ha sido parte de los objetivos, sobre todo considerando que en esta zona existen sistemas de mega-fallas como la de Atacama, por ejemplo. Sin embargo, la escasez de sismicidad superficial ha sido un patrón de comportamiento casi permanente. La única excepción fue la observada con el trabajo del año 1996 realizado en la zona de Arica donde se cubrió entre la costa y el Altiplano con más de 40 estaciones sismológicas que operaron durante 2 meses. En esa ocasión, por primera vez se registró sismicidad superficial, la que se complementó con la registrada por la red permanente, sin embargo, la frecuencia de sismos durante los casi 6 años de funcionamiento de la red de Arica, e incluso considerando los trabajos temporales, era muy escasa. El aumento de la sismicidad superficial posterior al terremoto del sur del Perú fue notable, alcanzando algunos de ellos a ser sensibles por la población de la zona. Aproximadamente 1 mes después de la ocurrencia del terremoto del Perú ocurre el sismo superficial y la posible relación entre ambos sismos está siendo analizada a través de estimaciones de la variación del esfuerzo deviatorico que podría haber sido incrementado debido a la ocurrencia del terremoto del sur del Perú (Ref. 10).

La relación de este sismo superficial con la actividad superficial determinada anteriormente al norte de su área de réplicas no es evidente, aunque podría corresponder a un sistema regional de fracturas. Análisis morfoestructurales se están realizando en la zona de estudio, principalmente en torno a la flexura de Moquella, que corresponde a uno de los principales rasgos que podrían estar asociados a la actividad asociada al terremoto del 24 de Julio de 2001.

El sismo superficial del 24 de Julio de 2001 es el primer evento de estas características registrado instrumentalmente en Chile y nos sugiere que el norte de Chile, y probablemente todo el país podría estar sujeto a la ocurrencia de este tipo de eventos, y por lo tanto, estudios más detallados tanto desde el punto de vista tectónico como de monitoreo sismológico deberían llevarse a cabo en forma rutinaria, al menos en las zonas de alta densidad de población, puesto que es evidente que un sismo de las características del estudiado, localizado cerca de ciudades más pobladas podría generar mayores daños que el observado en la zona epicentral, cuya densidad de población es relativamente pequeña y el tipo de construcción es básicamente adobe. De igual forma, es interesante recordar que la distribución de construcción en adobe en Chile, no se limita solamente al extremo norte del país, al igual que la probabilidad de ocurrencia de sismicidad superficial.

## **AGRADECIMIENTOS**

La red sismológica de intervención se obtuvo a través del proyecto Fundación Andes C13502. Este trabajo fue parcialmente financiado a través del proyecto FONDECYT 1020104.

## REFERENCIAS

1. Comte, D., L. Dirbath, M. Pardo, T. Monfret, H. Haessler, L. Rivera, Michel Frogneux, B. Glass, C. Meneses, A double layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1965-1968, 1999
2. David, C., D. Comte, L. Dorbath, H. Haessler, M. Frogneux, B. Glass, I. Balmaceda, E. Correa, C. Meneses, A. Cruz, L. Ruz, Arc-forearc boundary seismicity beneath the Altiplano, (abstract) EGS XXVI General Assembly, Nice, France, 2001
3. Goetze, H.-J., B. Lahmeyer, S. Schmidt, y S. Strunk, The lithospheric structure of the Central Andes as inferred from interpretation of Regional Gravity, *Reutter, Scheuber & Wigger (Eds.), Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer, Berlin, 7-21, 1994
4. Zandt, G., S. Beck, S. Ruppert, C. Ammon, D. Rock, E. Minerva, T. Wallace, y P. Silver, Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia, *Geology*, 22, 1003-1006, 1994
5. Beck, S., Zandt, G., S. C. Myers, T. Wallace, P. Silver, y L. Drake, Crustal thickness variations in the Central Andes, *Geology*, 24, 407-410, 1996
6. Wigger, P., M. Araneda, P. Giese, W.-D. Heinsohn, P. Roewer, M. Schimtz y J. Viramonte, Variations of the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, *Reutter, Scheuber & Wigger (Eds.), Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer, Berlin, 22-48, 1994
7. Schmitz, M., W.-D. Heinsohn, y F. R. Schilling, The crustal structure beneath the Central Andes forearc and magmatic arc as derived from seismic studies – the PISCO 94 experiment in northern Chile (21° -23° ), *J. South Am. Earth Science*, 12, 237-260, 1999
8. Giese, P., E. Cheuber, F. Schilling, M. Schmitz, y P. Wigger, Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho discontinuity, *J. South Am. Earth Science*, 12, 201-220, 1999
9. Grange, F., D. Hatzfeld, P. Cunningham, P. Molnar, S. Roecker, G. Suárez, Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152, 1984
10. Martinod, J., D. Comte, C. David, M. Vallée, G. Hérial, L. Audin, Superficial crustal seismicity in northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, (abstract) EGS XXVI General Assembly, Nice, France, 2002.
11. Boroschek, R., D. Comte, D., P. Soto, B. Delouis, D. Giardini, M. Astroza, J. Campos, E. Kausel, M. Moroni, M. Pardo, R. Saragoni, M. Sarrazin, "Terremoto superficial de Chuzmiza, 24 de Julio, 2001, Mw=6.3", Departamentos de Geofísica e Ingeniería Civil, Universidad de Chile, RAGIG 01/01, 2001.