

# Cambios físicos detectados después del sismo de 1995, Antofagasta, Chile

M. Araneda\*  
M.S. Avendaño\*  
Gerardo Díaz del Río\*\*

## Abstract

The July 30, 1995 earthquake in the Antofagasta Region, northern Chile, had a magnitude of  $M_w=8.0$ . The main fracture corresponded to an inverse fault developed from 10 to 50 km deep, along the subduction interface between the Nazca and Southamerican plates. This earthquake occurred just south of a big seismic inactivity, where there was a magnitude  $M = 9.0$  earthquake in 1877. As a consequence of the 1995 earthquake, a small destruction was seen, despite its magnitude in the city of Antofagasta, as the city was founded on Coastal Range rocks. The soil acceleration of Antofagasta reached a 29% gravity. The tsunami waves reached a 2 to 2.5 m high and was seen along the coasts of Mejillones and Taltal. Important physical superficial changes were observed in this earthquake, according to GPS observations, taken in 1992 and 1995, after the seismic event. These observations show positive and negative changes of elevations in different sites of the Antofagasta area. A regular trend deformation is not seen in them. A NE-SW trend can be seen in the horizontal displacement deformation (Ruegg *et al.*, 1996).

Gravity observations carried out in 1993 and 1994 and after the July 1995 earthquake gave differences between 0.011 and -0.031 mGal, this is equivalent to 3.5 cm to -10 cm in vertical displacement, only if the height correction is considered. The data were taken in 9 stations corresponding to the calibration line that joins Antofagasta and San Pedro de Atacama. These displacements are minor from those showed by the GPS measurements. It is important to point out that the station located in Antofagasta, built almost completely on rocks, showed a lift of approximately 1 cm. The values given by the gravity, probably, can be in the error range given by the method, anyway, all of them are very low, and they are spread spacially in an alleatory way.

\* SEGMI, segmi@netexpress.cl

\*\* INGEDOS, gdiaz@ingedos.cl

Of continuous registers of freatic levels of 6 monitoring wells of underground waters kept by the Consulting Office INGEDOS, at approximately 80 km , south-east of Antofagasta, in the Salar de Aguas Blancas Basin, important static level changes could be observed, with a decrease in magnitude between 20 and 200 cm, between 29.07.1995 and 26.08.1995. These registers coincide with the date on which the July 30, 1995 earthquake occurred. It is important to consider that these wells are used for monitoring the underground water, not for other purposes.

## Resumen

El terremoto ocurrido el 30 de Julio de 1995 en la región de Antofagasta, en el norte de Chile, tuvo una magnitud de  $M_w = 8.0$ . La ruptura principal correspondió a una falla inversa desarrollada desde 10 a 50 km de profundidad a lo largo de la interfase de subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana. Este sismo ocurrió justo al sur de un gran "silencio" sísmico en el cual hubo un terremoto de  $M = 9.0$  en el año 1877. Como resultado del terremoto del año 1995 se observó una destrucción pequeña a pesar de su gran magnitud en la ciudad de Antofagasta, producto de que gran parte está fundada sobre rocas de la Cordillera de la Costa. La aceleración del suelo en la ciudad de Antofagasta alcanzó 29% de la gravedad. Las ondas de Tsunami alcanzaron de 2 a 2.5 m de altura y fue observado a lo largo de la costa entre Mejillones y Taltal.

En este terremoto fueron observados importantes cambios físicos superficiales, aportados fundamentalmente por observaciones GPS, tomados en los años 1992 y 1995 después de ocurrido el evento sísmico. Estas observaciones muestran cambios positivos y negativos de cotas en diferentes sitios del área de Antofagasta. En ellos no se observa una tendencia regular de la deformación. Si se observa una tendencia NE-SW en los desplazamientos horizontales, (Ruegg *et al.*, 1996).

Observaciones de gravedad realizadas en los años 1993 y 1994 y posterior al terremoto de Julio de 1995 proporcionaron diferencias entre 0.011 a  $-0.031$  miligales, esto equivale a 3.5 cm a  $-10$  cm en desplazamiento vertical solamente si se considera la corrección por altura. Los datos fueron tomados en 9 estaciones correspondientes a la línea de calibración que une Antofagasta y San Pedro de Atacama. Estos desplazamientos son menores a los mostrados por las medidas GPS. Es importante señalar que la estación ubicada en la ciudad de Antofagasta se encuentra construida casi totalmente sobre roca, esta mostró un levantamiento de aproximadamente 1 cm. Los valores entregados por la gravedad probablemente pueden estar en el rango de error que entrega el método, de todas formas todos son muy bajos y también se encuentran distribuidos en el espacio en forma aleatoria.

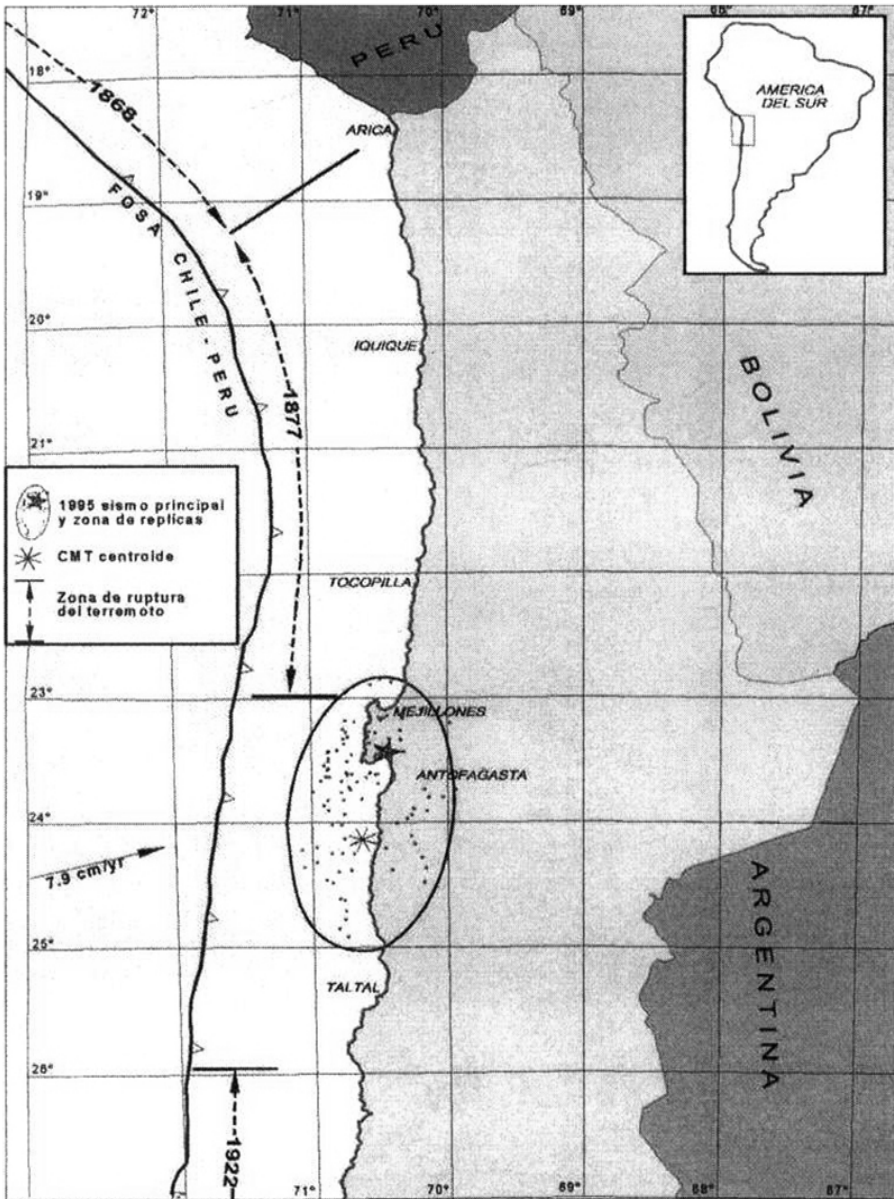
De registros continuos del nivel freático de 6 pozos de monitoreo de las aguas subterráneas que mantiene la Oficina Consultora INGEDOS a 80 km aproximadamente al sur-este de Antofagasta, en la Cuenca del Salar de Aguas Blancas, se pudieron observar cambios importantes del nivel estático, los cuales tuvieron un descenso de una magnitud entre 20 y 200 cm entre las fechas 29-07-1995 y 26-08-1995. Estos registros coinciden con la fecha en que se produjo el terremoto del 30 de Julio de 1995. Es importante considerar que estos pozos son usados para monitorear el agua subterránea y no tienen otro objetivo.

## Introducción

La investigación de variaciones temporales de parámetros físicos tales como: geodésicos (altura y coordenadas), gravedad, nivel del mar, del nivel estático, resistividad de los materiales, variaciones de velocidad  $V_p$  y  $V_p/V_s$ , concentración del gas radón, sismicidad anómala y otros, tiene un significado muy importante en el proceso de grandes terremotos y aún más si estos son detectados antes, durante y después de un evento. Existen una gran cantidad de trabajos relacionados con el tema, dentro de ellos citaremos algunos: Estudios de las variables geodésicas mediante líneas de nivelación y registros de mareas (Savage y Plafker 1991 y Brown *et al.*, 1977) ofrecen algunos mecanismos para modelar los cambios de elevación postsísmicos relacionados con el terremoto ocurrido en Alaska el año 1964 por otro lado mediante el sistema Global System Position (GPS) Abolghasem *et al.*, (2003) investiga las deformaciones postsísmicas, del terremoto de 1960 ( $M_w = 9.5$ ) ocurridas al sur de Chile correlacionando sus esfuerzos sobre la viscosidad del manto superior y corteza inferior. Mediante gravedad Araneda y Avendaño (1998) estudian la deformación asociada al proceso de relajamiento del terremoto del 3 de Marzo de 1985 ocurrido en la zona central de Chile, para este efecto se realizan medidas cada 5 años en una línea de nivelación entre San Antonio y Casablanca en el sector de la costa. Mediante la distribución de deformaciones observadas por nivelaciones y observaciones de gravedad del terreno de 1985, Araneda, Kausel y Avendaño 1989 determinan los parámetros del sismo.

Cambio de parámetros eléctricos y magnéticos han sido reportados desde China por Raleigh *et al.*, (1997) y Noritori (1978) relacionados con el terremoto de Hai-cheng. Rikitake (1979) analiza 391 casos de precursores de terremotos de varios tipos, algunos de los cuales se muestran en Tabla 1a

En este caso se dan a conocer ciertos cambios físicos producidos después del terremoto en Antofagasta II Región, Chile, Figura 1.



**Figura 1.** Segmentos de subducción y silencios sísmicos en el norte de Chile (De Mets et al., 1990).

## **Antecedentes geológicos y estructurales**

El área afectada por el sismo de 1995 se encuentra fundamentalmente en la Cordillera de la Costa y sus alrededores. La calidad geotécnica del suelo y su geometría en la respuesta de las intensidades sísmicas es sin lugar a dudas uno de los factores más influyentes en el peligro y destrucción de la edificación. De esta forma se dan algunos antecedentes de las formaciones geológicas que componen el área afectada por el terremoto de 1995.

### ***Geología***

Las formaciones geológicas principales que conforman esta región son de edad Mesozoica y Cenozoica.

El Mesozoico está compuesto por: Formaciones La Negra, la cual tiene como rocas huésped las andesitas escasamente amigdaloidales, producto de volcanismo fisural con intercalaciones de areniscas y brechas continentales. Formaciones Caleta Coloso, es una unidad continental de aproximadamente 2000 metros de espesor, conformada por brechas y conglomerados aluviales y areniscas rojas finas hacia el techo. Se encuentra en discordancia angular sobre la formación La Negra. Finalmente se encuentra la Diorita Jorgillo la cual corresponde principalmente a una diorita aunque en forma local varía en composición a granodiorita. Además se agrupan bajo este nombre una serie de cuerpos filonianos, controlados estructuralmente y contemporáneos con intrusivo próximo al arco Jurásico inferior-cretácico de la Cordillera la Costa, (Olivares y Pereira, 1997).

El Cenozoico está compuesto por: Gravas aterrazadas del Oligoceno-Mioceno, bajo este nombre se agrupan una serie de depósitos aluviales pertenecientes al denominado Llanos Costeros de Tarapacá, cuya depositación se habría realizado con anterioridad al alzamiento de la Cordillera de la Costa, Depósitos Marinos aterrazados (Plioceno superior-Pleistoceno inferior?) Depósitos aluviales subactuales (Pleistoceno inferior?), Arenas eólicas (Pleistoceno inferior? Holoceno) y Depósitos actuales debido a fenómenos de Remoción en Masa, (Olivares y Pereira, 1997).

### ***Estructuras***

Las principales estructuras que componen el área de Antofagasta y el macizo de la Cordillera de la Costa corresponden a ramificaciones de las fallas Salar del Carmen y Caleta Coloso por el sur, las que en su conjunto pertenecen a la Zona de Falla de Atacama. El dominio estructural de la falla Salar del Carmen controla en cierto grado la traza y alzamiento de la Diorita Jorgillo. De esta forma se reconocen fallas de orientación submeridianas NNW y NNE. Si bien durante su historia tectónica

han sido activadas y reactivadas sucesivamente, con movimientos sinestrales y normales, actualmente se discute un movimiento de tipo dextral como el último, en concordancia con la dirección NE del eje de avance de la placa de Nazca, (Olivares y Pereira, 1997).

### **Observaciones de terreno**

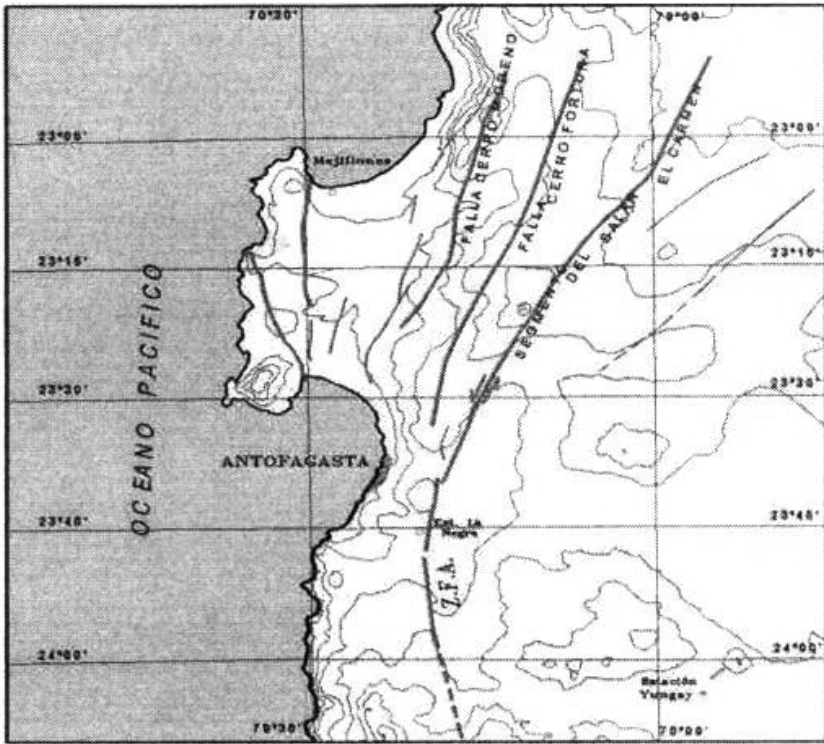
Uno de los aspectos importante que se debe considerar en un proceso sísmico es la evaluación de parámetros físicos observados cualitativamente, de esta forma la observación de fallas tectónicas, cambio en la morfología superficial, variaciones del nivel medio del mar pueden aportar valiosa información para evaluar alguna etapa de este proceso.

En el terremoto de Antofagasta fueron observadas fallas de Cerro Moreno y un segmento de la falla de Atacama, conocida como falla del Salar del Carmen y del sistema de fallas de la Península de Mejillones. Según el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (1995) las fallas anteriormente mencionadas habrían producido solamente deslizamientos por inestabilidad gravitacional en conos de deyección de pequeña escala. Además se detectó la presencia de aberturas de grietas de longitud de decenas de metros en la falla Cerro Moreno la cual se ubica al este de la Península de Mejillones, se postula que estas grietas son producto del asentamiento de sedimentos que se encuentran dentro del sistema de fallas que limitan relieves de rocas antiguas. Lo mismo fue observado en la falla Salar del Carmen. En ningún caso lo observado corresponde a reactivación de fallas en la zona debido al terremoto. Las fallas y lineamientos más importantes pueden verse en la Figura 2. El análisis de estas observaciones deben ser respaldadas por bases geológicas y geofísicas.

Por otra parte en la línea de costa fue observada una variación en la cota media de mareas, la cual está evidenciada por una cierta alga (*Lithothamnium*) que vive adosada a las rocas y que después del evento sísmico quedó muerta y expuesta debido a que el nivel medio del mar bajó en aproximadamente unos 10 centímetros. Esta línea marcada por las algas muertas se puede observar a lo largo de todo el litoral comprometido con el área de ruptura del terremoto.

### **Sismicidad histórica de la zona**

Dos grandes terremotos destructivos ocurridos en el sur del Perú 1868 y norte de Chile 1877 donde la relación de deformación con respecto a la magnitud del sismo está entre los más grandes del mundo (Milne 1880, Kausel y Lomnitz 1968, Dorbath *et al.*, 1990).



**Figura 2.** Fallas existentes en la Región de Antofagasta, Depto. de Geofísica 1995.

La zona de ruptura de cada terremoto fue de aproximadamente 400 km a lo largo de la zona de subducción, ambos generaron maremotos destructores especialmente en la ciudad de Arica. Actualmente, estos dos segmentos son reconocidos potencialmente como “silencios sísmicos” (Nishenko y McCann, 1981).

Sismicidad reciente registrada por una red global muestra una forma de espiral alrededor de la superficie de ruptura esperada (Delouis *et al.*, 1997). La Figura 3 muestra esta apreciación, la que se evidencia si solo se consideran los sismos de magnitud mayor de 6.0. El anillo de la densa actividad sísmica comienza al norte del silencio sísmico de 1887, continúa hacia el sur a lo largo del límite Chile-Bolivia, volviéndose hacia Mejillones, cerrándose finalmente a lo largo de la costa, (Delouis *et al.*, 1997).

Varios sismos de magnitud superiores a 6.0 han ocurrido en la región del sur del Perú y norte de Chile los cuales algunos autores los correlacionan con la evolución del silencio sísmico existente en la región (Delouis *et al.*, 1997, Ihmle y Ruegg 1997, Ruegg *et al.*, 1996, Kausel y Campos, 1992). Entre estos sismos podemos

mencionaré el de 1996 con  $M_s = 7.7$  ocurrido en la región de Nazca, exactamente al norte del silencio sísmico formado luego del terremoto de 1868. Los sismos del 2-XII-1958 y 28-XII-1966 con magnitudes Richter muy cercanas a 6.0 y 6.0 respectivamente. El sismo del 10-XII-1994 con magnitud 6.2 que tuvo casi el mismo epicentro del terremoto de 1995. Los dos sismos más grandes ocurridos en la región son el informado por (Kausel y Campos, 1992) el cual ocurrió el 9-XII-1950 y tuvo  $M_s = 8$  tensional, fue de profundidad intermedia y sugiere una ruptura total de la litosfera y el sismo ocurrido el 3-III-1987 con  $M_w = 7.3$  el cual fue ubicado en la parte sur del terremoto de 1995, a este evento se le atribuyen dos importantes réplicas la primera ocurrida el 19 - I - 1988 con profundidad de 33 km y  $M_b = 6.7$  y la del 5 - 2 - 1988 con profundidad 36 km y  $M_b = 6.7$ , (Delouis *et al.*, 1997).

### **El terremoto de Antofagasta 1995**

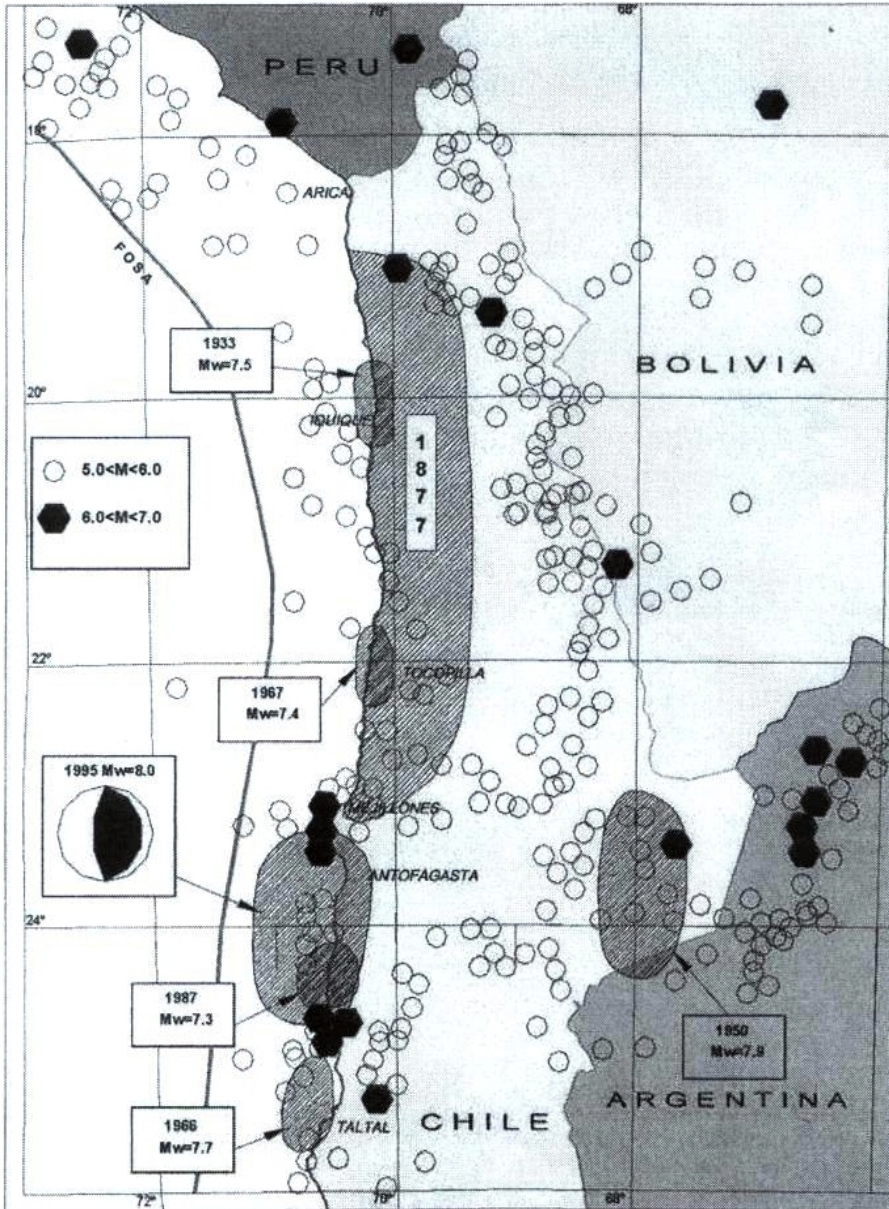
Este se produjo a la 01 hrs. 11 minutos y 23.7 segundos del 30 de Julio de 1995 y tuvo una magnitud de  $M_s = 7.3$ . Su epicentro fue calculado en la zona costera al sur de la península de Mejillones, aproximadamente a 20 km al noroeste de la ciudad de Antofagasta y a 36 km de profundidad. Este terremoto típico de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana tuvo características moderada a fuerte, el mecanismo focal, su profundidad y extensión del área de ruptura fue dado en el trabajo preparado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile en el año 1995 (Dpto. Geofísica 1995), Figura 1.

La zona principal afectada se extiende desde la península de Mejillones, latitud  $23.4^\circ$  S hasta el pueblo de Paposo con latitud  $25^\circ$  S aproximadamente. Esta extensión corresponde a un eje N-S del área comprometida con la ruptura sísmica, cuya longitud es de 180 km y ancho de 90 km en dirección E-W, lo cual involucra una superficie de aproximadamente 16 200 km<sup>2</sup>. El área afectada por el terremoto que se describe habría llenado un pequeño silencio sísmico entre las latitudes  $23^\circ$  S y  $25^\circ$  S, zona comprendida entre la ruptura del territorio de 1877, con  $M_w = 9$ , Iquique por el norte y la ruptura del terremoto de 1922 con  $M_w = 8.5$ , Atacama por el sur, (Kausel y Campos, 1992).

El modelo de ruptura sísmica permite concluir que la ruptura presenta una propagación de norte a sur, desde la zona sur de la ruptura de Mejillones hasta el área del pueblo de Paposo. Cabe señalar que la zona comprendida entre Arica y la parte sur de la península de Mejillones esta considerada como un silencio sísmico, Nishenko, S.P. (1985), y que está en una etapa madura para que ocurra un nuevo terremoto.

La ocurrencia en el tiempo fue calculada en aproximadamente 100 años (Comte y Pardo, 1991), pero este cálculo, ya fue sobrepasado en una cuarta parte del tiempo estimado, 25 años.





**Figura 3.** El terremoto de Antofagasta de 1995 y su correlación con el silencio sísmico de 1877 (Ruegg *et al.*, 1996).

El sismo generó un maremoto moderado que tuvo una manifestación clara a lo largo de todo el litoral, entre Mejillones y Taltal, el cual alcanzó una altura de ola de 2 metros aproximadamente en la zona La Rinconada, Antofagasta.

Los efectos del terremoto sobre la ciudad de Antofagasta fueron de poca magnitud, esta situación se evidencia porque la mayor parte de la ciudad se encuentra fundada sobre afloramientos de rocas. Las estructuras más dañadas corresponden al puerto de Antofagasta, las cuales se encuentran fundadas en gran parte sobre relleños artificiales compactados.

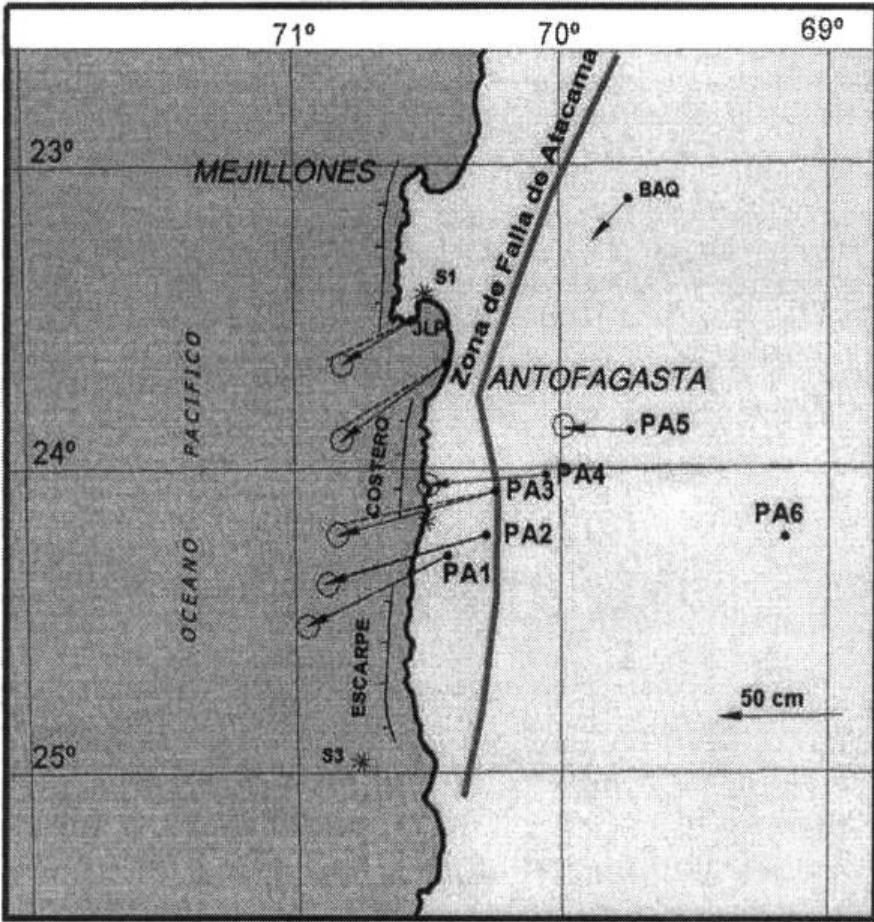
Los datos de aceleraciones fueron obtenidos a partir de un acelerograma digital, cuyo instrumento se encuentra sobre el basamento inalterado en la ciudad de Antofagasta, estas aceleraciones fueron las siguientes: aceleración horizontal en la componente E-W fue de 29% de  $g$  y en la componente N-S fue 21% de  $g$ . La componente vertical de la aceleración fue de 14% de  $g$ , (Dpto. de Geofísica 1995).

## **Parámetros físicos medidos en el área del terremoto de 1995**

### ***Medidas GPS***

Quince días después del terremoto de 1995 fueron remedidas algunas estaciones, en el área epicentral de la red GPS que mantiene un proyecto chileno-francés para estudios del ciclo sísmico y deformaciones precursoras en el norte de Chile. (Ruegg *et al.*, 1996). En este caso se analizaron 10 estaciones en el área del terremoto, usando el punto PA 6 como referencia, el cual fue medido en el año 1992, Figura 4.

La comparación con las coordenadas del año 1992 dan un desplazamiento relativo con un máximo error combinando (2) de 4 cm. Este error sin embargo no considera posibles errores sistemáticos inducidos por una troposfera heterogénea por lo cual la componente vertical es especialmente sensitiva. Los desplazamientos horizontales relativos alcanzan un máximo de alrededor de 70 cm y rumbo E/NE - O/SO. Aunque la precisión es menor en los desplazamientos verticales relativos a la estación PA 6, estos muestran principalmente subsidencias con un máximo de 34 cm en las estaciones PA 3 y PA 4, solamente el punto JLP ubicado al sur de la península de Mejillones mostró un levantamiento relativo de 15 cm. La Tabla 1a y la Figura 4 muestran los desplazamientos relativos, tanto verticales como horizontales, estos últimos alcanzan valores máximos tales como 69 cm para la estación PA 3, 66 cm, para la estación PA 1 y 64 para la estación PA 2. Según Ruegg *et al.* (1996), la incerteza en la componente vertical de los vectores del GPS en estos puntos probablemente sea más grande que las estimaciones estadísticas debido al contraste troposféricos que existen entre la costa húmeda y el desierto interior seco a más de 1000 metros de altura. Según este mismo autor para reformar la interpretación de



**Figura 4.** Desplazamientos relativos con respecto a PA6 observados después del terremoto de 1995 (Ruegg *et al.*, 1996).

los desplazamientos verticales es necesario procesar la información con la misma tecnología y las estaciones sean calibradas con respecto a la distancia dadas por orbitas precisas de la red IGS. De la misma forma para la calibración de medidas relativas y que de alguna forma presentan un grado de incerteza, deberán considerarse otros parámetros cuantificables.

En el puerto de Antofagasta el registro de mareas no mostró variaciones significativas cosísmicas, (Ruegg *et al.*, 1996). Tabla 1b

**Tabla 1a**  
**Número de Precursores**

<i>Disciplina</i>	<i>No. de casos</i>
Deformaciones del terreno	30
Sismicidad anómala	83
Vp / Vs	50
Esfuerzo e inclinación	89
Resistividad	32
Nivel estático	2
Radón	12

**Tabla 1b**  
**Número de Precursores**

<i>Estación</i>	<i>Desplazamiento</i>		
	<i>Este</i>	<i>Norte</i>	<i>Vertical</i>
PA1	-66	-20	-22
PA2	-64	-14	-26
PA3	-69	-15	-34
PA4	-52	-0.2	-34
PA5	-27	0.1	-24
PA6	0	0	0
ANT	-53	-26	-13
ANO	-53	-27	-14
JLP	-33	-10	-15
BAQ	-12	-14	-18

### ***Medidas de gravedad***

Las estaciones de gravedad corresponden a una línea de calibración establecida por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile en el año 1993 y 1994 y mantenida por la empresa Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería Ltda., SEGMI. La línea establecida esta compuesta por 11 estaciones como se observa en la Tabla 2 y Figura 5.

Los valores de gravedad fueron establecidos mediante dos gravímetros LaCoste y Romberg modelo G cuyos números de serie son G64 y G411. Las medidas iniciales de la línea de calibración corresponden a estaciones de gravedad de la Red Nacional de Gravedad, las cuales fueron establecidas en el año 1983, ellas son 12ANTO, 13ANTO, 14ANTO, 15ANTO, 15BAQU y 14 CALA, (Avendaño y

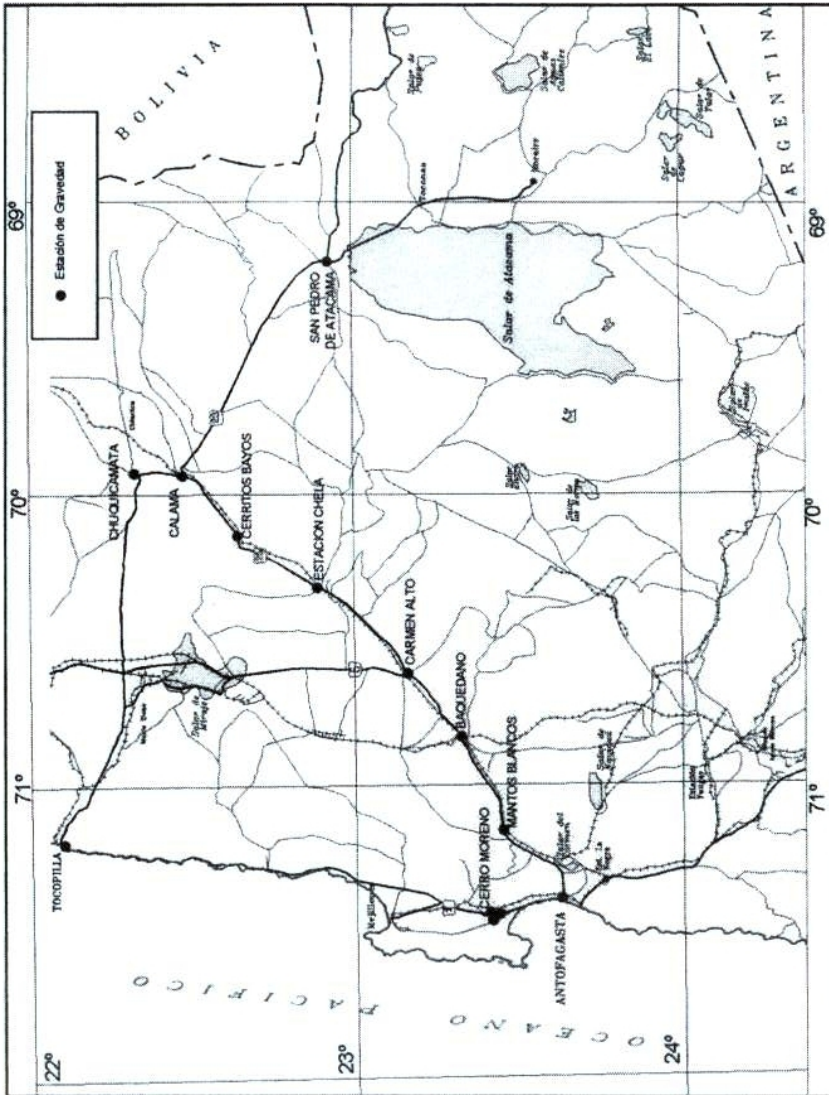


Figura 5. Ubicación de Estaciones de Gravedad de línea de Calibración, II Región.

Araneda, 1993), posteriormente en el año 1993-1994 fueron adicionadas las estaciones 94MBLA, 93CALT, 93CHEL, 93ESTA y 93SPED. Durante los años 1993-1994 se tomó la línea completa de estaciones de acuerdo a las normas internacionales de redes. El procedimiento utilizado para el ajuste de los datos fue similar al desarrollado por McConnell (1978), el cual se describe en el apéndice III de la publicación Especial N° 4 de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG).

**Tabla 2**

<i>Estación</i>	<i>Localidad</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Altura</i>	<i>Gravedad establecida</i>
12 ANTO	Aeropuerto Antofagasta	23° 26.62'S	70° 26.23'O	110.0	978.874.605
13 ANTO	Aeropuerto Antofagasta	23° 26.58'S	70° 26.27'O	109.0	978.874.863
14 ANTO	Aeropuerto Antofagasta	23° 26.53'S	70° 26.23'O	110.0	978.874.444
15 ANTO	Iglesia Antofagasta, roca	23° 40.07'S	70° 23.97'O	45.7	978.888.871
94 MBLA	Mantos Blancos	23° 26.23'S	70° 04.30'O		978.660.966
15 BAQU	Banqueting	23° 19.67'S	69° 11.18'O	1025.0	978.553.974
93 CALT	Carmen Alto	23° 10.85'S	69° 37.99'O		978.447.463
93 CHEL	Estación Chela	22° 58.86'S	69° 23.36'O	1972.0	978.351.744
93 ESTA	Cerritos Bayos	22° 42.54'S	69° 11.67'O		978.206.639
14 CALA	Aeropuerto Calama	22° 30.00'S	68° 55.00'O	2286.0	978.106.914
93 SPED	San Pedro de Atacama	22° 54.56'S	68° 11.80'O		978.006.035

Posteriormente al terremoto de Julio de 1995 en Antofagasta se procedió a re-medir 8 estaciones de la línea de calibración con el mismo instrumental y procedimiento de ajuste de los datos. Las 8 estaciones elegidas corresponden a las más representativas de acuerdo a los objetivos planteados, con estos valores ajustados se compararon con aquellos obtenidos en el período 93-94 en las mismas estaciones, Tabla 3.

En el ajuste de los datos se tomó como referencia la estación del aeropuerto de Calama ya que esta estación mantuvo los valores de campañas iniciales.

La Tabla 3 muestra las diferencias de gravedad obtenidas para 8 estaciones, entre el establecimiento de la línea de calibración (1993-1994) y aquellas medidas después del terremoto de Julio de 1995 las diferencias fluctúan entre 0.011 y  $-0.031$  miligales. Si consideramos el cambio de la gravedad solamente por el efecto de altura  $0.3086$  mGal/metro tendríamos una variación equivalente entre 35 a 100 mm en el desplazamiento vertical. Estos desplazamientos son menores a los mostrados por las medidas por las medidas GPS. Importa señalar que la única estación establecida sobre roca sana, es la 15ANTO ubicada en la iglesia Sta. Fátima, Antofagasta,

su desplazamiento vertical fue de 1 cm. Los valores calculados por la gravedad probablemente estén dentro del rango de los errores que tenga la gravedad precisa medida con gravímetros LaCoste Romberg modelo G. De todas formas muestran variaciones y tendencias muy bajas lo que indicaría variaciones muy pequeñas en los desplazamientos verticales en la zona donde se ubican las estaciones. Para tener certeza de las variaciones se sugiere medir estas estaciones con GPS o gravímetros modelo D.

**Tabla 3**

<i>Estación</i>	<i>Localidad</i>	<i>Gravedad establecida 1993 - 1994</i>	<i>Gravedad medida 1995</i>	<i>Diferencia</i>
13 ANTO	Aeropuerto Antofagasta	978.874.863	978.874.865	-0.002
15 ANTO	Iglesia Antofagasta, roca	978.888.871	978.888.868	0.003
94 MBLA	Mantos Blancos	978.660.966	978.660.977	-0.011
15 BAQU	Baquedano	978.553.974	978.553.994	-0.020
93 CALT	Carmen Alto	978.447.463	978.447.452	0.011
93 CHEL	Estación Chela	978.351.744	978.351.775	-0.031
93 ESTA	Cerritos Bayos	978.206.639	978.206.629	0.010
14 CALA	Aeropuerto Calama	978.106.914	978.106.914	0.000

### ***Medidas nivel estático***

Del análisis de registros continuos de los pozos que mantiene la oficina consultora INGEDOS, desde 27 – I – 1995 a la fecha, en sector de la cuenca de Aguas Blancas a 80 km al sur-este de la ciudad de Antofagasta, Figura 6, se observaron descensos importantes en el nivel del agua subterránea. Estas variaciones coinciden con la fecha en que se produjo el terremoto de Julio de 1995. Las características de los pozos donde fueron observadas estas variaciones están dadas en la Tabla 4.

**Tabla 4**

<i>Nombre Catastro</i>	<i>A-03, FR2</i>	<i>A-05, FR4</i>	<i>C-01, FRI</i>	<i>D-01, PCS</i>	<i>D-10, SAP-28</i>	<i>PD-20, PCORFO</i>
Cuenca	Aguas Blancas	Yungay	Aguas Blancas	Aguas Blancas	Aguas Blancas	Aguas Blancas
Latitud	24° 02.11'S	24°03.00'S	24°05.35'S	24°05.07'S	24°06.62'S	24°08.20'S
Longitud	69°46.47'O	69°48.86'O	69°59.30'O	69°48.89'O	69°53.36'O	69°50.72'O
Cota (m)	984.74	948.90	998.10	963.04	968.27	989.34
Descenso	12 cm	210 cm	25 cm	60 cm	50 cm	50 cm

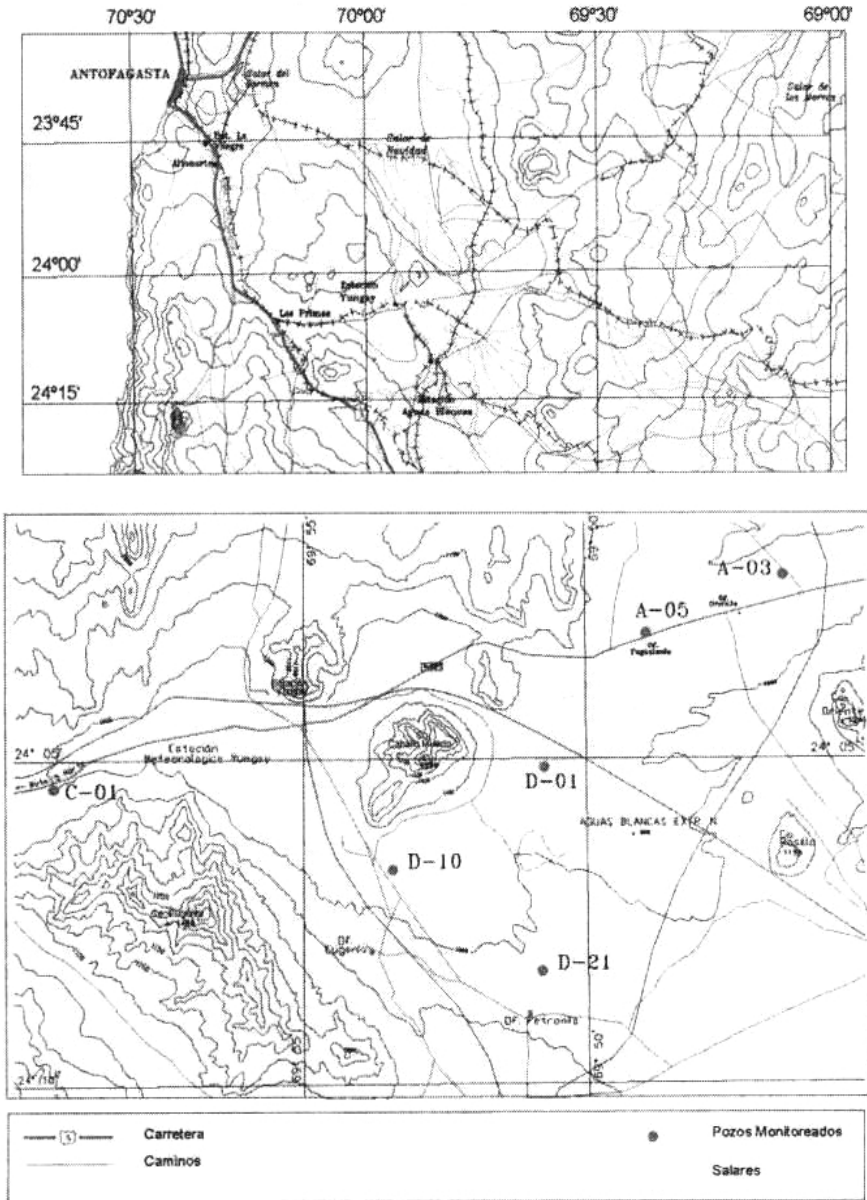
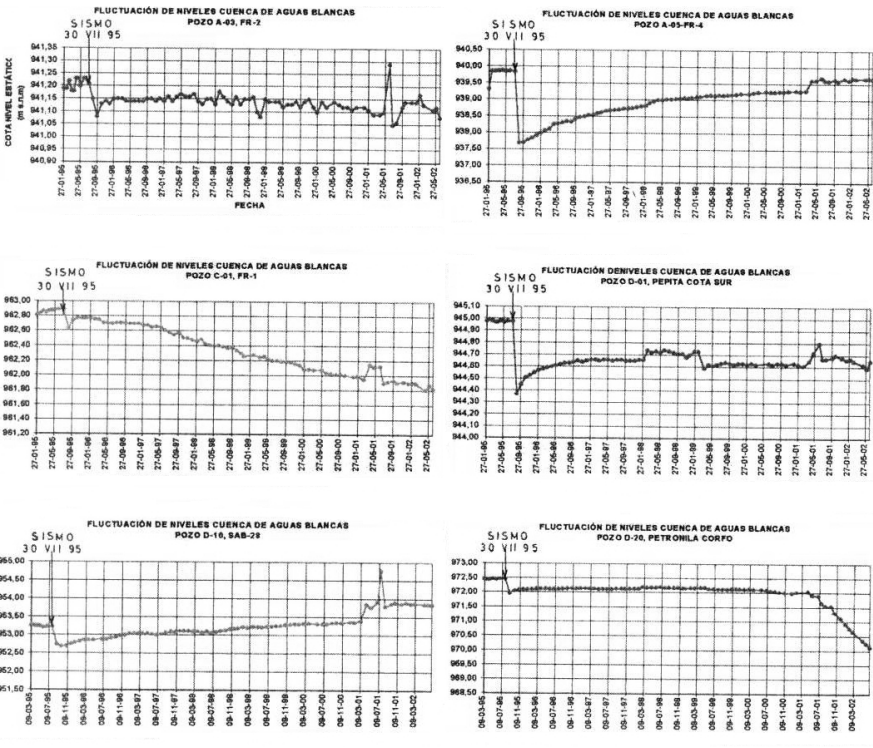


Figura 6. Plano de ubicación de pozos, con registro de nivel estático durante el terremoto de 1995, Antofagasta.





**Figura 7.** Registros del nivel estático entre 27-01-1995 al 27-05-2002 y del 09-03-2002, en la Cuenca de Aguas Blancas.

Los pozos analizados tienen por objeto la extracción de aguas subterráneas para abastecer a la empresa Refimet en el sector de la estación La Negra, por lo tanto la obtención y análisis de los registros del nivel estático se realizan aproximadamente cada mes.

Las variaciones del nivel estático se obtuvieron el 26-08-1995, correspondiente a un mes de registro aproximadamente. El terremoto del 30 de Julio de 1995 aparece en los registros como un descenso en el nivel estático con diversas magnitudes como se observa en la Tabla IV y Figura 7. Esta Figura muestra el registro continuo de los pozos A03,FR2, A-05,FR4, C-01,FR1 y D-01,PCS desde el 27-I-1995 al 27-05-2002 y los pozos D-10,SAP-28 y D-20,PCORFO desde el 09-03-1995 al 09-03-2002. Una característica importante es que todos los pozos tienden a recuperar su nivel normal al cabo de 16 meses, este nivel se observa como un pequeño salto hacia el nivel normal que poseía antes del terremoto. Discrepa de esta característica el pozo C-01,FR1 en que después del descenso producto del terremoto sigue bajando su nivel estático, el otro es el pozo D-20 PCORFO que no recupera su nivel

estático y 0 que después de 17 meses aproximadamente su nivel empieza a descender bruscamente.

## Conclusiones

Las variaciones de desplazamientos verticales y horizontales determinados mediante el sistema GPS, fluctúan entre 0 cm en la estación PA-6 a -20 cm en la estación PA-1 en la vertical y desplazamientos horizontales de -69 cm este, -20 cm norte como máximo. De gravedad que varían entre 0.011 mGal, estación Carmen Alto y 0.031 mGal, estación Chela, aproximadamente 35 y 100 mm en la vertical respectivamente, si consideramos solamente el cambio de gravedad por altura. Del nivel estático que descendió entre 0.15 cm pozo A-03, FR-2 y 2.00 m pozo A-05, FR-4, permiten demostrar que parámetros físicos pueden ser detectados posteriormente a un sismo de cierta magnitud. Datos como los mencionados pueden mejorar el modelaje de los sismos. Importante sería tener un monitoreo continuo a fin de poder utilizarlo como parámetro premonitor de un evento sísmico de gran magnitud.

## Agradecimientos

Queremos agradecer a las empresas SEGMI e INGEDOS por su buena disposición para proporcionar el tiempo y sus laboratorios de dibujos para mejorar este artículo.

## Referencias

- Abolghasem, A., Klotz, J., Khazaradze, G., Heinze, B., Bataille, K., Maturana, R., Perdomo, R., Viramonte, J., 2003. GPS – observed post-seismic deformation of 1960 Valdivia earthquake and its constraints on the viscosity of upper mantle and lower crust. International Workshop on Subduction Zone Processes in Southern Chile, Abstract Volumen, Proyecto SFB 267 de Alemania, p. 1.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Kausel, E., 1989. Determinación de parámetros del terremoto del 3 de Marzo de 1985 a partir de la distribución de deformaciones superficiales. 5tas Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. 1, Santiago, 303-310.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., 1991. Gravity variation in Chile Central. Recent geodetic and gravimetric Research in Latin America, *Symposium* 111, Viena, pp. 176-183.
- , 1993. Estado actual de la Red Gravimétrica en Chile. Taller Panamericano sobre redes geodésicas y geofísicas. Costa Rica, p. 7.
- Brown, L.R., Reilinger, S.R., Holdhal, R., Balars, E.I., 1989. Postseismic crustal uplift near Anchorage, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 82, 3369-3378.

- Comte, D. and Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquake in northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4, 23-44.
- Delouis, B. *et al.*, 1997. The Mw = 8.0 Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A Precursor to the end of the Large 1877 Gap. *Bull. Seis. Am.* 87, 427-445.
- Departamento de Geofísica, 1995. Descripción y evaluación del terremoto de Antofagasta del 30 de Julio de 1995, Informe para el Ministerio de Obras Públicas, Universidad de Chile, Diciembre 1995, p. 68.
- Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C., 1990. Quantitative assessment of great earthquakes in Peru. *Bull. Seis. Soc. Am.* 80, 551-576.
- Ihmle, P.F. and Ruegg, J.C., 1997. *Geophys. J. Int.* 131, 146-158.
- Ingeniería y Geología 2 (INGEDOS), 2001. Catastro de Captaciones, Cuencas Salar de Yungay y Aguas Blancas, Provincia y Comuna Antofagasta, II Región.
- , 2002. Red de Monitoreo de Niveles, Cuenca de Aguas Blancas, período enero 1995 a julio 2002, II Región.
- Kausel, E. and Campos, C., 1992. The Ms = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of Northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Phys. Earth. Planet. Interior* 72, 220-235.
- Kausel, E. And Lomnitz, C., 1968. Tectonics of Chile, Pan-American Symposium on the Upper-Mantle. México, p. 2.
- Milne, A., 1880. The Peruvian Earthquake of 9th May, 1877. *Trans. Seism. Soc. jpn* II, 50-97.
- McConnell, R.K., 1978. Report to Word Gravity Standards Working Group on the Adjustment of the Latin American Gravity Standardization Net 1977(LAGSN77). *Earth Physics Branch Ottawa, Canada*, p. 10.
- Nishenko, S.P. and McCann, W.R., 1981. Seismic potential for the world's major plate boundaries, in Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Serie 4 D.W. Simpson and P.G. Richard (Editors), *American Geophysical Union*, Washington, D.C. 20-28.
- Noritori, K., 1978. Geoelectric and geomagnetic observations and phenomena associated with earthquake in China. Proceedings on the Chinese Earthquake Prediction by the 1977. Delegation of the Seismological Society of Japan. Tokio, *Seismological Society of Japan*. 57-87.
- Olivares, F. y Pereira, M., 1997. Geología de los suelos de fundación de la ciudad de Antofagasta. 8vo Congreso Chileno, vol. 1, pp. 25-29.
- Raleigh, B., Bennet, G., Graig, H. Hanks, T., Molnar, P., Vur, A., Savage, J., Scholz, C., Turner, R., Wu, F., 1977. Prediction of the Haisheng earthquake. EOS, *Trans. Am. Geophys. Union*, 58, 236-272.
- Rikitaki, T., 1997. Classification of earthquake precursors. *Tectonophysics*, 54, 293-309.

- Ruegg, J.C. *et al.*, 1996. The  $M_w = 8.1$  Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995. First results from teleseismic and geodetic data. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 917-920.
- Savage, J., Plafker, G., 1991. Tide gage measurement of uplift along the south coast of Alaska. *J. Geophys. Res.* 96, 4325-4335.