

**ESTUDIO DEL TERREMOTO DE ANTOFAGASTA
DEL 30 DE JULIO DE 1995**

Res. Exenta D.G.O.P. N° 3733

**Preparado por el Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile**

Diciembre 1995

Responsable Redacción del Informe

Jaime Campos M.

Coordinador

Lautaro Ponce M.

Participantes Reconocimiento Estructuras Tectónicas

Sergio Barrientos P.

Jaime Campos M.

Alain Lavenue

José Naranjo

Participantes Reconocimiento de Daños

Sergio Barrientos P.

Jaime Campos M.

Alain Lavenue

Participantes Análisis de Réplicas

Jean Philippe Caminade

Bertrand Delouis

Tony Monfret

Mario Pardo P.

Luis Rivera

Juan Thomas

Análisis de Tsunami y Deformación Co-sísmica

Sergio Barrientos P.

Jaime Campos M.

Jean Claude Ruegg

Jean Claude Roissignol

Análisis de la Fuente del Terremoto

Jaime Campos M.

Conclusiones y Discusiones

Jaime Campos M.

Edgard Kausel V.

Contenidos:

1. Objetivos
2. Introducción
3. Reconocimiento de estructuras tectónicas
 - 3.1 Reconocimiento aéreo del sistema de fallas en la Península de Mejillones.
 - 3.2 Reconocimiento terrestre de fallas tectónicas
 - 3.2.1 Cerro Moreno
 - 3.2.2 Salar del Carmen – Falla de Atacama
4. Reconocimiento de daños en la ciudad de Antofagasta
 - 4.1 Recorrido Zona de Aluvión – Circunvalación
 - 4.2 Daños en el Puerto de Antofagasta
5. Réplicas
6. Observaciones de Tsumani
7. Análisis de Fuente del terremoto del 30 de julio, 1995
 - 7.1 Modelo del terremoto
 - 7.2 Aceleraciones
 - 7.3 Datos indirectos
 - 7.4 Datos directos: Aceleraciones en la ciudad de Antofagasta
8. Conclusiones y discusiones
9. Referencias

ESTUDIO DEL TERREMOTO DE ANTOFAGASTA DEL 30 DE JULIO DE 1995

**Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile**

1. Objetivos

El presente informe tiene como objetivo central proporcionar al Ministerio de Obras Públicas (MOP), una evaluación del terremoto ocurrido en la región de Antofagasta el 30 de julio de 1995, utilizando información cuantitativa muy diversa, aplicando metodologías modernas de análisis de los datos y teniendo en cuenta las concepciones científicas sobre el fenómeno causante de los terremotos.

En la estrategia de comprender las características esenciales de este terremoto, su tamaño, el proceso dinámico de la ruptura, su potencial destructor y en definitiva, su implicancia en la evaluación del riesgo sísmico de la región, se propone una metodología de análisis dividida en cinco etapas:

1. Una evaluación de los efectos secundarios de este terremoto sobre estructuras tectónicas (fallas) de la región.
2. Una evaluación de los daños ocasionados en la ciudad de Antofagasta, especialmente en los faldeos de la ciudad, lugar fuertemente afectado por el aluvión de 1991.
3. Una análisis del proceso de ruptura en la fuente sísmica a partir de datos de alta calidad (sismogramas).
4. Un análisis de la deformación co-sísmica permanente ocasionada por el sismo y una estimación de la amplitud del Tsunami (altura de ola y extensión del área afectada) que fue provocada por el sismo.
5. Análisis de las réplicas.

Con estos antecedentes se logra determinar la dimensión del área comprometida con la ruptura sísmica, sus características espectrales de la

energía radiada, el efecto directivo (Doopler) de las altas frecuencias y su focalización, las zonas y momentos de máxima liberación de la energía sobre el plano de ruptura y su ubicación relativa a la disposición geográfica de la ciudad de Antofagasta, además de la magnitud M_w (*Magnitud del momento*) que considera la radiación de onda sísmicas de baja frecuencia. Junto a esto, se determinaron los desplazamientos horizontales permanentes (co-sísmicos) ocurridos en la zona portuaria de Antofagasta y alrededores, se estimaron valores aproximativos de las aceleraciones horizontales máximas en la ciudad de Antofagasta a partir de métodos indirectos, ya que inicialmente hubo dificultades para recuperar los registros de aceleraciones locales para este terremoto. Afortunadamente se pudo contar con el registro de aceleraciones observada en roca en la ciudad de Antofagasta, lo que también se analiza.

Todo ello permite configurar un escenario claro de lo que ocurrió en la fuente sísmica, Las lecciones que podemos obtener a la luz de estos antecedentes, junto a las ya aprendidas por el terremoto de Valparaíso el 3 de marzo de 1985, enriquecerán nuestros conocimientos sobre las principales características de los terremotos chilenos.

2. Introducción:

La madrugada del domingo 31 de julio de 1995 a las 01 hrs. 11 minutos y 23,7 segundos horas local (05 horas 11 minutos 23,7 segundos, GMT) se produjo un fuerte terremoto con epicentro en el extremo sur de la Península de Mejillones, a ~ 20 kilómetros al Noroeste de la ciudad de Antofagasta. Esta ciudad cuenta con una población de 410.724 habitantes, de los cuales 399.515 personas corresponden a la población urbana (INE, 1992). Sólo en la ciudad de Antofagasta, la población alcanza a los 247.000 habitantes, siendo por su tamaño y extensión el área urbana con mayor riesgo de pérdidas de vidas humanas y de infraestructura de toda la segunda región frente a la ocurrencia de un fuerte terremoto. Más de la mitad de las viviendas de todas la región se encuentran concentradas en esta ciudad. A pocas horas de ocurrido el evento, el NEIC (National Earthquake Information Center) a partir de los primeros datos reportados, asignaba una magnitud Richter $M_s = 7.8$ Posteriormente y luego de analizar una mayor cantidad de información, el NEIC corrigió la magnitud y

la estableció en $M_s = 7.3$. Una versión moderna de magnitud de momento sísmico (M_w). El valor obtenido para este evento es $M_w = 8.1$, calculado a partir de una modelización de forma de onda de registro de banda ancha, trabajo que nos requirió una mayor elaboración por lo que no fue un dato inmediato. Esta diferencia apreciable entre el valor M_s y M_w es indicativo de un importante contenido de energía de bajas frecuencias (períodos > 100 seg) de este terremoto.

Es conveniente recordar que la clásica magnitud de Richter M_s no puede determinarse con precisión con instrumentos ubicados a cortas distancias, salvo con modernos equipos de alto rango dinámico y banda ancha que en estos momentos Chile no cuenta.

La modernización de señales sísmicas indica que la duración del proceso de ruptura sísmica fue al menos ~ 65 segundos. Esta consistió básicamente en tres zonas de fuerte liberación de momento sísmico, con una dirección de ruptura unilateral de Norte a Sur, comprometiendo una superficie de falla de ~ 180 kilómetros de largo (N-S) por ~ 90 kilómetros de ancho (E-W), abarcando desde la Península de Mejillones hasta Paposo, ésta última situada a ~ 50 kilómetros al norte de la ciudad de Taltal.

El mecanismo de foco que mejor explica los datos, corresponde a un típico evento de subducción cuya geometría se describe en detalle en el capítulo correspondiente a este informe.

El único registro de aceleraciones ubicado a corta distancia del epicentro (< 50 km), en la ciudad de Antofagasta y situado sobre la roca, indica aceleraciones máximas de $126 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$ ($\sim 28\%$ de g) en la componente horizontal E-W. Estas aceleraciones máximas ocurren aproximadamente a los 18 seg. y 9 seg. de iniciada la nucleación de la ruptura en los registros horizontales y verticales respectivamente.

3. Reconocimiento de Estructuras Tectónicas

La magnitud determinada de el NEIC (National Earthquake Information Service, U:S: Geological Survey, U.S.A.) a partir de los primeros análisis de las señales sísmicas para el terremoto del 30 de julio ($M_s = 7.8$), llevó al grupo de sismólogos del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile a

manejar seriamente la hipótesis de que este terremoto podría haber transmitido un esfuerzo distensivo (en extensión) importante hacia la litósfera continental (zona continental que corresponde a la placa sudamericana). En dicha zona existe un sistema de fallas tectónicas ampliamente reconocidas y susceptibles de re-activarse con este tipo de sismos (ver figura 1). Si se agrega a esta idea el hecho que los grande terremotos presentan una magnitud M_s generalmente subevaluada (M_s se determina con ondas de periodo ~ 20 seg.). posibilidad que el evento hubiese sido aún mayor hacía aumentar más esta posibilidad. Algunas de esta fallas, reportadas y descritas en la literatura especializada, serían capaces de reproducir terremotos a su vez de magnitud igual o superior a 8. Tampoco estaba excluida la posibilidad de una fuerte trasferencia de esfuerzos hacia las zonas vecinas al norte y al sur de la ruptura comprometida con el evento principal. Esto a su vez, traería como consecuencia la posibilidad de una activación de una terremoto de similares características que el 30 de julio comprometiendo las regiones al norte de Mejillones o al sur de Paposó.

Es pertinente en este punto explicar que la hipótesis de una trasferencia de esfuerzos, desde la zona *fracturada* hacia zonas vecinas, se basa en una fuerte evidencia observacional de terremotos ocurridos en diversos contextos tectónicos y recopilados por años por los sismólogos. Estas evidencias por lo general consisten en migración espacial y temporal de la actividad de réplicas y gran parte de atención científica se concentra en estos momentos en poner en evidencia “patrones anómalos” de estos observables. Esto tiene una explicación conceptualmente simple: al campo de esfuerzos, al cual están sometidos los materiales al interior de la tierra, se les adiciona otro proveniente de la convergencia entre las placas tectónicas. Este último se acumula a medida que transcurre el tiempo, a una escala del orden de las decenas a una centena de años, por zonas bien definidas por el contacto entre la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca y se la reconoce genéricamente como zona de contacto de la Subducción. Allí la carga tectónica se acumula, para luego descargarse súbitamente (terremoto) en algún segmento, seguido de los cual se produce un reacomodo del nuevo campo de esfuerzos resultante después del sismo en toda la región vecina a la zona comprometida con la ruptura sísmica. En la etapa el sistema entra en su régimen transitorio de respuesta.

La acomodación de este nuevo campo de esfuerzos se manifiesta por medio de un campo de deformación que se propaga desde la zona *fracturada* hacia las regiones vecinas. El tiempo que toma este reajuste de los esfuerzos va de algunas horas, semanas, meses, para luego entrar a nuevamente en el régimen estacionario de carga del sistema en la zona que relajó los esfuerzos con el terremoto. Esto es conocido en la literatura especializada como “*Ciclo Sísmico*”. La secuencia de réplicas posterior al sismo principal es parte de este reajuste de los esfuerzos en el volumen en torno a la zona de ruptura.

Siguiendo esta línea de razonamiento se procedió a monitorear, con una atención particular, la secuencia de eventos sísmicos que siguieron al terremoto del 30 de julio. La detección de algún tipo de comportamiento anómalo en la distribución espacial y temporal de estas réplicas reflejarían este desplazamiento espacial de los esfuerzos hacia zonas vecinas, permitiendo de esta manera detectar las posibles zonas con alto riesgo de ocurrencia de un evento mayor desatado por el terremoto principal. Junto con el análisis de las réplicas que diariamente se realizó, se mantuvo un canal de información expedito de los resultados de estos análisis a las respectivas autoridades de la región, principalmente al OREMI Sr. Mario Carvajal y al representante del Ministerio de Obras Públicas, Seremi Sr. Orlando Bianchi, quienes nos brindaron todas las facilidades para hacer posible este estudio.

La importancia de detectar posibles re-activaciones de las fallas tectónicas en la región epicentral, su descripción y evaluación, forman parte esencial de comprensión global de los fenómenos secundarios que este terremoto podría producir. A modo de ejemplo, la falla de Atacama que se extiende a lo largo de 1.100 km. y a una distancia promedio de 35 a 40 km. de la costa, durante una re-activación sería, en principio, capaz de producir un terremoto de magnitud superior a 8, ocasionando probablemente mayor daño y pérdida de vidas humanas que el terremoto del 30 de julio (Armijo y Thiele, 1990).

A continuación se presentan las principales observaciones realizadas en un reconocimiento aéreo en la zona de Mejillones y a pie en Mejillones y a lo largo de la Falla de Atacama.

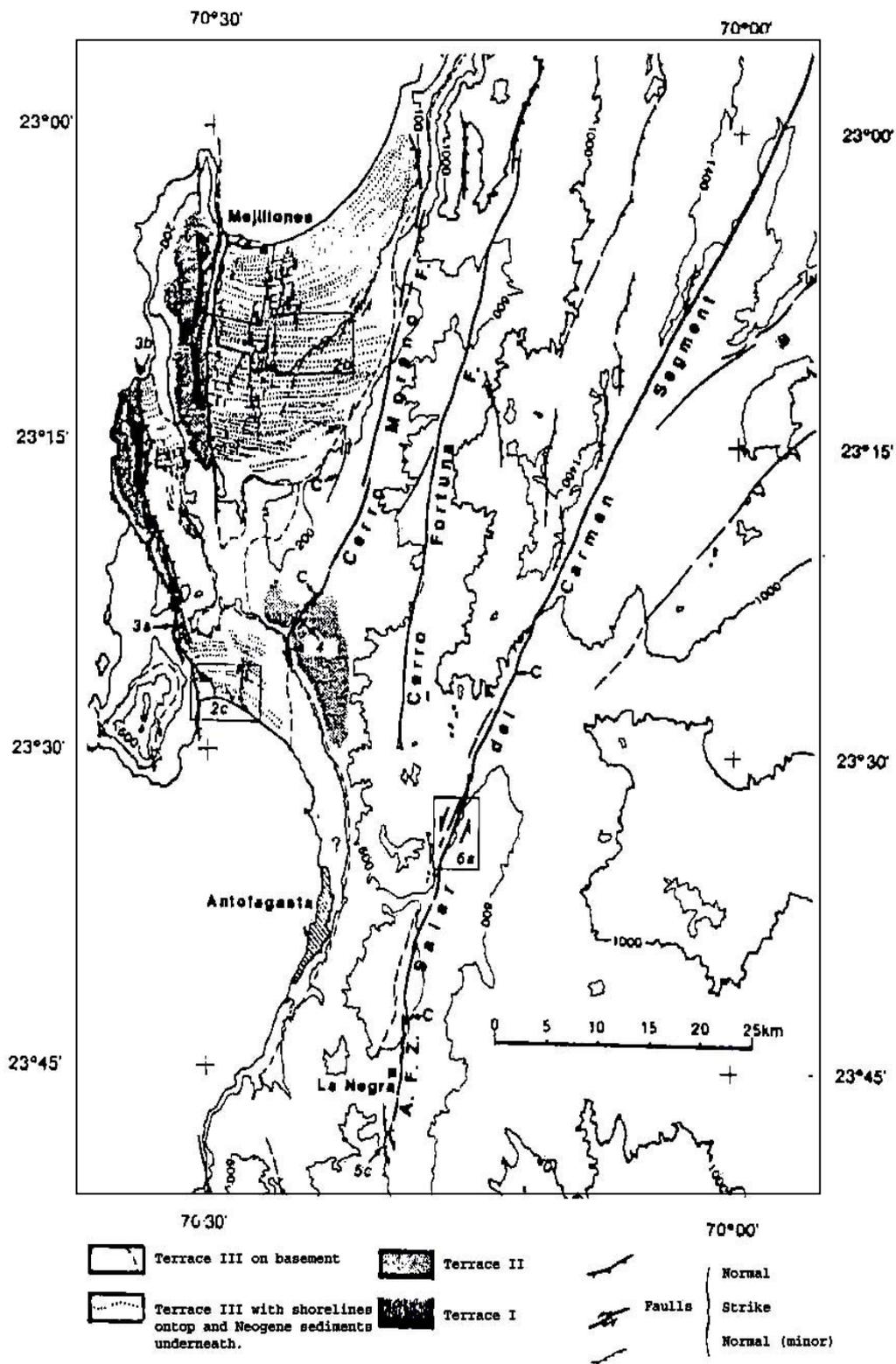


Figura 1: Mapa tectónico de las fallas existentes en la región de Antofagasta (Armijo et al., 1990)

3.1. Reconocimiento aéreo del sistema de fallas en la Península de Mejillones.

Se efectuó un vuelo en helicóptero del Ejército de Chile, gestionado por el Seremi del MOP Sr. Orlando Bianchi, sobre la Península de Mejillones con el objeto de detectar posibles manifestaciones de “ruptura fresca” en superficie a lo largo del sistema de fallas tectónicas de tipo normal (con movimiento principalmente vertical). Estas fallas presentan una orientación básicamente N-S. Paralelas al escape costero. Ningún indicio de re-activación fue encontrado durante la inspección aérea. Las figuras 2,3,4 y 5, presentan algunas manifestaciones de conos de deyección sobre trazas superficiales de falla observadas con especial atención. La figura 1 muestra una descripción de Armijo y Thiele (1990) que permite contextualizar tectónicamente la región en cuestión. En esta figura se puede apreciar el complejo sistema de fallas tectónicas presentes en la Península de Mejillones, como también todas aquellas de la región próxima a la ciudad de Antofagasta.

En nuestro reconocimiento aéreo, especial atención fue prestada al extremo norte de la Península. Lugar en el cual Armijo y Thiele (1990) habían encontrado evidencias morfológicas de reciente activación sobre esta parte del sistema de fallas. Esta zona se encuentra a pocos kilómetros de la ciudad de Mejillones.

En ninguno de los sitios visitados se encontró evidencias aéreas de re-activación de estas fallas.

Nuestras observaciones entonces nos llevan a la conclusión que todo el sistema de grandes fallas que se desarrolla en la región Este de la Península de Mejillones, paralelo al escarpe costero, corresponde a un sistema de fallas de tipo normal producido por un campo de esfuerzos en extensión que no fue re-activado durante el terremoto, al menos a escala aérea. El mecanismo por medio del cual todo este sistema funciona puede estar relacionado con el fenómeno post-sísmico de reacomodo del campo de deformación.

3.2 Reconocimiento terrestre de fallas tectónicas

A continuación se describen las observaciones encontradas durante las visitas terrestres a las fallas tectónicas que presentaron mayor interés desde el punto de vista del riesgo sísmico. Estas corresponden a segmentos de las fallas de Cerro Moreno y a un segmento de la fallas de Atacama, conocida como la falla del Salar del Carmen. Por su cercanía a las principales zonas pobladas (Antofagasta y Mejillones) se les puso especial atención.

También fueron inspeccionados otros a sitios del sistema de fallas de la Península de Mejillones, no encontrándose evidencias comparables a las encontradas en Cerro Moreno y el Salar del Carmen como se discutirá más adelante. Sólo se detectaron manifestaciones de deslizamientos por inestabilidad gravitacional en conos de deyección de pequeña escala. Un ejemplo de ello se muestra en la figura 6 (omitida) el cual corresponde al deslizamiento gravitacional de unos 20 cm observado en La Rinconada, La figura 7 presenta un esquema que explica el mecanismo mediante el cual este tipo de inestabilidad de los conos de deyección se manifiesta, La escala de fenómeno está limitada a unos 5 o 6 metros.

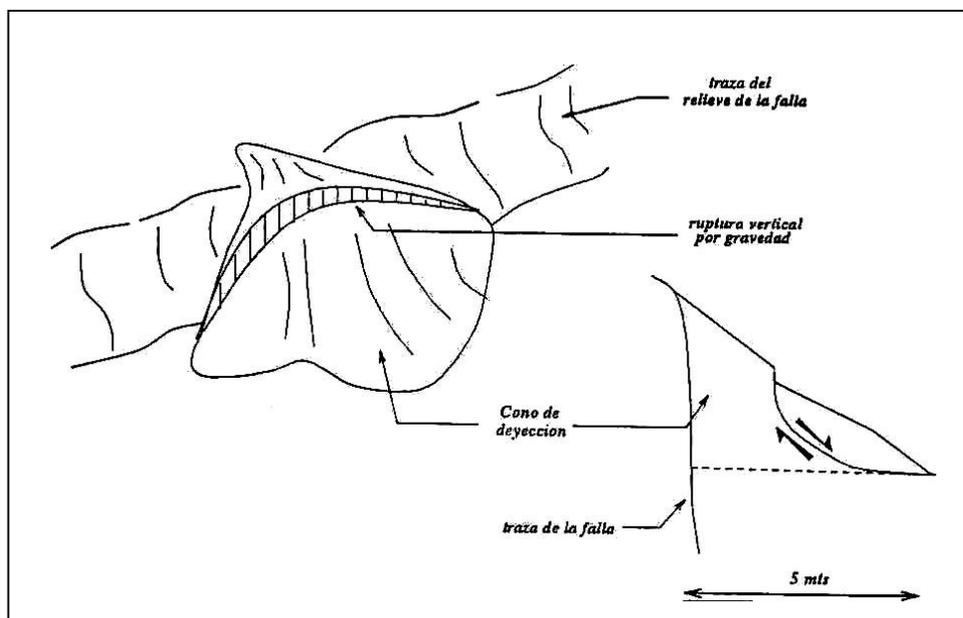


Figura 7: Esquema explicativo del mecanismo de deslizamiento por inestabilidad gravitacional en un cono de deyección.

3.2.1. Cerro Moreno

La falla de Cerro Moreno presenta una longitud de ~ 45 km. En una dirección prácticamente N-S. Se ubica en la parte Este de la Península de Mejillones y al Oeste de la carretera que une las ciudades de Antofagasta y Mejillones. Armijo y Thiele (1990) reportan observaciones que permiten determinar que esta falla, a diferencia de las que se ubican en la parte Oeste de la Península, presenta un importante movimiento tipo rumbo, similar a la falla de San Andrés, California en U.S.A. pero con movimiento en sentido opuesto a esta última.

Se detectó presencia de abertura de grietas de longitud de decenas de metros básicamente en dos estilos (figura 8. Omitida):

- Paralelas al sistema de falla NNW-Sse o N-S
- De dirección NNE-SSW.

Se observó además la presencia de grietas muy largas: centenares de metros con una abertura que iba de algunos milímetros a centímetros. La dirección de estas grietas fueron medidas, encontrándose principalmente dos sistemas.

- Un sistema de $N32^{\circ} E$ y $N132^{\circ} E$.
- Otro sistema $N47^{\circ} E$ con grietas oblicuas menos desarrolladas de $N75^{\circ} E$.

La figura 9 presenta un esquema de ambos sistemas de grietas observados en esta localidad.

La geometría de estas grietas no permite determinar si hubo movimiento lateral (dextral o sinistral) a lo largo de las grietas de dirección N-S a NNE-SSW.

Aunque la observación que hicimos en esta zona fue limitada, permite apoyar a la hipótesis que éstas grietas se abrieron por asentamiento de los sedimentos que se encuentran dentro del sistema de fallas que limitan los relieves de rocas antiguas (aquí jurásicas) de la formación La Negra, como los

3.2.2. Salar del Carmen. Falla de Atacama

La falla de Atacama corresponde a una mega-falla que se manifiesta en superficie desde los 20.5° S a 27° S de latitud, siguiendo más o menos una dirección N-S a unos 30 a 50 km. de distancia de la línea costera. El Salar del Carmen corresponde a un segmento de la falla de Atacama, el cual se ubica a unos 15 a 20 km. al N-E de la ciudad de Antofagasta.

En la falla del salar del Carmen, se visitaron zonas vecinas al punto 24°50' S, 70°25' W, donde no se detectaron evidencias de re-activación sobre el escarpe de la falla. Se observó, sin embargo, presencia de grietas como las encontradas en la falla de Cerro Moreno (Figura 11 y 12. Omitidas).

Estas grietas, por su extensión al igual que las anteriores, pueden ser a manifestación de actividad sísmica en profundidad. La posibilidad de un fenómeno de asentamiento (shaking) por inestabilidad gravitacional puede también ser una explicación, pero la continuidad y alineamiento de las grietas por varias decenas de metros hacen también probable la hipótesis de una fuente sísmica como origen de las mismas. Sin lugar a dudas que una investigación en esta dirección debe ser emprendida si se quiere atacar problemas como el riesgo sísmico asociado a estas estructuras en toda la región de Antofagasta. El problema del riesgo sísmico, en esta zona del país, no se puede dejar fuera los aspectos sismo-tectónicos después de haber detectado este tipo de manifestaciones asociadas al escarpe de estas fallas.

4. Reconocimiento de daños en la ciudad de Antofagasta.

Un estudio más detallado sobre daños estructurales en la ciudad de Antofagasta está siendo preparado por el Departamento de Ingeniería Estructural de la Universidad Católica de Chile. En este informe presentamos sólo la descripción de los daños más relevantes observados en la ciudad de Antofagasta.

Se notaron unas casas en parte derrumbadas o movidas, y destrucciones limitadas. Se notó la presencia de grietas de aberturas esencialmente en zonas muy particulares como los bordes de calle, donde el relleno es más suelto. Sin embargo, la mayor parte de los daños en habitaciones se concentró en la

población Osvaldo Meza. Esta es una población desfavorecida, con habitaciones construidas con pocos medios por los pobladores mismos y sin apego a normas estructurales de refuerzos. Las figuras 13 y, 14, 15 y 16 (omitidas), presentan algunos ejemplos de los daños del sismo.

Cabe señalar aquí que las habitaciones ubicadas directamente sobre roca, no sufrieron daños de mayor importancia. Un ejemplo de ello se muestra en la figura 17 (omitida) donde un muro de piedras apiladas y dispuesto sobre roca, quedó intacto y en pié después del sismo.

A continuación se destacan las observaciones de daño que fueron realizadas especialmente en el sector Este de la ciudad, a lo largo de la Av. Circunvalación 19 de junio, zona fuertemente afectada por el avión de 1991 y que se encuentra en los faldeos de la ciudad. Otro punto de interés también fue el puerto de Antofagasta. En este último sitio, se realizaron mediciones GPS de alta precisión en dos puntos de malecón, determinándose un desplazamiento horizontal de al menos 60 centímetros hacia el Oeste. Los datos recopilados de deformación permanente producto del terreno, se presentan más adelante.

4.1 Recorrido zona del aluvión – Circunvalación

- Extremo Norte de Avenida A.L.King
 - Postes inclinados
 - Presencia de fisuras en terraplenes
 - Evidencias de movimiento diferencial entre la calzada, la calle y postes

- Calle Baquedano / Q. Baquedano c / Av. Circunvalación
 - Fisuras a lo largo de la acera
 - Postes inclinados de 2° a 3°

- Q. Baquedano c / Pje. J. M. Caro
 - Daños en los muros de encuadre de aluviones

- P. Cervantes c / Circunvalación 19 de junio
 - Presencia de fisuras en la calzada

N. Plaza c / A. Moor

- Edificio curvo con balcones caídos

A. Circunvalación, entre Radio estación de la Amada y U. Católica del Norte

- Presencia de fisuras en rellenos de terraplén
- Caída de poste

Calle Barazate c / Faldeo del cerro

- Destrucción de escaleras de edificio Barazate

Av. 18 de septiembre c / Sucre

- Colapso del gimnasio
- Presencia de gritas en la calle

Estas observaciones se pueden resumir en:

- Zonas movidas por sacudimiento (shaking).
- Pequeños deslizamientos
- Postes de luz aveces inclinados, siempre hacia el Oeste (hacia la pendiente).
- Al pie de ciertos postes hubo ya sea asentamiento de la tierra, o alzamiento del poste (10 a 20 cm).

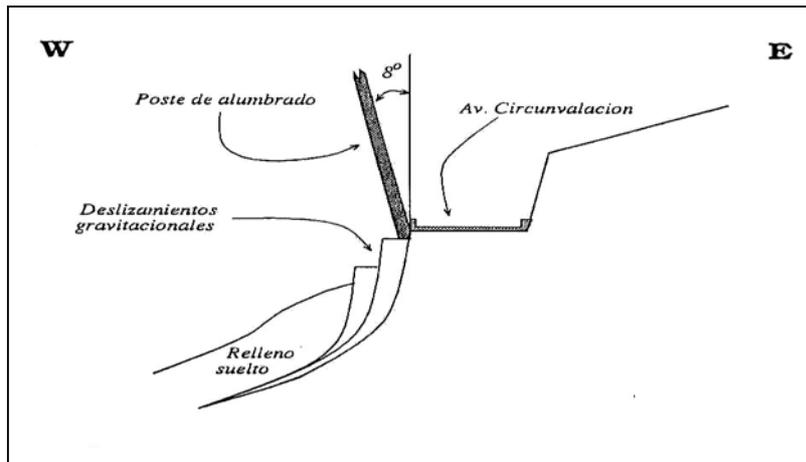


Figura 19: Esquema de deslizamientos en terraplenes en Av. Circunvalación. (escanear o hacer dibujo).

4.2 Daños en el Puerto de Antofagasta

Sin lugar a dudas el Puerto de Antofagasta correspondió a una de las zonas más afectadas por el terremoto. Los daños en infraestructura son considerables con implicancias económicas indirectas importantes.

Primeras estimaciones del desplazamiento co-sísmico determinado a partir de medidas GPS de alta precisión en dos puntos del puerto, permiten establecer un desplazamiento regional permanente de al menos 60 cm. en la dirección Oeste-Sur, desplazamientos verticales prácticamente nulos como se verá más adelante.

La disposición geométrica del puerto, la técnica de terreno utilizada y el natural envejecimiento del mismo, afectaron seriamente la estabilidad y capacidad de respuesta frente a las aceleraciones máximas que se presentan más adelante fueron registradas en terreno duro: El tipo de “falla” (mecanismo) al origen del sismo del 30 de julio, y por lo tanto su diagrama de radiación de la energía a fuertes aceleraciones horizontales, las que tuvieron un componente de aceleración mayor en la aceleración.

Observaciones directas de las estructuras dañadas en el puerto corresponden a una dirección E-W. Las figuras 20 y 21 (omitidas) presentan algunas evidencias del daño ocasionado en el puerto. Es claro que estos antecedentes, sumados a un estudio de efectos de sitio en el Puerto, deben ser tenidos en consideración en el diseño o reparación del puerto de Antofagasta.

Un análisis de los datos digitales del único acelerograma registrado en la ciudad de Antofagasta realizado con posterioridad a la entrega de la versión preliminar de este informe, revelan que las aceleraciones máximas horizontales alcanzaron un valor de 29% de g en la componente E-W, confirmando lo anteriormente expuesto en este trabajo.

5. Réplicas

La red sismológica permanente existente en la región de Antofagasta, instalada hace cinco años gracias a un proyecto de colaboración entre la Universidad Católica de Chile y el Institut de Physique du Globe de Strasbourg, cuyo propósito era estudiar una zona que los sismólogos reconocían con una alta probabilidad de ocurrencia de un sismo mayor (Kausel y campos, 1992), facilitó enormemente el trabajo de seguimiento y caracterización del área comprometida con el terremoto. Se pudo llevar a efecto un análisis detallado de la secuencia de réplicas en la zona epicentral durante y después del terremoto principal. La información que día a día se recopilaba en terreno, era analizada conjuntamente por los sismólogos que seguían la evolución del fenómeno sísmico desde el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile en Santiago y los sismólogos encargados de la intervención en Antofagasta. Este trabajo sincronizado, fundamentalmente en este tipo de situaciones, contó con la valiosa colaboración prestada por SEREMI del MOP y OREMI de Antofagasta, quienes a la vez fueron recibiendo oportunamente el respectivo informe diario. El esfuerzo visionario de instalación de esta red de cobertura restringida en torno a la ciudad de Antofagasta, permitió el monitoreo del fenómeno sísmico, su evolución en el tiempo y espacio.

El grupo de intervención de sismólogos del Departamento de Geofísica de la U. De Chile se desplazó a la zona afectada ~ 16 horas después que éste se produjo. Esto permitió la instalación rápida de instrumentos sismológicos digitales de alta calidad, aumentando así la cantidad de sensores a los ya existentes en la región, mejorando con ello la cobertura de la red en la estrategia de seguimiento de las réplicas asociadas al sismo.

Este tipo de acción es crucial en sismología puesto que permite capturar una cantidad apreciable de información de alta calidad que se manifiesta

preferentemente a través de réplicas que se producen inmediatamente después del sismo y en la región próxima de la zona comprometida por la ruptura. Las réplicas contribuyen a determinar el área de falla comprometida por el terremoto principal. Estos datos reflejan procesos dinámicos que se ponen en juego en las zonas vecinas de la ruptura causadas por la enorme liberación de las tensiones producidas por el sismo. Estas tensiones son acumuladas al interior de la tierra como deformación elástica durante decenas de años (~ 150 años) y es liberada en pocos segundos (~ 60 segundos) durante el terremoto. El seguimiento temporal y espacial de la actividad de réplicas pone en evidencia mecanismos de relajación de los esfuerzos transferidos desde la zona fracturada hacia su volumen inmediato los cuales siguen un comportamiento que reflejan, entre otras, la extensión de la ruptura y un comportamiento en el tiempo bien conocido por los sismólogos. Son este tipo de acciones las que permiten estudiar situaciones anómalas susceptibles de ser interpretadas como posibles señales premonitorias de la ocurrencia de un evento mayor “desgatillado” por el sismo inicial, tal fue el caso, por ejemplo, del terremoto de Valdivia de magnitud $M_w = 9.6$ el cual presentó un evento precursor ~ 33 horas antes de magnitud $M_w = 8.1$, este último del mismo tamaño que el terremoto del 30 de julio de Antofagasta. (Cifuentes, 1989).

Los primeros datos obtenidos durante la intervención en el terremoto, permitió determinar con excelente precisión el hipocentro del evento principal. Los parámetros hipocentrales obtenidos se presentan en la siguiente tabla:

T.O	05:11:23 GMT
T.O	01:11:23.7 Hora local
Latitud	23.36° S
Longitud	70.47° W
H	36.0 km

A la luz de nuestros resultados, la localización revisada dada por el *NEIC* (national Earthquake Information Centre), estimada a partir de datos de la red mundial, sitúa el epicentro a ~ 20 km. al N-E. Hay que recordar que la primera localización reportada por el *NEIC* situaba el epicentro a ~ 45 km. Al N-E de la localización verdadera (figura 22. Omitida).

Ésta rápida determinación hipocentral permitió resolver definitivamente en pocas horas la duda sobre la ubicación de la nucleación del evento e informar a las autoridades pertinentes de un resultado de alta calidad en momentos que recibían una enorme cantidad de información confusa y/o de menor calidad. El escenario quedó de esta manera claramente definido a pocas horas de ocurrido el terremoto:

- Su profundidad focal y su ubicación epicentral situaba la zona de iniciación de la ruptura bajo la Península de Mejillones, en la zona de contacto entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana.
- Las lecturas de las polaridades de las ondas P, obtenidas a partir de los sismogramas que registraron el evento, indicaban un diagrama de radiación en buen acuerdo con la hipótesis de un sismo típico de subducción.
- El origen del sismo no estaba relacionado con el sistema de fallas tectónicas corticales existentes en la región.

La incorporación de estaciones sismológicas adicionales no sólo permitió mejorar cuantitativa y cualitativamente la cobertura y por ende la resolución que a red sísmica lograba el área comprometida con el sismo principal, sino que también permitió extender el campo observacional hacia zonas vecinas susceptibles también de producir un terremoto mayor. La red ampliada quedó operativa y en funcionamiento permanente por más de un mes después del sismo, después de lo cual fue retirada dejando en la región el sistema telemétrico de vigilancia que existía con anterioridad.

Los resultados encontrados se resumen a continuación: La figura 23 muestra la localización epicentral de un conjunto de réplicas ocurridas entre el 1° y el 15 de agosto de 1995 en la zona afectada por el terremoto. Todos los datos utilizados en la determinación epicentral corresponden a los obtenidos con la red telemétrica permanente y de la red provisoria estaciones digitales. Se puede apreciar en la figura que la distribución espacial de las réplicas delimita una región cuya extensión va desde los 23° S a los 24.7° S en latitud, con un ancho en la dirección E-W de aproximadamente 90 km. Ésta área refleja la superficie de ruptura estimada para un sismo de magnitud $M_w = 8.1$, lo cual es confirmado a partir del modelo de ruptura sísmica encontrado para este

terremoto con datos telesísmicos de banda ancha, lo que explica en el capítulo *Modelo del Terremoto* presentando más adelante.

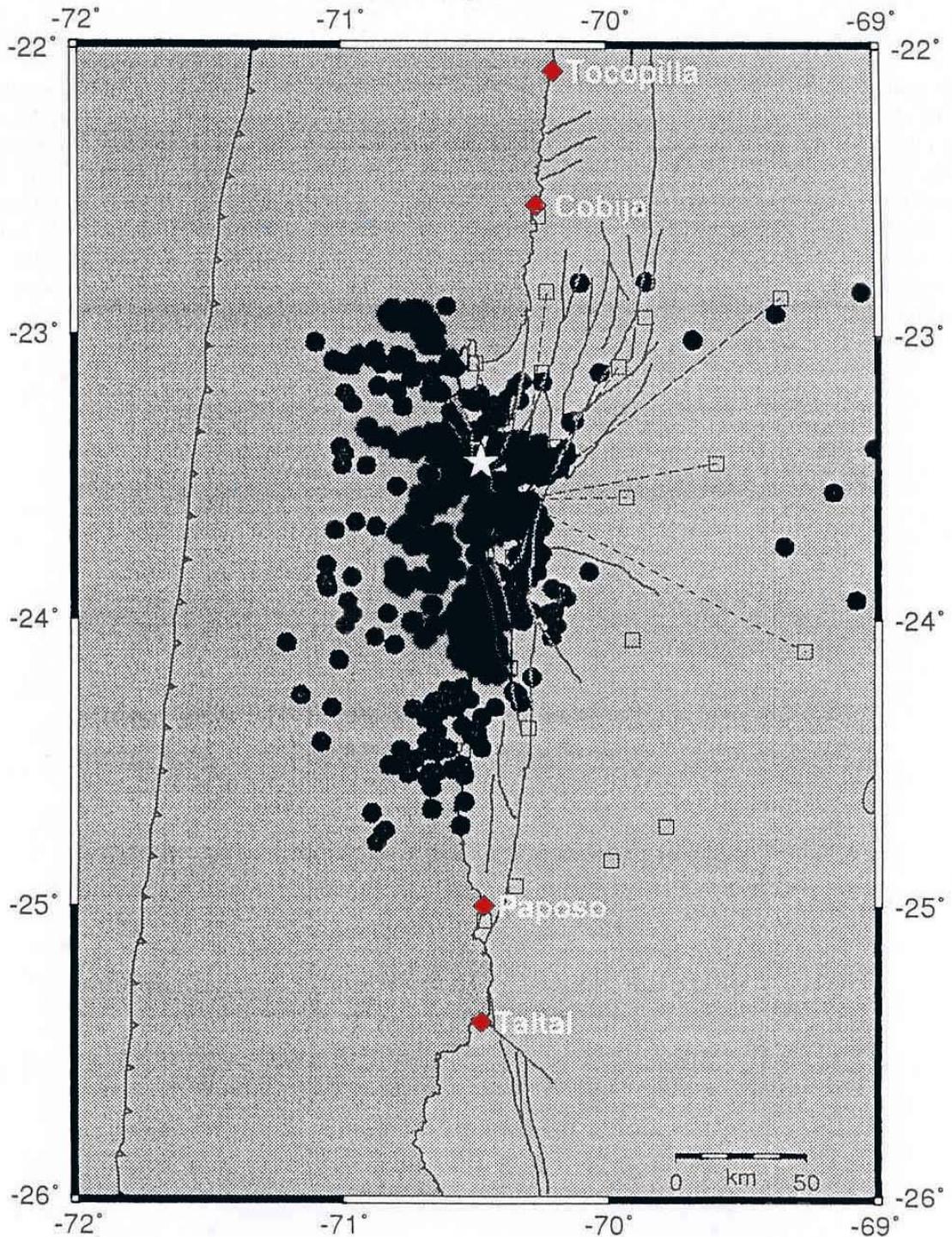


Figura 23: Distribución epicentral de las réplicas registradas por la Red Local telemétrica y temporal, entre el 30 de julio y el 15 de septiembre de 1995 en la región de Antofagasta (círculos negros). La estrella blanca indica la ubicación del evento principal determinado por la red telemétrica local de Antofagasta.

La Figura 25 presenta tres perfiles verticales que atraviesan la zona de réplicas en dirección E-W, de buzamiento hacia el este. El perfil central (p2 en la figura) indica con una estrella la ubicación del hipocentro, zona en la cual se inició una ruptura sísmica. La Figura 24 presenta un perfil en corte vertical también, pero esta vez la proyección de estas réplicas cae en un plano N-S versus profundidad. Se aprecia al igual que en figura precedente la ubicación hipocentral del evento principal indicado por una estrella. La nube de puntos se extiende desde los $\sim 23^\circ$ S hasta los $\sim 25^\circ$ S en latitud indicando la extensión aproximada de la ruptura en la dirección N-S, y hasta una profundidad mayor cuyos epicentros caen fuera del área comprometida por la ruptura.

Finalmente, en la Figura 26 se muestra una carta epicentral que contiene un conjunto de sismos determinados tanto por los sismógrafos locales a nuestro cargo, como por la red mundial utilizando lecturas telesísmicas. Estos eventos son los que tienen, por lo general, magnitud Richter mayor que 4.8. Se observa que el conjunto de las localizaciones determinadas por la red mundial y reportados por el *NEIC* (en la figura 26 de aprecian de color blanco), están sistemáticamente situados al Este de nuestras localizaciones, que son más precisas (círculos de color negro en la misma figura).

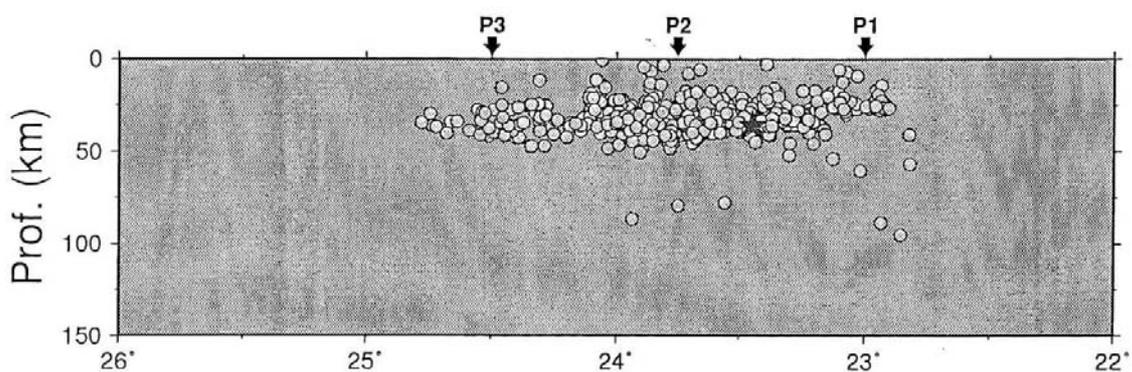


Figura 24: Perfil N-S vs. Profundidad de las réplicas.

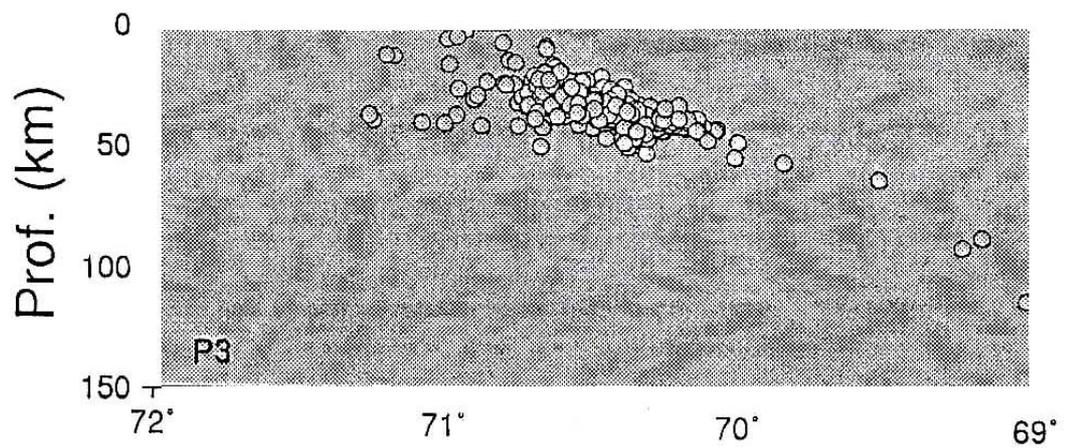
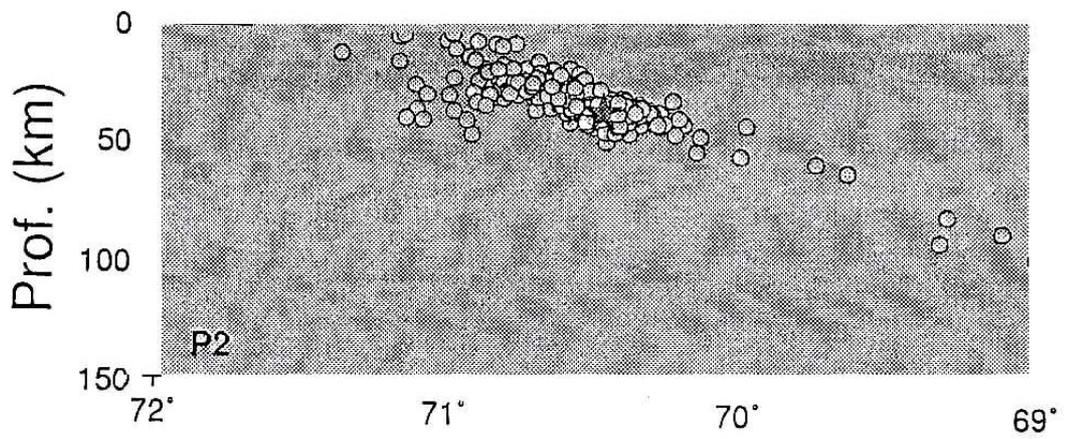
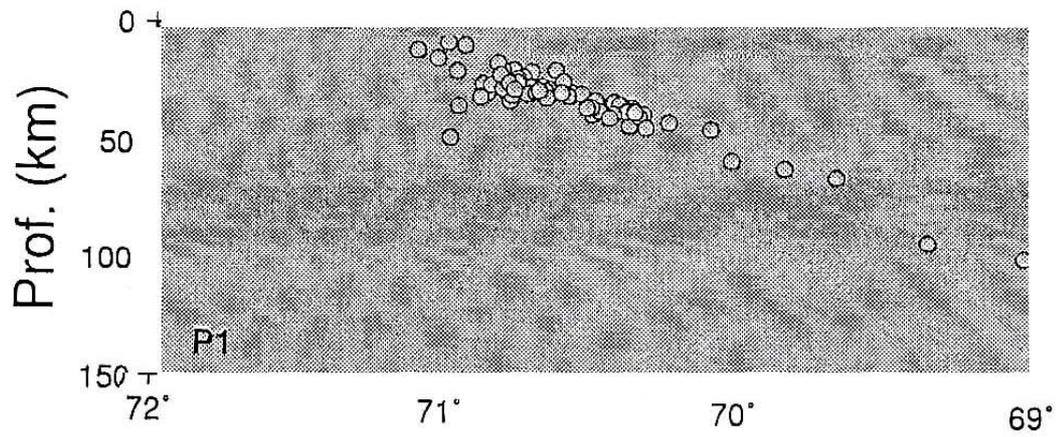


Figura 25: Perfiles E-W v/s profundidad de las réplicas

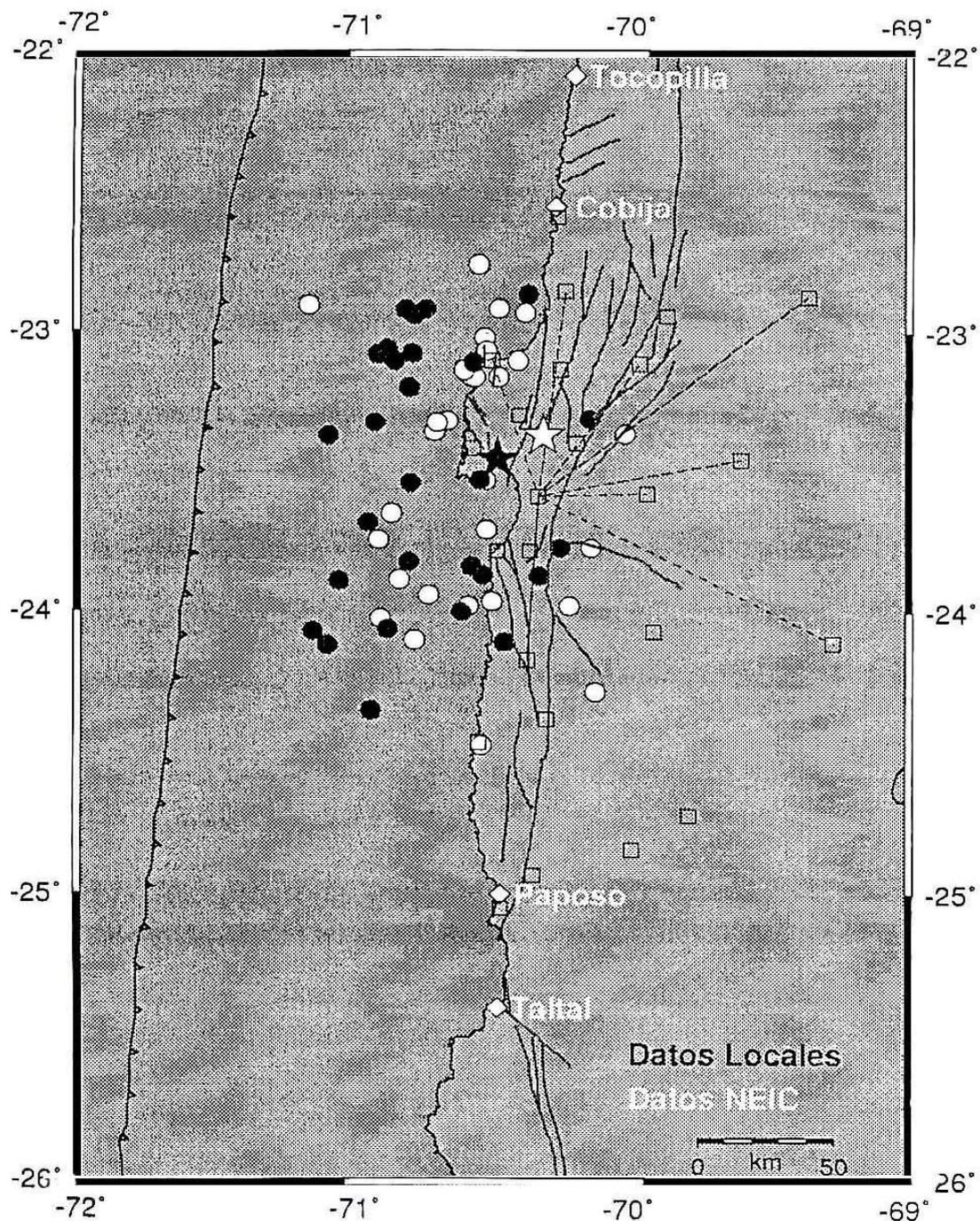


Figura 26: Replicas del sismo del 30 de julio de 1995 determinadas por la red mundial (*NEIC*) y por la red local en Antofagasta. Los epicentros del *NEIC* designados por círculos en color blanco y los determinados por el Depto. de Geofísica de la Universidad de Chile en color negro. Note el corrimiento sistemático de los epicentros del *NEIC* con respecto a los determinados por la Red local, que corresponden a determinaciones estas últimas más precisas. El epicentro del sismo principal se inicia por una estrella (Blanca según *NEIC*, negra según DGF, U. Chile).

6. Observaciones del Tsunami

El modelo obtenido en la parte que sigue de este informe y que permite explicar este terremoto a partir de diferentes observables (sismogramas, distribución de réplicas, deformación co-sísmica permanente, etc), sugiere una estimación de la deformación vertical permanente experimentada por el fondo oceánico del orden de 1 a 1.5 mts a unos 50 km de la costa.

El Instituto Hidrográfico de la Armada (IHA), que dispone de una buena red de mareógrafos a lo largo de Chile. Informó del Tsunami provocado por el terremoto. Los datos recopilados por el IHA al momento de entrega de este informe estaban aún en etapa de procesamiento. La información de altura del tsunami provocado por el sismo es primordial para el buen diseño de un puerto, elección de los emplazamientos de las zonas pobladas y en la estimación del riesgo para la población a partir de modelos de propagación del mismo. Además, estos antecedentes permiten a sismólogos ajustar los modelos realizados de fuente sísmica en términos de geometría de la fuente y de tamaño de la zona comprometida por la ruptura.

El tsunami provocado por el terremoto del 30 de julio alcanzó ~ 2 mts en la zona La Rinconada, al sur de la Península de Mejillones y tuvo una manifestación clara a lo largo de todo el litoral comprendido entre Mejillones y Taltal. Esto corresponde a la extensión del área de réplicas y de la superficie de ruptura estimada por el modelo descrito en la siguiente parte de este informe.

Nuestras observaciones se realizaron días después de ocurrido el terremoto y consistió básicamente en medidas de la altura de la ola del tsunami corregidas por a marea teórica en cada punto.

Nuestras observaciones detectaron que la altura máxima de la ola observada en La Rinconada, se observó también las playas de Antofagasta, alcanzando en éstas una altura promedio de 1 a 1.5 metros.

La entrada de mar de ~ 2 mts. de altura de ola cortó una parte de la ruta que une a Antofagasta con Juan López , llenando una laguna que existe en el lugar, detrás del litoral, sobre su nivel normal. Ésta fue produciendo pequeñas terrazas siguiendo la variación diaria del viento, las cuales fueron marcando día a día la taza de recuperación de su nivel original.

Observaciones como éstas, y de un alga (*Lithothamnium*) que vive en las rocas al nivel de inter-marea, permitieron estimar también la deformación vertical permanente necesaria para considerar este efecto en la determinación de la altura de tsunami.

A continuación se describen algunas observaciones realizadas a lo largo del litoral comprendido entre Mejillones y Taltal:

- En Taltal no aparecen evidencias de levantamiento, No hay manifestación visible de tsunami y sólo se detectó la presencia de unos pocos muros derrumbados.
- En la parte Norte de Taltal, en la zona costera ($25^{\circ}17' S$, $70^{\circ}28' W$) el tsunami alcanzó una altura de 55 cm más alto que el nivel teórico alto para el día de observación. Esta altura se determinó a partir del nivel de la línea de algas transportadas por el tsunami.
- En otro punto ($25^{\circ}16' S$, $70^{\circ}26' W$) el tsunami alcanzó una altura de 20 cm más alto que el nivel teórico del mar para ese día, determinado también a partir del nivel de algas transportadas.
- En Playa Cachina ($25^{\circ}8' S$, $70^{\circ}27' W$), la línea de algas transportadas se encontró a 45 cm más alta que el nivel alto de mareas para ese día.
- En Paposo ($25^{\circ}0.5' S$, $70^{\circ}28' W$) esta línea de algas transportadas se encontraba a 57 cm más alta que el nivel de marea alta del día.
- En la zona al norte de Punta Posallaves ($24^{\circ}49' S$, $70^{\circ}32' W$) la línea de tsunami se apreció 10 cm más alta que la normal.
- En Punta Plata, esta línea está 20 cm más alta que la marea del día.
- En Punta Colorada ($24^{\circ}38' S$, $70^{\circ}33' W$) la línea de tsunami está 25 cm más alta que a marea del día. Esta zona corresponde a una caleta bastante “abierta” en la cual no se nota un efecto de bahía.
- Caleta Botijo – Norte ($24^{\circ}30' S$, $70^{\circ}34' W$) presenta una línea de tsunami 52 cm más alta que el nivel de marea del día.
- En la localidad costera ubicada a $24^{\circ}26' S$, $70^{\circ}32' W$, se observó la línea de tsunami a 92 cm más alta que el nivel de marea.

7. Análisis de la fuente del terremoto del 30 de julio de 1995.

En la zona epicentral de terremoto del 30 de julio, del Depto. De geofísica de la U. De Chile en conjunto con el Institut de Physique du Globe de Strasbourg (Francia), habían desplegado desde hacía 5 años una red telemétrica de 9 estaciones sismológicas. Esta red de sismógrafos, que por su concepción y diseño estaba orientada básicamente al monitoreo de la actividad sísmica de la región (determinación de epicentros), fue un esfuerzo llevado adelante para estudiar una zona reconocida como de alto potencial sísmico. Sin embargo, se carecía completamente de equipos de alta calidad orientados a registrar aceleraciones del suelo provocadas por un terremoto mayor en la región. La ausencia de datos de aceleración del suelo, impiden obtener valiosos resultados cuantitativos en la determinación de las aceleraciones máximas a las cuales fueron sometidas las construcciones y estructuras. Cuestiones tan primordiales como la determinación del potencial destructor, el carácter agresivo de la fuente sísmica, el contenido espectral de las señales que generan las aceleraciones máximas, los efectos del sitio, etc. quedarán abiertas y restringidas a buscar respuesta a través de la modelización teórica limitando nuestro aprendizaje y avances en la normativa sismo resistente de esta parte del país.

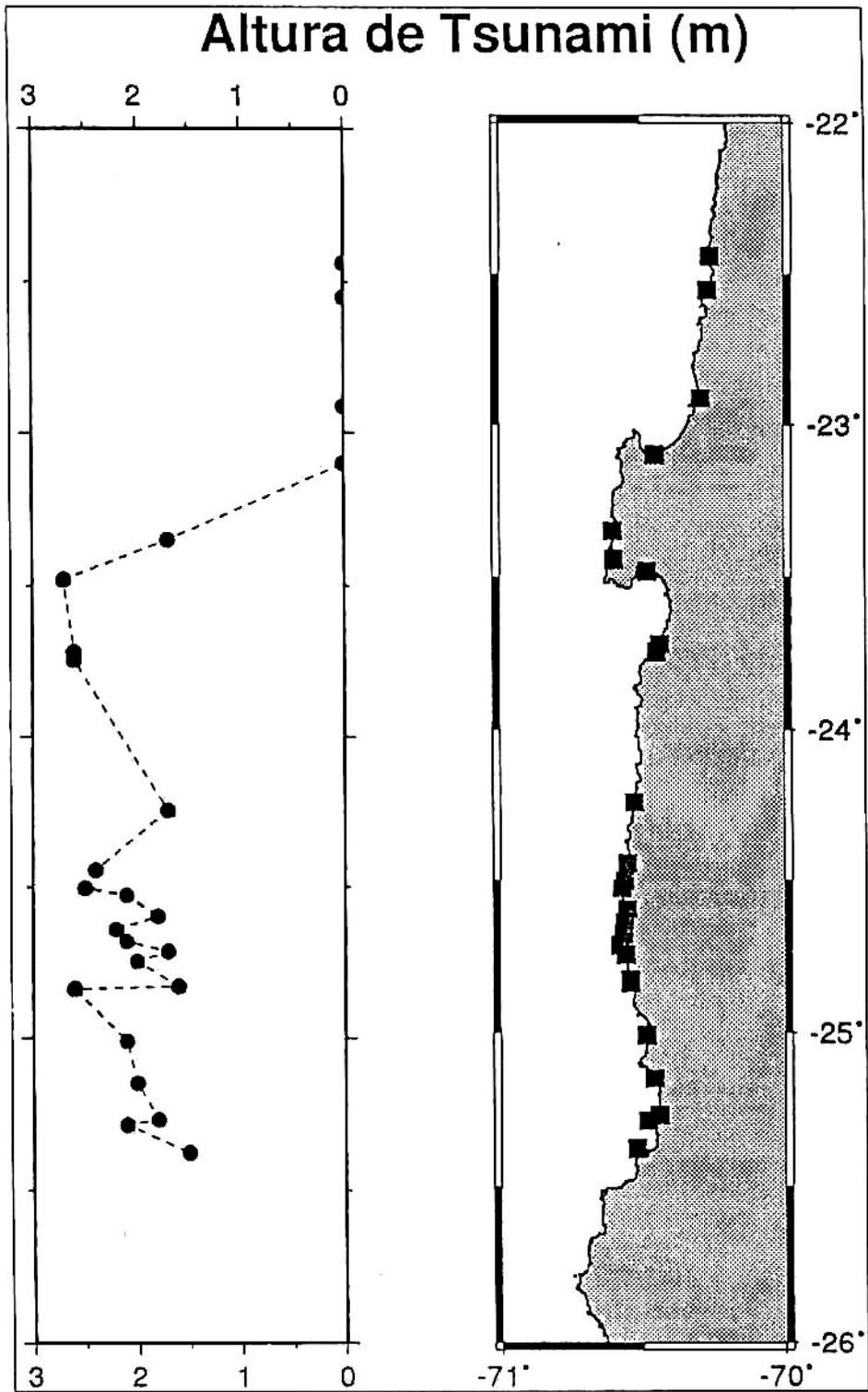
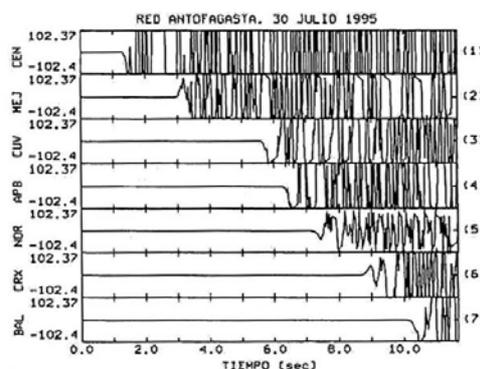


Figura 31: Altura del Tsunami en metros.

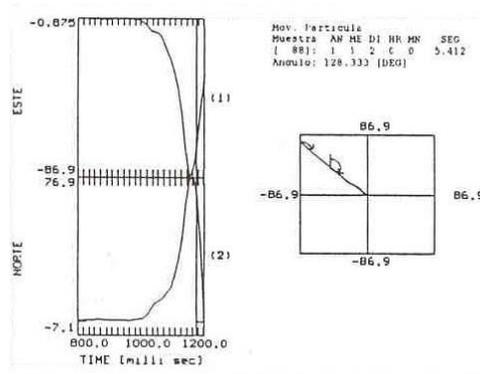
La figura 32 muestra los sismogramas saturados (fuera de escala) del terremoto del 30 de julio, registrados por nuestra red local de la región de Antofagasta. Los nombres de las estaciones son indicadas en el eje izquierdo de cada registro y corresponden a las mismas estaciones indicadas en la figura 35. Se puede ver con claridad que la llegada del frente de ondas evidenciado por el inicio de la señal en cada estación, permite a simple vista determinar que la ubicación epicentral del inicio del terremoto se encuentra entre las estaciones CEN y MEJ, justo en la determinación epicentral proporcionada por el Servicio Sismológico de Universidad de Chile.

Utilizando los tres componentes (N-S, E-W, Z) del registro del terremoto en la estación CEN, se realizó una análisis del movimiento de partícula para los primeros segundos de registro de las estaciones CEN “ve” el epicentro (52° NW) y el ángulo que el frente de onda hace con a vertical (profundidad). Ambos datos son coincidentes con nuestra determinación epicentral.

En esta parte del informe hemos querido entregar parte de nuestros resultados obtenidos a la fecha en el análisis del proceso de ruptura al origen de este terremoto. Pretendemos que con los nuevos antecedentes que aportemos sobre los aspectos complejos que hoy en día somos capaces de resolver del proceso de ruptura, permitan considerar nuevos elementos que junto a nuestros colegas ingenieros nos lleven a comprender y estimar mejor los efectos destructores de los grandes terremotos que ocurren en Chile. La calidad de la información que se dispone hoy en día es notablemente superior de la que se disponía para el terremoto del 3 de marzo de 1985 de Valpaíso.



Figuras 32: Registros digitales de la red local en la región de Antofagasta del sismo del 30/07/95, $M_w = 8.1$.



Figuras 33: Determinación de la dirección del epicentro del sismo a partir del primer pulso que llega a la estación CEN.

7.1. Modelo del terremoto

Para este estudio se contó con más de 40 registros digitales reportados por la red de estaciones mundiales a distancias que van desde los 30° a 90° de la zona epicentral. Estos datos digitales provienen de instrumentos de alta calidad, los cuales registran señales en un rango dinámico de hasta 144 db y en una banda de frecuencias de los 0.003 Hz a los 10 Hz.

Con esta información disponible para diferentes azimuts, se procedió a determinar los parámetros esenciales de un modelo cinemático de la ruptura sísmica. Este modelo permite explicar satisfactoriamente los datos digitales observados en la banda de frecuencia ya mencionada, poniendo de manifiesto detalles del proceso de ruptura a. Estos detalles consisten en la ubicación espacial y temporal de las regiones de fuerte liberación de energía durante la ruptura (zonas fuertes aceleraciones). La técnica utilizada consiste en una exploración sistemática del espacio de modelos posibles, entregando como resultado el modelo que permite ajustar los datos observados con un criterio de mínimo RMS.

Podemos resumir nuestros resultados en la Figura 35. En ella se muestra ñla zona estimada de ruptura durante el terremoto (línea punteada). Ésta comprende desde el sur de la Península de Mejillones hasta la parte norte de Taltal, la cual comprende una extensión de ~ 180 km. En la misma figura se

ha puesto un triángulo el que indica la ubicación del “centroide” determinado por el grupo de la Universidad de Harvard. Este “centroide” corresponde al promedio geométrico temporal de la zona de máxima liberación de energía que permite explicar datos de frecuencias ultra-bajas. Cabe destacar que esta ubicación no corresponde al epicentro, siendo este último el lugar donde la ruptura sísmica de desgatilla o nuclea. Las estrellas indicadas en la figura corresponden a las tres zonas principales de liberación de energía determinadas por nuestro estudio. Estas dan cuenta de la distribución de las zonas donde se liberó gran cantidad de energía en pocos segundos. La estrella indicada por P1 en la figura, corresponde al primer episodio de liberación importante de energía, la cual se ubica en el epicentro determinado por nuestra red local y cuyas estaciones aparecen indicadas también sobre la misma figura. P2 corresponde a un segundo momento de fuerte aceleración de la ruptura sísmica, la cual ocurrió 25 segundos después de iniciada la ruptura y a 85 kilómetros del epicentro (P1). P3 indica la tercera zona de liberación importante de energía, a 160 kilómetros del epicentro. Como se aprecia en la figura, el terremoto consistió en una secuencia de “rupturas” con fuerte liberación de energía separadas en el tiempo y espacio, siguiendo una dirección de norte a sur, con una velocidad de ruptura estimada en 3.3 km/s. La fuente sísmica del terremoto del 30 de julio, fue compleja, caracterizada como fuente múltiple. La imagen detallada del proceso de ruptura para este terremoto queda así caracterizada por tres zonas de fuerte liberación de energía y en excelente ajuste con la distribución de réplicas. Este resultado constituye un gran avance en el análisis de los aspectos dinámicos de la ruptura de los terremotos chilenos. Es la primera vez en Chile que se logra un tal resultado con evidentes implicancias en ingeniería parasísmica y grandes desafíos científicos para los sismólogos en el problema de comprender los mecanismos tectónicos y el fenómeno de recurrencia de los terremotos en Chile.

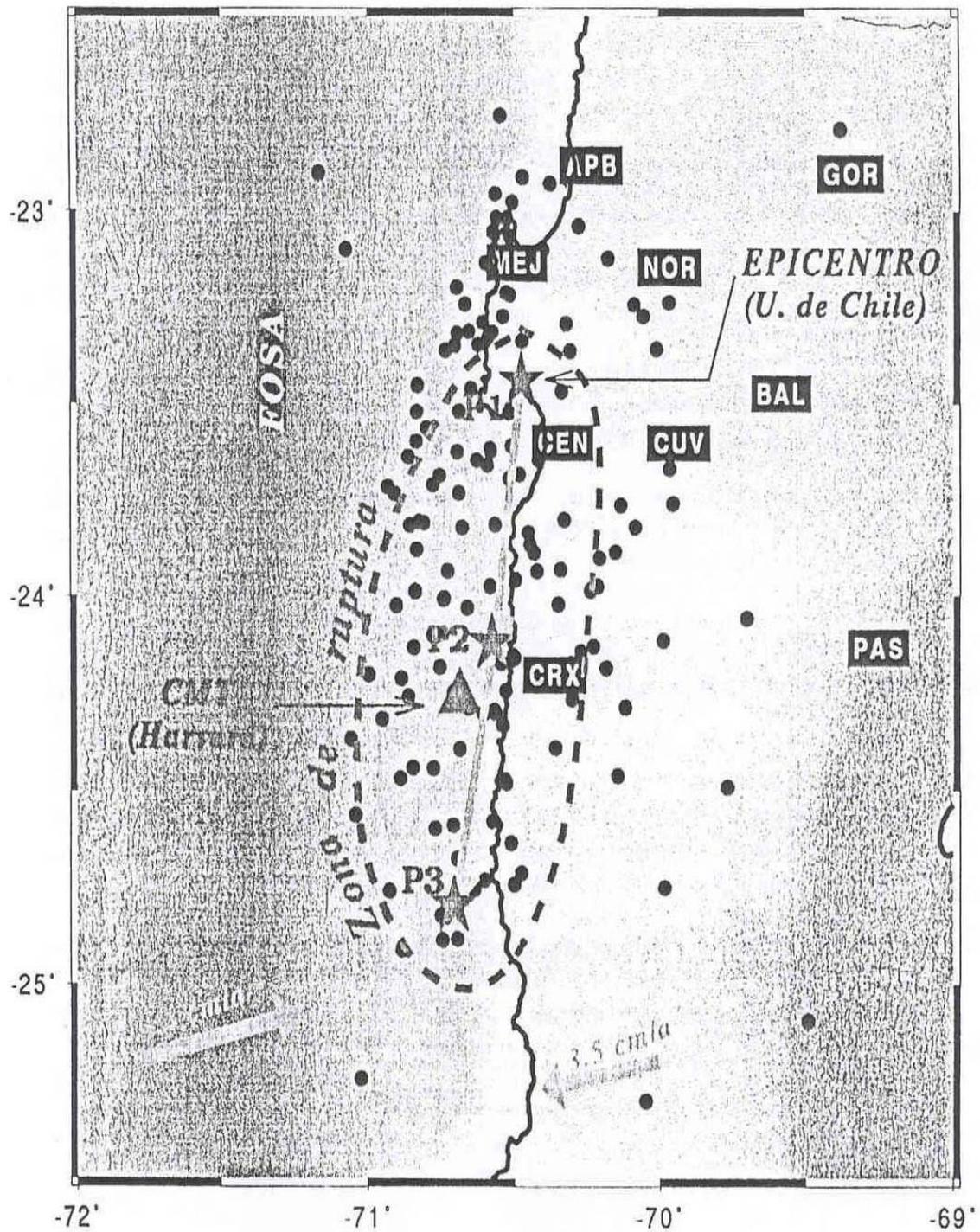


Figura 35: esquema del proceso de ruptura del terremoto del 30 de julio. Las estrellas (P1, P2 y P3) indican las zonas de máxima liberación de energía obtenidas a partir del análisis de datos digitales.

El modelo encontrado permite concluir que el mecanismo focal promedio de las tres fuentes (P1, P2 y P3 en la Figura 35) que explican los sismogramas observados en el campo lejano, no cambia durante todo el proceso de ruptura. Los parámetros que lo determinan son un azimut de 7° NE, un ángulo de buzamiento de 22° hacia el Este y un vector deslizamiento sobre el plano de falla a partir del azimut de la falla y contra los punteros del reloj. La figura 36 presenta un esquema explicativo de la zona de contacto interplaca y del mecanismo focal que permite explicarla radiación sísmica de la fuente del terremoto. Este mecanismo corresponde a una falla inversa con bajo ángulo de buzamiento, tipo clásico de un terremoto de subducción conocido como “thrust” y corresponden en general a los de mayor magnitud en el mundo. La geometría y condiciones mecánicas del acoplamiento en la zona de contacto entre las placas determina este tipo de mecanismo focal. La dirección del vector deslizamiento producido en la zona de contacto interplaca refleja la dirección del vector de velocidad de convergencia de ambas.

La constatación de que la ruptura presentó una propagación fundamentalmente hacia el sur del epicentro, pone en evidencia un fuerte efecto directivo (doppler) en la cual focaliza la radiación de la energía de alta frecuencia hacia el sur de la ciudad de Antofagasta.

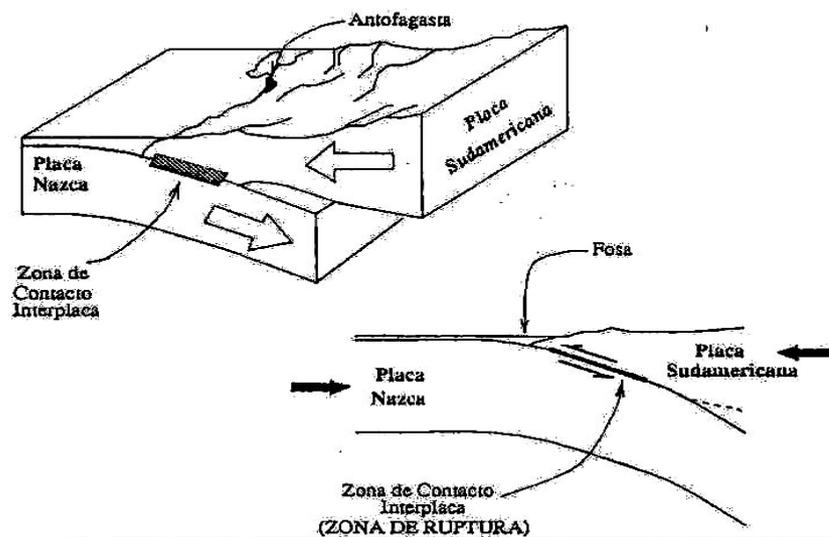


Figura 36: Esquema explicativo de la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Se indica zona de contacto interplaca y en esquema inferior izquierdo una representación en corte donde las flechas grandes llenas indican la dirección de velocidad absoluta de ambas Placas y las flechas

delgadas la dirección del movimiento en la zona de contacto (zona de ruptura sísmica. Las escalas están exageradas).

La figura 37 presenta el resultado de la inversión de las señales sísmicas. En ella se puede apreciar la calidad del ajuste entre los sismogramas observados (Ondas P y S) y los sismogramas teóricos que permiten validar el modelo.

El tamaño del sismo queda así bien controlado, encontrándose una magnitud de $M_w = 8.1$. Se logró poner en evidencia un importante componente de bajas frecuencias en la radiación de la energía, lo que indica que un significativo proceso de ruptura “lenta” tuvo lugar durante el terremoto.

El fuerte carácter directivo de la radiación de las altas frecuencias hacia el sur de la ciudad de Antofagasta, junto con la presencia de un importante componente de energía radiada a ultra-bajas frecuencias (0.008 Hz) y la cantidad de la roca en la cual se ubica la ciudad de Antofagasta, pueden ser parte de la explicación del poco daño observado para la magnitud de terremoto.

Estas evidencias encontradas por primera vez en un terremoto Chileno, enriquecerá nuestro conocimiento sobre la ruptura de grandes terremotos que ocurren en el país y abre una serie de preguntas que tienen que ver con las estrategias de diseño sismoresistentes y análisis del riesgo sísmico.

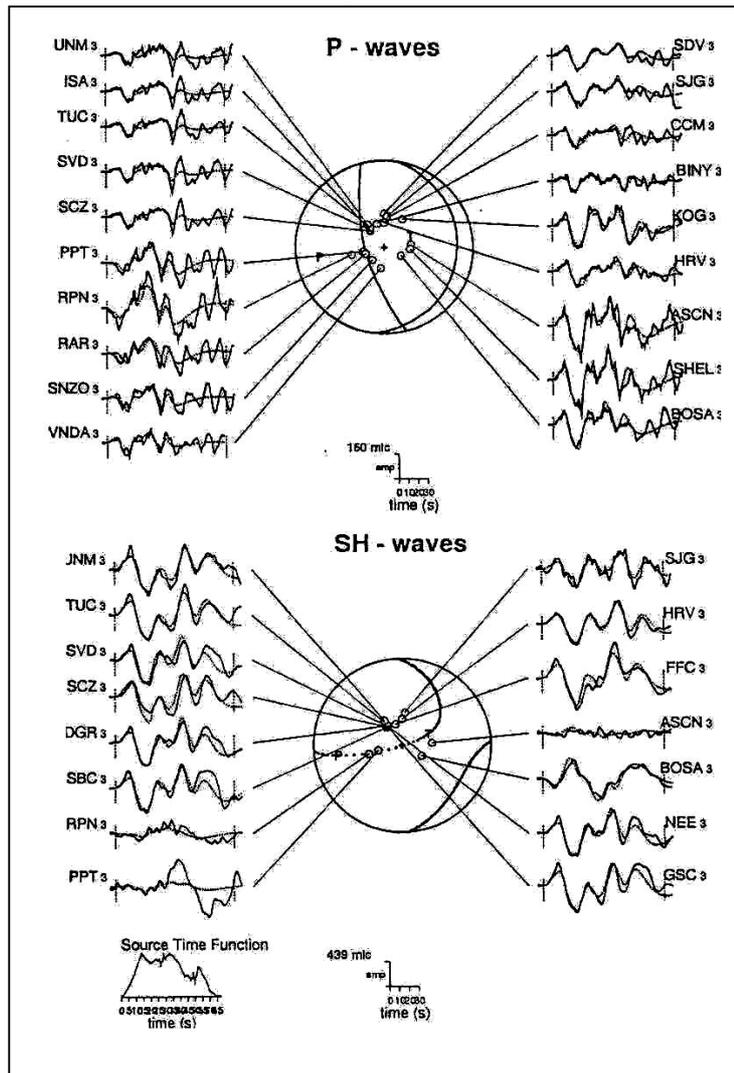


Figura 37: Comparación entre registros observados del terremoto del 30/07/95 y sismogramas teóricos del modelo.

7.2. Aceleraciones

En la versión preliminar de este informe sólo se presentaron estimaciones indirectas de las aceleraciones horizontales del suelo en la zona epicentral. La ausencia de dispositivos en la región afectada que permitieron medir aceleraciones, con la sola excepción de un acelerógrafo instalado en la Universidad Católica del Norte, afectó de manera importante la estimación de parámetros cruciales para la ingeniería sismoresistente. Sólo recientemente, en la etapa de redacción final de este informe, se logró resolver el problema de codificación que presentó el único registro digital de las aceleraciones del suelo

obtenido del acelerógrafo que se disponía en la ciudad de Antofagasta en el momento del terremoto.

Este instrumento forma parte de una serie de dispositivos que el Depto. De Geofísica de la U. de Chile en colaboración con otras instituciones extranjeras, en este caso con Institut de Physique du Globe de Starbourg, viene instalando en la región norte de país desde hace algunos años. A continuación se presentan las estimaciones indirectas de las aceleraciones horizontales máximas del suelo y las observadas directamente a partir del único registro de acelerograma que se dispone de este terremoto.

7.3. Datos indirectos

Se realizó una estimación de las aceleraciones horizontales máximas del suelo esperadas en el área comprometida con a ruptura sísmica a partir de relaciones empíricas clásicas de la sismología del ingeniero anti-sismico. Utilizando la relación propuesta por Fresard y Saragoni (1985), estimada para Chile central a partir del terremoto de Valparaíso de 1985, se calcularon los valores de aceleración horizontal máxima. Asumiendo un modelo simple de la fuente caracterizado como una línea con dirección N-S, paralela a la fosa a una distancia media de 20 km. de la costa y con una profundidad comprendida entre 30 y 40 km, se obtienen valores de 39% g y 34% g respectivamente. En estas estimaciones se utilizó el valor de la magnitud $M_s = 7.3$, medida más precisa del tamaño real para este evento. El uso de la magnitud $M_w = 8.1$, medida más precisa del tamaño real para este terremoto no es aplicable en estas estimaciones dado que las relaciones empíricas propuestas se realizaron a partir de regresiones que consideraron sólo magnitud M_s .

Se realizó también una estimación indirecta a partir del desplazamiento observado en una estructura ubicada en el centro del área de la ruptura. En la zona Caleta del Cobre, se observó el desplazamiento horizontal de ~ 20 cm de un tanque cilíndrico con 180 toneladas de ácido sulfúrico, ubicado en una planta de lixiviación de cobre. Las figura 40 muestran un esquema del mismo. Este estanque tiene una orientación N-S y básicamente trabajó como un sismómetro con fuerte coeficiente amortiguamiento. Se modeló el sistema asumiendo que las aceleraciones horizontales responsable responsables del

desplazamiento tienen un contenido espectral comprendido entre 1 Hz y 6 Hz, La aceleración estimada es de 0.28 a 0.32 g, lo cual se aproxima bien a los valores obtenidos a partir de las relaciones empíricas del ingeniero. Valores más precisos se entregan a continuación a partir del registro de aceleraciones obtenido del instrumento situado en la ciudad de Antofagasta. Como se verá más adelante, los valores de aceleración horizontal máxima estimados a partir del desplazamiento sufrido por el estanque situado en el centro de la región comprometida por la ruptura sísmica, están en excelente ajuste con las aceleraciones medidas directamente sobre los registros.

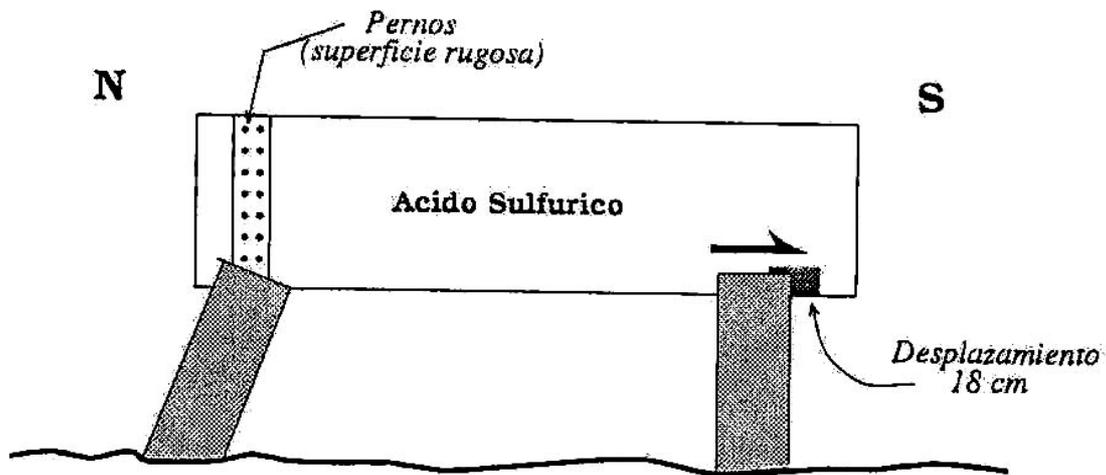


Figura 40: Esquema del cilindro de ácido sulfúrico de 80 ton.

7.4. Datos Directos: Aceleraciones en la ciudad de Antofagasta.

El único registro de las aceleraciones del suelo en sus tres componentes en la zona epicentral corresponde al de un acelerómetro tipo SYSCOM MR 2002 ubicado en los recintos de la Universidad Católica del Norte. Este instrumento permitió registrar las aceleraciones del suelo en modo digital y con un buen control del tiempo absoluto. El análisis de los datos muestran que la aceleración máxima corresponde a 29% de g y la vertical de 14% g. Ambos valores validan las estimaciones indirectas estimadas en la sección precedente

redactada cuando aún no se contaba con los datos del acelerógrafo. Las máximas aceleraciones observadas en las componentes horizontales ocurren aproximadamente unos 18 segundos después del inicio de la nucleación del sismo. En la componente vertical, la aceleración máxima se observa a sólo unos nueve segundos después del inicio de la ruptura.

Si consideramos la duración de las aceleraciones del suelo sobre el umbral de 5% de g en los tres componentes de los registros se encuentran que está de unos 55 seg en la componente E-W, 65 seg en la componente N-S, y 55 seg en la componente Z.

El análisis del espectro de Fourier de las aceleraciones permiten establecer que el umbral sobre 10^2 mgal/Hz es sobrepasado en la banda de frecuencias comprendidas entre 0.4 y 7 Hz en la componente E-W, 0.7 y 8 en la componente N-S y 0.9 y 6 Hz en la componente Z.

El espectro de potencia revela que un máximo de $4,5 \cdot 10^2 \text{ mgal/Hz}$ se produce a 2 Hz en la componente E-W, dos máximos de $2 \cdot 10^2 \text{ mgal}^2/\text{Hz}$ a 1.8 Hz y de $1.5 \cdot 10^2 \text{ mgal}^2/\text{Hz}$ a 6 Hz en la componente N-S, y dos máximos de $0.8 \cdot 10^2 \text{ mgal}^2/\text{Hz}$ a 2.2 y 6 Hz en la componente Z.

8. Conclusiones y discusiones

El 30 de julio de 1995 a las 01 horas 11 minutos y 23.7 segundos, ocurrió un terremoto de magnitud momento $M_w = 8.1$ (magnitud Richter $M_s = 7.3$) con epicentro costero al Sur de la Península de Mejillones, ~ 20 kilómetros al noroeste de la ciudad de Antofagasta y a 36 km de profundidad. Este terremoto, de características moderadas a fuertes, corresponde a un sismo típico de subducción (thrust) producto del flotamiento que se produce en las placas de Nazca y Sudamericana. El mecanismo focal, su profundidad de nucleación y extensión del área de ruptura estimados en este trabajo así lo confirman.

La principalmente afectada se extiende desde la Península de Mejillones (23.5°S) hasta Paposo ($\sim 25^\circ\text{S}$). Esta corresponde a la extensión N-S del área comprometida con la ruptura sísmica ($\sim 180 \text{ km}$) con un ancho de $\sim 90 \text{ km}$ de dirección E-W, involucrando una superficie total de $\sim 16.000 \text{ km}^2$.

La magnitud de momento ($M_w = 8.1$) estimada en este trabajo con datos sísmicos digitales de alta calidad, ajusta bien con las dimensiones del área fracturada inferida a partir del análisis de distribución de réplicas y con el modelo de dislocación estática obtenido de los datos de deformación permanente (GPS) observados en la región.

La discrepancia entre la magnitud Richter ($M_s = 7.3$), determinada a partir de señales de períodos $T \sim 20$ seg, respecto a la magnitud de momento ($M_w = 8.1$), ésta última más precisa puesto que se estima mediante la modelación de forma de onda de señales con gran rango de contenido espectral (de 0.1 a 3000 seg), se explica por la existencia de un importante proceso lento de la ruptura sísmica.

La ocurrencia del terremoto del 30 de julio llenó, de ésta, manera satisfactoriamente los datos, de diversas naturaleza, registrados de este terremoto, permiten concluir que la ruptura presentó una propagación unilateral de Norte a Sur desde su zona de nucleación, ubicada al sur de la Península de Mejillones y finalizado en la zona de Paposó. No hay evidencias de ruptura sísmica al norte de la Península de mejillones. Cabe señalar que la zona comprendida entre Arica y Mejillones corresponde a una laguna sísmica mayor, la cual ha sido afectada en el pasado por violentos sismos. Esta laguna sísmica sigue siendo una zona con alta probabilidad de ocurrida de un evento mayor y el terremoto de Antofagasta del 30 de julio de 1995 sólo comprometió el límite sur de la laguna.

El sismo generó un tsunami moderado que tuvo una manifestación clara a lo largo de todo el litoral comprendido entre mejillones y Taltal, alcanzando una altura de ola de ~ 2 metros en la zona La Rinconada.

Se realizó un reconocimiento terrestre y aéreo del sistema de fallas con expresión superficial existentes en la región epicentral, no encontrándose, en ninguna de ellas, evidencias claras de re-activación durante y/o después del sismo principal. A pesar de la importante deformación co-sísmica permanente que ocurrió con el sismo y evidenciada con GPS en la zona epicentral, ~ 70 cm de desplazamiento vertical (Z positivo hacia arriba), sólo se detectaron fisuras a lo largo del segmento de dos fallas (Cerro Moreno y Salar del Carmen) las cuales podrían estar relacionadas con activación en profundidad.

Respecto a los efectos del mismo sismo sobre la ciudad de Antofagasta, estos son pocos y los daños en edificios, casas y estructuras fueron claramente menos importantes comparados a los daños ocasionados por el sismo del 3 de marzo de 1985 ($M_w = 7.8$) de Valparaíso. Las estructuras más dañadas corresponden al puerto de Antofagasta. El comportamiento sísmico de parque de edificaciones afectadas por el terremoto en la ciudad de Antofagasta como puede considerarse como satisfactorio. El efecto. El efecto directivo (doppler) del proceso de ruptura durante el terremoto, el alto contenido de frecuencias bajas (M_s v/s M_w), la calidad del suelo en la ciudad de Antofagasta, la calidad del diseño parasísmico en las construcciones (el aeropuerto de Mejillones se encuentra prácticamente en el epicentro del terremoto y no sufrió daños estructurales), entre otras, explican el poco daño producido.

Datos de aceleraciones para el sismo del 30 de julio, obtenidos a partir del único acelerograma digital ubicado sobre roca en la ciudad de Antofagasta, indican una aceleración máxima horizontal en la componente E-W de 29% y de 21% en la componente N-S. En la componente vertical la aceleración máxima registrada fue de 14% g.

Las vibraciones emitidas por la fuente sísmica en el curso de la propagación de la ruptura son muy variables y corresponden a bruscas aceleraciones que sufre el frente de ruptura (asperezas), cuyas duraciones son menores a la duración total del sismo (proceso de ruptura total de ~ 65 seg) determinando las características frecuenciales de la radiación sísmica, dato fundamental para la protección sísmica. El análisis de los espectros de Fourier de los registros obtenidos no presentan picos muy pronunciados mostrando mas bien una carácter de ruido blanco. El rango de frecuencias para el cual el umbral sobre 10^2 mgal/Hz es sobre pasado fueron de 0.4 a 7 Hz en la componente E-W, 0.7 a 8 Hz en la componente N-S y de 0.9 a 6 Hz en la componente vertical. El espectro de potencia de la aceleraciones revela un máximo de $4.5 \cdot 10^2$ mgal²/Hz a 2 Hz en la componente E-W, dos máximos de $2 \cdot 10^2$ mgal²/Hz a 1.8 Hz y $1.5 \cdot 10^2$ mgal²/Hz a 6 Hz en la componente N-S y dos máximos de $0.8 \cdot 10^2$ mgal²/Hz a 22 Hz y 6 Hz en la componente vertical.

El resumen, este terremoto nos ha proporcionado nueva y valiosa información preliminarmente en este informe. Al mismo tiempo nos ha abierto

una serie de interrogantes deberán ser objeto de estudio en el futuro. Entre ellas podemos destacar:

- Previo a este terremoto no contaba con informaciones concluyentes en cuanto a la ocurrencia de sismos de subducción (thrust) de gran magnitud en la región al Sur de Mejillones y Norte de Taltal. Sin embargo en esta misma zona, pero al interior, se produjo en 1950 el sismo de mayor magnitud ($M_s = 8.0$) registrado en este siglo en Chile a una profundidad de 100 km.
- La importante diferencia entre la magnitud momento ($M_w = 8.1$) y la magnitud Richter ($M_s = 7.3$) para el evento del 30 de julio.
- La generación de un tsunami de poca importancia comparado al esperado dada la magnitud de momento.
- La aparente poca relación entre el sismo de subducción (thrust) y el paisaje tectónico en la zona epicentral: No hay evidencias claras de reactivación de las fallas más importantes que afloran en la región con la ocurrencia de un sismo, ni tampoco concordancia entre el desplazamiento co-sísmico y la topografía con excepción de Mejillones.
- A pesar que la región al norte de Antofagasta y Sur del Perú es considerada como una laguna sísmica con alto potencial de ocurrencia de un sismo mayor, esta zona no fue activada a raíz del terremoto del 30 de julio. Las nuevas condiciones dinámicas y el grado de madurez del ciclo sísmico de toda la región debe ser estudiada en detalle.

9. Referencias

Armijo, R., and Thiele, R., Active faulting in Northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth Planet Sci. Lett.*, 98,40-61, 1990.

Cifuentes, I., The 1960 Chilean Earthquakes, *J.G.R.*, 94,665-680,1989.

Fresard, M., and Campos, J., Análisis de los acelerogramas de los sismos de 1981 en la zona central de Chile, *Publicación SES I 3/85*, 198, 1985.

Kausel, E. and Campos, J., The $M_s=8$ tensional earthquake of december 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, *Phys. Earth Planet. Int.*, 72, 220 – 235, 1992.

Scholz, C. And Campos, J. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduccion zones., *J.G.R.*, 100, 22, 103-22, 115, 1995.