

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA Y ASTRONOMÍA

**TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN
GEOFÍSICA**

TOMOGRFÍA SÍSMICA
BAJO LA ZONA CORDILLERANA DE LOS
ANDES CENTRALES ENTRE CHILE Y ARGENTINA
(31°-34°S)

MARIANA AGUIAR

AÑO 2000

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA Y ASTRONOMÍA

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN GEOFÍSICA

TOMOGRFÍA SÍSMICA
BAJO LA ZONA CORDILLERANA DE LOS
ANDES CENTRALES ENTRE CHILE Y ARGENTINA
(31°-34°S)

DIRECTORA: PATRICIA ALVARADO

CO-DIRECTORA: DIANA COMTE

CANDIDATA A LICENCIADA: MARIANA AGUIAR

AÑO 2000

A mi madre, Adela Rolón

A mi hermano, Roberto Aguiar

A la memoria de mi abuelita Mina

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias al proyecto binacional código CH/03/99 "*Determinación de la Estructura de Velocidades Bajo la Zona Cordillerana de los Andes Centrales entre Chile y Argentina*" aprobado por SECYT-CONYCIT, que tiene como directoras: a la PH. D. Diana Comte en Chile y a la M. Sc. Patricia Alvarado en Argentina.

Durante mi vida estudiantil, tuve la dicha enorme de tratar a muchas personas que me enriquecieron humana y académicamente. En estas páginas quiero expresarles mi gratitud y reconocimiento.

Mi hermano Roberto Aguiar, es una de las personas de las que más he aprendido en todos los aspectos de la vida y lo considero mi mejor amigo.

Mis amigos: Mariela Aguilera, Mónica Gil, Nancy Carmona, Laura Aguiar, Mario Gonzáles, Betina y Luis Leuzzi, Eduardo Coria, Miguel Riveros y Suhail Sharadqah, estuvieron siempre alentándome y haciéndome más grata la vida universitaria.

Mis ángeles guardianes: Elena Conti, Dominga Salinas, Norma Collado, Sarita Atienza, Ana María Jémar, Mabel Wyzinski, Raquel Aguiar, Estela Saint-Andre y Horacio Rosa, han sido excelentes consejeros y han alentado todos mis esfuerzos.

Mi equipo de trabajo: Sonia, Susana, María Ines, Elisa y Yolanda, han sido excelentes amigas y siempre me alentaron a dar más y a superarme, además de brindarme su enorme cariño.

Claudia de los Ríos, mi madrina espiritual, mi profesora y una de mis mejores amigas, a través de mi carrera y en cada oportunidad que se ha presentado, ha hecho un paréntesis importante en su vida, para regalarme ratitos mágicos de amistad. Particularmente en esta tesis, me ayudó a escanear la mayoría de las figuras, en su

casa y con su máquina, además de haber estado atenta a cada uno de mis requerimientos.

Mi grupo de amigos fiesteros: Franco, Anibal, Dina, Mónica, Carlos, Mary, Graciela, Walo, Beatriz, William, Pablo, Carina y Mariela, me ayudaron muchísimo a crecer y comprender el valor de la amistad.

Recibí consejos excelentes y tiempo precioso de personas que estuvieron a mi lado en momentos decisivos: Verónica Garguiullo, Teté Vargas, Laura Carrillo, Mario Araujo, Alfredo Leiva, Daniel Richarte y Raúl Sarmiento.

Con los años, una facultad se convierte en una casa, y así lo sentí yo. Gracias a cada persona: docente, no docente, compañero o alumno que me tendió una mano o simplemente me brindó una sonrisa durante todos estos años.

Mi profesora de inglés, Linda Morilla, me regaló una gran cuota de seguridad en mi misma, con su infinita paciencia en la enseñanza de la lengua inglesa y sus constantes consejos y estímulos para seguir adelante, en los últimos cuatro años.

El corto tiempo que viví en Santiago de Chile me enriqueció muchísimo en todo sentido. Trabajar intensamente junto a Patricia Alvarado y Diana Comte, me hizo tomar contacto con un gusto muy especial por la investigación. Prácticamente, de los 30 días que estuve, 28 estuve trabajando frente a una computadora, hecho que cambió totalmente el concepto que yo tenía de lo que significa investigar.

Quiero agradecer a Diana especialmente el trato, la dedicación y paciencia, y todos los almuerzos y *onces* (meriendas) que compartimos en la facultad, lo que me permitió conocer su bellísima persona, como así también el grupo humano riquísimo que la rodea, entre quienes quisiera destacar a Patricio Aceituno y Humberto Fuenzalida.

Chile, me dio la oportunidad de conocer bellísimas personas. Katy y Claire fueron mis amigas confidentes con quienes pasé momentos inolvidables. Justo Pérez se encargó de llevarme a conocer Santiago en cada oportunidad que pudo y me hizo

sentir en mi casa, además de darme excelentes consejos. Gerardo Alvarado, Faviola y Andrés Cabello me brindaron un afecto especial.

Juanito Vazques y Patricio Mella estuvieron presentes en todo momento en la facultad ayudándome en cada cosa que se iba presentando.

En el aspecto intelectual-computacional, fue mucho lo que debí aprender en poco tiempo y considero que hubiera sido imposible sin la ayuda incalculable de Rodrigo Sánchez y Robert Fromm.

En el apoyo técnico quiero destacar la colaboración de Germán Jerez, Carmen Gloria Becerra y Verónica y Massud, quienes tuvieron la mejor predisposición y eficiencia a la hora de solucionar rápidamente algún detalle.

Al terminar de nombrar a la gente de Chile, quiero agradecer infinitamente a mi directora de tesis y amiga Patricia Alvarado, quien me contagió con su optimismo y energía, para llevar adelante este trabajo de tesis. También quiero agradecerle el haber conocido a Diana, a la gente de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile y en especial a sus amigos chilenos, personas realmente excepcionales.

Al regresar de Chile, comenzó la etapa de escritura de este trabajo, para lo cual conté con la computadora de Patricia Alvarado durante jornadas completas de trabajo en su oficina. Por esto, por todo su apoyo, observaciones, correcciones, respuestas y estímulo permanente, la considero excelente tanto humana como profesionalmente y le estoy profundamente agradecida.

En San Juan, en el aspecto informático, conté además con las explicaciones y múltiples respuestas a mis interrogantes, por parte de personas del departamento de informática: entre ellos quiero destacar a Raúl Klenzi, Manuel Ortega y Pedro Zárate.

Además, a la hora de transportar información, la ayuda invalorable de Gustavo y Rodolfo Albarracín, amigos del centro de estudiantes.

Quiero destacar el gentil ofrecimiento de Alfredo Leiva y Jadille Apara para usar sus computadoras y a Brígida Castro para usar su scanner.

No me olvido de las valiosas contribuciones de Mauricio Rodriguez y Mauro Saez a mis consultas.

Una carrera universitaria, es la suma de muchas horas de estudio y dedicación. Quiero recordar con todo mi cariño a mis compañeros de estudio, en especial a Bernardo Moyano, Karina Brizuela, Mariela Saavedra, Juan Carlos Marín, Jadille Apara, Raquel Rodriguez, Mario Vergara y Paulo López.

En la última etapa de mi carrera, mi compañera de estudios fue una geóloga excepcional, Laura Rodriguez. No sólo fueron largas horas de estudio, sino también de mateadas y charlas entrañables. Laura me ayudó en el momento de impresión de mi tesis, teniendo en cuenta muchísimas correcciones y detalles de forma y presentación. A ella le agradezco infinitamente su paciencia y fuerza en un momento fundamental en que me encontraba extenuada. Laura, mil gracias!!!

Hay un grupo especial de niños a quienes quiero incluir en los agradecimientos, porque en la alegría que me transmiten he encontrado muchas veces la fuerza que me hacía falta para seguir adelante. Mis ahijados Ana Laura Samoilenko y Ángel Gabriel Riveros; mis amiguitos: Carolina y Julián Pinillos, Sabrina y Arturo Vargas, Sol Maluendez, Emilia Prado y Gerardo Aguiar.

Por último, quiero agradecer con todo mi amor, a mi madre, por todo el apoyo moral, económico, afectivo y espiritual, que me brindó durante toda la carrera, en forma permanente e incondicional; por su ejemplo de vida, sus esfuerzos y su valentía para enfrentar con optimismo y alegría cada obstáculo y cada nuevo desafío.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	2
1.1. Justificación y planteo del problema	2
1.2. Marco tectónico de los Andes centrales	3
1.3. Objetivos	12
1.3.1. Objetivo Principal	12
1.3.2. Objetivos Secundarios	12
1.4. Metodología	12
1.4.1. Tomografía de Ondas de Cuerpo	12
1.4.2. Equipo informático	20
1.5. Antecedentes.....	20
1.5.1. Estudio de Chile central.....	20
CAPÍTULO 2: MARCO SISMOTECTONICO	22
2.1. Zona de estudio	22
2.1.1. Ambiente geológico-tectónico regional	22
2.1.2. Unidades morfoestructurales	23
2.1.3. Actividad sísmica	26
2.2. Características del terremoto de Valparaíso del 3 de marzo de 1985	26
2.2.1. Distribución de los daños.....	26
2.2.2. Observaciones posteriores al sismo	28
2.2.3. Observaciones en la zona intermareal	31
2.3. Proceso sísmico	32
2.3.1. Introducción	32
2.3.2. Antecedentes históricos	33
2.3.3. Regularidad en el proceso sísmico	35
2.3.4. Sismos precursores	35

2.3.5. Sismo principal y réplicas	36
2.3.6. Tsunami	39
2.3.7. Período de recurrencia de grandes terremotos en la zona de Valparaíso	39
2.4. Características del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985	39
2.4.1. Marco tectónico local	39
2.4.2. Sismicidad regional local	42
2.4.3. Sismicidad histórica	44
2.4.4. Coordenadas hipocentrales del terremoto principal	47
2.4.5. Distribución de réplicas en espacio y tiempo	48
2.4.6. Distribución de intensidades sísmicas	48
2.5. Microzonificación sísmica del Valle de Tulum	49

CAPÍTULO 3: PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN..... 64

3.1. Aspectos teóricos de la determinación de hipocentros	64
3.2. Obtención de datos	67
3.3. Tratamiento de los datos	67
3.4. Determinaciones hipocentrales	71
3.5. Generación de grillas	82
3.6. Determinación de la estructura de velocidades	86
3.6.1. Determinación del primer modelo inicial unidimensional de velocidades	86
3.7. Método de inversión.....	86
3.7.1. Conceptos básicos.....	86
3.7.2. Cálculo de G y g(p).....	105
3.7.3. Geometría de tierra esférica	107

CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN..... 109

4.1. Resultados de la localización	109
4.1.1. Distribución epicentral de eventos	109

4.1.2. Distribución hipocentral de eventos	109
4.1.3. Sismicidad del contacto sismogénico	111
4.2. Estructura de Velocidades	112
4.2.1. Velocidad de Onda S.....	119
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES	120
BIBLIOGRAFÍA	122

LISTA DE FIGURAS

Figura N° 1.1	Actividad Orogénica en la faja occidental de América del Sur.	Pág. 4
Figura N° 1.2	Vista tridimensional de los ambientes asociados a una zona de subducción.	Pág. 5
Figura N° 1.3	Estructura interna de La Tierra.	Pág. 7
Figura N° 1.4	Margen convergente.	Pág. 8
Figura N° 1.5	Segmentos con diferentes regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino-chilenos. Basado en Jordan et al., 1983.	Pág. 10
Figura N° 1.6	Zona de Wadati -Benioff en curvas de nivel.	Pág. 11
Figura N° 1.7	Bloque 3-D de la zona Wadati-Benioff	Pág. 13
Figura N° 1.8.a	a- Trayectoria de rayos utilizados en una tomografía local.	Pág. 17
Figura N° 1.8.b	Modelo inicial para una tomografía utilizando registros de señales sísmicas	Pág. 18
Figura N° 2.1	Rasgos morfológicos principales.	Pág. 25
Figura N° 2.2	Región afectada por el sismo.	Pág. 27
Figura N° 2.3	Área afectada por el sismo.	Pág. 29
Figura N° 2.4	Área de sismos precursores y réplicas.	Pág. 30
Figura N° 2.5	Isosismas del terremoto del 3 Marzo de 1985.	Pág. 37
Figura N° 2.6	Región de ruptura del sismo del 3 Marzo de 1985	Pág. 38
Figura N° 2.7	Ubicación de la provincia de Mendoza	Pág. 40
Figura N° 2.8	Provincia de Mendoza, ubicación de la zona epicentral.	Pág. 41
Figura N° 2.9	Perfil esquemático estructural del cerro La Cal	Pág. 43
Figura N° 2.10	Ubicación de epicentros de terremotos destructivos que afectaron el Gran Mendoza	Pág. 46
Figura N° 2.11	Ubicación del epicentro del terremoto principal y de los premonitores. Mendoza (1985).	Pág. 50
Figura N° 2.12	Distribución epicentral de réplicas del terremoto de Mendoza.	Pág. 51
Figura N° 2.13	Distribución de intensidades en el Gran Mendoza	Pág. 52
Figura N° 2.14	Distribución de intensidades sísmicas en Argentina	Pág. 53
Figura N° 2.15	Sección esquemática transversal de la tectónica en las provincias de San Juan y Mendoza.	Pág. 57
Figura N° 2.16	Fuentes sísmicas potenciales en la provincia de San Juan.	Pág. 58

Figura N° 2.17	Mapa unificado de peligrosidad sísmica	Pág. 62
Figura N° 2.17	Referencias	Pág. 63
Figura N° 3.1.a	Mapa con estaciones	Pág. 69
Figura N° 3.1.b	Mapa con estaciones, posiciones epicentrales y evento principal.	Pág. 70
Figura N° 3.2	Grilla A	Pág. 83
Figura N° 3.3	Grilla B	Pág. 84
Figura N° 3.4	Grilla C	Pág. 85
Figura N° 3.5	Modelos iniciales de velocidad, unidimensionales.	Pág. 88
Figura N° 3.6	Numeración de bloques.	Pág. 91
Figura N° 3.7	Bloques por capa, con su correspondiente valor de velocidad y resolución.	Pág. 92
Figura N° 3.8	Modelos unidimensionales de velocidad para cada bloque.	Pág. 99
Figura N° 4.1	Mapa con perfiles 1 y 2.	Pág. 110
Figura N° 4.2.a	Perfiles hipocentrales previo a la inversión.	Pág. 114
Figura N° 4.2.b	Perfiles hipocentrales luego de la inversión	Pág. 115
Figura N° 4.3	Modelo de velocidades, en capas planas.	Pág. 116
Figura N° 4.4	Perfiles de la estructura de velocidades.	Pág. 117

LISTA DE TABLAS

Tabla N° 2.1	Terremotos destructivos que afectaron al gran Mendoza.	Pag. 45
Tabla N° 2.2.a	Terremotos asociados con fallas de la corteza	Pag. 55
Tabla N° 2.2.b	Fuentes sísmicas potenciales, superficiales.	Pag. 56
Tabla N° 2.3	Potencial de daño de los distintos núcleos urbanos.	Pag. 61
Tabla N° 3.1	Estaciones de la Red Sismológica de Chile Central (RSCC).	Pág. 68
Tabla N° 3.2	Estaciones de la Red Sismológica de Argentina.	Pág. 66
Tabla N° 3.3	Datos en formato HYPOINVERSE	Pág. 72
Tabla N° 3.4	Eventos relocalizados	Pág. 75
Tabla N° 3.5	Modelos de velocidad inicial, unidimensionales.	Pág. 89
Tabla N° 4.1	Modelo unidimensional de velocidades, capas planas.	Pág. 113

RESUMEN

En la zona cordillerana de los Andes Centrales, entre las latitudes 31° y 34°S , se llevó a cabo una Tomografía Sísmica, en base a las ondas P y S registradas por estaciones sismológicas tanto de Chile como de Argentina, durante los años 1985 y 1986.

Las ondas P y S, cuyos tiempos de arribo constituyeron los datos iniciales del presente trabajo, corresponden principalmente a réplicas de dos grandes sismos ocurridos en el año 1985: el terremoto de Valparaíso (Chile) del día 3 de Marzo y el terremoto de Mendoza (Argentina) del día 26 de enero; estas ondas también corresponden a otros eventos menores, ocurridos en los años 1985 y 1986.

Los resultados obtenidos pueden situarse dentro de dos categorías:

- ◆ Un modelo cuasi-tridimensional de la estructura de velocidades de la raíz de los Andes Centrales entre los paralelos 31° y 34°S . (Los valores de velocidad pueden apreciarse en los perfiles P1 ($32,5^{\circ}\text{S}$) y P2 ($33,5^{\circ}\text{S}$), en la figura 4.4 (Pág. 117)).
- ◆ Nuevos valores de posiciones hipocentrales para los eventos considerados. (Los resultados pueden verse gráficamente representados en la figura 4.2.b (Pág. 115)).

El nuevo modelo de velocidades y la utilización conjunta de las redes de Chile y Argentina permitió arribar a valores de posiciones hipocentrales que definen con mayor precisión la zona de Wadati-Benioff y la sismicidad superficial en el área comprendida dentro de las latitudes consideradas.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

JUSTIFICACIÓN Y PLANTEO DEL PROBLEMA

El presente trabajo intenta responder al siguiente interrogante: ¿cuál es la estructura de velocidades bajo los Andes Centrales, entre los paralelos 31 y 34 de latitud sur, teniendo en cuenta que es un producto asociado al marco tectónico de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana?

Considerando que, entre los paralelos mencionados se encuentran las ciudades de San Juan y Mendoza (en Argentina) y Valparaíso (en Chile) y, que en estas ciudades se vivieron episodios sísmológicos de gran envergadura, San Juan, 1977, $M_w=7.4$; Mendoza, 1985 $M_w=6.9$; Valparaíso, 1985, $M_b=6.7$ - $M_s=7.8$, con sus correspondientes réplicas, registrándose tanto al oriente como al occidente de la Cordillera de los Andes en las estaciones permanentes de ambos países, podríamos considerar la posibilidad de replantear nuestro problema y formularlo de la siguiente manera:

Si contamos con los tiempos de arribo de ondas P y S, generadas por dos eventos sísmicos con hipocentros a ambos lados de la cordillera, ¿de qué modo podremos utilizar esta información para conocer con mejor detalle la raíz de los Andes Centrales entre los paralelos 31 y 34 de latitud sur?

Con esta inquietud se formuló el Proyecto Binacional SECYT-CONICYT "Determinación de la estructura de velocidades bajo la zona cordillerana de los Andes Centrales entre Chile y Argentina", el cual forma el marco principal de este Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica.

Previamente, los cálculos de la raíz de los Andes Centrales, se habían hecho en base a un modelo de capas planas, con el consiguiente error, ya que en esta zona, las capas distan mucho de este modelo.

El terremoto del 3 de Marzo de 1985 proporcionó información muy valiosa sin precedentes y de gran importancia para zonas sísmicas, desde que existen registros instrumentales en la zona. Por primera vez, un conjunto de instrumentos modernos estaban instalados en el terreno, permitiendo registrar un terremoto de magnitud de Richter 7.8.

El presente trabajo, pretende obtener un modelo tridimensional de velocidades, a fin de determinar una estructura más detallada. Además, mediante la determinación conjunta de las réplicas de ambos eventos, hacer localizaciones más precisas y robustas de dichos eventos gracias a una mejor cobertura azimutal lo que también ofrecerá, una mejor visión de la zona de Wadatti-Benioff que define el contacto interplaca.

Finalmente, este trabajo intenta fijar un precedente para, a futuro, utilizar en forma conjunta las redes sismológicas de ambos países que registren los mismos eventos sísmicos, mejorando la cobertura azimutal al realizar las localizaciones; por otra parte, los resultados alcanzados permitirán tener un mejor conocimiento de nuestro planeta en esta zona, siendo tal vez la base de futuros estudios científicos en la misma.

MARCO TECTÓNICO DE LOS ANDES CENTRALES

La faja occidental de América del Sur, activa, ha concentrado la actividad orogénica del continente durante la época fanerozoica, es decir, desde hace aproximadamente 600 millones de años (Fig. 1.1).

Las características de este margen, corresponden a las de una zona de convergencia y subducción de placas corticales (Fig. 1.2). Este tipo de zonas es típicamente activo desde el punto de vista sísmico y volcánico. A lo largo de ellas, se desarrollan sistemáticamente profundas fosas oceánicas y cadenas de montañas. Estas últimas son el resultado de una prolongada evolución geológica, estrechamente ligada a las características locales y regionales del proceso de convergencia y subducción de placas, desarrollado a lo largo del margen continental. Así por ejemplo, a lo largo del borde activo de América del Sur se

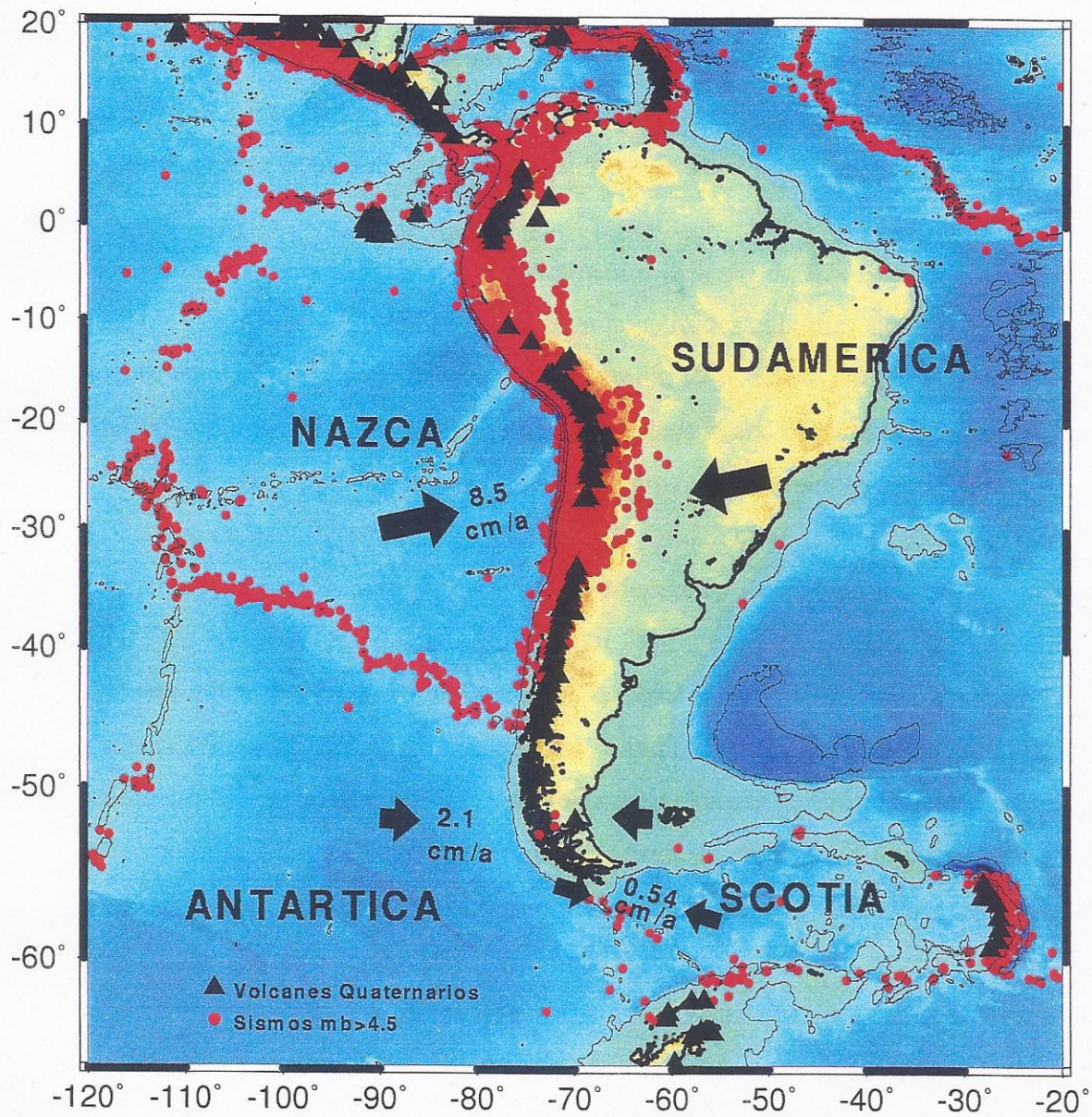


Figura 1.1 Actividad orogénica en la faja occidental de América del Sur

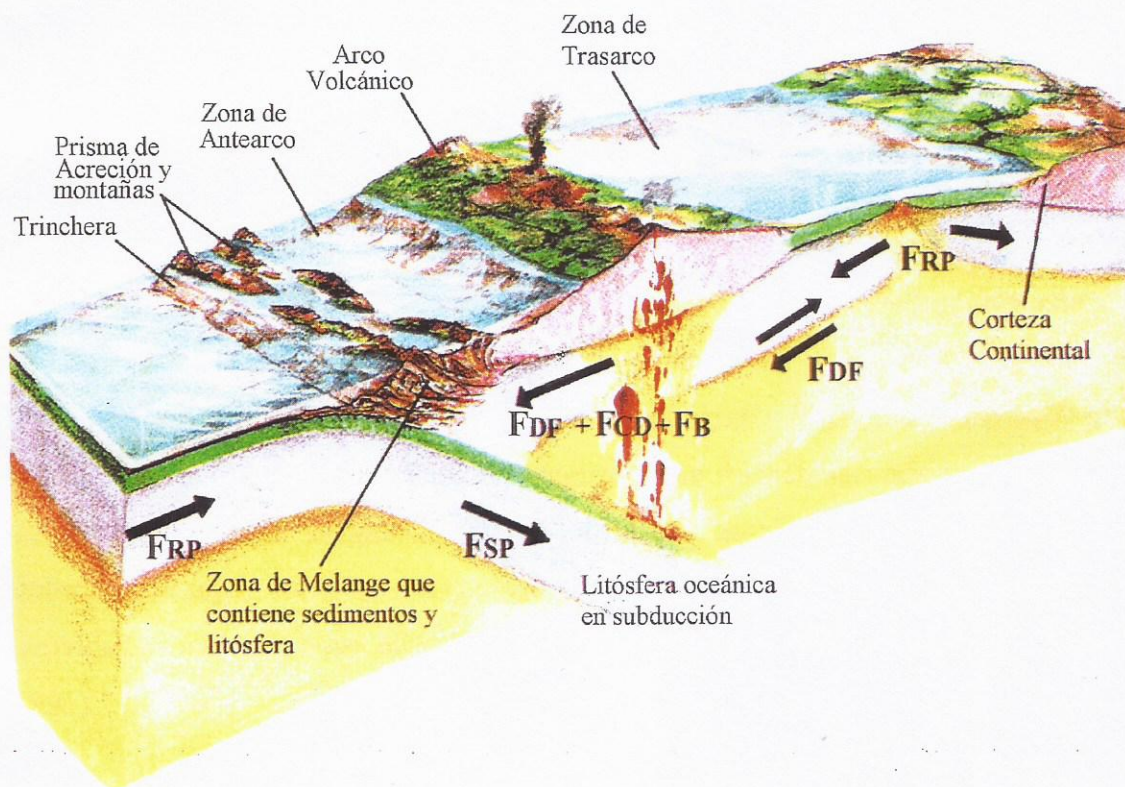


Figura 1.2 Vista tridimensional de los ambientes asociados a una zona de subducción

desarrolló el cordón andino o Cordillera de los Andes, la cual forma parte del denominado "cinturón de fuego del Pacífico". Los rasgos más jóvenes dentro de la evolución de esta cadena de montañas, permiten diferenciar a lo largo de su eje, distintos segmentos cuyos límites coinciden con aquellos de las placas oceánicas que subductan el continente. Se distinguen de este modo: los Andes del Norte, los Andes Centrales y los Andes Australes (Corvalán y Charrier, 1985).

Los estudios realizados, relacionados con la respuesta gravitatoria, la sísmica de refracción y la teoría de isostasia, permiten sostener que los continentes están formados por una corteza granítica ligera de unos 40 km de espesor y, los fondos oceánicos por una corteza basáltica más densa cuyo espesor no supera los 7 km. Estos dos tipos de corteza yacen sobre el manto superior, aún más denso. La transición corteza-manto es drástica y se denomina discontinuidad de Mohorovicic, o simplemente Moho.

Existe otro límite alternativo, que considera el comportamiento mecánico de las rocas, ubicado a una profundidad mayor que la discontinuidad de Mohorovicic y que separa una capa rígida y fría llamada litósfera, de otra plástica y más caliente llamada astenósfera (Fig. 1.3). La litósfera alcanza espesores del orden de los 70 km bajo la corteza oceánica y de 150 km bajo la corteza continental (Fig. 1.4).

Para la zona bajo estudio, la subducción está caracterizada por la placa de Nazca, oceánica, joven y rápida, la cual se introduce bajo la placa Sudamericana, con una tasa de convergencia relativa de aproximadamente 8,4 [cm/año] en dirección N 80° E. Esta situación, lleva asociada un contacto sismogénico interplaca fuertemente acoplado, que genera una fuerte actividad sísmica. Precisamente, la alta sismicidad de esta zona de subducción la hace propicia para realizar estudios de tomografía sísmica como el que aquí se presenta.

La convergencia entre las placas involucra un proceso complejo, donde los factores reológicos controlan el régimen de esfuerzos y deformaciones que allí tienen lugar. Como resultado de este proceso, se obtiene una geometría particular de la placa subductada, resultado que puede conocerse indirectamente; en este

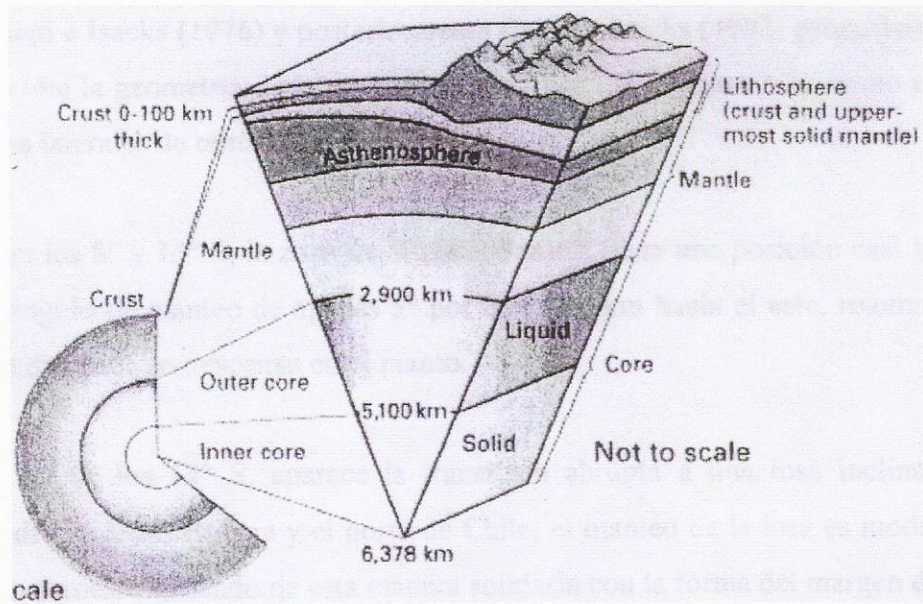


Fig. 1.3 Estructura interna de La Tierra.

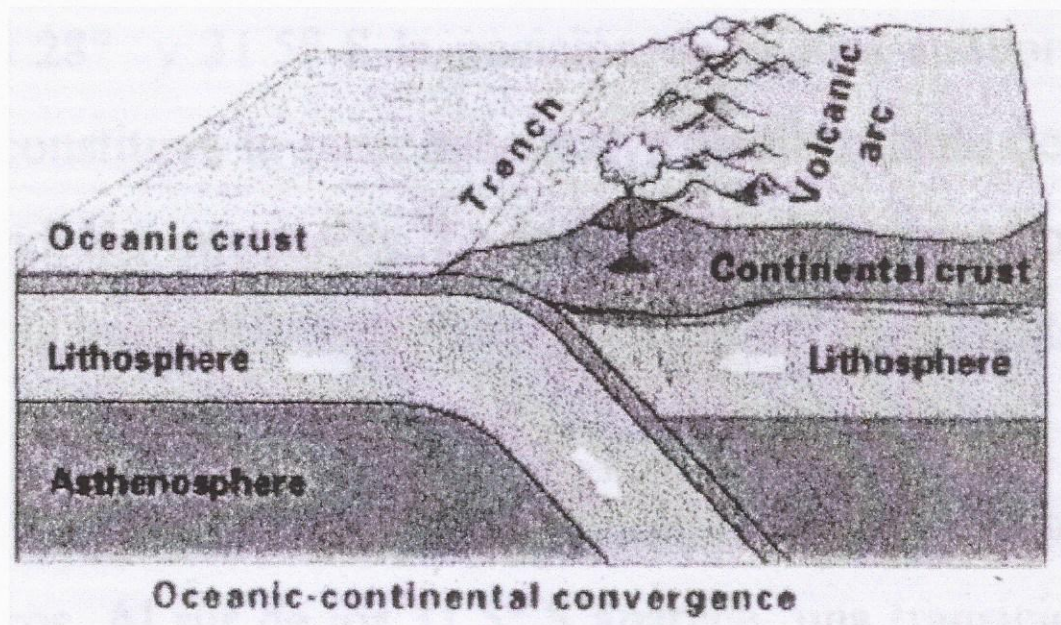


Fig. 1.4 Margen convergente.

sentido, las determinaciones hipocentrales han contribuido a delimitar la posición y la forma de la losa correspondiente a la placa de Nazca subductada bajo la placa Sudamericana.

Barazangi e Isacks (1976) y posteriormente, Cahill e Isacks (1992), propusieron un modelo que se conoce como la geometría de la zona Wadati-Benioff (Fig.1.6-1.7), mostrando una estructura con variaciones laterales de norte a sur (a efectos prácticos, sólo se hará mención a la zona de interés en el presente trabajo)(Fig. 1.5):

- Entre los **28° y 31°S** la posición de la losa **subhorizontal** de la zona de Wadati-Benioff constituye la parte más activa sísmicamente del total, donde mayormente se producen sismos de profundidad intermedia. La losa que se introduce convexa hacia arriba, cambia de convexidad presentándose cóncava entre las profundidades de 50 y 100 km bajo la Cordillera Principal, extendiéndose unos 300 km hacia el este, para luego continuar su descenso bajo los 125 km. Esta geometría está muy bien definida por la abundancia de hipocentros.
- Al sur de los **31.5°S** aparece una **transición** de la losa subhorizontal a una **posición más inclinada**. El nivel de la actividad sísmica de profundidad intermedia, al sur de la región de la losa plana bajo Argentina, cae dramáticamente; sin embargo, existen estudios sísmicos entre los 32° y 34.5°S en territorio chileno (Fuenzalida y otros, 1992), basados en información de catálogos y datos tomados por una red portátil temporal, que evidencian a través de una serie de perfiles, el cambio de una subducción subhorizontal al norte de los 33°S a una subducción normal, hacia el sur, como una transición continua.
- Entre los **33° y 37°S**, la sismicidad permite definir a la losa subductada con una **inclinación** de aproximadamente **25°** hacia el este.

En general, los cambios tectónicos de la placa Sudamericana, a escala regional, que se superponen a la placa de Nazca a lo largo de la zona de Wadati-

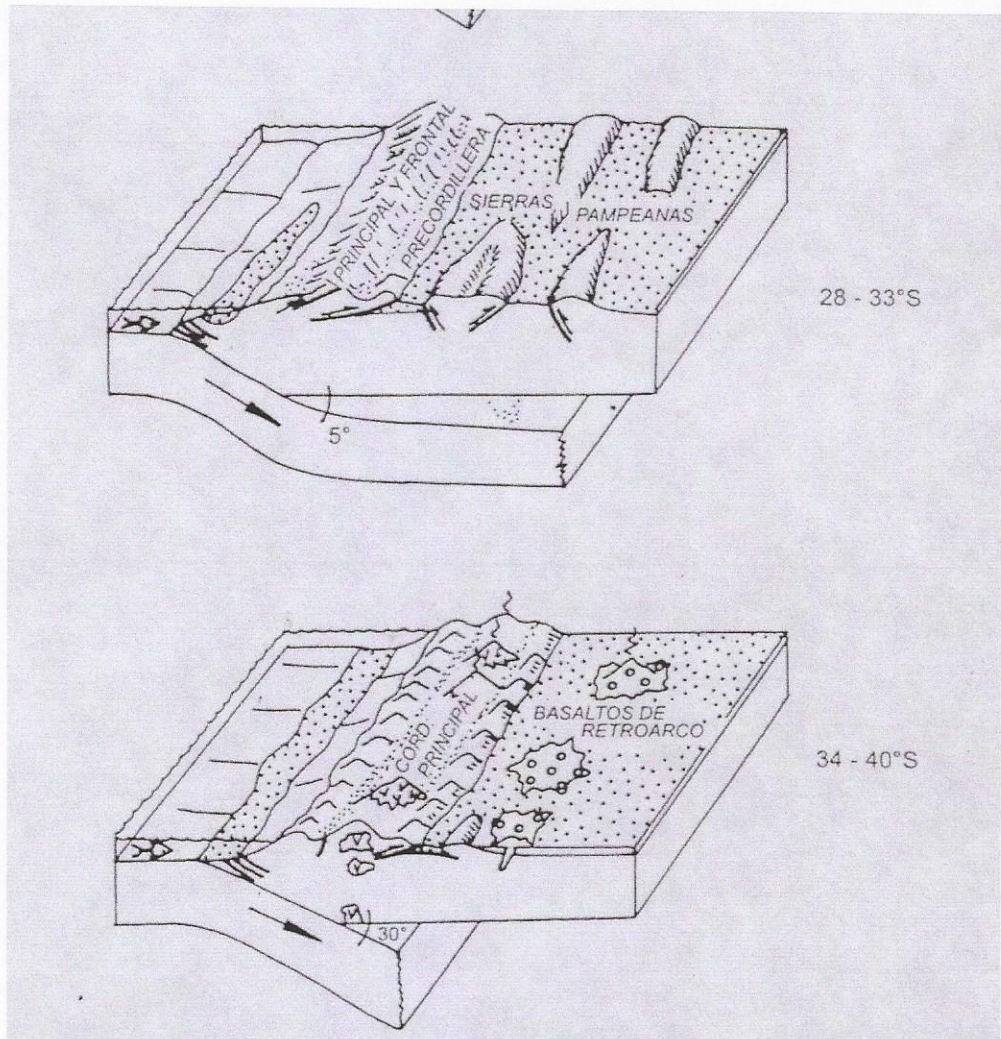
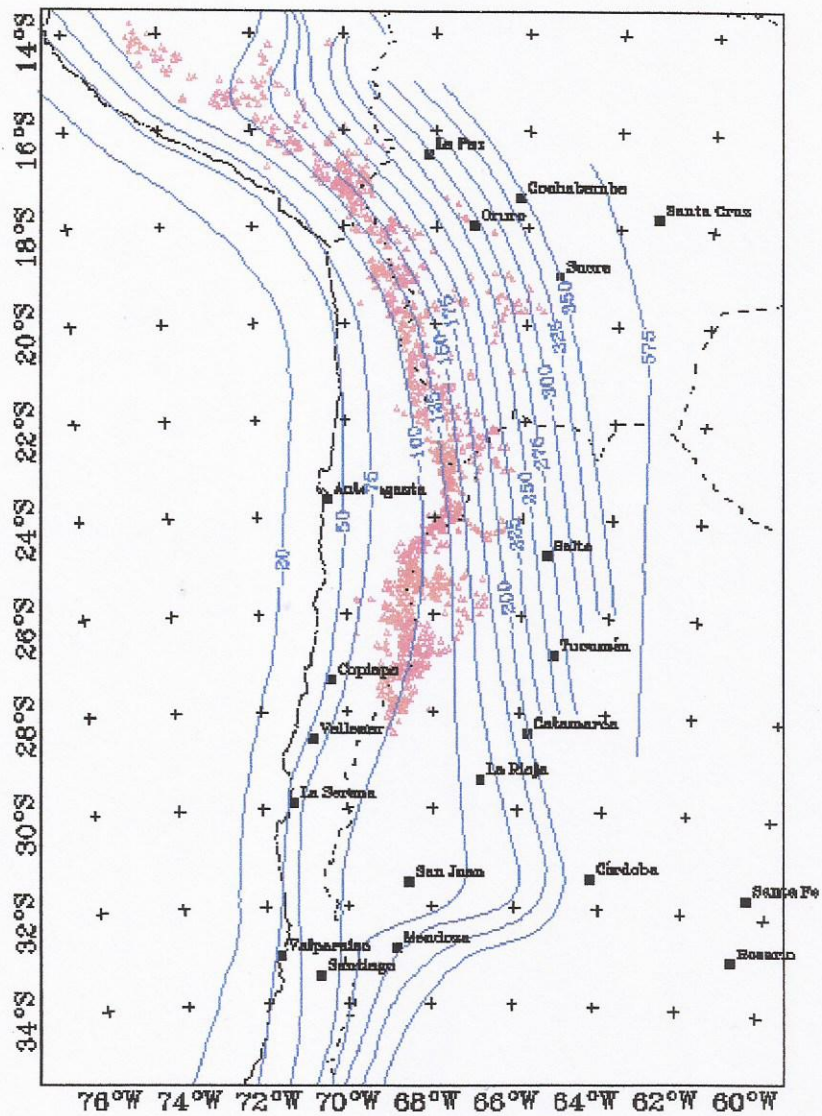


Fig. 1.5 Segmentos con diferentes regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino-chilenos. Basado en Jordan et al., 1983.



Wadati Benioff zone (Isacks working group, Cornell University)

Fig. 1.6 Zona de Wadati-Benioff en curvas de nivel.

Benioff muestran una simultaneidad con los cambios en el ángulo de subducción de la losa (Figs. 1.6 y 1.7).

OBJETIVOS

Objetivo Principal

Determinar la estructura de velocidades bajo la cordillera de los Andes entre los paralelos 31° y 34° S.

Objetivos Secundarios

- Integrar la información sísmica correspondiente a las réplicas de los terremotos de Mendoza, Argentina (1985) y Valparaíso, Chile (1985), registrada en las redes permanentes de ambos países.
- Determinar la estructura de velocidades bajo la cordillera de los Andes entre los paralelos 31° y 34°S para localizar más precisamente las réplicas de ambos eventos en base a este modelo, identificando con mayor grado de exactitud las principales unidades sismotectónicas presentes en el área de estudio: litósfera oceánica, litósfera continental, manto superior y cuña astenosférica.
- Sentar un precedente en cuanto a la integración de datos entre Chile y Argentina, a fin de que en el futuro, el modelo de velocidades pueda mejorarse y la información integrada por parte de ambos países pueda a su vez, localizarse más precisamente.
- Abordar aspectos geofísicos relacionados con la raíz de los Andes.

METODOLOGÍA

Tomografía de Ondas de Cuerpo

Una de las tareas más rutinarias en la observación sismológica consiste en la localización hipocentral, la que requiere principalmente, la identificación de los tiempos de llegada de las diferentes fases de las ondas sísmicas y también,

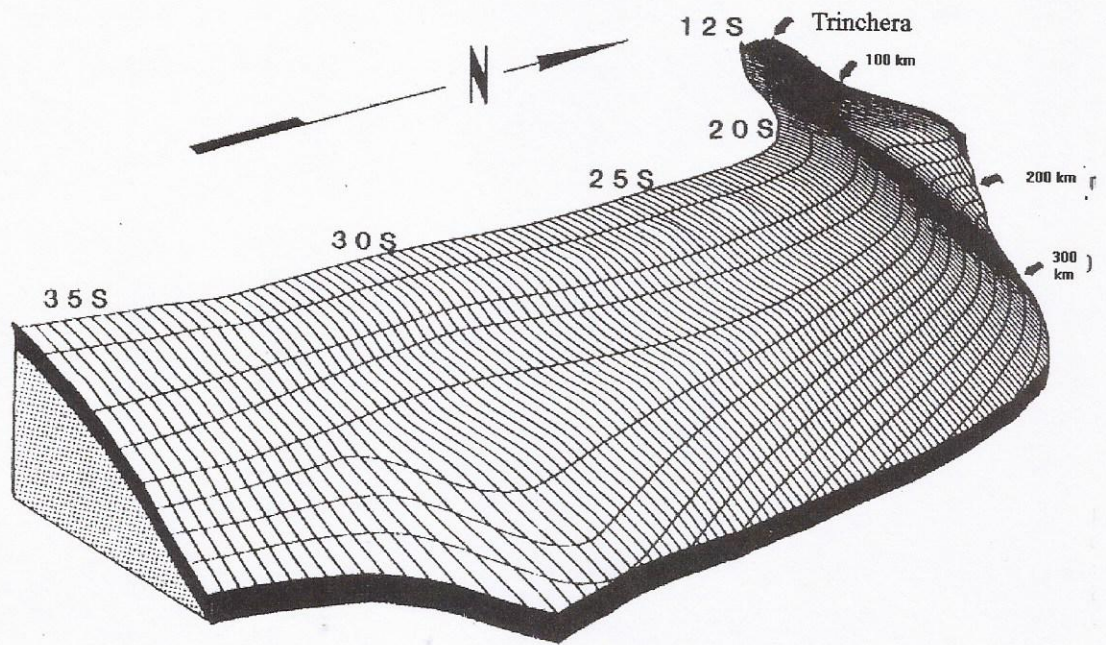


Figura 1.7 Bloque 3-D de la zona Wadati-Benioff

conocer la estructura de velocidades de dichas ondas, entre el hipocentro y la estación sismológica que lo registra. Por otra parte, estimando la localización del hipocentro se puede calcular el tiempo de viaje de las ondas P y S, registradas en alguna estación sísmica, a partir de un modelo de velocidad complejo y arbitrario.

La tomografía de las ondas sísmicas es una técnica que nos permite entre otros, obtener información de las velocidades de las ondas sísmicas en el interior de la tierra. De esta manera, dependiendo de las estaciones de la red utilizada, se pueden obtener modelos de la estructura de velocidades de las ondas P y S en una, dos o tres dimensiones. Los modelos tomográficos son, en la mayoría de los casos, calculados a partir de las desviaciones con respecto a un modelo referencial unidimensional, obtenido a priori. Las anomalías de velocidades observadas, son principalmente provocadas por diferencias en la densidad y en el estado global de la materia, influenciadas por la temperatura y la presión a las profundidades en donde se encuentran.

Un método tradicional para la determinación de la estructura de velocidades, consiste en parametrizar la tierra en un grupo de bloques de velocidad constante. Posteriormente se analizan los modelos de velocidad de las ondas P y S obtenidos. Se comienza con la determinación de los modelos unidimensionales de velocidad, se continua con modelos bidimensionales y se finaliza con modelos tridimensionales compuestos por bloques de diferentes tamaños, dependiendo siempre de la cantidad y calidad de los datos y, de la capacidad del programa para procesarlos.

El principio es que una fase sísmica particular tiene un tiempo de viaje T entregado por una integral de camino dentro del medio:

$$T = \int_s \frac{ds}{v(s)} = \int_s u(s) \cdot ds \quad (1.1)$$

donde $u(s)$ es la lentitud a lo largo de la fase; escrito de esta forma, es posible linealizar el problema. El tiempo de viaje residual relativo al modelo de referencia de la tierra fue causado quizás por una perturbación de velocidad (o lentitud) a lo

largo del camino. Un cambio de velocidad en el camino debe perturbar la trayectoria, pero este efecto puede ser corregido a través de un cálculo iterativo.

La idea es que la integral de camino por el medio perturbado debe igualar al tiempo de viaje residual observado:

$$\int_S \Delta u(s) \cdot ds = \Delta T = T_{obs} - T_{pred} \quad (1.2)$$

donde $\Delta u(s)$ es la perturbación de la lentitud determinada. Si el medio es subdividido en bloques, es posible calcular el largo del camino recorrido l_j en el j -ésimo bloque y "discretizar" el problema para obtener:

$$\Delta T = \sum_j l_j \cdot \Delta u_j \quad (1.3)$$

Claramente una observación simple es inadecuada para dividir la perturbación de la lentitud a lo largo de la trayectoria, y la elección más razonable sería distribuir la anomalía uniformemente en el largo de la trayectoria. Pero si son muchos pares de estaciones y eventos se desarrolla un sistema de i ecuaciones:

$$\Delta T_i = \sum_j l_{ij} \cdot \Delta u_j \quad (1.4)$$

donde, las trayectorias que intersecten un bloque común pueden requerir perturbaciones de lentitud, en este bloque, diferente de la anomalía de distribución uniformemente a lo largo de cada trayectoria. La información contenida en el cruce de la trayectoria, viene de una integral consistente con el sistema de ecuaciones, que puede revelar variaciones en dos o tres dimensiones en el medio. La ecuación anterior, tiene la forma de un sistema lineal parecido a $d = G \cdot m$, donde d es la matriz de los datos, G es conocida como la matriz del modelo y m , es llamada matriz de las incógnitas. Este sistema puede ser resuelto con el método inverso que se explica en el capítulo 3. En este caso, la trayectoria de cada rayo en un bloque lij , es la derivada parcial del tiempo de viaje con respecto a la lentitud de ese bloque $\frac{\partial T_i}{\partial u_j}$.

En general, se tienen más trayectorias que parámetros del modelo, produciéndose un sistema sobredeterminado; no obstante, el error asociado a los datos y una inadecuada parametrización del modelo, harán seguramente que el sistema sea inconsistente.

La solución de la inversa generalizada de (1.4), proviene de:

$$m = [G^T \cdot G]^{-1} \cdot G^T \cdot d \quad (1.5)$$

donde tenemos $d = \Delta T_i$; $G = l_{ij}$; $m = \Delta u_j$

Si la inversión generalizada es inestable, nuestro recurso es el valor singular de truncación para obtener una solución. La resolución de la matriz $F(m)=d$ puede ser calculada para revelar (resultar) como fuente del modelo, pudiendo ser reconstruido si los datos y la parametrización del modelo, son perfectos. Generalmente, la matriz de resultados, muestra diferencias entre bloques adyacentes donde los rayos convergen; sin embargo, es sabido que es inadecuado aislar la anomalía en cada bloque.

La figura 1.8.a corresponde a la aplicación común al registro de sismicidad local de un orden de sensores superficiales. Mientras es posible la localización de eventos con un modelo de velocidad unidimensional, el cruce de rayos nos permite también, un alcance para resolver la corteza heterogénea de poca profundidad; algunas veces, esto implica un interés por localizar el sismo en forma más robusta, resolviendo para una estructura tridimensional y luego, iterando en ambos (localización y estructura), o bien, el problema puede formularse para una solución simultánea de ambos.

La figura 1.8.b por su parte, muestra los registros de ondas sísmicas de un conjunto de eventos los cuales son usados para invertir una corteza tridimensional y el manto superior heterogéneo. La idea es que ante la ausencia de heterogeneidades, el frente de onda incidente debería tener la velocidad aparente de una onda plana simple a través de la matriz. La matriz de datos, es procesada mediante el cálculo individual de las anomalías de las estaciones relativas al mejor ajuste de las ondas planas, reducido por el promedio de las anomalías a lo largo de

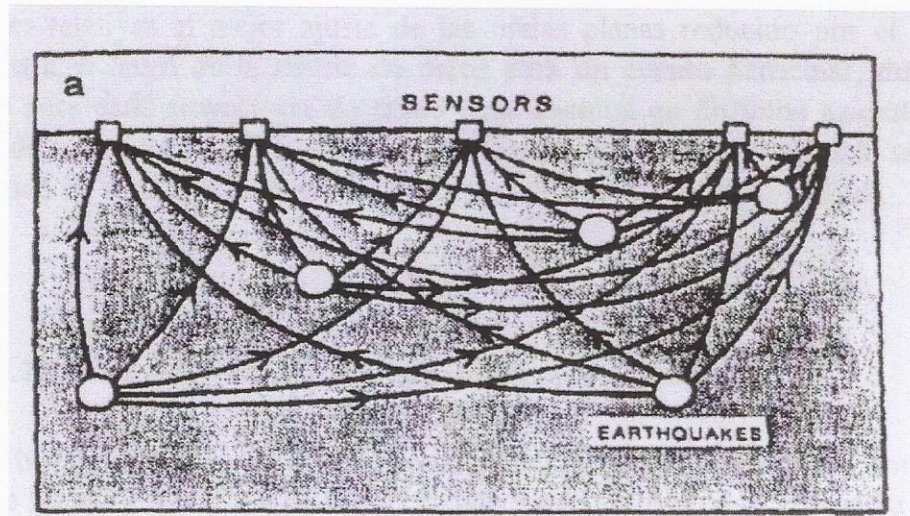


Fig. 1.8.a Trayectoria de rayos utilizados en una tomografía local.

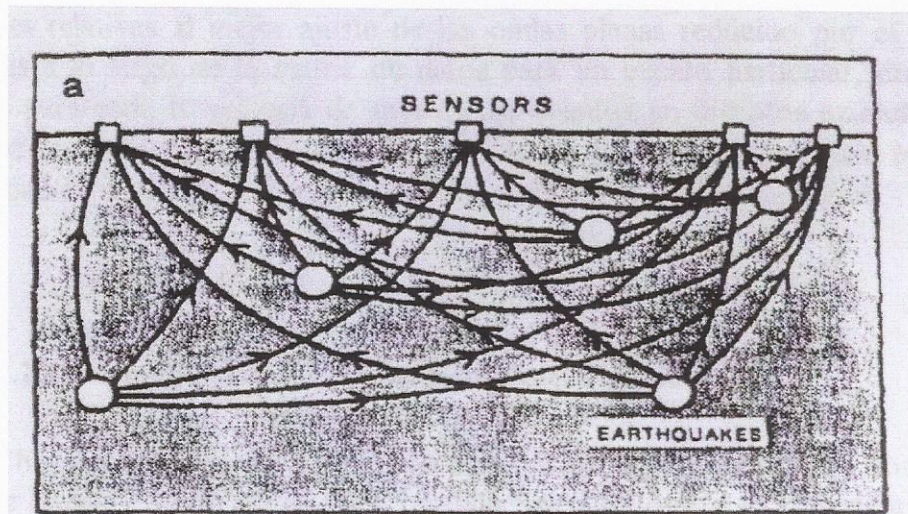


Fig. 1.8.b Modelo inicial para una tomografía
utilizando registros de señales sísmicas

la matriz de datos para un evento particular, donde los residuos son relativos para cada trayectoria de rayos. Los eventos son analizados para distintos azimuth, obteniendo como resultado conos de rayos incidentes por debajo de cada estación, los cuales se traslapan en profundidades dando cobertura de rayos para cada bloque (Cobo, 2000).

De acuerdo a lo anteriormente expresado, se procederá de la siguiente manera:

El conjunto de tiempos de llegada de la microsismicidad registrada por las redes mencionadas, será usado para la determinación hipocentral preliminar, usando el programa HYPOINVERSE, el cual considera para la localización un modelo 1-D de velocidades de capas planas. Del conjunto inicial de datos, se seleccionará un subconjunto con las determinaciones hipocentrales más confiables para realizar una inversión de estructura de velocidades de ondas de cuerpo. Los tiempos de llegada de las ondas P y S registradas en las redes propuestas, serán utilizadas en una determinación simultánea de hipocentros y estructuras tri-dimensionales de velocidades de ondas de cuerpo.

La técnica de inversión que se utilizará, está basada en la del método propuesto originalmente por Aki y Lee (1976) y, es similar al usado por otros autores tales como Roecker y otros (1987), Abers y Roecker (1991); Comte y otros (1995). En dichos artículos, puede encontrarse una explicación detallada del método, el que será discutido brevemente a continuación.

El área de estudio es parametrizada en un conjunto de bloques de dimensiones arbitrarias, de velocidad constante. Las velocidades de las ondas son especificadas y determinadas como parámetros independientes dentro de cada bloque. El trazado de rayos en las estructuras tri-dimensionales utiliza un método aproximado basado en el propuesto por Thuber and Ellsworth (1980). Todos los cálculos se realizan en una geometría de tierra esférica, junto con transformaciones a tierra plana. Se utilizará la técnica de reparametrización (Abers and Roecker, 1991), para agrupar bloques elementales en estructuras mayores o megabloques. Estos megabloques, permitirán introducir de una forma simple,

geometrías que incorporan información acerca de los límites que separan las estructuras mayores y también, permite combinar parámetros que son determinados con poca precisión. La inversión, aplica una formulación iterativa no-lineal, similar a la descrita por Tarantola y Valette (1982). También se utilizará la técnica de inversión progresiva y separación de parámetros, lo que significa que los eventos son relocalizados antes de perturbar la estructura y, los parámetros hipocentrales, son formalmente desacoplados de los parámetros de la estructura de velocidades, cuando se resuelven las perturbaciones a dicha estructura.

Se utilizarán los modelos iniciales determinados por las inversiones unidimensionales en dirección este-oeste, para obtener un modelo tridimensional confiable, reduciendo al mínimo el tamaño de los megabloques.

Equipo informático

En la etapa de procesamiento, el presente trabajo requirió la utilización de una estación de trabajo Sun Ultra 250, de 1 Gb de memoria Ram. Se trabajó sobre sistema operativo SOLARIS27, con programas específicos creados en lenguaje FORTRAN.

Los mapas que se presentan en este trabajo, en su mayoría fueron generados mediante GMT (2000).

ANTECEDENTES

Estudio de Chile Central.

Entre los 31.5° S y 34°S, Fuenzalida (1988), no observó variación en el ángulo de inclinación de la zona de Benioff bajo territorio chileno (70°W a 72°W); de allí, se infiere que no existe una discontinuidad en la litósfera subductada bajo Chile ya que no se observa, ninguna discontinuidad espacial que pueda evidenciar un quiebre en la placa subductada. No hay sismicidad a profundidades mayores que 150 km. Al norte de los 33°S, la sismicidad se mantiene por encima de 110 km de profundidad, extendiéndose hasta 500 km desde la fosa. Al sur de 33.2°S,

la sismicidad alcanza los 150 km a ≈ 250 km desde la fosa, lo que puede correlacionarse con la distribución de la actividad volcánica actual. Se destaca que los datos utilizados no son resolutivos en lo que respecta al detalle de la transición, ya que para ello es necesario un trabajo de complementación con Argentina. Finalmente, el cambio en la orientación de la fosa podría interpretarse como debido de la diferencia en el acoplamiento entre las dos zonas, o simplemente, como un rasgo independiente de la subducción producto de la forma de la costa [Cobo, 2000].

CAPÍTULO 2

MARCO SISMOTECTONICO

ZONA DE ESTUDIO

El presente trabajo abarca el área correspondiente a los Andes Centrales comprendida entre los paralelos 31° y 34°S y los meridianos 68° y 73°W, zona que incluye las ciudades de Mendoza y San Juan (Centro oeste de Argentina), Santiago y Valparaíso (Chile).

Ambiente geológico-tectónico regional

Dentro de las unidades morfoestructurales involucradas en este trabajo, se incluyen: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera. Se trata de cordones alineados en dirección N-S, separados entre si por valles longitudinales. Los rasgos estructurales mayores de estas unidades están controlados por los efectos de la subducción de la placa de Nazca (corteza oceánica) por debajo de la placa Sudamericana (corteza continental), a lo largo de la fosa chileno-peruana.

De acuerdo a Mingorance, F. (1992), estos rasgos estructurales mayores varían considerablemente de N a S. Así, en Perú, Bolivia y el norte argentino, se destacan los elevados plateau del Altiplano y La Puna, con un ancho variable entre 200 y 400 km. A partir de los 28°S, y hacia el S, el ancho de las regiones topográficamente elevadas, decrece notablemente hasta unos 80 km aproximadamente, mientras que los bloques montañosos constitutivos de las Sierras Pampeanas, se extienden hasta unos 450 km al E del Cinturón del Empuje Activo de Precordillera. A los 33°S desaparecen dichas sierras, en tanto que continúan los altos topográficos angostos de la Cordillera Principal.

Los grandes cambios tectónicos acaecidos al E de los Andes, son consecuencia del cambio de inclinación de la Placa de Nazca. La placa subducida cambia de buzamiento entre los 26° y 28°S, pasando a una posición casi horizontal. Esta situación se mantiene hasta los 33°S, donde la Placa de Nazca vuelve a buzar pronunciadamente hacia el E. La región suprayacente al tramo subhorizontal de la placa subducida se caracteriza por una marcada ausencia del vulcanismo. La ubicación de la placa subducida determinada en función de la actividad sísmica sugiere una profundidad variable entre 100 - 130 km bajo la región Precordillera y de unos 200 Km bajo las Sierras Pampeanas de Córdoba.

En relación al proceso de subducción, en la evolución de los Andes Centrales se reconocen distintas etapas, cuyas consecuencias determinaron variaciones en el marco tectónico regional. En la última etapa, correspondiente al Neógeno, este marco tectónico estuvo controlado por la segmentación de los Andes (Fig. 1.5) propuesta por Isacks y otros autores (1982) y también por Jordan y otros autores (1983) como resultado de la subducción de una dorsal asísmica tal como la de Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene y otros, 1997) que ocurrió durante el Mioceno medio.

Unidades morfoestructurales

Los rasgos orográficos actuales de la Cordillera de los Andes, según Corvalán, J. y Charrier, R. (1985), son el producto de eventos geológicos recientes que se han superpuesto a la larga y compleja evolución geológica de cientos de millones de años, iniciada en el Paleozoico. Estos rasgos, tal como ocurre con la actividad volcánica cuaternaria, parecen estar determinados o bien, muy influenciados por las características de la zona de subducción. Así por ejemplo, como consecuencia de los últimos movimientos de levantamiento de la cadena andina, se verificaron desplazamientos verticales relativos entre bloques, los cuales determinaron la actual subdivisión de los Andes que afectan en particular, a la zona en estudio, obteniéndose unidades morfoestructurales separadas entre sí por fallas

normales de orientación N-S. De acuerdo con Groeber, (1918), de oeste a este estas son las siguientes (Fig. 2.1):

- a) Cordillera de la Costa: Consta principalmente de rocas paleozoicas. Otras rocas más jóvenes, apoyadas discordantemente sobre las paleozoicas, se encuentran, en el sector considerado, en su mitad oriental.
- b) Depresión Longitudinal (o Valle Central): Desarrollada al norte de 27°S y al sur de 33°S, entre la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal, presenta gruesas acumulaciones de depósitos clásticos no consolidados. La región comprendida entre 27° y 32°S, donde esta depresión no está desarrollada, corresponde al sector del territorio chileno denominado Valles Transversales.
- c) Cordillera Principal: Formada por rocas mesozoicas y cenozoicas, presenta las mayores alturas de la cadena y forma, por lo tanto, la divisoria de aguas. Su vertiente occidental se encuentra en Chile y su vertiente oriental, en Argentina. En los segmentos donde existe actividad volcánica cuaternaria, los volcanes están instalados en esta unidad.
- d) Cordillera Frontal: Desarrollada en Argentina, entre 27° y 34°S, está formada principalmente por rocas del Paleozoico Superior, las cuales están recubiertas en su borde occidental por depósitos mesozoicos y cenozoicos característicos de la Cordillera Principal.
- e) Valle de Uspallata-Calingasta: Desarrollado entre 30° y 33°S, limitado al oeste por Cordillera Frontal y al este por Precordillera, presenta también gruesas acumulaciones de depósitos clásticos no consolidados.
- f) Precordillera: Desarrollada entre 28° y 30°S, está formada principalmente por rocas paleozoicas y ocasionalmente también por basamento precámbrico.

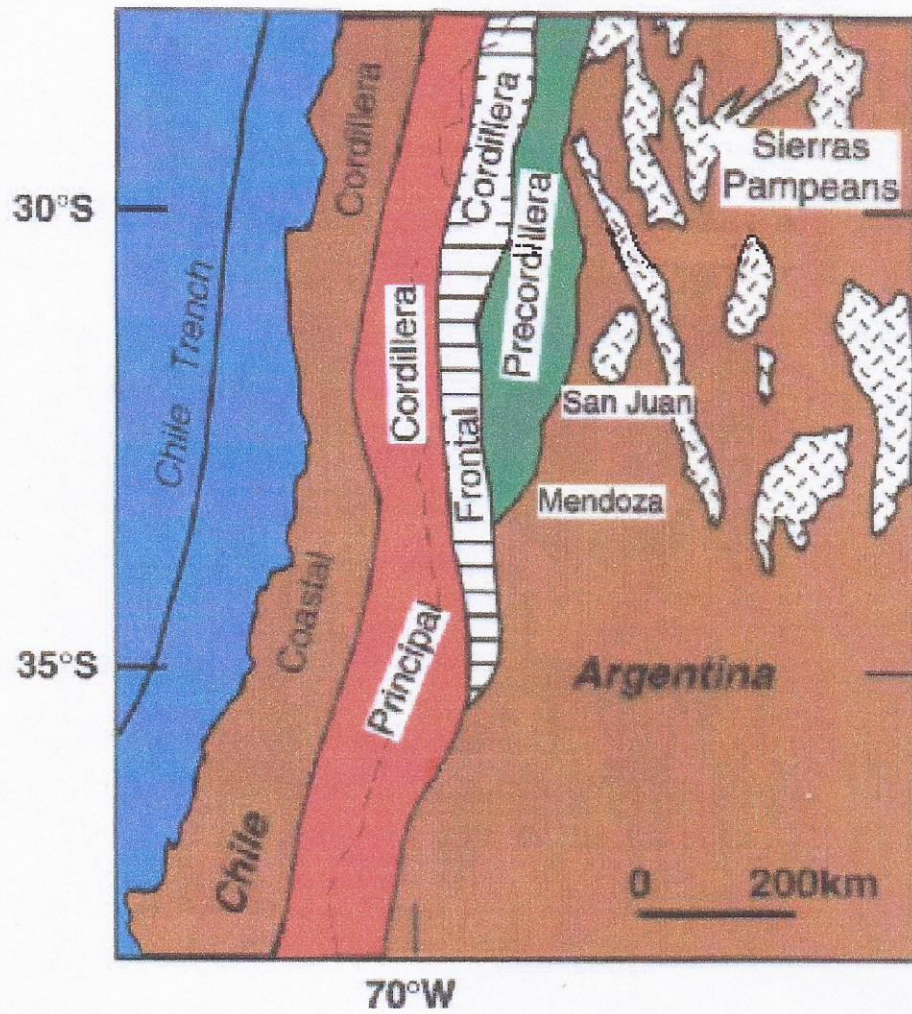


Figura N° 2.1 Rasgos morfológicos principales.

Actividad sísmica

La actividad sísmica que tiene lugar en esta zona, está estrechamente ligada a las condiciones tectónicas propias de un margen continental activo como es el borde occidental de América del Sur.

El terremoto del 3 de marzo de 1985, como así también la secuencia sísmica iniciada por él, se localizó en la zona de subducción y, por lo tanto, se trata de un sismo interplaca.

La región del territorio chileno afectada por el sismo del 3 de marzo de 1985, queda comprendida aproximadamente entre los paralelos 31°30' y 36°15'S (Fig. 2.2). En este tramo, se diferencian claramente los tres rasgos morfológicos mayores de Chile los cuales son: la Cordillera de la Costa, la Depresión Longitudinal o Valle Central y la Cordillera Principal o Cordillera de los Andes. Las características geológico-estructurales particulares de cada una de estas unidades, las convierten en elementos morfoestructurales diferentes, en los cuales es lógico esperar una respuesta distinta ante los movimientos sísmicos de gran magnitud como el citado anteriormente.

CARACTERISTICAS DEL TERREMOTO DE VALPARAÍSO DEL 3 DE MARZO DE 1985

De acuerdo con Corvalán y Charrier, (1985), las características son las siguientes:

Distribución de los Daños

El terremoto de Valparaíso, del 3 de Marzo de 1985 ocurrió a las 19:46 hora local. Sacudió gran parte de la región central de Chile, localizándose su epicentro a unos 40 km costa afuera del balneario de Algarrobo. La magnitud del sismo fue de 7.8 en la escala de Richter (Pardo y otros, 1985) y la intensidad alcanzó, en localidades cercanas al epicentro, el grado 8 (escala de Mercalli

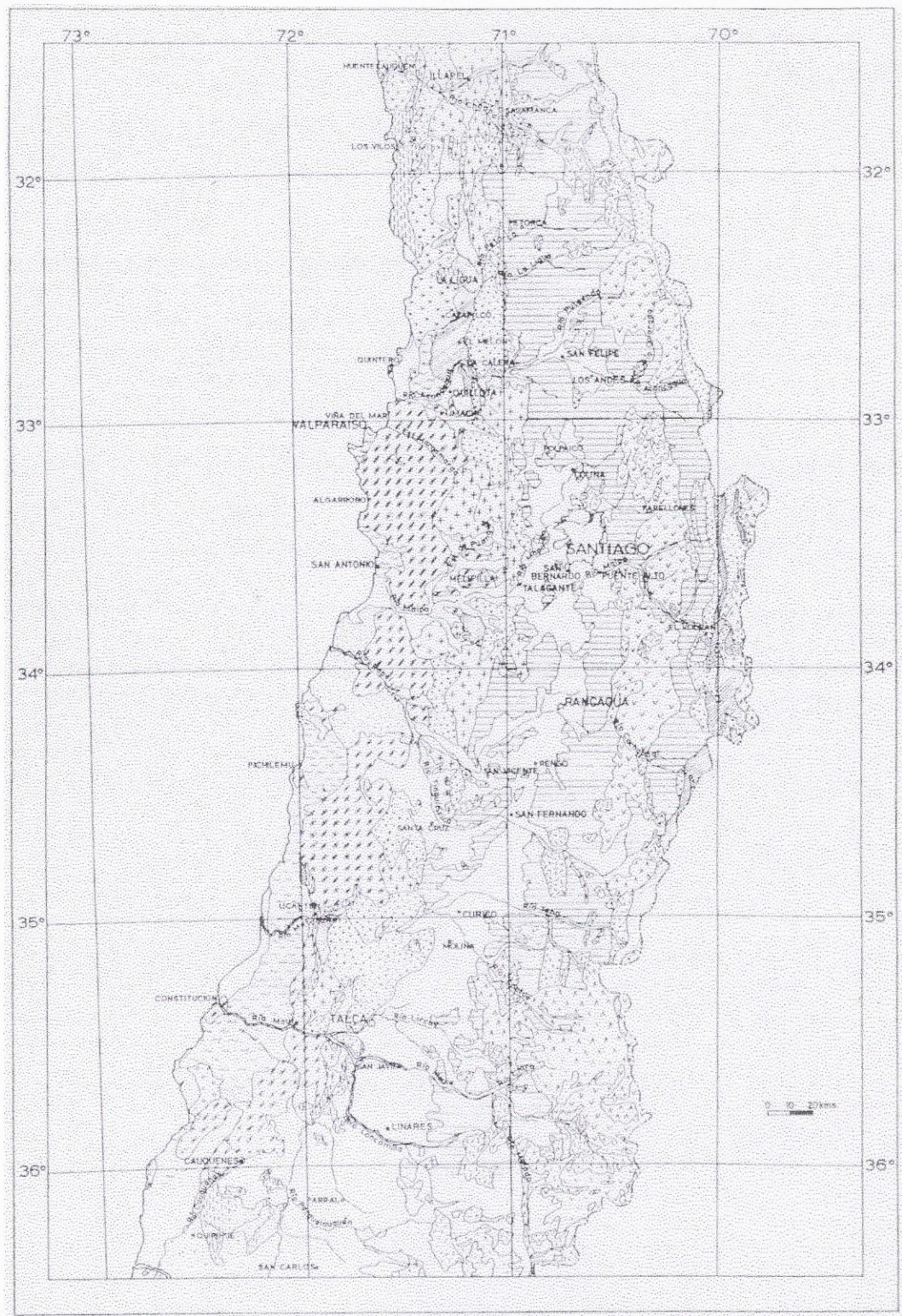


Figura 2.2 Región afectada por el sismo.

Modificada según la norma chilena aceptada oficialmente el 9 de agosto de 1961 ONEMI, 1985.

El movimiento fue sensible entre las ciudades de Copiapó (27°S) y Temuco (39°S) (Pardo y otros, 1985)(Fig. 2.3). Según informaciones de prensa, fue sentido en diversas localidades argentinas, siendo incluso perceptible en Buenos Aires. Los daños que originó el sismo se reparten en un área que supera los 500 km en la dirección norte-sur y que, a la latitud de Algarrobo, supera los 200 km de ancho, alcanzando algunas localidades de la provincia de Mendoza en territorio argentino.

En la Fig. 2.4, se representa el área en la cual la destrucción fue continua. Existen localidades aisladas y alejadas de ella en donde se registraron daños en las viviendas: La Higuera, al norte de La Serena, en la IV Región (30°S), según un reporte de ONEMI (1985) y, Mendoza en Argentina, según el diario "El Mercurio" (05/03/1985). Es probable, que existan localidades donde se hayan producido daños en las construcciones, de los cuales no se obtuvo conocimiento en el momento de confeccionarse el catastro consultado, debido a falta de comunicaciones.

Por informaciones de prensa, se incluyó dentro del área a las localidades de Chile de Alto Colón, donde se verificaron daños en las instalaciones del yacimiento de cobre de CODELCO Chile, El Teniente y, en Colbún en donde se produjeron daños en instalaciones de la central hidroeléctrica.

Observaciones posteriores al sismo

Considerando las informaciones sísmicas y de desastres generados inmediatamente después del terremoto, se realizaron observaciones en las áreas más afectadas con el objeto de detectar evidencias de fenómenos geológicos asociados al sismo, tales como desplazamientos a lo largo de fallas, deslizamientos de tierras, levantamientos o hundimiento a lo largo de la costa, etc. Además, se hizo una evaluación preliminar de los daños ocurridos en las construcciones con el

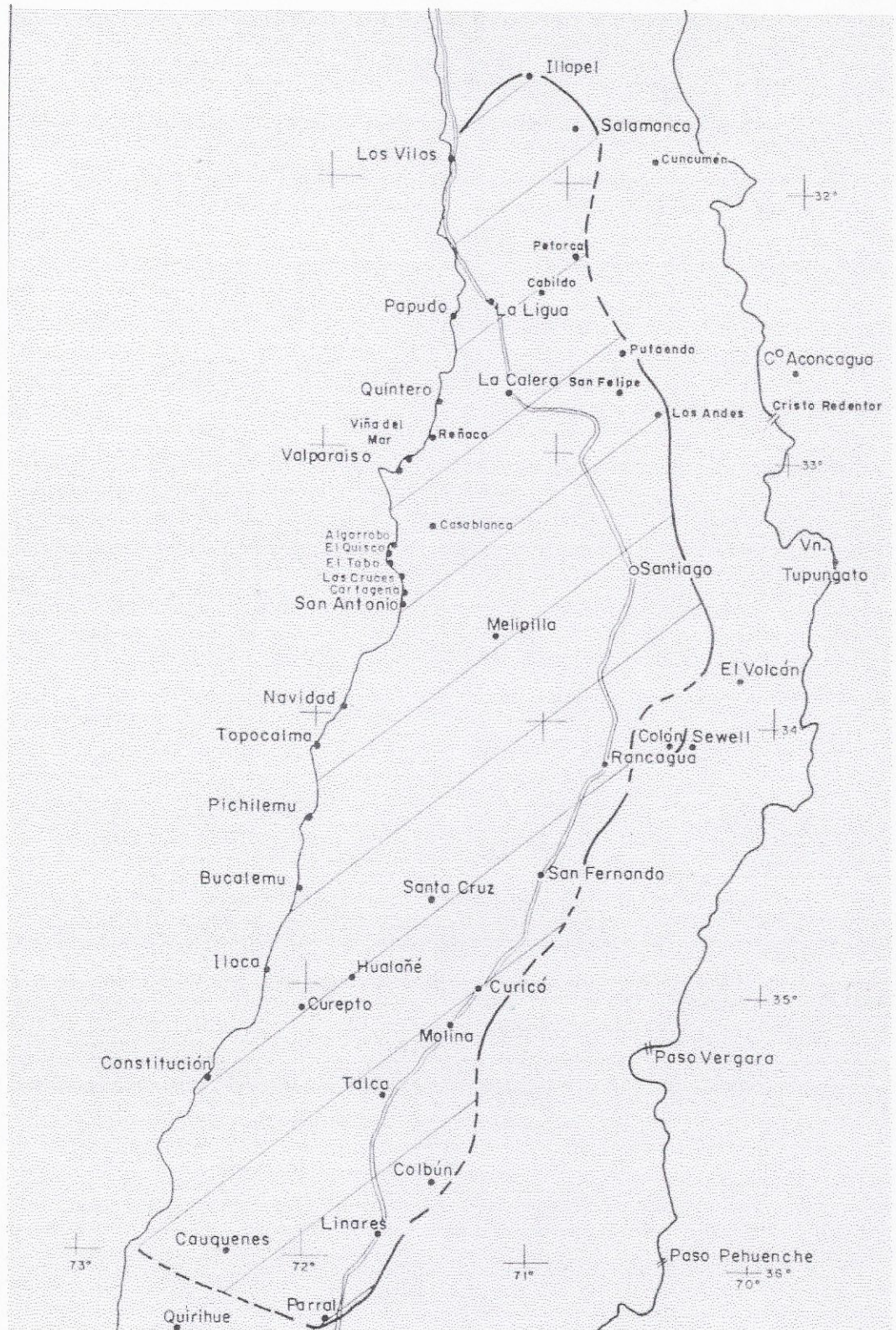
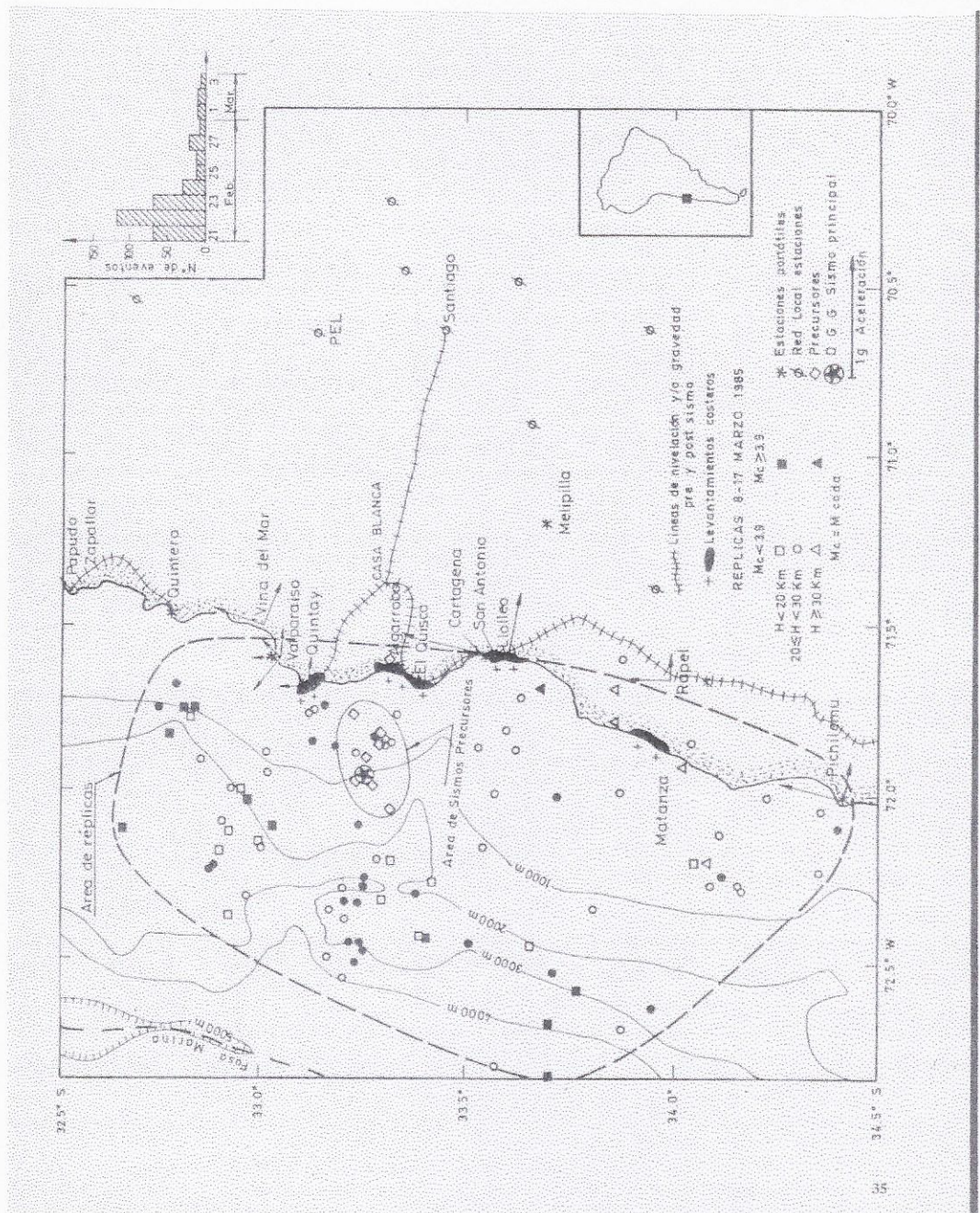


Figura 2.3 Área afectada por el sismo.



objeto de establecer la relación entre la gravedad del daño y la constitución geológica del sustrato (roca, relleno artificial, sedimentos no consolidados, etc.).

Las áreas visitadas fueron principalmente, las de la costa entre Valparaíso y la desembocadura del río Maipo, diferentes lugares de la Región Metropolitana y sectores comprendidos entre ambas.

Como se desprende de éste y de varios otros estudios realizados en aquella oportunidad, el epicentro del sismo del 3 de marzo de 1985, $M=7.8$, estuvo localizado a unos 40 km costa afuera de Algarrobo. Este ocurrió bajo la plataforma continental de Chile, que corresponde a una zona de activa convergencia entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana. En esta situación, era posible esperar desplazamientos de bloques en el sentido vertical u horizontal en o cerca del área epicentral y de tsunamis resultantes de posibles desplazamientos verticales del fondo marino, provocados por el mismo sismo.

Observaciones en la zona intermareal

Las observaciones realizadas por Plafker (1985) en los organismos intermareales de algunos sectores de la costa, entre Matanzas y Algarrobo y, tomando en cuenta los antecedentes que proporcionaron pescadores y mariscadores lugareños, indican que no hubo desplazamientos verticales permanentes de la línea de costa. Sin embargo, la ocurrencia de un tsunami a lo largo de toda la costa cerca de la región focal, sugiere que durante el terremoto hubo un desplazamiento tectónico vertical del fondo marino. Según Plafker, en todas las localidades el tsunami fue descrito como mareas rápidamente cambiantes, con períodos de unos pocos minutos a décimas de minuto que alcanzaron hasta niveles extremos de alta marea. El grado de desplazamiento no determinable, habría sido suficientemente grande como para generar olas con amplitudes de onda medias de 1.2 a 1.8 m entre Valparaíso y Cartagena y posiblemente, hasta 3 m en Matanzas. Además, hubo información sobre las evidencias de los cambios de nivel

del mar producidos por el tsunami, en estas zonas costeras, desde los diez minutos del inicio y en algunos casos "inmediatamente" después del terremoto.

Según Plafker, hay informaciones consistentes, de parte de pobladores locales, que hablan sobre observaciones realizadas en la costa entre Matanzas y un poco al norte de Algarrobo, produciéndose mareas anormalmente bajas durante 3 a 5 días después del terremoto, recobrando su normalidad, posteriormente.

PROCESO SÍSMICO

Introducción

En la actualidad, se está haciendo cada vez más evidente que los grandes terremotos se repiten, dentro de rangos prudentes de recurrencia temporal, casi siempre en los mismos lugares geográficos (Kausel, 1985).

Los grandes terremotos ocurren debido a las tensiones y deformaciones acumuladas lentamente a causa del continuo movimiento de las placas tectónicas.

Se requieren además, las llamadas barreras (Aki, 1979) y asperezas (Kanamori, 1981) para que dichas tensiones lleguen a límites tales que permitan la ocurrencia de grandes sismos. Las barreras y asperezas, determinarán la ocasión en que se producirán tales eventos, dependiendo de la resistencia a la ruptura de dichas heterogeneidades.

Comúnmente se observan eventos múltiples, es decir, terremotos de los cuales varias asperezas ceden en sucesión y, son más bien, la regla que la excepción.

Por otro lado, las barreras limitan la extensión de la falla, frenando el desplazamiento en los bordes de la superficie de ruptura. La barrera puede corresponder a una discontinuidad geométrica en la zona de subducción (cambio de rumbo o inclinación de la superficie de falla) o bien a un "parche" que se opone al movimiento por tratarse de una zona de constitución diferente, con mayor resistencia a la ruptura (inhomogeneidad).

Todo lo detallado en estos primeros párrafos, tiene por objeto sentar las bases para un mejor entendimiento de los parámetros focales del sismo del 3 del marzo que se entregarán más adelante y, además, comprender la importancia de los grandes sismos históricos ocurridos en la región.

Antecedentes históricos

El 17 de mayo de 1575, la ciudad de Santiago fue castigada por un violento sismo. La descripción y extensión de los daños permite estimar una intensidad grado VII-VIII en la Escala Modificada de Mercalli (IMM). Este y otro sismo ocurrido en 1582 con similares características, constituyen los primeros indicios de la alta sismicidad que se registra permanentemente en Chile, en particular en la zona de Valparaíso-Santiago. Sólo en las últimas tres décadas, ha podido establecerse fehacientemente que gran parte de la costa occidental de Sudamérica representa una típica zona de subducción, donde la placa de Nazca se hunde por debajo del continente a una velocidad de 10 cm/año.

El 13 de mayo de 1647, se produjo en Chile un sismo de gran magnitud conocido como el terremoto de Nuestro Señor; por sus características destructivas y por las dimensiones del área que abarcaron los daños (entre el río Choapa y el río Maule) es, sin duda, uno de los cinco más grandes terremotos que afectaron las regiones de Santiago y Valparaíso. Sin embargo, poco se conoce, de este terremoto más allá de la destrucción de Santiago.

El terremoto probablemente vino acompañado de maremoto y, por lo tanto, su epicentro estuvo ubicado costa afuera.

Hasta hace pocos años, se consideraba que su epicentro estaba situado en el interior del Continente (Lomnitz, 1971). Este mismo autor, recientemente (1983) concuerda con nosotros en que se trata de un sismo cuya zona de ruptura está ubicada en la parte más superficial del plano de Wadati-Benioff, es decir, entre la fosa marina y la costa. Es por lo tanto un sismo cuyos mecanismo y magnitud son similares a aquellos del 3 de marzo, 1985. (Lomnitz, 1971) estima su magnitud

en 8.5. Comte y otros (1985), calculan una longitud de ruptura de 365 km (igual al terremoto de 1906).

En la madrugada del sábado 8 de julio de 1730, ocurrió un terremoto en la zona de Valparaíso-Santiago, cuya magnitud es probablemente la mayor registrada en la región. Lomnitz (1971) le asigna una magnitud de 8.75. El maremoto, el más grande originado a consecuencia de terremotos frente a Valparaíso, destruyó Concepción y produjo cierto daño en Japón. Por la magnitud del maremoto, creemos que efectivamente el terremoto de 1730 debe ser el mayor que se haya registrado en las costas de Valparaíso.

Kelleher (1972), estima que la ruptura abarcó unos 350-450 km que corresponde a la longitud combinada de los terremotos de 1906 y 1943 (Illapel) y Nishenko (1985), ubica la ruptura entre los 31°S y 34°S, aproximadamente.

En noviembre de 1822, Valparaíso fue sacudido nuevamente por un terremoto de proporciones considerables, acompañado de un maremoto moderado con una altura de olas no mayor que unos 4 metros. María Graham (1822) que en esa época visitaba Chile, informa de daños importantes en Valparaíso, solevantamientos de la costa del orden de 1,2 m en Quintero y 0.9 m en Valparaíso. Lomnitz (1971) estima la magnitud en 8.5. El maremoto no produjo daños en Valparaíso. De acuerdo a antecedentes sobre solevantamientos de la costa, estimamos que la zona de ruptura abarcó desde los 32° a los 43°S.

El último terremoto con epicentro costa afuera frente a Valparaíso se produjo en 1906. Sólo recordaremos que en Santiago la intensidad fue de alrededor de VIII, registrándose daños similares a los del terremoto de marzo, de 1985. En Valparaíso los daños fueron importantes. El maremoto fue de poca importancia, del orden de 1 metro sin observarse daños en el puerto. En Valparaíso, el solevantamiento fue de unos 0.6 m. La zona de ruptura abarcó, probablemente, desde los Vilos hasta Llico con una longitud total de 330 Km, aproximadamente. La magnitud determinada por Gutenberg y Richter alcanza 8.6. De los antecedentes históricos descriptos, es interesante observar que los sismos de

1647, 1730, 1822 y 1906 presentan ciertas características comunes: (i) todos tienen su epicentro costa afuera, (ii) en todos ellos, las zonas de ruptura abarcan más de 150 km de longitud, (iii) con la posible excepción del terremoto de 1730, los maremotos o tsunamis que los acompañaron fueron relativamente pequeños, (iv) los movimientos verticales permanentes a lo largo de la costa son sistemáticamente de signo positivo (solevantamientos), y (v) el período de recurrencia de estos sismos es del orden de 80 a 90 años. Veremos más adelante que el terremoto de 1985 se ajusta a estas mismas características.

Regularidad en el proceso sísmico

El terremoto del 3 de marzo de 1985 corresponde al último registro de sismos de gran magnitud con epicentro costa afuera frente a Valparaíso. La secuencia 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985, mantiene un período de recurrencia extremadamente regular de 72, 83, 92, 84 y 79 años, es decir, un terremoto medio de 82 ± 6 años.

Sismos precursores

El terremoto de Valparaíso de 1985, fue precedido por una serie de sismos precursores que se iniciaron en forma evidente el 21 de febrero de ese año, con la ocurrencia de un temblor de magnitud $m_b = 4.7$ a las 18:53:08.5 GMT, sentido con grado IV (escala de Mercalli Modificada) en la zona costera de Algarrobo y San Antonio, seguido de por lo menos 8 sismos con magnitud m_b mayor que 4.5. Comte y otros autores (1985), identifican un total de 360 sismos de magnitud coda mayor que 3.0 en el período 21-28 de febrero. Algermissen y Kausel (1985) grafican sismos precursores de los últimos meses del terremoto, y encuentran que la mayoría de estos sismos precursores del período 21-28 de febrero se localizan en una pequeña zona de no más de 50 km x 50 km, costa afuera, frente a Valparaíso-Algarrobo, región que correspondería posteriormente a la ubicación del sismo principal, es decir, el lugar donde se iniciaría la ruptura del terremoto (Fig. 2.4).

Otro signo precursor poco estudiado es el cambio de nivel de un pozo de agua subterránea en Quintay, detectado con un día de anticipación (R. Saragoni, comunicación personal).

Sismo principal y réplicas

El día 3 de marzo de 1985, se produjo un sismo de magnitud $m_b = 5.5$ a las 22:46:56.8 GMT con epicentro $33.24^\circ\text{S} - 71.85^\circ\text{W}$, $H = 17$ km, según el Departamento de Geología y Geofísica (Comte y otros, 1985), seguido 10.4 segundos después, por un terremoto de magnitud $m_b = 6.7$, $M_s = 7.8$, cuyo epicentro determinado por el NEIS (National Earthquake Information Service, USA) fue ubicado en $33.13^\circ\text{S} ; 71.87^\circ\text{W}$. El precursor ocurrido segundos antes, se situó unos 12 km al este del sismo principal. Los registros de la red local están oscurecidos por el precursor, de manera que no es posible rescatar la información para el cálculo del epicentro del sismo principal. Su ubicación en función del precursor, ha sido determinada respetando la misma posición relativa entre los dos epicentros dados por NEIS (Ver Figs. 2.4 y 2.5).

Los dos eventos fueron registrados con una diferencia de tiempo casi constante en todas las estaciones, lo que confirma que los epicentros pueden considerarse coincidentes. La Fig. 2.4 muestra la ubicación del sismo principal junto con 10 precursores también determinados con datos de la red nacional local. La figura muestra además el área en donde se concentraron la mayor parte de las réplicas y que representa la proyección horizontal de la superficie de ruptura del sismo principal. Se aprecia claramente, que la ruptura del terremoto se inició dentro de la zona de epicentros precursores (Fig. 2.6). Comte y otros (1985), estiman el área del plano de falla en 170 km x 100 km con una pendiente de 25° hacia el este, siguiendo la inclinación de la superficie superior de la subducción de la placa de Nazca por debajo del continente (Plano de Benioff).

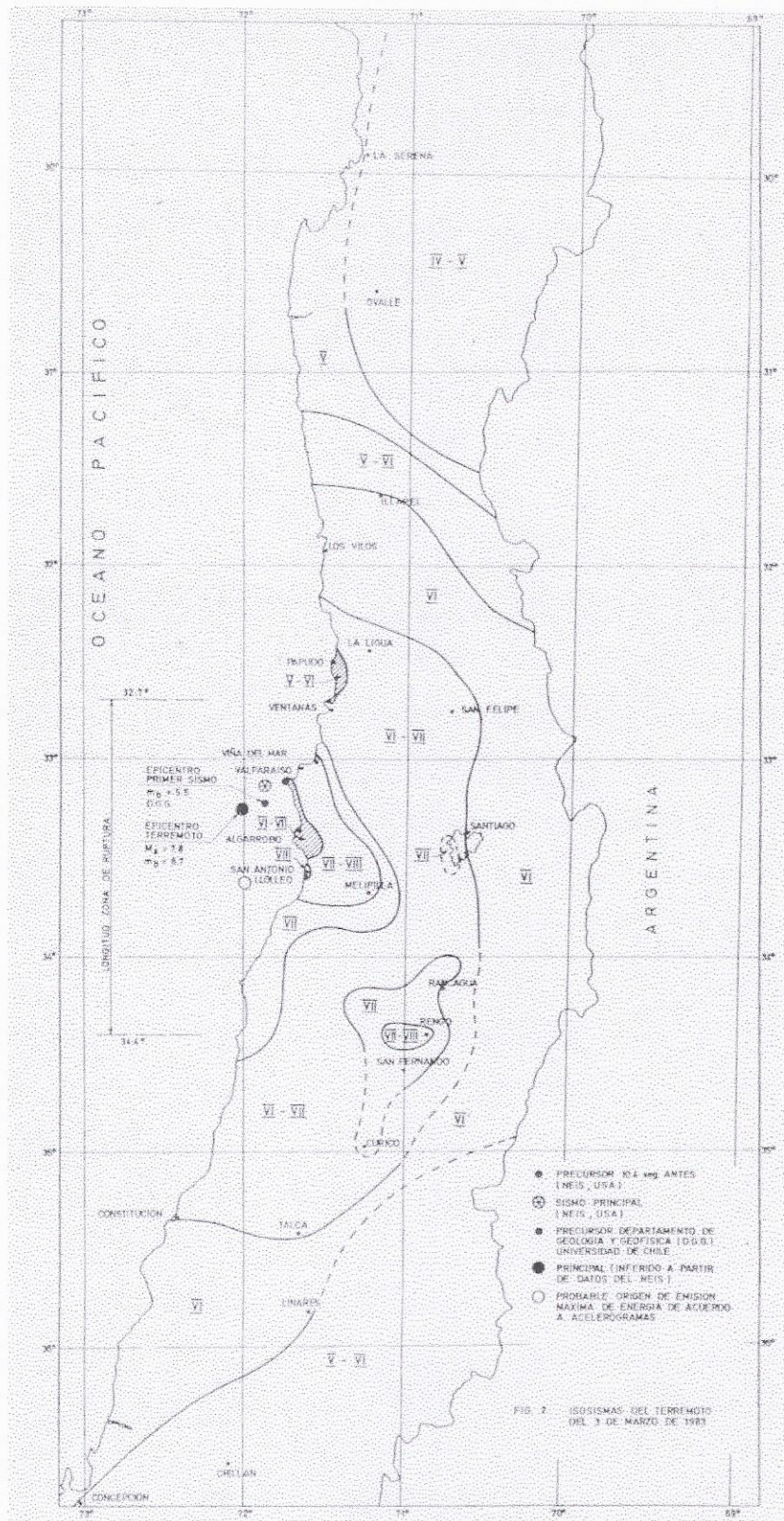


Figura 2.5 isosismas del terremoto del 3 Marzo de 1985.

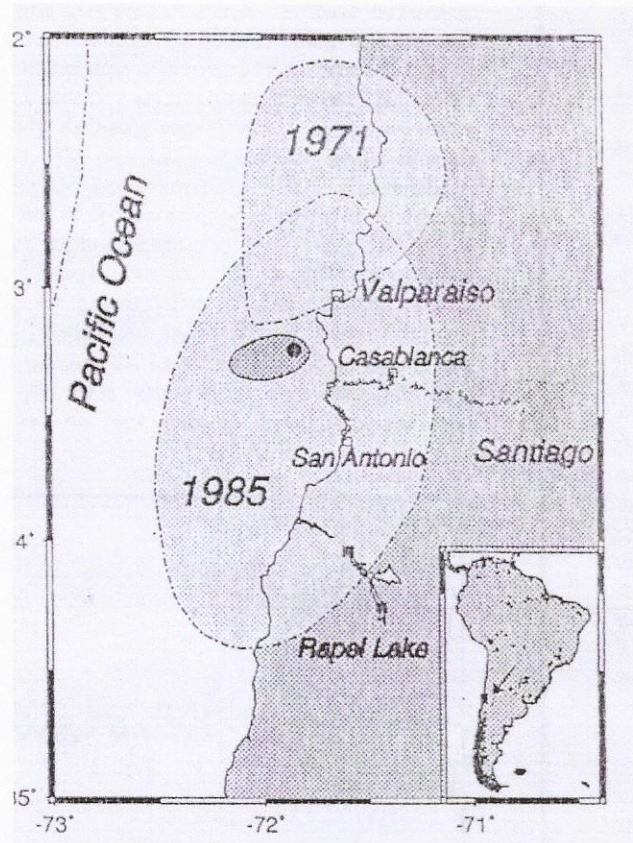


Fig. 2.6 Región de ruptura del sismo del 3 Marzo de 1985

Dentro de las primeras ocho horas posteriores al terremoto, se registraron al menos 6 réplicas $M_s > 6$. La réplica más grande ocurrió el 9 de abril, $m_b=6.3$ y $M_s=7.2$ con epicentro 34.17°S , 71.54°W , cerca de Rapel

Tsunami

Las deformaciones permanentes experimentadas por la superficie terrestre, especialmente del fondo marino, produjeron un pequeño maremoto registrado en el mareógrafo de Valparaíso. El instituto Hidrográfico de la Armada de Chile informó que el tsunami se inició a las 22:50 GMT con un aumento inicial del nivel de 0.2 m. La amplitud máxima alcanzó a 1.15 m. a las 00:30hs.

Período de recurrencia de grandes terremotos en la zona de Valparaíso

Comte y otros (1985) al analizar los tamaños de los terremotos desde 1575 hasta 1985, llegaron a la conclusión de que el período de recurrencia tan regular, de algo de más de 80 años para sismos grandes en esta zona, no concuerda con una razón de acumulación constante de tensiones y deformaciones inducidas por el movimiento de subducción de unos 9 cm/año de la placa de Nazca, ya que períodos de recurrencia constante implicarían sismos de tamaño constante.

CARACTERÍSTICAS DEL TERREMOTO DE MENDOZA DEL 26 DE ENERO DE 1985

La zona epicentral del terremoto del 26 de enero de 1985 está ubicada en la provincia de Mendoza, República Argentina. (Figs. 2.7 y 2.8).

Marco tectónico local

El área de interés está localizada dentro de la denominada cuenca Cacheuta -Potrerillos o cuenca Triásica del Norte de Mendoza.

Esta depresión de características tafrogenéticas, está constituida por fosas tectónicas limitadas por fallas, donde se depositaron las sucesiones clásticas

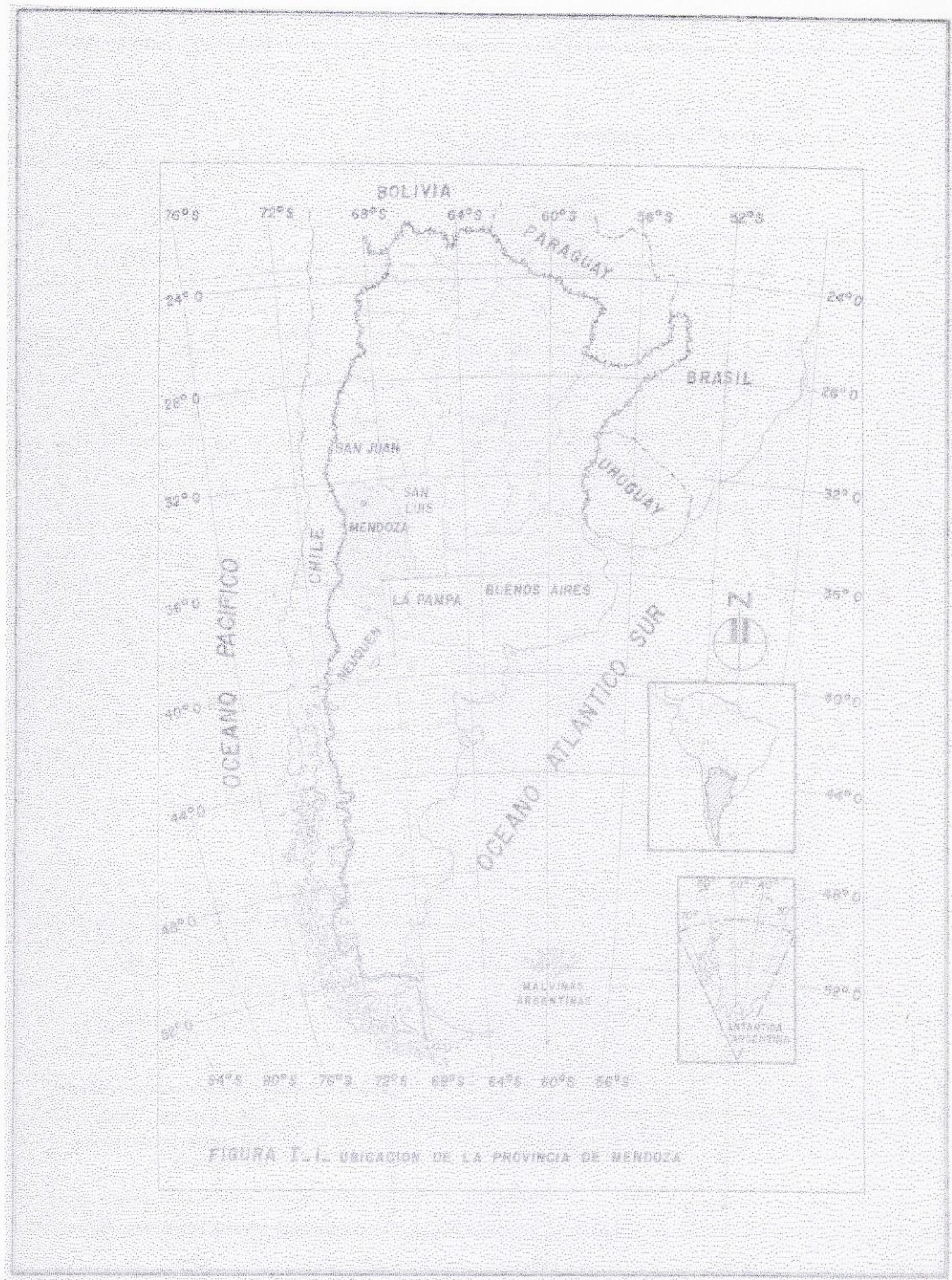


FIGURA T.1. UBICACION DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

Figura 2.7

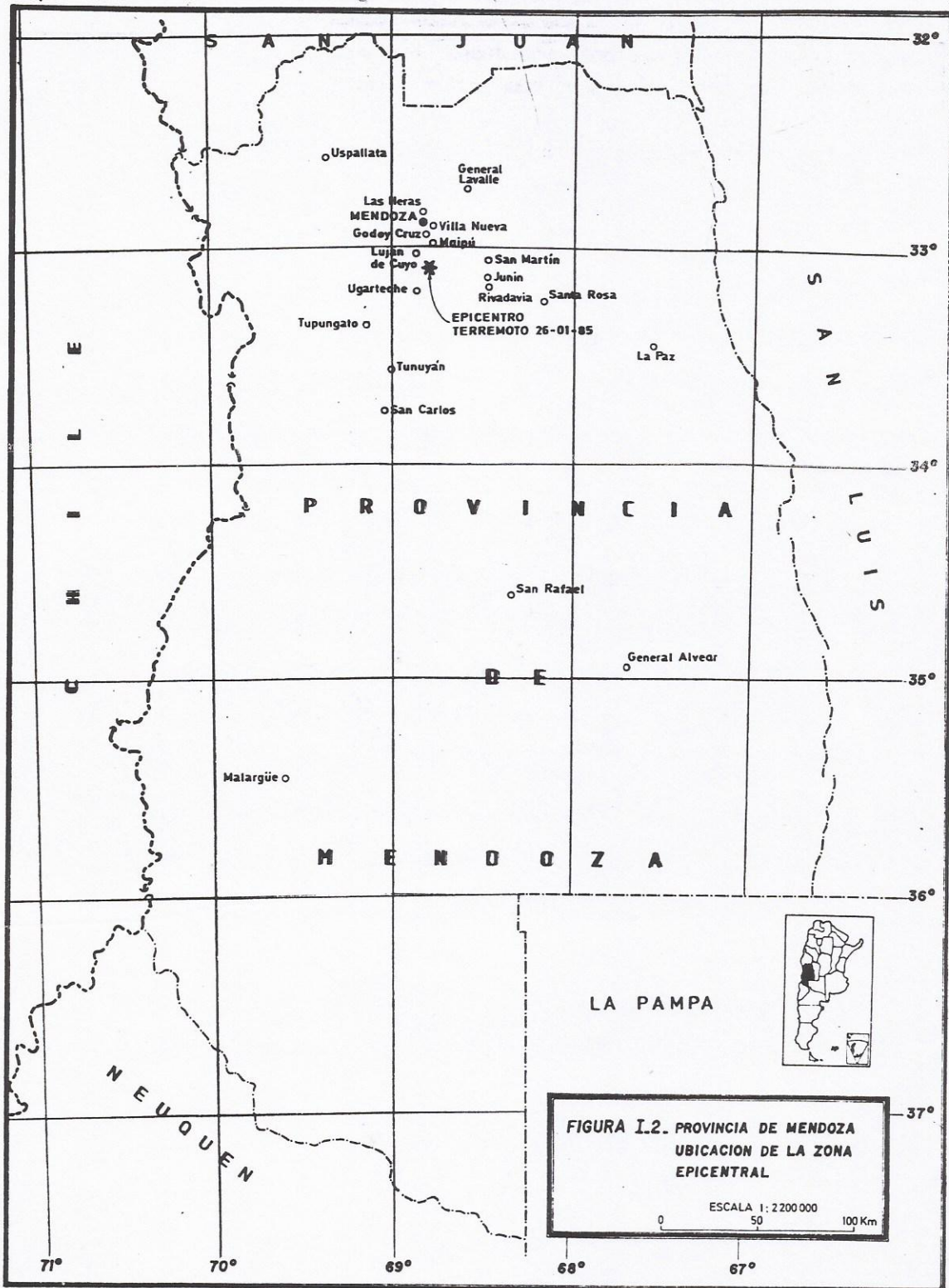


Figura 2. 8 Provincia de Mendoza, ubicación de la zona epicentral.

triásicas y terciarias. El fallamiento de tipo tensional que generó los relieves triásicos, se asocia al desmembramiento del continente gondwánico.

El área epicentral, según datos instrumentales, se localiza en la unidad morfoestructural denominada Cerrillada Pedemontana, específicamente en el alineamiento estructural Lunlunta-Barrancas-La Ventana, donde el espesor de sedimentos triásicos-terciarios en dicha región, supera los 400 m.

Se interpreta a la faja adyacente al ambiente precordillerano en la cuenca cuyana, como un sistema de sobrecorrimientos y fallas inversas de alto ángulo en superficie y bajo en profundidad (Bettini, 1980).

Dichas estructuras son sistemas conjugados de fallas, buzantes al W, resultados de los esfuerzos E-W aplicados a la pila sedimentaria en un sustrato de mayor rigidez (Fig. 2.9).

El complejo ambiente estructural de la cuenca Triásica del Norte de Mendoza, presenta diferentes fases tectónicas. Es posible mencionar que las principales estructuras localizadas en sedimentos cuaternarios, responden a fallamientos y plegamientos típicos de pie de sierra. La composición litológica de los sedimentos está dada por conglomerados, areniscas, arcillas, tobas y margas.

La altura media de estas suaves elevaciones no superan los 1100 m y sus formas fueron generadas durante la tectónica andina, fase mio-pliocena y principalmente en la plio-pleistocena (Regairaz, 1975).

Sismicidad regional local

La ciudad de Mendoza está ubicada en una región sísmicamente activa, del lado E de la cordillera de Los Andes. De acuerdo con la teoría de tectónica de placas a los largo de la fosa peruano-chilena, se produce la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, introduciendo en esta última un régimen de esfuerzos de compresión, el cual domina la configuración estructural de la región que comprende las provincias argentinas de Mendoza y San Juan, siendo

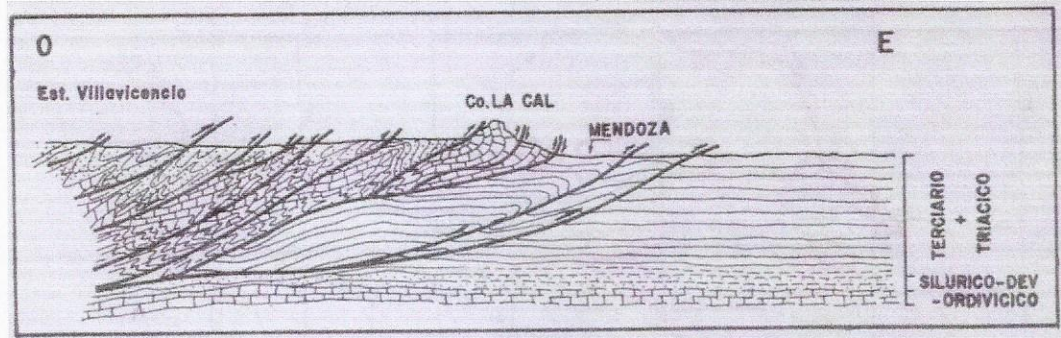


Figura 2.9 Perfil esquemático estructural del cerro La Cal

responsable de la orientación y sentido de desplazamiento de las fallas activas y de las características de la actividad sísmica.

En cuanto a la actividad sísmica pueden diferenciarse:

- ◆ actividad sísmica en profundidad: la placa de nazca penetra bajo la sudamericana con un ángulo inicial de aproximadamente 25° , a una profundidad de alrededor 100 km, reduce su inclinación quedando casi horizontal.
- ◆ sismos superficiales: asociados a la placa sudamericana, con profundidades de foco que no superan los 50 km.
- ◆ región que separa la zona de subducción asociada a la placa de Nazca, de la zona de terremotos de corteza, asociados a la placa sudamericana, caracterizada por una disminución notable de la actividad sísmica entre los 50 y los 100 km.

Teniendo en cuenta esta configuración sismotectónica, los terremotos que más interesan, desde el punto de vista del nivel del peligro sísmico, son los superficiales. Estos terremotos de la corteza terrestre están asociados a fallas activas que, muchas veces tienen manifestaciones superficiales.

Sismicidad histórica

En la región sísmicamente activa de Mendoza y San Juan han ocurrido numerosos terremotos destructivos. Es interesante hacer notar que la documentación disponible muestra que en los últimos 200 años ocurrieron no menos de 12 eventos sísmicos con magnitudes moderadas o grandes, mientras que en los 220 años previos, no hay información.

Por tal motivo, se encontrarán aquí, antecedentes sísmicos de esta región desde 1782 en adelante. En la tabla 2.1, se presenta el listado de dichos terremotos, con los correspondientes parámetros focales y en la Fig. 2.10, el gráfico de ubicación de los mismos.

N°	Fecha	Hora (GMT)			Lat. (S)	Long. (W)	H (km)	Mag.	I (Máx)
1	22 05 1782	16	00	0.00	33.0	69.2	30.0	7.0 Ms	VIII
2	20 03 1861	23	00	0.00	32.9	68.9	30.0	7.0 Ms	IX
3	27 10 1894	19	30	0.00	30.5	68.4	30.0	7.5 Ms	IX
4	12 08 1903	23	00	0.00	32.1	69.1	70.0	6.0 Ms	VIII
5	27 07 1917	02	51	40.00	32.3	68.9	50.0	6.5Ms	VII
6	17 12 1920	18	59	49.00	32.7	68.4	40.0	6.0Ms	VIII
7	14 04 1927	06	23	28.00	32.0	69.5	110.0	7.1Ms	VIII
8	15 01 1944	23	49	27.00	31.4	68.4	30.0	7.4Ms	IX
9	11 06 1952	00	31	37.00	31.8	68.6	30.0	7.0Ms	VIII
10	25 04 1967	10	36	15.00	32.7	69.1	45.0	5.4Mb	VI
11	23 11 1977	09	26	24.70	31.0	67.7	13.0	7.4Ms	IX
12	26 01 1985	03	07	00.00	33.1	68.8	12.0	5.7M _L	VIII

Tabla 2.1 Terremotos destructivos que afectaron al Gran Mendoza

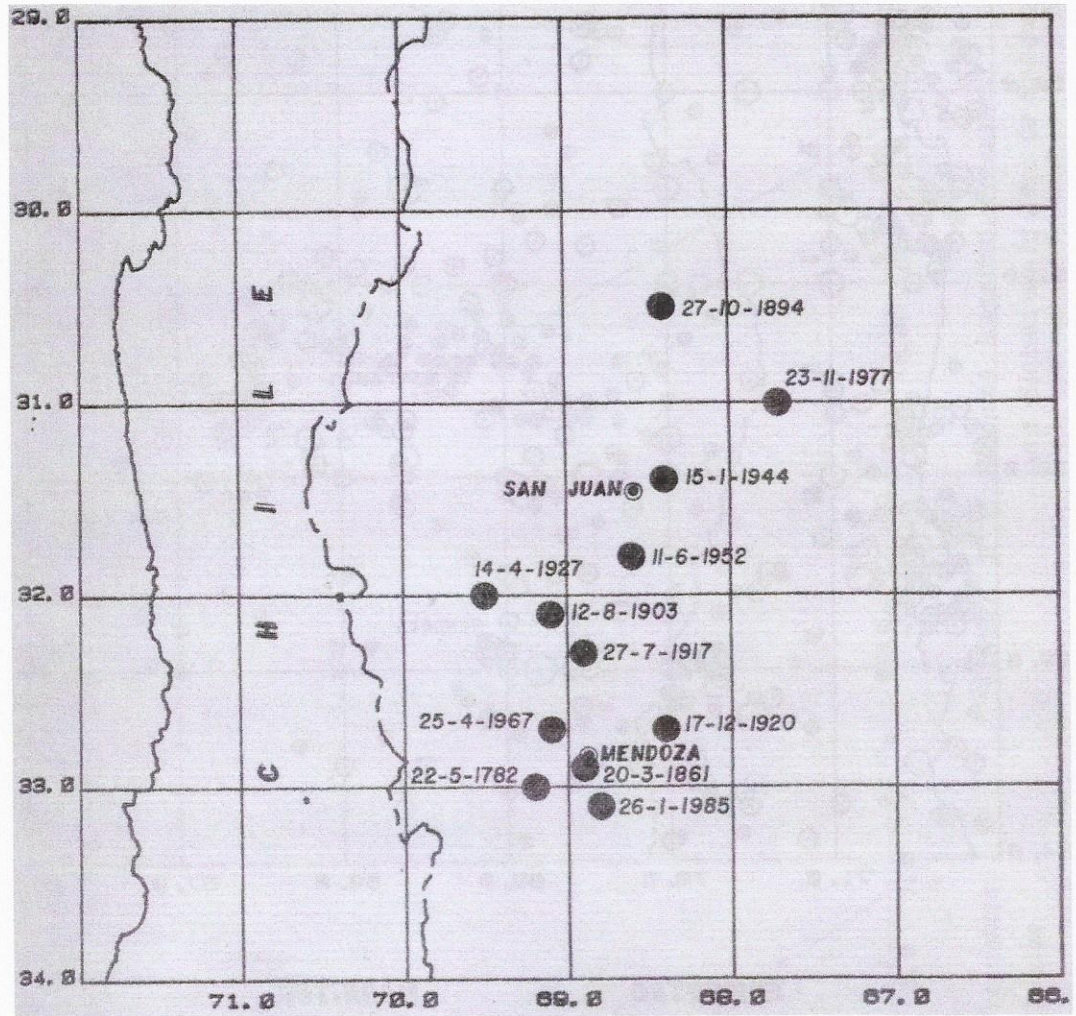


Figura 2-10 Ubicación de epicentros de terremotos destructivos que afectaron el Gran Mendoza

El terremoto del 20 de marzo de 1861 fue el más destructivo de todos los ocurridos en la región.

El del 14 de abril de 1927 fue el único que produjo daños similares tanto en poblaciones argentinas como chilenas, incluyendo las ciudades de Mendoza y Santiago. Por su profundidad, pertenece a los sismos de zonas de subducción.

Cuatro de los que ocasionaron daños en Mendoza y se encuentran en la tabla 2.1 tuvieron epicentro en San Juan: 27 de octubre de 1894, 15 de enero de 1944, 11 de junio de 1952 y 23 de noviembre de 1977.

Del resto, dos tienen características muy parecidas a las del 26 de enero de 1985: el del 20 de marzo del 61 y el del 25 de abril de 1967.

Coordenadas hipocentrales del terremoto principal

El terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985 fue registrado en 13 estaciones de la Red Sismológica Argentina y en 112 de la red mundial. La determinación de las coordenadas hipocentrales efectuada por el INPRES, dio como resultado:

Hora origen: 03 07 00.2 (GMT)

Latitud: 33.12°S

Longitud: 68.82°W

Profundidad: 12 Km

Una característica destacable de este terremoto fueron algunos sismos premonitores, de los cuales dos fueron registrados en estaciones de la Red Sismológica Nacional.

Primer sismo premonitor:

Hora origen: 18 41 44.2 (GMT)

Latitud: 32.99°S

Longitud: 68.94°W

Profundidad: 14 Km

Magnitud: 3.0 M_L

Segundo sismo premonitor:

Hora origen: 03 06 13.9 (GMT)

Latitud: 33.08°S

Longitud: 68.77°W

Profundidad: 11 Km

Magnitud: 4.5 M_L

En la Fig. 2.11 se muestra la ubicación de los epicentros del terremoto principal y de los dos sismos premonitores.

Distribución de réplicas en espacio y tiempo

En el intervalo de registro, que se prolongó por 36 días, se registraron más de 300 réplicas. Para el análisis de las mismas se utilizó un modelo de corteza de tres capas y un semiespacio:

Primera capa: 0 a 5 Km, $V_p=3,5$ km/s

Segunda capa: 5 a 20 Km, $V_p=5,5$ km/s

Tercera capa: 20 a 40 Km, $V_p=6,5$ km/s

Semiespacio: > 40 Km, $V_p=7,8$ Km/s

En la Fig. 2.12 se han graficado los epicentros de las réplicas superpuestas con la geología local y el fallamiento comprobado. También se ha señalado el epicentro del terremoto principal. En esta figura se observa que la máxima densidad de réplicas se encuentra limitada por dos importantes fallas, ambas inversas con buzamiento hacia el W. La más occidental con rumbo aproximado N 30° W, actúa como límite este del anticlinal de Barrancas y presenta movimiento cuaternario comprobado. La más oriental tiene rumbo N 5° E. Hay una del lado norte, que es una falla inferida de rumbo, que podría estar relacionada con el curso del Río Mendoza.

Distribución de intensidades sísmicas

Para un mejor análisis de la distribución de intensidades se considerarán separadamente, el Núcleo Urbano Gran Mendoza y el resto de la zona afectada.

Núcleo Urbano Gran Mendoza

Esta zona, que incluye las áreas densamente pobladas de los departamentos Capital, Las Heras, Godoy Cruz y Guaymallén, (Fig. 2.13), sufrió los daños más importantes durante el terremoto, tanto por el número de construcciones afectadas como por la magnitud de los mismos.

Provincia de Mendoza

Podemos estimar que, en promedio, el Gran Mendoza fue sometido a una intensidad VII MM.

En la Fig. 2.14 se muestra la distribución de intensidades sísmicas en la provincia de Mendoza.

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL VALLE DE TULUM

Uno de los principales condicionantes del desarrollo socioeconómico de la Provincia de San Juan radica en el elevado nivel de peligrosidad sísmica de su territorio, puesto en evidencia con el último terremoto destructivo del 23 de noviembre de 1977, el que debe considerarse como una nueva manifestación de un fenómeno que afectó a la provincia en reiteradas oportunidades y que sin duda puede repetirse en un futuro cercano.

El notable grado de seguridad sismorresistente verificado en la ciudad de San Juan durante este último terremoto, fruto de la correcta aplicación de un conjunto de medidas de prevención sísmica, desciende a niveles alarmantes en los restantes asentamientos urbanos del interior de la provincia, varios de los cuales fueron devastados por el citado terremoto.

Esta circunstancia se vio agravada en el caso de las obras de infraestructura económica tales como vías de comunicación, canales, redes de distribución de energía, perforaciones para aprovechamiento de aguas subterráneas,

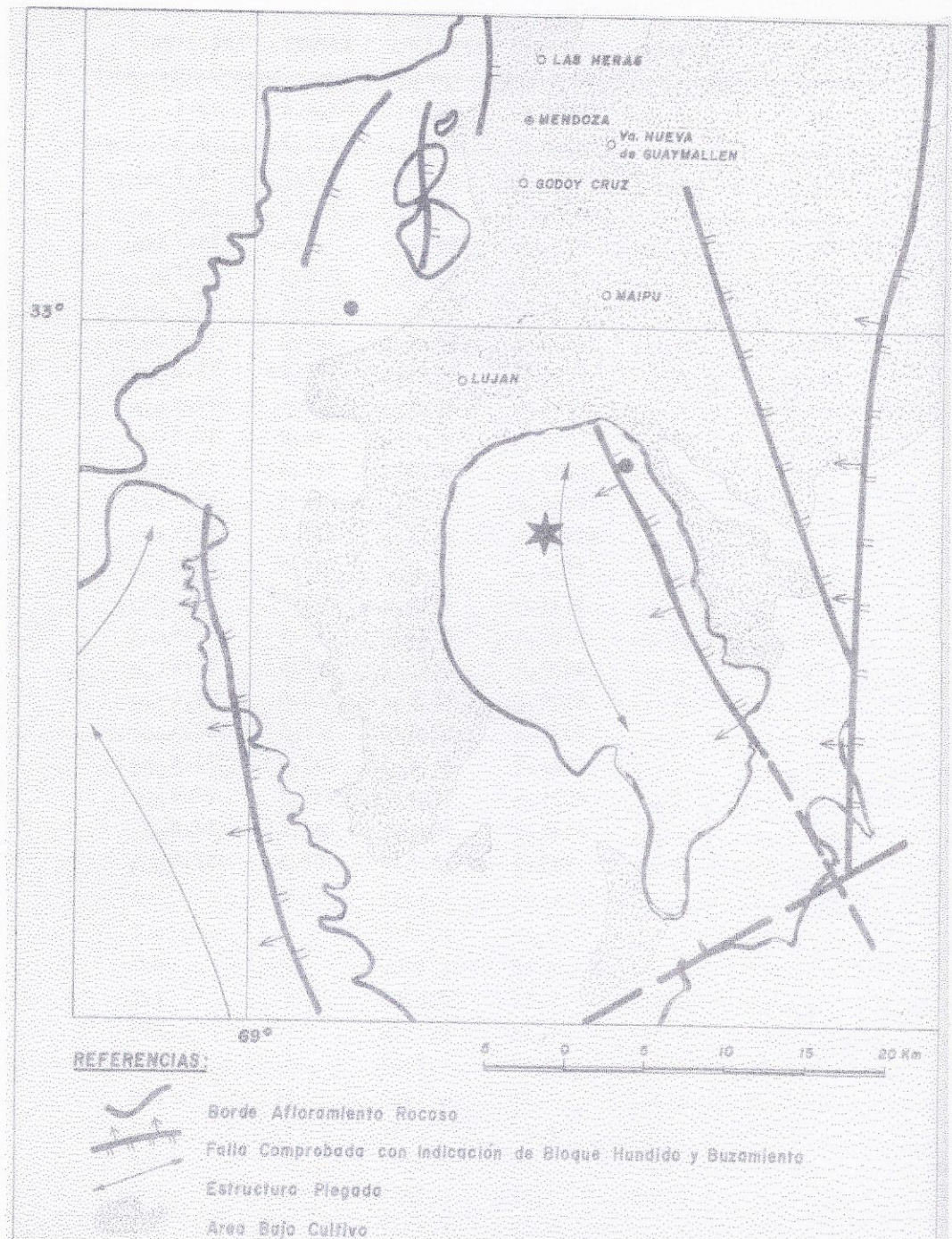


Figura 2.11 Ubicación del epicentro del terremoto principal y de los premonitores

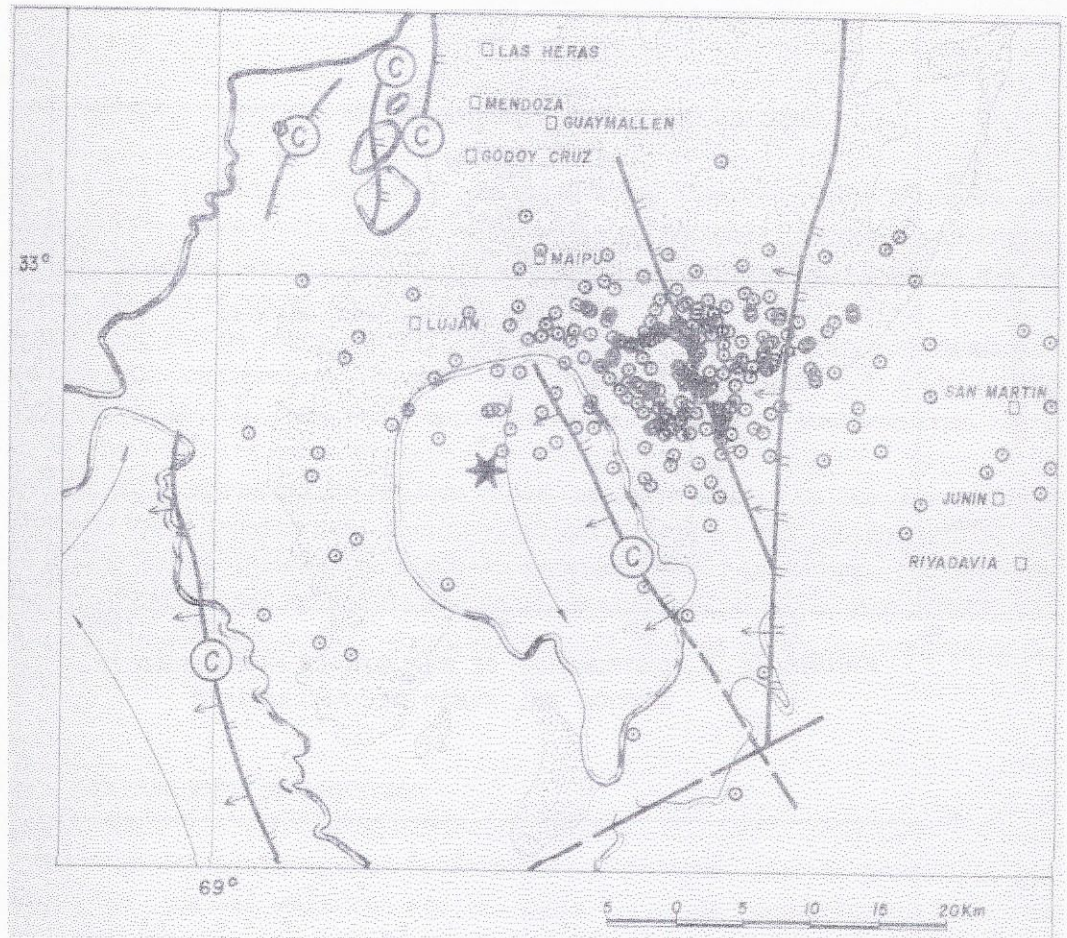


Figura 2.12 Distribución epicentral de réplicas del terremoto de Mendoza

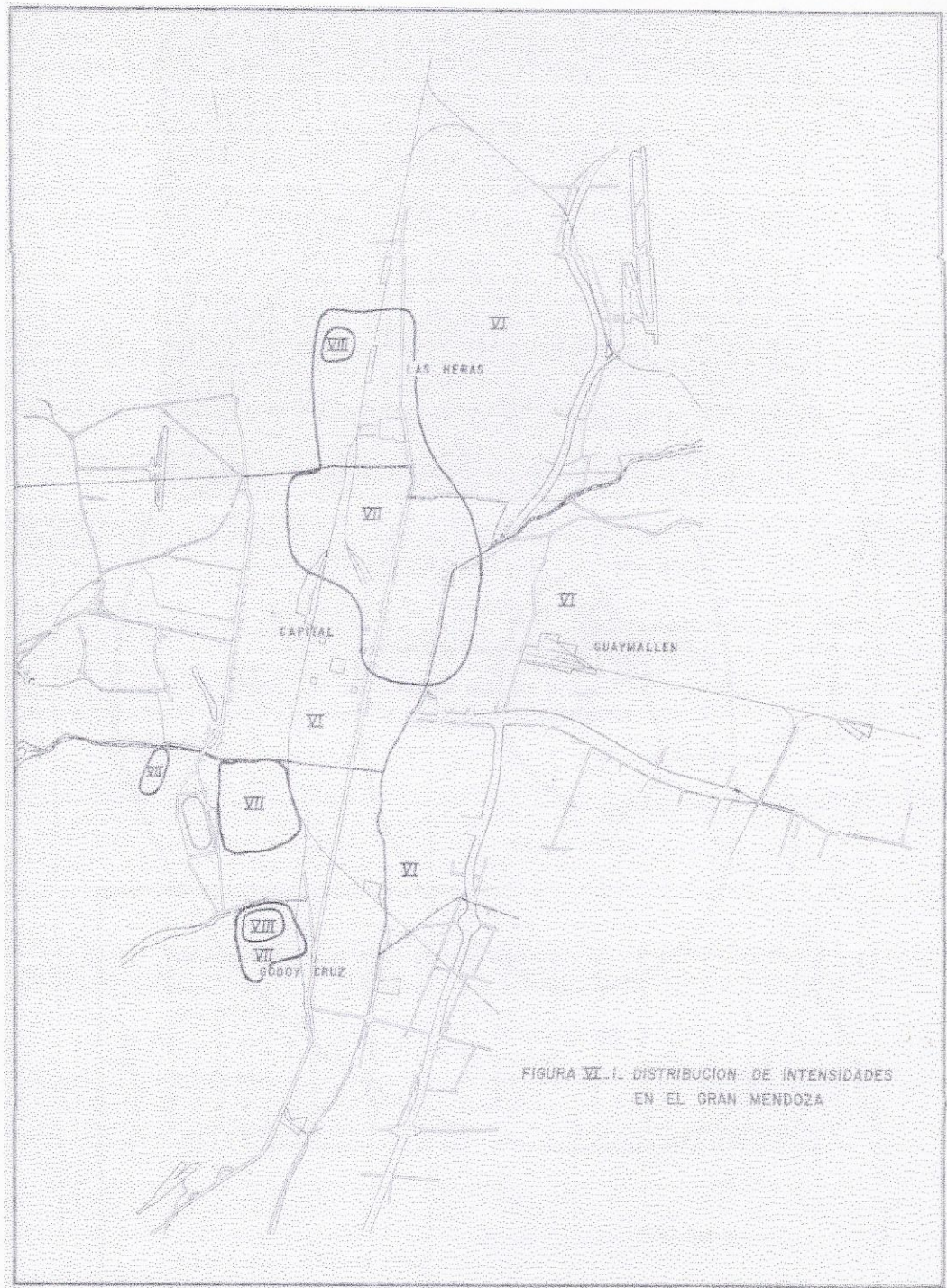


Figura 2.13 Distribución de intensidades en el Gran Mendoza

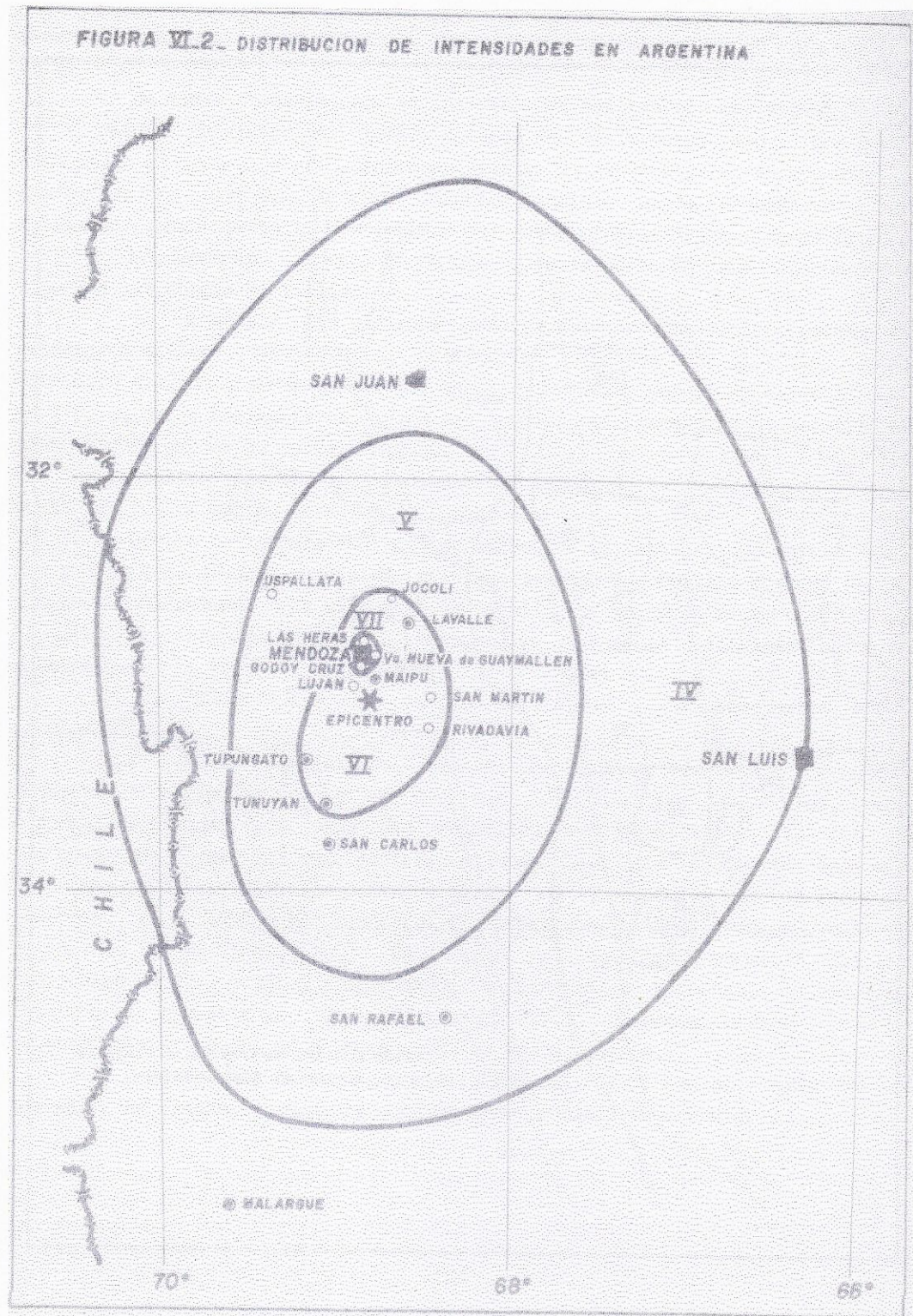


Figura 2.14 Distribución de intensidades en Argentina

establecimientos industriales y otras varias, como así también en los terrenos de cultivo de la extensa zona afectada por el fenómeno.

Para lograr una solución definitiva a este importante problema, se dispuso la realización de un estudio de microzonificación sísmica del área de mayor importancia socioeconómica de la provincia.

El Valle de Tulum, que constituye la zona de mayor importancia de la provincia, ha sido afectada por terremotos devastadores, entre los que pueden citarse: el de 1944 ($M_s= 7,4$), el de 1952 ($M_s= 7,0$) y el de 1977 ($M_s= 7,4$), Cuyos epicentros pueden observarse en la Figura 2.10.

Los daños provocados han sido causados principalmente por el movimiento del terreno, aunque también por la licuefacción de suelos (sobre todo durante el terremoto de 1977).

Algunas de las conclusiones más relevantes obtenidas durante el estudio de microzonificación sísmica, de acuerdo al trabajo realizado por INPRES (1982), son las siguientes:

- a) La provincia de San Juan está en una región afectada por la convergencia de las placas Sudamericana y de Nazca, según la teoría actual de la Tectónica de Placas.
- b) La configuración tectónica regional y el régimen de esfuerzos en la provincia es de compresión este-oeste.
- c) La sismicidad regional tiene lugar: (1) dentro de la Placa de Nazca subducida, a aproximadamente 100 Km debajo de la provincia y (2) dentro de la placa Sudamericana, por encima de una profundidad de aproximadamente 65 km.
- d) La sismicidad de la zona de Benioff está asociada con la placa de Nazca y tiene una orientación casi horizontal debajo de la provincia.
- e) La base de la corteza parece ser una zona de deformación dúctil generalmente asísmica. Se considera que los rasgos estructurales

Nº	Nombre de la fuente	Año de ocurrencia	Magnitud (Ms)
1	Falla de la Caída del Tigre	1864	7.0
		1929	5.7
		1975	5.0
		1967	5.4
		1782	6.5
		1927	7.4
		1960	5.5
		1972	5.4
		1917	6.5
2	Región de la Precordillera		
3	Falla del Frente Norte	1894	7.5 - 8.2
		1963	5.5
4	Falla de la Precordillera	1920	6.3
		1929	5.7
		1944	7.4
		1947	5.7
		1972	5.8
		1952	6.7
5	Falla de la Sierra Pie de Palo	1974	5.3
		1971	5.1
		1964	5.6
		1977	7.4
		1940	5.7
6	Falla de la Sierra de Valle Fértil	1964	5.0
		1965	5.9

Tabla N° 2.2.a Terremotos asociados con fallas de la corteza

N ^a	Fuente - Nombre	Longitud (Km)	Rumbo	Buzamiento	Terremoto potencial máximo	Recurrencia para la falla (años)
1	Falla de la Caída del Tigre	1.000	N	45° 0 ³	8	800
2	Región de la Precordillera	-	N	45° 0 ³	7-3/4	**
3	Falla del Frente Norte	200	N	45° 0 ³	7-3/4	
4	Falla de la Precordillera	130	*	35° E ⁵	7-1/2	
5	Falla de la Sierra de Pie de Palo	60	*	90°	7-3/4	
6	Falla de la Sierra del Valle Fértil	300	N 70° W	45° E ⁶	7-3/4	

* Dirección variable

** En base a la sismicidad histórica se espera un intervalo de recurrencia de 10.000 años para la región. Se infiere además, que todas las fuentes potenciales poseen una orientación N-S y tienen un buzamiento hacia de 45°W.

Tabla N° 2.2.b Fuentes sísmicas potenciales superficiales

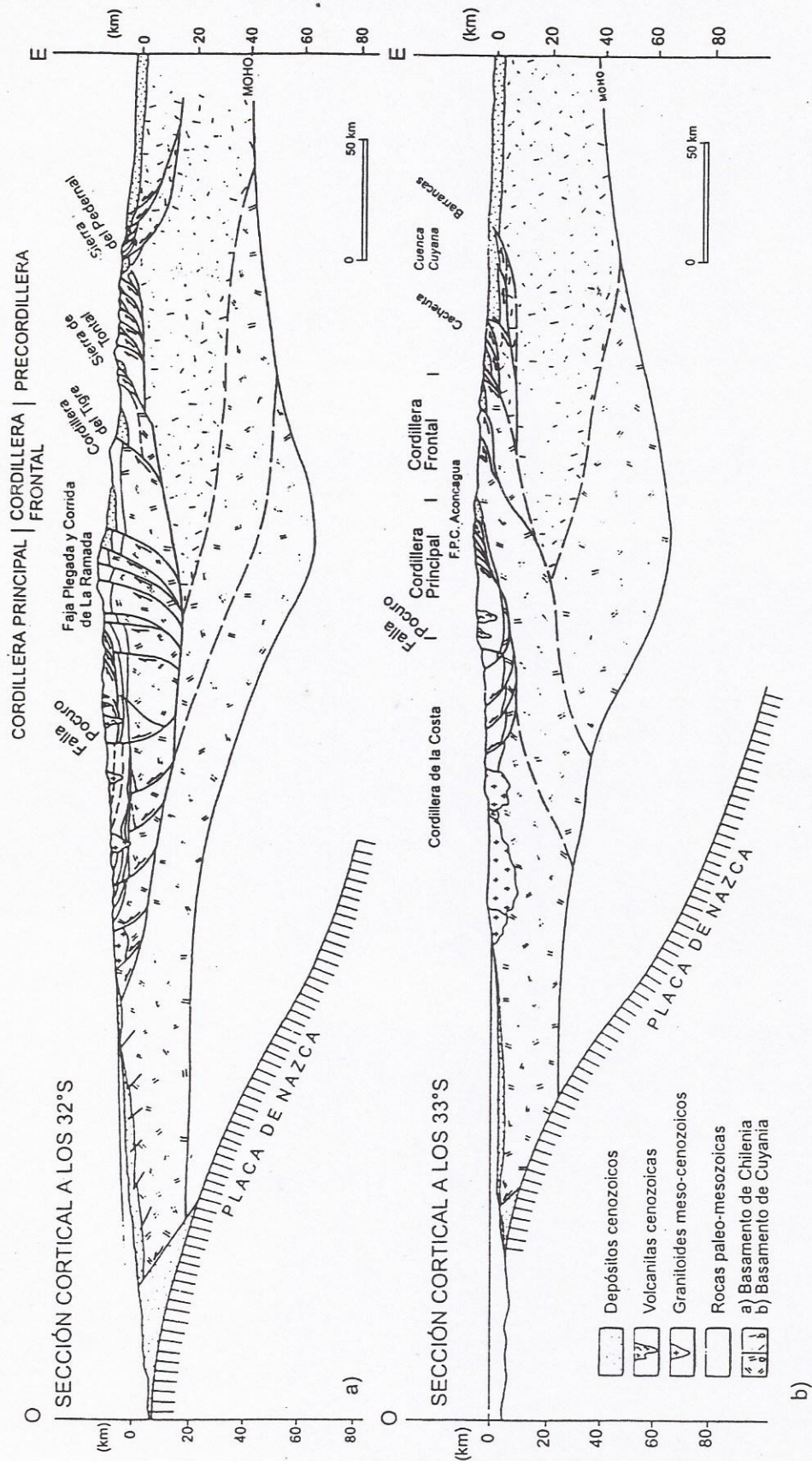


Figura N° 2.15 Sección esquemática transversal de la tectónica en las provincias de San Juan y Mendoza.

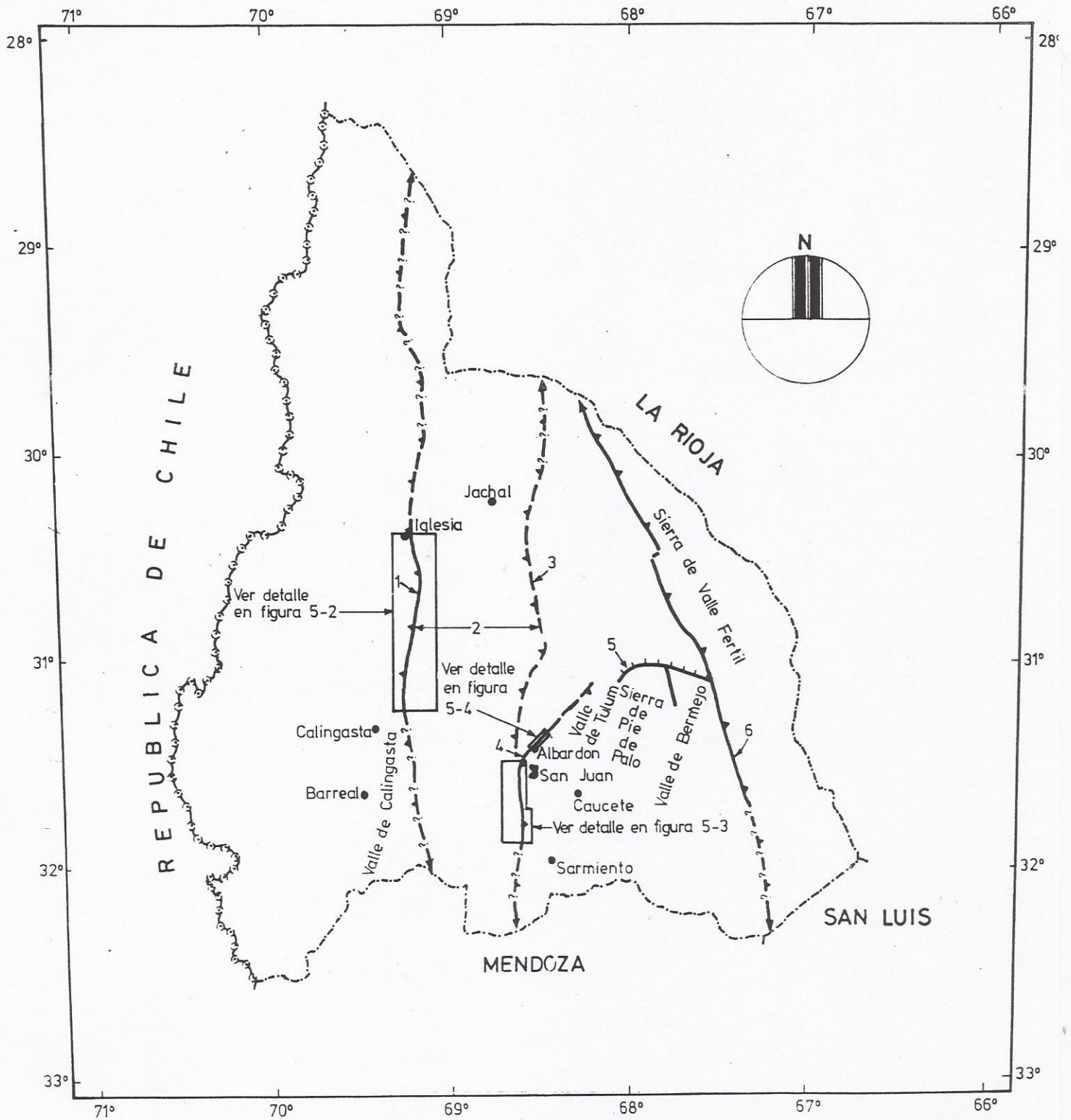


Figura 2.16 Fuentes sísmicas potenciales en la provincia de San Juan

observados en la superficie dentro de la provincia, son principalmente fallas inversas que pueden emanar de esta zona.

- f) En base al estudio de las fallas activas (Tabla 2.2.a y Figuras 2.15 y 2.16), se han identificado seis fuentes sísmicas potenciales de la corteza dentro de la provincia. Como se resume en la Tabla 2.2.b, el terremoto potencial máximo para una de las fuentes se estima de magnitud $M_s = 7\frac{1}{2}$, para cuatro de ellas $M_s = 7\frac{3}{4}$ y para la otra $M_s = 8$. Los intervalos de recurrencia estimados para estos terremotos potenciales máximos, van de 250 a 20.000 años.
- g) El Valle de Tulum tiene la exposición sísmica más alta en la provincia debido: a la proximidad de la Falla de Precordillera, al buzamiento de dicha falla hacia el E (bajo el valle), y al peligro potencial de que se produzcan terremotos moderados y grandes en esa falla.
- h) Existe una alta probabilidad de que se produzca licuefacción en la zona irrigada del Valle de Tulum, ante la ocurrencia de terremotos moderados o intensos. Esto se debe a la napa freática alta, a la relativamente baja densidad de los suelos y a la exposición sísmica relativamente alta en el Valle.
- i) De las 83.683 construcciones existentes en los núcleos urbanos del área bajo estudio, a la fecha de la encuesta, 49.010 (58,6%) fueron clasificadas como sismorresistentes y 34.673 (41,4%) como no sismorresistentes. De estas últimas aproximadamente el 96% son de adobe. La proporción de construcciones de uno u otro tipo varía ampliamente según la localidad.
- j) Predominan en el Valle de Tulum las localidades (núcleos urbanos) con potencial de daño importante (DI) y alto (DA). De las treinta y seis localidades encuestadas (Tabla 2.3): dos (6%) tienen potencial de daños moderado (DM); trece (36%) tienen potencial de daños importante (DI)

y el mismo número, potencial de daños alto (DA), mientras que ocho localidades (22%) tienen potencial de daño muy alto (DMA).

- k) Los resultados del estudio de Microzonificación Sísmica (Fig. 2-17) pueden observarse en el mapa unificado de peligrosidad sísmica; en él se divide el área bajo estudio en seis zonas con distintas características.

DEPARTAMENTO	LOCALIDAD	POTENCIAL DE DAÑO
Albardón	Va. San Martín	DI
	Calle La Laja	DA
	Las lomas	DMA
Angaco	Va. Sefair-Talacasto	DMA
	Va. El Salvador	DI
Capital	Gran San Juan 1	DM
	Gran San Juan 2	DM
	Gran San Juan 3	DI
	Gran San Juan 4	DI
	Gran San Juan 5	DI
Caucete	Ciudad Caucete	DI
	Va. Independencia	DMA
Chimbas	Gran San Juan 1	DA
	Gran San Juan 2	DA
	Gran San Juan 3	DMA
9 de Julio	Las Chacritas	DMA
	Va. 9 de Julio	DI
Pocito	Gran San Juan	DMA
	Va. Aberastain	DA
	La Rinconada	DA
	Carpintería	DA
Rawson	Gran San Juan	DI
Rivadavia	Gran San Juan	DI
	Gran San Juan	DA
	Gran San Juan	DI
San Martín	Dos Acequias	DA
	San Isidro	DMA
	Don Bosco	DI
Santa Lucía	Gran San Juan	DI
	Alto de Sierra	DMA
Sarmiento	Cienaguita	DA
	Los Berros	DA
	Va. Gral. Sarmiento	DA
25 de Mayo	Va. Santa Rosa	DA
	Va. Borjas	DI
	La Chimbera	DA

Tabla N° 2.3 Potencial de daño de los distintos núcleos urbanos.

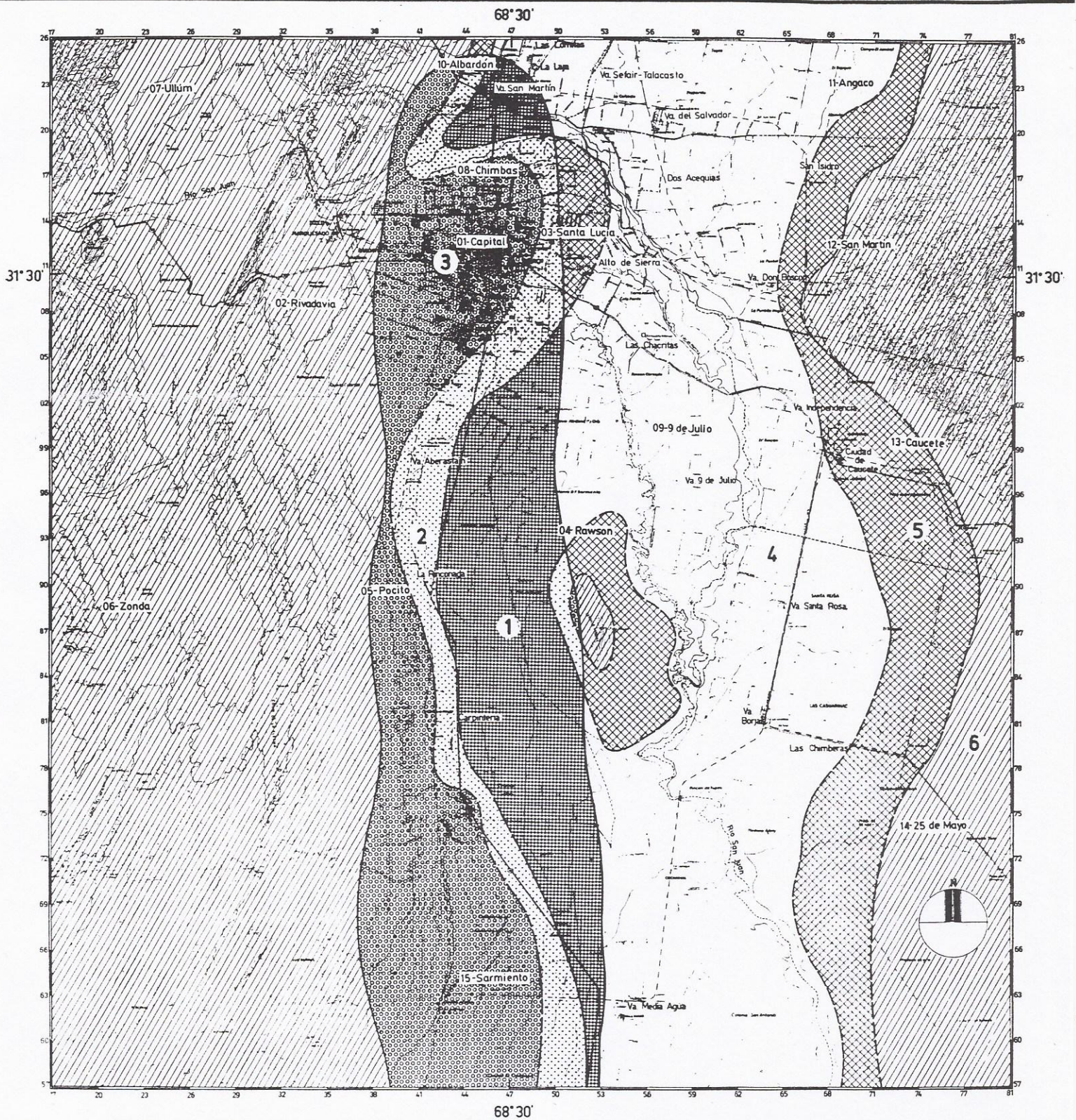


Figura 2.17 Mapa unificado de peligrosidad sísmica

1. Zona con $a_{\text{máx}} > 0,35\text{g}$ y probabilidad alta de licuefacción (PAL).
2. Zona con $a_{\text{máx}} > 0,35\text{g}$ y probabilidad intermedia de licuefacción (PIL).
3. Zona con $a_{\text{máx}} > 0,35\text{g}$ y probabilidad muy baja de licuefacción (PBL).
4. Zona con $0,20\text{g} < a_{\text{máx}} < 0,35\text{g}$ y probabilidad alta de licuefacción (PAL).
5. Zona con $0,20\text{g} < a_{\text{máx}} < 0,35\text{g}$ y probabilidad intermedia de licuefacción (PIL).
6. Zona con $0,20\text{g} < a_{\text{máx}} < 0,35\text{g}$ y probabilidad muy baja de licuefacción (PBL).

Figura N° 2.17 - Referencias

CAPÍTULO 3

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

ASPECTOS TEÓRICOS DE LA DETERMINACIÓN DE HIPOCENTROS

La ubicación cronológica y geográfica de la fuente de los sismos, conocido como **hipocentro**, se puede obtener con la información registrada por los instrumentos.

Sean las coordenadas (X, Y, Z, T), las que representan el origen de un hipocentro, en latitud, longitud, profundidad de foco y tiempo de origen. Y sea t_{ij} el tiempo que emplea la fase j de una onda sísmica en viajar desde el foco a una estación de coordenadas geográficas (x_i, y_i, z_i).

Si la fase j se originó a la hora T, la hora H_{ij} de llegada a la estación i será función de la posición relativa de la estación respecto al foco y de las características estructurales a lo largo de su trayectoria.

Si se considera un desplazamiento infinitesimal del foco respecto a las coordenadas iniciales, despreciando términos de orden superior, se tendrá una variación de H_{ij} , dada por:

$$\delta H_{ij} = \frac{\partial H_{ij}}{\partial X} \delta X + \frac{\partial H_{ij}}{\partial Y} \delta Y + \frac{\partial H_{ij}}{\partial Z} \delta Z + \frac{\partial H_{ij}}{\partial T} \delta T \quad (3.1)$$

Considerando que H_{ij} es de la forma:

$$H_{ij} = T + F(X - x_i, Y - y_i, Z - z_i, \text{estructura}) \quad (3.2)$$

Entonces:

$$\frac{\partial H_{ij}}{\partial T} = 1 \quad (3.3)$$

Luego:

$$\delta H_{ij} = \frac{\partial H_{ij}}{\partial X} \delta X + \frac{\partial H_{ij}}{\partial Y} \delta Y + \frac{\partial H_{ij}}{\partial Z} \delta Z + \delta T \quad (3.4)$$

Si X, Y, Z, T correspondiese realmente a las coordenadas del hipocentro, debería tenerse que:

$$H_{ij} - (T + t_{ij}) = 0 \quad (3.5)$$

Pero en general esto no se cumplirá y se tendrá, en cambio que:

$$H_{ij} - (T + t_{ij}) = V_{ij} \quad (3.6)$$

Sin embargo, si encontramos δH_{ij} , tales que:

$$(H_{ij} + \delta H_{ij}) - (T + t_{ij}) = 0 \quad (3.7)$$

entonces se habrán encontrado las coordenadas $X+\delta X; Y+\delta Y; Z+\delta Z; T+\delta T$ del hipocentro. En general, el sistema de ecuaciones (3.1) no será consistente, es decir, no se podrán encontrar los $\delta X, \delta Y, \delta Z, \delta T$, tales que verifiquen el conjunto de igualdades (3.7) debido tanto a errores en el modelo terrestre considerado para poder calcular δH_{ij} y t_{ij} , como a otros: errores en el registro o la lectura de las fases del sismo.

Esto obliga a encontrar una solución aproximada al problema y esa aproximación generalmente se encuentra haciendo uso del ajuste de mínimos cuadrados, el que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos V_{ij} .

Si definimos las siguientes matrices:

$$X = \begin{bmatrix} \delta X \\ \delta Y \\ \delta Z \\ \delta T \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

$$L = \begin{bmatrix} (T + t_{11}) - H_{11} \\ (T + t_{12}) - H_{12} \\ (T + t_{13}) - H_{13} \\ \dots\dots\dots \\ (T + t_{21}) - H_{21} \\ \dots\dots\dots \\ (T + t_{nm}) - H_{nm} \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial H_{11}}{\partial X} & \frac{\partial H_{11}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{11}}{\partial Z} & 1 \\ \frac{\partial H_{12}}{\partial X} & \frac{\partial H_{12}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{12}}{\partial Z} & 1 \\ \frac{\partial H_{21}}{\partial X} & \frac{\partial H_{21}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{21}}{\partial Z} & 1 \\ \frac{\partial H_{21}}{\partial X} & \frac{\partial H_{21}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{21}}{\partial Z} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial H_{nm}}{\partial X} & \frac{\partial H_{nm}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{nm}}{\partial Z} & 1 \\ \frac{\partial H_{nm}}{\partial X} & \frac{\partial H_{nm}}{\partial Y} & \frac{\partial H_{nm}}{\partial Z} & 1 \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Resulta que lo que debe minimizarse, de acuerdo con (3.1), (3.6), y (3.7) serían los residuos V , dado por:

$$A \cdot X - L = V \quad (3.11)$$

La suma del cuadrado de los residuos estaría dada por:

$$V^T \cdot V = (A \cdot X - L)^T \cdot (A \cdot X - L) \quad (3.12)$$

Si $(V^T \cdot V)$ es realmente un mínimo se tendrá que:

$$\nabla(V^T \cdot V) = A^T \cdot A \cdot X_0 - A^T \cdot L = 0 \quad (3.13)$$

Donde X_0 es la matriz de las soluciones que hacen mínima la suma de los cuadrados de los residuos X_0 y existirá y será única, si y sólo si $(A^T \cdot A)$ es no singular, o sea, si tiene una matriz inversa:

$$X_0 = (A^T \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot L \quad (3.14)$$

Hay que recordar que X_0 no representa en realidad la solución del problema sino la corrección que debe hacerse a las coordenadas provisionarias X, Y, Z, T para tener residuo mínimo. A la matriz de las coordenadas que minimizan la suma de los cuadrados de los residuos se le llamó Y_0 :

$$Y_0 = \begin{bmatrix} X + \delta X \\ Y + \delta Y \\ Z + \delta Z \\ T + \delta T \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

Esta solución considera sólo los primeros términos del desarrollo de δH_{ij} , razón por la cual no constituye realmente la mejor solución. Haciendo iteraciones de este proceso se puede corregir este error y obtener un valor de las coordenadas que realmente represente el mínimo.

OBTENCIÓN DE DATOS

Este trabajo utiliza tiempos de arribo de ondas P y S del sismo de *Valparaíso, 1985; Mendoza, 1985*, cada uno con sus correspondientes réplicas, y otros eventos registrados durante 1985 y 1986. Previamente fueron registrados por 26 estaciones permanentes: de Chile Central, estaciones del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina, y dos estaciones: del Instituto Sismológico de Zonda y del servicio Meteorológico de Mendoza, a las cuales se hace referencia en las tablas 3.1 y 3.2 y cuyas posiciones respectivas, pueden apreciarse en la figura 3.1.a.

Se trabajó con un número de 1000 sismos aproximadamente, cuyos epicentros obtenidos luego de la inversión pueden apreciarse en la fig. 3.1.b. Es de destacar que las posiciones epicentrales antes y después de la inversión, no sufrieron variaciones significativas, por lo cual no se consideró necesario exhibir, en el presente trabajo, un mapa con posiciones epicentrales previas a la inversión.

Mediante el conjunto de datos iniciales, se generó un catálogo con 23.700 fases P y 16.550 fases S.

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

En una primera etapa, se realizó la selección de eventos comunes a las estaciones utilizadas de Chile y Argentina, con el objeto de obtener determinaciones epicentrales robustas. Con el objeto de reunir mayor cantidad de datos para la inversión, se decidió trabajar con la totalidad de los datos disponibles, es decir, sismos comunes (registrados por ambas redes simultáneamente) y no comunes (registrados por una red). La intención, con el criterio señalado fue

Estaciones de la Red Sismológica de Chile Central (RSCC)						
N°	Sigla	Nombre	Tipo	Latitud Sur	Longitud Oeste	Elev. (m)
1	LNV	Longovilo	Per. Corto	33° 08' 50.3"	70° 17' 01.7"	3500
2	SAN	Santiago	Per. Corto Per. Largo	33° 27' 11.3"	70° 39' 42.0"	533
3	FCH	Farellones	Per. Corto	33° 19' 39.6"	70° 17' 26.4"	2770
4	BACH	Barnechea	Per. Corto	33° 21' 10.2"	70° 29' 30.0"	820
5	LCCH	Las Cruces	Per. Corto	33° 28' 31.2"	71° 34' 10.8"	180
6	TACH	Talagante	Per. Corto	33° 29' 12.0"	70° 56' 15.6"	440
7	PEL	Peldehue	Per. Corto	33° 08' 37.2"	70° 41' 72.0"	690
8	IHA	Instituto Hidrográfico de la Armada	Per. Corto	33° 01' 33.0"	71° 38' 28.2"	88
9	ROCH	Roble	Per. Corto	32° 58' 18.6"	71° 00' 40.2"	2000
10	GEO	Geoscope	Banda Ancha	33° 08' 37.2"	70° 41' 72.0"	690
11	CHCH	Cuesta Chada	Per. Corto	33° 56' 00.0"	70° 39' 09.0"	680
12	COLN	Colón	Per. Corto	34° 04' 00.0"	70° 27' 24.0"	2160
13	CACH	Canelo	Per. Corto	34° 08' 34.8"	70° 34' 19.2"	1760
14	CICH	Cipreses	Per. Corto Banda Ancha	34° 19' 11.4"	70° 25' 13.8"	1200
15	ELT	El Teniente	Per. Corto	34° 03' 58.6"	70° 20' 47.0"	-480
16	JACH	Jahuel	Per. Corto	32° 40' 54.6"	70° 35' 34.2"	1075
17	SFDO	San Fernando	Per. Corto	34° 36' 51.6"	71° 00' 49.8"	690

Estaciones de la Red Sismológica de Argentina							
N°	Sigla	Nombre	Ubicación	Elev. (m)	Latitud (S)	Longitud (O)	Comp.
1	CFA	Coronel Fontana	Caucete	713	-31.60264	-6.823.311	Z
2	RTCB	Cerro Blanco*	Zonda	1059	-31.48783	-68.81039	Z
3	RTCV	Cerro Valdivia*	Carpintería	734	-31.86167	-68.54117	Z
4	RTLL	La Laja*	Albardón	720	-31.32856	-68.47578	Z
5	RFA	San Rafael	San Rafael	850	-34.77070	-68.46580	Z-NS- EW
6	RTMQ	Marquezado*	Marquezado	798	-31.50570	-68.66670	
7	MDZ	Mendoza	Mendoza	826	-32.88330	-68.85000	
8	ZON	Zonda	Zonda	730	-31.54580	-68.67860	
9	TCA	Tanti	Tanti	1035	-31.33860	-64.59080	Z-NS- EW

* Red Telemétrica

Tabla 3.1 Estaciones Chilenas - Tabla 3.2 Estaciones Argentinas

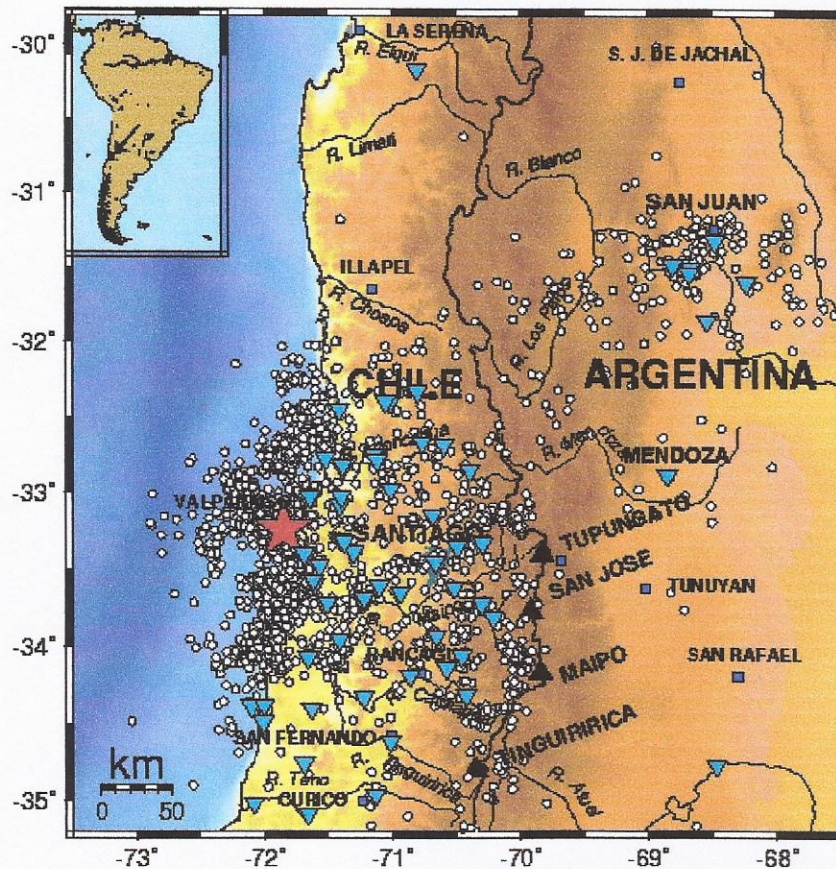


Fig. 3.1.b Mapa de los andes centrales con:
 Estaciones: triángulos color turqueza
 Epicentros: círculos color blanco
 Epicentro del evento principal: estrella roja

satisfacer la necesidad de contar con al menos 20 rayos por cada cubo de velocidad diseñado, de modo tal de lograr una inversión robusta.

Para cada evento, se seleccionaron las lecturas de tiempos de arribo (año: mes: día: hora: minutos y segundos) de ondas P y S, los cuales fueron almacenados en formato HYPO71 (HYPO71 (Lee & Valdés, 1985) y HYPOINVERSE (Klein,1978); las lecturas contienen distintas observaciones que se describen a continuación (Tabla 3.3).

Además deben considerarse también los siguientes parámetros:

- ◆ Características de las estaciones que registraron los eventos: nombre de identificación, latitud, longitud y elevación (Tablas 3.1 y 3.2).
- ◆ Estructura de velocidades usado: se utilizó un modelo de capas planas, y para cada una de ellas se definió su espesor y velocidad de onda P.
- ◆ Razón entre las velocidades de ondas de cuerpo V_P / V_S .

DETERMINACIONES HIPOCENTRALES

Una vez grabados los datos en el formato requerido, se realizaron las localizaciones hipocentrales preliminares mediante los programas HYPO71 (Lee & Valdés, 1985), y HYPONVERSE (Klein,1978), utilizando para ello un modelo de velocidades de capas planas. Ambos programas, resuelven el problema sismológico a través de la inversión, realizando iteraciones y utilizando el método de mínimos cuadrados. La diferencia principal entre ambos es que HYPOINVERSE no necesita como parámetro inicial una profundidad determinada, sino una localización hipocentral previa a partir de la cual realiza un ajuste para un rango de entre 0 y 250 km con intervalos de 10 km. Este programa, escoge la localización más robusta que minimiza los errores horizontales y verticales de la determinación y el error cuadrático medio y maximiza, el número de fases incluidas en la determinación.

Tabla N° 3.3 Datos en formato HYPOINVERSE

HEAD	Chile Central 1985-1995			
RESET TEST(01)=	0.10			
RESET TEST(02)=	30.00			
RESET TEST(03)=	0.50			
RESET TEST(04)=	0.001			
RESET TEST(05)=	25.00			
RESET TEST(06)=	0.1			
RESET TEST(07)=	-1.16			
RESET TEST(08)=	2.01			
RESET TEST(09)=	0.0035			
RESET TEST(10)=	50.00			
RESET TEST(11)=	35.00			
RESET TEST(12)=	0.50			
RESET TEST(13)=	1.00			
CFA	3136.16S	6813.99W	713	0.13
RTCB	3129.27S	6848.62W	1059	0.19
RTCV	3151.70S	6832.47W	734	0.13
RTLL	3119.71S	6828.55W	720	0.13
RFA	3446.24S	6827.95W	850	0.16
RTMQ	3130.34S	6840.00W	798	0.15
MDZ	3253.00S	6851.00W	826	0.15
ZON	3132.75S	6840.72W	730	0.13
TCA	3120.32S	6435.45W	1035	0.19
CAS	53318.60S	7124.00W	295	0.05
SAT	53336.00S	7136.60W	15	0.0
QSC	53324.00S	7141.40W	38	0.01
PLM	53423.40S	7206.00W	35	0.01
CAN	53319.20S	7122.60W	287	0.05
QNT	53246.20S	7131.20W	5	0.0
SNT	53334.20S	7137.20W	87	0.02
MEL	53341.40S	7113.20W	200	0.04
LIT	53404.60S	7139.60W	360	0.07
REX	53422.82S	7200.08W	10	0.00
IHA	53301.55S	7138.47W	88	+0.02
CAB	23224.08S	7100.95W	288	.05
CAB	3223.99S	71 2.95W	260	.05
MCA	3250.08S	7123.04W	325	.06
LEO	3248.72S	7123.07W	230	.04
ALI	3219.89S	7048.02W	650	.12
COB	3226.79S	7124.65W	275	.05
ZAP	3323.43S	7118.24W	412	.07
PUT	3239.80S	7045.82W	825	.15
PAU	3319.20S	7019.16W	2135	.39
GLO	3244.91S	7108.18W	388	.07
LIG	3247.09S	7107.00W	545	.10
QUI	3325.27S	7140.74W	68	.01
ALF	3343.55S	7017.87W	1320	.24
JUA	3343.25S	7130.49W	175	.03
MAL	3336.56S	7106.03W	300	.05
BES	3304.61S	7124.63W	159	.03
BEL	3301.35S	7123.97W	163	.03

RCO 3250.97S 7023.36W1200 .22
 SAN 3327.18S 7039.72W 533 .10
 FCH 3319.68S 7017.46W2770 .50
 ROCH3258.32S 7100.66W2200 .40
 TACH3339.18S 7056.28W 440 .08
 CHCH3355.98S 7039.12W 680 .12
 PCH 3337.26S 7030.84W1010 .18
 BACH3321.18S 7029.52W 820 .15
 JACH3240.92S 7035.58W1075 .20
 LNV 3357.36S 7124.66W 160 .03
 PEL 3308.64S 7041.10W 690 .13
 CACH3408.58S 7034.32W1760 +0.32
 CICH3419.19S 7025.23W1200 +0.22
 COLN3404.00S 7027.40W2160 +0.39
 IHA 3301.55S 7138.47W 88 +0.02
 LCCH3328.52S 7134.18W 180 +0.03
 LQT 3348.88S 7012.43W1400 +0.26
 SFDO3436.86S 7100.83W 690 +0.13
 TLL 3010.03S 7048.27W2200 +0.40
 VOL 3348.62S 7000.44W2350 +0.43
 MEL 3353.82S 7011.67W1450 +0.26
 YES43336.78S 7054.45W3000 +0.55

5.5 0.0
 6.0 4.0
 6.8 15.0
 7.2 25.0
 8.5 35.0

10. 100. 450. 1.76 4 0 1 1 0 1
 PEL IPD0 850102185819.20 40.70IS 1
 ROCHIP2 850102185820.20
 FCH IPC0 850102185820.30 43.00IS 4
 BACHIPD0 850102185820.90
 SAN IPD0 850102185822.40 46.50IS 1
 PCH IPC0 850102185823.60 49.00IS 3
 TACHIPCO 850102185826.00 52.60IS 1
 CHCHIPD0 850102185828.00 51.20IS 4
 LNV IP 2 850102185830.50 60.00IS 4
 RTCB P 0 850102185808.50
 RTCV P 0 850102185809.50
 CFA P 0 850102185811.80 28.50 S
 MDZ P 0 850102185813.60
 TCA P 0 850102185850.80 96.20 S
 10
 ROCHIP 0 850103013709.50
 PEL IPC0 850103013713.00 35.40IS 4
 BACHIP 1 850103013716.60 41.00IS 4
 SAN IP 1 850103013718.00 43.20IS 1
 FCH IPD0 850103013718.20 46.00IS 4
 TACHIPCO 850103013718.60 46.00IS 1
 PCH IP 0 850103013720.50 49.10IS 4
 LNV IPD0 850103013721.50 55.50IS 4
 CHCHEP 0 850103013724.00
 RTCB P 0 850103013723.00 53.80 S

RTCV	P 0	850103013726.00	59.80	S
RTLL	P 0	850103013727.00	60.20	S
CFA	P 0	850103013729.00		
MDZ	P 0	850103013730.70	67.40	S
TCA	P 0	850103013809.80	67.00	S
		10		
PEL	IPD0	850103103342.00	75.10	IS 1
ROCHIP	0	850103103343.70	74.00	IS 4
PCH	IP 1	850103103346.50	82.00	IS 4
TACHIPD0		850103103348.40		
LNV	IPC2	850103103353.30		
RTLL	P 0	850103103315.80	25.40	S
CFA	P 0	850103103316.60	27.60	S
RTCB	P 0	850103103317.00	28.80	S
RTCV	P 0	850103103317.60	30.00	S
MDZ	P 0	850103103330.20	49.50	S
TCA	P 0	850103103350.80	88.00	S
RFA	P 0	850103103351.60		
		10		
PEL	IP 0	850104073532.50	60.90	IS 4
BACHIP	0	850104073534.20		
PCH	IPC0	850104073537.50	71.00	IS 4
TACHEPD0		850104073539.00		
CHCHIP	0	850104073541.00		
LNV	IPC0	850104073543.90		
RTCB	P 0	850104073510.50		
ZON	P 0	850104073511.00	22.00	S
RTLL	P 0	850104073511.30	22.80	S
RTCV	P 0	850104073512.80	26.20	S
RFA	P 1	850104073545.70	84.60	S
TCA	P 0	850104073550.40	91.20	S
		10		
JACHEP	0	850104161403.00	30.50	IS 4
PEL	EP 0	850104161406.60	34.00	IS 4
BACHIPD0		850104161409.50		
PCH	IP 0	850104161412.50	50.00	IS 4
CHCHIP	1	850104161416.00		
LNV	EP 0	850104161418.50		
RTLL	P 0	850104161341.50	52.20	S
RTCB	P 0	850104161342.10	52.80	S
ZON	P 0	850104161342.50	53.00	S
CFA	P 0	850104161348.40	56.10	S
RFA	P 0	850104161419.70		
TCA	P 0	850104161420.00	118.00	S

TABLA N° 3.4 EVENTOS RELOCALIZADOS

stations	center	33.	0.00s	70.	0.00w	dlyaz=	999.00	dlywd=	0.00	pdly1	sdly1	pdly2	sdly2	fmc	xmc	wt	mdl	cal	per	typ	
	name	---lat---	----	lon----																	
1	CFA	31.	36.16s	68.	13.99w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	713
2	RTCB	31.	29.27s	68.	48.62w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	1059
3	RTCV	31.	51.70s	68.	32.47w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	734
4	RTLL	31.	19.71s	68.	28.55w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	720
5	RFA	34.	46.24s	68.	27.95w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	850
6	RTMQ	31.	30.34s	68.	40.00w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	798
7	MDZ	32.	53.00s	68.	51.00w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	826
8	ZON	31.	32.75s	68.	40.72w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	730
9	TCA	31.	20.32s	64.	35.45w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	1035
10	CAs5	33.	18.60s	71.	24.00w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	295
11	SAT5	33.	36.00s	71.	36.60w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	15
12	QsC5	33.	24.00s	71.	41.40w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	38
13	PLM5	34.	23.40s	72.	6.00w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	35
14	CAN5	33.	19.20s	71.	22.60w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	287
15	QNT5	32.	46.20s	71.	31.20w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	5
16	sNT5	33.	34.20s	71.	37.20w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	87
17	MEL5	33.	41.40s	71.	13.20w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	200
18	LIT5	34.	4.60s	71.	39.60w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	360
19	REX5	34.	22.82s	72.	0.08w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	10
20	IHA5	33.	1.55s	71.	38.47w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	88
21	CAB2	32.	24.08s	71.	0.95w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	288
22	CAB	32.	23.99s	71.	2.95w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	260
23	MCA	32.	50.08s	71.	23.04w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	325
24	LEO	32.	48.72s	71.	23.07w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	230
25	ALI	32.	19.89s	70.	48.02w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	650
26	COB	32.	26.79s	71.	24.65w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	275
27	ZAP	33.	23.43s	71.	18.24w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	412
28	PUT	32.	39.80s	70.	45.82w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	1	0.0	0.2	0	825


```

1 6.000 0.000 4.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
2 6.400 4.000 6.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
3 6.700 10.000 38.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
4 7.900 48.000 999.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
5 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
6 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
7 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
8 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
9 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
10 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
11 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
12 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000

```

test parameters

```

-iteration and convergence-
30=itrlim 0.9000=damp
0.0400=dquit 0.0010=drqt
7.0000=dxfix 0.0100=eigtol
25.0000=dzmax 0.0100=rback
0.5000=dzair 0.6000=bacfac

-weighting, errors, trial depth-
200.0000=discut 0.1600=bmscut -duration mag constants-
1.0000=disw1 1.5000=rmsw1 2.0100=fmb1 0.0000=fma2
3.0000=disw2 3.0000=rmsw2 0.0070=fmz1 0.0000=fmb2
1.0000=swt 0.2000=rderr 0.0035=fmd1 0.0000=fmz2
40.0000=ztr 1.0000=ercof 9000.0000=fmbrk 0.0000=fmd2
1.7600=pos

```

8 may 85, 23:54 event no. 1

```

eigenvalues
(4.2380,2450,1070,071)
eigenvectors of adjustment
ot (-.9890,010-.1450,015) ( 3.967 3.014-23.568 11.564) 1.992 # serr az dip
lat (0.003-.954-.0610,292) ( 3.014 66.374 17.147102,475) 8.147 # 13.27 87 13
lon (-.1370,0110,9620,236) (-23.568 17.147189,213 50,209) 13.755 # 5.85 180 17
z (0.0500,298-.2240,927) ( 11.564102,475 50,209360,353) 18.983 #
#error ellipse
errors # serr az dip

```

```

-----
yr mo da origin lat n lon w depth rms erh erz gap xmag fmag
-----

```

85- 5- 8 2354 10.68 33 25.78 72 1.51 4.75 1.42 12.92 18.65 279

rmswt	dmin	itr	nfm	nwr	nws	remk	v1/v4	ztr	qualite	dely	dely	delz			
3.58	81.6	23	5	14	2		59	10.0	C	****	****	****			
sta	dist	azm	an	p/s	w	sec+ccor	(tobs	-tcal	-dly	=res)	wt	xmg	fmg	r	info
LNV	81.6	44	90	IPD		23.30	0.00	12.62	12.98	0.00	-0.36	1.33			0.706
TACH	103.8	76	72	IP		26.50	0.00	15.82	16.33	0.00	-0.51	1.33			0.145
			S	2		41.50	0.00	30.82	28.74	0.00	2.08	0.66			0.655
ROCH	107.2	118	72	IP		26.50	0.00	15.82	16.97	0.00	-1.15	1.33			0.456
			S	3		35.20	0.00	24.52	29.87	0.00	-5.35	0.33			0.134
PELL	128.6	104	72	IPC		30.50	0.00	19.82	20.06	0.00	-0.24	1.33			0.239
CHCH	138.9	66	72	IPD		31.70	0.00	21.02	21.59	0.00	-0.57	1.33			0.253
PCH	141.7	81	72	IPD		32.40	0.00	21.72	22.04	0.00	-0.32	1.33			0.125
BACH	142.7	93	72	IPC		32.70	0.00	22.02	22.16	0.00	-0.14	1.33			0.146
FCH	161.4	94	72	IP		35.40	0.00	24.72	25.11	0.00	-0.39	1.33			0.152
MDZ	301.8	101	54	P		59.50	0.00	48.82	45.75	0.00	3.07	1.12			0.387
			S			3.30	0.00	-7.38	80.52	0.00	-87.90	0.00			0.000
RTC	V369.9	118	54	P		68.70	0.00	58.02	54.36	0.00	3.66	0.82			0.210
			S			118.30	0.00	107.62	95.67	0.00	11.95	0.00			0.000
RTC	B371.0	125	54	P		67.70	0.00	57.02	54.54	0.00	2.48	0.81			0.241
			S			117.50	0.00	106.82	95.99	0.00	10.83	0.00			0.000
RTL	L407.0	125	54	P		71.40	0.00	60.72	59.07	0.00	1.65	0.63			0.143
			S			124.70	0.00	114.02	103.96	0.00	10.06	0.03			0.000
TCA	735.8	108	54	P		111.90	0.00	101.22	100.71	0.00	0.51	0.00			0.000
			S			90.00	0.00	79.32	177.25	0.00	-97.93	0.00			0.000

9 may 85, 1:27 event no. 2

eigenvalues
 (4.3860, 4810, 1930, 076)
 eigenvectors of adjustment
 ot (-.9930, 008-.107-.040) (0.071 0.097 0.069 -0.820) 0.267 # 4.37 60 67
 #error ellipse
 errors # serr az dip

lat(0.069-.620-.7580.190)(0.097 2.606 -2.190 2.627) 1.614 # 1.73 215 20
lon(-.052-.7720.545-.324)(0.069 -2.190 3.191 -5.132) 1.786 # 0.69 309 8
z (-.075-.1430.3410.926)(-0.820 2.627 -5.132 16.787) 4.097 #

yr mo da origin lat n lon w depth rms erh erz gap xmag fmag
85- 5- 9 127 11.92 31 39.20 69 55.99105.94 0.27 1.65 4.05 222

rmswt dmin itr nfm nwr nws remk v1/v4 ztr qualite delx dely delz
0.38108.0 32 7 18 7 57 70.0 C 0.80 1.07 6.11

sta	dist	azm	an	p/s	w	sec+ccor	(tobs	-tcal	-dly	=res)	wt	xmg	fmg	r	info
RTCB108.0	99	130	P	33.00	0.00	21.08	20.91	0.00	0.17	1.13	0.175				
			S	49.50	0.00	37.58	36.80	0.00	0.78	0.81	0.328				
RTCV133.6	79	123	P	35.50	0.00	23.58	23.46	0.00	0.12	1.13	0.132				
			S	53.00	0.00	41.08	41.29	0.00	-0.21	1.13	0.304				
RFL142.8	104	121	P	36.30	0.00	24.38	24.43	0.00	-0.05	1.13	0.211				
			S	54.80	0.00	42.88	43.00	0.00	-0.12	1.13	0.312				
CFA161.1	91	118	P	38.00	0.00	26.08	26.44	0.00	-0.36	1.13	0.230				
			S	57.00	0.00	45.08	46.53	0.00	-1.46	0.00	0.000				
MDZ170.6	36	116	P	39.90	0.00	27.98	27.52	0.00	0.46	1.13	0.235				
			S	60.30	0.00	48.38	48.44	0.00	-0.06	1.13	0.568				
ROCH178.2	326	115	IPD	40.30	0.00	28.38	28.56	0.00	-0.18	1.13	0.262				
PEL180.2	337	115	IPD	40.40	0.00	28.48	28.59	0.00	-0.11	1.13	0.165				
			S	62.50	0.00	50.58	50.32	0.00	0.26	0.85	0.313				
FCH189.2	350	113	IPD	42.10	0.00	30.18	29.89	0.00	0.29	0.85	0.073				
			S	66.00	0.00	54.08	52.61	0.00	1.47	0.00	0.000				
BACH196.1	345	112	IPD	42.50	0.00	30.58	30.45	0.00	0.13	1.13	0.141				
			S	65.50	0.00	53.58	53.59	0.00	-0.01	0.85	0.202				
PCH225.4	347	109	IP	45.70	0.00	33.78	33.93	0.00	-0.15	1.12	0.171				
			S	71.20	0.00	59.28	59.72	0.00	-0.44	0.84	0.163				
TACH241.4	338	108	IPC	46.50	0.00	34.58	35.79	0.00	-1.21	0.00	0.000				
CHCH262.2	346	106	IPD	49.30	0.00	37.38	38.33	0.00	-0.95	0.20	0.007				
TCA507.7	93	97	P	77.20	0.00	65.28	68.85	0.00	-3.57	0.00	0.000				
			S	125.00	0.00	113.08	121.18	0.00	-8.10	0.00	0.000				

9 may 85, 6:36 event no. 3

Como resultado de la determinación de cada **evento**, el programa entrega los siguientes parámetros (**Hypocenter Output**)(Tabla 3.4):

- ◆ Tiempo origen (ORIG), latitud (LAT), longitud (LONG) y profundidad focal (DEPTH) del evento sísmico.
- ◆ Número de lecturas usadas para la localización (N_0).
- ◆ Distancia epicentral a la estación más cercana (DMIN).
- ◆ Máxima separación azimutal entre las estaciones (GAP) que contribuyeron a la determinación.
- ◆ Error cuadrático medio (RMS), definido como:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum R_i^2}{N_0}} \quad (3.16)$$

donde R_i es el residuo de la fase i para el evento correspondiente y N_0 es el número de fases -1.

- ◆ Desviación estándar del epicentro (ERH), definido como:

$$ERH = \sqrt{SDX^2 + SDY^2} \quad (3.17)$$

donde SDX y SDY son las desviaciones estándar de la latitud y longitud.

- ◆ Desviación estándar de la profundidad (ERZ).
- ◆ Calidad de la solución obtenida (Q), discriminada en A, B, C, D, siendo A excelente y D muy malo dependiendo de los valores RMS, GAP, ERH, ERZ en conjunto.

Otro archivo que se genera a la salida es **Station Output**, el cual entrega:

- ◆ Nombre de la estación (STN).
- ◆ Distancia al epicentro del sismo en km (DIST).
- ◆ Ángulo azimutal entre el epicentro y la estación (AZM).
- ◆ Ángulo de incidencia de la fase medido con respecto a la vertical (AIN).
- ◆ Hora y minuto de arribo de las fases del evento a la estación (HRMN).
- ◆ Segundo de llegada de la onda P (P-SEG).

- ◆ Tiempo de viaje observado de la onda P (TPOBS).
- ◆ Tiempo de viaje calculado de la onda P de acuerdo a las curvas camino-tiempo usadas (TPCAL).
- ◆ Residual para el tiempo de viaje de la onda P (P-RES), definido como:

$$P-RES = TOBS - TPCAL \quad (3.18)$$
- ◆ Peso usado en la determinación de la solución para la lectura del arribo de la onda P (P-WT), que es una función que toma en cuenta la lectura por sí misma, la distribución y características de las estaciones.
- ◆ Parámetros de la onda S (S-SEC, TSOBS, TSCAL, S-RES, S-WT) que tienen la misma definición que los parámetros de la onda P.

GENERACIÓN DE GRILLAS

La grillas tienen por objeto determinar el área que intervendrá en el procesamiento y que tomará en cuenta las estaciones sismológicas que reportaron los eventos; al mismo tiempo dividen el área correspondiente a cada "capa" en bloques, cada uno de los cuales tiene un valor de velocidad, que resulta del programa de inversión de velocidad, lo que da un carácter tridimensional al modelo.

El programa que permite generar las grillas se llama SMERCPS24, y logra definir las dimensiones de éstas, a partir de un punto inicial especificando la cantidad y tamaño de los bloques en su interior.

Durante el presente estudio, se utilizaron cuatro grillas. Tres de ellas, consideraron estaciones sismológicas en forma parcial según tres direcciones (Figs. 3.2, 3.3, y 3.4, respectivamente):

Grilla A: SW-NE

Grilla B: E-W

Grilla C: NW-SE.

Luego de evaluar los resultados, obtenidos al procesar los datos para las grillas mencionadas, se decidió diseñar una cuarta grilla, lo que permitió tomar la

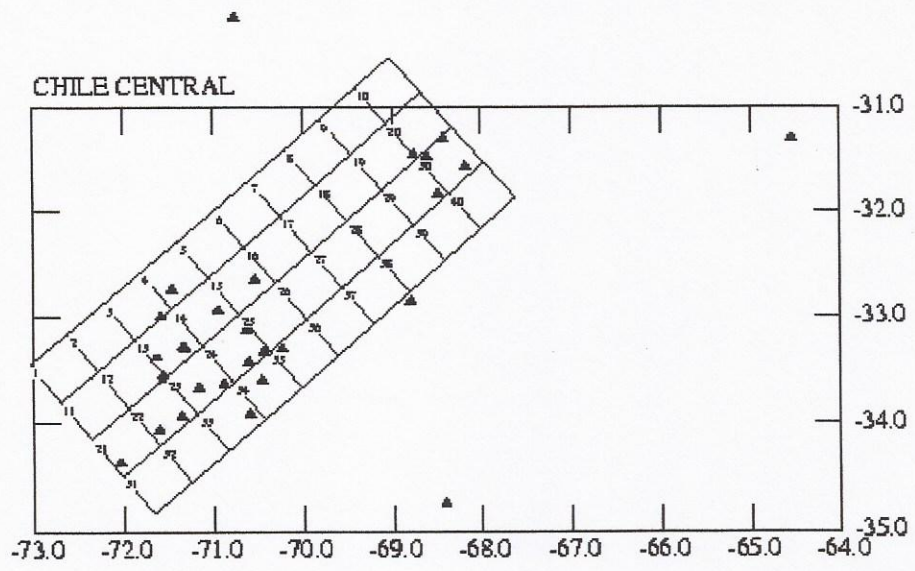


Fig. 3.2 Grilla A

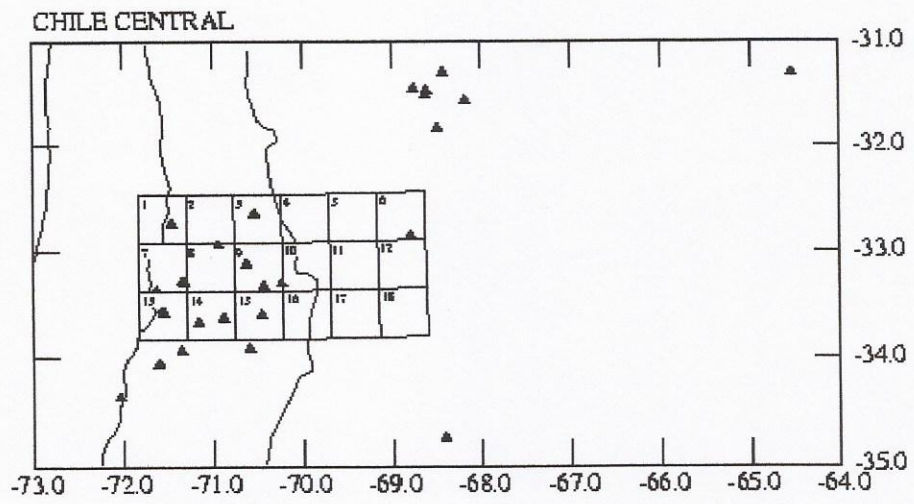


Fig. 3.3 Grilla B

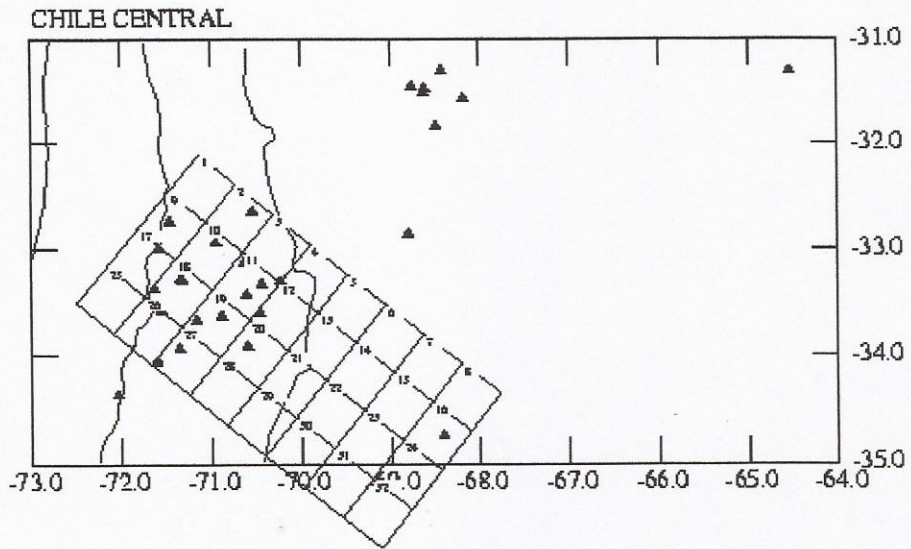


Fig. 3.4 Grilla C

totalidad de las estaciones, permitiendo con ello obtener una mayor densidad de información en el área.

DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE VELOCIDADES

Determinación del primer modelo inicial unidimensional de velocidades

A partir de los antecedentes geofísicos en el área de estudio, fue posible en primer lugar, considerar un modelo de capas planas apoyadas sobre un semiespacio. En este modelo, la velocidad de la onda P aumenta gradualmente con la profundidad (ver figura 4.3), por lo tanto, a mayor profundidad de la capa que se analiza, mayor es la velocidad sísmica.

MÉTODO DE INVERSIÓN

Conceptos básicos

El objetivo final de la tomografía sísmica, consiste en estimar las características de una estructura a partir de los parámetros de ondas. En el caso de una tomografía sísmica, se puede decir que es una técnica que permite obtener información acerca de las velocidades en el interior de la tierra, donde cada sismo o disparo genera ondas sísmicas que recorren el camino entre la fuente-hipocentro y el receptor-sismógrafo. Es deseable, poder trazar varios rayos con distintas orientaciones para la misma zona de trabajo.

La tomografía como técnica de exploración, se fundamenta entonces en la propagación de ondas a través del medio a estudiar. Es una forma interesante de determinar ciertas propiedades del suelo tales como velocidades de ondas P, velocidades de ondas S, relación de Poisson, amortiguamiento, entre otros. Pueden utilizarse tanto fuentes naturales como artificiales determinando ventajas y desventajas al aplicar el método.

En el presente trabajo se utilizaron dos programas computacionales: **uno** para realizar la **inversión de los hipocentros** llamado **SPHREL3D90**, que considera un modelo inicial de velocidades tridimensional, y **otro**, para la **inversión formal de la estructura de velocidades** llamado **SPHYFIT90** (Roecker, 1990). Este último, escrito en lenguaje FORTRAN, está diseñado para invertir los tiempos de viaje de las ondas P y S para un arreglo de dimensiones regionales. Luego de la inversión, los hipocentros son clasificados de acuerdo con sus parámetros y son relocalizados en pasos separados usando SPHREL3D90.

Una vez aplicado el programa SPHREL3D90, se utiliza otro programa que permite la selección de aquellos eventos que se presentan robustos. A continuación, se aplica el programa SPHYFIT90, que otorgará por resultado un **modelo tridimensional “mejorado”** de velocidades, es decir, capaz de aproximarse mejor al modelo real del subsuelo.

Este proceso se realiza en forma iterativa siguiendo un criterio de control para el porcentaje de mejora. En general en el presente trabajo, luego de tres iteraciones de los programas, se obtuvieron porcentajes de mejora del orden del 50, 20 y 3%, respectivamente con una caída bastante temprana del valor, consiguiendo de esta manera, rápidamente un resultado “aceptable”.

Llegado a este estadio, se procedió a graficar los resultados mediante la aplicación del programa computacional SMERCPS24, para visualizar cómoda y rápidamente los valores de velocidades, alcanzados como resultado de la inversión, correspondientes a los bloques y, a partir de allí, construir los modelos unidimensionales para cada bloque en profundidad.

A fin de corroborar si los resultados eran o no dependientes del modelo inicial de velocidades, se procedió a modificar el modelo inicial de velocidades, repitiendo todo el proceso descrito anteriormente. También se originó un modelo que consideró capas de 20 km (anteriormente de 10 km), con el fin de obtener un modelo promediado de menor grado de detalle que permitiera comparar los resultados alcanzados (Tabla 3.5).

Z	Vel
-5 - 10	5,0
10 - 20	5,5
20 - 30	5,7
30 - 40	6,0
40 - 50	6,2
50 - 60	6,5
60 - 70	6,7
70 - 80	7,0
80 - 90	7,2
90 - 100	7,5
100 - 110	7,7
110 - 120	8,0
120 - 130	8,2

**Modelo de velocidad unidimensional
New**

Z	Vel
-5 - 10	5,0
10 - 20	5,5
20 - 30	6,0
30 - 40	6,5
40 - 50	6,8
50 - 60	7,1
60 - 70	7,1
70 - 80	7,5
80 - 90	7,7
90 - 100	7,9
100 - 110	8,1
110 - 120	8,3

**Modelo de velocidad unidimensional
Bueno**

Z	Vel
-5 - 20	5,2
20 - 40	6,5
40 - 60	7,0
60 - 80	7,5
80 - 100	8,3
100 - 120	8,9

**Modelo de velocidad unidimensional
Mejor 1**

Tabla 3.5

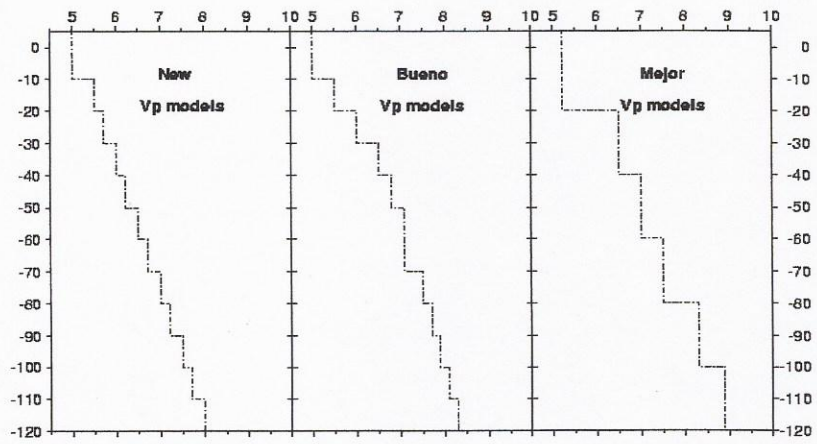


Figura N° 3.5 Modelos Iniciales de Velocidad

Los tres modelos iniciales de velocidad, se corrieron a través de la cuarta grilla (Fig. 3.6), obteniéndose modelos bidimensionales de velocidad para cada capa como los que se muestran en la Fig. 3.7. A partir de cada bloque, teniendo en cuenta los valores de velocidad en profundidad (Ej. Bloque 1, valor de velocidad en la capa: 1, 2, 3, 4, 5, y 13), se construyeron las curvas unidimensionales de velocidad para cada bloque.

Finalizada la tarea, se procedió a comparar los tres juegos de curvas (cada curva corresponde a un modelo inicial de velocidad diferente) para cada bloque y con ello estimar las profundidades a las que se producen los cambios más significativos de velocidad (Fig. 3.8). Como puede apreciarse en esta figura, los cambios significativos se produce a las profundidades:

Bloque	Gráfico	Cambio significativo a la profundidad de
5	kk-b5	20 , 60-70 Km
6	kk-b6	20-30 , 60-70 Km
7	kk-b7	20 Km
8	kk-b8	-----
9	kk-b9	20 , 40 , 60-70 Km
10	kk-b10	20 , 40 , 70? Km
11	kk-b11	20 , 60 Km
12	kk-b12	-----
13	kk-b13	10-20 , 40 , 60 Km
14	kk-b14	20 , 70? Km
15	kk-15	10 , 50 Km
16	kk-b16	-----

En esta tarea de comparación entre estas curvas con los respectivos resultados y las posiciones correspondientes a los hipocentros (extraídas de los

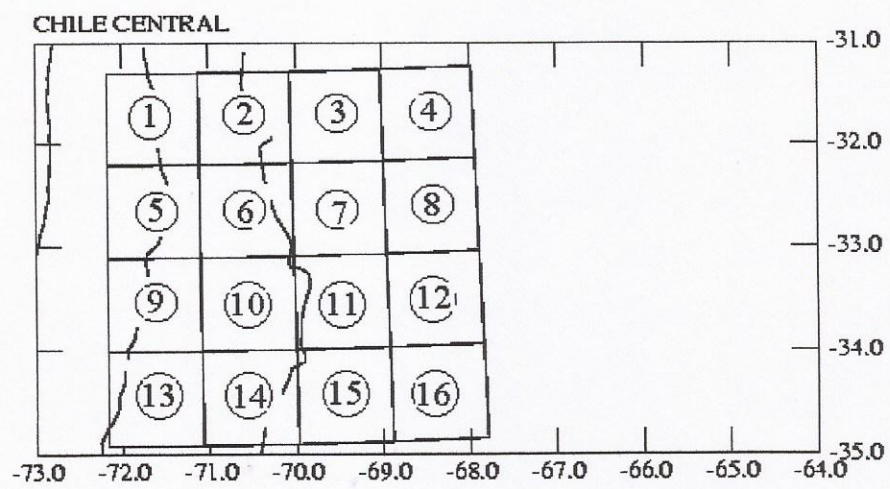
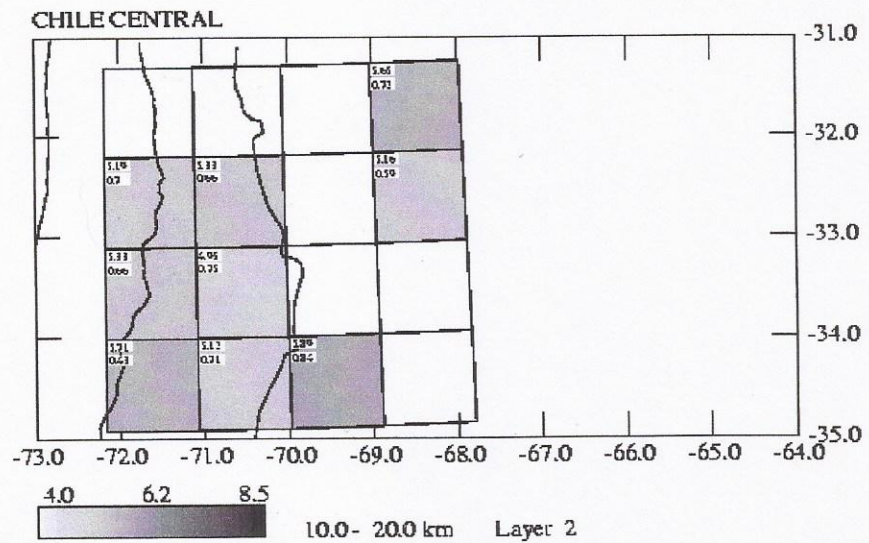
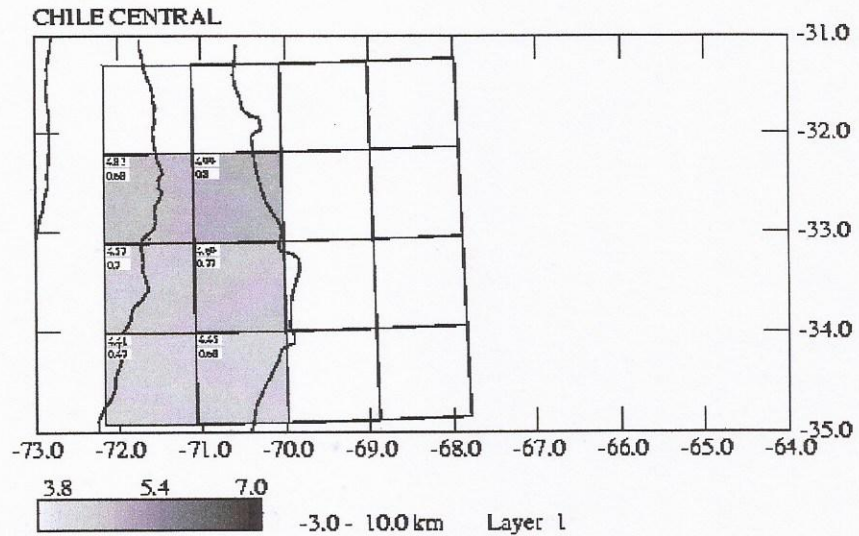
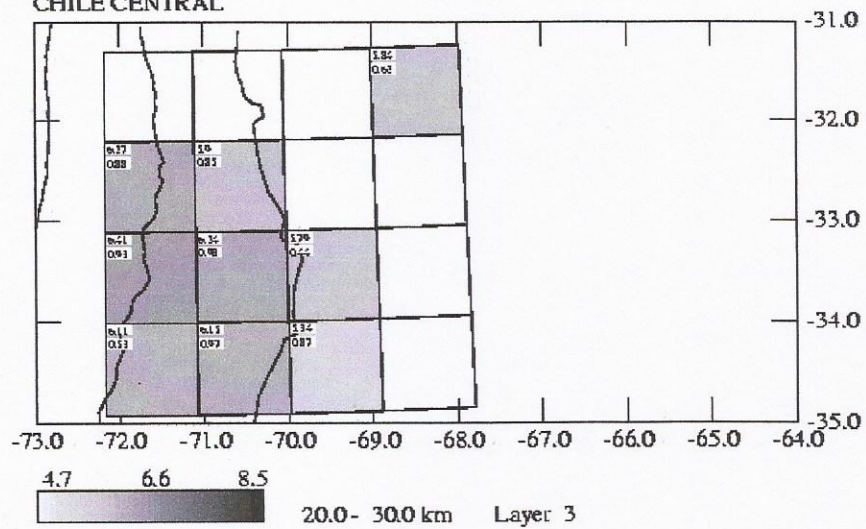


Figura N° 3.6 Numeración de los bloques

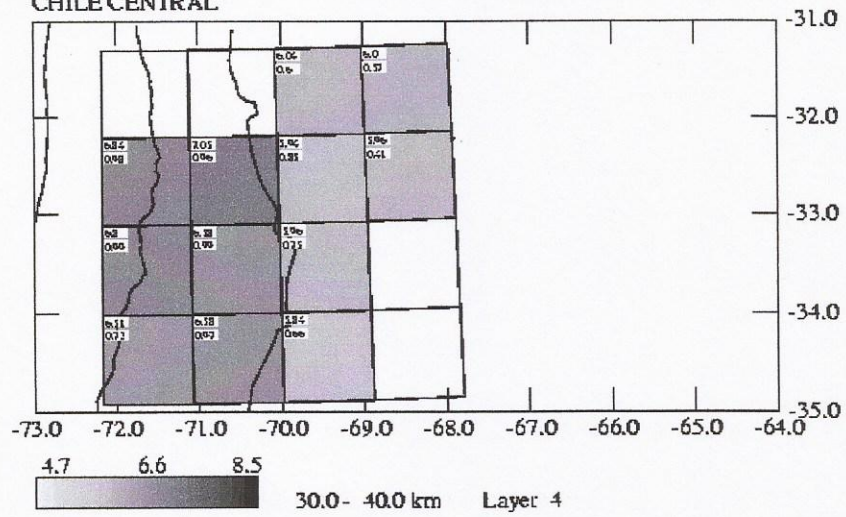
Figura N° 3.7 Bloques por capa, con su correspondiente valor de velocidad y resolución



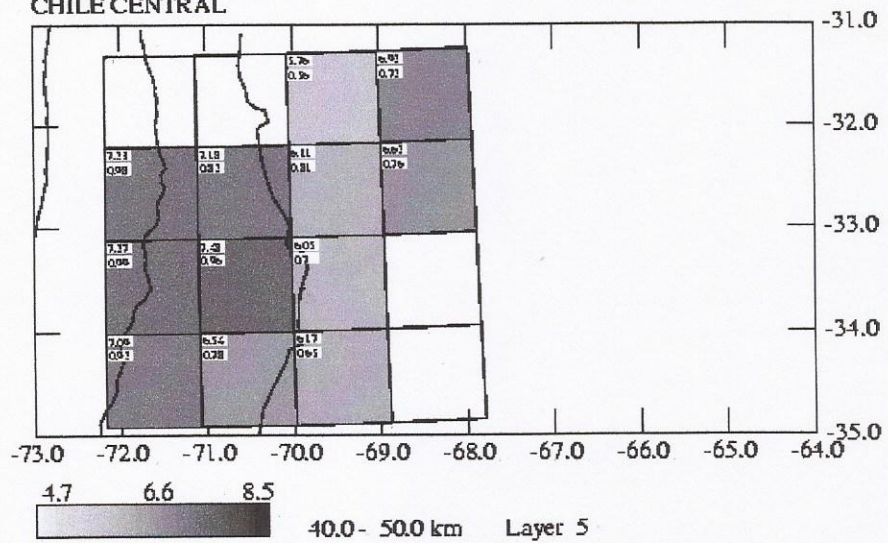
CHILE CENTRAL

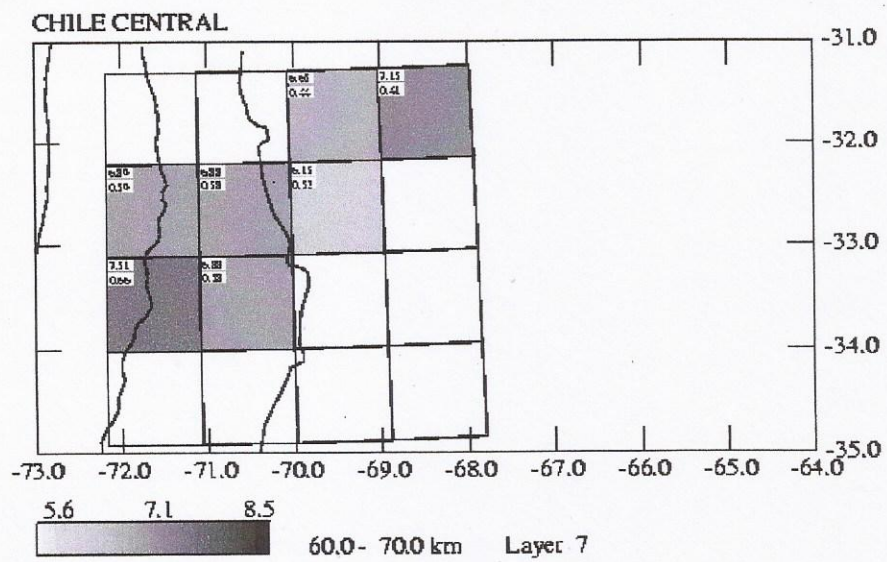
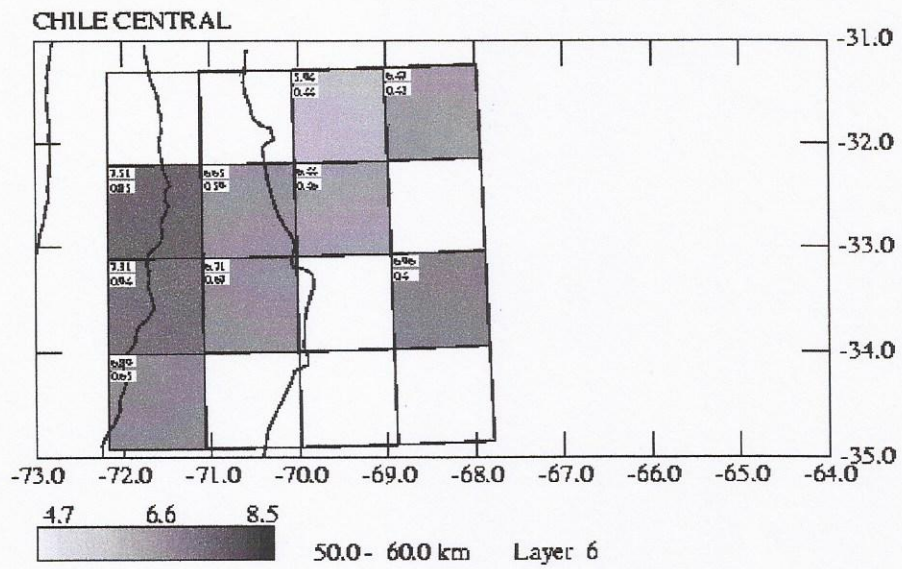


CHILE CENTRAL

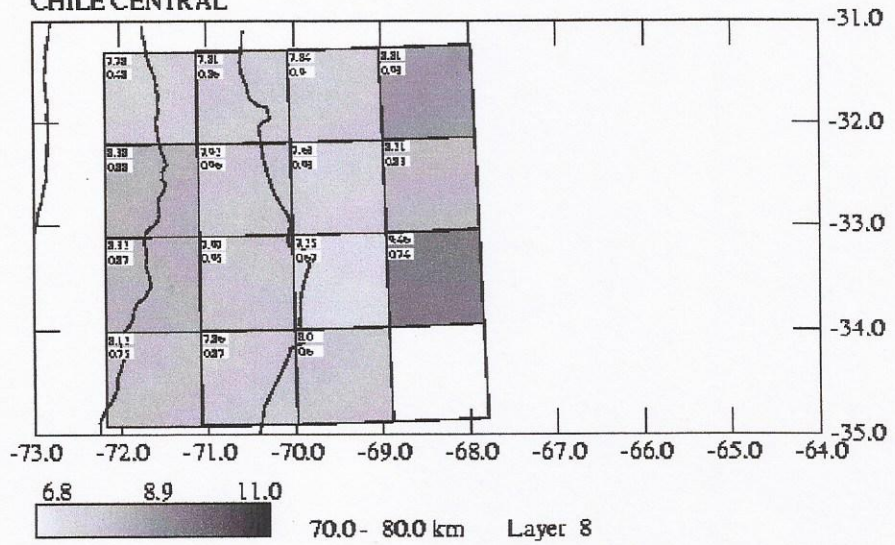


CHILE CENTRAL

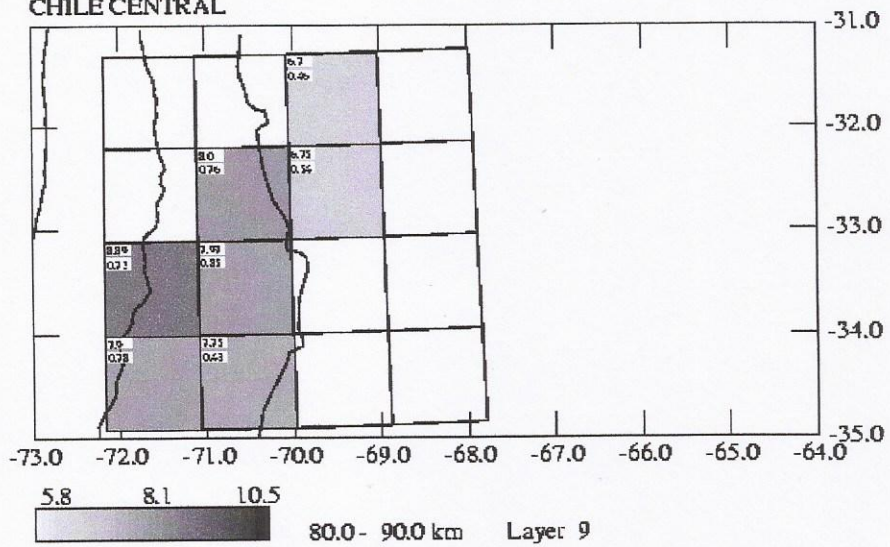




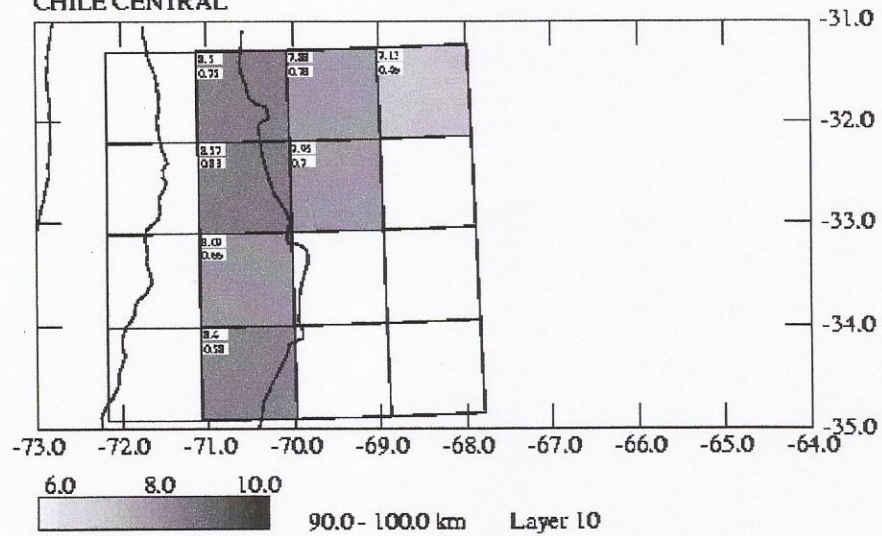
CHILE CENTRAL



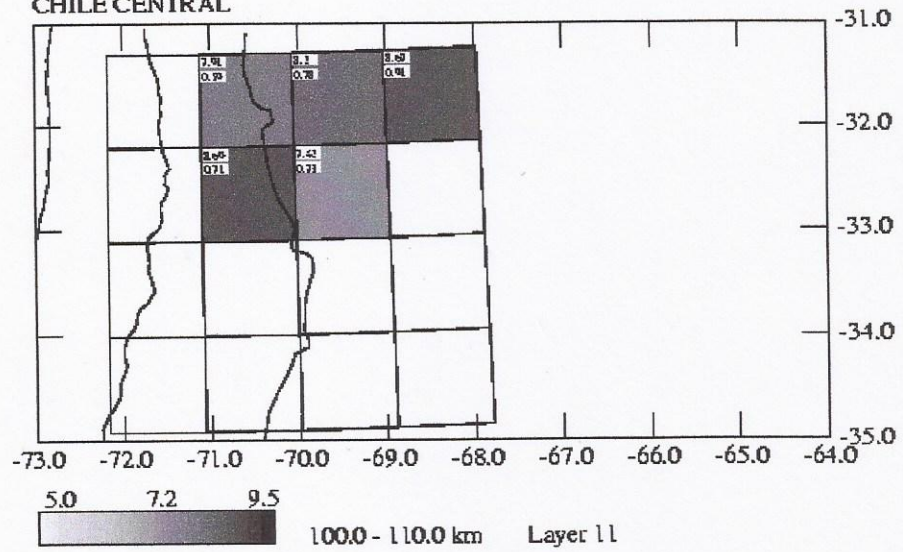
CHILE CENTRAL



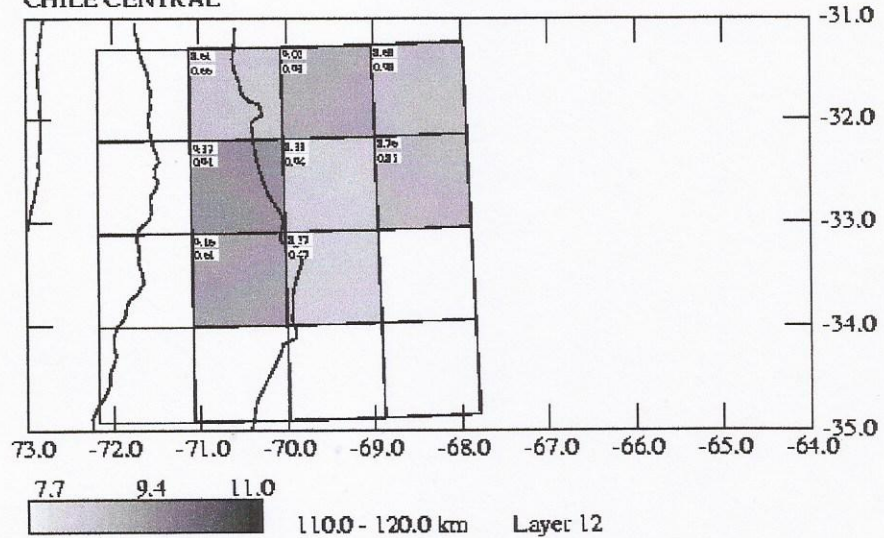
CHILE CENTRAL



CHILE CENTRAL



CHILE CENTRAL



CHILE CENTRAL

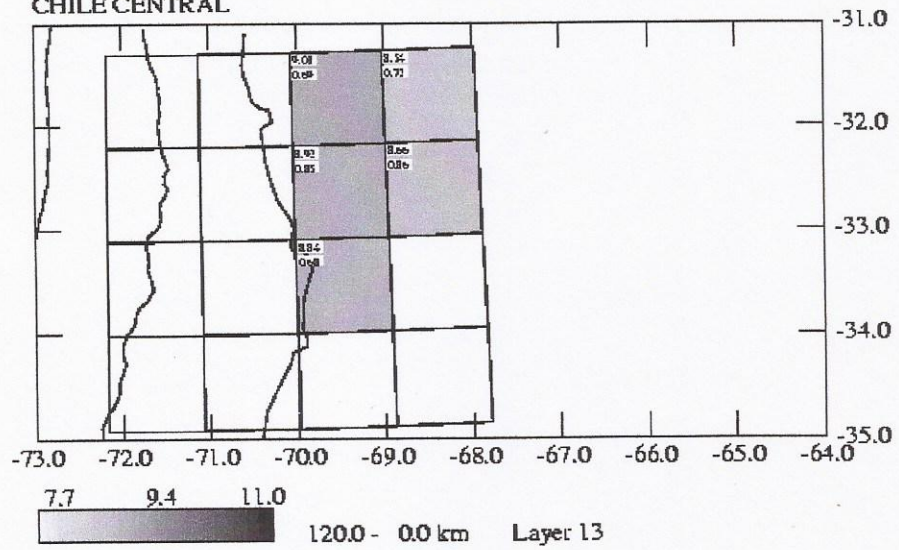
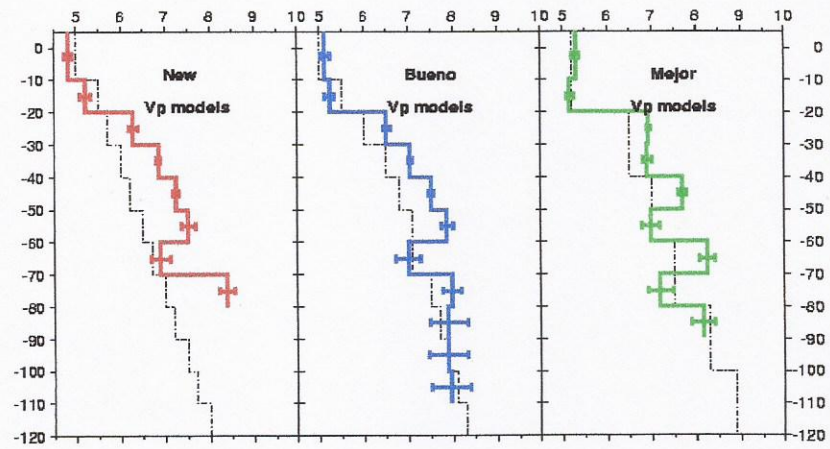
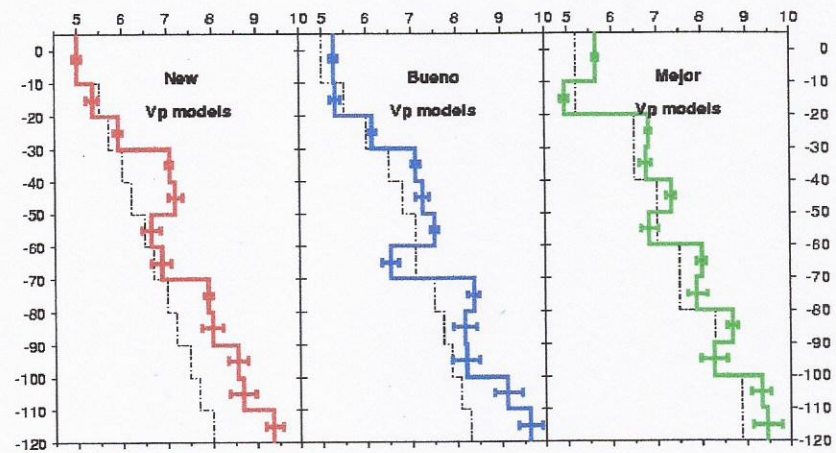


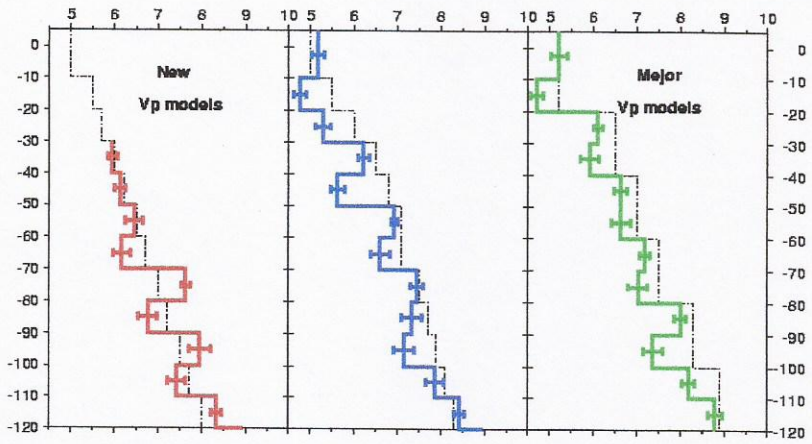
Figura N° 3.8 Modelos unidimensionales de velocidad para cada bloque.



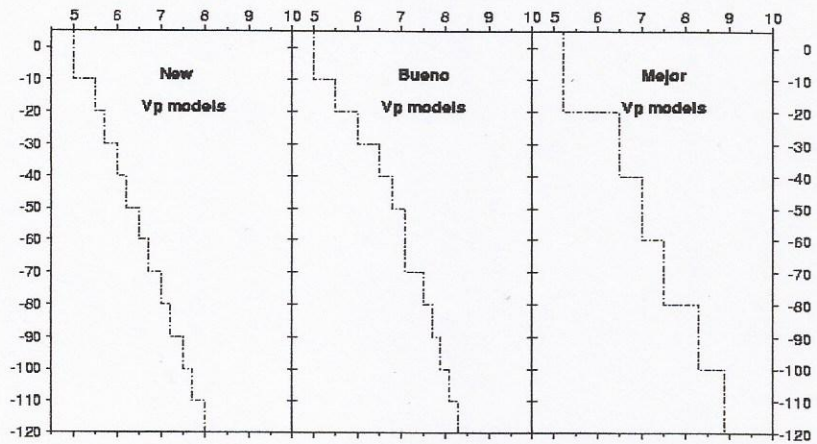
KK-b5.PS



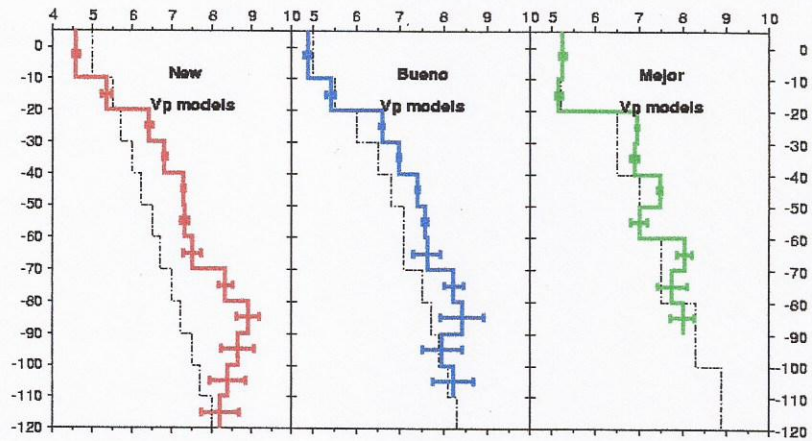
KK-b6.PS



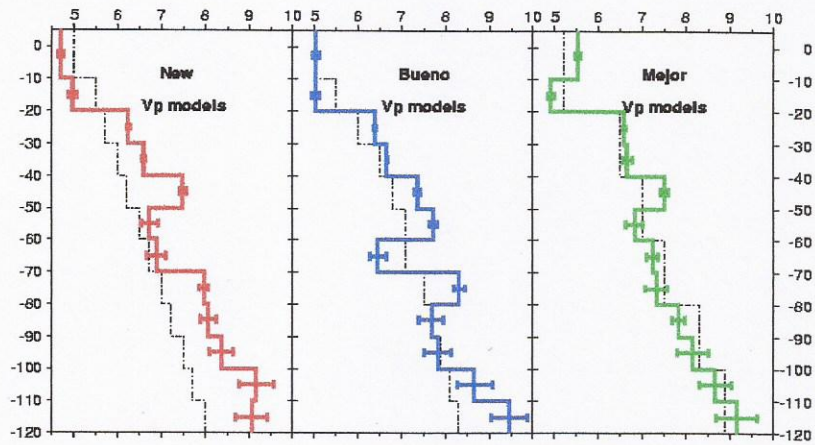
KK-b7.PS



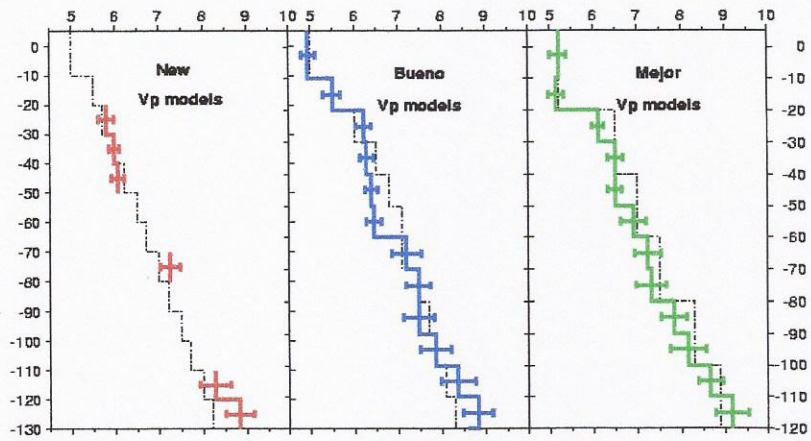
KK-b8.PS



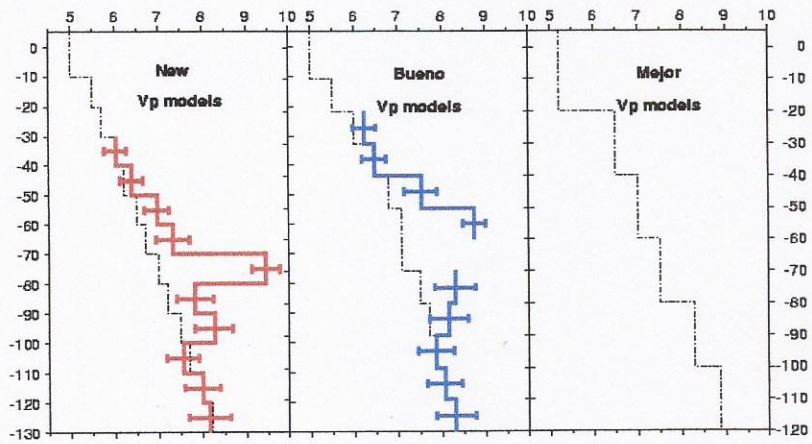
KK-b9.PS



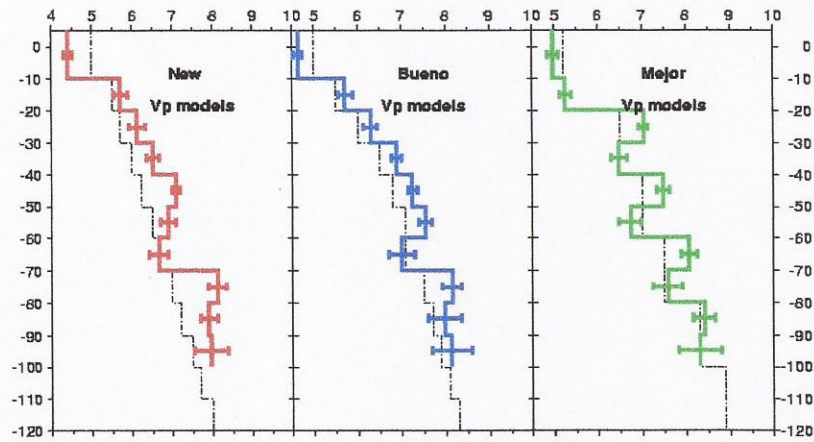
KK-b10.PS



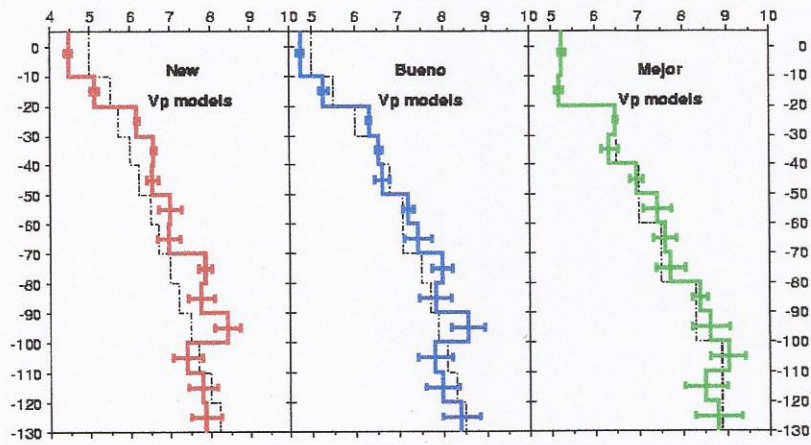
KK-b11.PS



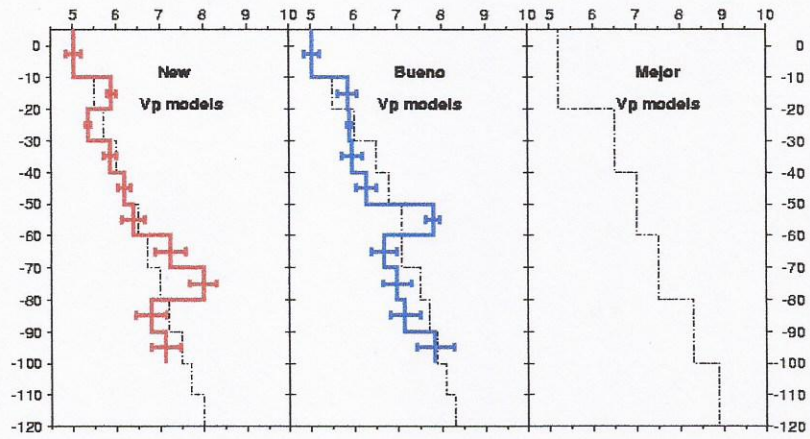
KK-b12.PS



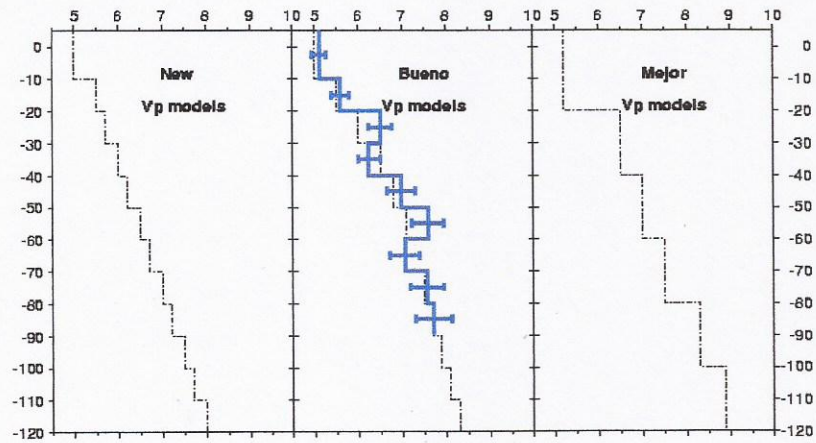
KK-b13.PS



KK-b14.PS



KK-b15.PS



KK-b16.PS

perfiles correspondientes P_1 , y P_2) se generó una grilla en profundidad con el objeto de realizar perfiles o modelos bidimensionales de velocidad.

La tierra en este caso es parametrizada en forma tridimensional en grupos de bloques de velocidad constante, cada uno con velocidad P y S propias. Todos los límites entre bloques son horizontales o verticales, se utilizan para trabajar con coordenadas esféricas y, se aplicó una transformación de tierra plana.

Tarantola y Valette (1982) formalizaron los algoritmos siguientes, que resuelven el problema para $k+1$ iteraciones:

$$d = g(p) \quad (3.19)$$

donde d es el dato de tiempo de viaje, p es el modelo consistente de las coordenadas hipocentrales y la velocidad del modelo (y opcionalmente la corrección de las estaciones) y g , es una relación funcional entre d y p .

Se determina p , aplicando la siguiente ecuación:

$$p_{k+1} = p_k + (G_k^t \cdot C_{dd}^{-1} \cdot G_k + C_{pp}^{-1})^{-1} \cdot (G_k \cdot C_{dd}^{-1} \cdot (d_0 - g(p_k)) - C_{pp}^{-1} \cdot (p_k - p_0)) \quad (3.20)$$

donde cada uno de los parámetros representa:

p_0 : estimación inicial a priori del modelo (p).

p_k : estimación de p en la iteración k -ésima.

G_k : matriz de derivadas parciales de orden $m \times n$

C_{dd} : datos de la matriz de covarianza a priori.

C_{pp} : matriz modelo de covarianza a priori.

d_0 : es esencialmente lo mismo que d (datos).

Cálculo de G y g(p)

La ecuación general que describe el tiempo de viaje para una línea recta desde el sismo i a la estación j (T_{ij}) en el problema lineal de hipocentro-velocidad es:

$$T_{ij} = T(h_0, s_0) + S\delta T/\delta h_i \Delta h_i + S\delta T/\delta s_i \Delta s_i \quad \text{ó}$$

$$\text{res}_{ij} = T_{ij} - T(h_0, s_0) = S\delta T/\delta h_i \Delta h_i + S\delta T/\delta s_i \Delta s_i = A \cdot h + B \cdot s \quad (3.21)$$

donde h corresponde a las coordenadas hipocentrales (tiempo origen, latitud, longitud y profundidad) y s a la lentitud ($1/v$).

Para el trabajo se utiliza la teoría de trazado de rayos, siempre en una estructura unidimensional. Si se usa una estructura tridimensional, como un modelo de partida, se calcula de mejor forma la estructura unidimensional en la subrutina RSLOWPH, estructura que es usada para calcular la trayectoria del rayo en los programas TRACKSPH y MOVEITSPH. Las trayectorias iniciales de los rayos son calculadas en la subrutina SRTIMESPH, las que son llamadas por el programa DIRECT que calcula la trayectoria, y usa la salida de TTERM o TTERMS para exhibir los tiempos de los rayos refractados.

Si A es una matriz de $m \times n$ que contiene las derivadas hipocentrales, entonces se puede demostrar que:

$$A_{m \times 4} = U_{m \times n} \cdot A_{m \times 4} \cdot V_{4 \times 4}^T \quad (3.22)$$

Debido a que las últimas $m-4$ filas de A son cero, sólo las cuatro primeras columnas de U contribuyen a la formación de A . Debido a que, las columnas de U son ortonormales, las últimas $m-4$ columnas forman un aniquilador de la matriz A . Esto obedece a:

$$U_{m \times n} = U_{1(m \times 4)} \cdot U_{2(m \times (m-4))} \quad (3.23)$$

Entonces:

$$U_2^T \cdot A = U_2^T \cdot U \cdot \Lambda \cdot V^T = 0 \quad (3.24)$$

y de esta manera el problema se reduce a:

$$U_2^T \cdot \text{res}_{ij} = U_2^T \cdot B s \quad (3.25)$$

Lo que significa que SPHYPIT90 no calcula una nueva localización de hipocentros. Esta tarea es realizada en un paso aparte, por un programa de relocalización. El único que ha sido adaptado para ser compatible con el programa SPHYPIT90 es el programa SPHEREL3D90 descrito oportunamente.

Geometría de Tierra Esférica

Todos los cálculos que realiza el programa SPHYPIT90 son ejecutados en coordenadas esféricas. El cálculo esférico terrestre puede ser dividido en tres partes:

- Correcciones elípticas
- Transformación de tierra-plana para variaciones radiales
- Cálculo de geometría esférica para determinar distancias horizontales

Debido a que el trazado de rayos se efectúa para una estructura unidimensional (DIRECT) y, las variaciones laterales son calculadas por trazados horizontales dentro de cada estrato (en las subrutinas MOVEITSPH y TRACKSPH), las características horizontales y verticales del trazado de rayos y la inversión pueden ser tratados en forma separada.

Las correcciones elípticas son calculadas con los tiempos de arribo y son leídos por la subrutina INREL2SPH. Por otra parte, la subrutina BJDAZ2 es utilizada para determinar la verdadera distancia y el azimut desde el evento a la estación y, ELPCR determina la corrección apropiada a partir de las tablas propuestas por Dziewonski y Gilbert, (1976).

Todas las profundidades y velocidades son convertidas con las transformaciones tierra-plana como dato de entrada, a la estructura de velocidad en las variables INPUT1SPH / INREL1SPH y, a los eventos profundos en INREL2SPH. Esta transformación tiene la forma:

$$Z_f = R \ln \left[\frac{R}{R - Z} \right] \quad (3.26)$$

$$V_f = V \cdot e^{Z/R} \quad (3.27)$$

donde Z y V son la profundidad y velocidad verdaderas en una tierra esférica, Z_f , V_f son la profundidad y velocidad equivalente en tierra plana, y R es el radio terrestre (6371 km).

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN

RESULTADOS DE LA LOCALIZACIÓN

Para el siguiente análisis se consideran: la localización de los epicentros y de los hipocentros. También se consideran los perfiles realizados en las latitudes $32,5^\circ$ y $33,5^\circ$ Sur, con el objeto de mostrar la geometría de la zona Wadati-Benioff en ambas latitudes.

Distribución epicentral de eventos

La proyección de los eventos en superficie se observa en la Fig. 3.1.b donde se muestra un mapa del sector correspondiente a los $-29,7^\circ$ a $-35,3^\circ$ de latitud Sur y a los $-73,5^\circ$ a $-67,5^\circ$ de longitud Occidental que contiene a la zona de estudio. La estrella indica el epicentro del terremoto de Valparaíso de 1985, mientras que en la Fig. 4.1, P_1 y P_2 , indican los cortes en profundidad.

En el perfil 1, la profundidad de 80 km ha sido elegida al considerar el límite inferior de la zona de contacto sismogénico (rango de profundidades de la interfaz que es capaz de producir grandes eventos de subducción a lo largo de la zona acoplada), que varía entre -20 y 100 km, a partir de la línea de fosa.

En el perfil 2, el fin del contacto sismogénico se observa a los 50 km de profundidad, de modo que varía entre -40 y 50 km, a partir de la línea de fosa.

Distribución hipocentral de eventos

A continuación se analiza la distribución en profundidad de los eventos relocalizados. Se realizaron dos cortes en las latitudes $33,5^\circ$ y $32,5^\circ$ Sur, ya que

muestran variaciones apreciables. De acuerdo con ello pueden analizarse cambios en el ángulo de buzamiento (Fig. 4.2.b).

Los eventos pueden clasificarse en dos grandes grupos: sismos interplaca, capaces de generar grandes eventos y, sismos intraplaca de sismicidad variada (Ruff, 1996), ambos determinan la geometría de la zona Wadati-Benioff. Para el siguiente análisis consideraremos la distribución y densidad de eventos.

Sismicidad del contacto sismogénico

Las réplicas del evento interplaca de Valparaíso (1985), se confunden con los de intraplaca esperados bajo la zona de acoplamiento sísmico. Esta última, se caracteriza por ser la de mayor densidad de eventos. Desde un punto de vista descriptivo, los sismos se encuentran concentrados en la zona costera, presentando una alineación Norte-Sur y se ubican principalmente, sobre el área de ruptura relativa al terremoto de Valparaíso, localizándose en la banda determinada por las latitudes 32.5° a 34.5°S (Fig. 2.6).

La mayoría de los eventos relocalizados de gran magnitud, han tenido origen en la zona de contacto interplaca.

La *profundidad mínima* observada en la zona sismogénica es de alrededor de 5 km. Para profundidades menores, se propone la existencia de sedimentos cercanos a la superficie, los cuales experimentan un desplazamiento asísmico (Pacheco, 1993).

La *profundidad máxima* observada en la zona sismogénica, es de 80 km en el **perfil 1** y, de 50 km en el **perfil 2**. La observación anterior se apoya en la mayor densidad de eventos hasta los 80 y 50 Km, respectivamente llamada zona de Wadati-Benioff.

El *ángulo de buzamiento* del plano que definen los eventos se observa a los 32.5°S con una inclinación de 30° hacia el E en la región más superficial, alcanzando una horizontalización, en sus mayores profundidades, de alrededor de 8°E. A los 33.5°S, la subducción se mantiene estable con un ángulo de aproximadamente 28° E.

ESTRUCTURA DE VELOCIDADES

El método de inversión utilizado en este estudio, ha sido aplicado sucesivamente en una gran variedad de ambientes tectónicos (e.g. Abers y Roecker, 1991, Ni y otros, 1991; Prevot y otros, 1991; Thurber, 1983; 1984; Comte, Roecker y Suárez 1993).

Entre los paralelos 32° y 33° de latitud sur (**Perfil 1**) y, entre los 33° y 34° de latitud sur (**Perfil 2**) se realizaron dos perfiles de velocidad (Fig. 4.3).

El método de inversión que se utilizó, requiere parametrizar la zona de estudio en grupos de bloques de velocidad constante y dimensiones arbitrarias. Los límites de los bloques se orientan en una dirección paralela a la convergencia entre las placas. Los nombres asignados a las distintas capas, dependen de la unidad mayor que conformen, según sea *corteza* o *manto* y a la unidad tectónica a la que pertenece (placa oceánica-Nazca o continental-Sudamericana).

En este caso, la inversión se realizó utilizando un pequeño número de eventos y estaciones ya que no se justificaba una inversión tridimensional total con varios bloques independientes. Por lo tanto, sólo se determinaron los bloques correspondientes a las mayores unidades tectónicas.

Debido a que la mayoría de los eventos registrados se ubican en la placa subductante, el metabloque asociado con ésta fue el mejor resuelto.

La corteza de la placa subductante se considera como un solo bloque, en ambos modelos.

Tanto los valores del manto como los de la corteza han sido obtenidos con un buen grado de resolución.

En general, la velocidad de la onda compresional a un mismo nivel es mayor en la placa de Nazca que en la Sudamericana y, aumenta en ambos casos con la profundidad. Tomando en cuenta las relaciones entre velocidad de onda y densidad,

layer	depth	pvel	svel
1	-3.00	6.00	2.66
2	10.00	6.30	3.57
3	20.00	6.50	3.57
4	30.00	7.00	3.64
5	40.00	7.60	3.64
6	50.00	7.80	3.65
7	60.00	7.80	3.65
8	70.00	8.50	3.65
9	80.00	8.50	3.65
10	90.00	8.50	3.65
11	100.00	8.50	3.65
12	110.00	8.50	3.65
13	120.00	8.50	3.65

Tabla 4.1 Modelo unidimensional de velocidades, capas planas.

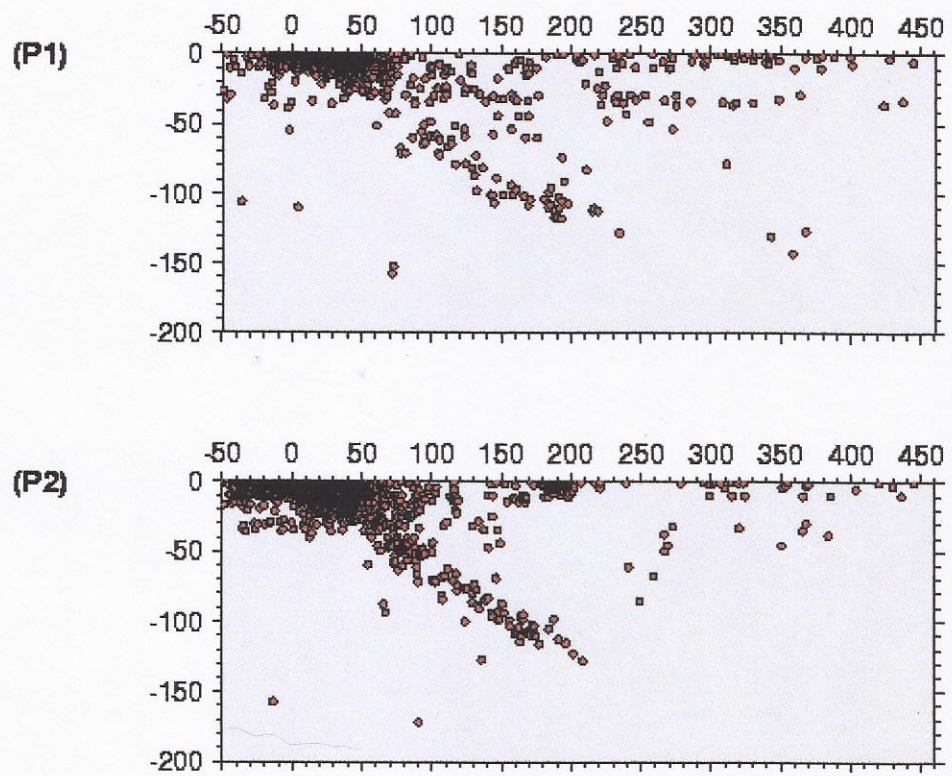


Fig.4.2.a Perfiles hipocentrales previo a la inversión.

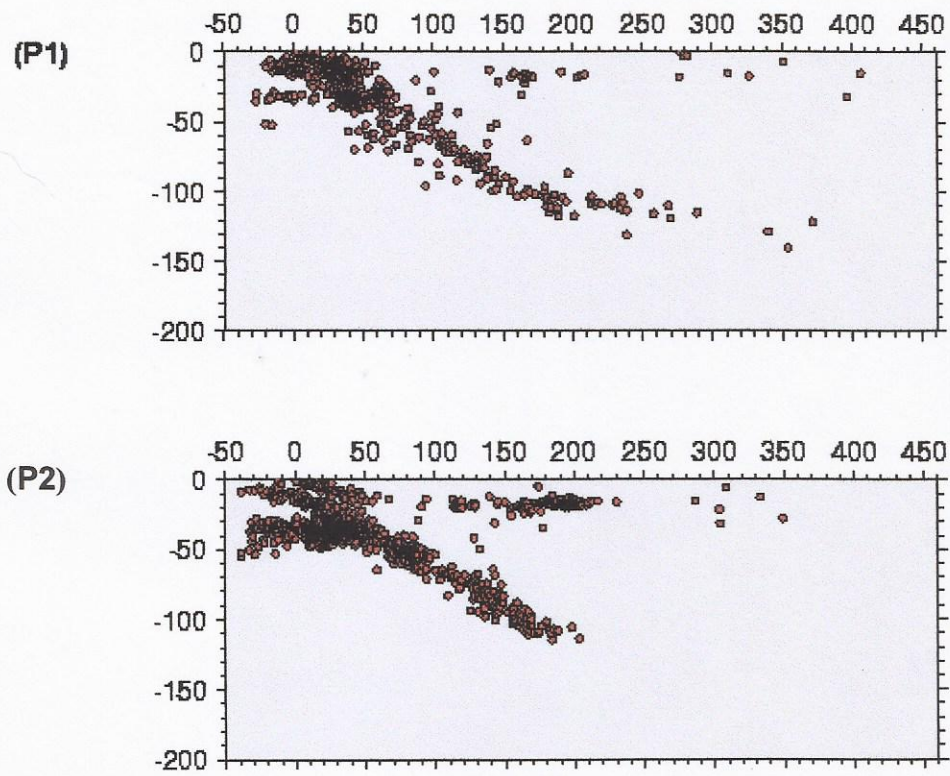


Fig.4.2.b Perfiles hipocentrales luego de la inversión

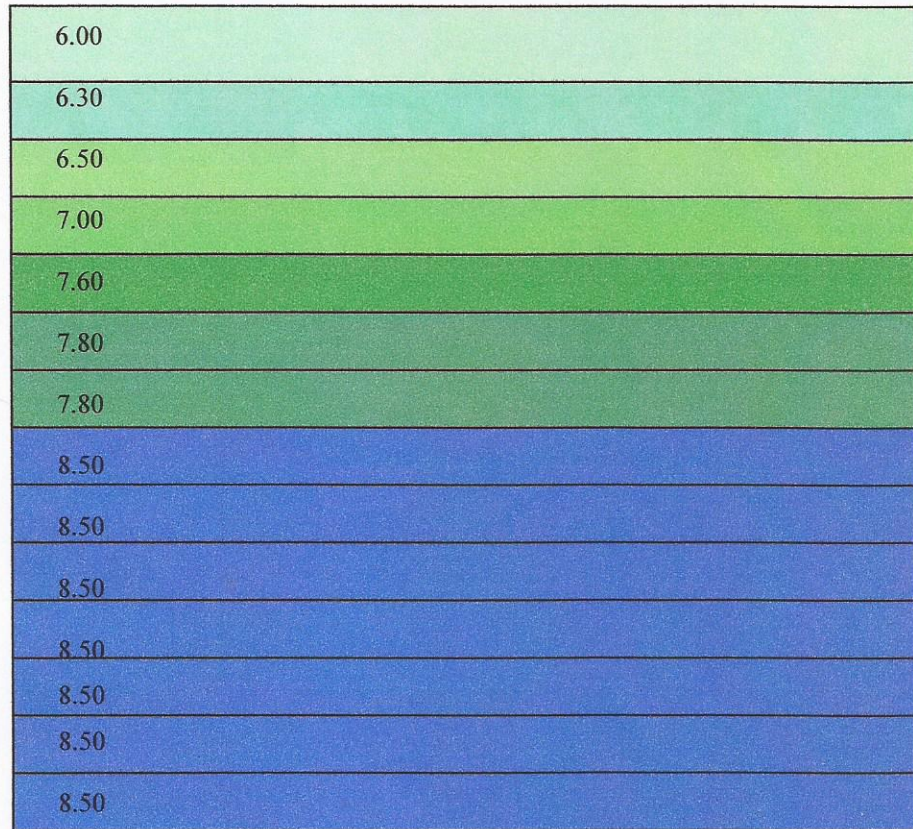
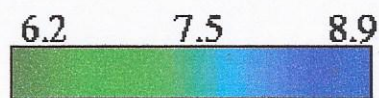
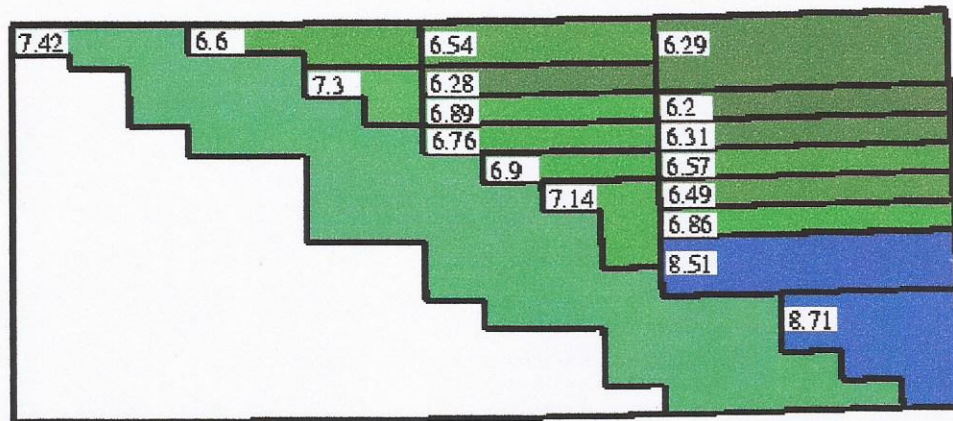
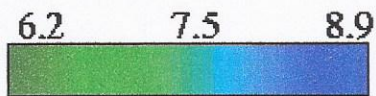
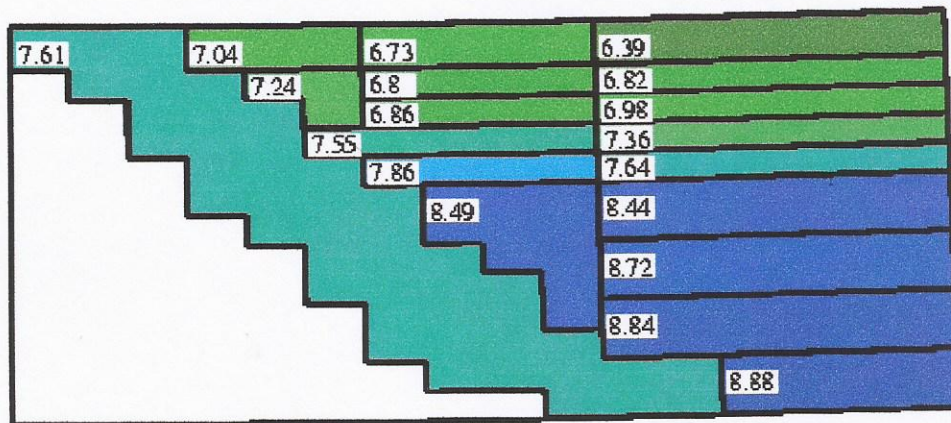


Figura 4.3 Modelo unidimensional de velocidades, capas planas



Vp km/s Perfil 32-33oS



Vp (km/s) Perfil 33-34oS

Figura N° 4.4 Perfiles de la estructura de velocidades

es consistente con la mecánica básica de la subducción, donde el material más denso se hunde bajo el menos denso.

En el Perfil 1, se observa la aparición de la cuña astenosférica a los 80 km de profundidad, a aproximadamente 220 metros de la fosa, lo que determina el fin del contacto entre la placa Sudamericana y la de Nazca.

En el Perfil 2, la aparición de la cuña se encuentra a los 50 Km de profundidad a 140 metros de la fosa.

Tichelaar y Ruff (1991), propusieron varios mecanismos que controlan la máxima profundidad de acoplamiento: i) una reducción del esfuerzo friccional debido al "creep" activado termalmente, ii) la velocidad de convergencia de la placa y la edad de la litósfera oceánica subductante, iii) el ángulo de buzamiento de la placa y su relación a la actividad volcánica, iv) el espesor de la corteza continental, v) las variaciones de esfuerzos en la interfase asociada con los sedimentos, vi) cambios de fase de basalto a eclogita, y vii) la presencia de agua a profundidad. Estos autores, expresaron su dificultad para identificar cual de los mecanismos, si es que hay alguno, domina sobre los otros para determinar la máxima profundidad de acoplamiento.

- Los datos disponibles son incapaces de determinar si la corteza oceánica subductante es más fina que 10 km.
- Las velocidades de la onda P determinadas para el manto superior bajo el continente, no han sido tan bien resueltas como en los otros bloques. Sin embargo ellas han convergido consistentemente a valores de 8.4 km/s en ambos perfiles. Este valor, es sutilmente mayor que lo esperado para el manto superior. Sin embargo no es un valor irracional si consideramos que se encuentra entre 40 y 120 km de profundidad.
- La máxima profundidad del contacto sismogénico se encuentra en el Perfil 1 a 130 km y en el Perfil 2 a 120 km.

VELOCIDAD DE ONDA S

No se considera un modelo de velocidades para la onda S, ya que no presenta buena resolución. La utilidad que presentan las ondas S para el presente trabajo, consiste en estabilizar las localizaciones hipocentrales.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

Mediante el presente trabajo se logró:

- ◆ Obtener un modelo cuasi-tridimensional de velocidades sísmicas de ondas P, bajo la cordillera de los Andes, entre los paralelos 31° y 34°S, con el cual se evidenció una estructura de velocidades más detallada, que el modelo inicial de capas planas.
- ◆ Obtener localizaciones más precisas y robustas de sismos de San Juan, y Mendoza (Argentina) y de Chile, registrados durante los años 1985 y 1986, gracias a: la re-localización conjunta de estos eventos, mejor cobertura azimutal de las estaciones sismológicas y la consideración del nuevo modelo de velocidades.
- ◆ Definir con mayor precisión, en base a dichos eventos, la zona de Wadati-Benioff, la cual determina el contacto interplaca en los dos perfiles estudiados, destacándose además en el segundo perfil (33,5°S), la zona sismogénica superficial.
- ◆ Identificar con mayor grado de exactitud las principales unidades sismotectónicas presentes en el área de estudio: litósfera oceánica, litósfera continental, manto superior y cuña astenosférica.

- ◆ En base a los resultados alcanzados, tener un mejor conocimiento de nuestro planeta en esta zona, proponiéndolos como base de futuros estudios científicos en la misma.

- ◆ Sentar un precedente de trabajo conjunto entre las redes sismológicas de Chile y Argentina, a partir del cual se propone continuar elaborando proyectos de este tipo, a fin de mejorar la cobertura azimutal de ambas redes al realizar las localizaciones y a fin de que en el futuro pueda mejorarse el modelo de velocidades.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVARADO, P., 1992, Atenuación sísmica en el norte de Mendoza. Trabajo final de Licenciatura en Geofísica, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
- ALVARADO, P., 1998, Tomografía Sísmica. Apuntes de la cátedra Prospección Sísmica, Carrera Licenciatura en Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
- ALVARADO, P., 1998, Sismicidad superficial de los Andes Centrales (33° - 35° S
- ÁLVAREZ, F., 1999, Determinación de la estructura de velocidades de ondas de cuerpo en la región de Antofagasta, posteriores al terremoto de 1995, Tesis para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- CAMINOS, R., 1999, Geología Argentina.
RAMOS, V., Rasgos estructurales del territorio argentino. Cap.24.
- COBO, L. 2000, Tomografía de ondas de cuerpo en la región de Copiapó utilizando microsismicidad, Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- COMTE, D., 1993, Morfología de la subducción en el Norte de Chile, Tesis para optar al grado de Doctor en Geofísica (Sismología y Física del Interior de la Tierra), Instituto de Geofísica, Colegio de Ciencias y Humanidades, Universidad Nacional Autónoma de México.

- CROSSON, R., 1976, Crustal structure modeling of earthquake data.
 - 1- Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters.
 - 2- Velocity structure of the Puget Sound region, Washington. Journal of geophysical research. Vol. 81, Nº 17.

- HURTADO, P., 1998, Estructura de velocidades de ondas P en torno a Pisagua, Norte de Chile, Tesis para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

- INPRES, 1982, Microzonificación sísmica del Valle de Tulum - Provincia de San Juan. Resumen ejecutivo.

- INPRES, 1985, El terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Informe general.

- LAY, T. and WALLACE, T. 1995, Modern global seismology, International Geophysics Series, Vol. 58, Academic Press.

- LEE, W. y VALDES, C., 1985, A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program, United States Department of the Interior, Geological Survey.

- MASSON, F., DORBATH, C., MARTINEZ, C., CARLIER, G., 2000, Local earthquake tomography of the Andes at 20° S: Implications for the structure and building of the mountain range. Journal of South American Earth Sciences 13 (2000) 3-19.

- MINGORANCE, F., 1992, Relación entre el desplazamiento superficial de la falla y magnitud sísmica para terremotos históricos en Argentina Central. Revista geofísica 36.
- OJEDA, A. and HASKOV, J. 2000, Crustal structure and local seismicity in Colombia, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway and National Seismological Network of Colombia, INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, Colombia.
- RAMOS, V. 2000, Rasgos estructurales del Territorio Argentino, Geología Argentina, Cap. 24.
- RIQUELME, M. 1999, Tomografía de ondas de cuerpo en la zona de la Puna Altiplánica, Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- ROECKER, S., 1990, SPHYFIT90 Manual, Department of Geology, Rensselaer Polytechnic Institute.
- ROLÓN, A., 2000, Precisiones pragmáticas sobre la confección y presentación de proyectos de investigación en ciencias humanas y sociales.
- SHEARER, P., 1999, Introduction to seismology, Cambridge University Press, Cambridge.
- 1985, El sismo de Marzo de 1985, Profesores de los Departamentos de Ingeniería Civil, IDIEM, Geología y Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.