

CAPITULO 2

SISMICIDAD REGIONAL

CAPÍTULO 2

SISMICIDAD REGIONAL

2.1 INTRODUCCION

En este capítulo se entregan antecedentes generales de la sismicidad del país y en especial de la región donde se ubica cada centro hospitalario.

Se describe la teoría de la tectónica de placas para entender el origen de la mayoría de los terremotos que se producen en el país, y en particular en las zonas de interés. Además, se destacan algunos de los estudios de regionalización sísmica realizados en el país y se entrega un resumen de los sismos más importantes que han afectados las zonas donde se ubican los hospitales.

2.2 ANTECEDENTES GENERALES

Todos los grandes terremotos registrados en el mundo pertenecen al tipo de sismos tectónicos. Estos terremotos tienen su origen en los movimientos que experimentan las distintas placas en que se divide la corteza terrestre, cuyos bordes generan las zonas sísmicamente activas.

La corteza terrestre esta dividida en 17 placas principales que se desplazan unas respecto a otras, impulsadas por corrientes de convección que se generan en el manto. Las placas litosféricas mayores son: Eurasia, Africa, América, Indo-Australia, Pacífico y Antártica. Otras placas menores son: Nazca, Coco, Caribe, Arabia, Filipinas y Somalia. Estas placas no coinciden, como se puede ver en la fig. 2.1, con los continentes, sino que en una sola placa se ubica una parte continental y otra parte oceánica.

El desplazamiento de las placas litosféricas alcanza velocidades del orden de varios centímetros por año, y el movimiento relativo entre las mismas puede ser de expansión o separación, de sumersión o subducción, puede conducir a la colisión frontal, o simplemente un desplazamiento lateral paralelo a la falla que separa las placas. Durante este proceso se generan

fuerzas de fricción que mantienen entrabadas dos placas adyacentes, produciendo grandes esfuerzos en el material de la corteza con la consiguiente acumulación de considerables cantidades de energía elástica de deformación. Cuando los esfuerzos sobrepasan la resistencia de la roca, o cuando se vencen las fuerzas de fricción, se produce la ruptura violenta y la liberación repentina de la energía acumulada en el material de la corteza. Esta es irradiada desde el foco o fuente sísmica en forma de ondas que se propagan en todas direcciones a través del medio sólido de la tierra. Estas vibraciones se perciben en la superficie como temblores, que se denominan terremotos cuando son destructivos.

Los bordes de contacto de las placas se pueden dividir en tres tipos, de acuerdo a la forma de interacción que se produce entre las placas:

a) **Zona de extrusión o divergencia.** Las placas se separan unas de otras, produciendo zonas de extrusión o divergencia. En estas zonas se crea nueva corteza de carácter oceánico.

En este tipo de bordes, los terremotos son superficiales y generalmente están asociados a las cordilleras oceánicas.

b) **Zonas de transcurción.** Las placas se deslizan horizontalmente una con respecto a la otra, sin que haya destrucción o creación de corteza, a lo largo de fracturas (fallas transformadas), dando lugar a grandes fallas de desgarre. Zonas de transcurción

c) **Zonas de convergencia o subducción.** Las placas colisionan unas con otras, formando zonas de convergencia o subducción en las que una placa se introduce bajo la otra.

Desde el punto de vista de la sismicidad, las zonas de extrusión tienen actividad superficial y de moderada magnitud. En las zonas de convergencia y de subducción, los terremotos son tanto superficiales como profundos, y pueden alcanzar magnitudes muy altas. En las zonas de transcurción, los terremotos son superficiales y son también de una magnitud importante.

Aunque los terremotos se dan preferentemente en los bordes de las placas, con menor frecuencia se dan también en algunas zonas de su interior. Esta circunstancia ha llevado a dividir

los terremotos en interplacas e intraplacas o corticales

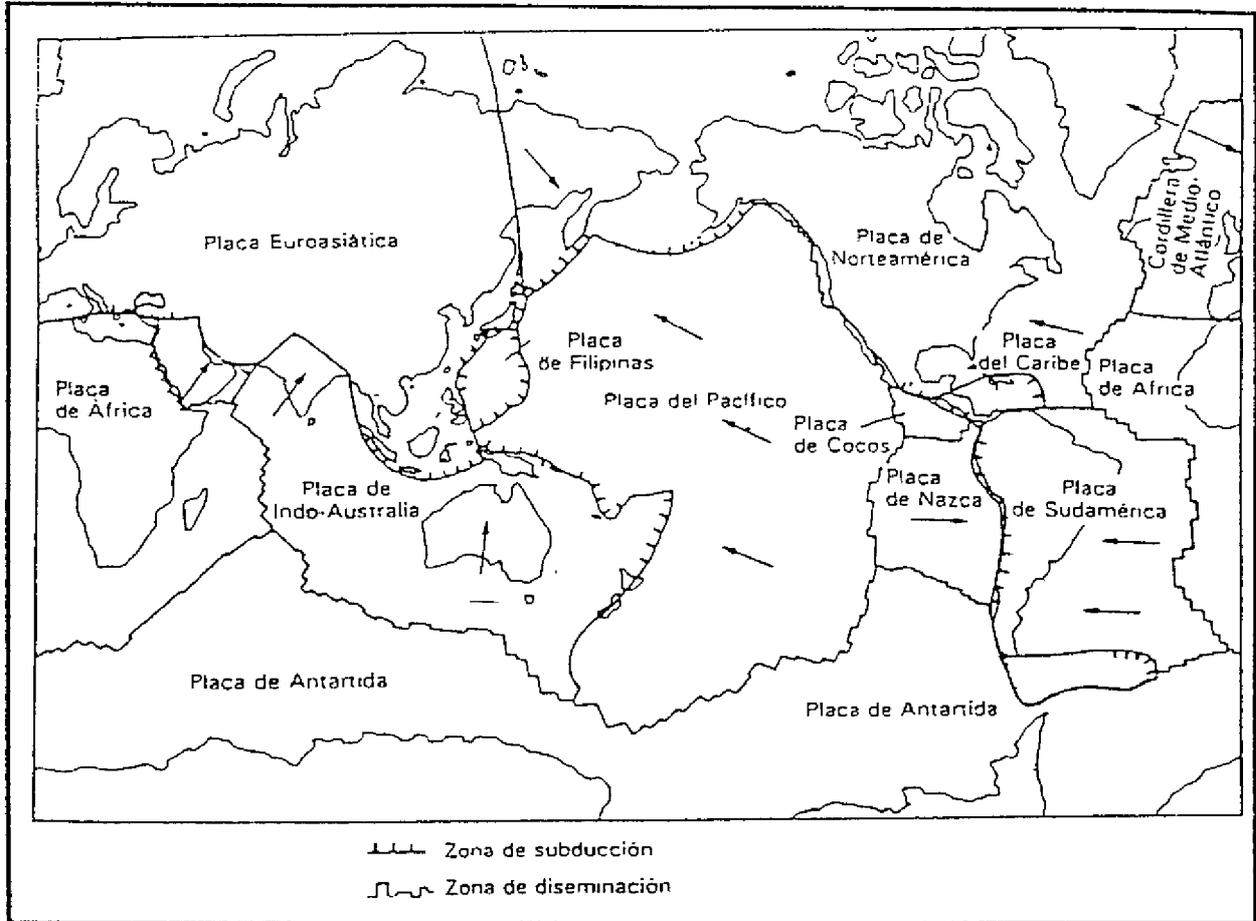


Fig. 2.1 Mapa de ubicación de las placas tectónicas. (Bolt, 1978)

2.3 SISMICIDAD CHILENA

La situación del borde occidental de Sudamérica, en especial el caso de Chile, corresponde a una zona de subducción, es decir, una placa oceánica (Placa de Nazca) penetra bajo una placa continental (Placa Sudamericana). Los temblores aquí se producen en la superficie de contacto entre ambas placas, conocida como zona de Benioff. Es así como los eventos son superficiales en las cercanías de la costa y se profundizan a medida que se internan en el continente.

Chile continental se extiende, aproximadamente, a lo largo de 38 grados de latitud en dirección norte - sur entre la cadena Andina y el Océano Pacífico, es decir, posee unos 4200 km. de longitud. De ahí que sea posible encontrar varias zonas que poseen diferente actividad sísmica a lo largo del país.

Existe una zona de subducción que se extiende desde la frontera con el Perú hasta el paralelo 46° Sur. Dentro de esta zona se encuentran las ciudades de Temuco y Puerto Montt donde se ubican los hospitales en estudio.

Los temblores de esta zona de subducción se producen por la acumulación de tensiones que genera el desplazamiento de la Placa de Nazca con respecto a la Placa Sudamericana, con una velocidad media anual de 9 cm/año (Barrientos, 1993). Al aumentar la tensión, la roca involucrada en el posible fallamiento puede reaccionar por fluencia, es decir, incapacidad de acumular tensiones produciendo sismo menores (magnitud reducida) o acumulando energía para liberarla en un gran sismo (magnitud elevada).

En este tipo de mecanismos existen ciertos lugares, llamados asperezas por los sismólogos, que son más resistentes a la fractura y así necesitan mayores niveles de tensión para su fallamiento. Por otra parte, las llamadas *barreras* representan obstáculos a la propagación de la falla y se interpretan como discontinuidades geométricas en la zona de subducción producto de un cambio de inclinación de la superficie de contacto entre placas, o como una falta de homogeneidad del material debido a la existencia de zonas de constitución diferente con mayor resistencia a la rotura.

Teniendo en cuenta esto último, se ha podido destacar que la iniciación de la ruptura de un sismo de grandes proporciones en la zona de subducción se produce en una aspereza, propagándose la falla hasta encontrar una *barrera*.

Este mecanismo de generación permite establecer que los grandes terremotos se repetirán en los mismos lugares geográficos, con cierto intervalo de recurrencia temporal.

Otra característica de los terremotos que ocurren en la zona de subducción es la propagación de la ruptura de norte a sur, el ejemplo más claro lo constituye el terremoto del 22 de mayo de 1960 en el que la falla se propagó hacia el sur unos 800 a 1000 kms. Esta característica debe tenerse en cuenta al analizar los daños que produce un evento de este tipo.

La zona de ruptura de los grandes sismos en la zona de subducción se ubica entre la fosa marina y la costa a una profundidad que no supera los 40 kms. (Kausel, 1993).

Al sur del paralelo 52° sur, el ambiente tectónico cambia y la sismicidad del extremo austral de Chile está relacionada con un sistema de fallas del tipo transcurso en el complejo encuentro de las placas Antártica, Scotia y Sudamericana. La falla activa de esta zona se ubica al sur de Tierra del Fuego siguiendo la línea del lago Fagnano y el Seno del Almirantazgo, cruza la península de Brunswick y continúa siguiendo el brazo occidental del Estrecho de Magallanes. En este tipo de mecanismos, los focos son de poca profundidad. Los antecedentes históricos informan de dos sismos severos asociados a este sistema de fallas, en 1879 ($M_s=7.5$) y 1949 ($M_s=7.5$)

2.3.1 Estudios de regionalización sísmica

Dada la extensión del país, ha sido posible dividirlo en zonas de sismicidad similar. Este proceso recibe el nombre de regionalización sísmica.

Diversos trabajos sobre regionalización sísmica de Chile se han realizado, utilizando diferentes criterios y distintos métodos de información. Entre los trabajos más importantes se

destacan:

1.- Regionalización de Gajardo y Lomnitz (1960). Aplicaron los métodos de correlación sísmica que Tsuboi (1958) había aplicado en Japón.

Apartir de los resultados obtenidos mediante este método, se llegó a la subdivisión del país en cuatro provincias sísmicas:

Zona Geográfica	Límites (latitud)
Pampa del Tamarugal	19° S - 22° S
Provincia de Atacama	26° S - 29° S
Chile Central	31° S - 35° S
Chile Sur	37° S - 40° S

2.- Regionalización de Welkner (1964). Al igual que Gajardo y Lomnitz (1960), Welkner subdividió el país en compartimientos iguales de un grado de latitud. Las zonas sísmicas son las siguientes:

Zona Geográfica	Límites (latitud)
Arica	19° S - 22° S
Iquique	26° S - 29° S
Tocopilla - Antofagasta	31° S - 35° S
Taltal	37° S - 40° S
Copiapó - Vallenar	19° S - 22° S
La Serena - Illapel	26° S - 29° S
Santiago - Valparaíso	31° S - 35° S
Rancagua - Concepción	34° S - 37° S
Angol - Valdivia	37° S - 40° S
Osorno - Puerto Montt	40° S - 42° S
Chiloé	42° S - 45° S
Aysén - Taitao	45° S - 48° S
Taitao - Puerto Natales	48° S - 52° S
Punta Arenas	52° S - 55° S

Welkner estima que de estas 15 regiones sísmicas se pueden considerar prácticamente asísmica la región comprendida entre los 48°S y los 52°S y los territorios chilenos extracontinentales.

3.- Regionalización de Labbé (1976).

J.C. Labbé efectuó una regionalización a partir de datos homogeneizados aplicando el método de Tsuboi (1958) y calculando los coeficientes de la fórmula empírica de Gutenberg y Richter (1958).

Los resultados que obtuvo son los siguientes:

Zona Geográfica	Límites (latitud)
Arica - Taltal	19° S - 22° S
Taltal - Linares	26° S - 29° S
Linares - Puerto Aysén	31° S - 35° S
Puerto Aysén - Cabo de Hornos	37° S - 40° S

Las regionalizaciones anteriormente expuestas sólo han considerado variaciones de la sismicidad en latitud. Bajo este concepto, las posibles variaciones de mar a cordillera no han sido contempladas lo que se traduce en que estas regionalizaciones no reflejen enteramente la realidad sísmica del país.

A continuación se mencionan otros estudios de la sismicidad chilena donde se han considerado, además de las variaciones en latitud, las variaciones de mar a cordillera.

4.- Regionalización de Barrientos.

Barrientos determina las regiones sísmicas considerando la localización, tamaño y promedio de ocurrencia de los sismos; utilizando para ello la relación empírica de Gutenberg y Richter como lo hizo Labbé (1976).

Los resultados de la regionalización que realizó Barrientos se resumen en la fig. 2.2 y los límites corresponden a los siguientes:

Para la zona costera, las subregiones son:

- Zona A : De los 18° S hasta los 20° S
- Zona B : De los 20° S hasta los 25° S
- Zona C : De los 25° S hasta los 33.5° S
- Zona D : De los 33.5° S hasta los 45° S

Para la zona cordillerana, las subregiones son:

- Zona E : De los 18° S hasta los 26° S
- Zona F : De los 26° S hasta los 27.5° S
- Zona G : De los 27.5° S hasta los 33.5° S
- Zona H : De los 33.5° S hasta los 45° S

5.- Regionalización de Martín (1990).

Para realizar esta regionalización Martín utiliza dos criterios de división, uno longitudinal y otro transversal, calculando los parámetros de la ecuación de Gutenberg y Richter para cada una de las zonas definidas.

Como resultado de este proceso se establecieron 9 zonas, ver fig. 2.3, cuyos límites son los siguientes:

- Zona cordillerana:

- Z4 : 15° S - 18° S
- Z5 : 18° S - 25° S
- Z6 : 25° S - 31° S
- Z7 : 31° S - 38° S

- Zona Cordillerana Superficial:

- Z8 : 27° S - 33° S

- Zona costera:

- Z1 : 15° S - 25° S
- Z2 : 25° S - 36° S
- Z3 : 36° S - 47° S

- Zona de Magallanes:
Z9 : 51° S - 57° S

6.- Regionalización sísmica de la norma NCh433 of.93

La zonificación sísmica propuesta por la norma chilena NCh433 of.93 divide al territorio nacional en tres zonas sísmicas, tal como se indica en las figuras 2.4.a, 2.4.b y 2.4.c. Esta zonificación fue propuesta por los sismólogos E. Kausel y A. Eisenberg, considerando que el peligro sísmico no se distribuye en forma homogénea en todo el país. Entre Arica y La Península de Taitao la sismicidad es mayor que en la región austral. En Chile continental, al norte de la Península de Taitao, se presenta una tectónica de convergencia y subducción de la placa de Nazca bajo el continente, reflejada en una mayor actividad sísmica a lo largo de la costa y con disminución importante hacia el este.

El valor de la aceleración efectiva del suelo para cada una de las tres zonas se indica en la tabla 2.1

Tabla 2.1 Valor de la aceleración efectiva A_0 .

Zona Sísmica	A_0
1	0.20 g
2	0.30 g
3	0.40 g

donde:

g : aceleración de gravedad.

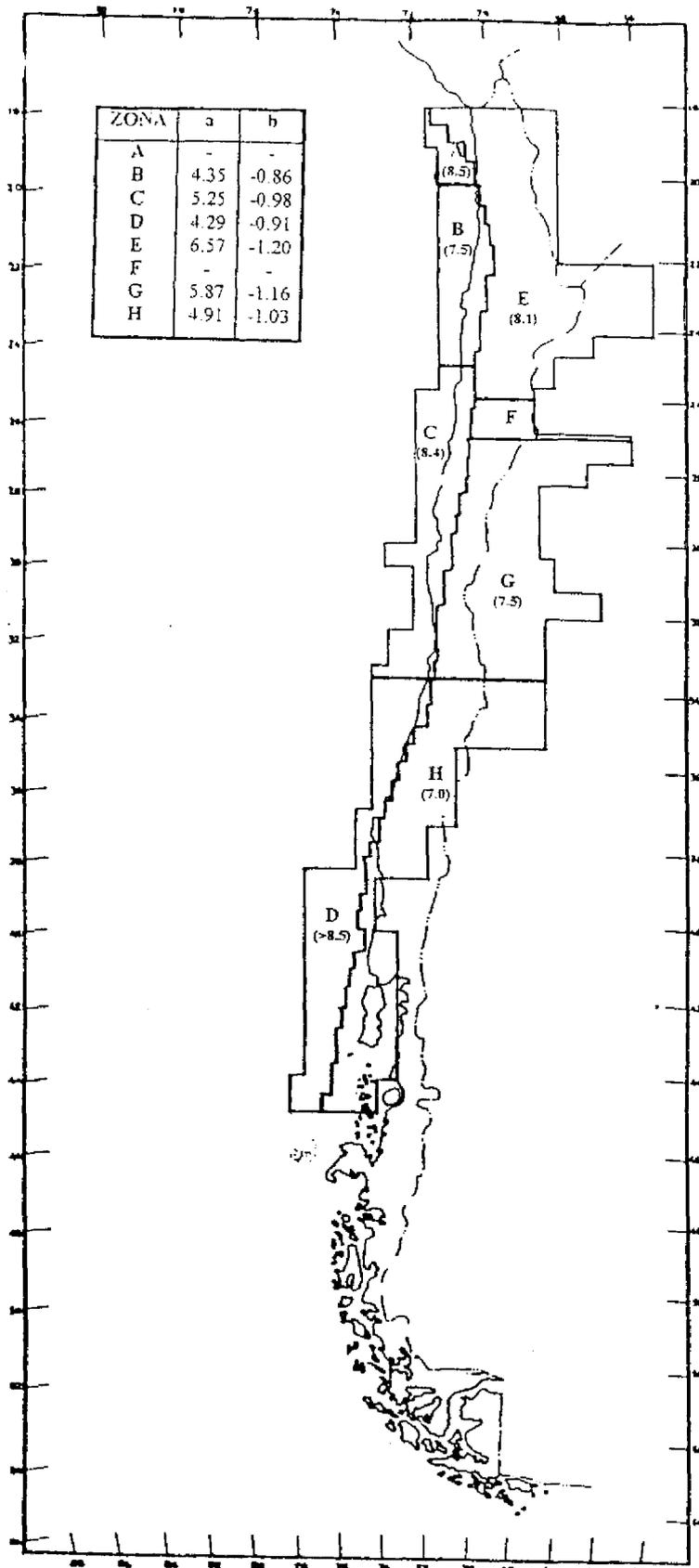


Fig. 2.2 Regionalización sísmica de Barrientos (1980)

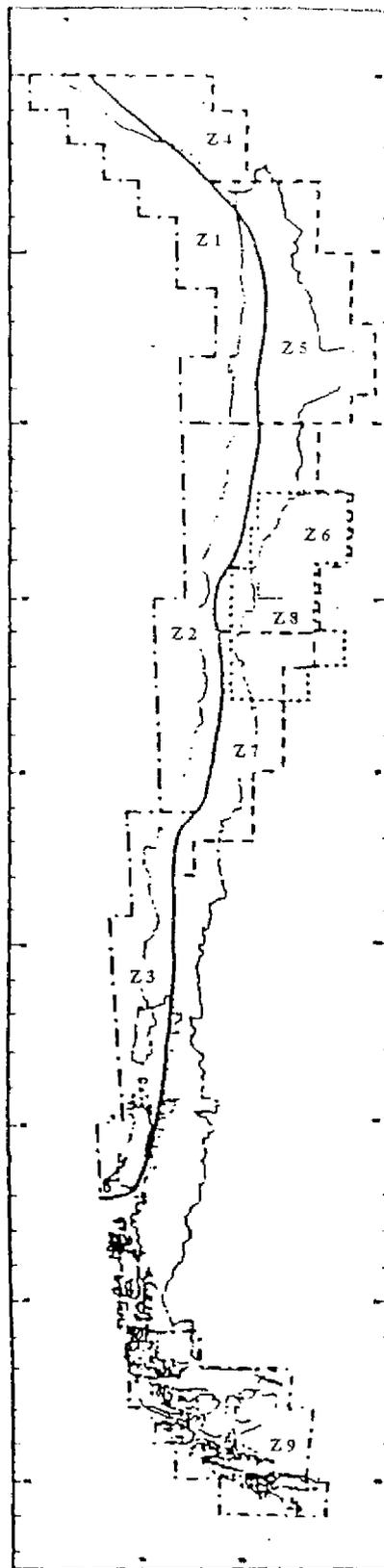


Fig. 2.3 Regionalización sísmica de Martin (1990)

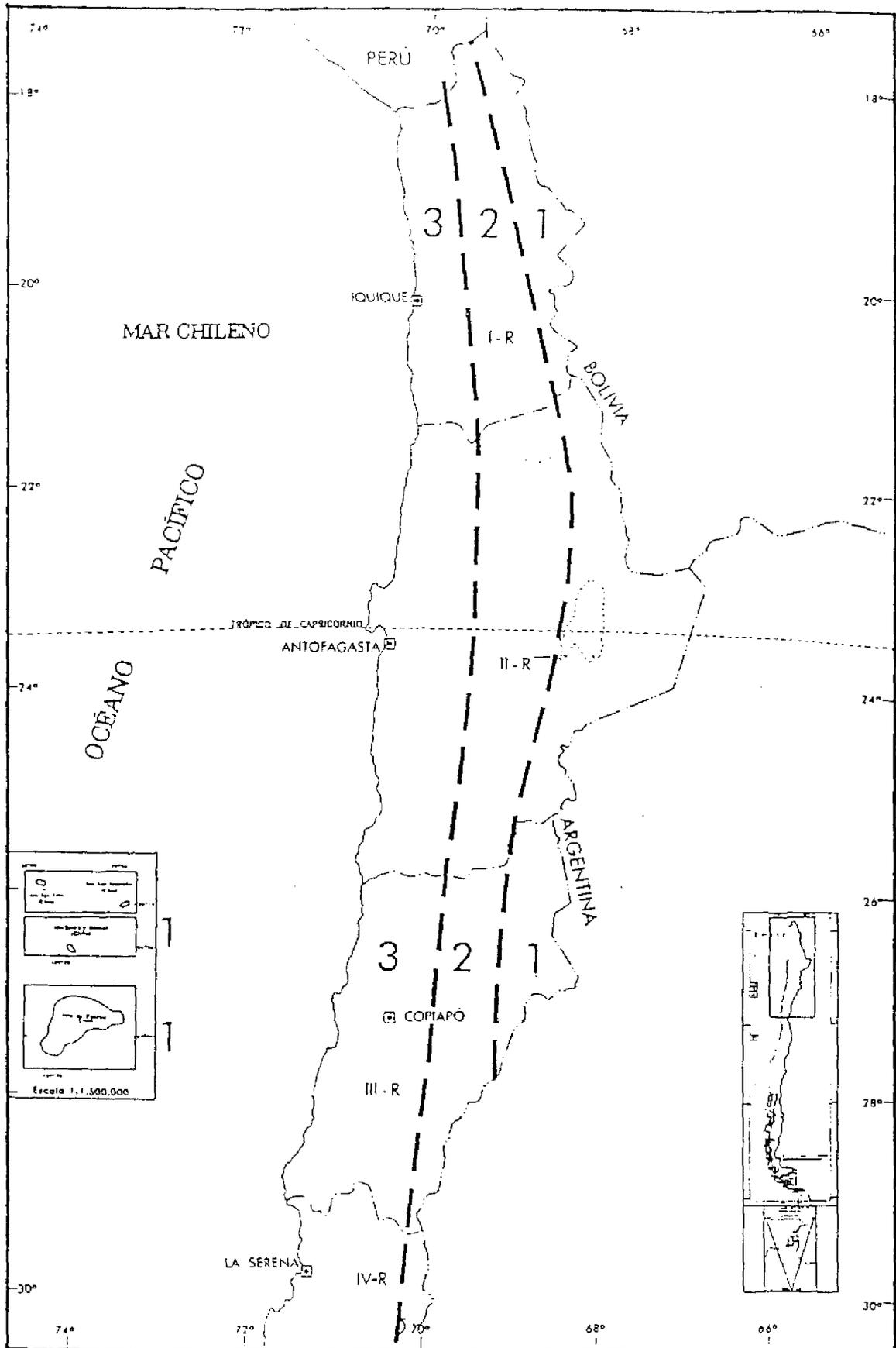


Fig. 2.4.a Zonificación sísmica de las regiones I, II y III

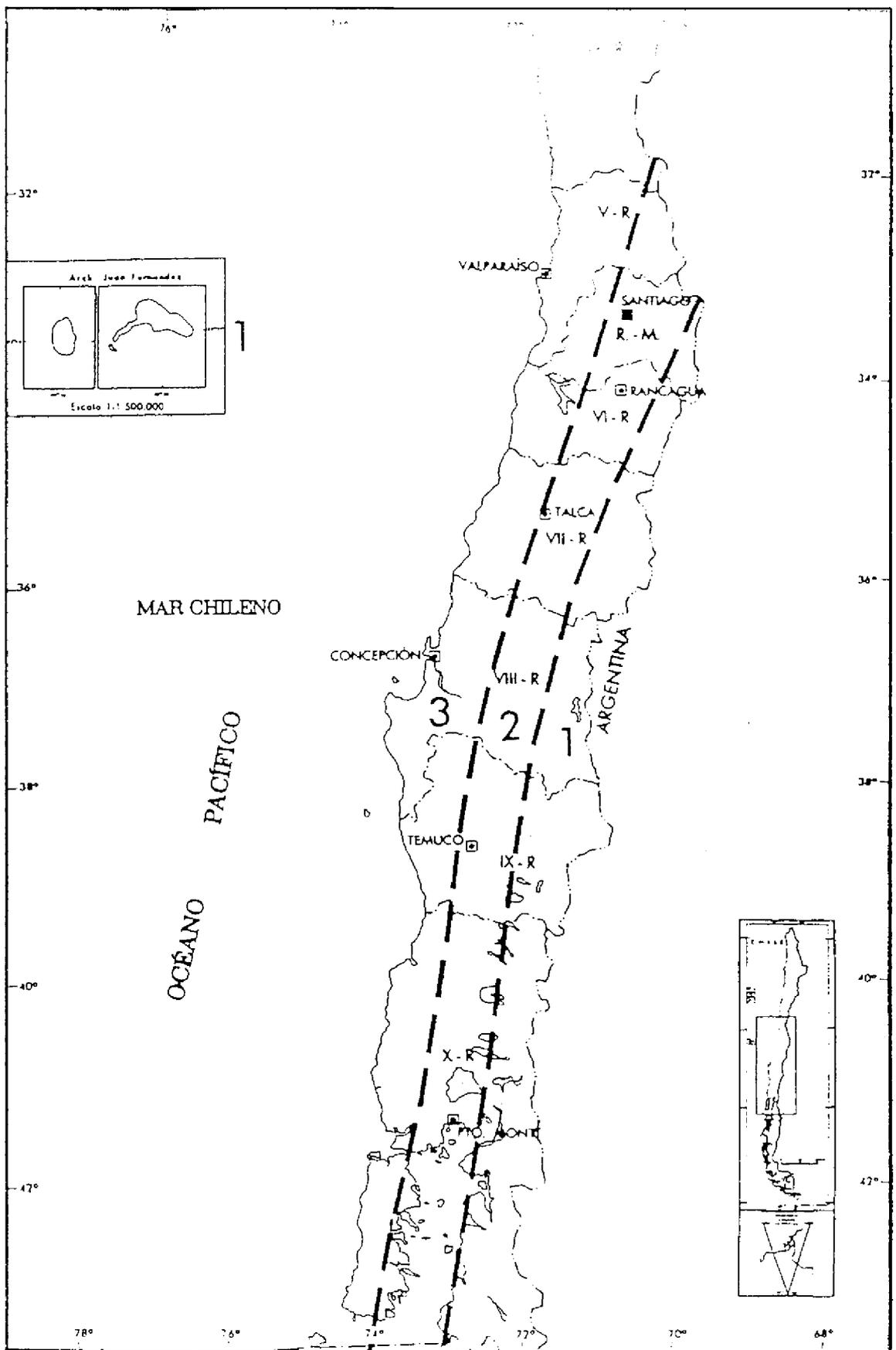


Fig. 2.4.b Zonificación sísmica de las regiones IV, V, VI, VII, VIII, IX y Región Metropolitana.

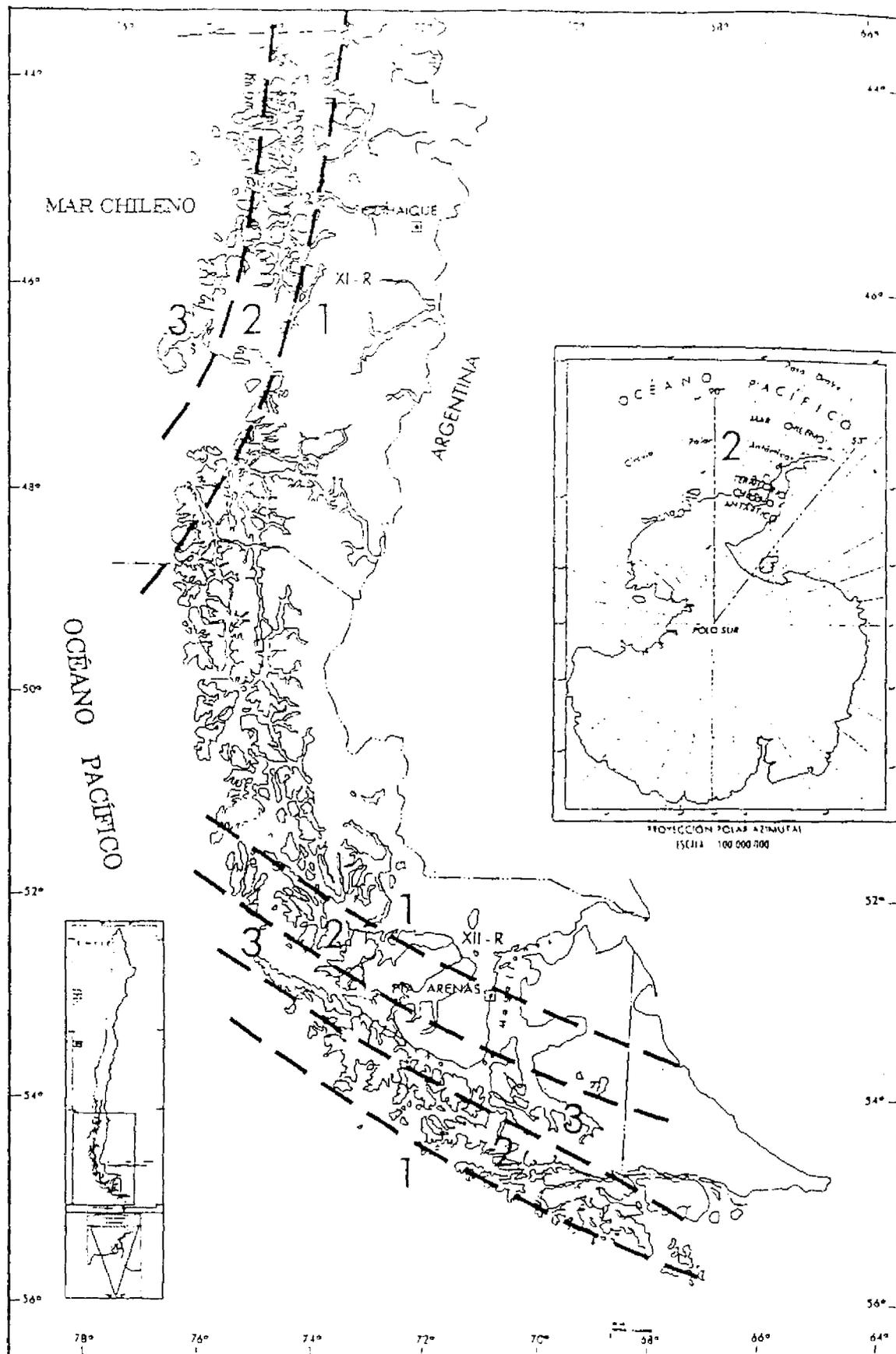


Fig. 2.4.c Zonificación sísmica de las regiones X, XI y XII

2.4 HISTORIA SISMICA DE LAS ZONAS DE LOS HOSPITALES

La historia sísmica de Chile se divide en tres períodos, de acuerdo a quien recopiló la información y el año en que la realizó.

Desde 1520 hasta 1906.

Las recopilaciones fueron efectuadas por Ferdinand Montessus du Bellone (1915) y Federico Greve (1948)

Desde 1906 hasta 1970.

Las recopilaciones las realizaron Lorca (1972), Muñoz - Lomnitz (1968), Greve (1948) y Gutenberg - Richter (1954).

Desde 1971 en adelante.

Las informaciones son recopiladas por el International Seismological Centre (I.S.C.), la U.S. Coast and Geodetic Survey (U.S.C.G.S.) y en cierta medida por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

2.4.1 Sismos importantes que han afectados las zonas de los hospitales en estudio.

Nomenclatura utilizada:

- Grado : intensidad del sismo expresada según la escala de intensidad chilena (I a VI)
- I.M.M : intensidad medida en la escala de Mercalli modificada.
- La magnitud se mide en la escala de Richter.

1.- 1575 Diciembre 16, 12:00 pm aproximadamente. Terremoto de Valdivia

Los territorios indios al sur del río Bío-Bío consistían en 5 puestos fronterizos: Imperial, Valdivia, Villarrica, Osorno y Castro. Los cinco quedaron reducidos a ruinas por el terremoto de 1575. Según informaciones del Gobernador de Valdivia y el Gobernador de Chile, hubo más de 20 muertos en Valdivia, un número enorme si se considera la naturaleza y el tamaño de la

población. Se abrieron grietas y rajaduras en el suelo durante el temblor principal y durante algunas de las réplicas más fuertes.

El tsunami que azotó Valdivia poco después del terremoto causó enorme destrucción a lo largo de toda la costa del sur de Chile hasta Concepción. Los derrumbes de los cerros obstruyeron el cauce del río Calle - Calle y al romperse la represa, así formada, el agua desbordó sobre los poblados. (Lomnitz, 1971)

La descripción y extensión de los daños del terremoto y el tsunami concuerdan de cerca con los efectos observados el 22 de mayo de 1960. La magnitud calculada es de 8.5 con una intensidad máxima de X grados (M.M.).

2.- 1737 Diciembre 24, Terremoto de Valdivia.

Se sabe que este terremoto destruyó a Valdivia y las localidades del sur, incluyendo la mayor parte de los pueblos de la isla de Chiloé. Se conocen pocos detalles excepto que debió ser muy fuerte, con una magnitud aproximada entre 7.5 y 8.0. Terremoto grado V con una intensidad máxima de X (M.M.).

3.- 1790 Mayo 19, Tucapel. Terremoto con intensidad máxima X (M.M.).

El religioso Fray Francisco Pérez, dice que la misión de Tucapel fue destruida por un terremoto grado V.

4.- 1837 Noviembre 7, 08:00 a.m. Terremoto de Valdivia.

Fue éste, indudablemente, otro de los grandes sismos del sur de Chile, igual a los de 1575, 1737 y 1960. Los daños fueron comparables con los de Castro y Valdivia, y los efectos del tsunami fueron más notables cerca a la Costa de la Isla de Chiloé. La reducida magnitud de los daños ha sido atribuida al predominio de las construcciones de madera.

Montessus de Ballore afirma que no hubo maremoto. En Ancud, se observaron tres fluctuaciones sucesivas del mar, pero no se generó ninguna oleada junto a la costa este de la isla. En algunos lugares llanos de la ribera, las inundaciones se extendieron hasta unos 800 m. hacia el interior, pero no se registraron daños. Estos efectos no son distintos a los observados en 1960, con excepción de Valdivia, ciudad que en 1837 no sufrió daños.

Hubo deslizamientos de tierras en todo el sur de Chile. En la Isla de Chiloé aparecieron grandes rajaduras y grietas en la tierra.

Es difícil calcular la magnitud de este terremoto debido a la inseguridad existente respecto a la ubicación del epicentro. Sin embargo, sus efectos generales corresponden a los de un sismo de magnitud 8, por lo menos. Intensidad máxima X (M.M.).

5.- 1907 Junio 13. De Osorno a Gorbea.

Un fuerte temblor azotó a la zona comprendida entre Valdivia y Osorno. Los daños en esta última ciudad fueron de poca consideración, a pesar de que los ancianos no recordaban otro temblor de igual intensidad.

Montessus de Ballore, al comentar este sismo en su historia sísmica de los Andes Meridionales, atribuyó los deterioros a la mala calidad de la cal y los ladrillos y a que las viviendas dañadas fueron construidas sobre terrenos aluvionales.

En puerto Montt se produjeron grietas en el suelo, en lugares donde había terraplenes artificiales y recién ejecutados.

El temblor se sintió hasta Santiago por el norte con una intensidad máxima de X (M.M.) en Valdivia..

6.- 1919 Marzo 1, 23:37 p.m. aproximadamente.

Semi terremoto grado IV que sacudió la isla de Chiloé. En Castro se cayeron armarios y estanterías. Gutenberg y Richter dan como hora del sismo las 03:26:50 T.U. (del día 2) y fijan el epicentro lat. -41.00 y long. -73.50. Magnitud 7.2 y 40 km. de profundidad de foco.

7.- 1934 Marzo 1, a las 21:45:25 T.U. Terremoto de Osorno.

El epicentro fue calculado por Gutenberg y Richter a lat.-40.00 y long. -72.50. Magnitud 7.1 y profundidad de foco 120 km. Fue sentido de Concepción a Puerto Montt a las 17:48 hora oficial de Chile, con intensidad máxima de IV.

8.- 1960 Mayo 22. Terremoto de Valdivia.

Corresponde a uno de los sismos más violento y destructivo que ha azotado la zona sur del país. De él se posee bastante información acerca de sus características y los daños que causó.

En este día se registraron dos sismos importantes con epicentros muy cercanos. A las 15:10 de la tarde hora de Chile, se produjo un terremoto de magnitud 7.5 en la Escala de Richter y cuyo epicentro se supone ubicado cerca de la Isla de Chiloé. Treinta segundos más tarde se habría producido otro terremoto, esta vez de magnitud aproximadamente 8.5 en la Escala de Richter, cuyo epicentro quedaría ubicado a unos 150 kms. al frente de la ciudad de Valdivia. La zona epicentral quedaría localizada al poniente de la curva 3000 m. de profundidad y junto a fosas marinas de más de 4000 m. de profundidad.

El sismo afectó la región comprendida entre los paralelos 38° y 44° de latitud sur y su violencia fue mayor en las localidades próximas al mar donde, en numerosos lugares, fue seguido de tsunamis tanto o más destructores que el terremoto. Las zonas más afectadas por el tsunami fueron Valdivia, Pto. Saavedra y Pto. Toltén.

Hubo dos zonas de alta intensidad o sacudimiento, una se desarrolló a lo largo de la costa

desde Puerto Saavedra aproximadamente hasta el sur de la Isla de Chiloé. La intensidad varió en esta zona desde el grado VIII hasta el IX de la Escala de Mercalli con puntos de mayor intensidad ocasionales, en lugares en que deslizamientos y hundimientos del terreno destruyeron parte de algunas ciudades. La intensidad en el valle central fue menor, en esta zona se observaron pocos daños, excepto cerca de las riberas de los ríos, en donde los deslizamientos dañaron un gran número de edificios y quedaron interrumpidas la carretera y vía férrea. Una segunda zona de alta intensidad se encontró al este de los lagos. Aquí, una larga y angosta faja de algunas decenas de kms. de ancho y varios cientos de kms. de largo sufrió una rápida sacudida de gran intensidad. Las dos zonas convergieron hacia el sur.

Las intensidades locales, según la Escala de Mercalli Modificada, para algunas localidades afectadas se detallan a continuación:

CIUDAD	INTENSIDAD
Temuco	VI a VII
Puerto Saavedra	VII a VIII
Puerto Toltén	VIII a IX
Victoria	VI a VII
Valdivia	X
Osorno	VII a VIII
Puerto Varas	VII a VIII
Puerto Montt Bajo	X a XI
Puerto Montt Alto	VII a VIII

Por las observaciones realizadas en Puerto Saavedra, Puerto Toltén y Valdivia, especialmente en esta última localidad, y de acuerdo con informaciones fidedignas logradas para otros puntos de la costa resulta más o menos evidente que el movimiento provocó un hundimiento de toda la región costera afectada.

La magnitud del hundimiento es de difícil apreciación por cuanto se materializa en la

inundación, por el mar, de extensas áreas de terreno; pero estos terrenos conformados de materiales sedimentarios poco consolidados, de alta porosidad y con fuerte contenido de aguas subterráneas que, en muchas partes, muestran haber sido fuertemente compactadas por los movimientos.

En la Región de los Lagos, ocurrieron derrumbes en miles de localidades. En los lagos se produjeron olas debido al terremoto que alcanzaron más de un metro de alto en algunos de ellos.

El terreno se agrietó en muchos lugares del sur, generalmente por deslizamientos, se observaron grietas en muchas partes cerca de Puerto Montt y en la isla de Chiloé. El camino longitudinal se agrietó en muchos lugares debido al hundimiento del relleno.

Respecto del comportamiento de las diversas formaciones geológicas ante los sismos del día 22 cabe señalar que las formaciones precuaternarias no acusan comportamiento diferencial y las estructuras asentadas en ellas sufrieron pocos daños. Pero, los daños son mayores en las zonas con pendientes fuertes y donde estas rocas están afectadas por meteorización.

Los terrenos con formaciones sedimentarias cuaternarias si acusan daños diferenciales y ellos son francamente mayores dentro de los sedimentos más nuevos, especialmente cuando se observan niveles de agua subterráneas próximos a la superficie.

Los terrenos con relleno artificial acusan los daños más notorios, como los que se produjeron en las estructuras ubicadas en la primera terraza de Puerto Montt.

También se produjeron grandes derrumbes y deslizamientos en las zonas de la Cordillera Andina los que se atribuyen al desequilibrio de grandes masas de rocas, corrientemente sedimentarias, los cuales fueron acentuados por los sismos hasta provocar los deslizamientos.

Estos desequilibrios se originaron por diversos factores entre los cuales se pueden mencionar: pendientes abruptas, ligadas a roce de bosques y acción de aguas lluvias, cambios en las condiciones de las aguas subterráneas, grietas provocadas por deslizamientos antiguos o planos

de fallas locales, etc.

Las ciudades de Valdivia y Puerto Montt fueron afectadas por pequeños deslizamientos y por escurrimientos de tierra. El suelo en ambas localidades, es una arcilla limosa con arena finamente granulada y saturada en agua que se volvió líquida cuando se vió sometida al movimiento de la tierra.

2.4.2 Daños provocados por el sismo del 22 de mayo de 1960 en la ciudad de Temuco.

En Temuco se registraron siete heridos. Los daños en la Intendencia, correos y telégrafos, los tribunales de justicia fueron de gran envergadura, debieron evacuarse los edificios y en los primeros días funcionaron en la plaza de Armas, luego, la intendencia se ubicó en una oficina cedida por la Sociedad Periodística del Sur. La casa de huérfanos de la Providencia y la estación del ferrocarril resultaron, también, seriamente dañados.

Los primeros días se interrumpieron los servicios de agua potable, energía eléctrica, teléfonos y telégrafos; las comunicaciones se reestablecieron el día 23.

Viviendas tan sólidas como las de la Corvi resistieron a medias el movimiento telúrico. El camino a Pucón quedó inutilizado por desmoronamientos de tierra, igual que el puente sobre el río Toltén. Pitrufquén, Lautaro, Loncoche y Nueva Imperial sufrieron, igual que Temuco, un aislamiento total los primeros días, además del agrietamiento de numerosas murallas.

2.4.3 Daños provocados por el sismo del 22 de mayo de 1960 en la ciudad de Puerto Montt.

En Puerto Montt se informaron 30 muertos, 130 heridos y alrededor del 90% de las viviendas destruidas o dañadas en forma irreparable (Urrutia y Lanza, 1993). En los primeros días quedó sin suministro de agua potable, energía eléctrica y sin comunicaciones.

Las partes altas de la ciudad de Puerto Montt sufrieron, comparativamente, muy pocos daños. En los cambios de pendiente de las terrazas que conforman la fisiografía de la ciudad se

observan derrumbes por el movimiento y, consecuentemente, daños notorios en algunas partes.

En la parte baja se encuentra, lo mismo que en Valdivia, un potente espesor de material de relleno artificial cuyo comportamiento sísmico fue desastroso lo que se puede corroborar con los daños de carácter general y realmente impresionante que ocurrieron en esa zona de la ciudad, sus construcciones, especialmente en las cercanías del muelle, mostraron daños muy severos y gran parte de los edificios quedaron en el suelo o en condiciones de ser demolidos. La relación de estos daños con el relleno artificial aparece perfectamente clara, se nota cierto empuje del terreno hacia el mar que, en partes, parece haberse desarrollado dentro del mismo relleno artificial y también por desplazamientos, en la misma dirección, de los materiales naturales situados al pie del cambio de nivel entre la playa y la primera terraza.

La mayoría de las viviendas ubicadas en la parte alta, sufrieron pocos daños, algunas se ladearon o inclinaron. Las ubicadas en la parte baja quedaron con daños impresionantes, principalmente las que se habían levantado en las laderas con material de relleno. Un observador aéreo, contabilizó 17 incendios después del terremoto, uno de los edificios que se consumió con las llamas fue la comisaría. El mar ayudó a la obra destructora arrastrando los edificios del puerto, la aduana y las poblaciones costeras. En Angelmó desapareció el muelle y la población Modelo, que a esa fecha estaba recién terminada, fue destruida por un rodado dejando el 40% de las casas en el suelo. El Hotel Turismo, próximo a inaugurarse, quedó en condiciones de ser demolido, las murallas se asentaron. El Hospital de Puerto Montt se evacuó, los heridos fueron trasladados a Puerto Varas y al regimiento Sangra. Este último también se hizo cargo de la remoción de escombros. Para abastecer de agua a la población, durante los primeros días, se extrajo de una vertiente de la isla Tenglo.

El levantamiento de los daños directos producidos por el terremoto en la ciudad de Puerto Montt (49.500 habitantes), indica una nítida concentración de las destrucciones en el Barrio Modelo; en la zona que se extiende desde aquel hacia la Estación de FF.CC. y, especialmente, en la región que abarca ambos lados del Puerto Marítimo a lo largo de la parte norte de la bahía de Angelmó (Ver figura 2.5)

La particularidad de los destrozos y el origen directo de la concentración de los daños, es diferente en ambos barrios: en Angelmó, se trata de una apelmación de rellenos artificiales con sus respectivos fenómenos microtectónicos y, en el Barrio Modelo, de barro corrido sobre faldeos suaves.

Los sedimentos cuaternarios fluviales y glaciofluviales de las terrazas se comportaron muy bien con respecto a los movimientos telúricos.

Las edificaciones en las laderas han sufrido daños notables en las partes que llevan materiales muy sueltos los cuales entraron en movimiento con los sismos. Los servicios públicos urgentemente necesarios quedaron inutilizados y debieron adoptarse medidas provisionales para habilitarlos.

Entre las pérdidas más importantes ocurridas en la ciudad se destacan:

- a) El abastecimiento de agua potable fue destruido en gran parte, por lo que el agua debió ser suministrada por bomberos en sus carros bombas durante los primeros días.
- b) La energía eléctrica se vio interrumpida por lo menos durante una semana.
- c) Los sistemas de alcantarillado fueron en parte también destruidos.
- d) Los servicios hospitalarios quedaron interrumpidos debido a los numerosos daños en los elementos no estructurales, que hicieron necesaria la introducción de hospitales móviles o la habilitación de otros recintos como hospitales. Afortunadamente hubo muy pocas personas heridas y no se produjeron epidemias, principalmente a causa del tiempo frío y a una resistente población.
- e) Las instalaciones portuarias fueron seriamente dañadas. El muelle fue levantado hasta quedar fuera del agua y los deslizamientos de tierras destruyeron la mayoría de las instalaciones.
- f) Hubo cierre de escuelas o destino de ellas a otros usos como refugios de emergencia.

PUERTO MONTT

Levantamiento por : W. Weischet

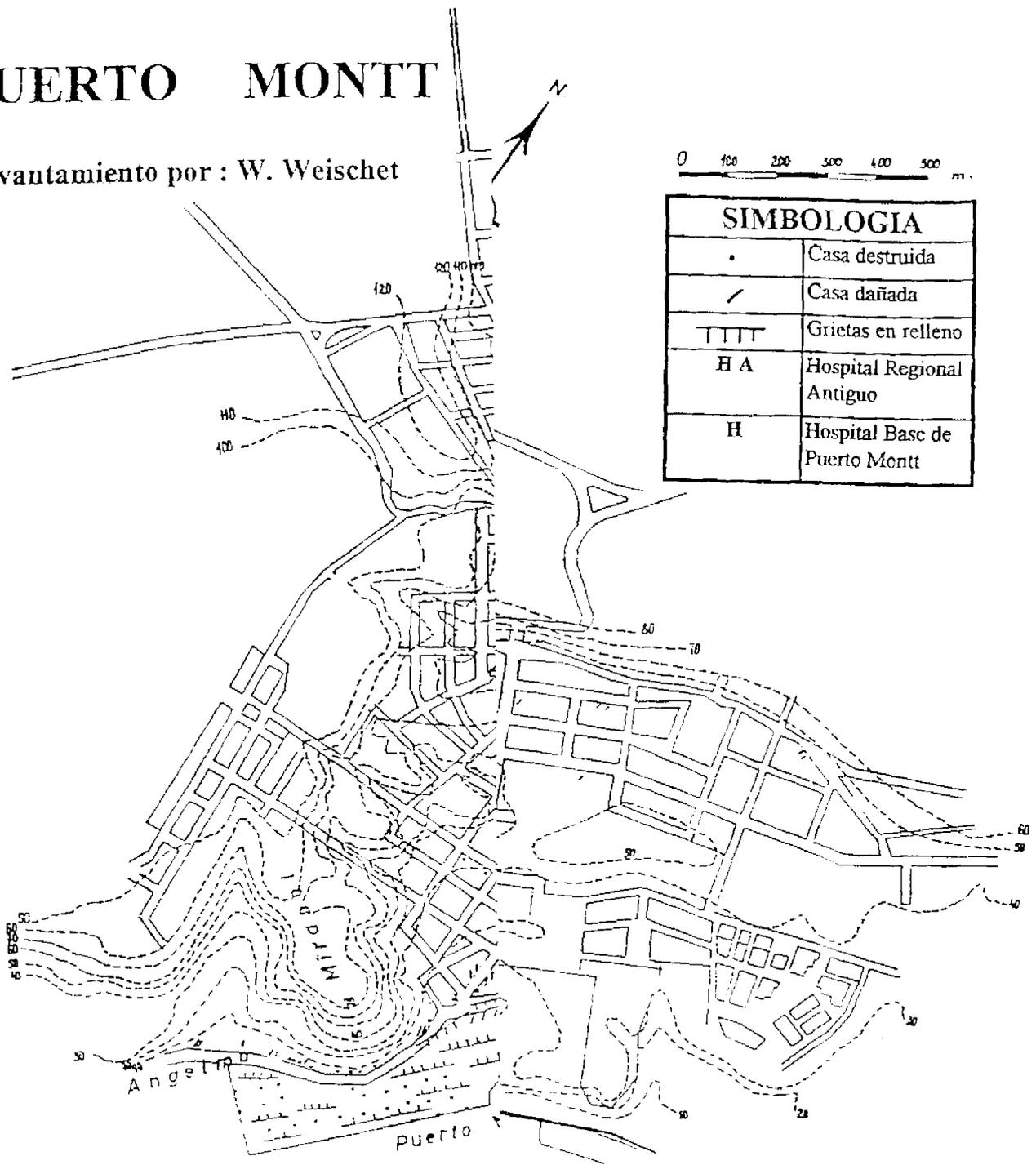


Fig. 2.5 Distribución de los daños del s

2.5 TSUNAMIS

Los tsunamis, del japonés tsu = bahía, nami = ola, son las olas producidas por fuerzas impulsivas localizadas en el fondo submarino (terremotos de foco submarino, deslizamiento de tierras submarinas o en la costa, erupciones volcánicas submarinas) o en su superficie (explosiones atómicas) y que se propagan en todas direcciones, haciendo sentir su efecto destructivo sólo en las costas.

Se ha podido observar que el tsunami consiste en una serie de tres a diez ondas con un período de 10 a 20 min. y su llegada va antecedita, generalmente, por un recogimiento de las aguas que puede descubrir grandes extensiones del fondo marino (ANALES, 1960).

Cuando las ondas oceánicas se acercan a islas o continentes, el efecto combinado de la disminución del fondo marino y las complejidades de la topografía costera, concentran la enorme energía cinética de estas ondas en algunas áreas y las disminuyen en otras. Se observa, entonces, cómo puntos relativamente cercanos sufren con muy diversa intensidad el fenómeno.

Los efectos secundarios de los tsunamis son el de producir oscilaciones en aguas más o menos encerradas como en bahías de boca muy estrecha o ríos que desembocan en el mar. En este caso las aguas encerradas pueden alcanzar grandes alturas, mayores que las de las olas originales, y avanzar encauzadas a lo largo de los ríos o de las bahías de boca estrecha.

De los Tsunamis ocurridos entre los años 1950 y 1960, el que más afectó a la costa chilena corresponde al del 4 de noviembre de 1952 y que tuvo cierta intensidad en el puerto de Talcahuano, donde las olas alcanzaron una altura de 3.6 metros.

El tsunami producido por los sismos del 22 de mayo de 1960 causó muy severos daños en algunos lugares como Coliumo, cerca de Dichato; Puerto Saavedra, Puerto Toltén, Mehuín, Corral, Maullín, Ancud, etc., para la costa de Chile; además, él causó fuertes daños en las Islas Hawaii y también en algunas regiones costeras de Japón, donde hubo numerosas pérdidas de vidas, junto con innumerables daños materiales, por la circunstancia infortunada de que el sistema

de alarma no funcionó, por razones imprevisibles, en la misma y efectiva forma que para Hawaii

En el caso del Tsunami del terremoto de Valdivia, esta área resultó considerable y en la forma de una elipse muy alargada cuyo diámetro mayor, en dirección norte - sur, tenía unos 600 kms. Este tsunami provocó la desaparición de 573 personas en diversos puntos del litoral chileno, comprendidos entre Coliumo y Chiloé, cifra que corresponde al 36% del total de pérdidas de vida de los terremotos de Concepción y Valdivia, 1960.

Conociendo la distribución de terremotos de foco submarino a lo largo de los años, los epicentros y la magnitud de cada uno, es posible predecir el riesgo que afronta el litoral de un país para tsunami de epicentros cercanos y la altura máxima con que llegará la ola a la costa. Pero hay un segundo factor muy importante y es la forma de la costa, que podrá reflejar la ola sin causar daños en los casos en que sea abrupta y con mar profundo, podrá atenuarla si se trata de bahías de boca estrecha, podrá aumentarla si la boca es ancha y la pendiente del mar suave; se producirá resonancia, en fin, si los períodos de oscilación de la bahía están cercanos al período de la ola. Hay casos en que la ola ha alcanzado alturas considerables, hasta de 20 o más metros. Se estima que en 1960, la ola llegó a 8 m. en Puerto Saavedra, 9 m. en Corral, 8 m. en Ancud. Es posible, siguiendo el sistema de diagramas de refracción, llevar a cabo el estudio para cada bahía en particular y prever así la altura máxima del tsunami en ese lugar.