

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
PROGRAMA ACADÉMICO DE INGENIERIA CIVIL



**“ REGIONALIZACION
SISMICA DEL PERU”**

TESIS DE GRADO

Para optar el Título de INGENIERO CIVIL

JUAN HERMEREGLIO CHAVEZ MENDEZ

LIMA — PERU — 1975

AGRADECIMIENTOS

Al concluir la elaboración de mi Tésis, siento la imperiosa necesidad de agradecer a todas aquellas personas e instituciones que de una u otra manera ayudaron a su culminación.

Esta investigación ha sido patrocinada por el convenio entre el CONUP - IGP, merced al cual conseguí el asesoramiento del IGP.

A la Universidad Nacional de Ingeniería, por haberme acogido en su seno en los años de mi vida universitaria.

Al IGP, por haberme brindado, desde el primer instante, todas las facilidades de información sobre todo la colaboración de sus investigadores.

Al Dr. Daniel Huaco, investigador del IGP, a quien deberé, por siempre, los conocimientos que me permitieron concluir este trabajo, para él mi eterno agradecimiento.

Al Ing. Roberto Morales, mi profesor, por su apoyo constante y asesoramiento en la materialización de mis ideas.

Al personal del Sub-Programa 2 del IGP, por su cooperación desinteresada en la ejecución de los programas de computación y por trasmitirme sus valiosos conocimientos.

I N D I C E

	Pag.	
	2	
	2	
Lista de Figuras	i	2
Lista de Tablas	ii	2
		2
CAPITULO I LA ACTIVIDAD SISMICA EN EL PERU		3
		3
1.1 Introducci3n	1	3
1.2 Antecedentes Sismol3gicos del Per3	3	3
		3
CAPITULO II PARAMETROS SISMICOS		3
		3
2.1 Causas de los Sismos.	8	
2.2 Tipos de Ondas generadas por un Sismo.	9	
2.2.1 Ondas Corp3reas.	9	
2.2.2 Ondas Superficiales.	11	
2.3 Determinaci3n de la posici3n de las Coorde nadas Focales.	12	
2.3.1 Determinaci3n Preliminar del Epicen tro (M3todo S-P).	12	
2.3.2 Determinaci3n Definitiva del Epicen tro y la Profundidad	13	
2.4 Sismos Superficiales.	15	
2.4.1 Teor3a del Rebote El3stico.	15	
2.5 Sismos Profundos.	18	
2.5.1 Origen de los Sismos Profundos.	19	
2.6 Mecanismo de Terremotos.	20	
2.7 Magnitud.	22	
2.7.1 Magnitud Unificada.	25	

	Pag.	
CAPITULO III LA INTENSIDAD Y LOS ISOSISTAS		
3.1	Introducción	27
3.2	La Intensidad	27
3.2.1	Escalas de Intensidad.	28
3.2.2	Escala de Rossi-Forel	28
3.2.3	Escala de Mercalli Modificada.	29
	- Información Adicional de la Escala de M.M.	33
	- Comentarios a la Escala de M.M.	34
	- Usos de la Escala de M.M. en el Perú.	36
3.3	Las Isosistas	37
3.3.1	Técnicas y Criterios para el Trazado de Isosistas.	38
CAPITULO IV LEYES EMPIRICAS PARA ESTIMAR LA INTENSIDAD		
4.1	Características de la Actividad Sísmica en el Perú.	42
4.2	La Intensidad y la Distancia Epicentral.	43
4.2.1	Las Distancias Críticas.	46
4.3	Relación Intensidad - Magnitud.	66
CAPITULO V REGIONALIZACION SISMICA.		
5.1	Introducción	83
5.2	Consideraciones Generales de la Sismicidad en el Perú.	84
5.3	Regionalización Sísmica del Perú.	87
5.3.1	Mapas de áreas básicas unitarias.	87
5.3.2	Atenuación de Intensidades.	89
5.4	Procedimiento seguido	92

	Pag.	
5.4.1 Corrección por Limitación de Abacos.	93	
5.4.2 Corrección por Profundidad.	95	
5.5 Regiones Sísmicas	98	
CAPITULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		
APENDICE 1	Tablas para el cálculo de epicentros y profundidades	103
APENDICE 2	Tarjeta - Cuestionario.	110
APENDICE 3	Curvas de Isosistas.	113
APENDICE 4	Catálogo de Sismos Fuertes.	123
APENDICE 5	Listado de Programas Utilizados.	124
BIBLIOGRAFIA		135

LISTA DE FIGURAS

<u>FIGURA</u>	<u>DESCRIPCION</u>
1	Probable ubicación del epicentro.
2	Ilustración de la teoría del rebote elástico de Reid.
3	Representación gráfica de los 3 modelos de mecanismo focal.
3A	Distribución de los ejes de esfuerzos principales en el foco sísmico.
4	Isosistas de macrosismos peruanos.
5	Interpolación de las líneas de isosistas.
6	Direcciones convencionales de propagación de intensidades.
7	Isosistas del terremoto de Arequipa - Ejemplo del cálculo de las distancias epicentrales.
8	Gráfico de la ecuación intensidad - distancia epicentral para la dirección N 27° W.
9	Gráfico de la ecuación intensidad - distancia epicentral para la dirección S 27° E.
10	Gráfico de la ecuación intensidad - distancia epicentral para la dirección N 63° E.
11	Gráfico para el cálculo de intensidades - dirección N 27° W.
12	Gráfico para el cálculo de intensidades - dirección S 27° E.
13	Gráfico para el cálculo de intensidades - dirección N 63° E.
14	Mapa de sismos fuertes
15	Mapa de áreas básicas unitarias
16	Atenuación de intensidades para la magnitud de 8.40
17	Intensidades calculadas para cada área básica.
18	Corrección por profundidad.
19	Regionalización sísmica del Perú.

LISTA DE TABLAS

<u>TABLA</u>	<u>DESCRIPCION</u>
1	Relación de isosistas utilizados en el cálculo.
2	Cuadro de valores de intensidad - distancia epicentral.
3	Valores de intensidad y distancia epicentral para la dirección N 27° W.
4	Valores de intensidad - distancia epicentral para la dirección S 27° E.
5	Valores de intensidad - distancia epicentral para la dirección N 63° E.
6	Cuadro de valores para la ecuación intensidad-magnitud - distancia epicentral para la dirección N 27° W.
7	Cuadro de valores para el gráfico de intensidades - dirección N 27° W.
8	Cuadro de valores para la ecuación magnitud distancia epicentral para la dirección S 27° E.
9	Cuadro de valores para el gráfico de intensidades S 27° E.
10	Cuadro de valores para la ecuación de intensidad - magnitud - distancia epicentral para la dirección N 63° E.
11	Cuadro de valores para el gráfico de intensidades N 63° E.
12	Cuadro de valores de las distancias de atenuación de ondas ($m_b=8.40$ y 6.00)
13	Relación aproximada entre intensidad, aceleración, magnitud.

CAPITULO I

LA ACTIVIDAD SISMICA EN EL PERU

1.1 Introducción

Los daños sufridos en las construcciones como consecuencia de un sismo, son la culminación de un complicado proceso que se inicia en el momento en que las ondas sísmicas llegan. Los daños ocasionados por un terremoto, ya sea debido a su magnitud o a la ubicación de localidades densamente pobladas, con respecto al epicentro, atrae siempre el interés público, precisamente porque trae consigo destrucción y pérdidas de vidas humanas. Esto motiva el deseo de saber, cómo, por qué y dónde ocurren dichos eventos que ocasionan estas catástrofes.

Esta preocupación general, nos obliga al estudio y conocimiento de las diversas etapas del proceso sísmico, para proyectar y construir toda clase de edificaciones con mayor economía, cada vez con mayor seguridad o resistencia al efecto sísmico. Los nuevos descubrimientos que se perfeccionan en el comportamiento de las estructuras, ante la acción de éstos fenómenos, ha encontrado rápida aplicación en la práctica. A pesar que los movimientos que el sismo produce en el terreno, solo se pueden preveer muy relativamente y los esfuerzos que provoca en los diferentes elementos de los edificios, se pueden, determinar únicamente con cierta aproximación, puesto que de ordinario, dichos edificios no se hacen con material homogéneo y formas simples que nos permitan determinar con absoluta exactitud la respuesta ante la solitud del sismo.

Para utilizar mejor los avances de la Ingeniería Sismo-Resistente se requiere el conocimiento completo de las condiciones locales; tanto en lo que se refiere a materiales, tipos de construcción, influencias de la geología regional, determinación y distribución de epicentros de los sismos ocurridos. Estas consideraciones nos llevan a pensar que la regionalización sería útil para estimar en primera aproximación los parámetros de una estructura,

Nuestro territorio ha sido y es muy probable que siga siendo afectada, con relativa frecuencia, por temblores de tierra intensos, por lo que la regionalización sísmica debe ser enfocada desde el punto de vista del Ingeniero Civil, referida por ejemplo a la intensidad, en tal forma que se facilite al proyectista, criterios para estimar los parámetros que definan las características de los sismos y diseñar las estructuras apropiadas para cada lugar.

En el presente trabajo se ha efectuado una regionalización sísmica por intensidades, utilizando la información que proviene de 9 cartas de isosistas de los sismos ocurridos dentro del territorio nacional. Con las isosistas, magnitud, distancia epicentral y profundidad de foco se han encontrado ecuaciones empíricas ajustadas por el método de mínimos cuadrados, con las que se han calculado las intensidades máximas que corresponden a cada uno de los 1,714 cuadrados unitarios básicos de un cuarto de grado de longitud y un cuarto de grado de latitud, en que se ha dividido el territorio nacional; en ellos se ha aplicado la acción de 320 sismos catalogados de una magnitud mayor a 5.5, ocurridos desde 1901 hasta 1974.

1.2 Antecedentes Sismológicos del Perú

La información de los sismos ocurridos en el Perú, tiene su inicio en la época de la conquista española, considerándolos como datos directos, ya que las crónicas antiguas dan cuenta de algunos terremotos ocurridos durante el incanato; de esta forma se ha establecido que los sismos que ocurrieron en el siglo XV fueron de efectos destructivos como los que ocurren en el presente.

La tradición, divulgada por Murua (1590), dice, que antes de la dinastía del Inca Sinchi Roca, habían ocurrido fuertes temblores en el Cuzco y que en la época de Túpac Yupanqui (1471-1493), un gran terremoto acompañado de la erupción del volcán Misti destruyó el primitivo asentamiento de la ciudad de Arequipa, en el que perecieron todos los habitantes. Esquivel y Navia (1740), da cuenta que en el Cuzco entre los años 1513 a 1515, ocurrieron grandes sismos acompañados de grandes delizamientos de tierra. Por los habitantes indígenas de la costa se supo que en la misma época el mar, con sus crecientes y menguantes, sobrepasó muchas veces la habitual línea de playa. Por Enero de 1533, un recio temblor de tierra es advertido por Hernando Pizarro y su comitiva, antes de que llegasen al santuario de Pachacámac, al sur de Lima.

A partir del siglo XVI se tienen datos más concretos de sismos ocurridos en el Perú, siendo los más notables los que describimos brevemente a continuación, tomados de Silgado (1973).

1555, 15 de Noviembre, ocurrió en Lima un temblor, el más fuerte desde su fundación, las casas quedaron maltratadas, muchas con grietas que comprometían su estabilidad.

1582, 22 de Enero, a las 11:30 hrs. un terremoto de

jó en ruinas a la ciudad de Arequipa, Cayeron alrededor de 300 casas y perecieron más de 30 personas, muchas de ellas sepultadas en los escombros. Los templos de San Francisco y la Merced, aunque no fueron derribados del todo quedaron muy maltratados.

1600, 19 de Febrero, a las 05:00 hrs. terremoto y tsunami en la costa sur, la conmoción sísmica arruinó las ciudades de Arequipa, causado por la explosión del cráter del volcán Huaynaputina (Omate). La explosión fué precedida y seguida por un enjambre de temblores, a tal punto que en las dos últimas horas se notaron más de 200 remezones, tan fuertes y terribles que todos los edificios se desplomaron.

1664, 12 de Mayo, a las 04:15 hrs. terremoto en Ica. La ciudad quedó destruída, muriendo 400 personas. El puerto de Pisco sufrió grandes estragos. Siguiéron unos 60 temblores, dejando como saldo 60 personas ahogadas y otras despedazadas por las paredes que se desplomaron. En Lima se sintió este sismo con gran intensidad.

1725, 6 de Enero, a las 23:25 hrs. un notable movimiento sísmico ocasionó diversos daños en Trujillo. En los nevados de la cordillera Blanca, originó la rotura de una laguna glacial, la cual desbordándose, arrasó el pueblo de Yungay, en Ancash, muriendo 1,500 personas. El sismo se sintió en Lima.

1746, 28 de Octubre, a las 22:30 hrs. terremoto en Lima y tsunami en el Callao. De las 3,000 casas existentes distribuidas en 150 manzanas, solo 25 quedaron en pie, cayendo a tierra los principales y más sólidos edificios. Según relato oficial, perecieron en Lima 1,141 personas de un total de 60,000 habitantes. En el puerto del Callao quedaron arruinadas casi la totalidad de edificaciones. Se produjeron una serie de olas sísmicas avanzando

el mar hasta una legua tierra dentro. De 4,000 habitantes solo quedaron unos 200. El área aproximada de percepción fué de 44,000 km², sintiéndose el movimiento hasta Guayaquil a 1,100 km; con notable intensidad en Huanca Velica, Ayacucho, Cuzco y Tacna. En las 24 horas siguientes se contaron en Lima 200 temblores.

1868, 13 de Agosto, a las 16:45 hrs. terremoto de grado XI en Arica, acompañado de un tsunami. Según el historiador J. T. Polo (1904), uno de los mayores verificados en el Perú desde su conquista. Desvastó Arequipa, Tacna y Arica, seguido de un tsunami que puso en conmoción a todo el Océano Pacífico llegando a las lejanas playas de Japón, Nueva Zelandia y Australia. A lo largo de la costa causó muchos estragos, percibiéndose hasta unos 1,400 km en Samanco al noroeste y a una distancia igual hacia el sur (Valdivia Chile). En Bolivia hasta 224 km al este de La Paz.

1940, 24 de Mayo, a las 11:35 hrs. la ciudad de Lima y poblaciones cercanas fueron sacudidas por un fortísimo temblor cuya intensidad apreciada por sus efectos sobre las construcciones urbanas, se aproximó al grado VII-VIII M.M. Tuvo una vasta área de percepción, que comprendió casi todo el Perú, extendiéndose hasta el puerto de Guayaquil, Ecuador al norte y el puerto de Arica, en Chile, al sur. Ocasiónó la destrucción de muchas edificaciones en Lima, Callao, Chorrillos, Barranco, Chancay y Lurín; efectos que se acentuaron en las construcciones antiguas y en las de estado semiruinoso. El sismo dejó un saldo de 179 muertos y 2,500 heridos. Las estadísticas oficiales consignaban que sufrieron daños un 58% de viviendas de quincha, 23% de las casas de adobe, 20% de las casas de ladrillo, 9% de las casas de cemento y un 10% de las casas construídas de otro material. Ocasiónó daños de

consideración en Chancay, Paramonga, Cajamarca, Chachapoyas, Mollendo. Moderadamente destructor en Puno, Cuzco, Chíncha, Pisco, Cañete, Huarney. Sentido levemente en Arequipa, Huacho, Moyobamba, y Tarapoto.

1942, 24 de Agosto, a las 17:51 hrs. terremoto en la región limítrofe de los departamentos de Ica y Arequipa, situada entre los paralelos 14° a 16° latitud sur. La intensidad fué de grado IX M.M., apreciada en un área de 18 000 km² donde ocurrió gran destrucción. Murieron 30 personas y quedaron heridas unas 25. Fué sentido con intensidad III-IV de la misma escala, en un área elíptica aproximada de unos 408,000 km², la cual comprendía, al norte la ciudad de Huaraz, al NE Cerro de Pasco y Oxapampa, al este Cuzco y al sur Moquegua. El movimiento fué sentido fuertemente en las poblaciones de Camaná, Chuquibamba, Aplao, y Mollendo del departamento de Arequipa, mientras que en Moquegua, Huancayo, Cerro de Pasco, Ayacucho, Huancavelica, Cuzco, Cajatambo, Huaraz y Lima, declinaba la intensidad.

1966, 17 de Octubre, a las 16:41 hrs. la ciudad de Lima fué estremecida por un sismo que fué indudablemente uno de los más intensos que se habían producido desde 1940. Dejó un saldo de 100 muertos y daños materiales ascendientes a 1,000'000,000 de soles oro. El área de percepción cubrió aproximadamente 524 000 km². Fué destructor a lo largo de la franja litoral comprendido entre Lima y Supe situada al norte. La intensidad máxima se estimó en el grado VII, aunque en un área muy limitada puede haber sobrepasado este grado. En general, los efectos destructores fueron importantes en las construcciones antiguas ya debilitadas por otros sismos y por la consistencia del suelo; estos factores en el área epicentral contribuyeron a dañar en forma variable las

edificaciones de Huacho y su zona rural, Huaura, Chancay, Supe, San Nicolás, Puente de Piedra y otras localidades.

1970, 31 de Mayo, un domingo por la tarde ocurrió uno de los más catastróficos terremotos de la historia del Perú. Murieron ese día 50,000 personas, desaparecieron 20,000 y quedaron heridas 150,000; la mayor mortandad se debió a la gran avalancha que siguió al terremoto y que sepultó al pueblo de Yungay. La región más afectada de topografía variable, quedó comprendida entre la línea de costa y el río Marañón al este, que abarcó prácticamente todo el departamento de Ancash y el sur del departamento de La Libertad. En la región costera quedó destruída Casma, ciudad de vieja construcciones de adobe. Sufrió grandes daños Chimbote, ciudad industrial y pesquera, con diversidad de estructuras. Menor destrucción se apreció en Trujillo y Huarney. Los daños fueron severos en el Callejón de Huaylas, sobre todo en Huaraz. En Casma y Chimbote, la intensidad pudo llegar a IX; la zona del Callejón de Huaylas fué de grado VII-VIII, en Huarney VII y en Trujillo VI-VII. No fué sentido en Abancay, Arequipa y el Cuzco.

1974, 3 de Octubre, a las 09:21, terremoto en Lima con epicentro ubicado entre 12.5° latitud sur y 77.2° longitud oeste. Los primeros estimados de magnitud daban entre 6 y 7.8. El área más afectada, a la cual se le asignan atensidades mayores a VI, cubre unos 60,000 km . Las aceleraciones producidas fueron suficientes para dañar muchas casas antiguas y destruir totalmente varias de ellas, en particular las construídas con adobe y quincha en las zonas de Chorrillos, Barranco, Rimac, el Cercado y áreas periféricas; estructuras modernas sufrieron daños en La Molina y La Planicie. Por el norte se sintió hasta Huacho y por el sur hasta Ica.

CAPITULO II

PARAMETROS SISMICOS

2.1 Causas de los Sismos

Se entiende por sismo, prescindiendo de la naturaleza de su origen, una sacudida violenta de tierra. En forma más precisa, es la ruptura del equilibrio elástico de una región del interior de la tierra, propagando las vibraciones elásticas, que produce en todas las direcciones. Cuando ocurre un desplazamiento relativo a lo largo de una falla activa, se generan ondas que se propagan en todas las direcciones y cuando el frente de onda cruza un punto determinado de la superficie terrestre, ésta es obligada a vibrar. La vibración de la superficie terrestre, durante un sismo, es producida por el paso de ondas a través de ella, las que han producido cambios bruscos en el estado de distribución de esfuerzos en equilibrio.

De acuerdo a su origen los sismos se dividen en volcánicos y tectónicos. Los sismos volcánicos son en general de poca intensidad y están directamente relacionados con la actividad de los volcanes. Los sismos tectónicos están relacionados con los procesos de deformación que dan origen a la formación de continentes y montañas; a este tipo pertenecen todos los sismos fuertes. Los desplazamientos relativos de los lados de una falla producidos por un sismo pueden a veces ser observados directamente, como la falla de San Andrés en California, que se habría desplazado una extensión de 300 km. Este mecanismo, que explica la ocurrencia de sismos tectónicos superficiales, no puede ser aplicado en términos de fractura, para sismos profundos, donde el material está some

tido a altas temperaturas y presiones.

El estudio de los diferentes sismos ocurridos, indican que éstos pueden originarse hasta profundidades de 600 km bajo la superficie de la tierra, pero los movimientos que producen en el suelo intensidades suficientes para ser de significación en Ingeniería, se producen a profundidades menores de 100 km de la superficie, siendo especialmente destructivos los originados a 15 0 25 km de profundidad.

2.2 Tipos de Ondas generadas por un Sismo

La liberación de energía potencial acumulada en el foco, se manifiesta mediante la irradiación simultánea de dos tipos de ondas: las corpóreas, son ondas de compresión llamadas también ondas primarias P, que se propagan por cualquier medio, sólido, líquido o gas y las ondas de corte o cizalle, denominadas también ondas S y ondas transversales; requieren medios rígidos para su propagación y sólo se transmiten por medio sólido. Las ondas superficiales Rayleigh y Love, que se generan por efecto de la superficie y de la presencia de una capa sobre el espacio medio; se propagan sólo por la superficie de la tierra necesitando medios rígidos para su propagación. Posteriormente, por reflexiones y refracciones se generan ondas secundarias, de poco interés para el presente trabajo.

2.2.1 Ondas Corpóreas

Las ondas corpóreas, constituyen uno de los medios más importantes y seguros para la determinación de los parámetros físicos del foco. Las características de estas ondas nos permiten inferir las transformaciones ocurridas en el origen, cuyos efectos se materializan a través de

terremotos de diferentes magnitudes y profundidades, que ocasionan cambios imprevistos en la superficie de nuestro planeta.

Las ondas P, que constituyen la "Primera Trepidación Preliminar", de ahí su sigla "P", es análoga a la onda sonora y figuradamente se asemeja a la vibración que produciría un resorte. El movimiento de la partícula de tierra es igual al de la dirección de propagación, por ésto es llamado también onda longitudinal y su dinámica es de sucesivas compresiones y dilataciones (Compresionales).

Debido a la mayor rapidez de propagación, estas ondas son las primeras en arribar a las estaciones sismográficas, siendo esta característica muy valiosa en el mecanismo de foco para analizar el signo de llegada, ésto es, si el primer impulso de la onda es de compresión, en el registro se distingue por un pulso hacia arriba; o si es de dilatación, en el registro se verá un pulso hacia abajo. Con estos valores, es posible determinar para una gran mayoría de casos la posición y los parámetros de los planos nodales, que son planos ortogonales donde el efecto de los esfuerzos se anula y donde ocurre la fractura; permitiendo determinar los ejes de esfuerzo compresivos en el foco y por consiguiente de los parámetros de la falla consecuente.

La onda S, esta onda llamada también distorsional, onda de cizalle, transversal o de corte, constituye la "Segunda Trepidación Preliminar", figuradamente se asemeja a la vibración transversal de una cuerda. El movimiento de la partícula, es transversal a la dirección de propagación; dada esta característica, esta onda no se transmite por medio líquido, propiedad que ayuda a demostrar que el núcleo terrestre se encuentra en estado líquido o semilíquido.

Las ondas S tienen generalmente mayor período y amplitud que las ondas P aproximadamente el doble, su velocidad es menor que las ondas P, es así, que son las segundas en arribar a las estaciones sismográficas. Estas ondas representan una mayor energía y en muchos temblores pequeños su inscripción aparece débil, mientras que pueden faltar por completo las ondas P. En registros de período corto las ondas S pueden faltar totalmente, por lo que se recomienda buscar estas ondas en cualquier inscripción donde se vea ondas superficiales de período largo.

2.2.2 Ondas Superficiales

Son ondas que se propagan por la superficie de la tierra, llamadas también "Ondas Largas" por tener un período y una longitud de onda mayor que las ondas de compresión y transversales. Estas ondas son de dos tipos: la onda Love (L) y la onda Rayleigh (R).

La onda Love, es de tipo transversal (cizalle), le da a la partícula de tierra un movimiento perpendicular a la dirección de propagación, solo en el plano horizontal no tiene componente vertical. La velocidad de esta onda es de 4.5 km/seg igual al de las transversales interiores (S), si se propagan a distancias cortas del epicentro.

La onda Rayleigh, llega algo después de la onda transversal superficial, siendo su velocidad más o menos 0.92 veces la velocidad de la onda de cizalle. La partícula de tierra sigue una órbita elíptica ubicada en el plano vertical a la dirección de propagación. No existe ningún movimiento transversal a la dirección de propagación.

2.3 Determinación de la posición de las coordenadas focales.

La determinación de la posición del epicentro es posible siempre que se tenga datos de inscripción de las ondas de cuerpo en estaciones sísmográficas. Los métodos se basan en los tiempos de viaje de las ondas de corte y las de compresión, y en las velocidades de ellas. El cuidado con que el epicentro puede ser calculado depende básicamente de la precisión con que se lea el tiempo de arribo de las fases P y S en por lo menos una estación, aunque pueda faltar una de las dos en las demás estaciones.

2.3.1 Determinación preliminar del epicentro (Método S-P)

Basándose en la hipótesis de que las ondas S y P viajan por la misma trayectoria, el epicentro puede ser localizado instrumentalmente por medio de la expresión:

$$(t_s - t_p) = \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) d$$

donde : t_s, t_p = tiempo de viaje de las ondas S y P
 v_s, v_p = velocidades de las ondas S y P
 d = distancia viajada por las ondas.

Esta fórmula está desarrollada en la Tabla camino-tiempo, Apéndice N° 1 en donde entrando con la diferencia de tiempo de arribo de las ondas S y P se obtiene la distancia d recorrida, para las estaciones con las que se ubicará el epicentro.

El intervalo de tiempo entre la llegada de la onda S y la P en una estación indica la distancia desde esa

estación a la del epicentro; conociendo la distancia y la hora de llegada de la onda P, podemos calcular utilizando las Tablas camino-tiempo una primera aproximación para la hora origen. Teniendo esta hora de origen aproximada se localiza el epicentro usando las horas de llegada de las ondas P a las otras estaciones. Restando de los tiempos de llegada en cada estación la hora origen, obtenemos tiempos de recorrido para cada estación, con las que entrando a las Tablas nos definen las distancias correspondientes desde el epicentro a cada estación. Estas distancias definen un círculo alrededor de cada estación cuyo radio es dicha distancia. El epicentro se encuentra en la intersección de todos los círculos, que generalmente es una área probable como se indica en la figura N° 1. Para que todos los círculos se intercepten en un punto habrá que ir modificando poco a poco la hora origen que se tomó en un principio.

2.3.2 Determinación Definitiva del Epicentro y la Profundidad.

El método consiste en un ajuste gráfico de las coordenadas del epicentro y la hora origen a las horas de llegada de la onda P a las estaciones, efectuado gráficamente sobre un mapa, siempre que las distancias sean cortas. Para obtener esta localización utilizamos los tiempos de recorrido de las Tablas (Apéndice N° 1) correspondientes a una profundidad determinada; si los arcos no se interceptan en un punto, se cambia la profundidad hasta que se llega a un acuerdo satisfactorio entre los datos de todas las estaciones, obteniéndose la posición definitiva de las coordenadas del epicentro y la profundidad del sismo.

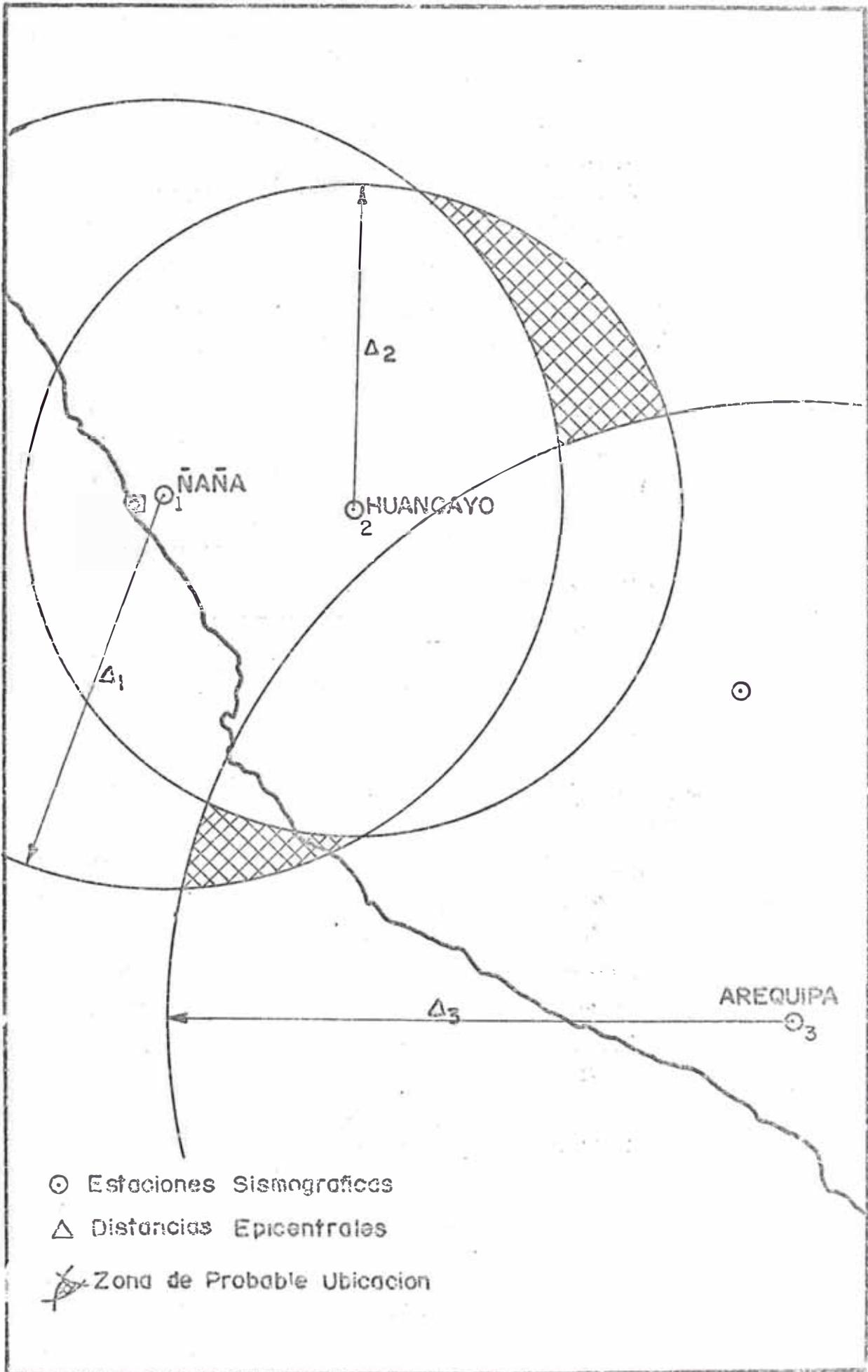


FIGURA Nº1. _ PROBABLE UBICACION DEL EPICENTRO.

2.4 Sismos Superficiales

A partir de mediados del siglo XX, se aceptó que las causas volcánicas son tan sólo responsables de una pequeña parte de la actividad sísmica, aproximadamente el 5%, y que los sismos no volcánicos ocurren en regiones geológicamente jóvenes, en las que existen montañas en formación en la vecindad de fallas activas.

Milne (Richter, 1958) estudiando el sismo del Japón de 1891, formuló la teoría de que el desplazamiento de falla posiblemente sea la fuente que originó las ondas elásticas y consecuentemente las sacudidas macrosísmicas.

2.4.1 Teoría del Rebote Elástico

Reid (1910), en base a estudios realizados sobre el sismo de San Francisco de 1906, dió a conocer un conjunto de principios teóricos conocidos como la "Teoría de rebote elástico de los terremotos" en la que sostiene que la energía radiada como ondas elásticas es liberada durante el proceso de fallamiento y por lo tanto, el fallamiento es la causa de los terremotos y no como sostienen otros autores que son los terremotos los que causan el fallamiento.

La fuente de energía para sismos tectónicos es la energía almacenada en las rocas corticales y subcorticales durante un largo proceso de aumento de tensión o compresión. Cuando los esfuerzos elásticos acumulados sobrepasan el límite de ruptura de la roca, se produce la fractura; los bloques distorsionados tratan de buscar su posición de equilibrio y como causa de esto se produce el desplazamiento que origina el sismo. Así mismo, sacudidas menores y locales están asociadas a superficies irregulares de fallas que al no haber encontrado su posi

ción de equilibrio, pese al desplazamiento original, prosiguen el proceso hasta encontrar su punto de equilibrio. Esta continuación del proceso, aunque en menor escala, es la responsable de la ocurrencia de réplicas.

Reid notó después del sismo de San Francisco, que varios monumentos situados a 30 millas de la falla de San Andrés permanecieron inmóviles durante el sismo, en tanto que el desplazamiento fué máximo en la falla y decrecía con la distancia, de tal modo que una línea previamente recta llegaba a ser curva.

Esto puede ser mejor comprendido en base a diagramas (Fig N^o 2) donde A representa al estado anterior a la deformación (disposición después de que un gran sismo ha liberado completamente los esfuerzos anteriores) la región circundante a la falla no está bajo tensión o compresionada. Una línea a a', que puede ser por ejemplo un camino, corta la falla en ángulo recto. En B se han acumulado esfuerzos de tensión, la zona está ya distorsionada, pero aún no hay fracturamiento. La recta a a' sufre curvamiento. Supongamos que en este momento una nueva recta b b' es construida formando ángulo recto con la falla. En estas condiciones un sismo de gran magnitud tiene lugar liberando a lo largo de la falla el esfuerzo acumulado. Se notará que la línea a a' recupera su condición de recta, pero con dos segmentos desplazados por la falla, en tanto que b b' sufre tanto curvatura como desplazamiento.

La curvatura b b' corrobora los resultados de Reid que indica que la mayoría de las distorsiones producidas por el sismos ocurrieron antes de que los hitos de estudio fueran colocados. Este tipo de curvas no deben ser confundidas con los diferentes efectos de arrastre que se producen en la zona de falla.

Un sismo de gran magnitud, hemos dicho que se produce

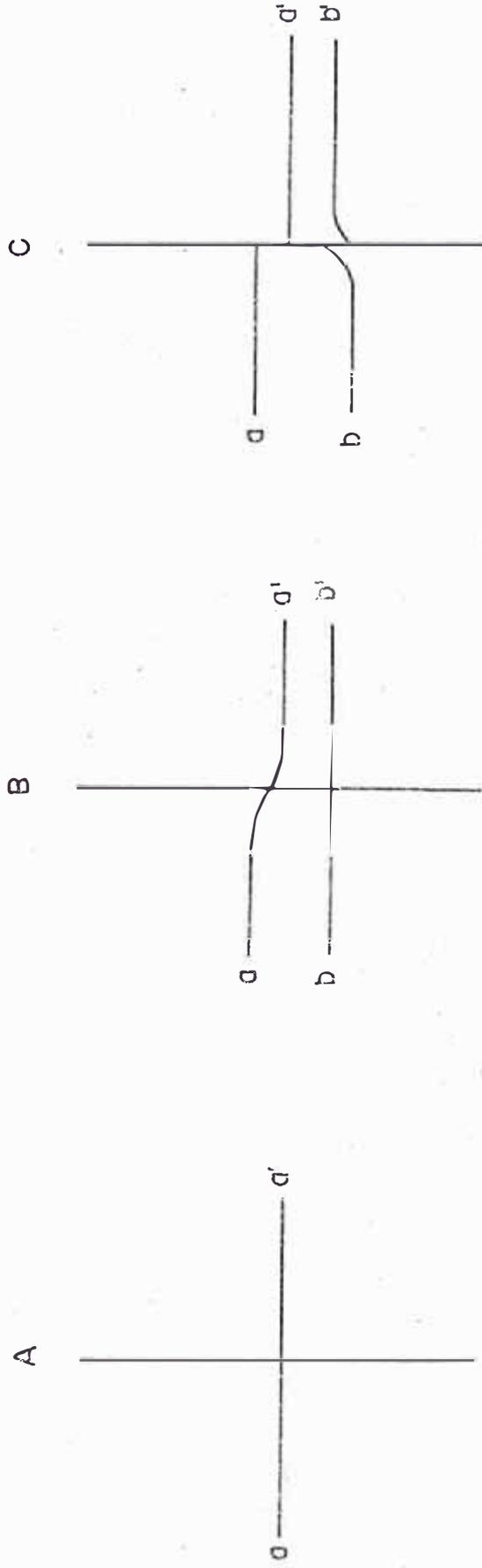


FIG. N° 2... ILUSTRACION DE LA TEORIA ELASTICA DE REID.

A: CONDICION DE NO DEFORMACION

B: CONDICION DE DEFORMACION

C: CONDICION DE LIBERACION DE ESFUERZOS POR
FALLAMIENTO Y REACCION ELASTICA.

por el fracturamiento de rocas que se encuentran sometidas a esfuerzos de deformación. La energía liberada en forma de ondas sísmicas proviene de la energía potencial acumulada en los bloques deformados. Las réplicas indican que los bloques deformados no llegan a alcanzar su punto ideal de equilibrio inmediatamente después de que se produce el sismo principal, por lo que se producen reajustes posteriores tendientes a lograr el equilibrio y que son la causa que originan las réplicas.

Los bloques afectados por la acumulación de energía, no están constituidos por masas perfectamente coherentes, sino por el contrario, dentro de ellos existen muchas brechas e irregularidades, además, de zonas de mayor o menor debilidad; lo cual no permite que toda la energía se libere a un mismo tiempo; porciones de energía son liberados antes o después de la liberación principal.

Por otra parte el área está debilitada debido al sismo principal, de modo que se requiere menor tensión para que se produzca el próximo sismo.

El estudio del comportamiento de especímenes fracturados en laboratorio sugiere que en la mayoría de los casos el proceso de ocurrencia de las réplicas es una continuación activa del proceso de liberación de energía que ocurre durante el sismo principal y se le conoce como "Trabajo Elástico Posterior" y "Efectos de arrastre".

2.5 Sismos Profundos

Se sabe que la ocurrencia de sismos de foco profundo está restringida a ciertas áreas del mundo, con muy pocas excepciones. Los sismos profundos al registrarse en los sismogramas tienen características diferentes a los sismos superficiales, pues mientras estas últi

mas tienen un comienzo gradual en cuanto a la amplitud de la onda P, es decir que es la tercera o cuarta onda la que tiene mayor amplitud, en los sismos profundos es la primera onda de la fase P la que mayor amplitud tiene. Esto parece indicar que la perturbación que se produce en el origen en un medio homogéneo es una acción que dura un período de tiempo muy corto y la mayor parte de la energía es liberada en los primeros segundos, mientras que en caso de los sismos superficiales este proceso de liberación es más complejo. A causa de la alta densidad de energía al empézar el registro, los sismos profundos a una distancia epicentral grande, son siempre mejor registrados con una onda P muy notoria en comparación con los terremotos superficiales (Suyehiro, 1962).

2.5.1 Origen de los Sismos Profundos

Evidentemente, el concepto que se tiene sobre las causas que dan origen a los sismos superficiales no pueden ser aplicados a los sismos profundos. Mientras los superficiales, en su gran mayoría, tienen el mecanismo de plano de falla, es decir deben su origen a causas tectónicas, los sismos profundos segun Benioff (1963) parecen originarse por cambios que se producen en el estado de la materia.

Si consideramos que a profundidades mayores de los 400 km que es donde se producen los sismos profundos, existen presiones del orden de 140,000 atmósferas que comprimen el material, además de las elevadas temperaturas existentes, es comprensible suponer que dichos materiales no tienen la libertad de acción necesaria como para que se produzcan desplazamientos.

Después que se aceptó el hecho de que algunos sismos

ocurrieron a profundidades focales mayores al espesor de la corteza terrestre, en la que se suponía tenían su origen todos los sismos, se observó que los sismos profundos producían modelos de onda P similares a los producidos por sismos superficiales. Muchos investigadores llegaron a la conclusión de que también los sismos profundos son generados por el mecanismo de reacción elástica. Sin embargo, esta hipótesis no es capaz de explicar satisfactoriamente las grandes fuerzas friccionales que se desarrollan entre las superficies de deslizamiento de falla a tales profundidades. A una profundidad de 600 km la presión litostática resultante de las rocas adyacentes, alcanzan aproximadamente a 2×10^{11} dinas por centímetro cuadrado. El esfuerzo de fricción necesario para desplazar dos superficies de falla unidas por una presión tan alta, es de alrededor de 10^{11} dinas por centímetro cuadrado, la cual es superior por casi dos órdenes de magnitud a la potencia de resistencia al cizallamiento de rocas conocidas. Por tanto, las rocas se quebrarían antes de que los esfuerzos lleguen a ser capaces de producir desplazamiento.

2.6 Mecanismo de Terremoto

La determinación del comportamiento en el foco o punto de origen de las vibraciones en el instante de producirse un terremoto es muy importante en las nuevas teorías. Hoy en día, se sabe que el mayor porcentaje de los fenómenos sísmicos es producido por fracturas o fallamiento dentro de las partes superiores del manto y la corteza, sin descartar del todo a las erupciones volcánicas, cambios de fase, explosiones nucleares y otros fenómenos menores que más bien son causantes de sismos débiles. Del mismo modo, se ha probado que las fuerzas

que actúan sobre bloques de corteza o manto hasta romper su resistencia y producir un fenómeno sísmico, no lo hacen al azar, sino que presentan ciertas regularidades según la distribución en superficie (epicentros) y en profundidad del foco en que actúan. Así mismo, se sabe que estas fuerzas operan, principalmente, en los cinturones o fosas oceánicas, donde la corteza se forma y/o se consume.

Hasta la fecha, se ha propuesto varios modelos que explican en una y otra forma la disposición de estas fuerzas, o propiamente, el mecanismo focal. Todos estos modelos muestran, a los ejes de fuerza y esfuerzo compresivos de distinta manera (Fig. N^o 3).

Los modelos focales más conocidos son:

1.- Simple fuerza vertical.- Originado por un cambio brusco de volumen a grandes profundidades y debido, posiblemente, a un cambio de la estructura cristalográfica de algunos componentes petrográficos, o también, a grandes presiones hidrostáticas que actúan sobre una porción de roca. Este modelo es, más bien, aplicable a focos muy profundos (alrededor de 600 km de profundidad). Fig. N^o 3a

2.- Par de fuerzas.- Representada por un par de fuerzas con momento, las que actúan paralelas al eje de movimiento (eje X en el sistema de coordenadas del foco). El origen de estas fuerzas se debe a deformaciones corticales como el movimiento de las supuestas placas de litósfera. Fig. N^o 3b

3.- Doble par de fuerzas.- Consiste en dos pares de fuerzas con momentos opuestos actuando paralelas a dos ejes ortogonales (X-Y), que son los ejes de movimiento de los dos planos de falla posible. Fig. N^o 3c

Como consecuencia de la acción de estas fuerzas, para cada modelo se produce, a la vez, una distribución de

esfuerzos compresivos de la siguiente forma:

Simple fuerza vertical.- Según el sentido de la fuerza, ésta dará lugar a un solo tipo de esfuerzo, ya sea de tensión o compresión.

Par de fuerza.- En este caso, el carácter de esfuerzo viene dado por la dirección y sentido del par de fuerza, los ejes de esfuerzo resultantes son tres y están distribuidos según los cuadrantes que forma el sistema X, Y, Z, del foco, formando a su vez, otro sistema ortogonal. Fig. N^o 3'a

Doble par de fuerza.- Para este modelo la distribución de los ejes de esfuerzo, es similar al caso de par de fuerza. Fig. N^o 3'b

Se ha comprobado estadísticamente, que el modelo de doble par de fuerza es más apropiado para la solución de los focos sísmicos y ocurren en casi la totalidad de ellos.

4.7 Fallamiento progresivo.- La acción simultánea de varios pares de fuerza, que se propagan en una dirección con velocidad finita, originan una falla cuya fractura depende de una función de tiempo.

2.7 La Magnitud de los Sismos

Se define la magnitud de un sismo, como el logaritmo en base 10 de la máxima amplitud medida en micrones, en un sismograma registrado por un sismómetro de tensión Wood - Anderson que tenga un período natural (T) de 0.8 segundos, un amortiguamiento (h) de 0.8 y una amplitud de 2,800.

A la magnitud de un sismo que diera un trazo de máxima amplitud de un milésimo de mm. a la distancia de 100 km, se le define como cero.

Evidentemente, si se utilizan sismómetros standard,

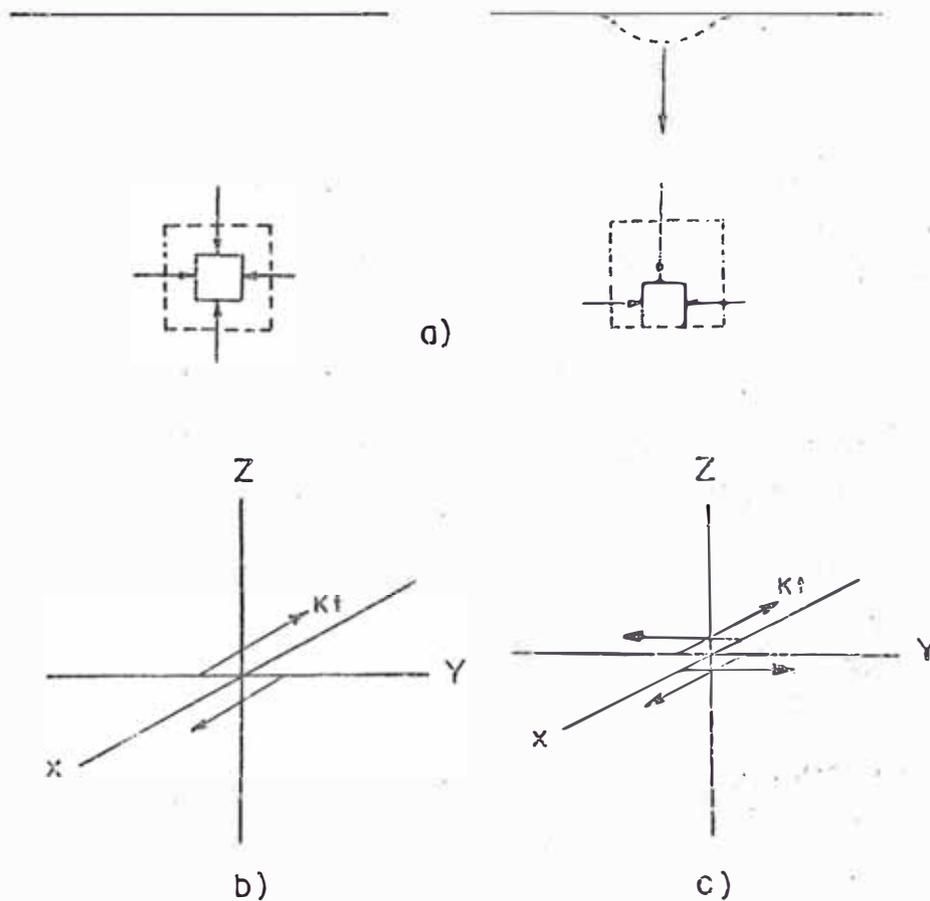


Fig. N° 3.- REPRESENTACION GRAFICA DE LOS 3 MODELOS DE MECANISMO FOCAL.

- a) Simple fuerza vertical.
- b) Simple cupla.
- c) Doble cupla.

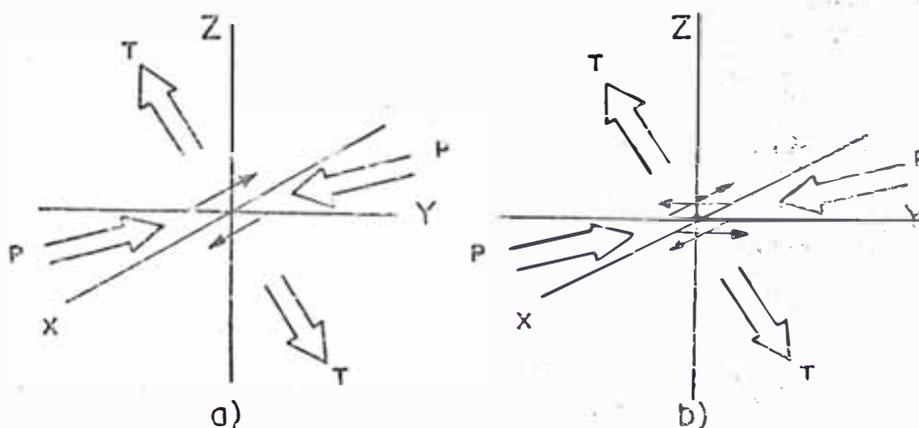


Fig. N° 3'. DISTRIBUCION DE LOS EJES DE ESFUERZOS PRINCIPALES EN EL FOCO SISMICO.

- a) Simple cupla, b) Doble cunia

P - Eje de presión

T - Eje de tensión

B - Eje nulo, se confunde con eje Z

es decir, que tengan las mismas especificaciones de período natural, amortiguamiento y amplificación, se puede calcular la magnitud utilizando directamente los trazos de las amplitudes leídas en los sismogramas sin necesidad de calcular el movimiento del suelo. En este caso la magnitud M vendría definida por:

$$M = \text{Log } A - \text{Log } A_0$$

donde : A es la máxima amplitud registrada para un terremoto cualquiera, a una distancia epicentral cualquiera, en un sismómetro standard; A_0 es la amplitud registrada para el terremoto de magnitud cero a la misma distancia. De esta forma la magnitud viene a ser un número característico del terremoto e independientemente de la localización de las estaciones donde éste es registrado. Esta definición de magnitud tiene tres limitaciones de tipo arbitrario:

- 1.- Se debe usar sismómetro de tipo particular con constantes arbitrarias,
- 2.- El uso del logaritmo ordinario de base 10,
- 3.- La selección del sismo standard cuya amplitud está representada por A_0 .

Este terremoto standard ha sido llamado también "terremoto cero", dado que si $A = A_0$, $M = 0$; esto no significa que no se produce ningún sismo, ya que sismos con menor amplitud a la del sismo standard pueden ser registrados, en este caso, dichos sismos tendrían magnitudes negativas.

Si como hemos considerado, que a un sismo que tiene una amplitud de un micrón, registrado por sismómetro standard a 100 km se le asigna una magnitud cero, otro sismo que registre una amplitud de un mm. (mil micrones) a la misma distancia epicentral, tendrá una magnitud tres.

Sin embargo, se debe considerar que no siempre se puede contar con sismómetros que tengan las mismas especificaciones, es más, la mayor parte de los sismómetros que se usan en la actualidad difieren en dichas especificaciones. Para obviar estas dificultades, Gutenberg y Richter (1956) propusieron medir la magnitud M usando la amplitud de movimientos horizontal del terreno, en micrones, en las ondas superficiales con períodos cercanos a 20 segundos. La magnitud así calculada, es independiente de la distancia epicentral, puesto que se aplica las correcciones a dichas distancias.

2.7.1 Magnitud Unificada

Se ha observado que muchas veces, es imposible calcular la magnitud en base a ondas superficiales, por cuanto éstas comunmente no son registradas cuando se trata de terremotos de tipo profundo. En cambio, las llamadas ondas de cuerpo, son por lo general mejor registradas aún a distancias bastante grandes. La fórmula para calcular la magnitud unificada es:

$$M = \text{Log } GM/T + Q$$

donde: GM es el movimiento del suelo, o "Ground Motion", medido en micrones; T es el período en segundos, correspondientes a la amplitud que se lee en el sismograma; Q es la corrección empírica para distancia y profundidad.

El movimiento del terreno o GM, es calculado en base a la amplitud medida del sismograma, y está transformada en amplitud del movimiento de terreno mediante la curva de respuesta del instrumento usado. De esta manera, se evita el tener que usar instrumentos standard, pues basta conocer la curva de respuesta del instrumento usado.

La amplitud medida en el sismograma se toma de la mayor onda P registrada en los primeros cinco segundos desde el comienzo del registro del sismo y el período es el correspondiente a la onda P leída. Se debe hacer notar que se entiende por amplitud la longitud medida de pico a pico de la onda P tomada, dividida por dos. La corrección Q para distancia y profundidad es tomada de los gráficos hechos por Richter para dichas correcciones (para mayores de 5°)

En el cálculo de la magnitud de un sismo es de suma importancia tener en cuenta que la amplitud registrada en una estación cualquiera, no solo dependerá de la magnitud del sismo y de la profundidad focal, sino también de las condiciones físicas del trayecto que deben recorrer las ondas sísmicas, así como de las condiciones de terreno sobre el cual se asienta la estación sísmica y además de las características del sismógrafo usado. Se sabe que existen efectos direccionales que influyen en la transmisión de las ondas sísmicas, de tal modo que mayor cantidad de energía puede ser radiada en un sentido que en otro. Esto, lógicamente, llevaría a asignar magnitudes erradas a algunos sismos. Pese a que el valor de la magnitud tiene siempre un margen de error, pues es muy difícil eliminar ciertos factores que pueden introducir este error, es aconsejable, cuando se asigna una magnitud a un sismo, que ésta sea un promedio de las magnitudes obtenidas en varias estaciones y no el cálculo efectuado en base al registro de una sola de ellas. De esta manera, se elimina la posibilidad de basar el cálculo de la magnitud en una estación donde la amplitud de la onda P registrada, no sea correcta o por lo menos disminuir la influencia de dicha estación al ser promediada con otras;

CAPITULO III

LA INTENSIDAD Y LAS ISOSISTAS

3.1 Introducción

La medida o severidad con que un punto de la superficie de la tierra es sacudida por un terremoto, se denomina Intensidad; por lo tanto es una medida de los efectos que el sismo produce en las personas, obras civiles, estructuras naturales, etc. La intensidad trata de cuantificar todo un fenómeno complejo mediante una simple medida numérica. Este intento ha originado las escalas de intensidad que han ido variando según se conocía y explicaba una serie de focos de los terremotos

3.2 La Intensidad

La intensidad con que se mueve un punto de la superficie de la tierra depende de la distancia del hipocentro al punto de observación, de la magnitud del sismo, de la estructura del suelo entre el foco sísmico y la superficie y de la geología local.

Si se considera el origen de las ondas sísmicas como generadas en un punto, la intensidad del movimiento en la superficie varía aproximadamente en razón inversa del cuadrado de la distancia. En este caso, las líneas de igual intensidad serían círculos concéntricos con centro en el epicentro

En las mismas condiciones ideales anteriores, el radio de los círculos encierran áreas de igual intensidad varían con la magnitud del evento, o sea la intensidad

depende de la energía liberada por el sismo. En zonas sísmicas de profundidad focal constante, el radio de las líneas de igual intensidad varían en razón directa a la magnitud del sismo.

Los círculos concéntricos, debido a la geología circunvecina y al área epicentral, tienen una fuerte influencia conjuntamente con el tamaño y forma del área donde ocurren el deslizamiento relativo de material, la geología distorsiona la forma de círculos a elipses irregulares .

Cuando ocurre un sismo, los puntos del área epicentral experimentan diferentes intensidades; aunque esta medida es subjetiva, es una información valiosa y si esta es considerada desde el punto de vista estadístico, es útil para la evaluación del riesgo sísmico.

3.2.1 Escalas de Intensidad

Se considera como una práctica común que cada temblor de tierra sea investigado en forma independiente, con referencia a las condiciones locales del suelo y la construcción existente, los resultados posteriores son la base para crear una escala convencional de intensidades. En ella se describen los efectos destructivos del movimiento del suelo en las construcciones comunes.

Existen varias escalas; las más conocidas son las de Rossi-Forel y Mercalli que describimos a continuación.

3.2.2 Escala de Rossi-Forel

Las escalas de intensidades fueron introducidas por varios investigadores y su aplicación fué gradual. De la comparación de investigaciones personales se llegó hacia un modelo común. Rossi, en Italia, y Forel, en Suiza,

hicieron trabajos en este sentido, en forma mas o menos independiente; sus resultados unidos en 1883 originó la escala de Rossi-Forel.

Esta escala fué ampliamente usada en sismología y en literatura de ingeniería, como una escala particular de especificaciones de temblor de tierra. Se abrevia generalmente, como R.F. seguido de un número romano que indica el grado del sismo.

Con los avances tecnológicos la escala R.F. se consideró como obsoleta; acumuló una enorme cantidad de datos para llegar a su nivel máximo de X y por las descripciones de los efectos mostrados en las construcciones y en el terreno natural, se le consideró fuera de uso, posteriormente fué adaptada para las especificaciones europeas.

3.2.3 Escala de Mercalli

Aquellos defectos en las especificaciones, condujeron a Mercalli en 1902 a crear una escala de grado I al grado X de intensidad, más tarde siguiendo las sugerencias de Cancani se amplió a XII y se expresó en términos de aceleración. En la elaboración de la escala de Mercalli incluye efectos de movimiento del suelo, muchos de ellos en concordancia con las sugerencias de Cancani, fueron publicados por Sieberg en 1923. En 1931 se amplió en sus especificaciones y se estableció la escala de Mercalli Modificada de 1931, comunmente abreviada M.M. Esta actualización se debió a H.O.Wood y F. Neumann .

Especificaciones de la Escala de Intensidades de Mercalli Modificada de 1931

- I No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
- II Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
- III Se percibe en los interiores de los edificios y casas. Sin embargo, muchas personas no distinguen claramente que la naturaleza del fenómeno es sísmica, por su semejanza con la vibración producida por el paso de un vehículo liviano. Es posible estimar la duración del sismo.
- IV Los objetos colgantes oscilan visiblemente. Muchas personas lo notan en el interior de los edificios aún durante el día. En el exterior, la percepción no es tan general. Se dejan oír las vibraciones de la vajilla, puertas y ventanas. Se sienten crujir algunos tabiques de madera. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
- V La mayoría de las personas lo perciben aun en el exterior. En el interior, durante la noche, muchas personas despiertan. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y pueden derramarse. Los objetos inestables se mueven o se vuelcan. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
- VI Lo perciben todas las personas, se atemorizan y huyen hacia el exterior. Se siente inseguridad para

caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los juguetes, libros y otros objetos caen de los armarios. Los cuadros suspendidos de las paredes caen. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles y arbustos, o bien, se les oye crujir. Se siente el tañido de las campanas pequeñas de iglesias y escuelas. En albañilería de tipo D los empastes débiles se agrietan.

VII Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. El fenómeno es percibido por los conductores de automóviles en marcha. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería bien construidas. Algunas roturas en albañilería de tipo C. Se daña la albañilería de tipo D. Caen trozos de estuco, ladrillos, parapetos, cornizas y diversos elementos arquitectónicos. Las chimeneas débiles se quiebran al nivel del techo. Se producen ondas en los lagos; el agua se enturbia. Los terraplenes y taludes de arena o grava experimentan pequeños deslizamientos o hundimientos. Se dañan los canales de hormigón para regadío. Tañen todas las campanas.

VIII Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños en albañilería de tipo C, colapso **parcial**; algunos daños en albañilería de tipo B, nada en el tipo A. Caen chimeneas en casas e industrias; caen igualmente monumentos, columnas, torres y tanques elevados. Las casas de madera se desplazan y se salen totalmente de sus bases. Los tabiques se desprenden. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la

temperatura de vertientes y pozos. Aparecen grietas en el suelo húmedo, especialmente en la superficie de las pendientes escarpadas.

- IX Se produce pánico general. Se destruye la albañilería de tipo D; la albañilería tipo C sufre daños, algunas veces con colapso completo; la albañilería B es seriamente dañada (generalmente daños en los cimientos). Las estructuras de madera son removidas de sus cimientos. Sufren daños considerables los depósitos de agua, gas, etc. Se quiebran las tuberías (cañerías) subterráneas. Aparecen grietas aún en suelos secos. En las regiones aluviales, pequeñas cantidades de lodo y arena son expelidas del suelo.
- X Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. Se destruyen los cimientos de las estructuras de madera. Algunas estructuras de madera bien construídas, incluso se destruyen puentes. Se producen grandes daños en represas, diques y malecones. Se producen grandes deslizamientos del terreno en los taludes. El agua de canales, ríos, lagos, etc. sale proyectada a las riberas. Cantidades apreciables de lodo y arena se desplazan horizontalmente sobre las playas y terrenos planos. Los rieles de las vías férreas quedan ligeramente deformadas.
- XI Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las tuberías (cañerías) subterráneas quedan totalmente fuera de servicio.
- XII El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

Información Adicional de la Escala Modificada de Mercalli.

La publicación original de la escala Modificada de Mercalli (M.M.) se dió en dos formas: una en forma de un extenso modelo de exposición, en la cual Sieberg propuso adiciones y sugerencias por su mayor experiencia; la otra forma es nada menos que un compendio hecho por el autor con algunos puntos en conflicto con la escala original.

En vista de los peligros en su uso, una tercera versión está en circulación donde para eliminar repeticiones en la escala original, adopta las siguientes convenciones: cada efecto es llamado en su nivel de intensidades en los cuales aparecen primero la frecuencia y características, a mayor violencia o más continuidad, en el próximo grado superior; pocos efectos son nombrados en dos niveles, para indicar un mayor incremento de violencia.

Para evitar ambigüedad en el lenguaje, la calidad de la mampostería o albañilería de ladrillo u otro material está especificado por las siguientes letras:

ALBAÑILERIA A.- Bien trabajado mezclado y diseñado, reforzado para sollicitaciones laterales por un requerimiento racional de fierro, concreto, etc. Está diseñado para resistir fuerzas laterales.

ALBAÑILERIA B.- Bien trabajado y mezclado, reforzado, pero no diseñado en detalle para resistir las fuerzas laterales.

ALBAÑILERIA C.- Bien trabajado y mezclado, sin debilidad para fallar en las esquinas, pero no reforzado y no diseñado para resistir fuerzas laterales.

ALBAÑILERIA D.- Materiales débiles, tal como adobe con mezcla pobre y efectuado en bajo estandar de trabajo.

Comentarios a la Escala de Mercalli Modificada.

La intensidad II es a menudo caracterizada como "sentido por algunos", ya que una pequeña proporción de un gran grupo sentirá el movimiento en este nivel. La perceptibilidad aumenta en pisos más altos, lo que hace algunos años era aceptada con duda, ha sido confirmado por registros de instrumentos operados por U.S. Coast and Geodetic Survey, simultáneamente en sótanos y pisos altos de edificios espigados en California.

La intensidad III es un "promedio" de intensidad con efectos característicos. En este grado se asignan observaciones que parecen demasiado para II y muy poco para IV.

La intensidad IV está marcada por un número de efectos característicos, pero para una buena investigación de terremotos puede ser separado usualmente dentro de un alto y bajo nivel.

Intensidad IX es otro "promedio" de nivel de intensidades, generalmente daña a fundaciones ordinarias, sin embargo, se añade expulsión de tierra y agua, particularmente en forma de fuentes, comenzando en pequeña escala en el grado VIII, se hace notable en este nivel, pero en condiciones más desfavorables se convierte en un espectacular fenómeno que pertenece al grado X.

En las intensidades X, XI, XII, se describe algunos efectos que son más primarios que secundarios, por lo que uno se encuentra con indicadores dudosos del grado del movimiento. En California en 1906, un granero fué aventado desde su fundación y cambiado a 15 pies por la falla, sin haber sido destruído; en el mismo nivel una chimenea de ladrillo se quedó parada sin haber sido destruída. Una descripción diferente se aplica a las observaciones de Oldham's en 1897, donde la falla fracturó

de parte a parte rocas de tipo volcánico y había evidencia de extrema violencia en la proximidad, por esta razón la escala M.M. en el grado XII especifica "falla de corte en roca firme".

La consideración general más importante al aplicar una escala, es aquella que trae conjuntamente los efectos de largo y corto período, éste puede ser correlacionado de manera aproximada con la aceleración. El efecto de período largo representa grandes deslizamientos que a menudo van acompañados de una moderada aceleración. Con el incremento de magnitud la relación entre el período largo y el período corto tiende a incrementarse con las distancias al epicentro. La escala en general, establece que los efectos de período largo aparecen dentro de sismos de magnitud moderada, aunque se hallan producido en sacudidas fuertes.

Grandes deslizamientos de tierra particularmente, aquellas de tipo de tierra blanda, son efectos típicos de período largo, ellos se producen más por movimiento lento que por sacudida rápida; este es el efecto a que se refiere el grado X.

Movimientos más pequeños, muchos de ellos del tipo de avalancha de tierra, son comunes, como se indica en el grado VII, sin embargo, grandes terremotos algunas veces precipitan grandes agrietamientos en áreas distantes, donde la intensidad es en otros casos indicado como VI.

Roturas y fisuras, especialmente aquellas debidas a sacudidas de tierra, tienen gran similaridad; así, aquella intensidad que es evidente tiene que ser asignada con alguna referencia a la magnitud. Lo mismo se aplica a los efectos sobre construcciones donde está involucrada la resonancia en el período largo, tal como en la inclinación y distorsión de edificios altos o

torres y en el volteo de tanques elevados.

Un especial grupo de efectos de período largo es al que se refiere el grado I, la escala completa es: vértigos o nauseas, los pájaros y los animales se alteran; inclinación de los árboles, estructuras, líquidos y depósitos de agua; las puertas se inclinan lentamente, inclinación de arañas de luces. Todo ésto puede observarse cuando un movimiento no común es perceptible, muchos de ellos son efectos de péndulo.

La medida de la intensidad, con un criterio razonable, disminuye con el incremento de la distancia; la distancia de perceptibilidad, límite para pequeñas magnitudes, es pequeña, y el rango sobre el cual la intensidad es cercana al nivel límite, es angosta. Para grandes magnitudes la intensidad decrece gradualmente cerca a la distancia límite y la zona crítica de efectos marginales se desarrolla dentro de una banda ancha alrededor del área de intensidad II.

Usos de la Escala de Mercalli Modificada

Careciendo de instrumentos adecuados para medir la severidad del movimiento del terreno, es práctica común estimar la intensidad del movimiento del suelo basándose en la reacción humana y en los daños observados. La escala de intensidades de Mercalli, ha sido la mas empleada en el Perú para evaluar los daños producidos por los terremotos. Esta escala no es adecuada para dar información de las fuerzas que deben usarse en el diseño asísmicos; su objeto es facilitar la comparación entre diferentes temblores y entre diferentes lugares durante el mismo temblor, dando criterios para ubicar zonas de peligro a los que se les debe asignar un coeficiente de seguridad.

El Instituto Geológico del Perú publicó el boletín N° 3 con datos sismológicos del Perú entre los años 1944

y 1945 (Silgado, 1946), elaborado a base de 251 tarjetas-cuestionarios correspondientes a 129 temblores distintos, clasificados de acuerdo con la escala de intensidades de M.M., en la cual, en las intensidades pequeñas se da un peso casi igual a los fenómenos objetivos y subjetivos.

El Instituto Nacional de Investigación y Fomento Minero publicó el boletín N° 4 con datos sismológicos del Perú entre los años 1949 y 1951 (Silgado, 1952), elaborado por el Instituto Geológico del Perú, a base de 180 tarjetas-cuestionarios y 79 telegramas, en él se presenta cuadros estadísticos mensuales con datos de intensidades en la escala M.M.

La Sociedad Geológica del Perú continuando las anteriores publicaciones editó el tomo XXIX con datos sismológicos de los años 1952 y 1955 (Silgado, 1957), con los mismos datos en la escala M.M. Estas se complementaron y ampliaron en datos con la historia de la sismología del Perú (Silgado, 1973), donde consigna los sismos más notables desde 1555 hasta 1970 utilizando también la escala de M.M.

El Instituto Geofísico del Perú, encargado desde 1958 del estudio de los fenómenos sísmicos, emplea tanto en sus boletines como en todo tipo de publicaciones la escala de M.M.

3.3 Las Isosistas

El conocimiento general de la distribución de los efectos macrosísmicos de los temblores de tierra, pueden ser representados por curvas de isosistas o líneas que encierran puntos de igual intensidad de movimiento sísmico, indicando cada isosista el límite de la intensidad correspondiente en la zona encerrada por dicha

más de III ó aún II. La intensidad VI característicamente causa alarma, pero algunos observadores pueden alarmarse o insistir en que no tiene esa intensidad, aún cuando objetos pesados se desplacen u otras evidencias indiquen un grado VI o VII.

No es suficiente asignar una intensidad a cada observación individual y proceder directamente al mapeo. Los efectos en una zona, por efecto del suelo o daño en una estructura particular por defecto de ésta, puede aumentar o disminuir la intensidad. Veamos algunos ejemplos: el suelo se puede agrietar y una pared caerse en forma catastrófica, por encontrarse en condiciones precarias antes del movimiento; la falla de una sola madera de construcción que está apoillada puede causar gran daño a las viviendas en buen estado.

Con un reconocimiento de campo no se puede descubrir, en un tiempo limitado, todas las causas específicas de las diferentes versiones individuales; el sismólogo trae consigo sus datos y compara las informaciones de diferentes intensidades para una localidad particular, eliminando aquellas informaciones que divergen demasiado. Estará en lo correcto o lo incorrecto si está en condiciones de explicar satisfactoriamente la causa de tal divergencia, pero no siempre se tiene suerte. Cuando la información procede de entrevistas o de reportes escritos, se debe recordar que la mayoría de las personas no están entrenadas en observaciones de este tipo y los datos obtenidos son tan sólo relatos de sus impresiones bajo circunstancias excitantes como lo es un sismo; debe estudiarse dichos datos con mucho criterio y predisposición para obtener datos valiosos.

La intensidad asignada a un lugar determinado es a menudo llamado un "promedio", pero algunos observadores no muy entrenados añaden un promedio a su valor individual, como los grados de intensidad fueran números calculados o medidos estadísticamente. La intensidad asignada debe ser

la que presente a un gran número de observaciones tomadas de circunstancias especiales o instancias divergentes y la subdivisión local que se pueda efectuar, depende del detalle y la extensión de la información, por lo que es necesario enviar brigadas para hacer las encuestas, que tomen datos, si es posible, de puerta en puerta solicitando impresiones de ciertas áreas de la ciudad de manera que las intensidades podrían ser asignadas a zonas individuales; incluso la investigación se debe efectuar en cada piso, de edificios elevados, para obtener así datos más detallados que nos lleven a un mejor conocimiento de la acción de los sismos.

Existen casos en que una ciudad presenta dos zonas separadas debido a las características de los daños, a menudo esta subdivisión no es muy clara, pero no debe ser ignorada ni promediada; con un estudio cuidadoso podremos asignar un grado de intensidad para una parte y otra intensidad para la otra. La calidad y el tipo de albañilería puede también aparentar una mayor o menor intensidad. El grado de consolidación del suelo y el nivel de la napa freática, puede influir, también, en la intensidad.

Otro factor que debe tenerse en cuenta, es la cercanía del lugar de estudio al epicentro; hay evidencias de que en la vecindad del epicentro la componente vertical del movimiento es más grande con relación a la componente horizontal. Como éste es factible, cerca del epicentro, este efecto pueda disminuir las manifestaciones ordinarias de intensidad por razones ya discutidas y causar un sub-estimado del movimiento en esta área.

Algunos investigadores optimistas consideran que todas las irregularidades aparentes son debidas a efectos locales y dibujan sus isosistas como círculos perfectos, esto es irreal y peligroso aún para temblores pequeños, puesto que, en el campo de las construcciones, el Ingeniero es

tá interesado en saber principalmente en que lugar se producen intensidades altas. Si un lugar es asignado con un grado IX, el Ingeniero acepta que la localidad fué fuertemente sacudida y juzgará los diferentes tipos de construcción por su comportamiento bajo tales condiciones. Si el efecto del suelo modifica la intensidad en puntos adyacentes y ésta es mapeada detalladamente en una isosista, será para él un índice de referencia del peligro para evitar daños en construcciones futuras, ya sea desechando la zona o considerando medidas especiales de seguridad, antes de tomar una decisión, debe estudiar la relación de intensidad para diferentes tipos de suelo.

CAPITULO IV

LEYES EMPÍRICAS PARA ESTIMAR LA INTENSIDAD

4.1 Características de la Actividad Sísmica en el Perú.

El área de estudio que comprende el territorio peruano, situado entre los cero y dieciocho grados de latitud sur y setenta y ochentiuno de longitud oeste, presenta una gran actividad sísmica que se desarrolla a lo largo del margen Pacífico y oriental de la Cordillera de los Andes, prueba de un tectonismo profundo, generado por la intersección de las placas tectónicas de Nazca y Sud Americana.

Las evidencias sísmicas que se destacan son: El sensible alineamiento de los epicentros de sismos destructores de diferentes magnitudes y profundidades que varían entre 60 y 300 km; la acumulación de hipocentros de sismos pequeños en la zona denominada "Sistema de Fallamiento de San Agustín", la alta actividad sísmica que se registra en la zona de Ica y la existencia de la cadena submarina de Nazca.

La tendencia general de los sismos en nuestro país, es de hacerse cada vez más profundos mientras más continentales sean, esto significa que los sismos bajo la plataforma continental y la costa son menos profundos que la mayor cantidad de sismos de la tierra y éstos a su vez menos profundos que los del llano amazónico.

La actividad sísmica y volcánica en nuestro territorio, está directamente vinculada con el proceso de formación de la Cordillera Andina, la cual constituye una cordillera marginal geológicamente joven. Nuestros sismos, son casi en su totalidad de origen tectónico, presentán-

dose con una mayor concentración en la costa, menor en la sierra y mucho menor en la selva. En la zona norte y centro la distribución de epicentros es marcadamente más oceánica que en la parte sur, la cual es mayoritariamente continental. Los focos superficiales se encuentran al norte en el flanco occidental de la cordillera, bordeando toda la zona costera, los focos intermedios se sitúan en el flanco oriental de los Andes y los profundos al este de los Andes cerca a la frontera con Brasil.

Al estudiar los contornos de energía, Ocola (1966), presenta la proyección de los contornos de energía liberada en dos planos verticales, perpendiculares a la línea de costa. En el primero proyecta los sismos ocurridos entre Piura-Ica y en la segunda de Ica hacia el sur. En la proyección de dichos planos verticales, puede notarse que en el tiempo transcurrido (14 años y medio), los sismos se agrupan en 3 capas: la primera comprendida hasta los 300 km de profundidad, donde se concentra la mayor actividad sísmica, luego la segunda capa, comprendida entre los 300 y 550 km de profundidad, donde no se registra actividad sísmica, y la tercera capa entre los 550 y 700 km, con una gran actividad, concentrada a una profundidad aproximada de 650 km.

4.2 La Intensidad y la Distancia Epicentral

La escala de intensidades de Mercalli Modificada, descrita en el capítulo anterior, ha sido utilizada por diferentes investigadores para dibujar las isosistas. Los mapas de isosistas de Silgado (1973) y se ha empleado en el cálculo de la ecuación empírica, se nota que tienen marcada asimetría con respecto al epicentro. Las causas de esta asimetría, entre otras variables, puede ser

ocasionado por la inhomogeneidad del material entre el foco sísmico y el punto de observación; por cambios en las propiedades elásticas del material, distintas condiciones de suelo, etc. Todos estos factores, influyen en la propagación de las ondas sísmicas y se manifiestan en el diferente grado de amortiguamiento de la amplitud de las vibraciones. En una forma generalizada esta asimetría puede expresarse en una fórmula promedio para casos típicos.

El método empleado para calcular una ley que relaciona la intensidad y la distancia epicentral, es el propuesto por Huaco (1972). Consiste en determinar las intersecciones de las curvas de intensidades de las cartas de isosistas con una línea imaginaria que se inicia en el epicentro y se dirige en una dirección determinada; de esta forma se obtiene pares de valores de intensidad y distancia epicentral, lo que permite plantear ecuaciones de la forma:

$$\text{Log } I = a_1 + b_1 \text{ Log } \Delta \quad (1)$$

donde: I = Intensidad (M.M.)

Δ = Distancia epicentral

a_1, b_1 = Parámetros propios de la región

Esta serie de ecuaciones ajustadas por el método de mínimos cuadrados, permite calcular los parámetros a_1 y b_1 , y por lo tanto la ecuación característica que determina el radio del círculo dentro del cual existe peligro potencial para las obras civiles

Se ha utilizado la distribución de intensidades de las cartas de isosistas correspondientes a los sismos que aparecen en la Tabla N° 1. Estos sismos son los más grandes registrados en el territorio nacional, fluctuando sus magnitudes entre 6.30 y 8.60, y son una muestra re-

TABLA 1

RELACION DE ISOSISTAS UTILIZADOS EN EL CALCULO
DE INTENSIDAD - DISTANCIA EPICENTRAL

Fecha			Lat	Long	Tiempo			Prof	Mag
D	M	A	S	W	H	M	S	Km	m _b
24	07	12	5.0*	79.7*	11	50	00		
24	08	42	15.00	76.00	22	50	27		8.60
01	11	47	10.50	75.00	14	58	53		7.30
09	12	50	14.25	75.75	02	50	42	80	7.00
12	12	53	3.40	80.60	17	31	25		7.75
17	10	66	10.70	78.80	21	41	54	24	6.30
31	05	70	9.17	78.82	20	23	27	43	7.60
10	12	70	3.90	80.72	04	34	39	25	7.10
03	10	74	12.50	77.20	14	21	29	13	7.50

* Coordenadas estimadas.

presentativa. La distribución de sus líneas de intensidades abarcan todo el área de estudio como se muestra en la figura N° 4, donde en un mismo mapa se han dibujado todas las cartas de isosistas disponibles.

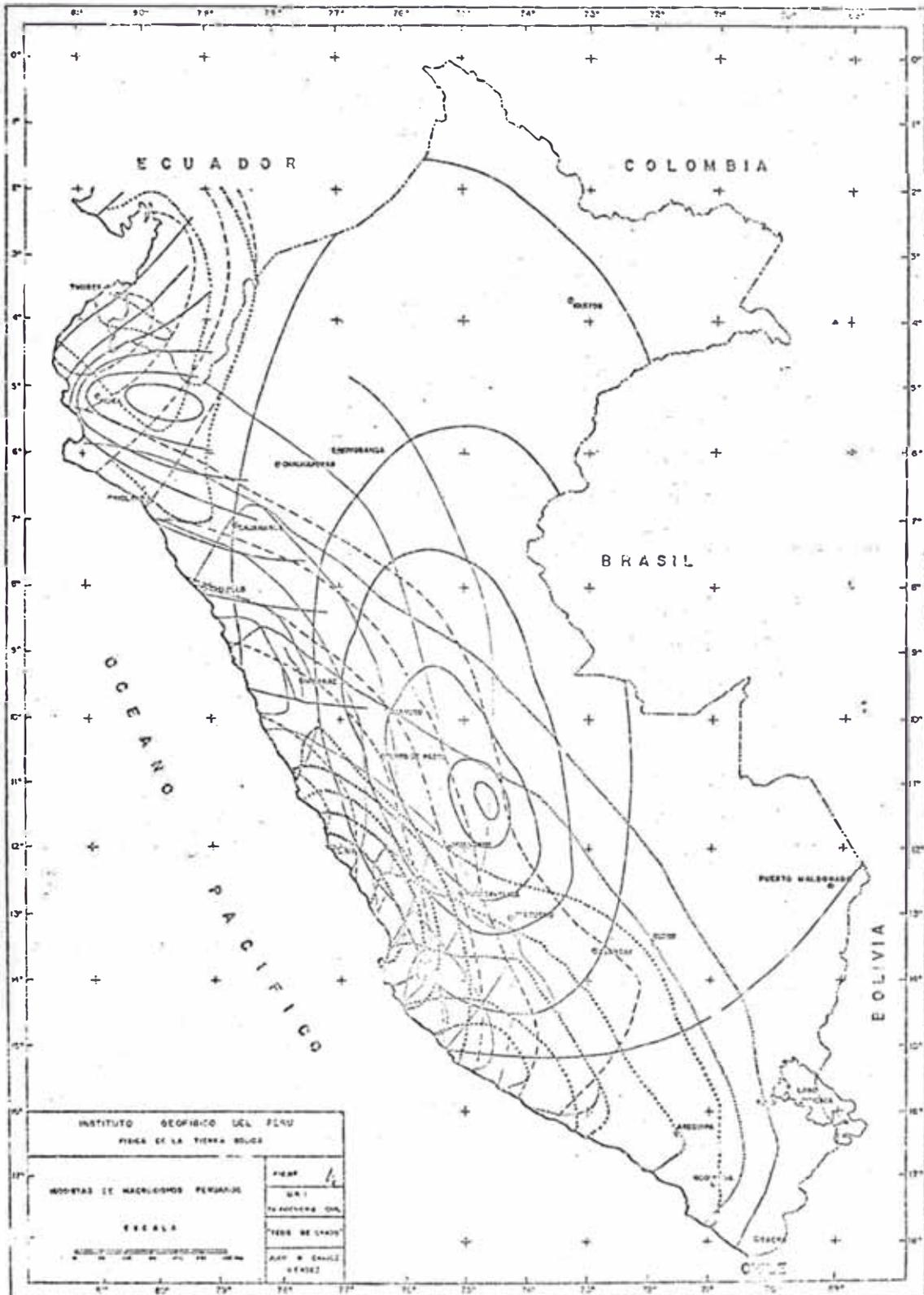
Al efectuar la interpolación de los diferentes grados de intensidades como se muestra en la figura N° 5, se puede comprobar, también, la misma asimetría mostrada en cada una, reflejándose en una elongación preferencial paralela a la costa, ésto nos indica que hay mayor atenuación en dirección perpendicular a la costa.

Teniendo en cuenta esta característica, se ha considerado, la propagación de ondas sísmicas en cuatro direcciones; tomando como referencia una línea paralela a la costa, se ha elegido la dirección media N 27° W, como se puede observar en la figura N° 6.

El procedimiento seguido es el siguiente: En los mapas de isosistas se mide las distancias máximas a las que afecta cada grado de intensidad, en la forma que se indica en la figura N° 7; de esta forma se obtiene cuatro juegos de valores de intensidad-distancia epicentral, para las direcciones propuestas (nótese que las isosistas utilizadas, solo en dos de ellas se puede tomar cuatro direcciones, y en el resto solo tres, debido a que las zonas epicentrales están muy pegadas a la línea de costa) con estos pares de valores se forman los sistemas de ecuaciones que ajustados por el método de mínimos cuadrados, nos da las ecuaciones características de atenuación, para obtener las distancias críticas.

4.2.1 Las Distancias Críticas

La intensidad es una forma de cuantificar la severidad del movimiento desde el punto de vista del Ingeniero Civil, porque describe empíricamente la vibración del suelo en un área determinada, y está íntimamente ligada a la máxima aceleración producida. Este importante parámetro se ha evaluado en base a los datos de la tabla N° 2, y de éstas las ecuaciones características correspondientes.



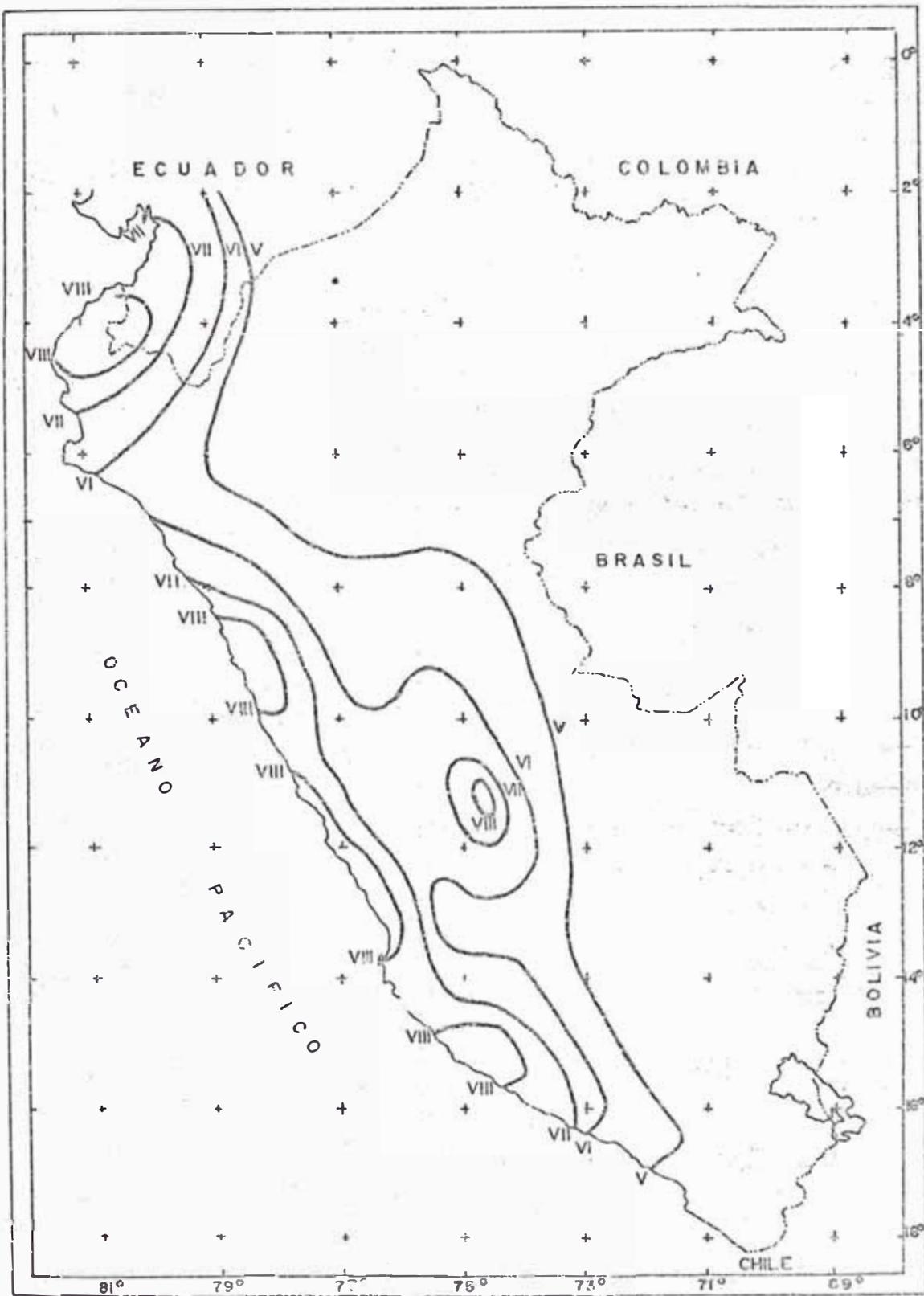


FIGURA Nº5 _ INTERPOLACION DE INTENSIDADES

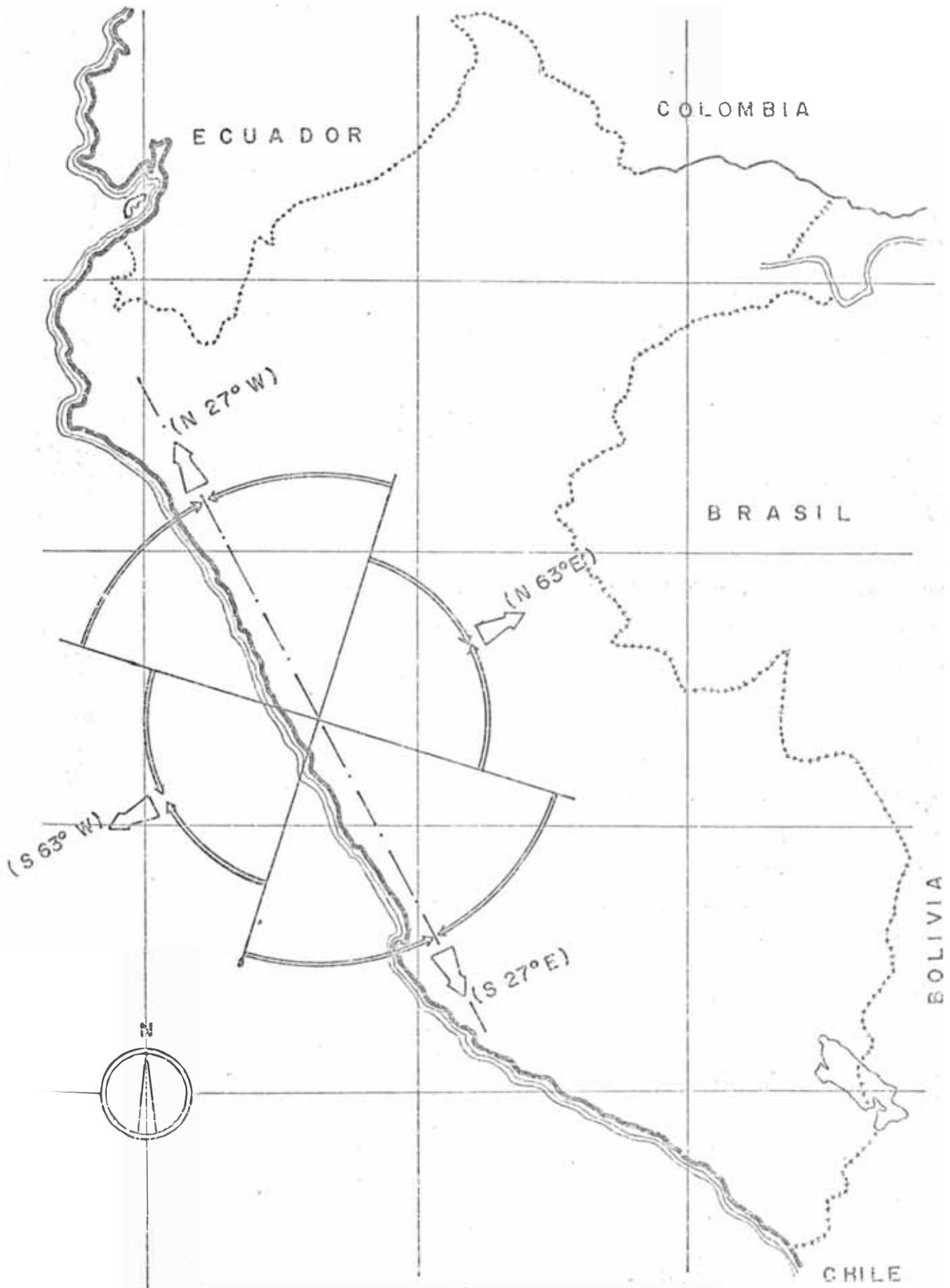
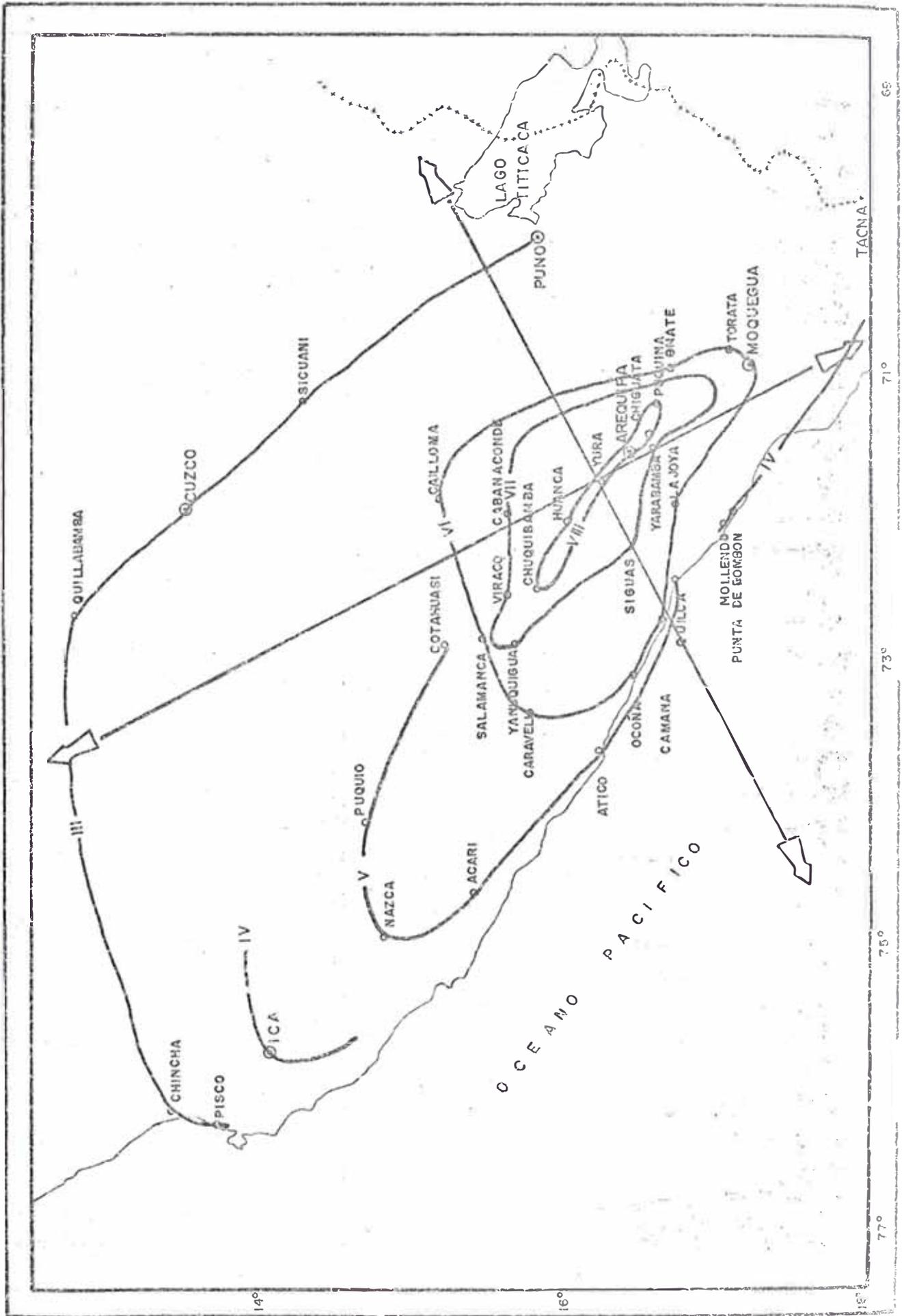


Figura N° 6. Direcciones de Atenuación de Onda.



Con los valores de la tabla N° 2, se ha formado un sistema de ecuaciones de la forma (1) mostradas en la tabla N° 3 para la dirección N 27° W, esta dirección es paralela a la costa. Como este sistema de ecuaciones tiene la forma de una recta, buscaremos la recta de mejor ajuste empleando el programa "Program Call Least Subroutine" que aparece en el apéndice 5. Los valores numéricos resultantes son: $a_1=1.3818$ y $b_1=-0.2408$, dando la ecuación:

$$\text{Log I} = 1.3181 - 0.2408 \text{ Log } \Delta$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura N°8.

Como las obras civiles son afectadas significativamente cuando las intensidades alcanzan el grado VII, podemos deducir de la ecuación anterior que existirá peligro potencial cuando la distancia epicentral sea menor de 92 km, distancia crítica para esta dirección.

Las ecuaciones de la tabla N° 4, son para la dirección S 27° E, que ajustadas nos dan los valores numéricos siguientes: $a_1 = 1.3671$ y $b_1 = -0.2641$, dando la ecuación :

$$\text{Log I} = 1.3671 - 0.2641 \text{ Log } \Delta$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura N° 9.

La distancia crítica correspondiente es de 95 km que es el radio del círculo donde existe peligro de daños en obras civiles.

Las ecuaciones de la tabla N° 5 son para la dirección N 63° E, que ajustadas nos dan los valores siguientes: $a_1=1.3832$ y $b_1= -0.2953$, dando la ecuación:

$$\text{Log I} = 1.3832 - 0.2953 \text{ Log } \Delta$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura N°10.

La distancia crítica para esta dirección es de 65km.

TABLA 2

CUADRO DE VALORES DE INTENSIDAD - DISTANCIA EPICENTRAL

FECHA	I	↑		↓		→	
		Δ°	Δ kms.	Δ°	Δ kms.	Δ°	Δ kms.
24 Julio 1912	V	4.00	445	4.00	445		
	VI	2.40	270	2.80	310		
	VII	1.70	190	1.95	220		
	VIII	1.20	135	1.30	145		
	IX	0.75	85	1.00	111		
	X	0.45	50	0.60	70		
	XI	0.25	30	0.25	30		
24 Agosto 1942	IV	4.65	515	4.10	455	3.25	360
	V	2.60	290	3.00	335	2.10	235
	VI	2.20	245	1.90	210	1.40	155
	VII	1.20	135	1.60	180	0.80	90
	VIII	0.70	80	0.70	80	0.50	60
	IX	0.35	40	0.35	40	0.25	30
1º Noviembre 1947	III	6.50	720	4.50	500	5.80	645
	IV	4.50	500	3.00	335	2.60	290
	V	3.40	380	2.00	225	1.50	170
	VI	2.10	235	1.40	155	0.60	70
	VII	0.70	80	0.70	80	0.35	40
	VIII	0.20	25	0.40	45	0.20	25
	IX	0.10	15	0.10	15	0.10	15

FECHA	I	↑		↓		→	
		Δ°	Δ kms.	Δ°	Δ km s	Δ°	Δ kms.
9 Diciembre 1950	III	6.60	735	4.80	535	4.70	520
	IV	5.70	635	3.10	345	3.80	420
	V	1.10	125	1.90	210	1.90	210
	VI	0.80	90	1.30	145	0.80	90
	VII	0.50	60	0.60	70	0.40	45
	VIII	0.10	15	0.10	15	0.20	25
	IX	0.05	7	0.05	7	0.10	12
12 Diciembre 1953	V	2.50	280	2.30	255	2.00	225
	VI	1.60	180	1.35	150	1.30	145
	VII	0.25	30	0.20	25	0.40	45
	VIII	0.10	15	0.10	15	0.20	25
	IX	0.05	7	0.05	7	0.10	12
17 Octubre 1966	III	7.40	820	5.80	645	3.30	370
	IV	5.50	610	5.20	580	2.50	280
	V	4.40	490	4.30	480	2.00	225
	VI	3.20	355	3.30	370	1.30	145
	VII	1.90	210	1.20	135	0.80	90
	VIII	0.80	90	0.70	80	0.40	45
	IX	0.40	45	0.30	35	0.20	25
	X	0.20	25	0.15	15	0.10	12
31 Mayo 1970	III	7.65	850	6.20	690	5.05	560
	IV	5.95	660	5.40	600	3.80	425
	V	4.25	470	4.90	545	2.85	315
	VI	2.93	325	4.64	515	2.20	245
	VII	1.80	200	2.70	300	1.80	200
	VIII	1.15	125	0.65	70	1.50	170
	IX	0.60	65	0.40	45	0.50	55

FECHA	I	↑		↓		→	
			Δ kms.	Δ°	Δ kms.	Δ	Δ kms.
10 Diciembre 1970	V	3.35	370	3.10	345	2.10	235
	VI	2.90	320	1.95	220	1.65	185
	VII	1.60	180	1.00	115	1.05	120
	VIII	0.55	60	0.60	70	0.65	75
3 Octubre 1974	VI	2.05	230	4.25	470	1.90	210
	V	1.45	160	3.55	395	1.60	180
	VI	1.00	110	2.40	270	1.30	145
	VII	0.65	72	2.00	220	1.10	120
	VIII	0.30	35	1.60	180	0.75	85

TABLA 3

VALORES DE INTENSIDAD Y DISTANCIAS EPICENTRALES
OBTENIDAS DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS
PARA LA DIRECCION
(N 27° W) †

Log 5	= a ₁ + b ₁	Log	445
Log 6	= a ₁ + b ₁	Log	270
Log 7	= a ₁ + b ₁	Log	190
Log 8	= a ₁ + b ₁	Log	135
Log 9	= a ₁ + b ₁	Log	85
Log 10	= a ₁ + b ₁	Log	50
Log 11	= a ₁ + b ₁	Log	30
Log 4	= a ₁ + b ₁	Log	515
Log 5	= a ₁ + b ₁	Log	290
Log 6	= a ₁ + b ₁	Log	245
Log 7	= a ₁ + b ₁	Log	135
Log 8	= a ₁ + b ₁	Log	80
Log 9	= a ₁ + b ₁	Log	40
Log 3	= a ₁ + b ₁	Log	720
Log 4	= a ₁ + b ₁	Log	500
Log 5	= a ₁ + b ₁	Log	380
Log 6	= a ₁ + b ₁	Log	235
Log 7	= a ₁ + b ₁	Log	80
Log 8	= a ₁ + b ₁	Log	25
Log 9	= a ₁ + b ₁	Log	15
Log 3	= a ₁ + b ₁	Log	735

Log 4	= $a_1 + b_1$	Log	635
Log 5	= $a_1 + b_1$	Log	125
Log 6	= $a_1 + b_1$	Log	90
Log 7	= $a_1 + b_1$	Log	60
Log 5	= $a_1 + b_1$	Log	280
Log 6	= $a_1 + b_1$	Log	180
Log 7	= $a_1 + b_1$	Log	30
Log 8	= $a_1 + b_1$	Log	15
Log 3	= $a_1 + b_1$	Log	820
Log 4	= $a_1 + b_1$	Log	610
Log 5	= $a_1 + b_1$	Log	490
Log 6	= $a_1 + b_1$	Log	355
Log 7	= $a_1 + b_1$	Log	210
Log 8	= $a_1 + b_1$	Log	90
Log 3	= $a_1 + b_1$	Log	850
Log 4	= $a_1 + b_1$	Log	660
Log 5	= $a_1 + b_1$	Log	470
Log 6	= $a_1 + b_1$	Log	325
Log 7	= $a_1 + b_1$	Log	200
Log 8	= $a_1 + b_a$	Log	125
Log 5	= $a_1 + b_1$	Log	370
Log 6	= $a_1 + b_1$	Log	320
Log 7	= $a_1 + b_1$	Log	180
Log 8	= $a_1 + b_1$	Log	60
Log 4	= $a + b_1$	Log	230

$$\text{Log } 5 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 160$$

$$\text{Log } 6 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 110$$

$$\text{Log } 7 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 70$$

$$\text{Log } 8 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 35$$

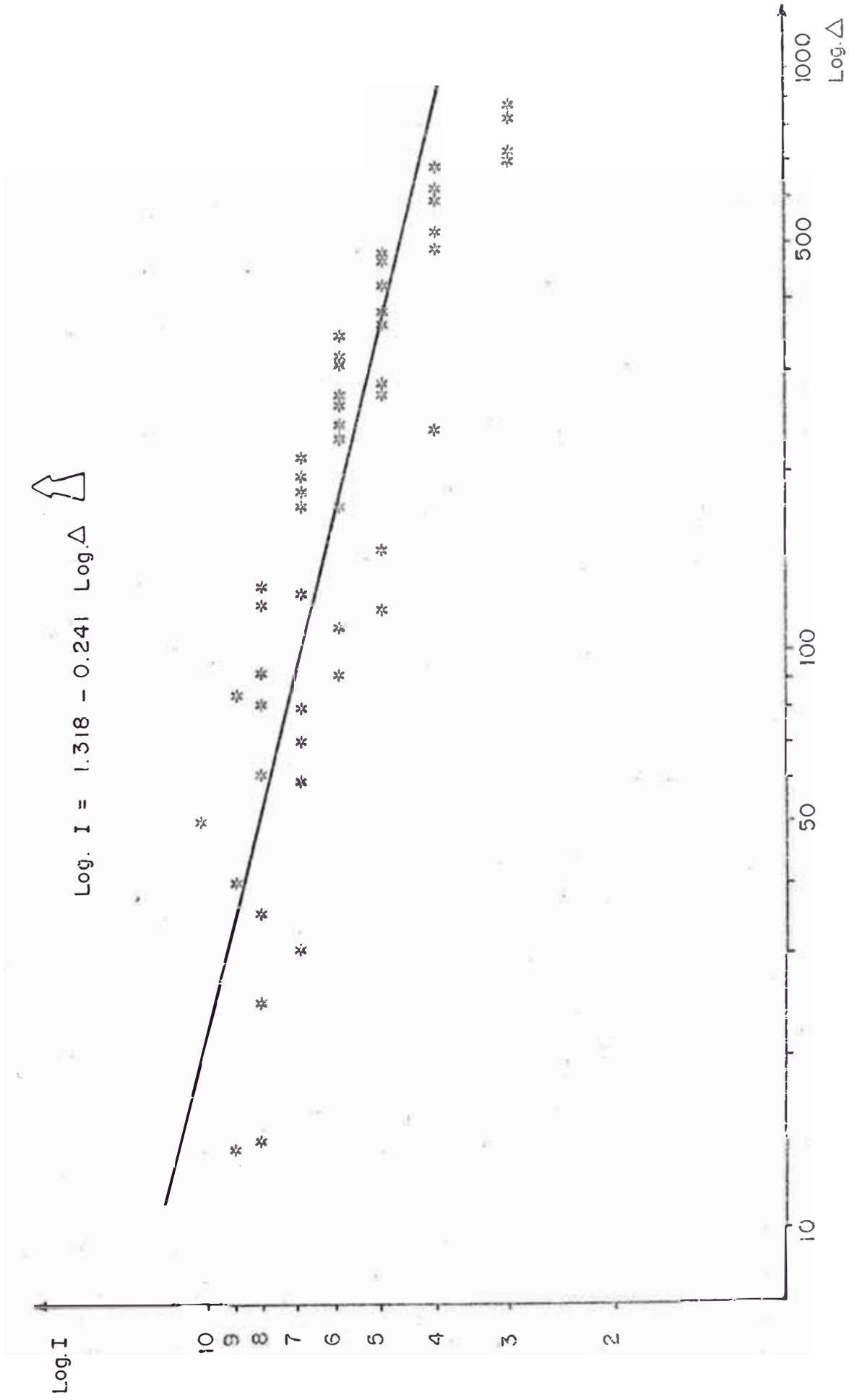


Figura N.º.8 Grafico de la Ecuacion Intensidad — Distancia Epicentral.

TABLA 4

VALORES DE INTENSIDAD Y DISTANCIAS EPICENTRALES
OBTENIDAS DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS
PARA LA DIRECCION
(S 27° E) ↓

Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	445
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	310
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	220
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	145
Log 9	=	$a_1 + b_1$	Log	110
Log 10	=	$a_1 + b_1$	Log	70
Log 11	=	$a_1 + b_1$	Log	30
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	455
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	335
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	210
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	180
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	80
Log 9	=	$a_1 + b_1$	Log	40
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	500
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	335
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	225
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	155
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	80
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	45
Log 9	=	$a_1 + b_1$	Log	15
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	535

Log 4 = $a_1 + b_1$ Log 345
Log 5 = $a_1 + b_1$ Log 210
Log 6 = $a_1 + b_1$ Log 145
Log 7 = $a_1 + b_1$ Log 70
Log 5 = $a_1 + b_1$ Log 255
Log 6 = $a_1 + b_1$ Log 150
Log 7 = $a_1 + b_1$ Log 25
Log 8 = $a_1 + b_1$ Log 15
Log 3 = $a_1 + b_1$ Log 645
Log 4 = $a_1 + b_1$ Log 580
Log 5 = $a_1 + b_1$ Log 480
Log 6 = $a_1 + b_1$ Log 370
Log 7 = $a_1 + b_1$ Log 135
Log 8 = $a_1 + b_1$ Log 80
Log 3 = $a_1 + b_1$ Log 690
Log 4 = $a_1 + b_1$ Log 600
Log 5 = $a_1 + b_1$ Log 545
Log 6 = $a_1 + b_1$ Log 515
Log 7 = $a_1 + b_1$ Log 300
Log 8 = $a_1 + b_1$ Log 70
Log 5 = $a_1 + b_1$ Log 345
Log 6 = $a_1 + b_1$ Log 220
Log 7 = $a_1 + b_1$ Log 115
Log 8 = $a_1 + b_1$ Log 70
Log 4 = $a_1 + b_1$ Log 670

$$\text{Log } 5 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 395$$

$$\text{Log } 6 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 270$$

$$\text{Log } 7 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 220$$

$$\text{Log } 8 = a_1 + b_1 \quad \text{Log } 180$$

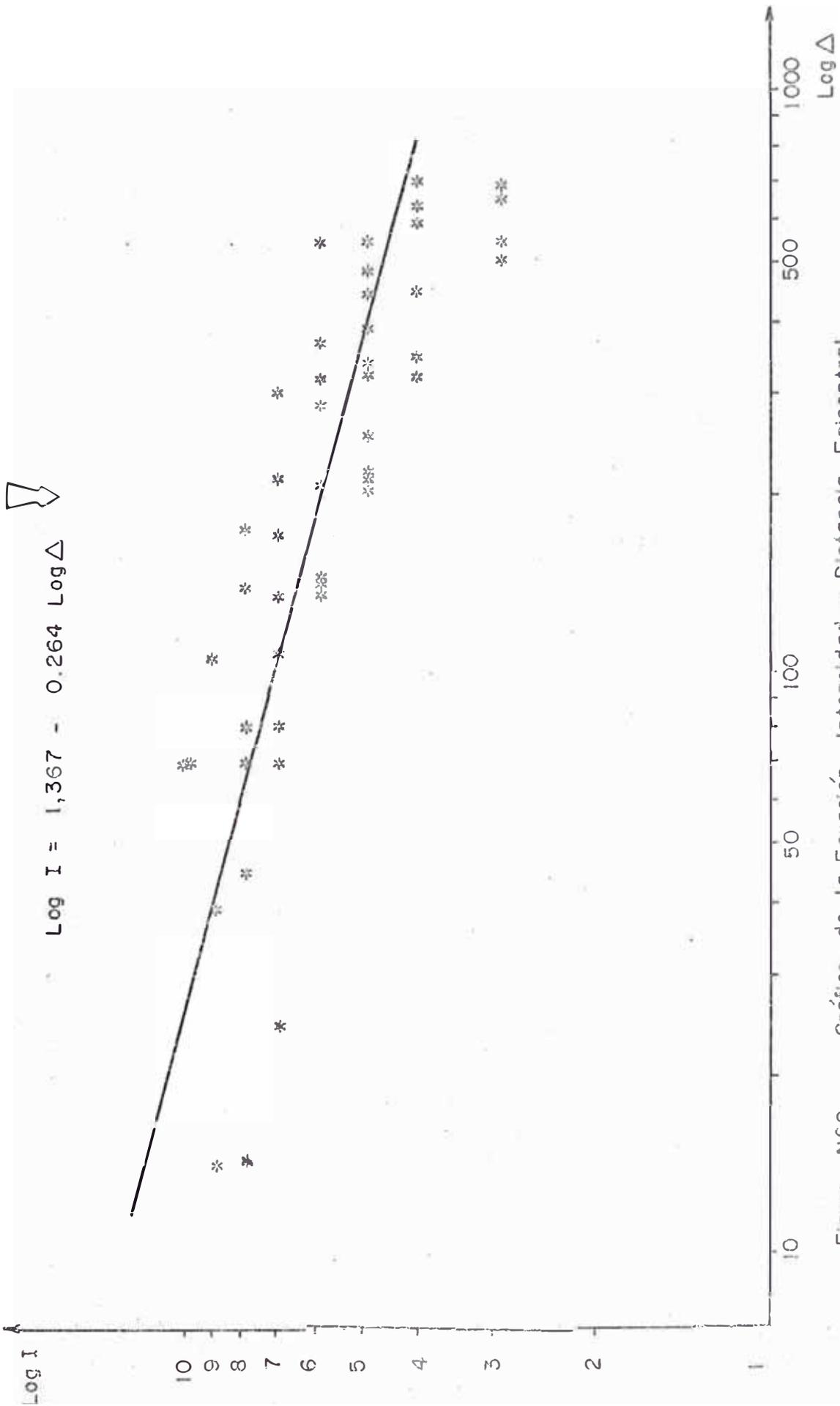


Figura N°9 Gráfico de la Ecuación Intensidad - Distancia Epicentral

TABLA 5

VALORES DE INTENSIDAD Y DISTANCIAS EPICENTRALES
 OBTENIDAS DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS
 PARA LA DIRECCION
 (N 63° E)→

Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	360
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	235
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	155
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	90
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	60
Log 9	=	$a_1 + b_1$	Log	30
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	645
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	290
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	170
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	70
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	40
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	25
Log 9	=	$a_1 + b_1$	Log	15
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	520
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	420
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	210
Log 0	=	$a_1 + b_1$	Log	90
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	45
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	225
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	145
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	45

Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	225
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	145
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	45
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	25
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	370
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	280
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	225
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	145
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	90
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	45
Log 3	=	$a_1 + b_1$	Log	560
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	425
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	315
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	245
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	200
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	170
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	235
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	185
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	120
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	75
Log 4	=	$a_1 + b_1$	Log	210
Log 5	=	$a_1 + b_1$	Log	180
Log 6	=	$a_1 + b_1$	Log	145
Log 7	=	$a_1 + b_1$	Log	120
Log 8	=	$a_1 + b_1$	Log	85

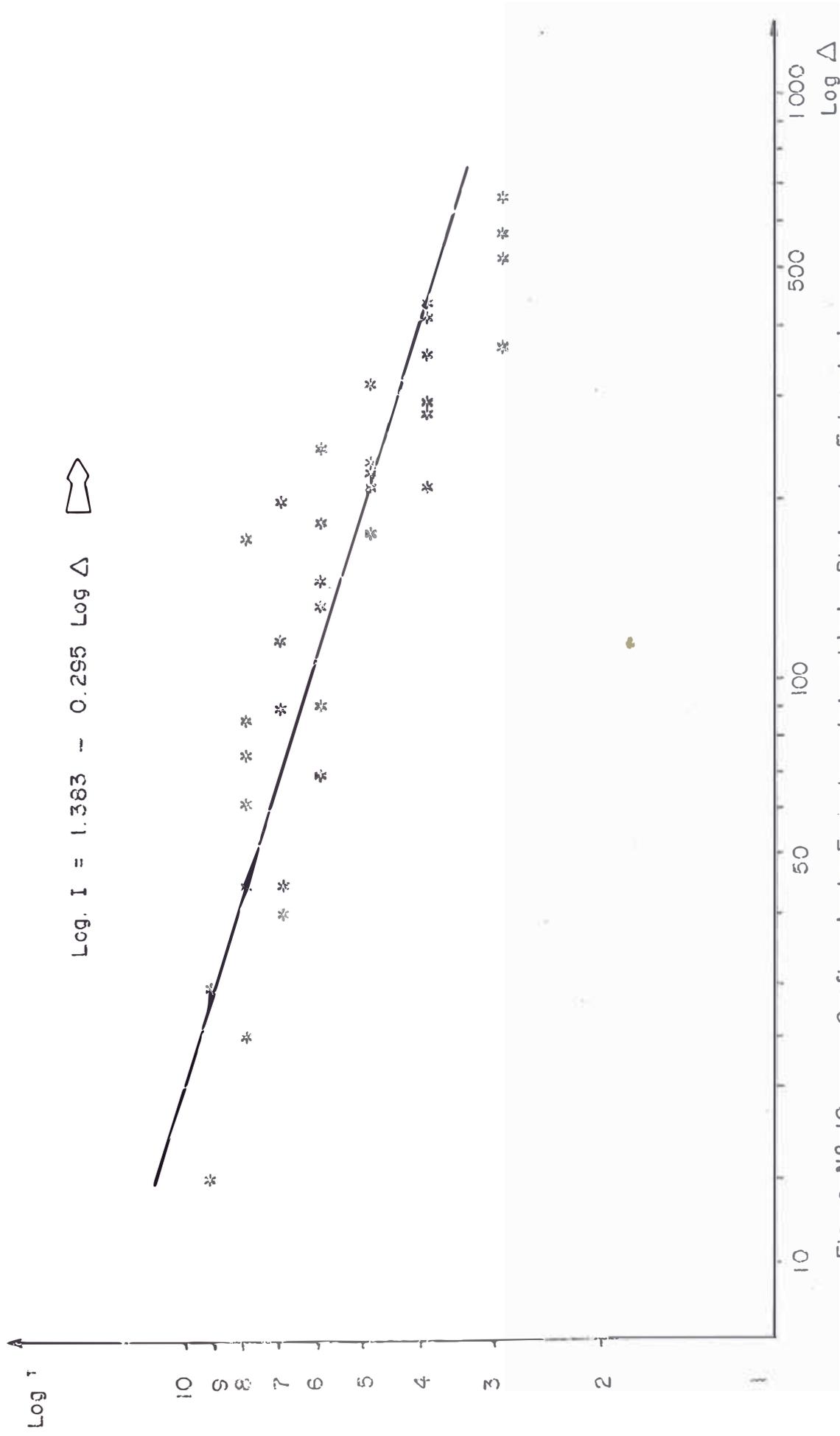


Figura N.º.10 Grafico de la Ecuacion Intensidad — Distancia Epicentral

4.3 Relación Intensidad-Magnitud

La dificultad en obtener cierta exactitud en la medida de la intensidad hizo que se buscara una relación con la magnitud, que es un parámetro más objetivo en la medición de la amplitud del movimiento, en determinado rango de frecuencia y es aceptada universalmente como una medida del "tamaño" del sismo. Se ha analizado la atenuación que experimenta la intensidad con la magnitud y la profundidad focal del sismo, planteando una relación, Shebalin (1959) de la forma:

$$I = a_2 m_b + b_2 \text{Log } h + c_2 \quad (2)$$

donde: I = Intensidad (M.M.)

m_b = Magnitud (R)

h = Profundidad focal

a_2, b_2, c_2 = Parámetros propios de la región

Para nuestro estudio consideramos en primera instancia, que todos los sismos son superficiales, tomando en lugar de la profundidad focal la distancia del epicentro (Δ), obteniendo la relación:

$$I = a_2 m_b + b_2 \text{Log } \Delta + c_2 \quad (3)$$

Para evaluar los parámetros, utilizamos los datos de la Tabla N° 2 y los correspondientes valores de magnitud de los sismos, los que remplazados en la fórmula N° 3 forman un sistema de ecuaciones, que ajustados con el "Programa de Regresión Lineal", Apéndice 5, proporciona las ecuaciones características para las direcciones establecidas.

Con los valores de la Tabla N° 2 y los valores de

magnitud, se ha formado el sistema de ecuaciones que se muestra en la Tabla N° 6, correspondiente a la dirección N 27° W, Los valores numéricos resultantes son : $a_2=0.012$, $b_2=-3.094$, y $c_2 = 12.775$, dando la ecuación:

$$I = 0.012 m_b - 3.094 \text{ Log } \Delta + 12.775 \uparrow$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura N° 13, obtenida con los datos de la Tabla N° 7, dándole a la ecuación la forma:

$$m_b = 81.356 I + 251.740 \text{ Log } \Delta - 1039.295$$

Las ecuaciones de la Tabla N° 8 son para la dirección S 27° E, que ajustados, nos dan los valores numéricos siguientes: $a_2 = 0.127$, $b_2 = -3.251$, y $c_2 = 12.366$, dando la ecuación:

$$I = 0.127 m_b - 3.251 \text{ Log } \Delta + 12.366 \downarrow$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura N° 14, obtenido con los datos de la Tabla N° 9, dándole a la ecuación la forma:

$$m_b = 7.881 I + 25.621 \text{ Log } \Delta - 97.455-$$

Las ecuaciones de la Tabla N° 10 son para la dirección N 63° E, que ajustados nos dan los valores numéricos siguientes: $a_2 = 0.262$, $b_2 = 3.744$, y $c_2 = 11.977$, dando la ecuación:

$$I = 0.262 m_b - 3.744 \text{ Log } \Delta + 11.977 \rightarrow$$

El gráfico de esta ecuación se muestra en la figura

TABLA 6

CUADRO DE VALORES PARA LA ECUACION
INTENSIDAD - MAGNITUD - DISTANCIA EPICENTRAL
PARA LA DIRECCION
(N 27° W) ↑

4	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	515	+	c ₂
5	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	290	+	c ₂
6	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	245	+	c ₂
7	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	135	+	c ₂
8	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	80	+	c ₂
9	=	a ₂	8.6	+	b ₂	Log	40	+	c ₂
3	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	720	+	c ₂
4	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	500	+	c ₂
5	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	380	+	c ₂
6	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	235	+	c ₂
7	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	80	+	c ₂
8	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	25	+	c ₂
9	=	a ₂	7.3	+	b ₂	Log	15	+	c ₂
3	=	a ₂	7.0	+	b ₂	Log	735	+	c ₂
4	=	a ₂	7.0	+	b ₂	Log	635	+	c ₂
5	=	a ₂	7.0	+	b ₂	Log	125	+	c ₂
6	=	a ₂	7.0	+	b ₂	Log	90	+	c ₂
7	=	a ₂	7.0	+	b ₂	Log	60	+	c ₂
5	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	280	+	c ₂
6	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	180	+	c ₂
7	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	30	+	c ₂

$$8 = a_2 7.75 + b_2 \text{ Log } 15 + c_2$$

$$3 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 820 + c_2$$

$$4 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 610 + c_2$$

$$5 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 490 + c_2$$

$$6 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 355 + c_2$$

$$7 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 210 + c_2$$

$$8 = a_2 6.30 + b_2 \text{ Log } 90 + c_2$$

$$3 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 850 + c_2$$

$$4 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 660 + c_2$$

$$5 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 470 + c_2$$

$$6 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 325 + c_2$$

$$7 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 200 + c_2$$

$$8 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 125 + c_2$$

$$5 = a_2 7.10 + b_2 \text{ Log } 370 + c_2$$

$$6 = a_2 7.10 + b_2 \text{ Log } 320 + c_2$$

$$7 = a_2 7.10 + b_2 \text{ Log } 180 + c_2$$

$$8 = a_2 7.10 + b_2 \text{ Log } 60 + c_2$$

$$4 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 230 + c_2$$

$$5 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 160 + c_2$$

$$6 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 110 + c_2$$

$$7 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 70 + c_2$$

$$8 = a_2 7.50 + b_2 \text{ Log } 35 + c_2$$

TABLA 7

CUADRO DE VALORES PARA EL GRAFICO DE INTENSIDADES †

INTENSIDAD	Δ^{km}	m_b
IV	704.0	2.97
	710.0	3.90
	720.0	5.43
	730.0	6.94
	740.0	8.43
	743.0	8.87
V	335.0	3.14
	340.0	4.76
	345.0	6.35
	350.0	7.93
	353.0	8.86
VI	159.0	3.02
	160.0	3.71
	162.0	5.06
	164.0	6.41
	166.0	7.73
VII	75.5	2.95
	76.0	3.77
	76.5	4.39
	77.0	5.10
	77.5	5.81
	78.0	6.51
	78.5	7.21
	79.0	7.91
	79.5	8.56
VIII	35.8	2.72
	36.0	3.34
	36.5	4.85
	37.0	6.33
	37.5	7.80
	38.0	8.06
IX	17.0	2.66
	17.2	3.94
	17.4	5.21
	17.6	6.45
	17.8	7.70
	17.9	8.52
	18.0	8.91

TABLA 8

CUADRO DE VALORES PARA LA ECUACION
 INTENSIDAD - MAGNITUD - DISTANCIA EPICENTRAL
 PARA LA DIRECCION
 (S 27° E)↓

4	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	455	+	c ₂
5	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	335	+	c ₂
6	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	210	+	c ₂
7	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	180	+	c ₂
8	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	40	+	c ₂
9	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	40	+	c ₂
3	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	500	+	c ₂
4	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	335	+	c ₂
5	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	225	+	c ₂
6	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	155	+	c ₂
7	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	80	+	c ₂
8	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	45	+	c ₂
9	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	15	+	c ₂
3	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	535	+	c ₂
4	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	345	+	c ₂
5	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	210	+	c ₂
6	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	145	+	c ₂
7	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	70	+	c ₂
5	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	255	+	c ₂
6	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	150	+	c ₂
7	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	25	+	c ₂

TABLA 9.

CUADRO DE VALORES PARA EL GRAFICO DE INTENSIDADES ↓

INTENSIDAD	km Δ	m_b
IV	400	0.74
	450	2.05
	500	3.22
	550	4.28
	600	5.25
V	200	0.91
	220	1.97
	250	3.39
	280	4.65
	300	5.42
	320	6.13
	350	7.13
	380	8.05
	400	8.62
VI	100	1.07
	110	2.13
	120	3.10
	130	3.99
	140	4.82
	150	5.58
	160	6.30
	170	6.98
	200	8.78
VII	50	1.24
	60	3.27
	70	5.00
	80	6.47
	90	7.78
	100	8.95

VIII	25	1.41
	30	3.44
	35	5.15
	40	6.64
	50	9.12

IX	12	1.12
	14	2.84
	15	3.61
	16	4.32
	17	4.99
	18	5.63
	19	6.24
	20	6.81
	21	7.35
	22	7.87
	23	8.36
	24	8.84

TARLA 10

CUADRO DE VALORES PARA LA ECUACION
INTENSIDAD - MAGNITUD - DISTANCIA EPICENTRAL
PARA LA DIRECCION
(N 36° E) →

4	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	360	+	c ₂
5	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	235	+	c ₂
6	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	155	+	c ₂
7	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	90	+	c ₂
8	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	60	+	c ₂
9	=	a ₂	8.60	+	b ₂	Log	30	+	c ₂
3	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	645	+	c ₂
4	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	290	+	c ₂
5	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	170	+	c ₂
6	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	70	+	c ₂
7	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	40	+	c ₂
8	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	25	+	c ₂
9	=	a ₂	7.30	+	b ₂	Log	15	+	c ₂
3	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	520	+	c ₂
4	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	420	+	c ₂
5	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	210	+	c ₂
6	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	90	+	c ₂
7	=	a ₂	7.00	+	b ₂	Log	45	+	c ₂
5	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	225	+	c ₂
6	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	145	+	c ₂
7	=	a ₂	7.75	+	b ₂	Log	45	+	c ₂

$$8 = a_2 \cdot 7.75 + b_2 \cdot \text{Log } 25 + c_2$$

$$3 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 370 + c_2$$

$$4 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 280 + c_2$$

$$5 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 225 + c_2$$

$$6 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 145 + c_2$$

$$7 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 90 + c_2$$

$$8 = a_2 \cdot 6.30 + b_2 \cdot \text{Log } 45 + c_2$$

$$3 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 560 + c_2$$

$$4 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 425 + c_2$$

$$5 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 315 + c_2$$

$$6 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 245 + c_2$$

$$7 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 200 + c_2$$

$$8 = a_2 \cdot 7.60 + b_2 \cdot \text{Log } 170 + c_2$$

$$5 = a_2 \cdot 7.10 + b_2 \cdot \text{Log } 235 + c_2$$

$$6 = a_2 \cdot 7.10 + b_2 \cdot \text{Log } 185 + c_2$$

$$7 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 120 + c_2$$

$$8 = a_2 \cdot 7.10 + b_2 \cdot \text{Log } 75 + c_2$$

$$4 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 210 + c_2$$

$$5 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 180 + c_2$$

$$6 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 145 + c_2$$

$$7 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 120 + c_2$$

$$8 = a_2 \cdot 7.50 + b_2 \cdot \text{Log } 85 + c_2$$

TABLA 11

CUADRO DE VALORES PARA EL GRAFICO DE INTENSIDADES →

INTENSIDAD	km Δ	m_b
IV	160	1.05
	180	1.78
	200	2.43
	230	3.30
	250	3.82
	280	4.52
	300	4.95
V	100	1.95
	120	3.08
	140	4.04
	150	4.47
	200	6.25
	220	6.84
	250	7.64
VI	50	1.46
	60	2.60
	70	3.55
	80	4.38
	90	5.11
	100	5.77
	110	6.36
	120	6.90
	130	7.40
	140	7.86
VII	25	0.98
	30	2.11
	35	3.07
	40	3.90
	45	4.63
	50	5.28
	55	5.87
	60	6.41
	65	6.91
	70	7.37
75	7.80	
80	8.20	

VIII	15	1.62
	20	3.41
	25	4.80
	30	5.93
	35	6.89
	40	7.71
	45	8.45

IX	10	2.93
	12	4.06
	14	5.00
	16	5.84
	18	6.57
	20	7.23
	22	7.82
	24	8.36

Nº 15, obtenido con los datos de la Tabla Nº 11, dándole a la ecuación la forma:

$$m_b = 3.818 I + 14.296 \text{ Log } \Delta - 45.732$$

Estas ecuaciones y gráficos nos permiten evaluar en forma aproximada la intensidad, conociendo la magnitud obtenida de catálogos o calculados inmediatamente después de producido el sismo, y la distancia epicentral de interés.

CAPITULO V

REGIONALIZACION SISMICA

5.1 Introducción

Todos los riesgos en un lugar, están muy relacionados a la intensidad del movimiento que experimenta la zona, por lo tanto, no sería óptimo que con una simple medición de la intensidad, pretendamos estimar los posibles riesgos en el lugar y lo usemos en el diseño de estructuras resistentes a terremotos. Para optimizar la estimación del riesgo, es necesario preparar mapas de zonificación en base a varios parámetros. En el caso de mapas de intensidad del movimiento, éstos deben ser en la forma más apropiada para el uso destinado.

En el Perú se han publicado mapas de zonas sísmicas basándose en la distribución general de terremotos conocidos en el país hasta el momento de la preparación del mapa. Se han preparado también, mapas en términos de energía liberada y mapas en términos de riesgo sísmico; los que dan información sobre mecanismo focal están en estudio. El presente trabajo se basa en la distribución de intensidad máxima observada en todo el país; la escala de referencia es la escala de Mercalli Modificada.

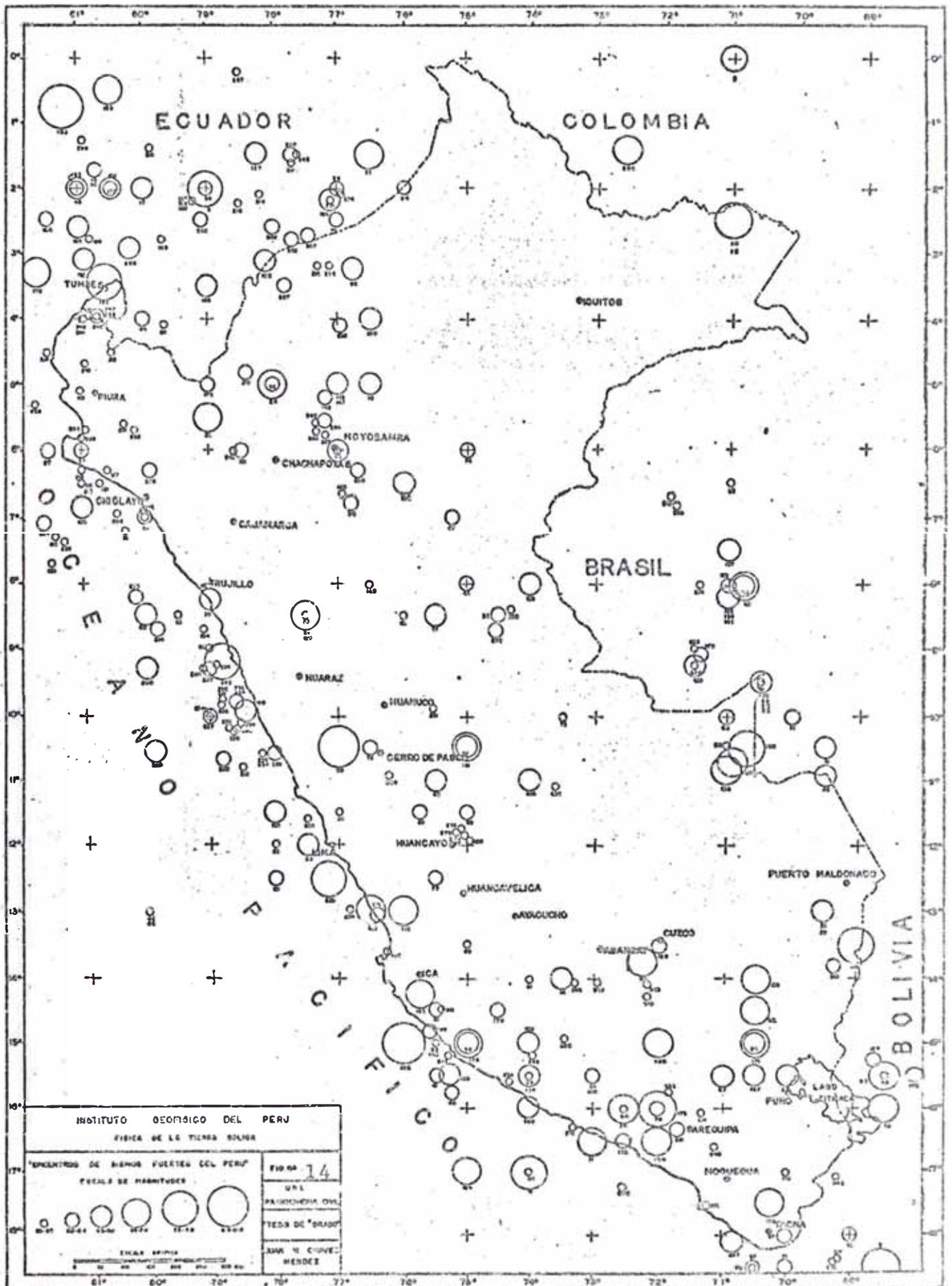
Consideramos primero, preparar este mapa general de zonificación, mostrando sólo la máxima intensidad ocurrida de movimiento, puesto que efectos geológicos y otros de mecanismo de suelos tales como licuefacción y hundimiento, etc. ocurren localmente y bajo algunas condiciones físicas especiales de los materiales presentes. Al riesgo sísmico en base a la máxima intensidad, tomado del mapa de regionalización que pretendemos realizar, se

puede agregar el riesgo geológico para una zona particular.

5.2 Consideraciones Generales de la Sismicidad en el Perú.

Para fijar los coeficientes sísmicos apropiados en las principales ciudades del Perú, además de contar con una macroregionalización del territorio Nacional, es necesario tener una idea sobre la sismicidad de cada zona y su influencia en zonas vecinas. Para poder comparar la actividad sísmica en una región, es necesario normalizar los parámetros que caractericen o describan la actividad sísmica tanto en tiempo como en espacio, esto es, los parámetros de sismicidad resultante se expresan por unidad de tiempo y por unidad de área y pueden mostrarse en forma de mapas. Mapas con datos del número de epicentros, energía, intensidad y sismos fuertes son comunes en estudios de sismicidad.

En la figura 14 se muestra un mapa de sismos fuertes ocurridos entre los 0° - 18° de latitud sur, y 68.5° - 81.5° longitud oeste, entre los años 1901 y 1974. El tamaño de los círculos de diferente radio, indican el tamaño de los sismos en términos de magnitud, los sismos considerados varían entre 5.5 y 8.4 de magnitud, en la escala de Richter. Observando este mapa se puede apreciar tres zonas de preponderante actividad sísmica: una zona paralela a toda la franja costera que en su continuidad, en la parte sur, penetra al continente en la zona volcánica. La característica común de estos sismos es su profundidad inferior a los 100 km. La segunda zona se extiende a lo largo y al este del fallamiento sub-andino, con profundidades variables. La tercera zona que se extiende aproximadamente de N-S en la frontera con Brasil, con preponderancia de sismos que sobrepasan los 500 km de profundidad. Se puede



INSTITUTO GEOLÓGICO DEL PERÚ
FISICA DE LA TIERRA SÚLIDA

"EPICENTROS DE SISMOS FUERTES DEL PERÚ"
FOCALES DE MAGNITUD

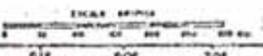
FIG. 14

UN L

PAISAJERÍA DEL

TEMA DE "BRASO"

BAR. N. C. U. V. E.
MENDOZA



observar, también, que todas las ciudades del país han sido afectados por uno o más sismos fuertes de profundidad inferior a los 100 km lo que indica que existe peligro potencial de destrucción.

El tamaño de un sismo es un parámetro muy importante que hay que analizar para evaluar el grado de actividad sísmica de una región. Para el Perú, se ha elaborado un mapa de energía liberada entre enero de 1949 y julio de 1963 para sismos con profundidad de foco menor que 400 km (Ocola, 1969). La energía para cada sismo se ha calculado en base a su magnitud. Los contornos de energía están en múltiplos de 10 trillones de ergios por unidad de área (1° de latitud por 1° de longitud). En este mapa se puede observar que la franja costera de alineamientos de epicentros fuertes, está bien definida notándose que en ella hay mayor energía liberada que en la franja sub-andina. Es importante notar que los principales centros poblados del Perú se encuentran alineados en estas dos bandas sismogénicas.

La intensidad es un parámetro muy difícil de cuantificar, puesto que es estimado a base de los efectos que el sismo produce sobre las construcciones y las personas, sin embargo, se han establecido escalas de uso internacional que permiten en base a sus efectos macro-sísmicos comparar diferentes sismos.

Para diseñar estructuras es un factor muy importante la información que incluye un mapa de intensidades máximas observadas, sin embargo, esta información desde el punto de vista del Ingeniero Civil, ha sido introducida en el Perú por Huaco y Castillo (1963). En esta primera aproximación para mostrar la distribución de intensidades máximas en el país, los autores mencionados usaron la fórmula de Shebalin (1959) que relaciona la intensidad de un sismo con su magnitud y/o profundidad

de foco. El mapa elaborado con áreas limitadas por líneas de igual intensidad fueron agrupadas en tres grupos. El primer grupo, área con intensidades menores que VI, el segundo grupo cubre áreas con intensidades máximas entre VI y VIII grados y el tercer grupo cubre áreas con intensidades entre VIII y IX.

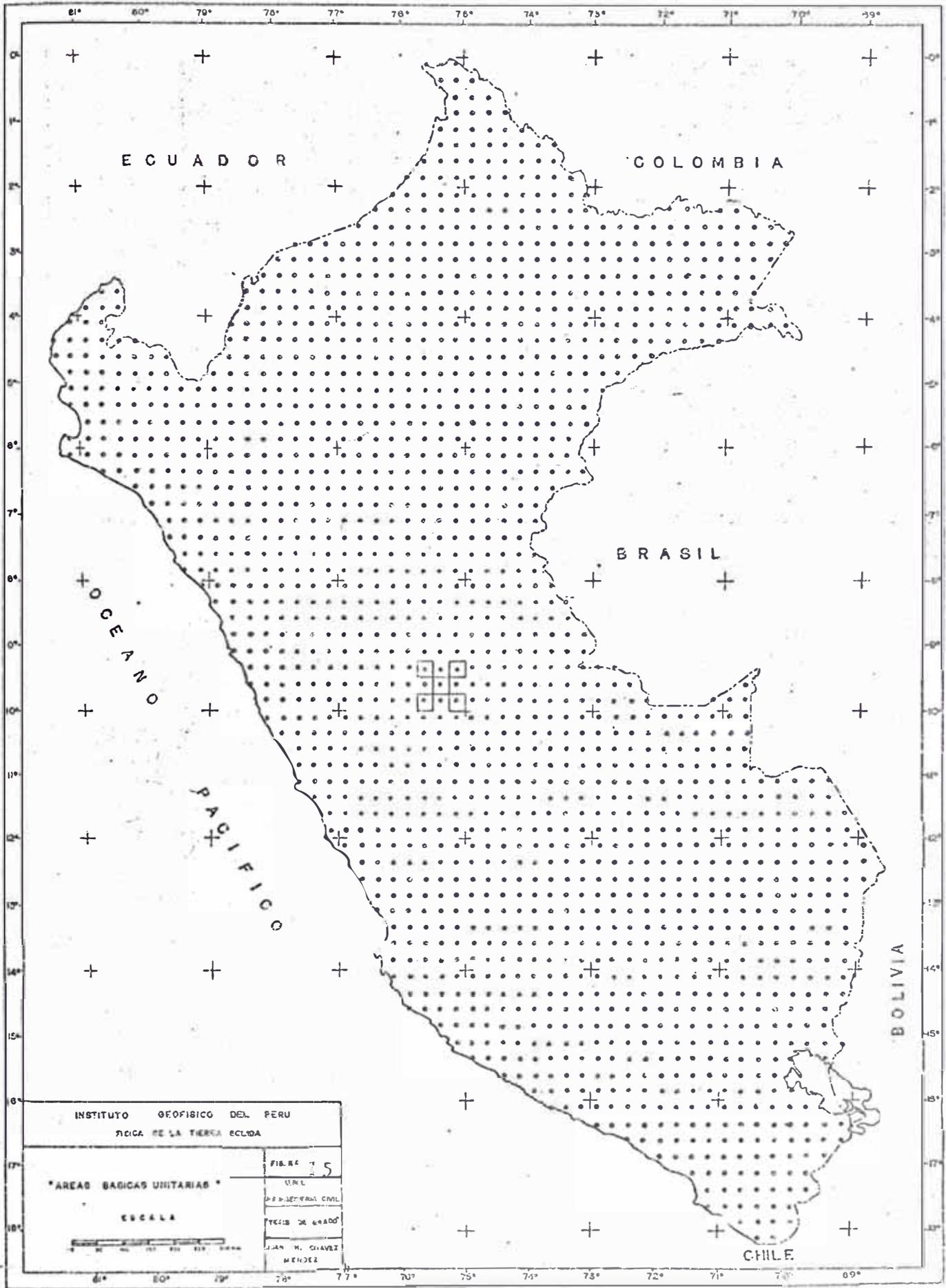
Se observa en este mapa que las zonas entre las ciudades de Ica y Tacna han sido fuertemente dañadas entre 1913 y 1963, lo mismo que el norte de Lima y sur de Cajamarca. En el interior del país, los centros de alta intensidad cubren áreas del norte de Puno, sur del Cuzco y norte de Chachapoyas.

5.3 Regionalización Sísmica del Perú

El presente trabajo pone al día el mapa de Huaco y Castillo y precisa más la influencia de la sismicidad de la zona y zonas vecinas sobre el área de estudio, al efectuarse el cálculo de las intensidades máximas ocurridas para áreas de 770 km^2 distribuidas por todo el Territorio Nacional. Se observa un incremento de intensidad en toda la franja costera abarcando la zona más peligrosa desde Tacna hasta Tumbes con penetraciones en la zona central y en el sur.

5.3.1 Mapa de Areas Básicas Unitarias

Para poder calcular la influencia de las zonas vecinas sobre la zona de estudio se ha dividido el territorio Nacional en 1,714 cuadrados (áreas) básicas de $1/4$ de grado de lado, de aproximadamente una superficie de 770 km^2 , figura 15, a los que se les calculará la intensidad máxima percibida por sismicidad propia e influencia de las vecinas. Se escogió esta longitud para facilitar el proceso de cálculo y por dar, dentro



del área de estudio, un número de áreas básicos suficientes para considerarlo representativo.

5.3.2 Atenuación de Intensidades

Los factores que pueden influir en el movimiento superficial del terreno son:

- 1.- La naturaleza de los mecanismos de origen, las dimensiones y la orientación del área deslizada de falla, su naturaleza, su amplitud, dirección, tiempo e historia.
- 2.- La trayectoria de viaje de las ondas sísmicas, las propiedades físicas de la roca, discontinuidades, estratificación, etc.
- 3.- Geología local, propiedades físicas de los estratos del suelo y roca sedimentaria, dimensiones verticales y horizontales de los cuerpos de suelos y rocas, orientación de los lechos, etc.

Al estudiar la atenuación de las ondas sísmicas, debemos considerar estos factores que afectan necesariamente a las distancias epicentrales, en las cuales los grados de intensidad, se atenuan. Como el cálculo de estas distancias se afectan en base a sismos históricos, todas las condiciones antes mencionadas están consideradas tácitamente.

El cálculo de las distancias de atenuación, se han efectuado a partir de los gráficos de la ecuación que relaciona: magnitud, intensidad y distancia epicentral, con el siguiente procedimiento. Se fija una magnitud en el eje de ordenadas, de este punto se traza una horizontal que interceptará las curvas que limitan la zona de influencia de cada intensidad, de estas intersecciones bajamos verticales hasta el eje de abscisas, donde se puede leer las distancias epicentrales máximas a las que alcanza los diferentes grados de intensidad. Ejemplo: si fijamos la magnitud 8.4 en el eje de ordenadas, por este

punto trazamos la horizontal de intersección, al bajar las verticales de estas intersecciones, obtendremos los siguientes valores de distancias epicentrales:

Para IX = 36. km, VIII = 73 km, VII = 140 km y VI = 282 km.
V = 560 km.

En la misma forma efectuamos el cálculo para una magnitud de 6.00, obteniendo los valores de la tabla 12.

Este cálculo se efectúa para los 320 sismos en estudio y para cuatro direcciones, los que graficados (figura 16) nos reproducen las distancias máximas a las que se atenúan los diferentes grados de intensidad, es decir, los isosistas de todos los sismos.

5.4 Procedimiento Seguido

Para efectuar la regionalización, se ha utilizado toda la información de sismicidad y atenuación de intensidades. Teniendo simultáneamente el mapa de áreas básicas y de sismos fuertes ubicados uno sobre otro, en la misma escala y en papel transparente, procedemos a identificar en ellos un sismo de magnitud conocida cuya influencia se va a calcular. Con la magnitud de este sismo, efectuamos el gráfico de atenuación de intensidades para cuatro direcciones, que viene a ser la reproducción del sismo. Este gráfico de atenuación en papel transparente se superpone a los otros dos mapas, haciendo coincidir su centro (centro de radiaciones de las intensidades, con el epicentro del sismo en estudio. Estando los dos mapas y el gráfico en papel transparente, se puede fácilmente ubicar las áreas básicas afectadas con cada grado de intensidad, ya que la intensidad ^{se} atenúa con la distancia. Quedará así definida la influencia del sismo en las zonas vecinas con diferentes grados de intensidad. Este procedimiento se ha seguido para los 320 sismos que

TABLA 12: CUADRO DE VALORES DE LAS DISTANCIAS DE ATENUACION DE ONDAS

$m_b = 8.40$											
I	Km	↑	Δ°	Km	↓	Δ°	Km	→	Δ°	Km	Δ°
V	541		4.87	560		5.04	366		3.30	366	3.30
	260		2.34	282		2.54	209		1.88	209	1.88
VI	260		2.34	282		2.54	209		1.88	209	1.88
	121		1.10	140		1.26	112		1.00	112	1.00
VII	121		1.10	140		1.26	112		1.00	112	1.00
	60		0.54	73		0.66	64		0.58	64	0.58
VIII	60		0.54	73		0.66	64		0.58	64	0.58
	28		0.25	36		0.32	36		0.32	36	0.32
IX	28		0.25	36		0.32	36		0.32	36	0.32

$m_b = 6.00$											
I	Km	↑	Δ°	Km	↓	Δ°	Km	→	Δ°	Km	Δ°
V	534		4.81	454		4.10	263		2.37	263	2.37
	254		2.29	227		2.04	140		1.26	140	1.26
VI	254		2.29	227		2.04	140		1.26	140	1.26
	120		1.08	114		1.03	77		0.69	77	0.69
VII	120		1.08	114		1.03	77		0.69	77	0.69
	56		0.50	57		0.51	43		0.39	43	0.39
VIII	56		0.50	57		0.51	43		0.39	43	0.39
	27		0.24	28		0.25	23		0.21	23	0.21
IX	27		0.24	28		0.25	23		0.21	23	0.21

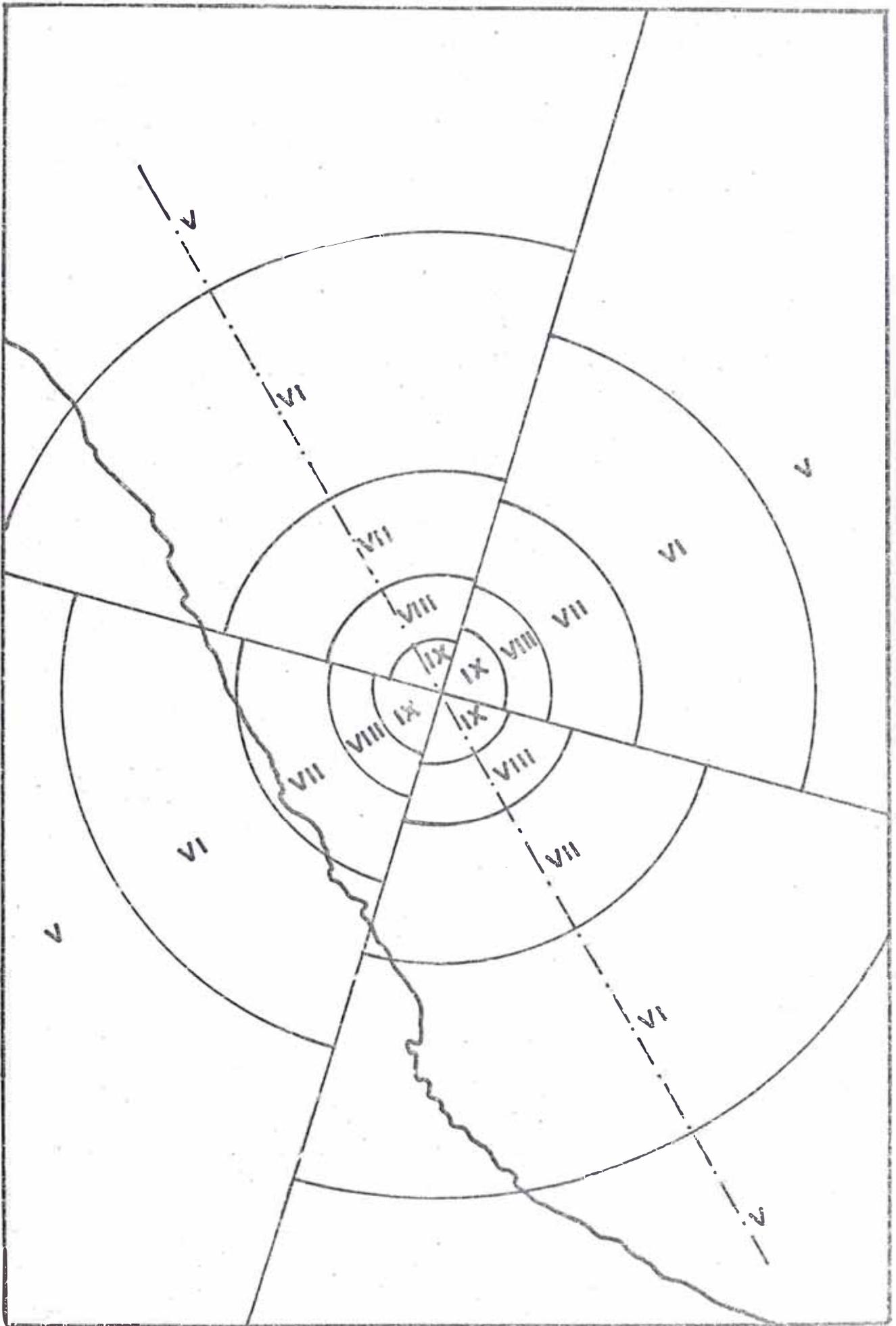


FIGURA Nº 16.. ATENUACION DE INTENSIDADES.

comprende el estudio.

Evidentemente, un sismo más pequeño tendrá una atenuación más rápida, y una misma área básica tendrá la influencia de varios sismos de diferente magnitud, correspondiéndole, por cada uno, un grado diferente de intensidad. El criterio seguido es el de eliminar cualquier intensidad menor con una intensidad mayor que pueda corresponder a un nuevo cálculo, puesto que el objeto es mostrar las máximas intensidades registradas en cada área básica.

Calculada las máximas intensidades en cada uno de los 1714 áreas básicas se procedió a colorear toda el área de estudio, dándole a cada grado de intensidad un color determinado, ésto nos permitió objetivizar las zonas de intensidades iguales y la posibilidad de efectuar las envolventes de intensidades.

Estas intensidades son el resultado de un cálculo numérico correspondiente a una fórmula sujetos a correcciones, por que si bien la fórmula satisface para todos los valores de las variables, en la realidad no sucede ésto, ya que magnitudes pequeñas no dan intensidades altas. Se corregirá también, por la profundidad, parámetro que no ha sido considerado al utilizar la fórmula de Shebalin.

5.4.1 Corrección por Limitación de Abacos

Evidentemente, existirá una determinada relación entre la magnitud y el máximo grado de intensidad observada en la zona epicentral del sismo. Gutenberg y Richter (1958), han elaborado la siguiente tabla de comparación de temblores para el sur de California con profundidad normal de foco.

Magnitudes (Richter)	2.2	3	4	5	6	7	8	8.5
Intensidades (Mercalli)	1.5	2.8	4.5	6.2	7.8	9.5	11.2	12.0



En la misma forma Sanhueza (1969) tabla 13 encontró una relación entre varios parámetros, entre ellos, la magnitud e intensidad, para varios sismos chilenos con los siguientes datos.

Magnitudes	2.1	2.8	3.4	4.	4.6	5.2	5.8	6.4	7	7.6
Intensidades	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X

Ambas relaciones tienen gran similitud, tomamos la segunda relación por ser más próxima a nuestra realidad, para darnos los límites inferiores de magnitud, para los cuales se pueden producir los diferentes grados de intensidad.

INTENSIDAD	MAGNITUD
IX	6.4 - 7.0
VIII	5.8 - 6.4
VII	5.2 - 5.8
VI	4.6 - 5.2
V	4.0 - 4.6

Este cuadro indica que por ejemplo, una intensidad de V se apreciará cuando el sismo alcanza una magnitud mínima de 4.0 y una intensidad de IX cuando alcanza una magnitud mínima de 6.4.

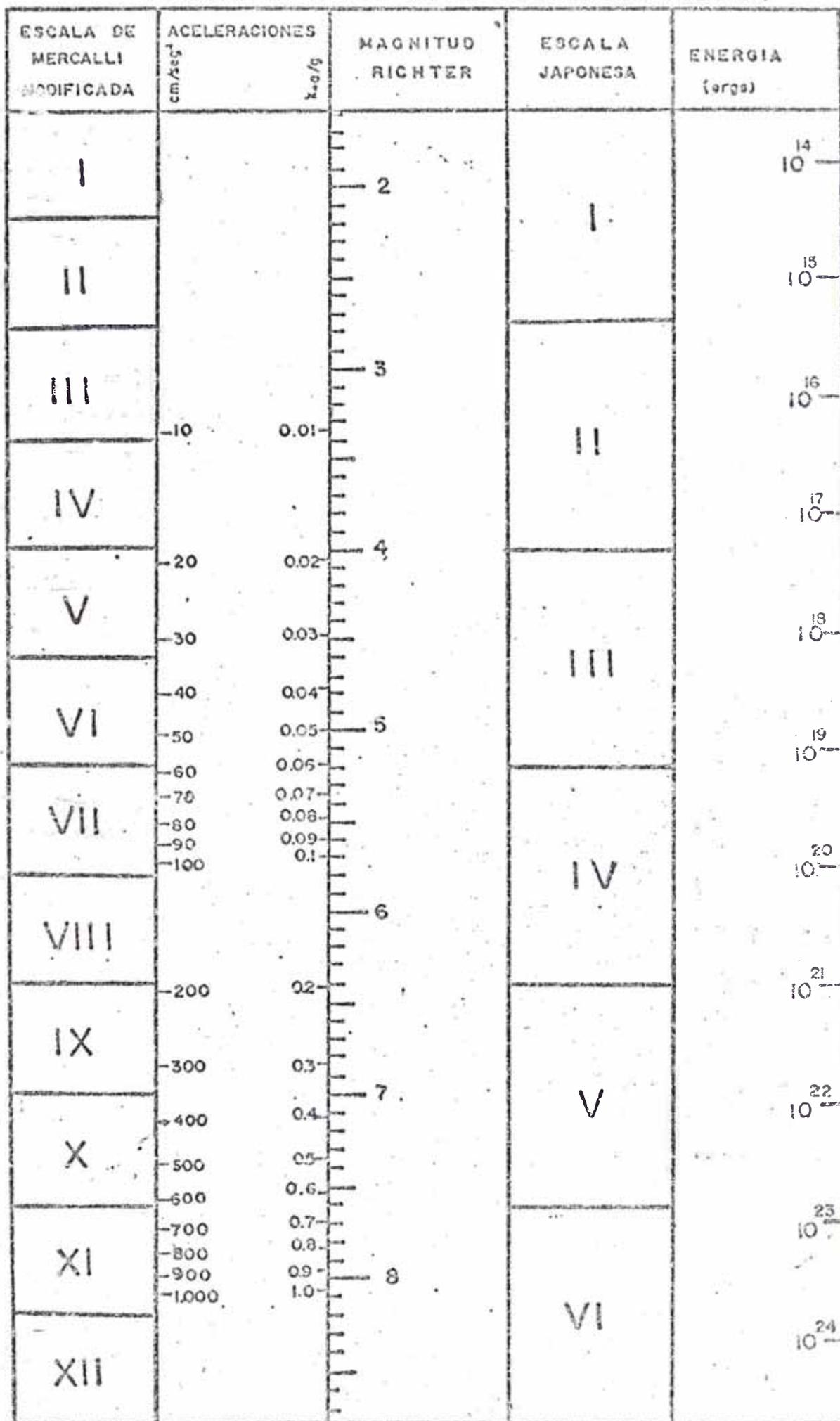
5.4.2 Corrección por Profundidad

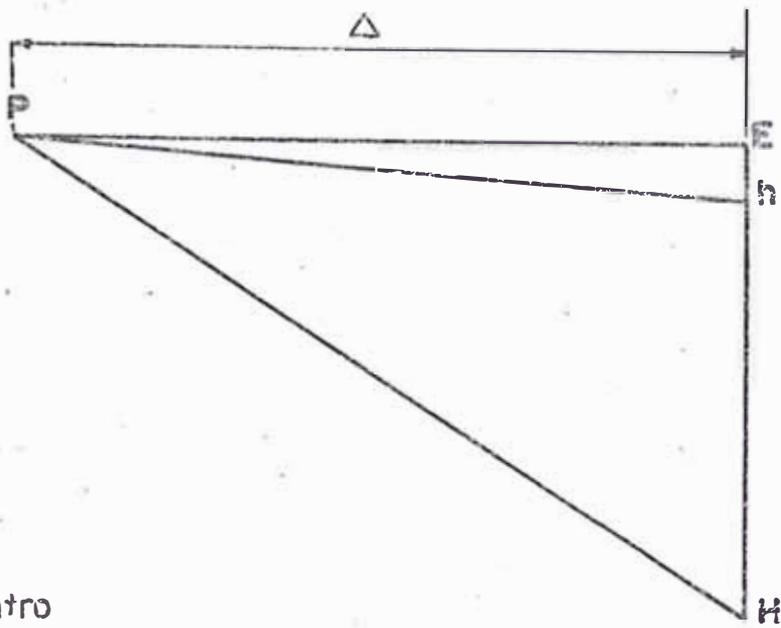
Para efectuar esta corrección utilizaremos las figuras N° 18.

Cuando consideramos la distancia epicentral (Δ) para un sismo superficial tomamos la distancia PE, como distancia de cálculo, pero se debería tomar la distancia Ph en la figura, éstas dos distancias son prácticamente iguales por lo que se toma siempre a PE. Esta aproximación no se puede hacer para un sismo profundo ya que la distancia FH es grande; la corrección entonces, se efectúa de la siguiente manera:

ACELERACIONES Y MAGNITUDES DE LOS SISMOS

(INSTALACIÓN DE UNA RED DE ACCELERÓMETROS EN CHILE)





E = Epicentro
 P = Estacion Sismografica
 Δ = Distancia Epicentral

Ejemplo:

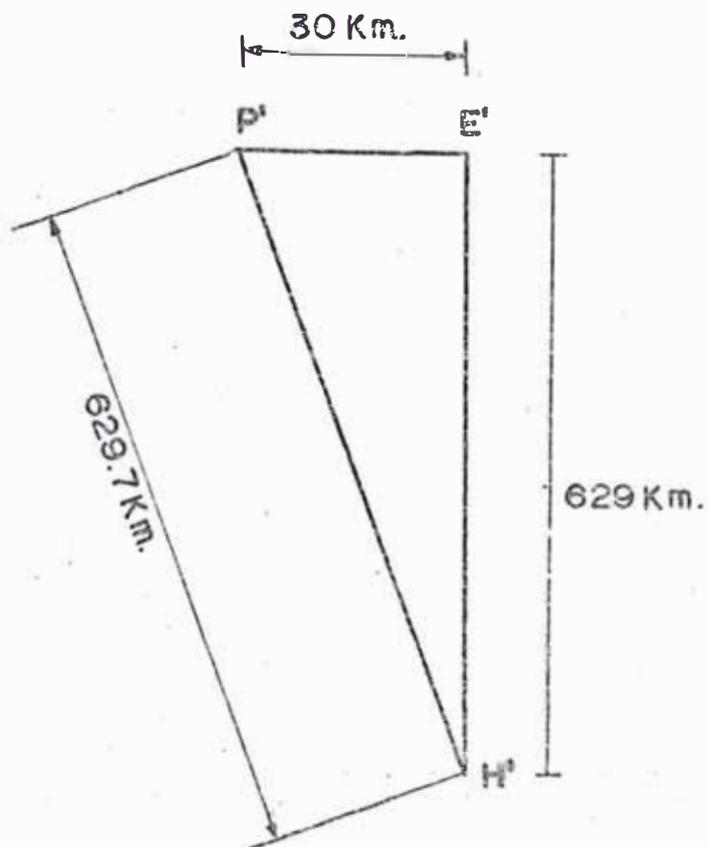


FIGURA Nº 18. CORRECCION POR PROFUNDIDAD.

1.- Tomamos como ejemplo la corrección hecha para el sismo N° 198 del catálogo que tiene una magnitud de 7,5 y una profundidad de 629 km.

2.- Utilizamos los gráficos de atenuación de onda para las cuatro direcciones.

3.- Entrando a los gráficos con la magnitud 7.5 y la intensidad a corregirse de IX se obtiene las distancias máximas de:

(N 27° W) ... 30 km

(S 27° E) ... 33 km

(N 63° E) ... 30 km

Aproximadamente las 3 distancias son de 30 km que sería la distancia P'E' de la figura como E'H' es igual a 629 km, P'H' será igual a:

$$P'H' = H'E'^2 + P'E'^2$$

$$P'H' = 629.7 \text{ km}$$

4.- Con este valor de P'H' = 629.7 km entramos nuevamente a los gráficos de atenuación de onda, figuras y obtenemos:

(N 27° W) ... I = IV

(S 27° E) ... I = IV

(N 63° E) ... I = IV

En la misma forma se efectúa la corrección para cada intensidad de un sismo y para todos los sismos profundos e intermedios, reflejándose en el mapa de intensidades corregidos, una disminución ostensible de intensidad; en las zonas fronterizas con Brasil, donde son característicos los sismos profundos y la zona sur, de sismos intermedios. Para sismos de magnitud menores de 5.5 la corrección no tiene significado.

5.5 Regiones Sísmicas

Efectuada las correcciones necesarias y eliminado dentro de algunas envolventes de intensidades, algunas áreas básicas que diferían con la intensidad preponderante y adoptando el criterio de asimilarlos a una intensidad mayor, se llega a la regionalización que se muestra en la figura 19.

En orden decreciente de actividad sísmica las zonas resultantes son:

- Zona 3.- Con intensidades de VIII y áreas de peligro con intensidades de IX
- Zona 2.- Con intensidades entre VI y VII
- Zona 1.- Con intensidades de V o menores

La zona 3 de intensidad VIII, zona de mayor peligro, comprende en forma continua toda la costa desde Tacna hasta Tumbes abarcando todas las principales ciudades de mayor población del país; presentando tres penetraciones en la región de la sierra: En el norte en la parte este de Cajamarca, todo el departamento de Amazonas, parte de San Martín y Loreto. En el centro la parte norte de Huánuco todo el departamento de Cerro de Pasco y Junín y la parte NO de Huancavelica. En el sur parte de los departamentos de Ayacucho, Cuzco, Moquegua y el sur de Puno, todo el departamento de Apurímac, Arequipa y Tacna.

Dentro de esta zona de mayor actividad sísmica, se ha ubicado áreas de peligro, donde los sismo han alcanzado una intensidad de IX, a estas áreas se les debe dar especial importancia en cuanto al riesgo sísmico.

La zona 2, de intensidades entre VI y VII, zona de intensidad intermedia, comprende toda la región Andina exceptuando las penetraciones de la zona 1 y gran parte



del departamento de Madre de Dios, comprende también penetraciones en la costa en tres partes, en el norte, en la zona de Cajamarca La Libertad y Ancash, en el centro en la zona de Huancavelica, y en el sur en Moquegua.

La zona 1, de intensidades de V o menores, zona de baja sismicidad, comprende la parte más occidental del departamento de Loreto.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

Los resultados y la interpretación del mapa de regionalización sísmica obtenida mediante técnicas numéricas y gráficas, determinan las siguientes conclusiones :

- 1.- Prácticamente todas las ciudades del país han sido afectadas por sismos fuertes.
- 2.- La actividad sísmica está profusamente concentrada en los primeros 100 km de profundidad, lo que le da a los sismos considerados en el trabajo, una gran característica destructiva.
- 3.- La sismicidad del Perú es alta y concentrada a lo largo de tres franjas bien definidas de acuerdo al mapa actualizado de epicentros de sismos fuertes.
- 4.- Un sismo para producir daños, de acuerdo al análisis de atenuación de la intensidad con la distancia, sería necesario que se produzca con una intensidad de VII y a una distancia menor de 92 km si la distancia es paralela a la costa y 65 km si la distancia es perpendicular a la línea de costa.
- 5.- La atenuación de intensidades es mayor en dirección perpendicular a la línea de costa.
- 6.- El Territorio Nacional queda dividido en orden decreciente de actividad sísmica en tres zonas :

Zona 3

Zona 2

Zona 1

- 7.- Al poner al día el mapa de intensidades, la zona de más peligro, abarca en forma continua desde Tacna hasta Tumbes.
- 8.- Este trabajo permite evaluar a nivel macrosísmico el riesgo en cualquier punto del Territorio Nacional.
- 9.- En caso de que el lugar de ubicación de la construcción coincida con líneas límites entre las zonas presentadas o se presente dudas en su ubicación, ésta deberá ser considerada en la zona más desfavorable.
- 10.- La mejor aplicación de los resultados al diseño sísmico, requiere un estudio cuantitativo de microregionalización en zonas específicas del país, basándose en esta Regionalización Sísmica.

RECOMENDACIONES

- 1.- Es necesario efectuar microregionalizaciones en todas las ciudades importantes del país, y aún más, dentro de ellas.
- 2.- El mejor profesor de Sismología, es el propio sismo, por lo que se debe propiciar un estudio más amplio y exhaustivo en coordinación con todas las instituciones que de una u otra forma tienen relación con el fenómeno, para sacar el mejor provecho de estas experiencias que fatalmente nos toca vivir con frecuencia y que por muchos motivos desperdiciamos sus enseñanzas.