

Universidad Nacional de Ingeniería

Programa Académico de Ingeniería Civil

SISMICIDAD DEL PROYECTO

JEQUETEPEQUE - ZAÑA

TESIS DE GRADO

FREDDY CALDAS MALPICA

PROMOCION 1972

LIMA - PERU 1974

A mi amada esposa Nena y a mi
pequeña Jenny, con todo cariño

AGRADECIMIENTOS

Mi interés en Sismología e Ingeniería Sismo-resistente es el resultado de la inquietud del Ing°Roberto Morales Morales, quien me secundó en la idea de hacer mi tesis en esta fascinante disciplina.

Merced al convenio CONUP - Instituto Geofísico del Perú, el Departamento de Estructuras y Construcción de la Universidad Nacional de Ingeniería, me brindó el apoyo para conseguir asesoramiento en el Sub- Programa N°2, Física de la Tierra Sólida del I.G.P. La ayuda de este Centro de Investigación se ha materializado al permitirme participar en el estudio de sismicidad del Proyecto Jequetepeque Zaña . A todas las instituciones arriba mencionadas estoy muy agradecido.

Deseo también expresar mi agradecimiento, en la Universidad Nacional de Ingeniería, al Ing°Ricardo Yamashiro, Director del Departamento de Estructuras y Construcción, al Ing°Roberto Morales Morales, mi asesor de tesis. En el Instituto Geofísico del Perú, a los Ingenieros: Alberto Giesecke y Mateo Casaverde Director General y jefe del Sub-Programa N°2 respectivamente, al Dr. Daniel Huaco O. Investigador Científico, por su asesoramiento en las diferentes etapas del trabajo. He aprendido y conseguido experiencia de las sugerencias y discusiones con mis colegas del Sub-Programa N°2 , a quienes estoy muy reconocido.

I N D I C E

	Pag
Lista de figuras	i
Lista de tablas	ii
CAPITULO I	
1.1.- Introducción	1
1.2.- Importancia del estudio de sismicidad	2
1.3.- Esquema general del proyecto	3
CAPITULO II - CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE SISMOLOGIA	
2.1.- Causas de los sismos	5
2.2.- Propagación de la energía a través de la tierra	6
2.3.- Principios generales de los sismógrafos	12
2.4.-	
2.4.a.- Intensidad	22
2.4.b.- Magnitud	24
2.4.c.- Relación energía-magnitud	27
2.4.d.- Relación aceleración-intensidad	29
2.4.e.- Volumen sísmico	30

CAPITULO III - ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA ZONA

3.1.- Resultado de las investigaciones geológicas	38
3.2.- Condiciones litológicas estratigráficas	40
3.3.- Condiciones tectónicas	41
3.4.- Historia sísmica de la zona	47

CAPITULO IV - CALCULOS RELATIVOS A LA SISMICIDAD

4.1.- Recopilación de datos de registros sísmicos de la zona	53
4.2.- Cálculo de la magnitud de ondas internas	55
4.3.- Determinación de las ecuaciones empíricas de intensidad en función de la distancia epicentral y la magnitud	
4.3.a.- $\text{Log } I = A + B \text{ Log } \Delta$	58
4.3.b.- $I = a' m_b + b' \text{ Log } D + c'$	66
4.4.- Determinación de la ecuación de frecuencia sísmica	72
4.5.- Cálculo del periodo de retorno	78
4.6.- Cálculo del riesgo sísmico	82
4.7.- Coeficiente sísmico	83
4.8.- Conclusiones y recomendaciones	86
4.9.- Bibliografía	87

APENDICES

1	Mapas de isosistas empleados en el estudio (E. Silgado)	89
2	Catálogo sísmico de la zona	95
3	Falla de la presa Koyna debido a movimiento sísmico	96
4	Escala de intensidades de Mercalli Modificada (según Pedro Sanhueza-Univ.Chile)	99
5	Equivalencia entre intensidad, magnitud y aceleración (según P.Sanhueza)	104
6	Tablas de valores Q (función de calibración) de S. Duda para el cálculo de la magnitud	106
7	Método de los mínimos cuadrados (Least squares)	115

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>descripción</u>
1	Esquema general del proyecto
2	Variación de la velocidad en el interior de la tierra (Bullen 1942)
3	Variación de la densidad en el interior de la tierra (Bullen 1942)
4	Curva de calibración de un sismómetro
5	Esquema de la componente horizontal del sismómetro
6	Esquema de la componente vertical del sismómetro
7	Sismograma de la estación sismológica de Ñaña (I.G.P.)
8	Mapa de epicentros de la región estudiada
9	Perfil perpendicular a la costa
10	Perfil paralelo a la costa
11	Area estudiada para el proyecto de sismicidad
12	Gráfico de la ecuación Intensidad-Distancia epicentral
13	Gráfico de la frecuencia sísmica
14	Gráfico del periodo de retorno

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>	<u>descripción</u>
1	Energía liberada por sismos de acuerdo a la magnitud
2	Datos de mapas de isosistas empleados en la determinación de las ecuaciones empíricas
3	Valores de distancias e intensidades obtenidas de los mapas de isosistas
4	Resolución por mínimos cuadrados de la ecuación intensidad-distancia epicentral
5	Datos para la ecuación intensidad-magnitud-distancia hipocentral
6	Ecuaciones de condición a partir de la tabla 5
7	Resolución por mínimos cuadrados de la ecuación intensidad-magnitud-distancia hipocentral
8	Intervalo de magnitud y frecuencia de ocurrencia
9	Frecuencia , log. de frecuencia y marca de clase
10	Ecuaciones de condición de frecuencia sísmica
11	Resolución por mínimos cuadrados para la ecuación de frecuencia sísmica
12	Magnitudes máximas anuales
13	Valores de $G(Y_i)$ de acuerdo a la teoría de valores extremos de Gumbel

CAPITULO I

1.1.- INTRODUCCION

El estudio de la Ingeniería Antisísmica , aplicado al diseño de obras de represamiento de aguas, está en nuestro medio en su etapa inicial, pero, ya se ha comenzado a hacer investigaciones sobre este campo, que promete un gran futuro a la tecnología del país,

Este trabajo, es una pequeña contribución a este fin y en él se ha analizado la sismicidad de una región, en donde se construirá una presa de tierra,

La actividad sísmica es un factor importante en el comportamiento de una presa de tierra, ya que cuando se produce un movimiento sísmico, la intensidad de las oscilaciones generan grandes presiones hidrodinámicas, capaces de afectar las obras civiles, introduciendo esfuerzos de tensión en el interior de la presa, para los que ésta no tiene resistencia, Por lo tanto es necesario conocer el grado de actividad sísmica que se puede esperar en la región,

En este trabajo, se analiza en primer lugar, la importancia de la sismicidad, la que es complementada mediante conceptos fundamentales de sismología, que conducen a la comprensión de la naturaleza del movimiento sísmico. Puesto que la sismicidad y la geología están íntimamente vinculadas, se hace una somera descripción de la geología de la región. La principal contribución es el establecimiento de parámetros indicadores de la sismicidad regional que serán aplicados en el diseño estructural de la presa de tierra.

1.2.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LA SISMICIDAD

El Perú se encuentra situado en el Cinturón Circumpacífico, zona de la más alta sismicidad. El recuerdo de los últimos desastres, tales como los terremotos del 17 de octubre de 1966, 31 de mayo de 1970; están aún frescos. Estos movimientos que trajeron consigo destrucción y muerte, nos dejaron una lección que la Ingeniería Sismológica no debe olvidar.

Es una tarea imprescindible dar mayor atención a esta poderosa fuerza de la naturaleza y hacer que nuestras construcciones respondan dinámicamente a la fuerza del terremoto, para salvaguardar la vida y propiedades del ser humano. Una de las formas de minimizar los daños, es considerar un diseño sismo-resistente.

Hay muchos aspectos hacia los cuales se puede orientar el estudio de la sismicidad de una región, en el presente caso es evaluar el riesgo sísmico del área donde la obra que se va a construir, compromete la seguridad de la comunidad.

Frecuentemente el riesgo sísmico es considerado como un problema de apreciación técnica cualitativa, pero esta apreciación es subjetiva y no puede ser usada en el cálculo y diseño; es necesario orientar el análisis científico para obtener los argumentos cuantitativos que puedan ser usados en la tecnología.

El coeficiente sísmico, es un factor importante en el cálculo de la fuerza que debe soportar una estructura, bajo la acción de un terremoto. Los estudios de sismicidad en última instancia deben orientarse al análisis del riesgo sísmico para la estimación del coeficiente sísmico.

Parámetros tales como amplitud, frecuencia y aceleración, que identifican la naturaleza del movimiento del suelo producido por un terremoto; deben estimarse en función del "tamaño" del sismo, la distancia epicentral, estructura cortical, naturaleza y características del suelo y de la roca de basamento, deben ser calculados en el cálculo de este coeficiente.

1.3.- ESQUEMA GENERAL DEL PROYECTO

En la zona de la costa peruana, dentro del plan agrícola del Ministerio de Agricultura, se va a construir la presa de tierra "Gallito Ciego", la que se encuentra situada en las coordenadas geográficas: 79°14' longitud oeste y 7° 13' latitud sur. Esta obra forma parte de la primera fase del Proyecto Jequetepeque, cuyo esquema general es el siguiente: (figura 1)

A.- Regularización del sistema fluvial al oeste de la línea divisoria continental de aguas, por medio de reservorios cuyas aguas han de garantizar una irrigación regular de la zona del curso inferior del río y en la planicie costera. Para este objeto se han considerado los reservorios de "Gallito Ciego" y "Llallán".

B.- El represamiento del río Cajamarca en el reservorio Jesús y la derivación del río Namora al río Cajamarca, por medio de un canal de ladera y pequeño túnel; desde allí se conducirá al río Jequetepeque el agua adicional de estos ríos, que están ubicados al este de la línea divisoria de aguas, por medio del túnel de derivación Jesús, lo cual permitirá la irrigación de más áreas de cultivo en la costa.

De acuerdo a la división del esquema general del proyecto, las investigaciones geológicas se han realizado incluyendo la zona de Cajamarca.

C.- El proyecto consta de tres fases:

- 1ra fase: 40,000 has. regables, reservorios Gallito Ciego y Llallán con central hidroeléctrica
- 2da fase: 50,000 has. regables, derivación del río Cajamarca y derivación del río Namora
- 3ra fase: 68,000 has. regables, reservorios Jesús con central hidroeléctrica.

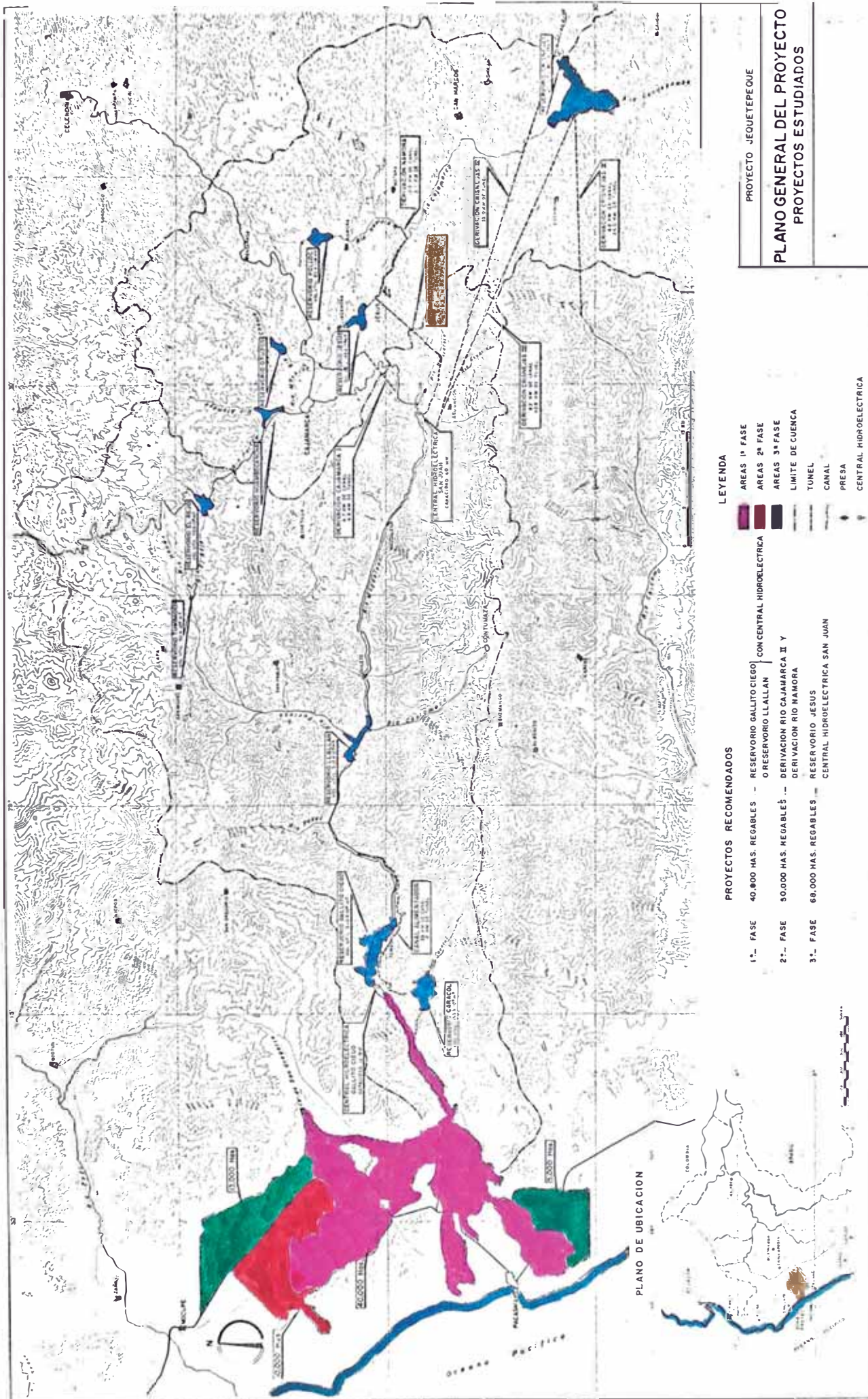


Figura 1 Esquema general del Proyecto Jequetepeque-Zaña

CONCEPTOS FUNDAMENTALES DE SISMOLOGIA

2.1.- CAUSAS DE LOS SISMOS

Existen tres clases principales de movimientos sísmicos; según que sean de origen tectónico, volcánico y de colapso. Como en el área en estudio, sólo ocurren sismos de origen tectónico, daremos mayor atención a este tipo de eventos,

Son muchas las teorías que se han enunciado sobre el origen de los movimientos sísmicos, la teoría del "rebote elástico" de Ried (1906) es la más ampliamente aceptada y la que mejor explica un buen número de fenómenos asociados a los sismos superficiales, señala también a las fallas como la causa y fuente de la actividad sísmica,

La tierra aún desde su etapa de consolidación estuvo y continúa en la edad metamórfica, sujeta a cambios producidos por movimientos de convección en el núcleo líquido y en el manto. En el manto y la corteza, se producen contracciones y dilataciones, las cuales al ser liberadas violentamente fisuran la roca. Por otra parte, la presión litostática juega un rol importante en la formación de la falla, ya que al desarrollar fricciones apreciables sobre las caras confrontadas de la grieta, evita el corrimiento gradual de una contra la otra, controlando de esta forma el tamaño de la fractura,

La energía que se libera subitamente, si vence el esfuerzo de fricción, produce la falla, pero como a cierta distancia del punto donde se origina la fractura, nuevamente la fuerza de fricción es mayor que aquella que origina la falla, ésta detendría su propagación,

2.2.- PROPAGACION DE LA ENERGIA ATRAVES DE LA TIERRA

La ecuación del movimiento en un medio elástico, infinito e isotrópico, está dado por (Love 1944):

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \text{grad}(\text{div} \vec{u}) - \mu \text{rot}(\text{rot} \vec{u}) + \rho \vec{x} \quad (2.2.1)$$

donde: \vec{u} = vector desplazamiento
 $\rho \vec{x}$ = vector fuerza por unidad de masa
 ρ = densidad
 λ, μ = constantes elásticas de Lamé y de rigidez respectivamente

En problemas sismológicos, el término $\rho \vec{x}$ consiste casi enteramente de fuerzas gravitacionales. En ausencia de ondas sísmicas $\rho \vec{x}$ genera un campo estático de incrementos de presiones hidrostáticas con la profundidad.

Cuando la onda sísmica pasa por un determinado punto, causa movimiento en la partícula del medio, los que pueden ser considerados como la superposición sobre la deformación estática, como la configuración de equilibrio del medio y no considerar en nuestro análisis de la situación dinámica el término $\rho \vec{x}$, Por tanto la ecuación (2.2.1) se reduce a:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \text{grad}(\text{div} \vec{u}) - \mu \text{rot}(\text{rot} \vec{u}) \quad (2.2.2)$$

Usando el teorema de Helmholtz (1955) podemos \vec{u} en términos de un potencial escalar ϕ y un vector potencial $\vec{\psi}$ tal que :

$$\vec{u} = \text{grad} \phi - \text{rot} \vec{\psi} \quad (2.2.3)$$

reemplazando (2.2.3) en (2.2.2):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\text{grad} \phi - \text{rot} \vec{\psi}) = (\lambda + 2\mu) \text{grad} \{ \text{div} (\text{grad} \phi - \text{rot} \vec{\psi}) \} - \mu \text{rot} \{ \text{rot} (\text{grad} \phi - \text{rot} \vec{\psi}) \}$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\text{grad} \phi - \text{rot} \vec{\psi}) = (\lambda + 2\mu) \text{grad} (\text{div} (\text{grad} \phi)) - (\lambda + 2\mu) \text{grad} \{ \text{div} (\text{rot} \vec{\psi}) \} - \mu \text{rot} [\text{rot} (\text{grad} \phi)] + \mu \text{rot} [\text{rot} (\text{rot} \vec{\psi})]$$

se sabe que por las propiedades de los vectores:

$$\text{rot grad } \phi = 0$$

$$\text{div rot } \vec{\psi} = 0$$

Por tanto la expresión anterior se reduce a:

$$\rho \frac{\partial}{\partial t^2} (\text{grad } \phi) - (\lambda + 2\mu) \text{grad} [\text{div} (\text{grad } \phi)] - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \text{rot } \vec{\psi} - \mu \text{rot} [\text{rot} (\text{rot } \vec{\psi})] = 0 \quad (2.2.4)$$

Ahora, si en la ecuación (2.2.4) cada término lo igualamos a cero, tenemos:

$$\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - (\lambda + 2\mu) \text{div grad } \phi = 0$$

$$\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} \quad (2.2.5)$$

igualmente:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = -\mu \text{rot} (\text{rot } \vec{\psi})$$

$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = -\frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial x^2} \quad (2.2.6)$$

las ecuaciones (2.2.5) y (2.2.6) tienen la forma:

$$\frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}$$

que corresponde a una onda plana, Bullen (1963), en las "c" representa la velocidad de desplazamiento, "t" es el tiempo e "y" es una función de x y t. Por tanto se puede concluir que la ecuación (2.2.4) representa la propagación de dos tipos de disturbancias, una compresional dada por la ecuación (2.2.5) y la otra rotacional dada por (2.2.6) De un examen de estas ecuaciones se deduce que:

$$C_{\alpha} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad C_{\beta} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2.7)$$

que representan las velocidades de los dos tipos de ondas que se propagan en el medio elástico infinito, siendo C_{α} la velocidad de la onda longitudinal (P) y C_{β} la velocidad de las ondas transversales (S)

De las relaciones (2.2.7) se deduce que $C_{\alpha} > C_{\beta}$, luego a un punto de observación, llegarán primero las ondas P y la separación en el tiempo de llegada, será proporcional a la distancia epicentral.

De lo deducido anteriormente , se desprende que al fracturarse la roca se generan ondas compresionales(P) y ondas de corte (S), cuyas velocidades se han deducido anteriormente y las cuales dependen de los parámetros elásticos y la densidad del medio que atraviesan.

Considerando esta variación, algunos investigadores de la Física del interior de la tierra(Bullen 1942) dividieron a la tierra en 9 regiones , de acuerdo a la profundidad:

Región	Profundidad	características
A	33 kms	superficie exterior corteza
B		gradiente de veloc. cte. y positiva
C	413 "	región de transición
D	984 "	grad. de vel. cte. y positiva
E	2,898 "	grad. de vel. cte. y positiva
F	4,982 "	grad. de vel. cte. y positiva
G	5,121 "	pequeña grad. posit.
	6,371 "	centro de la tierra

Si observamos la fig. 2 que representa la variación de la velocidad con la profundidad, se puede notar que en la región E, la velocidad decae rápidamente, mientras que la velocidad de las ondas S se hace cero y ahora observando la representación gráfica de la variación de la densidad en el interior de la tierra, se puede notar que en la región

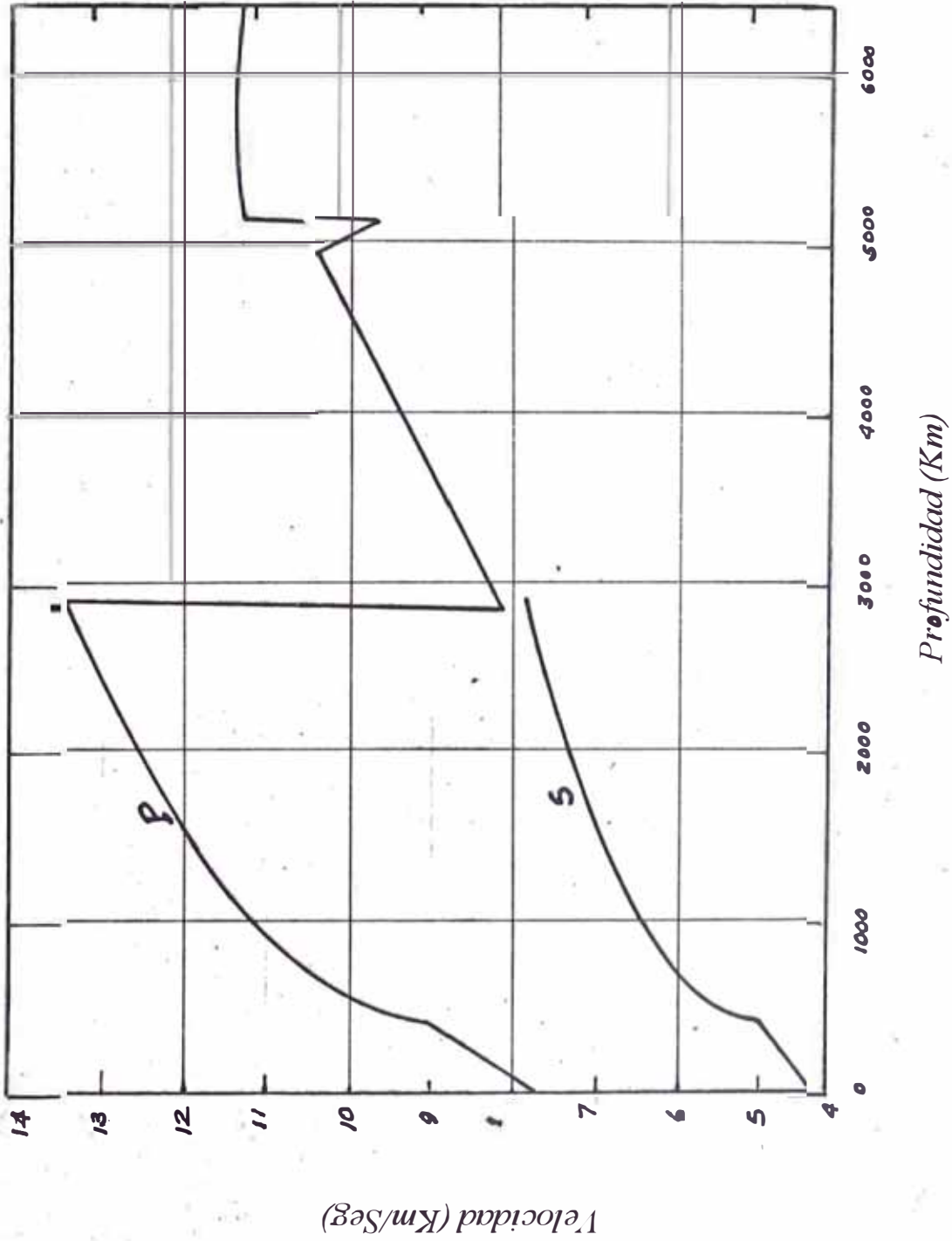


Fig 2: Distribución de Velocidades de las Ondas P y S en el Interior de la Tierra (Bullen 1949)

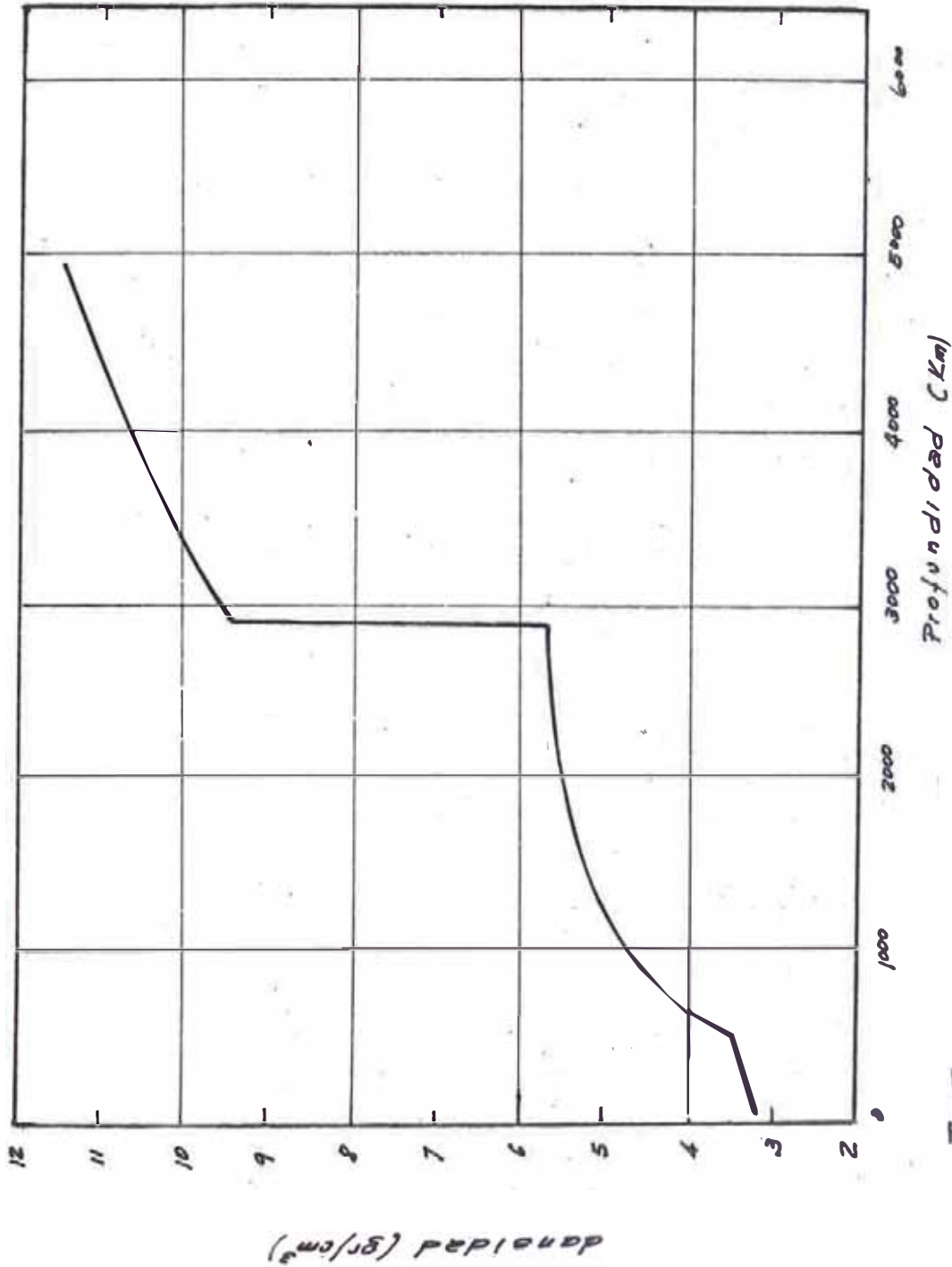


Fig 3
 VARIACION DE LA DENSIDAD EN LA TIERRA
 (BULLEN 1949)

mencionada anteriormente, la densidad aumenta rápidamente (fig 3) y se sabe además que el coeficiente de rigidez es bastante pequeño.

Más allá de la región E, la densidad aumenta en forma continua así como la velocidad, hasta llegar a la profundidad de 4,900 kms. donde la discontinuidad hace decaer la velocidad de las ondas P para que en la región F donde se ingresa al núcleo interior, crezca rápidamente.

Esta división en regiones de la tierra tiene gran importancia, por cuanto de los datos obtenidos de las tablas camino-tiempo, se puede llegar a conclusiones interesantes sobre la composición de la tierra.

También cabe anotar que los estudios de las variaciones de amplitud en los terremotos, dan la oportunidad de obtener información útil sobre aspectos significativos sobre la variación de las velocidades de las ondas P y S dentro de la tierra. Pero este método denominado de las amplitudes se ve complicado por el carácter heterogeneo del material cerca de la superficie exterior de la tierra, dando por consiguiente valores menos precisos que los obtenidos por el método anterior.

De lo mencionado, podemos concluir que al producirse un sismo, en el foco se generan dos tipos de ondas internas y que al llegar a la superficie dan lugar a las superficiales

2.3.- PRINCIPIOS GENERALES DE LOS SISMOGRAFOS

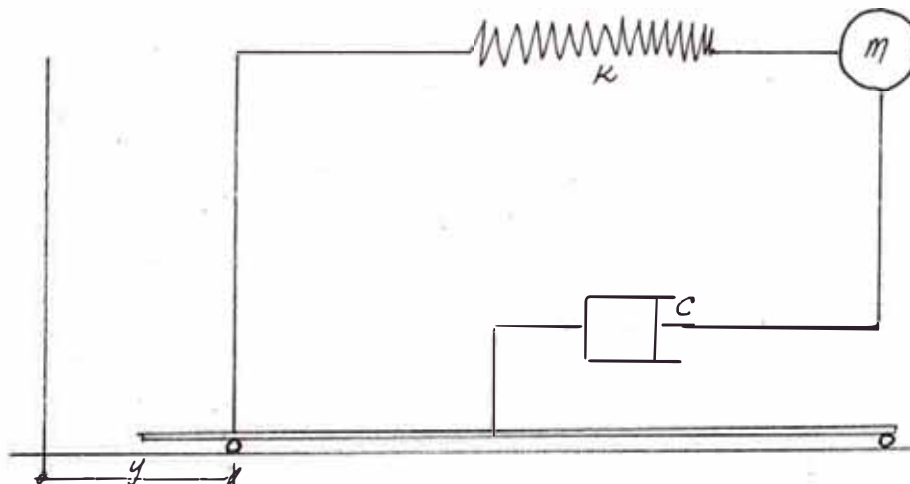
El propósito del sismógrafo es registrar la naturaleza del movimiento terrestre debido a un terremoto, en la vecindad de un punto particular de la superficie,

El sismómetro consta de tres unidades interconectadas: un péndulo, cronógrafo y el mecanismo registrador. El tipo más general de movimiento de un cuerpo material es representado por la siguiente expresión, Bullen (1963):

$$V_i = U_i - E_{ij} Y_j + G_{ij} Y_j \quad (2.3.1)$$

cuyos términos representan traslación, rotación y deformación, respectivamente. En el caso del movimiento de la tierra, después de un terremoto, el movimiento de traslación recibe usualmente más atención, aunque cuando se trata de edificios, el efecto de rotación es significativo.

En general, la representación esquemática de sismógrafo tipo es la siguiente:



La relación entre la vibración del péndulo y el movimiento terrestre es expresado por la siguiente ecuación diferencial:

$$m \frac{d^2x}{dt^2} + C \frac{dx}{dt} + Kx = -m \frac{d^2y}{dt^2} \quad (2.3.2)$$

- donde:
- m = masa del péndulo
 - x = desplazamiento relativo del péndulo a la superficie terrestre (desplazamiento registrado)
 - c = coeficiente de amortiguamiento
 - k = constante de resorte

y = desplazamiento de la superficie terrestre

En este caso, el periodo natural del sismógrafo T_s y la constante de amortiguamiento h son dados por las expresiones:

$$T_s = 2\pi\sqrt{\frac{m}{k}} \quad h = \frac{c}{2\sqrt{mk}} \quad (2.3.3)$$

si se asume el movimiento sísmico como una onda sinusoidal, de amplitud Y_0 y periodo T_g :

$$Y_0 = Y_0 \sin 2\pi t / T_g \quad (2.3.4)$$

sustituyendo (2.3.4) en (2.3.2) tenemos:

$$m \frac{d^2x}{dt^2} + c \frac{dx}{dt} + kx = -\left(\frac{4\pi Y_0 m}{T_g^2}\right) \sin \frac{2\pi t}{T_g} \quad (2.3.5)$$

y la solución de esta ecuación es:

$$\frac{|x|}{Y_0} = \frac{1}{\sqrt{\left[1 - \left(\frac{T_g}{T_s}\right)^2\right]^2 + \left[2h \frac{T_g}{T_s}\right]^2}} \quad (2.3.6)$$

donde el término de la izquierda, da la relación entre la amplitud del registro y el desplazamiento del terreno, lo que también se conoce como la máxima magnificación del aparato; esta expresión es graficada para cada tipo de sismómetro que dispone el observatorio, tal como puede verse en la figura 4, que representa la curva de calibración del sismómetro tipo Benioff, componente vertical de periodo corto, el cual tiene una razón de amplificación máxima de 37,000 (IGP), la que ocurre para periodos de vibración de 0.25 seg. aproximadamente; pero para otros periodos de vibración se deberá hallar la amplificación a partir de la curva,

Los sismómetros se clasifican en dos tipos principales, según si el movimiento del péndulo (con respecto al movimiento del terreno) es registrado directamente en el papel mediante un sencillo sistema mecánico-óptico o si es medido indirectamente por la generación

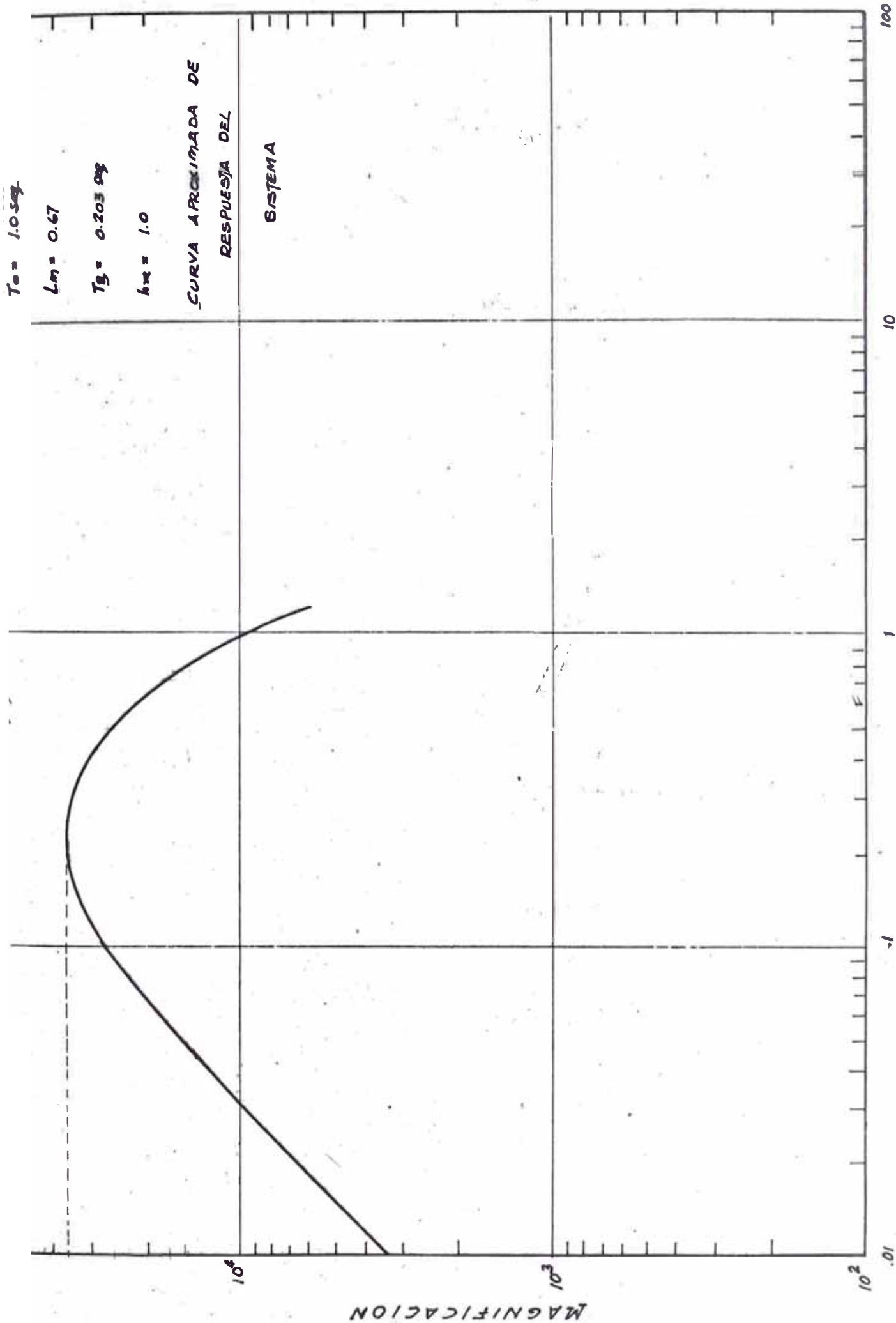


Fig 4- PERIODO (SEG.)

de una corriente eléctrica, la que depende primordialmente del movimiento del péndulo. En el caso del registro llamado directo, el sismógrafo nos da un cuadro uniformemente amplificado del movimiento relativo entre el péndulo y el terreno y nos ofrece por lo tanto, la forma más sencilla del problema matemático de calcular el movimiento del terreno partiendo de los datos obtenidos de los sismogramas

En el registro eléctrico o galvanométrico se utiliza generalmente una bobina de alambre fijo en el péndulo, de tal manera que si el péndulo oscila, una bobina se mueve entre los polos de un poderoso imán.

Los periodos propios de los péndulos de los sismómetros varían desde 0,1 seg, en estos casos, las amplitudes en el sismograma son proporcionales al desplazamiento del terreno. El sismómetro actúa como acelerómetro, si inscribe ondas con periodos mayores que más o menos el doble del periodo del péndulo, en tales casos las amplitudes en el sismograma son proporcionales a las aceleraciones del terreno.

Los periodos cortos de los péndulos son empleados para que en el sismograma se destaquen nítidamente las ondas de periodo corto. Los péndulos de periodo largo registran mejor las ondas de periodo largo, sacrificando la claridad con que aparecen las ondas de periodo corto y pequeña amplitud.

La respuesta del sismógrafo frente a una onda sísmica, depende del grado de amortiguamiento, principalmente en la zona de periodo en que se produciría resonancia si los péndulos no estuvieran amortiguados. Por lo tanto los péndulos sismográficos se amortiguan para evitar que oscilen con su propio periodo y compliquen el registro. Una estación sismológica opera generalmente con tres componentes: dos horizontales (norte-sur, este-oeste) y una vertical (z), las que se describen a continuación:

1.- Componente Horizontal.

Consiste en principio del llamado péndulo horizontal, que oscila alrededor de un eje, el que tiene una pequeña inclinación con la vertical, como se puede ver en la figura 5, que está unida a tierra rígidamente. El péndulo se compone de una barra BC con una masa en el punto C, que está conectada al eje AB en A por medio de un soporte ligero AC, que es libre para moverse alrededor de AB.

2.- Componente Vertical.

Consta de un peso que está suspendido de un resorte, el cual está fijado a una barra metálica apoyada en la plataforma soportante. El periodo de vibración de la plataforma es pequeño comparado con el del péndulo (resorte y peso). Un esquema de la componente vertical se muestra en la figura 6. El sistema de registro consiste de un tambor giratorio en donde es colocado el papel para la inscripción del registro, lo que se realiza por medio de una pluma, que se encuentra fijada al peso. Las vibraciones que se producen en el péndulo durante un sismo, son absorbidas por el amortiguador.

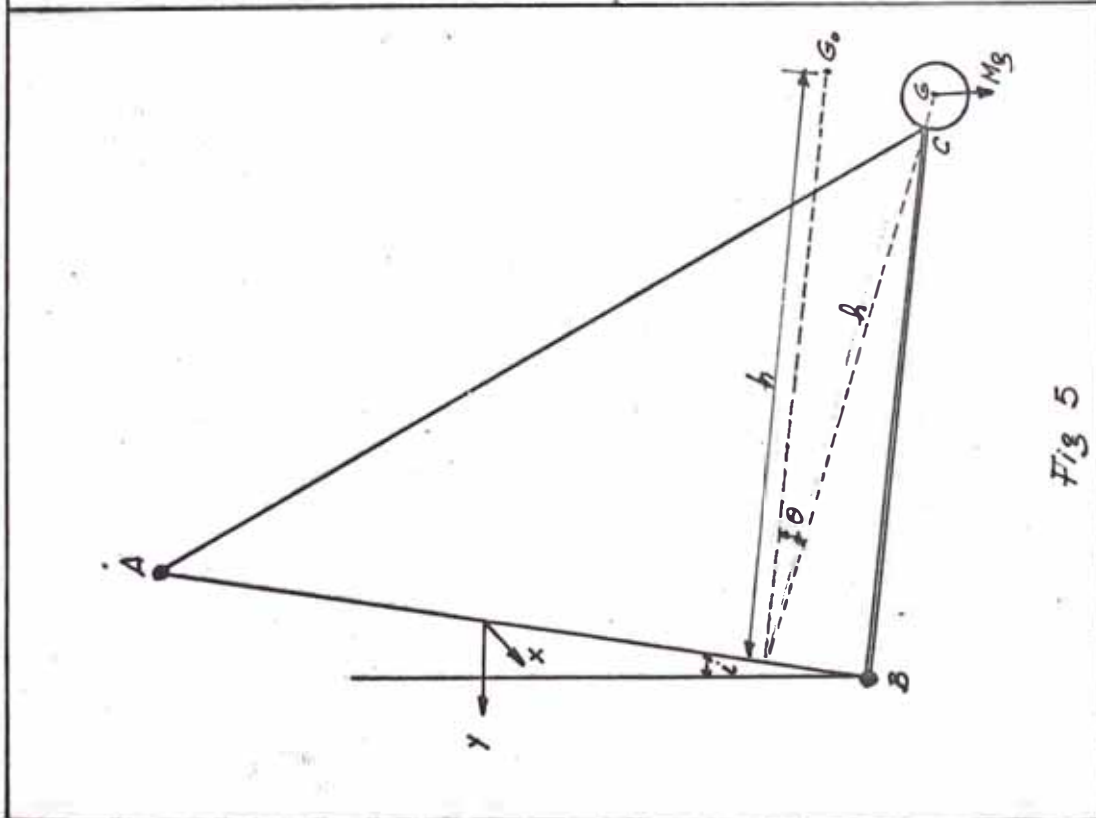


Fig 5

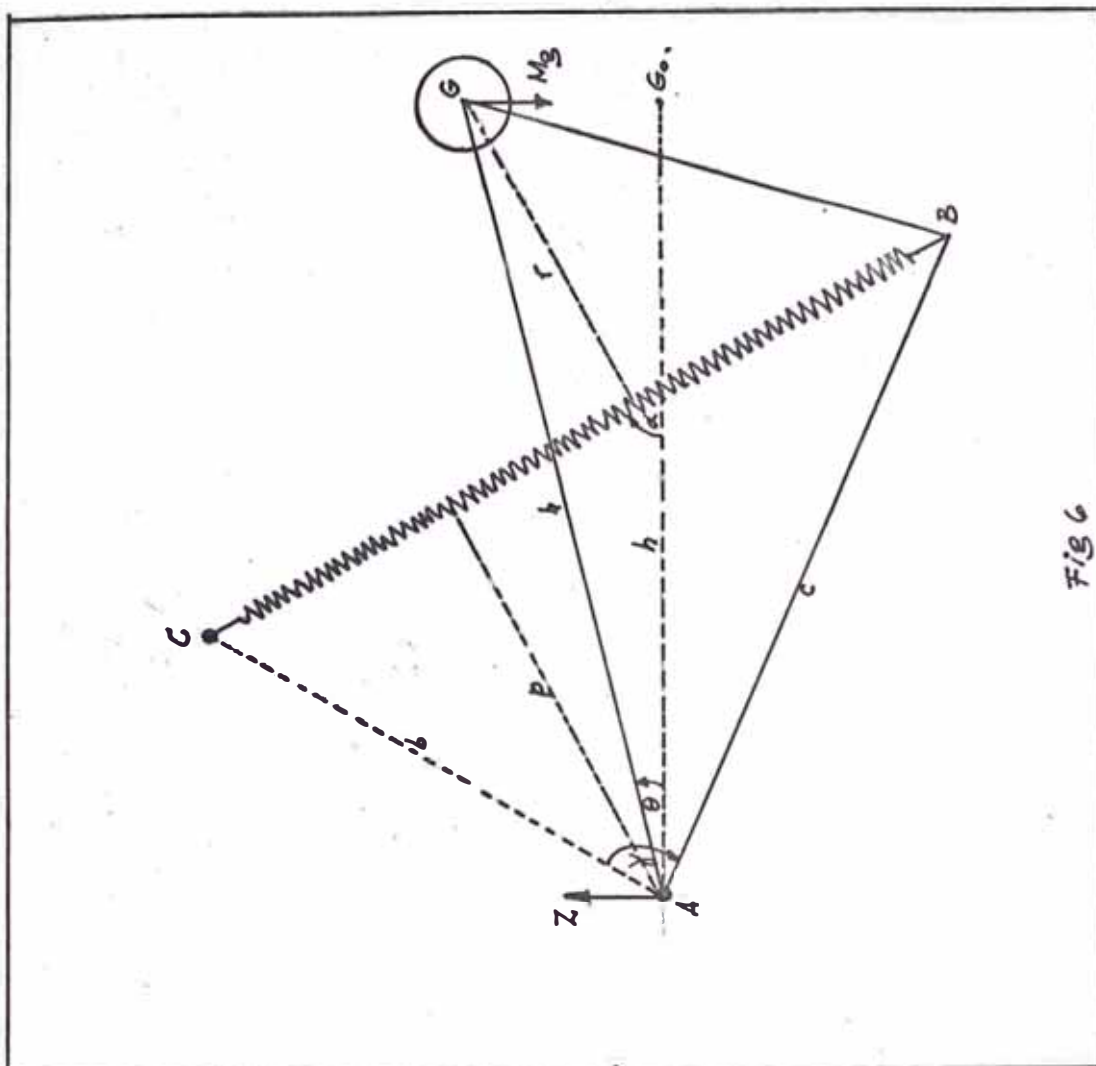


Fig 6

REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LAS COMPONENTES H Y Z DEL SISHÓMETRO
(BULLEN 1949)

LECTURA DE SISMOGRAMAS

El primer pase en la interpretación de un registro, sin considerar el tipo, es determinar el tiempo de comienzo de las actividades o grupos de ondas que se va a anotar, antes de tratar su interpretación. Las actividades que preceden a las ondas superficiales de periodo largo, constituye la parte más importante del registro y que permiten determinar la distancia al epicentro, y el tiempo de origen. La primera actividad, por pequeña que sea, casi siempre, es la más importante.

Si el trazo de inscripción es una recta no hay dificultad para reconocer la primera actividad, pero a menudo sucede lo contrario, presentándose cierta actividad microsísmica y muy a menudo perturbaciones artificiales-

Si existen dudas sobre si la actividad es realmente sísmica o no, deben examinarse otras partes del sismograma y verificar si presenta actividades de tipos similares. Existen dos formas de aclarar las actividades dudosas, especialmente en los sismógrafos de poca amplificación, para lo cual se puede usar una lente cilíndrica larga que amplifique dos o tres veces la dirección transversal, o también se puede mirar el registro desde un extremo y mirar en dirección al trazo.

Para la identificación de las diferentes fases es necesario haber identificado con certeza el inicio de las fases P y S y marcar en una cinta (por ejemplo de la máquina sumadora) la distancia existente entre ambas fases, en unidad de tiempo, luego llevar esta cinta al gráfico de las tablas camino-tiempo, en la profundidad correspondiente, y haciendo coincidir las marcas de P y S de la cinta con las del gráfico, se puede anotar allí todas las fases existentes en el sismograma para ese sismo. Además allí se determinará la distancia epicentral aproximada.

En el presente estudio se ha dado preferencia a la componente vertical del registro y en ella se ha leído el periodo y la amplitud de los primeros pulsos

En la fîgura 7 se puede observar las tres componentes del sismograma, correspondiente al sismo del 18 de setiembre , cuyo epicentro estuvo localizado en Juanjui (Perú) y en él se puede notar la presencia de dos sismos, el primero con tiempo S - P bastante pequeño lo cual indicaría que el sismo fue bastante local y en el segundo más lejano, donde se puede identificar fácilmente las ondas P y S.



FIG. 7. SISMOGRAMA DE ESTACION NANA (I.G.P)

OBSERVATORIOS SISMOLOGICOS EN EL PERU (I.G.P. 1973)

ESTACION	APARATOS	CARACTERISTICAS	AMPLIFICACION
Huancayo	1.- Benioff vertical p.c	To=1.00 seg , Tg=0.2 seg vel.reg=60 mm/min(z)	37x10 ³
	2.- Benioff vertical p.l.	To=1.00 seg, Tg=80.0 seg, veloc.reg=30 mm/min(z)	
	3.- Wenner horizontal N-S	To=10 seg, Tg= 12.0 seg, relación amort=20/1 velocidad de registro = 30 mm/min (N)	1.47x10 ³
	4.- Wenner horizontal E-W	To=10 seg, Tg= 13.0 seg rel. amort= 20/1 velocidad de registro= 30 mm/min (E)	1.30x10 ³
	5.- Ewing Press (Univ. Columbia)	To= 15 seg , Tg= 7.7 seg , veloc reg=15 mm/min(z), (N') (E)	2.00x10 ³
Lima	Acelerógrafo Montana de tres componentes	periodo libre de oscilación=To=0.08 seg rel amort=10.1 magnificación estática=120 , sensib. de acele.=2 cm/0.1 g	
Ñaña	1.- Extensómetro horizontal Benioff	Se encuentra situado dentro de un túnel que penetra 40 m.	
	2.- Sismógrafo Vela de tres componentes	de periodo corto de periodo largo	50x10 ³ 3x10 ³ 5x10 ³
Arequipa	sismógrafo Vela		
Huaraz	sismógrafo Sprengnether	veloc reg= 60 mm /min (z) To= 1.0 seg	
Pelados	" "	" "	

2.4.a.- INTENSIDAD

La clasificación del "tamaño" del terremoto, no sólo tiene interés científico, sino también práctico, especialmente para el uso de la Ingeniería Sismológica. La forma de medir el tamaño del sismo, deberá considerar los efectos sobre la superficie de la tierra y debe estar relacionada a apropiadas cantidades físicas, tales como desplazamientos, velocidades y aceleración. Una forma de medir los efectos de un sismo es mediante las escalas de intensidades.

Definimos la intensidad de un sismo, como los efectos producidos por un sismo en la zona o área cercana al epicentro. Las escalas de intensidades se basan en el efecto del sismo en las personas, en las construcciones y en el terreno. El objetivo de los estudios, es analizar la forma como la superficie del suelo ha respondido a la fuerza del sismo.

Hay varios tipos de escalas de intensidades, siendo las más comunes:

1.- Rossi Forell.- recopilan los efectos sólo en base a criterios empíricos e intenta clasificar los efectos de los sismos en tres grupos: efectos en el hombre, en las estructuras y en la superficie libre. La escala consta de diez grados.

2.- Mercalli(1928).- trata de establecer una relación de las aceleraciones y los efectos del sismo. La escala considera doce grados, tal como puede verse en el apéndice 4

Fue revisado en 1931 por Wood y Neumann, en 1956 por Richter y desde entonces toma el nombre de escala de intensidades de Mercalli Modificada. La equivalencia entre las escalas de Rossi Forell y Mercalli Modificada es la siguiente:

R.F.	1	1-2	3	4-5	5-6	6-7	8	8-9	9	10		
M.M.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

La escala de Mercalli Modificada es de uso muy común en el continente. En Europa en 1964, una comisión integrada por Medvedev, Sponheur y Karnik, trataron de dar mayor exactitud a la escala de Mercalli y así dar un carácter cuantitativo a algunas características de los efectos macrosísmicos. Los efectos de un sismo, siguiendo la división usual, trata de establecer los efectos de un sismo sobre el hombre y su medio ambiente, estructuras de todo tipo y la superficie libre. Para dar mayor exactitud introdujeron cuestionarios que se caracterizan por expresiones tales como : pocos, muchos , todos etc y dan porcentajes :pocos 5% , muchos 50 % y todos 75%.

Las estructuras se clasifican en tres tipos y los daños son :ligeros ,moderados , severos y destructivos. Esta escala fue sometida a discusión en la Asamblea de la Unión Internacional de Geofísica y Geodesia y debe ser aceptada por todos los países miembros, siendo el Perú uno de ellos.

Está muy difundido el empleo de tablas que relacionan las diferentes escalas de intensidad, magnitud, energía y aceleración;nuestro criterio es que las mencionadas tablas no reflejan una correlación real de estos parámetros sísmicos para nuestro país y su uso debe limitarse a casos extremos en que no pueda disponerse de algún medio de evaluar estos parámetros.

Un ejemplo de estas tablas se incluye en el apéndice 5 y pertenece a la tesis para optar el grado de Ingeniero Civil en la Universidad de Chile.

2.4.b.- MAGNITUD

Es necesario precisar que la magnitud es una medida del "tamaño" del sismo. Richter lo definió originalmente en 1931 como la diferencia entre los logaritmos decimales de dos amplitudes de onda, la primera de un terremoto cualquiera y el segundo de un sismo considerado como de referencia estándar. De esta forma se construyó una primera escala, la que ha evolucionado y ahora se emplea el logaritmo de la razón de las amplitudes de cualquier onda elástica y su respectivo período, a esta relación se agregan las correcciones debidas a los otros parámetros que intervienen (profundidad focal, distancia epicentral). Después de varios intentos para unificar el concepto de magnitud, en una forma general se puede expresar mediante la fórmula (Huaco 1972):

$$M = \log (A/T) + Q(\Delta, h) + \sum SM \quad (2.4.b.1)$$

donde: A = amplitud del movimiento del suelo en micrones, para cada tipo de onda.

T = período de la onda en segundos

Δ = distancia epicentral en grados o en kms.
según el caso

$Q(\Delta, h)$ = función "zero" o de calibración, que corresponde a la variación de la amplitud con la distancia al foco.

$\sum SM$ = correcciones que se deben realizar, que son las siguientes:

- SM_h por profundidad focal

- SM_s por estación

- SM_m por mecanismo focal

Los valores de A y T se obtienen del sismograma, la función de calibración reduce las amplitudes observadas a una distancia de referencia, donde la amplitud es comparable directamente; depende de la distancia y la profundidad. La dependencia con la profundidad es débil.

La expresión general de la función de calibración es:

$$Q(\Delta, h) = a / \log_3 \Delta^\circ + b \quad (2.4.b.2)$$

donde a y b son parámetros que se determinan empíricamente.

Para las ondas superficiales muchos investigadores han dado expresiones para la expresión anterior, siendo las más conocidas:

$$\text{Tsuboi(1954)} \quad Q(\Delta, h) = 1.73 / \log_3 \Delta^\circ + 2.71 \quad (2.4.b.3)$$

$$5^\circ \leq \Delta^\circ \leq 20^\circ$$

Salovyov y Shebalin(1957)

$$Q(\Delta, h) = 1.60 / \log_3 \Delta^\circ + 3.20 \quad \Delta^\circ \geq 4^\circ \quad (2.4.b.4)$$

Gutenberg (1945)

$$Q(\Delta, h) = 1.656 / \log_3 \Delta^\circ + 1.87 \quad (2.4.b.5)$$

Christoskov(1965)

$$Q(\Delta, h) = 1.71 / \log_3 \Delta^\circ + 3.07 \quad M_s \leq 6.5$$

$$Q(\Delta, h) = 1.27 / \log_3 \Delta^\circ + 3.82 \quad M_s > 6.5 \quad (2.4.b.6)$$

Para ondas internas, la función de calibración está basada en observaciones de la amplitud y periodo. Recientemente Duda(1970) ha dado una serie de valores para la relación amplitud-distancia epicentral. Estas tablas son teóricas, asumiendo una tierra esférica, isotrópica y continua y cubren un rango de distancias epicentrales de 0° a 100° y para focos sísmicos a 21 profundidades (0, 15, 40, 50, etc. hasta 800 kms.)

Este estudio muestra que la amplitud decrece por lo general con la distancia epicentral. Además, este estudio concluye que las amplitudes de las ondas P, varían a lo largo de la superficie de la tierra debido a la heterogenea velocidad vertical en el interior de la tierra.

Estas tablas representan un intento más para unificar los cálculos de magnitud, tan discrepantes de una es-

tación a otra. Las tablas Q de Duda, mencionadas anteriormente aparecen en el apéndice 6, donde se presenta además el gráfico de Gutenberg y Richter para el mismo objeto.

Las correcciones que se realizan en el cálculo de la magnitud, son descritas a continuación:

1.- por mecanismo focal:

$$- \Delta M_h = M_{p,s}^s - M_{p,s}^h$$

siendo: $M_{p,s}^s$ = magnitud de las ondas P o S en la superficie

$M_{p,s}^h$ = magnitud de ondas P o S en profundidad

Para ondas superficiales:

$$- \Delta M_h = M_s^s - M_{p,s}^h$$

corrección válida hasta 150 kms. (h=distancia epicentral)

2.- Correcciones por estación:

el valor medio: $M = \sum M_i / N$ donde:

$\sum M_i$ = magnitudes medidas

N = número de estaciones sísmicas

3.- Por mecanismo focal:

$$- \Delta M_m = - [\sum \log (2xy / 0.424)] / N$$

donde:

XY relacionados con la orientación del par de fuerzas y coordenadas geográficas.

La equivalencia entre magnitudes de ondas internas y superficiales es la siguiente (Gutenberg y Richter 1956)

$$M_s = 1.59 m_b - 3.97$$

$$m_b = 0.63 M_s + 2.50$$

donde:

M_s = magnitud de las ondas superficiales

m_b = magnitud de las ondas internas.

2.4.c.- RELACION ENERGIA-MAGNITUD

La determinación de la energía liberada através de las ondas sísmicas es de gran importancia en el estudio de los sismos. Se ha demostrado (Bullen 1963) que la energía está expresada por la siguiente relación:

$$E = 2\pi^2\rho\lambda\left(\frac{A^2}{T^2}\right) \quad (2.4.c.1)$$

donde: ρ = densidad del medio

E = energía sísmica

λ = longitud de la onda sísmica

A = amplitud

T = periodo

Pero al analizar el fenómeno sísmico, se encuentra que éste será correctamente definido si en la determinación de la energía se incluyen parámetros propios del foco, los cuales sólo pueden ser estimados dentro del área epicentral. Esto naturalmente constituye una severa restricción al estudio de la energía sísmica, Bath (1967).

Entonces debido a esto, se ha buscado la forma de salvar esta dificultad, relacionando a la energía sísmica con la magnitud del terremoto, Richter (1958):

$$\log E = a' + b' m \quad (2.4.c.2)$$

De acuerdo a que si se considera ondas internas o superficiales se tendrá :

$$(2.4.c.3) \quad \log E = 11.4 + 1.5 M_s \quad (\text{para ondas superf.})$$

$$(2.4.c.4) \quad \log E = 5.8 + 2.4 m_b \quad (\text{para ondas internas})$$

La primera puede usarse para magnitudes comprendidas entre 4.7 y 7.9, y para magnitudes menores puede emplearse la expresión: Duda (1965)

$$\log E = 11.72 + 1.68 M_s \quad (2.4.c.5)$$

Como una información de la energía liberada por cada grado de magnitud, se presenta el cuadro siguiente:

Tabla I

Magnitud		Energía Liberada (ergios)	
Ms	Mb	Ondas sup.	ondas int.
5.0	5.0	$10^{18.19}$	$10^{17.80}$
5.5	5.5	$10^{19.65}$	$10^{19.00}$
6.0	6.0	$10^{20.40}$	$10^{20.00}$
6.5	6.5	$10^{21.15}$	$10^{21.40}$
7.0	7.0	$10^{21.90}$	$10^{22.60}$
7.5	7.5	$10^{22.65}$	$10^{23.80}$
8.0	8.0	$10^{23.40}$	$10^{25.00}$
8.5	8.5	$10^{24.15}$	$10^{26.20}$
9.0	9.0	$10^{24.90}$	$10^{27.40}$

2.4.d.- RELACION ACELERACION-INTENSIDAD

Se ha intentado correlacionar los grados de intensidad según la escala modificada de Mercalli, con las aceleraciones producidas por el movimiento sísmico. Uno de éstos y muy aceptable por cierto, corresponde a Gutenberg y Richter (1941):

$$\text{Log } A = I/3 - 1/2 \quad (2.4.d.1)$$

donde A es la aceleración en cms/seg² e I es la intensidad. Cuando se reemplaza en la expresión anterior el valor mínimo de intensidad capaz de ser percibida, entre I y II, se obtiene la aceleración de 1 cm/seg², pero si aceptamos que en Ingeniería Civil, se diseña para resistir como máximo una intensidad sísmica de 7.5, se tendrá que la aceleración obtenida es 100 cm/seg² sea 0.1 g aproximadamente.

El problema de la determinación de la aceleración por esta fórmula, reside en la poca confianza que puede darse a la intensidad, que es un valor no instrumental, que muchas veces conducen a legítimos debates.

El profesor G.W. Housner (1952) ha obtenido resultados satisfactorios por el análisis de la integración de espectros de movimiento terrestre, un procedimiento que fue propuesto mucho antes.

Quizá sea de más exactitud la relación de la aceleración con la magnitud y la distancia epicentral, que fue deducido por Milne y Davenport (1968) en estudios realizados en fuertes sismos de California:

$$A = \frac{0.69 e^{1.64M}}{1.1 e^{1.10M} + \Delta^2} \quad (2.4.d.2)$$

donde:

Δ = distancia epicentral en kms.

A = aceleración expresada en % de la gravedad

M = magnitud de las ondas superficiales

2.4.e.- VOLUMEN SISMICO.-

El número total de terremotos registrados en instrumentos sísmológicos comenzaron hace 80 años y se puede estimar que son del orden de un millón, pero sólo unos pocos de ellos han fracturado la superficie de la tierra. Se puede determinar las dimensiones de la región activa durante un terremoto y para la mayoría de los terremotos, la dimensión de la fuente (hipocentro) puede ser establecido sólo indirectamente, variando considerablemente de un autor a otro.

Aunque no existe armonía de criterios para definir el volumen sísmico, según Bath y Duda (1964) es la región activa de la tierra dentro de la cual la deformación excede el valor crítico. Una hipótesis similar fue ofrecida por Benioff (1955) y de acuerdo a estos estudios, los focos de las réplicas delimitan el volumen del movimiento sísmico principal.

De sus investigaciones Bath y Duda dedujeron la siguiente expresión para el volumen sísmico en función de la magnitud, en el rango de 5.3 hasta 8.7, para ondas superficiales. (2.4.e.1)

$$\text{Log } V = (9.58 + 0.51) + (1.47 + 0.14)M_s$$

(2.4.e.2) para ondas internas:

$$\text{Log } V = (3.74 + 1.07) + (2.34 \pm 0.22) m_b$$

donde $M_s = 1.59 m_b - 3.97$

$V =$ volumen sísmico en cm^3

$M_s =$ magnitud de ondas superficiales

$m_b =$ magnitud de ondas internas

La limitación para aplicarla es con profundidades mayores a los 200 kms. Para terremotos de pequeña magnitud, el volumen queda definido por la figura geométrica de una esfera, pero para grandes magnitudes como

un elipsoide triaxial.

Por ejemplo, para el terremoto ocurrido en el Perú, el día 31 de mayo de 1970, cuya magnitud según USCGS fue 6.6, se tendrá que el volumen sísmico es:

$$\text{Log } V = (3.74 \pm 1.07) + (2.34 \pm 0.22) 6.6 = 21.706$$

$$V = 1015.706 \text{ m}^3$$

Si se considera que el volumen sísmico tiene la forma de una esfera, el radio de ella coincide prácticamente con la profundidad focal de terremoto.

2.5.a.- FRECUENCIA SISMICA

Es generalmente aceptado que la frecuencia sísmica, que decrece con la magnitud, puede ser representado por la siguiente expresión : (Gutenberg y Richter 1941)

$$\text{Log } N (mb) = a - b (mb) \quad (2.5.a.1)$$

donde $N (mb)$ es el número de sismos de magnitud mb que ocurren en el intervalo de tiempo considerado, a y b son parámetros dependientes de la región en estudio y cuya determinación es discutida.

Una de las formas de calcular los valores de a y b es usando el método de los mínimos cuadrados, para tal efecto se plantean n expresiones de la ecuación de frecuencia sísmica mostrada anteriormente y en ella se reemplazan los valores conocidos de mb y $\log N (mb)$.

El valor de b para sismos ordinarios cae en el rango de 0.4 y 1.5 . Como se mencionó, el cálculo de a y b es bastante discutido , así por ejemplo el científico japonés Utsu (1955), propone una forma de hallar b y es la siguiente:

$$b = \frac{0.4343}{\sum_{i=1}^m M_i - m M_j} \quad (2.5.a.2)$$

donde :

m = número de sismos observados en la región

M_j = magnitud menor observada para ondas internas

$\sum_{i=1}^m M_i$ = suma de todas las magnitudes comprendidas en los m sismos observados.

Cabe anotar que el valor de a representa la actividad sísmica y b la pendiente de la curva de frecuencia

Otras acotaciones interesantes sobre esta expresión son las siguientes:

1.- Puede encontrarse el valor de la frecuencia para uno o cualquier cantidad de años, y las expresiones difieren tan sólo en el valor de a

2.- Es posible plantear para la frecuencia de ocurrencia de intensidades :

$$\text{Log } N (I) = a + b I$$

donde I es la intensidad Mercalli Modificada, pero a partir de cierto límite inferior ,por ejemplo grado IV

3.- También puede ser usado en términos de energía sísmica liberada durante un terremoto:

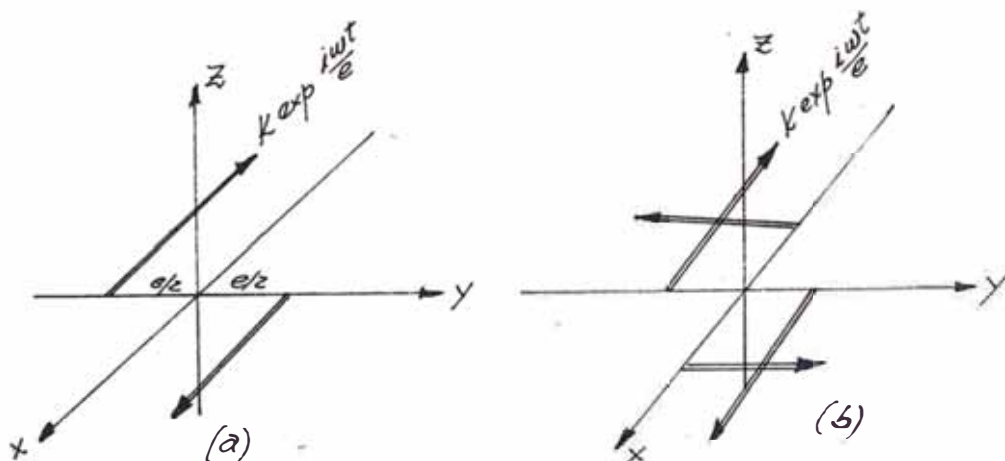
$$\text{Log } E = a + b(mb)$$

2.5.b.- MECANISMO FOCAL

Desde los comienzos de la ciencia de la sismología, un problema fundamental que ha preocupado a los investigadores, es conocer qué sucede en el foco al producirse un terremoto, es decir inferir el movimiento en el origen para cada sismo.

Para resolver este problema se propusieron modelos sencillos, con el objeto de compararlo con los datos observados; este proceso de estudio continúa y en la actualidad se utilizan modelos cada vez más complicados y variando la técnica de la solución. En esencia el método consiste en correlacionar el campo de desplazamientos teóricos, producidos por un foco hipotético formado por una fuerza o distribución de fuerzas, con los desplazamientos de las ondas elásticas producidas por un terremoto y observados por medio de sismógrafos situados sobre la superficie de la tierra.

La representación gráfica de los dos modelos de mecanismos focales se muestran en las figuras (a) y (b), siendo la primera la de simple cupla y la segunda de doble cupla.



La representación más simple del foco del terre-

moto es la fuerza actuando en un punto, a este tipo de mecanismo focal se le llama foco puntual. Al sistema de fuerzas actuando en un punto, Nakano (Honda 1962) las propone como representación de un foco sísmico y deriva las ecuaciones para el movimiento de las ondas elásticas longitudinales y transversales. Posteriormente otros autores propusieron diversos modelos de combinación de fuerzas con o sin movimientos resultantes. De todos estos modelos posibles, dos han sido preferidos posteriormente por la mayoría de sismólogos para representar el foco de un terremoto: el par de fuerzas llamado también tipo I y la superposición de dos pares de fuerzas sin momento resultante, o tipo II.

De los dos modelos propuestos el tipo II es el más apropiado para la solución de focos sísmicos y parece ocurrir en casi la totalidad de ellos, por consiguiente adoptaremos este modelo.

El modelo de doble cupla consiste en dos pares de fuerzas periódicas cuya expresión es la siguiente:

$$F = K \exp i\omega t / e \quad (2.5.b.1)$$

donde : F = fuerza periódica

K = amplitud de la fuerza

Los momentos producidos por estas fuerzas actúan paralelos a los dos ejes ortogonales (x,y) que son los ejes de movimiento de los dos planos posibles de falla; los desplazamientos para este modelo están dados por las siguientes expresiones (Honda 1962) :

$$\delta x_2 = \frac{K}{4\pi\rho} \left\{ \frac{2x^2y}{V_p^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_p} + \frac{i\pi}{2}\right) + \frac{y(-x^2+y^2+z^2)}{V_s^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_s} + \frac{i\pi}{2}\right) \right\}$$

$$\delta y_2 = \frac{K}{4\pi\rho} \left\{ \frac{2xy^2}{V_p^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_p} + \frac{i\pi}{2}\right) + \frac{x(-y^2+z^2+x^2)}{V_s^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_s} + \frac{i\pi}{2}\right) \right\}$$

$$\delta z_2 = \frac{K}{4\pi\rho} \left\{ \frac{2xy^2z}{V_p^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_p} + \frac{i\pi}{2}\right) - \frac{2xy^2z}{V_s^3 r^4} \omega \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_s} + \frac{i\pi}{2}\right) \right\}$$

ρ = densidad V_p, V_s = Veloc. ondas P y S $r = \sqrt{x^2+y^2+z^2}$

2.6.- RIESGO SISMICO Y PERIODO DE RETORNO.-

El riesgo sísmico fue definido como la posibilidad expresada en % de que ocurra un sismo en un periodo de T (años) en una determinada región y que tenga una intensidad igual o superior a una tomada como base. (Lomnitz C. 1,964) Por otra parte, ante la imposibilidad de poder predecir en la actualidad un sismo destructor, es interesante desde el punto de vista científico, económico y humano, conocer al menos la probabilidad de que un sismo importante ocurra en una región dada, durante un periodo determinado.

Desde el punto de vista científico, interesa conocer el riesgo sísmico por regiones, ya que da una pauta, tanto para intensificar allí el equipamiento de estaciones sismológicas, como para dirigir la investigación al estudio del subsuelo; esto último, es importante conocer dado que de estas condiciones dependen en gran parte los daños producidos por un sismo.

En la estimación de la probabilidad sísmica en el presente trabajo, se ha usado la teoría de valores extremos de E.J. Gumbel propuesto en 1,930 y el que fue aplicado inicialmente para estadística de terremotos por Noroquist(1,945), quien trabajando con terremotos en el sur de California y grandes terremotos en el mundo, concluye que la distribución observada de las magnitudes de grandes terremotos está de acuerdo con la teoría de valores extremos.

Más recientemente, la teoría ha sido aplicada por Dick (1,965) trabajando con terremotos en Nueva Zelandia, Milne y Davenport(1,969) analizando datos en Canadá. Cada uno de estos estudios basados en la teoría de valores extremos, tienen el propósito de hacer una distribución relativamente buena de grandes terremotos.

La teoría aplicada para los extremos de cada uno de los N eventos independientes de n observaciones, cada una

tomada de una población origen con alguna forma de distribución exponencial, tal como la distribución exponencial misma, o la normal, chi cuadrado, logarítmica normal o distribución gamma.

En este evento de N extremos, como N y n crecen bastante la función de distribución acumulativa de los valores extremos, se aproxima asintóticamente a :

$$G(y) = Pr(Y < y) = e^{-e^{-[\beta(y-\mu)]}}, \quad y \geq 0 \quad (2.6.1)$$

donde Pr denota la probabilidad del evento en corchetes, i.e. la probabilidad de un valor extremo menor que alguno escogido. En esta expresión β y μ son parámetros que deben ser evaluados, siendo μ el modo extremo.

Si se sustituye: $\ln \alpha = \beta \mu$ en (2.6.1), ésta se transforma en :

$$G(y) = e^{-\alpha e^{-\beta y}} \quad (2.6.2)$$

que es una forma conveniente. Tomando logaritmos dos veces a ambos miembros se tendrá:

$$\ln [-\ln G(y)] = \ln \alpha - \beta y \quad (2.6.3)$$

El periodo de retorno para un extremo igual o mayor a "y" es dado por :

$$T(y) = \frac{1}{1 - G(y)} \quad (2.6.4)$$

Por tanto, para conocer el periodo de retorno es necesario calcular el valor de $G(y)$, el cual será hallado mediante la expresión (2.6.3), donde se evalúan previamente $\ln \alpha$ y β por mínimos cuadrados u otro método aproximado.

CAPITULO III

ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA ZONA

La geología de una región desempeña un rol importante en los estudios de sismicidad; mediante su estudio y la sismicidad se puede llegar a establecer los mapas de riesgo sísmico. Es además importante su conocimiento, puesto que su complejidad ocasiona problemas en el estudio de la propagación de ondas sísmicas.

Por lo tanto los estudios geológicos están orientados para establecer la correlación de los daños con factores como:

- 1.- profundidad de aluvión
- 2.- caracteres del suelo de fundación
- 3.- distancia a fallas conocidas

3.1.- RESULTADOS DE LAS INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

Durante el periodo del 20-08-68, al 30-09-69 el programa de investigaciones consistió en levantamientos geológicos de campo, investigaciones de reconocimiento hechas por el Ministerio de Fomento, División de Represas y Cimentaciones. El trabajo se efectuó como sigue:

- a.- Levantamiento geológico de la zona del reservorio a escala 1:10,000
- b.- Levantamiento geológico detallado de la zona de la presa a escala 1:1,000
- c.- Ejecución y supervisión de las perforaciones en el lugar de la presa.
- d.- Evaluación de los resultados de campo.

En los trabajos se emplearon como elementos auxiliares:

1.- Carta Nacional del Perú (I.G.M.) escala 1:100,000 , hojas :Chepén (15c), Pacasmayo (15d), San Marcos (15 g)

2.- Plano topográfico de la zona Gallito Ciego, escala 1:10,000 (I,G,M.) , marzo 1968

3.- Fotografías aéreas de toda la zona del proyecto

4.- Estudio geofísico de los ejes propuestos para el proyecto.

El reservorio Gallito Ciego se encuentra ubicado en la mitad inferior del valle de Jequetepeque, entre Tembladera y Gallito Ciego; es una zona geológica marcada por rocas sedimentarias de edad cretácica.

El reservorio tiene aproximadamente 10 kms.de largo y en promedio 1.2 kms. de ancho. Morfológicamente forma el valle largo con laderas planas, al cual desembocan algunas quebradas laterales con considerables abanicos de escombros.

De los cuatro ejes considerados en el anteproyecto geológico, se ha elegido el lugar de la presa II como el mejor, debido al ancho relativamente pequeño del relleno aluvial del valle.

A lo largo del eje de la presa, el fondo del valle tiene un nivel promedio de 311 m.s.n.m. y un ancho de 435 metros. Con la altura prevista de 81 m. de la presa (corona de la presa 392 m.s.n.m.) y una longitud de corona de 725 m. resultando un volumen aproximado de $330 \times 10^6 \text{ m}^3$.

3.2.- CONDICIONES LITOLÓGICAS ESTRATIGRÁFICAS

La zona del reservorio se encuentra entre rocas sedimentarias cretáceas, cuya estructura sinclinal con dirección E-W con pliegues especiales es atravesada por incrustaciones magmáticas. Solamente en el estribo derecho del lugar de la presa se han creado condiciones especiales por la metamorfosis de contacto del plutonismo de diorita adyacente al oeste.

En relación con la división estratigráfica del anteproyecto geológico, se distinguen los siguientes grupos de rocas desde abajo hacia arriba:

- a.- Areniscas cuarcíticas con lutitas y pizarras arenosas e interestratificaciones de bancos de arcilla y limo.
- b.- Calizas y margas con lutitas.
- c.- Calizas mazizas con interestratificaciones de margas
- d.- Rocas magmáticas: granodiorita y andesita intrusiva como diques
- e.- Sedimentos sueltos jóvenes como sedimentaciones fluviales y materiales de descomposición

Por sus diferencias morfológicas las diferentes rocas pueden marcarse claramente en las laderas del futuro reservorio.

En la zona del reservorio Gallito Ciego, las rocas magmáticas disminuyen considerablemente, siendo solamente significantes en las inmediaciones del lugar de la presa. Gran importancia tienen los sedimentos sueltos jóvenes, puesto que la relativamente roca blanda sedimentaria de la serie calizas, pizarras y margas que dominan la zona, están fuertemente descompuestas bajo la influencia del clima árido, formando considerables cuerpos de escombros y potentes capas de descomposición.

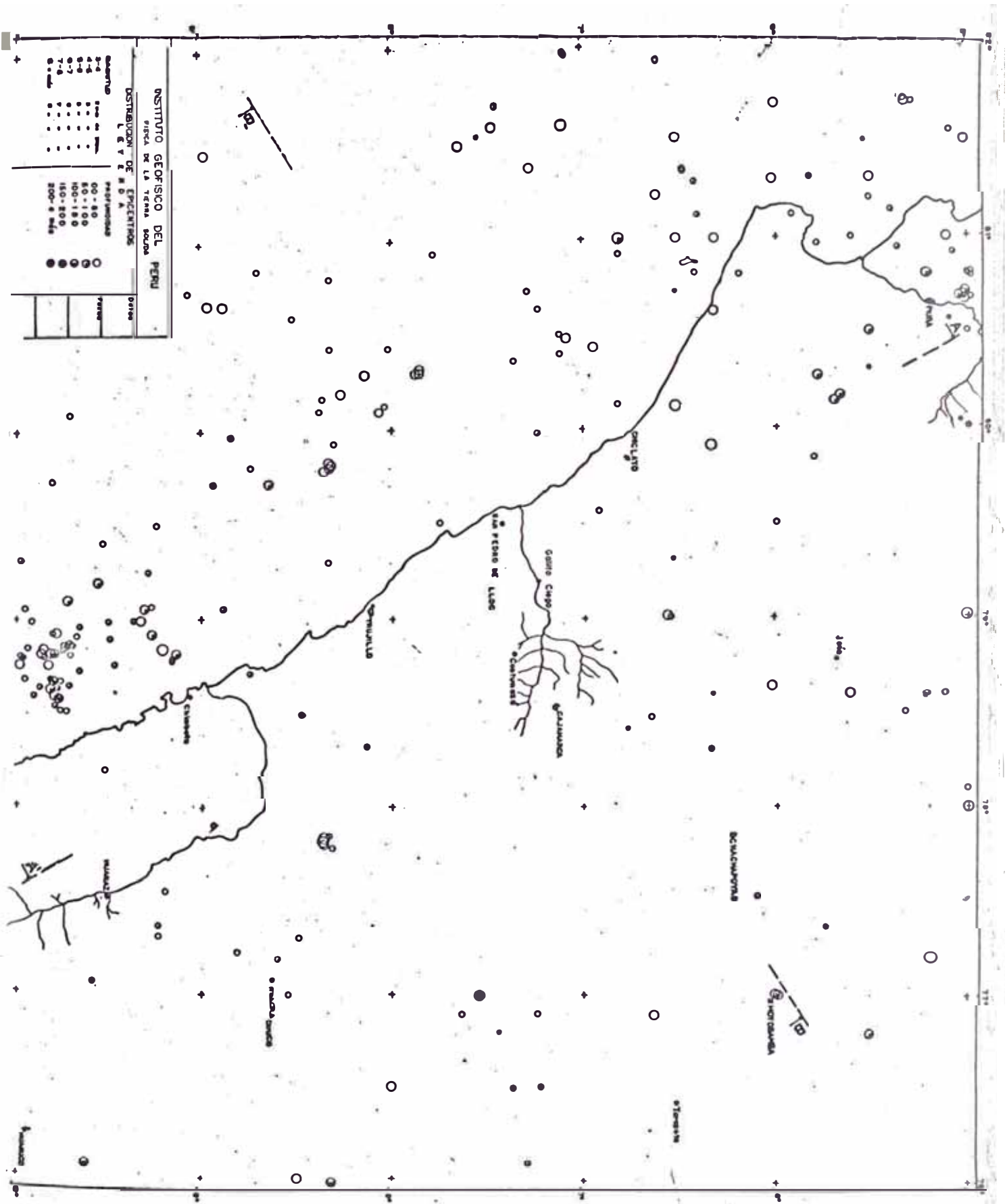
3.3.- CONDICIONES TECTONICAS

La zona investigada se encuentra al norte del Perú, entre 6°50' latitud sur y entre 78°05' y 79°45' longitud oeste de Greenwich y forma parte de la sierra plegada nor-peruana. Según la documentación existente se supone una fuerte fase de plegamiento a fines de la edad cretácica, comprendiendo toda la cuenca mesozoica (S. I.G. 1970). Una segunda fase larga de plegamientos se han producido en la época del terciario inferior que aún no se puede clasificar. Las influencias de ambas fases tectónicas producen en el paquete de rocas de la zona investigada, plegamientos de muchos tipos.

Las señales de la fase tectónica más reciente son los numerosos movimientos sísmicos de la zona y que según los datos existentes habrá que esperar en la zona del proyecto, sismos de intensidades hasta VI-VII de la escala M.M. Se debe tener en cuenta que en la zona costera norte del Perú, se encuentra la fractura de la costa, que corre de surta norte, paralelamente a la línea de la costa, Huaco D.-Castillo J. (1963).

Cuando se plotea los epicentros de todos los sismos se puede notar que en la zona circunvecina a Gallito Ciego, muestra relativamente baja sismicidad, los puntos más próximos se encuentran a unos 50 kilómetros al nor-oeste frente a Chiclayo, aquí los sismos son superficiales con magnitudes entre 6.0 y 7.0. Otro foco activo a 100 kms. de la represa está frente a Trujillo, en esta zona los sismos son superficiales con excepción de algunos que alcanzan profundidades hasta de 100 kms.; Fig 3

El área con mayor actividad sísmica se encuentra aproximadamente a 200 kms. al sur de la represa, con un claustro sísmico que abarca unos 100 kms. de largo, paralelo a la costa, cubriendo un ancho de 50



kilómetros, aunque hay algunos sismos superficiales, la mayoría están distribuidos a profundidades entre los 50 y 100 kilómetros, es en esta zona donde han ocurrido los sismos de mayor magnitud, por ejemplo el sismo del 31 de Mayo de 1970 que fue de magnitud 7.75 .

En otras áreas la actividad sísmica es relativamente dispersa, el área dentro de un círculo con radio de 50 kilómetros y con centro en Gallito Ciego muestra baja sismicidad dentro del período instrumental observado, sin embargo debemos siempre recordar que la sismicidad histórica cuyos epicentros no podemos precisar muestran sismos que habrían representado un peligro potencial para la zona estudiada.

El perfil B-B' , perpendicular a la costa muestra claramente la distribución de los focos activos en profundidad. Esta zona al igual que la mayor parte de la costa peruana, los hipocentros muestran un buzamiento de unos 20° hacia el continente, esta proyección claramente muestra un nivel situado a una profundidad de 20 kilómetros a partir de la cual la actividad sísmica comienza a distribuirse en profundidad, el segmento ubicado entre la fosa marina y la línea de costa, es la más activa. En la vertical y debajo de la zona de la represa la actividad es algo peculiar, el foco más superficial se encuentra a 10 kilómetros de la superficie, otros focos alcanzan profundidades hasta los 150 kilómetros. A partir de este punto y hacia el continente la actividad es más dispersa , está distribuida entre los 30 y 200 kilómetros de profundidad. Fig 9

El perfil A-A' , es un corte que muestra la proyección de los focos sísmicos en una dirección paralela a la costa, algunas de características especiales nos muestra esta sección, son: muy cerca a Gallito Ciego hay una

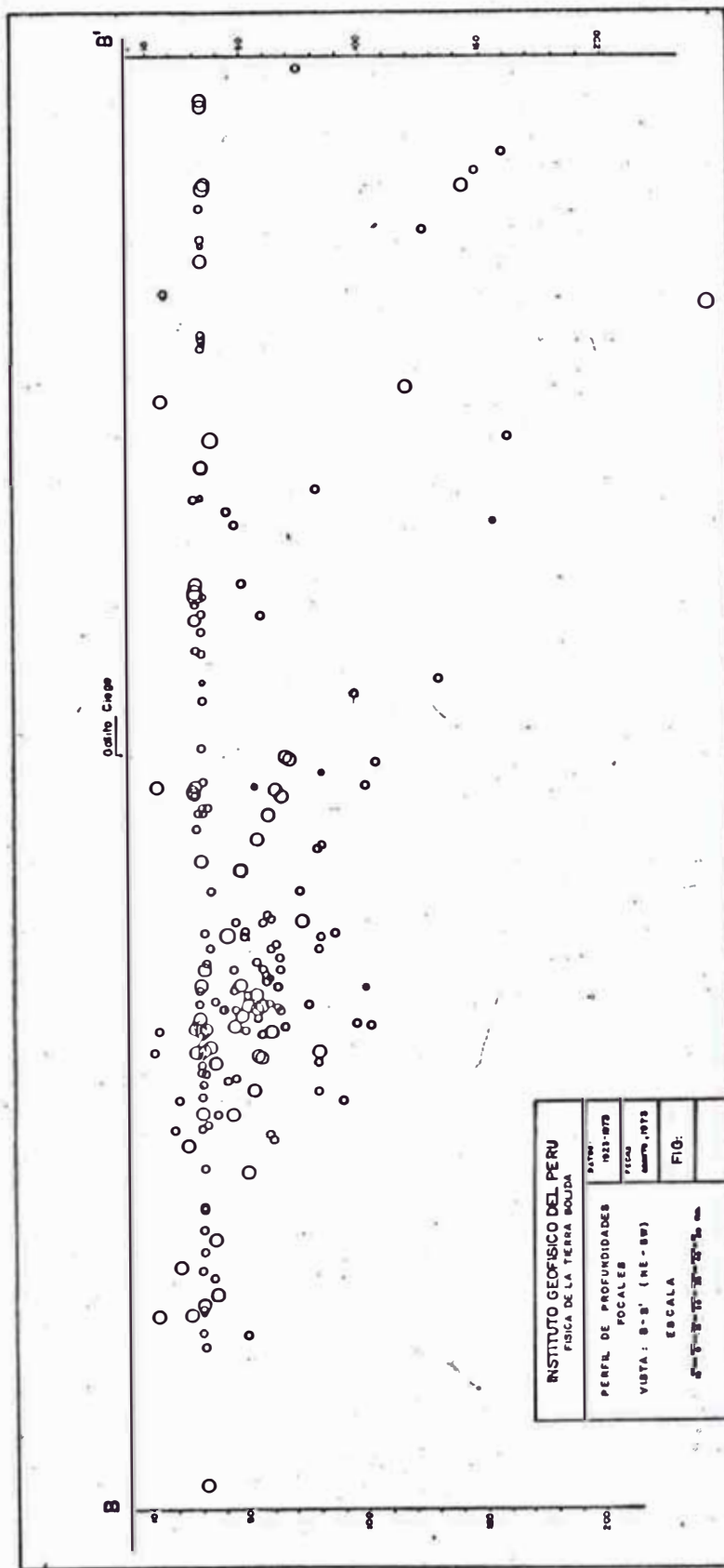


Figura 9.- Perfil que muestra la distribución en profundidad de los focos sísmicos en la dirección perpendicular a la costa (Período 1923-73)

línea más o menos definida de sismos que empiezan a los 20 kilómetros de profundidad y continúan hasta 250 kilómetros, otra similar puede apreciarse a unos 100 kilómetros a la derecha de la represa. Estas líneas activas parecen representar el decoplamiento de bloques tectónicos, el del centro, en el que está ubicada la represa, obviamente representa una relativa baja sismicidad comparada con los bloques vecinos, esto se aprecia mejor en la figura 10. Esta sección también confirma el nivel horizontal desde el cual la actividad comienza a distribuirse en profundidad.

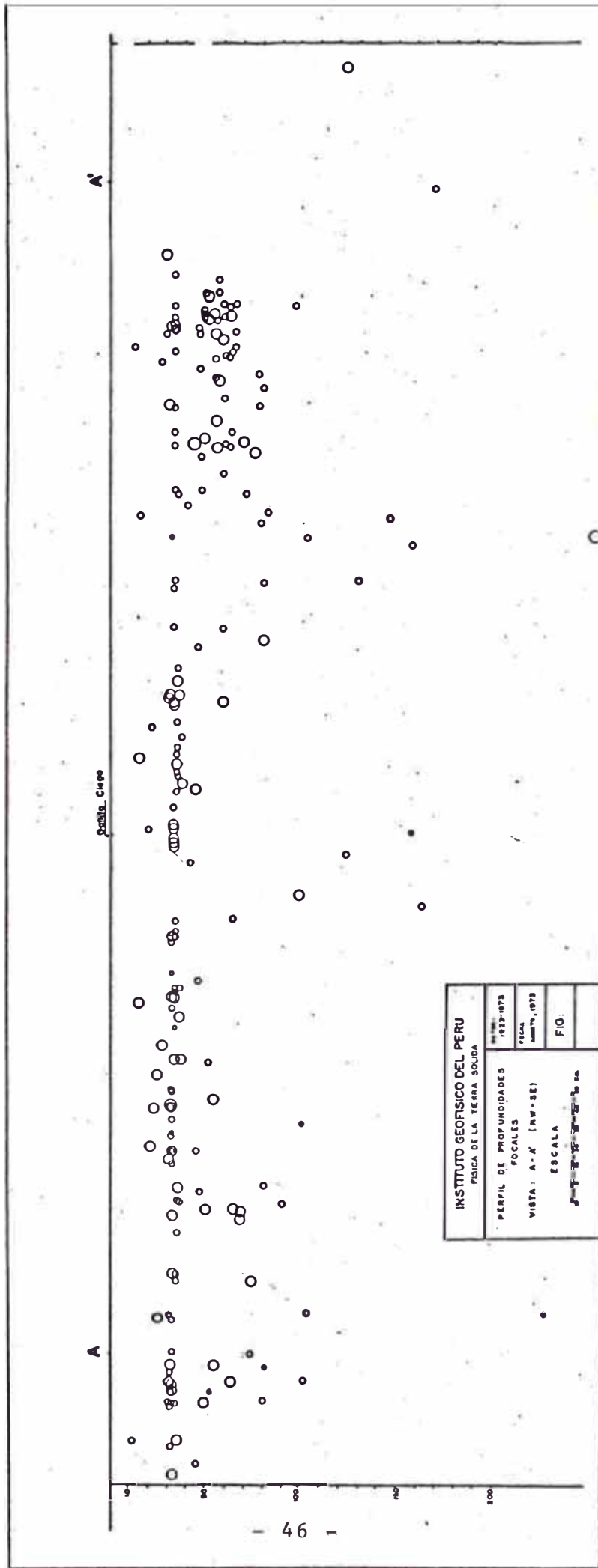


Figura 10 .- Perfil que muestra la distribución en profundidad de los focos sísmicos en la dirección paralela a la costa (Período 1923-73)

3.4.- HISTORIA SISMICA DE LA ZONA.-

De la cronología y características de los sismos en el Perú , para el lapso 1,555 - 1,970 , según E. Silgado (1,973), la zona ha sido azotada por los siguientes sismos:

1,619 - febrero 19 a las 11.50 hra , terremoto en el norte del Perú, que demolió desde los cimientos a la ciudad de Trujillo, extendiéndose la destrucción hasta las villas de Zaña , Santa. En Trujillo , murieron 350 personas, el movimiento se propagó 200 kms. de norte a sur y 330 kms. de este a oeste, la tierra quedó temblando por 15 días . La tierra se agrietó expeliendo material viscoso y pestilente.

Se estima que : magnitud :6.5 (calculada IGP)

Intensidad en el epicentro: IX

el mapa de isosistas se muestra en la fig. 2A

1,725 -Enero 6 a las 23h 25 m, un notable movimiento sísmico ocasionó diversos daños en Trujillo. En los nevados de la cordillera blanca originó la rotura de una laguna glaciaria, la cual desbordándose arrasó el pueblo de Ancash cerca a Yungay, muriendo 1,500 personas. El sismo se sintió en Lima.

Se estima que: magnitud: 5.8 (calculada IGP)

Intensidad en el epicentro:VIII

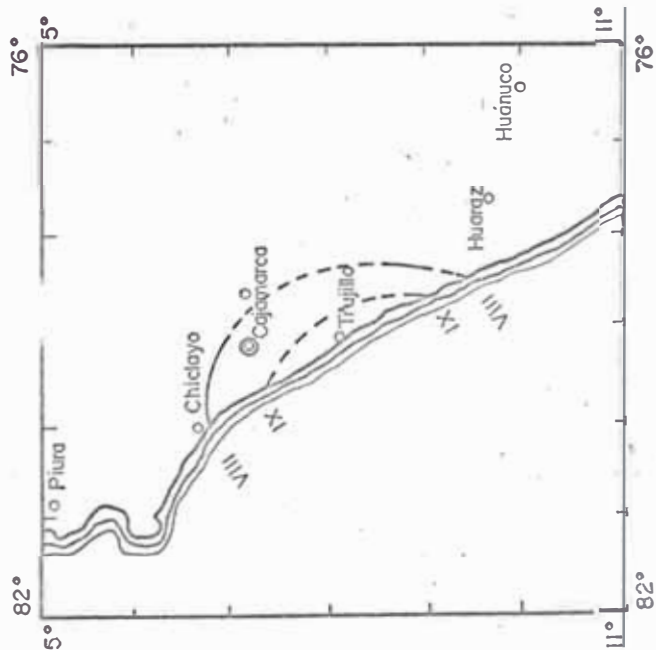
1,759- Setiembre 2 a las 23 h 25 m, un notable temblor causó 5 víctimas en Trujillo y arruinó las construcciones, la catedral sufrió en sus arquerías , bóvedas y torres; fue sentido a lo largo de la costa entre el pueblo de San Pedro (Lambayeque) hasta la Villa de Santa.

Se estima que: magnitud: 5.5 (calculada IGP)

intensidad en el epicentro:VII

el mapa de isosistas se muestra en la figura 2B

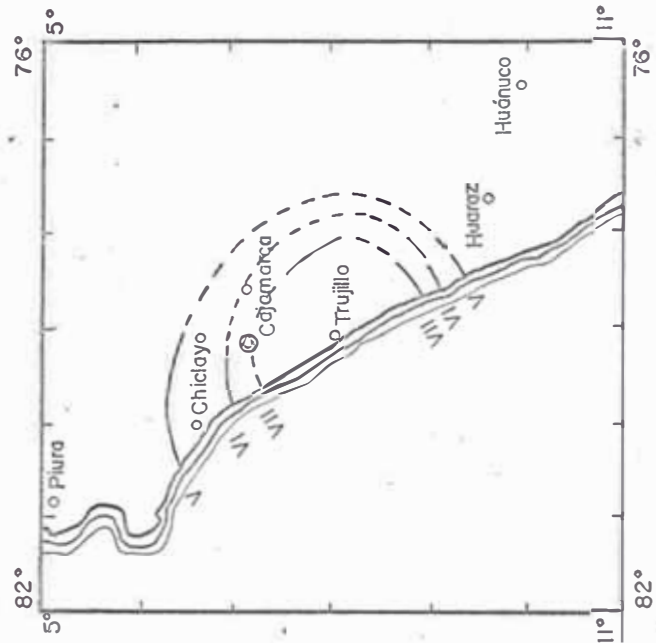
FEBRERO 19 1,619



© Gallito Ciego

2 A

SETIEMBRE 2 1,759



© Gallito Ciego

2 B

1,906- setiembre 28 , a las 10 h 25m , notable conmo-
sísmica en una área de forma elíptica de 310,000 kms²
que comprendía gran parte de la costa , sierra y has-
ta estribaciones de la cordillera oriental. El eje
mayor de la elipse se extendió entre Guayaquil(Ecu-
dor) y Tarma. El eje menor entre Trujillo y Moyobamba.
En la ciudad de Chachapoyas, alcanzó intensidades de
VI-VII R.F., cuarteando paredes , desquiziandose techos
y desplomándose las antiguas murallas.El sismo fue sen-
tido fuertemente en Huancabamba, Ayabaca, Sullana ,Piu-
ra , Morropón, Tumbes y Santa.

Se estima que : magnitud : 7.0 (calculada IGP)

El mapa de isosistas se muestra en la figura 3A

1,912- julio 24 , a las 06h 50m, terremoto en el norte
del Perú, arruinó la ciudad de Piura y poblaciones, o-
casionando muertos y heridos. Sieberg(1,930) estimaba
una intensidad X-XI en el área epicentral. En Piura
sólo el 1% de las construcciones quedó habitable, se
agrietó la tierra y hubo surgencia de agua. En Truji-
llo se estimó una intensidad de VII

1,917- Mayo 20 , a las 23h 45 m sintiéndose en la ciu-
dad de Trujillo un fortísimo temblor, que agrietó las
paredes de nuevas construcciones. El sismo fue senti-
do fuerte en Saña , Chimbote y Casma.

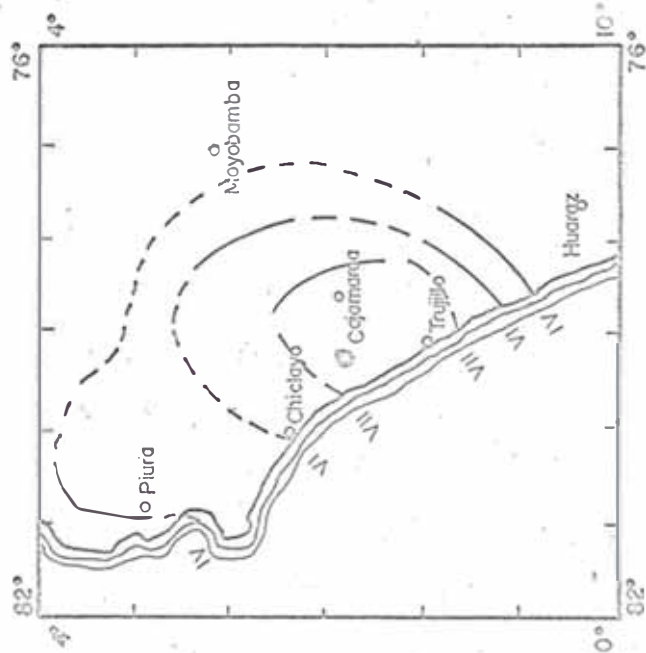
se estima que: magnitud: 7.0 (calculada IGP)

intensidad en el epicentro:VIII-VI

el mapa de isosistas se muestra en la figura 3B

1,937- Junio 21 , a las 10 h 13m , gran temblor en la
costa, sentido desde el paralelo 5 hasta el 11 de lati-
tud sur y hacia el interior unos 180 kms. En Trujillo
ocasionó caída de cornizas y rajaduras de paredes. En La
Lambayeque y Salaverry derrumbes parciales, ligeros
daños en Cajamarca y Cutervo, fuerte en Chimbote y Cas-
maSe estima que: posición geográfica 8.5°S y 80°W (Gu-
tenberg - Seismicity of the earht)

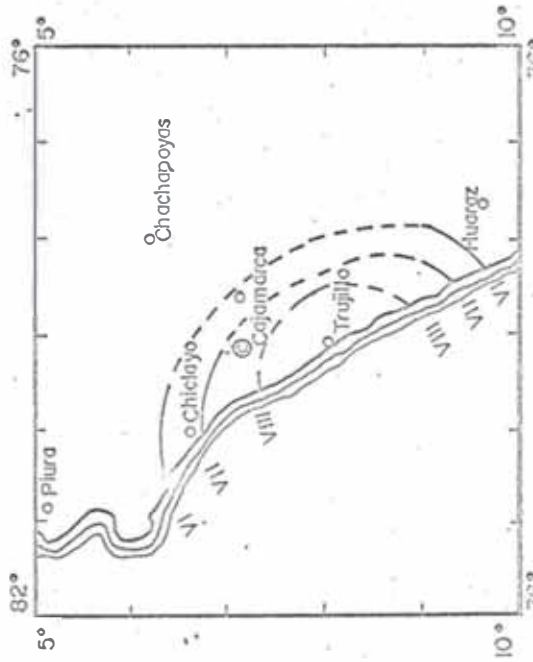
SEPTIEMBRE 23 1,906



Galito Ciego

3 A

MAYO 20 1,917



Galito Ciego

3 B

1,951 - Mayo 8 a las 15 h 30m. movimiento sísmico regional sentido entre los paralelos 7° y 12° lat sur. En la ciudad de Chiclayo tuvo grado V en la escala M.M. El epicentro se halló cerca de 7.5°S y 80°W (USCGS).

1,951- Junio 23 a las 20h. 44m. sismo originado en el océano pacífico, frente a las costas del litoral norte. En la ciudad de Trujillo y en el puerto de Pacasmayo, se percibió una intensidad de grado V en la escala M.M. Fue sentido en las poblaciones de Cajamarca y Callejón de Huaylas. El epicentro estuvo situado a 8.5°S y 80°W (USCGS)

El mapa de isosistas se muestra en la figura 4B

1,956- Febrero 17 a las 20 h 37 m, sismo sentido en todas las poblaciones de los departamentos de la Libertad y Ancash, desde el paralelo 7° al 10°S. Intensidad grado V M.M. en el puerto de Chimbote.

Posición aproximada del epicentro: 10°S y 79°W (USCGS)

1,969- Febrero 4 a las 23h 11m Las ciudades del norte del país, especialmente Trujillo y Chiclayo fueron sacudidas por un violento temblor de tierra. En Chiclayo causó gran alarma.

Epicentro 8.2°S y 80.2°W, magnitud 6.5 (Pasadena)

1,970- Mayo 31 a las 20 h 23m 28.8 s (GMT) se produjo en el Perú, el terremoto más catastrófico de la historia. Murieron 50,000 personas, desaparecieron 20,000 quedaron heridos 150,000.

Según el informe de Cryrza la mayor mortandad se debió a la gran avalancha que siguió al terremoto y sepultó el pueblo de Yungay. Fue destruido Casma, Chimbote, menor destrucción en Trujillo y Huarney.

Epicentro: 9.2°S, 78.8°W (USCGS)

JUNIO 21 1,937

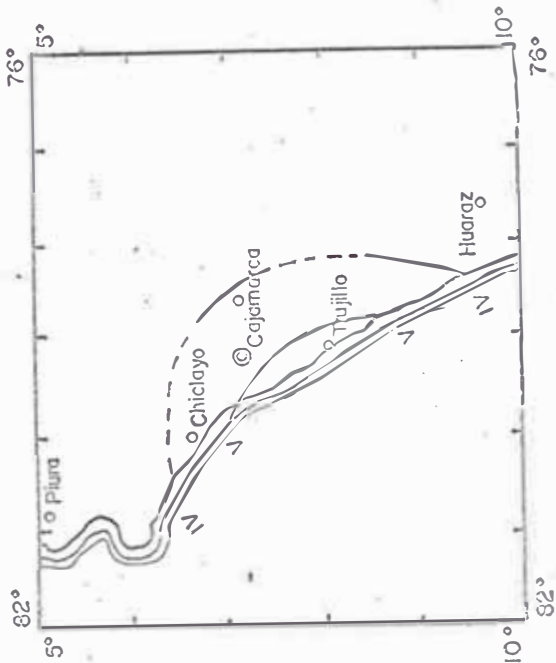


● Gallito Ciego

4 A

4

JUNIO 23 1,951



● Gallito Ciego

4 B

CAPITULO IV

CALCULOS RELATIVOS A LA SISMICIDAD DE LA ZONA

4.1.- RECOPIACION DE DATOS DE REGISTROS SISMICOS

Con el objeto de recopilar los datos para el catálogo sísmico de la zona, nos fijamos una gran área para nuestro estudio y se consideró las latitudes desde 5°S hasta 10°S y longitudes desde 76°W hasta 82°W, como se puede ver en el cuadrilátero achurado de la figura 11/. Una vez fijado nuestros límites, nos entregamos a la búsqueda de todos aquellos sismos que hubieran tenido su epicentro en esta zona, para lo cual hicimos uso del siguiente material:

- 1.- Catálogo Sísmico del Instituto Geofísico del Perú.
- 2.- Sismogramas de la Estación de La Paz (Bolivia).
- 3.- Sismogramas de la Estación de Huancayo.
- 4.- Boletines del U.S. Coast and Geodetic Survey, Department of Commerce.

De los catálogos sísmicos se puede obtener la ubicación del epicentro y la fecha y hora que ocurrió el sismo, pero sólo los boletines mencionados en el acápite 4 proporcionan la magnitud del sismo a partir del año 1965.

Para los sismos ocurridos en años anteriores ha sido necesario determinar su magnitud, la que aparece calculada en el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú, con la notación IGP en las observaciones.

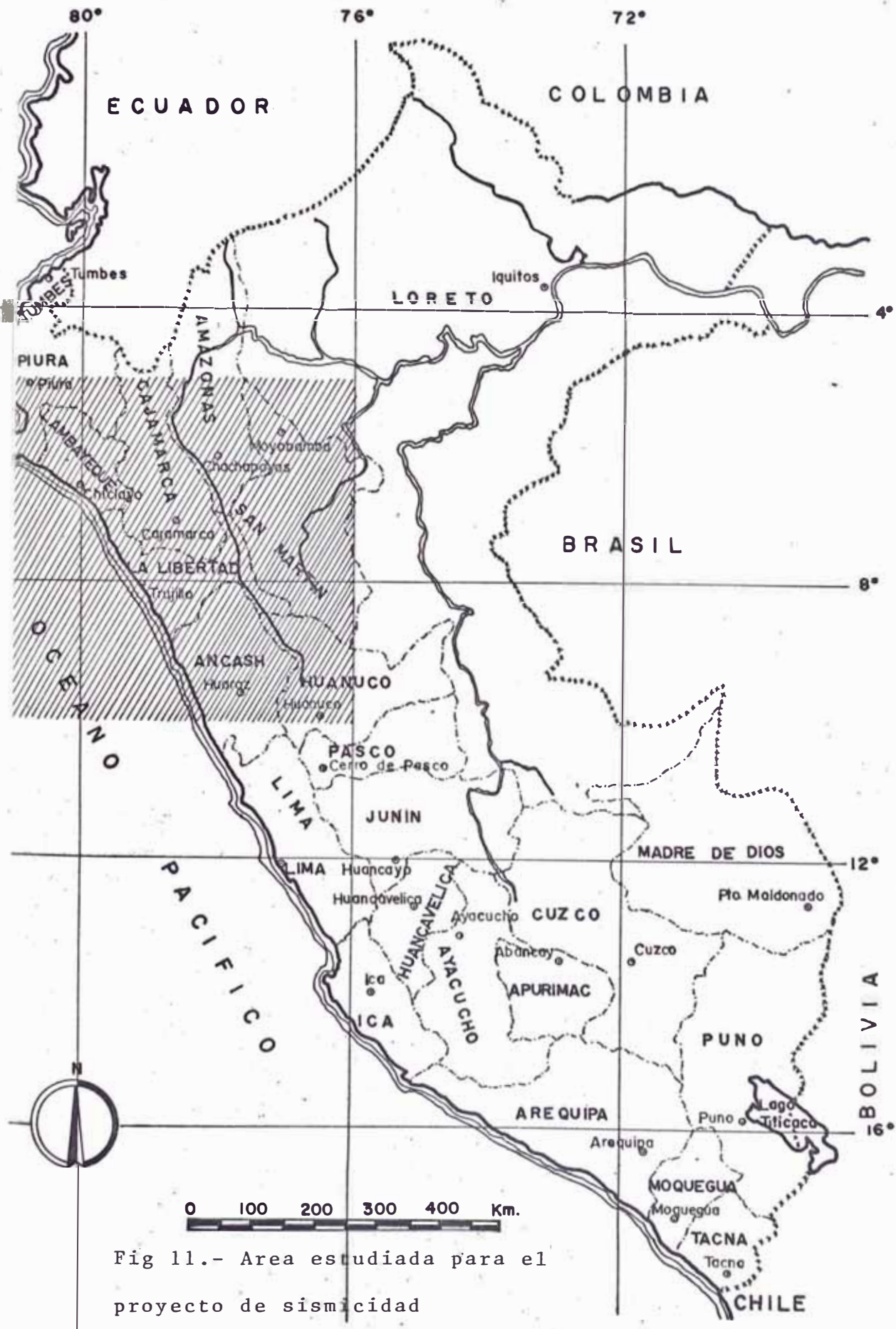


Fig 11.- Area estudiada para el proyecto de sismicidad

4.2.- CALCULO DE MAGNITUD DE ONDAS INTERNAS.-

De acuerdo a 2.4.b la magnitud se puede calcular con la siguiente expresión:

$$M = \log(A/T) + Q(\Delta, h) + \Sigma SM \quad (4.2.1)$$

el significado de cada uno de los términos se ha explicado anteriormente.

En nuestros cálculos hemos hecho de lado el factor de corrección, ΣSM , por considerar que la estación es calibrada constantemente y que en este caso el valor de la corrección no afecta mucho los cálculos. Luego se usará la siguiente expresión:

$$M = \log(A/T) + Q(\Delta, h)$$

Para el cálculo del primer sumando existe una diferencia en la forma de ejecución para los sismos comprendidos entre los años 1,923-1,955 y que fueron leídos de la estación de La Paz y para los sismos comprendidos entre 1,956-1,964 que fuerán leídos de los registros de Huancayo.

El segundo sumando tiene igual forma de cálculo y en él se usará los abacos de Duda que se muestra en el apéndice 6

Para el cálculo de la amplitud A de los registros de La Paz se ha utilizado las fórmulas de sismómetros Galitzin y el proceso de cálculo es el siguiente:

1.- Cálculo del periodo real: $T = 60 \times T_o / M_t o$

donde: T_o =periodo leído en la pantalla en mm.

$M_t o$ = Longitud del minuto en el registro en mm

2w-Cálculo de la amplitud real:

$$A' = \frac{A_o \cdot A_p \cdot 20}{A_r}$$

donde: A_o =amplitud leída en la pantalla en mm

A_p =ancho de la película

A_r =ancho del registro en la pantalla

3.- Cálculo de la magnificación:

$$\frac{A_s}{A'} = \frac{T}{C' (1 + T^2/T_g^2) \sqrt{(1 + T^2/T_g^2)^2 - 16u T^2/T_s^2}}$$

donde:

$$C' = \pi L / AK \text{ siendo } L = \frac{T^2 g \sin \alpha}{4 \pi^2}$$

α = ángulo del eje de giro con la vertical

A = distancia entre el espejo del galvanómetro y el tambor del registro.

$$K = \frac{2\pi}{T_g} \times \frac{\phi_1}{\phi_2} \quad 2(817 + 0.018 u) A$$

u^2 = factor de amortiguamiento

T_g = periodo libre del galvanómetro

T_s = periodo libre del sismómetro

L_r = longitud del registro en la pantalla

Por ejemplo:

datos del sismo: fecha: 30 06 53

coordenadas 08.0 S 76.5 W

hora 13.23.14

distancia epicentral: 1,320 kms = 11.89°

luego del sismograma se obtiene los siguientes datos:

$T_0 = 1.00$ seg $A_r = 233$ mm.

$A_0 = 1.00$ mm $L_r = 659$ mm.

$M_{t_0} = 11.00$ mm $A_p = 16$ mm.

1.- cálculo del periodo real:

$$T = 60 \times 1.0 / 11 = 5.404 \text{ seg}$$

2.- cálculo de la amplitud real:

$$A' = 16 \times 2 \times 20 / 233 = 2.746 \text{ mm.}$$

3.- Magnificación de sismómetro Galitzin:

$$\frac{A_s}{A'} = \frac{5.404}{3.405 (1 + 5.404^2 / 11.74^2) \sqrt{(1 + 5.404^2 / 11.74^2)^2 - 16 (0.02) 5.404^2 / 10.0^2}}$$

= 56 =

$A_s / A' = 1,756.52$ micrones

Luego este es el valor en que es amplificado una amplitud de 1 micrón en el sismograma. Pero a nosotros nos interesa la amplitud del suelo, se tendrá que reducir la amplitud real del sismograma (acápite 2) a su valor correspondiente al movimiento del terreno, en la siguiente forma:

<u>terreno</u>	<u>registro</u>
1 micron	1,756,52 micrones
X micrones	2,746.00 micrones

de donde la amplitud de vibración del terreno será:

$$2,746 / 1,756.52 = 1.563 \text{ micrones} = A$$

luego la magnitud será:

$M = \log 1.563 / 5.404 + Q(\Delta, h) = 1.45 + Q(\Delta, h)$
pero el valor de la función de calibración se lee directamente de los abacos de Duda, en donde se ingresa con la distancia epicentral en grados, la profundidad focal y el tipo de registro empleado en la lectura de la amplitud. (en nuestro caso componente vertical)

Para el caso : distancia epicentral = 11.89°

profundidad focal = 33 kms.

y se encuentra que $Q(\Delta, h) = 6.10$

que al reemplazarlo en la expresión de la magnitud nos da:

$$M = 1.45 + 6.10 = 5.55$$

Para el cálculo de la magnitud en los registros de Huancayo, se sigue el siguiente proceso:

- 1.- Ubicar el sismo de acuerdo a los datos proporcionados por el catálogo
- 2.- Medir la amplitud de la onda P, en uno de los primeros tres picos.
- 3.- Medir el periodo de la onda
- 4.- Corregir el valor de amplitud debido a la magnificación del sismómetro.
- 5.- Con la amplitud corregida y el periodo se sigue el mismo proceso detallado anteriormente.

4.3.- DETERMINACION DE LAS ECUACIONES EMPIRICAS DE INTENSIDAD EN FUNCION DE LA DISTANCIA EPICENTRAL Y LA MAGNITUD

4.3.a.- Dado que la intensidad sísmica tiene como uno de sus factores de atenuación a la distancia epicentral, es importante conocer la relación entre estos términos. Huaco y otros (1972) plantean una ecuación empírica de la forma:

$$\text{Log } I = A + B \text{ Log } \Delta \quad (4.3.a.1)$$

donde I = intensidad esperada en la escala modificada de Mercalli

Δ = distancia epicentral en kms.

A y B son parámetros propios de la región que deben ser evaluados. Para el caso del presente proyecto se han empleado los mapas de isosistas que aparecen en la tabla N°2, cuyos gráficos se pueden ver en el apéndice 1.

El proceso seguido en el cálculo de la ecuación es la siguiente:

1.- Ubicar la presa Gallito Ciego y el epicentro del sismo y unirlos mediante una recta.

2.- Leer la distancia que existe entre el epicentro y cada isosista interceptada y denotarla con la letra D y el valor de la isosista con la letra I

Luego de hacer esto, se obtienen los valores de la tabla N°3, con las cuales se plantean tantas ecuaciones como datos se tenga, (en nuestro caso 19 ecuaciones). Pero como tenemos muchas más ecuaciones que incógnitas se tendrá que emplear por ejemplo el método de los mínimos cuadrados y hallar los valores de A y B.

TABLA 2.- datos de los mapas de isosistas empleados en la determinación de la ecuación empírica

Fecha del sismo	distancia D	intensidad I
	25 kms.	XI
	70 "	X
24 julio 1912	110 "	IX
	155 "	VIII
	230 "	VII
	340 "	VI
	155 "	VII
17 octubre 1966	300 "	VI
	390 "	V
	95 "	VIII
31 mayo 1970	145 "	VII
	225 "	VI
	80 "	VIII
10 diciembre 1970	115 "	VII
	180 "	VI
	260 "	V
	80 "	VII
12 diciembre 1953	255 "	VI
	420 "	V

TABLA 3.- Valores de distancias e intensidades obtenidos de los mapas de isosistas

(1)	1.041393	=	A	+	1.397940	B
(2)	1.000000	=	A	+	1.845098	B
(3)	0.954243	=	A	+	2.041393	B
(4)	0.903090	=	A	+	2.190332	B
(5)	0.845098	=	A	+	2.361728	B
(6)	0.770115	=	A	+	2.531479	B
(7)	0.845098	=	A	+	2.190332	B
(8)	0.770115	=	A	+	2.477121	B
(9)	0.698970	=	A	+	2.591065	B
(10)	0.903090	=	A	+	1.977724	B
(11)	0.845098	=	A	+	2.161368	B
(12)	0.770115	=	A	+	2.352183	B
(13)	0.903090	=	A	+	1.903090	B
(14)	0.845098	=	A	+	2.060698	B
(15)	0.770115	=	A	+	2.406540	B
(16)	0.698970	=	A	+	2.144379	B
(17)	0.845098	=	A	+	1.903090	B
(18)	0.770115	=	A	+	2.406540	B
(19)	0.698970	=	A	+	2.623249	B

TABLA N° 4 Resolución por mínimos cuadrados

N°	A.A	A.B	A.N	A.S
(1)	1.39794x1.39794=1.9541	1.3979	1.0413x1.3979=1.4556	4.8076
(2)	1.8450x1.8450= 3.4043	1.8450	1.0000x1.8450=1.8450	7.0944
(3)	2.0413x2.0413= 4.1669	2.0413	0.9542x2.0413=1.9478	8.1560
(4)	2.1903x2.1903= 4.7974	2.1903	0.9030x2.1903=1.9778	8.9655
(5)	2.3617x2.3617= 5.5776	2.3617	0.8451x2.3617=1.9958	9.9351
(6)	2.5314x2.5314= 6.4079	2.5314	0.7701x2.5314=1.9494	10.8887
(7)	2.1903x2.1903=4.7974	2.1903	0.8451x2.1903=1.8510	8.8387
(8)	2.4771x2.4771= 6.1360	2.4771	0.7701x2.4771=1.9076	10.5107
(9)	2.5910x2.5910= 6.7132	2.5910	0.6989x2.5911=1.8109	11.1510
(10)	1.9777x1.9777= 3.9112	1.9777	0.9031x1.9777=1.7854	7.6743
(11)	2.1613x2.1613= 4.6712	2.1613	0.8451x2.1613=1.8265	8.6590
(12)	2.3521x2.3521= 5.5323	2.3521	0.7701x2.3521=1.8113	9.6957
(13)	1.9030x1.9030= 3.6162	1.9030	0.9030x1.9030=1.7184	7.2376
(14)	2.0606x2.0606= 4.2462	2.0606	0.8451x2.0606=1.7413	8.0482
(15)	2.2552x2.2552= 5.0859	2.2552	0.7701x2.2552=1.7367	9.0778
(16)	2.4143x2.4143= 5.8288	2.4143	0.6989x2.1443=1.4986	9.7417
(17)	1.9030x1.9030= 3.6214	1.9030	0.8451x1.9030=1.6083	7.1327
(18)	2.4065x2.4065= 5.7912	2.4065	0.7701x2.4065=1.8532	10.0509
(19)	2.6232x2.6232= 6.8811	2.6232	0.6989x2.6232=1.8333	11.3376

cont.

sumas: 93.1403 41.6822 34.1541 159.0122

primera ecuación normal:

$$93.1403 A + 41.6822 B = 34.1541 \quad (1)$$

resolución por mínimos cuadrados

N°	B.A	B.B	B.N	B.S
(1)	1.3979	1.00	0.0414	2.4393
(2)	1.8451	1.00	1.0000	3.8451
(3)	2.0413	1.00	0.9542	3.9955
(4)	2.1903	1.00	0.9031	4.0934
(5)	2.3617	1.00	0.8451	4.2068
(6)	2.5314	1.00	0.7701	4.3015
(7)	2.1903	1.00	0.8451	4.0354
(8)	2.4771	1.00	0.7701	4.2472
(9)	2.5910	1.00	0.6989	4.2899
(10)	1.9777	1.00	0.9031	3.8808
(11)	2.1613	1.00	0.8451	4.0064
(12)	2.3521	1.00	0.7701	4.1222
(13)	1.9030	1.00	0.9031	3.8061
(14)	2.0606	1.00	0.8451	3.9057
(15)	2.2552	1.00	0.7701	4.0253
(16)	2.4143	1.00	0.6989	4.1132
(17)	1.9030	1.00	0.8451	3.7481
(18)	2.4065	1.00	0.7701	4.1766
(19)	2.6232	1.00	0.6989	4.3221

sigue.....

cont.

sumas	41.6822	19.00	15.9780	76.6600
-------	---------	-------	---------	---------

segunda ecuación normal:

$$41.6822 A + 19.00 B = 15.9780 \quad (2)$$

resolviendo las dos ecuaciones normales se obtiene :

$$A = 2.000 \quad B = - 0.528$$

luego la ecuación empírica de intensidad será:

$$\text{Log I} = 2.000 - 0.528 \text{ Log } \Delta$$

Si en ella se reemplaza la intensidad VII M.M., que se considera produciría daños en las estructuras, se obtiene la distancia $D=154$ kms., que es la distancia probable hasta donde será afectadas las obras, por un terremoto con epicentro dentro de esta limitación de distancia epicentral. Esta ecuación aparece graficada en la figura 12

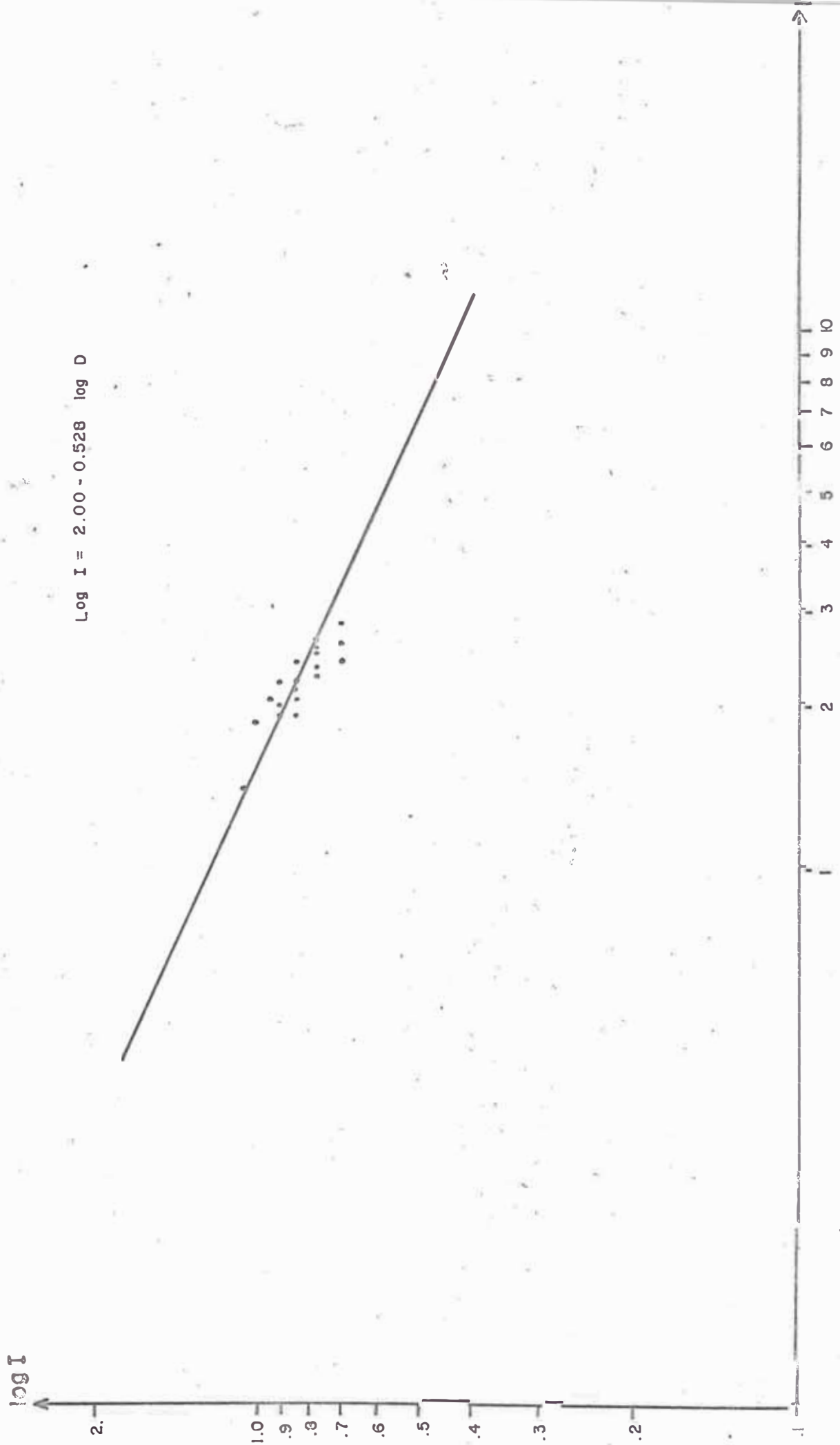


Fig 12.- Gráfico de la ecuación Intensidad- Distancia epicentral

4.3.b.- Se ha analizado la atenuación que sufre la intensidad con la profundidad focal y la magnitud del sismo; Shebalin (1959) planteó una expresión de la forma :

$$I = a' mb + b' \log h + c' \quad (4.3.b.1)$$

donde I , mb , h son la intensidad , magnitud y profundidad focal , respectivamente. a' , b' , c' son parámetros propios de la región que deben ser evaluados.

En nuestro caso, en que la actividad sísmica es poco profunda, circunscrita a 50-70 kms., se puede considerar en lugar de la profundidad a la distancia hipocentral y obtener una variante en la expresión anterior:

$$I = a' mb + b' \log D + c' \quad (4.3.b.2)$$

siendo D la distancia hipocentral en kms.

Para la obtención de los parámetros mencionados anteriormente , se ha hecho uso de los datos consignados en la tabla N°5 , con los cuales se puede establecer las ecuaciones de condición de la tabla N°6 y que se resuelven en la tabla N°7

TABLA N° 5.- Cuadro de datos para la ecuación intensidad-magnitud -distancia hipocentral

fecha del sismo	intensidad (M.M.)	magnitud (mb)	distancia hipocentral
julio 24 , 1912	7.30	8.10	200 kms.
octubre 17,1966	5.60	7.38	440 "
mayo 31,1970	6.00	7.75	250 "
diciembre 10,1970	4.00	6.82	465 "
diciembre 12,1953	5.00	7.35	390 "

TABLA N° 6.- Ecuaciones de condición de los datos

- | | |
|-----|-------------------------------------|
| (1) | $7.30 = 8.10 a' + b' \log 200 + c'$ |
| (2) | $5.60 = 7.38 a' + b' \log 440 + c'$ |
| (3) | $6.00 = 7.75 a' + b' \log 250 + c'$ |
| (4) | $4.00 = 6.82 a' + b' \log 465 + c'$ |
| (5) | $5.00 = 7.35 a' + b' \log 390 + c'$ |

TABLA N°7 Resolución por mínimos cuadrados

A . A	A . B	A . C	A . N	A . S	
8.10x8.10 = 65.61	8.10x2.31=18.71	8.10x1=8.10	8.10x8.3=59.13	151.55	
7.38x7.38=54.46	7.38x2.64=19.48	7.38x1=7.38	7.38x5.6=41.33	122.45	
7.75x7.75=60.06	7.75x2.66=18.68	7.75x1=7.75	7.75x6.0=46.50	132.00	
6.82x6.82=46.51	6.82x2.66=18.14	6.82x1=6.82	6.82x4.0=27.28	98.75	
7.35x7.35=54.02	7.35x2.59=19.04	7.35x1=7.35	7.35x5.0=36.75	117.16	
sumas:	280.66	94.05	37.40	210.99	622.90

La primera ecuación normal :

$$280.66 a' + 94.05 b' + 37.40 c' = 210.99 \quad (1)$$

Resolución por mínimos cuadrados

B . A	B . B	B . C	B . N	B . S
2.31x8.10=18.71	2.31x2.31=5.34	2.31x1=2.31	2.31x7.30=16.86	43.22
2.64x7.38=19.48	2.64x2.64=6.97	2.64	2.64x5.6= 14.78	43.87
2.66x7.75=18.68	2.41x2.41=5.81	2.41	2.41x6.0= 14.46	41.36
2.66x6.82=18.14	2.66x2.66=7.07	2.66	2.66x4.00=10.64	38.51
2.59x5.00=19.04	2.59x2.59=6.70	2.59	2.59x5.00=12.95	41.28
sumas:	94.05	31.96	12.61	69.69
				209.24

Segunda ecuación normal :

$$94.05 a' + 31.96 b' + 12.61 c' = 69.69 \quad (2)$$

RESOLUCION POR MINIMOS CUADRADOS

C . A	C . B	C . C	C . N	C . S
8.10	2.31	1.00	7.30	18.72
7.38	2.64	1.00	5.60	16.66
7.75	2.41	1.00	6.00	17.16
6.82	2.66m	1.00	4.00	14.48
7.35	2.59	1.00	5.00	15.94
Sumas: 37.40				82.91
			27.90	

Tercera ecuación normal :

$$37.40 a' + 12.61 b' + 5.00 c' = 27.90 \quad (3)$$

resolviendo el sistema de tres ecuaciones normales se obtiene la siguiente expresión; para $a'=1.50$, $b'=2.20$ y $c'=0.06$

$$I = 1.50 \text{ mb} + 2.20 \log D - 0.06$$

Esta expresión fue verificada para varios sismos de intensidades conocidas que ocurrieron en la zona y los resultados son aceptables.

4.4.- DETERMINACION DE LA ECUACION DE FRECUENCIA SISMICA

La relación magnitud-frecuencia ha sido discutida por varios investigadores (Richter 1958) ;es así que se ha establecido la siguiente ecuación empírica :

$$\text{Log } N \text{ (mb)} = a - b \text{ (mb)} \quad (4.4.1)$$

donde $N \text{ (mb)}$ es el número de sismos de magnitud mb .

El hecho de que la ecuación se verifique para grandes como para pequeños sismos, hace que esta expresión pueda ser utilizada con bastante confianza. Los valores de a y b dependen de la región estudiada.

De todos los 233 sismos que han ocurrido en la zona , durante el lapso 1923-1973 ,que han sido considerados en nuestro estudio, se confecciona un cuadro de intervalos de magnitud y frecuencia de ocurrencia,ver tabla 8 ,de donde se obtiene la tabla 9 con las marcas de clase y posteriormente se plantean las ecuaciones de condición , tabla 10. Los valores de los parámetros a y b son obtenidos en la tabla 11 por el método de los mínimos cuadrados.

TABLA N°8 .- Intervalo de magnitud y frecuencia de ocurrencia

intervalo de mb	frecuencia N
4.25-4.50	30
4.50-4,75	37
4.75-5.00	31
5.00-5.25	30
5.25-5.50	21
5.50-5.75	20
5.75-6.00	11
6.00-6.25	12
6.25-6.50	4
6.50-6.75	5
6.75-7.00	1

TABLA N°9.-frecuencia,logaritmo de frecuencia y marca de clase

frecuencia N	Log de frec. LogN(mb)	marca de clase mb
30	1.4771	4.375
37	1.5682	4.625
31	1.4913	4.875
30	1.4771	5.125
21	1.3222	5.375
20	1.3010	5.625
11	1.0413	5.875
12	1.0791	6.125
4	0.6020	6.375
5	0.6989	6.625
1	0.0000	6.875

TABLA N°10.- Ecuaciones de condición de la frecuencia sísmica

(1)	1.4771 = a - 4.375 b
(2)	1.5682 = a - 4.625 b
(3)	1.4913 = a - 4.875 b
(4)	1.4771 = a - 5.125 b
(5)	1.3222 = a - 5.375 b
(6)	1.3010 = a - 5.625 b
(7)	1.0413 = a - 5.875 b
(8)	1.0791 = a - 6.125 b
(9)	0.6020 = a - 6.375 b
(10)	0.6989 = a - 6.625 b
(11)	0.0000 = a - 6.875 b

TABLA N° 11

Resolución por mínimos cuadrados

A.A	A.B	A.N	A.S
1.000	4.375	1.4771	6.852
1.000	4.625	1.5682	7.193
1.000	4.875	1.4913	7.366
1.000	5.125	1.4771	7.602
1.000	5.375	1.3222	7.697
1.000	5.625	1.3010	7.926
1.000	5.875	1.0413	7.916
1.000	6.125	1.0791	8.204
1.000	6.375	0.6020	7.977
1.000	6.625	0.6989	8.324
1.000	6.875	0.0000	7.875
11.000	61.875	12.058	84.933

Primera ecuación normal:

$$11.00 a + 61.875 b = 12.058 \quad (1)$$

B.A	B.B	B.N	B.S
4.375	19.1406	6.4623	29.9770
4.625	21.3906	7.2529	33.2685
4.875	23.7656	7.2700	35.9106
5.125	26.2656	7.5701	38.9607
5.375	28.8906	7.1068	41.3724
5.625	31.6406	7.3181	44.5837
5.875	34.5156	6.1176	46.5082
6.125	37.5156	6.6096	50.2500
6.375	40.6406	3.8377	50.8533
6.625	43.8906	4.6302	55.1458
6.875	47.2656	0.0000	54.1406
61.875	355.021	63.7251	480.97

segunda ecuación normal:

$$61.875 a + 355.021 b = 63!7251$$

resolviendo el sistema de ecuaciones normales se obtiene la siguiente ecuación de frecuencia:

$$\text{Log } N = 4.426 - 0.592 M_b$$

Ecuación en la que podemos determinar el número de sismos de una magnitud dada que se produciría en la zona para el periodo de tiempo estudiado. Esta expresión aparece graficada en la figura 13

FRECUENCIA SISMICA (N)

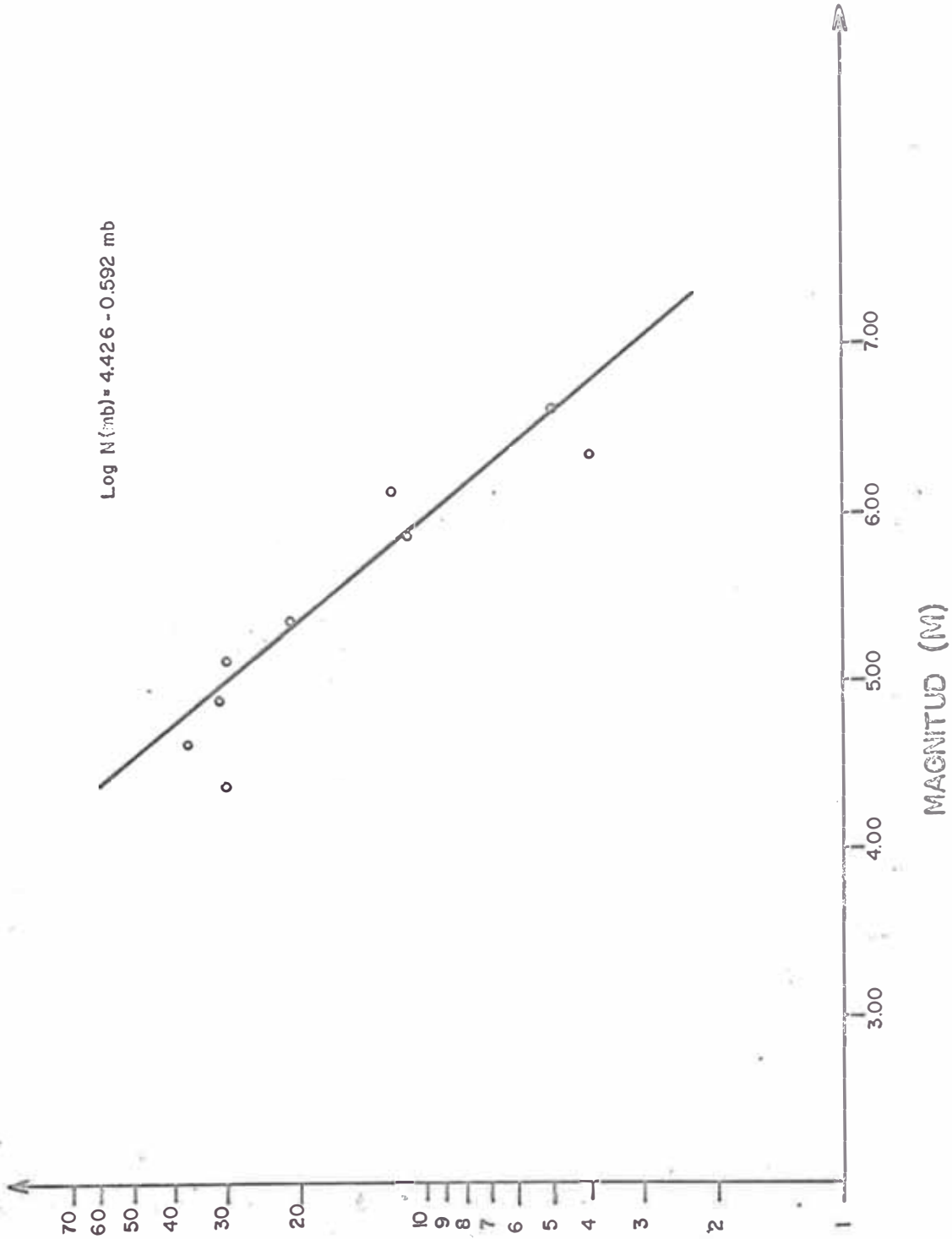


Fig 13 Gráfico de la ecuación de frecuencia sísmica

4.5.- CALCULO DEL PERIODO DE RETORNO

De acuerdo con la teoría de valores extremos de Gumbel (Sakal y Willis 1972), discutida en 2.6, se ha considerado un cuadro de valores máximos anuales de magnitud que aparecen en la tabla 12 , que deben ordenarse en orden creciente , y a partir de ellos se calcula los valores de $G(Y_i) = i / (N+1)$, donde Y_i es la magnitud mb de orden i , N es el número de valores extremos considerados.

Los valores de $G (Y_i)$ aparecen calculados en la tabla 13. Estos valores son graficados en la figura 14 y allí se puede ver que la recta obtenida por mínimos cuadrados se intercepta con la magnitud $Y=8.0$ en el periodo de retorno de 30 años ;con la magnitud $Y=7.0$ en el periodo de retorno de 7 años , finalmente con la magnitud $Y=6.0$ en el periodo de retorno de 3.5 años. Esto indica que en la zona en estudio, en el periodo de 30 años se pueden producir un terremoto de magnitud 8.0 , 4 de magnitud 7.0 y 8 de magnitud 6.0

PERIODO DE RETORNO (AÑOS)

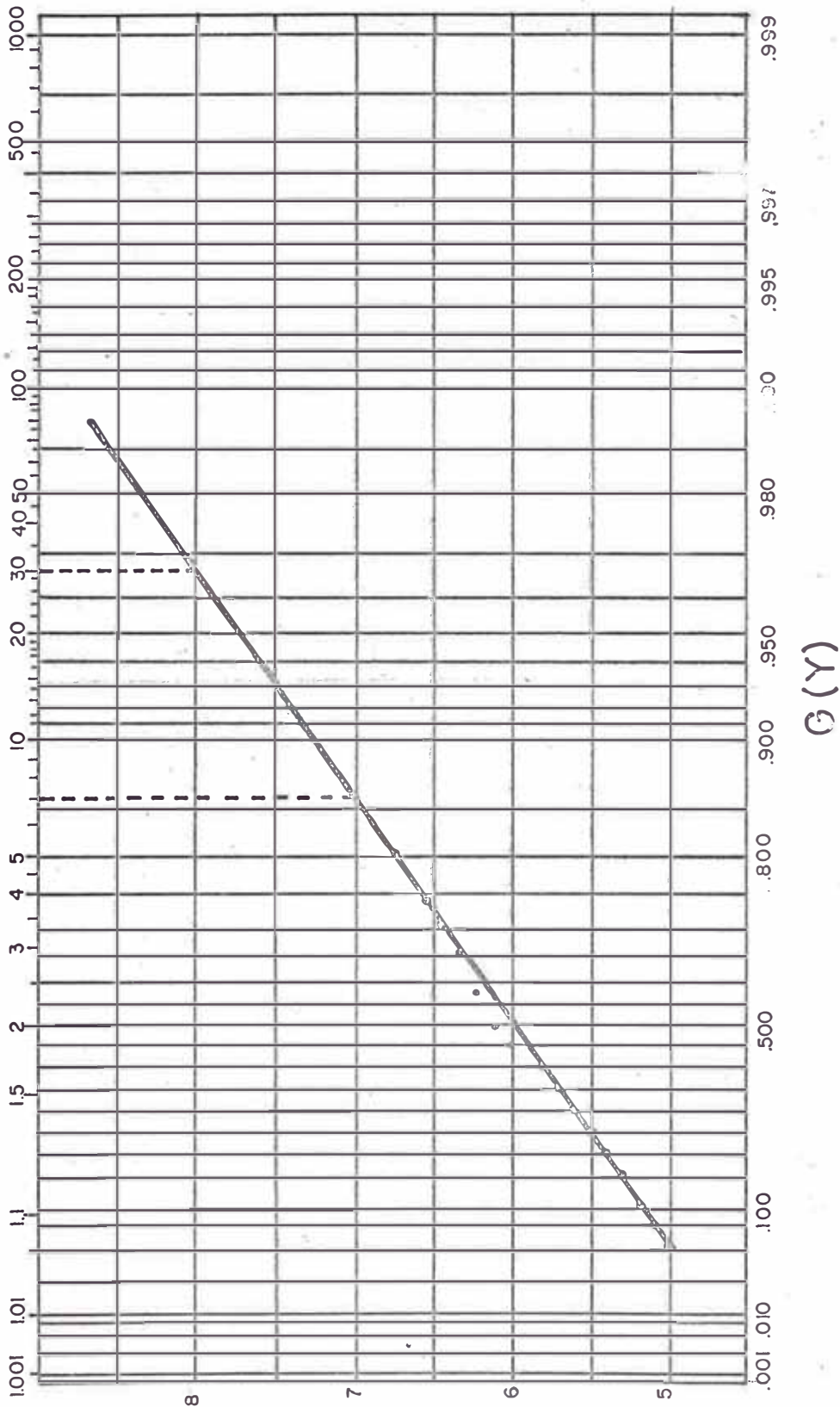


Fig 14 -- Gráfico del periodo de retorno (según Gumbel)

MAGNITUD

TABLA 12.- CUADRO DE MAGNITUDES MAXIMAS ANUALES

Fecha	Magnitud mb	Lat S	Long W
13 05 27	6.00	06.0	81.50
14 05 28	6.20	05.0	78.00
05 09 32	6.00	06.5	81.50
29 12 33	5.18	05.0	81.50
08 03 35	5.63	05.2	79.80
21 06 37	5.83	08.3	79.80
09 09 38	5.77	07.8	80.30
05 05 40	6.71	06.5	80.10
08 01 42	5.67	06.5	79.00
05 04 43	6.05	07.5	77.00
13 11 45	5.67	08.3	79.80
10 11 46	6.45	08.3	77.80
14 02 48	6.19	08.3	77.80
24 06 51	5.45	08.3	79.80
14 11 52	5.97	06.6	76.90
17 04 53	6.26	05.2	77.20
02 07 54	5.83	05.5	76.80
09 03 55	6.06	05.0	79.00
17 08 56	5.00	05.0	80.00
18 07 58	7.00	05.0	78.00
13 10 59	5.50	09.0	79.50
20 11 60	6.75	06.8	80.70
28 10 61	6.53	09.3	80.00
15 11 62	6.10	08.7	79.80
29 08 63	6.50	07.1	81.60
04 06 64	5.30	09.6	76.10
29 11 65	5.40	06.02	78.64
29 07 67	5.10	07.26	81.33

30	07	68	5.80	06.93	80.40
04	02	69	6.00	08.232	80.157
01	06	70	6.00	09.296	79.00
27	03	71	5.40	07.466	81.599
05	07	72	5.00	09.885	78.601

TABLA 13 .- Valores calculados para G (Yi)

i	Yi	G(Yi)
1	5.00	0.0508
2	5.10	0.1016
3	5.20	0.1524
4	5.30	0.2032
5	5.40	0.2540
6	5.50	0.3048
7	5.60	0.3556
8	5.70	0.4064
9	5.80	0.4572
10	6.00	0.5080
11	6.10	0.5588
12	6.20	0.6196
13	6.30	0.6604
14	6.45	0.7112
15	6.50	0.7620
16	6.75	0.8128
17	7.00	0.8636

4.6.- CALCULO DEL RIESGO SISMICO.-

El riesgo sísmico está definido por la siguiente expresión:

$$R = 1 - (1 - 1/T)^n$$

donde:

n=número de años para los cuales se calcula el riesgo . En nuestro caso se ha considerado 30 años

T=periodo de retorno

Tomando los periodos de retorno calculados en 4.5 se obtiene lo siguiente:

<u>Magnitud</u>	<u>Riesgo sísmico</u>
6.00	1.00
7.00	0.99
8.00	0.81

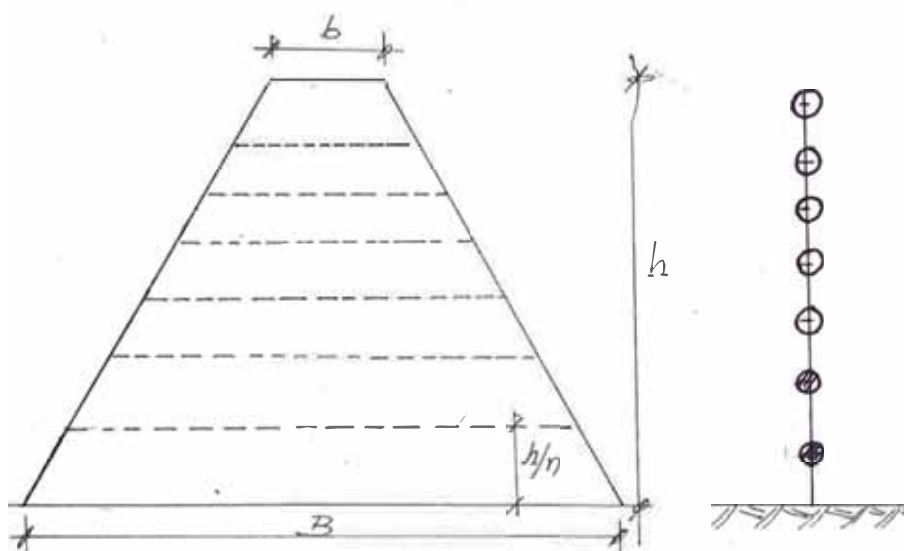
Este riesgo sísmico se interpreta como probabilidad de ocurrencia de un sismo de magnitud dada, y de periodo de retorno previamente fijado.

Naturalmente que al no poder predecir con exactitud el lugar y el momento en que se va a producir un sismo , aunque las investigaciones son bastante alentadoras, este valor de riesgo sísmico da una buena estimación basada en la estadística.

4.7.- COEFICIENTE SISMICO.-

El cálculo del coeficiente sísmico es bastante complicado e inexacto, luego , no pretendemos en el presente trabajo dar una información completa sobre la forma de estimarlo, sino más bien una manera de hacerlo. En el cálculo de una presa se deben considerar actuando fuerzas horizontales y verticales, aplicadas sobre la masa de tierra, la que es considerada como cuerpo rígido.

Estas fuerzas se calculan yasea dividiendo la masa de tierra en estratos horizontales o por elementos finitos.



Modelo matemático de masas concentradas

La fuerza sísmica horizontal puede ser calculada de acuerdo a la siguiente expresión:

$$F_x = C_s \cdot W$$

donde: F_x =fuerza sísmica horizontal

C_s =coeficiente sísmico en la dirección considerada

W =peso del elemento

El valor del coeficiente sísmico C_s puede ser escrito como el producto de 4 factores: (Rothe J.º. 1,963)

$$C_s = A \cdot B \cdot C \cdot D \quad (4.7.1)$$

donde: A=coeficiente de intensidad sísmica

B=coeficiente de respuesta

C=coeficiente de distribución

D=coeficiente de fundación

El coeficiente de intensidad sísmica interesa especialmente al sismólogo y depende de la intensidad sísmica registrada en la zona, de acuerdo a los registros instrumentales. Este coeficiente oscila entre tres valores que son 0.5, 1.0 y 2.0 dependiendo de la regionalización sísmica. En nuestro caso dado que la actividad sísmica de la región es moderada, no habiéndose registrado intensidades mayores que VIII M. M. puede asumirse $A=1.00$

EL coeficiente de respuesta puede ser escrito como la relación entre la aceleración registrada en el suelo durante el movimiento sísmico y la aceleración de la gravedad.

La aceleración depende del periodo T del modo fundamental de vibración de la estructura y su grado de amortiguamiento. El proceso de su determinación es bastante complicado cuando no se disponen de acelerógrafos instalados en la zona. Un procedimiento aproximado sería considerar todos los registros sísmicos analizados en el catálogo sísmico y por digitización hallar el espectro de velocidades máximas, que al ser diferenciados nos darían el espectro de aceleraciones de donde se puede hallar la aceleración del suelo para el modo fundamental de vibración.

El coeficiente de distribución no depende de las características de la estructura, y se puede determinar calculando las diferentes masas de los estratos de tierra, y considerando el modelo de masas concentradas, hallar sus desplazamientos en el modo fundamental de vibración. Por tanto se tendrá la siguiente expresión:

$$C_r = \frac{E_r \sum M_r \cdot E_r}{\sum M_r \cdot E_r^2} \quad (4.7.2)$$

donde : M_r = masa del estrato r

E_r = elongación de la masa r

C_r = coeficiente de distribución en el nivel r

El coeficiente de fundación es un término correctivo que depende del terreno de fundación y de su naturaleza, varía entre 0.8 y 1.3

Además, al considerar las fuerzas verticales se debe tener en cuenta la fuerza sísmica vertical F_y :

$$F_y = C_v \cdot W \quad (4.7.3)$$

donde :

C_v = coeficiente sísmico vertical, que puede ser evaluado a partir del coeficiente C_s de acuerdo a la siguiente expresión:

$$C_v = a \cdot C_s / A^{1/2} \quad (4.7.4)$$

donde el valor de "a" varía entre 1.00 y 2.00 de acuerdo al tipo de construcción.

Analizando las condiciones geológicas de la zona y de acuerdo a lo emitido por el primer congreso latinoamericano de Geología (Lima 1,970), se puede estimar que el coeficiente sísmico horizontal puede estar dentro del rango 0.05-0.12

4.8.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del análisis de la sismicidad histórica de la región se puede concluir con lo siguiente:

- 1.- La actividad sísmica de la zona es considerable, principalmente en el fondo marino.
- 2.- Del mapa de sección , perpendicular a la costa se puede notar claramente la interacción entre la placa oceánica y la continental; cuyo ángulo de buzamiento es aproximadamente 20° hacia el continente.
- 3.- Para producir daños en la presa, de acuerdo al análisis de la atenuación de la intensidad con la distancia, sería necesario que se produjera un terremoto de intensidad mayor que VII y a una distancia menor que 154 kms. de ella.
- 4.- Para la determinación del coeficiente sísmico en la roca de basamento, es necesario instalar instrumentos que registren la actividad sísmica en el lugar
- 5.- En investigaciones realizadas en presas que fallaron debido a movimiento sísmico, se ha llegado a establecer que al llenarse el reservorio se producen movimientos sísmicos de magnitud hasta 6.5 , la que puede aumentar de acuerdo a las características sismo-tectónicas de la zona.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- Bath Marcus (1967) Earthquake Energy and Magnitude.
- 2.- Bath Marcus y Duda Seweryn (1964) Earthquake Volume, Ann. Geofísica (Roma) pp. 353-368.
- 3.- Bullen K. E. (1963) An Introduction to the Teory of Seismology. - Cambridge.
- 4.- Chopra K. Anil, Chakrabarti P. (1973)- The Koyna Earthquake and the damage to Koyna dam. Bull. of the Society Seismological of America. Vol. 63, N° 2 . pp. 381-397.
- 5.- Duda Seweryn (1970) The Earthquake volume. Bull. of the Seismological Society of America. Vol. 60, N° 5 . pp. 1479-1489.
- 6.- Duda Seweryn (1972) On the recurrence relation of earthquakes. (Acta Geofísica Polonia . Vol.XX)
- 7.- Furumoto A., Norby Nielsen, Phillips William A study of past earthquakes, isoseismic zones of intensity and recommended zones for structural design for Hawaii.
- 8.- Giesecke M. Alberto (1962) Datos Sísmicos y Gravimétricos del Perú.
- 9.- Housner G. (1952) Spectrum Intensities of strong motion earthquakes proceedings of the symposium on earthquakes and blast effects on structures EERI.
- 10.- Honda H. (1962) Journal of Physics of the Earth. Vol. X Dec. 1962, N°2.
- 11.- Huaco Daniel (1972) Criterios para el Catálogo Sísmico de Sudamérica. Informe presentado al Centro Regional de Sismología. Lima-Perú.

- 12.- Huaco Daniel, Espejo G., Huaco P., Flores A., (1973) Sismicidad de la zona de embalse Chira-Piura.
- 13.- Hudson E. Donald (1972) Local distributions of strong motions. Bull. of the Seismological Society of America. Vol. 62, N°6. pp. 1765-1786.
- 14.- Love A. E. H. (1944) A treatise on the mathematical theory of elasticity. pp. 183-185.
- 15.- Milne John (1939) Earthquakes and other earth movements.
- 16.- Milne W. G. y Davenport A. G. (1969) Seismological Series of the Dominion Observatory.
- 17.- P.G. S-1 (1968) Normas Sismorresistentes de España.
- 18.- Richter F. Charles (1958) Elementary Sismology. W.H. Freeman and Company.
- 19.- Rothe J. P. (1972) Le risque seismique et le recherche d'eme protection contre seismic (extrait de science progres-París).
- 20.- Sakal A. F. y Willis D. E. (1972) An estimate of the Seismic probability in Circum Pacific North Area. Bull. of the Seismological Society of America. Vol. 62, N°6. pp. 1397-1410.
- 21.- Utsu T., Hirota T. (1968) Note on nature statistiric of the energy and strain release in the seismic sequence.
- 22.- S. I. G. (1970) Informe sobre investigaciones adicionales de Geología y Mecánica de suelos del Proyecto Jequetepeque.
- 23.- Ried H.F. (1906) The California earthquake of April 18, 1906.