



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

**Modelos para la Predicción de
Sismos y sus Efectos.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

Rómulo Arturo Mejías Ruiz

MEXICO, D. F.

1979



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

I N D I C E

	<u>PAGINA</u>
CAPITULO I:	<u>INTRODUCCION</u>
I.1	Motivo y alcance del presente trabajo 1
I.2	Origen de los sismos 3
I.2.1	Deriva continental 3
I.2.2	Tectónica de placas 6
I.3	Estado de la predicción sísmica 8
I.4	Sismicidad 13
CAPITULO II:	<u>OBSERVACION DE PRECURSORES SISMICOS</u>
II.1	Precursores sísmicos 16
II.2	Observación de la deformación del terreno 17
II.3	Observación continua del movimiento cortical 20
II.4	Sismos precursoros 22
II.5	Observación de cambios en el mecanismo focal 24
II.6	Observación de la anomalía V_p/V_s 25
II.7	Observación de anomalías geoelectricas y geomagnéticas 30
II.8	Observación de otros precursoros sísmicos 33
CAPITULO III:	<u>MODELOS ESTADISTICOS</u>
III.1	Estadística de la sismicidad 39
III.1.1	La periodicidad 40
III.1.2	Probabilidad preliminar de la magnitud 41
III.1.3	Probabilidad preliminar de la ocurrencia 44
III.2	Modelos de predicción a largo plazo 47
III.2.1	Predicción de la magnitud 48
III.2.2	Predicción del tiempo de ocurrencia 51

	<u>PAGINA</u>
III.2.3 Predicción basada en la deformación cortical	53
III.3 Modelos de predicción a mediano y corto plazo	57
III.3.1 Modelo de predicción lineal simple	58
III.3.2 Modelo de predicción lineal múltiple	60
CAPITULO IV: <u>MODELOS FISICOS</u>	63
IV.1 El modelo soviético	64
IV.2 El modelo norteamericano	70
IV.3 Duración de las anomalías precursoras en el modelo de dilatancia	78
IV.4 Comparación de los dos modelos	82
CAPITULO V: <u>MODELOS DESCRIPTIVOS DE LA SISMICIDAD</u>	85
V.1 Consideraciones sobre la sismicidad	85
V.2 Factores que determinan los efectos sísmicos en superficie	86
V.3 Modelos matemáticos para describir la atenuación de la intensidad con la distancia	88
V.4 Distribución espacial de la intensidad sísmica en México	91
CAPITULO VI: <u>PROPOSICION DE UNA METODOLOGIA PARA LA PREDICCIÓN DE SISMOS Y SUS EFECTOS</u>	94
VI.1 Metodología	94
VI.2 Programa de investigación permanente	95
VI.3 Programa de implementación	104
VI.3.1 Trabajo de campo	105
VI.3.2 Trabajo de gabinete	108
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	116
BIBLIOGRAFIA	123

CAPITULO I INTRODUCCION

I.1 Motivo y alcance del presente trabajo

El rápido crecimiento de los asentamientos humanos, que se viene registrando en áreas geográficas polarizadas, ha favorecido un fuerte ímpetu en la construcción de estructuras para vivienda, industria, comercio, etc. A juicio de demógrafos y planificadores urbanos, este crecimiento seguirá incrementándose a tasas muy elevadas en las próximas décadas como consecuencia de la cada vez más concentrada actividad económica en el ámbito capitalista.

Esta circunstancia plantea la necesidad de prevenir a los asentamientos humanos de la ocurrencia de terremotos que pueden causar graves daños a los sistemas urbanos en crecimiento, diezmando vidas y deteriorando la economía nacional. El problema se hace más dramático si se toma en cuenta que en países como México las áreas urbanas crecen más en razón del éxodo desmedido de sectores marginados de la población rural, los cuales se instalan en viviendas de construcción ligera, y muchas veces sobre terrenos con alto riesgo sísmico.

En vista de que en nuestro medio la prevención de sismos se encuentra en etapa de "arranque", consideré de vital importancia realizar este trabajo sobre predicción y sismicidad que, además de servirme como tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, constituye un intento para contribuir al estímulo de la investigación y aplicación de la Ingeniería Geofísica al campo de la sismología natural en lo tocante a pronóstico de ocurrencia de sismos, y al campo de la Ingeniería Civil en lo referente a predicción de efectos sísmicos en superficie.

Por lo antes dicho, el objetivo de este trabajo es presen
tar una de las facetas de la Ingeniería Geofísica que ha permanecido inmersa por razones convencionales, pero que ya comienza a ser demandada por sismólogos e ingenieros civiles a fin de alcanzar un conocimiento cada vez más amplio del fenómeno sísmico, objeto de estudio de estos profesionistas.

En este trabajo presento, por una parte, una revisión bibliográfica sobre las principales investigaciones y resultados logrados en los últimos años en materia de predicción y sismicidad; y por otra parte, propongo una metodología para llevar a la práctica estas investigaciones, auxiliándome de herramientas conceptuales aprendidas a lo largo de mis estudios profesionales.

I.2 Origen de los sismos

Un sismo puede considerarse como la liberación súbita de energía almacenada por fuerzas naturales en una determinada región dentro de la tierra. El mecanismo de esta liberación de energía en la zona focal es probablemente una ruptura repentina de roca en la corteza o manto superior de la tierra. Por lo general se acepta que esta ruptura se produce a lo largo de una zona de debilidad conocida como falla, y en términos más generales, como fractura.

Los sismos naturales más comunes son de origen tectónico, aunque eventualmente hay algunos que se producen como resultado de la actividad volcánica.

Actualmente el origen de los terremotos se explica a través de las teorías de deriva continental y tectónica de placas.

I.2.1 Deriva continental

Se asume que cuando la tierra era muy joven, hace unos dos billones de años, todos los continentes estaban agrupados en uno o dos supercontinentes. Con el tiempo, debido a procesos de enfriamiento y contracción, se produjeron rupturas en la masa supercontinental, y las partes separadas se fueron dispersando hasta ocupar las posiciones que tienen actualmente los continentes, posiciones que no están fijas sino sometidas a constante deriva.

La explicación más aceptada de la deriva continental se encuentra en los estudios sobre la expansión del fondo oceánico y sobre las corrientes convectivas del manto.

Según estos estudios, el calor que se genera por la desin

tegración radiactiva natural, se acumula dentro de la tierra que, teniendo un radio de unos 6400 Km, no permite una rápida radiación de calor desde su superficie. Por tanto, es razonable suponer una diferencia de temperatura de unos miles de grados centígrados entre la superficie y la interface corteza-manto de la tierra. Aunque el manto reacciona como sólido a una fuerza mecánica de variación rápida, como la producida por ondas sísmicas, se cree que se comporta como un medio viscoelástico cuando está sometido a una fuerza engendrada en un tiempo de decenas o centenas de miles de años. Dado este comportamiento viscoelástico, es admisible que se produzcan corrientes convectivas en el manto.

Históricamente, el concepto de células de convección se introdujo en un contexto de convección a nivel de todo el manto. Posteriormente pareció más razonable limitar la convección a la astenosfera, cuyas propiedades parecen ser las de un fluido plástico o semifluido. Sin embargo, en cada caso, las células convectivas se consideraban la causa del movimiento, en el sentido de que las corrientes de convección empujan a la litosfera superpuesta.

La existencia de una capa plástica de baja velocidad (astenosfera) brinda una explicación a la teoría de la deriva continental, ya que las corrientes convectivas en el interior de la astenosfera pueden producir movimientos horizontales a gran escala en la capa superior de la litosfera, lo cual lleva implícito que la corteza oceánica experimenta grandes desplazamientos horizontales junto con los continentes; de ese modo, no se requiere la idea de continentes en movimiento, siempre en batalla contra la resistencia de la corteza oceánica.

Se ha observado que la gran mayoría de los sísmos que ocurren en medio de los océanos Pacífico, Atlántico e Indico, son de

profundidad somera. El alineamiento de los epicentros debajo de estos océanos coincide con los riscos submarinos, ésto es, con el risco Meso-Atlántico, el risco del Pacífico Oriental, etc. Estos riesgos oceánicos son fisuras corticales de gran escala por donde asciende material a altas temperaturas desde el interior de la tierra.

Entonces, si aceptamos que en la astenosfera existen corrientes convectivas, podremos visualizar los relieves oceánicos como zonas activas bajo las cuales se mueven las corrientes de convección de la astenosfera. El magma fluye a la superficie por los riesgos, formando nueva litosfera oceánica, que bajo la acción de la parte horizontal, alargada, de las células de convección, es forzada a moverse lateralmente separándose de los riesgos, con lo que deja espacio para nuevo magma ascendente. Finalmente, la litosfera oceánica se hunde en las "fosas", evidencia superficial de las zonas de Subducción.

Estudios geomagnéticos han permitido explicar el proceso de expansión del fondo oceánico con base en las anomalías magnéticas observadas sobre el mismo, de modo especial en la dirección transversal a las cordilleras oceánicas. El campo geomagnético ha sufrido inversiones periódicas de su polaridad, y la configuración de inversiones en los últimos 4.5 millones de años se conoce detalladamente.

Estas inversiones se han determinado midiendo las polaridades magnéticas de las rocas continentales en este intervalo de tiempo y datándolas por métodos radiométricos. La secuencia de inversiones se refleja en las anomalías magnéticas medidas en dirección transversal a las cordilleras oceánicas. Con base en la similitud de estas configuraciones, podemos pensar que cuando el magma fluye a las crestas oceánicas y se enfría para formar nueva

litosfera, se magnetiza en la dirección predominante del campo magnético. A medida que la litosfera se mueve lateralmente hacia afuera para permitir la formación de nueva litosfera y magnetizarse, gradualmente se forma un registro de las configuraciones de las inversiones del campo magnético de la tierra en función de la distancia desde el eje de la cordillera, habiéndose registrado el campo presente en la cresta central. Comparando la escala convenientemente datada, obtenida de la cordillera oceánica, se puede asignar una edad a la configuración de anomalías oceánicas y calcular entonces la velocidad con la que se extiende la litosfera a partir de la cordillera.

1.2.2 Tectónica de placas

El movimiento de los fondos oceánicos sigue un patrón que se puede aproximar a la rotación de placas rígidas que cubren a la superficie de la tierra. Actualmente es aceptado ampliamente un modelo que muestra que la tierra está cubierta por un número de grandes placas, cada una rotando alrededor de su propio eje. Hay también placas subsidiarias. Este modelo, denominado tectónica de placas, ha permitido explicar desde un punto de vista unificado, una gran cantidad de fenómenos observados geofísica y geológicamente. Entre estos fenómenos figuran la formación de montañas, las erupciones volcánicas, la generación de sismos, etc.

Para explicar el mecanismo de generación de sismos por el modelo de tectónica de placas, consideremos el risco del Pacífico Oriental. El material recién extruido desde el manto forma dos placas cuyo espesor se estima en unos 100 km. La placa que se mueve hacia el este tiende a introducirse por debajo del continente subamericano, mientras que la placa que se mueve hacia el oeste llega hasta los arcos de las Aleutianas, Kamchatka, Kurile y Japón, donde tiende a introducirse por debajo de la placa continental.

Muchos sismos, incluyendo los grandes ($M \geq 8$), ocurren en relación con tal subducción de las placas oceánicas. Este proceso de tectónica de placas se ilustra en la Fig I.1. Las placas en subducción parecen alcanzar una profundidad de unos 700 Km. Muchos sismos de foco profundo se localizan dentro de la placa que se hunde. La fricción en la interface formada por las placas continental y oceánica, puede dar lugar a un calentamiento excesivo, de modo que allí se puede formar un magma fundido. Este magma puede ascender a la superficie terrestre, formando volcanes. Los flujos a altas temperaturas que se han observado en el fondo de mares marginales, pueden también ser producidos por este proceso.

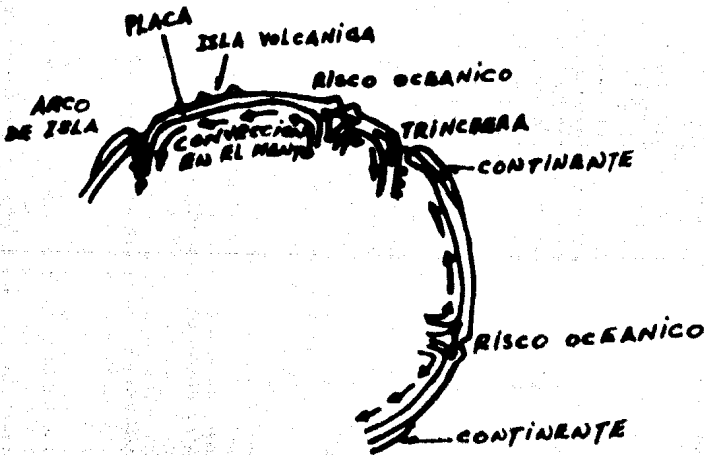


FIGURA I.1

De acuerdo a esta teoría, un arco insular, como el arco del Japón, es comprimido por una placa oceánica en movimiento. Al mismo tiempo, el arco es empujado hacia abajo por la placa (Fig I.2), siendo ésta la razón por la cual se forma una trinchera profunda frente al arco. El hecho de que el arco japonés está por lo gene

ral sometido a un estado de compresión ha sido probado por estudios transversales precisos. La Fig I.2-A ilustra el estado comprimido del arco. El lado Pacífico de las islas japonesas tiende a ser desplazado tierra adentro, y al mismo tiempo, a hundirse. Ya que la resistencia de la corteza terrestre es finita, la corteza alcanzará la ruptura probablemente en la interfase entre las placas continental y oceánica (Fig I.2-B), cuando la compresión excede un cierto límite. En este momento la corteza deformada rebotará hacia el océano. La energía de deformación, que se ha acumulado en la corteza, es liberada y convertida en ondas sísmicas que se propagan desde la zona de ruptura. La masa de agua que recibe el rebote de la corteza puede engendrar ondas de tsunamis.

Ya que el movimiento de placas dura un largo tiempo geológico, el ciclo de compresión y rebote debe durar un período comparable.

Al aceptar esta idea, se puede apreciar el esfuerzo que se debe poner en el monitoreo de la acumulación de deformación cortical por medio de investigaciones geodésicas repetidas y enmarcadas dentro de un programa coordinado de predicción sísmica. En el capítulo III se verá que es posible tener una idea de la probabilidad de ocurrencia sísmica sobre la base de la acumulación de deformación cortical ya que el valor último de esta deformación es determinable estadísticamente. La extensión espacial de la deformación de la corteza puede también sugerir la zona de ocurrencia de un sismo próximo, y posiblemente su magnitud.

1.3 Estado de la predicción sísmica

Desde hace muchos años la predicción de un sismo fuerte se ha venido intentando con base en supersticiones o en ciertos hechos observados que hasta hoy carecen de una explicación científica válida.

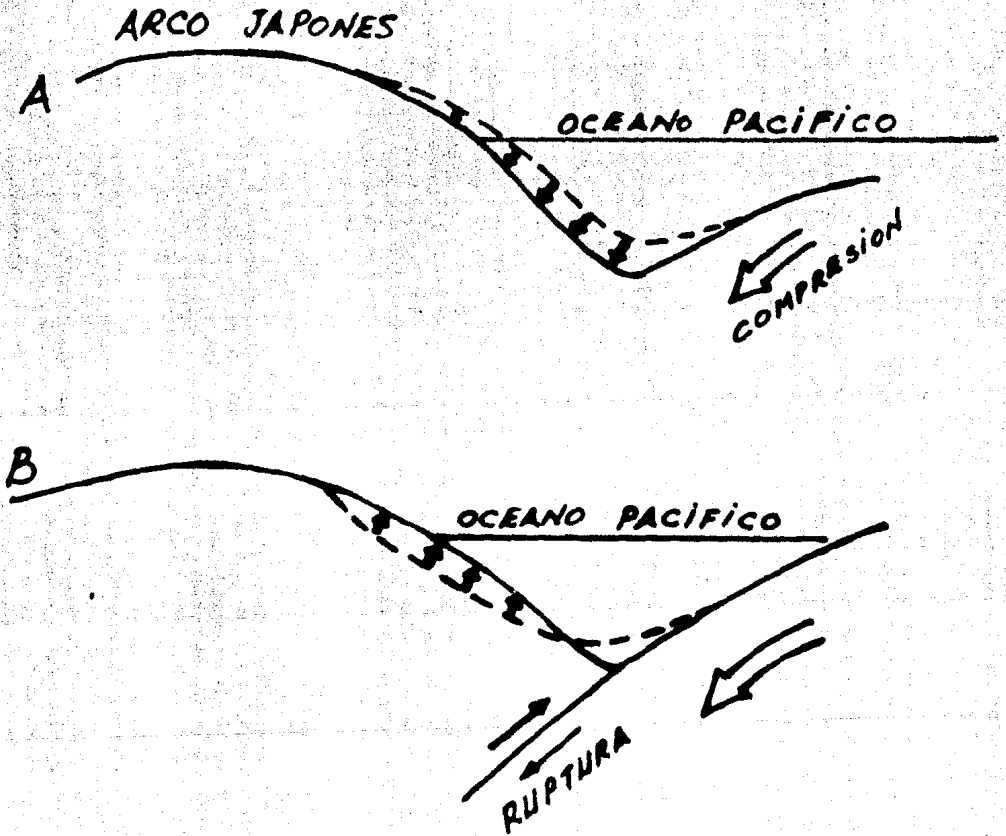


FIGURA I.2 COMPRESION Y REBOTE DE UN ARCO INSULAR.

- A. ESTADO COMPRIMIDO
 B. ESTADO DE REBOTE

lida; tal es el caso de la aparición de un misterioso arco iris antes de un sismo, el comportamiento anormal de ciertos animales, la pérdida de atracción del imán, cambios extraños en el estado del tiempo, cambios de nivel en el agua subterránea, extraña posición de cuerpos celestes, instinto sobrenatural, etc.

Musha (1957) publicó una serie de reportes sobre el comportamiento anormal observado en diferentes especies de peces de mar y de río antes de la ocurrencia de fuertes terremotos y tsunamis en el Japón. En algunos reportes, ciertos tipos de peces aparecen en manadas en áreas no usuales antes de ocurrir el macrosismo; en otros casos, ciertos peces salen a la superficie del agua o saltan desesperadamente; también se reporta que hay peces que desaparecen antes de un sismo.

Existen muchos reportes de China y Japón donde se asegura haber observado en muchas ocasiones que las ratas, ratones y gatos salen corriendo en forma ruidosa ante la inminencia de un terremoto. Asimismo aseguran que las serpientes, los ciempies, las ranas, gusanos, etc., salen de las cuevas donde acostumbran vivir; los gallos y gallinas se inquietan, hacen alaridos y se resisten a entrar al gallinero horas antes del sismo.

Con frecuencia se dice que el clima se torna sofocante inmediatamente o días antes de un terremoto, a veces con una neblina misteriosa, o bien percibiéndose un aire extraño proveniente del interior de la tierra. Existen muchos reportes donde se asegura la aparición de un arco iris o de una luminosidad extraña en el cielo antes de un terremoto. Hay historias donde se relatan estos hechos (Rikitake, 1975).

Otro hecho que ha sido observado con frecuencia es el cambio de nivel del agua subterránea. En efecto, se dice que cuando

disminuye, o se torna lodosa, el agua de una fuente o de un pozo, un sismo se aproxima; lo mismo sucede cuando asciende o desciende el nivel del agua subterránea.

En la literatura clásica se encuentra que un imán pierde su poder de atracción antes de un sismo, ya que se altera el campo geomagnético.

Según datos estadísticos, los sismos fuertes ocurren mayormente en épocas de luna nueva y luna llena. Asimismo, se reporta que existe una relación entre la ocurrencia sísmica y la posición de las estrellas, el sol, los planetas y otros astros.

Tal vez el precursor sísmico más popular es la superstición, el presentimiento y el instinto sobrenatural. Hay muchos relatos sobre predicción sísmica basada en estos elementos.

Según lo visto, la predicción sísmica ha sido por muchos años materia de los astrólogos, empíricos, lunáticos, pitonisas, etc., hasta que la ciencia sismológica comenzó a desarrollarse hace aproximadamente unos cien años. En vista de que el progreso de la investigación sismológica no ha sido muy rápido, aún sufrimos la influencia de empíricos en los pronósticos sísmicos.

Entre los métodos sismológicos tradicionalmente empleados en los intentos de predicción sísmica figuran el estudio de las aberturas producidas por sismos anteriores y la estimación del grado de recurrencia sísmica o periodicidad en la región de estudio. Sin embargo en la presente década ha cobrado importancia la investigación de eventos premonitorios que ocurren en forma muy característica antes de un macrosismo.

Los efectos premonitorios o precursores sísmicos mayormente

observados son variaciones anómalas de parámetros geofísicos y geodésicos durante el proceso de acumulación de energía focal antes de que ocurra el macrosismo. Entre estos precursores figuran los movimientos relativos de porciones de la corteza terrestre, cambios anómalos en el campo geomagnético, geoelectrico, en el cociente de velocidades sísmicas (V_p/V_s), en la presión fluidica, en la emisión de radón, en la geometría de la superficie terrestre, en la ocurrencia de microsismos locales, etc.

En los últimos años los estudios de especímenes de roca sometidos a altos esfuerzos han proporcionado explicaciones físicas del proceso de formación de un sismo. Estas explicaciones se han formalizado a través de la denominada teoría de la inclusión, el modelo soviético sobre el fracturamiento de rocas, el modelo norteamericano de la difusión-dilatancia y otros más, los cuales explican satisfactoriamente los cambios premonitorios mencionados.

El desarrollo alcanzado en los estudios sobre sismicidad cronológica y espacial ha jugado un papel fundamental en las investigaciones sobre predicción sísmica. La teoría de tectónica de placas ha dado un fuerte impacto a la idea básica sobre la generación de los terremotos. Los sismos fuertes que ocurren frente a los arcos insulares se interpretan como el resultado del rebote cortical que sigue a una alta compresión o cizallamiento debido al movimiento de placas.

Se viene adelantando una teoría sobre predicción estadística de sismos, aunque en la actualidad tenemos el inconveniente de no disponer de los datos suficientes para aplicar esta naciente teoría. Sin embargo, se tiene la esperanza que con los adelantos que se vienen realizando en el monitoreo de la sismicidad y de las anomalías precursoras, no esté muy lejana la posibilidad de predecir sismos por esta vía.

En países como Japón, U.S.A., U.R.S.S., China ya existen programas más o menos coordinados de predicción sísmica. Estos programas comprenden investigaciones geodésicas y geofísicas en forma semipermanente en las zonas más activas de esos países. También se empieza a promover el procesamiento de datos premonitores a objeto de limpiar las señales recibidas para facilitar su interpretación; sin embargo, en este particular es relativamente poco el avance alcanzado, ya que los ruidos que acompañan a las señales premonitorias son de naturaleza compleja, lo que requiere de un intenso y multidisciplinario trabajo geofísico.

El estado actual del arte en predicción sísmica es comparable al estado del pronóstico del estado del tiempo hace unos 40 ó 50 años (Friedlander, 1975). La aproximación a este objetivo sísmológico es lenta y laboriosa. El proceso requiere obtener datos continuos y detallados sobre cada área del mundo que está sometida a sacudidas sísmicas. Sin embargo, el estado actual de la tecnología en ciencias de la tierra y sus disciplinas auxiliares está mucho más avanzado que hace 40 ó 50 años, por lo que es muy probable que se alcance este objetivo en un tiempo bastante menor.

I.4 Sismicidad

La toma de decisiones ingenieriles en áreas sísmicas requiere de una descripción cuantitativa de la sísmicidad. En esta descripción la meta es especificar, por una parte, la probable distribución de intensidades simultáneas que han de sentirse en diferentes localidades ante la ocurrencia de un sismo fuerte. Por otra parte, la descripción puede consistir en cálculos independientes de los probables efectos sísmicos en cada una de estas localidades.

El primer tipo de descripción es importante cuando se trata de zonas donde se concentra la riqueza o la producción nacional, o

bien, cuando es muy posible que el daño sísmico se multiplique por las fuertes interacciones existentes entre las estructuras y otras obras civiles asentadas en la zona (caso de ciudades densamente pobladas).

La segunda descripción es útil en la selección de parámetros para el diseño de estructuras individuales, cuando no existe una gran interacción entre ellas que pueda amplificar los daños, o en caso de existir tal interacción, deberán seleccionarse además parámetros y normas de diseño que prevean estos efectos multilaterales.

En cualquier caso, la especificación de la sismicidad consiste en la predicción de las distribuciones probabilísticas de características como la intensidad, la máxima velocidad o aceleración del terreno, el espectro de respuesta, etc., en una localidad (sismicidad local) o región (sismicidad regional) dada durante un terremoto; o bien la especificación de los valores máximos de algunas de estas características en terremotos que puedan ocurrir en intervalos de tiempo dados. Obviamente, mientras mayor sea el intervalo de muestreo, más confiable será la distribución probabilística obtenida, y más confiable el valor predicho.

No obstante, la información instrumental local suele ser insuficiente para estimar estas distribuciones de probabilidad, por lo que se deben usar datos subjetivos sobre sismos pasados, así como modelos de sismicidad local y expresiones que relacionan los efectos sísmicos con la magnitud y la distancia al foco.

Esta conceptualización generalizada de la sismicidad queda enmarcada dentro del campo de la Ingeniería Civil, o más precisamente dentro de la Ingeniería Sísmica. La Geofísica, por su parte, se ha ocupado de estudiar el fenómeno sísmico correlacionando

teorías geológicas con teorías físicas para describir los mecanismos de generación y propagación de las ondas sísmicas, mas no sus efectos en superficie. Esto es, el geofísico no se ha dedicado de lleno a la sismicidad, aún cuando está íntimamente ligado a ella. Toca entonces al ingeniero geofísico realizar la comunicación entre la Ingeniería Civil y la Geofísica propiamente dicha a fin de lograr una descripción integral del fenómeno sísmico y sus efectos en las estructuras.

La falta de comunicación entre estas dos disciplinas ha hecho que las estimaciones de riesgo sísmico se basen simplemente en información estadística, despreciándose una valiosa información que la geofísica podría suministrar. La limitación de la información estadística radica en que las predicciones se basan en una muestra que por ser pequeña puede no ser representativa del fenómeno, sobre todo porque el intervalo de muestreo es corto, comparado con el período de retorno deseable de los eventos destructivos.

CAPITULO II

OBSERVACION DE PRECURSORES SISMICOS

II.1 Precursores sísmicos

En los programas de predicción sísmica desarrollados en Japón, U. S. A., U. R. S. S., China, etc., se toma como base metodológica la observación y correlación de los precursores sísmicos mencionados en el capítulo anterior.

Estos precursores ocurren a instantes de tiempo muy característicos, dependiendo de la magnitud del sismo que se avecina y del tiempo necesario para la formación de grietas y para la difusión de fluidos a través del volúmen de roca en la zona focal.

Es importante notar que cada uno de los efectos premonitorios encontrados en observaciones de campo han sido reportados por laboratorios de mecánica de rocas. En estos laboratorios se estudia el mecanismo de los cambios premonitorios como un problema de terminístico, más que probabilístico.

Investigadores japoneses han encontrado que la magnitud de la anomalía observada en fenómenos precursores y/o la duración de dicha anomalía sirven de base para estimar la magnitud y fecha de ocurrencia del próximo sismo.

Científicos norteamericanos efectúan la detección de precursores sísmicos guiados generalmente por el modelo de recurrencia de temblores, más bien conocido como teoría de rebote elástico, que fuera propuesta por H. Fielding Reid. Esta teoría establece que la energía liberada en el colapso está presente justo antes de que ocurra el sismo, en la forma de energía de tensión elástica contenida en las rocas, constituyendo la fuente original; esta energía

es liberada por una falla o deslizamiento ocurrido cuando los es fuerzos cortantes exceden la resistencia del medio circundante. La energía tensional ha sido acumulada lentamente debido a la de formación experimentada en la zona focal como consecuencia de los movimientos relativos de placas litosféricas.

Siguiendo esta teoría, la predicción sísmica requiere co nocer las tensiones acumuladas hasta el punto de que el sistema de rocas esté a punto de llegar a la ruptura ante un repentino desli zamiento. Los indicios precursores que revelan este alto estado de tensión de las rocas se suelen detectar a través de las siguien tes técnicas:

a) Por mediciones geodésicas o por mediciones de tensión e inclinación se buscan directamente cambios en la posición relativa de puntos en la superficie terrestre.

b) Determinación de propiedades físicas que sean función de la tensión de las rocas como por ejemplo las velocidades de on das elásticas, conductividad eléctrica, campo geomagnético, conce ntración de radón en el agua de pozos, frecuencia de microsismos, etc.

La metodología de predicción en China, además de los efec tos premonitorios ya citados, comprende el estudio de anomalías en el comportamiento de animales, incremento en el gradiente geotérmi co a profundidades accesibles y correlaciones entre posiciones de astro s o manchas solares y la actividad sísmica.

II.2 Observación de la deformación del terreno

Se ha reportado una gran cantidad de casos de deformación del terreno en relación con fuertes sismos ocurridos en muchos paí

ses.

Las deformaciones del terreno se monitorean por investigaciones geodésicas, empleando técnicas de triangulación, el geodímetro y técnicas de nivelación.

Siempre que ocurre un sismo, es necesario realizar un estudio de triangulación sobre el área sísmica para recobrar las posiciones de las estaciones de triangulación. A partir de las observaciones de la triangulación es posible calcular las deformaciones bidimensionales en el plano horizontal (Rikitake, 1975).

Los primeros resultados de deformación cortical obtenidos por triangulación, fueron presentados por Tsuboi (1933), quien demostró que las deformaciones corticales asociadas a sismos nunca exceden de 10^{-4} , excepto para deformaciones sobre zonas de fallas. Los estudios posteriores realizados en Japón y U. S. A. suministran una buena base para entender el mecanismo focal, la deformación última de la corteza terrestre, etc.

En el sismo ($M = 7.5$) de Kyoto Prefecture, Japón en 1927, aparecieron dos fallas sísmicas, la Gomura y la Yamada, las cuales se muestran en la Fig. II.1, en que los desplazamientos de las estaciones de triangulación se obtuvieron por comparación de las mediciones en 1884 y 1927.

Con los datos de la Fig II.1, Tsuboi calculó las deformaciones bidimensionales o hizo la distribución por máximo cizallamiento; de aquí dedujo que la corteza terrestre se rompe cuando la deformación cortical unitaria se aproxima a 10^{-4} .

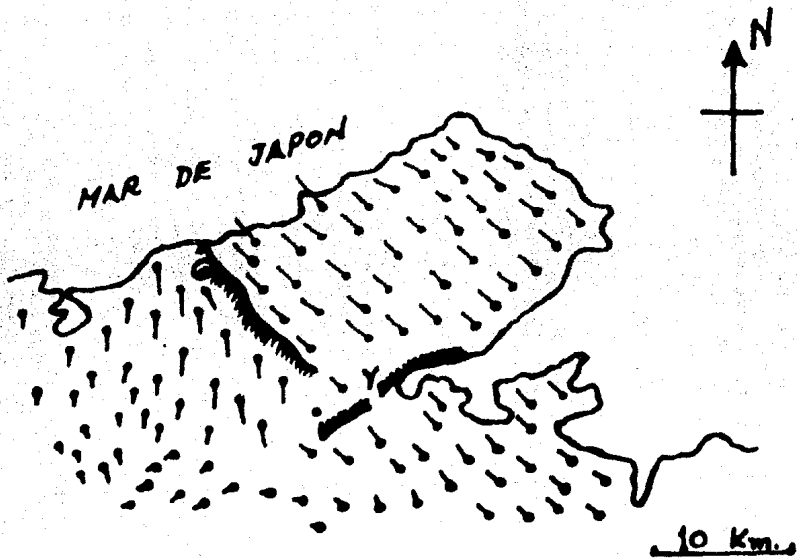


FIGURA II.1

Los cambios de nivel de las estaciones de triangulación antes y después de ocurrir un sismo, se pueden detectar por estudios de nivelación. Como los trabajos de nivelación son menos laboriosos y menos costosos que los de triangulación, se pueden repetir tantas veces como sea posible, auxiliando grandemente las investigaciones sobre predicción sísmica.

Uno de los más notables efectos precursores observados por estudios de nivelación es el levantamiento del terreno asociado al sismo de Niigata ($M = 7.5$) en 1964.

La Fig II.2 muestra los cambios de altura de los bancos de nivel antes y después del sismo.

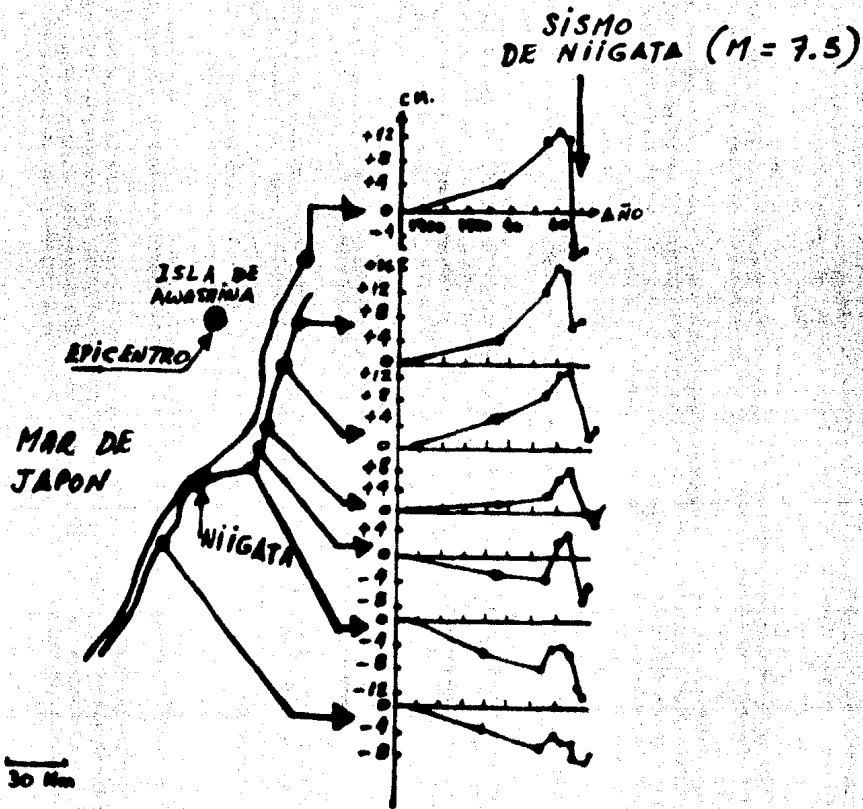


FIGURA II.2

II.3 Observación continua del movimiento cortical

Los trabajos geodésicos son ciertamente de gran utilidad para detectar deformaciones precursoras y cosísmicas, pero en vista de que estos trabajos se hacen en forma intermitente, no es posible obtener a través de ellos observaciones continuas del movimiento cortical; para ello es necesario utilizar inclinómetros (tiltmeters) y deformaciónómetros (Strainmeters) instalados en observatorios del movimiento de la corteza terrestre.

Hay muchos reportes sobre inclinaciones y deformaciones

anómalas como precursores sísmicos. La Fig II.3 muestra las variaciones de la componente N 43° W de la inclinación del terreno, la cual fue registrada por un inclinómetro de péndulo horizontal en una mina de cobre a 60 Km del epicentro del terremoto (M = 7.4) de Tottori, 1943, unas diez horas antes del colapso.

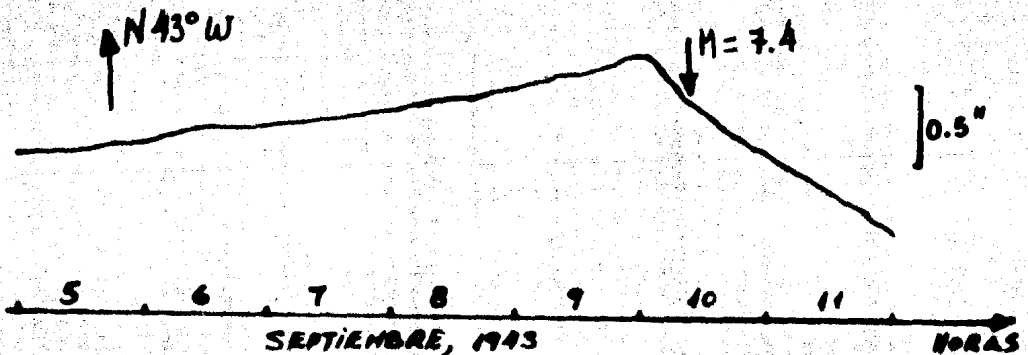


FIGURA II.3

En la ocasión del terremoto de Yoshino (M = 7.0), que ocurrió a una profundidad de 70 Km en medio de la Península de Kii, Japón, en Julio de 1952, se observó una extensión anómala del terreno con un deformaciónómetro instalado en el observatorio Osakayama de la Universidad de Kyoto, a 94 Km al norte del epicentro. La deformación registrada alcanzó a 2.5×10^{-6} (Fig II.4). El cambio anómalo comenzó unos 10 meses antes del sismo, y se recuperó después de un año de ocurrido el sismo.

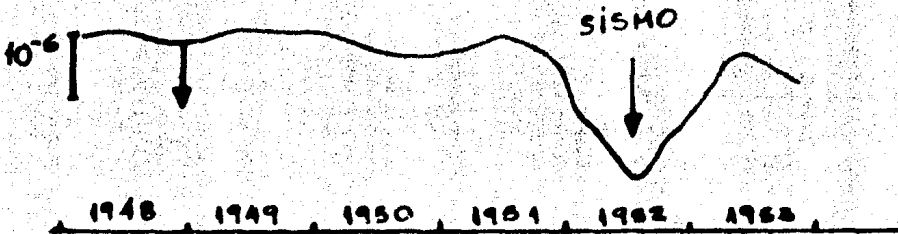


FIGURA II.4

II.4 Sismos precursores

Son muchas las ocasiones en que se ha observado la ocurrencia de pequeños temblores antes de un sismo fuerte. Richter - - (1958) describió un ejemplo típico de una secuencia de eventos precursores -sismo principal- réplicas en relación con el sismo de Whittier, California en 1929. Sin embargo, dice Richter, es muy difícil distinguir una secuencia de sismos precursores de una serie de sismos ordinarios no asociados a un sismo fuerte. Además, se ha observado que si T es el tiempo precursor, definido por el intervalo de tiempo entre el primer evento registrado y el evento principal, T puede variar desde unos pocos minutos hasta cientos de días.

Mogi (1966) clasificó las secuencias precursoras según dos patrones de comportamiento observados en experimentos de laboratorio con especímenes de roca. Distinguió dos tipos de secuencias:

Tipo 1: precursores cuyo número aumenta continuamente hasta el momento de ocurrir el sismo principal.

Tipo 2: precursores que ocurren discontinuamente y van de creciendo hasta que se presenta el sismo principal. Este tipo parece ocurrir más frecuentemente que el primero.

En el caso de sismos naturales también se han reportado estos dos tipos de secuencias, aunque la secuencia tipo 2 es la más común en reportes chinos y japoneses.

En China la ocurrencia de temblores precursores es el segundo elemento predictivo en orden de importancia, siendo el primero la anomalía del cociente V_p/V_s (Rosenblueth, 1977). Según el criterio chino, la actividad sísmica local se intensifica desde meses antes de un macrosismo, y se abate horas o días previos a este evento. Esto se corresponde con las secuencias precursoras del tipo 2.

Desde hace muchos años la aplicación del criterio de las secuencias precursoras tipo 2 ha servido para que salven su vida miles de personas en Chile y Japón. En este último país la predicción sísmica toma muy en cuenta la presencia de tramos de quietud (seismic gaps) en fallas activas.

En zonas de alta actividad microsísmica se ha encontrado que la acumulación de esfuerzos tectónicos puede liberarse a través de pequeños temblores debido a la debilidad de las estructuras allí existentes; de modo que se puede tener el caso en que una secuencia microsísmica puede no ser precursora de un sismo fuerte. Esto se puede dilucidar examinando otros elementos predictivos.

En lo que respecta a la magnitud de los microsismos se ha observado que debido al alto estado de esfuerzos crecientes en la región focal, la magnitud media de los microsismos tiende a incrementarse con el tiempo.

Se han hecho intentos de caracterizar estadísticamente la frecuencia de ocurrencia de sismos precursores, encontrándose en algunos casos que la distribución en el tiempo de sismos precursores se puede describir a través de una función de probabilidad de Poisson (para las secuencias tipo 2), pero existe el criterio de que esto no se puede generalizar, sino que se debe hacer un estudio estadístico para cada zona activa, donde es admisible que el ciclo sísmico se repita siguiendo un cierto patrón de frecuencias micro sísmicas.

II.5 Observación de cambios en el mecanismo focal

Probablemente uno de los más convincentes efectos premonitorios en la región de Garm (U.R.S.S.) fue la rotación de ejes compresionales tal como se obtuvo de las soluciones de planos de fallas de pequeños sismos precursores (Sadovsky y Nersesov, 1974).

La Fig II.6 muestra el epicentro y el eje compresional del sismo ($M = 5.4$) de Garm, 1966, con círculos dobles y flechas gruesas. Los ejes de compresión para los pequeños choques que ocurrieron en la región delimitada por las rayas punteadas, no tomaron una dirección constante hasta principios de 1965. La dirección de los ejes compresionales tendió hacia ESE o SE para el período Enero-Diciembre, 1965, como se puede ver en la Fig II.6-A. Sin embargo, a principios de Enero del próximo año la dirección media de los ejes compresionales cambió repentinamente a una dirección ENE como se aprecia en la Fig II.6-B. Después del sismo de Abril, la tendencia de tomar una dirección preferente se nulificó.

A comienzos de 1968, los ejes compresionales tendieron a tomar nuevamente una dirección SE, la cual cambió a E en Diciembre, terminando con un sismo de magnitud 6.1 unos meses después.

La Fig II.7-A muestra la variación cronológica de la dirección de los ejes compresionales mencionados. Se observa claramente en la figura cambios repentinos de Azimuth. La Fig II.7-B muestra 3 histogramas, expresados en una unidad arbitraria, del Azimuth de los ejes compresionales para los periodos 1964, 1965 y Enero-Abril de 1966, respectivamente. Allí se observan los cambios de dos etapas de la dirección de los ejes compresionales.

Los tiempos precursores se determinan en este caso para efectos precursores de largo y corto rango, éste es, 470 y 130 días para el sismo de 1966 y 360 y 110 días para el sismo de 1969, respectivamente.

Aún no se dispone de una explicación física clara sobre las causas de la reorientación de los ejes compresionales. Sin embargo, se ha supuesto (Kisslinger, 1974; Wyss, 1975) que alguna clase de esfuerzos concentrados, posiblemente acompañados de una fuerte dilatación en la vecindad de la fractura incipiente puede ser responsable de la rotación de los ejes compresionales.

II.6 Observación de la anomalía V_p/V_s .

Observaciones independientes hechas en la U.R.S.S. y Estados Unidos han mostrado que antes de ocurrir un terremoto, el cociente V_p/V_s , de las velocidades compresionales a las transversales, decrece generalmente meses antes de que ocurra el macrosismo y se recupera días antes del evento.

Se arguye que el fenómeno obedece a la formación de grietas y microgrietas en la zona focal, y su posterior invasión por agua subterránea, cuando esto proceda. Asimismo, se arguye que el valor esperado de la magnitud del sismo próximo es función creciente del tiempo que dure la anomalía del cociente V_p/V_s .

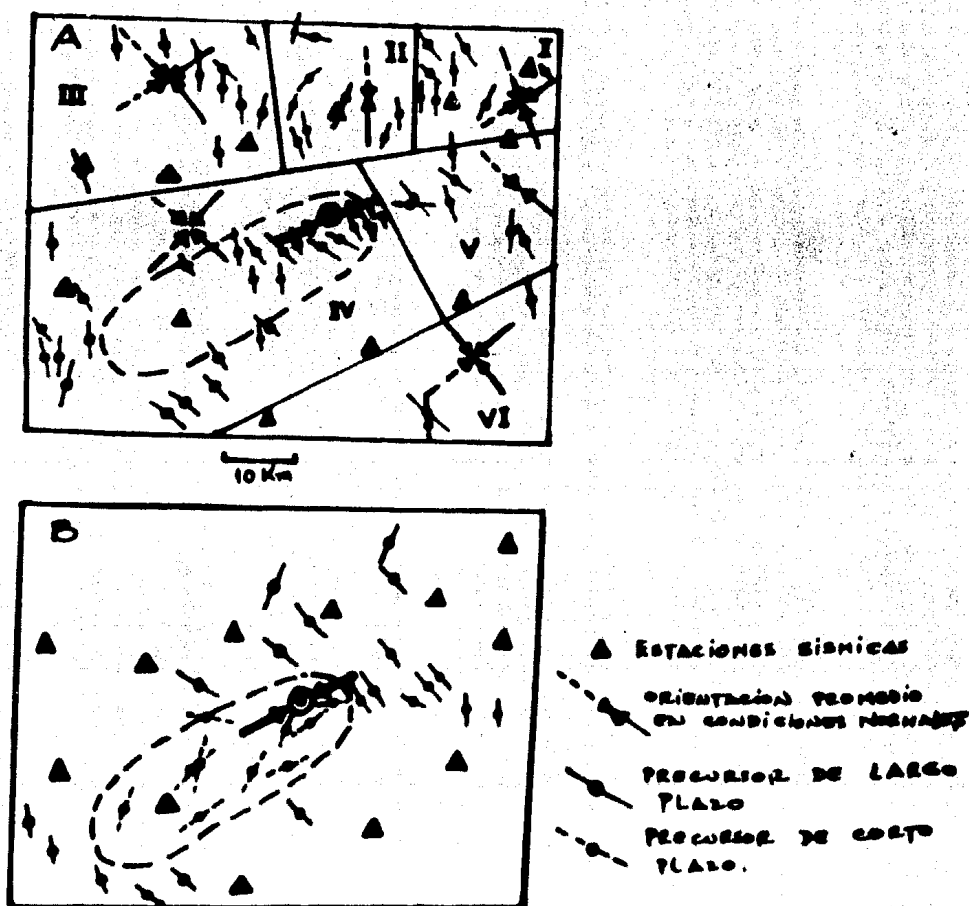


FIGURA II.6.- REORIENTACION EN EL TIEMPO DE LOS EJES COMPRESIONALES EN LA REGION DE GARM.

- A. DIRECCIONES DE LOS EJES COMPRESIONALES ANTES DEL SISMO DEL 14 DE ABRIL DE 1966 (PERIODO ENERO-DICIEMBRE, 1965).
- B. DIRECCIONES DE LOS EJES COMPRESIONALES INMEDIATAMENTE ANTES DEL SISMO (PERIODO ENERO-ABRIL DE 1966). (DE SADOVSKY ET AL., 1972).

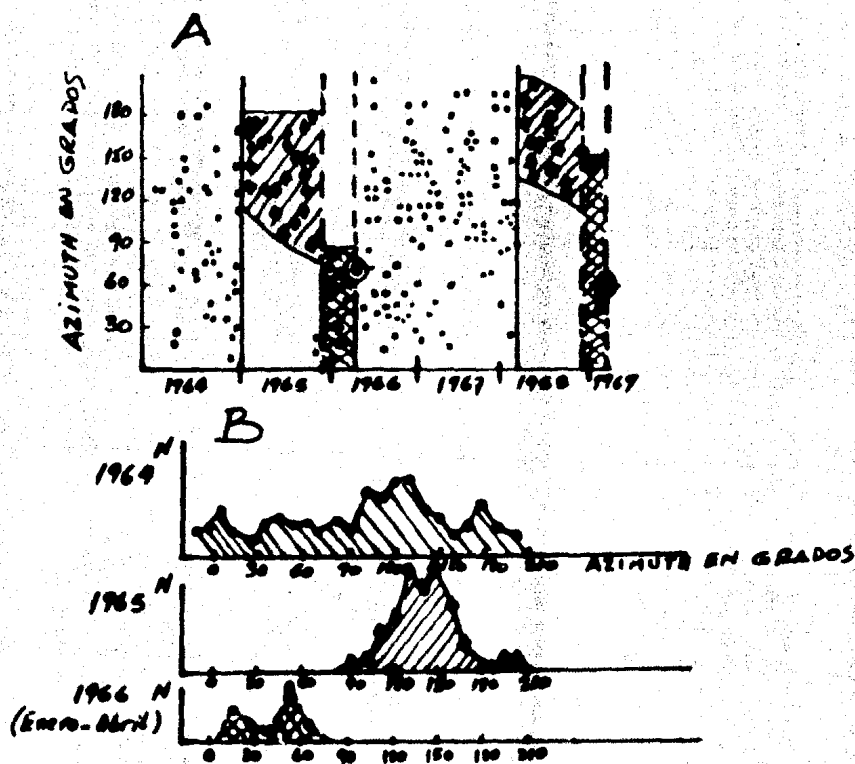


FIGURA II.7. CAMBIOS CRONOLÓGICOS DEL AZIMUTH DE LOS EJES COMPRESIONALES. A. ESTA FIGURA MUESTRA QUE EL AZIMUTH CAMBIO DOS VECES ANTES DE LOS SISMOS DE 1966 Y 1969, QUE ESTAN SEÑALADOS CON GRANDES CIRCULOS. B. HISTOGRAMAS DEL AZIMUTH PARA LAS TRES ETAPAS ANTES DEL SISMO DE 1966. (DE SADOVSKY ET AL., 1972).

En 1969 sismólogos de la U.R.S.S. investigaron esta anomalía estudiando un conjunto secuencial de temblores pequeños en el Distrito de Garm. Encontraron que las variaciones sistemáticas y temporales del cociente V_p/V_s ocurrieron en las proximidades de fuertes sismos. Este hecho fue confirmado por sismólogos norteamericanos al analizar una secuencia de sismos premonitorios en el norte del estado de Nueva York. Este descubrimiento permitió predecir el desastroso terremoto de San Fernando, California, en febrero de 1971, el cual fue precedido por una muy bien definida anomalía del cociente V_p/V_s .

En 1973, Whitcomb et al, señaló que los cambios en V_p/V_s antes del sismo de San Fernando, 1971, fueron debidos principalmente a los cambios en V_p ; parece que V_p decreció un 20% unos 1100 días antes del sismo.

Stewart (1973) encontró un decremento del 20% en V_p 380 días antes del sismo de 1973 en Pt. Mugu, California ($M = 6.0$). Asimismo, Feng et al. (1974) observó un decremento del 15% en V_p 300 días antes del sismo de 1970 en Sichi, China, ($M = 5.7$).

En 1972, Sadovsky et al. publicó una serie de interesantes ejemplos de la anomalía V_p/V_s observada en el Distrito de Garm (U.R.S.S.). En la Fig II.8 se muestran los cambios porcentuales del cociente V_p/V_s , como una reproducción de los datos obtenidos por Sadovsky. En los intervalos de las regiones sombreadas los procesos precursoros son inactivos. Los cambios más importantes fueron localizados fuera de estas regiones sombreadas. Se observa que el cociente baja a un mínimo meses antes del sismo, y luego regresa a su valor normal, aumentando levemente justo en el momento de ocurrir el sismo.

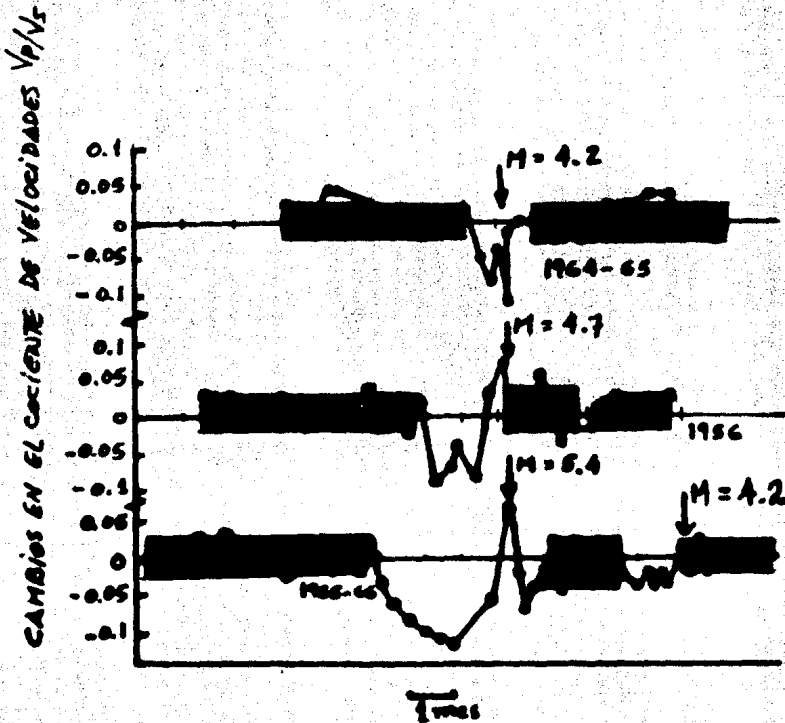


FIGURA II.8

Los resultados encontrados en los cambios anómalos del coeficiente V_p/V_s sugieren lo siguiente:

- La duración de la anomalía precursora se incrementa con la magnitud del sismo.
- La amplitud de la anomalía es independiente de la magnitud del sismo.
- El decremento de V_p/V_s es del orden del 10% o más.
- El efecto es debido al incremento de V_p ; el valor de V_s permanece casi constante.

- La relación V_p/V_s retorna a su valor normal antes del sismo.
- El decremento premonitorio de V_p/V_s ocurre probablemente más lentamente que el retorno a su valor normal.

II.7 Observación de anomalías geoelectricas y geomagnéticas.

Muchos geofísicos afirman haber observado cambios anómalos en las corrientes telúricas, precediendo o acompañando un sismo. Las corrientes telúricas están constantemente fluyendo en la corteza terrestre, y la mayoría de sus fluctuaciones son causadas por inducción electromagnética en la tierra por variaciones geomagnética temporales de origen principalmente externo.

Coe (1971) reportó pequeños cambios en el campo eléctrico de 2 mv/km unas 5 horas antes de un sismo cerca de Hsingtai, China. Asimismo, Hatai et al. (1932) y Nagata (1944) han reportado cambios en las corrientes telúricas asociados a la ocurrencia de algunos sismos. Sin embargo, estos cambios anómalos no se han logrado describir a través de una señal debido a la gran dificultad de filtrar las fluctuaciones de las corrientes telúricas.

Algunos geofísicos han observado cambios en la resistividad geoelectrica entre un 10 y 15% antes de ocurrir un temblor. La mayoría de los cambios de resistividad reportados están ligados a temblores de magnitud entre 3.8 y 7.9. Según reportes suministrados por la U.R.S.S., Japón, U. S. A. y China, se observa que a mayor magnitud del sismo que se avecina, mayor es el tiempo de duración de esta anomalía.

Las observaciones en el Distrito de Garm, U.R.S.S., sugieren que los grandes eventos ocurren en momentos de resistividad

mínima, lo cual concuerda con los descubrimientos hechos en el laboratorio. En la Fig II.9 se muestran los cambios seculares de la resistividad eléctrica en la región de Garm y la ocurrencia de algunos sismos locales (Barsukov, 1974). En esta figura se observan decaimientos de la resistividad en un 10 a 15% antes de sismos moderadamente grandes.

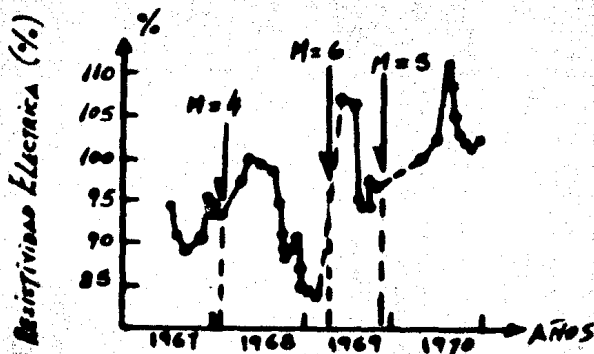


FIGURA II.9

Mazzella y Morrison (1974) reportaron decaimientos de la resistividad eléctrica en 10 a 20% ocurridos 60 y 30 días respectivamente, antes de los sismos del 22 de junio y 8 de octubre (1973) en la falla de San Andrés.

El monitoreo de anomalías en la resistividad geoelectrica como precursor sísmico cobra cada día más importancia en la República Popular China. Por ejemplo, un marcado decaimiento del 14% en la resistividad fue observado en T'enshui, Provincia de Kansu, 40 días antes de un sismo ($M = 5.7$) ocurrido en Sichi, Provincia de Ningsia el 3 de diciembre de 1970. El punto de observación está a unos 140 km al sur del epicentro. La anomalía duró unos 80 días. Al mismo tiempo, un cambio similar (del 16%) en la resistividad fue observado en Lanchou, Provincia de Kansu, a unos 150 km

al este del epicentro unos 60 días antes del sismo (véase Fig II.10). Los chinos han llegado a observar anomalías en la resistividad en puntos situados a unos 800 km del epicentro.

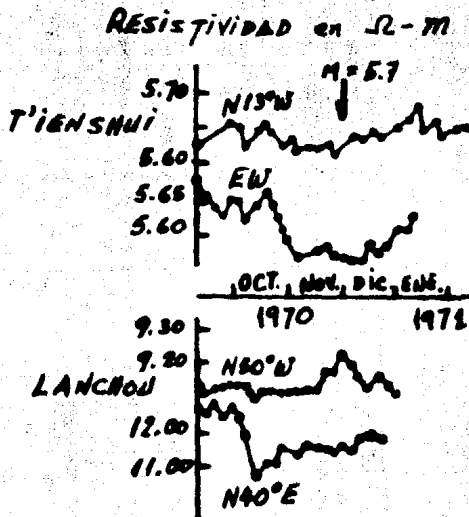


FIGURA II.10

Con respecto a las anomalías geomagnéticas, son abundantes los reportes suministrados, pero aún no se ha logrado establecer una estandarización del comportamiento cronológico de esta anomalía como elemento precursor.

Johnston (1974) reportó recientemente un cambio geomagnético de unas 4 gammas un mes antes de dos sismos de magnitudes 3.8 y 4.2 ocurridos cerca de la falla de Garlock, California, en junio de 1974.

Fujita (1975) reportó un cambio anómalo en el campo geomagnético de unas 15 a 20 gammas durante un período de 10 años antes del sismo de Niigata, Japón ($M = 7.5$). Esta anomalía parece haber

sido compensada durante un año después del sismo.

Wyss (1975) investigó un precursor geomagnético en relación al sismo de Sitka, Alaska en 1972 ($M = 7.1$). Encontró una disminución en la intensidad horizontal del campo geomagnético de unas 20 gammas comenzando 7.5 años antes del sismo y retornando a la normalidad durante el año posterior al evento.

Coe (1971) reportó que la diferencia en la intensidad vertical entre Pekin y Hongshan (China) decreció 2 gammas unos 4 a 5 días antes de un sismo de magnitud superior a 3 cerca de Hongshan. Esta disminución parece haberse recuperado 2 días antes del sismo.

Se han puesto grandes esfuerzos para detectar cambios geomagnéticos precursores en las regiones de Garm y Tashkent, U.R.S.S. Skovorodkin (1973) reportó una disminución anómala en la intensidad total geomagnética de 15 gammas el 24 de julio de 1967, comenzando unas 4 horas antes del sismo de $K = 7$ en la región de Garm. La distancia epicentral fue de 24 km. El campo geomagnético regresó a un nivel normal varias horas después del evento. El cambio fue observado en relación a dos estaciones fijas en Garm y en Chusai, que están a varias decenas de kilómetros del punto de observación.

II.8 Observación de otros precursores sísmicos

Se han observado otras anomalías pre-sísmicas que empiezan a cobrar importancia como elementos precursores. Estas anomalías son: el contenido de radón en el agua, los valores del parámetro "b" en la fórmula empírica $\text{Log}_{10} N = a - bM$, la gravedad terrestre y el nivel de las aguas subterráneas, entre otras.

Un cambio notorio en el contenido de radón en el agua fue

detectado en el agua mineral de la Cuenca de Tashkent (U.R.S.S.) antes de producirse un fuerte terremoto en 1966. El análisis químico de estas aguas a mediados de 1965 presentó un contenido de radón de casi el doble de su valor cuando se registró por primera vez en 1956. Aumentó rápidamente hasta octubre de 1965 y luego se estabilizó hasta el 26 de abril de 1966, fecha del sismo. La concentración bajó rápidamente después del terremoto, y registros hechos a fines de 1966 revelaron varios casos de aumento del radón antes de los choques fuertes posteriores al evento (ver Fig II.11).

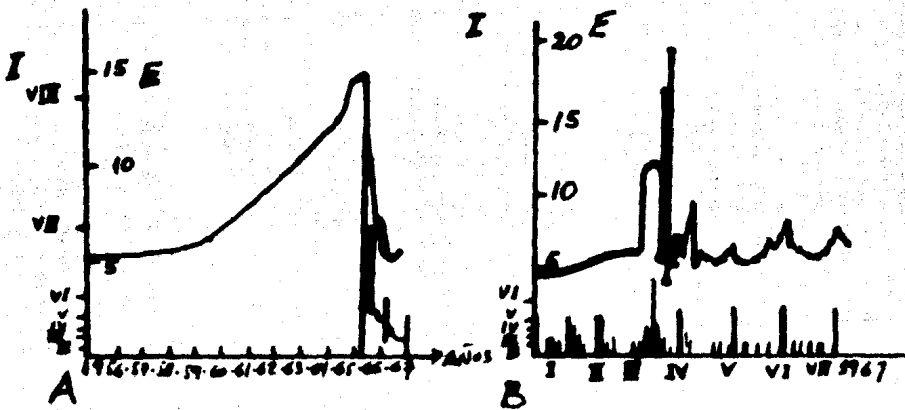


FIGURA II.11.- OBSERVACIONES DE LA EMISION DE RADON EN UN POZO PROFUNDO EN: A) TASHKENT, SISMO DE 1966 ($M = 5.3$) Y B) TASHKENT, REPLICIA FUERTE ($M = 4$). LAS FLECHAS DENOTAN LOS TIEMPOS DE ORIGEN DE LOS SISMOS.

En muchas ocasiones se ha observado que los valores "b", de la fórmula de Richter, son anormalmente bajos para la secuencia de sismos menores que se registran antes del sismo mayor.

Suyehiro (1964) reportó que en la ocasión de un pequeño temblor de $M = 3.3$, ocurrido a 16 km del Observatorio Sismológico de Matsushiro, Japón, en enero de 1964, se registró una secuencia de 25 sismos precursores y 173 réplicas. Al aplicar la fórmula de Richter a ambas secuencias, se encontró que el valor de "b" era de 0.35 y 0.76 para precursores y réplicas, respectivamente. El bajo nivel de "b" implica la ocurrencia de un número relativamente pequeño de sismos de poca magnitud.

El mismo Suyehiro (1966) analizó 45 precursores y 250 réplicas del sismo chileno de 1960 ($M = 8.3$) y obtuvo valores "b" de 0.55 y 1.13 para precursores y réplicas, respectivamente.

Bufe (1970) encontró disminuciones en el valor "b", de 1.2 a 0.8 y de 1.05 a 0.6, respectivamente 1 y 1.2 días antes del sismo de magnitudes 4.3 y 4.0, ocurridos en 1970 en Danville, California.

Friedler (1974) encontró que el valor local de "b" disminuyó de 1.3 a 0.7 unos 900 días antes del sismo de 1967 en Caracas, Venezuela ($M = 6.5$).

Experimentos de laboratorio hechos por Mogi y Scholz (1968) muestran que el valor "b" para precursores es más pequeño que para las réplicas en el caso de pequeños sismos antes y después de la ruptura principal de un espécimen de roca no uniforme. La razón de obtener un valor alto de "b" para las réplicas parece ser el hecho de que el espécimen se hace altamente no uniforme debido a la ruptura principal.

Un estudio realizado por Wakita (1975), quien examinó cambios cosísmicos en el nivel del agua en 95 pozos de observación en las regiones de Tokai y Kanto, Japón en la ocasión de un sismo

($M = 6.9$) ocurrido en 1974 en la Península de Izu, sugiere que el aumento y disminución del nivel del agua subterránea están íntimamente correlacionados con la deformación tectónica producida en el proceso de generación sísmica.

Gordon (1970) reportó un cambio anómalo en el nivel del agua en un pozo a 110 km del epicentro unas 1.5 horas antes del sismo ($M = 6.9$) de Meckering en 1968; el nivel del agua aumentó 2.9 cm en esa ocasión.

Sadovsky et al. (1972) registró cambios en el nivel del agua y en la temperatura, antes de un sismo ocurrido en Przhvalsk, U.R.S.S., en junio de 1970, tal como se reproduce en la Fig II.12. La distancia epicentral fue de 30 km; la magnitud del sismo no fue reportada.

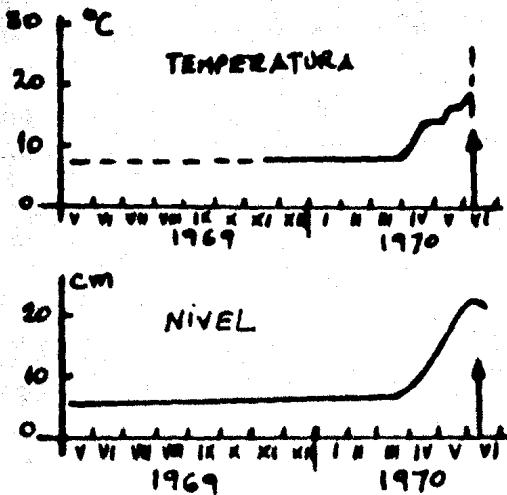


FIGURA II.12

Según Coe (1971), el monitoreo del nivel del agua subterránea es una de las herramientas más importantes de la predicción

sísmica en China. Alrededor de Hongshan, Provincia de Hopei, hay 175 pozos con profundidades de 50 a 150 m. Los cambios en el nivel del agua son automáticamente registrados en 8 pozos profundos de 150 m. En los pozos someros los registros son hechos por personas voluntarias. Sismólogos chinos tratan de establecer criterios para predecir la magnitud y tiempo de ocurrencia sísmica sobre la base de estos datos. Al parecer, mientras mayor es el período anómalo del nivel del agua, mayor es el sismo venidero; así mismo, mientras mayor es el área anómala, más fuerte es el sismo. Kue et al, (1974) publicó una tabla de tiempos precursoros de esta anomalía en 11 sismos ocurridos en China; sin embargo, no parece existir una correlación definida entre los tiempos precursoros (variables desde horas hasta más de 10 días) y las magnitudes de los sismos mayores (variables desde $M = 5.7$ a $M = 8.5$).

Otro elemento que podría ser considerado como precursor sísmico es el valor de la gravedad. La gravedad cambia cuando cambia la altura de la estación de medición, por tanto, una deformación cortical puede causar un cambio en el valor de la gravedad, que puede ser corregido tomando en cuenta el cambio medido en la altura (corrección por aire libre).

Uno de los casos más notables de cambio en la gravedad asociado a la actividad sísmica es el que se observó en relación a una secuencia de sismos ocurridos en Matsushiro desde 1965 a 1967. En el Observatorio Sismológico de Matsushiro se registraron disminuciones del valor de la gravedad de casi 0.1 mgal durante el período de Noviembre, 1965 a Diciembre, 1966.

Kisslinger (1975) construyó una gráfica muy elocuente de esta anomalía (Fig II.13), comparándola con la anomalía del levantamiento del terreno, registradas ambas en la misma estación sismológica. Se puede argumentar que el decaimiento inicial de la gra

vedad durante un período de levantamiento del terreno, que cambió a una tasa no muy diferente a la de aire libre, obedece a un decaimiento de la densidad en la corteza situada debajo de la estación de gravedad, debido probablemente a la dilatación experimentada en la zona de generación sísmica. El incremento de la gravedad a una tasa tan alta, después del decaimiento inicial, se puede interpretar por un incremento de la densidad debido al cierre de las grietas, aunque esta explicación es sólo hipotética.

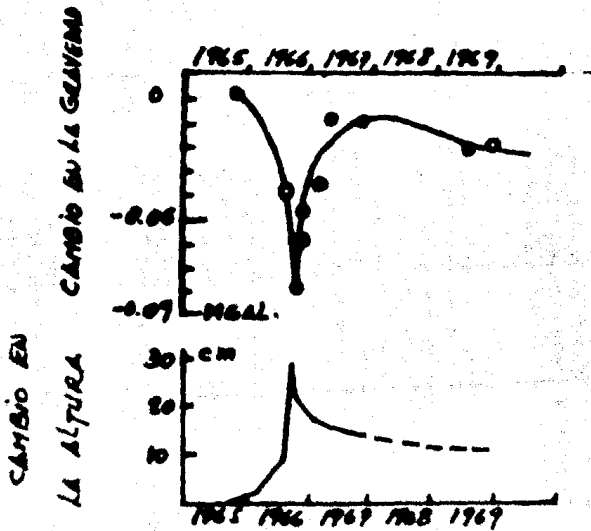


FIGURA II.13

CAPITULO III

MODELOS ESTADISTICOS

A primera vista parece prematuro basar los estudios sobre sismicidad y predicción en los métodos estadísticos que se han usado en muchas ramas de la ciencia e ingeniería, pues las técnicas estadísticas requieren, por lo general, de una buena porción de datos relativos al fenómeno estudiado, y en vista de la gran incertidumbre y de las limitaciones en el estudio del fenómeno sísmico, la disponibilidad de datos fidedignos es relativamente reducida.

La teoría de la probabilidad y estadística ha cobrado éxito en situaciones en que el grado de incertidumbre es relativamente pequeño, esto es, en situaciones tangibles en que los parámetros involucrados son parcialmente conocidos a través de modelos matemáticos o físicos, o bien en situaciones que son parcialmente controlables por el hombre. Viéndolo de esa manera, podemos pensar que son pocas las esperanzas que tenemos para confiar plenamente en la predicción estadística de sismos, pues es claro que el proceso de generación de los terremotos sigue siendo intangible e incontrolable, y sólo se explica a través de teorías que aún no se demuestran científicamente.

Ahora bien, en vista de la periodicidad cronológica observada en la ocurrencia de terremotos en muchos lugares de la tierra, así como los avances en la observación de anomalías que ocurren en forma característica antes de un macrosismo, la teoría de la probabilidad y estadística surge como una herramienta valiosa en los estudios sobre pronóstico sísmico.

III.1 Estadística de la sismicidad.

Quando se especifica una cierta región de actividad sísmica,

es posible describir estadísticamente la sismicidad local y regional siempre que se disponga de una serie de observaciones correspondientes a un período de varias décadas o más. En ese caso, es posible estimar probabilidades preliminares para las magnitudes de sismos que ocurran en un intervalo de tiempo especificado. Además, en una etapa inicial de pronóstico, se acostumbra determinar si hay periodicidad en la ocurrencia de temblores en la zona de estudio, pues éste es un hecho que ha sido observado por sismólogos en varios lugares de la tierra.

III.1.1 La periodicidad

Es posible que un estudio estadístico de sismos fuertes nos permita estimar un probable período de retorno de terremotos en una cierta región. Tal estudio es útil en planeación urbana, desarrollo industrial, seguro sísmico, etc.

En un trabajo de Davison (Lomnitz, 1966) se muestra que los siguientes períodos ocurrieron consistentemente en un amplio rango de datos sísmicos: 42 minutos, 24 horas, 14.5 días, 29.6 días, 6 meses, 1 año, 11 años, 19 años, etc.. Otros investigadores proponen períodos de 50 años, 100 años, 200 años, 240 años, 284 años, etc.

Estudios hechos por Kawasumi (1970) determinaron una periodicidad de 69 años para sismos fuertes en Tokio, tomando en cuenta la estadística de macrosismos (intensidad mayor o igual que 8 en la escala de Mercalli) ocurridos desde el siglo XI en Kamakura, a unos 50 Km al sur de Tokio. Al aplicar un análisis de Fourier al periodograma correspondiente, encontró una gran amplitud espectral para el período de 69 años, y con una prueba de significancia usando la distribución chi-cuadrada (para muestras pequeñas), determinó una probabilidad del 99.94% para dicho período. La desviación

estándar fue de 13.2 años, implicando así un "período de peligro" de ± 13.2 años alrededor de los 69 años de recurrencia.

En vista de que el último terremoto desastroso en Tokio fue en 1923, es de esperarse a criterio de Kawasumi, en nuevo colapso para los 13.2 años que están alrededor de 1992. Esta advertencia ha llevado al gobierno local en el área de Tokio-Yokohama a la prevencción de desastres sísmicos a través de una adecuada planeación constructiva en estas ciudades.

Aunque se han señalado periodicidades sísmicas para algunas regiones (p.ej. 50 años para el área de San Francisco), lo cierto es que científicamente no hay algo definitivo en este respecto. Estos señalamientos son de tipo empírico, salvo en los casos en que están sustentados en un análisis como el hecho por Kawasumi, que eventualmente puede arrojar cierta confiabilidad.

El mayor problema de determinar la existencia o no de la periodicidad de recurrencia de sismos fuertes en una cierta región, estriba en la escasez de registros de terremotos en un largo período de tiempo.

III.1.2 Probabilidad preliminar de la magnitud

Es bien sabido que a menor magnitud sísmica, mayor es el número de ocurrencias (Ishimoto y Iida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944). El número de ocurrencias (N) para sismos de magnitud M en una región durante un cierto período, está dado por:

$$\text{Log } N = a - bM \quad (\text{III.1})$$

donde a, b son constantes. Esta ecuación, que se ha obtenido empíricamente, se suele llamar la fórmula de Gutenberg-Richter.

Por otro lado, se sabe que la siguiente relación entre la energía E liberada por un sismo y su magnitud M , se cumple en forma aproximada (Gutenberg y Richter, 1956):

$$\text{Log}_{10} E = \alpha + \beta M \quad (\text{III.2})$$

donde las constantes α y β son respectivamente 11.8 y 1.5 si E es medida en ergios.

A partir de (III.1) y (III.2) se obtiene la frecuencia sísmica N como una función de E :

$$N(E) = 10^a + \alpha b/\beta E^{-b/\beta - 1} / (\beta \text{Log}_e 10)$$

Por tanto, el número de sismos cuya energía cae en el rango E_s y E_t ($E_t > E_s$) está dado por:

$$N = \int_{E_s}^{E_t} N(E) dE = 10^a + \alpha b/\beta \left[E_s^{-b/\beta} - E_t^{-b/\beta} \right] / b \quad (\text{III.3})$$

La probabilidad $P(E)$ de que la energía sísmica tome un valor entre E y $E + dE$ está dada por:

$$P(E) = \begin{cases} 0 & \text{para } E < E_s \\ N(E)/N & \text{para } E_s \leq E \leq E_t \\ 0 & \text{para } E_t < E \end{cases} \quad (\text{III.4})$$

Así, la probabilidad de que $E_s \leq E \leq E_t$ será:

$$P(E) = \frac{b}{\beta} \frac{E^{-b/\beta - 1}}{E_s^{-b/\beta} - E_t^{-b/\beta}} \quad (\text{III.5})$$

De allí que la probabilidad de que un sismo tenga una magnitud entre M_1 y M_2 (Rikitake, 1975) está dada por:

$$P(M_1, M_2) = \int_{E_1}^{E_2} P(E) dE \quad (\text{III.6})$$

donde E_1, E_2 son las energías correspondientes a M_1 y M_2 respectivamente. Integrando (III.6), se tiene:

$$P(M_1, M_2) = \left[(E_1/E_s)^{-b/\beta} - (E_2/E_s)^{-b/\beta} \right] / \left[1 - (E_t/E_s)^{-b/\beta} \right] \quad (\text{III.7})$$

Rikitake hizo una estimación de $P(M_1, M_2)$ para el área de Kanto, alrededor de Tokio. El valor de E_s fue definido como la energía correspondiente a una magnitud 5; de modo que $E = 2 \times 10^{19}$ ergios. El valor de E_t fue estimado por Tsuboi (1964) para el área de Japón haciendo la diferencia entre la energía liberada en el foco y la energía recibida en superficie. Esta última fue estimada en 2.24×10^{23} ergios/año. Tsuboi obtuvo para E_t el valor de 9.2×10^{23} ergios.

Las constantes a, b se estimaron por el método de los mínimos cuadrados obteniéndose $a = 5.48, b = 0.803$.

Las probabilidades estimadas por Rikitake se muestran seguidamente:

M_1	M_2	$P(M_1, M_2)$
5.0	5.5	0.599
5.5	6.0	0.245
6.0	6.5	0.097
6.5	7.0	0.038

M_1	M_2	$P(M_1, M_2)$
7.0	7.5	0.015
7.5	8.0	0.006

Estas probabilidades se pueden considerar como preliminares, ya que se determinan con base en datos globales en una etapa inicial de predicción de la magnitud.

III.1.3 Probabilidad preliminar de la ocurrencia

El problema de la dependencia estadística entre sismos ha sido investigado por medio de la distribución de los terremotos en el tiempo. Si la ocurrencia de sismos se supone estacionaria y -- aleatoria en el tiempo, la frecuencia de ocurrencia es gobernada por una distribución de Poisson.

Dada una secuencia de eventos sísmicos, aleatorios y perfectamente independientes, todos equiprobables, podemos asumir que la probabilidad de que ocurra un evento en un pequeño intervalo de tiempo Δt es $\lambda \Delta t$ (Lomnitz, 1966), mientras que la probabilidad de que ocurra más de un evento en el mismo intervalo de tiempo es de orden menor que Δt . Esta relación es el proceso de Poisson, que ha sido extensamente usado como modelo del proceso sísmico. El modelo de Poisson se expresa por:

$$P(n; \Delta t) = (\lambda \Delta t)^n e^{-\lambda \Delta t} / n! \quad (\text{III.8})$$

donde P es la probabilidad de que un intervalo de tiempo Δt contenga exactamente n eventos, y λ es el número medio de eventos por unidad de tiempo. La distribución de frecuencia acumulada, esto es, la probabilidad de que un intervalo de tiempo Δt contenga "n" o menos eventos, es:

$$F(n; \Delta t) = \sum_{i=0}^n \frac{(\lambda \Delta t)^i}{i!} e^{-\lambda \Delta t} \quad (\text{III.9})$$

En un proceso de Poisson, los tiempos de interocurrencia entre eventos se distribuyen según una función de probabilidad exponencial negativa:

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} \Delta t \quad (\text{III.10})$$

donde P es la probabilidad de que un intervalo dado entre dos eventos esté en el rango $(t, t + \Delta t)$. La correspondiente función de distribución acumulada es:

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (\text{III.11})$$

donde $F(t)$ es la probabilidad de que un intervalo dado entre dos eventos sea de longitud " t " o menos.

Se tiene entonces que la probabilidad de tener al menos un sismo entre t_1 y t_2 ($t_2 > t_1$) se calcula por:

$$F(t_1, t_2) = 1 - e^{-\lambda (t_2 - t_1)} \quad (\text{III.12})$$

Las frecuencias anuales de ocurrencias sísmicas en el área de Kanto para magnitudes mayores que 5, se muestran en la tabla III.1 para el período 1926-1960 (Rikitake, 1975).

En la tabla se tienen 159 sismos con $5 \leq M \leq 6$ y 17 con $M > 6$. Estos datos pueden ser suficientes para calcular la λ que corresponde al intervalo $5 \leq M \leq 6$. La probabilidad de que un sismo caiga en este rango de magnitudes dentro de un período t al me

nos una vez, se calcula de la ecuación (III.12), haciendo $t_1 = 0$ y $t_2 = t$, obteniéndose la tabla III.2.

TABLA III.1

AÑO	FRECUENCIA	AÑO	FRECUENCIA	AÑO	FRECUENCIA
1926	4	1938	4	1950	6
1927	4	1939	6	1951	5
1928	8	1940	5	1952	7
1929	4	1941	6	1953	7
1930	8	1942	2	1954	3
1931	8	1943	8	1955	2
1932	2	1944	7	1956	3
1933	4	1945	4	1957	1
1934	5	1946	8	1958	2
1935	13	1947	6	1959	1
1936	3	1948	7	1960	2
1937	7	1949	4		
				TOTAL	176

TABLA III.2

t	$P_g(0,t)$	$P_1(0,t)$	t	$P_g(0,t)$	$P_1(0,t)$
10 días	0.128	0.003	10 años	1.000	0.632
30 días	0.337	0.008	20 años	1.000	0.865
90 días	0.709	0.025	30 años	1.000	0.950
0.5 año	0.915	0.048	40 años	1.000	0.982
1 año	0.994	0.095	50 años	1.000	0.993
2 años	1.000	0.181	60 años	1.000	0.998
5 años	1.000	0.423			

En la tabla III.2 se tiene que:

$P_s(0,t)$ = probabilidad de ocurrencia de un sismo con $5 \leq M \leq 6$ en el intervalo $(0,t)$

$P_1(0,t)$ = probabilidad de ocurrencia de un sismo con $M > 6$ en el intervalo $(0,t)$.

Para sismos con $M > 6$, los datos son muy pocos, por tanto hubo necesidad de tomarlos desde el año 1600, dando un total de 35 sismos con $M > 6$ para un período de 360 años, obteniéndose un $\lambda = 0.10/\text{año}$ para $M > 6$.

Cuando las distribuciones de la magnitud y el tiempo de ocurrencia se suponen independientes entre sí, la probabilidad de tener al menos un sismo con magnitud en el intervalo (M_1, M_2) dentro del período $(0,t)$ es dada por:

$$P(0,t; M_1, M_2) = P_i(0,t) P(M_1, M_2) \quad (\text{III.13})$$

siendo $i = s$ para $5 \leq M \leq 6$, $i = 1$ para $M > 6$

De ese modo se puede construir una tabla de probabilidades $P(0,t; M_1, M_2)$ para diferentes valores de t , M_1 y M_2 . Esta tabla puede ser de gran valor para apreciar la tendencia general de ocurrencia sísmica en una cierta región. Sin embargo, estas probabilidades son preliminares, pues son susceptibles de ser modificadas cuando se hace un estudio de predicción basado en los efectos premonitorios que se han venido observando últimamente antes de ocurrir un sismo importante.

III.2 Modelos de predicción a largo plazo

La predicción a largo plazo cubre un período de tiempo de

varios años o varias décadas. Esta predicción puede basarse en la estadística de efectos precursores como geodésicos, geomagnéticos, geoeléctricos, deformación cortical, etc., que se supone anteceden a un sismo en períodos más o menos largos. Así, por ejemplo, se realizan frecuentes investigaciones geodésicas en áreas sísmicas del Japón, California y Nevada, U.S.A., para estudiar la acumulación de deformación cortical unitaria producida durante el último sismo fuerte; de modo que se puede desarrollar una teoría probabilística basada en la estadística de la deformación unitaria última para asignar probabilidades de recurrencia de un gran sismo.

Así, si se implementa una densa red de investigación geodésica, tal como la planeada en el Japón, se podría alcanzar un dramático avance en este tipo de predicción.

III.2.1 Predicción de la magnitud

Rikitake (1975) propuso un método que se puede aplicar para reestimar la probabilidad de que un sismo caiga en un cierto rango de magnitudes, u ocurra en un cierto intervalo de tiempo, a partir de probabilidades ya discutidas.

Considérese un área de la cual conocemos la estadística de su sismicidad. Dividiendo todo el rango de magnitudes en "n" intervalos, las probabilidades preliminares de que un sismo caiga en los respectivos rangos de magnitud se denotan por $W_0(1)$, $W_0(2)$, ..., $W_0(n)$, que equivalen a las probabilidades $P(M_1, M_2)$ ya discutidas.

Asumamos que observamos un elemento geofísico A_1 , que se cree es un efecto precursor de la ocurrencia de un sismo. Dado A_1 , las probabilidades $W_1(1)$, $W_1(2)$, ..., $W_1(n)$ de que la magnitud de un próximo sismo caiga en los respectivos rangos ya defini

dos, se pueden estimar a través del teorema de Bayes en la siguiente forma:

$$W(s) = \frac{W_0(s) W_1(s)}{W_0(1) W_1(1) + W_0(2) W_1(2) + \dots + W_0(n) W_1(n)} \quad (\text{III.14})$$

donde $W(s)$ es la probabilidad "a posteriori" de un sismo, cuando ocurra, cayendo en un rango de magnitud especificado por "s". La probabilidad "a priori" $W_0(s)$ es así convertida en $W(s)$ por el hecho de que se conoce un elemento de predicción A_1 .

Si se conocen K elementos de predicción (A_1, A_2, \dots, A_k), se tiene que:

$$W(s) = \frac{W_0(s) W_1(s) W_2(s) \dots W_k(s)}{\sum_{s=1}^n W_0(s) W_1(s) W_2(s) \dots W_k(s)} \quad (\text{III.15})$$

Consideremos como un elemento de predicción a la deformación (levantamiento) del terreno. Supongamos que se observa una deformación anómala de la corteza en una cierta área, y que se termina el radio medio "r" de dicha deformación. En ese caso, podemos estimar la magnitud probable M_0 del próximo sismo por la siguiente fórmula (Dambara, 1966):

$$M = 1.96 \text{ Log}_{10} r + 4.45; \text{ r en kms.} \quad (\text{III.16})$$

Debido a la dispersión de la gráfica de $\text{Log}_{10} r^3$ contra M , el valor de M_0 no se puede obtener determinísticamente. Si se asume que la diferencia entre M y M_0 sigue una distribución gaussiana, la probabilidad de que la magnitud tome un valor entre M y $M + dM$ está dada por:

$$W_{G,M}(M) dM = \frac{h_M}{\sqrt{\pi}} e^{-h_M^2 (M-M_0)^2} dM \quad (\text{III.17})$$

donde $h_M = \frac{1}{\sqrt{2} \sigma_M}$, y σ_M = desviación estándar de M_0 .

La probabilidad de que la magnitud caiga en un rango entre M_1 y M_2 es dada por:

$$W_{G,M}(M_1, M_2) = \frac{h_M}{\sqrt{\pi}} \int_{M_1}^{M_2} e^{-h_M^2 (M-M_0)^2} dM \quad (\text{III.18})$$

Dambara (1966) obtuvo $\sigma_M = 0.8$ para un conjunto de datos de 19 sismos, y en general se ha observado que la desviación estándar de magnitudes sísmicas por debajo de 6.6 es relativamente pequeña.

Assumiendo una $\sigma_M = 0.2$, se obtiene una estimación de $W_{G,M}$ con $r = 10$ y 50 km, respectivamente, lo cual se muestra en la tabla III.3.

TABLA III.3

M_1	M_2	W(s) con $r = 10$ km	W(s) con $r = 50$ km
5.0	5.5	0.000	0.000
5.5	6.0	0.069	0.000
6.0	6.5	0.789	0.000
6.5	7.0	0.142	0.000
7.0	7.5	0.000	0.178
7.5	8.0	0.000	0.822

Las probabilidades mostradas juegan un papel importante en

la estimación de la magnitud de un próximo sismo.

III.2.2 Predicción del tiempo de ocurrencia

El método de estimar probabilidades "a posteriori" a partir de probabilidades preliminares, se puede aplicar también a la predicción del tiempo de ocurrencia a largo plazo de un sismo si se dispone de elementos de predicción fidedignos. Podemos usar como preliminares a las probabilidades obtenidas por la ecuación (III.12). Como posible elemento de predicción Rikitake (1975) propuso hacer uso de la deformación anómala del terreno.

Tsubokawa (1973) fue el primero en dar una relación lineal entre el logaritmo del tiempo precursor T de la deformación anómala del terreno y la magnitud sísmica M , expresada como:

$$\text{Log}_{10} T = 0.79 M - 1.88 \quad (\text{III.19})$$

donde T se mide en días. Varios autores han sugerido otras expresiones con esta misma estructura, pero la que mejor se ajusta en el sentido de los mínimos cuadrados, está dada por:

$$\text{Log}_{10} T = 0.76 M - 1.83 \quad (\text{III.20})$$

En forma similar a la teoría desarrollada por la predicción de la magnitud, podemos obtener la probabilidad de ocurrencia de un sismo en el intervalo $t_1 - t_2$ como:

$$W_{G,t}(t_1, t_2) = \frac{h_0}{\sqrt{\pi}} \int_{2_1}^{2_2} e^{-h_0^2(e-e_0)^2} de \quad (\text{III.21})$$

donde $e = \text{Log}_{10} T$, es el logaritmo del tiempo precursor obtenido

de la ecuación (III.20). La M de (III.20) se estima de la ecuación (III.16). h_e se define por: $h_e = 1/\sqrt{2} \sigma_e$ donde $\sigma_e = 0.2$ se puede obtener de los datos, o se puede asumir tentativamente.

En la tabla III.5 se muestran los valores de $W_{G,t}(0,t)$ para varios valores de t , tomando r como parámetro.

TABLA III.5

$r = 10 \text{ km}$		$r = 50 \text{ km}$	
t	$W_{G,t}(0,t)$	t	$W_{G,t}(0,t)$
10 días	0.000	1 años	0.000
30 días	0.000	2 años	0.000
90 días	0.000	5 años	0.000
0.5 año	0.000	10 años	0.002
1 año	0.004	20 años	0.008
2 años	0.114	30 años	0.321
5 años	0.784	40 años	0.568
10 años	0.989	50 años	0.739
20 años	1.000	60 años	0.850

La probabilidad preliminar de que ocurra al menos un sismo durante el período $(0,t)$ es dada por (III.12), haciendo $t_1 = 0$ y $t_2 = t$. Con la ayuda de una ecuación similar a (III.14), podemos calcular probabilidad a posteriori para el tiempo de ocurrencia, las cuales se muestran en la tabla III.6.

TABLA III.6

r = 10 km		r = 50 km	
t	W (0,t)	t	W (0,t)
10 días	0.000	1 año	0.000
30 días	0.000	2 años	0.000
90 días	0.000	5 años	0.000
0.5 año	0.000	10 años	0.003
1 año	0.000	20 años	0.382
2 años	0.028	30 años	0.900
5 años	0.727	40 años	0.986
10 años	0.994	50 años	0.998
20 años	1.000	60 años	1.000

III.2.3 Predicción basada en la deformación cortical

Consideremos la hipótesis sobre el mecanismo de generación de un sismo, basada en las placas tectónicas. Si se acepta que la corteza terrestre es comprimida o cizallada por un movimiento de placas, y que finalmente se rompe provocando un gran sismo, podemos pensar en la posibilidad de predecir la ocurrencia del sismo si registramos constantemente la deformación cortical. El punto más importante de esta idea es indicar el tiempo en que tendrá lugar esta ruptura, o bien, el valor que debe asumir la deformación última.

Tsuboi (1933), quien analizó los datos de triangulación de la deformación cortical asociada al sismo de Tango en 1927, y al sismo de Izu en 1930, concluyó que la corteza terrestre se rompe cuando la deformación máxima es alrededor de 10^{-4} . Rikitake (1974) construyó un histograma de la deformación unitaria última de la corteza terrestre con datos obtenidos por nivelaciones y triangulaciones en

diferentes áreas sísmicas, y estimó un valor medio de $\bar{\xi} = 4.7 \times 10^{-5}$ con desviación estándar $\sigma = 1.9 \times 10^{-5}$.

Al asumir que la diferencia $\xi - \bar{\xi}$, donde ξ es la deformación cortical unitaria en una cierta región, obedece a una distribución normal, Rikitake calculó probabilidades de recurrencia sísmica en áreas tales como Kanto, Este de Hokkaido y la costa del Pacífico en Japón Central. Dada la escasez de datos, se tuvo que hacer extrapolaciones sobre la base del modelo de placas de subducción. La probabilidad de recurrencia estimada en Hokkaido desde el sismo de 1894 ($M = 7.9$) fue de 80%, y en 1973 se produjo un terremoto de 7.4.

Por otra parte, Hugiwara (1974) propuso aplicar una distribución de Weibull para describir la diferencia $\xi - \bar{\xi}$. La probabilidad de que se produzca la ruptura cortical en el intervalo de tiempo t y $t + \Delta t$ es dada por $\lambda(t) \Delta t$ con la condición de que no hubo ruptura antes de t . $\lambda(t)$, llamada la tasa de riesgo, se distribuye como una Weibull en la siguiente forma:

$$\lambda(t) = K t^m \quad (\text{III.22})$$

donde $K > 0$ y $m > -1$

La tasa de falla acumulada está dada por:

$$F(t) = 1 - R(t) \quad (\text{III.23})$$

donde $R(t)$ es denominada la confiabilidad, y se define por:

$$R(t) = \exp \left[- \int_0^t \lambda(t) dt \right] = \exp \left(- \frac{Kt^{m+1}}{m+1} \right) \quad (\text{III.24})$$

Entonces, la función de densidad de falla se obtiene como:

$$f(t) = - \frac{dR(t)}{dt} = Kt^m \exp \left(- \frac{Kt^{m+1}}{m+1} \right) \quad (\text{III.25})$$

El tiempo medio de ruptura es dada por:

$$E(t) = \int_0^{\infty} t f(t) dt = \left(\frac{k}{m+1} \right)^{-1/(m+1)} \Gamma \left(\frac{m+2}{m+1} \right) \quad (\text{III.26})$$

donde Γ denota una función gamma.

$$E(t^2) = \int_0^{\infty} t^2 f(t) dt = \left(\frac{k}{m+1} \right)^{-2/(m+1)} \Gamma \left(\frac{m+3}{m+1} \right) \quad (\text{III.27})$$

La desviación estándar del tiempo de ruptura se define por:

$$\begin{aligned} \left[E(t^2) - E^2(t) \right]^{1/2} &= E(t) \left[\Gamma \left(\frac{m+3}{m+1} \right) - \Gamma^2 \left(\frac{m+3}{m+1} \right) \right]^{1/2} / \\ & / \Gamma \left(\frac{m+2}{m+1} \right) \end{aligned} \quad (\text{III.28})$$

Cuando se toma el doble logaritmo de $1/R$, se obtiene:

$$\text{Log}_e \text{Log}_e \left(\frac{1}{R} \right) = \log_e \left(\frac{k}{m+1} \right) + (m+1) \text{Log}_e t \quad (\text{III.29})$$

Este tratamiento lo hemos hecho en términos de t . Sin em gargo, podemos asumir aproximadamente que la acumulación de deforma ción debido a un movimiento de placas procede a una tasa constante "u". Si tomamos el origen del tiempo como el tiempo de ocurre ncia

de un gran sismo cuando la mayoría de la energía de deformación acumulada es liberada, podemos asumir que:

$$\xi = ut \quad (\text{III.30})$$

De ese modo, el tratamiento podemos hacerlo en términos de ξ . Por ejemplo, (III.29) puede reescribirse como:

$$\text{Log}_e \text{Log}_e \left(\frac{1}{R(\xi)} \right) = \text{log}_e \left(\frac{ku^{-m-1}}{m+1} \right) + (m+1) \text{log}_e \xi \quad (\text{III.31})$$

Lo que indica que $\text{Log}_e \text{Log}_e (1/R)$ se correlaciona linealmente con $\text{Log}_e \xi$.

Para obtener m y k de los datos procedemos en la forma siguiente. Al hallar la frecuencia de ocurrencia sísmica n_i para cada rango de deformación $\Delta\xi$, podemos calcular la densidad de probabilidad para un rango entre $i\Delta\xi$ y $(i+1)\Delta\xi$, ($i = 0, 1, 2, \dots$), en la siguiente forma:

$$f_i \Delta\xi = n_i/N \quad (\text{III.32})$$

donde N es el número total de datos. Por tanto, la probabilidad acumulada está dada por:

$$F = \Delta\xi \sum_{i=0}^n f_i = \sum_{i=0}^n n_i/N \quad (\text{III.33})$$

y así R se puede calcular de (III.23).

Al aplicar este procedimiento a un conjunto de datos de de

formación última para diferentes áreas sísmicas, se puede hacer un ajuste para la gráfica de $\text{Log}_e \text{Log}_e (1/R)$ versus $\text{Log}_e \xi$. Rikita ke (1975) hizo el ajuste con una línea recta y obtuvo valores de $m = 1.6$ y $ku^{-m-1} = 0.0337$ cuando ξ se midió en unidades de 10^{-5} .

Bajo la condición de no ocurrencia de ruptura cortical en el rango de deformación $0 - \xi$, la probabilidad de que la corteza se rompa en el rango de deformaciones $(\xi, \xi + \xi_B)$ es dada por:

$$F_B \left(\xi_B / \xi \right) = \left[F \left(\xi + \xi_B \right) - F \left(\xi \right) \right] / \left[1 - F \left(\xi \right) \right] \quad (\text{III.34})$$

lo cual representa la tasa de riesgo para el rango de deformación $(\xi, \xi + \xi_B)$ en la placa considerada.

III.3 Modelos de predicción a mediano y corto plazo

Este tipo de predicción se puede realizar a través del análisis de series de tiempo estocásticas. La predicción múltiple de series de tiempo es actualmente una de las técnicas de mayor resolución en estudios de pronóstico, ya que contempla el conjunto de variables que condicionan o se correlacionan con un valor presente y futuro de otra variable de interés. Lamentablemente las mediciones de variables geofísicas para fines de predicción sísmica han progresado muy lentamente. Por ejemplo, para la predicción a mediano plazo se necesita conocer la evolución de los esfuerzos y deformaciones a profundidad en la región de estudio. Para una predicción a corto plazo se necesita disponer de los registros de las anomalías premonitorias en la zona de actividad sísmica estudiada.

La predicción a mediano y corto plazo requiere tener identificadas las zonas activas en la región de estudio, lo cual se pue

de lograr con un programa coordinado de levantamientos geofísicos y geodésicos de las variables relacionadas con el fenómeno sísmico.

III.3.1 Modelo de predicción lineal simple

La predicción estadística por series de tiempo consiste en estimar valores futuros de la serie a través de operadores matemáticos. El operador se aplica a una serie de valores pasados, o a algunas propiedades estadísticas de estos valores, bien sea de la serie de tiempo a ser predicha o de una o más series que están físicamente relacionadas.

Los operadores de predicción pueden ser lineales, estacionarios y no estacionarios. Por razones de simplicidad, el modelo que a continuación se describe utiliza operadores de tipo lineal y estacionario.

El problema de predicción se puede establecer como sigue: sea $X(t)$ la serie de tiempo cuyos valores son las magnitudes Richter de sismos observados en cada tiempo t en un determinado lugar, especificado por sus coordenadas geográficas y por la profundidad focal. Sea $Y(t)$ la "verdadera" serie de tiempo de sismos observados o no, con las magnitudes reales, limpias de errores de observación y omisiones.

Entonces, un adecuado operador lineal para estimar valores futuros de $Y(t)$, es el predictor de Kernel $K(t)$, que se aplica como sigue:

$$Y(t + \delta) = \int_0^{\infty} X(t - \tau) K(\tau) d\tau \quad (\text{III.35})$$

La diferencia $X(t) - Y(t)$ es el ruido, y $X(t)$ se supone que es una serie estacionaria, aperiódica y de media cero, esto es, se supone que ya se han removido las tendencias de los datos.

El kernel de predicción $K(t)$ puede obtenerse resolviendo la ecuación:

$$C(t + \delta) - \int_0^{\infty} \phi(t - \zeta) K(\zeta) d\zeta = 0 \quad (\text{III.36})$$

siendo:

$$C(t) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T Y(t + \zeta) Y(\zeta) d\zeta \quad (\text{III.37})$$

$$\phi(t) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T X(t + \zeta) X(\zeta) d\zeta \quad (\text{III.38})$$

Las ecuaciones (III.36), (III.37), (III.38) se pueden escribir en forma de sumas discretas. Por ejemplo, la autocorrelación de la serie de tiempo discreta $\{X_k\}$ podría escribirse como:

$$\phi_K = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{2N + 1} \sum_{n=-N}^N X_{n+k} X_n \quad (\text{III.39})$$

Análogamente:

$$C_K = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{2N + 1} \sum_{n=-N}^N Y_{n+k} Y_n \quad (\text{III.40})$$

Es de notar que este método se diseña para un cierto tipo

de series de tiempo, esto es, para aquéllas en que el futuro está parcialmente determinado por el pasado. En este sentido, es válido aplicar este método en la predicción de la magnitud sísmica, ya que es plausible que la magnitud de un macrosismo está relacionada con las magnitudes de los microsismos que le anteceden. En vista de que esta suposición no es muy obvia para secuencias macrosísmicas de largos períodos de tiempo, la aplicabilidad de este modelo es, en principio, válida para predicciones de mediano y corto plazo.

El procedimiento predictivo en este caso consistirá en especificar las magnitudes de los microsismos antecesores para cada tiempo K en que ellos ocurran, formando la secuencia $\{X_K\}$; de terminar su función de autocorrelación ϕ_K e introducirla en la ecuación (III.36) discretizada, la cual se resuelve por un método general desarrollado por Wiener (1949). De aquí se obtiene el Kernel $R(t)$ discretizado (R_K), el cual se introduce en la ecuación (III.35) discretizada, cuya resolución nos da la serie de tiempo $\{Y_{k+n}\}$ de las magnitudes de los sismos para cada tiempo futuro $k+n$.

III.3.2 Modelo de predicción lineal múltiple

Donde el uso de la extrapolación de series de tiempo sísmicas parece poco prometedor debido a que exista poca correlación entre eventos en el tiempo, es interesante contemplar la posibilidad de aplicar los métodos de predicción múltiple, que es la mejor aproximación usada en pronósticos del estado del tiempo.

Nuevamente, este procedimiento predictivo requiere que las series de tiempo sean estacionarias, por lo que es necesario filtrar previamente las componentes no estacionarias de las series en estudio.

Sea $Y(t)$ la serie de tiempo sísmica a ser futurizada.

Esta serie puede representar nuevamente los valores de las magnitudes correspondientes a cada uno de los precursores, sismo principal y sucesores (réplicas) registrados o no en una determinada zona de actividad sísmica. Sean $p_1(t), p_2(t), p_3(t), \dots, p_n(t)$ las "n" series de tiempo que describen las variaciones cronológicas de "n" efectos premonitorios observados en la zona de estudio. Así, $p_1(t)$ puede representar la serie de tiempo de las anomalías en el cociente V_p/V_s , $p_2(t)$ las deformaciones corticales, $p_3(t)$ las anomalías geoeléctricas, $p_4(t)$ las anomalías geomagnéticas, $p_5(t)$ la frecuencia cronológica de sismos precursores y sucesores, $p_6(t)$ las deformaciones en la zona focal, $p_7(t)$ la variación cronológica de los esfuerzos focales, $p_8(t)$ las anomalías en el contenido de radón, $p_9(t)$ el comportamiento anómalo de animales, etc.

Entonces, la serie futurizada $Y(t + \delta)$ puede obtenerse con la siguiente expresión:

$$Y(t + \delta) = \sum_{i=1}^n \int_0^{\infty} p_i(t - \zeta) K_{\delta,i}(\zeta) d\zeta \quad (\text{III.41})$$

donde los kernel de predicción son ahora funciones de las correlaciones cruzadas entre las "n" series de tiempo, y se obtienen resolviendo el sistema de "n" ecuaciones integrales, dado por:

$$C_i(t + \delta) - \sum_{j=1}^n \int_0^{\infty} \phi_{ij}(t - \zeta) K_{\delta,i}(\zeta) d\zeta = 0 \quad (\text{III.42})$$

(i=1,2,...,n)

donde:

$$\phi_{ij}(t) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T p_i(t + \zeta) p_i(\zeta) d\zeta \quad (\text{III.43})$$

$$C_j(t) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T Y(t + \zeta) p_i(\zeta) d\zeta \quad (\text{III.44})$$

El modelo predictivo expresado por las ecuaciones (III.41) y (III.42) supone que las series de tiempo $p_i(t)$ son señales sin ruido.

El método propuesto por Wiener (1949) para resolver este tipo de ecuaciones, consiste en determinar la transformada de Fourier de cada uno de los términos de las ecuaciones (III.42). De ese modo, el segundo término, que es una suma de convoluciones, se transforma en una suma de productos, lo cual simplifica el problema.

Wiener probó que el operador de predicción usado en (III.35) y (III.41) es el mejor operador lineal, en el sentido de los mínimos cuadrados, que se puede emplear para las series de tiempo.

El problema central de la predicción múltiple de eventos sísmicos radica en la escasez de mediciones de las variables geofísicas relevantes. Por tanto, el método de predicción múltiple, que aparenta ser una de las herramientas más poderosas que se puede usar actualmente para predecir sismos, se podrá empezar a aplicar cuando se implementen programas completos de recopilación y procesamiento de datos premonitorios en las zonas identificadas como activas.

CAPITULO IV MODELOS FISICOS

La ocurrencia de un sismo es básicamente un fenómeno de fracturamiento de roca en el cual hay muchos pequeños parámetros cuyo comportamiento físico no se conoce con exactitud. Esto significa que físicamente, y por tanto matemáticamente, el problema de la predicción sísmica es, hasta nuestros días, no determinístico.

Cuando se aplican métodos estadísticos para intentar predecir sismos, lo que se hace es tratar de minimizar el indeterminismo envuelto en el fenómeno, esto es, se asume que existe una "regularidad estadística" en la ocurrencia de eventos sísmicos en el tiempo. Si esta regularidad fuera perfecta y calculable con exactitud, el problema sería determinístico. Como normalmente no se dispone de suficientes datos para probar la hipótesis de la existencia de la regularidad, lo que se hace es suponer que sí existe y que fluctúa dentro de cierto rango, y así el problema es probabilístico.

Cuando se ataca el problema desde el punto de vista físico, se asume que el proceso de generación sísmica se rige por ciertas leyes físicas que se pueden formalizar en modelos causales, por tanto el problema es considerado como determinístico. Pero este determinismo es parcial ya que cuando se modela físicamente el proceso sísmico lo que se hace es sobresimplificar la situación real, analizando sólo aquellos parámetros de mayor relevancia para el modelador. Por tanto la predicción sísmica, basada tanto en modelos estadísticos como físicos, es un problema cuya solución sólo se puede obtener en forma aproximada, aún en condiciones de optimalidad predictiva.

En vista de la regularidad observada en la forma general de las señales premonitorias, es admisible que los fenómenos precursores deben estar relacionados en forma causal al proceso que da lugar al sismo. Esto ha estimulado la generación de ciertas teorías y modelos físicos que explican la fenomenología de un sismo, involucrando a los fenómenos precursores. En particular, los modelos soviético (IPE) y norteamericano (difusión-dilatancia) han cobrado alta relevancia en la fundamentación física de la predicción sísmica.

El modelo norteamericano establece que todo macrosismo es precedido por un proceso de dilatación y expansión de grietas y microgrietas en la zona focal, lo que da lugar al decremento del cociente V_p/V_s . El incremento subsecuente de V_p/V_s puede ser causado por el flujo de agua dentro de la región dilatada.

El modelo soviético concuerda con el norteamericano en cuanto a la expansión de grietas en la zona focal, pero no considera necesaria la difusión de agua dentro y fuera de esta zona. Este modelo considera que los terremotos ocurren durante un período de decrecimiento de esfuerzos y que la recuperación del cociente V_p/V_s se debe al cierre de grietas así como al relajamiento de esfuerzos.

IV.1 El modelo soviético

En este modelo el proceso pre-sísmico se visualiza en la siguiente forma: en las rocas reales siempre existen microgrietas distribuidas aleatoriamente; por acción de los esfuerzos tectónicos de cisallamiento, el número y tamaño de grietas y microgrietas se incrementa lentamente. En medios homogéneos estos agrietamientos se extienden a toda la zona focal. En este estado ya se han producido cambios en las propiedades del medio, tales como mó

dulo de elasticidad y coeficiente de anisotropía.

El proceso puede ser dividido en tres estados. En el estado I se produce un agrietamiento uniforme en el que aún no se desarrollan los precusores. La transición al estado II ocurre cuando se alcanza una crítica densidad promedio de grietas en la mayor parte del volúmen.

La figura IV.1 muestra el curso cronológico de la velocidad de deformación promedio en la zona de preparación del sismo.

- I.- Agrietamiento homogéneo
- II.- Aceleración del agrietamiento debido a la interacción de grietas.
- III.- Agrietamiento inestable y formación de la falla principal.

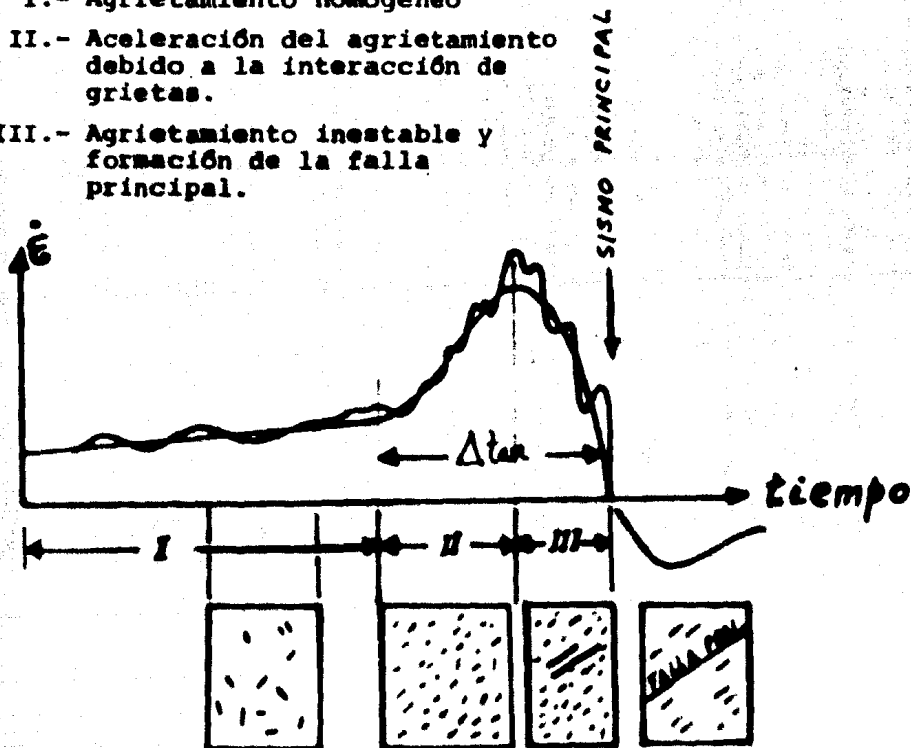


FIGURA IV.1 CAMBIO DE LA VELOCIDAD DE DEFORMACION PROMEDIO DURANTE EL CICLO SISMICO.

Debido a la interacción de grietas, sobreviene una avalancha o aceleración de las mismas (etapa II). El rápido incremento en número y tamaño de las grietas en II, produce un incremento sostenido en la tasa de deformación total así como cambios bruscos en las características físicas del medio.

Si este proceso conduce al sismo, entonces es, por definición, inestable; lo que significa que un ulterior incremento de la deformación va acompañado por una disminución de los esfuerzos. Debido a la heterogeneidad del medio, la deformación inestable que se restringe a una estrecha zona donde se forman algunas grietas relativamente grandes. En este momento el material se divide en dos partes (Fig IV.2). En la zona estrecha A, se desarrolla el proceso de deformación inestable, mientras que en la zona circundante, B, la carga disminuye.

Debido a la disminución general de esfuerzos en III, las grietas en B dejan de desarrollarse. Durante esta etapa de inestabilidad se reduce la tasa de deformación y se restauran muchas características originales de la roca. La zona estrecha de deformación inestable, A, se caracteriza por un incremento en la concentración de pequeñas fallas paralelas a la futura falla principal. Esta falla principal, que se supone se forma durante el sismo, se produce por el colapso del material sólido entre las pequeñas fallas.

En forma cualitativa, la formación de la falla principal es similar al crecimiento o extensión de pequeñas grietas en II y III. Por tanto, esos pequeños eventos deben estar precedidos por un cambio en la velocidad de deformación de pequeña amplitud y de corto término. Pueden ocurrir varios cambios de este tipo; estas fluctuaciones podrían aparecer como sismos precursores del evento principal. En la Fig IV.1, la línea delgada muestra estos posibles

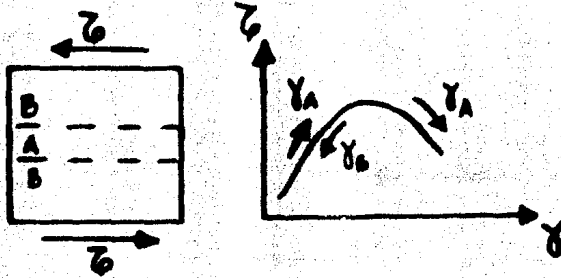


FIGURA IV.2. ESQUEMA IDEALIZADO DE LA FORMACION DE LA ZONA DE DEFORMACION INESTABLE. A: ZONA DE DEFORMACION INESTABLE. B: ZONA DE DESCARGA.

precursores de corto término.

Después del sismo, la zona adyacente a la superficie de la falla parece descargarse. Los esfuerzos son transferidos a las paredes de la nueva falla. La velocidad de deformación después del sismo puede ser negativa ya que es posible que se deslicen en sentido contrario muchas pequeñas rupturas libres de carga.

En resumen, este modelo sobre el proceso de afallamiento, se basa en una generalización de los resultados teóricos y experimentales acerca de la mecánica de las fracturas. El modelo contempla dos aspectos esenciales: 1) una aguda aceleración de la deformación total debido al desarrollo de avalanchas de grietas interactuantes; 2) una desaceleración tanto de la velocidad de deformación como del esfuerzo en una zona cercana a la falla a medida que ésta se desarrolla (etapa III).

La forma de los precursores que corresponden al proceso bajo discusión se muestra en la Fig IV.3. Todos los precursores, tales como cambios de distancia y altitud entre puntos de la superficie terrestre (inclinaciones), se relacionan con la cantidad de deformación total obtenida por simple integración de la velocidad de deformación.

Las velocidades de las ondas elásticas dependen principalmente del módulo efectivo de elasticidad del medio. Ya que el módulo efectivo disminuye durante el microagrietamiento en la etapa III, las velocidades de las ondas elásticas decrecerán fuertemente. En la etapa III, debido al cierre de la mayoría de las grietas más pequeñas, el módulo efectivo se recupera ya que el número de grietas grandes ejerce poco efecto. El cociente v_p/v_s cambiará en la misma forma.

La disminución de la pendiente en el diagrama frecuencia--magnitud, resultante de un incremento del número de fuertes sísmo precursores, debe ser grande en la etapa II, y probablemente algo menor en la etapa III debido a las eliminaciones sucesivas de las débiles conexiones.

El aumento en el contenido de radón y otros productos de decaimiento radiactivo está relacionado con el grado de agrietamiento, y por tanto es agudamente incrementado en la etapa II y nivelado en la etapa III, pero es de esperarse un abatimiento un poco antes del sismo debido al cierre de las pequeñas grietas.

La resistividad eléctrica de las rocas secas ha de aumentar en la etapa II y disminuir en la etapa III. En las rocas saturadas de agua, por el contrario, la resistividad debe disminuir fuertemente en la etapa II, y continuar disminuyendo, aunque lentamente, en la etapa III. Las corrientes electrotéldricas deberán cam

biar evidentemente en la misma forma.

El comportamiento de estos precursores se aplica a la región donde tienen lugar los procesos de incremento de grietas y su ulterior localización en la superficie de falla. Cuando se mide la deformación cortical y otras características físicas fuera de esta región, los efectos estarán relacionados no con el agrietamiento, sino con el cambio en el campo de los esfuerzos.

Este modelo, de la preparación de la fuente sísmica, se basa solamente en conceptos de mecánica de rocas. No requiere de la difusión de agua como factor principal en la producción de un sismo y en la explicación de las anomalías precursoras. En la Fig IV.4 se muestran ejemplos de varios precursores sísmicos, y se observa que en la mayoría de los casos se presentan picos, lo cual está de acuerdo con lo sugerido por el modelo. Además, la forma de estas anomalías es la misma que la observada en el laboratorio, por tanto el modelo soviético no depende en forma considerable de la escala de medida.

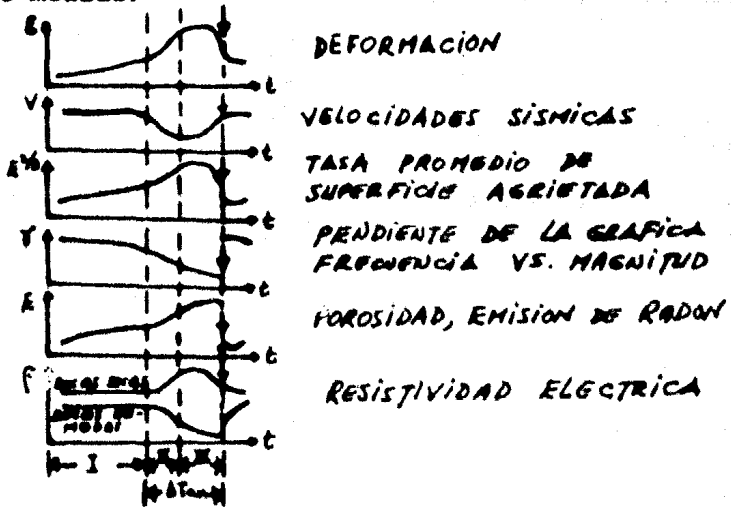


FIGURA IV.3

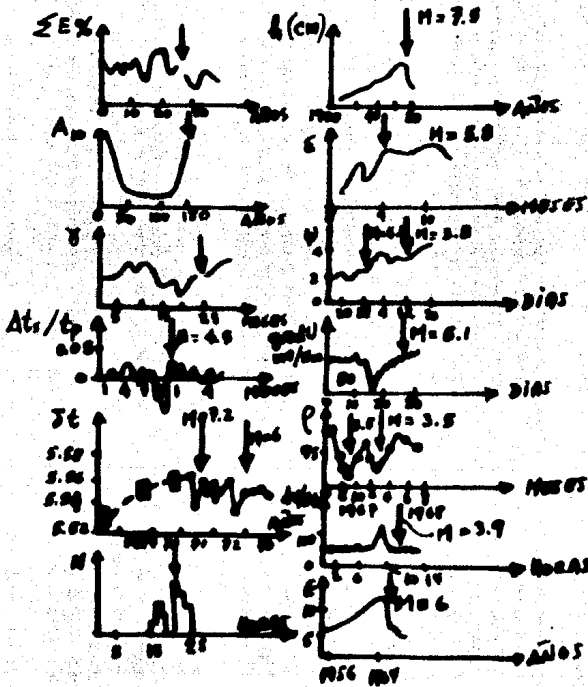


FIGURA IV.4

IV.2 El modelo norteamericano

Los investigadores Nur (1972) y Aggarwal et al. (1973) desarrollaron en forma independiente un modelo físico que explica las anomalías premonitorias estudiadas en predicción sísmica. El modelo se basa en estudios de laboratorio, donde se observa que la muestra rocosa experimenta un incremento volumétrico inelástico antes de producirse la falla; el fenómeno es conocido como dilatación.

En efecto, Nur encontró que el comportamiento de la velocidad de las ondas sísmicas anteriores a un terremoto es explicable

por la dilatancia de las rocas poco porosas que están inicialmente saturadas de agua, pues la dilatancia obedece a la formación y propagación de grietas dentro de la roca, debido a esfuerzos que pueden ser tan pequeños como la mitad del esfuerzo de ruptura. Las nuevas grietas y porosidad adicional, desarrolladas durante la dilatancia, hacen que la roca quede insaturada. Ya que la velocidad V_p es más afectada por el grado de saturación que la velocidad V_s , la razón V_p/V_s disminuirá.

Para explicar la recuperación posterior de la razón V_p/V_s , Nur arguye que el agua colindante penetrará poco a poco en las grietas recientemente formadas, haciendo que la velocidad V_p vuelva a su valor original.

La secuencia de eventos se muestra en la Fig IV.5, que proporciona datos de laboratorio sobre la dependencia de V_p y V_s respecto a la presión efectiva (presión total menos presión de poro) en roca seca y saturada.

El proceso se puede dividir en tres etapas. La etapa I consiste en la acumulación de deformación tectónica, que produce un incremento lento y estacionario del esfuerzo efectivo. En el punto b, el esfuerzo se ha hecho tan grande como para comenzar a producir dilatancia a una razón mayor que la rapidez a la cual el agua de poro puede fluir en el volumen de poros recientemente formado. La roca se insatura y V_p comienza a decrecer, siguiendo la trayectoria "bc" (etapa II). Ya que V_s es poco afectada por la presencia de agua, V_p/V_s también decrece.

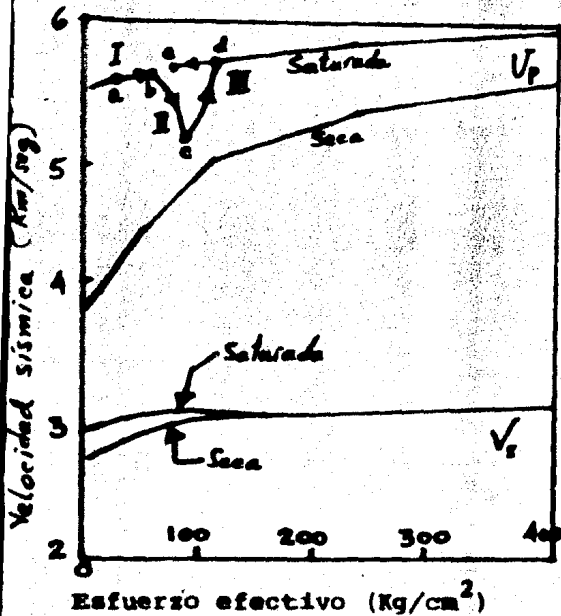


FIGURA IV.5

CAMBIO DE VELOCIDADES DE ONDAS P Y S CONTRA PRESION EFECTIVA EXTERNA. (DE SCHOLZ ET AL).

A lo largo de "bc" la presión de poro en la región dilatante bajará a medida que el agua fluye de las grietas contiguas y penetra en las grietas recién formadas, provocando un aumento del esfuerzo efectivo. Esto producirá un reforzamiento de la roca (endurecimiento de la dilatancia) que progresivamente evitará una dilatancia posterior hasta alcanzar un punto (punto "c") en el cual la rapidez del flujo de fluidos en la región dilatante, proveniente de áreas circundantes, domine la dilatancia, y la roca empieza a saturarse.

En este punto comienza la etapa III, y V_p aumenta a lo largo de "cd". En este momento la presión de poro puede estar aún disminuyendo ya que la insaturación no implica que la presión de poro sea cero, pues se necesitará cierto tiempo para que el agua fluya a las recién formadas grietas desde las grietas y poros adyacentes. De aquí que el mínimo en la presión de poro ocurrirá en el punto "d", donde la roca está saturada nuevamente.

En el punto "d", V_p/V_s ha recuperado su valor normal y la presión de poro comienza a aumentar al nivel ambiental a lo largo de "de". Ya que el esfuerzo tectónico ha continuado su ascenso durante el período dilatante, la presión de poro ascendente a lo largo de "de" propicia el colapso sísmico. De esa manera, la dilatancia retarda el sismo reduciendo la presión fluidica sobre la falla, y luego lo provoca al restablecerse la presión de poro. El retardo entre los dos eventos depende de la rapidez en que se desarrolla la dilatancia y de la rapidez con que el agua fluye en la zona dilatante. Esto último depende del tamaño de la zona dilatante; de allí que la duración de esta anomalía será función del tamaño del sismo asociado.

El modelo de la Fig IV.5 está simplificado en el sentido de que implica que todos los puntos en el volumen dilatante están si multáneamente en la misma etapa.

La dilatancia, responsable de la anomalía V_p/V_s , se manifiesta también en otros efectos observados en la zona afectada. Estos efectos pueden clasificarse en dos tipos:

- a) Efectos de corto plazo, que preceden al sismo por pocas horas o días.
- b) Efectos precursores de largo plazo, que preceden al siamo por meses o años.

Por estudios de laboratorio sobre la dilatancia y sus efectos, se han implicado otros tipos de fenómenos precursores. En la Fig IV.6 se esquematiza el comportamiento de varios fenómenos predichos por el modelo de dilatancia.

En la parte superior de la Fig IV.6 se muestra la variación

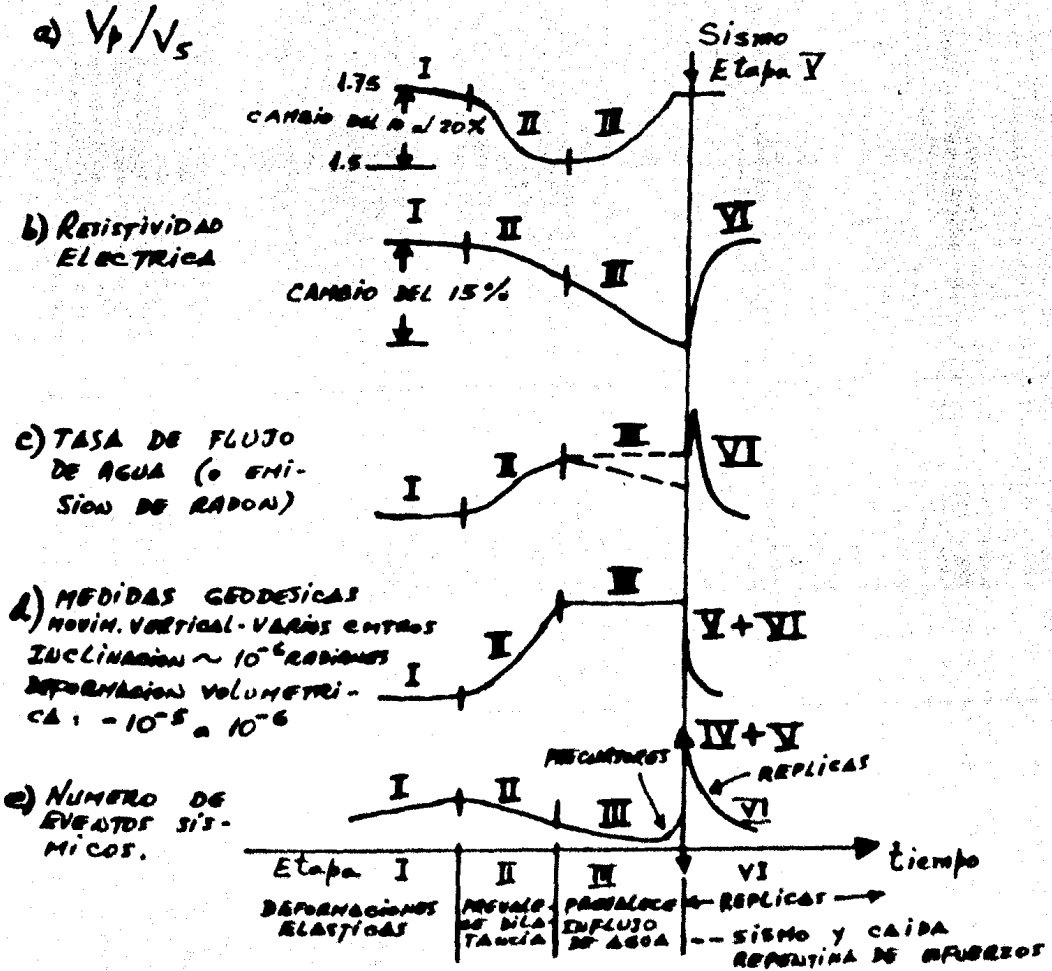


FIGURA IV.6

Cambios predichos en varios parámetros físicos en función del tiempo durante el ciclo sísmico según el modelo de dilatancia. a) variación de V_p/V_s , b) resistividad eléctrica, c) emisión de radón, d) cambio vertical de la superficie terrestre, e) sismicidad.

de la anomalía V_p/V_s , ya discutida. Otro precursor implicado por la dilatancia es el levantamiento de la corteza en la región epicentral, que se puede detectar por mediciones geodésicas. La cantidad de deformación requerida para producir la anomalía observada de V_p/V_s se ha estimado de 10^{-6} a 10^{-5} . Si la zona dilatante es lo suficientemente grande y somera, esta cantidad de dilatancia produciría un levantamiento cortical de varios centímetros, fácilmente detectable con inclinómetros.

Después de un largo período de acumulación de deformación tectónica, se producirá un rápido levantamiento cortical de varios centímetros en la etapa II de la dilatancia. La etapa III, durante la cual la dilatancia es lenta o ha terminado, y el agua de poro fluye en la región dilatada, estará acompañada de un ligero movimiento vertical de la corteza.

También se incluye en la Fig IV.6 una etapa IV para representar una posible etapa de movimiento muy rápido justo antes del sismo, en concordancia con los precursores de corto plazo que no son predichos en sí por el modelo de dilatancia. La etapa V es el sismo en sí, y la etapa VI es el período de reajuste durante la secuencia post-sísmica.

La presencia de grietas y fluidos de poro, y de allí la dilatancia, afecta muchas propiedades físicas de la roca. Entre las propiedades más fuertemente afectadas figura la resistividad eléctrica.

La resistividad eléctrica de la roca depende de la cantidad de agua que contenga, y experimentos de laboratorio muestran un marcado decaimiento de la resistividad durante la dilatancia. Ya que la dilatancia es acompañada por un influjo de agua en la zona dilatante desde sus alrededores, se espera que ocurra una disminu

ción de la resistividad eléctrica comenzando en la etapa II y continuando a lo largo de la etapa III (Fig IV.6-b).

A diferencia de la anomalía v_p/v_s , la resistividad no retornará a su valor normal, pues continuará disminuyendo hasta que ocurra el sismo. La reducción de esfuerzos producida por el sismo hará que se cierren las grietas, obligando el agua a salir, y la resistividad aumentará hacia su valor antiguo durante la etapa IV.

Otro fenómeno precursor es que la tasa de flujo de agua en las rocas de la zona dilatante y sus alrededores se verá incrementada. Esta variación en el flujo del agua puede ser captada por cauidadosas mediciones de la emisión de isótopos de corta vida, como el radón, en un pozo profundo. (Fig IV.6-c).

La sismicidad local se verá también influenciada ya que habrá un decaimiento en la actividad debido al endurecimiento de la dilatancia en la etapa II y un ascenso después del punto "d" en la etapa III, ésto es, después de finalizar la anomalía v_p/v_s . Este efecto produce una anómala inactividad cierto tiempo antes del sismo y un período relativamente corto de aguda actividad justo antes del sismo principal. Este es el patrón de sismos precursores (foreshocks) observados antes de muchos terremotos, y el endurecimiento de la dilatancia puede explicar por qué prevalece este patrón en lugar de un incremento gradual de la sismicidad precursora, tal como podría esperarse.

El valor "b", ésto es, la pendiente de la relación frecuencia-magnitud sísmica, se verá también afectado. Estudios de laboratorio y consideraciones teóricas indican que el valor "b" debe disminuir con el incremento del esfuerzo efectivo. Por tanto, es de esperar una disminución del valor "b" en las etapas

II y III, donde se produce el endurecimiento de la dilatación, ya que el esfuerzo local requerido para causar el fracturamiento durante ese período de tiempo que antes del endurecimiento. Nuevamente se tiene que el valor "b" debe aumentar justo antes del sismo.

Se han observado cambios anómalos en el campo geomagnético durante la fase pre-sísmica. Es probable que una redistribución del agua de poro afectada por la dilatación, podría producir tal anomalía debido a su fuerte influencia en la resistividad eléctrica, o debido al efecto piezomagnético producido por el incremento en el esfuerzo efectivo.

Otro efecto que resulta de la dilatación fue observado como precursor del sismo de Tashkent en 1966. Análisis de las aguas de un pozo profundo en la región hipocentral mostraron interesante variación en el contenido de radón antes del sismo.

El radón tiene una vida media de sólo 3.8 días y sólo algunos centímetros de distancia de difusión en toda su vida. De modo que el aumento de concentración en el pozo de Tashkent antes del sismo principal y réplicas mayores, pudo haber sido causado sólo de dos maneras: por un incremento en el área superficial de la roca en la región epicentral, debido a agrietamiento, o bien por un incremento en la tasa de flujo del agua de poro. Estas dos situaciones son predichas por el modelo de dilatación.

En casi todos los casos reportados, sólo se observó un precursor. La evidencia más directa de que estos diferentes fenómenos precursores se deben a una misma causa es el hecho de que cuatro tipos diferentes de estos fenómenos fueron observados antes del sismo de Garm (M=6) en 1969. Catorce meses antes de este sismo se observó una marcada reducción de la sismicidad local casi

simultáneamente con un anómalo levantamiento cortical. También se registraron anomalías en el cociente V_p/V_s y en la resistividad eléctrica. En este caso, el comienzo de la anomalía estuvo acompañado por un incremento de la resistividad, seguido por un decremento de ésta, el cual se mantuvo hasta que se produjo el colapso. Esto puede indicar que en las primeras etapas la producción de grietas secas (que incrementarían la resistividad) al principio sobrepasó su capacidad con fluidos de poro.

IV.3 Duración de las anomalías precursoras en el modelo de dilatación.

La duración de la anomalía V_p/V_s depende del tamaño de la zona dilatante, el cual se puede definir por la longitud de la falla o por la dimensión del área afectada por las réplicas. Es de esperarse que a mayor tamaño de la zona dilatante, mayor será el tiempo requerido para que se complete el proceso y mayor ha de ser la magnitud del sismo.

Como se puede apreciar en la Fig IV.8-a, no solamente la duración de la anomalía V_p/V_s , sino también la de otros fenómenos precursoros muestran una cierta relación con el tamaño de la zona dilatante, estimada en este caso a partir del área de réplicas.

El logaritmo de la duración (τ) de los efectos precursoros de cinco tipos diferentes se grafica como una función de M en la Fig IV.8-b incluyendo a más de 30 sismos. Se observa que los diferentes puntos se aproximan a una línea recta. De modo que si se estima el tiempo de duración de los eventos precursoros durante las etapas II y III del ciclo sísmico, sería posible predecir la magnitud del sismo que se avecina. La concordancia de los diversos tiempos precursoros para la misma magnitud, sugiere que existe un mecanismo físico común que da lugar a cada una de las anoma

lías observadas.

Un razonamiento adicional sobre un mecanismo causal que en vuelve la difusión de grietas y fluidos cerca de la zona focal, se obtiene graficando τ como una función de una longitud caracte- rística "L". En la Fig IV.8-a, "L" es la mayor dimensión de la zona de réplicas. Aunque "L" es menor que el tamaño de la zona dilatada, las dos dimensiones son probablemente proporcionales en- tre sí sobre un amplio rango de magnitudes.

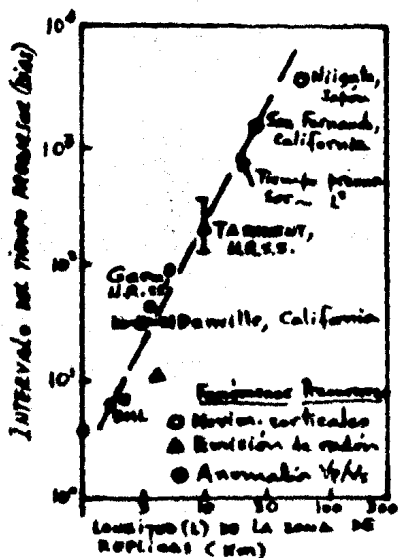


FIGURA IV.8-a

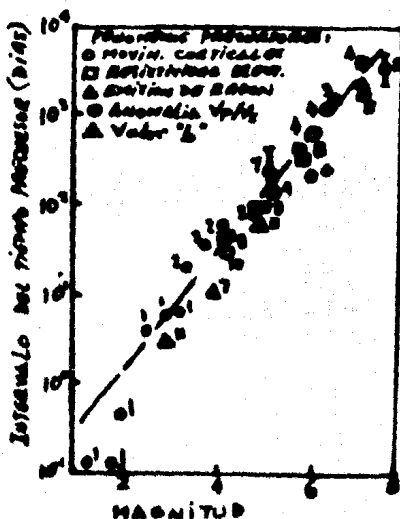


FIGURA IV.8-b

Los datos de la Fig IV.8-a son un buen ajuste para la rela- ción $\tau = L^2/c$, lo cual concuerda con la ecuación de difusión, que describe el flujo en un medio poroso:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = c \nabla^2 p$$

donde P es la presión fluidica y t el tiempo. La constante

"c" es la difusividad hidráulica, y está dada por: $c = k/\eta\theta\beta$, donde "k" es la permeabilidad de la roca, η es la viscosidad del fluido de poros (agua), θ es la porosidad y β es la compresibilidad del agua. La matriz rocosa se asume ser incompresible. Tomando $c = 5.8 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{seg}$, $\beta = 3.2 \times 10^{-5}$ por bara, $\theta = 10^{-3}$ y $\eta = 10^{-2}$ poise, obtenemos: $k = 2$ milidarcys. Este valor es intermedio entre el valor 0.35×10^{-3} milidarcy para los especímenes de laboratorio del granito Westerly a una presión confinante de 100 baras, y el valor 10^3 milidarcys para rocas fracturadas. La permeabilidad calculada será, por supuesto, mayor si la porosidad es mayor que 10^{-3} . Sin embargo, el valor calculado es razonable para un volumen dilatado de roca que contenga una gran falla pero que no esté completamente fracturado.

La sorprendente pequeña dispersión en la Fig IV.8-a para datos de varias regiones se relaciona probablemente con la presencia de grietas, que tienden a aumentar la permeabilidad a un valor que no depende grandemente de la litología o de la permeabilidad de las rocas no fracturadas.

Un aspecto que merece especial atención es la exactitud en la estimación del tiempo de ocurrencia de grandes sismos a partir de la línea recta del diagrama $\text{Log } t$ contra M . Como se toma una escala logarítmica para el tiempo de duración, esta exactitud decrece exponencialmente para valores grandes de M aunque los datos observados parezcan dispersarse uniformemente alrededor de una línea recta. Por ejemplo, uno de los puntos No. 8 en la Fig IV.8-b, que corresponde a los datos del sismo con $M = 6.5$ ocurrido en el norte de Miyagi Prefecture (Japón), se localiza debajo de la línea recta haciendo una diferencia de más de dos años, lo que significa que este sismo ocurrió más de dos años antes de lo que habría de esperarse a partir de la línea experimental.

El tiempo precursor t depende de la tasa de dilatancia y de la difusión de agua, aunque el volúmen dilatante sea el mismo. La tasa de dilatancia se considera que depende de la tasa de almacenamiento de energía de esfuerzos en la corteza en cuestión y de la naturaleza de la roca. La tasa de difusión de agua depende de la permeabilidad de la roca dentro y alrededor de ese espacio. La orientación de las grietas con respecto a la dirección de esfuerzos debe tener también alguna relación. Considerando estas situaciones, la relación de t con M ó con L será prácticamente a escala regional. Tal regionalidad puede ser una de las causas que produce la fuerte discrepancia señalada. Para aminorar esta discrepancia necesitaríamos un largo tiempo para recolectar los datos de sismos fuertes y moderados en varias regiones sísmicas en forma separada; con ello podemos encontrar la fórmula experimental entre t y M ó L que sea la más apropiada para cada región.

Hay otra forma de mejorar esta situación. Tal como lo sugiere la teoría de la dilatancia, se requiere cierto tiempo para que el proceso cubra la línea "de" en la Fig IV.5. Esto significa que el sismo no tendrá lugar antes, sino después de finalizar la anomalía V_p/V_s . Esto ha sido verificado con muchos ejemplos prácticos. Por tanto, podemos tomar una decisión entre el tiempo de retardo Δt y M , si existe, al momento de recuperarse la razón V_p/V_s .

La Fig IV.9 muestra esta relación de Δt y M (Santo, 1974). Si usamos la línea recta preliminar en este diagrama, en lugar de los datos de grandes sismos, los retardos del tiempo de ocurrencia de sismos destructivos se estiman como de un mes a un año para $M = 6.5$ y como de un año a tres años para $M = 7.5$. En este caso suponemos regionalidad en la relación Δt con M , lo cual deberá mantenerse en un futuro.

cala comparable con la ruptura principal. Esto podría involucrar bien sea un nuevo afallamiento (extensión de una antigua falla en una nueva roca), o la refractura de una falla sana. Según el modelo norteamericano, un sismo puede resultar del movimiento sobre una falla pre-existente; no requiere fractura de gran escala.

2) En el modelo ruso, el sismo ocurre después de un decaimiento de esfuerzos, que tiene una duración de aproximadamente la mitad del tiempo de la anomalía. El sismo principal ocurre a un esfuerzo significativamente menor que el esfuerzo máximo antes del sismo. Por lo contrario, en el modelo de dilatación el sismo ocurre cerca del esfuerzo pico.

3) En ambos modelos las grietas se desarrollan uniformemente sobre algún volumen de roca adyacente a la futura superficie de ruptura. En el modelo soviético se forman grietas de diferente orientación en una zona cercana a la futura falla (zona A en la Fig IV.2) justo antes del sismo. Tal hipótesis no se requiere en el modelo de dilatación; las grietas se pueden agrandar antes del sismo, pero la orientación se debe conservar durante el período anómalo.

4) Los fluidos de poro juegan un papel central en el modo de dilatación, mientras que el modelo soviético no requiere de ellos.

5) En el modelo soviético las grietas que se forman en respuesta a los esfuerzos tienen una orientación paralela a la falla principal antes del sismo. En el modelo americano las grietas son paralelas al plano de menor compresión, y por tanto, inclinadas hacia la falla principal.

Los dos modelos se podrían distinguir si se midiera el es

fuerzo cerca de la región focal. En ese caso, para el modelo soviético debería tenerse un evidente decrecimiento del esfuerzo antes del sismo, y las direcciones del esfuerzo principal deberían cambiar con el tiempo antes del sismo en la zona A.

La medición de la presión de poro en la zona focal puede ser otro diagnóstico. El modelo americano requiere cambios significativos con una duración que varía con la magnitud del sismo y con una magnitud suficientemente grande como para producir anomalías precursoras observables. Tales cambios no se requieren en el modelo soviético.

El desarrollo de la zona A se debe reflejar en diferencias en las velocidades sísmicas, resistividad y otros fenómenos relacionados con los valores fuera de la zona; por tanto, la comparación de valores normales a las rupturas eventuales durante el desarrollo de una anomalía, debe servir como una prueba del modelo soviético.

CAPITULO V
MODELOS DESCRIPTIVOS DE LA SISMICIDAD

V.1 Consideraciones sobre la sismicidad

La descripción de la sismicidad en una cierta zona requiere diferentes tipos de información: registros instrumentales de frecuencia e intensidades de sismos pasados, identificación de fuentes potenciales de actividad cerca de la zona en estudio, formulación de modelos matemáticos de sismicidad local para cada fuente, determinación de la contribución de cada fuente al riesgo sísmico en el lugar, superposición de las contribuciones de la información obtenida de la sismicidad local de fuentes cerca del lugar, con datos instrumentales o subjetivos, de las intensidades observadas en la zona.

Toda esta información se puede recabar a partir de fuentes de diferente naturaleza, aunque se debe considerar que los márgenes de incertidumbre en estas fuentes siguen siendo amplios, lo que hace necesario que se empleen modelos probabilísticos.

Por ejemplo, los geólogos hablan de la máxima magnitud que se puede generar en una cierta área, basándose en las dimensiones de los accidentes geológicos y extrapolando las observaciones de otras regiones similares a la de estudio. Asimismo, algunos geofísicos estiman la energía que puede ser liberada por un simple terremoto en un área dada, basándose en suposiciones cuantitativas sobre las dimensiones de la zona focal y la caída de esfuerzos, en concordancia con modelos tectónicos de la región y, nuevamente, a base de comparaciones con áreas de características tectónicas similares.

Sin embargo, estudios que relacionan el área de ruptura de

una falla con la caída de esfuerzos y la magnitud, muestran que al considerar acentuadas caídas de esfuerzo, no se requieren dimensiones focales muy grandes para obtener magnitudes superiores a 8. Por tanto, la estimación geofísica de parámetros de sismicidad deberá estar acompañada por medidas de incertidumbre.

En las investigaciones más recientes se ha tratado de unificar las modestas aportaciones geológicas y geofísicas del fenómeno sísmico para diseñar hipótesis que permitan construir modelos estocásticos de la sismicidad. Los modelos así construidos son calibrados y mejorados con el empleo de la información estadística disponible.

En el presente capítulo se presentan los modelos matemáticos y gráficos empleados para describir la sismicidad en México, y se hace hincapié en la necesidad de incrementar la investigación geofísica para mejorar los modelos disponibles o construir otros más confiables.

V.2 Factores que determinan los efectos sísmicos en superficie.

Las características de los efectos sísmicos en superficie dependen de diversos factores, que pueden agruparse en: a) mecanismo generador del temblor, b) trayectoria de las ondas sísmicas, desde su origen hasta el sitio de estudio.

Los mecanismos generadores de sismos tectónicos no han sido completamente explicados hasta la fecha. La teoría de tectónica de placas explica la ocurrencia de eventos sísmicos en áreas próximas a la periferia de las placas litosféricas, pero no en regiones lejanas a éstas, donde las causas de temblores son de naturaleza diferente.

Entre los factores asociados al mecanismo generador, figuran: las características tectónicas de la fuente, la cantidad de energía liberada, la orientación de la superficie de falla, los esfuerzos estáticos y dinámicos desarrollados en el foco, dirección y sentido de propagación de la ruptura, las características geométricas del mecanismo, etc.

Entre los factores asociados a la trayectoria de las ondas sísmicas, figuran: la posición relativa del foco y sitio de estudio, la geología de los estratos existentes entre el foco y la región en estudio, la geometría de los estratos, continuidad en el medio (presencia de fallas), comportamiento del suelo ante cargas dinámicas, las condiciones locales: topografía, relación de impedancia entre el manto superficial y el estrato que lo soporta, la geometría del manto superficial, etc.

Durante su recorrido, tanto las ondas de cuerpo como las superficiales, experimentan un decremento en su amplitud, debido principalmente a refracciones y reflexiones, ampliación del frente de onda, atenuación.

En las Figs V.1, V.2, V3 se muestra en forma idealizada la geología, la trayectoria de las ondas y la influencia del subsuelo en la intensidad del movimiento.

Aunque se han construido algunos modelos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales para describir y simular la trayectoria de las ondas sísmicas, lo cierto es que todavía no existe ninguno completamente confiable, ya que están limitados a casos en que deben cumplirse simultáneamente una serie de condiciones (por ejemplo: estratificación horizontal, elasticidad, homogeneidad, linealidad, isotropía, predominancia de ondas de cortante) que no son consistentes con la realidad, que es muy compleja, heterogénea y no

lineal.

En la bibliografía se presentan algunas referencias bibliográficas que describen algunos modelos desarrollados sobre este tópico.

V.3 Modelos matemáticos para describir la atenuación de la intensidad con la distancia.

Los criterios existentes para evaluar la contribución de las diferentes fuentes sísmicas al riesgo en un cierto lugar, hacen uso de modelos matemáticos para la atenuación de la intensidad que relacionan las características de la intensidad con la magnitud y la distancia del sitio a la fuente.

Según la aplicación deseada, la intensidad puede representarse por un índice subjetivo, tal como la intensidad de Mercalli modificada, o por una combinación de una o más medidas cuantitativas del movimiento del terreno. Así, se han construido modelos matemáticos para predecir la intensidad de Mercalli modificada (I) en función de la magnitud sísmica (M) y de la distancia hipocentral (R), así como también modelos para predecir la aceleración máxima (a), la velocidad máxima (v) o el desplazamiento máximo (d) que experimenta el terreno ante una sacudida sísmica.

Se ha observado que para el caso de condiciones homogéneas del terreno, tales como terreno firme, las isosistas (líneas de igual intensidad) de un sismo dado, presentan una forma aproximadamente elíptica, y las orientaciones de los ejes correspondientes se correlacionan frecuentemente con las tendencias geológicas regionales o locales. Para el caso de México, las isosistas parecen alargarse sistemáticamente en una dirección que es función de las coordenadas epicentrales. En ese caso, la intensidad se debe

expresar como una función de la magnitud y las coordenadas de la fuente y el lugar de interés.

Un análisis de las intensidades de Mercalli modificada sobre terreno firme, para sismos ocurridos en México en las últimas décadas, ha permitido construir el siguiente modelo matemático, que permite encontrar la intensidad I como una función de M y de la distancia hipocentral R (en kilómetros):

$$I = 1.45 M - 5.7 \log_{10} R + 7.9 \quad (V.1)$$

Asimismo, la observación de fuertes sismos ocurridos en California ha hecho posible desarrollar una expresión matemática para predecir la aceleración máxima del terreno (a) como una fracción de la gravedad:

$$a/g = 0.0069 e^{1.6 M} / (1.1e^{1.1 M} + R^2) \quad (V.2)$$

Aquí, R es distancia epicentral en kilómetros.

Más recientemente, Esteva y Villaverde derivaron modelos matemáticos para la máxima aceleración y máxima velocidad del terreno, en las siguientes expresiones:

$$a/g = 5.7 e^{0.8 M} / (R + 40)^2 \quad (V.3)$$

$$v = 32 e^M / (R + 25)^{1.7} \quad (V.4)$$

Por su parte, McGuirre (1975) ha obtenido expresiones de la atenuación para valores condicionales (dado M y R). Esas expresiones se pueden representar por la ecuación genérica:

$$y = b_1 10^{b_2 M} (R + 25)^{-b_3} \quad (V.5)$$

Siendo:

y	b_1	b_2	b_3
a (gals)	472.3	0.278	1.301
v (cm/seg)	5.64	0.401	1.202
d (cm)	0.393	0.434	0.885

A pesar de que estos modelos han sido probados, no hay un completo acuerdo para adoptar como general alguno de ellos, debido en parte a las discrepancias en las definiciones de algunos parámetros, en los rangos de valores analizados, en las propiedades de la propagación de ondas de las formaciones geológicas que yacen entre la fuente sísmica y el sitio de interés, en los mecanismos focales y en las formas de las expresiones analíticas adoptadas a priori.

Por lo general, lo que se hace es investigar cuál es el modelo de atenuación de intensidades que mejor se ajusta a las características sísmicas de la región que se está estudiando.

En vista de que las estimaciones del riesgo sísmico son - muy sensibles a las expresiones para la atenuación en el rango de magnitudes altas y distancias cortas, se hace necesario realizar estudios más detallados para mejorar los modelos disponibles. Probablemente los registros de movimientos fuertes no son suficiente información para estos estudios, y de allí que deberá procederse en forma deductiva, construyendo modelos físicos o analíticos de la generación y propagación de ondas sísmicas.

Aunque algunos sismólogos han construido modelos de este tipo, no han sido de utilidad a la Ingeniería Civil, ya que ésta requiere que se especifiquen las intensidades sísmicas (acelera

ción, velocidad, desplazamiento del terreno, intensidad Mercalli) que se sentirán como resultado del movimiento de propagación de ondas desde el foco hasta todas y cada una de las áreas que reciban considerable influencia de un determinado movimiento sísmico. Esta tarea compete ampliamente a la Ingeniería Geofísica.

En efecto, para determinar la trayectoria de las ondas en un caso particular, se requiere conocer previamente la configuración geológica de la región influida por el movimiento sísmico. Con este conocimiento, aplicar una teoría válida de generación y propagación de ondas para construir un modelo que reproduzca la trayectoria de ondas de cuerpo y superficiales en espacio y tiempo.

En la actualidad se realizan importantes investigaciones encaminadas a utilizar la información de microsismos naturales, para hacer interpretaciones geofísicas del subsuelo por determinación de las velocidades de onda de cada una de las formaciones geológicas del subsuelo estudiado. Una vez que estas investigaciones se encuentren en etapa avanzada, el ingeniero geofísico tendrá un gran ahorro en sus trabajos de prospección, aunque probablemente seguirá teniendo mucho trabajo en el procesamiento de señales. En todo caso dispondrá de una amplia información, ya que los microsismos ocurren muy continuamente, y apoyará de ese modo al trabajo del ingeniero civil.

V.4 Distribución espacial de la intensidad sísmica en México.

Investigaciones hechas en el Instituto de Ingeniería de la U.N.A.M. sobre la distribución espacial de las intensidades de sismos importantes ocurridos en México, muestran que las isosistas suelen alargarse bastante en dirección paralela a los principales detalles geológicos (especialmente orográficos y tectónicos) de la

región influenciada por el sismo.

El fenómeno puede obedecer a la mayor transmisibilidad de las ondas en una dirección tal que la perpendicular a ella puede corresponder con la forma en que se originan estos sismos.

En las figuras V.4 y V.5 se muestra la disposición espacial de las isosistas correspondientes a fuertes temblores ocurridos en México, con epicentros en Acapulco y Coatzacoalcos, respectivamente.

Con el objeto de trazar mapas de intensidad máxima (aceleración y velocidad), se dividió al país en zonas geotectónicas, se estimó la sismicidad local en cada una de ellas y se transformó esta información en relaciones entre intensidad y períodos de recurrencia en cada estación.

Según sus características geotectónicas, el territorio de la República Mexicana y las zonas continentales y marítimas adyacentes se dividieron en varias provincias sísmicas según se muestra en la Fig V.6 donde las áreas 10, 12, 15, 16, 17 y 20 pertenecen a la zona de baja sismicidad de la tierra, y el resto al cinturón circumpacífico.

Haciendo uso de las ecuaciones V.6 y V.7, desarrolladas por Esteva (1969), se determinaron curvas de intensidades versus períodos de recurrencia, las cuales se muestran en las figuras V.7, V.8.

Sean "a" y "v" los valores absolutos máximos de la aceleración y velocidad, respectivamente, del terreno en un lugar determinado, y sea nuevamente M la magnitud Richter y R la distancia entre el lugar de interés y el foco instrumental. Para re

lacionar estas variables, Esteve obtuvo las siguientes expresiones semi-empíricas, haciendo ajustes por mínimos cuadrados:

$$a = 1230 e^{0.8 M} (R + 25)^{-2} \quad (V.6)$$

$$v = 15 e^{M} (R + 0.17 e^{0.59 M})^{-1.7} \quad (V.7)$$

Dados los valores máximos de la aceleración, velocidad y desplazamiento del terreno durante un temblor, es posible obtener las envolventes de los espectros de respuesta en terreno firme. Hecho ésto, un paso adicional permite estimar los espectros de diseño para movimientos en la superficie de terreno blando, a través del cual pueden filtrarse los movimientos del terreno firme.

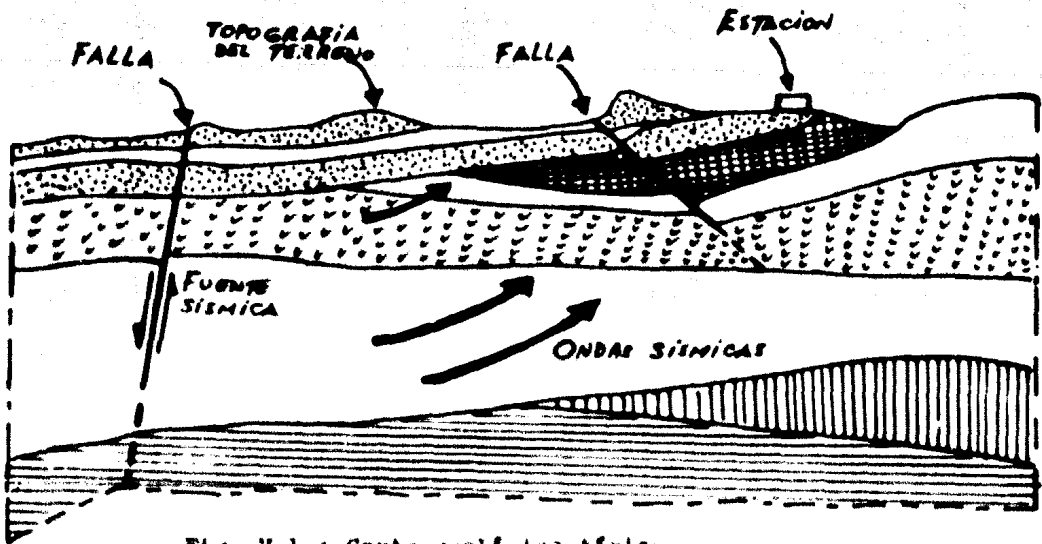


Fig. V.1 : Corte geológico típico.

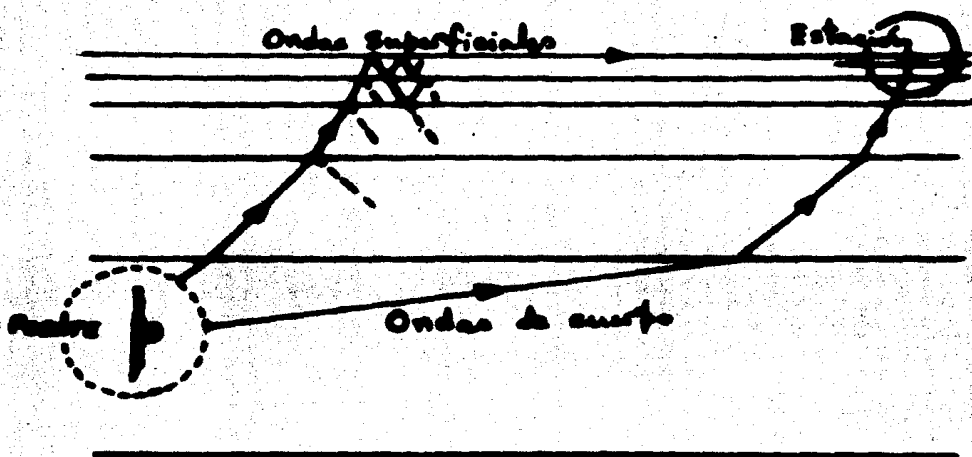


Fig. V.2 : Trayectoria idealizada de las ondas entre la fuente y la estación de registro.

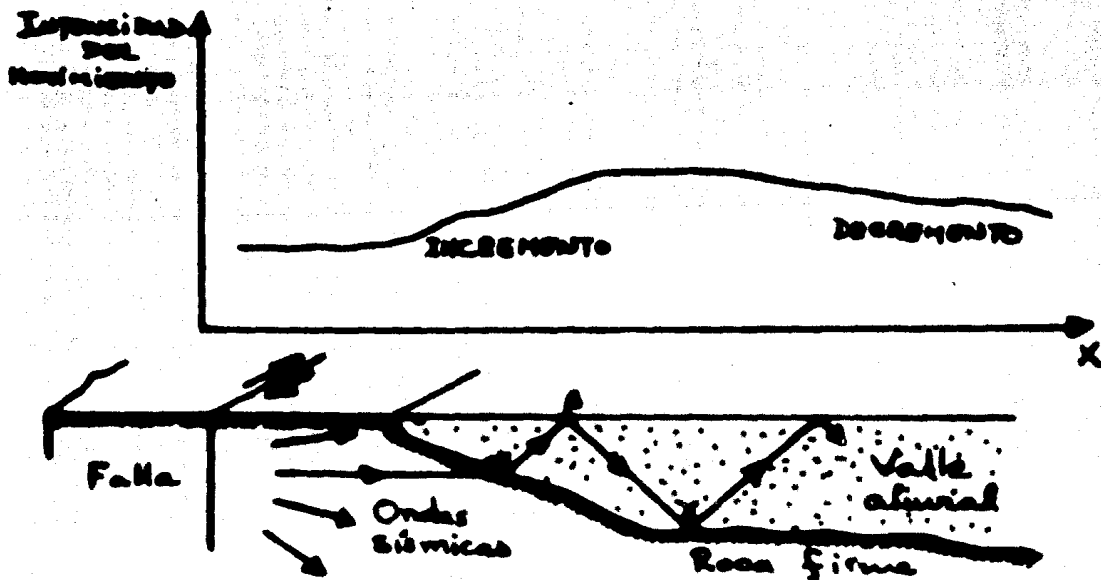


Fig. V.3 : Influencia del subsuelo en la intensidad del movimiento.

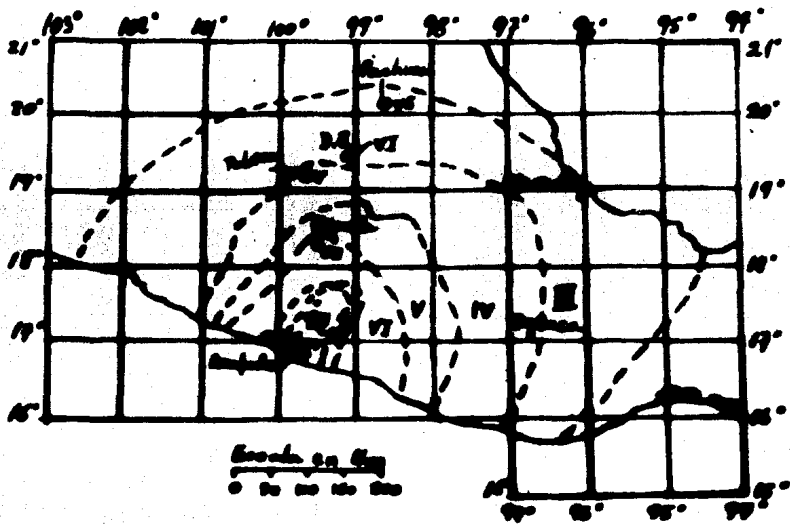


Fig. V.4 : Líneas isosistas de un temblor con epicentro en Amulco (según Figueroa, 1963).



Fig. V.5 : Líneas isosistas de un temblor con epicentro en Coahuacalco.

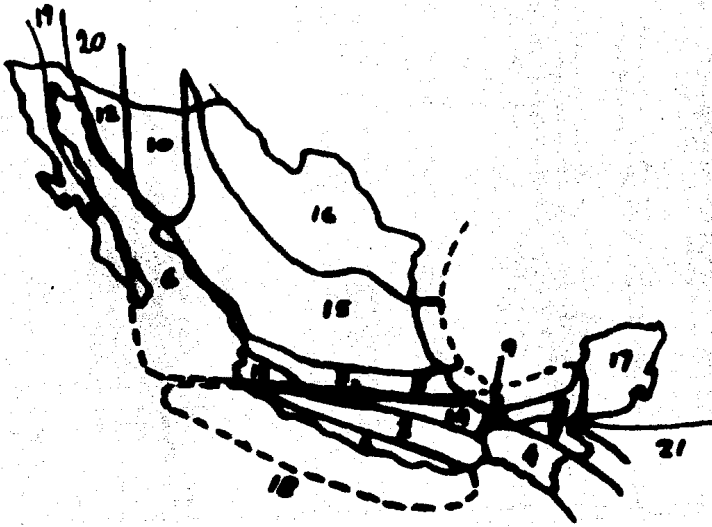


Fig. V.6-a : Zonas sísmicas de México.



Fig. V.6-b : Regionalización sísmica de México.

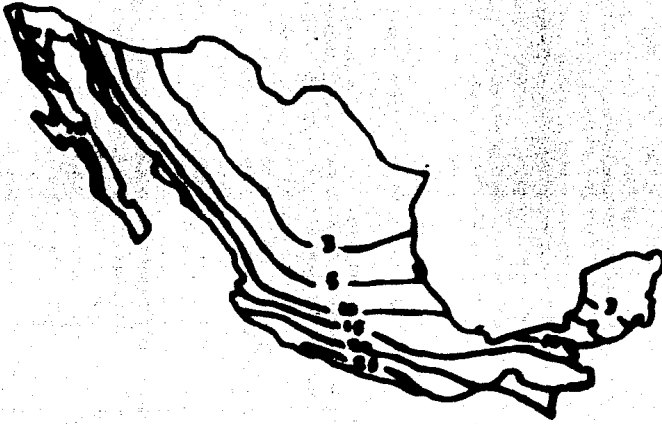


Fig. V.7 : Distribución de las velocidades máximas del terreno con periodo de retorno de 100 años (cm/seg) .



Fig. V.8 : Distribución de las aceleraciones máximas del terreno con periodo de retorno de 100 años (cm/seg²).

CAPITULO VI
PROPOSICION DE UNA METODOLOGIA PARA LA PREDIC
CION DE SISMOS Y SUS EFECTOS.

VI.1 Metodología

En este capítulo propongo una metodología de predicción, especialmente recomendable para países que empiezan a interesarse por esta importante área de la sismología.

La metodología comprende dos tipos de programas: un programa de investigación permanente y un programa de implementación.

El programa de investigación permanente consiste en la realización de una serie de estudios científicos encaminados a esclarecer toda la fenomenología de la dinámica terrestre, la generación de movimientos telúricos, las características de las anomalías geofísicas, geodésicas y geoquímicas asociadas al proceso de generación, la transmisión de ondas sísmicas a lo largo de las formaciones geológicas presentes en el subsuelo y las características de las ondas superficiales en toda la zona afectada por un determinado movimiento sísmico.

De lo antes expuesto se deriva que el programa de investigación constituye una aplicación del enfoque sistémico al campo de la sismología. El enfoque es sistémico ya que al considerar la tierra como un todo, compuesto de partes que interactúan en forma dinámica, se trata de explicar la generación de un temblor como el resultado de las interacciones entre el todo y esa parte de la tierra.

Para este programa recomiendo que el proceso lógico de investigación sea el deductivo, retroalimentado por la inducción de

rivada de las características observadas de eventos sísmicos ocurridos en el pasado.

Para el método deductivo se requiere construir modelos físico-matemáticos del proceso sísmico a nivel de todo el sistema tierra (modelos macroanalíticos), y de allí derivar modelos microanalíticos referidos a porciones específicas de la corteza terrestre.

Los modelos microanalíticos deben ser de un nivel de resolución tal que permitan predecir el tiempo de ocurrencia, la magnitud y la distribución espacial de la intensidad de sismos destructores en la zona de estudio.

Con la información estadística disponible se retroalimenta el modelo microanalítico deductivo para calibrarlo y probar su validez.

El programa de implementación consiste en la aplicación de todo el acervo acumulado por el programa de investigación al caso concreto que nos interesa: la región de estudio. Esto se materializa con el uso de los modelos microanalíticos construidos en el programa de investigación, así como de las observaciones continuas que deben hacerse para retroalimentar al diseño de estos modelos.

En ausencia de un programa de investigación permanente, tal como sucede actualmente en la mayoría de los países del mundo, la inminencia de un temblor se puede detectar haciendo uso de las herramientas predictivas que presento en este trabajo.

VI.2 Programa de investigación permanente.

El objetivo general de este programa es diseñar métodos y

técnicas válidas para la predicción fidedigna de eventos sísmicos y sus efectos en superficie.

Los sub-objetivos que se propone el programa a fin de alcanzar el objetivo general, son los siguientes:

1) Conocer ampliamente las técnicas predictivas disponibles en la actualidad: sus fundamentos teóricos, el proceso lógico seguido en su derivación (deductivo y/o inductivo), su aplicabilidad (general o particular) y su confiabilidad.

2) Utilizar todo el acervo de conocimientos acumulados sobre este tópico, así como la creatividad, la experimentación y el razonamiento lógico para construir modelos geodinámicos a nivel de la tierra como sistema total: especificar las componentes físico-espaciales del sistema, su comportamiento y las interacciones dinámicas entre ellas (variables en tiempo y espacio).

3) A partir de los modelos geodinámicos, diseñar hipótesis que permitan construir micromodelos de generación sísmica en porciones específicas de la corteza terrestre.

4) A partir de los micromodelos, deducir las características generales y/o particulares de las anomalías precursoras asociadas al proceso de generación sísmica.

5) Utilizar la descripción de las anomalías precursoras y la información estadística; construir curvas "patrón" para predicción sísmica.

6) Observar continuamente la evolución de parámetros geofísicos, geodésicos y geoquímicos en la zona de interés y detectar cualquier anomalía pre-sísmica que haga necesario el empleo de cur

vas patrón para predecir la magnitud, el lugar y el tiempo de ocurrencia.

7) Diseñar modelos teóricos de transmisión de ondas sísmicas en medios homogéneos y heterogéneos, isotrópicos y anisotrópicos, de comportamiento lineal y no lineal, elástico e inelástico.

8) Determinar las propiedades físicas que se contemplan en los modelos de transmisión de ondas, de las formaciones geológicas que subyacen a las regiones objeto de estudio del programa.

9) Modelar la transmisión de ondas sísmicas, y la variación de sus amplitudes desde la fuente hasta cada uno de los puntos de interés en superficie, pasando por todas las capas geológicas subyacentes. Este modelado debe hacerse para magnitudes sísmicas críticas, predichas en el punto 6.

10) Construir modelos físico-matemáticos que permitan predecir la variación espacial de la aceleración, velocidad o desplazamiento del terreno, de la intensidad Mercalli y de cualquier otro parámetro de interés en Ingeniería Civil, a partir de la variación espacial de las amplitudes de ondas sísmicas determinadas en el punto anterior, en toda el área de afectación del sismo predicho.

A fin de alcanzar estos 10 sub-objetivos, propongo la realización de las siguientes actividades:

a) Investigación intensiva de las teorías existentes sobre generación de sismos, especialmente la de tectónica de placas, que hace un enfoque sistémico de la dinámica terrestre.

b) Investigación exhaustiva sobre el origen de sismos aso

ciados a la actividad volcánica, afallamientos, etc., dentro del contexto de la geodinámica global.

c) Hacer experimentos de simulación en laboratorio para estudiar los procesos tectónicos que originan, en última instancia, fracturamiento en las rocas.

d) Someter a prueba las técnicas y modelos predictivos (estadísticos y físicos) que se hayan desarrollado y que se estén aplicando en otros países.

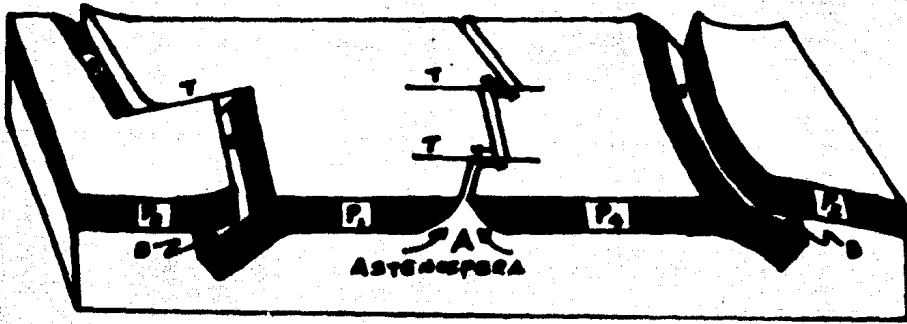
e) Hacer estudios geológicos y geofísicos para localizar fuentes sísmicas activas y potenciales en la región estudiada, y para determinar las dimensiones de estas fuentes: superficies de fallas y espesor de placas litosféricas (este espesor se puede determinar a partir de las profundidades focales en la zona de subducción).

f) Instalación o ampliación de redes de monitoreo telemétrico de micro y macrosismos a fin de describir la sismicidad regional y local, llevar un registro estadístico de los temblores (número, magnitudes, velocidades de ondas P y S, tiempo de ocurrencia, etc) producidos por cada una de las fuentes sísmicas de la región y utilizar esta información con fines predictivos.

g) Instalación o ampliación de redes geodésicas (con inclinómetros, deformaciónómetros y/o geodímetros) para monitorear deformaciones, y cambios de nivel de la corteza terrestre en las inmediaciones de fallas activas y zonas de subducción.

h) Con la información obtenida de las actividades anteriores, construir modelos de placas tectónicas a nivel regional, identificando los sistemas y subsistemas tectónicos interactuan

tes, reproduciendo sus mecanismos físicos en espacio y tiempo, y finalmente, con el modelo, explicando la causalidad dentro del contexto del macrosistema tectónico global. Una versión simplificada de un modelo gráfico de placas tectónicas podría ser la que se muestra en la Fig VI.1.



- A.- Zona de ruptura en que las placas P_1 y P_4 se están separando, tal como la dorsal Meso-Atlántica, donde se está formando nueva corteza.
- B.- Zona de Benioff o de Subducción.
- C.- Trincheras oceánicas resultantes de la cabalgadura de la placa P_3 sobre la P_1 o la P_2 sobre la P_4 .
- T.- Fallas de transformación.

FIGURA VI.1

i) Instalar gravímetros en las estaciones de la red telemétrica para registrar las variaciones cronológicas de la gravedad terrestre y describir los acomodamientos isostáticos de las diferentes porciones geológicas de la corteza en la región de estudio, explicando estos acomodamientos en términos de la geología y la tectónica. Explicar las consecuencias de estos acomodamientos en el movimiento de fallas asociadas.

j) Con los registros cronológicos de las profundidades fo

cales, de las deformaciones corticales y con el modelo descriptivo construido en "h", diseñar un modelo dinámico del tectonismo en la región. Con este modelo dinámico hacer pronósticos aproximados del lugar y tiempo de ocurrencia a mediano y largo plazo.

k) Incluir la información recopilada en los modelos estadísticos de predicción a mediano y largo plazo, que se hayan desarrollado hasta ese momento, para estudiar si existe alguna compatibilidad entre ellos y los resultados del pronóstico aproximado derivado de la actividad "j".

l) Si no existe tal compatibilidad, revisar cuidadosamente todas las etapas del modelado (hipótesis, simplificación, formulación y pruebas) realizado en la actividad "j". La decisión que finalmente se tome, indicará la necesidad de emprender o no un programa de implementación.

ll) Haciendo uso de las teorías y resultados recientes sobre propagación de ondas (desde los principios elementales de Huygens y Fermat, pasando por las teorías de transmisión de ondas en medios no uniformes, hasta los últimos avances en sismología de prospección), elaborar teorías y construir modelos válidos (tanto físicos como matemáticos) para describir con gran fiabilidad los mecanismos y formas de propagación de los trenes de onda generados en la fuente sísmica.

m) Conjugar los conocimientos y resultados recientes obtenidos por la Sismología General en materia de determinación de las velocidades sísmicas por capa a gran escala, con los valiosos logros que en forma más detallada se han venido alcanzando en este sentido por la Sismología Prospectiva.

n) Utilizar los avances de la Sismología Prospectiva para

diseñar sistemas de procesamiento de señales de sismos naturales, a fin de amplificar, atenuar y filtrar estas señales, facilitando la determinación de la geometría del subsuelo, las velocidades y las propiedades elásticas de cada capa identificada.

o) Codificar sismogramas de temblores específicos ocurridos en la región de interés, y utilizarlos para determinar las velocidades y propiedades elásticas de las capas geológicas subyacentes.

p) Con los resultados suministrados por las actividades "11", "m" y "o", modelar la propagación de ondas a través del subsuelo estudiado, para sismos específicos ocurridos en la región. Expresar esta propagación en términos de la variación de amplitudes de las velocidades o desplazamientos de las ondas desde el foco hasta el estrato subyacente del suelo en las zonas consideradas.

q) El acelerograma correspondiente a este estrato subyacente, y que incide sobre el suelo, se puede determinar por simple derivación de las amplitudes cronológicas de la velocidad, o doble derivación de las amplitudes del desplazamiento de la superficie superior de ese estrato.

r) Hacer estudios sobre el comportamiento sísmico del suelo en los lugares de interés; determinación de aceleraciones, velocidades o desplazamientos del terreno por observaciones y cálculos estadísticos y descripción de las propiedades del suelo en cuanto a capacidad de filtrado de las frecuencias de las ondas sísmicas provenientes de los estratos subyacentes.

s) Si se determina que el comportamiento sísmico del suelo es aproximadamente lineal, se podría hallar la aceleración de respuesta del suelo a un impulso unitario incidente (un cambio uni

tario instantáneo de velocidad). Al convolucionar esta respuesta impulsiva con el acelerograma del movimiento incidente del terreno (determinado en "q"), obtendremos la aceleración de respuesta total del suelo a una perturbación incidente determinística.

t) Hacer este análisis para diferentes sismos, de modo de obtener una formulación matemática que permita predecir la aceleración, velocidad y/o desplazamiento del terreno en función de la magnitud sísmica y la distancia epicentral.

u) Probar la bondad del método descrito para la predicción de sismos y sus efectos en superficie, por utilización de los datos registrados en casos reales.

En la Fig VI.2 se muestra un diagrama de flujo que describe el orden de realización y los flujos de información entre actividades del programa de investigación permanente propuesto.

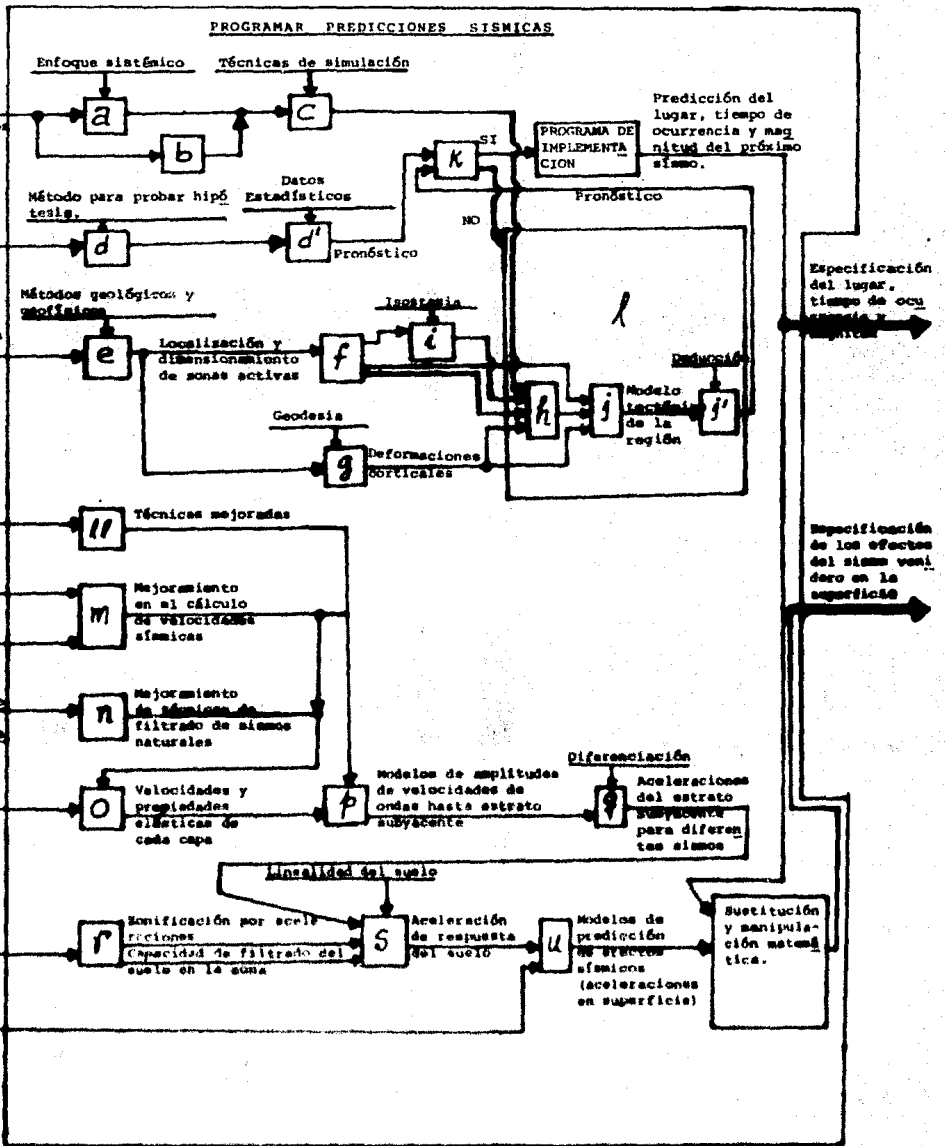


FIG. VI.2. FLUJO EN FORMA DE DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO DE PREDICION PROPUESTO. LAS "CAJAS" REPRESENTAN ACTIVIDADES. LAS LETRAS DENTRO DE CADA CAJA CORRESPONDEN A LAS ACTIVIDADES DEL PROGRAMA DE INVESTIGACION PERMANENTE PROPUESTO. LAS FLECHAS DEMUESTRAN INFORMACION. LAS FLECHAS QUE ENTRAN POR ENCIMA DE LAS CAJAS, REPRESENTAN "SOPORTES" O "CRITERIOS". ESTE MODELO TRANSFORMA LAS 10 ENTRADAS SITUADAS A LA IZQUIERDA EN 2 SALIDAS SITUADAS A LA DERECHA A TRAVES DE LA ACTIVIDAD GENERAL "PROGRAMAR PREDICIONES SISMICAS".

Si consideramos el estado actual de la predicción sísmica, los logros asumidos de nuestro programa de investigación permanente serían, en principio, los que se presentan en los anteriores capítulos de este trabajo. Así que, partiendo de las condiciones presentes, es interesante considerar de qué manera las investigaciones y los resultados recientes sobre predicción sísmica permiten advertir la vecindad cronológica de un terremoto.

Entonces, al considerar nuestro programa apoyado mayormente en las investigaciones y resultados recientes, su base metodológica será fundamentalmente inductiva y analítica, lo que significa partir de un nivel poco avanzado del estado de la predicción sísmica, en relación a lo que se aspira: un programa basado mayormente en la deducción y en el enfoque sistémico. Lo inductivo de los métodos predictivos actuales se manifiesta claramente en el empleo de modelos estadísticos y lo poco de deductivo se manifiesta en los modelos físicos. Sin embargo, los modelos físicos se enfocan analíticamente ya que se considera que un sismo se genera en una zona focal tratada como un sistema cerrado, pues no se contemplan explícitamente las componentes externas que afectan ese proceso. Lo poco de sistémico de este tópico se deja ver en la teoría de tectónica de placas, pero ésta aún no se ha empleado para fortalecer o crear modelos predictivos.

VI.3 Programa de implementación

Como ya se mencionó, este programa es la puesta en práctica de las teorías y conocimientos aportados por el programa de investigación permanente.

Al partir de un programa de investigación consistente en los modelos predictivos presentados en este trabajo, el programa de implementación constará de un trabajo de campo y de un trabajo

de gabinete. El objetivo de este programa es hacer predicciones a corto plazo, y comienza a operar por recomendación del programa de investigación permanente.

VI.3.1 Trabajo de campo

La magnitud y precisión del trabajo de campo están obviamente condicionadas a la cuantía del presupuesto asignado a este fin. En vista de que la metodología de predicción que estoy proponiendo, va dirigida especialmente a países que, en principio, no están en condiciones de financiar un programa completo de predicción sísmica, sobre todo porque los equipos más sofisticados para el monitoreo de anomalías presísmicas son producidos a costos elevados por países altamente desarrollados, he optado por recomendar una secuencia metodológica dividida en niveles, comenzando con un nivel más económico (pero poco preciso) y avanzando hacia niveles más costosos (de mayor precisión).

La adopción de un determinado nivel deberá justificarse previamente en términos económicos, esto es, deberá hacerse un análisis de efectividad-costo para estimar si el ahorro en pérdidas por sismos es muy superior al costo de implantación de un cierto nivel.

Nivel 1: Registro continuo de microsismos y macrosismos en cada una de las estaciones de la red telemétrica instalada para servir al programa de investigación. Con estos registros, elaborar reportes que especifiquen: coordenadas geográficas de los epicentros, magnitud Richter, tiempo de ocurrencia de cada micro o macrosismo y los tiempos de arribo de las ondas P y S en cada evento. La red telemétrica debe estar diseñada de modo tal que las estaciones estén situadas en lugares donde interese tener una información sísmica, y no tener estaciones ociosas.

Nivel 2: Instalación de una red sismográfica local para registrar el patrón de actividad sísmica precursora de bajo nivel, que eventualmente no es detectable por sensores distantes. El programa de investigación permanente especificará la localidad donde presumiblemente se están acumulando esfuerzos tectónicos que harían sobrevenir un colapso sísmico en un tiempo no muy lejano (por ejemplo, algunos meses). Con los registros de esta red, se puede cubrir el nivel 1 con datos más detallados y se podrían seguir minuciosamente los cambios precursores en el mecanismo focal.

Nivel 3: La misma modalidad del nivel 2, pero adicionando levantamientos geofísicos para medir los cambios cronológicos de la resistividad geoelectrica y del campo geomagnético.

Las anomalías en la resistividad geoelectrica, asociadas a la actividad sísmica, se registran en el Japón utilizando un dispositivo muy sensible denominado variómetro de resistividad, pero a falta de él, podría usarse un resistivímetro clásico, aplicando el método de cuatro polos, que es ampliamente usado en la prospección geoelectrica de estructuras subterráneas.

El procedimiento consiste en inyectar unos 100 mA de intensidad eléctrica al subsuelo a través de dos electrodos, entre los cuales se entierran otros dos electrodos de potencial espaciales unos 1.6 m. en línea recta con los electrodos de corriente.

Si "a" es la distancia entre los electrodos de corriente, la resistividad "ρ" es dada por la fórmula de Wenner:

$$\rho = 2\pi a V/I$$

donde V es el voltaje medido entre los dos electrodos interiores e I es la intensidad de la corriente eléctrica inyectada al sub

suelo. El intervalo de muestreo cronológico puede variar desde un día hasta una hora, dependiendo de la frecuencia de las anomalías observadas en el campo.

Para registrar los cambios en el campo geomagnético, se debe instalar al menos un magnetómetro en las inmediaciones de la zona focal. El dispositivo recomendable para este fin es el magnetómetro de precesión de protones con grabación automática. Este magnetómetro aventaja a los clásicos por su gran estabilidad, ya que no es afectado por deriva instrumental ni por factores ambientales, como temperatura y humedad.

Una anomalía sismomagnética local se podría detectar comparando un valor observado con el de un observatorio magnético estándar ubicado a unos 100 km o más del área sísmica. Los registros del campo geomagnético son graficados continuamente en forma automática. Es recomendable instalar magnetómetros a lo largo de la fuente sísmica, al menos uno cada 5 km.

Nivel 4: La misma modalidad del nivel 3, pero adicionando un levantamiento cronológico de la gravedad terrestre a ambos lados de la falla, o de la zona de subducción. Además, medir las variaciones en el nivel del terreno que sobreyace a ambas placas.

Si se ha detectado la existencia de aguas subterráneas en las cercanías o a cierta distancia (algunas decenas de kilómetros) de la zona focal, tratar de monitorear intermitentemente el nivel y temperatura de dicha agua. Asimismo, si en esta agua o en alguna otra (que puede ser una corriente de agua subterránea alimentada de un yacimiento geotérmico lejano), se ha detectado la presencia de radón (un gas radioactivo con vida media de 3.5 días), registrar los posibles cambios en la emisión de este radioactivo en el agua.

enunciar en la siguiente forma:

Etapa 1: Eliminación de ruidos

Etapa 2: Adopción de curvas patrón

Etapa 3: Correlación de las señales de campo con las curvas patrón

Etapa 4: Decisión final sobre la predicción.

Etapa 5: Predicción de los efectos sísmicos en las áreas de influencia.

Eliminación de ruidos

De todas las señales pre-sísmicas registradas en el campo, la que presenta mayor problema en la eliminación de ruidos es el campo geomagnético. Este campo geofísico está fluctuando constantemente, y cambia apreciablemente dentro de una escala de tiempo de decenas y cientos de años, lo que se ha denominado variación geomagnética secular.

Para obtener un efecto sismomagnético, se hace necesario eliminar las variaciones geomagnéticas seculares. Para ello, la señal registrada en el campo (obtenida por comparación de valor observado con el valor proporcionado por un observatorio magnético estándar) debe ser corregida haciendo uso de una carta iso-magnética que da la distribución de la variación secular obtenida por investigaciones magnéticas a escala nacional o regional. La distribución iso-magnética es variable en tiempo, por lo que es necesario actualizar la carta cada 5 ó 10 años.

Además de las variaciones geomagnéticas seculares, es ne

cesario eliminar los cambios geomagnéticos provenientes de fuera de la tierra, tales como las variaciones geomagnéticas diurnas y las tormentas magnéticas causadas por procesos electromagnéticos en la ionosfera y magnetosfera. Si el campo magnético de estas variaciones es uniforme en un área amplia, el ruido puede eliminarse haciendo la diferencia entre el valor observado en campo y el valor del observatorio estándar. Sin embargo, este problema se dificulta debido a las fuertes interferencias de las instalaciones artificiales cercanas a la estación magnética.

Para el caso de la resistividad eléctrica, el problema del filtrado es más sencillo, ya que ruidos como polarización espontánea y electródica, corrientes telúricas y artificiales, son convenientemente eliminados en la práctica de la prospección geoelectrónica. Los parásitos de alta frecuencia son atenuados suavizando la señal a través de la aplicación de un filtro pasa-bajas a los registros observados, con frecuencia de corte fijada según las características de la señal observada.

Con respecto a la gravedad terrestre no asociada a la actividad sísmica, no es de esperarse cambios apreciables durante el tiempo en que se registra la actividad pre-sísmica, salvo el caso en que se esté experimentando un movimiento magnético en las cercanías de la estación. El ruido que suele perturbar a esta señal es el efecto de mareas, pero que puede ser corregido investigando su valor promedio para cada uno de los instantes del año en que se mida el valor de la gravedad en la localidad. Una vez eliminando este ruido, lo que restaría sería pasar los registros por un filtro pasa-bajas convencional con el objeto de suavizar la señal sismo-gravitatoria.

La señal del cambio de nivel del terreno se puede obtener eliminando el efecto de las mareas en el ascenso y descenso de ese

nivel y, nuevamente, pasando los registros por un filtro pasabajas.

El proceso de suavizado de los registros debe ser aplicado a las demás señales: V_p/V_g , emisión de radón, deformación cortical, etc. Este proceso puede ser realizado en el dominio de las frecuencias (filtros pasa-bajas), o en el dominio del tiempo (por ejemplo por el método de mínimos cuadrados).

Adopción de curvas patrón

En las condiciones presentes, los modelos que podemos adoptar como patrón de las señales presísmicas son los que se han derivado deductivamente por investigaciones recientes, y que se presentan en el capítulo IV de este trabajo. Al comparar las curvas de los dos grupos de modelos (el soviético y el norteamericano), se observa una gran similitud en la forma general de las señales. Por tanto, en principio se podría adoptar cualquiera de los dos, o una combinación de los mismos, ya que hay señales predichas en uno, y en el otro no, y viceversa.

Correlación de las señales de campo con las curvas patrón

La determinación de que un registro observado en campo es efectivamente una anomalía precursora, se puede hacer a través de dos pruebas: una estadística y otra de correlación de señales.

La prueba estadística que propongo para este fin es la de bondad de ajuste o prueba chi-cuadrada. Para aplicarla, es necesario determinar el modelo probabilístico que caracteriza a cada una de las señales patrón hasta el momento de la 2da. advertencia (ver figura VI.4). Esta prueba nos asegurará si el registro de campo es una muestra aleatoria de la población definida por el modelo probabilístico de la señal correspondiente, dentro de un rango de tole

rancia.

La correlación entre la señal patrón y el registro de campo se puede obtener a través de la función de correlación cruzada de las dos señales, cuyo estimador discreto está dado por:

$$r_{x_1 x_2}(K) = \frac{C_{x_1 x_2}(K)}{\sqrt{C_{x_1 x_1}(0) C_{x_2 x_2}(0)}}$$

siendo x_1 la serie de tiempo de la señal patrón, y x_2 la serie de tiempo de la señal observada en campo hasta el momento de la segunda advertencia, y:

$$C_{x_1 x_2}(K) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-K} (x_{1t} - \bar{x}_1) (x_{2t+K} - \bar{x}_2)$$

N es el número de observaciones registradas, y " K " es un intervalo de tiempo. Si los valores de $r_{x_1 x_2}(K)$ son cercanos a cero para todo valor de $K \geq 0$, las señales X_1 y X_2 no son correlacionables. Si por el contrario, esos valores son cercanos a la unidad para todo $K \geq 0$, la señal X_2 presenta una gran correlación (en su forma de onda) con la señal X_1 . Si $r_{x_1 x_2}(K) = 1$ para algún valor de " K ", se tendrá que existe una correlación perfecta entre las dos señales para ese valor de " K ".

Una vez calculadas todas las correlaciones, se buscan los valores de K que producen las más altas correlaciones entre cada par de señales X_1 y X_2 .

DECISION FINAL SOBRE LA PREDICCIÓN

Si los registros de campo "pasan" la prueba estadística y la de correlación (valores de $r_{x_1 x_2}(K)$ cercanos a la unidad

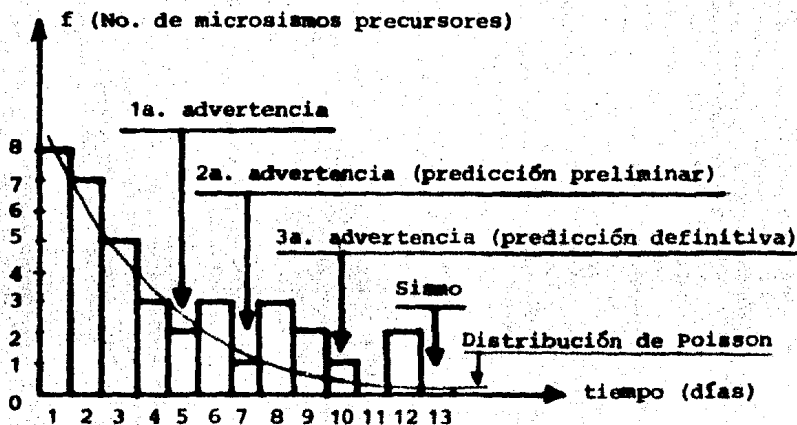


FIGURA VI.4a.- Predicción a partir de una secuencia típica de sismos precursores. El modelo probabilístico que mejor se ajusta a esta secuencia (hasta la 3a. advertencia) es la distribución de Poisson, a partir de la cual se puede hacer la predicción.

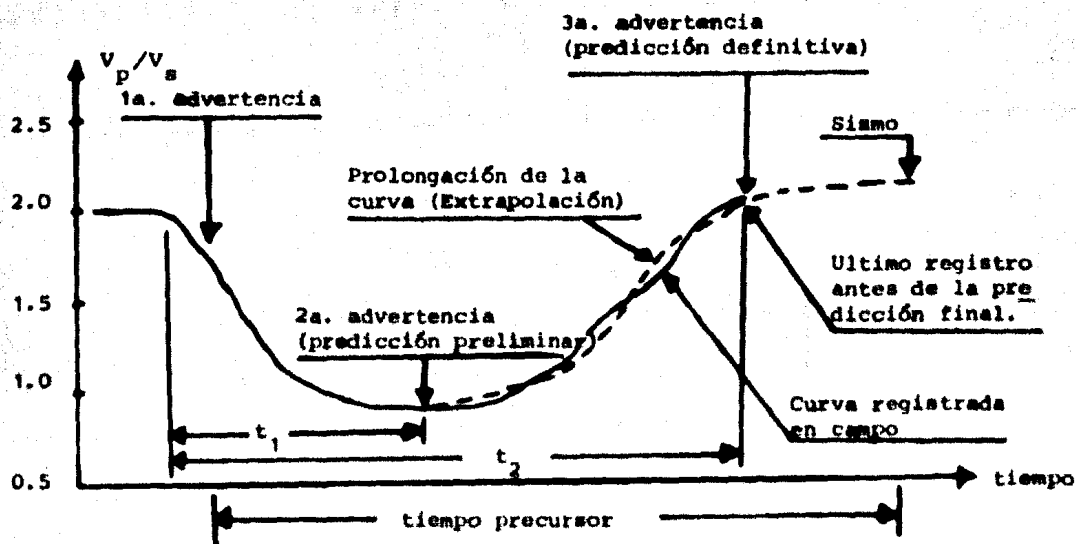


FIGURA VI.4.b.- Parámetros de predicción correspondientes a la anomalía v_p/v_s .

para algunos K), se acepta que estos registros corresponden a anomalías precursoras; en caso contrario, habrá que hacer una revisión en cada filtrado y en cada prueba para tomar una decisión adecuada.

Si la decisión es afirmativa, se procede a determinar el tiempo de ocurrencia del sismo. Para ello, con el "mejor valor" de K para cada par de señales, se superpone cada curva de campo sobre su correspondiente curva patrón y se prolonga la de campo en coincidencia con la patrón. Se hace una alineación vertical de todas estas superposiciones, de modo que coincidan en esa vertical todos los tiempos de ocurrencia predichos para cada curva patrón en los modelos teóricos explicados en el capítulo IV (ver Figs. IV.3, IV.6).

Siguiendo este procedimiento, se lee en las abscisas el tiempo común de ocurrencia del próximo sismo fuerte, y se procede a estimar de las gráficas el tiempo precursor de cada anomalía. Se determina el logaritmo decimal de cada tiempo precursor y con estos valores se entra en la gráfica de la Fig IV.8-b para estimar así la magnitud Richter del sismo inminente.

La estimación del tiempo de ocurrencia y de la magnitud, tal como se ha descrito, puede considerarse como una predicción preliminar. La predicción definitiva puede hacerse siguiendo el mismo procedimiento, pero utilizando como longitud de tiempo registrado el tiempo de advertencia t_2 indicado en la Fig. VI.4.

PREDICCIÓN DE LOS EFECTOS SISMICOS EN LAS AREAS DE INFLUENCIA

En el estado actual de las investigaciones sobre sismicidad, la predicción de la intensidad en términos de la escala Mercalli-Modificada o bien en términos de la máxima aceleración, veloci

dad y/o desplazamiento del terreno, se puede efectuar aplicando las ecuaciones (V.1) y (V.5), haciendo uso de la magnitud M ya predicha, y la distancia R entre el epicentro y cada una de las localidades de interés comprendidas dentro del radio de influencia del movimiento telúrico inminente.

Una mejoría en esta predicción se obtendría haciendo una interpolación espacial de la intensidad predicha (por ejemplo, la aceleración máxima) en cada una de las zonas en que se puede dividir cada localidad (por ejemplo, un área urbana) de acuerdo al comportamiento sísmico del terreno en cada zona. Esto compete a la Ingeniería Sísmica, pero puede ser fuertemente auxiliada por la Ingeniería Geofísica.

Una vez refinada la predicción de los efectos del sismo que se avecina, la Ingeniería Civil procederá a indicar las prevenciones pertinentes a fin de minimizar los peligros consecuentes.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El objetivo final de este trabajo es presentar una solución al problema de la predicción de sismos fuertes y sus efectos en superficie. Los medios que utilizo para alcanzar este objetivo son dos: presentación de un compendio sintetizado de los resultados más resaltantes de las investigaciones en esta materia, y el diseño de una metodología para investigar e implementar un trabajo de predicción sísmica.

Un análisis crítico sobre el contenido de este trabajo me permite clasificar las conclusiones en dos tipos generales:

- 1) Conclusiones con respecto al objetivo del trabajo.
- 2) Conclusiones con respecto a los medios empleados para alcanzar dicho objetivo.

A continuación me permito exponer las conclusiones referentes al objetivo del trabajo:

a) La predicción sísmica es un objetivo alcanzable en el corto o mediano plazo.

b) La solución inmediata que propongo en este trabajo es temporal, no es definitiva, pues representa un intento de sistematizar los logros que hasta la fecha se han obtenido en materia de predicción sísmica, aunque es de observar que en dicha solución se introducen algunos elementos conceptuales que no se habían considerado en los modelos predictivos hasta ahora publicados, al menos en la literatura que he consultado.

c) La solución propuesta no puede ser considerada como

general, por dos razones: 1) no está sustentada en un enfoque sismológico del fenómeno sísmico, 2) no está probada, ya que no encontré datos reales suficientes para hacerlo.

d) La solución propuesta puede considerarse como válida para casos particulares siempre que sea "calibrada" con datos emaneados de fuentes sísmicas específicas. La calibración debe hacerse con datos agrupados de todas las anomalías presísmicas observadas en un determinado evento; no es válido mezclar datos de diferentes eventos.

e) A pesar de la gran actividad sísmica mundial y del número cada vez mayor de investigadores que intentan predecir sismos, son muy pocas las predicciones que han acertado; muchas de ellas son meros empirismos.

Las conclusiones con respecto a los medios, las expongo seguidamente:

a) Los modelos de predicción sísmica, tanto estadísticos como físicos, que se han construido hasta la fecha, están apoyados en un enfoque analítico del fenómeno sísmico. Por tanto, su validez está restringida a casos particulares, mas no a una generalidad.

b) Los modelos estadísticos de predicción a largo plazo, que se presentan en el capítulo III de este trabajo, permiten especificar la probabilidad de que ocurra un sismo dentro de un rango de magnitudes durante un cierto intervalo de tiempo, por tanto, en lugar de predictivos, debe darse la denominación de "modelos de pronóstico o de riesgo sísmico". La razón es ésta: una predicción es una declaración apodíctica (no probabilística) acerca de un acontecimiento futuro sobre un nivel de confianza absoluto,

mientras que un pronóstico es una declaración probabilística de un nivel de confianza relativamente alto, acerca del futuro. Como los modelos descritos son estimaciones probabilísticas, y como la probabilidad de que una variable aleatoria tome un valor puntual es cero, estos modelos son de pronóstico.

c) Los modelos de pronóstico sísmico a largo plazo, además de ser útiles en planeación urbana y seguro sísmico, pueden utilizarse en una etapa inicial del programa de investigación que he propuesto, como una guía para determinar el tiempo en que debe comenzar a operar el programa de implementación, con el fin de convertir el pronóstico en una predicción, cuando éste proceda.

d) Los modelos de predicción a mediano y corto plazo, que se presentan en la segunda parte del capítulo III, si son auténticamente modelos predictivos, ya que la determinación de la serie de tiempo futura permite especificar (al menos teóricamente) la magnitud del sismo principal y el tiempo en que éste ocurrirá.

e) Estos modelos predictivos de series de tiempo difieren conceptualmente de la metodología predictiva que he propuesto en el capítulo VI, ya que los primeros trabajan con series de tiempo estacionarias y de media cero, y en la metodología propuesta las series de tiempo son en general no estacionarias y por tanto, con parámetros estadísticos variables en el tiempo. La diferencia es tria en que en el primer caso se supone que se conoce la historia de las series de tiempo correspondientes a cada señal pre-sísmica generada por una determinada fuente telúrica hasta el momento de hacer la predicción, mientras que en el segundo caso se supone que cada señal pre-sísmica apenas empieza a ser registrada en el momento en que se detecta una anomalía preliminar. En otras palabras, en el primer caso la longitud de tiempo de la señal registrada es

mucho mayor que en el segundo caso, por tanto, mientras que en el modelo predictivo de Wiener la anomalía se revela aplicando un filtro pasa-altas, en el modelo que propongo, dicha anomalía se manifiesta a través de un filtro pasa-bajas.

En conclusión, el modelo predictivo de Wiener podrá aplicarse en una etapa avanzada de las investigaciones sobre predicción sísmica, mientras que el que estoy proponiendo es aplicable en el corto plazo, aunque, desde luego, contando con el apoyo de recursos materiales y de personal calificado.

f) Los modelos matemáticos para describir la atenuación de la intensidad con la distancia, aunque funcionales, han sido obtenidos siguiendo un procedimiento empírico, pues son generalizaciones de observaciones muestrales. Estiman los efectos superficiales en función de los efectos observados anteriormente, mas no en función del proceso que los originan. Asumen determinismo y estacionaridad en la distribución de intensidades, cuando esto no está garantizado. Compete a la Ingeniería Geofísica esclarecer los procesos y aclarar las incógnitas.

Entre los principales recomendaciones que me permito hacer, figuran las siguientes:

a) Aquellos países con alto riesgo sísmico que por razones financieras o técnicas aún no implementan un programa coordinado de predicción sísmica, pueden comenzar con un programa de investigación apoyado en los modelos estadísticos y físicos que se presenten en este trabajo. Para ello, deberán recopilar toda la información de eventos sísmicos importantes ocurridos en el pasado, encontrar el modelo probabilístico que caracteriza a los intervalos de tiempo entre cada dos sismos fuertes, y determinar el intervalo más probable de ocurrencia y su desviación estándar. Alternar

tivamente, se puede aplicar una prueba chi-cuadrada a los datos, asumiendo válidamente que éstos se distribuyan según una Normal. El intervalo así obtenido se identificará con la periodicidad de sismos fuertes en la región considerada.

b) Si los datos son abundantes (por ejemplo sobre más de 50 sismos), se puede aplicar la ecuación III.12 para construir una tabla de probabilidades de ocurrencias, tal como la III.2, y si se conocen las magnitudes, se puede aplicar la ecuación III.13 para encontrar las probabilidades de que ocurran sismos en determinados intervalos de tiempo y dentro de rangos de magnitudes pre fijados. Si fuera posible hacer levantamientos geodésicos para estimar el radio medio de deformación cortical en una cierta área sísmica, se podrían aplicar las ecuaciones III.14 y III.18 para encontrar la magnitud y el tiempo más probable del próximo sismo en esa área.

c) Con la información suministrada por a) y b), hacer un estudio de efectividad/costo para justificar o no la realización de un trabajo de campo para el monitoreo de anomalías pre-sísmicas. En este estudio se deben estimar los efectos destructivos del presumible sismo venidero (por ejemplo, usando las ecuaciones del capítulo V) en cuanto a daños humanos y materiales, y estimar el costo de efectuar un trabajo de campo a un determinado nivel de resolución. En este sentido, considero que se debe comenzar adoptando el nivel 2 que he propuesto en el capítulo VI. Si el estudio de efectividad/costo indica que es justificable la realización del proyecto con la modalidad del nivel 2, al poner éste en marcha, se podría monitorear minuciosamente los cambios en el cociente V_p/V_s vía la observación de cambios en t_p/t_s (cociente entre los tiempos de arribo de las ondas P y S), los cambios en los valores "b" de la fórmula de Richter, los cambios en la frecuencia de sismos precursores, y si es posible, los cambios precursores en el meca

nismo focal. Con estos registros, seguir las etapas que señalo en el trabajo de gabinete del programa de implementación. Si se adopta alguno de los niveles superiores, el estudio predictivo será obviamente más confiable.

d) En vista de que en México la investigación de anomalías pre-sísmicas se ha limitado a la observación de cambios en el mecanismo focal y a la determinación de las frecuencias de sísmos precursores, sugiero aprovechar este trabajo de campo para obtener los cambios en el cociente V_p/V_s y en los valores del parámetro "b", pues así se podrá disponer de otros elementos predictivos de gran valor. Además, deberá hacerse un procesamiento de las señales registradas, de modo de poder derivar una predicción fidedigna. De no ser así, se continuará gastando dinero innecesariamente.

e) Se debe evitar hacer pronósticos poco fundamentados, tal como el que hicieron dos investigadores norteamericanos en 1978 con respecto a un supuesto terremoto con epicentro en Píntepa Nacional, Oaxaca, el cual causó gastos de investigación, para que nunca ocurriera (diario Excelsior 7/9/79).

f) En vista de que cerca del 40% de la población mexicana está expuesta a sufrir los riesgos de fuertes temblores en virtud de que los asentamientos humanos que se formaron y han crecido anárquicamente, están ubicados en zonas sísmicas de alta peligrosidad y de constante acomodamiento, sugiero que mientras no se implementen programas predictivos bien fundamentados, las autoridades competentes deben dar indicaciones sobre el comportamiento de la población ante un eventual desastre por movimientos telúricos.

En este sentido, se están haciendo intentos por parte de los gobiernos de México y Estados Unidos, quienes recientemente

organizaron un simposio denominado "Los Asentamientos Humanos en la Falla de San Andrés", en el que participaron mas de 140 científicos de ambos países y donde se acordó establecer centros permanentes en la zona fronteriza con equipos suficientes para estudiar las diferentes zonas sísmicas asociadas a la Falla de San Andrés de modo de reducir al mínimo los efectos de un desastre sísmico. Se acordó también establecer un intercambio permanente de información sobre los estudios que se han logrado y que se elaboren programas de colaboración para investigar lo relativo a la predicción de temblores, y consecuentemente, a la aplicación de medidas preventivas que reduzcan al mínimo el peligro.

B I B L I O G R A F I A

1. BATH, MARKUS.
Introduction to Seismology.
New York, John Wiley & Sons, 1973.
2. BELES, AUREL et al.
Elementos de Ingeniería Sísmica.
España, Omega, 1975.
3. ESTEVA, LUIS.
Regionalización sísmica de México para fines de Ingeniería.
México, Instituto de Ingeniería, U.N.A.M., 1970 (No. 246).
4. GEREZ, VICTOR y GRIJALVA, MANUEL
El Enfoque de Sistemas.
México, Limusa, 1978.
5. GRIGGS, D.T. et al.
Earthquake Prediction: Modeling the Anomalous V_p/V_s Source Region.
Rev. Science, 187: 537-540, 1975.
6. HOWELL, BENJAMIN
Introducción a la Geofísica; Tr. por Juan Varicat Raga.
España, Omega, 1962.
7. LOMNITZ, CINNA.
Global tectonics and earthquake risk.
Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Co., 1974.
8. LOMNITZ, CINNA.
Statistical prediction of earthquakes.

Rev. Geophys., 4: 377-393, 1966.

9. LOMNITZ, CINNA and S. K.
Seismic Risk and Engineering Decisions
Amsterdam-Oxford-New York,
Elsevier Scientific Publishing Co., 1976.
10. ORELLANA, S.E.
Prospección geoelectrica en corriente continua
España, Paraninfo, 1972.
11. PURE AND APPLIED GEOPHYSICS.
Earthquake Prediction and Rock Mechanics
Special Issue, Vol. 113, p.p. 97, 1975.
12. RIKITAKE, TSUNEJI
Earthquake prediction
Amsterdam, Elsevier Scientific, 1975.
13. RIKITAKE, TSUNEJI
Statistics of ultimate strain of the earth crust and
probability of earthquake occurrence.
Tectonophysics, 26, 1975.
14. ROSENBLUETH, EMILIO
Predicción e Ingeniería Sísmica en China
México, Instituto de Ingeniería, U.N.A.M., 1977.
15. ROSENBLUETH, E. y NEWMARK, N.
Fundamentos de Ingeniería Sísmica
México, Diana, 1978.

16. RUIZ, SONIA
Influencia de las condiciones locales en las características de los sismos
México, Instituto de Ingeniería, U.N.A.M., 1977. (No. 387).
17. SANCHEZ, F. J. y ESTEVA, L.
Intensity attenuation and local amplification: A unified approach
México, Instituto de Ingeniería, U.N.A.M., 1976.
18. SANTO, T.
New Aspects on the Earthquake Generation
Bull. IISEE, 1975.
19. SCHOLZ, C. H. et al.
Earthquake prediction: a physical basis
Rev. Science, 181: 803-809, 1973.
20. SMITH, PETER
Temas de Geofísica; Tr. por Agustín Udías Vallina
España, Reverté, 1975.
21. WIENER, NORBERT
The Extrapolation, Interpolation and Smoothing of Stationary Time Series with Engineering Applications
New York, John Wiley, 1949.