



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

SISMICIDAD TEORICA DE OAXACA

T E S I S

Que para obtener el Título de

F I S I C O

p r e s e n t a :

JULIO CESAR LERIOS ORTA

México, D.F.

FALLA DE ORIGEN

1989



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 está 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.

INDICE

| | |
|--|----|
| Introduccion | 1 |
| Capitulo I | |
| 1.1 Sismicidad y Tectonicas de Placas | 4 |
| 1.2 Fallas y Ondas Sismicas | 11 |
| 1.3 Parametros de Fuente | 17 |
| 1.4 Tipos de Sismos | 21 |
| Capitulo II | |
| 2.1 Los Modelos dentro de la Sismologia | 29 |
| 2.2 Modelos Probabilisticos | 31 |
| 2.3 El Modelo de Asperezas | 37 |
| 2.4 Planteamiento de Nuestro Modelo | 41 |
| 2.5 Defectos del Modelo | 47 |
| Capitulo III | |
| 3.1 Construccion del Kernel de Transicion | 48 |
| 3.1.a Kernel de Transicion asociado con la ruptura de una falla tipica | 49 |
| 3.1.b Kernel de Transicion asociado con la ruptura de una aspereza | 51 |
| 3.2 Teoria de Percolacion | 53 |
| 3.3 Calculos | |
| 3.3.a Relacion Magnitud Frecuencia | 62 |
| 3.3.b Relacion Magnitud Frecuencia asociada con la ruptura de una | |

| | |
|---|----|
| falla tipica | 65 |
| 3.3.c Relacion Magnitud Frecuencia asociada con la ruptura de una asperaza | 67 |
| 3.3.d Relacion Magnitud Frecuencia asociada con los eventos provenientes de cumulos percolantes | 72 |
| 3.3.e Promedios Dependientes del tiempo | 73 |

Capitulo IV

| | |
|--|----|
| 4.1 Sismicidad de Mexico | 74 |
| 4.2 Sismicidad en la region de Oaxaca | 78 |
| 4.2.a Localizacion | 78 |
| 4.2.b Aspectos Tectonicos de la region | 78 |
| 4.2.c Oaxaca: Zona de gran actividad sismica | 81 |

Capitulo V

| | |
|------------------|-----|
| 5.1 Resultados | 87 |
| 5.2 Discusion | 99 |
| 5.3 Conclusiones | 101 |

Bibliografia

INTRODUCCION

Desde la antigüedad se ha pensado que la ocurrencia de sismos esta asociada con la presencia de esfuerzos en el interior de la Tierra. Sin embargo, esta idea no pudo ser relacionada de manera satisfactoria con la ocurrencia de un sismo por un largo tiempo, a pesar de que la teoria del interior de la Tierra atrajo la atencion de algunos de los mejores cientificos del siglo pasado como fueron Cauchy, Laplace, Poisson, Lamé, Lord Rayleigh, entre otros. No obstante, se logro establecer los fundamentos teoricos de la sismologia, especialmente en lo que se refiere a la teoria de elasticidad y a la propagacion de ondas. Un gran avance dentro del estudio de los sismos lo constituyo el surgimiento de la idea de la expansion del suelo oceanico y con esto la existencia de placas tectonicas. Aunque esta teoria no permite determinar la ocurrencia de sismos, es de gran importancia en el estudio de los mismos puesto que las características que presentan dichos eventos estan en funcion de los procesos tectonicos presentes en las regiones en las cuales ocurren.

La sismicidad de la tierra es una manifestacion irregular pero continua de la lenta variacion del campo de esfuerzos sentido en la capa exterior de la Tierra. La distribucion de la actividad sismica que ocurre en la tierra esta altamente correlacionada con la distribucion espacial de los limites de las placas (Von Seggern, 1981). De hecho, se ha establecido que en dichos limites tiene lugar la mayor parte de la actividad sismica que ocurre en la Tierra (Lomnitz, 1974).

Generalmente uno se pregunta: Que es un sismo?

En relacion a esto se han planteado diversos conceptos entre los cuales podemos mencionar uno que establece que un sismo es una energia transitoria en la litosfera de la Tierra la cual es detectada como una fuente localizada de energia mecanica que se manifiesta en forma de ondas sismicas (Lomnitz, Rosenblueth, 1976). En este mismo sentido, Lomnitz (1974) establece que un sismo puede ser definido en al menos tres maneras distintas:

- 1) Como una ruptura mecanica localizada en la litosfera o manto superior de la Tierra.
- 2) Como parte de un proceso estocastico de transferencia de energia desde el interior de la Tierra hasta la superficie.
- 3) Como radiacion de ondas elasticas las cuales se propagan a traves del interior de la Tierra y a lo largo de su superficie.

Tradicionalmente se ha considerado que la sismologia es aquella que estudia la Tierra en funcion de las ondas sismicas y de los medios a traves de los cuales, se propagan. Sin embargo, un nuevo enfoque fue introducido a partir de 1940 mediante el planteamiento de modelos probabilisticos que trataban de explicar los procesos involucrados en la ocurrencia de un sismo, surgiendo estos con mayor frecuencia a partir de 1960. Conforme ha transcurrido el tiempo, este tipo de modelos ha ido tomando una mayor importancia dentro de la sismologia, basando su validez principalmente en dos aspectos:

- 1) La incompletez de los datos con que se cuenta para gran parte de las regiones sismicas.
- 2) El poco conocimiento de los procesos que ocurren en el interior de la Tierra.

Nuestro estudio constituye un modelo de este tipo, en el sentido de que la descripción del sistema sísmico es realizada en términos de una función de densidad de probabilidad ($f(\sigma, t)$). En este trabajo, se desea obtener una descripción de la sismicidad de la región de Oaxaca enfocando su atención en las propiedades de largo y mediano plazo, es decir, deseamos estudiar intervalos de tiempo que varían desde un día hasta miles de años de manera que la descripción de la complejidad del mecanismo de ruptura sea suficientemente realista. El modelo que se empleara es del tipo asperezas manejado por Lomnitz-Adler (1985c, 1988).

La estructura que presenta este trabajo es la siguiente: En el Capítulo I se presenta una discusión general acerca de la teoría de tectónica de placas y de la importancia de estos procesos en la ocurrencia de sismos. En el Capítulo II se plantea la importancia de los modelos dentro de la sismología y se habla acerca del modelo de asperezas que se empleara así como de la ecuación dinámica que nos permitiera llevar a cabo la descripción temporal del sistema. En el Capítulo III se discuten aspectos importantes de la teoría de Percolación, que constituye la conexión entre el modelo y la ecuación dinámica, además de plantearse de manera detallada la forma en que fueron realizados los cálculos. En el Capítulo IV se analizan algunos aspectos de la sismicidad y la tectónica de la región de Oaxaca. En el Capítulo V se presentan los resultados y una discusión de los mismos.

CAPITULO I

En esta seccion se discuten algunos aspectos de la teoria de tectonica de placas y se analizan ciertos parametros importantes dentro del estudio de los sismos. Posteriormente se plantea una clasificacion de los sismos en funcion de los procesos tectonicos involucrados.

1.1) SISMICIDAD Y TECTONICA DE PLACAS

Para entender la distribucion y los tipos de sismos que ocurren en la Tierra es necesario entender la cinematica de las placas. Historicamente, la existencia de placas esta asociada con la idea de Deriva Continental propuesta por F.B. Taylor (1908) en los Estados Unidos y por Alfred Wegener (1910) en Alemania de manera independiente. No hay duda de que desplazamientos horizontales de gran extension ocurren, tales como los observados a lo largo de la Falla de San Andres en California. La teoria de Wegener fue apoyada entre otras cosas por la similaridad de las lineas costeras de Africa y America del Sur, asi como por la semejanza de rocas en ambos lados. Sin embargo, en un principio esta idea no fue muy aceptada y se olvido por un tiempo.

Durante los primeros anos de los 60's la hipotesis fue nuevamente replanteada de manera mas firme debido al hecho de contar con mayor evidencia geofisica, entre las que se encontraban estudios referentes al magnetismo terrestre. La nueva teoria apareca bajo varios nombres tales como la hipotesis de la expansion del suelo oceanico (nombre

superido por Harry H. Hess), la nueva tectonica global o tectonica de placas. Segun Le Pichon et al.(1973) "tectonica de placas es una hipotesis unificante que proporciona un modelo cinematico de la capa superior de la Tierra", suponiendo que esta capa denominada litosfera es mas rigida que la capa que se encuentra por debajo (astenosfera). Esta hipotesis implica que la corteza, creada en los centros de expansion o cordilleras centro-oceanicas, se desplaza en direcciones opuestas de estas. Aproximadamente perpendiculares a dichas cordilleras hay fallas (denominadas fallas transformadas) las cuales marcan las lineas de ruptura y con esto la direccion del movimiento relativo de la corteza formada. El suelo oceanico se aleja de la cordillera hasta que choca con un eje continental dando lugar a una trichera o zona de subduccion (figura 1.1).

Tectonica de placas sin embargo, es cinematica y geometrica y no es una teoria en el sentido de identificar las fuerzas responsables del movimiento de las placas. Asi, mientras la solucion de las relaciones geometricas de las placas ha absorbido la atencion de los geofisicos y geologos, las cuestiones dinamicas han sido estudiadas de manera menos considerable sin que hasta el momento se haya logrado un consenso acerca de cual es el mecanismo detallado que origina el movimiento de las placas.

Es ahora generalmente aceptado que la capa superior de la tierra (litosfera) esta constituida por un cierto numero de delgados y rigidos bloques de material tambien llamados placas. Como una primera aproximacion, Le Pichon (1968) propuso la existencia de seis grandes placas: la del Pacifico, la Americana, la Africana, la Euroasiatica, la

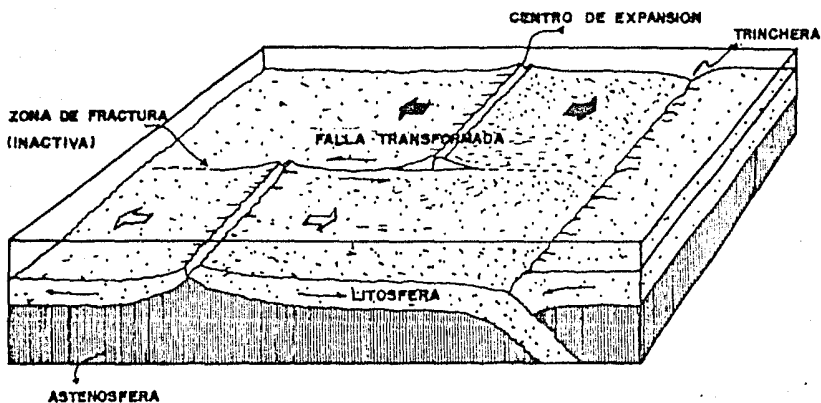


figura 1.1.- Diferentes tipos de límites de placas. Las placas son formadas en los centros de expansión (cordilleras centro-oceánicas) y son subducidas en las trincheras. En las fallas transformadas tiene lugar movimiento relativo entre las placas.

Indica, la Antartica. Sin embargo, existen otras placas que aunque de menores dimensiones tienen importancia dentro de los procesos tectonicos que ocurren en la Tierra y entre las cuales se encuentran: la de Cocos, la del Caribe, Nazca, la Arabiga, la Filipina y la de Somalia (figura 1.2).

Al hablar de placas, es necesario mencionar que existen diferencias entre la litosfera oceanica y la litosfera continental que las constituyen. En este sentido, ademas del contraste en espesor entre las partes continentales y oceanicas de las placas, siendo la litosfera continental de mayor espesor que la litosfera oceanica, hay una remarcable diferencia en sus edades, con lo cual puede decirse que la litosfera continental ha tenido una mayor historia en comparacion con la litosfera oceanica. La notable poca historia de la litosfera oceanica presente actualmente ha sido inferida de estudios de anomalias magneticas, siguiendo la sugerencia planteada por Vine y Matthews (1963) de que el proceso de expansion oceanica debe retener la historia de las inversiones que ha sufrido el campo magnetico de la Tierra. En base a estos estudios se encontro que la parte Este de la cordillera centro-oceanica del Pacifico es una de las zonas donde nueva corteza oceanica esta siendo creada a velocidades considerablemente rapidas de hasta 10 cm/año.

Los limites de las placas son sismicamente activos como una consecuencia del movimiento relativo que tiene lugar entre ellos. La sismicidad de la Tierra, por lo tanto puede ser usada para dar una idea del tamaño y forma de las placas así como de los limites entre ellas. Las regiones de sismos de focos profundos estan algo restringidas y marcan donde las placas estan descendiendo hasta la astenosfera o donde

están chocando (zonas de subducción). No obstante dichas zonas de subducción también presentan sismicidad superficial, siendo ejemplo de esto las costas del Pacífico de México, Chile y Japón. Las regiones donde solo ocurren sismos superficiales localizan los lugares donde las placas se están separando ("rifts") y las fallas transformadas (es decir, los lugares donde las placas se están deslizando en un movimiento relativo). En los océanos, las regiones de sismos superficiales están bien definidas en tanto que en los continentes dichas regiones presentan una distribución más difusa, presumiblemente reflejando la mayor historia de la corteza continental y la presencia de muchas fallas y fracturas.

Si se observa un mapa que presente la sismicidad global en un cierto periodo de tiempo, es posible distinguir algunos patrones característicos (figura 1.3) (Geller, 1987):

- a) El sistema de cordilleras centro-oceánicas está perfectamente definido por la localización de los sismos que han ocurrido a lo largo de las mismas. Por ejemplo, las cordilleras centro-oceánicas del Atlántico y del Pacífico Este pueden ser seguidas empleando epicentros de los sismos a lo largo de miles de kilómetros.
- b) La localización de las trincheras o zonas de subducción también es reflejada mediante los sismos con profundidades focales mayores de 100 kms.
- c) Al graficar las localizaciones de sismos sobre un corte vertical a través de las zonas de subducción se observa que la placa oceánica que desciende está claramente definida. Tales zonas sísmicas son conocidas como zonas de Wadati-Benioff.

Es conveniente mencionar que cerca del 75% de los sismos corresponden a los límites de subducción de la Placa del Pacífico y de sus placas menores adyacentes. La actividad sísmica presente ocurre a lo largo de una secuencia compleja de límites de placas que se extiende desde los Himalayas en Asia Central y China a través de África, Afganistán, Irán, Turquía hasta el Mediterráneo. Menos del 3% de la energía sísmica de la Tierra es liberada en las cordilleras centro-oceánicas (Lomnitz, Singh, 1976).

1.2) FALLAS Y ONDAS SÍSMICAS

Por falla se entiende aquella superficie de la Tierra en la cual un lado se mueve con respecto al otro y que suelen representarse como un plano a través del cual ocurre un movimiento relativo. La descripción del movimiento es realizada en base a la definición del plano de la falla y la dirección en la cual ocurre el deslizamiento (figura 1.4). Aunque las direcciones de deslizamiento varían de tal forma que el ángulo de deslizamiento puede tomar valores entre 0° y 360° , tres tipos fundamentales de fallas, descritos por los valores de su ángulo de deslizamiento, son de gran importancia para entender el mecanismo focal o geometría de fallamiento de un sismo. Cuando los dos lados de la falla se desplazan horizontalmente ("strike slip") es posible tener dos tipos de movimiento. Si el ángulo de deslizamiento (λ) es cero, la pared superior se desplaza hacia la derecha y al movimiento producido se le conoce como movimiento lateral izquierdo. Por otra parte, cuando $\lambda=180^{\circ}$ ocurre un movimiento lateral derecho. Los otros dos tipos de fallas describen el movimiento puramente vertical ("dip slip").

Cuando $\lambda=270^\circ$ la pared superior se desplaza hacia abajo causando fallamiento normal, en tanto que cuando $\lambda=90^\circ$ la pared superior se desplaza hacia arriba produciendo un fallamiento inverso ("thrust fault" o "reverse fault") (figura 1.5).

La geometría de fallamiento o mecanismo focal es estudiada mediante los sismogramas registrados en diversas estaciones. Para esto es necesario entender los patrones de ondas sísmicas que se generan al ocurrir un sismo. Las ondas sísmicas o elásticas, las cuales aparecen al ocurrir la ruptura repentina de una fuente sísmica o por una explosión se propagan a través del interior de la Tierra y a lo largo de sus capas superficiales. Estas se pueden clasificar en dos tipos:

- 1) Ondas de cuerpo, las cuales se propagan a través de la Tierra. Dentro de este tipo se encuentran:
 - a) Las ondas longitudinales, ondas P.
 - b) Las ondas transversales, ondas S.
- 2) Ondas superficiales, las cuales se propagan a lo largo de alguna superficie. Dentro de estas se encuentran las ondas Love (L) y las ondas Rayleigh (R) las cuales se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra.

Mientras que las ondas de cuerpo tienen libertad de propagarse en prácticamente cualquier dirección a través del interior de la Tierra, las ondas de superficie son "ondas limitadas" ya que ellas solamente se propagan sobre alguna superficie o capa. Además de su forma de propagación, los dos tipos de ondas difieren en lo que respecta al movimiento que ocasionan en las partículas de las estructuras corticales

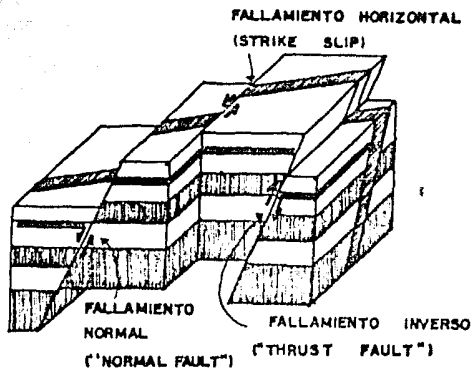


figura 1.5.- Tres tipos basicos de fallamiento. Movimiento horizontal ("strike slip") que pueda ser lateral izquierdo o lateral derecho. Fallamiento vertical ("dip slip") el cual pueda ser normal o inverso.

que atraviesan y en sus velocidades de propagacion. El movimiento de las particulas afectadas por ondas P, las cuales son ondas longitudinales, tiene lugar en la direccion de propagacion de la onda, involucrando solo un cambio volumetrico (compresion o dilatacion) sin distorsionar la forma de la estructura. Por otro lado, las ondas S son ondas transversales que originan que el movimiento de las particulas este confinado a un plano perpendicular a la direccion de propagacion. En este caso, la propagacion de las ondas S a traves de un bloque de material origina distorsion en la forma del material sin dar lugar a un cambio volumetrico (figura 1.6). Antes de establecer el contraste de velocidades entre ambos tipos es conveniente mencionar que debido a que la velocidad de las ondas transversales o de corte depende de la rigidez estas no pueden propagarse a traves de fluidos. De esta forma, las ondas que se propagan a traves del nucleo o de los oceanos deben ser ondas compresionales. Las ondas P viajan mas rapido que las ondas S.

Los primeros sismologos pensaban que los sismogramas resultantes de un sismo estarian constituidos por pulsos de ondas P y S, sin embargo quedaron sorprendidos al darse cuenta de que en lugar de esto los sismogramas eran dominados por grandes ondas de largos periodos las cuales arrivaban despues de las ondas P y S. Esas ondas fueron consideradas como ondas de superficie, esto es, ondas cuya energia esta retenida inmediatamente debajo de la superficie de la Tierra. Las ondas Love (L) provocan un movimiento de particulas sobre los bloques superficiales que concuerda con las ondas (SH), es decir, transversal horizontal con la restriccion de que dichas ondas solo se manifiestan en las capas mas proximas a la superficie. Para las ondas Rayleigh (R) el

MOVIMIENTO DEL BLOQUE CORTICAL PERPENDICULAR
A LA DIRECCION DE PROPAGACION.

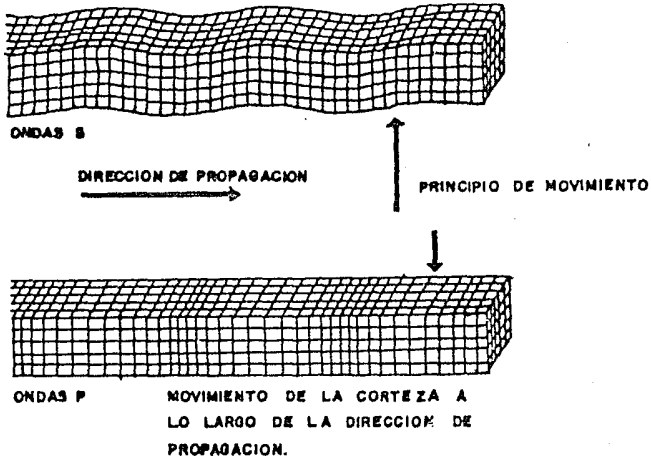


figura 1.6.- Movimiento de las partículas afectadas por ondas S y ondas P. En el caso de las ondas P, el movimiento es en la dirección de propagación de la onda involucrando un cambio volumétrico (compresión o dilatación) sin distorsionar la forma del material. En tanto que las partículas afectadas por ondas S se mueven en un plano perpendicular a la dirección de propagación originando una distorsión en la forma del material sin ocasionar un cambio volumétrico.

movimiento de las partículas es elíptico, con el plano de la elipse vertical y encontrándose en el plano de propagación (figura 1.7).

Durante su propagación a través del interior de la tierra, las ondas de cuerpo siguen las mismas leyes que son válidas para cualquier otro tipo de propagación de ondas, por ejemplo las ondas de luz en óptica. Durante su recorrido, las ondas sísmicas atraviesan diversas superficies de discontinuidad las cuales generalmente están separando dos medios diferentes presentando así reflexiones y refracciones en dichas superficies y con esto cambios en las velocidades de las ondas. De hecho, mediante el análisis de estudios de velocidades de las ondas es posible establecer el tipo de estructura geológica presente en determinada zona. Es interesante notar que mientras la propagación de las ondas sísmicas es gobernada por leyes matemáticas exactas, la ocurrencia de sismos manifiesta la presencia de procesos de carácter estocástico, entendidos estos como modelos matemáticos de un sistema físico el cual cambia de acuerdo con las leyes de la Probabilidad (Lornitz, 1974).

1.3) PARAMETROS DE FUENTE

Una fuente de ondas sísmicas (ya sea un sismo o una explosión) está definida por los parámetros siguientes:

- 1) La Latitud y Longitud del epicentro (es decir, el punto sobre la superficie de la tierra localizado verticalmente encima de la fuente).
- 2) La profundidad de la fuente o profundidad focal (la fuente es llamada foco o hipocentro).

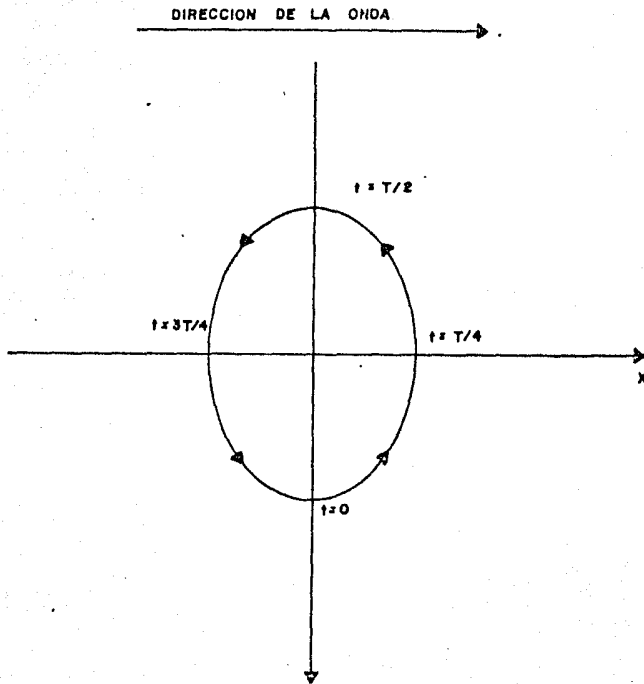


figura 1.7.- El movimiento de las partículas afectadas por una onda Rayleigh es elíptico. La rotación sobre dicha elipse es retrograda. Así pues, el movimiento de la partícula cuando esta se encuentra en la parte superior de la elipse es contrario a la dirección de propagación de la onda.

3) El tiempo del evento, o tiempo de origen de las ondas sísmicas.

4) El tamaño del evento, magnitud o energía de las ondas sísmicas.

Para determinar los tres primeros parámetros solo son necesarias medidas de tiempo, es decir, los tiempos de arribo de las ondas sísmicas a las varias estaciones sismológicas, en tanto que el último parámetro requiere mediciones de amplitudes y periodos. De esta forma pueda establecerse que los primeros tres parámetros son parámetros cinemáticos en tanto que el parámetro 4) es un parámetro dinámico (Bath, 1973). Debido a esto, es conveniente discutir un poco acerca de este último parámetro dejando a un lado los primeros tres.

La primer pregunta que uno se hace con respecto a un sismo es: Que tan grande es?. La medida más simple es proporcionada por la magnitud, una medida relacionada con el tamaño del registro sobre un sismograma.

En la estadística de los primeros sismos estudiados se obtuvieron resultados erróneos debido a que la energía liberada no era tomada en cuenta en tales estudios. Sin embargo un gran paso fue dado en los 1930's cuando el sismólogo norteamericano Charles Richter propuso el concepto de magnitud. La magnitud es una cantidad característica de cada sismo (o explosión) y las determinaciones hechas en diferentes estaciones o por medio de diferentes registros deben concordar dentro de cierto límite de error. Las magnitudes pueden ser clasificadas principalmente en tres tipos:

M_L , es la magnitud original introducida por Richter en 1935 y que fue empleada para los sismos que ocurrían en la parte sur de California. A esta magnitud se le denomina magnitud local y es determinada a partir

de la amplitud medida del registro de un sismografo particular. Para sismos a grandes distancias, las dos magnitudes mas comunmente usadas son M_s (magnitud de ondas superficiales) y m_b (magnitud de ondas de cuerpo). En 1945 Gutenberg desarrollo la escala de magnitud de manera considerable haciendola aplicable a cualquier distancia epicentral y para cualquier tipo de sismografo. Estas tres escalas no concuerdan bien entre si, lo cual indica que un mismo evento tendra valores diferentes en cada una de dichas escalas ademas de que para diversos eventos tanto la escala de ondas de cuerpo como la de ondas superficiales sufren saturacion. Debido a esto, se ha planteado una nueva escala de magnitudes, la escala magnitud-momento (M_w), la cual no sufre dicho problema mas sin embargo solo es disponible para pocos eventos.

La magnitud es una unidad fenomenologica del tamano de los sismos la cual puede ser dificil de relacionar directamente con cualquier parametro fisico de los sismos (Lomnitz, 1974; Kanamori, Anderson, 1975; Geller, 1987). Buscando un parametro que permita realizar dicha coneccion Brune (1968) introdujo el concepto de momento sismico. Este concepto se basa en la equivalencia entre dislocacion elastica y un doble par de fuerzas que es la forma en que se modela una fuente sismica (Kanamori, Anderson, 1975) y solo depende del mecanismo fisico de la fuente. El momento sismico se determina por medio del espectro de Fourier de los sismogramas a periodos largos. Dado que ondas de periodo largo son menos afectadas por las complejidades estructurales que las ondas de periodos cortos, el momento sismico es uno de los parametros de fuente mas confiables

que se determinan instrumentalmente.

Existe un parametro que aunque no es considerado como parametro de fuente esta relacionado con la magnitud. Este parametro es la intensidad de un sismo. Conviene entender la diferencia que existe entre intensidad y magnitud. Mientras que la magnitud es determinada a partir de registros de instrumentos, la intensidad se basa en los efectos del sismo como son los causados sobre construcciones, efectos topograficos, etc..

1.4) TIPOS DE SISMOS

La mayor parte de la actividad sísmica que tiene lugar en la Tierra esta asociada con estructuras tectonicas como son las zonas de subduccion y las cordilleras centro-oceanicas. Debido a esto, clasificaremos a los sismos en funcion de las estructuras tectonicas en las que ocurren puesto que las características de estos estan directamente relacionadas con dichas regiones.

a) CORDILLERAS CENTRO-OCEANICAS

En el caso de la cordillera centro-oceanica del Atlantico se ha encontrado que los sismos ocurren casi exclusivamente en la parte activa de la falla transformada entre los dos segmentos de la cordillera. El mecanismo focal asociado con dichos eventos es del tipo deslizamiento horizontal ("strike slip"). Además de estos eventos, también ocurren sismos a lo largo de la cordillera misma los cuales

presentan un mecanismo del tipo fallamiento normal.

En contraste, los patrones sísmicos observados para la cordillera centro-oceánica del Pacífico presentan características diferentes. En esta, también ocurren sismos sobre las fallas transformadas (con un mecanismo del tipo deslizamiento horizontal), sin embargo muy pocos eventos ocurren a lo largo de la cordillera (figura 1.8). Se piensa que dicha discrepancia entre ambas cordilleras es ocasionada por la diferencia en las velocidades de expansión presentes.

b) ZONAS DE SUBDUCCION

Dentro de los sismos que han ocurrido a lo largo de las zonas de subducción se encuentran los eventos más grandes reportados en toda la Tierra. Como ejemplo de estos eventos se encuentran los sismos de Chile en 1960 ($M_S = 8.3$, $M_W = 9.5$) y el de Alaska en 1964 ($M_S = 8.4$). Como en la mayoría de los grandes sismos de subducción, el mecanismo mostrado es el de la cabalgadura de una de las placas sobre la otra, en los eventos mencionados corresponde a la cabalgadura de la placa continental sobre la litosfera oceánica que subduce. En estas zonas también ocurren los sismos más profundos, los cuales constituyen la zona de Wadati-Benioff y que presentan profundidades de hasta 700 kms.

Los eventos característicos de las zonas de subducción son sismos que presentan un mecanismo focal del tipo falla inversa ("thrust earthquakes"). En algunos casos dichos eventos parecen provocar una ruptura a lo largo de toda la región mientras que en otros la ruptura tiene lugar en varios eventos sobre un corto periodo de tiempo. Otra

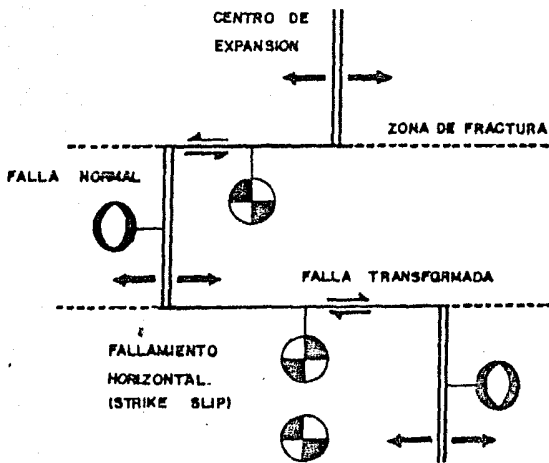


figura 1.8.- Posible esquema tectónico de los sismos que ocurren en los centros de expansión. Muchos eventos ocurren en la parte activa de la falla transformada con un mecanismo focal del tipo deslizamiento horizontal ("strike slip"). Mientras en los centros de expansión lentos, como la cordillera centro-oceánica del Atlántico ocurren sismos a lo largo de la misma con un mecanismo del tipo fallamiento normal, en los centros rápidos como la cordillera del Pacífico estos eventos son poco frecuentes.

clase de eventos de subduccion son aquellos que resultan de la flexion de la placa que subduce al entrar a la trinchera. Estudios referentes a la profundidad focal de los sismos que ocurren en tales regiones muestran un patron de fallamiento normal en la parte superior de la placa a una profundidad de 25 kms. y fallamiento inverso en la parte baja, entre los 40 y 50 kms. Entre algunos de los sismos de tipo falla normal ocurridos en zonas de subduccion, se encuentran los de Peru (1970) e Indonesia (1977) (figura 1.9). La ocurrencia de dichos sismos es un problema aun no explicado satisfactoriamente.

Es importante mencionar que al parecer no todo el movimiento de las placas en algunas de las zonas de subduccion ocurre sismicamente. Por ejemplo, en el caso de la trinchera de las Islas Kuriles, desde que ocurrio el ultimo evento grande hace casi 100 anos, el deslizamiento sismico promedio es de 2-3 cm/año, lo cual constituye una cuarta parte del movimiento de las placas obtenido de modelos de movimiento relativo, el 75% restante ocurre asismicamente. Por el contrario en el caso de Chile se ha encontrado que el deslizamiento sismico promedio excede el valor predicho por los modelos de movimiento relativo. Modelos termicos planteados para las zonas de subduccion establecen que las diferencias presentes en las zonas de subduccion, como las arriba mencionadas, son el resultado de dos parametros importantes:

- a) la edad de la placa subducente
- b) la velocidad de convergencia.

Asi por ejemplo, grandes sismos ocurren en regiones como Chile en donde la joven litosfera oceanica subduce rapidamente, en tanto que debil acoplamiento y deslizamiento asismico ocurre en areas como las Islas

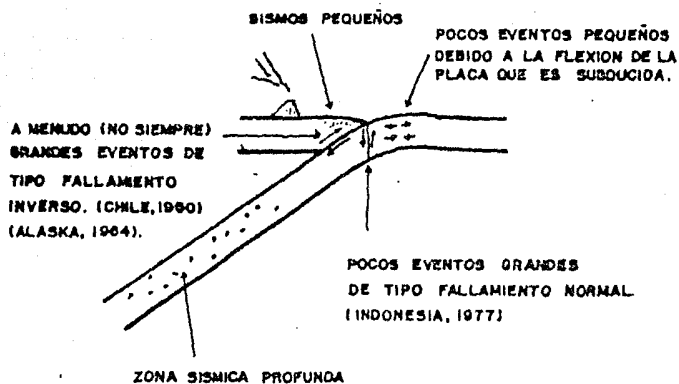


figura 1.9.- Esquema de una zona de subduccion. En esta se muestran algunas de las características observadas en diferentes zonas de subduccion, sin embargo no todas ellas han sido encontradas en las diferentes regiones de este tipo.

de las Antillas donde la litosfera oceanica de mayor edad subduce lentamente.

c) SISMOS DE TIPO INTRAPLACA (OCEANICA)

El nivel de sismicidad intraplaca decrece con la edad de la litosfera oceanica. La sismicidad en la litosfera joven es compleja y no completamente entendida. En cualquier parte donde la litosfera oceanica es joven, el fallamiento es a menudo concentrado en regiones sismicamente activas, donde el mecanismo puede ser extremadamente heterogeneo. La alta sismicidad en la litosfera joven sugiere que cerca de las cordilleras centro-oceanicas la presencia de fuentes de esfuerzos producen gran parte de dicha actividad, siendo probablemente dichas fuentes de mayor importancia que el proceso tectonico involucrado. Esos esfuerzos pueden incluir esfuerzos asociados con las intersecciones de las fallas transformadas con las cordilleras centro-oceanicas (figura 1.10).

d) SISMOS CONTINENTALES

La corteza continental es de mayor espesor, menos densa y tiene diferentes propiedades mecanicas que la corteza oceanica. Ya que la litosfera continental no es subducida, no se forma una zona de Wadati-Benioff y por lo tanto las zonas de convergencia continental no presentan sismos de focos intermedios y profundos. Ademas, en estas regiones los limites de las placas son mucho mas extensos que en la litosfera oceanica. Un ejemplo de esto es el "rift" presente al Este de Africa. La sismicidad en dicha region muestra que la zona limite es mucho mas

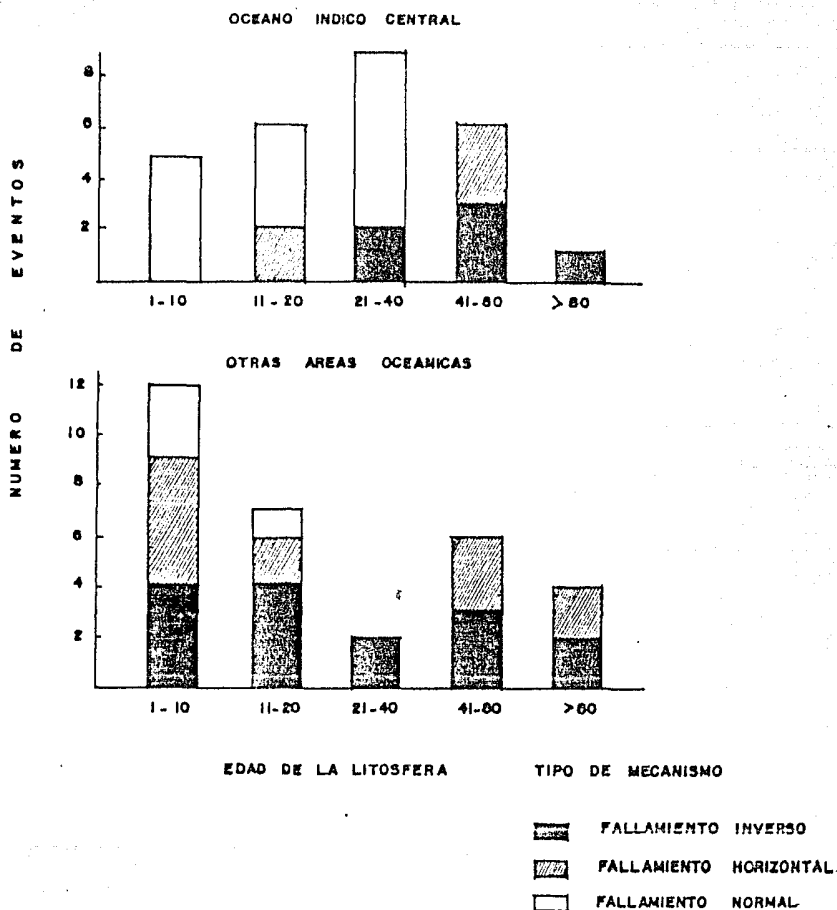


Figura 1.10.- Mecanismo focal como función de la edad de la litosfera oceánica para sismos oceánicos intraplaca. La litosfera oceánica antigua presenta un mecanismo compresional en tanto que la litosfera joven presenta ambos mecanismos: compresional y extensional.

difusa que en una cordillera centro-oceanica. Registros geologicos de tales regiones indican que muchos "rifts" son activos por algun tiempo sin embargo no llegan a desarrollarse como los centros de expansion oceanicos y posteriormente desaparecan.

En lo que respecta a las fallas transformadas continentales se observa, por ejemplo en el caso de la Falla de San Andres, que mientras la zona sismicamente activa se extiende por cientos de kilometros, en las fallas transformadas oceanicas solo se extiende hasta 10 km., implicando con esto que las fallas transformadas continentales presentan una mayor complejidad que un simple modelo de fallas transformadas. Ademas se ha observado que a pesar de que el mecanismo focal tipico de una falla transformada es del tipo "strike slip", en las fallas transformadas continentales tambien llegan a presentarse eventos con un mecanismo focal del tipo fallamiento inverso como el ocurrido en San Francisco en 1971.

CAPITULO II

En este capitulo se discute la importancia de los modelos dentro de la sismologia y se analizan algunos de ellos. Posteriormente se habla en detalle del modelo que se emplea en este trabajo.

2 .1) LOS MODELOS DENTRO DE LA SISMOLOGIA

Al tratar de crear una teoria de la ocurrencia de sismos, el planteamiento de esta puede surgir como resultado de dos posibles desarrollos:

1) el que se refiere a la resolucio[n] de la ecuacion de onda elastica para un conjunto de condiciones iniciales dadas y una configuracion de limites geometricos establecida al cual se le denomina sismologia teorica.

2) y aquel en el cual se hace un modelo de algun problema particular de sismologia y que ademas puede ser complementado por medio de calculos mediante computadora.

Debido a que los procesos asociados con la ocurrencia de sismos no son conocidos, es importante plantear modelos mediante los cuales se simulen los rasgos mas importantes del mecanismo de ruptura de un sistema sismico, el cual generalmente se encuentra asociado con fallas sismicas localizadas en los limites entre placas. Como ejemplo de este procedimiento discutiremos primero el modelo planteado por Burridge&Knopoff (1967), en el cual se analiza el papel que juega la friccion a lo largo de una falla como un factor en el mecanismo de

sismos. Dicho modelo surge de pensar en una secuencia sísmica en la que el movimiento del material a ambos lados de la falla no es permitido debido a la presencia de la fricción sobre las dos paredes de la misma. Sin embargo suponiendo la existencia de esfuerzos diferenciales originados por la deformación, llegara el momento en que estos excedan el esfuerzo friccional límite, ocurriendo así un desplazamiento repentino y con esto la presencia de un sismo. No obstante, la fricción entre los dos lados de la falla llevara de nueva cuenta el sistema al reposo, estando este estado asociado con esfuerzos menores que los correspondientes al " límite friccional ", comenzando de nuevo el ciclo de carga de esfuerzos. Con esto, Burridge&Knopoff imaginaron las partículas sobre los lados opuestos de la falla como una cadena unidimensional de masas interconectadas por resortes, los cuales representan los elementos elásticos y que además están acoplados por elementos friccionales mediante los que se toma en cuenta la interacción entre los elementos de ambos lados de la falla.

Lo más importante de este modelo es la noción de que la fricción a lo largo de la superficie de la falla es un factor determinante en la generación de la secuencia de tiempos de ocurrencia y de magnitudes de los eventos observados. No obstante, la forma en que se obtuvieron dichos resultados depende mucho de los valores que les fueron asignados a los parámetros que definen al sistema, lo cual en un sistema sísmico real es difícil si no imposible. En este sentido el modelo de Burridge&Knopoff constituye un modelo determinista que no representa la complejidad de la situación real en la que ni la configuración inicial ni los parámetros importantes en la dinámica de

dicho proceso son conocidos. Debido a esto, es necesario iniciar el estudio de modelos que tomen en cuenta el poco conocimiento del sistema y en el que en vez de manejarse variables deterministas se introduzcan variables estocásticas.

2.2) MODELOS PROBABILISTICOS

La creación de modelos en los que se simula la evolución de un sistema a nivel estocástico se justifica con el hecho de que en general la información que se tiene no es del todo confiable o en el peor de los casos no es posible tener acceso a ella. Gran parte de los aspectos de interés en regiones sísmicamente activas son promedios sobre largos periodos de tiempo, y en general es imposible establecer cual es la configuración inicial del sistema asociado con tales regiones. Aun si se supone el conocimiento de las principales variables que nos permitieran entender el mecanismo de ruptura de una falla, no sería posible decir en que momento ocurriría esta y cual sería la configuración final del sistema debido a que la física de la ruptura no es totalmente entendida.

En este trabajo, el problema que nos interesa es el de la recurrencia sísmica, es decir, dada una secuencia de eventos sísmicos sobre un periodo de tiempo, deseamos estimar la probabilidad de que el siguiente sismo ocurra con determinadas características en un tiempo y lugar dados. Este problema puede ser atacado empíricamente al recabar datos y tabular las correlaciones "dos sismos", "tres sismos", y así otras. Sin embargo debido al hecho de que la mayor parte de las

regiones sísmicas no cuentan con un buen registro histórico (localizaciones, epicentros, etc.) de los sismos ocurridos en ellas no es muy conveniente enfrentar el problema de esta manera. Aun en lugares como Japón que cuenta con los registros más antiguos han existido problemas al aplicar esta técnica (Utsu, 1984) debido a la baja precisión en la localización de algunos eventos.

Dadas tales limitaciones, es necesario suplementar el modelaje de ciertos aspectos de la dinámica para poder predecir las características asociadas a la sismicidad. Siguiendo a Lomnitz-Adler (1985a) proponemos la conveniencia de describir el sistema sísmico en términos de una distribución $f(\vec{\sigma}, t)$ la cual nos dice la probabilidad de que el sistema se encuentre en una configuración $(\vec{\sigma})$ dada al tiempo t , en donde las variables $\vec{\sigma}$ son variables macroscópicas que describen el estado del sistema entero.

Para llevar a cabo la evolución temporal de algún sistema es necesario contar con dos elementos:

- 1) Una ecuación dinámica que describa la evolución de las variables de interés dado un sistema dinámico.
- 2) Un modelo para la dinámica misma.

Dentro del esquema de modelos estocásticos se encuentra uno planteado por Knopoff (1971). En dicho modelo se establece que debido a la inhomogeneidad de la superficie de la falla es posible imaginar que el mecanismo mediante el cual se lleva a cabo la acumulación de energía potencial tiene un carácter estocástico sobre una escala de tiempos que es chica comparada con los intervalos entre eventos grandes, construyéndose de esta forma una ecuación dinámica en

terminos de funciones de probabilidad para un sistema cuya variable principal es la energia potencial. En este modelo, Knopoff introdujo tres funciones de probabilidad por medio de las cuales se llevo a cabo la descripcion del sistema, siendo estas:

- 1) la probabilidad de que la energia de deformacion almacenada este en un estado con energia entre $\bar{\sigma}$ y $\bar{\sigma}+d\bar{\sigma}$ al tiempo t: $f(\bar{\sigma},t)d\bar{\sigma}$.
- 2) la probabilidad de que un sismo ocurra estando el sistema en un estado de energia $\bar{\sigma}$ en el intervalo de tiempo entre t y t+dt: $Q(\bar{\sigma})dt$.
- 3) la probabilidad de transicion de que si el sistema se encuentra en un estado de energia $\bar{\sigma}^1$ y si un sismo ocurre, el estado de energia despues del evento este entre $\bar{\sigma}$ y $\bar{\sigma}+d\bar{\sigma}$ con $\bar{\sigma} < \bar{\sigma}^1$: $\rho(\bar{\sigma}^1, \bar{\sigma})d\bar{\sigma}$.

Empecemos por formalizar estas ideas. Si el sistema inicialmente se encuentra en una configuracion $\bar{\sigma}^1$, al dejar que evolucione durante un periodo muy corto de tiempo Δt este llegara a una nueva configuracion $\bar{\sigma}$ por medio de cualquiera de los procesos siguientes:

- a) Mediante un cambio continuo de $\bar{\sigma}^1$ a $\bar{\sigma}$ dado por:

$$\bar{\sigma} = \bar{\sigma}^1 + \bar{\mu}\Delta t \quad 2.1)$$

donde $\bar{\mu}$ es la velocidad con que el sistema evoluciona.

- b) En base a un proceso sismico, el cual originara un cambio discontinuo de $\bar{\sigma}^1$ a $\bar{\sigma}$ con una probabilidad:

$$P(\bar{\sigma}^1 \rightarrow \bar{\sigma} | \Delta t) = \Delta t K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}^1) \quad 2.2)$$

donde $K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}^1)$ es el Kernel de transicion y cuya construccion depende del

modelo de ruptura supuesto. Además, debido a que el sistema no se encuentra aislado dichos procesos también gobiernan el flujo de las configuraciones que no estando en $\bar{\sigma}^1$ llegan a ella en el mismo intervalo de tiempo Δt .

Así pues, la dinámica es introducida por medio de las cantidades μ y $K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}^1)$; siendo $\bar{\mu}$ quien describe la evolución del sistema en ausencia de un evento catastrófico y $K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}^1)$ el que describe el efecto de un sismo sobre el estado del sistema. Mientras que la ecuación 2.2) nos da la probabilidad de que en un intervalo de tiempo Δt el sistema evolucione de la configuración $\bar{\sigma}^1$ a una configuración final $\bar{\sigma}$ por medio de un evento sísmico, la probabilidad de que el sistema pase de una configuración inicial ($\bar{\sigma}^1$) a cualquier configuración final ($\bar{\sigma}$) mediante el mismo mecanismo viene dada por:

$$\Delta t Q(\bar{\sigma}^1) = P(\bar{\sigma}^1 \rightarrow \bar{\sigma} | \Delta t) = \Delta t \int K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}^1) d\sigma \quad 2.3)$$

En donde $Q(\bar{\sigma}^1)$ puede ser interpretada como la tasa con que el estado $\bar{\sigma}^1$ se rompe para llegar a cualquier estado final ($\bar{\sigma}$).

De igual forma, la probabilidad de que el sistema evolucione por medio del proceso descrito por la ecuación 2.1) viene dada por:

$$(1 - \Delta t Q(\bar{\sigma}^1)) \quad 2.4)$$

En base a lo anterior y dada una distribución $f(\bar{\sigma}, t)$ se construirá la ecuación dinámica del sistema, haciendo para esto algunas suposiciones acerca de la distribución $f(\bar{\sigma}, t)$:

1) Consideremos que $f(\sigma, t)$ esta normalizada, es decir :

$$\int f(\bar{\sigma}, t) d\bar{\sigma} = 1 \quad 2.5)$$

2) Ademas por ser $f(\bar{\sigma}, t)$ una distribucion probabilistica pediremos que $f(\bar{\sigma}, t) > 0$ para toda σ .

La distribucion $f(\bar{\sigma}, t)$ un instante de tiempo Δt mas tarde toma la forma:

$$f(\bar{\sigma}, t + \Delta t) = (1 - \Delta t Q(\bar{\sigma})) f(\bar{\sigma} - \bar{\mu}\Delta t, t) + \int K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}') f(\bar{\sigma}', t) d\bar{\sigma}' \quad 2.6)$$

De donde el primer termino nos representa todos los estados que estando en la configuracion $(\bar{\sigma} - \bar{\mu}\Delta t)$ llegan a la configuracion $\bar{\sigma}$ por medio del proceso descrito por 2.1), en tanto que la integral describe la transicion de las configuraciones $\bar{\sigma}'$ a la configuracion $\bar{\sigma}$ por medio de un evento sismico.

Asi pues:

$$\frac{\partial f(\bar{\sigma}, t)}{\partial t} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{f(\bar{\sigma}, t + \Delta t) - f(\bar{\sigma}, t)}{\Delta t} \quad 2.7)$$

empleando 2.6) el lado derecho de la ecuacion 2.7) toma la forma:

$$\frac{\partial f(\bar{\sigma}, t)}{\partial t} = (-\mu \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} - Q(\bar{\sigma})) f(\bar{\sigma}, t) + \int K(\bar{\sigma}, \bar{\sigma}') f(\bar{\sigma}', t) d\bar{\sigma}' \quad 2.8)$$

o equivalentemente:

$$\frac{\partial}{\partial t} f(\bar{\sigma}, t) = L[f(\bar{\sigma}, t)] \quad 2.9)$$

donde L representa el operador de evolucion. A pesar de que en su tratamiento Knopoff ya plantea esta ecuacion dinamica, el unicamente se restringe a considerar procesos estacionarios debido a que carece de un modelo de la falla que le permita emplear su ecuacion para poder llevar a cabo la evolucion temporal del sistema.

Debido a que L es un operador que actua sobre $\bar{\sigma}$ la ecuacion 2.9) es separable y por lo tanto $f(\bar{\sigma}, t)$ puede expresarse como:

$$f(\bar{\sigma}, t) = \sum e^{\lambda t} c_{\lambda} \zeta_{\lambda}(\bar{\sigma}) \quad 2.10)$$

donde $\zeta_{\lambda}(\bar{\sigma})$ son soluciones de la ecuacion de eigenvalores:

$$L[\zeta_{\lambda}(\bar{\sigma})] = \lambda \zeta_{\lambda} \quad 2.11)$$

De la conservacion de la probabilidad se tiene que:

$$\int \frac{\partial}{\partial t} f(\bar{\sigma}, t) d\bar{\sigma} = \int L[f(\bar{\sigma}, t)] d\bar{\sigma} = 0 \quad 2.12)$$

de igual forma considerando la parte de la funcion $f(\bar{\sigma}, t)$ que unicamente depende de $\bar{\sigma}$, es decir $\zeta(\bar{\sigma})$, se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int L[\zeta_{\lambda}(\bar{\sigma})] d\bar{\sigma} = \lambda \int \zeta_{\lambda}(\bar{\sigma}) d\bar{\sigma} \quad 2.13)$$

La ecuacion 2.13) se satisface para $\lambda=0$ y nos da un importante resultado: la existencia de una distribucion estacionaria ζ_0 la cual esta asociada con los promedios independientes del tiempo.

Entre las propiedades que tiene el operador de evolucion se encuentra la de no ser Hermitiano indicando de esta forma que el eigenvalor λ de la ecuacion 2.12) es en general complejo. Ademas debido al hecho de que $f(\bar{\sigma}, t)$ debe ser mayor que cero, la parte real de λ debe ser menor o igual a cero, lo cual nos dice que las desviaciones con respecto a la distribucion estacionaria deben decaer exponencialmente (Lomnitz-Adler, 1985a). Ademas del decaimiento exponencial, tambien ocurren oscilaciones en el comportamiento temporal de esas desviaciones.

2.3) EL MODELO DE ASPEREZAS

Habiendo construido la ecuacion dinamica, es necesario discutir que modelo se empleara para describir la dinamica de la falla. En general, tales modelos pueden variar en complejidad dependiendo de las propiedades que se deseen modelar. Debido a que el problema que nos interesa es el de recurrencia sismica, los modelos que nos conciernen son aquellos que simulen las propiedades del sistema sismico asociadas con largos periodos de tiempo. A este tipo pertenecen el modelo de Barreras (Aki, 1979) y el modelo de Asperezas (Kanamori, 1981). Mientras que el modelo de Barreras enfatiza el proceso de detencion de la ruptura y los eventos posteriores a esta, el modelo de Asperezas se preocupa en mayor grado del proceso de iniciacion de la ruptura. A

pesar de los diversos procesos que modelan cada uno de ellos, ambos modelos estan apoyados en dos observaciones:

- a) La mayor complejidad de fractura para eventos grandes que chicos.
- b) La mayor superficie de fractura para eventos grandes que chicos.

Debido a que para nuestra aplicacion la iniciacion de la ruptura es de gran importancia puesto que interesan eventos grandes y tiempos largos se empleara una descripcion tipo asperezas. Dicho modelo surge originalmente como una consecuencia de experimentos de laboratorio sobre friccion en las rocas y fue planteado por Byerlee (1970) y posteriormente desarrollado por Scholz y Engelder (1976). En general el modelo de asperezas ha sido utilizado frecuentemente en sismologia para explicar la complejidad de eventos grandes: sismicidad no uniforme a lo largo de las zonas sismicas (Bakun, et. al , 1980); eventos complejos (Kanamori & Stewart, 1978; Lay y Kanamori, 1980; Das y Aki, 1977; Aki, 1979); algunos aspectos de los patrones de sismicidad (Mogi, 1977; Lay y Kanamori, 1981).

Kanamori propuso un modelo de asperezas para interpretar la variacion de la longitud de ruptura de los sismos superficiales que ocurren en las zonas de subduccion que circundan el Oceano pacifico, asi como para estudiar los patrones de sismicidad que tienen lugar antes de grandes sismos. No obstante, desde trabajos anteriores (Kanamori, 1971, 1977) el ya menciona la importancia que tiene el grado de acoplamiento presente en el plano de la falla en la ocurrencia de eventos grandes.

Dentro del contexto de dicho modelo se piensa que los lados de la

falla son mantenidos unidos no solamente por superficies debiles que constituyen gran parte de la falla, sino tambien por un numero relativamente pequeno de areas que resisten esfuerzos mayores denominadas asperezas. El esfuerzo sobre las asperezas es alto relativo al esfuerzo promedio del plano de la falla. La naturaleza de las concentraciones de esfuerzos pueden ser variaciones en la geometria de la superficie de la falla o heterogeneidades de la intensidad friccional de la zona de contacto.

Para tratar de entender la variacion en la longitud de ruptura de las zonas de subduccion en terminos de este modelo Kanamori propuso que la zona de falla esta constituida por un conjunto de subfallas en las que la interaccion entre las asperezas a lo largo de la falla pueda ser variada por la presencia de barreras de esfuerzos, siendo la distribucion de tamanos de asperezas y su distribucion sobre las subfallas los factores que gobiernan la interaccion entre las mismas. Con esto, se ha pensado que las dimensiones de la ruptura de las fallas sismicas pueden estar afectadas por dos factores:

a) la naturaleza y el grado de acoplamiento presente en la zona de contacto de la falla, el cual es influenciado por las propiedades mecanicas de las placas, la anchura y geometria de la zona de contacto, la edad de la placa que subduce, entre otras. Tambien ha sido planteado que dicho acoplamiento puede estar influenciado por la historia misma de la zona de subduccion.

b) la segmentacion de la zona de subduccion causada por estructuras transversales sobre la placa que subduce o la que se traslapa y las irregularidades geometricas en la zona de subduccion. Tales limites

generalmente delimitan grandes zonas que han sufrido rupturas funcionando aparentemente como barreras para la propagacion lateral de la ruptura.

Un modelo tipo asperezas tambien ha sido empleado por Kanamori (1981) para simular la ocurrencia de una secuencia sismica. En este, la zona sismica es dividida en areas menores denominadas fallas unitarias las cuales a su vez se encuentran constituidas por un cierto numero de subfallas. Tanto las subfallas como las asperezas tienen asociadas determinadas intensidades de esfuerzos, proponiendose que estas se encuentran gobernadas por dos distribuciones gaussianas, cada una de las cuales tiene su valor maximo para determinado valor del esfuerzo, siendo estos S_s y S_a respectivamente, con $S_a > S_s$. Ademas, se considera que el esfuerzo de carga (de caracter tectonico) varia linealmente con el tiempo, en tanto que el esfuerzo $\sigma(i,j)$ sentido en una subfalla resulta de suponer que al romperse una subfalla esta queda desacoplada y el esfuerzo de carga es mantenido uniforme por las fallas restantes. En terminos de esta descripcion es posible explicar la ruptura de una falla sismica mediante una secuencia en la que el esfuerzo sentido en una subfalla varia desde valores por debajo de S hasta valores cercanos a S , originandose dentro de dicha evolucion los diversos eventos que constituyen un patron sismico.

Sin embargo, lo unico que se puede decir con respecto a las variaciones observadas en los patrones de sismicidad es que al parecer estas son ocasionadas por la heterogeneidad y la complejidad de las zonas de fallamiento. Con esto puede establecerse que el mecanismo fisico que da lugar a un sismo podria ser comun para muchos eventos

no obstante, su manifestacion como patrones sismicos puede variar significativamente dependiendo de las caracteristicas regionales y locales de la estructura de la zona de la falla.

2.4) PLANTEAMIENTO DE NUESTRO MODELO

A pesar de que en nuestro planteamiento se toma en cuenta la descripcion hecha por Kanamori en su modelo de asperezas, que no es mas que una descripcion cualitativa de una secuencia sismica en la que los procesos temporales no son considerados, la base del mismo se encuentra en un modelo planteado por Lomnitz-Adler (1985,b,c) en el cual las asperezas juegan un papel importante en la descripcion de la dinamica de un sistema sismico.

De manera natural se puede pensar que entre las variables a emplearse en esta descripcion deben de encontrarse el esfuerzo de carga (σ) por medio del cual sea posible establecer el estado de esfuerzo de cada una de las subfallas que constituyen la falla grande, asi como una que nos permita tomar en cuenta el acoplamiento entre las mismas y que denominaremos superficie libre (α). Estas variables fueron empleadas por Lomnitz-Adler (1988) en un estudio de la costa de Oaxaca, en el cual se empleo una descripcion tipo asperaza. No obstante, en dicho trabajo (en el que se supuso una velocidad de carga de esfuerzos constante) se encontro que los esfuerzos no eran bien descritos por el modelo probablemente debido a que un modelo de este tipo insiste en las propiedades geometricas del sistema antes que en la descripcion misma de los esfuerzos. Debido a esto, nuestro modelo

tendra como unica variable a la superficie libre (a), constituyendo asi una descripcion en la que la dinamica de la ruptura de la falla sera atendida en terminos geometricos. Esta variable se puede relacionar con la variable de esfuerzo a traves de un modelo de fractura (Lomnitz-Adler, Lemus Diaz, 1988).

Dentro del aspecto geometrico de nuestro modelo y siguiendo a Lomnitz-Adler (1985a) supondremos que la region sismica se encuentra dividida en un numero de fallas grandes, que a su vez estan constituidas por un determinado numero de fallas elementales, las cuales posean una area tipica Δ y que ademas pueden encontrarse en alguno de los dos estados: "libre" o "amarrada". Dichas fallas elementales pueden ser fallas tipicas (zonas debiles) o asperezas (zonas de mayor intensidad en los esfuerzos), siendo la principal diferencia entre ambas el grado de acoplamiento que presentan con sus fallas vecinas (figura 2.1). La superficie total de la falla modelada sera supuesta a estar normalizada, es decir: $N=1/\Delta$, siendo N el numero total de fallas elementales. Tomando en cuenta esto ultimo la ecuacion dinamica (2.8) toma la forma.:

$$\frac{\partial f(a,t)}{\partial t} = -Q(a)f(a,t) + \int K(a,a') f(a',t) da \quad 2.14$$

A pesar de que los esfuerzos no seran considerados en la descripcion dinamica, estos seran de importancia en los calculos asociados con la sismicidad independiente del tiempo (relacion Magnitud-Frecuencia). A diferencia de la distribucion de esfuerzos empleada por Kanamori (una distribucion bimodal), nuestra descripcion empleara una

tendra como unica variable a la superficie libre (a), constituyendo asi una descripcion en la que la dinamica de la ruptura de la falla sera atendida en terminos geometricos. Esta variable se puede relacionar con la variable de esfuerzo a traves de un modelo de fractura (Lomnitz-Adler, Lemus Diaz, 1988).

Dentro del aspecto geometrico de nuestro modelo y siguiendo a Lomnitz-Adler (1985c) supondremos que la region sismica se encuentra dividida en un numero de fallas grandes, que a su vez estan constituidas por un determinado numero de fallas elementales, las cuales poseen una area tipica Δ y que ademas pueden encontrarse en alguno de los dos estados: "libre" o "amarrada". Dichas fallas elementales pueden ser fallas tipicas (zonas debiles) o asperezas (zonas de mayor intensidad en los esfuerzos), siendo la principal diferencia entre ambas el grado de acoplamiento que presentan con sus fallas vecinas (figura 2.1). La superficie total de la falla modelada sera supuesta a estar normalizada, es decir: $N=1/\Delta$, siendo N el numero total de fallas elementales. Tomando en cuenta esto ultimo la ecuacion dinamica (2.8) toma la forma.:

$$\frac{\partial f(a,t)}{\partial t} = -Q(a)f(a,t) + \int K(a,a') f(a',t) da \quad 2.14$$

A pesar de que los esfuerzos no seran considerados en la descripcion dinamica, estos seran de importancia en los calculos asociados con la sismicidad independiente del tiempo (relacion Magnitud-Frecuencia). A diferencia de la distribucion de esfuerzos empleada por Kanamori (una distribucion bimodal), nuestra descripcion empleara una

distribucion gaussiana modificada (figura 2.2).

$$d(s) = M s^2 \exp(-\gamma s^2) \quad 2.15)$$

donde M es la constante de normalizacion, en tanto que γ es una constante que depende del valor medio supuesto para los esfuerzos. El factor s^2 se introdujo para que $d(s)$, $d'(s)$ sean cero en $s=0$.

Es importante mencionar que dentro de nuestro modelo la ruptura tanto de las fallas elementales como de las asperezas tendran naturalezas distintas indicando con esto la diferencia en el acoplamiento que existe en dichos procesos. Asi pues cuando una falla tipica se rompe, esta pasa de estar "amarrada" a ser "libre" quedando asi desacoplada. La porcion de la falla que es libre nos define la superficie libre (α) la cual toma un valor entre 0 y 1. En terminos de esta, la superficie efectiva de la falla (entendida esta como la superficie asociada con las fallas elementales que no se han roto) queda definida como $(1-\alpha)$ veces la superficie total de la falla. Por otro lado, cuando una aspereza se rompe la superficie libre ligada a esta se desliza quedando las dimensiones de dicho desplazamiento en funcion del tamaño del cumulo de superficie libre que esta ligada a la aspereza, en dicho proceso la cantidad de superficie libre involucrada en el deslizamiento pasa a estar "amarrada".

Habiendose planteado como se encuentra constituida la falla modelada es necesario discutir cual sera el arreglo geometrico asignado a la misma asi como el numero de asperezas que se encontraron en dicho arreglo. El arreglo geometrico es importante en

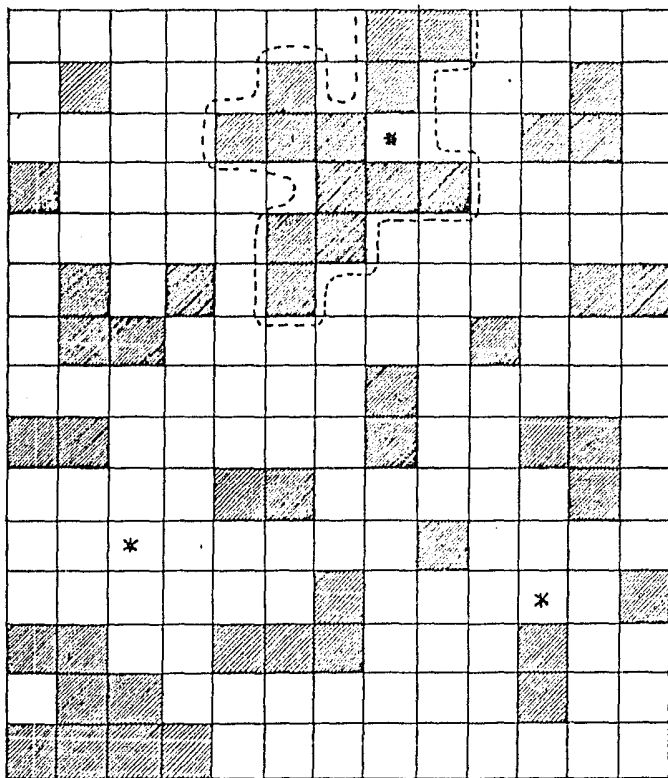


figura 2.1.- Ilustracion de la superficie de la falla. La falla esta constituida por asperezas (representadas por *) en tanto que las partes en blanco y sombreadas corresponden a las fallas tipicas amarradas y libres respectivamente. Tambien se muestra un cumulo de tamano 14.

el proceso de la ruptura de una aspereza ya que este involucra el deslizamiento de un cumulo de fallas elementales libres de un determinado tamaño, no siendo este el caso de los eventos que se originan al romperse una falla típica pues en estos no se presenta un acoplamiento con las fallas elementales vecinas, pudiendo decirse que estos últimos son independientes del arreglo geométrico supuesto. Este aspecto será retomado al construir el Kernel de transición asociado con la ruptura de una aspereza.

El número de asperezas (n) que se empleara en la descripción será supuesto fijo y con un valor relativamente bajo. No obstante, debido a que hemos supuesto que la superficie total de la falla se encuentra normalizada será conveniente trabajar en términos de un parámetro P_a dado por: $P_a = n/N$, donde N es el número total de fallas elementales, y la cual nos indicará el porcentaje de asperezas presentes en la falla.

, Teniendo la ecuación dinámica y el modelo que nos describirán la dinámica del sistema sísmico es necesario discutir de qué manera serán manejados estos elementos para poder llevar a cabo cálculos relacionados con la sismicidad tanto dependiente como independiente del tiempo. Esto se llevará a cabo en el capítulo III en el que se construirán los Kernels de transición para ambos procesos y la relación Magnitud-Frecuencia.

el proceso de la ruptura de una aspereza ya que este involucra el deslizamiento de un cumulo de fallas elementales libres de un determinado tamaño, no siendo este el caso de los eventos que se originan al romperse una falla típica pues en estos no se presenta un acoplamiento con las fallas elementales vecinas, pudiendo decirse que estos últimos son independientes del arreglo geométrico supuesto. Este aspecto será retomado al construir el Kernel de transición asociado con la ruptura de una aspereza.

El número de asperezas (n) que se empleara en la descripción será supuesto fijo y con un valor relativamente bajo. No obstante, debido a que hemos supuesto que la superficie total de la falla se encuentra normalizada será conveniente trabajar en términos de un parámetro P_a dado por: $P_a = n/N$, donde N es el número total de fallas elementales, y la cual nos indicará el porcentaje de asperezas presentes en la falla.

Teniendo la ecuación dinámica y el modelo que nos describirán la dinámica del sistema sísmico es necesario discutir de qué manera serán manejados estos elementos para poder llevar a cabo cálculos relacionados con la sismicidad tanto dependiente como independiente del tiempo. Esto se llevará a cabo en el capítulo III en el que se construirán los Kernels de transición para ambos procesos y la relación Magnitud-Frecuencia.

2.5) DEFECTOS DEL MODELO

Hasta el momento, se ha discutido de que manera se empleara nuestro modelo para la realizacion de calculos de la sismicidad asociados con promedios dependientes e independientes del tiempo correspondientes a la region de Oaxaca. No obstante, debe mencionarse que dicha descripcion presenta ciertos defectos. Primeramente, el modelo no se ha planteado en funcion de las variables empleadas en otros modelos sismicos como son los esfuerzos. La relacion entre las variables fisicas y la superficie libre (a) se puede entender del trabajo de Lomnitz-Adler y Lemus-Diaz (1988), comenzando a combinar los resultados de esta tesis con ese trabajo con el objeto de construir un modelo que involucre una descripcion mas realista del papel que juegan los esfuerzos dentro del proceso de ruptura de la falla sismica y donde las variables empleadas tengan mas sentido fisico. Por otro lado, una descripcion tipo asperezas enfoca su atencion a los mecanismos involucrados en el proceso de ruptura y no describe de manera satisfactoria los eventos que ocurren posteriormente ("replicas") (Aki, 1984; Lomnitz-Adler, 1988).

CAPITULO III

Para tener completamente definida la ecuacion dinamica (2.14) hace falta construir el Kernel de transicion ($K(a, a')$) y la sismicidad ($Q(a)$) en terminos de la superficie libre ya que esta es la unica variable en nuestra descripcion. Debido a que estamos planteando dos mecanismos que dan lugar a la ocurrencia de sismos: el asociado con la ruptura de fallas tipicas (sismos pequenos) y el que resulta de la ruptura de una aspereza (sismos intermedios y grandes), es necesario plantear ambas cantidades para cada uno de ellos.

3.1) CONSTRUCCION DEL KERNEL DE TRANSICION.

El Kernel de Transicion $K(a, a')$ puede ser expresado como la suma de dos terminos: $K_1(a, a')$ y $K_2(a, a')$, siendo $K_1(a, a')$ quien nos describe la transicion de una configuracion dada (a') a una configuracion final (a) al ocurrir la ruptura de una sola falla tipica, y $K_2(a, a')$ quien nos describe dicha transicion al ser iniciada por la ruptura de una aspereza. En ambos mecanismos ocurre un cambio en la cantidad de superficie libre presente en la falla, así pues, mientras que la ruptura de una falla tipica estara asociada con un incremento en la superficie libre, la ruptura de una aspereza dara lugar a un decremento en la misma que sera proporcional al deslizamiento total que tenga lugar. Con esto, se tiene que:

$$K(a, a') = K_1(a, a') + K_2(a, a') \quad 3.1)$$

de donde los elementos del lado derecho se pueden definir dentro del

contexto de nuestro modelo como:

$$K_i(a, a') = Q_i(a') \rho_i(a, a') \quad \text{con } i=1,2 \quad 3.2)$$

siendo $Q_i(a')$ la velocidad con que una configuración dada (a') se rompe para llegar a cualquier configuración final (a) por medio del mecanismo i , y $\rho_i(a, a')$ constituye las configuraciones finales que se originan por cada uno de los mecanismos mencionados. De hecho, ρ no es más que una distribución que nos indica la probabilidad de que el sistema se encuentre en una configuración (a) como resultado de un evento sísmico. Esto último implica una condición sobre las funciones $\rho_i(a, a')$ y que es la normalización de dichas funciones, i.e.,

$$\int \rho_i(a, a') da = 1 \quad \text{con } i=1,2 \quad 3.3)$$

Habiendo hablado en forma general de ambos miembros del Kernel de Transición, construiremos cada uno de ellos por separado.

3.1.a) KERNEL DE TRANSICION ASOCIADO CON LA RUPTURA DE UNA FALLA TIPICA (K_1).

Tomando en cuenta la ecuación 3.2) empezaremos por describir la forma que toma la sismicidad local asociada con este mecanismo ($Q_1(a')$).

La sismicidad local está dada por el producto de dos términos:
1) La probabilidad de que una falla típica se rompa, la cual viene dada como:

$A_1 = (1 - a' - P_a)$ donde P_a es el proporción de asperezas presente en la falla modelada. A_1 puede ser interpretada como la proporción de la falla que es típica y que está "amarrada".

2) Un factor de sismicidad global (Q_0).

Por lo tanto la sismicidad asociada con la ruptura de una falla típica viene dada como:

$$Q_1(a') = Q_0 (1 - a' - P_a) \quad 3.4$$

Tanto P_a como Q_0 fueron determinados empíricamente a partir de cantidades observables: el tiempo promedio de interocurrencia entre sismos grandes y la normalización relativa entre temblores característicos e intermedios.

El otro término lo constituye la distribución de configuraciones finales $\rho_1(a, a')$. Esta función estará asociada con un incremento en la superficie libre, el cual supondremos que es del orden de Δ (superficie de las fallas elementales) y que además dicho cambio en el área efectiva sea exactamente el mismo cada vez, i.e.,

$$a - a' = \Delta$$

La superficie de las fallas elementales puede ser estimada por medio del análisis espectral de los sismogramas de las "replicas". En diferentes regiones se han obtenido distintos valores para dichas dimensiones, no obstante, estos son del mismo orden de magnitud. Por ejemplo, en estudios del sismo de Huajuapán (Nava, Toledo y Lomnitz, 1985) se obtuvo un valor medio de $(.4 \text{ km})^2$; para un serie de eventos en Baja California (Munguía & Orozco, 1983) se encontró un valor de

$(.3 \text{ km})^2$ y para el distrito de Mammoth Lakes en California el tamaño típico parece ser $(.1 \text{ km})^2$ (Archuleta et. al., 1982).

La existencia de dichas subfallas es tema de discusión, sin embargo debido a que no se cuenta con un conocimiento suficiente para poder aclarar dicha situación se mantendrá la suposición tomando el valor extraído de los datos de Nava et. al..

En base a lo anterior, la función $\rho_1(a, a')$ se puede expresar como:

$$\rho_1(a, a') = \delta(a - (a' + \Delta)) \quad 3.5$$

Considerando las expresiones 3.4) y 3.5) el Kernel de Transición asociado con la ruptura de una falla típica vendrá dado por:

$$K_1(a, a') = Q_0 (1 - a' - P_a) \delta(a - (a' + \Delta))$$

3.1.b) KERNEL DE TRANSICION ASOCIADO CON LA RUPTURA DE UNA ASPEREZA (K_2).

En la construcción del Kernel de Transición asociado con la ruptura de una aspereza es necesario obtener la distribución de cumulos de fallas elementales libres como una función de la superficie libre, con lo cual el rango entero de tamaños de rupturas es considerado. Empecemos por construir la sismicidad asociada con este mecanismo.

De igual forma que $Q_1(a')$, esta viene dada por el producto de dos cantidades:

a) La probabilidad de que sea una aspereza la que se rompa, dada por: $A_2 = P_a$, siendo esta cantidad la proporción de la falla que son

asperezas.

b) El mismo factor de sismicidad global (Q_0).

Con esto, la sismicidad asociada con la ruptura de una aspereza esta dada como:

$$Q_2(a') = Q_0 P_a \quad 3.6)$$

Ahora plantearemos la distribucion de las configuraciones finales que resultan de este mecanismo, en la cual se considera el tamaño de cumulos de superficie libre que se ven involucrados en dicha ruptura. Al romperse una aspereza ocurre un decremento en la cantidad de superficie libre proporcional al tamaño del cumulo que se encontraba ligado a la aspereza y el cual se puede expresar como:

$$a' - a = m\Delta$$

Por otro lado, definamos la funcion $\Lambda(a',m)$ como la probabilidad de que dada una cantidad de superficie libre a' , la aspereza que se rompa pertenezca a un m -cumulo, siendo m la cantidad de superficie involucrada en el deslizamiento. La funcion Λ no es mas que la distribucion que representa las configuraciones finales que presenta el sistema despues que ocurre la ruptura de una aspereza. Con esto, la funcion $\rho_2(a,a')$ se puede escribir como:

$$\rho_2(a,a') = \sum \Lambda(a',m) \delta(a - (a'+m\Delta)) \quad 3.7)$$

Sin embargo, la funcion $\Lambda(a',m)$ no es una funcion facil de construir debido a que la interaccion entre las fallas elementales pueda favorecer la presencia de cumulos pequenos antes que la de grandes o viceversa, a

pasar de esto, existe una teoría que nos permite construir esta función y que se conoce como Teoría de Percolación. De esta forma, para poder definir la función $\rho_z(a, a')$ es necesario conocer algunos aspectos de Teoría de Percolación.

3.2) TEORÍA DE PERCOLACIÓN.

Percolación es un problema modelo para el estudio de transiciones de fase, entendida esta como el fenómeno en el que un sistema exhibe un cambio cualitativo en un determinado valor de algún parámetro que define al sistema. Para tener una idea de lo que es percolación sigamos a Stauffer (1979) e imaginemos una malla cuadrada de forma de tablero de ajedrez en el cual cada cuadrado se puede encontrar en cualquiera de los dos estados "ocupado" o "vacío" independientemente del estado en que se encuentren sus vecinos. El problema se encuentra definido en términos de un parámetro (p) que representa la probabilidad de que un cuadrado se encuentre ocupado. En este sistema los sitios ocupados pueden estar aislados de los demás o formar grupos de vecinos a los cuales se les denomina "cumulos". Debido a que el número de cumulos presentes en una malla dependerá del tamaño de la misma, es conveniente definir el número de m -cumulos (n_m) como la razón entre la cantidad de cumulos presentes con m sitios y el número de sitios de la malla. Así pues, cuando p tiene valores muy bajos se tiene la presencia de sitios aislados y de muy pocos cumulos en general chicos, en tanto que cuando toma valores grandes se encuentra la presencia de un gran cumulo cuyas dimensiones se extienden desde un extremo hasta el otro de la malla. En mallas bidimensionales suficientemente

grandes existiera uno o ninguno de estos cumulos infinitos (llamados "percolantes") existiendo un valor critico (p_c) a partir del cual una cadena infinita percola a traves de la malla con probabilidad finita. De esta forma p_c indica una transicion de fase tal que :

- 1) para p encima de p_c existe un cumulo percolante.
- 2) para p por debajo de p_c no existe.

Se ha encontrado que dicho valor critico (p_c) depende de la geometria supuesta para la malla (Stauffer, 1979; Lesth et al, 1976, Hoshen et al.).

Si definimos la probabilidad de Percolacion ($P(p)$) como la fraccion de sitios ocupados que pertenecen a la cadena percolante infinita, entonces $P(p)$ es cero debajo de p_c y es diferente de cero encima de p_c . Muy cerca de p_c es posible establecer un comportamiento del tipo $(p - p_c)^\beta$ donde β es un "exponente critico", a esta region se le conoce como la region critica de teoria de Percolacion.

En general cada sitio de la malla tiene tres posibilidades:

- 1) puede estar vacio con probabilidad $(1-p)$.
- 2) puede ser parte de un cumulo infinito de sitios ocupados con probabilidad $(pP(p))$.
- 3) puede ser parte de uno de los muchos cumulos finitos incluyendo sitios sencillos con probabilidad : $p(1-P(p))$.

Ademas, ya que cada m -cumulo contiene m sitios, la probabilidad de que cualquier sitio de la malla pertenezca a un m -cumulo es: $P_m = m \cdot n_m$, donde n_m es el numero de cumulos de tamano m dividido entre el numero total de sitios de la malla. Debido a que la suma de todas las probabilidades debe ser igual a uno, se tiene que:

$$(1-p) + p.P(p) + p.(1-P(p))=1 \quad 3.7)$$

sin embargo

$p.(1-P(p)) = \sum mn_m$, donde la suma es realizada sobre todos los cumulos de tamaño finito, $m=1,2,3,\dots$, con esto, la ecuacion 3.7) puede escribirse como:

$$(1-p) + p.P(p) + \sum mn_m = 1 \quad 3.8)$$

A partir de la ecuacion 3.8) y dependiendo de los valores que tome p se obtiene:

- a) para $p > p_c$, $P(p)$ es diferente de cero $\Rightarrow \sum mn_m = p.(1-P(p))$
 b) para $p < p_c$, $P(p) = 0 \Rightarrow \sum mn_m = p$

De igual forma que el comportamiento de sistemas cerca de una transicion de fase, percolacion es usualmente descrita en terminos de exponentes criticos α, β, γ . Un entendimiento completo de percolacion requeriria calcular esos exponentes exactamente y de manera rigurosa, sin embargo, un tratamiento no tan completo pero igualmente, valido es el realizado por una teoria de escalamiento mediante la cual se busca obtener relaciones entre los exponentes criticos a partir de las propiedades de los cumulos.

El comportamiento cerca de p_c es caracterizado por el hecho de que el tamaño del cumulo cerca de la transicion de fase llega a ser muy grande y diverge en p_c . Stauffer (1979) supuso que el comportamiento critico de percolacion esta dominado por cumulos de tamaño: $m_t \sim |p-p_c|^{-1/\sigma}$ donde los diferentes tamaños de cumulos tipicos definidos divergen con el mismo exponente. Todas las propiedades del cumulo singular (m_t) deben depender de la razon (m/m_t) debido a la

suposición de que el cumulo típico es único. Así pues, es posible suponer que diferentes razones de propiedades de cumulos tales como $n_m(p)/n_m(p_c)$ dependan solamente de la razón (m/m_t) es decir:

$$v_m(p) = n_m(p)/n_m(p_c) = F(m/m_t) \quad 3.9)$$

$$v_m(p) = n_m(p)/n_m(p_c) = F(|m^\sigma(p-p_c)|^{1/\sigma})$$

La expresión 3.9) explica porque teorías de esta clase son llamadas teorías de escalamiento. Si se graficara n_m contra m para diferentes $(p-p_c)$ y si se escalara el tamaño del cumulo m al dividirlo entre m_t y el número de cumulos (n_m) entre $n_m(p_c)$, entonces en esas variables escaladas las graficas serian independientes de $(p - p_c)$.

También se ha observado (Leath, 1976; Hoshen et al.; Stauffer, 1979) que el comportamiento del número de cumulos n_m cerca de percolación es descrito mediante un decaimiento de la forma:

$$n_m(p_c) \sim m^{-\tau} \quad 3.10)$$

No obstante, dicha expresión presenta problemas para cumulos pequeños, por esta razón, ha sido propuesta (D. Stauffer, 1979; J. Hoshen et al.

) una expresión en la que se introduce un término de corrección a la ley potencial asintótica (3.10) y que viene dada como:

$$n_m(p_c) = (.0304) m^{-\tau} (1 - 1.19 m^{-0.67}) \quad 3.11)$$

sustituyendo 3.11) en 3.9) se obtiene:

$$n_m(p) = (.0304) m^{-\tau} [1 - 1.19 m^{-0.67}] f(z) \quad 3.12)$$

donde $z = (p - p_c) m^\sigma$. Además, debido a que $v_m(p_c) = 1$ se debe cumplir que $f(0) = 1$.

La función $f(z)$ se denomina función de escalamiento. Después de hacer un análisis de los números de cumulos en el umbral de percolación, debajo del umbral y por encima del mismo, Stauffer, al igual que como ya había sido propuesto por Leath, obtuvo que la función de escalamiento se aproximaba a una curva gaussiana de la forma:

$$f(z) \propto \text{Exp} [-K(z - z_{\max})^2] \quad 3.13)$$

donde la cantidad z_{\max} representa el valor de z para el cual la función de escalamiento ($f(z)$) presenta un máximo ($f_{\max} = f(z_{\max})$). Los valores numéricos de ambas cantidades son (D. Stauffer, 1979; L. Hoshan, et al):

$$z_{\max} = - 0.41 \pm 0.03 \quad 3.14)$$

$$f_{\max} = 4.9 \pm 0.1$$

De tal forma que la función de escalamiento puede escribirse como:

$$f(z) = 5 \text{Exp} [-9.57 (z + 0.41)^2] \quad 3.15)$$

Sustituyendo la expresión 3.15) en 3.12) se encuentra :

$$n_m(p) = (.0304) m^{-\tau} [1 - 1.19 m^{-0.67}] \{ 5 \text{Exp} [-9.57(z + 0.41)^2] \} \quad 3.16)$$

expresión que nos determina el número de cumulos por unidad de sitio a

una densidad dada (p).

Habiendo discutido de manera general algunos de los aspectos de teoría de percolación, es necesario expresar los elementos que de esta emplearemos en función de nuestro modelo de asperezas.

Tomando en cuenta los elementos tratados en esta sección, es posible determinar la distribución de tamaños de cumulos en términos de la función $n_m(p)$, así pues, la probabilidad de que una aspereza pertenezca a un cumulo de tamaño m ($\Lambda(a',m)$) puede definirse como el número de m -cumulos por unidad de sitio veces m , el número de sitios en ese cumulo, es decir:

$$\Lambda(a',m) = m n_m(p)/p \quad 3.17)$$

Planteada la función $\Lambda(a',m)$, es posible construir el kernel de transición asociado con la ruptura de una aspereza ($K_2(a,a')$). Empleando las expresiones 3.6) y 3.17) $K_2(a,a')$ se puede expresar como:

$$K_2(a,a') = Q_0 P_a \left[\sum_m \frac{m n_m(p)}{p} \right] \quad 3.18)$$

donde \sum indica una suma sobre los cumulos tales que:

$$a' - a = m\Delta$$

Como ya se menciona al hablar de teoría de percolación, el valor de p_c para el cual la malla percola depende del arreglo geométrico supuesto para la misma. Sin embargo, ha sido encontrado (Sher & Zallen, 1970) que la densidad crítica (p_c) veces un factor de llenado (f) (el cual representa la cantidad de superficie con la cual están siendo

llenados los sitios de la malla) es virtualmente independiente de la geometría propuesta para la malla, de esta forma, para evitar definir una geometría particular para esta, definiremos un factor de llenado tal que la densidad crítica (p_c) pueda definirse como:

$$p_c = a_c / f$$

donde $a_c = 0.44$ y $f = 0.85$ (Lomnitz-Adler, 1988)

En base a esto, es posible darse cuenta de la analogía que existe entre nuestro modelo y el problema de percolación, siendo la distribución de tamaños de cumulos la cantidad importante en ambos planteamientos.

Para determinar la expresión final de $K_2(a, a')$ es necesario discutir la suma que aparece en 3.18). De la expresión 3.9) se sabe que:

$$n_m(p) = n_m(p_c) f(z), \text{ donde}$$

$$n_m(p_c) = (.0304) m^{-\tau} \{ 1 - 1.19 m^{-0.67} \}$$

sin embargo, esta última expresión será modificada con el objeto de aproximar tres consideraciones:

$$1) n_m(p_c) \geq 0 \text{ para } m=1$$

$$2) \sum \Lambda(a', m) = 1$$

Para tomar en cuenta la primera condición es necesario cambiar el término $(1.19 m^{-0.67})$ por una expresión de la forma $[1.19 (m + \alpha)^{-0.67}]$, y α se escoge de tal forma que (2) se aproxime de manera óptima ($\alpha = 0.38$). Con esto la expresión para $n_m(p_c)$ puede escribirse como:

$$n_m(p_c) = .0304 m^{-\tau} \left[1 - 1.19 [(m + 0.38)^{-0.67}] \right] \quad 3.19)$$

Con lo cual la función $\rho_2(a, a')$ se puede escribir como:

$$\rho_2(a, a') = \sum \frac{m}{m} \frac{n}{p} \frac{1}{m} = \sum \frac{.0304}{p} m^{1-\tau} f(z) \left[1 - 1.19 (m+0.38)^{-0.67} \right] \quad (3.20)$$

Por otra parte, el tamaño del cumulo (m) esta relacionado con la variable de escalamiento mediante la expresion:

$$z = (p - p_c) m^\sigma \quad \text{con } \sigma=0.39$$

asi pues, cambiando la suma sobre (m) por una suma sobre (z) y haciendo tender la suma a una integral se obtiene:

$$\rho_2(a, a') = \int_{z_{<}}^{z_{>}} dz \frac{.0304}{\sigma p} \left[\frac{z}{(p - p_c)} \right]^{(2-\tau)/\sigma} \frac{f(z)}{z} \left\{ 1 - \frac{1.19}{\left[\left[\frac{z}{(p - p_c)} \right]^{1/\sigma} + 0.38 \right]^{0.67}} \right\}$$

(3.21)

donde $z_{>} = (p - p_c) m_{>}^\sigma$

$z_{<} = (p - p_c) m_{<}^\sigma$

Con esto, el termino $K_2(a, a')$ queda completamente determinado.

Habiendo definido tanto el Kernel de transición asociado con la ruptura de una falla típica como el correspondiente a la ruptura de una aspereza la ecuación dinámica que se empleara para llevar a cabo la evolución temporal del sistema queda bien definida.

Construida la ecuación dinámica y planteado el modelo que se empleara para describir la dinámica del sistema, surge la pregunta siguiente: Como hacemos que el sistema evolucione?

Como se menciona en el capítulo II, existe un procedimiento formal que consiste en plantear la solución de la ecuación dinámica en términos de eigenvalores e eigenfunciones, que numericamente hablando está asociado con la diagonalización de matrices. El hecho de que nuestro modelo presente una sola variable (la superficie libre) no implica que en la realización de los cálculos la dimensión de nuestros arreglos sea pequeña. Además, si utilizamos una descripción tipo asperezas que maneje de manera más adecuada los esfuerzos dentro de la dinámica del sistema, el número de variables a emplearse se incrementaría todavía más por lo cual el emplear diagonalización de matrices como técnica numérica no representa una buena opción. Por tal motivo se ha optado por una técnica numérica en la que dada una función de distribución inicial $f(a,t=D)$, sobre un espacio en el que la superficie libre se encuentra discretizada en un arreglo regular con puntos equidistantes, esta evolucione dado un paso temporal en un proceso iterativo hasta que converga a la función estacionaria $g(a)$. Debido a la discretización empleada para la superficie libre, la función estacionaria ($g(a)$) será discreta. El valor del paso temporal dependerá de que tan cerca o que tan lejos se encuentre la función de distribución inicial con

respecto a la funcion estacionaria. Tanto las funciones de distribucion iniciales ($f(a,t)$) como los valores de los pasos temporales seran planteados en el capitulo V. La funcion estacionaria de esta manera obtenida se empleara en el calculo de promedios independientes del tiempo, es decir, en el calculo de la relacion Magnitud-Frecuencia.

Hasta ahora, se ha hecho mencion de los promedios dependientes e independientes del tiempo sin haber hablado de ellos de manera mas detallada. Asi pues, empecemos por hablar de los promedios independientes del tiempo.

3.3) CALCULOS

3.3.a) RELACION MAGNITUD-FRECUENCIA

Ademas de los resultados que se obtendran en base al analisis temporal de nuestro modelo es de gran importancia considerar aquellos promedios que son tomados sobre largos periodos de tiempo, en particular la relacion Magnitud-Frecuencia mediante la cual es posible conocer la frecuencia con que han ocurrido eventos de determinada magnitud en un cierto intervalo de tiempo. Empiricamente se ha encontrado (Gutenberg&Richter, 1954) que para la mayor parte de las regiones sismicas estudiadas la frecuencia de eventos en una magnitud dada es aproximadamente 8 o 10 veces mayor que casi una magnitud mayor, pudiendo esto representarse mediante una relacion de la forma:

$$\log N = A - bM$$

o equivalentemente:

3.22)

$$N=10^A 10^{-bM}$$

donde N es el numero de eventos de magnitud M o mayor por unidad de tiempo, siendo A y b constantes.

Para poder plantear una relacion Magnitud-Frecuencia dentro de nuestro modelo es necesario relacionar las variables del sistema con cantidades fisicas. De Brune (1970) y Kanamori (1977) se sabe que el momento sismico puede ser escrito como:

$$M_0 = k s A^{3/2} \quad 3.23)$$

donde k es del orden de $5/4 - 16/7$, s es la caida de esfuerzos y A es el area de ruptura. El parametro k depende de la geometria supuesta para el area de deslizamiento. En este trabajo supondremos el valor $k=16/7$ el cual aproxima la geometria de deslizamiento como una circular (Keylis Borok, 1959). El area de ruptura dependiendo si el evento proviene de la ruptura de una falla tipica o de una aspereza podra escribirse como $A = \Delta$ o $A = m\Delta$, respectivamente, donde Δ es el area de una falla elemental.

Por otra parte, el momento sismico pueda ser relacionado con la magnitud M_w (Kanamori & Anderson, 1975; Kanamori, 1977), mediante la expresion:

$$M_w = B + 2/3 \log M_0 \quad 3.24)$$

Dentro de nuestro modelo, la frecuencia con que un sismo de magnitud M ocurre vendra dada por la velocidad con la cual esta configuracion (σ, a) se rompe veces la probabilidad de que el cumulo

involucrado sea un m-cumulo, donde m es el tamaño del cumulo asociado con esta magnitud particular. Debido a que se están considerando largos periodos de tiempo es necesario multiplicar esta frecuencia por la frecuencia relativa ($g(a)$) con la cual esta configuración particular ocurre, y por $d(s)$, la frecuencia relativa de caídas de esfuerzos e integrarla sobre todas las configuraciones. Con esto, la relación Magnitud-Frecuencia puede escribirse como:

$$F(M) = \int da ds g(a) d(s) Q_1(a) \delta(M - 2/3 \log [k s (\Delta)^{3/2}]) + \int da ds g(a) d(s) Q_2(a) \Lambda(a^3, m) \delta(M - 2/3 \log [k s (m\Delta)^{3/2}]) \quad 3.25)$$

La primer integral del lado derecho de la expresión 3.25) esta asociada con los eventos provenientes de la ruptura de una falla típica, en tanto que la segunda integral corresponde a los eventos provenientes de la ruptura de una asperanza.

De igual forma que se trato por separado la parte temporal relacionada con los procesos que tienen lugar al ocurrir la ruptura de una falla típica y de una asperanza, se vera la forma en que se realizaron los calculos asociados con los promedios independientes del tiempo.

3.3.b) LA RELACION MAGNITUD FRECUENCIA ASOCIADA CON LA RUPTURA DE FALLAS TIPICAS

De 3.25) se tiene que el termino de la relacion Magnitud-Frecuencia asociado con la ruptura de una falla tipica viene dado por:

$$F_1(M) = \int da ds g(a) d(s) Q_1(a) \delta(M - 2/3 \log [k s (\Delta)^{3/2}]) \quad 3.26)$$

A partir de las expresiones 3.23) y 3.24) y tomando en cuenta la suposicion de que el area de ruptura asociada con un evento sismico proveniente de una falla tipica es $A=\Delta$, es posible establecer la relacion siguiente:

$$\tilde{M}(s, \Delta) = B + 2/3 \log(k s \Delta^{3/2}) \quad 3.27)$$

sustituyendo 3.27) en 3.26) se encuentra la expresion siguiente:

$$F_1(M) = \int da ds g(a) d(s) Q_1(a) \delta(M - \tilde{M}(s, \Delta)) \quad 3.28)$$

Tomando en cuenta algunas propiedades de la funcion delta de Dirac la expresion anterior se transforma en:

$$F_1(M) = \int da ds g(a) d(s) Q_1(a) \frac{\delta(s - s_0)}{\tilde{M}'(s, \Delta)} \quad 3.29)$$

donde s_0 es tal que:

$$\tilde{M}(s_0, \Delta) = M. \quad (3.30)$$

la integracion sobre los esfuerzos es inmediata y con esto la expresion 3.29) se puede expresar como:

$$F_1(M) = \frac{d(s_0)}{\tilde{M}'(s_0, \Delta)} \left[\int da g(a) Q_1(a) \right] \quad (3.31)$$

Para tener completamente definida la expresion 3.31) es necesario encontrar las expresiones de s_0 y de $\tilde{M}'(s_0, \Delta)$. Para esto, emplearemos las expresiones 3.24) y 3.27) mediante las cuales se relaciona el momento sismico con la magnitud. Despues de realizar algunos pasos algebraicos se encuentra que s_0 tiene la siguiente forma:

$$s_0 = 10^{3/2 (M - B')} \quad (3.32)$$

$$\text{donde} \quad B' = B + \frac{2}{3 \ln(10)} [\ln(k) + 3/2 \ln(\Delta)]$$

Por otra parte, derivando la expresion 3.27) con respecto a s y evaluando en s_0 se encuentra que:

$$\tilde{M}'(s_0, \Delta) = \frac{2}{3 \ln(10) s_0} \quad (3.33)$$

Finalmente la relacion 3.31) se puede expresar como:

$$F_1(M) = \frac{[3 \ln(10)] 10^{3/2} (M - E')}{2} d(s_0) \left[\int da g(a) Q_1(a) \right] \quad (3.34)$$

donde la distribución que gobierna los esfuerzos (ver capítulo II) viene dada por:

$$d(s) = M s^2 \text{Exp} \{-\gamma s^2\} \quad (3.35)$$

siendo M la constante de normalización y γ un parámetro que se determina en función del valor medio supuesto para los esfuerzos.

3.3.c) RELACION MAGNITUD FRECUENCIA ASOCIADA CON LA RUPTURA DE UNA ASPEREZA

Antes de entrar en detalle en este desarrollo es bueno mencionar algunos detalles finos que aparecieron en la elaboración del mismo. Originalmente, esta parte fue planteada en términos de una expansión en serie de Taylor alrededor del punto $a=a_c$ (Lomnitz-Adler, 1988), sin embargo se encontraron serios problemas al trabajar con derivación numérica debido a la forma que tiene la función estacionaria $g(a)$ (posteriormente discutida). Por esta razón el desarrollo que aquí se propone es diferente a los utilizados anteriormente (Lomnitz-Adler, 1986; Lomnitz-Adler, 1988). Las ventajas de este planteamiento se discuten en los resultados.

De la expresion 3.25) se tiene que el termino de la relacion Magnitud-Frecuencia asociado con los eventos provenientes de la ruptura de una aspereza viene dado por:

$$F_2(M) = \sum_m \int da ds g(a) d(s) \Lambda(a,m) Q_2(a) \delta(M - 2/3 \log[k s (m\Delta)^{3/2}]) \quad 3.36)$$

Empleando las expresiones 3.23) , 3.24) y tomando en cuenta que el area de ruptura asociada con un evento proveniente de una aspereza es $A = m\Delta$, es posible establecer la relacion siguiente:

$$\tilde{M}(s,m) = B + 2/3 \log (k s (m\Delta)^{3/2}) \quad 3.37)$$

sustituyendo 3.37) en 3.36) se encuentra:

$$F_2(M) = \sum_m \int da ds g(a) d(s) \Lambda(a,m) Q_2(a) \delta(M - \tilde{M}(s,m)) \quad 3.38)$$

De manera analogo a lo hecho para $F_1(M)$) se encuentra que:

$$F_2(M) = \sum_m \int da ds g(a) d(s) Q_2(a) \Lambda(a,m) \frac{\delta(m - m_0)}{\tilde{M}'(s,m)} \quad 3.39)$$

donde m_0 es el tamano del cumulo asociado con un sismo de magnitud M y es tal que $\tilde{M}(s,m_0) = M$. La expresion para m_0 se obtiene a partir de la ecuacion 3.37) y tiene la siguiente forma:

$$m_0 = [10^{(M-B^*)}] (s)^{-2/3} \text{ con } B^* = \frac{2}{3 \ln 10} \left[\ln(k) + \frac{3}{2} \ln(\Delta) \right]$$

3.40)

Aproximando la suma sobre m mediante una integral y empleando la expresion (3.20) para la funcion $\Lambda(a, m_0)$, la expresion 3.39) puede escribirse como:

$$F_2(M) = \int da ds g(a) d(s) \frac{Q_2(a)}{\tilde{M}'(s, m_0)} \left[.0304 \frac{f}{a} m_0^{1-\tau} [1 - 1.19 m_0^{-0.67}] f(z) \right]$$

3.41)

Consideremos primeramente la parte de la integral 3.41) asociada con la superficie libre (a) :

$$I_a = \int da \frac{g(a)}{a} Q_2(a) \{ (.0304) f m_0^{1-\tau} [1 - 1.19 m_0^{-0.67}] f(z) \}$$

3.42)

haremos la suposicion siguiente:

$$\frac{g(a)}{a} = \sum_i \frac{g(a_i)}{a_i} \Theta(a, a_i)$$

3.43)

$$\text{donde } \Theta(a, a_i) = \begin{cases} 1 & \text{entre } (a_i - h/2, a_i + h/2) \\ 0 & \text{en el resto del intervalo} \end{cases}$$

siendo h el tamaño del intervalo.

Sustituyendo 3.43) en 3.42) se encuentra:

$$I_a = \sum_{i=1}^{N_a} Q_2(a) f \left. \frac{g(a_i)}{a_i} \right|_{a_i-h/2}^{a_i+h/2} da \{ (.0304) m_0^{1-\tau} [1 - 1.19 m_0^{-0.67}] f(z) \}$$

El numero N_a representa la discretizacion supuesta para la superficie libre y nos define el tamaño del paso empleado en la variación de la misma (h). Por otro lado, considerando el hecho de que el tamaño de cumulo m_0 depende solo de la magnitud (M) y de los esfuerzos (s) (expresion 3.40), la ultima expresion puede escribirse como:

$$I_a = f \{ (.0304 m_0^{1-\tau} [1 - 1.19(m_0+0.38)^{-0.67}] \sum_{i=1}^{N_a} Q_2(a_i) \frac{g(a_i)}{a_i} \right|_{a_i-h/2}^{a_i+h/2} da f(z) \}$$

3.44)

Ya que a se encuentra relacionada con p ($p = a/f$) y esta a su vez se relaciona con la variable de escalamiento (z) la expresion 3.44) puede escribirse como:

$$I_a = Q_2(a) f^2 \{ (.0304 m_0^{1-(\tau+\sigma)} [1 - 1.19(m_0+0.38)^{-0.67}] \sum_{i=1}^{N_a} \frac{g(a_i)}{a_i} \right|_{z_i <}^{z_i >} dz f(z) \}$$

donde:

3.45)

$$z_{<} = (p_{<} - p_C) m_0^\sigma \quad \text{con } p_{<} = a_i - h/2$$

$$z_{>} = (p_{>} - p_C) m_0^\sigma \quad \text{con } p_{>} = a_i + h/2$$

Para terminar la integración asociada con la superficie libre debemos mencionar que debido a que la función de escalamiento $\{f(z)\}$ no es más que una gaussiana, la integral sobre (z) se convierte en una diferencia de funciones de error. Siendo la expresión final para I_a la siguiente:

$$I_a = Q_2(a) f^2 \left\{ .0304 m_0^{1-(\tau+\sigma)} \left[1 - 1.19(m_0 + 0.38)^{-0.67} \right] \sum_{i=1}^{N_a} \frac{g(a_i)}{a_i} \right\} * \left[\frac{k}{\sqrt{\gamma}} * [\operatorname{erf}(q_{i>}) - \operatorname{erf}(q_{i<})] \right]$$

donde: 3.46)

$$q_{i<} = \sqrt{\gamma} * (z_{i<} - z_{\max}), \quad k=5 \quad \sigma=.39 \quad z_{\max}=-0.41$$

$$q_{i>} = \sqrt{\gamma} * (z_{i>} - z_{\max}) \quad \gamma=9.57 \quad \tau=2.05$$

Hasta el momento solo se ha considerado la parte correspondiente a la superficie libre de tal forma que falta tomar en cuenta la integración sobre los esfuerzos. Empleando 3.46), la expresión 3.41) puede escribirse como:

$$F_2(M) = \int ds \frac{d(s)}{\tilde{M}'(s, m_0)} I_a(s) \quad 3.47)$$

Derivando la expresión 3.37) con respecto a m y evaluando en m_0 se encuentra que:

$$\tilde{M}^3(s, m_0) = \frac{1}{m_0 \ln 10} \quad (3.48)$$

Cabe mencionar que la integración sobre los esfuerzos fue realizada mediante el método de cuadratura de Gauss (Krylov, 1962).

3.3.d) RELACION MAGNITUD FRECUENCIA ASOCIADA CON LOS EVENTOS PROVENIENTES DE CUMULOS PERCOLANTES

Debido a que estos eventos se originan al romperse una aspereza, el área de ruptura (al igual que para el término $F_2(M)$) será:

$$A = m\Delta$$

sin embargo en este caso el tamaño del cumulo percolante (m_*) estará definido como:

$$m_* = P(a) p N$$

donde $P(a)$ es la probabilidad de percolación, p es la probabilidad de que una falla elemental sea libre y N es el número total de fallas elementales que constituyen la falla unitaria. Con esto, la expresión para el momento sísmico como función del área de ruptura (3.23) se puede escribir como:

$$M_0 = k s (P(a) p N)^{3/2} \quad (3.49)$$

Sustituyendo 3.49) en 3.24) se puede establecer la relación siguiente:

$$\tilde{M}(s, m_*) = B + \frac{2}{3 \ln 10} \left[\ln \left[k s (P(a) p N \Delta)^{3/2} \right] \right] \quad (3.50)$$

y el termino de la relacion Magnitud-Frecuencia asociado con los cumulos percolantes tiene la siguiente forma:

$$F_3(M) = \int da ds P(a) g(a) d(s) Q_2(a) \delta(M - \tilde{M}(s, m_*)) \quad 3.51$$

Repetiendo el algebra que presentamos para F_1 y F_2 , se obtiene:

$$F_3(M) = \int da g(a) Q_2(a) \frac{3 \ln 10 s_*}{2} d(s_*) \quad 3.52$$

3.3.e) PROMEDIOS DEPENDIENTES DEL TIEMPO.

Por otra parte, los promedios dependientes del tiempo tales como la sismicidad son promedios obtenidos para diferentes tiempos, los cuales se van calculando en cada paso temporal durante la evolucion del sistema. Por ejemplo la sismicidad total es el promedio de Q ,

$$S(t) = \int ds \int da f(a, t) d(s) Q(a)$$

Las sismicidades debil, intermedia y caracteristica no son mas que el numero esperado de sismos pequenos, intermedios y grandes respectivamente. De manera que, la sismicidad debil es el promedio de $Q_1(a)$, en tanto que las sismicidades caracteristica e intermedia representan el promedio de $Q_2(a)$ con la restriccion de que los cumulos percolen o no percolen.

CAPITULO IV

En este capitulo se plantean algunas características de la sismicidad que ha ocurrido en Mexico ademas de realizarse un breve estudio acerca de la tectonica y la actividad sismica de la region de Oaxaca.

4.1) SISMICIDAD DE MEXICO

La actividad sismica en Mexico tiene su origen en los procesos tectonicos involucrados en la interaccion de cuatro placas:

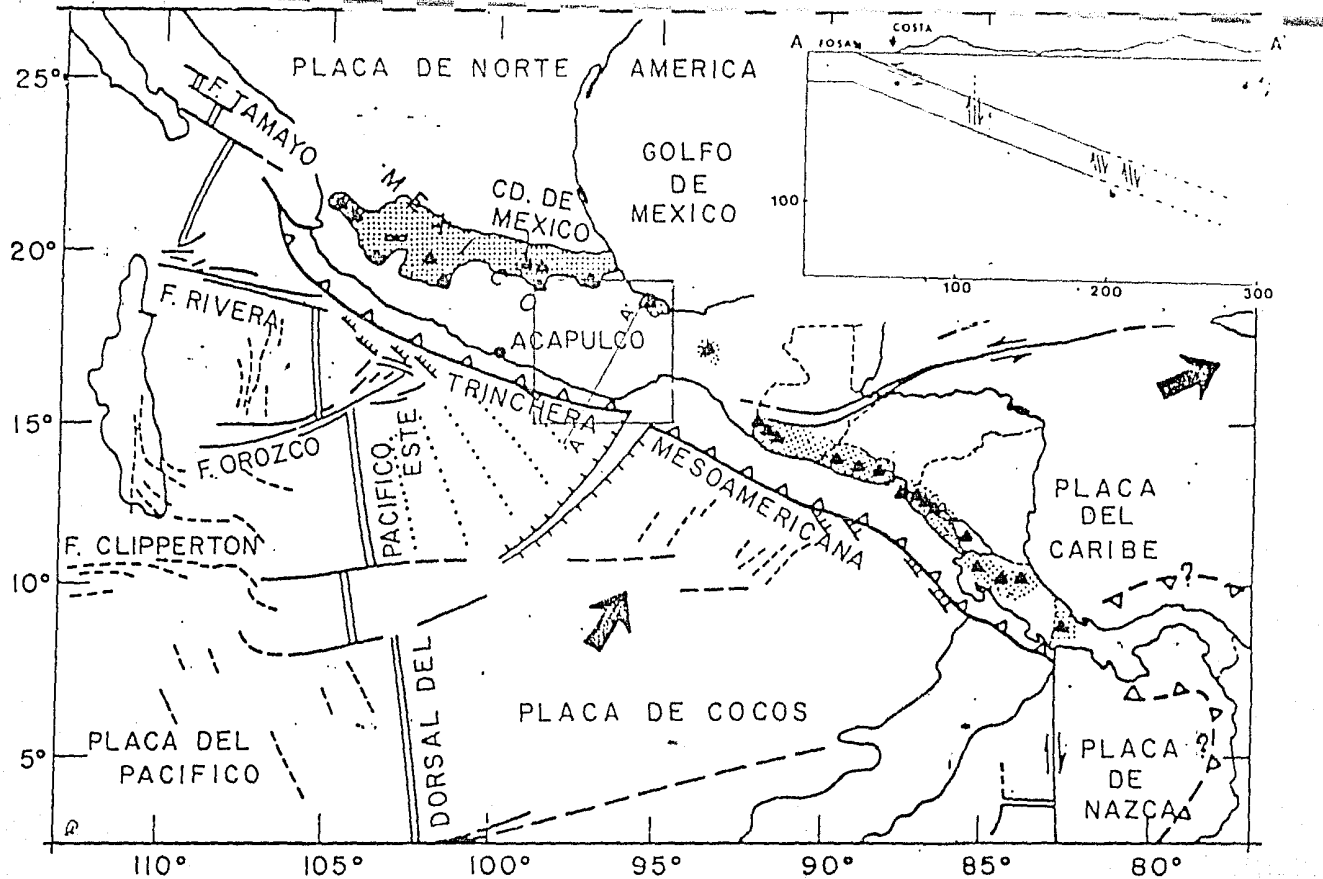
- a) La placa Norteamericana
- b) La placa del Pacifico
- c) La placa de Cocos
- d) La placa del Caribe

Otra placa importante, aunque de dimensiones menores, es la placa de Rivera (figura 4.1).

Seguindo a Herrera, Ponce y Suarez (1988) la actividad sismica que ocurre en Mexico puede ser clasificada en dos tipos:

- 1) Zonas de desplazamiento horizontal de placas (placas Norteamericana y del Pacifico).
- 2) Zonas de convergencia de placas (placas de Rivera y Norteamericana, placas de Cocos y Norteamericana, placas de Cocos y del Caribe).

Empecemos por hablar acerca de la actividad del tipo a). El movimiento relativo entre las placas de Norteamerica y del Pacifico da origen a la actividad que tiene lugar en la Peninsula de California y en



el Golfo del mismo nombre. Los eventos ocurridos en dichas zonas presentan por lo general un movimiento lateral a lo largo de fallas. Un ejemplo de este tipo de eventos es el sismo de Mexicali-Valle Imperial ocurrido el 14 de octubre de 1979.

Por otra parte, dentro de los sismos originados por la convergencia de las placas de Cocos y Norteamericana, es posible hacer una clasificacion en terminos de su naturaleza:

- a) Interplaca, debido al deslizamiento relativo de ambas placas a profundidades someras (15-35 kms)
- b) Intraplaca, por fracturamiento de la placa de Cocos a profundidades intermedias (40-150 km)
- c) Intraplaca, por deformaciones tensionales de la corteza terrestre (5-15 kms) debido a fenomenos de caracter volcanico.
- d) Intraplaca, por deformaciones de compresion de la corteza y manto de la placa Norteamericana a profundidades someras (20-30 kms)

Conocidos los diversos tipos de eventos que ocurren en Mexico, es necesario mencionar las principales características así como la distribución que estos presentan.

a) Sismos interplaca.- Los eventos interplaca son los típicos de subducción y en Mexico son los sismos que presentan mayores magnitudes. En el transcurso de este siglo han ocurrido 33 sismos de magnitud mayor que 7, en la región comprendida entre Jalisco y Oaxaca. Uno de los eventos más recientes es el sismo del 19 de Septiembre de 1985 de magnitud 8.1 y de carácter complejo en el sentido de que estuvo constituido por dos eventos los cuales ocurrieron a 27 segundos de diferencia y con una distancia epicentral entre ambos de alrededor de

100 kms. Eventos de este tipo ocurren en otras zonas de subducción. Así pues, la tectónica de placas permite establecer regiones en donde pueden ocurrir sismos importantes sin permitirnos conocer el grado de complejidad de la ruptura involucrada en tales eventos.

b) En México, la placa de Cocos subduce por debajo de la placa Norteamericana con un ángulo de inclinación que disminuye de Norte a Sur, presentando un ángulo de 35° en Colima y acabando con un ángulo 15° en Oaxaca. Se ha establecido que la manifestación de este cambio es la existencia del Eje Volcánico Mexicano el cual no es paralelo a la trinchera de Acapulco. Entre los sismólogos que han estudiado esta región, se piensa que a profundidades del orden de 50-100 kms en la placa de Cocos se producen tensiones que originan sismos de magnitudes entre 6.5 y 7.0. Ciudades de los Estados de Puebla, Veracruz y Norte de Oaxaca han sido afectadas por este tipo de eventos. Entre algunos de los sismos intraplaca de profundidad intermedia que han tenido lugar se encuentran el de Córdoba-Orizaba ocurrido en 1973 y el de Huajuapán de León en Octubre de 1982, ambos con magnitudes del orden de 7. Otro evento de este tipo ocurrió en el Sur de la ciudad de Oaxaca en Enero de 1931 con una magnitud igual a 8.

c) En la parte Sur de México tienen lugar eventos asociados al Eje Neovolcánico y que han llegado a presentar magnitudes de 7. Estos sismos tienen un mecanismo focal del tipo fallamiento normal con profundidades someras de entre 5-15 kms y se piensa que son originados por la presencia de esfuerzos tensionales de la corteza. Entre los eventos más importantes de esta clase se encuentran los de Tixmadeje-Acambay, Edo. de México ocurrido en 1912 con una magnitud

$M_s=7.0$ y el ocurrido cerca de la ciudad de Jalapa en 1920 con una magnitud $M_e=6.4$.

d) Otro tipo de eventos son aquellos que han ocurrido en la region del Golfo de Mexico. Estos sismos estan asociados con deformaciones compresionales de la corteza terrestre debido a la convergencia de la placa de Norteamerica y la de Cocos. Los eventos que ocurren en esta region presentan magnitudes moderadas en general menores que 5.5 sin embargo en la region de Coatzacoalcos ocurrio un sismo de magnitud 6.4 en 1954 con una profundidad focal de 20 kms.

4.2) SISMICIDAD EN LA REGION DE OAXACA

4.2.a) LOCALIZACION

La region de Oaxaca situada en la costa Suroeste de Mexico, comprendida entre los 15° - 17.5° Latitud Norte y los 95° - 98.4° Longitud Oeste (Singh, Rodríguez, Esteva, 1983), es una de las regiones de mayor actividad sismica en Mexico (figura 4.2). Paralela a la costa de Oaxaca se encuentra la trinchera de America Media la cual es un limite entre las placas de Cocos y de Norteamerica. Minster y Jordan (1978) determinaron que la velocidad de convergencia entre dichas placas era de aproximadamente 7 cm/año.

4.2.b) ASPECTOS TECTONICOS DE LA REGION

La actividad sismica presente en esta region esta principalmente asociada con el proceso de subduccion entre las placas, aunque tambien

han ocurrido eventos de tipo intraplaca. La gran actividad sismica que ha ocurrido en dicha region queda claramente manifestada en base a que en los ultimos 105 anos se han producido 25 temblores con magnitud mayor o igual que 7.0 (Nunez Cornu, 1988 ; Nunez-Cornu, Ponce, (1988). Ha sido establecido por algunos investigadores que el sur de Mexico (dentro del cual se encuentra la region de Oaxaca) es una zona geologicamente hablando demasiado compleja, no obstante tambien existen otros que piensan que a diferencia de otras zonas de subduccion como la chilena, en la cual anomalias magneticas y gravimetricas se manifiestan de manera notable, en la zona de subduccion mexicana dichas anomalias son menos notorias (Lautaro Ponce, comunicacion personal).

La trinchera de America Media es una estructura neotectonica donde el margen continental puede ser subdividido en dos provincias morfologicas, una al noroeste de la cresta de Tehuantepec y otra al sureste de la misma. Mientras que en la primer provincia la placa de Cocos subduce por debajo de la placa Norteamericana, en la provincia del sureste el proceso involucra las placas de Cocos y del Caribe. Es importante mencionar que en ambos procesos los mecanismos de subduccion presentan diferentes caracteristicas, asi pues, mientras la trinchera de Acapulco, localizada al noroeste de la cresta de Tehuantepec, manifiesta un proceso de subduccion parecido al tipo Chileno (que corresponde al caso en el que la placa subducente y la placa subducida presentan un acoplamiento fuerte), la trinchera de Guatemala es mas parecida al tipo Mariana (en el cual las placas interactuantes estan virtualmente desacopladas) (Nunez Cornu, 1988; Uyeda, 1982).

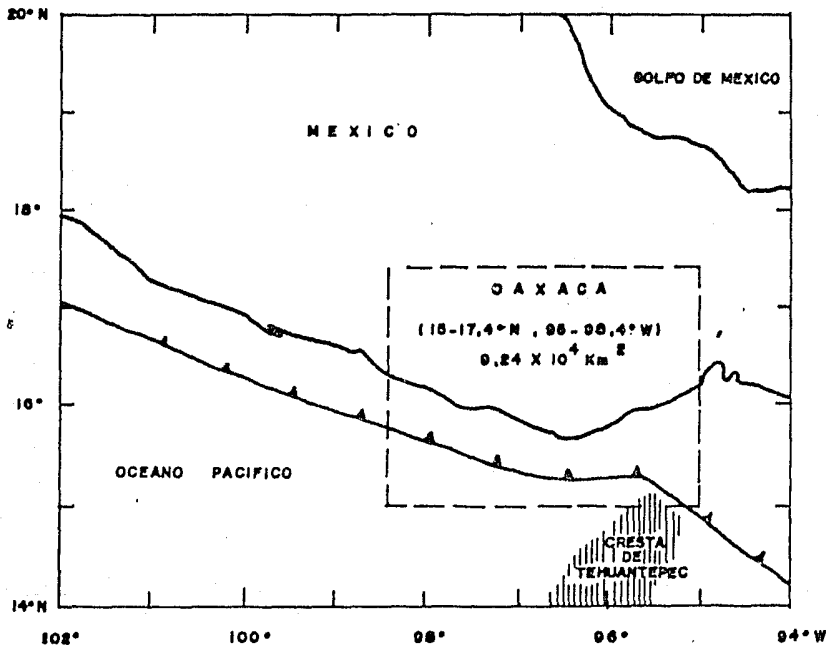


figura 4.2.- Localizacion geografica de la region de Oaxaca dada por Singh et. al. (1983).

Por otra parte, la trinchera de Acapulco a diferencia de otras zonas de subduccion presenta ciertas características especiales, entre las que se encuentran:

- a) El Eje Volcanico mexicano no es paralelo a la trinchera ni a los contornos de la zona sismica, de hecho la mayor parte de los volcanes se encuentran al este de los sismos profundos.
- b) No existe manifestacion clara del continuo proceso de convergencia que tiene lugar entre las placas interactuantes.

La geologia de la region es un tema amplio y debido a que nuestro trabajo presenta objetivos diferentes no trataremos este aspecto.

4.2.c) OAXACA: ZONA DE GRAN ACTIVIDAD SISMICA

Hablar de la actividad sismica que ha tenido lugar en Oaxaca no es algo sencillo. Los eventos grandes (magnitud mayor que 7.0) ocurridos en esta region han sido clasificados en tres tipos (Nunez Cornu, 1988):

- 1) Sismos de penetracion, asociado con la subduccion de la placa de Cocos y que presentan un mecanismo de fallamiento inverso con una profundidad focal entre los 15 y los 25 kms.
- b) Sismos interiores, los cuales presentan un mecanismo de falla normal y una profundidad de 65 a 115 Km, estando los epicentros localizados al norte de la ciudad de Oaxaca.
- c) Sismos de fallamiento normal, con una profundidad de 25 a 40 km, estando los epicentros de estos localizados entre los eventos costeros y los eventos interiores. El unico evento de este tipo que ha sido

estudiado es el de 1931 (Singh et al, 1985).

Esta region al igual que otras como Japon, no han presentado un patron regular de eventos grandes, debido a esto, en los 60's y mas formalmente en los 70's empazo a manejarse la idea de que dichas regiones presentan periodos de "quietud sismica" ("seismic gaps"), entendidos estos como periodos de tiempo en los cuales no han ocurrido eventos grandes por lo menos dentro de los ultimos 30 anos. Esta teoria ha sido estudiada por diversos autores (Fedotov, 1965; Mogi, 1969, 1979; Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979; entre otros). McCann et al. (1979) asignaron a la costa de Oaxaca la categoria 2 dentro de su clasificacion (cuando la region ha experimentado al menos un evento grande y el mas reciente tuvo lugar hace mas de 30 anos).

Diversos eventos ocurridos en la zona de subduccion mexicana han tenido lugar dentro de las zonas delimitadas por Kelleher et al. (1973); McCann et al. (1979) (Singh et al., 1981). No obstante esta teoria debe ser manejada con cuidado ya que la presencia de variaciones en la actividad sismica no implica necesariamente la ocurrencia de eventos grandes (Lomnitz, 1978; Mogi, 1979). Tambien se ha encontrado que mientras la identificacion de periodos de quietud sismica es una herramienta util para la estimacion de sitios de futuros eventos grandes no parece ser una forma clara de predecir el area de ruptura de tales eventos (Seismology Group UNAM, 1986). La teoria de los periodos de quietud sismica ("seismic gaps") puede ser resumida en la forma siguiente: los grandes sismos son eventos raros y la probabilidad de que dos eventos mayores rompan la misma area en menos de 30 anos es muy baja. Los limites de las placas necesitan cierto tiempo de

relajacion entre eventos mayores para que se pueda llevar a cabo la carga de esfuerzos en el sistema (Lomnitz, 1985).

Dentro de la region de Oaxaca se encuentra la zona de Tehuantepec (zona en la cual la cresta del mismo nombre intersecta la trinchera de America Media). Esta zona no ha presentado actividad sismica grande durante un largo periodo de tiempo por lo cual se ha considerado como una zona de quietud sismica (categoria 5 dentro de la clasificacion de McCann et al., 1979). Se ha planteado como posibles causas de la inactividad presente en dicha zona una posible anomalia de los periodos de recurrencia de eventos grandes o la presencia de una zona asismica para tales eventos (Singh, et al., 1981). Tambien se ha encontrado que esta region presenta ciertas características entre las que se encuentran:

a) Una deficiencia en la liberacion de momento sismico (o equivalentemente energia sismica liberada) (Kelleher et al., 1973).

b) Una reducida actividad en profundidades superficiales e intermedias (Kelleher et McCann, 1976).

c) La subduccion de la cresta del mismo nombre probablemente ocasiona que el periodo de quietud sismico presente en Tehuantepec sea asismico para eventos grandes (Kelleher et McCann, 1976).

Ademas, esta zona se encuentra cerca de un punto triple (union de las placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe) y de esta forma se divide en dos provincias, la del Noroeste y la del Sureste, las cuales presentan características tectonicas diferentes (Singh et al., 1981). Tambien se ha planteado que la presencia de la cresta de Tehuantepec pueda afectar los esfuerzos involucrados en el proceso de subduccion y con esto la

ocurrencia de sismos en dicha zona (McNally, Minster, 1981; LeFevre y McNally, 1985; Eissler, Astiz, Kanamori, 1986). No obstante, el sismo de Septiembre de 1985 nos muestra que ningun segmento de un limite de placa activo debe ser considerado como carente de potencial potencial sismico (Lomnitz, 1986).

En estudios relativos a la zona de subduccion de Mexico se ha encontrado algunas características importantes que presenta la actividad sismica de la region de Oaxaca. Singh et al. (1983) establecen la importancia de la realizacion de la estadística de sismos no solo para poder entender tanto la tectonica de la region como el mecanismo de fallamiento de los eventos ocurridos en ella. En dicho estudio establecen que:

- 1) La actividad sismica en Oaxaca ocurrida entre julio de 1963 y diciembre de 1981, dentro de la cual se encuentran los sismos de 1965 ($M_S = 7.8$), 1968 ($M_S = 7.4$) y 1978 ($M_S = 7.8$), es representativa de la actividad presente en la region para el periodo de 1906-1981.
- 2) La combinacion de las areas de ruptura de dichos eventos aproximadamente lleno la interfase que fue rota en una secuencia de 5 eventos grandes durante el periodo 1928-1931.

Al comparar los datos normalizados (18.5 años) con los del periodo de 75.5 años comprendido entre Julio de 1906 y Diciembre de 1981, encontraron que la extrapolacion de la relacion Magnitud-Frecuencia, valida para eventos chicos, subestima de gruesa forma la frecuencia de eventos grandes ademas de que dicha relacion solo es valida en un pequeno intervalo de magnitudes ($M_S \leq 5.2$). Por otra parte, la estadística de la frecuencia acumulativa N (numero de eventos con

magnitud $\geq M_S$) para la region de Oaxaca muestra un "pandeo" en la grafica $\log N(M_S)$ contra M_S para $6.2 \leq M_S \leq 7.3$ implicando con esto una deficiencia de eventos en este intervalo de magnitudes. La validez de la normalizacion empleada junto con la periodicidad de eventos grandes ocurridos en esta region durante los ultimos 180 anos (Singh, et al., 1981) sugieren que la forma de $N(M_S)$ es estacionaria en el tiempo y el "pandeo" observado sea real. Cabe mencionar que esta ultima caracteristica no es observada en las regiones de Michoacan y Guerrero, debido presumiblemente a que las areas de ruptura de eventos grandes en el periodo normalizado no han llenado la interfase de la placa.

Otra representacion de la sismicidad es la estadistica de la frecuencia incrementada n (numero de eventos con magnitud M_S) como funcion de M_S la cual en esta region presenta un pico en $M_S=7.8$ (Singh et al, 1983; Singh et al.,1984). Parece ser que en esta region la interfase entre la placa de Cocos y la placa Norteamericana esta dividida en fallas de dimensiones del orden de 80×50 km., debido quizas a la segmentacion de la placa de Cocos conforme subduce debajo de Oaxaca. Dichas fallas se rompen casi periodicamente sobre el total de sus dimensiones sin dar lugar a gran actividad en el intervalo $6.4 \leq M_S \leq 7.3$ comparada con la que predice la relacion Magnitud Frecuencia de Gutenberg-Richter.

Recientemente se han hecho estudios a cerca de la liberacion de energia sismica a lo largo de la zona de subduccion de Mexico que muestran que resultados anteriores acerca de las caracteristicas de la actividad sismica que ha ocurrido en Oaxaca no son tan validas. En

contraste a lo establecido por McNally y Minster (1981) referente a que la velocidad de deslizamiento sísmico iguala la velocidad de convergencia de la placa de Cocos en la región de Oaxaca, se ha encontrado (Anderson et al., 1988) que la velocidad de deslizamiento en dicha región promediada sobre una longitud de 300 kms es del orden del 60% de la velocidad de convergencia de la placa. No obstante pudiera ser que en algunas partes de la región de Oaxaca el deslizamiento y la velocidad de convergencia de la placa de Cocos fuesen iguales, sin embargo los datos de las áreas de ruptura para eventos anteriores a 1965 no son suficientemente conocidos como para poder verificar dicha afirmación. Por el contrario, en Guerrero y quizás en el límite de la placa de Rivera y Michoacán el estudio del momento acumulativo sugiere que el deslizamiento de la placa pueda ser esencialmente sísmico. Además, se ha encontrado que los eventos ocurridos en Oaxaca han sido aparentemente más eficientes en la generación de ondas de superficie de 20 segundos que los eventos de igual momento al Noroeste. La mayor excitación de las ondas de superficie de 20 segundos, indicada por las mayores magnitudes en Oaxaca sugieren que los sismos ocurridos en esta región presentan una mayor caída de los esfuerzos.

CAPITULO V

En esta seccion se discuten los resultados obtenidos a partir de los calculos descritos en el capitulo III. Primariamente se estudian las propiedades a largo plazo que presenta el sistema, es decir, los promedios independientes del tiempo entre los cuales se encuentra la relacion Magnitud-Frecuencia. Despues de esto, se analizan las caracteristicas que presentan las sismicidades pequena, intermedia y caracteristica como funcion del tiempo. Por ultimo, se discuten los resultados y se comparan con los obtenidos por Lomnitz-Adler (1988).

5.1) RESULTADOS

Antes de analizar los resultados es conveniente hablar acerca de las distribuciones iniciales empleadas ($f(\sigma, t=0)$). La primera distribucion fue una que contenia la misma cantidad de probabilidad en cada elemento de volumen, mientras que la segunda fue obtenida despues de un evento caracteristico. No obstante, ambas distribuciones convergen eventualmente a la misma distribucion estacionaria $g(a)$, lo cual indica que nuestra descripcion es valida independientemente de la configuracion inicial supuesta para el sistema.

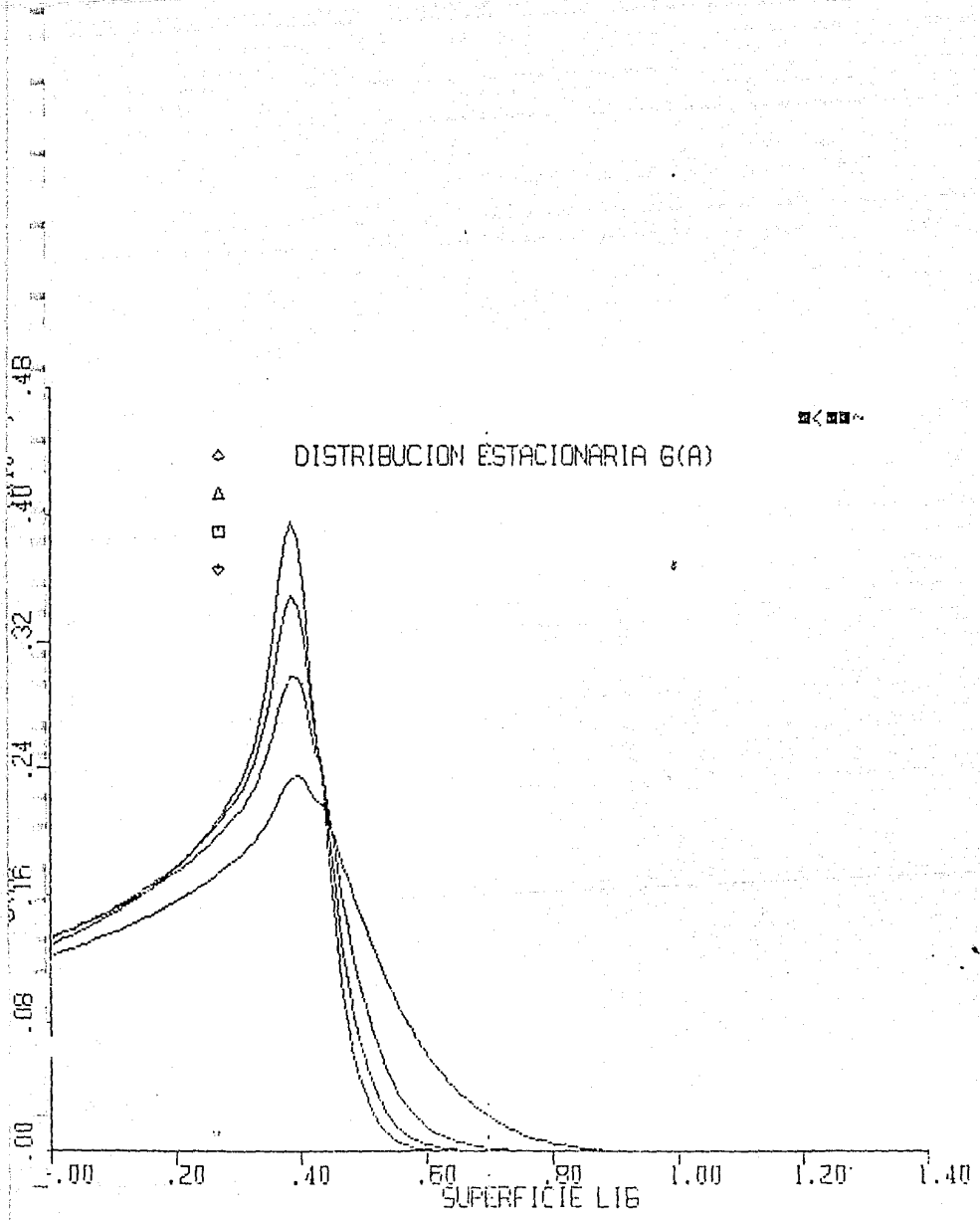
Por otra parte, en la realizacion de nuestros calculos se emplearon diversos valores para el numero de asperezas, simulando de esta forma la variacion de acoplamiento presente a lo largo de la falla. El mayor numero empleado fue de 20 asperezas y representa un sistema con un acoplamiento relativamente fuerte. Una vez fijado el numero de

asperezas el parametro P_a (porcentaje de asperezas presente en la falla) queda definido.

Dentro de nuestro modelo, las propiedades a largo plazo que presenta el sistema estan en funcion de la distribucion estacionaria $g(a)$, por lo cual conviene hablar un poco acerca de las características de dicha distribucion. Entre las características mas sobresalientes que presentan estas (figura 5.1) se encuentran las siguientes:

a) En el caso en que el numero de asperezas es grande (20) se observa que dicha distribucion presenta una marcada caída de probabilidad conforme la superficie libre toma valores mayores que el valor critico. Esto se debe a que tan pronto como el sistema percola es posible reducir la superficie libre a casi cero mediante la ocurrencia de un solo evento sismico siendo estos eventos probables. Por el contrario, cuando la cantidad de asperezas es pequena la caída de probabilidad es menos marcada indicando de esta forma que el sistema tardara mas tiempo para romperse catastroficamente.

b) Cuando el sistema toma valores de la superficie libre cercanos y menores al valor critico existe un incremento en la probabilidad ocasionado por la compensacion que ocurre entre los eventos originados al romperse una falla típica, los cuales tienden a aumentar la cantidad de superficie libre, y el decremento en la misma ocasionado por la ocurrencia de eventos intermedios. En relacion a esto, conforme el numero de asperezas disminuye, la cantidad de eventos intermedios que se producen es menor y por lo tanto la acumulacion de probabilidad manifestada por la presencia de los maximos es menos notoria. Ademas, la diferencia en la altura de los maximos nos indica que

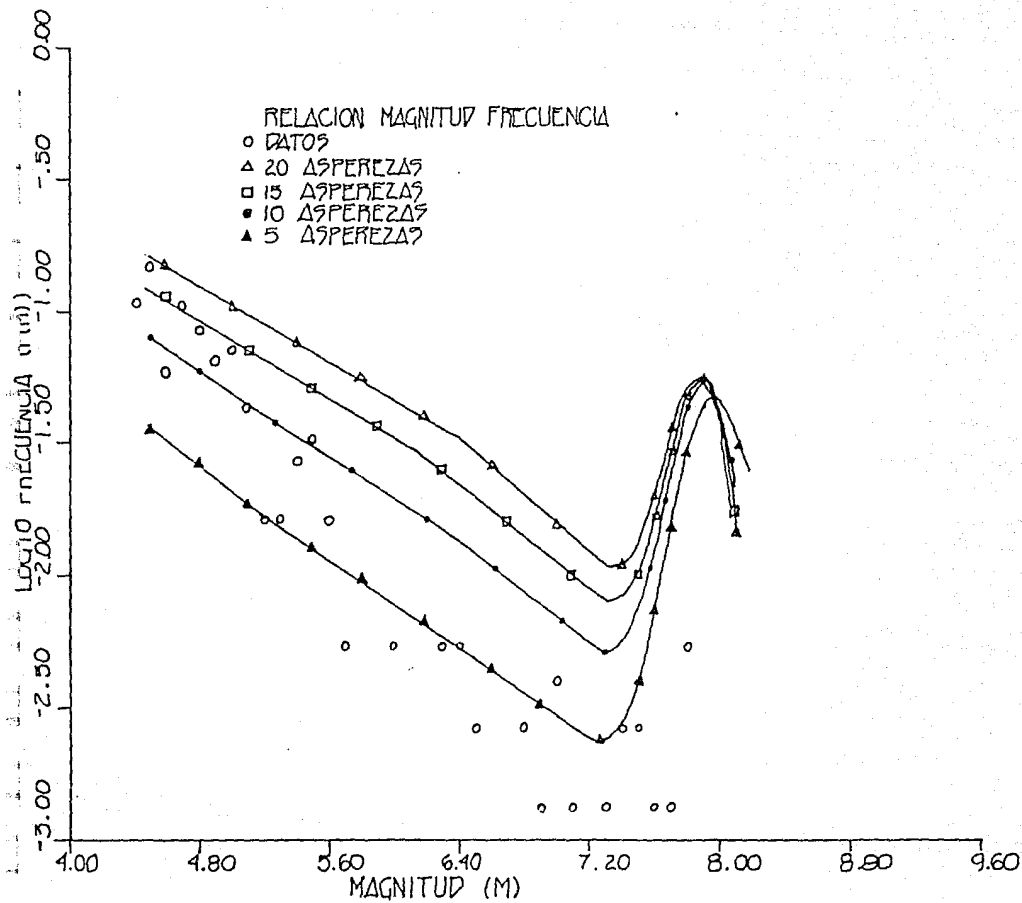


43
51

cuando el sistema tiene un numero relativamente grande de asperezas le tomara mas tiempo en llegar al valor critico que cuando el numero de asperezas es chico. Asi pues, el numero de asperezas nos determina tanto el maximo como el ancho que presenta la distribucion estacionaria.

La propiedad a largo plazo que nos interesa es la relacion Magnitud-Frecuencia. Las relaciones obtenidas para los diversos valores de P_a son mostradas en la figura 5.2 junto con los datos de Singh et al. (1983, 1984), Nunez-Cornu y Ponce (1988), Anderson et al. (1988). Las cuatro relaciones graficadas presentan ciertas características en comun entre las que se encuentran: el valor de b es casi el mismo para todas ellas ademas de que el numero de eventos característicos predicho concuerda con lo que ha sido observado para la region de Oaxaca. Por otra parte, la sismicidad intermedia muestra un comportamiento aparentemente exponencial ante la variacion del numero de asperezas presentes. No obstante, la característica mas remarcable de dicha grafica esta asociado, con el maximo correspondiente a eventos característicos el cual es insensible ante la variacion en el numero de asperezas.

En lo referente al comportamiento temporal del sistema es conveniente discutir la figura 5.3 en la cual se incluyen las sismicidades características obtenidas en base a los diversos valores asignados al numero de asperezas. El comportamiento de dichas curvas es cualitativamente el mismo. Primeramente, se observa la presencia de un periodo de quietud sísmico el cual es independiente de la cantidad de asperezas supuesta. En las 4 curvas se tiene la presencia de un maximo cuya localizacion es casi la misma para los diversos



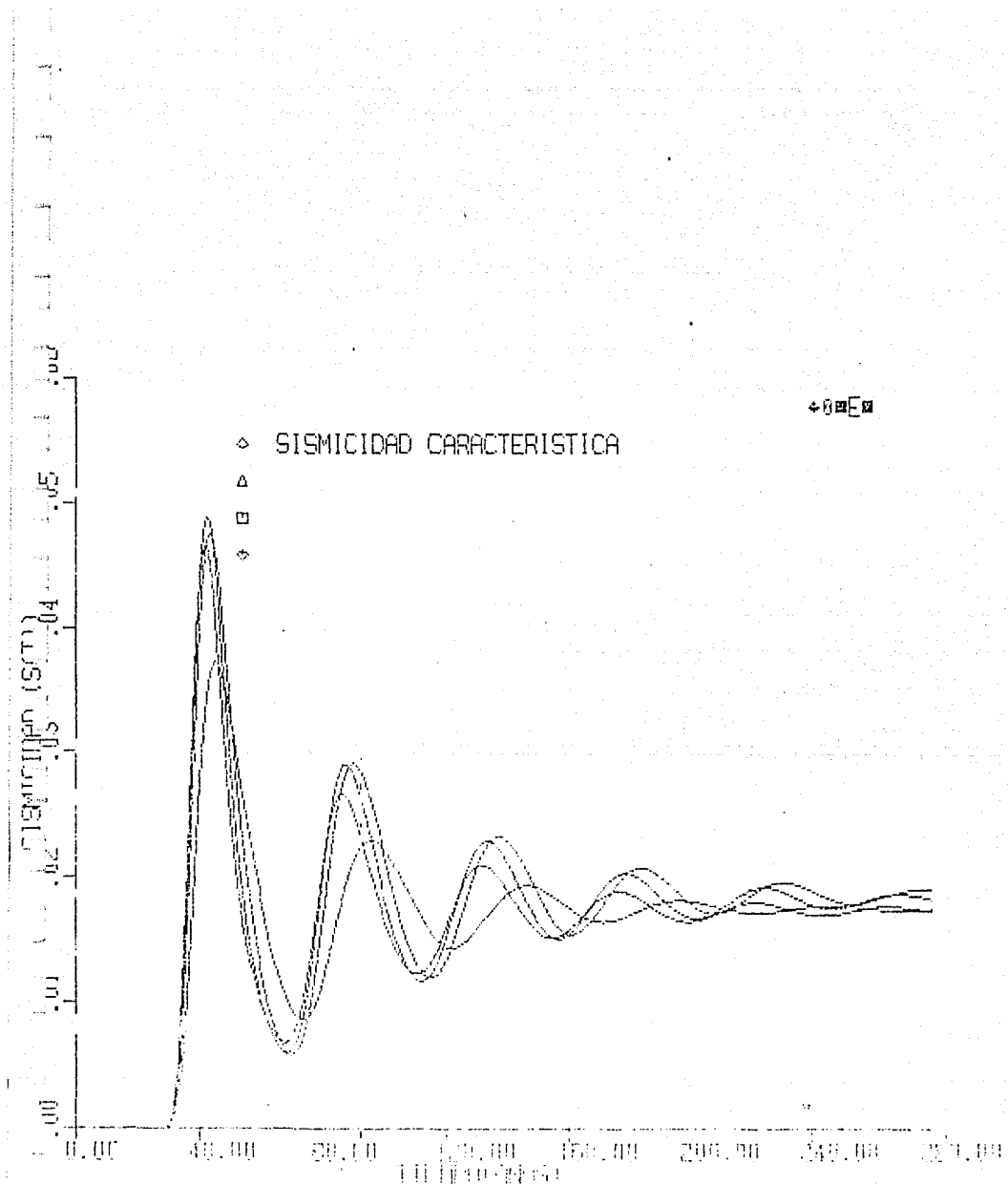


Figura 93

numeros de asperezas empleados indicando de esta forma que la descripción temporal de la sismicidad característica es estable ante cambios en el valor del parametro libre. El máximo observado es de importancia debido a que este controla la ocurrencia de eventos característicos posteriores al ocurrido al tiempo $t=0$. Sin embargo, existen diferencias en las características que presentan tales máximos observándose que en el caso de tener un mayor número de asperezas estos son menores y más angostos que los asociados a los sistemas con un número de asperezas pequeño. Este efecto puede deberse al comportamiento que presenta la distribución estacionaria $(g(a))$ cuando el sistema toma valores de la superficie libre mayores que el valor crítico.

Habiendo hablado de manera general de como se comportan los resultados al variar el parametro libre, nos limitaremos a analizar las características de los mismos para el caso en que el sistema presenta 5 asperezas puesto que estos son los que mejor se ajustan a lo observado al respecto en la region de Oaxaca.-

Nuestra relacion Magnitud-Frecuencia concuerda cualitativamente con los datos en el rango de magnitudes intermedias y características en donde se observa un valor de $b = .45$ y un pico característico en $M_w = 7.9$. Conviene aclarar que la descripción realizada se limito a valores de $M_w \geq 4.4$ debido a que el tratamiento para bajas magnitudes no es muy satisfactorio, probablemente por la naturaleza misma de nuestro modelo. A pesar de esto, nuestro modelo es capaz de generar una descripción aceptable para eventos intermedios y en especial para eventos característicos. En el calculo de dichas relaciones se empleo

un valor promedio para la caída de esfuerzos, observado por Nava et al. (1985), de $s_p=30$ bars.

Analicemos ahora las propiedades temporales que presenta el sistema. Tales propiedades corresponden al comportamiento del sistema después de que un evento característico ocurra. Empecemos con la descripción de la sismicidad temporal de eventos pequeños (figura 5.4). A pesar de que se observa la presencia de réplicas en el sentido de que la sismicidad pequeña presenta un incremento, el número de estas es bastante bajo y la velocidad con que decaen dichos eventos es demasiado lenta. Así pues, la descripción de la sismicidad pequeña no concuerda con lo que se sucede en una región sísmica después de que ocurre un evento grande.

Por otra parte, la descripción temporal de la sismicidad intermedia, eventos asociados con la ruptura de cumulos finitos, también presenta ciertas anomalías (figura 5.5). En dicha figura se muestran dos curvas. La curva superior manifiesta un transitorio inmediatamente después de la ocurrencia del evento característico el cual está asociado con la ocurrencia de eventos originados por la ruptura compleja de cumulos pequeños y que pueden ser considerados como réplicas. No obstante, la cantidad de réplicas originadas es muy pequeña. Conviene mencionar que esta curva es obtenida tomando en cuenta todos los eventos asociados con la ruptura de una aspereza y que comprenden cumulos que van desde una falla elemental hasta cumulos relativamente grandes pero no percolantes. Por otra parte, la curva inferior toma en cuenta solamente los eventos correspondientes a cumulos cuyo tamaño es mayor que 50 fallas elementales. En esta, se

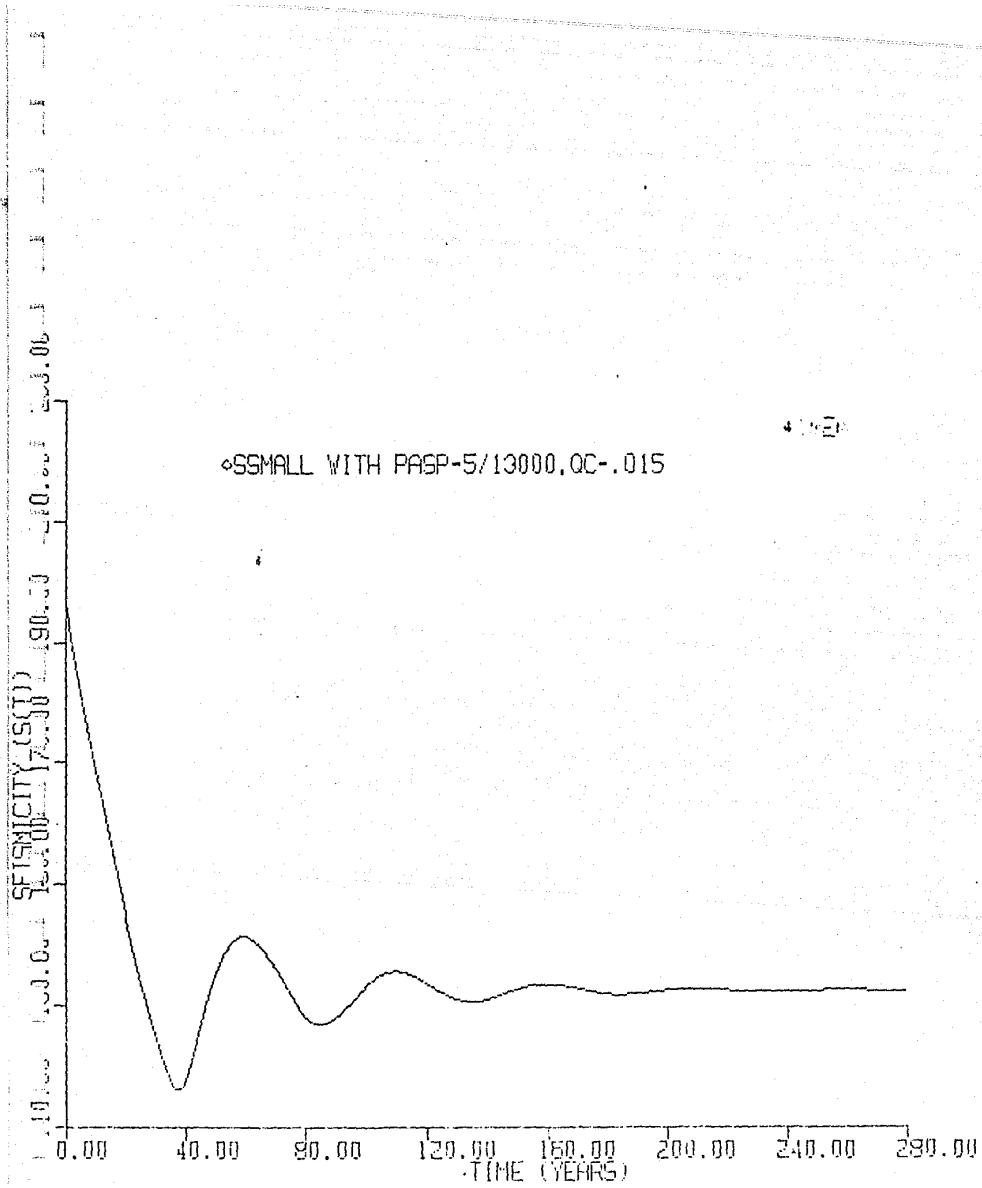
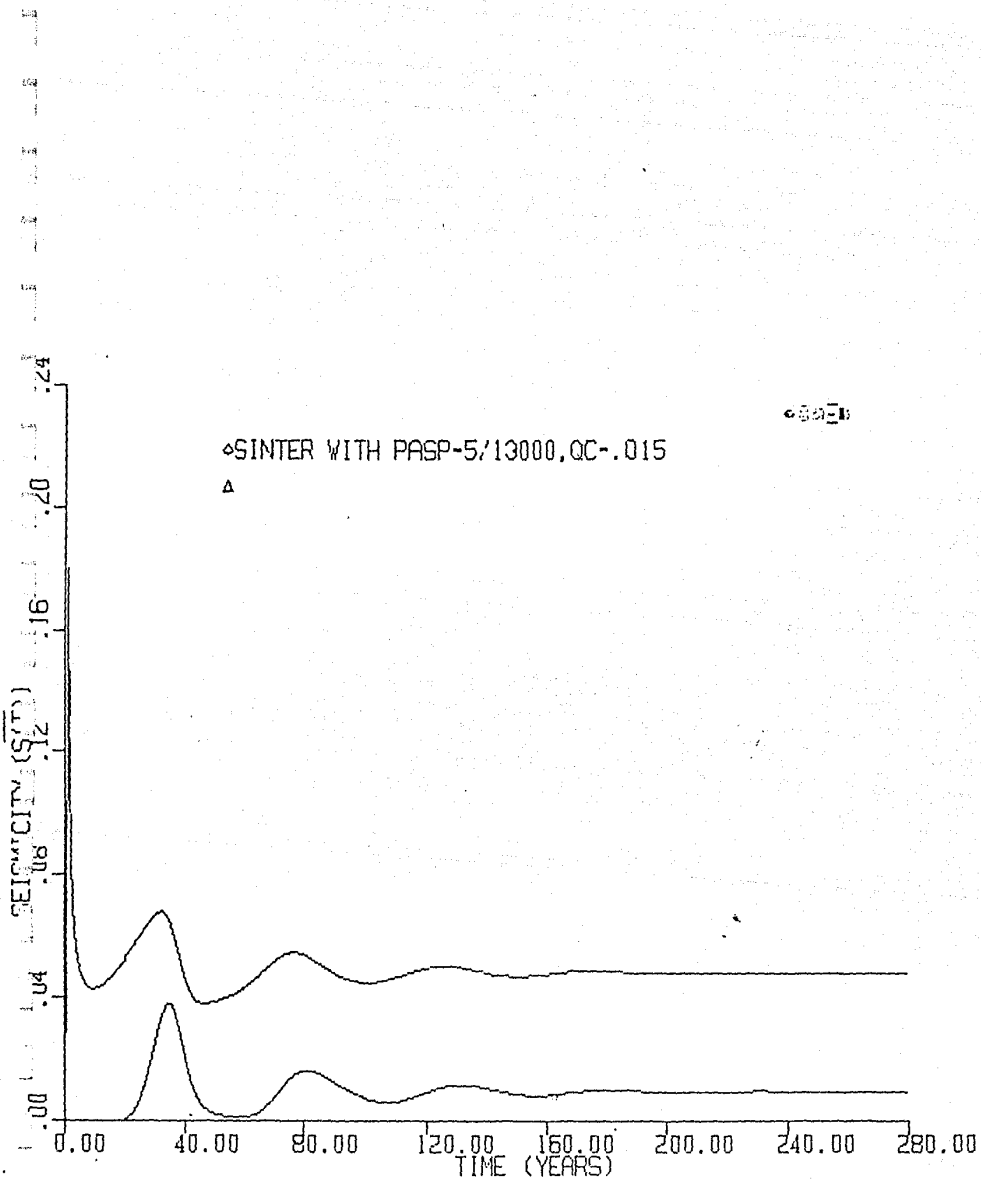


Fig. 5.4

observa la presencia de un periodo de quietud sismica de alrededor de 20 años el cual no ha sido observado para la diversas regiones en las cuales tienen lugar eventos grandes. Además se observa la presencia de un máximo en $T_f = 34.5$ años después del evento inicial. Dicho máximo así como las oscilaciones posteriores pueden ser asociadas con premonitores sísmicos.

En lo referente a la descripción temporal de los eventos característicos (figura 5.6) se encuentra la presencia de un periodo de quietud sismica de alrededor de 31 años el cual precede a un máximo que ocurre en el intervalo de $T_c = 45$ años. Por otra parte, la sismicidad de eventos característicos tiene un valor estacionario de .01752 eventos por año, lo cual concuerda de manera aceptable con lo que se ha obtenido a partir de los datos para la región de Oaxaca. El hecho de que el máximo observado en la sismicidad intermedia se encuentre alrededor de 10 años antes del correspondiente a eventos característicos puede interpretarse considerando a los eventos intermedios como posible premonitores a largo plazo de eventos característicos.

Los resultados obtenidos pueden emplearse para establecer el siguiente ciclo sísmico. El ciclo inicia después de un evento característico, cuyo estado corresponde a una superficie libre inicial mayor que q_c y una superficie libre final de casi cero. Inmediatamente después de este evento se presenta un aumento en la ocurrencia de eventos pequeños debido a la presencia de un gran número de fallas típicas las cuales pueden romperse. Por otra parte, la probabilidad de que eventos intermedios y característicos ocurran es muy baja puesto que el sistema se encuentra lejos de percolación. Conforme pasa el

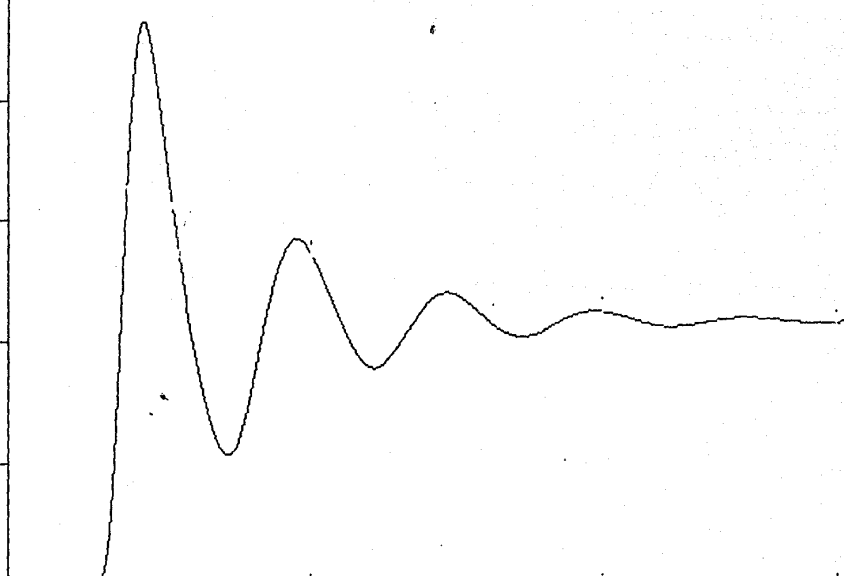


0.00
0.08
0.16
0.24
0.32
0.40
0.48
0.56
0.64
0.72
0.80
0.88
0.96
1.04
1.12
1.20
1.28
1.36
1.44
1.52
1.60
1.68
1.76
1.84
1.92
2.00

◇SLONG WITH PASP-5/13000, QC-.015

← 0.00E

0.00 40.00 80.00 120.00 160.00 200.00 240.00 280.00
TIME (YEARS)



tiempo, la superficie libre se incrementa hasta llegar al umbral de percolacion. En este punto, empiezan a ocurrir eventos intermedios, siendo este el mecanismo principal de ruptura del sistema. Al cruzar el umbral de percolacion, los eventos intermedios empiezan a disminuir y el sistema evoluciona dando lugar a eventos pequenos y caracteristicos.

Las anomalias presentes en las sismicidades pequena e intermedia son en cierta forma debidas a la naturaleza de nuestro modelo, ya que un descripcion del tipo asperezas pone mayor atencion en el estado inicial del sistema antes que en los estados finales que se presentan despues de la ruptura (Aki, 1984, Lomnitz-Adler, 1988).

5.2) DISCUSION

En lo referente a la relacion Magnitud Frecuencia obtenida a partir de nuestro modelo conviene aclarar que el maximo correspondiente a eventos caracteristicos se encuentra recorrido con respecto al asociado con los datos. Esto se debe a que el maximo teorico observado ajusta el numero de eventos caracteristicos ocurridos en dicha region y no las caracteristicas detalladas del encontrado a partir de los datos.

La relacion Magnitud Frecuencia obtenida difiere de la encontrada por Lomnitz-Adler (1988) tanto en el valor de b como en el maximo observado para eventos caracteristicos debido probablemente a que en este trabajo la distribucion del tamaño de cumulos ($n_m(a,m)$), que define

al Kernel de Transición asociado con la ruptura de una aspereza ($K_2(a, a')$), emplea una función de escalamiento ($f(z)$) (ver capítulo III) que constituye una mejor aproximación para cuando el sistema toma valores de la superficie libre cercanos al valor crítico a_c . A pesar de esto, nuestra descripción no es tan válida para cuando $a \ll a_c$ por lo cual es necesario introducir un término que tome en cuenta el comportamiento del sistema lejos de percolación.

En lo que respecta al aspecto temporal se puede decir que los máximos observados en las sismicidades intermedia y característica presentan una correlación que concuerda con lo observado en relación con los premonitores sísmicos, en el sentido de que un aumento en la sismicidad intermedia puede indicar que el sistema se encuentra preparado para presentar un evento grande. No obstante, dicho patrón tiene una naturaleza errática puesto que se ha observado que no todos los eventos grandes son precedidos por eventos intermedios. El período de quietud observado en la sismicidad característica, entendido este como un período de relajación del sistema en el cual no ocurren eventos grandes, es probablemente una indicación de que nuestro modelo realiza una descripción adecuada de una parte de la dinámica del sistema. De hecho, como se menciona en el capítulo IV dichos períodos ("seismic gaps") han sido encontrados en diversas regiones sísmicas.

El notable máximo que se observa en la sismicidad característica puede ser interpretado como el "período peligroso" para la región estudiada. Dicho máximo presenta un ancho de aproximadamente 22 años indicando que el tiempo probable de interocurrencia es de 45 años, encontrándose este entre los 38 y 60 años. Este ancho nos indica el

periodo en el cual el sistema se prepara para romperse catastróficamente.

Es importante insistir en que la descripción dinámica del sistema estuvo en función solamente de la superficie libre, variable empleada para simular acoplamiento entre las fallas, en contraste con lo realizado por Lomnitz-Adler (1985,c; 1988) en cuyos trabajos también se toma en cuenta la presencia de los esfuerzos dentro de la misma. Dado que el cálculo de Lomnitz Adler (1988) falló precisamente en el tratamiento de los esfuerzos, sentimos que aun en este respecto estos cálculos son una mejora.

Sin embargo, creo que la aportación de este trabajo estuvo en la realización misma de los cálculos. En este sentido, mientras que los resultados obtenidos mediante una computadora VAX se llevaban originalmente tiempos de máquina que variaban entre una y dos horas, los resultados presentados fueron obtenidos en tiempos de máquina que variaban entre los 2 y los 5 minutos, con lo cual existe la posibilidad de realizar cálculos de este tipo en microcomputadoras de determinada capacidad.

5.3) CONCLUSIONES

En este trabajo se realiza un breve análisis de la importancia de los procesos tectónicos en la ocurrencia y distribución de los sismos. Debido a la complejidad del problema asociada con el poco conocimiento de los procesos que ocurren en el interior de la Tierra y con el hecho

de que los catalogos disponibles para las diferentes regiones sismicas no son del todo confiables se planteo la necesidad de trabajar con modelos probabilisticos. El modelo empleado constituyo una modificacion del planteamiento manejado por Lomnitz-Adler (1985,c; 1988). Las características mas importantes de la actividad sismica presente en la region de Oaxaca fueron descritas aceptablemente a pesar de que los esfuerzos no fueron manejados dentro de la dinamica del sistema. De los resultados obtenidos se observa que la descripcion es aceptable para eventos intermedios y especialmente para eventos caracteristicos. Las anomalias observadas particularmente en la actividad de eventos pequenos son debidas a la naturaleza misma de nuestro modelo. Dichos resultados fueron obtenidos mediante la elaboracion de un paquete de computo que presento una mayor eficiencia en comparacion con los empleados en los trabajos originales mencionados.