

38



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

19j

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DE SISMOS CON METODOS ESTOCASTICOS

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
F I S I C O
P R E S E N T A :
ERICK / NAGEL VEGA

DIRECTOR DE TESIS: DR. RAMON PERALTA-FABI.



MEXICO, D. F.



1997.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

FACULTAD DE CIENCIAS
SECRETARÍA DE ACADÉMIA



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

M. en C. Virginia Abrín Batule
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
P r e s e n t e

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis:
"Estudio de Sismos con Métodos Estocásticos"

realizado por ERICK MAGEL VEGA

con número de cuenta 8913310-3 , pasante de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis

Propietario

DR. RAMON PERALTA FABI

Ramon Peralta Fabi

Propietario

DR. CINHA LOMNITZ ARONSFRAU

Cinha Lomnitz Aronsfrau

Propietario

DR. SERVANDO DE LA CRUZ REYNA

Servando de la Cruz Reyna

Suplente

DR. VICTOR MANUEL ROMERO ROCHIN

Victor Manuel Romero Rochin

Suplente

DR. FRANCISCO RAMON ZUÑIGA DAVILA-MADRID

Francisco Ramon Zuniga Davila-Madrid

Consejo Departamental de Física

Roberto Alejandro Ruelas Mayorga

DR. ROBERTO ALEJANDRO RUELAS MAYORGA
Coordinador de Licenciatura

ESTUDIO DE SISMOS CON MÉTODOS ESTOCÁSTICOS

Erick Nagel Vega

Director de tesis: Dr. Ramón Peralta-Fabi

Contenido

Resumen	2
Introducción	3
1 Generación de temblores y magnitudes	9
2 Procesos Estocásticos	25
2.1 Introducción	25
2.2 Bases de procesos estocásticos	35
2.3 Procesos Markovianos	36
2.4 La ecuación maestra	37
3 Análisis de los datos: Energía (Sismos) como Proceso Estocástico Markoviano.	43
4 Autómata celular	63
4.1 Introducción.	63
4.2 Modelo numérico y resultados.	66
Resumen y Conclusiones	77
Apéndice	83
Bibliografía	89

Resumen

El estudio de los temblores se ha enfrentado desde múltiples perspectivas, las cuales involucran estudios geológicos, modelos analíticos, simulaciones numéricas de la fuente o de la propagación de las ondas sísmicas alrededor del globo terráqueo o métodos estadísticos, por mencionar algunas importantes. Estos estudios llevaron a explicar que la liberación de energía en temblores es causada por una interacción de placas tectónicas que cubren toda la superficie de la Tierra. El análisis que se realizó en este trabajo corresponde a un análisis de la ocurrencia de los temblores como un proceso estocástico markoviano, construido a partir de información del tiempo en que ocurrieron temblores de magnitud $M_s \geq 6$ ó $m_M \geq 7$. La idea de la construcción del proceso se basa en el cálculo de una tasa de carga de energía para el sistema, usando una analogía con avalanchas en medios granulados, donde está definida una tasa de carga de manera directa. La información con que se trabajó se basa en dos catálogos globales, apoyados además con información extraída de una base de datos en Internet. Las regiones estudiadas incluyen a Japón, Sudamérica y México. De la información de los temblores se extraen distribuciones de probabilidad. Éstas permiten hacer una evaluación de la hipótesis de markovianidad, es decir, que el proceso no tiene memoria. Dada la escasez de datos para los temblores y el problema que ésto origina cuando se hace estadística, se realizó una simulación numérica con base en un autómata celular. Los modelos de la simulación tienen dos parámetros ajustables, los cuáles permiten refinar la simulación para que dos momentos adimensionalizados de la distribución de tiempo entre eventos extraída, se parezcan a los respectivos del caso real. Usando un argumento sobre la distribución de eventos respecto a su tamaño se favorece un conjunto de parámetros. Finalmente se discuten las perspectivas.

Introducción

Los terremotos han sido fuente de preocupación para todos los pueblos y culturas a través del tiempo, debido a su fuerte poder de destrucción y a la poca comprensión que se tiene de ellos, incluso en nuestros días. Es por eso que han sido objeto de un estudio sistemático durante este siglo y al fin del milenio todavía no se puede resolver el problema central, que es cómo predecirlos. Actualmente se conocen en parte los mecanismos por los cuales se dan, pero el acceso a información directa es imposible, debido a que está dentro de la Tierra (bajo nuestros pies).

Para cuantificar el efecto o los daños de un terremoto, una de las primeras escalas de intensidades fue la de Rossi-Forel (de 10 grados)[1], propuesta en 1883; a partir de entonces se han construido otras escalas usadas en Europa y Asia. En América la más común es la escala modificada de Mercalli que data de 1931; grado I quiere decir que sólo es detectado por instrumentos y llega gradualmente a grado XII que corresponde a destrucción total.

Un terremoto se caracteriza por qué tan grande es y dónde se originó (epicentro). Para medir su tamaño se han definido magnitudes que dependen de la información que llega y que consta de ondas que se generan en el epicentro; las amplitudes de las ondas dicen qué tan grande es; los caminos que siguieron las ondas a través de la Tierra, a distintos puntos de medición permiten estimar el epicentro. Desde fines del siglo pasado se han registrado terremotos en gran parte de la Tierra con una red de sismógrafos (aparatos que miden la amplitud de las ondas) y actualmente se tiene información muy precisa de los temblores recientes.

En 1910, Alfred Wegener [2] propuso que los actuales continentes formaron parte de un solo continente, que llamó Pangea. Ésto plantea que la corteza, tanto terrestre como marítima, cambia en el tiempo a través de movimientos de ciertas partes de la corteza con respecto a otras; con regiones en donde

es "creada" nueva corteza y regiones donde es "succionada" hacia el interior de la Tierra. La idea surgió al notar que las costas del Atlántico de África y Sudamérica encajan increíblemente bien; como si se hubiera separado una de otra. También se tiene evidencia de la similitud geológica de ambas costas, así como la existencia de fósiles comunes. Wegener propuso que los terremotos son debido a estas interacciones, basándose en la evidencia de que la distribución de epicentros está distribuida preferencialmente en ciertas bandas, frontera de las piezas del rompecabezas que cubre la superficie de la Tierra. A fines de los 60's [3] se propone, y en 1970 se establece en el medio científico bajo el nombre de tectónica de placas, la teoría que explica la sismicidad en esas bandas, considerando que la capa de 100 km de espesor de la superficie de la Tierra está formada de placas que se mueven unas con respecto a otras. Si observamos una gráfica de la distribución de terremotos en el tiempo, es decir, a qué tiempo y de qué magnitud fueron [4], como la Figura 1-1, vemos que no parecen seguir un patrón definido, y esto no cambia si los analizamos globalmente (terremotos de toda la Tierra mayores que cierta magnitud) o por regiones. Ésto sugiere enfrentar el problema con tácticas estadísticas, al pensarlos como procesos estocásticos.

La costa mexicana del Pacífico es parte de una de las bandas de gran sismicidad, debido a que la placa de Cocos está siendo subducida por la placa Norteamericana [1]. A este proceso le podemos asociar una acumulación de esfuerzos, (que se traduce a una acumulación de una energía potencial, que va a ser la "causante" de que ocurran terremotos, eventos que liberarán parte de ésta energía acumulada) a una tasa constante [25], que luego serán liberados (parte de ellos) en la forma de un terremoto. Se han realizado trabajos [26] donde la acumulación de esfuerzo se da de una manera azarosa, para poder simular el caso real, ya que se pueden dar deformaciones inelásticas permanentes o variaciones en el esfuerzo en el periodo subsiguiente al temblor.

La acumulación de esfuerzos en el caso de los temblores se da gracias a toda una dinámica en el interior de la Tierra, que produce diversas interacciones entre los distintos medios dentro de ella. El esfuerzo acumulado será utilizado finalmente para romper la roca, mover grandes paredes de roca venciendo la fricción y liberar esfuerzo a través de ondas sísmicas que se sienten, si se está suficientemente cerca del epicentro.

El estudio del problema de los terremotos llevó a Gutenberg y Richter [13]

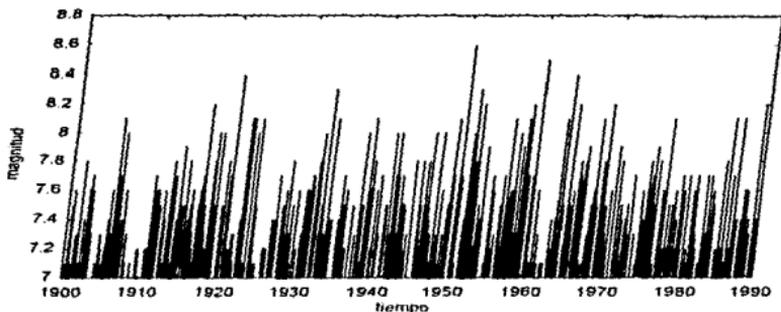


Figura 1.1: Magnitud contra tiempo para temblores grandes, de 1900 a 1989 en todo el mundo [1].

se encuentra la siguiente relación empírica entre la cantidad de temblores N y la magnitud M , que caracteriza el tamaño del temblor:

$$\log N \approx a - bM, \quad (1.1)$$

donde a es una constante que depende del tiempo de muestreo y b tiene valores característicos para distintas regiones de la Tierra.

Esta relación no se ajusta a todos los datos, sólo a magnitudes intermedias, aunque es una buena referencia para un primer acercamiento a la distribución mundial de temblores. Es una de las pocas expresiones establecidas y sin duda la más famosa. La información probabilística que se puede extraer de 1.1 se reduce a una probabilidad de que ocurra un temblor mayor de cierta magnitud M , dada la frecuencia en la ocurrencia de éstos. Utilizando expresiones para las distribuciones de eventos con cierta magnitud [29] y suponiendo distribución de Poisson para eventos grandes [30], se extraen conclusiones estadísticas que son ejemplos de lo que puedes concluir con relaciones empíricas que se ajustan a la información que se tiene.

Hablar de que un sistema está siendo cargado externamente con una tasa constante y la ocurrencia de eventos (catastróficos) que relajan, al menos en

forma parcial, los esfuerzos, lleva a considerar (sin esfuerzo) a una analogía con avalanchas en medios granulados, y en particular al experimento siguiente [5]. Se consideran dos vidros circulares separados una distancia d y se construye un cilindro. Se llena una fracción de él con canicas de diámetro ligeramente menor que d ; un anillo, cuyo ancho es la longitud del cilindro, mantiene a las canicas en el interior. El sistema así formado se coloca con el eje del cilindro horizontal. Se hace girar con una velocidad angular constante baja. El sistema gira como cuerpo rígido hasta que ocurre una avalancha. El sistema evoluciona en el tiempo, ocurriendo avalanchas a ciertos tiempos. Si se observa la distribución de tiempos a los que se dan las avalanchas se concluye que es azarosa, lo que ocurre también en los terremotos. Completando la analogía, los terremotos corresponden a las avalanchas en las que se liberó cierta cantidad de la energía acumulada. Para cuestión de la adaptación de los temblores a la analogía con medios granulados, dado que se tiene de manera directa a la magnitud, se utiliza la acumulación de una energía potencial (entendida como proporcional al logaritmo de la energía liberada en el temblor), para poder utilizar directamente a la magnitud para definir la caída de energía, como se verá en el capítulo correspondiente.

Predicción

El enfrentar el problema con un enfoque global, hace que se pierdan muchos detalles; es como promediar todas las contribuciones de todas las regiones. Al tratar de decir algo sobre una región en particular en la que se está interesado se puede errar totalmente. Si se analiza el problema desde un punto de vista muy regional se encuentra con que toda la información que se espera hallar no se encuentra al alcance de la mano (no se pueden colocar medidores a profundidades del orden de un kilómetro y en un millón de lugares en la región de interés) así que se busca encontrarla de manera indirecta.

El esfuerzo sobre la roca puede abrir o cerrar poros dentro de ella, o abrir nuevos caminos cerrando otros. Si el agua pasa por estos nuevos caminos se va a disolver el radón que está en la roca, variando su concentración (notorio, ya que el radón tiene una vida media de 3,8 días). Así, cambios en la cantidad de radón [14] pueden indicar una variación de esfuerzos que puede ser un premonitor a un terremoto, lo que llevaría a una predicción; el acceso a esta

información puede ser difícil o imposible en muchos casos, además de que la predicción se da definiendo umbrales que se dan trabajando con la filosofía de prueba y error, que es poco confiable porque no es concluyente.

Con la misma idea se puede intentar predecir midiendo cambios en las propiedades del material que se ven afectadas por el cambio de esfuerzos en la roca, o directamente deformaciones en el material; el problema es que la fuente del futuro sismo puede estar a kilómetros de profundidad, lo que hace que el material accesible no sufra ningún cambio o que éste sea despreciable a nuestros aparatos, aunque sean de tecnología de punta.

Recientemente apareció [15] información sobre una predicción exitosa. Un investigador de la Universidad de Wisconsin, al monitorear pequeños movimientos, fué capaz de predecir al menos 4 pequeños temblores a lo largo de la falla de San Andrés, de magnitudes del orden de 3. Los movimientos pequeños definen temblores premonitores a eventos que, según el investigador, ocurrirán dentro de 5 días, dentro de un radio de 30 millas, con centro en los premonitores.

Para predecir se puede hacer uso de información muy indirecta [1], como el comportamiento de los animales, forma y color de las nubes, luces misteriosas en el cielo, calor y frío, etc. que pueden o no tener que ver con el advenimiento de un sismo, pero que pueden arrojar información interesante sobre el caso. Durante el terremoto de 1969 en Alaska [2] se observaron anomalías en el campo magnético local, poco más de una hora antes del evento; este premonitor se ha observado en Alaska otras veces, pero no es común en el resto del mundo.

Contenido de la tesis

El capítulo 1 que es una revisión, trata sobre qué son los sismos, cómo se miden, las distintas escalas de medición y a los distintos procesos de carga que generan diversos tipos de temblores; de esta manera habrá temblores que ocurran en zonas de subducción, como temblores que ocurran en las dorsales o en fallas transcurrentes, por mencionar los más importantes. Para concluir ese capítulo se menciona cómo se obtuvo la información de campo y los problemas que allí se suscitaron cuando distintos catálogos [4, 17] hablan de

la contabilidad de los datos de principios de siglo y como los uniformizaron para tener información más coherente [18].

En el capítulo 2, con la información de la magnitud de los sismos y el tiempo al que ocurrieron se justifica el cálculo de una tasa constante de carga Ω . Ésto permite construir un proceso para el esfuerzo en el sistema, a cada tiempo. En el capítulo 3 se trabaja con estos procesos sobre distintas regiones, extrayendo información estadística que puede ser comparada en un marco estocástico vía una ecuación maestra [5]. Se calculan correlaciones temporales - para algunos casos - en regiones específicas, notando hasta que punto un temblor es influenciado por sus vecinos temporales.

El problema de los cálculos que se realizan en el capítulo 3, desde el punto de vista estadístico, viene en la cantidad de datos accesibles; en algunas regiones sólo se tienen del orden de 100 datos para trabajar, lo que hace que la estadística no sea muy confiable. En el capítulo 4 se genera un modelo, basado en un autómata celular [16], el cual es capaz de generar eventos de distintos tamaños y con distintas características macroscópicas. Ajustando ciertos parámetros se puede justificar que los datos generados son estadísticamente similares a los datos reales de temblores. La ventaja de ellos es que se pueden generar hasta millones de ellos para contar con una estadística razonable, con la cual se puede establecer una base para hacer conclusiones desde este punto de vista.

La siguiente sección dará conclusiones generales. Hasta ahora, desde luego, la aplicación a casos reales está restringida y no se espera predecir que un terremoto grande ocurrirá en el transcurso de los siguientes dos días y que afectará principalmente a la ciudad de Guadalajara.

Por último se dará un panorama general de los resultados a los que se llegó en este trabajo y a la luz de ellos se podrán plantear caminos a los que se puede guiar este tipo de estudio para avanzar en el entendimiento de problemas complejos como el de la predicción de temblores.

De ésta manera la idea general de esta tesis es atacar el problema de manera muy general, enfatizando el hecho de que es un modelo estadístico [16]. La propuesta introducirá toda la información inaccesible bajo el tapete, de una manera que sea sensata.

Capítulo 1

Generación de temblores y magnitudes

El estudio usa información asociada a los temblores, como su magnitud y su localización. Es por eso que es (importante) hablar sobre cómo regiones de alta sismicidad, son entendidas a través de la tectónica de placas, utilizando los temblores ocurridos dentro de esas regiones, para su análisis. Como el trabajo basa su análisis fuertemente en la magnitud, es necesario quitarle el velo que la cubre, ya que en el medio periodístico se habla de una magnitud, sin mencionar que hay otras y sin enfatizar el hecho de que no mide lo que se siente en un punto en particular.

El problema de la formación del Océano Atlántico [2] fue atacado en el siglo XVIII y XIX, con las referencias religiosas que se acostumbraban en esa época; se decía que durante el diluvio bíblico hubo salida de material del interior de la tierra, el cuál separó dos trozos de corteza terrestre que se convertirían en América por un lado y Europa con África del otro. La primera gran evidencia se da cuando se observan las costas de África y Sudamérica, que encajan "a ojo de buen cubero". Además hay similitud en fósiles y formaciones geológicas en regiones que según la teoría estuvieron juntas. Otras ideas también hicieron su aparición; el hueco que cubre el Atlántico es realmente la Luna, separada de la Tierra por una rotación excesiva, es una de tantas. Fue hasta este siglo cuando se dieron los primeros pasos para tener una teoría coherente de la dinámica en la corteza terrestre, que se hace evidente en las grandes cantidades de energía liberada en los terremotos. Wegener [2], en la primera década de este siglo, observó que la mayoría de los terremotos ocurren en bandas muy definidas de la superficie terrestre, ver la

figura 1.1. Ésto lo llevó a pensar que los sismos son producto de interacciones entre partes de la corteza terrestre (placas), cuyas fronteras son definidas por estas bandas.

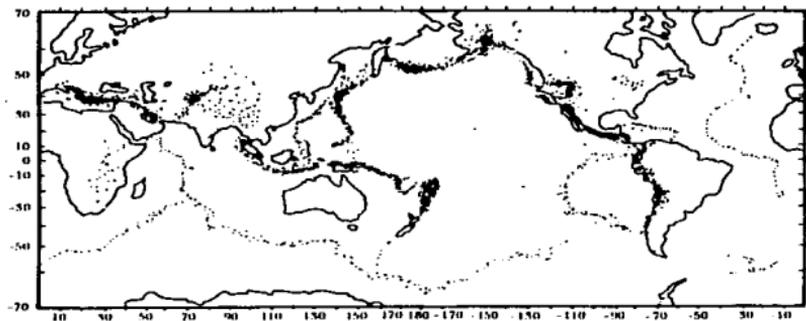


FIGURA 1.1: Sismicidad de todo el mundo, cada punto se refiere a una región donde ha ocurrido un sismo grande.

Si se confía en la idea de movimientos de las placas, se tiene que pensar en la configuración de la Tierra como primer paso para tratar de entenderlo. Gracias a los temblores se puede decir algo del interior de la Tierra: las ondas que se generan en los temblores [1] viajan en todas direcciones desde el punto donde se producen; las hay de dos tipos, las compresionales y las de cizalla (ondas que generan esfuerzos cortantes), también llamadas longitudinales y transversales respectivamente. Estos dos tipos de onda tienen la característica de que en materiales similares tienen velocidades de propagación distintas y de que las segundas no pueden transmitirse en líquidos, debido a que éstos no son capaces de soportar esfuerzos cortantes. Analizando las ondas se puede decir algo sobre el material que atravesó, permitiendo hacer un mapeo del interior de la Tierra. De este mapeo se extrae la existencia de regiones líquidas bajo la corteza terrestre, ésta última con un espesor promedio de 100km (el radio de la Tierra es del orden de 6000km).

Si se observa a Hawaii se ve como surge lo que Hamamos lava del interior de

la Tierra; un momento después de la erupción se ve que la lava se empieza a solidificar y que finalmente se convierte en una roca que se puede confundir con las que se encuentran en un paseo por las zonas ecológicas de Ciudad Universitaria. El hecho de que se puede producir lava dentro de la Tierra es una señal de una fuente de energía en el interior. La producción de energía en el interior de la Tierra se da a través de elementos radioactivos presentes en el núcleo, como el uranio, que decaen a otros elementos en el tiempo, produciendo energía [1]. La energía se acumula en el interior de la Tierra gracias a que sufre una disipación lenta, proveyendo una fuente continua. Esta fuente producirá variaciones en la temperatura entre regiones, dependiendo que tan lejos o cerca estén de ella, por lo que se producirán gradientes de temperatura, que llevarán a la existencia de celdas convectivas. Veamos lo anterior con más detalle en la siguiente teoría, [2] ver figura 1.2.

Cuando la Tierra era joven, antes de formarse el núcleo, había una única celda convectiva, material que sube y material que baja. El material ligero se acumuló en la superficie para formar el primer continente y el material pesado se hundió para formar el núcleo, mismo que creció hasta que la celda original se rompió en varias celdas. El flujo resultante separó los continentes y se formó una región en la cual lava era expulsada hacia los lados, formando nueva corteza terrestre, que con el paso del tiempo fue la fuente de un océano o parte de un continente. Este proceso se multiplicó al formarse nuevas celdas con el crecimiento respectivo del núcleo. Fue hasta 1962 cuando estas ideas aparecieron en la literatura científica, siendo todavía fuente de críticas. Estas regiones se conocen como dorsales oceánicas, el apellido debido a que sólo aparecen en el mar, ya sea en islas como Hawaiki o Islandia o sumergidas, teniendo así volcanes submarinos. Este último comentario da a entender que estas estructuras son pequeñas en extensión, pero no es así. Existe una dorsal oceánica que atraviesa todo el Océano Atlántico, desde el Norte de Islandia hasta la latitud del Cabo de la Buenaesperanza, que es el responsable de que Sudamérica este separada de África y que Europa esté tan alejada de Norteamérica.

El argumento a favor de que los continentes alguna vez estuvieron unidos se basa en dos procesos [2], uno radioactivo y otro magnético. Cuando sale lava del interior de la Tierra, los elementos radioactivos contenidos al momento de solidificarse decaen en otras sustancias a tazas conocidas. Determinando la



FIGURA 1.2: El lado izquierdo muestra las células originales. Al irse formando el núcleo se multiplicaron las células y se formó la dorsal como se observa en el dibujo derecho.

cantidad de estas sustancias se puede determinar la edad de las rocas desde el momento en que se solidificaron. La historia de la Tierra muestra periodos en que cambia la dirección del dipolo magnético de la Tierra (cambia de polaridad); ésto se halló al estudiar el magnetismo de las rocas en muchas partes del globo terráqueo. Cuando una roca se solidifica queda grabada la dirección del campo magnético, en ese lugar y en ese tiempo. Al mapear (no sin pocos problemas) la dorsal del Atlántico se observó que regiones paralelas a ésta muestran la misma polaridad, creándose un patrón de franjas, con las polaridades del campo magnético intercaladas. Gracias a lo anterior se pueden estimar las edades del Océano Atlántico, observándose que es más reciente entre más cerca de la dorsal, siendo una fuerte evidencia de que la dorsal está introduciendo material nuevo y está empujando los continentes aparte; ésto también es corroborado al hacer un análisis de decaimiento radioactivo.

La dorsal no es una estructura continua sino que está interrumpida por fracturas perpendiculares a ésta. Distintos científicos propusieron varias opciones para explicarlo; la primera dice que hay una falla transcurrente (esfuerzos constantes sin componente vertical), que va separando un pedazo de dorsal con respecto a otro [3]; otra teoría propuesta por Wilson propone un nuevo tipo de falla, llamada transformada [3]. Si se considera que la dorsal termina en un punto (donde está la discontinuidad), material recientemente creado empuja hacia los lados, teniendo una región de esfuerzos tensionales, (caracterizando

esta parte como una falla normal, como se ve en la figura 1.3); la frontera de este material va a sufrir una interacción con la frontera del material que se produce en la siguiente parte de la dorsal, teniendo esfuerzos cortantes en la dirección contraria a lo propuesto por la primer teoría, con la característica extra de que la actividad sísmica va a estar concentrada únicamente en la región entre las dos partes de la dorsal y no continuándose hacia ambos lados, como se muestra en la figura 1.4. Al hacer un estudio detallado de la actividad sísmica en una región de este tipo, se observa que los datos apuntan a la segunda teoría, que es la actualmente aceptada. La sismicidad asociada a las dorsales es de poca profundidad; ya que la temperatura crece con la profundidad, siendo en cierto momento demasiado caliente para soportar grandes esfuerzos, la sismicidad tiende a ser en enjambres y de magnitud baja. Que se observen enjambres (proceso común en procesos volcánicos) es un indicativo de que erupciones o procesos magmáticos se están llevando a cabo, lo que es evidencia de la creación de nueva corteza.

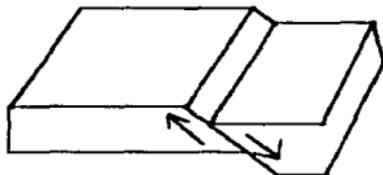


FIGURA 1.3: Falla normal: Esfuerzos tensionales que producen movimientos de las placas dadas por las flechas.

Si es creada nueva corteza en las dorsales, debe haber lugares donde ésta sea consumida, si se acepta el hecho de que la Tierra no se está expandiendo. Estos sitios en realidad existen, llamadas fosas o trincheras oceánicas; una importante está no muy lejos de aquí, cerca de la costa del Pacífico de México. Así como hay una dorsal que atravieza el Atlántico, también hay una en las latitudes negativas del Pacífico, llamada Dorsal del Pacífico Oriental, que separa las placas del Pacífico y las de Cocos y Nazca. El material nuevo que es creado subduce millones de años después en una fosa oceánica, que es

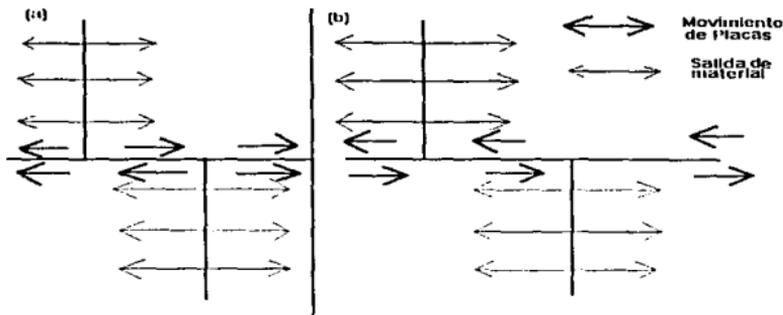


FIGURA 1-4: Teorías sobre las discontinuidades en las dorsales. Caracterización de la situación dado que sea una falla: (a) transformada y (b) trascurrente.

paralela a las costas del Pacífico, desde la boca del Golfo de California hasta la parte sur del Continente. En otras palabras, la placa oceánica se mete por debajo del continente, con cierto ángulo de inclinación. Como la placa oceánica baja poco a poco, van a existir interacciones entre las placas hasta profundidades del orden de 700km, que es donde se supone que la corteza marítima pierde su estructura y se convierte en material del manto.

A medianas y grandes profundidades, las interacciones simples de compresión no son la única historia; se reflejan esfuerzos en la relativamente resistente capa de litósfera que subduce. La litósfera es la capa superficial de la Tierra, que está dividida en placas. Las deformaciones paralelas al movimiento de la capa son presumiblemente acomodadas por flujo o deslizamiento en las partes dúctiles del manto adyacente. La actividad no es uniforme a todas las profundidades; hay profundidades privilegiadas con ciertos máximos en sismicidad que parecen depender de la razón en que la litósfera es subducida, teniendo del orden de 5 a 15 cm/año en las regiones más activas. Sykes [3] mostró que gracias a la notoria curvatura de la parte norte del Arco de Tonga (al norte de Nueva Zelanda), existe correlación en la configuración de la zona sísmica profunda y las estructuras características superficiales del Arco. Esto relaciona los eventos profundos con los poco profundos, y de paso indicaría

que todos los temblores de la región son parte de un mismo proceso global de carga, que en su inicio se da por la rapidez de la subducción.

El rompecabezas de las interacciones de las placas no acaba ahí. La última interacción importante que se da en gran escala en la faz de la Tierra, es cuando una placa se desliza con respecto a otra horizontalmente, sin haber subducción ni choque frontal. La estructura más notoria es la conocida Falla de San Andrés en la Costa de California, allí los temblores son el resultado de la fricción entre las placas, que varía con respecto a la densidad de "asperidades", que a su vez varían con el tiempo, dependiendo de qué tantas se destruyen cuando ocurre un sismo, el que se da cuando hay un movimiento relativo grande entre placas (cuando se supera la fricción estática). Habiendo repasado brevemente los tipos de interacciones que se pueden dar en las placas, queda mostrar el mapa correspondiente, que está representado en la figura 1-5.

Conociendo los procedimientos generales por los cuáles ocurren los temblores, se necesita caracterizarlos de alguna manera, para poder compararlos entre sí. Al registrar los temblores desde un punto de vista antropocéntrico, la primera referencia que se tiene es el comentario subjetivo de lo que pasó; se puede decir que no se sintió nada, que las lámparas se movían, que una pared de la casa se cuartecó, que la iglesia se cayó, que al ir al cine y regresar ya no existía la colonia, etc. En América es usada la escala modificada de Mercalli que data de 1931 [1] y que registra intensidades de temblores del I al XII; intensidad I sólo es registrada por aparatos sensibles a los movimientos de terreno; II, registrado por personas en reposo, o personas localizadas en lugares que favorecen la percepción como edificios altos; III, objetos colgantes se balancean o se captan vibraciones débiles pero sensibles; IV, carros estacionados se mecen, las puertas y ventanas oscilan; V, las personas dormidas despiertan, los cuadros se mueven, los relojes de péndulo se paran, cesan a andar o cambian de velocidad; VI, sentido por todos, se dificulta caminar, se agrieta el yeso débil, los árboles se sacuden; VII, difícil permanecer de pie, el agua se enturbia con lodo, derrumbes de arena; VIII, se dificulta conducir un vehículo, se rompen las ramas de los árboles, caída de monumentos y torres, caídas de paredes de ladrillo no completamente aseguradas; IX, pánico general, averías generales a los cimientos, las tuberías subterráneas se rompen, grietas notorias en el terreno; X, algunas estructuras cuidadosamente con-

struidas caen, el agua es arrojada a la orilla de canales, ríos, lagos, etc., rieles de las vías de ferrocarril doblados levemente; XI, los rieles quedan doblados considerablemente y las tuberías subterráneas completamente fuera de servicio; finalmente, intensidad XII, la destrucción es casi total, las líneas de nivel quedan distorsionadas y los objetos son arrojados al aire.

El problema de este tipo de caracterización es que la intensidad varía de lugar a lugar para un mismo terremoto, y desde un punto de vista físico interesa que el temblor tenga asignado un número, independientemente de donde se mida; es por eso que Richter en 1935 [19] planteó una escala de magnitudes. Estas se basan en ondas elásticas que pueden viajar a través de toda la Tierra y que pueden ser compresionales (ondas P) o de cizalla (ondas S) que genéricamente se conocen como ondas de cuerpo y ondas superficiales; para estas últimas, la amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades, lo que puede explicarse como resultado de la interferencia de ondas de cuerpo [1]. Al graficar las amplitudes del movimiento del suelo durante terremotos para varias estaciones japonesas, contra la distancia al epicentro, Richter distinguió terremotos profundos de poco profundos y logró comparar temblores grandes entre sí. Supuso que la constante de proporcionalidad entre las amplitudes que se registran (de ondas de cierta frecuencia) para todas las estaciones es la misma -para dos terremotos que ocurrieron en un mismo lugar pero de distinta magnitud-, teniendo para el temblor más grande una amplitud mayor. La razón de la amplificación será igual en todos los sismógrafos (aparatos que miden la amplitud del movimiento del terreno) considerando que la transmisión en el terreno es análoga para todas las estaciones y que la respuesta del aparato es lineal. El problema que se presenta con estas últimas consideraciones es que hay inhomogeneidad en la propagación de las ondas, es decir, diferencias en la estructura geológica de los caminos que atravesó la onda, lo que da lugar a cambios cualitativos y cuantitativos en el espectro de ondas que llegan a distintos lugares.

Para comparar los temblores de acuerdo con la energía que emitieron en ondas sísmicas, un buen inicio es compararlos a través de la amplitud máxima del paquete de ondas que se registra, suponiendo que ésta es una buena referencia para la energía global. Puesto que un aparato no puede registrar todo el espectro, es necesario modificarlo para captar las ondas relevantes para cada temblor, dependiendo a que distancia de la fuente se mide, o del tamaño del

temblor.

Si se evitan los problemas asociados a qué parte de la onda se tomó en cada estación o qué tan representativo es tomar la amplitud máxima, independientemente de la frecuencia, se puede construir la magnitud dada por Richter (M_L) en 1935 como sigue.

Usando un sismógrafo de periodo corto con ciertas características técnicas que menciona Richter, se define el temblor estándar de tal manera que a una distancia de 100km del epicentro registre una amplitud máxima de 0.001mm., entonces la magnitud estará dada por:

$$M_L = \log(A_{máx}) - \log(A_0), \quad (1.1)$$

donde $A_{máx}$ es la amplitud máxima del temblor a medir, a una distancia L del epicentro y A_0 es lo respectivo para el temblor estándar. Richter probó su magnitud para registros en distintas estaciones y todas coinciden dentro de una unidad o menos; la magnitud se establece como el medio entero más cercano, ésto determina una partición muy burda, notando que se manejan logaritmos en base 10 de la amplitud. Tomando un conjunto de datos muy confiables dados por Gutenberg, se puede calcular la magnitud con un error de 0.5 unidades. Para mejorar el cálculo de la magnitud se trata de corregir problemas locales. Si se observa que un aparato registra amplitudes sistemáticamente arriba de la media, se saca el promedio de lo que pasa para distintos sismos, restando esta cantidad a cualquier cálculo posterior de la magnitud, para ese aparato en particular. Debe enfatizarse que con la cantidad reducida de datos que es común tener no se pueden identificar siempre errores sistemáticos. Lo que concluye aquí es que si se tienen temblores bien observados, se puede estimar la magnitud con un error de un décimo, pero con la certeza de tener un intervalo máximo de error de la mitad de la unidad.

Gutenberg en 1945 [20] planteó una magnitud para caracterizar los temblores a distancias grandes dada por la siguiente expresión general:

$$M = \log A - \log B + C + D, \quad (1.2)$$

donde A es la componente horizontal del movimiento máximo del suelo, en milésimas de milímetro, durante ondas superficiales que tengan periodos de alrededor de 20 segundos; B es lo anterior pero para un temblor de magnitud cero (sólo depende de la distancia de la estación al epicentro, para una

distancia focal dada); C es una constante para cada estación (correcciones de efectos en casos especiales del suelo cerca de la estación y del equipo instrumental); D depende de la profundidad del foco, de la distribución original de energía en azimuth, de la absorción de ondas y del efecto de irregularidades a lo largo del recorrido de las ondas.

Después de un desarrollo teórico hecho por Gutenberg llega a la expresión de la magnitud, que llamará M_s , para darle el apellido de superficial, dada por:

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 + C, \quad (1.3)$$

donde Δ es la distancia al epicentro medida en grados. En 1956 Gutenberg y Richter [21] definen la magnitud m , dado el cociente entre la amplitud y el periodo de las ondas máximas de los principales grupos de onda (P, PP y S), introduciendo como:

$$q = \log\left(\frac{x}{T}\right), \quad (1.4)$$

donde x es la componente horizontal ó vertical de los desplazamientos del suelo, en unidades de 0.001 mm.; T es el periodo, en segundos.

Para dar correcciones dependiendo de la distancia del epicentro y de profundidades del foco se tienen tablas empíricas que definen una cantidad Q para cada caso:

$$m = q + Q + s, \quad (1.5)$$

donde s es una corrección para cada estación. Esta magnitud m actualmente se le conoce como m_B , porque basa su cálculo en ondas de cuerpo, usando la sigla en inglés.

Las definiciones de magnitudes se basa en información que llega de manera indirecta a nosotros y por caminos que con detalle se sabe poco, lo que hace confusa una conexión directa con la energía liberada en el epicentro.

Una manera de intentar relacionar la magnitud con la energía, es el enfoque dado por Richter [21], donde se usa primeramente la ecuación de la energía de un grupo de ondas de una fuente puntual,

$$E = 2\pi^3 h^2 v \rho \left(\frac{A}{T}\right)^2 t, \quad (1.6)$$

donde h es la distancia lineal a la fuente, v es la velocidad, ρ es la densidad, A la amplitud, T el periodo y t es el tiempo que dura la señal.

Para aplicarlo al epicentro, h es la profundidad del foco e incluye un factor que toma en cuenta el efecto de la superficie libre. Poniendo $h = 16\text{km}$ y $\rho = 2.7\text{gm./cm}^3$. Considerando además que $v = 3.4\text{ km/s}$, para ondas transversales y suponiendo que la energía para ondas longitudinales es la mitad de la correspondiente a ondas transversales, tenemos:

$$\log E = 12.34 + 2q_p + \log t_p \quad (1.7)$$

donde q_p, t_p se refieren a q y a t en el epicentro. Empíricamente se tiene que:

$$q_p = m - 2.3 \quad (1.8)$$

$$\log t_p = 0.4m - 1.9 \quad (1.9)$$

finalmente se concluye que:

$$\log E = 5.8 + 2.4m \quad (1.10)$$

Una expresión empírica no exacta que relaciona M_s con m está dada por

$$m = 0.63M_s + 2.5 \quad (1.11)$$

si se introduce esta expresión en la correspondiente de la energía da:

$$\log E = 1.51M_s + 11.8 \quad (1.12)$$

Esta relación es cuestionable para temblores grandes. Esto se debe a que la magnitud M_s no representa al proceso completo, ya que se satura para temblores grandes. Se discutirá la saturación un poco más adelante. Es por eso que se define el momento sísmico como:

$$Mo = \mu DS \quad (1.13)$$

donde μ es la rigidez (uno de los coeficientes de Lamé en la teoría de elasticidad), D es el corrimiento promedio de la falla y S es el área de la falla.

No para todos los temblores se puede calcular Mo , ya que no siempre hay acceso confiable a la información requerida. Con los temblores que sea posible calcular el momento sísmico de manera directa, se puede hacer lo siguiente, para calcular el momento sísmico de los temblores restantes, como en el ejemplo que a continuación se muestra.

Se tienen 21 temblores grandes [22] donde se ha estimado la magnitud M_s con ondas de período de 100s, que ahora se denota como M_{100} ; 7 de estos

temblores tienen asignada M_o de manera directa y se observa que cumplen de manera satisfactoria la siguiente relación:

$$\log M_o = 2.83M_{100} + 4.83. \quad (1.14)$$

Dada esta relación se puede calcular el momento sísmico de los otros 14 temblores.

En un modelo de un temblor [22], visto como un proceso de relajación elástica de esfuerzos, se tiene que la diferencia en la energía elástica de tensión (W), antes y después de un terremoto, puede escribirse como:

$$W = \bar{\sigma} \bar{D}S, \quad (1.15)$$

donde $\bar{\sigma}$ es el esfuerzo promedio durante el temblor. Usando las ecuaciones (1.13) y (1.15) y nombrando a σ_0 y σ_1 como los esfuerzos inicial y final tenemos

$$W = \frac{\Delta\sigma \bar{D}S}{2} + \sigma_1 \bar{D}S, \quad (1.16)$$

y defino:

$$W_o = \frac{\Delta\sigma \bar{D}S}{2} = \frac{\Delta\sigma M_o}{2\mu}. \quad (1.17)$$

Como $\Delta\sigma \approx 20 - 60 \text{ bars} = 2 - 6 \times 10^7 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$ para temblores muy grandes y $\mu = 3 - 6 \times 10^{11} \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$ para condiciones típicas bajo la corteza en el manto superior, resulta que:

$$W_o \sim \frac{M_o}{2 \times 10^4}. \quad (1.18)$$

Si σ_f es el esfuerzo friccional durante el temblor

$$W = \sigma_f \bar{D}S + E, \quad (1.19)$$

donde el primer término del lado derecho es la pérdida por fricción y el segundo es la energía liberada en ondas. Despejando:

$$E = W_o + \bar{D}S(\sigma_1 - \sigma_f). \quad (1.20)$$

Considerando que $\sigma_1 = \sigma_f$, se llega a que la energía liberada en un terremoto es proporcional al momento sísmico, lo que es un resultado físico interesante. En el caso de la falla de San Andrés se cumple que $\sigma_f = 0$, porque no se encuentra un anomalía en el flujo de calor a la largo de la falla, indicando

que el esfuerzo friccional es muy pequeño. Además, de un análisis de la deformación de la litósfera oceánica se extrae que existe un esfuerzo tectónico muy alto ($\sim 1kbar$); si esto es representativo, sugiere que la caída de esfuerzos es parcial ($\sigma_1 > 0$).

Si se mide m_B con amplitudes de onda de cuerpo de periodos cercanos a 1s, se ve que el valor máximo para m_B es del orden de 7; considerando periodos más largos, se llegan a obtener magnitudes mucho mayores que 7. Dada la correlación que existe entre m_B y M_L , la última también tiene límite superior del orden de 7. M_s nunca alcanza el valor de 9. Si un sismógrafo no puede registrar la amplitud de la onda principal de un sismo, se dice que se satura; usando un sismógrafo de periodo corto y dada la definición de la magnitud con una característica momentánea de la onda, no se distingue entre sismos cuya onda característica conserva una amplitud durante un tiempo largo y los que muestran pulsos de la misma amplitud de duración corta. Las magnitudes m_B , M_L y M_s se saturan para temblores suficientemente grandes, ya que no miden características globales de las fallas; sólo limitan las condiciones para fallas localizadas en la corteza.

Para evitar estos problemas se necesita una magnitud basada directamente en una estimación de la energía radiada [23] y no al revés como en la ecuación (1.12).

Si se toma la expresión para la energía dada por Gutenberg-Richter en la ecuación (1.12) y se calcula la energía de manera directa y a través de ésta la nueva magnitud (M_W) se tiene:

$$\log E = 1.51M_w + 11.8. \quad (1.21)$$

Si se sustituye E en términos del momento sísmico, resulta

$$\log Mo = 1.51M_w + 16.1. \quad (1.22)$$

La relación (1.12) se cumple para temblores con $M_s \leq 8$, si se analizan empíricamente como lo hicieron Purcaru y Berckhemer en 1978 para $5 \leq M_s \leq 7.5$ [23]; lo mismo sucede con $3 \leq M_L \leq 7$ al seguir el análisis hecho por Thatcher y Hanks con temblores del sur de California en 1973 [23]. Esto permite tener confianza en la nueva magnitud para usarla en temblores grandes, viendo que la relación se cumple para magnitudes abajo del límite de saturación para las otras magnitudes.

Finalmente, despejando:

$$M_w = \frac{2 \log M_0}{3} - 10.7. \quad (1.23)$$

Históricamente se han usado las magnitudes M_s y m_B , teniendo a la primera como la más completa y homogénea para temblores poco profundos. Pacheco [4] en 1992 elaboró un catálogo global de temblores de magnitud $M_s \geq 7$ poco profundos ($< 70\text{km}$), de 1900 a 1989. Cuando se requiere estudiar sismicidad global es necesario tener un catálogo homogéneo (esto quiere decir que las tasas globales de sismicidad son constantes en una escala de tiempo de décadas). Durante la primera década del siglo XX, la distribución de estaciones no era ideal para las regiones más activas, lo que hace que los datos no sean tan confiables para los estándares actuales. Gutenberg y Richter construyeron un catálogo mundial con la información que pudieron recopilar de 1904 a 1953 (en el que se basan catálogos posteriores). En muchos casos, la incertidumbre en la localización del epicentro excedía un grado, obteniéndose una confiabilidad aceptable después de 1920. En 1981 Abe y Kanamori [17] notaron que la cantidad de temblores grandes ($M_s \geq 7.7$) entre 1897 y 1906 es significativamente más grande que en periodos subsiguientes, atribuyéndolo a un error en la ganancia asignada por Gutenberg y Richter a sismógrafos no amortiguados. En temblores de 1904 a 1909 se tiene una sobreestimación de 0.5 en M_s con respecto a 1918-1980. Lo anterior quiere decir que si se consideran las tasas de sismicidad correctas como las correspondientes al periodo más cercano, se tendría que quitarle 0.5 a todas las magnitudes para que las tasas de sismicidad, para distintas bandas de magnitud, coincidieran en ambos periodos.

Abe en 1984 [21] encontró que M_s tiene una sobreestimación promedio de 0.5 de 1904 a 1906, de 0.4 en 1907 y 0.3 de 1908 a 1909, sobreestimación sugerida por la mezcla de datos de sismógrafos amortiguados y no amortiguados, la cual variaba en el tiempo. Usando la relación empírica entre M_s y m ($m = m_B$) y sustituyendo los nuevos datos de M_s se encuentran las correcciones para m_B , que indican una sobreestimación de 0.51 ± 0.16 entre 1904 y 1905 y de 0.23 ± 0.23 entre 1906 y 1908. Se usan las mismas correcciones para m_B en terremotos profundos, ya que hay poca diferencia en el periodo promedio de ondas de cuerpo usadas en un amplio intervalo de profundidades y magnitudes. El periodo promedio de las ondas de cuerpo es de 9 segundos entre 1953 y 1968 y no varía mucho con respecto a los datos

de 1904 a 1952, que usaron Gutenberg y Richter. Actualmente se usan ondas de cuerpo de 1 segundo para calcular la magnitud m_H lo que debe tenerse presente al elaborar el catálogo global del síglo.

En el proceso de construir un catálogo homogéneo para este trabajo, es necesario identificar los puntos donde se dan los cambios significativos en la sismicidad; los cambios máximos entre dos puntos en el tiempo. Para ésto, Pacheco [4] usa la prueba de desviación normal, que determina valores de z a todo tiempo (o más correctamente dicho, a todo periodo pequeño en que pueda definir la sismicidad decentemente) dentro del periodo a estudiar; ésto con respecto a un periodo referencia que se toma como correcto. z se interpreta como el número de desviaciones estándar del promedio a que se está de una distribución normal definida a través del periodo de referencia. Ésto implica que $z = \pm 2.57$ corresponde a una diferencia en la tasa de sismicidad a un nivel de confiabilidad del 99%. Por convención z positivo indica decremento y z negativo indica incremento.

El tiempo donde z tiene un valor máximo, define cuándo ocurrió un cambio notorio en la sismicidad, si $z > 2.57$ ó $z < -2.57$. El proceso se sigue iterativamente hasta que no se encuentra cambios significativos o los intervalos de estudio se hacen muy pequeños. Se notan cambios en sismicidad alrededor de 1923; ésto se puede atribuir a que las medidas de tiempo de arribo y medidas de la amplitud fueron significativamente mejoradas en 1922 debido a una mejor calidad en la instrumentación. También ocurren cambios en 1949, coincidiendo bastante bien con el hecho de que a principios de los 50's se sustituyeron sismómetros de periodo corto por unos de periodo largo. De esta manera, los factores de ajuste que surgen de este análisis se justifican por factores humanos y de instrumentación, produciendo así un catálogo aceptablemente homogéneo para magnitudes $M_s \geq 7$, hasta 1980. Concluyendo, basándose en el catálogo de Abe y Kanamori [17, 24] que abarca hasta 1980, Pacheco [4] corrige los datos para ajustar la sismicidad en los distintos periodos que surgieron al usar la prueba de desviación normal y lo completa hasta 1989 con la base de datos CMFS, que corre desde 1977 y que tiene acceso público en Internet (<http://tempo.harvard.edu/CMF.html>).

Complementando el catálogo de M_s , se tiene el respectivo para el momento sísmico, usando fórmulas que relacionan la magnitud superficial y de cuerpo de periodo largo con el momento sísmico, equivalentes a la relación entre

M_{100} y Mo . Debe cumplirse que $Mo \leq 10^{22} Nm$, para evitar saturación de la amplitud de las ondas superficiales de periodo igual a 100 segundos. Para temblores en los que no se tiene una estimación de Mo , usando ondas de periodo largo, Pacheco usó una expresión parecida a la dada por Gutenberg y Richter para la energía liberada; usando la M_s corregida, dada por

$$\log Mo = 1.5M_s + 9.14. \quad (1.24)$$

Abe y Kanamori en 1980 obtienen la siguiente relación empírica para profundidades menores de 40km, usando datos de 1956 a 1968.

$$m_H = 0.65M_s + 2.5, \quad (1.25)$$

que es muy similar a la dada por Gutenberg y Richter con datos hasta 1956. Esta relación se usó para calcular algunas de las magnitudes faltantes, para completar un catálogo de m_H , que es un parámetro importante para la cuantificación de temblores grandes, profundos y no profundos, en una base común.

Los ejemplos analizados posteriormente en este trabajo tomarán sus datos de alguno de estos catálogos. Siendo importante recalcar que el trabajo es muy preliminar, un trabajo más completo debe tener más cuidado al tomar los datos.

Este capítulo trató de dar un panorama general de la tectónica de placas y cómo a través de ellas se puede hablar de la generación de temblores con cierta base física. Después se hizo un repaso histórico de la definición de las distintas magnitudes, lo que llevó a entender la complejidad para definir una magnitud asociada a cada temblor. Finalmente se discutió sobre los catálogos usados en este trabajo, repasando la forma en que los distintos autores buscaron corregir los datos de la primera parte del siglo, para hacer un catálogo homogéneo confiable.

Capítulo 2

Procesos Estocásticos

2.1 Introducción

Una manera de introducir a los temblores dentro de la teoría de procesos estocásticos es a través de una analogía con el siguiente experimento típico en medios granulados. Dos placas circulares de vidrio forman las tapas de un cilindro de longitud l . Este se llena a la mitad de su capacidad con esferas de vidrio de diámetro ligeramente menor a b . Esto simula un medio granulado en dos dimensiones. Si este cilindro se coloca con su eje de manera horizontal como se ve en la figura 2.1 y se hace girar con una velocidad angular baja (Ω), para que se produzcan avalanchas intermitentemente, se observa que ocurren avalanchas a tiempos no periódicos. Al observar muchos datos se puede concluir que la distribución de tiempos a que ocurren no sigue ningún patrón definido, lo que lleva a considerarlos como eventos azarosos. Además de la variable de tiempo, se tiene el tamaño de la avalancha, es decir a la caída en el ángulo de la superficie libre del medio; esta variable sólo puede tomar valores entre 0° y 90° .

Si se hace una gráfica del ángulo en el que está el sistema (α) contra el tiempo (t), se observa que la gráfica consta de rectas de pendiente Ω unidas por rectas prácticamente verticales, que unen los ángulos de inicio y término de cada avalancha. Una gráfica de este estilo define un proceso de carga monotónica y de descarga en transiciones abruptas; de ahora en adelante la nombraré en general como proceso. Como ejemplo se muestra en la figura 2.2 lo que se observa típicamente durante una observación en el experimento mostrado en la figura 2.1. De esta gráfica se puede extraer información estadística de las

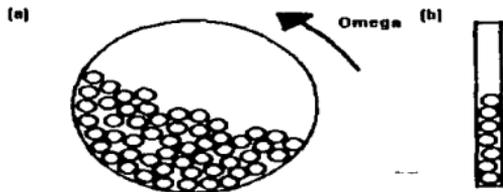


FIGURA 2.1: Medio granulado en el experimento. a) Vista frontal b) Vista lateral.

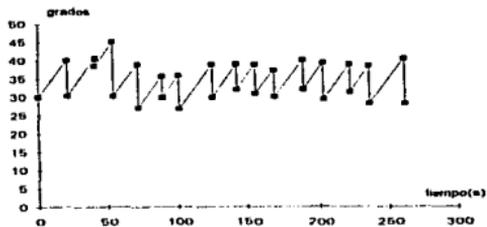


FIGURA 2.2: Gráfica del ángulo al que está la superficie libre, en función del tiempo, para el experimento de medios granulados.

distribuciones de probabilidad de que una avalancha inicie o termine con un ángulo α y de igual manera la distribución de tiempos entre avalanchas o de su duración.

La hipótesis principal de este trabajo, sujeta a verificación a través de las consecuencias, es que la variable que caracterizará el sistema, el equivalente al ángulo en el experimento mencionado de medios granulados, es un proceso estocástico markoviano (Esto se discute más adelante). La variable que se utiliza para los temblores será un nivel de energía, que se entenderá como proporcional al $\log E$. Lo anterior permitirá asociar a la caída en el nivel de energía durante el temblor a la magnitud, ver ecuación (1.12). Para tener la analogía completa se hace la suposición de que el nivel de energía aumenta a una tasa constante.

La siguiente pregunta que surge se refiere a cómo podemos construir un proceso si se tiene un conjunto de eventos con un tamaño asignado (M_i), distribuidos en ciertos tiempos t_i , como es el caso de los temblores y como se ve en la figura 2.3 para eventos reales en México. Lo que sabemos hasta éste momento es que lo equivalente a la caída en el ángulo es la magnitud del temblor correspondiente. En el caso de los temblores, existe un proceso de acumulación en el tiempo de energía sísmica potencial, dada la interacción de las placas tectónicas. Eventualmente se producirá una liberación en un temblor, lo que baja el nivel de energía en el sistema. Lo anterior es una primera aproximación, que al observar procesos particulares (como se verá más adelante) indica que existen niveles de energía grandes, incluso después de la ocurrencia de temblores, lo que físicamente no es claro.

Al dividir M_i entre $t_i - t_{i-1}$ (δt_i) se tiene el valor de la pendiente de la recta que permita un aumento en el nivel de energía (σ) (entendida como párrafos antes se describió) dado por la magnitud del i -ésimo evento. Esto permite estimar una tasa de carga Ω , -que tendrá la cualidad de que la energía al que inicie el temblor sea el mismo al que acabe, como se observa directamente si solo se toma un temblor y un periodo de carga-; considerando los promedios, como se verá adelante.

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_i, \quad (2.1)$$

$$\delta t = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \delta t_{i+1} = \frac{T}{N-1}, \quad (2.2)$$

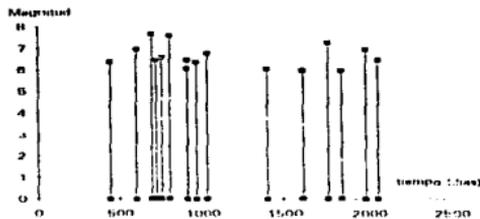


FIGURA 2.3: Distribución de temblores en el tiempo. La magnitud es M_i .

donde T es el tiempo de observación y N es la cantidad de temblores. M es el promedio del tamaño y δt es el promedio del tiempo entre eventos como se observa en la ecuación (2.1) y la ecuación (2.2) respectivamente. Con estas definiciones se calcula Ω como

$$\Omega = \lim_{N \rightarrow \infty} \left(\frac{M}{\delta t} \right) = \frac{\sum_{i=1}^N M_i}{T}. \quad (2.3)$$

Si el proceso está definido durante un tiempo T , el número de temblores es N y M_i es la magnitud del i -ésimo temblor, entonces

$$\Omega T = \frac{\sum_{i=1}^N M_i}{T} T = \sum_{i=1}^N M_i, \quad (2.4)$$

lo que quiere decir que toda la energía acumulada en el proceso de carga (con tasa Ω), se liberó al ocurrir todos los eventos. En otras palabras, Ω por T es la energía acumulada durante todo el periodo de observación y es igual a la pérdida de energía por la suma de todas las magnitudes de los temblores que ocurrieron en ese periodo. Así se tiene una razón de carga que va a permitir que el proceso empiece y termine en el mismo lugar, (que viéndolo como las avalanchas, quiere decir que el sistema liberó toda su energía acumulada) como se observa en la ecuación (2.4). La debilidad de este enfoque es que la Ω calculada no logra, necesariamente, mantener el proceso acotado entre ciertos límites de energía, que sean sensatos desde el punto de vista de las placas tectónicas. Si se tiene la tasa de carga lo único que hace falta para construir el proceso es escoger un origen (arbitrario) en la variable de energía, caracterizando la energía al momento de iniciar la

observación. Dado ésto se dibuja una recta de pendiente Ω hasta que llegue al tiempo en que ocurrió el primer evento y trazar una recta perpendicular al eje temporal de tamaño M_1 y continuar así hasta llegar al último evento. Para fijar ideas tomemos el siguiente ejemplo con 10 temblores arbitrarios ocurridos en ciertos tiempos en unidades arbitrarias, teniendo la siguiente información $M_i = (7.1, 7.1, 7.8, 8, 7.5, 7.6, 7.2, 7.5, 7.1, 7.2)$, para $i = 1, \dots, 10$. Con $t_i = (1, 3, 4, 6, 10, 11, 15, 20, 21, 24)$ tenemos que

$$M = 7.11,$$

$$\delta t = 2.4,$$

$$\Omega = 3.087,$$

siendo la figura 2.1 la construcción del proceso.

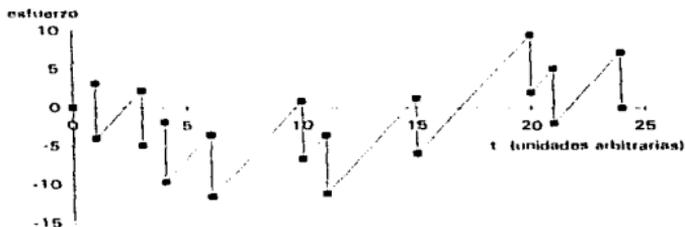


FIGURA 2.1: Proceso para el ejemplo. Nótese que inicia y termina en cero. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice.

De los datos se puede extraer información estadística, como la distribución de tiempo entre eventos δt_i (ver figura 2.5) y la distribución de tamaños (M_i) (ver figura 2.6).

De la información real de los temblores se pueden construir las gráficas de los procesos correspondientes. Para hacer ésto se supone que los temblores ocurren instantáneamente, que es una buena aproximación ya que los temblores duran del orden de segundos y el tiempo entre eventos consecutivos abarca días ó más. A continuación se mostrarán ejemplos de procesos con base en distintas regiones, con la información que se tiene de los temblores grandes

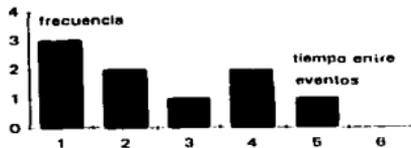


FIGURA 2.5: Histograma de $t_i - t_{i-1}$ para el ejemplo. El tiempo está en unidades arbitrarias.

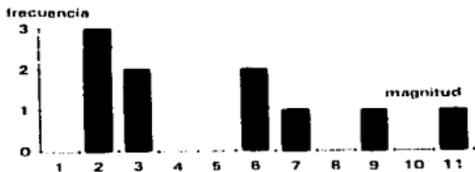


FIGURA 2.6: Histograma de magnitud para el ejemplo. La primera barra indica magnitud 7 y aumenta en intervalos de 0.1.

ocurridos ahí. Para temblores de magnitud $m_H \geq 7$ se tiene información confiable dentro del catálogo de Abe de 1904 a 1980. El catálogo no se pudo ampliar para los siguientes años ya que si se usa la base de datos que se tiene en Internet, la sismicidad se ve notoriamente modificada. La explicación de lo anterior se puede deber a que el periodo de las ondas con las que se calculan las magnitudes son distintas para ambos casos. La existencia de esta inconsistencia, llevó a que se trabajara únicamente con el catálogo de Abe, sin entrar por el momento en los detalles del porqué de la inconsistencia. Para temblores de magnitud $M_s \geq 6$, se tiene información desde 1977, que es desde donde corre la base de datos en Internet, no teniendo otra referencia directa y completa de temblores de magnitud mayor de 6 para antes de esta fecha. La figura 2.7 muestra el caso global, se observa que el proceso toma una amplia gama de valores en la energía. Es sensato pensar que durante la Segunda Guerra Mundial el registro de temblores no fue confiable, lo que puede justificar porqué en la figura 2.7 hay una caída muy abrupta en el nivel de energía durante esos años, que tendrá que ser compensada artificialmente por un aumento reiterado en los siguientes años, para llegar al nivel de energía de 1904 en 1980.

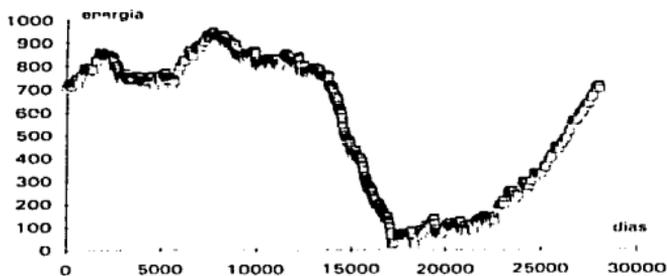


FIGURA 2.7: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904-1980. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice

En la figura 2.7 no se identifican las rectas de carga porque son del orden de 1000 temblores. Una de las regiones que se consideraron es la costa Pacífica

de Sudamérica (ver figura 2.8), definida entre las latitudes -45 y 0 y entre las longitudes 275 y 295. Esta región es importante porque es conocido el proceso global de generación de temblores, a través de subducción de la placa del Pacífico bajo Sudamérica y porque la sismicidad es grande.

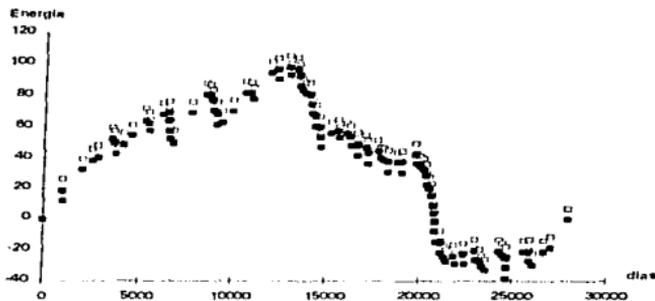


FIGURA 2.8: Proceso para Sudamérica con temblores $m_R \geq 7$ de 1904 a 1980. Los cuadrados huecos corresponden a la energía inicial y los cuadrados llenos a la energía final del temblor correspondiente. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice

Nótese que la energía a tiempo 0 puede moverse arbitrariamente con tal que la variable de energía sea siempre positiva. Lo que se observa en las figuras 2.7 y 2.8 es que el proceso está acotado en una región que es varias veces el tamaño de la magnitud promedio; en el primer caso abarca del orden de 100 veces y en el segundo del orden de 10. Esta diferencia de órdenes se debe en parte a que en el caso global se están tomando muchos más temblores, del orden de 10 veces más. A continuación se muestran dos gráficas de los procesos, elaboradas para la región en que se está más interesado, que es la Costa del Pacífico de México y la de Centroamérica. La región está geográficamente definida por las latitudes 10 y 20 y las longitudes 250 y 270 además de la región delimitada por las latitudes 5 y 15 y las longitudes 270 y 280. La gráfica equivalente a la figura 2.8 para la región que incluye México definida anteriormente está dada por la figura 2.9. La figura 2.10 es el proceso correspondiente para México, para temblores comprendidos entre 1977 y el 22 de

enero de 1997, fecha a la cual llega la base de datos.

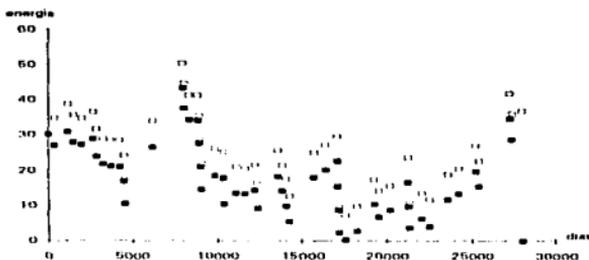


FIGURA 2.9: Proceso para la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $M_N \geq 7$, de 1901 a 1980. Los cuadrados blancos corresponden a la energía inicial y los cuadrados llenos a la energía final del temblor correspondiente. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice

Si observamos la figura 2.11 correspondiente a Japón, la historia no cambia mucho, ya que la gráfica está acotada dentro de una región muy similar a la correspondiente a la figura 2.10, aunque la cantidad de temblores es alrededor del doble. La figura 2.11 corresponde a la región de Japón, comprendida entre las latitudes 35 y 55 y las longitudes 140 y 165, para los últimos 20 años, con $M_N \geq 6$.

La figura 2.11 muestra una característica distinta a lo que se observa en las anteriores, ya que cae la energía de manera muy brusca en los últimos 14 temblores, ya que ocurren a tiempos mucho más cortos con respecto a la mayoría de los primeros. La figura 2.11 permite pensar en la definición de cierto nivel de energía umbral sobre el cual el sistema no pueda pasar, aunque en términos técnicos lo que pasó es que el sistema se mantuvo con una tendencia a crecer hasta que tuvo que decrecer muy bruscamente debido a que el proceso tenía que regresar al nivel de energía sobre el que empezó. Hay que tener siempre en mente que la Omega (razón de carga) se construyó artificialmente, y no se sabe realmente que tiene que ver con el proceso de carga real. Notar que se pueden construir dos Omegas una en la región que sube y otra en la que baja, para lograr que el proceso se mantenga acotado

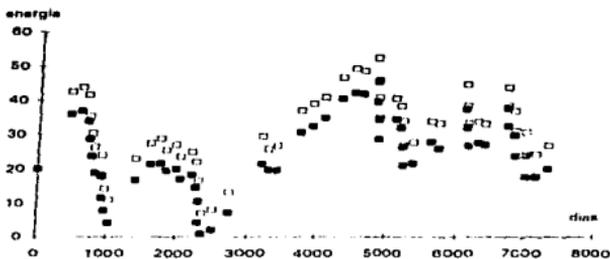


FIGURA 2.10: Proceso para la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $M_s \geq 6$, de 1977 a 22-Enero de 1996. Los cuadrados huecos corresponden a la energía inicial y los cuadrados llenos a la energía final del temblor correspondiente. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice

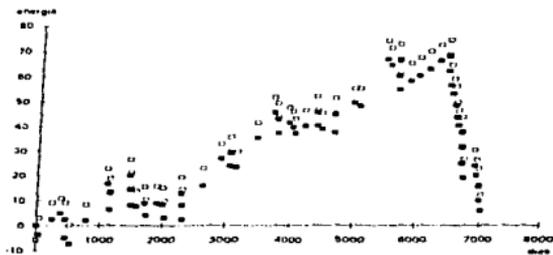


FIGURA 2.11: Proceso para Japón, $M_s \geq 6$, de 1977 a Julio de 1996. Los cuadrados huecos corresponden a la energía inicial y los cuadrados llenos a la energía final del temblor correspondiente. Para una discusión sobre los procesos, ver el Apéndice

en una región más chica.

La figura 2.10 a diferencia de la figura 2.11, muestra regiones temporales donde tiene tendencia a crecer y otra donde decrece con pendientes muy variables, lo que hace muy confusa la idea de definir varias Omegas, para tratar de acotar en una región más chica al proceso y poder argumentar que la simulación del símil de avalanchas en medios granulados es factible.

2.2 Bases de procesos estocásticos

Una variable aleatoria (estocástica) X se define como aquella que toma valores de un conjunto de valores posibles y que hay una función de probabilidad asociada a estos valores [5]. Esta última la denotaremos como $P(\sigma)d\sigma$ y especifica la probabilidad de que X tome un valor entre σ y $\sigma + d\sigma$, es no negativa y está normalizada.

$$P(\sigma) \geq 0, \quad (2.5)$$

$$\int P(\sigma)d\sigma = 1, \quad (2.6)$$

integrada sobre todos los posibles valores de X . De esta manera el promedio de cualquier función de X , $f(X)$ se define como:

$$\langle f(X) \rangle = \int f(\sigma)P(\sigma)d\sigma; \quad (2.7)$$

si $f(X) = X^m$ se obtienen los momentos de la distribución $\langle X^m \rangle \equiv \mu_m$; si $m = 1$ se tiene el promedio y con $m = 2$, junto con el primero se obtiene el cuadrado de la desviación estándar (σ_1^2), es decir:

$$\sigma_1^2 = \langle (X - \langle X \rangle)^2 \rangle = \mu_2 - \mu_1^2. \quad (2.8)$$

La función f puede depender también de otra variable t , que si es el tiempo se habla de un proceso. Ahora se define la densidad de probabilidad de que $f(X, t)$ tome el valor σ al tiempo t como:

$$P_1(\sigma, t) = \int \delta(\sigma - f(\sigma, t))P(\sigma)d\sigma. \quad (2.9)$$

Si se quiere la probabilidad de que $f(X, t)$ tome el valor σ_1 al tiempo t_1 , el valor σ_2 al tiempo t_2 , hasta el valor σ_n al tiempo t_n , se tiene

$$P_n(\sigma_1, t_1; \sigma_2, t_2; \dots; \sigma_n, t_n) =$$

$$\int \delta(\sigma_1 - f(\sigma, t_1))\delta(\sigma_2 - f(\sigma, t_2)) \cdots \delta(\sigma_n - f(\sigma, t_n)) P(\sigma) d\sigma. \quad (2.10)$$

Otro tipo de probabilidad es la llamada probabilidad condicional $P_{1/j}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1)$ que es la probabilidad de que $f(X, t)$ tome el valor σ_2 al tiempo t_2 dado que tenía el valor σ_1 al tiempo t_1 . De manera general tenemos la probabilidad para que sucedan l eventos si sucedieron k eventos antes como

$$P_{l/k}(\sigma_{k+1}, t_{k+1}; \dots; \sigma_{k+l}, t_{k+l} / \sigma_1, t_1; \dots; \sigma_k, t_k) = \frac{P_{k+l}(\sigma_1, t_1; \dots; \sigma_k, t_k; \sigma_{k+1}, t_{k+1}; \dots; \sigma_{k+l}, t_{k+l})}{P_k(\sigma_1, t_1; \dots; \sigma_k, t_k)} \quad (2.11)$$

donde se usó la hipótesis de que los eventos son independientes.

2.3 Procesos Markovianos

En los procesos estocásticos, un proceso con eventos independientes es llamado de Markov, pero un proceso de Markov no implica que los eventos son independientes. Un proceso de Markov no tiene memoria. Si es continuo quiere decir que lo que va a pasar depende únicamente de donde está el sistema en ese momento y si es discreto que sólo depende del estado inmediato anterior. La hipótesis anterior se establece formalmente como: Dados n tiempos sucesivos ($t_1 < t_2 < \dots < t_n$) un proceso markoviano debe cumplir:

$$P_{1/n-1}(\sigma_n, t_n / \sigma_1, t_1; \dots; \sigma_{n-1}, t_{n-1}) = P_{1/1}(\sigma_n, t_n / \sigma_{n-1}, t_{n-1}). \quad (2.12)$$

El proceso va a estar completamente determinado por las funciones $P_1(\sigma_1, t_1)$ y $P_{1/j}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1)$ ya que las P_n , para $n > 1$ se pueden obtener de P_1 y $P_{1/j}$ como se ilustra en el siguiente ejemplo:

$$\begin{aligned} P_3(\sigma_1, t_1; \sigma_2, t_2; \sigma_3, t_3) &= P_2(\sigma_1, t_1; \sigma_2, t_2) P_{1/2}(\sigma_3, t_3 / \sigma_1, t_1; \sigma_2, t_2) \\ &= P_1(\sigma_1, t_1) P_{1/1}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1) P_{1/1}(\sigma_3, t_3 / \sigma_2, t_2). \end{aligned} \quad (2.13)$$

Si se integra esta expresión sobre σ_2 , se tiene:

$$P_2(\sigma_1, t_1; \sigma_3, t_3) = P_1(\sigma_1, t_1) \int P_{1/1}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1) P_{1/1}(\sigma_3, t_3 / \sigma_2, t_2) d\sigma_2. \quad (2.14)$$

Si se divide por $P_1(\sigma_1, t_1)$ se llega a la ecuación conocida como ecuación de Chapman-Kolmogorov, reducida a:

$$P_{1/1}(\sigma_3, t_3 / \sigma_1, t_1) = \int P_{1/1}(\sigma_3, t_3 / \sigma_2, t_2) P_{1/1}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1) d\sigma_2. \quad (2.15)$$

A esta ecuación hay que agregarle una de compatibilidad entre las dos probabilidades y con la cual se asegura la markovianidad del proceso. Ésta está dada por:

$$P_1(\sigma_2, t_2) = \int P_1(\sigma_1, t_1) P_{1/1}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1) d\sigma_1. \quad (2.16)$$

2.4 La ecuación maestra

La ecuación de Chapman-Kolmogorov en su versión diferencial para procesos estacionarios se le conoce como ecuación maestra [5]. La aplicación de ésta teoría se satisface únicamente para el caso estacionario, para el caso de los temblores ver [28]. El proceso es estacionario si los promedios son invariantes en el tiempo es decir:

$$\langle f(X, t_1 + \tau) f(X, t_2 + \tau) \cdots f(X, t_n + \tau) \rangle = \langle f(X, t_1) f(X, t_2) \cdots f(X, t_n) \rangle \quad (2.17)$$

Basémonos en que el proceso es estacionario para decir que la probabilidad $P_{1/1}$ no depende de dos tiempos sino de la diferencia. Entonces se hace el cambio de variable dado por $t = t_2 - t_1$.

$$P_{1/1}(\sigma_2, t_2 / \sigma_1, t_1) \equiv P_t(\sigma_2 / \sigma_1). \quad (2.18)$$

Introduciendo ahora la probabilidad de que ocurra una transición de σ_1 a σ_2 , en el tiempo τ , $P^+(\sigma_2 / \sigma_1; \tau)$, y la probabilidad de que no ocurra, $P^-(\sigma_1; \tau)$, se tiene lo siguiente:

$$P_\tau(\sigma_2 / \sigma_1) = P^-(\sigma_1; \tau) \delta(\sigma_2 - \sigma_1) + P^+(\sigma_2 / \sigma_1; \tau) \quad (2.19)$$

Ahora se propone la siguiente expresión:

$$P^+(\sigma_2 / \sigma_1; \tau) = \tau W(\sigma_2 / \sigma_1) + O(\tau), \quad (2.20)$$

donde $O(\tau)$ representa a los términos no especificados, con la propiedad de que divididos por τ tienden a cero cuando τ tiende a cero. $W(\sigma_2 / \sigma_1)$ es la probabilidad, por unidad de tiempo, de que ocurra una transición de σ_1 a σ_2 . Integrando la expresión anterior con respecto a σ_2 y sustituyendo $P^+(\sigma_2 / \sigma_1; \tau)$ en términos de $P^-(\sigma_1; \tau)$ y $P_\tau(\sigma_2 / \sigma_1)$ resulta

$$P^-(\sigma_1; \tau) = 1 - \tau \int W(\sigma_2 / \sigma_1) d\sigma_2 + O(\tau) = 1 - \tau Q_0(\sigma_1) + O(\tau), \quad (2.21)$$

habiendo introducido:

$$Q_n(\sigma) = \int (\sigma' - \sigma)^n W(\sigma'/\sigma) d\sigma', \quad (2.22)$$

que son los momentos de transición. Manipulando las ecuaciones se llega a que:

$$P_r(\sigma_2/\sigma_1) = [1 - \tau Q_n(\sigma_1)]\delta(\sigma_2 - \sigma_1) + \tau W(\sigma_2/\sigma_1) + O(\tau). \quad (2.23)$$

Usando la ecuación (2.15) en el resultado anterior se tiene:

$$\begin{aligned} P_{r+r'}(\sigma_3, t_3/\sigma_1, t_1) &= \int P_{r'}(\sigma_3, t_3/\sigma_2, t_2) P_r(\sigma_2, t_2/\sigma_1, t_1) d\sigma_2 = \\ &= \int P_r(\sigma_2, t_2/\sigma_1, t_1) \{ [1 - \tau' Q_n(\sigma_2)] \delta(\sigma_3 - \sigma_2) + \tau' W(\sigma_3/\sigma_2) \} d\sigma_2 + O(\tau'). \end{aligned} \quad (2.24)$$

Rearreglando:

$$\begin{aligned} P_{r+r'}(\sigma_3, t_3/\sigma_1, t_1) - P_r(\sigma_3, t_3/\sigma_1, t_1) &= \\ r' \left[\int P_r(\sigma_2, t_2/\sigma_1, t_1) W(\sigma_3/\sigma_2) d\sigma_2 - P_r(\sigma_3, t_3/\sigma_1, t_1) Q_n(\sigma_3) \right]. \end{aligned} \quad (2.25)$$

Dividiendo por r' y tomando el límite cuando r' tiende a cero se tiene la ecuación maestra, que es:

$$\frac{\partial P(\sigma, t)}{\partial t} = \int [P(\sigma', t) W(\sigma/\sigma') - P(\sigma, t) W(\sigma'/\sigma)] d\sigma', \quad (2.26)$$

donde

$$P(\sigma, t) \equiv P_{1/1}(\sigma, t/\sigma_0, t_0) \equiv P_1(\sigma/\sigma_0). \quad (2.27)$$

Para usar la ecuación maestra en el caso que presente, hace falta un ingrediente más. Obsérvese que, en ausencia de transiciones, $W(\sigma/\sigma')$ y $W(\sigma'/\sigma)$ son cero, esto implica que se cumple:

$$\frac{\partial P(\sigma, t)}{\partial t} = 0, \quad (2.28)$$

lo que implica que la probabilidad es constante en el tiempo. En el caso de los temblores ésto no sucederá así, ya que el valor de σ aumenta monotónicamente con el tiempo si no hay transiciones. Esto lleva a agregar un término extra a la ecuación que tome en cuenta esta variación. De esta manera la ecuación maestra queda dada por:

$$\frac{\partial P(\sigma, t)}{\partial t} + \Omega \frac{\partial P(\sigma, t)}{\partial \sigma} = \int [P(\sigma', t) W(\sigma/\sigma') - P(\sigma, t) W(\sigma'/\sigma)] d\sigma', \quad (2.29)$$

donde Ω es la tasa de carga que se discutió al principio del capítulo y está dada por:

$$\Omega = \frac{\partial \sigma}{\partial t}, \quad (2.30)$$

para que el lado derecho de la ecuación sea la variación total de $P(\sigma, t)$ con respecto al tiempo. La solución, en ausencia de transiciones, está dada por:

$$P(\sigma, t) = \delta(\sigma - \Omega t - \sigma_0), \quad (2.31)$$

cumpliendo la condición inicial, $\sigma(t_0) = \sigma_0$. A continuación se construye una ecuación que va a ser comparable con datos experimentales, que se extraigan directamente del proceso. Para tiempos muy largos, es de esperarse que la probabilidad alcance un valor estacionario, que llamaremos P_∞ . Esta probabilidad no variará con el tiempo, por lo que se obtiene la siguiente expresión, después de multiplicarla por $d\sigma$ e integrar

$$\Omega(P_\infty(\sigma) - P_\infty(0)) = \frac{1}{\delta t} \int_0^\sigma d\sigma' [\lambda(\sigma') - \xi(\sigma')]; \quad (2.32)$$

aquí

$$\xi(\sigma) = \delta t P(\sigma) \int_0^\sigma W(\sigma'/\sigma) d\sigma' = \delta t P_\infty(\sigma) Q_\sigma(\sigma), \quad (2.33)$$

es la probabilidad de que una transición se inicie en la posición σ , ya que $Q_\sigma(\sigma)$ es la probabilidad por unidad de tiempo de que el temblor se inicie con una energía σ independientemente de la energía final y $P_\infty(\sigma)$ es la probabilidad de que el sistema esté en la posición σ y

$$\lambda(\sigma) = \delta t \int_0^\sigma P(\sigma', t) W(\sigma/\sigma') d\sigma', \quad (2.34)$$

es la probabilidad de que el temblor deje al sistema con una energía σ , resultado del producto de la probabilidad por unidad de tiempo de que ocurra un sismo en σ' y acabe con una energía σ , por la probabilidad de que el sistema se encuentre en σ' sumado sobre todos los posibles eventos. En ambos casos δt es el tiempo promedio entre sismos y en estas expresiones es la condición de normalización de la probabilidad. Como se notó anteriormente, la expresión para la probabilidad estacionaria es comparable con datos que se extraen directamente del proceso construido de los datos, o de un proceso simulado que modela al primero. Es necesario recalcar que la probabilidad estacionaria sigue siendo una probabilidad condicional. Para no tener confusiones la expresión analítica es la siguiente:

$$P_\infty(\sigma) = \lim_{t-t_0 \rightarrow \infty} P(\sigma, t/\sigma_0, t_0). \quad (2.35)$$

En términos prácticos, se calcula la probabilidad a tiempos $t - t_0$, más y más grandes, hasta que la probabilidad no varía mucho y esa se define como la probabilidad estacionaria. Cuando se tienen pocos datos -como se da en el caso de temblores- se hace la aproximación (fuerte) de que el último está en $t = \infty$, para que se pueda hablar de una probabilidad que llegó a un estado estacionario. Al tener el último dato en infinito se tendrá un límite para la cantidad de datos para calcular la probabilidad conforme $t - t_0$ se acerque a infinito. Lo anterior no permite una estimación confiable de la probabilidad a $t - t_0$ grandes, lo que conduce a dificultades en estimar la probabilidad estacionaria. Para evitar problemas, se supone que el sistema llegó al estado estacionario y que el proceso que se tiene es característico. De ésta manera la distribución de probabilidad que se calcule es una estimación de "la probabilidad estacionaria real". En otras palabras, no importa el tiempo donde se empiece para calcular la probabilidad, siempre será la misma. Para el ejemplo se puede calcular la distribución de la energía inicial y de la energía final de los temblores (ver figura 2.12 y figura 2.13 respectivamente), para tener una idea de las probabilidades para cada situación.



FIGURA 2.12: Histograma de la energía inicial para el ejemplo. Inicia en -8 y llega a 10 en intervalos de tamaño 3.

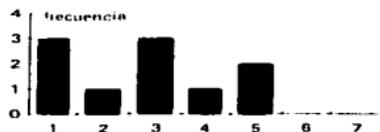


FIGURA 2.13: Histograma de la energía final para el ejemplo. Inicia en -12 y llega a 6 en intervalos de tamaño 3.

Con la información que se tiene del proceso se puede calcular la probabilidad estacionaria, para hacerlo es necesario discretizar el energía y considerar el número de veces que el sistema tiene esa energía. En este caso se utilizaron intervalos de una unidad, definiendo números enteros para la energía.

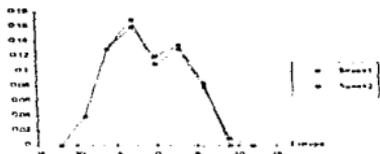


FIGURA 2.14: Comparación lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra para el ejemplo. La serie 1 es el lado derecho y la serie 2 es el lado izquierdo.

Teniendo esta información se puede corroborar si se satisface -dentro de cierto márgen aceptable de error- la ecuación maestra deducida, que se cumple para los procesos markovianos, aunque no está demostrado que solo los procesos markovianos la cumplen. El resultado que arrojó la comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra se muestra en la figura 2.14. En este capítulo se hace una analogía entre un experimento con medios granulados y la ocurrencia de temblores. A través de esta analogía, se puede construir una gráfica (proceso) que muestra el estado de energías del sistema que simula a los temblores. Esta gráfica muestra periodos de carga (energía), a tasa constante, entre eventos abruptos, los cuales (temblores) disminuyen -en un periodo corto de tiempo con respecto al periodo de carga- el nivel de energías del sistema. Se muestran los procesos para un ejemplo hipotético así como para 5 conjuntos de datos reales, que incluyen un caso global (eventos de toda la Tierra). En resumen, se presentó la teoría básica de procesos markovianos. A través de ésta se construyó una ecuación (ver ecuación 2.32) para la probabilidad estacionaria de la energía del sistema y que involucra las distribuciones de la energía inicial y final. La ecuación (2.32) se compara con la información del ejemplo, teniendo una buena corroboración. Analizando los procesos para los temblores se puede suponer que el proceso es azaroso en el tiempo, lo que propone enfrentar el problema desde un punto de vista estocástico para eventos sin memoria, los procesos markovianos. La ecuación

(2.32) es un paso adelante para considerar la ocurrencia de temblores como proceso markoviano, lo que permite "confiar" en conclusiones estadísticas que surgen de este enfoque. El ejemplo analizado marca la pauta para un análisis análogo para los datos reales, que se realizará en el siguiente capítulo.

Capítulo 3

Análisis de los datos: Energía (Sismos) como Proceso Estocástico Markoviano.

Como mencionamos en la introducción, la ocurrencia de temblores puede verse como una analogía con la ocurrencia de avalanchas en un medio granulado, ya que existe un proceso de carga dado por la interacción entre las placas tectónicas y eventos catastróficos (temblores) distribuidos en el tiempo. Como en las avalanchas, en el caso de los temblores, el azar en el proceso se ve directamente en el hecho de que no se sabe cuando va a ocurrir el siguiente temblor, ya que no hay una periodicidad evidente. En términos estadísticos se pueden observar las distribuciones de tiempo entre temblores (δt) para caracterizar el problema como un proceso estocástico sobre eventos de distintos tamaños (M_H, M_s) distribuidos de cierta manera. Características comunes en las distribuciones de δt , son que los máximos corresponden a tiempos de pocos días y que hay casos en que pasan meses sin un temblor o incluso más de un año; ya sea que estemos considerando eventos de magnitud mayor que 6 o mayor que 7. La figura 3.1 se refiere a temblores en todo el mundo de magnitud mayor que 7.

En ésta se necesitó hacer una partición del eje X en intervalos de 3 días para poder notar que el máximo no cae en un intervalo que incluye al cero, porque es obvio que temblores de esa magnitud que pasen en el mismo día son muy poco probables. En otras palabras, si el histograma tiende al continuo se observará una función que empieza en cero, sube a un máximo y luego cae a cero después de un tiempo que es mucho mayor que el necesario para

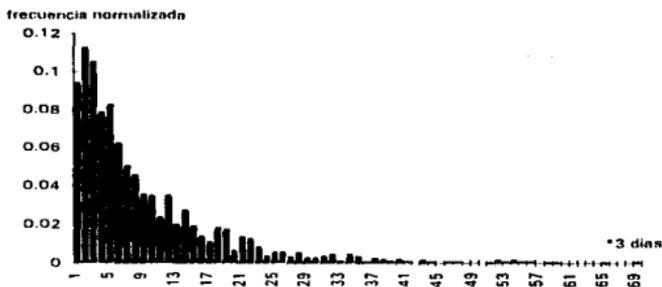


FIGURA 3.1: Histograma de Δt para temblores de toda el mundo con $m_H \geq 7$, de 1904 a 1980. 1091 Temblores.

subir al máximo. El periodo más probable para que ocurra un terremoto de magnitud $m_H \geq 7$, en algún lugar del globo terráqueo, es de 3 a 6 días y el promedio está en 25.65 días. Si de los datos anteriores se considera únicamente la información en regiones particulares, en términos cualitativos se observa lo mismo. Por ejemplo, Sudamérica (Figura 3.2), tomando como base las fronteras de las placas que son la fuente de los terremotos grandes en esa región altamente sísmica y la región sísmica de México y Centroamérica en la figura 3.3.

Desde luego, cuando se tienen datos escasos, se observa que las variaciones son más grandes. Por lo anterior la tendencia a decrecer no se puede sustentar. Para extraer información más específica, es necesario concentrarse en una región en particular, ya que no es demasiado útil saber que es muy probable que ocurra un temblor grande dentro de la siguiente semana, en alguna parte del mundo. Un histograma de Δt para la región altamente sísmica de la vecindad de Japón, pero basada en temblores con magnitud $M_s \geq 6$, de 1977 a julio de 1996, se muestra en la figura 3.4 Nótese que el valor más probable está en el intervalo de 8 a 16 días, aunque es mucho más probable que ocurra un temblor dentro de un periodo entre 3 y 5 meses, dada la ocurrencia de un temblor. El tipo de conclusiones a que se llega con este nivel de descripción es del estilo anterior, aunque hay que tener en cuenta que la cantidad de datos no

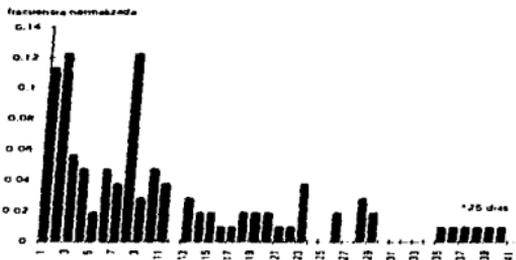


FIGURA 3.2: Histograma de M_T para temblores de la costa del Pacífico de Sudamérica con $m_H \geq 7$, de 1901 a 1980. 106 Temblores.

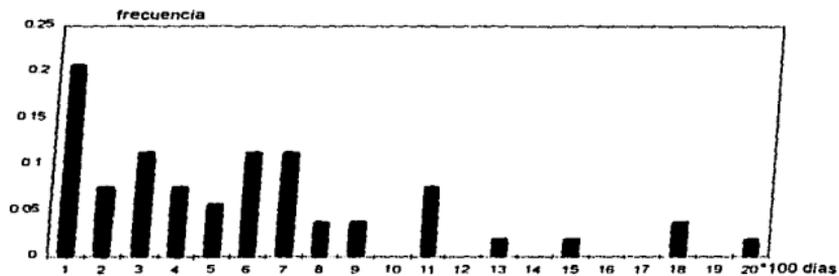


FIGURA 3.3: Histograma de M_T de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $m_H \geq 7$, de 1901 a 1980. 53 Temblores.

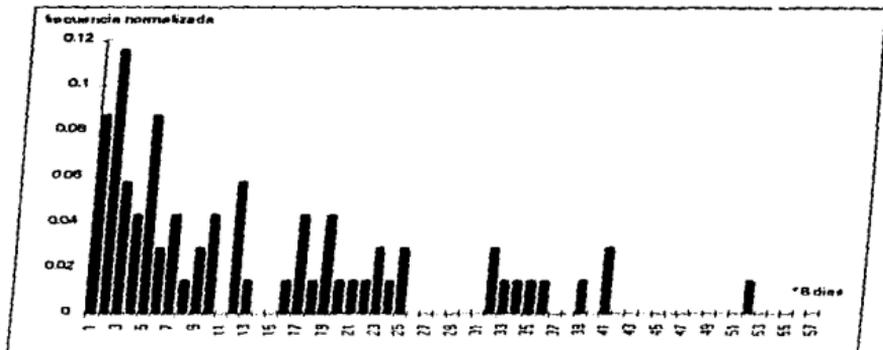


FIGURA 3.4: Histograma de M de Japón, $M \geq 6$, de 1977 a julio de 1996. 69 Temblores.



FIGURA 3.5: Histograma de M de Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $M \geq 6$, de 1977 al 22-Enero de 1997. 56 Temblores.

permite tener un alto grado de confiabilidad. Para poder comparar la figura 3.4 con alguna otra es necesario tomar otra región para un periodo de tiempo similar, con temblores de la misma magnitud. La región que se toma es la elección natural, la Costa del Pacífico de México y Centroamérica. La figura 3.5 muestra la región sísmica de México y Centroamérica. Las figuras 3.5 y 3.4 tienen similitudes, como el hecho de que presentan varios máximos locales y de que comparten con las gráficas presentadas, el máximo en tiempos cortos. De la información directa se puede extraer la distribución de magnitudes, para todos los casos anteriores. Todas muestran una tendencia a decrecer como se verá a continuación, siguiendo una ley de potencias como la dada por Gutenberg y Richter.

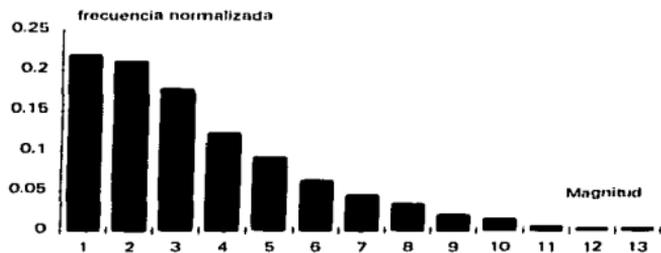


FIGURA 3.6: Histograma de $m_H \geq 7$, temblores de todo el mundo, 1991 a 1980. 1094 Temblores. Inicia en $m_H = 7$ y varía en pasos discretos de tamaño 0.1.

La figura 3.6 muestra una tendencia a decrecer para ese periodo de tiempo, notando que para eventos con periodos de recurrencia del orden del periodo de observación no se pueden hacer conclusiones, ésto se debe a la poca cantidad de datos de éstas magnitudes. Son muy escasos los temblores de magnitud $m_H \geq 8$, en todo el mundo. Como aquí se están considerando temblores de todo el mundo, no se notan algunas magnitudes privilegiadas, dada por la forma específica de algunas regiones sísmicas. En otras palabras, el decrecimiento está bien definido para todas las magnitudes hasta 8.1.

La figura 3.7 tiene un orden de magnitud menor en los datos que la figura 3.6, lo que se refleja claramente en el tamaño de las variaciones. En los

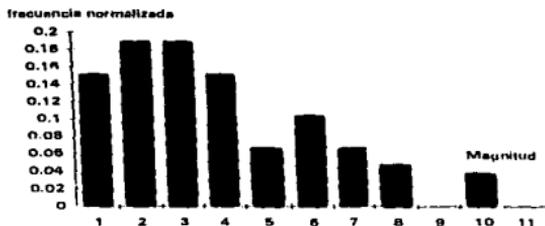


FIGURA 3.7: Histograma de $m_B \geq 7$, para la Costa del Pacífico de Sudamérica, de 1904 a 1980. 106 Temblores. Inicia en $m_B = 7$ y varía de manera discreta con intervalos de 0.1.

histogramas por regiones, además de la poca cantidad de datos, se observan magnitudes que parecen ser privilegiadas con respecto a otras; ésto se observa en los temblores que ocurrieron de magnitud 7.5 con respecto a los de magnitud 7.4, notando que se tienen la misma cantidad de temblores de magnitud 7.4 y 7.6.

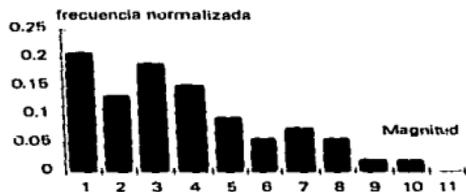


FIGURA 3.8: Histograma de $m_B \geq 7$, para la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, de 1904 a 1980. 53 Temblores. Inicia con $m_B = 7$ y avanza a pasos discretos de tamaño 0.1.

La figura 3.8 muestra temblores en el mismo intervalo de magnitudes y en mismo intervalo de tiempo que la figura 3.7, con el doble en la cantidad de datos, teniendo esencialmente variaciones del mismo orden y magnitudes privilegiadas. Nótese que se trabaja con regiones con el mismo tipo de generación

sísmica; subducción de la placa oceánica bajo la placa continental.

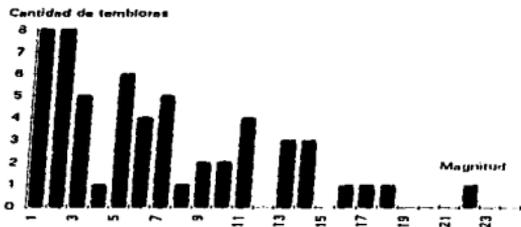


FIGURA 3.9: Histograma de $M_s \geq 6$, de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, de 1977 a 22-Enero-1997. 56 Temblores. Inicia en $M_s = 6$ y el tamaño del intervalo es 0.1.

Cuando se trabaja con un espectro mayor de magnitudes, para una misma región, como es el caso de las figuras 3.9 y 3.8, se observan grandes variaciones para muchas magnitudes; de 6.2 a 6.3 decrece, de 6.3 a 6.4 crece, luego decrece y crece y vuelve a decrecer y termina creciendo de 6.7 a magnitud 6.8. Nótese que en esta última gráfica se colocó la cantidad de temblores en lugar de la frecuencia para observar la escasa cantidad de datos, para así tener cierta indicación en el tamaño de las variaciones. Con una gráfica de este estilo no se puede hablar de una ley de potencias como la dada por Gutenberg y Richter, recordando que ésta relación es aproximadamente válida para temblores en todo el mundo y para un intervalo de magnitudes distinto al analizado en la figura 3.9. Es decir, para tratar de modelar esta región con la información dada no es suficiente basarse en una ley de potencias, sino en otras características como la relación entre eventos de una magnitud con respecto al siguiente, en el espectro discreto que aquí se maneja, etc. Lo que se puede extraer de la figura 3.9 de manera cualitativa es una tendencia a decrecer con variaciones locales grandes.

La manera de escoger los intervalos con los que se construye un histograma es un tanto subjetiva, viendo de que manera se observa mejor la gráfica, o de que manera se puede destacar algún aspecto particular. En el caso de la figura 3.10 se escogió un intervalo de tamaño 0.2 (que incluye 2 valores de la magnitud), lo que permite ver claramente la tendencia a decrecer, observando

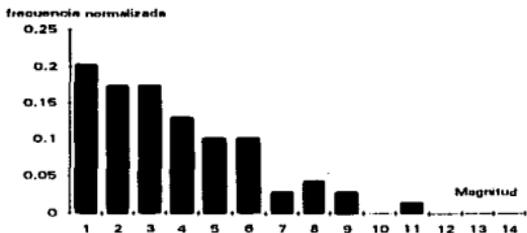


FIGURA 3.10: Histograma de $M_s \geq 6$, de Japón, de 1977 a Abril de 1996. 69 Temblores. Inicia en $M_s = 6$ y el tamaño del intervalo es 0.2.

que la barra con temblores de magnitud de 7.4 y 7.5 es más probable que los dos intervalos adyacentes. Esto último parecería claro, pero si se observan los datos numéricos, se tiene a las magnitudes 7.3 y 7.5 con dos temblores cada uno, un temblor para las magnitudes 7.4, 7.6 y 7.7, y ningún temblor para la magnitud 7.2. Si se hubiera iniciado el análisis desde 6.1 en lugar de 6.0, se tendrían 3 temblores de 7.1 a 7.2, de 7.3 a 7.4 y de 7.5 a 7.6, lo que escondería alguna posible magnitud privilegiada; lo que se concluye de este análisis es que con pocos datos hay que tomar con mucho cuidado la delimitación de magnitudes privilegiadas o su misma existencia. Los procesos mostrados en el capítulo anterior son una indicación de que el proceso que se está analizando no tiene un patrón definido, por lo que se puede suponer la markovianidad del proceso. La ecuación para la probabilidad estacionaria de un proceso markoviano está dada por la ecuación 2.32. Ésta relación es la que se compara con la información de los temblores. Para realizar la comparación de la ecuación 2.32, es necesario tener la información de las energías iniciales y finales para cada sismo, calculados a través de los procesos en el capítulo anterior. Esta información se extrae de los procesos de todas las regiones consideradas. Las figuras 3.11 y 3.12 son las distribuciones de energía inicial y final para temblores de todo el mundo; nótese que el proceso de la región no está concentrado en una región pequeña, lo que lleva a distribuciones con dos picos principales (bimodales).

Con base en los temblores anteriores se tienen, para la región de la Costa del

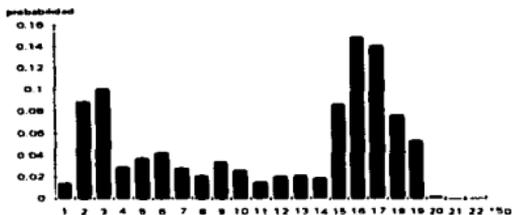


FIGURA 3.11: Histograma de energía inicial, para temblores de todo el mundo, $m_B \geq 7$, de 1901 a 1980. 1094 temblores.

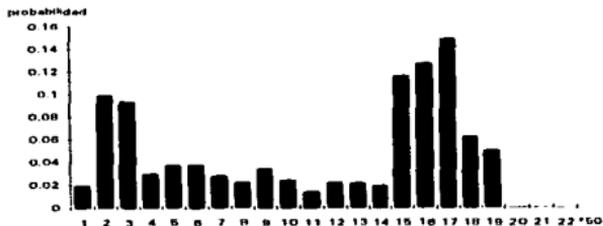


FIGURA 3.12: Histograma de energía final, para temblores de todo el mundo, $m_B \geq 7$, de 1901 a 1980. 1094 temblores.

Pacífico de Sudamérica, las figuras 3.13 y 3.14, que muestran los histogramas de energía inicial y final. Las similitudes con las gráficas anteriores es notoria, aunque hay que tener en cuenta que abarcan conjuntos distintos del espacio de energías.

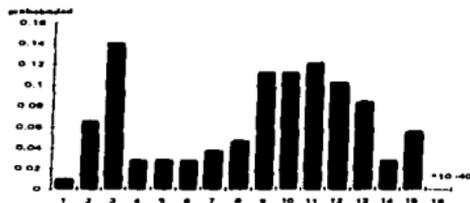


FIGURA 3.13: Histograma de energía inicial, para temblores en la Costa del Pacífico de Sudamérica, $m_R \geq 7$, de 1904 a 1980. 106 temblores.

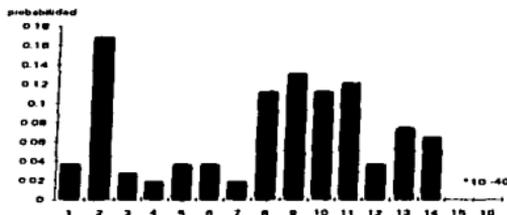


FIGURA 3.14: Histograma de energía final, para temblores en la Costa del Pacífico de Sudamérica, $m_R \geq 7$, de 1904 a 1980. 106 temblores.

Las figuras 3.15 y 3.16 para la región de México, a diferencia de las gráficas mostradas, muestra un máximo muy claro. Es en este caso donde se da más similitud con las gráficas correspondientes al experimento de avalanchas en medios granulados, debido principalmente al hecho de que el proceso para México se mantiene acotado en una región más pequeña, que los correspondientes a Sudamérica y todo el mundo.

Tomando la misma región de México y Centroamérica, pero para otro in-

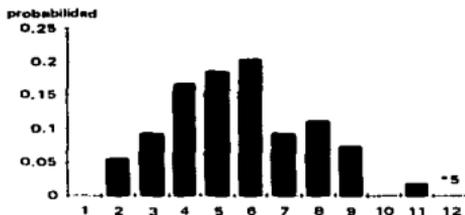


FIGURA 3.15: Histograma de energía inicial, para temblores de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $m_H \geq 7$, 1904 a 1980. 53 Temblores.

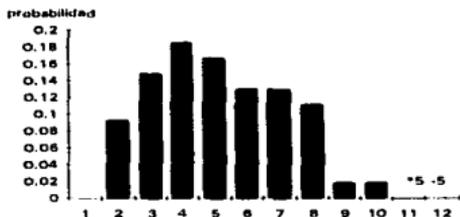


FIGURA 3.16: Histograma de energía final, para temblores de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $m_H \geq 7$, 1904 a 1980. 53 Temblores.

tervalo de magnitudes en los últimos 20 años, las distribuciones de energía inicial y final en las figuras 3.17 y 3.18 muestran cualitativamente el mismo comportamiento que las dos anteriores.

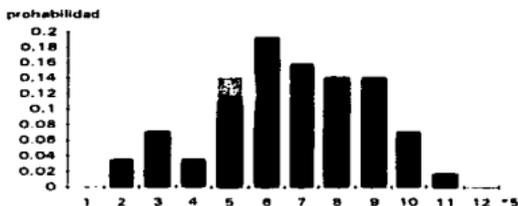


FIGURA 3.17: Histograma de energía inicial, de temblores de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $M_s \geq 6$, de 1977 al 22-Enero-1997. 56 Temblores.

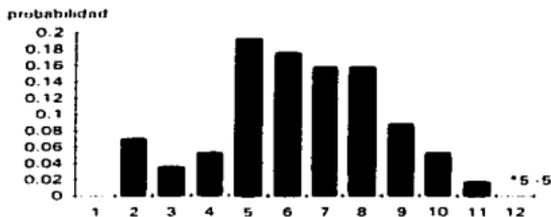


FIGURA 3.18: Histograma de energía final, de temblores de la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, $M_s \geq 6$, de 1977 al 22-Enero-1997. 56 Temblores.

Las figuras 3.19 y 3.20 son los histogramas de energía inicial y final, respectivamente, para Japón. Nótese que en la primera se tomaron intervalos grandes, para observar que se puede definir un máximo con el decaimiento respectivo a los lados; en la segunda, el intervalo es de la mitad y surgen naturalmente oscilaciones con respecto a la tendencia general del primer caso.

Para realizar la comparación de los lados derecho e izquierdo de la ecuación 2.32, es necesario tener cuidado en la manera de hacerlo, ya que las distribuciones son discretas. El lado derecho no presenta problemas en el sentido de

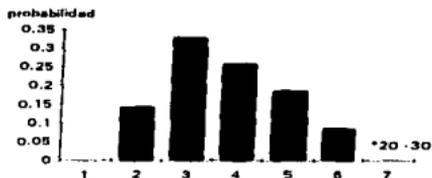


FIGURA 3.19: Histograma de energía inicial, para temblores de la región de Japón, $M_s \geq 6$, 1977 a Abril de 1996. 69 Temblores.

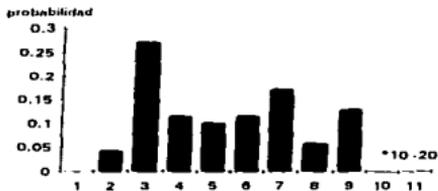


FIGURA 3.20: Histograma de energía final, para temblores de la región de Japón, $M_s \geq 6$, 1977 a Abril de 1996. 69 Temblores.

que es una integral, que en este caso pasa directamente a una suma; no importa el tamaño del intervalo con el que se construye el histograma de energía inicial y final, con tal de que el límite superior del último intervalo sea el valor máximo de la integral. El lado izquierdo es mucho más delicado ya que la probabilidad no se calcula en un punto específico, sino en un intervalo que incluye al punto. Si el intervalo crece, la probabilidad crece o se mantiene igual, si el intervalo decrece lo suficiente es muy probable que la probabilidad caiga a un valor muy pequeño. La probabilidad anterior no llega a cero ya que el proceso barre todo el espacio de energías donde está contenido, ya que varía continuamente en ausencia de transiciones. La probabilidad estacionaria se calcula de forma discreta, generando un conjunto discreto de energías. Después se procede a contar la cantidad de veces que el sistema tiene las energías considerados en la discretización. De esta manera ya se puede extraer una probabilidad. La otra parte del problema queda resuelta de manera intuitiva al definir la separación entre los puntos de la discretización; no tiene que ser tan grande como para que se salte algún periodo de carga entre dos transiciones, ni tan pequeña para evitar tener una cantidad total de eventos muy grande que haga que la probabilidad se haga despreciable.

El lado izquierdo de la ecuación es esencialmente la probabilidad estacionaria, salvo por una constante multiplicativa, y considerando que la probabilidad en cero es cero. Es necesario recalcar que el límite inferior en la integral se puede poner en cualquier lugar, ya que no hay ninguna restricción sobre este aspecto. Viéndolo de otro modo, el límite inferior va a ser tal que el sistema nunca se encuentre bajo éste, de tal manera que la probabilidad en el límite sea cero. A continuación se muestran, de manera gráfica, las comparaciones entre el lado derecho e izquierdo de los 5 casos considerados. Para los temblores de todo el mundo con $m_H \geq 7$, de 1904 a 1980, se tiene la figura 3.21.

Para los eventos de $m_H \geq 7$ para la Costa del Pacífico de Sudamérica de 1904 a 1980, la comparación se hace con una partición del eje de energías más fina, como se observa en la figura 3.22..

Considerando el caso anterior para la Costa del Pacífico de México y Centroamérica, con una partición más fina, dado por el hecho de que de las 3 regiones analizadas con datos de $m_H \geq 7$, ésta es la que tiene un proceso dentro de un intervalo más chico; la comparación se da en la figura 3.23.

Las figuras 3.24 y 3.25 toman temblores de magnitud $M_s \geq 6$ entre los años

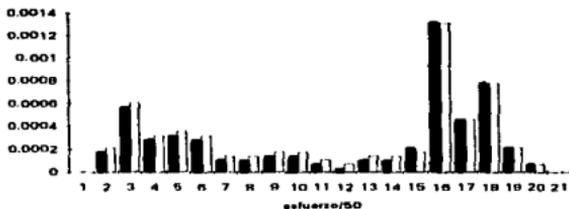


FIGURA 3.21: Comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra, para eventos de todo el mundo.

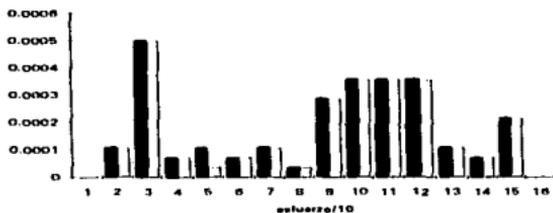


FIGURA 3.22: Comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra, para eventos en Sudamérica.

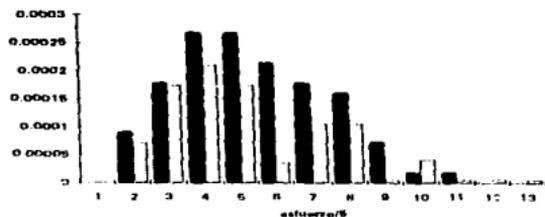


FIGURA 3.23: Comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra, para eventos de México, $M_B \geq 7$.

1977 y 1996. La primera se refiere a la región sísmica de México y Centroamérica, y se realizó tomando únicamente 5 intervalos, lo que es burdo, pero no por eso la comparación se da de una manera impresionante. La segunda toma los datos de Japón y considerando la misma partición sobre el eje de energía se deduce que el sistema toma valores en un intervalo más amplio de valores, como se da en la realidad.

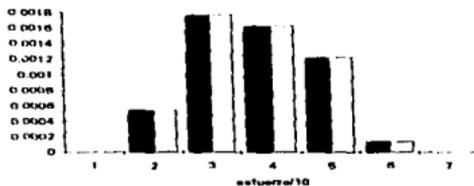


FIGURA 3.24: Comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra, para eventos de México, $M_B \geq 6$.

Es conveniente recordar que en estas gráficas la energía se hizo positiva, es decir, se cambió el origen de modo que la probabilidad estacionaria en cero sea cero. Lo que se puede concluir de las comparaciones es que los procesos estocásticos definidos por la ocurrencia de temblores pueden ser markovianos, a éste nivel de descripción. Las diferencias son debidas, muy

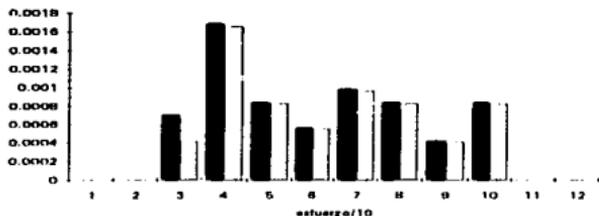


FIGURA 3.25: Comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra, para eventos de Japón, $M_s \geq 6$.

posiblemente, a la escasez de datos y a las incertidumbres dadas por el cálculo de la probabilidad estacionaria a través de intervalos que están definidos de una manera subjetiva. De la información de los procesos se pueden construir correlaciones del nivel de energía que tiene el sistema, es decir, ver que tanta relación existe entre dos estados del sistema, separados por cierto tiempo. Teóricamente la correlación a un tiempo $j\tau$ se define como:

$$C(j\tau) = \langle \sigma(t)\sigma(t + j\tau) \rangle,$$

donde $\sigma(t)$ es el nivel de energías que tiene el sistema al tiempo t , con τ un valor constante, que tiene la restricción de ser menor a $(\delta t)/2$. La figura 3.26 ilustra el cálculo de la correlación en el caso de mayor interés, la zona sísmica en México y Centroamérica; se usó un valor de $\tau = 10$ días.

Lo que se observa directamente de la gráfica es que eventos separados hasta 180 días están muy correlacionados, región donde se mantiene - aproximadamente - una correlación constante y máxima. Es decir, eventos separados hasta por 180 días tienen algo que ver entre sí; la región de energía en que está el sistema durante el segundo evento está relacionada con la correspondiente región para el primer evento. Como la región temporal (T) donde está definido el proceso está acotada, existe un límite sobre el que se pueden calcular correlaciones; teóricamente éste límite está dado por $j\tau = T$. En éste caso sólo se tiene un dato para promediar, lo que no sirve. Tomando en consideración ésto, el máximo valor posible j , con el que se calcula la correlación, está dado como el que permite tener un mínimo de 10 datos para

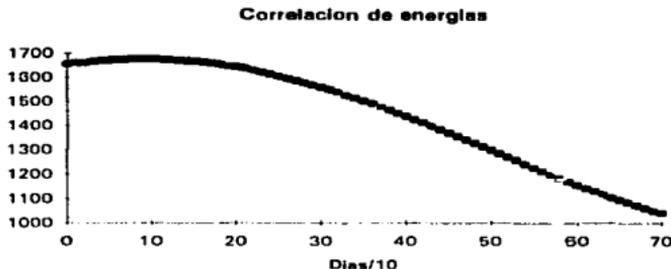


FIGURA 3.26: Correlación de energías para el diente de Sierra calculado de los temblores, $M_s \geq 6$, de la Costa de México y Centroamérica de 1977 a 1996.

sacar el promedio.

El problema de la relación entre eventos puede enfrentarse desde una perspectiva distinta, tomando únicamente la información de los tiempos a los que ocurrieron los temblores considerados y calculando ciertas probabilidades condicionales a partir de ellos. El primer ejemplo que se analiza es el siguiente. ¿cuál es la probabilidad de que ocurra un temblor dentro de un intervalo de 40 días, después de una pareja de sismos que están separados por un tiempo máximo de 40 días? La región de Japón y México-Centroamérica, para $M_s \geq 6$, dentro de los últimos 20 años, arroja los siguientes resultados (ver la figura 3.27).

Viendo que la probabilidad se concentra para periodos cercanos, tiene sentido realizar el siguiente cálculo. Si dos temblores ocurrieron en un periodo de 40 días y el tercero está separado del segundo por un valor máximo de 40 días, la pregunta es: ¿Cuál es la probabilidad de que ocurra un cuarto temblor en ventanas de 40 días?. Complementando los datos anteriores se llega a la información vertida en la figura 3.28.

Aquí se concluye lo común de encontrar temblores concentrados en el tiempo, intercalados con periodos de calma para $M_s \geq 6$ en des regiones muy separadas en el globo terráqueo, como son México y Japón. Hay que tener en

días	Probabilidad	días	Probabilidad
0	0.44	0	0.4
40	0.16	40	0.2
80	0.08	80	0.067
120	0	120	0.267
160	0.16	160	0
200	0	200	0.067
240	0.08	240	0
280	0.04	280	0
320	0.04	320	0
360	0	360	0

FIGURA 3.27: El lado izquierdo es para Japón y el lado derecho para México-Centroamérica.

días	Probabilidad	días	Probabilidad
0	0.272	0	0.167
40	0.182	40	0.333
80	0.182	80	0
120	0	120	0.333
160	0.182	160	0
200	0	200	0.167
240	0	240	0
280	0.091	280	0
320	0.091	320	0
360	0	360	0

FIGURA 3.28: El lado izquierdo es para Japón y el lado derecho para México-Centroamérica.

cuenta que se despreciaron las réplicas. Se consideraron como réplicas a los temblores separados por una semana del temblor principal (de mayor magnitud), dentro de una región geográfica de un grado por lado. Una conclusión a que se puede llegar, puede ponerse en las siguientes palabras: "Un temblor no descarga completamente la energía en el sistema y permite alcanzar un umbral en periodos relativamente cortos". Para finalizar este análisis, se menciona un dato interesante. En la región de México-Centroamérica, temblores separados por un intervalo de 5 días como máximo sólo ocurrieron 2 veces; en ambos casos el tercer temblor ocurrió a 53 y 54 días, respectivamente. ¿Coincidencia?. En éste capítulo se calcularon y se discutieron las distribuciones de magnitud, tiempo entre temblores, probabilidad estacionaria, energía inicial y final (sacados de los procesos); para 5 casos. Un caso es la situación global, y los 4 restantes involucran las regiones sísmicas de México-Centroamérica, Sudamérica y Japón. Con ésta información y para los 5 casos, se hizo la comparación del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra (2.32) para la probabilidad estacionaria. Apoyándose en los procesos se calcula la correlación de energía del sistema, llegando a la conclusión de que la energía del sistema tiene un nivel máximo de correlación para tiempos que van de 0 a 180 días. Finalmente se calculan probabilidades condicionales de la distribución temporal de temblores consecutivos, de conjuntos de tamaño 3 o 4. Las distribuciones de magnitud muestran tendencia decreciente, mostrando para los casos locales variaciones respecto a la tendencia, por la escasa cantidad de datos. Las distribuciones de tiempo entre temblores muestran el máximo a tiempos cortos. Las distribuciones de energía inicial y final junto con la probabilidad estacionaria llevan a una comparación aceptable del lado derecho e izquierdo de la ecuación maestra para el caso estacionario. Otra de las conclusiones importantes es que los temblores tienden a venir en "racimos".

Capítulo 4

Autómata celular

4.1 Introducción.

Para tratar de comprender mejor la ocurrencia de los terremotos y su descripción como procesos estocásticos, en este capítulo se muestra la construcción de un autómata celular sencillo con características estadísticas similares a las de los temblores. En otras palabras, un modelo que permita generar información numérica que se parezca a la que se tiene de los temblores.

El sistema debe de ser caracterizado por una variable macroscópica que muestre eventos catastróficos en el tiempo, que modifiquen "instantáneamente" la variable macroscópica a través de la modificación de la configuración microscópica. El sistema, con el tiempo, pasará por múltiples configuraciones microscópicas que tienen un mismo estado macroscópico, alrededor del valor promedio salvo por fluctuaciones, y con ésto se tiene el elemento característico para modelar un proceso estocástico.

El autómata celular consiste de una cuadrícula de $N \times N$ sitios en el que se define una cantidad local σ_{ij} que llamaremos la energía (con la acepción dada en el capítulo 2) en el sitio específico, para mantener el lenguaje de sismos. La cantidad macroscópica será la energía promedio por sitio, dependerá del tiempo, y está definida como

$$\Sigma(t) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \sigma_{ij}. \quad (4.1)$$

La evolución del autómata consiste en agregar, a cada paso del tiempo, una

cantidad ε de energía a un sitio elegido al azar. Es importante hacer notar que en el modelo el tiempo es discreto y esto permite tener definida la tasa de carga Ω :

$$\Omega = \frac{\varepsilon}{N^2}, \quad (4.2)$$

donde se considera al tiempo de carga o de sembrado como unitario. Lo que falta simular es el proceso de rompimiento que llevará a la transición de estado, en otras palabras, el procedimiento que permita modelar la ocurrencia de un temblor. Ésto se hace a través de unas reglas que se basan en el hecho de que se tiene definido una energía umbral σ_c . Es decir, si un sitio supera ese valor, se dice que el sitio se rompe y reparte parte o toda su energía a los primeros vecinos, tal que su energía queda abajo del umbral después del proceso. Si los vecinos alcanzan el umbral, éstos también se romperán, repartiendo a su vez a sus vecinos cercanos; el proceso seguirá hasta que ningún sitio quede con energía superior al umbral. La característica importante es que el proceso descrito anteriormente ocurre dentro de un paso de tiempo y de ésta manera se considera instantáneo, que era otra de las características a simular del proceso real. Si la propagación del rompimiento alcanza las orillas de la malla entonces se repartirá la energía a los vecinos "fuera del sistema" y de esta manera la variable macroscópica de energía sufrirá una disminución, que es la que asociamos con un temblor.

En un trabajo de Lomnitz-Adler et al. [16] se analizaron distintos autómatas, que difieren en la forma en que un sitio descarga cuando no tiene vecinos a quienes repartir la energía (sitio aislado). Es importante mencionar que los sitios que se rompen reparten toda su energía; en esas simulaciones se consideró $\varepsilon = 0.25$ y $\sigma_c = 1$. En el primer ejemplo que estudiaron, la energía de un sitio aislado es perdido por el sistema, por lo que es un modelo no conservativo. El autómata se corrió para $N = 8, 16, 32, 64$. Para $N = 32$ y $N = 64$ se observó que hay una clara división entre los eventos que abarcan a todo el sistema y los eventos chicos; una avalancha que abarque un lugar es más probable que una que abarque 2 sitios, una que abarque 2 es más probable que una que abarque 3 y así sucesivamente hasta que se llega a un valor umbral sobre el cuál se dan avalanchas con una probabilidad despreciable. Eventualmente se llegó a una probabilidad no despreciable únicamente para avalanchas del tamaño del sistema.

El siguiente ejemplo considerado [16] permite que el sitio aislado se quede con su energía durante la avalancha, no pudiéndose romper hasta que alguna otra avalancha incluya su vecindad. Este modelo es conservativo, pero tiene la desventaja de que permite que sitios considerados inestables por alcanzar el umbral, se conserven intactos durante la avalancha. Las corridas se hicieron con los mismos valores de N , observándose que hay avalanchas de todos esos tamaños. El tercer ejemplo es conservativo, ya que los sitios aislados pierden su energía y ésta es repartida a la frontera de la avalancha de manera uniforme. Este modelo fue corrido para $N = 8, 16, 32, 64, 128$, siendo necesario aumentar el tamaño para lograr identificar la tendencia general de la probabilidad. Al observar la distribución de tamaños para $N = 128$ se observó una división clara entre eventos chicos y grandes, como en el primer ejemplo.

Del estudio mencionado [16] de estos 3 modelos se puede aprender que las reglas sobre los sitios aislados, por pocos que puedan existir en comparación con los otros, puede cambiar radicalmente la estructura de los resultados. Esto lleva a pensar que cambios en las reglas de evolución pueden llevar a resultados distintos y el manejo de éstos puede conducir a una modelación mejor ajustada a la información real.

En los tres modelos mencionados se indicó que los sitios quedan con energía cero después de una avalancha que los incluya. Esto quiere decir que avalanchas que abarcan a todo el sistema dejan en cero a la variable macroscópica de energía, $\Sigma(t) = 0$. El autómatas a construir no actuará sobre los sitios aislados como el segundo ejemplo, porque en términos físicos una subfalla o microfutura en las placas tectónicas que sea inestable, siempre liberará energía. Los dos ejemplos restantes muestran la falta de eventos medianos; los eventos chicos no producen caídas considerables en $\Sigma(t)$ y los grandes hacen decrecer el valor de $\Sigma(t)$, en la mayoría de los casos hasta cero. Lo anterior indica que el proceso "periódicamente" regresará a energías pequeñas; esto será un problema para tratar los temblores como se verá enseguida.

El autómatas celular debe de tener una característica cualitativa esencial, extraída de la estructura que se observa en los procesos que se estudiaron en el capítulo anterior; el sistema tiende a mantenerse cargado después de cada temblor y nunca se libera toda la energía acumulado. Para poder tener distintos modelos, con distintas características, es necesario variar las reglas

de la transmisión de la energía a los vecinos cuando un sitio alcanza el umbral. De ahora en adelante se usará la palabra temblor en lugar de avalancha para remarcar el hecho de que se tratan de modelar temblores.

4.2 Modelo numérico y resultados.

El modelo que utilizamos, para $N = 64$, tiene las siguientes reglas:

- 1.- Se define un número al azar λ entre el 0 y 0.99.
- 2.- Si un sitio alcanza el umbral, éste se romperá repartiendo energía a sus primeros vecinos que no estén rotos; los primeros vecinos del sitio i,j están definidos como los sitios $i, j+1; i, j-1; i-1, j; i+1, j$.
- 3.- Se multiplica λ por la energía del sitio que alcanzó o superó el umbral; si el resultado es mayor o igual al umbral entonces se vuelve a multiplicar hasta que el resultado sea menor al umbral; es por eso que el número al azar no debe alcanzar el 1. Este resultado será el valor de la energía con el que se queda el sitio; el resto de la energía se repartirá entre los primeros vecinos no rotos en partes iguales.
- 4.- Para los vecinos que hayan superado el umbral, el paso 3 se repite hasta que ya no existan sitios con energía mayor que el umbral.
- 5.- Se vuelve a elegir un sitio al azar para agregar una energía ε , hasta que vuelva a encontrarse un sitio que supere el umbral y que inicie un temblor.
- 6.- Para un sitio aislado se repite el paso 3, con la diferencia de que no se repartirá la energía que se exceda. Ésto indica que el modelo es no conservativo

Es importante hacer notar que cada temblor tendrá asociado un valor de λ en particular, y su variación entre 0 y 0.99, de manera aleatoria, permitirá las fluctuaciones en la energía después de cada temblor. Nótese también que van a existir eventos que abarcarán del orden de decenas de lugares y que gran parte de las veces no alcanzarán la frontera y, por lo tanto, no habrá salida notoria (en promedio) de energía del sistema; así no habrá modificación en la energía promedio por sitio, lo que llevará a que el proceso no se considere como temblor. Habrá casos en los que el temblor alcance cierto tamaño y que el frente (sitios que se van a romper en el siguiente paso) esté muy cargado, lo

que llevará a que la transmisión nunca se pare y se tengan eventos del tamaño del sistema. Eventos del tamaño del sistema garantizarán que el sistema pierda la energía acumulada, lo que implicará que se tendrá un temblor.

En el caso de los temblores simulados, la caída de energía puede tomar valores entre 0 y 1. El proceso correspondiente se mantiene entre 0 y 1. Para el caso de los temblores reales, la magnitud es el equivalente a la caída de energía, la cuál variará entre 6 y 9. Pero el proceso puede estar acotado entre 0 y 500 unidades de magnitud, lo que equivale a varias decenas de veces, la magnitud del temblor promedio. En el caso de los temblores simulados es a lo más una decena. Lo anterior muestra que los procesos de los temblores reales oscilarán mucho más, que los correspondientes al autómata, por lo tanto hay que tener cuidado con las comparaciones. Aquí es bueno notar que lo anterior es una desventaja del modelo, que puede ser mejorado si se considera a la tasa de carga Ω como variable, aspecto que se discutirá en las perspectivas del trabajo.

Como un primer acercamiento al problema y para tener una idea general del tipo de distribuciones que se pueden extraer del autómata antes mencionado, se realizaron 9 experimentos de 5000 temblores que abarcan entre 4000 y 4096 sitios ($64 \times 64 = 4096$). Estos límites se escogieron después de una inspección visual, ya que la pérdida principal de energía se da en las avalanchas que abarcan a todo el sistema, salvo por unos cuantos sitios.

Los parámetros que se modificaron fueron ε y el límite máximo en λ ($\lambda_{máx}$). Es decir, en lugar de poder escoger un valor al azar hasta 0.99 se escogieron otras dos opciones, 0.5 y 0.75. Se realizaron los experimentos con las combinaciones posibles de las 3 opciones anteriores con valores de $\varepsilon = 0.5, 0.25, 0.125$. La idea de escoger como parámetro al límite máximo de λ , es que siempre esté incluida la posibilidad de que el sistema pierda toda su energía acumulada, esto con el objetivo de que el proceso oscile entre 0 y un valor crítico sobre el cuál es muy difícil que el sistema esté; al iniciarse un temblor, los sitios en promedio están lo suficientemente cargados como para que no pueda detenerse el frente de onda, a partir de un evento crítico que abarque cierta cantidad de sitios, y cuyo valor dependerá de λ . En otras palabras, se quiere que el sistema suba y baje lo más posible para tratar de modelar los procesos reales de los temblores.

La información directa que se extrae de los experimentos es el valor de $\Sigma(t)$,

antes y después de cada temblor registrado. Recordando que el modelo del autómatá permite que el sistema se quede con energía residual después de cada temblor. La resta de éstos dos valores da la magnitud del evento, el problema ahora es establecer una correlación entre un temblor real de magnitud M y una caída de energías en el autómatá. Si se quiere modelar temblores a partir de una magnitud M_0 , tiene que escogerse de alguna manera una caída dada de energías σ_0 . Ésta corresponderá al límite inferior de energías que se va a considerar. A partir de ahí se modela la magnitud en un espectro discreto, ya que hay que notar que las estimaciones reales de magnitud son discretas (un temblor puede tener magnitud 6 o 6.1 pero no 6.05). Con algún otro criterio se dirá que el temblor de magnitud M_0 , va a corresponder a caídas de energía entre σ_0 y $\sigma_0 + d\sigma$; definido ésto se podrá decir que el temblor $M_0 + (0.1n)$, con n entero, corresponderá a caídas de energía entre $\sigma_0 + nd\sigma$ y $\sigma_0 + (n+1)d\sigma$. Escogiendo las magnitudes de esta forma, el proceso que se simula ya no será una copia del extraído directamente con la información del estado en el que el sistema se encuentra, y podrá oscilar (teóricamente) sin cotas preestablecidas.

Para los experimentos se usó un valor $d\sigma = 0.05$, para tener 20 intervalos de energía del mismo tamaño con cierta cantidad de temblores; ésto para cada experimento de 5000 temblores, con la idea de analizar los resultados para poder escoger σ_0 y un valor $d\sigma$, mejor estimado para alguno de ellos (el que modele mejor la situación real de los temblores).

Los experimentos numéricos arrojaron los resultados, en cuanto a la distribución de caídas de energía, que se muestran en las figuras 4.1, 4.2 y 4.3. La idea de las tablas es mostrar como se distribuyen los temblores con respecto a la caída de energía y de que orden es el cociente entre la cantidad de eventos para un intervalo de energía con respecto al anterior, i es el intervalo de energía considerado.

Para completar la información del autómatá, a continuación se mostrarán las distribuciones de tiempo entre temblores. La figura 4.4 muestra la distribución de tiempos entre temblores, de los primeros tres experimentos; se tiene en común la energía que se le agrega en cada unidad de tiempo (ϵ), que es de 0.5.

Las distribuciones se han normalizado y el tiempo está adimensionalizado con el promedio. Nótese que las distribuciones (tienen los mismos rasgos

Experimento 1			Experimento 2			Experimento 3		
i	N(i)	N(i)/N(i)	i	N(i)	N(i)/N(i)	i	N(i)	N(i)/N(i)
1	0	0	1	4	0	1	1	0
2	501	0	2	528	0.007676	2	559	0.001788
3	1372	0.38516	3	1379	0.392888	3	1452	0.384886
4	1162	1.180723	4	1157	1.181876	4	1151	1.281512
5	845	1.22802	5	871	1.228358	5	881	1.328818
6	858	1.433981	6	884	1.273382	6	597	1.442711
7	321	2.05286	7	314	2.138344	7	301	1.983380
8	78	8.447398	8	82	5.064516	8	77	3.008881
9	2	19	9	1	82	9	1	77
10	0	0	10	0	0	10	0	0
11	0	0	11	0	0	11	0	0
12	0	0	12	0	0	12	0	0
13	0	0	13	0	0	13	0	0
14	0	0	14	0	0	14	0	0
15	0	0	15	0	0	15	0	0
16	0	0	16	0	0	16	0	0
17	0	0	17	0	0	17	0	0
18	0	0	18	0	0	18	0	0
19	0	0	19	0	0	19	0	0
20	0	0	20	0	0	20	0	0

FIGURA 4.1: Experimento 1: $\lambda_{m,d_x} = 0.5$, $\epsilon = 0.5$; experimento 2: $\lambda_{m,d_x} = 0.75$, $\epsilon = 0.5$; experimento 3: $\lambda_{m,d_x} = 0.99$, $\epsilon = 0.5$.

Experimento 4			Experimento 5			Experimento 6		
i	N(i)	N(i)/N(i)	i	N(i)	N(i)/N(i)	i	N(i)	N(i)/N(i)
1	11	0	1	12	0	1	15	0
2	819	0.013431	2	877	0.013883	2	874	0.0154
3	1274	0.842887	3	1217	0.720624	3	1226	0.705182
4	927	1.374326	4	921	1.32130	4	936	1.308761
5	734	1.262843	5	728	1.26511	5	687	1.403268
6	532	1.378809	6	578	1.259516	6	600	1.334
7	458	1.168687	7	381	1.478261	7	393	1.272285
8	203	2.248305	8	223	1.753393	8	218	1.910444
9	43	4.720893	9	61	4.372548	9	68	3.130416
10	1	41	10	2	26.6	10	5	17.8
11	0	0	11	0	0	11	0	0
12	0	0	12	0	0	12	0	0
13	0	0	13	0	0	13	0	0
14	0	0	14	0	0	14	0	0
15	0	0	15	0	0	15	0	0
16	0	0	16	0	0	16	0	0
17	0	0	17	0	0	17	0	0
18	0	0	18	0	0	18	0	0
19	0	0	19	0	0	19	0	0
20	0	0	20	0	0	20	0	0

FIGURA 4.2: Experimento 4: $\lambda_{m,d_x} = 0.5$, $\epsilon = 0.25$; experimento 5: $\lambda_{m,d_x} = 0.75$, $\epsilon = 0.25$; experimento 6: $\lambda_{m,d_x} = 0.99$, $\epsilon = 0.25$.

Experimento 7			Experimento 8			Experimento 9		
i	N(i)	N(i-1)/N(i)	i	N(i)	N(i-1)/N(i)	i	N(i)	N(i-1)/N(i)
1	30	0	1	46	0	1	59	0
2	1717	0.024651	2	1310	0.035115	2	1359	0.050773
3	1140	1.067544	3	1116	1.173835	3	1107	1.227642
4	769	1.482445	4	703	1.587482	4	696	1.590617
5	560	1.373214	5	579	1.214162	5	515	1.351456
6	430	1.302226	6	406	1.426108	6	455	1.131868
7	352	1.221591	7	337	1.204748	7	316	1.439873
8	304	1.157895	8	292	1.15411	8	252	1.253968
9	173	1.757225	9	161	1.813665	9	172	1.485116
10	24	7.208333	10	47	3.425532	10	55	3.127273
11	1	24	11	3	15.68867	11	4	13.75
12	0	12	0	12	0
13	0	13	0	13	0
14	0	14	0	14	0
15	0	15	0	15	0
16	0	16	0	16	0
17	0	17	0	17	0
18	0	18	0	18	0
19	0	19	0	19	0
20	0	20	0	20	0

FIGURA 4.3: Experimento 7: $\lambda_{máx} = 0.5$, $\epsilon = 0.125$; experimento 8: $\lambda_{máx} = 0.75$, $\epsilon = 0.125$; experimento 9: $\lambda_{máx} = 0.99$, $\epsilon = 0.125$.

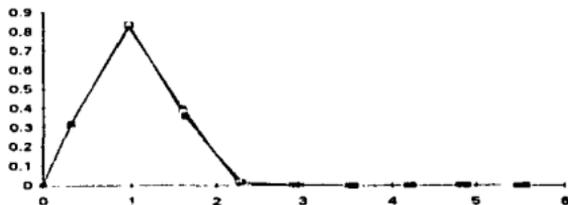


FIGURA 4.4: Distribución de tiempo entre temblores, con el tiempo adimensionalizado con el promedio, de los tres primeros experimentos. Rombo lleno es experimento 1, cuadrado vacío es experimento 2 y cuadrado lleno es experimento 3.

generales) son prácticamente indistinguibles.

La distribución del siguiente grupo de tres experimentos se muestra en la figura 4.5 ($\epsilon = 0.25$).

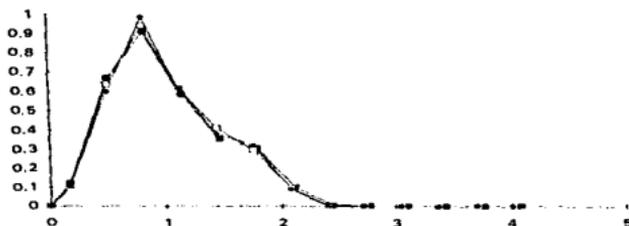


FIGURA 4.5: Distribución de tiempo entre temblores, con el tiempo adimensionalizado con el promedio, de los tres experimentos intermedios. Rombó lleno es experimento 4, cuadrado vacío es experimento 5 y cuadrado lleno es experimento 6.

Observando la forma general de las gráficas se puede intuir que los momentos de las distribuciones con la misma tasa de sembrado van a parecerse.

Para finalizar se mostrarán las distribuciones de los últimos tres experimentos en la figura 4.6, a los que se le agrega un valor de energía por unidad de tiempo de 0.125, los experimentos con el menor valor de este parámetro. Esta última gráfica muestra la distribución un decaimiento más lento (aspecto que se observa en los temblores; decae varias veces más lento de lo que crece); nótese que esto se puede decir gracias a que se adimensionalizó el tiempo con un valor característico para todas las distribuciones. En ninguno de los casos se observan eventos significativos a partir de 3 veces el promedio. Tomando 5000 eventos las distribuciones se hacen más suaves y la semejanza entre las corridas con la misma tasa de sembrado es mayor. Cuanto menor es ϵ , los tiempos entre temblores son mayores, como es de esperarse; esto se ve reflejado en la secuencia de las figuras 4.4, 4.5 y 4.6.

Para el caso de los temblores se puede extraer la información de los momentos calculados con la información adimensionalizada. Ésto permite tener un punto de comparación y poder decir cuál experimento (conjunto de pará-

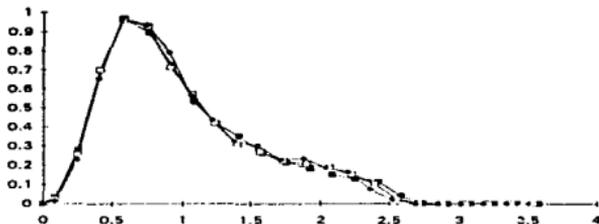


FIGURA 4.6: Distribución de tiempo entre temblores, con el tiempo adimensionalizado con el promedio, de los tres últimos experimentos. Rombo lleno es experimento 7, cuadrado vacío es experimento 8 y cuadrado lleno es experimento 9.

metros) se parece más a los temblores desde el punto de vista estadístico. Además de esto se tiene como referencia a la distribución de tamaños, vista desde el punto de vista del cociente entre eventos de una magnitud con respecto a la magnitud anterior, dada la discretización que se consideró.

Los momentos que se comparan son el segundo y el tercero, pero a través de las siguientes relaciones. La primera de ellas es la desviación estándar,

$$s = \sqrt{\langle \delta t^2 \rangle - \langle \delta t \rangle^2}, \quad (4.3)$$

$$a = \frac{\langle (\delta t - \langle \delta t \rangle)^3 \rangle}{s^3}; \quad (4.4)$$

con la variable δt llamaremos al tiempo entre temblores. Considerando la variable adimensionalizada como $\delta t'$ tenemos:

$$s' = \sqrt{\langle \delta t'^2 \rangle - \langle \delta t' \rangle^2} = \sqrt{\frac{\langle \delta t^2 \rangle}{\langle \delta t \rangle^2} - 1}, \quad (4.5)$$

$$a' = \frac{\langle (\delta t' - \langle \delta t' \rangle)^3 \rangle}{s'^3} = \frac{\frac{\langle \delta t^3 \rangle}{\langle \delta t \rangle^3} - 3 \frac{\langle \delta t^2 \rangle}{\langle \delta t \rangle^2} + 2}{s'^3}. \quad (4.6)$$

Los 9 experimentos tienen asociados los valores, que se muestran en la figura 4.7.

Experimento	s'	a'
1	0.394	0.379
2	0.406	0.504
3	0.409	0.524
4	0.451	0.529
5	0.454	0.516
6	0.476	0.576
7	0.528	0.834
8	0.547	0.88
9	0.552	0.913

FIGURA 4.7: Se muestran dos momentos adimensionalizados, de la distribución de tiempo entre temblores, para los nueve experimentos del autómata.

La tendencia que se observa tanto en s' y a' , es a crecer conforme disminuye ε . Salvo por un caso (el No.5) se observa que los valores de s' y a' crecen conforme aumenta λ_{mix} , para un valor de ε determinado.

Para hacer la comparación con los temblores, lo más sensato, es escoger regiones específicas en el planeta. Las que se utilizan están dentro de la Cuenca del Pacífico, dadas por México-Centroamérica, Sudamérica y Japón, tomando los datos que se utilizaron en el capítulo anterior, y equivalen a las zonas 2 a 5. La zona 2 es Sudamérica, la zona 3 es México-Centroamérica ($M_s \geq 6$), la zona 4 es México-Centroamérica ($m_H \geq 7$) y la zona 5 es Japón.

Los datos extraídos están dados en la figura 4.8.

Zona	s'	a'
2	0.962	1.193
3	0.852	1.147
4	0.875	1.185
5	0.957	1.076

FIGURA 4.8: Las zonas 2 a la 5 equivalen a información extraída de las distribuciones de tiempo entre temblores para los casos analizados en el capítulo anterior, sin contar el global.

La zona 4 tiene 53 temblores, que son pocos para tener confiabilidad en los datos, pero son los que se tienen en este momento. Para notar la variabilidad de estos parámetros que caracterizan a la distribución de tiempos entre temblores, se tomó como ejemplo el tercer caso, considerando los 40 y 30 últimos

temblores, respectivamente, teniendo los siguientes resultados:

Para los últimos 40 temblores $\rightarrow s' = 0.881, a' = 1.041$.

Para los últimos 30 temblores $\rightarrow s' = 0.826, a' = 0.932$.

Lo que concluimos aquí es que los parámetros se conservan del mismo orden (cambio $\sim 10\%$); esto permite tener cierta confianza en el autómata, para variaciones de los parámetros del orden que se observan, respecto a la información específica que se tiene en cierto momento para los temblores.

Comparando los valores asociados para los temblores reales y para los simulados, lo que se puede concluir aquí es que el autómata con $\lambda_{m\acute{a}x} = 0.99$ y $\epsilon = 0.125$ es el que más se acerca a cualquiera de las regiones analizadas.

La otra parte de la comparación viene de la información extraída de la magnitud de los eventos, la cuál se muestra para el caso de los temblores en las figuras 4.9 y 4.10.

Las regiones a comparar equivalen a las zonas 2 a 5, las cuales muestran grandes variaciones, ya que son muy pocos datos. Si se tuvieran en las regiones 2 a 5 una cantidad de datos del orden de la zona 1 (caso global), se esperaría que los números tenderían a no variar tanto, y que visualmente se pareciera a lo que pasa en la zona 1, como pasa con los autómatas al tener una cantidad considerable de datos. Observando los números para las zonas 2 a 5 se puede ver que hay "magnitudes privilegiadas": ésto, desde luego, puede deberse al número reducido de datos. Aún así, usamos este efecto como criterio para escoger un autómata. Para magnitudes mayores ocurren más eventos que para una magnitud menor y ésto no se observa cuando se considera a todo el mundo, donde la distribución se hace más parecida a la ley de potencias de las magnitudes dada por Gutenberg-Richter, donde la relación entre eventos de magnitudes consecutivas se hace constante y mayor a 1.

Al observar los datos de los experimentos del autómata, los primeros no son muy representativos porque, como se mencionó antes, existen eventos que hacen perder esa cantidad de energía pero que no se toman en cuenta en el experimento al considerar únicamente eventos que abarcan más de 4000 sitios. Considerando únicamente las caídas de energía a partir del momento donde se muestra decrecimiento del número de eventos con el aumento en la caída de energía; como se da en una ley de potencias de Gutenberg-Richter.

Magnitud	Zona 1		Zona 2		Zona 3	
	N(i)	N(i)/N(i+1)	N(i)	N(i)/N(i+1)	N(i)	N(i)/N(i+1)
7	239	1.039	11	1.571	18	0.8
7.1	230	1.198	7	0.7	20	1
7.2	192	1.444	10	1.25	20	1.25
7.3	133	1.343	8	1.6	16	2.286
7.4	99	1.456	5	1.667	7	0.636
7.5	68	1.417	3	0.75	11	1.571
7.6	48	1.333	4	1.333	7	1.4
7.7	36	1.714	3	3	5	1.5
7.8	21	1.4	1	1	0	0
7.9	15	2.5	1	1	4	1.5
8	6	2	0	0	0	0
8.1	3	0.75	0	0	0	0
8.2	4	0	0	0	0	0
8.3	0	0	0	0	0	0

FIGURA 4.9: Zona 1: Temblores de todo el mundo, 1901-1980, $m_k \geq 7$. Zona 2: México-Centroamérica, 1901-1980, $m_k \geq 7$. Zona 3: Sudamérica, 1901-1980, $m_k \geq 7$. N(i) es la cantidad de temblores de la magnitud correspondiente.

Magnitud	Zona 4		Zona 5	
	N(i)	N(i)/N(i+1)	N(i)	N(i)/N(i+1)
6	16	2.67	14	1.17
6.2	6	0.6	12	1
6.4	10	1.67	12	1.33
6.6	6	1.5	9	1.28
6.8	4	1	7	1
7	4	0.67	7	3.5
7.2	6	0.6	2	0.67
7.4	1	0.5	3	1.5
7.6	2	0	2	0
7.8	0	0	0	0
8	1	1	1	1
8.2	0	0	0	0

FIGURA 4.10: Zona 4: México-Centroamérica, 1977-1996, $M_s \geq 6$. Zona 5: Japón, 1977-1996, $M_s \geq 6$. N(i) es la cantidad de temblores de la magnitud correspondiente.

Independientemente de ésto, del experimento 7 a 9, antes de iniciar el crecimiento final en $N(i-1)/N(i)$ -característica común en todos los experimentos- (ver figura 4.3); se observa en promedio (para los conjuntos de tres experimentos) el valor menor para $N(i-1)/N(i)$ en esa región, respecto a las otras dos triadas de experimentos. Lo que puede decir, es que siguiendo variaciones de estos tres últimos experimentos se puede tener un mayor acercamiento a tasas ($N(i-1)/N(i)$) menores que 1.0, como las que se observan en los datos para los temblores reales. En algunas regiones (para los temblores) se observa que hay magnitudes privilegiadas, que puede verse, al tener mayor cantidad de eventos de una magnitud respecto a una magnitud menor. Otra diferencia clara entre los autómatas y el caso real es en el último valor de $N(i-1)/N(i)$, teniendo valores tan grandes como $\overline{77}$ (ver figura 4.1), lo que nunca se observa con los temblores reales (ver figuras 4.9 y 4.10). Ésto hace pensar que al simular se podría evitar este último dato; a favor se tiene que esta última relación disminuye conforme disminuye ϵ , que son los modelos que se van pareciendo más al caso real.

Concluyendo. Se construyó un autómata celular con una carga constante en el tiempo y con la ocurrencia de eventos catastróficos; ésto dado por una regla de correspondencia donde se reparte una cantidad azarosa de energía a los primeros vecinos de un sitio que alcanzó el umbral. Variando la cantidad de energía agregada por sitio durante la carga y la fracción máxima de energía que se queda por sitio que alcanzó el umbral, se construyeron nueve modelos para ver cuál se parece más al caso real. Analizando el comportamiento estadístico de la distribución de tiempos entre eventos simulados, se tiene que el experimento con $\epsilon = 0.125$ y $\lambda_{m\acute{a}x} = 0.99$ es el que más se parece. De la distribución de tamaños se da un argumento para favorecer a los tres experimentos con $\epsilon = 0.125$, lo que promueve la búsqueda de un mejor autómata al realizar variaciones en los parámetros estudiados.

Resumen y Conclusiones

La tierra es un ente dinámico, dados todos los fenómenos que en el interior de ella se originan y que se manifiestan como terremotos y procesos volcánicos, principalmente. Después de un esfuerzo científico que ha durado muchos años se logró dilucidar algunos aspectos del interior de la Tierra, llegando a la conclusión que la superficie de la Tierra está dividida en pedazos que interaccionan unos con otros liberando energía en forma de temblores. De los temblores tenemos información de su magnitud, a que tiempo ocurrieron y donde se originaron. Si se toman los primeros dos se puede construir un proceso con una tasa de carga constante Ω , dada por la magnitud promedio entre el tiempo promedio entre temblores.

Para estudiarlos es necesario discutir la procedencia de los datos que se obtienen. Después de esto es necesario buscar catálogos que uniformizen la información de principios de siglo y que se encontraron en dos catálogos globales [4, 17]. Con la información que se extrae de Internet, que es de uso general, se pueden completar los catálogos para fechas recientes, para empezar a trabajar de manera global o en regiones.

Se decidió analizar con cierto detalle cinco casos. El primero abarca temblores de todo el mundo ($m_H \geq 7$), el segundo con temblores de México y Centroamérica ($m_H \geq 7$), el tercero de eventos en Sudamérica ($m_H \geq 7$), el cuarto de temblores en Japón ($M_s \geq 6$) y el último de terremotos en México y Centroamérica ($M_s \geq 6$). Para los conjuntos de datos con magnitudes $m_H \geq 7$, se tomó el intervalo temporal de 1904 a 1980 y para los casos $M_s \geq 6$ se tomó de 1977 a 1996.

Las características comunes que se tienen es que las distribuciones de tiempo entre temblores muestran el máximo a tiempos cortos teniendo eventos separados por tiempos grandes. La distribución de magnitudes es de la forma general esperada: disminuye la cantidad de eventos con respecto al aumento

de la magnitud.

El sistema visto como un proceso se localiza en una región amplia del espacio de energías (entendidas como proporcionales al logaritmo de la energía liberada) y difiere del caso de las avalanchas en medios granulados, las cuáles toman valores únicamente entre 0 y 90 grados. Ésta es una de las debilidades del modelo, ya que después de un terremoto (de una magnitud grande) el sistema difícilmente puede tener un valor residual de energía grande. Ésto conlleva a que la estimación de la tasa de energía Ω , que se supone constante, no sea físicamente adecuada.

Usando la idea de procesos estocásticos markovianos, formalizada en la ecuación maestra, que depende de la información extraída de los procesos, se puede argumentar que el fenómeno analizado es markoviano (sin memoria). De la ecuación maestra se puede extraer (ver ecuación 2.32) una ecuación para la probabilidad estacionaria, que involucra las distribuciones en los niveles de energía inicial y final de eventos catastróficos. La comparación se da de una manera aceptable. Hay que reconocer que al tener información escasa se tiene que trabajar con mucho cuidado en la definición de los tamaños de los intervalos para calcular el histograma, que normalizado será una probabilidad.

Las distribuciones de energía inicial y final para cada evento muestran la misma característica que se ve en las avalanchas: el máximo de la distribución de energías finales está a la izquierda del máximo de la distribución de energías iniciales y existe un región de traslape. Como los procesos para los temblores oscilan mucho más, las distribuciones tienden a la asimetría y a la existencia de muchos máximos locales, debida también a la escasez de datos. Para el caso de México-Centroamérica, a pesar de ser la región con menos datos, el proceso está acotado en una región más pequeña; las distribuciones de energía inicial, energía final y estacionaria muestran más semejanza con el caso de las avalanchas.

Para tratar de analizar correlaciones en los niveles de energía, se realizó un cálculo en la región de México y Centroamérica, arrojando la conclusión de que eventos separados por un tiempo de hasta 180 días parece están relacionados. En la región analizada conviven una variedad de zonas tectónicamente distintas, lo que nos dice que el resultado quiere decir que destaca alguna zona en particular (por una mayor cantidad de datos), ya que es difícil pensar que eventos tan lejanos están relacionados.

Para regiones aisladas, se calcularon probabilidades de la ocurrencia de un temblor después del último evento de parejas o triadas de temblores consecutivos. El resultado se resume en que los temblores tienden a ocurrir en "racimos"; recordar que se quitaron los eventos cercanos, temporal y espacialmente, considerándolos como réplicas. Los racimos están separados por periodos largos sin eventos, con respecto al promedio del tiempo entre temblores.

Para poder decir algo sobre un enfoque de este estilo (estadístico) es necesario tener más información. Por esta razón se construyó un autómata celular que consiste de una retícula de 64×64 , donde cada sitio tiene asignado un valor de una variable, llamada energía. Se define un proceso de carga, dado al escoger en cada unidad de tiempo un sitio al azar y agregarle cierta fracción fija de energía (ε). Cuando un sitio alcanza un umbral, se rompe y reparte una fracción aleatoria, entre 0 y α , de la energía a sus vecinos cercanos, en partes iguales. Si el rompimiento llega a las fronteras de la retícula, la energía se reparte sobre vecinos "fantasma" (fuera de ella) con lo que el sistema pierde energía. Cuando un rompimiento abarca casi toda la retícula se dice que es un temblor simulado y la caída de energía (entendida como proporcional al logaritmo de la energía sísmica liberada en el temblor) representa la magnitud del temblor. Se realizaron 9 experimentos con variaciones en α y ε , y se calculó la desviación estándar s' y el tercer momento a' con respecto al promedio (adimensionalizado con la desviación estándar al cubo) de las distribuciones de tiempo entre temblores simulados. A través de s' y a' se encontró un experimento que se "parece" más a los valores correspondientes de s' y a' de los temblores reales. Nótese que los datos de los temblores tienen unidades de días y los sacados del autómata tienen unidades arbitrarias; por esta razón, todos los datos se adimensionalizaron con su promedio. El experimento con $\varepsilon = 0.125$ y $\alpha = 0.99$, con valores $s' = 0.552$ y $a' = 0.914$, es el que muestra un mayor acercamiento con los datos reales; en la región de México-Centroamérica para $m_H \geq 7$, se tiene un valor de $s' = 0.875$ y $a' = 1.185$. Al observar el comportamiento de la magnitud en los experimentos, la dificultad más clara al comparar con los datos reales, es que éstos son muy escasos. Al analizar regiones sísmicas de la Costa del Pacífico se observa que hay magnitudes donde $N(i-1)/N(i)$ (ver figura 4.9 y 4.10) tiene valores menores que 1 (hay más eventos de una magnitud respecto a la anterior). Para el caso del autómata, se observa que los 3 experimentos con $\varepsilon = 0.125$

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

muestran el comportamiento más cercano a este aspecto.

Perspectivas

Este trabajo utiliza únicamente la información de tiempo y magnitud, pero queda trabajar con la localización de los epicentros. Un paso a seguir es calcular correlaciones espacio-temporales, ya que ésto nos podrá decir la probabilidad de que ocurra un temblor en un punto, dado que ocurrió otro en otro punto con una separación temporal t . El problema de este enfoque es que se tienen pocos datos y ésto da una estadística pobre.

Un punto importante es mejorar el modelo de autómatas, con éste se puede hacer una corrida grande de datos, para generar un proceso que permita repetir lo hecho con los datos reales y poder identificar aspectos como un nivel de energía sobre el que hay mucha probabilidad de que ocurran temblores. Al tener más datos, las distribuciones se suavizan y la estimación de las probabilidades se da de una manera más precisa, lo que lleva a una mejor evaluación de la hipótesis de markovianidad.

Para la costa del Pacífico de México, se han hecho mediciones del corrimiento global promedio de la placa oceánica respecto a la placa continental (acumulación de energía), en ausencia de corrimiento sísmico. Lo anterior permite realizar una gráfica del corrimiento anterior superpuesta a la gráfica de corrimiento sísmico, observando que eventualmente el corrimiento sísmico recupera el superávit del corrimiento global promedio (debido a la creación de nuevo material en la dorsal). En otras palabras, al moverse la placa el sistema se va cargando hasta que eventualmente ocurre un temblor que libera parte de la energía acumulada y el proceso se continúa. Se observa que todo lo que carga eventualmente descarga, en términos del corrimiento. Teniendo un modelo numérico que simule estadísticamente y de manera aceptable el proceso, se pueden calcular las probabilidades de que un temblor ocurra teniendo cierto nivel de energía, que sería comparable con el "nivel real"; ésto podría llevar a una predicción estadística a corto plazo (que variará con el tiempo).

Si para construir mi proceso utilizo corrimiento sísmico en lugar de magnitud, se pueden realizar análisis del tipo hecho por Shimazaki [27]. Teniendo el

proceso simulado se pueden calcular probabilidades con todo tipo de condiciones (únicas, por pares, etc.), que pueden ser comparadas con los casos reales. El problema del enfoque que se manejó es que se escoge el modelo numérico con base en los pocos datos que se tienen. De esta manera, al tratar de simular una región más específica, la forma de escoger los parámetros del autómata se hace ambigua y por lo tanto todo lo que pueda surgir de ahí. Existen modelos de predicción locales que se basan en deformaciones del terreno, variaciones en los niveles del agua, de la conductividad del material, o en la identificación de una región donde se espera que ocurra un temblor, dado que durante cierto tiempo no ha ocurrido uno, por mencionar algunos importantes. Por la escasa cantidad de datos en regiones, la comparación de los modelos de predicción locales con el autómata es confusa.

En este trabajo sólo se manejó un tipo de autómata, pero se pueden considerar muchos. Los autómatas, al estar caracterizados por tamaño, memoria, conservación de la energía, localidad, pueden mostrar fenomenologías muy distintas. Se identificó al tamaño del temblor con la caída en el nivel de energía, pero también se puede hacer con la cantidad de sitios involucrados o tomar en cuenta el transporte de energía hacia afuera de la región involucrada, aunque ésta haya quedado dentro de la red. Así, para cada autómata se tendrán distintas características de las distribuciones, mismas que pueden ajustarse mejor a los datos de los temblores al hacer un análisis más detallado. Para buscar una mejor definición de la magnitud también es útil variar dx (el tamaño del intervalo en la división de la caída de energía) y consecuentemente realizar una corrida de eventos mayor, para notar las tendencias globales.

Como se mencionó anteriormente, para hacer predicciones locales es necesario tener más datos. Ésto puede solucionarse si se consideran temblores de magnitudes menores y entonces tratar de predecir éstos y tomarlos como base para predecir los temblores grandes, que por razones evidentes son los que más interesan.

El análisis en este trabajo se realizó a través de una tasa de carga (Ω) constante [28]. La definición de esta tasa de carga únicamente permite que el sistema inicie y termine en el mismo punto. Ésto no evita que el sistema alcance niveles grandes de energía, que potencialmente será engendradora de temblores, lo que es difícil de asegurar que se satisfice en la situación real. A través de una tasa de carga variable, que puede depender de la magnitud

del último temblor que ocurrió y que puede variar entre temblores consecutivos, se puede mantener al proceso acotado en una región pequeña. Si el proceso varía en una región pequeña de energía es factible definir una energía umbral, que permitirá decir (si el sistema está cerca de él) que hay muchas probabilidades de que un temblor ocurra.

Apéndice

En este trabajo se construyen procesos (evolución de una variable macroscópica) con la información de la magnitud y del tiempo entre eventos. La caída del valor de esta variable -cuando ocurre un temblor- es precisamente la magnitud del temblor en cuestión. La variable es llamada energía, aunque en realidad es proporcional al logaritmo de la energía. El problema, al observar las gráficas de los procesos, es que la variable toma valores muy grandes, si se toma en cuenta que es el logaritmo de la energía. La dificultad se puede solucionar si la constante de proporcionalidad puede ser ajustada, pero no es el caso, porque debe coincidir con la constante de proporcionalidad de la relación entre logaritmo de energía y magnitud.

Para la construcción del proceso se utiliza la condición (arbitraria) de que el estado del sistema es el mismo al inicio y al final del periodo sobre el que se trabaja. Con los datos de temblores de todo el mundo, de 1904 a 1980 con $m_B \geq 7$, se pueden construir procesos con otro tipo de suposiciones que son tan arbitrarias como el caso anterior, para observar todos los cambios que pueden surgir.

El primer caso que se tratará se basa en la suposición de que el mecanismo de carga del sistema es constante durante cada década. Es decir, al principio de cada década el sistema está en cierto estado (la variable macroscópica tiene un valor dado). El resultado del cálculo se muestra en la figura A.1.

Lo que se puede observar, si se compara con el proceso trabajado en la tesis es que los niveles máximos alcanzados sólo son del orden de una cuarta parte de los niveles alcanzados en el primer proceso, que es del orden de 1000. Este resultado es de esperarse, ya que se está obligando a que después de cada década se regrese al estado original.

Si ahora se calcula una tasa de carga, tal que el sistema regrese al punto de

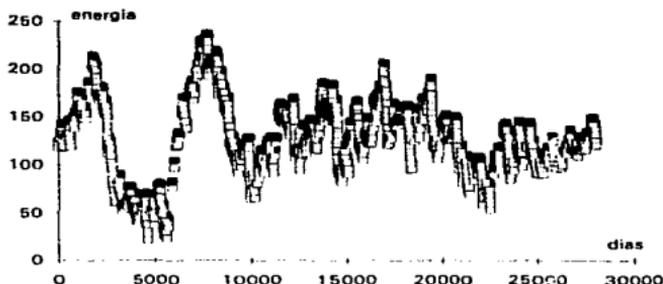


FIGURA A.1: Proceso para todo el mundo, $m_{\mu} \geq 7$, de 1901 a 1990. Primer ejemplo.

donde partió cada 20 años, pero se utiliza la tasa para graficar los primeros 10 años se tiene como resultado la figura A.2. Como se ve en ésta, al sistema no le da tiempo de regresar al punto de donde empezó, lo que lleva a que los niveles máximos de energía sean del orden de 700, a diferencia de los 250 de la figura A.1.

Para el tercer ejemplo, se utilizan cálculos de las tasas de carga que permiten que cada 20 años el sistema esté en el mismo estado. El resultado se muestra en la figura A.3.

Nótese la similitud entre las figuras A.2 y A.3. La última alcanza niveles menores que la primera, debido a que se fuerza que regrese, lo que no es el caso en la primera.

El último caso para este conjunto de datos se muestra en la figura A.4. A cada periodo de carga se le asignó una tasa de carga al azar, tal que su valor tuviera una diferencia máxima de 5 % sobre el promedio calculado con todos los datos.

Al observar la similitud entre la figura A.4 y el proceso original usado en el trabajo, se concluye que no afecta que la tasa de carga varíe un poco para el resultado final. El grado en que puede variar la tasa de carga en el tiempo también es un aspecto arbitrario, aunque en este trabajo se consideró que

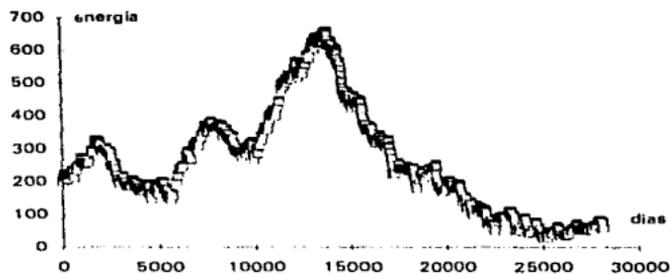


FIGURA A.2: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904 a 1980. Segundo ejemplo.

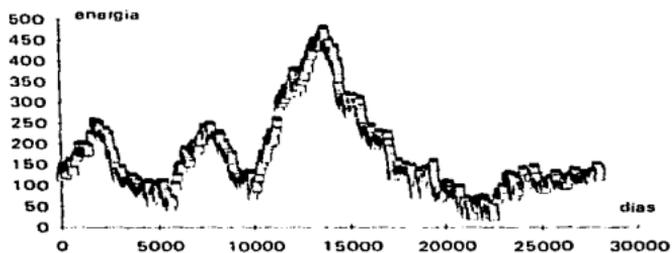


FIGURA A.3: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904 a 1980. Tercer ejemplo.

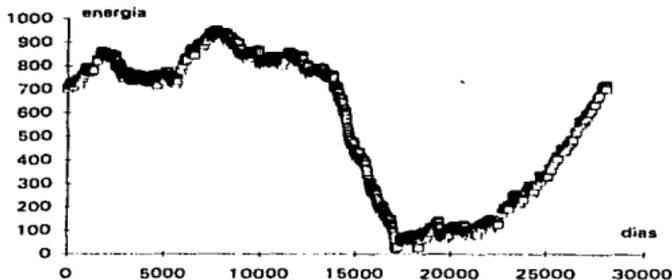


FIGURA A-4: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1964 a 1980. Cuarto ejemplo.

la tasa es constante en intervalos de tiempo del orden de décadas, ya que se espera que la Tierra sufra cambios dinámicos a una escala de tiempo mucho mayor.

Las 4 figuras muestran la variedad de procesos que se pueden construir cambiando la forma de carga. El punto que se busca remarcar aquí es que la forma de calcular los procesos es un punto que está todavía a discusión y que debe ser tomado en cuenta para un análisis posterior.

Otro de los problemas surgido al observar las gráficas de los procesos y en particular la que representa el caso global es la anomalía en la tasa de carga de la década de los 40's, periodo que comprende la Segunda Guerra Mundial. La tasa de carga para los 40's (0.486) es notoriamente más grande que la correspondiente a cualquier otra década, que no superan una tasa de carga de 0.311.

Basándose en el argumento de que los registros durante la Segunda Guerra Mundial (evento que abarcó la mitad de la década) no son confiables, se puede hacer el siguiente ejercicio. Omítanse los datos de la década de los 40's y desarróllense los ejercicios anteriores. En el primer caso (ver gráfica A.1) la gráfica no se afectará para las décadas consideradas, porque al principio y al final de cada década, el estado del sistema es el mismo. El segundo caso está

ilustrado en la figura A.5. Nótese que en ésta, los primeros años muestran una tendencia parecida a la figura A.2, teniendo como resultado global que la variable tome valores en una región mucho más pequeña, lo que llevará a que las estimaciones del logaritmo de la energía sean más aceptables, aunque sigue el sistema adquiriendo energías muy grandes.

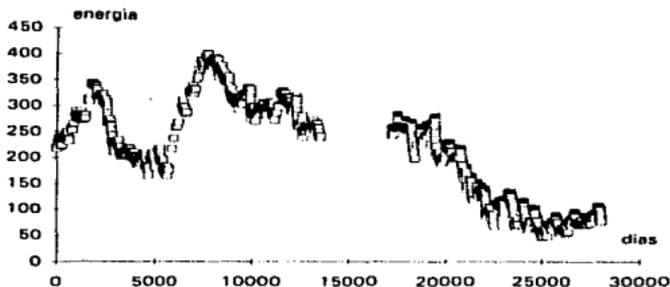


FIGURA A.5: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904 a 1940 y 1951 a 1980. Segundo ejemplo.

Si se construye la gráfica correspondiente a la figura A.3, sin los datos de la década de los 40's, se tiene la figura A.6.

Vuelve a ser interesante el hecho de que quitando sólo una década, las variaciones que se observan en la variable que llamamos energía son del orden de la mitad, respecto del caso donde se incluye la década. Observando ésto se ve claro que la estimación de una energía a nivel global es muy afectada por el error que pueda haber en los datos que se utilizan. Para finalizar este ejercicio se muestra en la figura A.7 lo correspondiente a un proceso donde la tasa de carga, antes de cada temblor, varía azarosamente alrededor de la tasa de carga promedio que se extrae de los datos sin la década de los 40's.

Para finalizar el apéndice, se muestra un análisis realizado de los datos de la región de Sudamérica. De los procesos calculados para el caso global, se repite el primer caso, ya que este mostró un comportamiento mucho más razonable, con una estimación de una energía que no crece a niveles inaceptables. El

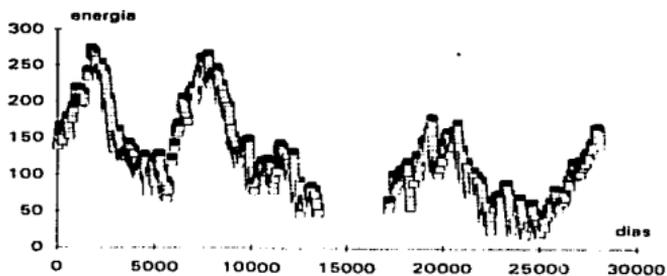


FIGURA A.6: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904 a 1940 y 1951 a 1980. Tercer ejemplo.

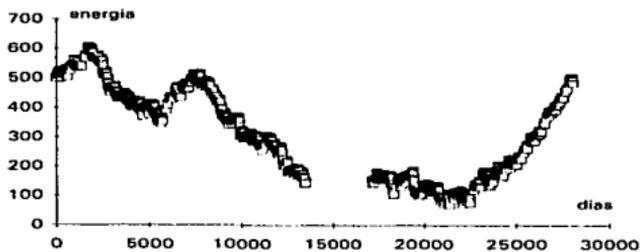


FIGURA A.7: Proceso para todo el mundo, $m_H \geq 7$, de 1904 a 1940 y 1951 a 1980. Cuarto ejemplo.

resultado de este cálculo se muestra en la figura A.8.

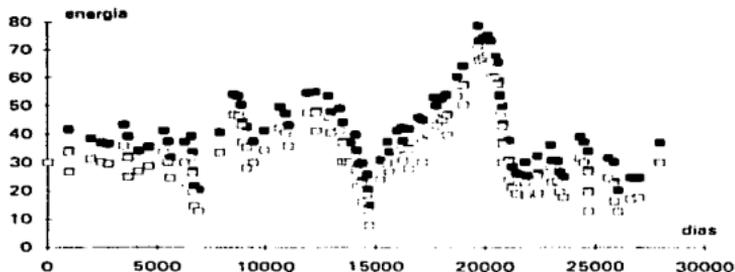


FIGURA A.8: Proceso para Sudamérica, $m_H \geq 7$, de 1901 a 1940 y 1951 a 1980. Primer ejemplo.

Si se realiza el cuarto caso, para esta región (ver figura A.9), se ve que el proceso no cambia cualitativamente respecto al original, donde se usa una tasa de carga constante.

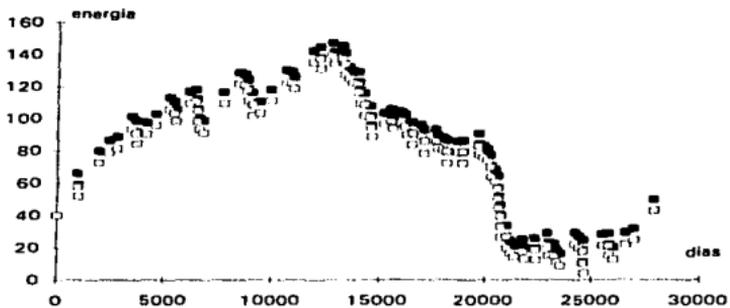


FIGURA A.9: Proceso para Sudamérica, $m_R \geq 7$, de 1904 a 1940 y 1951 a 1980. Cuarto ejemplo.

Bibliografía

- [1] Nava, A. (1995), *Terremotos*, De la serie La Ciencia desde México, Núm.34. Ed. Fondo de Cultura Económica, 2a. ed., México, pp. 160.
- [2] Sullivan, W. (1991), *Continents en motion*, Ed. American Institute of Physics, 2a. ed., EUA, pp. 431.
- [3] Isacks, B., J. Oliver y L. Sykes (1968), "Seismology and the new global tectonics", *J. Geophys. Res.*, V.73, pp. 5855-5899.
- [4] Pacheco, J. y L. Sykes (1992), "Seismic Moment Catalog of Large Shallow earthquakes, 1900 to 1989", *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.82, Núm.3, pp. 1306-1349.
- [5] Peralta-Fabi, R. (1994), "Procesos Estocásticos y Medios Granulados", *Memorias de la Séptima Escuela Mexicana de Física Estadística*, Ciencias Servicios Editoriales, UNAM, México, pp. 101-152.
- [6] Morales-Gamboa, E., J. Lomnitz-Adler, V. Romero-Rochin, R. Chicharro-Serra y R. Peralta-Fabi (1993), "Two-Dimensional Avalanches as Stochastic Markov Processes", *Phys. Rev. E*, 47-4, p. 2229.
- [7] Peralta-Fabi, R., V. Romero-Rochin, J. Lomnitz-Adler y E. Morales-Gamboa (1994), "Development of a theory of 2-D avalanches" *Lectures on Thermodynamics and Statistical Physics*, Editores: M. López Haro y C. Varea, Ed. World Scientific Pub. Co., Singapur, p. 241-
- [8] Romero-Rochin, V., E. Morales-Gamboa y R. Peralta-Fabi (1995), "Avalanches in a Cellular Automaton", *Phys. Rev. E*, 51-5, pp. 3968-3976.
- [9] Morales-Gamboa, E., R. Peralta-Fabi y V. Romero-Rochin (1996), "Testing Predictability Criteria in Avalanches", *Phys. Rev. E*, 54-4, pp. 3488-3494.

- [10] Lomnitz-Adler, J. (1989), "Theoretical calculations of the seismicity in Oaxaca, Mexico". *Tectonophysics*, V. 167, pp. 81-91.
- [11] Lomnitz-Adler, J. (1985), "The statistical dynamics of the earthquake process". *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 75, N. 2, pp. 441-454.
- [12] Romero-Rochin, V. (1993), "Algunos aspectos de las rupturas de fallas sísmicas: las ideas de Jorge Lomnitz". *II Escuela de Verano "La visión molecular de la materia"*, Cuernavaca Mor.
- [13] Gutenberg, B., y C. Richter (1954), Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton Univ. Press.
- [14] Lomnitz, C. (), Fundamentals of Earthquake Prediction. Ed. John Wiley & Sons, Inc.
- [15] Edward Cornish (September-October 1996), "New Earthquake Predictor Found". *The Futurist*, V.30, Núm.5, p. 7.
- [16] Lomnitz-Adler, J., L. Knopoff y G. Martínez-Mekler (1992), "Avalanches and epidemic models of fracturing in earthquakes". *Physical Review A*, V.45, Núm.4, pp. 2211-2221.
- [17] Abe, K. (1981), "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904-1980". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V.27, pp. 72-92.
- [18] Habermann, R.E. (1982), "Consistency of teleseismic reporting since 1963". *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.72, pp. 93-111.
- [19] Richter, C. (1935), "An instrumental earthquake magnitude scale". *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.25, pp. 1-32.
- [20] Gutenberg, B. (1945), "Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.35, pp. 3-12.
- [21] Richter, C. (1956), "Magnitude and energy of earthquakes". *Ann. Geofis. (Rome)*, V.9, pp.1-15.
- [22] Kanamori, H. (1977), "The energy release in great earthquakes". *J. Geophys. Res.*, V.82, pp. 2981-2987.

- [23] Hanks, T.C. y H. Kanamori (1979), "A moment magnitude scale". *J. Geophys. Res.*, pp. 2348-2350.
- [24] Abe, K. (1984), "Complements to "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904-1980"". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V.34, pp. 17-23.
- [25] Anagnos, T. y A.S. Kiremidjian (1984), *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.74, pp. 2593-2611.
- [26] Suzuki, S. y A.S. Kiremidjian (1991), "A random slip rate model for earthquake occurrences with bayesian parameters". *Bull. Seism. Soc. Am.*, V.81, pp. 781-795.
- [27] Shimazaki, K. y T. Nakata (1980), "Time-predictable recurrence model for large earthquakes". *Geophys. Res. Letters*, V.7, pp. 279-282.
- [28] Knopoff, L. (1971), "A stochastic model for the occurrence of main-sequence earthquakes". *Rev. Geophys. Space Phys.*, V.9, pp. 175-188.
- [29] Epstein, B. y C. Lomnitz (1966), "A model for the occurrence of large earthquakes". *Nature*, V.211, pp. 954-956.
- [30] Lomnitz, C. (1976), Seismic Risk and Engineering Decisions. Ed. Elsevier, pp.425.