



UNIVERSIDAD VERACRUZANA
FACULTAD DE INGENIERIA

TESIS

**LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS DE SISMOS EN EL ESTADO DE
VERACRUZ**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO CIVIL**

PRESENTA:

RICARDO MOLINA SÁNCHEZ

DIRECTOR:

M. I. REGINO LEYVA SOBERANIS

BOCA DEL RÍO, VERACRUZ

DICIEMBRE 2008



UNIVERSIDAD VERACRUZANA
FACULTAD DE INGENIERIA
INGENIERIA CIVIL



Al pasante:

Ricardo Molina Sánchez

PRESENTE

Por este medio comunico a usted, que su solicitud de titulación ha sido aprobada con la modalidad de **Tesis** y el tema "**LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS DE SISMOS EN EL ESTADO DE VERACRUZ**" bajo la dirección del **M.I. Regino Leyva Soberanis**, con el siguiente índice:

- 1.- INTRODUCCIÓN
- 2.- OBJETIVOS
- 3.- ALCANCES Y LIMITACIONES
- 4.- JUSTIFICACIÓN
- 5.- HIPOTESIS
- 6.- MARCO DE REFERENCIA
- 7.- MARCO TEÓRICO
- 8.- MARCO OPERATIVO
- 9.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- 10.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

En virtud de lo anterior, le informo que deberá asistir a la defensa de su trabajo recepcional el día **Jueves 11 de Diciembre del presente a las 10:00 hrs.** en la Sala Audiovisual de esta carrera, así mismo le comunico que el jurado estará comprendido por:

- M.C. Jesús M. Santamaría López (presidente)
- M.I. Regino Leyva Soberanis (secretario)
- M.I. Guadalupe Riquer Trujillo (vocal)

Sin otro asunto sobre el particular me despido de usted, solicitando su presencia 15 minutos antes en la fecha indicada.

A T E N T A M E N T E
 "LIS DE VERACRUZ: ARTE, CIENCIA, LUZ"
 Boca del Río, Ver., a 3 de Diciembre de 2008

M.C. Ing. Jesús M. Santamaría López
 JEFE DE LA CARRERA DE INGENIERIA CIVIL



ccp. Archivo

AGRADECIMIENTOS

- A “R. Molina y M.G. Sánchez” por su amor incondicional en todo momento de mi vida.
- A “J. Molina” por ser pilar fundamental en mis estudios.
- A “R. Leyva” por su dedicación y disponibilidad, a “F. Williams y G. Riquer” por su apoyo, y muy especialmente a “J. Santamaría” por creer en mi.
- A mis “amigos I. Carmona y S. Rosales” porque se que cuento con ustedes.
- A “DIOS” por darme la fortaleza en mi vida.

“LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS DE SISMOS EN EL ESTADO DE VERACRUZ.”

INDICE

1.- INTRODUCCIÓN.....	3
2.- OBJETIVOS.....	4
3.- ALCANCES Y LIMITACIONES.....	5
4.- JUSTIFICACIÓN.....	5
5.- HIPOTESIS.....	7
6.- MARCO DE REFERENCIA.....	8
7.- MARCO TEORICO CONCEPTUAL.....	9
1.- La sismicidad.....	9
1.1.- La sismicidad en México.....	9
1.2.- Sismicidad en el Estado de Veracruz.....	13
1.3.- Principales placas litosféricas en México.....	17
1.3.1- Fallas en el Estado de Veracruz.....	23
2.- La fuente sísmica.....	26
2.1.- Sismos tectónicos.....	26
2.2.- Rebote elástico.....	29
2.3.- Tipos de fallas.....	33

3.- Movimiento del terreno.....	38
3.1.- Tipos de ondas sísmicas.....	38
3.2.- Propagación de ondas.....	44
3.3.- Registros sísmicos.....	45
4.- Localización y ocurrencia de los sismos.....	50
4.1- Foco y epicentro.....	50
4.2.- Profundidad de los focos.....	52
4.3.- Localización instrumental de los focos.....	54
4.4.- Ocurrencia y secuencia de los sismos.....	57
4.5.- Anexo 1. Ecuación para determinar la distancia focal.....	61
8.- MARCO OPERATIVO.....	63
8.1.- Localización de epicentros en el Estado de Veracruz.....	63
8.1.1.- Programa SEISAN.....	63
8.2.- Equipos utilizados para la determinación de la distancia focal.....	67
8.3.- Proceso de cambio a FORMATO SEISAN.....	70
8.4.- Determinación del epicentro.....	78
9.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	86
10.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	87

1.- INTRODUCCIÓN.

El presente trabajo de investigación se enfoca al Estado de Veracruz, con el fin de hacer una nueva localización de epicentros sísmicos basándose en redes cercanas a los epicentros. Esto como parte de un proyecto de fondos mixtos (FOMIX), financiado por CONACYT y Gobierno del Estado de Veracruz, que tiene como finalidad hacer una propuesta de zonificación sísmica que determina el peligro sísmico de Veracruz. Esto servirá para que en estudios posteriores se pueda determinar el riesgo sísmico en cualquier lugar o región y poder establecer parámetros para el diseño de estructuras sismorresistentes.

En este trabajo de tesis, expondré conceptos básicos de sismología en forma clara y asequible al profesional y al estudiante que se interesan en la materia. Ya que es obligación ética de los profesionales dedicados al campo de la construcción, diseñar y construir obras capaces de resistir el movimiento del terreno producido por los terremotos y contribuir, a través de su acción y práctica profesional, a reducir el impacto funesto que estos eventos naturales han causado a la humanidad. Para lograr estos propósitos, es fundamental conocer dónde y porque se originan los sismos y cuáles son las características del movimiento del terreno. Por lo que es necesario conocer los efectos que producen los eventos sísmicos. Los factores que pueden influir para amplificar la intensidad e incrementar los daños y como se determina el riesgo sísmico de una región.

Para esto haré uso del programa SEISAN (Ref.9.- <http://www.geo.uib.no>), el cual es base fundamental para este trabajo de investigación. Donde daré una reseña del mismo en el capítulo 8, así como los resultados obtenidos para las nuevas localizaciones de los epicentros sísmicos en el estado de Veracruz y comparar estos registros del Servicio Sismológico Nacional (Ref. 16.-), con el fin de ver las diferencias de localización y relocalizar algunos sismos importantes ocurridos en el estado de Veracruz y muy cercanos a sus límites.

2.- OBJETIVOS.

Objetivo general.

El objetivo superior de este proyecto es contribuir con la identificación de las posibles diferencias que puede haber en la ubicación de los epicentros en el estado de Veracruz que nos permita tomar un mejor criterio para la evaluación global de los sismos en el estado así como su trascendencia en la propuesta de zonificación sísmica. Se obtendrán nuevas localizaciones de epicentros sísmicos, que serán representados en un mapa del estado de Veracruz que nos permitirán realizar una evaluación de riesgo sísmico en el Estado.

Objetivos específicos.

1. Descripción de la metodología para la revisión de los epicentros de los sismos de interés.
2. Localización de los principales epicentros sísmico en el estado de Veracruz de 2002 al 2008 registrados en la Red Veracruzana de Instrumentación Sísmica (REVIS) dependiente del Instituto de Ingeniería de la Universidad Veracruzana.
3. Comparación de los nuevos epicentros sísmicos localizados con los establecidos por el SSN.
4. Una breve descripción del uso del programa "SEISAN" para la localización de epicentros sísmicos.

3.- ALCANCES Y LIMITACIONES.

El proyecto solo contempla los registros sísmicos obtenidos por la REVIS y se limita a analizar la localización de sismos que hayan sido registrados en la menos 3 estaciones.

4.- JUSTIFICACIÓN.

Históricamente la zona de referencia ha sido afectada por sismos que han causada daños importantes en las construcciones de la época; si mencionamos solo algunos del periodo instrumental (1910), podemos recordar el temblor del 3 de enero de 1920 (temblor de Xalapa), que además de causar daños en la infra estructura, devasta parte de Puebla y Veracruz, con un número estimado de muertos de cerca de 3000; el sismo del 15 de enero de 1931(Ref. 3.- “estudios sísmicos, vulnerabilidad e instrumentación” registro No. LII009 de la dirección general de investigación de la Universidad Veracruzana.), se dañan monumentos históricos y agrieta algunas calles de la ciudad de Veracruz; el del 25 de Julio de 1937, se dañan edificios, casas, iglesias y el palacio municipal y se estiman 30 muertos y 60 heridos entre Puebla y Veracruz; el 26 de agosto de 1959 el temblor de Jáltipan ocasiona la destrucción casi total de ese sito; 11 de marzo de 1967 conocido como el temblor de Veracruz por sus efectos en la ciudad y cuyo epicentro se ubicó en los límites del municipio de Veracruz, desplomó parte de algunos edificios y cornisas, y causo daños a un gran número de casas y edificios recién construidos; el del 28 de agosto de 1973, el temblor de Orizaba causa grandes estragos en Puebla, Oaxaca y Orizaba (con cerca de 453 muertos, 2000 heridos y más de 100,000 personas se quedan sin hogar), en la ciudad de Veracruz daña algunas cúpulas de las parroquias, colapsan algunos muros en calles céntricas de la ciudad, agrieta casas y causa daños en comercios. La cronología histórica de sismos que han causado daños (R. Leyva, 2004; Tesis de maestría), concentrada a las construcciones dañadas en el centro de la ciudad y la antigua zona amurallada principalmente, por ser aquí donde se encontraban las construcciones más altas y pesadas, recordando que se les llamaba “*ciudad de*

tablas” por el material de construcción que predominaba, sobre todo fuera de la muralla. Se deduce que los daños eran menores y de mínimas consecuencias en las construcciones de madera, sin embargo, el crecimiento acelerado de la zona conurbada, se ve reflejado en la actualidad en sus edificios cada vez más altos y audaces en su arquitectura, extensas concentraciones residenciales, prósperas zonas industriales, entre otras manifestaciones. Vivencias sísmicas en otras ciudades revelan que en sitios como antiguos cauces de ríos y caudales, espejos de agua, zonas de relleno y aéreas ganadas al mar, entre otras de las características que tienen algunos de los suelos en la zona en estudio, presentan respuestas dinámicas desfavorables, y actualmente están dentro de la mancha urbana. Los sismos han acompañado, en forma dramática, la evolución de los núcleos urbanos, las medidas de prevención contra sus efectos deben considerarse como parte fundamental de los procesos de su desarrollo integral, con el fin de reducir el nivel de riesgo existente. Lo anterior, debe acelerar aquellos esfuerzos encausados a reducir el riesgo sísmico, sobre todo en las construcciones, pues su falla está directamente asociada al número de víctimas y pérdidas económicas. Escenarios similares a los descritos por la historia, probablemente tengan en el presente consecuencias mucho más funestas. Debido a que los largos periodos de recurrencia de los sismos de mayor intensidad en la zona, se olvida el riesgo que se corre y el estado de relajación de la autoridad y la población solo se ve interrumpido ante los grandes daños ocasionados por un movimiento intenso; es en ese momento que surge la necesidad de componer la situación; pero esta efervescencia es pasajera y al cabo de unos meses el interés decae y el olvido retorna. Resulta extremadamente difícil para un gobierno local mantener una visión a largo plazo de la amenaza que supone el riesgo sísmico, especialmente en un contexto de demandas competitivas y prioridades inmediatas. Además, las autoridades locales suelen poseer una planta de personal inadecuadamente preparada, en consecuencia el problema sísmico es atendido de una manera más o menos casual; la zona conurbada Veracruz-Boca de Río no está exenta de esta situación, y es por ello que resulta indispensable disponer de los recursos tectónicos y el personal calificado para que mediante la **localización**

de epicentros sísmicos, se pueda contribuir a reducir el riesgo ante la ocurrencia de un evento.

Ya que La protección sísmica avanza muy lentamente, sismos importantes, aún no tienen una explicación geológica convincente, y la escasa información instrumental plantea cuestionamientos esenciales sobre el riesgo sísmico, sobre todo en grandes concentraciones urbanas. Se deben seguir políticas de protección civil fundamentadas en datos cada vez más precisos, que permitan delimitar las zonas de mayor riesgo, sobre toda en caso de un sismo de gran intensidad. Para ello, **la localización de epicentros de sismos** representa un gran aporte. El MDOC-CFE (1993), divide al estado de Veracruz en tres zonas de peligro sísmico. La información instrumental reciente con datos locales, justifica un análisis que lleve a una división más detallada y precisa de la actividad sísmica. Los productos de este trabajo, contribuyen a la elaboración de un reglamento de construcción actualizado, que permita planear estructuras sismorresistentes y prever afectaciones. Consecuentemente, la vulnerabilidad de la población ante la falla de construcciones nuevas se vea disminuida, y aunque ningún código de construcción es retroactivo, pueden tomarse medidas preventivas en las obras civiles antiguas, que las haga menos susceptibles a los daños. La inversión que redunde en acciones preventivas, es pequeña si la comparamos con el intento de remediar los efectos de un sismo, en donde un gran sector de la población puede que nunca se recupere. Además, las acciones pueden ser orientadas sin las presiones en momentos de crisis.

5.- HIPOTESIS.

Encontrar nuevas localizaciones de epicentros sísmicos basados en una red local y más cercana a los epicentros, utilizando acelerógrafos y sismómetros, así como el procesamiento de datos con el programa SEISAN.

6.- MARCO DE REFERENCIA.

Se conocen los estudios preliminares de microzonificación sísmica y la elaboración de mapas de riesgo sísmicos de las ciudades de Veracruz y Xalapa (Lermo et al. 1995). Así como la red acelerográfica (REVIS) de la ZCV a cargo del IIUV (www.uv.mx/acelerografica) donde se estimaron las funciones de transferencia empíricas de la ZCV (Riquer et al., 2003 A, B, C.), (Williams et al., 2003), validadas por sismos reales para la elaboración de nuevos mapas de microzonificación y riesgo sísmicos recientes.

De suma relevancia es el trabajo de investigación “La sismicidad en el estado de Veracruz” (J. Figueroa A.), el cual hace mención de la sismicidad en el estado de Veracruz, las principales fallas que cruzan al estado y localización de epicentros.

El manual de Diseño de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad de 1993, que divide a la República Mexicana en cuatro grandes zonas de riesgo sísmico. En el Golfo de México se localizan tres de estas zonas y a su vez la clasificación por el tipo de suelo.

El proyecto “Peligro Sísmico en Latinoamérica y el Caribe” (R. Zúñiga, G. Suárez, M. Ordaz y V. García-Acosta) donde se menciona detalles generales sobre la sismicidad en México y antecedentes históricos.

Lo obtenido como producto de la investigación mencionada, constituye el punto de partida de los trabajos a realizar en este proyecto.

7.- MARCO TEORICO CONCEPTUAL.

1.- La Sismicidad.

1.1.- La sismicidad en México.

Para poder comprender mejor los efectos de los sismos en el estado de Veracruz, es importante conocer algunos datos relevantes de la sismicidad en México.

La república Mexicana se encuentra en una de las diversas regiones del territorio del país, donde existe una notable actividad sísmica, la cual da lugar a una liberación de aproximadamente el 3% de la energía sísmica en el mundo. En promedio, en la República Mexicana ocurre un sismo de magnitud M_s mayor a 7.0 cada dos años. La actividad sísmica de México tiene su origen en los fenómenos neotectónicos, producidos por la integración de cuatro placas: la de Norteamérica, la del Pacífico, la de Cocos y la del Caribe. También debe tomarse en cuenta la pequeña Placa de Rivera, situada frente al estado de Jalisco. (Capítulo 1.2).

En general, se presentan dos grandes tipos de actividad sísmica:

Zonas de desplazamiento horizontal de placas, que comprende las Placas de Norteamérica y la del Pacífico.

Zona de convergencia de Placas. Placas de Rivera y de Norteamérica; Placa de Cocos y Norteamérica; Placa de Cocos y del Caribe.

El mayor terremoto que ha habido en México en el siglo pasado, es el de Jalisco, ocurrido el 3 de Junio 1932, con una magnitud $M_s=8.2$, y tuvo lugar en el a interface de la placa de Rivera y la Norteamericana. Este temblor debe haberse sentido en la Ciudad de México con la misma “fuerza” que el de Michoacán de Septiembre de 1985. Sin embargo, en aquella época, la ciudad de México contaba

con una población muchísimo menor que la de la actualidad, las construcciones eran asimismo de menor cantidad y no existían edificios gran altura.

Este sismo (1985) fue seguido por otro de $M_s=7.8$. Ambos causaron daños muy severos en Jalisco y Colima.

El sismo del 3 de Junio se inició al noroeste de Manzanillo y muy próximo a ese Puerto y se propagó en la misma dirección noroeste en una longitud de ruptura estimada de aproximadamente 220 kilómetros. El de 18 de Junio se concentró al suroeste del mismo Manzanillo, fuera de la costa, y probablemente tuvo una longitud de ruptura de 60 kilómetros, con una anchura 80 kilómetros.

El sismo del 3 de junio pertenece a una brecha de aproximadamente 60 kilómetros entre las áreas de las réplicas de ambos sismos y el de Colima de 1973, brecha de la que su potencial sísmico es desconocido. Aun cuando no es precisa la frontera entre las placas de Rivera y de Cocos, no existe duda de que los dos sismos de 1932 rompieron la parte somera de la zona de subducción de Rivera.

Una amplia descripción de los temblores en el siglo XX se encuentra en el artículo Cronología de los Sismos en la Cuenca de México (Ref. 13.-). Esta base de datos menciona la existencia de grandes temblores dentro del continente, con profundidades de 60 kilómetros, producidos por el rompimiento de litósfera oceánica subducida, que si bien son relativamente poco frecuentes, se sabe que pueden causar grandes daños.

A lo largo de la costa del Pacífico tienen su origen la mayoría de los grandes temblores que ocurren en la República Mexicana. Se originan por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera bajo la placa de Norteamérica. La placa de Rivera, que se encuentra a la altura del estado de Jalisco, subduce a la placa continental con una velocidad relativa de unos 2.5 cm por año, en tanto que

la placa de Cocos, cerca de Tehuantepec, se desliza bajo el continente a una velocidad, desde unos 5 hasta 8 centímetros por año.

A lo largo de la llamada Trinchera o Fosa de Acapulco se encuentran las brechas de Guerrero y de Tehuantepec, que tienen una alta probabilidad de generar en el futuro, un temblor de entre 7.9 y 8.3.

En el sur del país, la interacción de las placas de Cocos y la Norteamérica da lugar a sismos intensos, que se consideran divididos en cuatro grandes tipos:

1.- *Sismos interplacas*. Debido al movimiento relativo entre ambas placas. Ocurren con poca profundidad entre 15 y 35 kilómetros.

2.- *Intraplacas, por fracturamiento* de la placa de Cocos, al subducir en la placa Continental, con profundidades intermedias, entre 40 y 150 kilómetros.

3.- *Intraplacas, por deformaciones de tensión* en la corteza terrestre, entre 5 y 125 kilómetros de profundidad. Se deben a fenómenos de origen volcánico.

4.- *Intraplacas, por deformaciones de compresión* de la corteza y el Manto, en la placa Norteamérica, con profundidades pequeñas, de 20 a 30 kilómetros.

La zona de la costa de Guerrero es la del más alto potencial sísmico en la República Mexicana (*Figura No. 1.1*). En esta región ocurrieron grandes temblores en 1899 ($M_s=7.9$), 1908 ($M_s=7.6$; 7.0), 1909 ($M_s=6.9$) y 1911 ($M_s=7.6$). Después de esta intensa actividad sísmica han ocurrido pocos sismos en esa zona. (*Figura No. 1.2*).

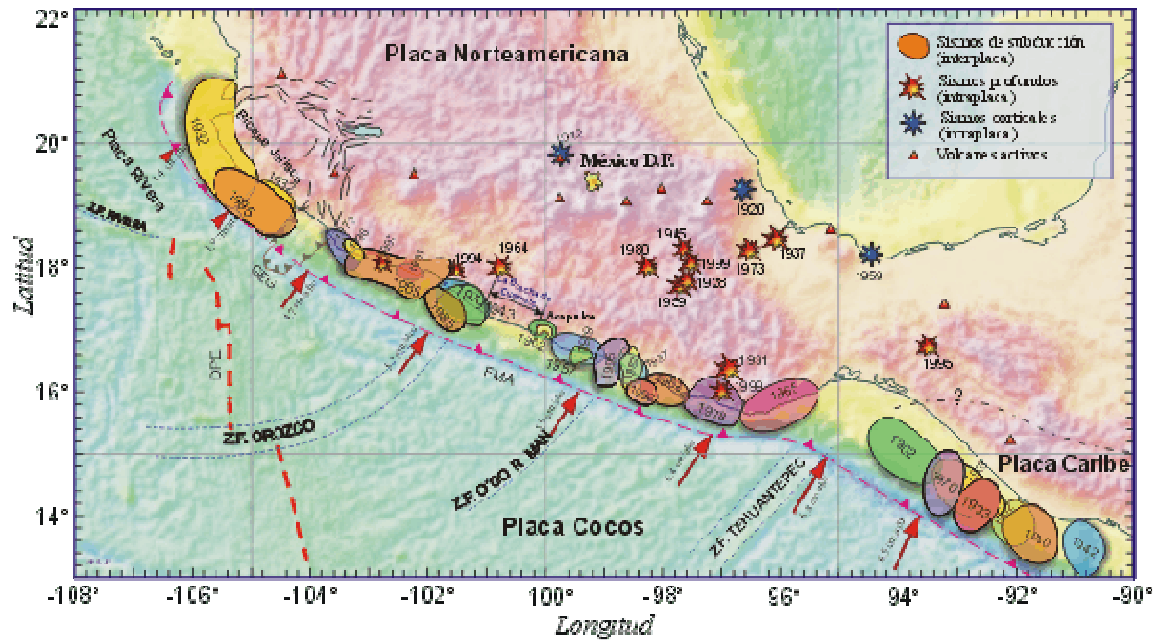


Figura No. 1.1. Localización de los sismos más importantes en México. (Ref. 13.-)

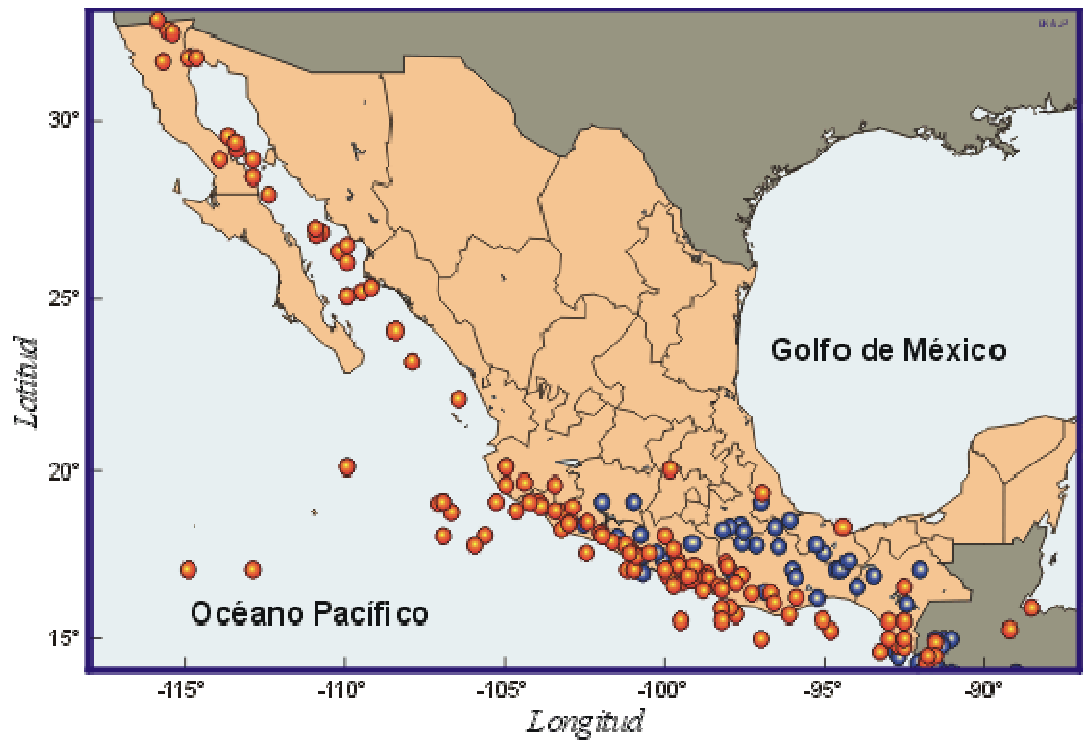


Figura No. 1.2. Sismos moderados y grandes en México catalogo del siglo XX. (Ref. 13.-)

1.2.- La sismicidad en el Estado de Veracruz.

El estado de Veracruz, según la carta sísmica de México (Ref. 16.-), se extiende dentro de las tres limitaciones generales hechas en nuestro país a partir del estudio de los sismos instrumentales registrados. Y se localiza en una zona denominada B y C, (Figura No. 1.2.1.) la cual representa una zona intermedia (sismos no tan frecuentes).



Figura No. 1.2.1. Mapa de regionalización sísmica. (Ref. 16.-)

Según J. Figueroa A. (Ref. 4.-), Tinajitas y Altotonga, arriba del paralelo $19^{\circ}30'N$ hasta el curso de desembocadura del río Tamesí. En los límites con el estado de Tamaulipas, paralelo $22^{\circ}25'N$, el estado de Veracruz ocupa la zona sismos raros o desconocidos.

Entre los paralelos $18^{\circ}30'$ y $19^{\circ}30'N$, en la zona de sismos poco frecuente, se encuentra Alvarado, Huatusco, Jalapa, Veracruz y otras poblaciones.

La zona de sismos frecuentes queda al sur del paralelo $18^{\circ}30'N$, desde los Tuxtlas y Tierra Blanca hasta los límites con los estados de Tabasco, Chiapas y Oaxaca.

Epicentros.

En las dos últimas zonas ya mencionadas, la de sismos poco frecuentes y la de sismos frecuentes, de acuerdo a los registros instrumentales obtenidos desde 1909, se han localizado en el estado de Veracruz epicentros de sismos importantes, situados a los $19^{\circ}10'N$ y $95^{\circ}27'W$, frente a Punta Antón Lizardo, Ver.

Actividad sísmica.

En el estado de Veracruz se puede observar una gran actividad sísmica cortical con diferentes magnitudes, dependiendo de la localización geográfica del estado (Ref. 7.-). A continuación mencionaré las principales actividades sísmicas con las que cuenta el estado.

En la parte sur y centro se puede apreciar una gran actividad sísmica cortical ($M_s \leq 4.0$), y de un modo más disperso al norte, pero por la escasa o nula densidad de instrumentación en esta última región, posiblemente no sea representativa de su real potencial sísmico.

De igual manera el estado cuenta con una sismicidad de magnitud media (Magnitudes $4.1 \leq M_s \leq 5.0$), cuyos eventos corticales por su poca profundidad pueden representar problemas en lugares densamente poblados; la cantidad de eventos profundos es mayor al sur del estado.

Los Eventos corticales de magnitud de moderada a alta se presentan en el centro y sur del estado (Magnitudes $5.1 \leq M_s \leq 6.0$ y Magnitudes $6.1 \leq M_s \leq 7.5$); constituyen un gran riesgo por sus características de poca profundidad y ubicación

cercana a grandes concentraciones poblacionales; además, sismos profundos intraplaca se aprecian concentrados al sur del estado.

Se puede decir que el estado de Veracruz ha presentado entonces casos de sismos profundos (intraplacas) dentro de las placas subducidas, y corticales superficiales, ambos de gran peligro para la población.

Macrosismos.

En estado de Veracruz se ha visto afectado por movimientos muy fuertes, algunos de ellos catastróficos. Según “500 años de sismos destructores en México: 1460, 1960” (Ref. 17.-) y datos obtenidos en el Servicio Sismológico del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, el primer macrosismo destructor en Veracruz que se consigna ocurrió en el año de 1523.

En los últimos tiempos hay que tener presente la catástrofe sísmica del 3 de enero de 1920 en Cozautlán, y el terremoto de 26 de agosto de 1959 que en Jáltipan y otras poblaciones de esa región causó víctimas y daños considerables.

Podemos observar (*Figura No. 1.2.2.*) un macrosismo ocurrido el 11 de marzo de 1967 con magnitud $M_s = 5.5$ con las siguientes coordenadas $19^{\circ}10'N$ y $95^{\circ}27'W$, zona donde se han observado sismos de gran magnitud en el Estado de Veracruz.

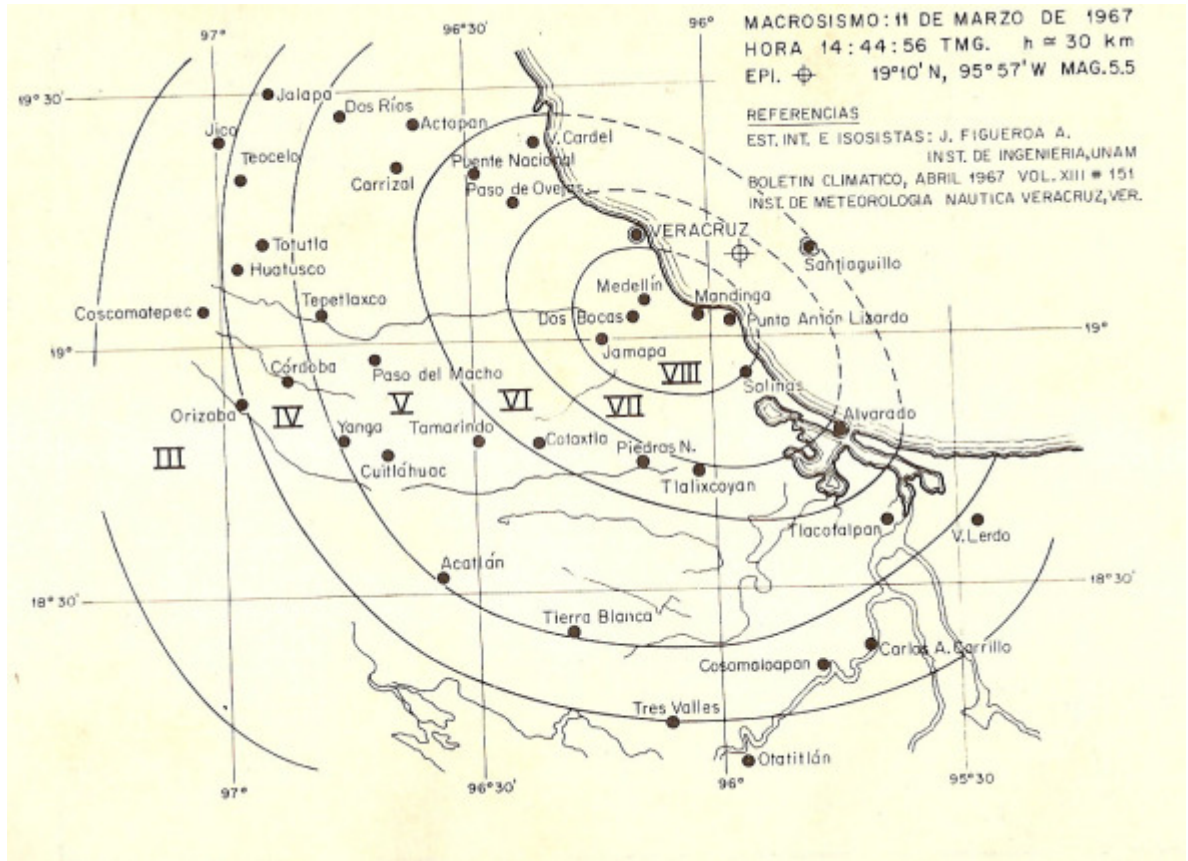


Figura No. 1.2.2. Macrosismo en el Estado de Veracruz. (Ref. 4.-)

1.3.- Principales placas litosféricas en México

México, incluyendo su mar territorial, está repartido entre cuatro placas dos grandes, la de **Norteamérica**, que va desde México hasta el Ártico, y la del **Pacífico**, que, además de parte de México, incluye parte de Estados Unidos y casi todo el Pacífico del norte; una mediana, **la placa de Cocos** que ocupa parte del océano Pacífico, frente a las costas de México y Centroamérica, y se extiende al sureste hasta Costa Rica; y la pequeña **placa de Rivera**, que se encuentra en la boca del golfo de California. (Ref. 18.-) (Figura No. 1.3.1.)

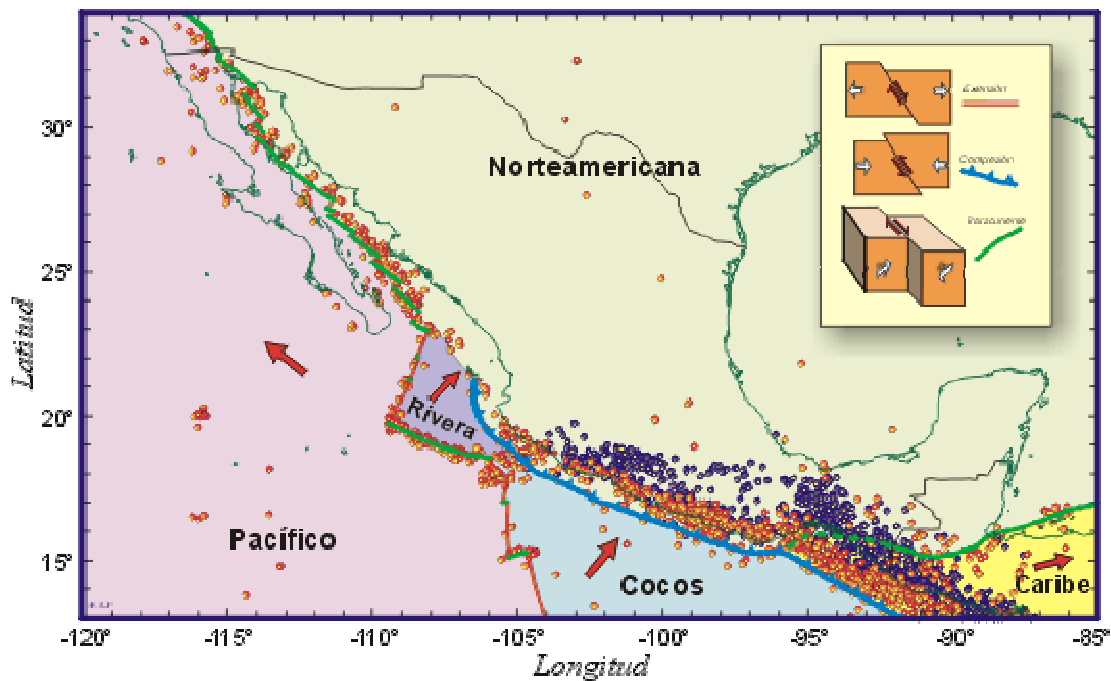


Figura No. 1.3.1. Placas Tectónicas y Tipos de Fallas. (Ref. 13.-)

El movimiento relativo entre dos placas es divergente cuando las placas se alejan una de la otra. Este movimiento produce un hueco en el espacio entre las placas, por el cual puede ascender material caliente del manto que se solidifica y forma una nueva corteza de tipo oceánico. Podemos decir que toda la corteza oceánica que existe actualmente ha sido creada por este proceso.

Al llegar a la superficie de la Tierra y enfriarse, los minerales magnéticos del material del manto se enfrían y permanecen magnetizados según el campo magnético terrestre. Como este campo no es constante, sino que cambia de polaridad ocasionalmente, resulta que el fondo oceánico tiene bandas de magnetización con distintas polaridades lo cual nos permite saber cuándo fue creada cada banda y nos permite conocer la historia de la corteza oceánica.

Generalmente no se observan grandes sismos asociados con las crestas mesoocéánicas activas, y la sismicidad tiende a ser en enjambres y pocos profundos, posiblemente porque allí la corteza está demasiado caliente como para soportar grandes esfuerzos, y la temperatura aumenta rápidamente con la profundidad.

En México, las crestas activas pertenecen a la Dorsal del Pacífico Oriental, o son continuaciones de ella (*Figura No. 1.3.2*). Esta dorsal es una cordillera submarina enorme, formada por crestas de dispersión, que separa las placas del Pacífico y las de Cocos y Nazca (subducida esta última bajo América del Sur). Su continuación hacia el norte se da a lo largo de una serie de puntos de dispersión asociados con la separación de la península de Baja California, comenzada hace unos cuatro millones de años, y que actualmente sigue apartando la península del continente, en la boca del golfo, a razón de 3 cm/año en promedio.

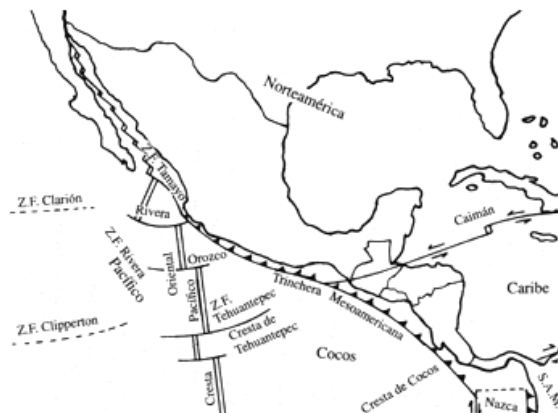


Figura No. 1.3.2. Crestas activas que pertenecen a la Dorsal del Pacífico Oriental. (Ref. 18.-)

Como la Tierra no está creciendo, y el hecho de que se esté creando una nueva corteza implica que la corteza antigua debe estar siendo destruida de alguna manera, pues de otro modo se encontraría como una persona que ha adelgazado rápidamente y cuya piel, demasiado grande, cuelga en pliegues. La corteza antigua está siendo continuamente consumida en las llamadas *fosas* o *trincheras oceánicas*, donde el fondo del mar se introduce bajo un continente o bajo otra placa oceánica, regresando al manto. Este proceso es conocido con el nombre de *subducción*.

La sismicidad no es uniforme a todas las profundidades; es común encontrar zonas sin sismicidad. Además, en el caso de los sismos que se localizan en el interior de la placa subducida, los mecanismos de plano de falla son reversos en algunas profundidades y normales en otras. Los mecanismos de los grandes sismos que ocurren en la frontera entre la placa subducida y la subducente son por lo general de mecanismo primordialmente reverso, de compresión; correspondiente a los movimientos relativos de las placas involucradas.

En México existe una trinchera oceánica que se extiende desde la boca del golfo de California hasta el extremo sur del país, en Chiapas, a lo largo de la costa del Pacífico, y se continúa por Centro y Sudamérica hasta la Tierra del Fuego. Esta trinchera es llamada "Trinchera mesoamericana".

En la boca del golfo, la placa de Rivera (*Figura No. 1.3.3.*), es subducida bajo la de Norteamérica con un echado (ángulo de inclinación o *buzamiento*) de unos 9º, la velocidad de subducción va de 1.2 al noroeste, a 2.3 cm/año al sureste.

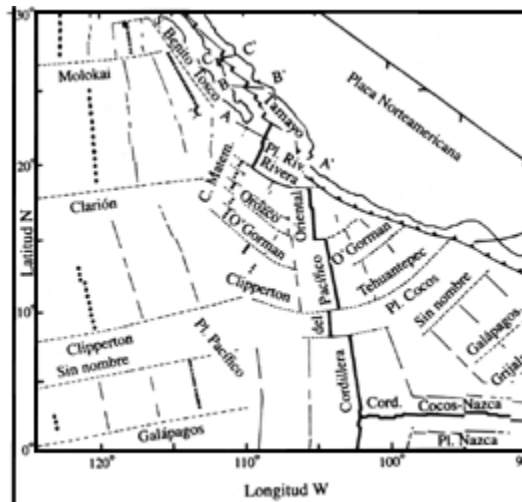


Figura No. 1.3.3. Placa de Rivera, y Boca del Golfo de Baja California. (Ref. 18.-)

Una falla transcurrente que une zonas de subducción o dispersión se llama **falla transformada**. En México existe un sistema de fallas transformadas que van desde la boca del golfo de California hasta el valle de Mexicali, uniendo zonas de dispersión y presentando sismicidad, cuyos mecanismos de falla son primordialmente transcurrentes. Este sistema de fallas, continuación del sistema de fallas de San Andreas, es el que ha dado lugar a la creación del golfo de California, debido al movimiento de la península de Baja California y el sur de California (pertenecientes a la placa del Pacífico) rumbo al noroeste, en relación con el continente (perteneciente a la placa de Norteamérica).

No todo el movimiento entre las placas del Pacífico y de Norteamérica se produce a través de las fallas transformadas del golfo y valle de Mexicali. Aparentemente, parte de este movimiento se está llevando a cabo a través de fallas que atraviesan la parte norte de la península, donde se encuentran la sierra de San Pedro Mártir. Estas fallas forman un sistema del cual las más importantes son las fallas Agua Blanca (la mejor definida), San Miguel (la más activa actualmente), Ojos Negros, Tres Hermanos, Vallecitos, y otras. (Figura No. 1.3.4).



Figura No. 1.3.4. Principales fallas en el norte de la península de Baja California y sur de California. (Ref. 18.-)

Algunas fallas, de este último sistema, continúan aparentemente mar adentro y a lo largo de la costa hacia el norte, otras atraviesan por tierra y se continúan en el sistema de Rose Canyon en California.

Otras fallas (o sistemas de fallas) transformadas de México son: **la falla de Tamayo**, que separa parte de la placa de Rivera de la de Norteamérica; la falla de Rivera, que separa la placa de Rivera de la del Pacífico; algunas fallas pequeñas y la de Orozco, que unen desplazamientos de la cresta del Pacífico oriental y separan la placa de Cocos de la del Pacífico. Otra falla transformada que no está, actualmente, bien definida, es la que posiblemente separe las placas de Rivera y Cocos. La zona de fallas de Orozco constituyó probablemente, la frontera entre las placas de Rivera y Cocos, y separa cortezas oceánicas cuya diferencia de edad es de dos millones de años.

Rozando el extremo sur de Chiapas, en Guatemala, se encuentra el sistema de fallas Chixoy-Polochic y Motagua, a través del cual se mueven transcurrentemente las placas de Cocos y del Caribe. Estas fallas han sido fuente de varios sismos muy destructivos que afectaron poblaciones de México, y su actividad sísmica

puede influir en la actividad de los volcanes Tacaná (situado exactamente en la frontera de México con Guatemala) y Tajumulco (22 km al sureste del Tacaná).

Existen lugares donde están en contacto tres placas, estos lugares son llamados **puntos triples**. Estos tienden a desplazarse ("viajar") lentamente a lo largo de la frontera entre las placas, cambiando la forma de interacción entre ellas.

En México encontramos puntos triples en los extremos de la trinchera; al noroeste, los asociados con la placa de Rivera: Rivera-Pacífico-Norteamérica, Rivera-Pacífico-Cocos y Rivera-Norteamérica-Cocos; al sureste: Norteamérica-Cocos-Caribe. Aparentemente los sismos que ocurren cerca de los puntos triples son, generalmente, más complejos que los generados lejos de ellos, aunque hay excepciones, por ejemplo, en lugares donde existen posibles complicaciones tectónicas, como el área de Ometepec-Pinotepa Nacional en Oaxaca.

1.3.1.- Fallas en el Estado de Veracruz.

En el capítulo de la sismicidad en el Estado de Veracruz debe tenerse en cuenta las fallas Zacamboxo, Clarión y la probable falla del Istmo de Tehuantepec que cruzan por su territorio y progresan hacia el Golfo de México.

La falla de Zacamboxo entra al estado por la zona que comprende Teocelo, sigue a Puente Nacional, Paso de Oveja y en las inmediaciones de la ciudad y puerto de Veracruz, por Mocambo, se interna en el Golfo (Ref. 4.-).

La falla de Clarión pasa por las vecindades de Orizaba y Córdoba, sigue a Tlacotalpan, Santiago y San Andrés Tuxtla, penetrando en el Golfo a unos 20km al sur de Punta Zapotitlán, frente a Coatzacoalcos.

La probable falla de Istmo de Tehuantepec sigue una trayectoria casi paralela e inmediata a la margen izquierda del río Coatzacoalcos. Toca muchas poblaciones; entre ellas citaremos, por su potencialidad actual y futura a Minatitlán y Coatzacoalcos, donde la falla se interna en el Golfo de México para interceptar la falla Clarión y la falla Zacamboxo.

Zonas de mayor intensidad.

Se ha experimentado que es mayor el efecto sísmico en la trayectoria de las fallas cuyo curso se ha señalado o en sus inmediaciones, así como en arenas de playa, en terrenos blandos o mal consolidados, en lugares ribereños donde las avenidas de los ríos han depositado materiales de acarreo, etc. Independientemente de las condiciones geológicas, también se han observado intensidades sísmicas en las áreas epicentrales que en seguida se indican (*Figura No. 1.3.1.1.*). (Ref. 4.-).

Región de los 17°30'N y 94°30'N.

En un radio de unos 50km del epicentro. La zona está surcada por varios ríos principales como el Coatzacoalcos, Tonalá, Mezcalapa, Pueblo Viejo, quedan bajo la acción del los movimientos generados.

Región de los $18^{\circ}20'N$ y $95^{\circ}30'W$.

Dentro de un radio de 60km del epicentro. Que ejercen influencia sísmica directa sobre San Juan Evangelista, Playa Vicente, Acayucan, Villa Azueta, Tierra Blanca, Tlacotalpan, Alvarado, Roca Partida, Santiago Tuxtla, San Andrés Tuxtla, Cosamaloapan y muchas poblaciones de la misma región, particularmente los próximos a los ríos Papaloapan, San Juan, etc.

Zona de los $19^{\circ}00'N$ y $97^{\circ}00'W$.

En la trayectoria de la falla Zacamboxo es determinante sobre Jalapa, Huatusco, Coscomatepec, Veracruz, etc.

Zona arriba del paralelo 20.

Los lugares inmediatos al paralelo 20 como Misantla y Vega de la Alatorre, y arriba de este paralelo hasta el curso de los ríos Pánuco y Tamesí en los límites con Tamaulipas, son mucho menos sísmicos que las zonas precedentes, no solo porque no se han localizado epicentros, sino porque, según la historia sísmica, los movimientos que ahí se han sentido y que han sido originados en otras regiones, han alcanzado poca intensidad.

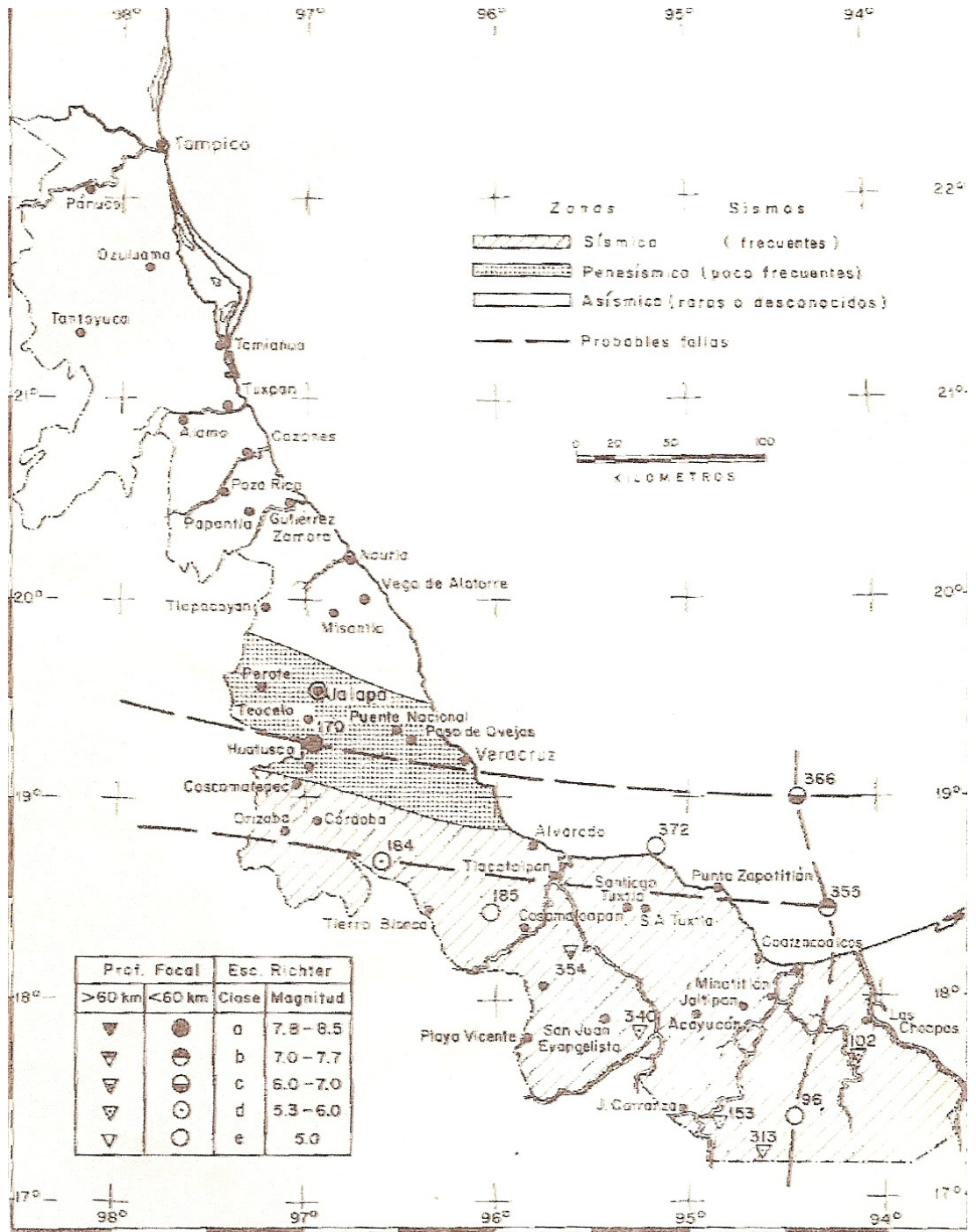


Figura No. 1.3.1.1. Fallas en el Estado de Veracruz. (Ref. 4.-)

2. La fuente sísmica.

2.1 Sismos Tectónicos.

Se ha señalado que la corteza terrestre está dividida en unas 17 placas principales que conforman la totalidad de la superficie del planeta Tierra (*Figura No. 2.1.1*). Sin embargo, no todos los sismos ocurren directamente en la zona de contacto entre placas adyacentes: muchos eventos son generados en fallas geológicas locales y se les denomina **sismos intraplaca**. No obstante, el tectonismo principal en la corteza se desarrolla en las zonas cercanas a los límites de las placas litosféricas y la geología local es afectada por el movimiento relativo y por la interacción entre las mismas. Las rocas de la corteza se deforman, se pliegan y se fracturan debido a las fuerzas generadas por el desplazamiento de las placas, fuerzas que someten los estratos rocosos a grandes esfuerzos de tensión y compresión. Las dislocaciones producidas por los procesos y fuerzas tectónicas son la causa principal de los sismos y de las principales estructuras geológicas. Así, los pliegues y fracturas en los estratos, las fallas, las cadenas de montañas, las cuencas y depresiones, los volcanes, las fosas marinas, y las cordilleras oceánicas son producto de **procesos tectónicos** originados por el movimiento relativo y por la interacción entre las placas litosféricas y sus efectos secundarios asociados.



Figura No. 2.1.1. Mapa mundial con indicación de las principales placas litosféricas. (Ref.15. -)

Ya en el siglo pasado varios autores habían sugerido el origen tectónico de los terremotos. Sin embargo, fue a raíz de las observaciones realizadas en California después del gran terremoto de San Francisco en 1906, que se pudo establecer la relación estrecha entre los sismos y la fracturación de las rocas en fallas geológicas. Actualmente se considera que con excepción de algunos sismos menores de origen volcánico y de sismos debidos al colapso de cavernas o producidos por el hombre –como en grandes explosiones- todos los temblores y terremotos son la consecuencia de una fractura violenta en el material de la litosfera. Este proceso tectónico relativamente simple es difícil de observar directamente, excepto que la ruptura de la roca llegue hasta la superficie (*Figura No.2.1.2. y Figura No.2.1.3*). En la mayoría de los casos, la ruptura sucede a cierta profundidad o la zona de fallamiento queda confinada a la frontera entre placas, por ejemplo en las zonas de subducción a lo largo del plano buzante de la placa oceánica al sumergirse ésta en la fosa marina bajo la placa continental; en estos casos la ruptura escapa a la observación directa.



Figura No.2.1.2. Fotografía Falla San Andrés, California, USA. (Ref.14. -)



Figura No.2.1.3. Fotografía Falla Motagua, Gualán, Guatemala. (Ref.14. -)

2.2. Rebote Elástico.

Los estudios geodésicos realizados en California antes y después del gran terremoto de San Francisco en 1906, permitieron comprender mejor el mecanismo que conduce a la generación de sismos. Los resultados de dos triangulaciones independientes realizadas en los años 1851 a 1865 y entre 1874 y 1892, y una tercera posterior al sismo, en una región atravesada por la falla de San Andrés, fueron analizados y comparados por *Harry F. Reid* de la Universidad de John Hopkins. H.F. Reid, en sus investigaciones de campo después del terremoto, observó además cómo cercas y caminos a través de la falla fueron desplazados en más de seis metros. La conclusión de este investigador fue que antes del sismo se habían producido grandes desplazamientos a lo largo de la falla, y se habían acumulado enormes cantidades de energía de deformación. Observó que durante un período de 50 años previo al terremoto, puntos distantes de ambos lados de la falla se habían movido 3.2 m en sentido opuesto. Esta conclusión llevó a H.F Reid a formular el conocido modelo mecánico del **rebote elástico**, que explica el mecanismo de generación de los sismos. (Ref. 1.-)

Se considera que la litosfera en su parte superior y con unos 15 a 20 km de espesor, está constituida por rocas rígidas de gran dureza y resistencia, capaces de deformarse elásticamente de almacenar energía de deformación. A una mayor profundidad, el aumento de la temperatura convierte las rocas en un material más débil y dúctil, incapaz de deformarse elásticamente. La zona de la litosfera que muestra comportamiento dúctil llega hasta el fondo de la misma, a unos 80 o 100 km de profundidad. Medidas recientes realizadas en California indican que la parte dúctil de la litosfera se desliza a razón de 3cm por año. El desplazamiento de la parte profunda de la litosfera produce una deformación elástica en la parte superior rígida, que puede ser determinada en la superficie mediante geodésicas. Según el modelo propuesto por H.F. Reid, las deformaciones elásticas se concentran en una zona de ancho similar a la profundidad de la zona rígida de la litosfera, unos 30 km a ambos lados de la falla. Una línea imaginaria ABC que

atraviesa la falla, por ejemplo, la línea central de una carretera, se comienza a deformar debido a las fuerzas tectónicas que actúan en el interior de la Tierra, indicando que el lado izquierdo de la falla se desplaza en relación al derecho, es decir, el punto A se desplaza lateralmente respecto al punto C. La deformación elástica en la roca es un proceso lento y gradual que produce esfuerzos de cizalla, acumulando en el material de la corteza enormes cantidades de energía elástica de deformación. El proceso no puede continuar indefinidamente; cuando los esfuerzos alcanzan el límite de resistencia del material de la corteza, o cuando se sobrepasan las fuerzas de fricción que mantienen entrabados de los bloques adyacentes, se indica el proceso de ruptura en la roca más débil o en la zona de mayor concentración de esfuerzos. La fractura de la roca es acompañada por un rebote elástico a ambos lados de la falla; así los puntos B rebotan a la posición B' Y B". A partir del foco, punto de inicio e la ruptura, ésta se propaga a lo largo del plano de falla, causando que la roca a ambos lados del mismo se desplace en sentido opuesto.

Reid consideró que este “rebote elástico” era la causa inmediata del terremoto y su hipótesis, que da una explicación acertada del origen de estos fenómenos, ha sido confirmada a través de los años. Los sismos son el resultado de un proceso gradual de deformación elástica y de acumulación de esfuerzos hasta superar la resistencia del material, instante en que se inicia la relajación súbita de los esfuerzos en una extensa zona de ruptura de la roca. Cuando la falla sufre esta dislocación violenta, se libera energía elástica almacenada en la roca, gran parte de la cual es disipada en forma de calor, el que es generado por la fricción del material. Una parte menor de la energía es irradiada en forma de ondas elásticas, conocidas como **ondas sísmicas** que se propagan en todas direcciones y hacen vibrar el terreno; estas vibraciones son percibidas en la superficie como **temblores**.

El modelo propuesto por H.F. Reid es desde luego simplificado, pero explica satisfactoriamente la ocurrencia de sismos de foco superficial y somero,

generados en aquella región rígida de la litosfera capaz de deformarse elásticamente y de sufrir fractura. No obstante la **teoría de rebote elástica** (*Figura No. 2.2.1.*) no se aplica a los sismos de foco profundo que se originan en las zonas de subducción, a varias centenas de kilómetros de profundidad bien dentro del **manto superior**, donde se supone que la temperatura reinante y las altas presiones cambian el material subducido de la litosfera, de roca rígida y frágil a un material dúctil incapaz de sufrir fractura.

Comprendemos ahora que los sismos de foco superficial y somero, son episodios súbitos y violentos de fracturación de la roca que acompañan el proceso de deformación de la corteza, proceso lento y gradual que se prolonga a través de períodos de miles y millones de años, sin embargo, en algunas fallas, la roca no rebota súbita y violentamente, como se describió anteriormente, sino que el movimiento relativo entre bloques adyacentes se da como un proceso continuo y uniforme sin ruptura del material de la corteza. A este proceso se le conoce como **flujo plástico o deslizamiento a sísmico**, pues no va acompañado de actividad sísmica. Porque en unos casos la energía acumulada es liberada violentamente produciendo un terremoto, y en otros casos el desplazamiento relativo entre bloques adyacentes ocurre asísmicamente por flujo plástico del material, es un fenómeno que no se conoce bien, pero que en parte podría estar asociado a rocas alteradas o suaves que se comportan como un lubricante (por ejemplo, talco).

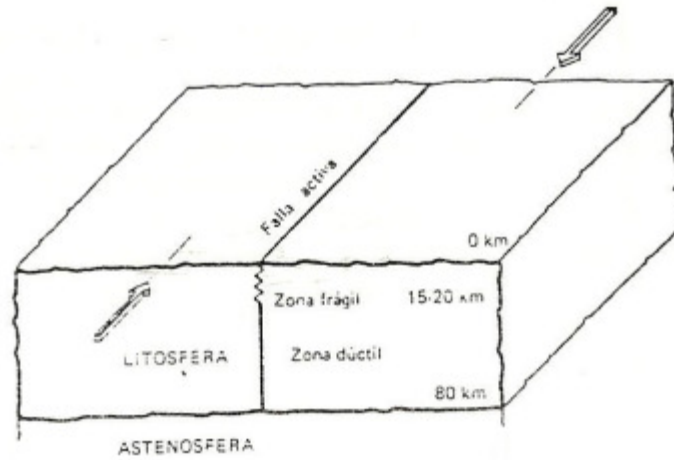


Figura No. 2.2.1. a.- La parte inferior de la litosfera tiene comportamiento dúctil y solo la parte superior es rígida, capaz de deformarse elásticamente.

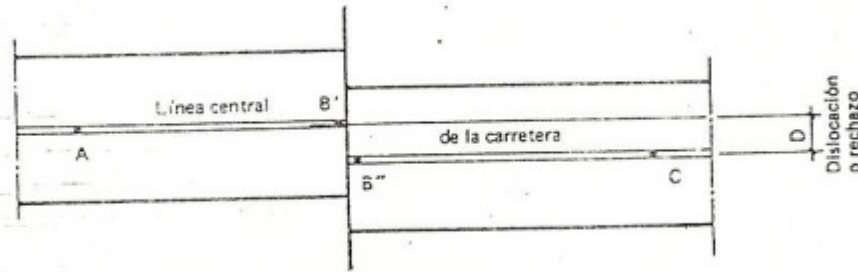


Figura No. 2.2.1. b.- En respuesta a fuerzas tectónicas, los puntos A y C a ambos lados de la falla se mueven en sentido opuesto plegando la línea que los une.

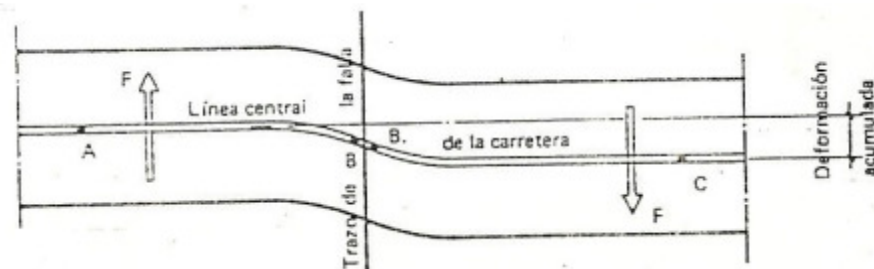


Figura No. 2.2.1. c.- La ruptura ocurre cuando se sobrepasa la resistencia del material; la roca rebota elásticamente, un proceso de ruptura súbito y violento, que libera la energía mecánica acumulada; los puntos B sobre la línea de la falla se desplazan a la nueva posición B' y B''.

Figura No. 2.2.1. Esquema según la teoría del Rebote Elástico. (Ref. 1.-)

2.3. Tipos de Falla.

El plano en las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos lentos, acompañados de dislocaciones súbitas y violentas de la roca, se llama **falla**. Se denomina **fallas activas** aquellas en que han ocurrido desplazamientos durante los últimos miles de años. En contraposición, **fallas inactivas** son aquellas en que no se observa actividad sísmica ni rasgos morfoestructurales y en las que se puede determinar que no han ocurrido desplazamientos durante los últimos 10 000 a 40 000 años. Durante un sismo, un bloque de la corteza terrestre se desplaza respecto al bloque adyacente a lo largo del plano de falla. (Figura No. 2.3.1.a). El plano de fractura está definido por su **orientación o azimut**, por el ángulo de buzamiento y la dirección del desplazamiento. El desplazamiento en la roca puede ser horizontal, vertical, lateral o combinado y se conoce como **rechazo** de la falla.

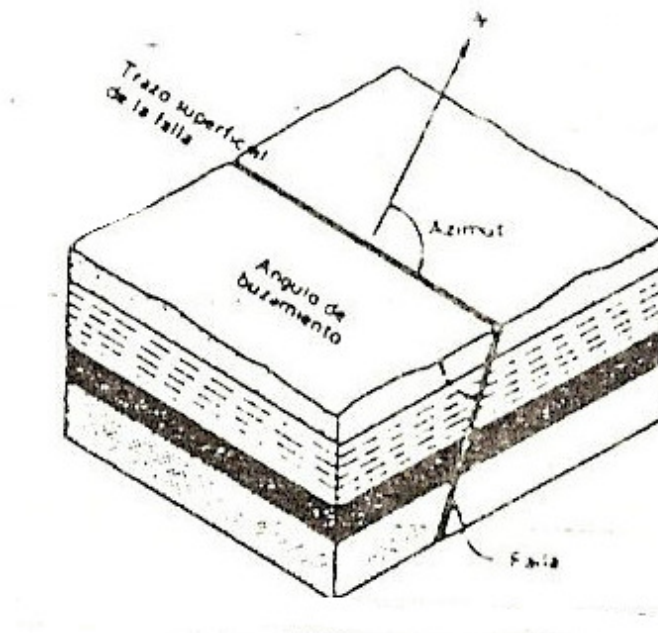


Figura No. 2.3.1. a.- Orientación y buzamiento de plano de falla. (Ref. 1.-)

Se distinguen tres tipos característicos de fallas, a saber:

- Transcurrente.
- Normal.
- Inversa.

1) Transcurrente es una falla en la que se producen desplazamientos horizontales y los dos bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentidos opuestos (*Figura No. 2.3.1.b*). Se denominan falla transcurrente lateral derecha (right lateral strike slip fault) o falla transcurrente lateral izquierda (left lateral strike slip fault) según el movimiento relativo; la primera se refiere a fallas en que el bloque opuesto se desplaza hacia la derecha y la segunda cuando se desplaza hacia la izquierda. La falla de transformación es un tipo particular de falla transcurrente que une los extremos de segmentos de los **ejes de las dorsales** en las cordilleras centro-oceánicas que han sido desplazados; el movimiento de la falla de transformación es también horizontal y en ella placas litosféricas adyacentes se mueven lateralmente, una respecto a la otra paralelo al borde común. En general, las fallas de transformación definen el límite entre placas adyacentes.

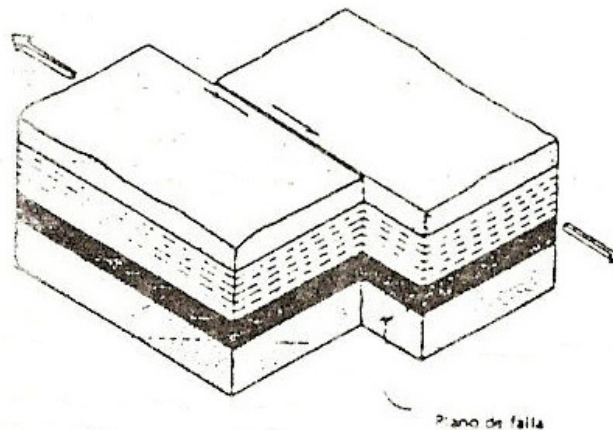


Figura No. 2.3.1. b.- Falla transcurrente. (Ref. 1.-)

2) Normal en este tipo de falla y en la inversa el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte; en ellas se producen desplazamientos a lo largo de una superficie de

falla inclinada y los bloques se reajustan según las fuerzas a que está sometida la región tectónica. En una falla normal los bloques están sometidos a la fuerza de tensión; el bloque superior o techo desciende respecto al inferior o piso y se desliza hacia abajo siguiendo el ángulo de buzamiento de la falla. (Figura No. 2.3.1.c)

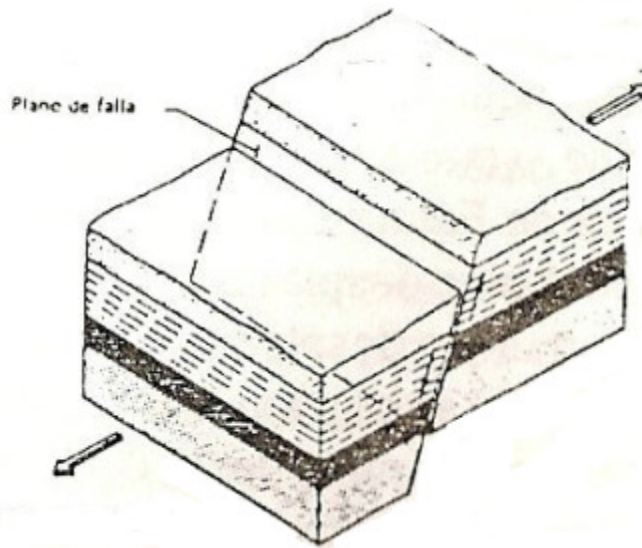


Figura No. 2.3.1. c.- Falla normal. (Ref. 1.-)

3) Inversa es una falla en la que los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla y el bloque superior es forzado a deslizarse hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior. (Figura No. 2.3.1.d)

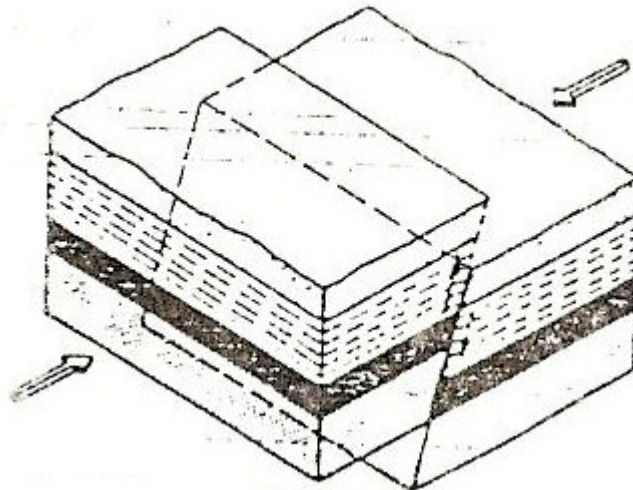


Figura No. 2.3.1. d.- Falla Inversa. (Ref. 1.-)

4) Un cuarto tipo, la falla vertical es un caso particular entre las fallas normal e inversa, y en ella el plano de falla y la dislocación son predominante verticales.

El desplazamiento en las fallas puede ser compuesto y el rechazo puede tener simultáneamente componentes vertical, horizontal y lateral. La dislocación en algunas fallas puede ser observada en la superficie como un rasgo geológico bien definido: la ruptura y desplazamiento del terreno o la dislocación de los estratos geológicos. Sin embargo los vestigios de fallas superficiales son frecuentemente destruidos por la erosión o éstas quedan cubiertas por un denso manto de vegetación.

La mayoría de las fallas se sitúan a cierta profundidad y quedan ocultas bajo gruesos estratos de sedimentos o superficies de agua. Así, la mayoría de las veces el área focal es inaccesible a la observación directa: en estos casos la información sobre el mecanismo de los terremotos se derivan del análisis de los registros de las ondas sísmicas.

La resolución de los sismogramas y la ubicación epicentral permite determinar la orientación del plano de ruptura, el tipo de fallamiento, y la dirección del

movimiento. Las dimensiones de la zona de ruptura y determinadas características de la fuente sísmica se infieren también de la distribución especial de los focos de las réplicas, una sucesión de sismos menores que ocurren generalmente después de un evento de magnitud moderada a grande.

Los desplazamientos relativos entre bloques a lo largo de una falla pueden ser del orden de pocos centímetros a alcanzar valores de varios metros. Después del terremoto de San Francisco, California, en 1906, se midieron en la falla de San Andrés desplazamientos máximos de 6.0 m en la falla de Motagua, Guatemala, las dislocaciones alcanzaron valores de 3.5 m debido al sismo de 1976.

El segmento sur-central de la falla de San Andrés es una falla característica de la clase 1; la razón de deslizamiento es de aproximadamente 40 mm/año, los períodos de recurrencia son mayores a 100 años y los eventos han alcanzado magnitudes de $M_s=8.0$ como el terremoto de Fort Tejón en 1857. La falla de Motagua en Guatemala, fuente del terremoto de 1976 con magnitud $M_s=7.5$ es de la clase 2; el deslizamiento unitario es del orden 6.0 mm/año y los eventos mayores producen dislocaciones de 2 a 3 m con intervalos característicos de aproximadamente 200 años. Las dos fallas citadas, de tipo transcurrente, son muy grandes y representan el límite entre placas litosféricas, por lo que no se pueden comparar con las fallas locales; en éstas se pueden generar, en intervalos relativamente cortos, sismos intraplaca de magnitud moderada, pudiendo ser, no obstante muy destructivos cuando ocurren cerca de centros urbanos. Centro América ofrece ejemplo de este último tipo de fallas: en Costa Rica algunas fallas tienden a sufrir ruptura aproximadamente cada 60 años: en San Salvador, la capital de El Salvador, el periodo de recurrencia de sismos destructivos durante los dos últimos siglos oscila entre 23 y 41 años; Managua, Nicaragua, tiene a su vez, un historial con terremotos que ocurren aproximadamente cada 40 a 50 años.

3.- Movimiento del Terreno.

3.1.- Tipos de ondas sísmicas.

Para poder predecir o determinar la forma en que va a vibrar el terremoto durante un sismo, que intensidad tendrá el movimiento y su duración es preciso conocer las características de las ondas sísmicas y la forma en que la energía es irradiada a través del medio sólido de la Tierra.

Una piedra lanzada a un embalse produce ondas que se propagan en todas direcciones sobre la superficie del agua; un golpe impreso a un recipiente con gelatina causa un movimiento ondulatorio de la masa; el repique de una campana hace que el aire vibre y se propaguen las ondas sonoras, Así cualquier medio elástico responde a un impacto o a un disturbio externo vibrando; las ondas elásticas se propagan a través del cuerpo o medio en todas direcciones a partir de la fuente o el origen del impulso.

También la roca de la corteza terrestre tiene propiedades físicas que hacen que ésta se deforme y vibre elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella. Cuando la roca se fractura debido a la deformación de la corteza, se libera la energía acumulada en el material que es disipada principalmente en forma de calor; una parte menor es irradiada en forma de ondas sísmicas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra en forma similar a las vibraciones producidas por el sonido o a las ondas en la superficie del agua. Las ondas sísmicas se propagan a partir de la zona donde se inicio la ruptura, llamada el **foco o hipocentro**, en todas direcciones, hacen vibrar la superficie de la Tierra y son percibidas por las personas como temblores, eventos que son denominados terremotos cuando causan destrucción.

Aun cuando la física de las ondas elásticas es compleja y su formulación matemática está fuera del alcance de esta obra, conviene identificar los tipos de ondas sísmicas. Existen dos tipos principales, a saber las ondas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra denominadas **ondas internas o de cuerpo**

y las ondas de superficie que se propagan por la superficie terrestre, como los océanos y el núcleo externo del globo terráqueo que se supone por esta razón, es material fundido o en estado líquido.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas depende de la densidad y propiedades elásticas de la roca y del material a través del cual se transmiten. (Ref. 1.-).

La velocidad de las ondas P (V_p) está dada por:

$$V_p = [(k + 4/3 u) / O]^{1/2} \quad \text{Ecuación No. 3.1}$$

y la velocidad de las ondas S (V_s) está dada por:

$$V_s = [u / O]^{1/2} \quad \text{Ecuación No. 3.2}$$

Donde: k es el módulo de incompresibilidad, en dinas/cm²; u es el módulo de rigidez, en dinas/cm²; y O es la densidad en gramos /cm³

Para granito: $k = 27.0 \times 10^{10}$ dinas/cm²
 $u = 16 \times 10^{10}$ dinas/cm²

Para agua $k = 2.0 \times 10^{10}$ dinas/cm²
 $u = 0$

Así los valores promedios de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en granito y agua son:

Granito $V_p = 5.5$ km/s (ondas P) $V_s = 3.0$ km/s (ondas S)

Agua $V_p = 1.5$ km/s (ondas P) $V_s = 0$ km/s (ondas S)

Las ondas P se transmiten a mayor velocidad que las ondas S, así las primeras ondas que se perciben en la superficie son las ondas primarias P. Cerca de la fuente las ondas P tienen generalmente una componente vertical mayor. Pocos segundos después arriban las ondas secundarias S, que hacen vibrar la superficie

horizontalmente. Las ondas S tienen mayor amplitud y contenido de energía y son las que causan mayor daño a las edificaciones. La velocidad de propagación aumenta con la profundidad y en el interior de la Tierra es mucho mayor; para las ondas P es del orden de 13.6 km/s, mientras en la superficie es tan solo 5.5 km/s o menor.

Las ondas de cuerpo a su vez viajan más rápido que las ondas de superficie, y de estas últimas las ondas Love son más veloces que las ondas Rayleigh. Así a medida que las ondas se alejan de la fuente causativa los distintos tipos de ondas se van separando y pueden ser diferenciados claramente en el registro o sismograma. Cerca del foco en cambio todos los tipos de onda pueden estar mezclados, dando lugar a un sismograma complejo difícil de interpretar.

Cerca de la falla causativa, a distancias menores de 150 km. Prevalecen en los sismogramas las ondas de cuerpo P y S ya sean directas, reflejadas o refractadas. A mayores distancias comienzan a predominar las ondas de superficie Love y Rayleigh de menor amplitud. A su vez, la amplitud de las ondas de superficie L y R disminuye exponencialmente con la profundidad focal, de modo que en eventos de foco profundo prevalecen las ondas de cuerpo P y S.

- a) En un sismo de foco profundo predominan las ondas de cuerpo P y S de gran amplitud, pero pocas ondas de superficie, y
- b) En un sismo de foco somero en el cual las ondas de cuerpo son débiles; la mayor parte de la energía sísmica es irradiada en forma de ondas de superficie de mayor amplitud.

A medida que las ondas sísmicas viajan a través de la corteza, son reflejadas y refractadas en las zonas de contacto entre los distintos estratos de roca y suelo que atraviesan. Asimismo cuando las ondas son reflejadas o refractadas, parte de la energía se convierte en otro tipo de onda; de manera que cuando una onda P toca el fondo de un estrato de sedimentos aluviales, parte de su energía se

trasmite a la superficie como ondas P y otra parte se propaga a través del material aluvial en forma de ondas S.

La energía liberada en la fuente sísmica es irradiada en todas direcciones. Las propiedades físicas de los materiales determinan las características de las ondas sísmicas; así cuando las ondas pasan a un medio de distinta densidad se modifica la velocidad de propagación y su trayectoria es desviada. Cambios discretos en la propagación de las ondas, comprueban la existencia de una discontinuidad entre capas o estratos. Así las trayectorias de las ondas sísmicas nos proporcionan información sobre la configuración interna de nuestro planeta y nos revelan su estructura en capas concéntrica. Las ondas P pueden propagarse a través de medios sólidos y líquidos, las ondas S, en cambio solo a través de medios sólidos al no poder penetrar las ondas S más allá de una profundidad de 2900 km, revelan que a partir de dicha discontinuidad, el núcleo externo se encuentra en estado líquido. Los conocimientos que tenemos sobre la constitución interna de la Tierra, los derivamos entonces, en parte de la interpretación de los sismogramas, o sea de los registros.

Distinguimos a su vez dos tipos de ondas internas o de cuerpo: (*Figura No. 3.1.1*).

1.- Ondas primarias u ondas P que hacen vibrar una partícula en el sentido de propagación de las ondas; su movimiento es similar al de las ondas sonoras comprimiendo y dilatando alternativamente el medio sólido a través del cual viajan a las ondas P se les denominan también ondas longitudinales o de compresión.

2.- Ondas secundarias u ondas S que hacen vibrar una partícula en sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas produciendo esfuerzos de cizalla en el medio sólido en que se propagan a las ondas S se les denomina también ondas transversales o de cizalla.

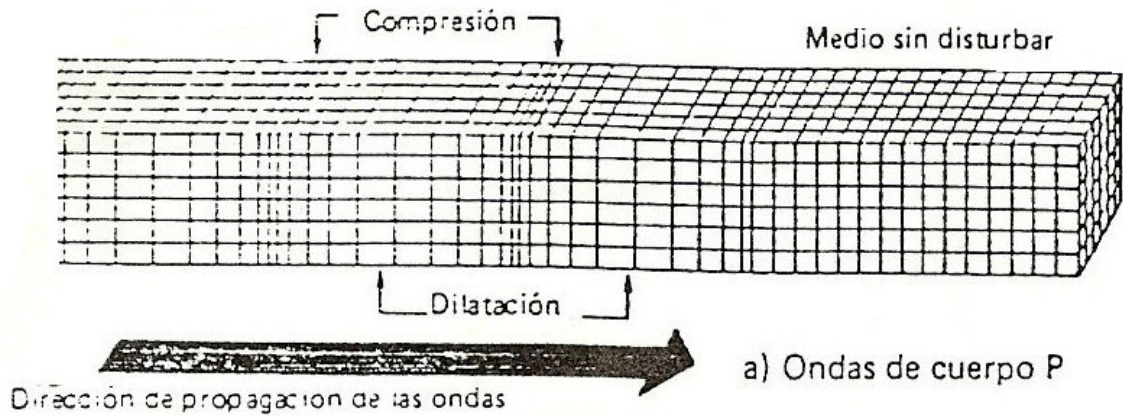


Figura No. 3.1.1. a.- Ondas de cuerpo P. Son ondas primarias de compresión y dilatación en propagación.

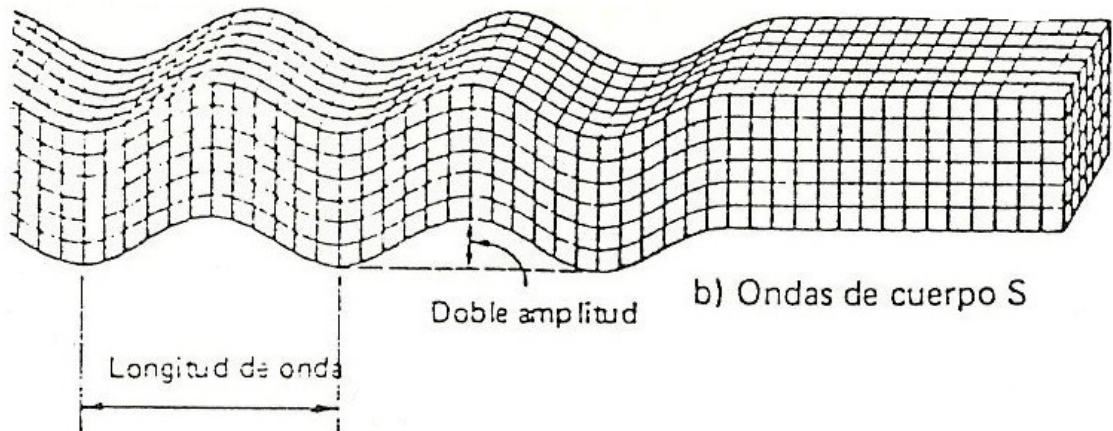


Figura No. 3.1.1. b.- Ondas de cuerpo S. Son ondas secundarias de cizallamiento con movimiento de la partícula transversal a la dirección de propagación.

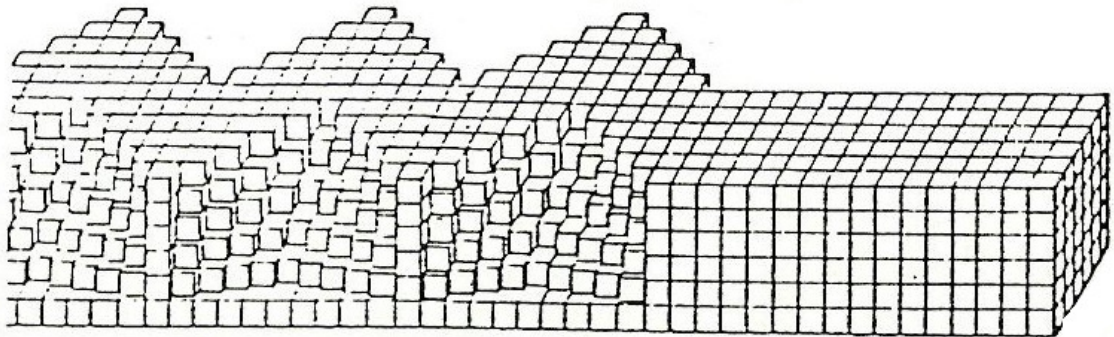
Figura No. 3.1.1. Tipos de ondas sísmicas. (Ref. 1.-)

Otro tipo de ondas se denominan de superficie, pues al contrario de las ondas de cuerpo que se transmiten a través del interior de la Tierra, estas ondas se propagan por la superficie terrestre en forma análoga a como se propagan las ondas sobre el agua; el movimiento producido por las ondas de superficie está restringido a la

parte superior de la corteza, a una profundidad de unos 30 km. Las ondas de superficie a su vez se dividen en dos tipos: (Figura No. 3.1.1).

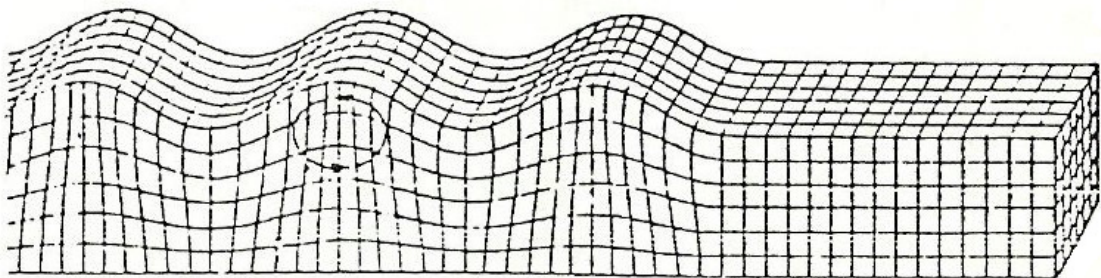
3.- Ondas Love u ondas L, cuyo movimiento es similar al de las ondas S, haciendo vibrar la partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical.

4.- Ondas Rayleigh u ondas R cuyo movimiento es similar a la de las ondas en la superficie del agua haciendo vibrar una partícula sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimiento elíptico horizontal y vertical.



c) Ondas de superficie Love

Figura No. 3.1.1. c.- Ondas de superficie Love con movimiento de la partícula perpendicular a la trayectoria.



ch) Ondas de superficie Rayleigh

Figura No. 3.1.1. d.- ondas de superficie Rayleigh con movimiento horizontal y vertical en un plano elíptico orientado en dirección de propagación.

3.2 Propagación de ondas.

Las ondas P son capaces de propagarse a través de un medio sólido (por ejemplo en la roca de granito de los continentes) y a través de un medio líquido (como el magma en el interior de la Tierra o el agua de los océanos) (Figura No. 3.2.1). Por su similitud a las ondas sonoras, cuando las ondas P emergen a la superficie desde el interior de la Tierra, una fracción pequeña puede ser transmitida a la atmósfera en forma de sonido, perceptible a los animales y a las personas si su frecuencia coincide con el ámbito audible. Se sabe que si un líquido es deformado lateralmente por esfuerzos de cizalla no regresa elásticamente a su posición original; esta es la razón por la cual las ondas S no se pueden propagar a través de medios líquidos, las ondas sísmicas, además de otros medios indirectos como el magnetismo y la geología planetaria.

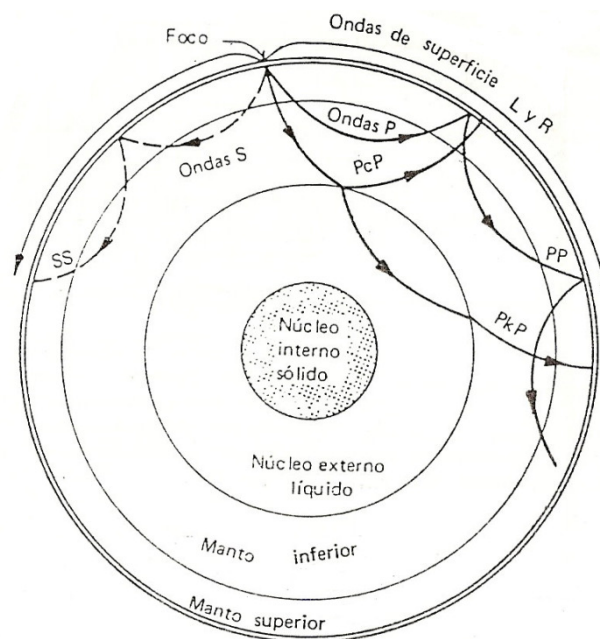


Figura No. 3.2.1. Propagación de ondas. (Ref. 1.-)

Las ondas P y S se propagan a partir del foco en todas las direcciones y su curso es reflejado y refractado en las discontinuidades entre las capas concéntricas del interior de la Tierra. La velocidad de propagación varía según la densidad.

3.3 Registro sísmico.

Con la finalidad de medir y analizar el movimiento producido por un sismo se desarrollaron los sismógrafos instrumentos diseñados para registrar las ondas sísmicas. El primer sismógrafo fue construido a finales del siglo pasado, y aun cuando el diseño básico empleado, incluso en instrumentos de diseño reciente, es el mismo.

Una masa está libremente suspendida de un marco rígido fijado al terreno y puede oscilar como un péndulo en forma independiente del movimiento del marco. Cuando el marco es obligado por la vibración del terreno a moverse hacia arriba y hacia abajo, la inercia de la masa hace que ésta tienda a permanecer estacionaria y a que el movimiento oscilatorio de la masa se desfase respecto al desplazamiento del marco del terreno.

En los instrumentos primitivos (*Figura No. 3.3.1.a*) el movimiento diferencial entre la masa y el marco era registrado por un estilete sobre el papel ahumado arrollado sobre un tambor giratorio.

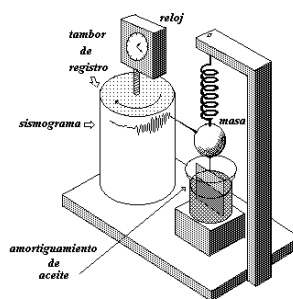


Figura No. 3.3.1. a.- Esquema simplificado de un sismógrafo para el registro del movimiento vertical del terreno. (Ref. 1.-)

El registro resultante se denomina sismograma (*Figura No. 3.3.1.b*), que es un gráfico de las ondas sísmicas, o sea una medida o representación amplificada del movimiento del terreno.

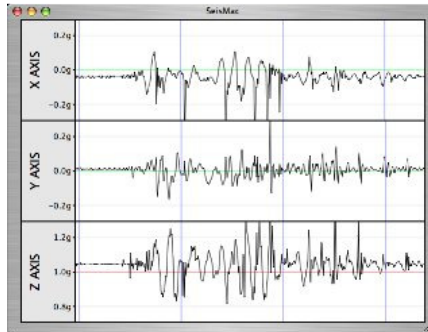


Figura No. 3.3.2. b.- Sismograma. Registros de las ondas sísmicas producidas por un sismo.
(Ref. 1.-)

Un sismógrafo está constituido fundamentalmente por tres elementos básico: el **sismógrafo** que responde al movimiento del terreno, horizontal o vertical, y lo convierte en una señal, un **sistema de amplificación** y un **sistema de registro** de la señal. El principio del sismómetro de péndulo (*Figura No. 3.3.1.c*) rige también para los instrumentos modernos, pero en éstos el movimiento relativo entre marco y masa produce una señal eléctrica que es amplificada decena o miles de veces y es transmitida luego para mover un estilete que graba el trazo sobre papel termosensible. Otros sismógrafos reproducen la señal por medios ópticos y la registran sobre papel fotográfico o película. Los instrumentos más recientes transmiten la señal a un computador que registra las señales digitalmente en cinta magnética. Las señales almacenadas en forma digital son procesadas y analizadas por el computador y luego son reproducidas en forma analógica para representar el trazo del sismograma en forma visual.

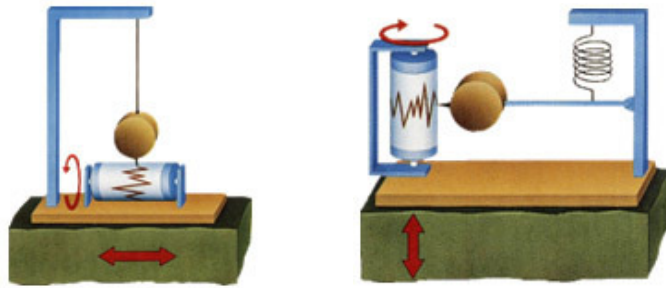


Figura No. 3.3.3. c.- Esquema de un sismógrafo de péndulo, diseñado por R. Gilman. (Ref. 1.-)

Si a un péndulo se le imprime con la mano un movimiento, se observa que éste continúa oscilando aun después de haber cesado la fuerza que produjo el movimiento. El movimiento libre del péndulo no tiene relación con la sacudida del terreno y, por lo tanto, debe ser amortiguado por medios mecánicos o eléctricos. Todos los sismógrafos contienen, por lo tanto, dispositivos de **amortiguamiento**, además de filtros para eliminar las señales de vibraciones o ruido de fondo.

Una estación sismológica incluye generalmente sismómetros para registrar de una a tres componentes del movimiento del terreno: dos componentes horizontales y una vertical. Preferiblemente deben tener dos conjuntos de instrumentos con distintos ámbitos de frecuencia, uno capaz de registrar las ondas largas de sismos lejanos (periodos de onda de 15 a 30 segundos), otro las ondas de sismos cercanos e intermedios (periodos de 5 segundos). Los centros sismógrafos modernos operan redes sismográficas telemétricas que incluyen un número grande de instrumentos y cubren todo un país o una región extensa; en estos casos, la señal captada por sismómetros localizados en sitios remotos es transmitida a través de ondas de radio muy alta frecuencia (VHF) a un centro de registro. También se emplea ahora la transmisión de la señal a través de satélites artificiales.

Los observatorios tienen relojes de cristal que dan la hora exacta en función del tiempo universal del Meridiano de Greenwich, Inglaterra (Greenwich Meridian Time o GMT). La mayoría de las estaciones sismográficas reciben ahora la señal de tiempo, mediante enlace vía satélite de estaciones como la WWVB en Fort Collins, Colorado, que transmite la señal de tiempo codificado en la frecuencia radial de 60KHz. El tiempo se registra en el sismógrafo mediante marcas de tiempo con una exactitud de milésimas de segundo.

Unos instrumentos son diseñados para registrar vibraciones de períodos largo y son tan sensitivos que detectan movimientos del terreno muy pequeños, del orden de pocos micrones, debiendo ser amplificada la señal miles de veces para poderla registrar y visualiza.

Es el caso de las vibraciones producidas por eventos muy lejanos. Instrumentos muy sensibles son aptos para registra el movimiento producido por sismos cercanos, pues el péndulo del sismógrafo y el sistema de conversión y registro de la señal son dislocados por la violenta sacudida del terreno. Otros instrumentos son diseñados para registrar una gama más amplia de vibraciones, desde bajo a alta frecuencia; a su vez otros los son para registrar específicamente el movimiento en el área epicentral, llamados **sismógrafos de movimientos fuertes**. El instrumento de movimiento fuerte más ampliamente difundido es el **acelerógrafo**, que registra la aceleración del terreno en función del tiempo.

En el sismógrafo la altura del trazo de la oscilación sobre la posición o línea cero se denomina **la amplitud de onda A**, y el tiempo que dura un ciclo de oscilación se denomina **el periodo de onda T**. Este se determina directamente del sismógrafo mediante la distancia entre dos picos adyacentes. La frecuencia, **f**, es el numero de vibraciones por segundo, se mide en hertz o ciclos/s, y es equivalente al inverso del periodo de onda: **$f=1/T$** .

La frecuencia característica del sismo se puede determinar también midiendo el número de veces por segundo que el trazo del sismograma cruza la línea cero. La

amplitud de la onda registrada en el sismograma no representa la amplitud real del desplazamiento del terreno, pues los sismógrafos contienen sistemas de amplificación que magnifican el movimiento del terreno en un factor determinado: decenas a miles de veces, según el tipo de sismógrafo. La amplitud real del movimiento del terreno está dada por la amplitud del trazo del sismograma dividida por el **factor de amplificación** del instrumento.

Tal como se mencionó anteriormente, la prima onda que se percibe y registra en el sismograma es la onda **P**, cuya velocidad de propagación es mayor; cierto tiempo después, segundos o decenas de segundos según la distancia, se observa un cambio radical en el registro: la amplitud de las oscilaciones aumenta e igualmente aumenta su periodo; este punto marca el arribo de las ondas **S**. Otros tipos de ondas, como las ondas de superficie **L** y **R**, pueden ser diferenciadas en el sismograma por su arribo posterior con una amplitud y período característico.

4. Localización y Ocurrencia de los Sismos.

4.1. Foco y Epicentro.

Cuando se produce la fractura de la roca en una zona de fallamiento, la energía liberada es radical en todas direcciones en forma de ondas sísmicas, muy similar a como se propagan las ondas en la superficie del agua a partir del sitio de impacto de una piedra.

La diferencia estriba en que las ondas sísmicas se propagan a través de un volumen de roca, partiendo de una zona extensa y compleja de ruptura y no de un punto específico. No obstante, es conveniente determinar el sitio en el cual se inició la fractura de la roca y del cual emanaron los primeros pulso de las ondas sísmicas; a este sitio se le denomina el **foco** o **hipocentro** y se localiza a cierta profundidad bajo la superficie terrestre.

Obviamente, la fuente sísmica no es puntual como lo sugiere el término foco, sino más bien es un área extensa y compleja de dislocación de la roca; *foco* es simplemente el punto de partida de las primeras ondas sísmicas que emanan de la fuente registradas por los sismógrafos a lo largo de la falla.

La zona de fracturación, que en fallas de transformación en los límites entre placas pueden tener una longitud de varios centenares de kilómetros, es la zona a partir de la cual es irradiada la energía y se conoce como la zona **de liberación de energía**. El sitio en la superficie terrestre que se proyecta directamente sobre el foco o hipocentro se denomina el **epicentro**. (*Figura No. 4.1.1.*). La zona donde se registra la máxima intensidad y los mayores daños se conoce como el **área epicentral**.

Para sismos de magnitud moderada, el área epicentral tiene una extensión del orden de pocas decenas de kilómetros cuadrados. A lo largo de fallas de desplazamiento de rumbo o transcurrentes, el área epicentral adopta una forma elongada y para sismos de magnitud grande puede ser muy extensa.

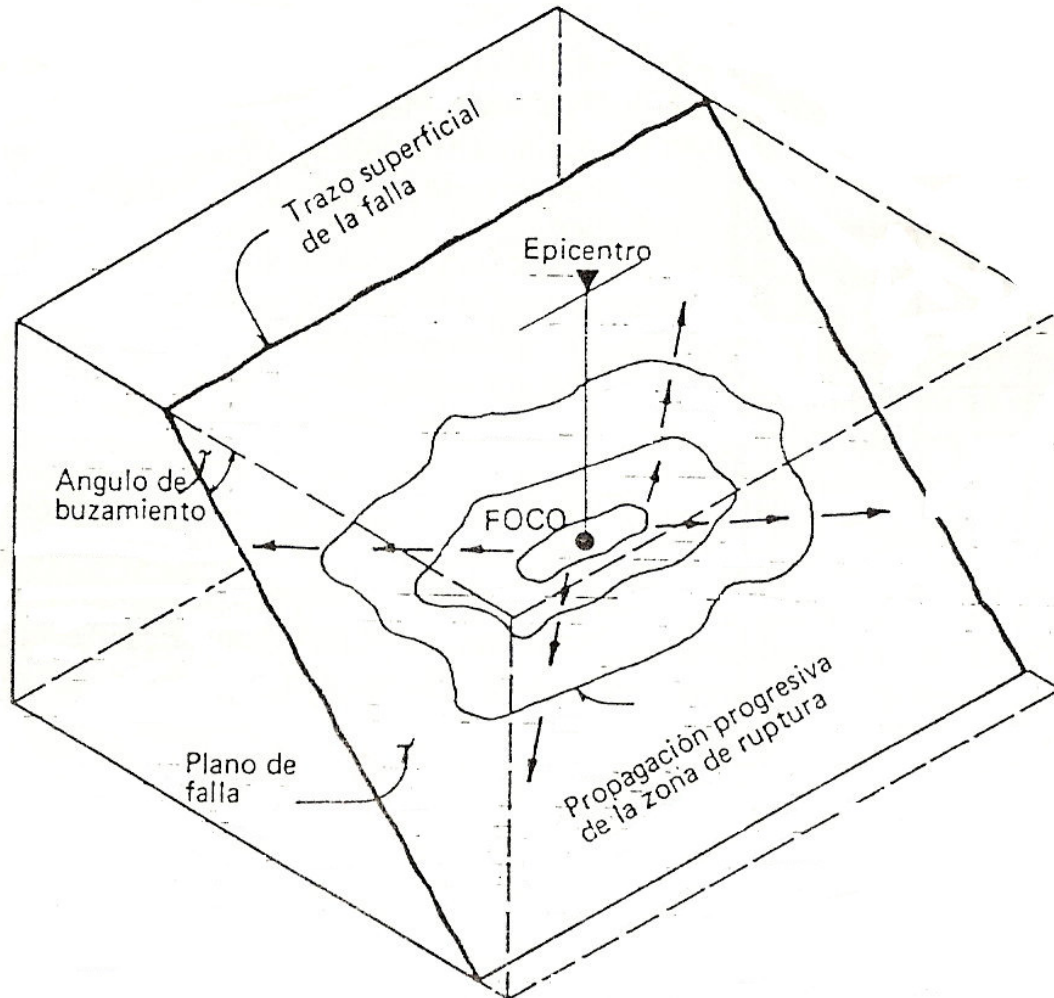


Figura No. 4.1.1. Plano de falla y propagación de la ruptura a partir del foco. (Ref. 1.-)

El foco o hipocentro es el punto donde se inicia la fracturación de la roca y del cual parten las primeras ondas sísmicas. El epicentro es la proyección vertical del foco en la superficie terrestre.

4.2 Profundidad de los focos.

Los sismos que más nos conciernen son los de focos superficiales, pues son los que causan mayor daño y destrucción, y contribuyen con un 75% al total de energía sísmica liberada anualmente.

La profundidad del foco tiene, por lo tanto, importancia práctica, pues un sismo de magnitud moderada pero de foco superficial puede causar grave destrucción si se localiza cerca de centros urbanos, en cambio, un evento de gran magnitud puede no causar daños y no tener consecuencias fatales, si el foco es profundo y se localiza en zonas despobladas o en el océano. Los terremotos de Managua en 1972 y San Salvador en 1986 son ejemplos de sismos destructivos de foco superficial, 10 y 8 km respectivamente, que asolaron las capitales de Nicaragua y El Salvador, causando ingentes pérdidas y víctimas, el primero con un saldo de diez mil muertos.

La profundidad de los focos varía según la fuente sísmica en que se generan. Algo arbitrariamente se denomina **sismos superficiales** aquellos cuyo foco se sitúa entre 0 y 20 km de profundidad, sismos de **foco somero** son aquellos cuya profundidad focal está comprendida entre 20 y 70 km, **intermedios** con foco entre 70 y 300 km, y **profundos** con foco entre 300 y 700 km bajo la superficie.

En fallas de transformación y en fallas geológicas locales, la profundidad generalmente es superficial, de 5 a 20 km. En las zonas de subducción, la profundidad de los focos aumenta gradualmente a medida que la placa oceánica se inclina y sumerge bajo la placa continental.

En el océano, frente a la costa, los sismos son pocos profundos, tierra adentro, en cambio, los focos se localizan a profundidades intermedias, 70 a 150 km; en regiones como en los Andes y en los arcos insulares del Pacífico los sismos se pueden generar a grandes profundidades, 300 a 700 km.

Se acepta que la mayoría de los sismos catastróficos son superficiales o someros, con foco a menos de 50 km de profundidad. En general, los sismos de foco superficial ocurren con mayor frecuencia y pueden ser muy destructivos cuando se generan en regiones densamente pobladas o cerca de centros urbanos.

En cambio, los sismos de foco profundo no suele causar daños en la superficie terrestre, aun cuando existen excepciones: en 1977, un evento con foco localizado a 150 km de profundidad, causó destrucción y graves daños en Bucarest, la capital de Rumania. Por otro lado, los eventos de gran magnitud y foco somero pueden causar cambios geológicos y daños significativos sobre áreas de gran extensión.

4.3 Localización Instrumental de los focos.

La localización de los focos sísmicos se basa en un principio: el tiempo requerido por las ondas sísmicas para llegar desde la fuente al punto de observación es una medida directa a la distancia ente dos puntos. Con paciencia y siguiendo métodos analíticos y experimentales, los sismólogos han determinado la velocidad con que se propagan las ondas sísmicas **P** y **S** a través de la roca en diferentes formaciones geológicas y a través de las capas del interior de la Tierra. Estos resultados han sido recopilados en cuadros y gráficos que relacionan las velocidades V_p y V_s en función de la distancia.

Midiendo el intervalo de tiempo transcurrido entre el arribo de las ondas **P** y las ondas **S** en el registro correspondiente y conociendo la velocidad de propagación, se determina la distancia **R** del foco a la estación sismológica.

Para distancias moderadas se pueden asumir velocidades constantes con valores de V_p de 5.5km/s y V_s de 3.0km/s. Las ondas **P** tardan un tiempo T_p en llegar al sitio de observación, las ondas **S** un tiempo T_s ; la distancia **R** recorrida en los tiempos T_p y T_s es igual para ambos tipos de onda:

$$R = V_p \times T_p = V_s \times T_s \quad \text{Ecuación No. 4.3.1}$$

Reagrupando los términos en función de la diferencia de tiempo ($T_s - T_p$), que puede ser determinado directamente del sismograma midiendo la diferencia de tiempo en el arribo de las ondas **S** y **P** respectivamente, se obtiene la expresión para la distancia **R** al epicentro del evento:

$$R = V_p \times V_s (T_s - T_p) / (V_p - V_s) = k (T_s - T_p) \quad \text{Ecuación No. 4.3.2}$$

$$k = V_p \times V_s / (V_p - V_s) \text{ es una constante} \quad \text{Ecuación No. 4.3.3}$$

En las ecuaciones No. 4.3.1y 4.3.2 T_p y T_s son los tiempos de arribo de las ondas de compresión **P** y de cizalla **S** respectivamente, expresadas en segundos, V_p y V_s son las velocidades de propagación de las ondas **P** y **S** en km/s y **R** es la distancia al epicentro del foco en referencia en Km; la constante k se expresa en km/s.¹

Si se cuenta únicamente con el registro de un observatorio, solo se podrá determinar la distancia del foco, pero no la orientación y posición geográfica del foco. Para determinar la posición exacta de un foco se requieren al menos los registros de tres estaciones (*Figura No. 4.3.1.*). Se determina para cada estación la distancia y mediante un procedimiento similar al de triangulación, se localiza el epicentro para dicho foco. Se trazan en un mapa tres arcos de círculo, con centro en la estación sismológica y con radio igual a la distancia del foco; si las lecturas y los registros son precisos, los tres arcos de círculo se interceptan, al menos aproximadamente, en un mismo punto. El punto de intersección es la posición del epicentro del foco. La longitud y la latitud del foco y el tiempo de ocurrencia del evento se determinan así combinando la información de registros de varias estaciones sismológicas.

La profundidad del foco se determina en forma similar, pero es más difícil de establecer y generalmente se requieren registros de estaciones cercanas para hacerlo en forma precisa.

La localización espacial de los focos sísmicos, graficando su distribución en proyección horizontal, permite determinar la sismicidad relativa de un país o una región. Asimismo, de la distribución en profundidad de los focos sísmicos se pueden inferir las zonas de subducción de las placas oceánicas bajo las placas continentales.

¹ Ver Anexo 1.- 4.5.Derivación de la ecuación para determinar la distancia focal.

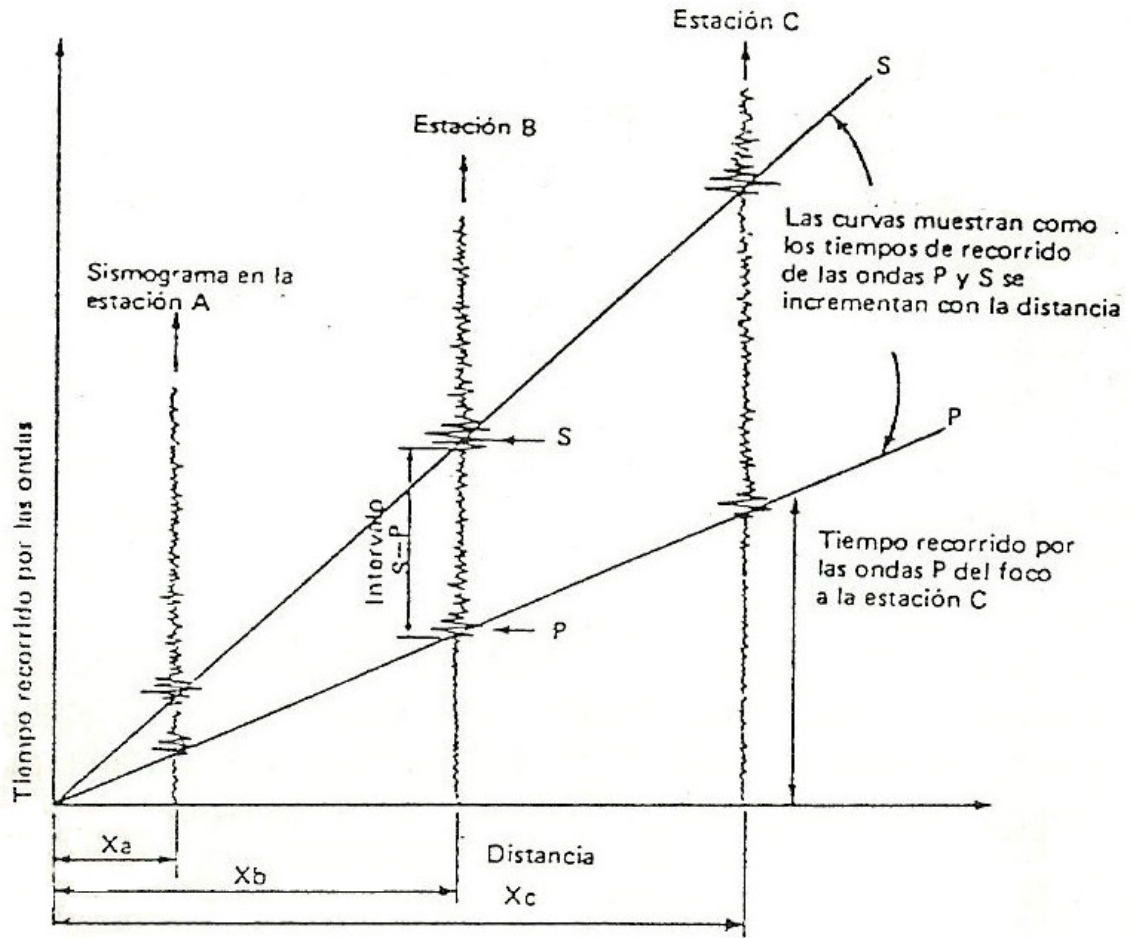


Figura No. 4.3.1. Determinación de la distancia focal.² (Ref. 1.-)

² El intervalo de tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas primarias P y las ondas secundarias S aumenta con la distancia; este intervalo, correlacionado con las curvas de velocidad de propagación, permite determinar la distancia epicentral. Para distancias moderadas, la velocidad de propagación es constante y las curvas lineales.

4.4. Ocurrencia y secuencia de los sismos.

Los sismos no son eventos independientes, sino que tienden a agruparse en el espacio y en el tiempo. De hecho hay una conexión causal entre los eventos precursoros, la sacudida principal, y las réplicas, pues todas responden a un proceso tectónico de deformación, ruptura y liberación de energía. Se han observado diversos tipos de secuencias sísmicas: enjambres de sismos, eventos precursoros, sacudidas múltiples, réplicas de eventos principales, y réplicas de réplicas, o simplemente un sismo sin eventos precursoros. De éstas, la secuencia más estudiada es: sismos precursoros –evento principal- réplicas.

En ciertas zonas de fallamiento se han registrado, semanas o meses antes de un evento mayor, una actividad sísmica anormalmente baja, sea un período prolongado de **quietud sísmica**, que se define como una disminución de la razón de sismicidad en función del tiempo.

Existen casos bien documentados de terremotos de magnitud moderada a grande que han sido precedidos de periodos anómalos de sismicidad baja, de una calma sísmica que antecede a la catástrofe. Por otro lado, hay zonas donde los grandes terremotos son frecuentemente precedidos de un enjambre de sismos menores, o sea de una actividad sísmica inusualmente alta que se inicia días o semanas antes del evento principal.

También se da el caso de que a un periodo prolongado de quietud sísmica siga un periodo corto de actividad sísmica alta que se inicia pocos días o semanas antes de que ocurra el evento principal. Sin embargo, aún no hay forma de distinguir claramente entre un **enjambre de sismos** y una **secuencia de eventos** precursoros y de calificar, por lo tanto, el enjambre como un signo premonitorio que anticipa el terremoto inminente.

A su vez, la mayoría de los terremotos de magnitud moderada a grande son seguidos de una secuencia de sismos menores, llamados **réplicas**, que ocurren durante las horas y días que siguen al evento principal. La magnitud y la frecuencia de ocurrencia de las réplicas disminuyen gradualmente con el tiempo. Los focos de las réplicas se sitúan generalmente en la zona de liberación de energía y, por lo tanto, su distribución espacial define en forma aproximada la extensión de la zona de ruptura y el plano de falla.

Existe la tendencia a que los grandes sismos se produzcan en sitios conocidos como **brechas** o **lagunas sísmicas**, es decir en segmentos donde se ha registrado un periodo prolongado de calma sísmica, siendo el sitio históricamente una región de conocida actividad sísmica.

El estudio de la brecha sísmica se ha concentrado principalmente en segmentos de los bordes de las placas litosféricas (las zonas de subducción y las grandes fallas de transformación) en los cuales no se han registrado movimientos fuertes durante períodos de prolongada quietud. Este comportamiento ha sido observado en varias regiones del mundo y ha permitido el pronóstico de algunos terremotos.

El conocimiento de estas tendencias es un medio para comprender el mecanismo de generación y para tratar de pronosticar la futura ocurrencia de los sismos. Aun cuando ciertos eventos grandes se repiten después de cierto tiempo y se pueden estimar probabilísticamente el periodo de recurrencia de eventos mayores, no se puede hablar exacta en el sentido estricto de la palabra.

Determinar el número **N** de eventos por año es una forma de describir la actividad sísmica de una región. Así, mediante estudios estadísticos que analizan la ocurrencia de los sismos en función del tiempo, se ha podido establecer una distribución relativamente estable de los tiempos **S** de recurrencia de eventos característicos en determinados segmentos de falla.

Por **evento característico** se entiende un sismo causado por la fractura repetida de un mismo segmento de falla y cuyas dimensiones del área de ruptura definen aproximadamente la longitud del segmento. Aun cuando los sismos característicos no son estrictamente periódicos, parece que su tiempo de recurrencia se distribuye en una forma particular alrededor de un tiempo promedio para cada segmento de falla.

El aumento del número y calidad de datos sismológicos ha permitido desarrollar ciertos modelos sobre el comportamiento en el tiempo de las secuencias de los eventos mayores, los llamados **ciclos de recurrencia**, a partir de lo cual se ha desarrollado el modelo de la **brecha sísmica**.

Existe también una variación temporal en la sismicidad local y municipal. A finales del siglo pasado y principios del presente ocurrieron grandes terremotos en todo el mundo, principalmente en Assam (India), Tibet, Java, Filipinas, Nueva Zelanda, México, Alaska, y en el Caribe. En el periodo de 1952 a 1965 ocurrieron nuevamente una serie de grandes terremotos caracterizados por longitudes de ruptura muy grandes (500 a 1000km), entre ellos el de Chile en 1960. Se ha tratado de relacionar esta periodicidad sísmica con los cambios en la posición del polo magnético.

También se ha procurado relacionar la ocurrencia de los sismos con otros fenómenos físicos: con las condiciones climáticas imperantes o con cambios climáticos abruptos, con la actividad volcánica o magnética, y con la atracción gravitacional de la Luna, el Sol y los planetas.

Hasta el momento no se ha podido establecer, en forma clara y definitiva, una correlación ente la ocurrencia de los sismos y los efectos mencionados. Las fuerzas ejercidas por los fenómenos mencionados son insignificantes respecto a la energía liberada por el evento.

No obstante, se considera que cuando en una zona de deformación tectónica se han acumulado grandes cantidades de energía elástica y los esfuerzos alcanzan valores cercanos al límite de resistencia de la roca, algunos fenómenos físicos externos, por ejemplo, cambios climáticos, pueden actuar como un detonante y precipitar el mecanismo de fracturación del material. Por otro lado, algunos terremotos han sido acompañados de fenómenos de luminiscencia en el cielo, como se verificó en Costa Rica para el terremoto del Sábado Santo, 3 de abril de 1983, con epicentro en Osa-Golfito.

4.5. ANEXO 1.

Derivación de la ecuación para determinar la distancia focal. (Ref. 1.)

Las ondas primarias **P**, que se propagan a una velocidad V_p , tardaran un tiempo T_p en recorrer la distancia **R** del foco al sitio de observación: $R = V_p \times T_p$; las ondas secundarias **S**, a una velocidad lenta V_s , tardan un tiempo T_s en recorrer la misma distancia: $R = V_s \times T_s$ La distancia **R** recorrida por las ondas **P** y **S**, en los tiempos T_p y T_s respectivamente, es igual por lo tanto:

$$R = V_p \times T_p = V_s \times T_s \quad \text{Ecuación No. 4.3.1}$$

Las ondas primarias **P** a una velocidad V_p recorren en el tiempo T_p la distancia total $R = V_p \times T_p$; en el mismo tiempo T_p las ondas secundarias **S** a una velocidad V_s recorren la distancia parcial $R_1 = V_s \times T_p$. Las ondas secundarias **S** quedan rezagadas respecto a las primarias en la distancia R_2 :

$$R_2 = R - R_1 = V_p \times T_p - V_s \times T_p = T_p (V_p - V_s) \quad \text{Ecuación No. 4.3.1.a}$$

Para completar la distancia total **R**, las ondas secundarias **S** deben recorrer la distancia adicional R_2 , para lo cual tardan el intervalo de tiempo $T_s - T_p$ a una velocidad de onda V_s :

$$R_2 = V_s (T_s - T_p) \quad \text{Ecuación No. 4.3.1.b}$$

Igualando las ecuaciones No. 4.3.1.a y No. 4.3.1.b

$$R_2 = T_p (V_p - V_s) = V_s (T_s - T_p)$$

Y multiplicando ambos términos por V_p , se obtiene:

$$V_p \times T_p (V_p - V_s) = V_p \times V_s (T_s - T_p) \quad \text{Ecuación No. 4.3.1.c}$$

$$V_p \times T_p = R = V_p \times V_s (T_s - T_p) / (V_p - V_s) = k (T_s - T_p) \quad \text{Ecuación No. 4.3.2}$$

$$k = V_p \times V_s / (V_p - V_s) \text{ es una constante} \quad \text{Ecuación No. 4.3.3}$$

Una constante que depende de las propiedades físicas del material, es decir de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas

8.- MARCO OPERATIVO.

8.1.- Localización de epicentros en el Estado de Veracruz.

8.1.1.- Programa SEISAN.

Para el análisis y localización de epicentros utilicé el programa **SEISAN** el cual es un conjunto completo de programas para el análisis de datos digitales y analógicos de los terremotos. Este programa, utilizado a nivel local y mundial, determina los parámetros espectrales, momentos sísmicos, azimut de llegada de las tres componentes para la localización de epicentros. De igual manera el sistema es utilizado para la localización diaria de eventos y reportes de sismos destacados.

El sistema consiste en un conjunto de programas atado a diferentes bases de datos. El programa permite, utilizando diversos criterios, buscar la base de datos de acontecimientos particulares y así poder trabajar en la base de datos de nuestro interés. La mayoría de los sub-programas pueden funcionar dentro de la base de datos elegida.

Además de un fácil manejo de la información, ofrece la ventaja de hacer análisis rutinarios e investigativos aplicados a la sismología, tales como, análisis relacionado con el cálculo de propiedades de la corteza, estudio de la fuente de sismos y amenaza sísmica, debido a que contiene programas integrados para la realización de estos estudios.

Los datos se organizan en una base de datos utilizando la estructura de sistemas de subcarpetas. El archivo básico que es utilizado por el programa, es aquel que contiene las lecturas originales de hora de llegada, amplitud, período, azimut, y velocidad aparente de un sismo. El nombre de este archivo es la identificación del sismo, donde contiene toda la información sobre el sismo en la base de datos. La base de datos consiste en una gran cantidad de sub-directorios y de archivos a los cuales el usuario tiene acceso.

Cabe destacar que el programa SEISAN es un software libre realizado por el “*Institute of Solid Earth Physics University of Bergen Norway*”. Un software libre se refiere a la libertad de los usuarios para ejecutar, copiar, distribuir, estudiar, cambiar y mejorar el software. (Ref. 9, 10,11)

Estructura del SEISAN

El sistema entero de SEISAN está situado en los sub-directorios que residen bajo directorio principal SEISMO. El sistema contiene los sub-directorios principales siguientes:

- **REA:** Lecturas del terremoto y soluciones completas del epicentro en la base de datos.
- **WOR:** El directorio de trabajo de los usuarios, inicialmente vacío.
- **TMP:** Almacenaje temporal de archivos, inicialmente vacío.
- **PRO:** Programas, código fuente y ejecutables.
- **LIB:** Bibliotecas y subrutinas.
- **INC:** Incluye los archivos para los programas y las subrutinas
- **COM:** Procedimientos de comando.
- **DAT:** Archivos de parámetros, coordenadas de la estación.
- **WAV:** Ficheros de datos de la forma de onda.
- **CAL:** Archivos de la calibración del sistema.
- **INF:** Documentación e información.
- **SUP:** Archivos suplementarios y programas.

Los sub-directorios antes mencionados serán llamados directorios para evitar estar refiriéndose siempre al directorio principal SEISMO. Todos los directorios utilizan mayúsculas. La estructura de los directorios se utiliza como árbol para el acceso rápido a los archivos individuales en el directorio de REA, de esta manera aparecerá como base de datos simple al usuario. Así mismo todo el trabajo se

debe realizar generalmente en el directorio WOR (Figura No. 1) .Y el programa SEISAN opera bajo el sistema MS-DOS.

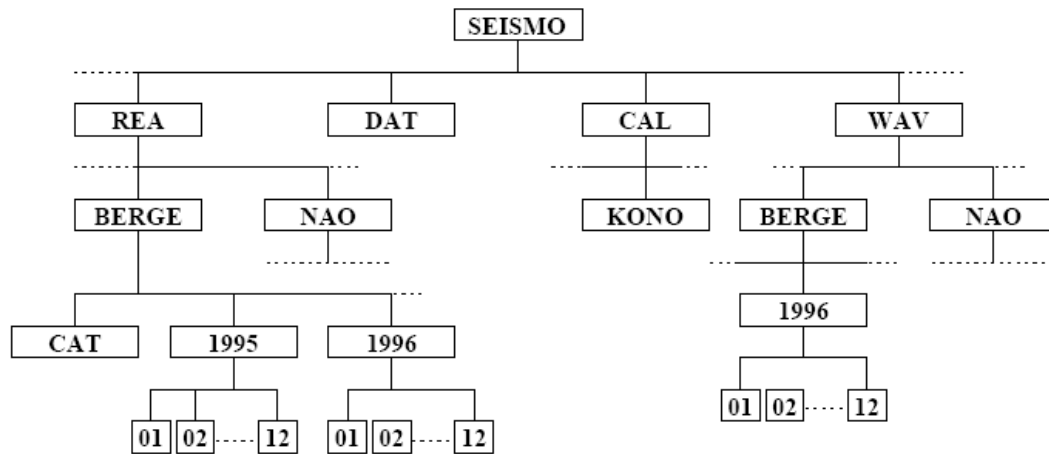


Figura No. 1. Estructura del SEISAN (Ref. 9.-)

Proceso rutinario.

El trabajo principal de una red sísmica es procesar y organizar rápidamente datos entrantes de diversas fuentes. SEISAN tiene un navegador simple y un sistema de programas para estas tareas.

Los programas más importantes son: EEV: El programa EEV es un programa interactivo para trabajar únicamente con los sismos que se encuentran en la base de datos. Este programa se utiliza para navegar en la base de datos y de esta manera se puede obtener parámetros de sismos específicos en la base de datos.

Catálogos sísmicos

Una vez que se ha creado una base de datos grande, el catálogo se puede utilizar para una gran cantidad de parámetros. Y los criterios de selección son: magnitud, tipos de la magnitud, los tipos eventos, la latitud, la longitud y la profundidad a la que se extienden, tiempo de recorrido, número de estaciones usadas en la localización, filtrado, número de polaridades, etc. Cualquier base de datos puede ser convertida al formato SEISAN

8.2.- Equipos utilizados para la determinación de la distancia focal.

Para la determinación de los epicentros es necesario contar con una red de estaciones sísmicas, colocadas en puntos estratégicos de una zona en particular.

Para la realización de este trabajo se consultaron los datos disponibles de la Red Veracruzana de Instrumentación Sísmica (REVIS), instalada en la zona conurbada Veracruz-Boca del Río” (*Figura No. 2*). Para su operación esta red cuenta con los siguientes tipos de equipos:

Dos acelerógrafos modelo GSR-18 de Terra Technology:

- Resolución de 18 bits a 200 mps (muestras/seg.), rango dinámico de 108 dB a 200 mps. Un servoacelerómetro triaxial SSA-320 de escala máxima 0.5 de g; configuración almacenada en un EEPROM interno, independiente de batería de respaldo, adaptador externo de tiempo GPS y con tarjeta de memoria extraíble tipo PCMCIA flash de 16 Mb.

Dos acelerógrafos modelo ETNA de Kinematics:

- Resolución de 18 bits a 200 mps, rango dinámico de 108 dB a 200 mps, acelerómetro tipo triaxial, modelo Episensor, con escala completa de 1.0 g, adaptador externo de tiempo GPS y con dos tarjetas de memoria extraíble tipo PCMCIA flash de 64 Mb, respectivamente.

Dos sismómetros modelos CMG-6TD de Guralp:

- Sensores RS232 sensible a las vibraciones de tierra con frecuencia 0.33-50HZ. Trabaja con 10-28V. Adaptador externo de tiempo GPS y tarjeta de memoria flash interna.



Figura No. 2 Localización de estaciones acelerográficas en la zona conurbada. (Ref. 6.-)

CLAVE	NOMBRE	EQUIPO
IIVE	Instituto de Ingeniería	ETNA GSR-18
CHVE	Centro Histórico	ETNA
FWVE	Zona Norte	GSR-18
POVE	La Posta Zootécnica de la UV	GSR-18
COVE	El Coyol	GSR-18
ENVE	Heroica Escuela Naval Militar Antón Lizardo, Veracruz.	GSR-18
FLVE	Floresta	GSR-18
TEVE	Río Tenoya	GSR-18
FIVE	Facultad de Ingeniería	ETNA
UCVE	Campus Calasanz Universidad	GURALP

En este proyecto solo se contempla el uso de registros sísmicos de la REVIS y para sismos con epicentros dentro de las coordenadas (Latitud: 17°00-23°00N; longitud: 99°00-93°00W), y que son considerados como sismos locales dentro del estado de Veracruz o muy cercanos a sus límites. Los sismos que esta red pudo registrar son los siguientes:

Fecha	Epicentro		Prof. (km)	Mag.	Localización	Hora	Estación
	Latitud	Longitud					
2002-06-30	19.26	96.17	32	3.9	Costa Norte Veracruz	15:14:39	COVE
							CHVE
							POVE
2003-05-24	19.11	95.87	26	4.1	Costa de Veracruz	11:16:32	CHVE
							ENVE
							IIVE
2004-01-17	17.68	95.66	109	4.7	Veracruz- Oaxaca	15:13:09	ENVE
							FWVE
							IIVE
2004-08-07	17.1	95.48	106	5.3	53 km Noreste de Matías Romero Oax..	6:49:12	FLVE
							TEVE
							IIVE
2007-05-23	21.96	-19.16	16	5.3	167 km al Noreste de Tuxpan, Ver	14:09:14	FIVE
							POVE
							FWVE
2008-06-27	19.14	-95.91	22	4.0	32 km al Noroeste de Veracruz, Ver.	21:33:03	FIVE
							IIVE
							POVE
							UCVE

Las fechas, hora, epicentros, profundidad, magnitud y localización de estos sismos fueron obtenidos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) (Ref. 16)

La REVIS registró más sismos, pero no fue posible que se registraran en al menos tres estaciones simultáneamente. En el futuro se podrán conseguir registros de algunas estaciones de otras redes existentes cercanas para aquellos eventos donde se tuvo registro en una o dos estaciones.

8.3.- Proceso de cambio a FORMATO SEISAN.

FORMATO SEISAN.

Para la identificación de un evento sísmico SEISAN utiliza un formato específico. Por ejemplo para el sismo del 30 de Junio de 2002 será:

2002-06-30-2014-32s-REVIS_009

Donde:

Año (2002), mes (06), día (30), hora (20), minutos (14), segundos (32), tipo de archivo (S: estándar), nombre de la red (REVIS) y número de canales que registraron el sismo (009).

DE GSR A SEISAN.

El acelerógrafo modelo GSR-18 nos proporciona archivos con terminación .GSR. Para convertir este archivo a formato .ASCII se utilizó el programa ALLVIEW, proporcionado por el mismo equipo. Se ejecuta el programa ALVIEW en SINGLE MODULE se abre el archivo con PC-FILES y se despliega el evento con DISPLAY EVENT y se graba seleccionando la opción CONVERT TO ASCII (6 simples/row). Esto crea un archivo con terminación .ASC. Para transformar el archivo ASCII al formato SEISAN se utilizó una subrutina de FORTRAN para transformar el registro de 3 columnas a 7 columnas que requiere el formato SEISAN.

DE ETNA A SEISAN.

Para convertir un archivo con terminación .EVT, se utiliza el comando *K2SEI*, que nos crea una terminación para cada canal y luego se unen los tres canales en un solo registro, el cual tendrá la terminación *003, que nos esta indicando que son tres canales los que contiene el registro.

DE GURALP SEISAN.

Para convertir un archivo con terminación GCF. Se utiliza el comando GURSEI para cada canal y después se unen los tres canales y nos proporciona el registro en formato SEISAN con terminación *003, la cual indica que en ese archivo hay tres canales en el formato SEISAN.

Comando para GRAFICAR.

Una vez que ya he cambiado los formatos registrados por los diversos equipos, al formato SEISAN, los coloco en la carpeta REVIS, con el fin de relacionar los eventos con la red que los registró.

GRAFICAS DE LOS SEIS SISMOS.

Para graficar los eventos que se registraron en al menos tres estaciones se utilizó el comando SEISEI de SEISAN, el cual nos permite agrupar los registros de un mismo evento y registrado en al menos tres estaciones. Una vez agrupados estos registros se utilizó el comando MULPLT de SEISAN para graficarlos en pantalla.

Para llevarlos a impresión se utilizó el comando PRINT.OUT, el cual nos permite llevar el registro, o bien a otro programa para su mejor presentación o el mismo programa SEISAN realiza la impresión.

A continuación se muestran las graficas de los seis sismos registrados en REVIS en por lo menos tres estaciones simultáneamente.

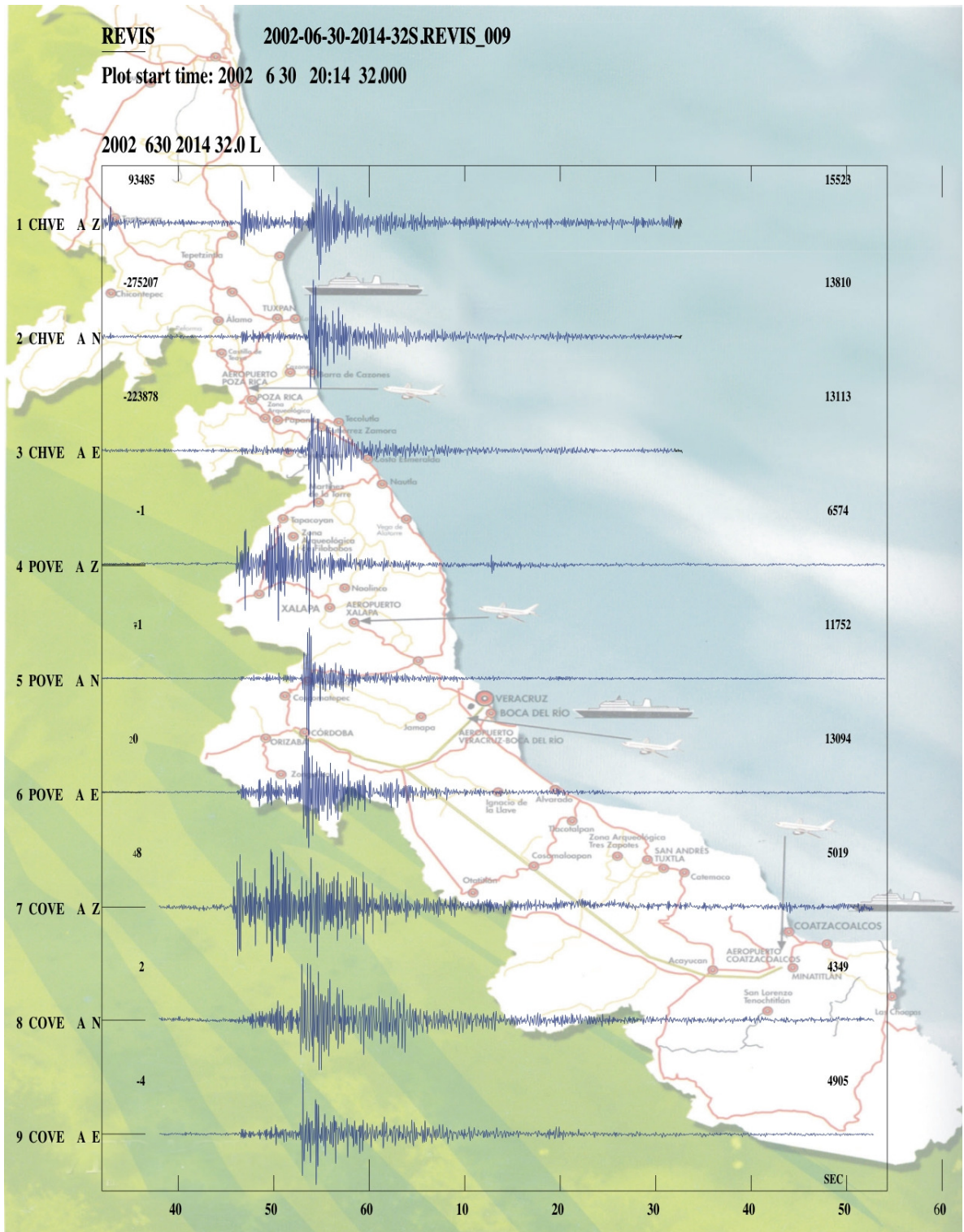


Grafico 1. Sismo del 30 de junio del 2002

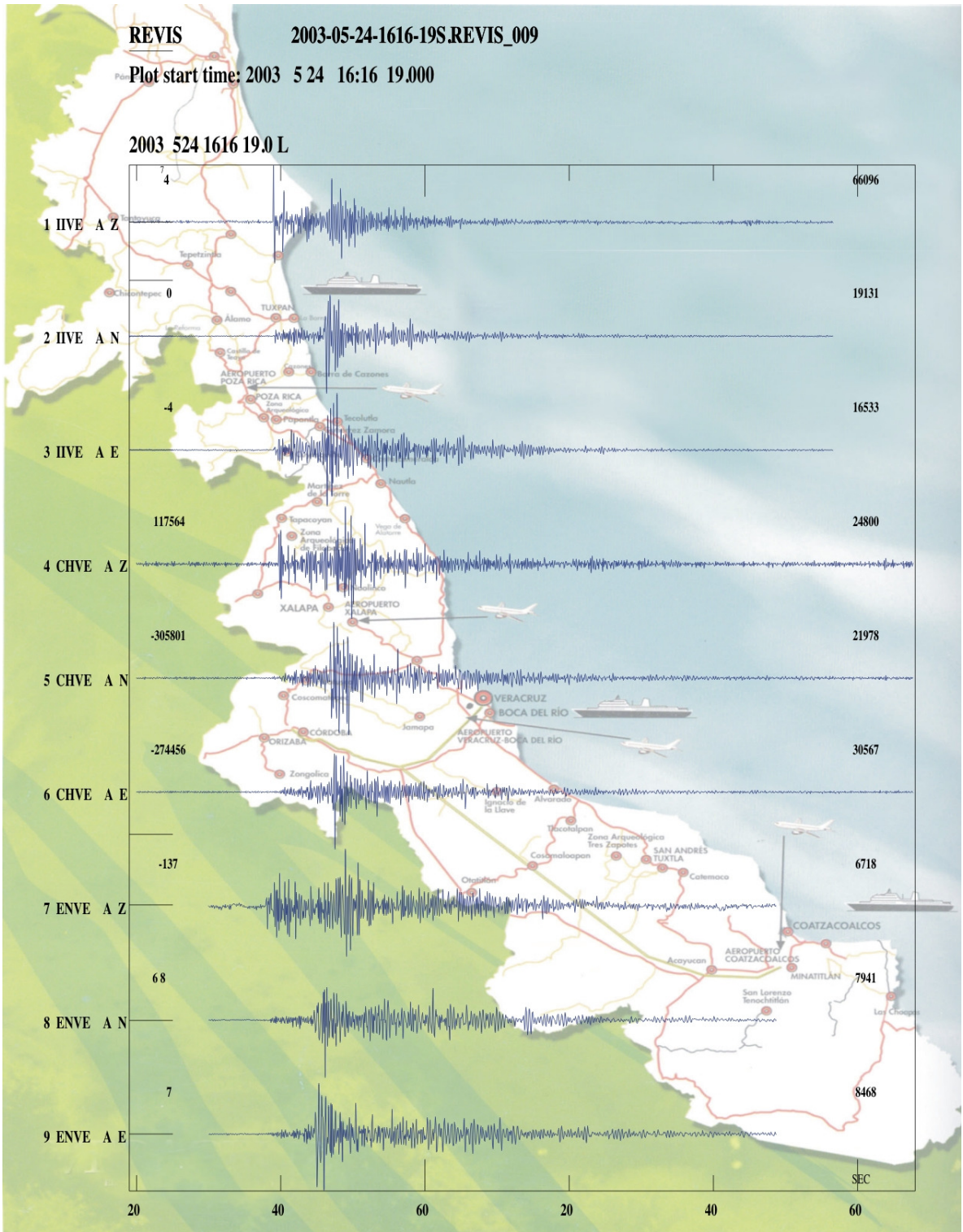


Grafico 2. Sismo del 24 de mayo del 2003

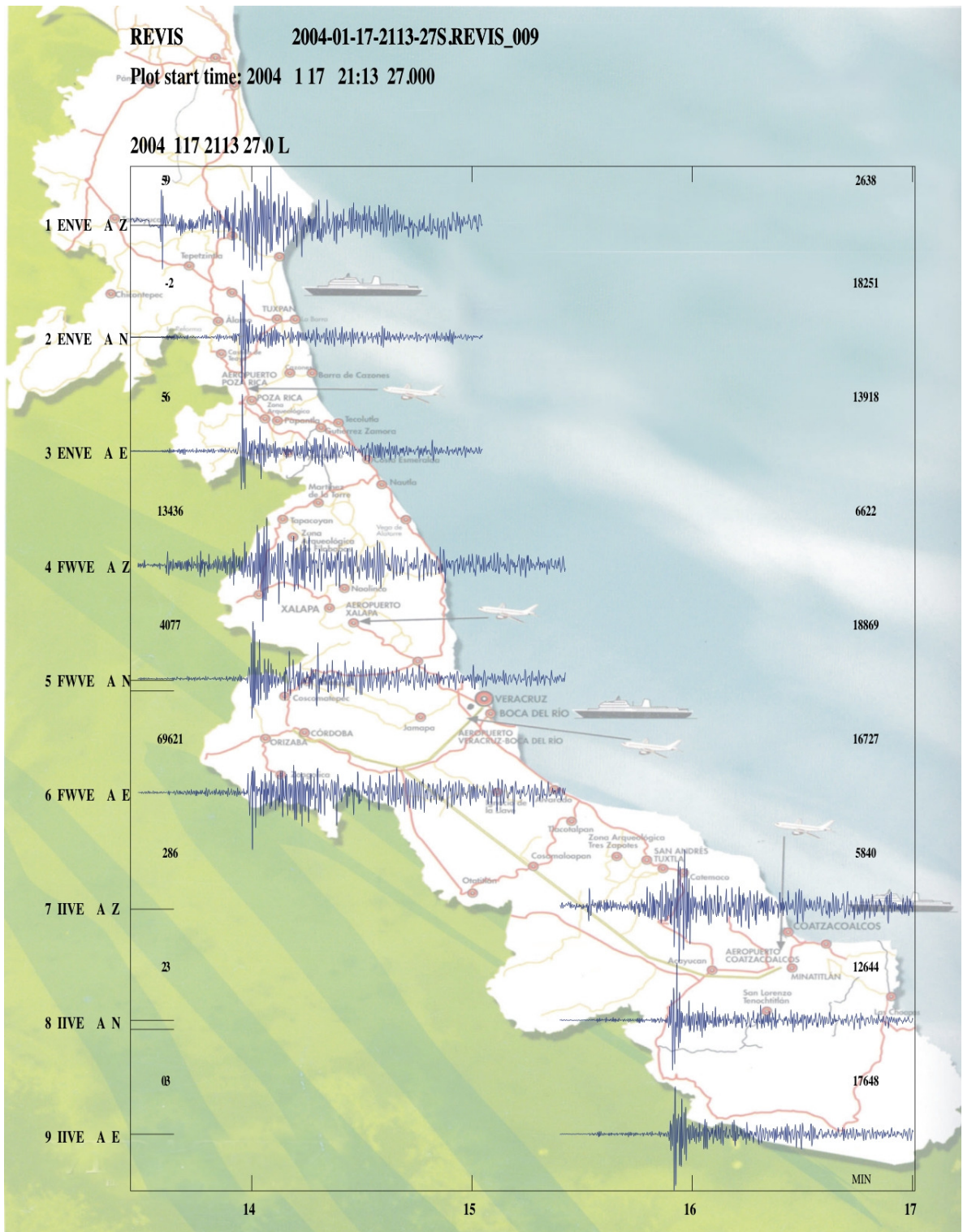


Grafico 3. Sismo del 17 de enero del 2004

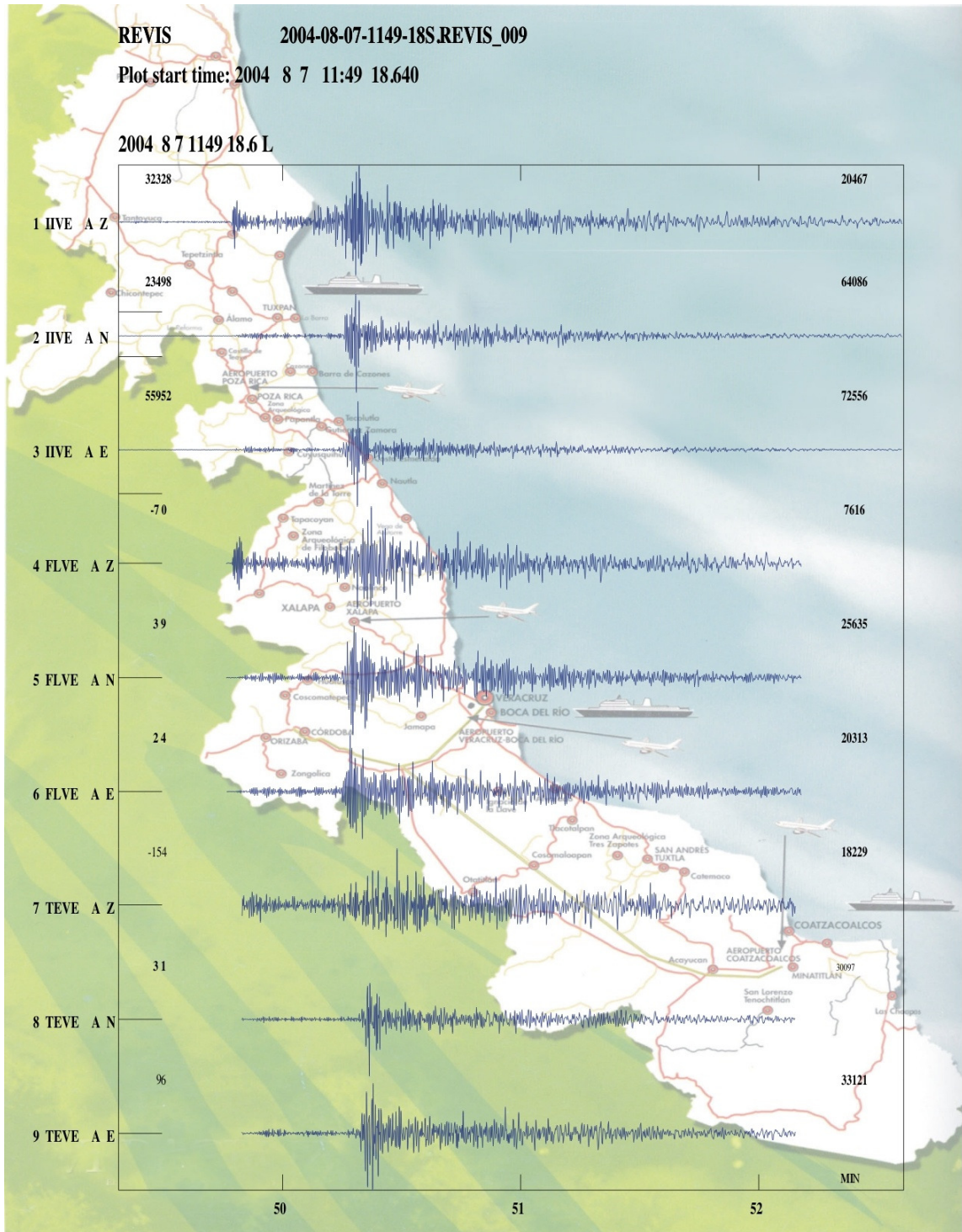


Grafico 4. Sismo del 7 de agosto del 2004

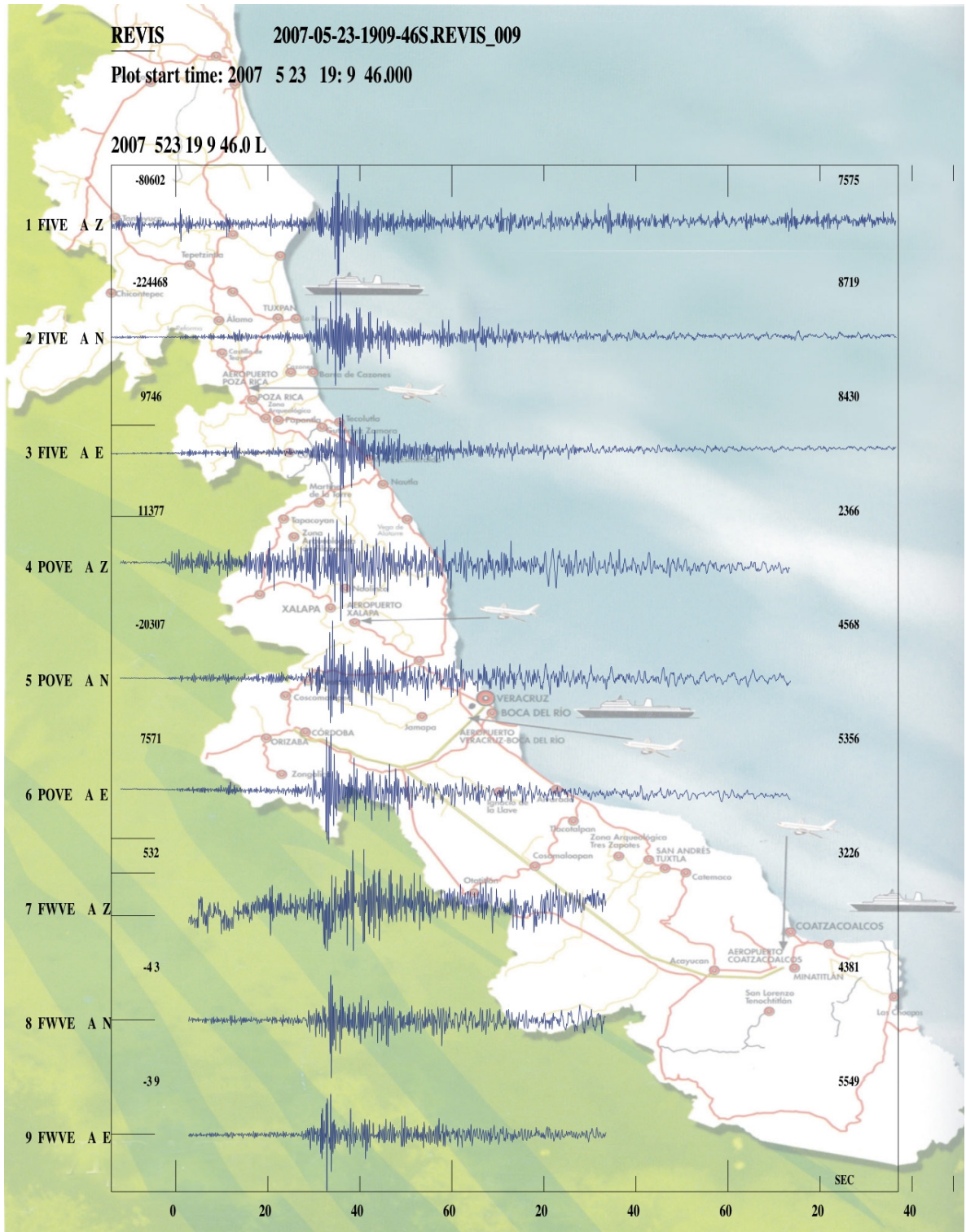


Grafico 5. Sismo del 23 de mayo del 2007

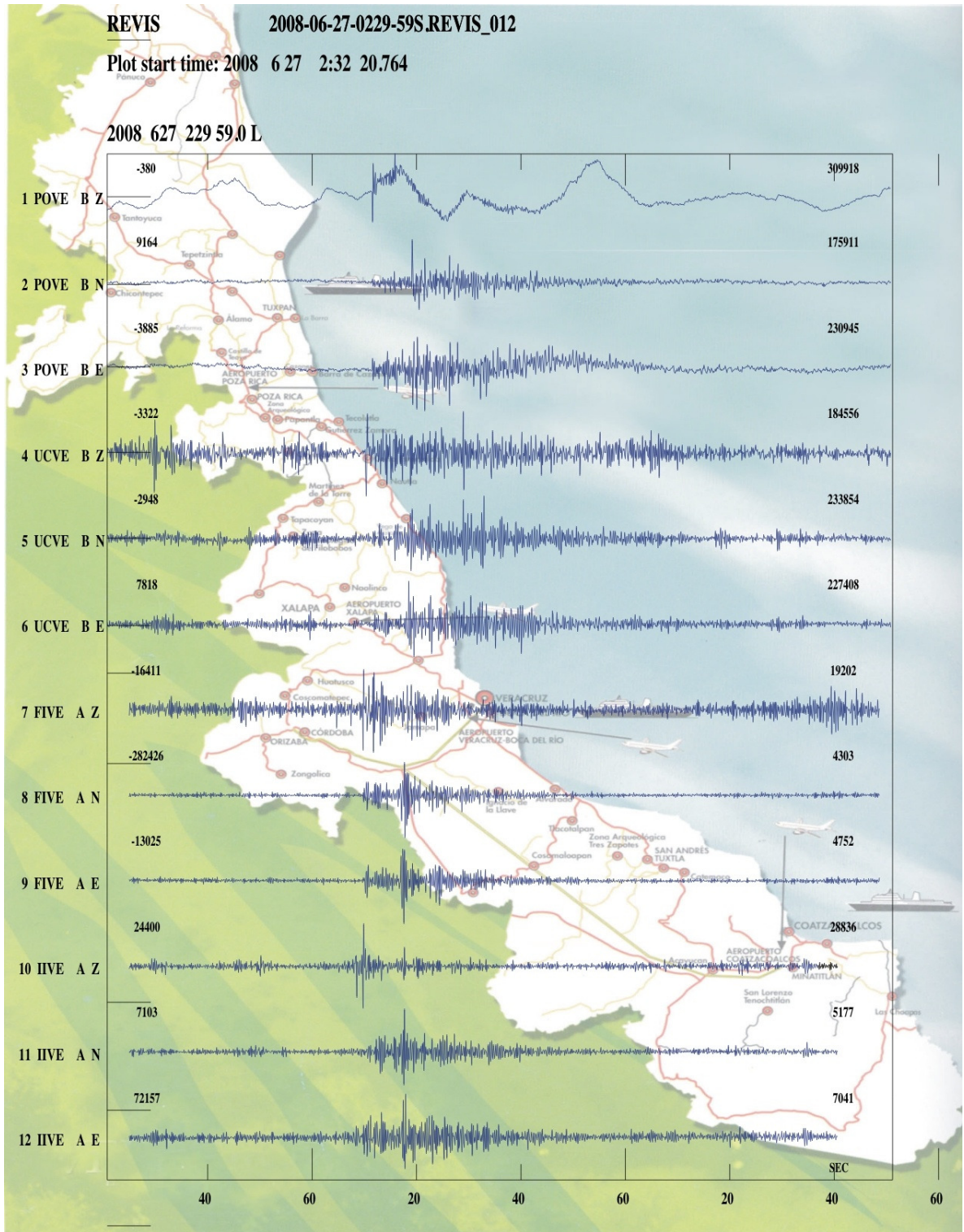


Grafico 6. Sismo del 26 de junio del 2008

8.4.- Determinación del epicentro.

Para determinar los epicentros se necesita el registro de un mismo evento en al menos tres estaciones, ya que se determina para cada estación su distancia focal y mediante un procedimiento de triangulación, el cual consiste en los tres arcos de círculo que se interceptan entre sí. De esta manera la longitud y la latitud y el tiempo de ocurrencia del evento se determinan así combinando la información de al menos tres estaciones sísmicas. (Ref. 1.-)

Para conocer a qué distancia se encuentra el epicentro de una estación determinada (S_1) se obtiene la diferencia del tiempo de llegada entre las ondas P y S en esa estación. El resultado se multiplica por la velocidad teórica de viaje de las ondas P que es de 8 km/s. Si se traza un círculo alrededor de la estación cuyo radio es el valor obtenido anteriormente (*Figura No.3*), se obtendrá una circunferencia cuyo límite sería la región probable donde ocurrió el evento. Al realizar este mismo procedimiento para otras dos estaciones (S_2 y S_3) se verá que las tres circunferencias cortan entre sí en un mismo punto. Es en este lugar donde se encontrará el epicentro del sismo. (Ref.- 16)



Figura No.3 Localización epicentral de un sismo. (Ref. 16.-)

El programa SEISAN requiere para la localización de los epicentros datos relacionados con el perfil del suelo en la zona, el tipo de magnitud a utilizar y la localización de las estaciones. En este trabajo se utiliza la magnitud de coda M_c (Ref.19. -).

Los parámetros que se utilizaron para la magnitud de coda (M_c) fueron los siguientes:

Datos para la magnitud.

RESET	TEST (07)	=	1.59
RESET	TEST (08)	=	2.40
RESET	TEST (09)	=	0.00046
RESET	TEST (11)	=	99.00
RESET	TEST (13)	=	0.50
RESET	TEST (30)	=	0.008
RESET	TEST (31)	=	3.00
RESET	TEST (36)	=	0.09
RESET	TEST (50)	=	1.00
RESET	TEST (40)	=	1.00
RESET	TEST (75)	=	1.000
RESET	TEST (76)	=	1.20
RESET	TEST (77)	=	0.002
RESET	TEST (78)	=	2.17



$$M_c = a + b \log_{10}T + c\Delta$$

$$M_c = 1.59 + 2.40 \log_{10}T + 0.00046\Delta$$



$$M_c = a \log_{10} A + b \log_{10} \Delta + c\Delta + d$$

Localización de las estaciones.

Estación	Latitud	Longitud	Altura (snm)
FIVE	1909.94 N	9606.87 W	0005
ENVE	1902.66 N	9558.33 W	0005
IIVE	1909.59 N	9606.69 W	0005
FWVE	1912.36 N	9610.11 W	0005
FLVE	1909.16 N	9608.33 W	0000
TEVE	1911.57 N	9608.09 W	0005
DUVE	1910.88 N	9608.95 W	0020
POVE	1910.32 N	9612.70 W	0010
COVE	1912.36 N	9610.11 W	0020
CHVE	1911.82 N	9608.12 W	0005
POVE	1910.32 N	9612.70 W	0010
UCVE	1907.45 N	9608.74 W	0010

Parámetros del modelo de velocidad de capas.

Velocidad ondas P (km/s)	Profundidad (km)
1.600	0.000
3.200	1.000
5.800	4.000
6.600	10.000
8.100	25.000
2.	100.
	1800.
	1.76
REVIS	

La penúltima fila corresponde al estrato base y la última corresponde a la red de monitoreo sísmico que se utilizó.

Con estos datos de entrada se localizó cada uno de los seis sismos registrados en REVIS. Por ejemplo en el caso del sismo del 30 de Junio de 2002 se puede notar

que se registró en tres estaciones (POVE, CHVE y COVE) (*Figura No.4*). La distancia de estas estaciones al epicentro son 35, 37 y 38 Km respectivamente. Por ejemplo, la hora del arribo de ondas P para la estación POVE son 20:14:46.3 para canal vertical y 20:14:53.1 para canal EO y NS. Su epicentro, de acuerdo a estos datos es: (Latitud: 18°864N; Longitud: 96°128W)

- Sismo 2002-06-30

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 18°864; Longitud: -96°128

```

2002 6 Reading events for base REUIS 1
  date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
2 630 2014 37.39 1851.82N 96 7.2W 0.0 6 3 0.12 0.000 40.6229.0 66.3
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
POVE 35 344.2 16.0 0 P D PN3 2014 46.3 8.92 8.87 0.05 1.00 11
POVE 35 344.2 16.0 0 S SN3 2014 53.1 15.69 15.61 0.08 1.00 22
POVE 35 344.2 0 S 2014 53.1 15.7
CHUE 37 357.5 16.0 0 P D PN3 2014 46.6 9.18 9.12 0.06 1.00 11
CHUE 37 357.5 16.0 0 S SN3 2014 53.6 16.19 16.06 0.13 1.00 22
CHUE 37 357.5 0 S 2014 53.7 16.3
COVE 38 352.3 16.0 0 P D PN3 2014 46.6 9.24 9.35 -0.11 1.00 11
COVE 38 352.3 16.0 0 S SN3 2014 53.6 16.25 16.46 -0.21 1.00 22
COVE 38 352.3 0 S 2014 53.7 16.3

POVE AZ hdist: 35.5 coda: 36.0 mc = 2.2
CHUE AZ hdist: 36.9 coda: 29.0 mc = 1.9
COVE AZ hdist: 38.2 coda: 42.0 mc = 2.3
2002 630 2014 37.4 L 18.864 -96.120 0.0 REU 3 0.1 2.1CREU
OLD: 630 2014 37.4 L 18.909 -96.208 48.6 REU 3 0.0 2.2CREU

Stop - Program terminated.
  
```

Figura No.4 Ejemplo del sismo del 30 de Junio de 2002

- Sismo 2003-05-24

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 18°796; Longitud: -96°217

```

2003 5 Reading events for base REUIS 1

date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
3 524 1616 29.90 1847.76N 96 13.0W 2.1 6 3 0.13 0.000 44.0 78.9 57.0
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
ENUE 38 43.1 33.5 0 P C PN3 1616 38.0 8.14 8.35 -0.21 1.00 11
ENUE 38 43.1 33.5 0 S SN3 1616 44.7 14.82 14.70 0.12 1.00 22
ENUE 38 43.1 0 S 1616 44.8 14.9
IIUE 42 15.4 33.5 0 P C PN3 1616 39.0 9.10 9.06 0.04 1.00 11
IIUE 42 15.4 33.5 0 S SN3 1616 45.8 15.93 15.95 -0.02 1.00 22
IIUE 42 15.4 0 S 1616 46.1 16.2
CHUE 45 10.9 33.5 0 P C PN3 1616 39.7 9.83 9.65 0.17 1.00 11
CHUE 45 10.9 33.5 0 S SN3 1616 46.8 16.89 16.99 -0.10 1.00 22
CHUE 45 10.9 0 S 1616 47.3 17.4

ENUE AZ hdist: 37.8 coda: 63.0 mc = 2.7
IIUE AZ hdist: 41.9 coda: 36.0 mc = 2.2
CHUE AZ hdist: 45.2 coda: 56.0 mc = 2.6
2003 524 1616 29.9 L 18.796 -96.217 2.1 REU 3 0.1 2.5CREU
OLD: 524 1616 29.9 L 19.263 -95.772 0.0 REU 3 0.2 2.5CREU

Stop - Program terminated.
    
```

- Sismo 2004-01-17

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 19°688; Longitud: -94°482

```

2004 1 Reading events for base REUIS 1

date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
4 117 2113 7.91 1941.29N 94 28.9W 2.0 5 3 0.08 0.000999.9995.0999.9
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
ENUE 172 245.8 23.3 0 P C PN5 2113 35.2 27.24 27.36 -0.12 0.99*11
ENUE 172 245.8 23.3 0 S SN5 2113 56.1 48.22 48.15 0.07 0.99*27
ENUE 172 245.8 0 S 2113 56.2 48.3
IIUE 181 251.4 23.3 9 P 9 D PN5 2115 31.6 143.70 28.45 115.25 0.00 0
IIUE 181 251.4 23.3 0 S S -P 21.6 21.6 -0.05 0.99*25
IIUE 181 251.4 0 S 2115 31.6 21.6
FWUE 185 253.5 23.3 0 P PN5 2113 36.9 29.02 28.96 0.06 0.99*13
FWUE 185 253.5 23.3 0 S SN5 2113 58.9 50.95 50.97 -0.02 1.00*23
FWUE 185 253.5 0 S 2113 58.9 51.0

ENUE AZ hdist: 172.0 coda: 66.0 mc = 2.9
IIUE AZ hdist: 181.0 coda: 68.0 mc = 2.9
FWUE AZ hdist: 185.0 coda: 99.0 mc = 3.3
2004 117 2113 7.9 L 19.688 -94.482 2.0 REU 3 0.1 3.0CREU
OLD: 117 2113 7.9 L 19.688 -94.482 2.0 REU 3 0.1 3.0CREU

Stop - Program terminated.
    
```

- Sismo 2004-08-07

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 17°097; Longitud: -94°983

```

2004 8 Reading events for base REVIS 1
date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
4 8 7 1149 10.20 17 5.81N 94 59.0W 2.0 6 3 1.49 0.000999.9999.9999.9
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
IIUE 258 332.6 23.3 0 P C PN5 1149 47.2 36.99 37.92 -0.93 1.00*13
IIUE 258 332.6 23.3 0 S C SN5 1150 15.7 65.53 66.74 -1.21 1.00* 6
IIUE 258 332.6 23.3 0 S SN5 1150 15.8 65.64 66.74 -1.10 1.00* 6
FLUE 258 331.9 23.3 0 P C PN5 1149 47.3 37.06 38.00 -0.94 1.00*26
FLUE 258 331.9 23.3 0 S SN5 1150 14.9 64.70 66.88 -2.18 0.00 0
FLUE 258 331.9 23.3 0 P C PN5 1150 15.1 64.86 38.00 26.86 0.00 0
TEVE 262 332.5 23.3 0 P C PN5 1149 50.5 40.33 38.46 1.87 1.00* 8
TEVE 262 332.5 23.3 0 S SN5 1150 20.2 70.00 67.69 2.31 1.00* 7
TEVE 262 332.5 0 S 1150 20.3 70.1

IIUE AZ hdist: 258.0 coda: 153.0 mc = 3.8
FLUE AZ hdist: 258.0 coda: 101.0 mc = 3.3
FLUE AE hdist: 258.0 coda: 92.0 mc = 3.2
TEVE AZ hdist: 262.0 coda: 111.0 mc = 3.4
2004 8 7 1149 10.2 L 17.0977 -94.983 2.0 REU 3 1.5 3.4CREU
OLD: 8 7 1149 10.2 L 17.098 -94.983 2.0 REU 3 1.5 3.4CREU

Stop - Program terminated.
    
```

- Sismo 2007-05-23

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 21°650; Longitud:- 97°077

```

2007 5 Reading events for base REVIS 1
date hrmn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
7 523 19 9 23.28 17 9.02N 97 16.6W 2.0 7 2 2.01 0.000388.2276.3 0.0
stn dist azm ain w phas calcphs hrmn tsec t-obs t-cal res wt di
POUE 251 26.6 23.3 0 P C PN5 19 9 58.2 34.97 37.06 -2.08 1.00*12
POUE 251 26.6 23.3 0 S C SN5 1910 29.0 65.75 65.22 0.53 1.00*22
POUE 251 26.6 0 S C 1910 29.9 66.7
FIVE 255 28.7 23.3 0 P C PN5 19 9 58.9 35.60 37.57 -1.97 1.00*15
FIVE 255 28.7 23.3 0 S C SN5 1910 29.2 65.95 66.12 -0.17 1.00*15
FIVE 255 28.7 23.3 0 S SN5 1910 30.5 67.19 66.12 1.07 1.00*15
FWUE 256 27.1 23.3 0 P C PN5 1910 5.1 41.79 37.73 4.07 1.00*10
FWUE 256 27.1 23.3 0 S C SN5 1910 28.2 64.95 66.40 -1.44 1.00*10
FWUE 256 27.1 0 S C 1910 28.3 65.0

FIVE AZ hdist: 255.0 coda: 123.0 mc = 3.5
2007 523 1909 23.3 L 21.650 -97.077 2.0 REU 3 2.0 3.5CREU
OLD: 523 1909 23.3 L 21.651 -97.276 2.0 REU 3 2.0 3.5CREU

Stop - Program terminated.
    
```

- Sismo 2008-06-27

Para este sismo el epicentro es: Latitud: 19°193; Longitud: -95°682

```

date hrnn sec lat long depth no m rms damp erln erlt erdp i
8 627 233 0.73 1911.57N 95 40.9W 22.9 8 3 0.16 0.000 4.2 24.7 2.5
stn dist azm ain w phas calcpbs hrnn tsec t-obs t-cal res wt di
IIVE 45 265.5110.3 0 P D PG 233 9.8 9.10 9.15 -0.05 1.00 6
IIVE 45 265.5110.3 0 S SG 233 16.9 16.20 16.10 0.10 1.00 9
IIVE 45 265.5 0 S 233 17.0 16.3
FIVE 46 266.3110.2 0 P D PG 233 9.8 9.02 9.18 -0.16 1.00 7
FIVE 46 266.3110.2 0 S SG 233 16.9 16.20 16.17 0.04 1.00 13
FIVE 46 266.3 0 S 233 17.0 16.3
UCUE 49 261.2100.5 0 P D PG 233 10.3 9.60 9.73 -0.13 1.00 10
UCUE 49 261.2100.5 0 S SG 233 17.9 17.18 17.12 0.06 1.00 23
UCUE 49 261.2 0 S 233 17.9 17.2
POUE 56 267.7 54.6 0 P PMS 233 11.6 10.92 10.58 0.34 1.00 10
POUE 56 267.7 54.6 0 S SMS 233 19.2 18.43 18.62 -0.19 1.00 23
POUE 56 267.7 0 S 233 19.2 18.5

IIVE AZ hdist: 50.8 coda: 48.0 mc = 2.5
FIVE AZ hdist: 51.0 coda: 46.0 mc = 2.4
UCUE BZ hdist: 54.4 coda: 75.0 mc = 2.9
POUE BZ hdist: 60.3 coda: 33.0 mc = 2.1
2008 627 0233 0.7 L 19.193 -95.682 22.9 REU 4 0.2 2.5CREU
OLD: 627 0233 0.7 L 19.193 -95.682 22.9 REU 4 0.2 2.5CREU

Stop - Program terminated.
    
```

Tabla comparativa de los epicentros localizados con la REVIS (Red Local) y SSN (Servicio Sismológico Nacional). Los resultados son los siguientes:

EPICENTROS				
REVIS		SSN		
Latitud	Longitud	Latitud	Longitud	
18°864	-96°128	19°26	-96°17	
18°796	-96°217	19°11	-95°87	
19°688	-94°482	17°68	-95°66	
17°097	-94°983	17°10	-95°48	
21°650	-97°077	21°96	-96°16	
19°193	-95°682	19°40	-95°91	

A continuación ilustro en un mapa la “Localización de Epicentros de sismos en el Estado de Veracruz” encontrados con REVIS y haciendo su comparación con los del SSN. (Figura No.5).

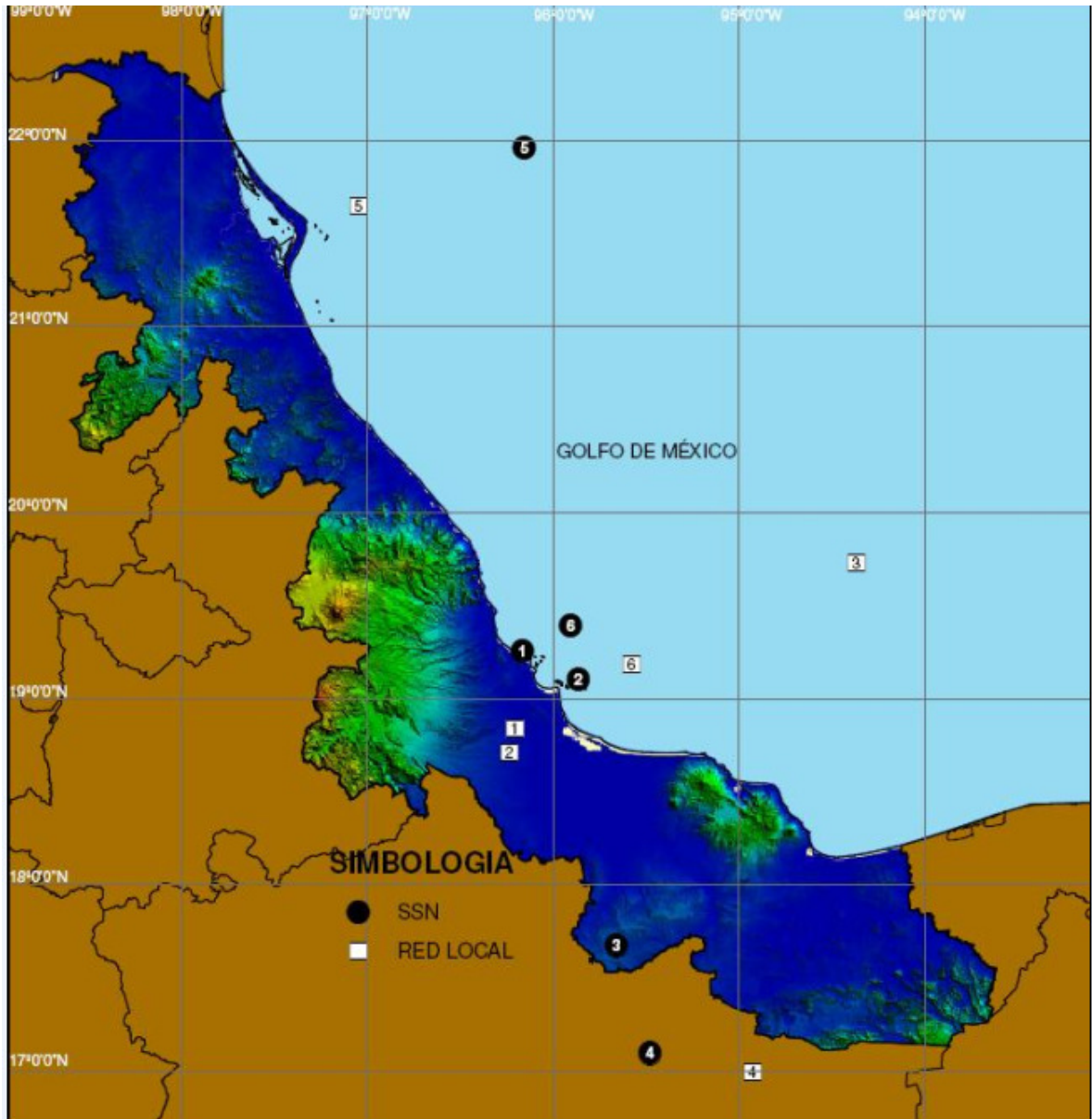


Figura No.5 Localización de Epicentros de sismos en el Estado de Veracruz.

9.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

La importancia que tiene la localización de sismos con redes sismológicas locales es que esta se puede precisar mejor, y esto a su vez permite, a medida que se tienen eventos sísmicos, la localización de posibles fallas locales.

Al analizar los resultados que se tienen en este trabajo de tesis se nota que la nueva localización, comparada con la del Servicio Sismológico Nacional, hay pequeñas diferencias. Esta nueva localización de los epicentros pudiera, en el futuro, precisarse aun más si se tienen datos de los mismos sismos registrados por otras redes locales establecidas en el Estado de Veracruz o estados vecinos. Este estudio se efectuó para algunos de los sismos analizados con el mínimo de estaciones requeridas. Se recomienda, que en el futuro se consigan más datos de dichos eventos y así precisar todavía más la localización. Al tener una mejor base de datos de sismos en el Estado de Veracruz, se pudieran localizar posibles fallas en la zona y estudiarlas más a detalle para la prevención de daños en las edificaciones.

Otra alternativa que pudiera recomendarse, es la ampliación de estaciones de la REVIS con el fin de contar con un mayor número equipos en operación y así tener una mayor cantidad de datos que permitan una mejor localización de los sismos.

De hecho, este trabajo de tesis es parte del proyecto “PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA EL ESTADO DE VERACRUZ”, financiado con fondos mixtos del Estado de Veracruz y CONACYT (Clave 32675), en el que se analiza a mayor detalle las regiones sísmicas del estado.

Por último no me resta más que agradecer a los interesados en el mismo por su atención y exhortarlos a no dar por terminado este tema sin fin, sino por el contrario los invitamos a seguirse actualizando día con día de los nuevos avances en relación con este tema.

10.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- Ref. 1.- Sauter F., Franz. Fundamentos de ingeniería sísmica/ Franz Sauter f. 1ª ed. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1989.
- Ref. 2.- Línea de investigación: “estudios sísmicos, vulnerabilidad e instrumentación”.
- Ref. 3.- Línea de investigación: “estudios sísmicos, vulnerabilidad e instrumentación” registro No. LII009 de la dirección general de investigación de la Universidad Veracruzana.
- Ref. 4.- La sismicidad en el estado de Veracruz “El macrosismo del 11 de marzo de 1967”. Abril 1968. J. Figueroa A.
- Ref. 5.- Instituto Panamericano de Geografía e Historia. Proyecto Peligro Sísmico en Latinoamérica y el Caribe. Septiembre 1997. R. Zúñiga, G. Suárez, M. Ordaz y V. García-Acosta
- Ref. 6.- Red acelerográfica de la zona conurbada Veracruz-Boca del Río. Artículo II-08. Williams Linera Francisco, Riquer Trujillo Guadalupe, Leyva Soberanis Regino y Torres Morales Gilbert.
- Ref. 7.- Microzonificación de la zona conurbada Veracruz-Boca del Río. Artículo II-09. Williams Linera Francisco, Riquer Trujillo Guadalupe, Leyva Soberanis Regino y Torres Morales Gilbert.
- Ref. 8.- Ampliación de la red de registro sísmico basada en una regionalización sismotectónica preliminar del estado de Veracruz. Williams Linera Francisco, Riquer Trujillo Guadalupe, Leyva Soberanis Regino, Javier Lermo Samaniego, Iris Neri Flores y Jesús Santamaría López.
- Ref.9.-
<http://translate.google.com.mx/translate?hl=es&sl=en&u=http://www.geo.uib.no/seismo/software/seisan/seisan.html&sa=X&oi=translate&resnum=1&ct=result&prev=/search%3Fq%3Dseisan%26hl%3Des>
- Ref. 10.-
<http://bases.bireme.br/cgi-bin/wxislind.exe/iah/online/?!sisScript=iah/iah.xis&src=google&base=DESASTRES&lang=p&nextAction=Ink&exprSearch=15956&indexSearch=ID>

- Ref. 11.- http://es.wikipedia.org/wiki/C%C3%B3digo_libre
- Ref. 12.- <http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/academica/programas/Sismologia.pdf>
- Ref. 13.- <http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx/~vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Ref. 14.- http://www.prensalibre.com/pl/2008/febrero/05/_Img/364945_101.jpg
- Ref.15.-
http://iga.igg.cnr.it/geo/es/What_is_geothermal_es_html_25396648.jpg
- Ref. 16.- <http://www.ssn.unam.mx>
- Ref. 17.- <http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Sismo85/sismo85-1.htm>
- Ref.18.-
http://omega.ilce.edu.mx:3000/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/sec_9.htm
- Ref.19. - Havskov, J. y Macías, M. “Una escala de magnitud de coda para México”. Memorias de la reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana 1982.