

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA

DONADO POR D.G.E. - B.C.

ANALISIS DE RESIDUALES

EN TIEMPOS DE VIAJE PARA TEMBLORES MEXICANOS.
USANDO PRIMEROS ARRIBOS

T E S I S

Que para obtener el titulo de :

INGENIERO GEOFISICO

P r e s e n t a :

JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

MEXICO, D.F.

1984



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

INDICE

Pagina

RESUMEN	1
INTRODUCCION	2
1 LA TECTONICA EN MEXICO	4
2 DATOS	5
2.1 Recopilacion de informacion necesaria	5
2.2 Procesado de datos	6
2.2.1 El Temblor de Omitepec 1980	7
2.2.2 El Temblor de Playa Azul 1981	9
2.2.3 El Temblor de Huajuapán de León 1981	10
2.2.4 El Temblor de Petatlan 1974	13
2.2.5 El Temblor de Oaxaca 1975	15
3 ANALISIS E INTERPRETACION DE DATOS	19
3.1 Localizacion Utilizando Residuales	20
3.1.1 Localizacion en la Region de Oaxaca	20
3.1.2 Localizacion en la Region de Petatlan	21
3.1.3 Localizacion en la Region de Omitepec	22
3.1.4 Localizacion en la Region de Huajuapán de León	23
3.2 Determinacion de Modelos Verticales Utilizando Residuales	24
3.2.1 Procesado de Modelos	24
3.2.1.1 Modelo para el continente	25
3.2.1.2 Modelo para la corteza	26
3.2.2 Modelo final	28
4 DISCUSION Y CONCLUSIONES	30
4.1 Localizaciones	30
4.2 Modelos Verticales	31
FIGURAS	32
BIBLIOGRAFIA	61
APENDICE A	67
APENDICE B	72
ABRAJUELIAMIENTOS	74

RESUMEN

El proceso de localización de hipocentros mexicanos permitió observar en estaciones nacionales, residuales en tiempos de viaje de los primeros arribos; sistemáticos y del orden de Gs. Rodríguez et al. 1963. Con el objeto de obtener, mediante residuales confiables, una estimación de un modelo de velocidades de la corteza continental en la zona de subducción mexicana, se procedió de la siguiente manera:

Se buscaron sismos para los que se tenían estimaciones precisas de sus hipocentros, este es el caso de aquellas réplicas localizadas mediante una red local, para los temblores de Oaxaca en 1978 ($M_s = 7.8$), Petatlan 1979 ($M_s = 7.6$), Huajuapán de León 1980 ($M_s = 7.0$), Playa Azul 1981 ($M_s = 7.3$) y Omtepec 1982 ($M_s = 6.9$). Una selección que considera las réplicas mejor localizadas, de mayor magnitud y con registros claros en las estaciones de SISMEX forma el conjunto de datos básicos con el cual se obtuvo el conjunto de residuales. Estos residuales se calcularon con respecto a un modelo cortical utilizado rutinariamente en el Instituto de Ingeniería, el cual idealiza, mediante capas planas, la estructura de la corteza en México.

El uso de los residuales como correcciones para la localización de epicentros en las regiones de Huajuapán de León, Omtepec, Oaxaca y Petatlan, es óptimo; siempre que se cuente con registros de estaciones cercanas a la costa, ya que de lo contrario la localización con la distribución y densidad de estaciones sísmológicas actuales, pueden tener corrimientos preferenciales hacia las estaciones continentales cercanas a estas regiones. La relación de estos residuales con la distancia y el acimut muestra que el modelo utilizado rutinariamente es rápido ($+ 3.5$ s) y con fuertes anomalías azimutales ($- 2.0$ s), sugiriendo estas, variaciones horizontales de la velocidad y capas inclinadas.

Para minimizar los residuales obtenidos, tanto en las estaciones continentales como costeras, es necesario representar la estructura de la corteza mediante un modelo promedio de capas inclinadas, con espesores de 5, 20 y 11 km, y velocidades de 4.0, 6.1, 6.9 y 8.0 km/s en la línea de costa, e inclinaciones en las dos últimas capas cercanas a 3 y 6 grados.

INTRODUCCION

La estructura de la corteza continental en Mexico es poco conocida. Algunos estudios, obtenidos desde explosiones y sismologia de temblores se resumen a continuacion. Meyer et al. (1958) usando refraccion sismica, determino un modelo cortical para el sur de Durango, con un espesor de la corteza de 44.5 km y una velocidad promedio de 6.3 km/seg; Hales (1971), tambien usando refraccion sismica obtuvo un modelo para la zona norte del Golfo de Mexico, con un espesor de 33 km y una velocidad promedio de 6.0 km/seg para la corteza. Thatcher y Brune (1973), usando datos de dispersion de ondas superficiales, estimaron la estructura de la corteza para el Golfo de California y Sonora, obteniendo para Sonora un espesor de la corteza de 25 km con una velocidad promedio de 5.8 km/seg; Fix (1975), estudio las ondas superficiales de 18 temblores cercanos a Chiapas, obteniendo un modelo para la parte central del pais, con un espesor de 43 km. Novelo (1980), utilizando la velocidad aparente y la diferencia de llegadas de las ondas P y S (S-P) en una red local, determino un modelo cortical para el sureste del pais; Castro (1980), para esta misma region determino otro modelo, utilizando el metodo de la diferencia de tiempos de llegada de las fases S y Sp y las razones de sus amplitudes, estimando una profundidad de 43 km para la corteza.

Con respecto a los estudios basados en replicas de temblores fuertes, se han estimado modelos de la estructura de velocidades de propagacion de ondas P. Para la region de Oaxaca (temblor 1978) y para la localizacion de las replicas del temblor de 1982 en Metatepec, se utilizo un modelo que fue propuesto por Ponce et al. 1978, quien considero los estudios de refraccion sismica de Shor and Fisher (1961); Helsley et al. (1975), y Mooney et al. (1975) para la determinacion de este modelo. En las regiones de Playa Azul y Petatlan, zona de replicas de los temblores de 1981 y 1979, se elaboraron modelos partiendo del que fue utilizado en las localizaciones de las replicas del temblor de Colima de 1973 (Reyes et al., 1979); para la localizacion de las replicas del temblor de 1980, se uso un modelo que utiliza como estandar, para dar sus hipocentros, el Boletin Sismologico Preliminar de RESMAC, (Toledo y Nava, 1983).

Como se observa, los resultados de estos estudios son en gran parte para regiones pequenas, y sobre todo muy discutibles. En realidad no se conoce en detalle la estructura de la corteza en muchas regiones de Mexico.

En este estudio, considerando que los tiempos de arribo consignados para algunas estaciones nacionales, tienen residuales hasta de 3s (Rodriguez et al., 1983); se determino

analizar un conjunto de residuales confiables, con el objeto de obtener una estimación del modelo de la estructura de velocidades de propagación de ondas P; así como, mejorar las localizaciones de epicentros estimadas localmente. Para obtener estos residuales confiables se prosiguió de la siguiente manera:

Primeramente se seleccionaron aquellos temblores a los que se asignaron hipocentros mediante datos de una red local; y que, además, tengan registros claros en las estaciones de SISMEEX. Formando así un criterio de selección que solamente se cumpla en algunas de las réplicas de los temblores de Oaxaca en 1978, Petatlan 1979, Huajuapán de León 1980, y Umetepéc en 1982. A continuación se fijaron estos hipocentros, y se obtuvieron los tiempos de viaje calculados de los primeros arribos (con un modelo estándar) a las estaciones de SISMEEX, y a todas aquellas para las que se encontró consignado el tiempo de arribo de las réplicas respectivas. Entonces, las diferencias de los tiempos observados y de estos tiempos calculados, son un conjunto de residuales de alta calidad. El promedio de los residuales para cada estación y región, se utiliza como corrección de tiempo en las estaciones con el objeto de mejorar la localización de temblores. También, mediante prueba y error se obtuvieron aquellos modelos que mejor se ajustan a las observaciones, y son entonces, una idealización más real de la estructura de la corteza en México Central.

I LA TECTONICA EN MEXICO

En Mexico central, la distribucion espacial de los volcanes activos, representados en la fig 1, muestra que a diferencia de otros lugares, el alineamiento de estos no es paralelo a la trinchera, sino que tiene un rumbo que difiere cerca de 18 grados. Mooser (1972) y Demant (1978), opinan que puede tratarse de una antigua sutura, resultado de la union de dos antiguos continentes durante o antes del Paleozoico, que se ha visto reactivada a partir del Mioceno por la subduccion de la placa de Cocos. Singh (1974), opina que la placa en la zona de subduccion se encuentra segmentada, y cada segmento entra con diferente angulo de echado, esto es, si se supone que el frente volcanico principia donde la profundidad de la zona de Benioff alcanza un valor fijo entre cien o ciento cincuenta kilometros, entonces el frente volcanico estaria desplazado segun el echado de cada segmento, asi y mediante el ajuste del numero de segmentos y sus echados, se puede explicar la diferencia en rumbos entre la trinchera y el eje volcanico Mexicano, (ver fig 2).

La Placa de Cocos, esta limitada al norte y nordeste por la trinchera Mesoamericana, al este por la fractura de Panama, al sur por la dorsal de Galapagos y al oeste por la dorsal del Pacifico Este. Tiene un area de 3 x 10 Km y unos 70 Km de ancho en la parte norte y de 90 km en la parte sur (Hanus y Vanek, 1978). Dentro de esta hay estructuras sobresalientes como son: la zona de fractura de Rivera, la zona de fractura de Orozco y las cordilleras submarinas de Tehuantepec y de Cocos (fig 1). El polo de rotacion de esta placa con respecto a la Norteamericana esta a los 29.8 N y 121.3 W, y tiene una velocidad angular de 1.489 grados en un millon de anos (Minster y Jordan, 1978).

La morfologia y el patron volcanico en la region del centro y sur de Mexico, refleja primordialmente la subduccion de la Placa de Cocos bajo el continente americano (Molnar y Sykes, 1969; Dean y Drake, 1978); la actividad sismica tambien refleja la presencia de esta zona: En su expresion somera a lo largo de los bordes de la costa del Pacifico, a profundidades intermedias dentro del continente, y a profundidades mayores al sureste de Mexico, (ver fig 3). La actividad sismica hacia el noroeste de la region de Tehuantepec, ha sido analizada en varios estudios que utilizaron boletines como el Monthly Bulletin of Preliminary Determination of Epicenters (PDE) y el International Seismological Centre (ISC) (e.g. Molnar y Sykes, 1969; Hanus y Vanek, 1978; Lefevre y McNally, 1984; Burbach et al., 1984), sin embargo, la localizacion de hipocentros es tan poco confiable que ninguno de los resultados son aceptables (Singh y Lerma, 1984). Mientras que estudios con hipocentros reportados por redes locales, como los relacionados con los temblores de Oaxaca en 1978 (Raya et al., 1978) y Petatlan en 1979 (Valdes et al., 1982), sugieren un echado de

20 y 15 grados para la inclinacion de la zona de Benicoff en su parte somera, respectivamente, y con un espesor de 25 km para el area de Petatlan. De igual forma para la region de Tehuantepec, la geometria de la zona de Benicoff mas alla de los 60 km de profundidad, parece ser un estrato de 45 km de espesor, rumbo N 45 E y echado de 45 grados (Havskov et al., 1982 y Rodriguez et al., 1983). Por lo tanto, solamente cuando hay redes locales se resuelve la inclinacion de esta zona. Razon por la cual estos estudios se tomaran en cuenta en el proceso del modelado.

DATOS

2.1 Recopilacion de informacion necesaria

Durante la decada pasada seis sismos fuertes ($M_s \geq 7.0$) ocurrieron en la zona de subduccion Mexicana. Estos son los de Colima (1978, $M_s=7.5$), Oaxaca (1978, $M_s=7.6$), Petatlan (1979, $M_s=7.6$), Huajuapam de Leon (1980, $M_s=7.3$), Playa Azul (1981, $M_s=7.3$) y Ometepeac (1982, $M_s=6.9$). Para todos ellos se instalaron redes locales de sismografos, que registraron la actividad sismica posterior a los eventos principales. El temblor de Colima se excluye del presente estudio, pues muy pocas estaciones sismologicas operaban en Mexico en ese tiempo. Fue a fines de 1978 cuando entro en operacion la red sismotelemetrica del valle de Mexico, (SISMEX).

La localizacion epicentral, profundidad y magnitud de las replicas asociadas a los temblores de 1982, 1981 y 1979, se obtuvieron de los estudios de Nava (1984), Havskov et al., 1983 y Zuniga y Valdes (1982), respectivamente. Mientras que para el temblor de 1980, estos datos se obtuvieron de dos estudios y de un boletin : Jimenez (1981), Toledo y Nava (1983) y el Boletin Sismologico. De igual manera, para el temblor de 1978 se obtuvieron de dos estudios y de un boletin : Quintanar et al., 1984, Rodriguez (1980) y el Boletin Sismologico.

Se localizaron los sismogramas de las cinco estaciones de SISMEX y de ACK de RESMAC, que contienen los registros de las replicas de los temblores seleccionados. Sin

embareo; sismogramas de las estaciones CRS y CR6 de la Red de Chicoasen así como de la CC4 y ZIH, tan solo se obtuvieron para el temblor de 1982, a diferencia de las estaciones autónomas CSN, OZC y TCA que se obtuvieron para la mayoría de los temblores. Otras estaciones como las de RESMAC (CRX, TLX) y del Servicio Sismológico Nacional (VHO, OXM, COM, PEU, SXO, PGO, TFM), a las que también se les analizó su residual para algunos temblores, solamente se tomaron las lecturas directamente de los boletines (Boletín Sismológico Preliminar y Boletín Sismológico). En la figura 4 se muestra la distribución de estas estaciones.

2.2 Procesado de datos

Para obtener los residuales de cada región, se buscaron en los sismogramas de SISMEX, las réplicas de mayor magnitud localizadas con la red local. Estas réplicas fueron leídas minuciosamente, tomando especial interés en el primer arribo.

Para cada región se crearon archivos con las lecturas del primer arribo, la localización epicentral y la profundidad de las réplicas seleccionadas, así como el modelo de capas planas usado rutinariamente en el Instituto de Ingeniería para la localización de hipocentros. (ver fig 5). Esto se realiza con un programa que crea el archivo de lectura adaptado a los formatos y parámetros que necesita el programa HYP071, (Laa y Lahr, 1971). Dentro de estos archivos se fijaron los epicentros obtenidos por la red local para cada temblor. A continuación, se corre el programa de localización HYP071, solamente para que calcule los tiempos de viaje de cada hipocentro a las estaciones de SISMEX y ACX - estaciones de base para el análisis de los residuales, por tener la mayoría de los registros -, y así, tener una estimación del residual mediante la diferencia de los tiempos observados y calculados. Además se estima la media aritmética (μ) y la desviación estándar típica (σ) para cada estación.

Esta rutina se realizó para cada conjunto de réplicas como se muestra a continuación:

3-2.1 El Temblor de Ometepe 1982

De un total de 67 replicas fueron seleccionadas 29, sin embargo solamente 8 de ellas presentan un registro claro en las estaciones de SISMEC Y ACX, especialmente la estacion IIM que tiene una ganancia baja. Estas fueron leidas nuevamente y procesadas segun la rutina mencionada anteriormente, los resultados se resumen en la siguiente tabla.

TABLA I
OMETEPEC, 1982

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)						PROF (Km)	MAG (Mc)	LAT N	LON W
		ACX	III	IIT	IIF	IIM	IIC				
1	820609115044.25	-0.93	2.20	2.13	3.10	3.88	2.48	23.00	4.14	16.59	98.44
2	820609161131.54	-	1.03	0.83	2.66	5.74	2.35	14.88	3.90	16.36	98.50
3	820613081259.97	0.48	3.83	4.15	4.09	6.84	5.15	20.16	4.89	16.16	98.44
4	820613110752.69	0.22	3.87	4.20	4.49	6.33	4.35	25.37	5.13	16.51	98.40
5	820613140310.94	0.56	3.80	3.73	4.62	6.36	4.28	24.93	4.72	16.49	98.40
6	820613202824.12	-0.28	1.80	2.18	4.16	5.32	3.54	22.60	3.85	16.56	98.44
7	820614224226.75	0.60	3.35	3.68	4.35	6.42	4.55	25.85	5.37	16.36	98.50
8	820615172416.88	1.03	3.72	3.69	4.85	6.53	4.35	30.07	5.33	16.63	98.47

FUENTE: Localizacion, profundidad, magnitud y tiempo de origen tomados de Nava (1994)

De estas se escogieron cinco replicas (3,4,5,7,8) que presentan residuales semejantes, mayores que los otros tres. El analisis de esta diferencia sugiere que puede deberse a dos causas, si el residual es menor: 1) Que la magnitud sea mayor - un temblor presenta diferentes fases en los primeros arribos, estas fases son visibles en el sismograma de acuerdo a la magnitud del temblor y a la sensibilidad del sismografo, repercutiendo en el tiempo de arribo observado, ya que pueden confundirse facilmente con el ruido sismico; en tal caso, se puede estar observando una fase posterior y asi mismo un tiempo de arribo observado mayor, y con ello un residual

mayor σ . 2) Que la distancia hipocentral sea menor. Como se han escogido sismos que se registraron claramente, y siendo las profundidades de ellas similares, como se muestra en la TABLA 1, la diferencia no tiene origen en estas dos causas, ya que sus magnitudes son menores; por lo tanto sus residuales serian mayores. Probablemente el error este en la localizacion reportada por la red local.

En la TABLA 2 se muestran las cinco replicas seleccionadas, con los residuales de otras estaciones que se aumentaron despues del analisis de la TABLA 1, ademas la estimacion de la media aritmetica (μ) y la desviacion estandar (σ) para cada una de ellas. El primer valor representa el promedio de los residuales calculados, y el segundo valor nos da una idea de la calidad del residual. Como se puede observar, la dispersion de la gran mayoria de los residuales es menor de 0.35 segundos.

TABLA 2

#	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)																
	ACX	III	IIT	IIP	IIM	IIC	CRX	TLX	CD4	ZIH	CR5	CR6	CSN	OZC	TCX	VHO	CDM
3	0.48	3.83	4.15	4.89	6.64	5.15	-	-	-	-	-	-	2.88	1.66	-	1.78	-
4	0.22	3.37	4.20	4.49	6.33	4.95	5.79	10.2	-	1.83	3.13	2.19	1.93	-	1.88	2.36	-
5	0.56	3.80	3.73	4.62	6.36	4.28	5.31	10.4	-	2.35	-	-	2.48	1.22	-	2.05	-
7	0.60	2.35	3.68	4.35	6.42	4.55	-	-	2.89	3.27	2.61	-	1.88	2.19	1.51	1.73	3.53
8	1.03	3.72	3.69	4.85	6.53	4.35	6.33	-	3.24	2.71	2.77	2.12	2.06	1.83	1.46	2.32	4.74
μ	0.58	3.61	3.89	4.64	6.50	4.63	5.81	10.3	3.07	2.54	2.84	2.16	2.25	1.72	1.61	2.05	4.13
σ	0.26	0.21	0.23	0.21	0.19	0.32	0.41	0.11	0.17	0.53	0.22	0.04	0.38	0.35	0.19	0.26	0.60

Graficando estos residuales vs distancia hipocentral y azimut para todas las estaciones de las cinco replicas, sobresalen dos tendencias definidas (fig 6): 1) El residual aumenta con la distancia a medida que las estaciones se alejan de la linea de costa, teniendo su maximo en la estacion TLX. 2) El residual se mantiene en un rango de 1 a 3 segundos para las estaciones de la costa (ZIH) y del sureste de Mexico (TCX, OZC, CSN, CR5, CR6); esto se confirma con la segunda grafica (fig 7), en la cual, si se toma como base a TLX; que se encuentra para este caso al norte franco, a partir de

Los epicentros de las cinco réplicas, se puede observar que a medida que decrece o crece el azimut, el residual disminuye, cuando nos acercamos hacia las estaciones de la costa.

La primera tendencia sugiere que la idealización que se ha hecho de la tierra real, mediante el modelo estandar de SISMEX (fig 5), es "RAPIDO", pues el modelo espera los primeros arribos antes de lo que están llegando. Los residuales para un modelo mas "LENTO" serian menores en las estaciones que se encuentran dentro de esta tendencia. Sin embargo, para la segunda tendencia los residuales se van haciendo negativos, como se vera mas adelante. Por lo tanto variaciones laterales en la estructura de la corteza superior se evidencian desde estas graficas.

2.2.2 El Temblor de Playa Azul 1981

De un total de 23 réplicas, se seleccionaron 4 que presentaban registros en la red de SISMEX, dos de ellos con registros claros.

Al procesar estas réplicas se encontro una diferencia bastante notable en los residuales para las estaciones ADX, III y IIM, (ver TABLA 3). Se leyeron nuevamente los sismogramas de la red local, para mejorar la localización; sin embargo, no se pudo mejorar por tener el minimo de estaciones locales (3) para localizarlas. Entonces no se puede asegurar una buena localización, por lo que se decidió excluir este temblor del estudio.

TABLA 3

PLAYA AZUL, 1981

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)					PROF (Km)	MAG (Mc)	LAT N	LON W	
		ACX	III	IIM	IIC	IIP					III
1	811028042447.35	6.09	6.82	9.25	6.73	8.09	13.1	15.00	3.26	17.89	102.85
2	811030175359.60	1.38	1.27	4.63	5.96	6.95	11.0	11.85	3.22	17.77	102.12

2.2.3 El Temblor de Huajuapán de León 1980

De las 77 réplicas que están consignadas en el trabajo de Toledo (1983), cuyas localizaciones fueron hechas mediante la técnica de evento maestro. Se procesaron primeramente cuatro, ya que se contaba con otras localizaciones reportadas por Jimenez (1981) quien utilizó la red local para su estimación, y aquella del Boletín Sismológico del SSN (V 64, #4) que utilizó además de la red local, las estaciones regionales para dar sus hipocentros. Los resultados del procesado se resumen en la TABLA 4.

TABLA 4

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)					PROF (Km)	MAG (Mc)	LAT N	LON FUENTE W		
		ACX	III	IIP	IIM	IIC						
1	801026083745.40	-0.66	3.03	2.46	3.61	3.61	2.87	52.00	3.90	17.92	98.10	BS
2	801026083746.10	-1.52	1.78	1.19	2.32	2.30	1.39	55.00	3.90	17.89	98.07	T
3	801026155416.10	-1.84	1.69	0.31	2.48	2.46	1.67	50.70	4.49	17.97	98.19	J
4	801026155415.10	-0.98	2.52	1.02	3.23	3.19	2.42	51.00	4.49	17.96	98.17	BS
5	801026155415.40	-1.27	1.79	0.34	2.45	2.41	1.63	51.00	4.49	17.93	98.15	T
6	801028104026.30	-2.83	1.65	0.71	2.32	2.07	1.38	51.90	4.07	17.94	98.08	J
7	801028104025.00	-1.57	2.79	1.85	3.44	3.19	2.49	52.00	4.07	17.93	98.07	BS

8	801028104026.60	-2.71	0.65	0.33	1.56	1.39	0.66	58.00	4.07	17.90	98.10	T
9	801030110007.30	-1.21	1.71	1.36	2.11	2.04	1.55	42.00	3.83	17.90	98.12	B8
10	801030110007.60	-1.96	1.80	1.02	2.16	2.05	1.61	49.00	3.83	17.94	98.11	T

B5 Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen. Boletín Sismológico (SSN)
 T Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen tomados Toledo y Nava (1983)
 J Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen tomados Jimenez (1980)

De la comparación de estos residuales, sobresale los de Toledo y Nava (1983) en tres réplicas (1,2,4), por presentar residuales semejantes en cada una de las estaciones. Sin embargo, los de Jimenez (1980) también concuerdan con estos para la réplica 2, a diferencia del Boletín, en donde son mayores, salvo para la cuarta réplica.

Con respecto a la réplica 3 que tiene residual menor, tampoco se la puede referir a las dos causas propuestas para el temblor de 1982, ya que no tiene variaciones notables, ni en la localización, ni en la profundidad y magnitud; lo cual sugiere nuevamente que el error se encuentra en la relocalización reportada por Toledo y Nava (1983).

En la TABLA 5 se anexan otras dos réplicas (1,5) que tienen residuales semejantes a los tres de Toledo, con profundidades de 55 y 57 Km y magnitudes (Mc) de 3.7 y 4.1 respectivamente; estas fueron procesadas siguiendo la misma rutina anterior, dando un total de cinco réplicas, de las 77 que presentaban registro en SISMEX. Además se resume los residuales de otras estaciones que también registraron estas réplicas. Cuando \emptyset no tiene asignado un valor, es porque solamente se tiene una estimación del residual. Nótese que para los demás este valor es menor de 0.30 segundos.

TABLA 5

#	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)														
	ACX	IIT	III	IIP	IIM	IIC	CRA	TLX	TFM	CSN	OZC	TCX	VHO	PBJ	OXM
	-1.24	2.04	1.01	2.46	2.40	1.55	2.69	2.33	1.53	-	-	-	-	-	2.36
2	-1.52	1.78	1.19	2.32	2.30	1.59	2.35	2.00	0.72	2.30	-	1.15	-	-	2.02
5	-1.27	1.79	0.34	2.45	2.41	1.63	2.42	1.74	1.08	1.88	1.73	1.74	-	3.40	2.41
10	-1.98	1.30	1.03	2.16	2.05	1.61	-	-	1.19	-	-	-	-	-	1.44
15	-2.15	1.60	0.70	2.14	2.07	1.35	-	-	-	-	-	-	0.67	-	1.82
<i>M</i>	-1.63	1.80	0.36	2.31	2.25	1.55	2.49	2.03	1.13	2.09	1.73	1.44	0.67	3.40	2.01
<i>σ</i>	0.37	0.14	0.30	0.14	0.16	0.10	0.15	0.25	0.29	0.21	-	0.29	-	-	0.36

Analizando las graficas de residuales vs distancia hipocentral y azimut, se observaron algunas características propias de este temblor, que se diferencia de los otros por tener su localización dentro del continente, ver fig 4. Por esta razón la primera grafica (fig 8) no muestra claramente las tendencias del temblor de 1982, pero si guarda cierta similitud, en lo que respecta al decremento del residual en las estaciones mas cercanas a la costa (III, VHO), disminuyendo este, hasta ser negativo para la estación de la costa ACX. Respecto a las estaciones mas alejadas de la costa, vemos que el residual se mantiene en un rango de 1 a 3 segundos.

El decremento tambien se hace notorio en la segunda grafica (fig 9), donde se observa que partiendo desde los cero grados hacia la izquierda o derecha, se llega a tener un residual negativo (ACX) y menor (VHO).

Los residuales de las estaciones TCX, OZC y CSN del sureste de Mexico, mantienen el mismo rango en este temblor que en el de 1982. Además las distancias epicentrales a estas estaciones son semejantes, pero con diferente dirección, NE para el de 1982 y SE para este. Esta característica es interesante, porque se puede inferir que para estas estaciones las trayectorias de viaje de los rayos que salen de las replicas de estos dos temblores, viajan por estructuras similares pero con diferente profundidad, ya que el promedio de los hipocentros en estos dos temblores son diferentes: de 25.3 para el temblor de la costa de 1982 y de 53.4 para este temblor de 1980. (ver fig 4).

Nuevamente en este temblor, se tiene el problema de ajustar un modelo de capas planas mas " LENTO " para mejorar los residuales de las estaciones alejadas de la costa, pero los residuales de la estación en la costa (ACX) sugieren, un modelo de capas planas " RAPIDO ". Esta discrepancia se tratara de resolver en el siguiente capitulo con modelos verticales de capas inclinadas.

2.2.4 El Temblor de Petatlan 1979

Para este temblor se localizaron 186 replicas, de las cuales se seleccionaron 20, reduciendose a 10 por presentar los registros mas claros. Estas fueron procesadas siguiendo la misma rutina de los temblores anteriores. Una comparacion de sus residuales se presentan en la TABLA 6.

TABLA 6
PETATLAN, 1979

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)					PROF (Km)	MAG (Mc)	LAT N	LON W	
		ACX	III	IIM	IIP	IIC					IIT
1	790314220503.94	-	2.01	3.26	2.66	2.23	1.73	15.91	3.71	17.40	101.40
2	790316060453.38	2.98	3.55	5.94	3.89	2.54	4.60	26.65	3.75	17.43	101.47
3	790316101030.94	1.38	2.99	6.93	3.16	2.23	2.20	25.28	3.64	17.34	101.38
4	790316135204.90	1.12	2.73	3.51	2.83	2.31	2.24	21.79	3.67	17.27	101.27
5	790318201230.68	-	2.77	3.39	3.12	2.65	2.68	24.68	4.57	17.42	101.10
6	790320002751.66	1.66	3.00	3.76	2.97	2.74	2.42	30.00	4.38	17.34	101.44
7	790321052926.46	0.62	2.42	4.77	2.54	1.62	2.99	22.51	3.45	17.50	101.34
8	790322122310.90	2.05	3.78	3.89	4.02	4.14	3.91	30.00	3.60	17.74	101.65
9	790327173246.80	-	2.47	3.89	2.91	2.65	1.63	12.94	4.11	17.46	101.49
10	790408044717.03	-	1.69	2.00	1.84	1.27	0.73	24.35	3.84	17.36	100.99

FUENTE: Localizacion, profundidad, magnitud y tpo. de origen. Zuniga y Valdes (1980)

De esta tabla se escogieron cinco replicas (1, 4, 5, 6, 9) que presentan residuales semejantes, a diferencia de las otras cinco que varían en uno o dos segundos mas alto o mas bajo en algunas de las seis estaciones. Como estas variaciones no muestran nada sistemático en la localización, profundidad y magnitud de estas replicas con respecto a las escogidas, se supone que el error se encuentra en la localización reportada por la red local.

La TABLA 7 resume los residuales de las cinco replicas, junto con los resultados a otras estaciones que se pudieron anexar. También, al igual que los otros temblores, la desviación estándar típica de la gran mayoría de las estaciones es menor a 0.4 segundos.

TABLA 7

#	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)													
	ACX	III	IIM	IIP	IIC	III	CRX	CSN	VHO	PBJ	OXM	COM	SXO	PGO
1	-	2.01	3.26	2.66	2.23	1.73	-	-	2.15	-	3.57	4.85	2.03	-
4	1.12	2.73	3.51	2.83	2.21	2.24	-	-	-	-	3.23	-	-	2.27
5	-	2.77	3.39	3.12	2.85	2.88	-	4.44	-	4.49	3.57	-	-	-
6	1.86	3.00	3.78	2.97	2.74	2.42	3.93	-	1.91	4.04	2.67	4.61	-	-
9	-	2.47	3.89	2.91	2.65	1.63	-	-	-	-	2.98	-	1.90	-
μ	1.39	2.60	3.56	3.00	2.50	2.14	3.93	4.44	2.03	4.28	3.22	4.73	1.97	2.27
σ	0.27	0.34	0.23	0.19	0.23	0.40	-	-	0.12	0.23	0.37	0.12	0.06	-

Al analizar las graficas de residuales vs distancia hipocentral y azimut, se encontro que la primera tendencia observada en el temblor de 1982, no se cumple en las estaciones de IIC, IIP y III por disminuir sus residuales al aumentar la distancia dentro del continente. A diferencia de ACX, III, OXM, CRX y IIM que si siguen esta tendencia, (ver figs 10 y 11). Con respecto a las estaciones de la costa (PGO) y cercanas a esta (SXO, VHO), los residuales se mantienen en el rango de 1 a 3 segundos en distancias cercanas a 530 km, esto concuerda aproximadamente con los residuales observados para el temblor de 1982 en direccion casi paralelas a la costa y a distancias similares.

Hay que resaltar que el residual promedio de las estaciones del centro del país es menor en un segundo que las de 1982, aun cuando estas (1979) se encuentran más alejadas. Sugiriendo nuevamente variaciones laterales en la estructura de la corteza.

Para corregir en gran medida los residuales de este temblor, se requiere de un modelo "MENOS LENTO" que aquel del temblor de 1982, pues los residuales de este no tiene el problema tan crítico con las estaciones alejadas de la costa (como es el caso del temblor de 1982), ni con las estaciones de la costa (ACX) como el temblor de 1980.

2.2.5 El Temblor de Oaxaca 1978

Las réplicas de este temblor se analizaron siguiendo el mismo procedimiento del temblor de 1980, pues también se tienen diferentes localizaciones para una misma réplica.

Se tomó como base las localizaciones de Quintanar et al., 1984, quien utilizó la técnica de evento maestro con la red mundial. De estas se seleccionaron ocho réplicas que presentaban registros claros, y que además se encontraban reportados en el Boletín Sismológico del CSN (V 62, #4) quienes utilizaron las estaciones de la red local y las regionales para dar sus hipocentros. Otras dos réplicas (6, 7 de la TABLA 8) de las ocho seleccionadas también se consignan en el estudio de Rodríguez (1980), quien utilizó solamente la red local para dar sus hipocentros. La comparación de estos resultados se pueden observar en la siguiente tabla.

TABLA 8
OAXACA, 1978

#	REPLICA	RESIDUALES					PRIMER ARRIBO (s)	PROF (Km)	MAG (MB)	LAT N	LON FUENTE W	
		IIT	III	IIP	IIM	IIC						
1	781130020115.50	8.15	8.10	13.1	13.9	13.2	33.00	4.20	15.52	96.71	BS	
2	781130020119.42	6.41	5.47	11.1	11.8	11.2	31.80	4.10	15.74	96.62	LQ	
3	781130074855.40	4.91	4.03	9.34	10.7	9.94	18.00	4.30	15.77	96.71	BS	
4	781130074845.58	1.30	1.55	5.91	7.43	6.45	35.20	4.40	14.76	96.36	LQ	
5	781130104235.30	8.48	7.51	11.8	12.9	11.8	19.00	4.20	15.78	97.22	BS	
6	781130104240.03	4.99	4.49	8.83	9.82	8.86	36.30	4.20	15.96	96.99	LQ	
7	781202032415.30	4.03	3.54	4.68	5.16	4.09	13.00	4.70	15.53	96.60	BS	
8	781202032418.23	3.41	2.80	4.05	4.50	3.45	33.40	4.70	15.59	96.71	LQ	
9	781202053601.70	3.96	3.76	4.46	5.07	4.08	9.00	4.90	15.49	96.73	BS	
10	781202053604.55	4.41	3.66	4.41	4.95	3.91	21.70	4.90	15.63	96.70	LQ	
11	781205234132.60	3.50	3.70	4.99	5.99	4.81	25.00	4.80	15.58	96.76	BS	
12	781205234136.19	2.69	1.86	4.44	4.98	3.92	30.50	4.80	15.84	96.67	LQ	
13	781205234132.96	2.69	3.00	4.73	5.44	4.25	11.71	4.70	15.63	96.83	MR	
14	781208105143.40	7.96	6.88	10.2	10.8	9.25	19.00	4.70	15.79	96.78	BS	
15	781208105146.02	5.29	3.88	7.38	7.94	6.47	36.90	4.70	15.76	96.67	LQ	
16	781208105143.33	6.27	5.51	8.53	9.20	7.65	12.54	4.20	15.70	96.80	MR	
17	781228085245.50	3.17	2.67	7.44	9.72	8.95	33.00	4.60	15.40	96.64	BS	
18	781228085249.86	4.10	2.69	8.17	10.3	9.66	32.50	4.60	15.81	96.68	LQ	

BS Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen. Boletín Sismológico (1978)

LQ Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen. Quintanar et al., 1984

MR Localización, profundidad, magnitud y tpo. de origen. Rodríguez (1980)

Los residuales para este temblor presentan gran variación para una misma

replica. Esto puede ser provocado por la primera causa descrita en el temblor de 1982, ya que las magnitudes para las replicas 1, 2, 3, 7 y 8 son menores que las restantes, esto puede ocasionar que sus residuales sean mayores. A esto se le puede incluir la incertidumbre del hipocentro en las localizaciones reportadas por Quintanar et al., 1984 y el Boletín. Sin embargo, de acuerdo a la observación de las replicas 6 y 7 las localizaciones del Boletín están más acorde con las de Rodríguez (1980), tanto en el tiempo de origen como en la localización epicentral. Por esta razón y sobre todo por los residuales más consistentes de las replicas mayores (4, 5, 6), se decidió usar las reportadas por el Boletín Sismológico del SSN.

Estos residuales se resumen en la TABLA 9, junto con las otras estaciones que tuvieron registros. La desviación estándar típica, fue de 0.3 segundos para la mayoría de las estaciones.

TABLA 9

II	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)									
	IIT	III	IIP	IIM	IIC	CSN	VHO	PBJ	OXM	COM
7	4.03	3.54	4.68	5.18	4.09	-	0.08	0.30	4.23	2.26
9	3.96	3.76	4.46	5.07	4.08	-	-	-	4.70	2.96
11	3.50	3.70	4.89	5.99	4.81	1.93	0.27	0.53	4.58	2.32
11	3.83	3.66	4.71	5.40	4.33	1.93	0.57	0.42	4.50	2.52
σ	0.24	0.09	0.22	0.41	0.34	-	0.30	0.12	0.20	0.31

Una vez más se puede apreciar en la fig 12 las tendencias mencionadas en el temblor de 1982, donde, partiendo de las estaciones VHO y PBJ se puede apreciar el aumento del residual a medida que las estaciones de SIGMEX y OXM se alejan de la línea de costa, resaltando como siempre la estación IIM por un ligero aumento en sus residuales. Si se comparan los residuales en las estaciones del sureste del país para los diferentes temblores -observa CSN y COM para este temblor-, se nota que estos solamente reflejan la variación del residual con la distancia.

La figura 13 muestra que ha distancias similares y variaciones azimutales entre los 310 y 340 grados no hay cambios significativos en los residuales asignadas a la pareja III e III', esto mismo se puede observar en la fig 7 para el temblor de 1982 en las mismas estaciones.

Al igual que al temblor de 1982, para mejorar estos residuales se necesita un modelo de capas planas mas "LENTO".

Finalmente, se obtuvieron 18 replicas para los cuatro temblores estudiados (ver TABLA 10 y fig 14).

TABLA 10

FECHA	T. ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERRH	ERZ	Q	ML MB
	h m s			(Km)		(s)	(s)	(s)		
820513	812	39.97	16- 9.56	98-26.39	20.16	4.89	0.16	2.8	2.6	D
820613	11 7	52.69	16-30.56	98-24.20	25.37	5.13	0.17	1.6	3.3	E
820613	14 3	10.94	16-29.69	98-24.04	24.93	4.72	0.12	1.1	1.8	B
820614	2242	26.75	16-21.32	98-18.19	25.65	5.22	0.18	0.8	1.1	C
820615	1724	16.88	16-27.65	98-28.14	30.07	5.33	0.15	1.4	1.2	B
801024	1625	48.20	17-55.30	98- 7.80	55.00	3.65				3.3
801026	837	46.10	17-53.40	98- 4.20	55.00	3.90				3.5
801026	1554	15.40	17-55.30	98- 9.00	51.00	4.49				4.3
801030	11 0	7.80	17-56.40	98- 6.60	49.00	3.83				3.5
801103	1322	12.30	17-56.40	98- 7.80	57.00	4.06				3.5
790314	22 5	3.94	17-23.75	101-23.75	15.91	3.71	0.03	1.5	2.3	C
790316	1352	4.90	17-16.41	101-15.98	21.79	3.67	0.11	1.3	1.2	C
790318	2012	30.68	17-25.28	101- 6.14	24.68	4.57	0.38	2.2	1.9	D
790320	027	51.66	17-20.17	101-26.55	30.00	4.38	0.21	1.8	2.1	C
790327	1732	46.80	17-27.51	101-29.60	12.94	4.11	0.17	1.1	5.4	C
781202	524	15.30	15-31.30	96-42.00	13.00					4.7
781202	536	1.70	15-29.40	96-43.80	9.00					4.9
781205	2341	32.60	15-34.80	96-45.60	25.00					4.8

Estas 18 replicas se analizaron en conjunto, comparando residuales obtenidos a distancias similares entre diferentes temblores, (ver fig 15). Los residuales obtenidos en direcciones paralelas y cercanas a la linea de costa, presentan valores menores que aquellos obtenidos para otras direcciones alejadas de la costa. Por ejemplo, a la distancia hipocentral de 164 ± 10 km tenemos PBJ y ACX comparado con IIP e IFM; para 346 ± 10 km tenemos a ZIH comparado con IIP y IIC; y para 520 ± 10 km tenemos a POQ comparado con OXM. Una anomalia que se puede observar en la figura es a la distancia hipocentral de 228 ± 10 km, donde ACX se compara contra III y CC4; existiendo entre ellas una diferencia en residual de casi 4 segundos. Otra mas que muestra la dependencia azimutal, es puede observar a las distancias hipocentrales de 348 ± 10 km, 380 ± 10 km y 500 ± 10 km para las estaciones del temblor de 1979 comparadas con las de 1982 y 1978, donde IIP y IIC se compara con CRX y IIM; IIT con IIC; y VHO con IIM respectivamente. Como se observa, sistemáticamente los residuales del temblor de 1979 son menores que los temblores de 1982 y 1978, (recordando que estos se registraron a distancias similares). Esta situacion indica que si se analizan los residuales obtenidos en direccion SW desde SISMEX hacia el temblor de 1979, vemos que estos son menores que aquellos en direccion SE hacia los temblores de 1982 y 1978, (ver fig 4).

Por ultimo, las dos anomalias anteriores: asi como la dependencia azimutal, pueden asociarse a dos causas fundamentales: 1. Capas inclinadas y 2. Variaciones de velocidad horizontal. (Nuttli y Bolt, 1969).

3. ANALISIS E INTERPRETACION DE DATOS

Con los residuales que se estimaron en el capitulo anterior, se cumple con el primer objetivo de este estudio. En la primera parte de este capitulo, vamos a utilizarlos para corregir los tiempos de viaje calculados, a cada una de las estaciones a las que se les estimo su residual; y asi, relocalizar el temblor principal y las replicas seleccionadas para cada uno de los temblores estudiados.

3.1 Localizacion Utilizando Residuales

Utilizando el programa HYP071 para la localizacion, se procesaron varias veces el temblor principal y las replicas seleccionadas para cada uno de los temblores estudiados. Con el proposito de hacer resaltar algunas características que se presentaron en el proceso de relocalizacion.

Para observar estas características, despues de cada corrida, se grafico el azimut y la distancia de cada localizacion, con respecto a uno de referencia. Siendo para los temblores principales, las localizaciones publicadas en el catalogo de Singh et al. 1984, Toledo y Nava (1983) y Nava (1984), mientras que para las replicas se tomo su localizacion seleccionada en el capitulo anterior. (figs 16-19).

Todos los temblores y sus replicas fueron procesados con una profundidad de prueba, que en este caso fue la profundidad del temblor o replica de referencia. Esto se hizo con el objeto de disminuir una variable.

3.1.1 Localizacion en la Region de Oaxaca

Esta region se proceso cuatro veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estacion mas cercana, que en este caso son VHQ o PBJ segun la localizacion del temblor o replica, (ver fig 16a).

En esta se observa que tanto el temblor principal como las replicas tuvieron un corrimiento de mas de 20 Km hacia el NE. Esto se debe primordialmente a las estaciones cercanas (VHQ, PBJ), que al no tener una cobertura azimutal de estaciones cercanas, desplaza la localizacion hacia estas dos unicas estaciones (ver fig 16a).

b) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estacion mas cercana, para

ahora sin VHO o PBJ, (ver fig 16b).

Mejora notablemente la localización cuando se quita la lectura de la estación VHO o PBJ; sin embargo, aun se tiene algo de dispersión.

c) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana, pero con las lecturas de VHO o PBJ, (ver fig 16c).

Nuevamente se observa un corrimiento mucho mayor que el primero hacia el NNE, esto se explica de la misma forma que el primero, con la diferencia que ahora es mayor por el aumento del residual. Esto muestra la influencia de la distribución de las estaciones, y la falta de estas a lo largo de la costa.

d) Con residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana y sin las lecturas de VHO o PBJ, (ver fig 16d).

Al igual que en el segundo caso, las localizaciones mejoraron, pero con la diferencia que ahora se corrigio el tiempo de viaje calculado con los residuales, como se puede ver en el temblor principal y en las replicas 3 y 1. La diferencia en promedio de la distancia epicentral es de 8 kilometros y no existe azimut preferencial.

3.1.2 Localización en la Region de Petatlan

Esta region se proceso tres veces:

a) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana, que en este caso son III o ACX, ver fig 17a.

Nuevamente se observa la influencia de la estación cercana. Por ejemplo, las réplicas 2 y 4 se apartaron de las demás, porque tienen lectura de la estación ACX, mientras que las otras tres tienen lecturas de la estación III (ver fig 17).

b) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación más cercana (ACX, III), fig 17b.

Mejora la localización para la 2, 4 y para el temblor principal, por la corrección del residual al tiempo de viaje calculado, mientras que para las otras tres réplicas mantienen su corrimiento y distancia.

c) Con residuales y con epicentro de prueba cercano al área de réplicas, fig 17c.

Con esta técnica se pudo controlar mejor la localización de las réplicas 1, 3 y 5, que no tienen la estación ACX de la costa, mientras que las otras se mantienen sin cambios apreciables. El epicentro de prueba se fijó en las cuatro direcciones geográficas, y a distancias de $1/2$ y un grado del centro del área de réplicas, sin observar variaciones importantes en los epicentros.

3.1.3 Localización en la Región de Umetepac

Esta región se procesó tres veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estación más cercana, en este caso es la estación ACX o VHO, (ver figs 18 y 18a).

En este caso, las dos estaciones mencionadas están provocando el corrimiento hacia el SSW, pero como ahora se tiene una mejor cobertura de estaciones, este corrimiento se puede mejorar usando RESO AZIMUTAL, que es otra de las alternativas

para la localización de un temblor.

b) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana y con peso azimutal. (ver fig 13b).

Mejoro un poco las localizaciones, sobre todo el primer temblor principal (PI).

c) Con residuales y epicentro de prueba a la estación mas cercana. (ver fig 13c).

Nuevamente se observa la mejora de las localizaciones si utilizar residuales, siendo notable la diferencia con respecto a la anterior. Se procaso tambien con peso azimutal, sin embargo no cambiaron las localizaciones.

3.1.4 Localización en la Region de Huajuapán de León.

Esta region se proceso dos veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana (III), (ver fig 19a).

Como se puede observar este temblor presenta menor dispersion en sus localizaciones, y no se distinguen ninguna dirección preferencial como las anteriores, esto se debe a la buena distribución de estaciones alrededor del area de réplicas. (ver fig 19).

b) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana (III), (ver fig 19b).

Esta figura muestra que es importante la distribución de estaciones, ya que contando con una buena distribución, los residuales parecen no influir (en el rango de confianza aquí mostrado); sin embargo, si observamos con detenimiento, el temblor principal no tiene cambio apreciable en los dos procesos, ver figs. 19a, 19b. Esto se debe al hecho de no utilizar la lectura de la onda de cuerpo S (una de las restricciones del estudio), ya que el tiempo de S menos P es fundamental en el ajuste del tiempo de origen de un temblor; entonces, el algoritmo simplemente corrige el tiempo de origen sin modificar sustancialmente las coordenadas del temblor.

3.2 Determinación de Modelos Corticales Utilizando Residuales

3.2.1 Procesado de Modelos

Se ha visto que existen diferentes métodos y técnicas que pueden ayudar a inferir la estructura de la corteza. Aquí se usará los residuales encontrados para poder ajustar un modelo o varios según lo permitan las observaciones.

El proceso comienza con el modelo estándar de SISMEX (fig. 5), ya que fue utilizado en todo el análisis anterior de los datos. Este se modificará tomando en cuenta por un lado, el análisis de las relaciones encontradas (residuales vs. distancia hipocentral y azimut), y por otro, el resumen de los diferentes modelos obtenidos en México. Estos criterios sugieren dos modelos por separado: Uno para el continente y otro para la costa, en atención a la diferencia notable en la profundidad del Moho. Para después, y por medio de un modelo de capas inclinadas, unir estos dos, en uno híbrido que satisfaga la región de estudio.

Este proceso se realizó utilizando el programa TVP.FTN, el cual encuentra el tiempo mínimo de viaje de un rayo directo o refractado (TF), el ángulo de salida (AF), el nuevo residual (PR) y el RMS (error cuadrático medio) de los residuales encontrados con el modelo estándar (RMSP) y con el modelo propuesto (RMSI). Además, da información sobre la capa donde se encuentra la fuente (JL), los ángulos aparentes de las dos últimas capas (TET1, TET2), así como, los espesores debajo de la fuente

(D(2), D(3)), y de la estación (D2, D3). Por último, especifica si calculo el tiempo de viaje de subida (M=7) o de bajada (M=6). Esta información se encuentra en un archivo que genera el programa con un nombre dado por el usuario. (ver Apéndice B).

En el Apéndice A, se desarrollan las ecuaciones del tiempo de viaje para un rayo directo y refractado en un modelo cortical de capas inclinadas.

Los promedios de los residuales calculados con un nuevo modelo, se grafican en las mismas figuras de residual vs distancia hipocentral (con la diferencia que ahora se tiene el promedio del residual para cada estación, con su respectiva barra de error), esto es con la finalidad de observar las curvas que mejor ajusten a la mayoría de los residuales del modelo estándar. El análisis de estos datos se discute a continuación:

3.2.1.1 Modelo para el continente

Para el continente, se tomo como base al temblor de Huajuapán de León de 1980, por cumplir con los siguientes requisitos: localización dentro del continente y fuente profunda (55 Km), en comparación con los de la costa. Esta característica es muy importante, ya que los rayos del primer arribo llegan a las estaciones como directos. Estos rayos sirvieron para fijar los espesores de las diferentes capas sobre la discontinuidad del Moho.

De la figura 7, se puede observar que existe una tendencia en aumentar la capa intermedia de los modelos continentales, además de asignarle una velocidad de 6.1 Km/seg en promedio. Hacia arriba de esta, se tiene una o dos capas delgadas que no excedan los 8 km, con una velocidad promedio de 4 Km/seg; mientras que hacia abajo también tenemos una o dos capas con velocidades entre 6.4 y 7.6 Km/seg, siendo sus espesores menores que la intermedia. Con respecto a la velocidad del semiespacio, existe una variación entre 8.0 y 8.3 Km/seg, tanto para los modelos de la costa como del continente.

En base a las características mencionadas, y recordando que se requería de un modelo mas lento, se simplifico el modelo estandar de la siguiente manera: se quito la capa de 7.6 Km/seg, se redujo la velocidad de 5, a 4 Km/seg y, la del semiespacio a 8.0 Km/seg; tambien se aumento la profundidad del Moho a 42 Km. Los espesores de la segunda y tercera capa se variaron de tal manera que minimicen los residuales; estos calculos se pueden observar en la figura 20 y en la TABLA 11, donde se identifican los diferentes espesores propuestos. De todas estas curvas, la que mejor se ajusta a las observaciones es aquella que representa el modelo continental con los espesores de 20 y 18 km, (curva 5).

TABLA 11

MODELOS CORTICALES CON CAPAS PLANAS

PRUEBAS CON EL TEMBLOR DE 1960

RMSF(80)=1.8225 RMSF(79)=3.0094

MODELO 1		MODELO 2		MODELO 3		MODELO 4		MODELO 5		MODELO 6	
E	Vp	E	Vp	E	Vp	E	Vp	E	Vp	E	Vp
5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0
34	6.1	30	6.1	28	6.1	28	6.1	20	6.1	18	6.1
4	6.9	8	6.9	10	6.9	10	6.9	18	6.9	20	6.9
-	8.0	-	8.0	-	8.0	-	8.0	-	8.0	-	8.0

RMSI=1.2750

RMSI=1.2293

RMSI=1.2099

RMSI=1.1831

RMSI(80)=1.1652

RMSI=1.1673

RMSI(79)=0.7768

PRUEBAS CON EL TEMBLOR DE 1962

RMSF(82)=4.0536 RMSF(78)=3.8283

MODELO 7		MODELO 8		MODELO 9	
E	Vp	E	Vp	E	Vp
5	4.0	5	4.0	5	4.0
20	6.1	22	6.1	24	6.1
18	6.9	18	6.9	18	6.9
-	8.0	-	8.0	-	8.0

RMSI=2.1891

RMSI=2.0690

RMSI(82)=2.0188

RMSI=2.0924

RMSI(78)=1.3412

PRUEBAS CON LOS TEMBLORES DE 1982 Y 1979

MODELO 10		MODELO 11	
E	Vp	E	Vp
5	4.0	5	4.0
20	6.1	20	6.1
10	6.9	11	6.9
7	8.0	7	8.0

Donde:

- E = espesor de las capas en kilometros
- Vp = velocidad de la onda P en km/seg
- RMSI = RMS del residual obtenido con el modelo propuesto para todas las estaciones
- RMSPI = RMS del residual obtenido con el modelo estandar para todas las estaciones

Para observaciones cuando se tiene un temblor en la costa, como el de 1982, este modelo resulta ser lento, como se observa en la figura 21. Por tal razon se tiene que modificar, bajando la profundidad del Moho; ya que variaciones de los espesores no dio resultado. Para encontrar la profundidad optima del Moho, se ensancho el espesor de la segunda capa cada dos kilometros, hasta llegar a los 50 (ver TABLA II Y fig 21), obteniendose un resultado satisfactorio con el modelo representado por la curva 2 (ver su RMSI).

Utilizando el primer modelo obtenido (curva 5, fig 20), se analizaron los residuales correspondientes al temblor de 1979. La figura 22 muestra que mediante el modelo anterior tambien se puede minimizar estos residuales. Igualmente, utilizando el segundo modelo (curva 8, fig 21), las observaciones del temblor de 1978 se satisfacen.

El hecho de que modelos diferentes, resulten del analisis de temblores con diferente localizacion, es una evidencia mas de que hay variaciones laterales en la estructura de la velocidad.

3.2.1.2 Modelo para la costa

Para encontrar el modelo para esta parte del continente, se utilizaron los temblores de 1979 y 1982, por tener registros de algunas estaciones en la costa, como son: ACX, ZIH, POC y SXO. (ver fig 4).

siguiendo el procedimiento anterior, se calcularon los tiempos de viaje para el temblor de 1982, a un modelo que tiene las mismas velocidades que el del continente (modelo 5, TABLA 11), pero con una profundidad del Moho a 35 Km (modelo 10; TABLA 11), ya que los residuales de las estaciones en la línea de costa (ACX, ZIH), requieren de un modelo mas rapido. Sin embargo, es necesario bajar a 36 Km la profundidad del Moho, para encontrar un promedio entre los residuales de las dos estaciones, (ver fig 21, curva 10 y 11).

Este modelo (Moho 36 Km) tambien mejora los residuales de las estaciones ACX, POC y SXO en el temblor de 1979 (ver fig 22, modelo costa).

3.2.2 Modelo Final

La diferencia de profundidades del Moho en la costa y en el continente, así como, las discrepancias entre los modelos encontrados para 1979 en comparación con aquellos de 1975 y 1982, sugieren la necesidad de unificar todos ellos mediante modelos híbridos de capas inclinadas.

El programa TVP.FTN utiliza el modelo de la costa en una línea paralela a ella, los echados de las dos últimas capas y el azimut γ (ver fig 4). A continuación calcula para cada epicentro o estación los espesores correspondientes. El azimut utilizado es de 21.5 grados, ya que este corresponde a la dirección promedio perpendicular a la línea de costa.

Para cada echado que se pruebe, se compara si los espesores bajo la estación IIM, son los mismos que aquellos de los modelos encontrados para el continente. Los echados encontrados para las dos ultimas capas, en las regiones de Petatlan y Huajuapán de León, son 0.0 y 1.6; y para las regiones de Oaxaca y Ometepac son 1.0 y 2.7, (ver TABLA 12). Los residuales obtenidos se muestran en las figs 22 a 25. El modelo hibrido resulta ser un promedio entre aquellos del continente y de la costa.

TABLA 12
MODELOS CORTICALES CON CAPAS INCLINADAS

MODELOS HIBRIDOS

OAXACA
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=1.0
TETP2=2.7

RMSI=1.5049
RMSF=3.8283

OMETEPEC
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=1.0
TETP2=2.7

RMSI=2.1567
RMSF=4.0536

HUAJUAPAN
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=0.0
TETP2=1.6

RMSI=1.0691
RMSF=1.8825

PETATLAN
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=0.0
TETP2=1.6

RMSI=1.0517
RMSF=3.0094

MODELOS FINALES

OAXACA
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=3.1
TETP2=6.2

RMSI=1.0562
RMSF=3.8283

OMETEPEC
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=3.2
TETP2=6.4

RMSI=1.7741
RMSF=4.0536

HUAJUAPAN
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=0.0
TETP2=2.6

RMSI=1.0986
RMSF=1.8825

PETATLAN
E Vp
5 4.0
20 6.1
11 6.9
" 8.0
TETP1=0.0
TETP2=4.7

RMSI=0.7739
RMSF=3.0094

Donde:

E = espesor de las capas en kilometros

V_p = velocidad de la onda P en km/seg

RMSI = RMS del residual obtenido con el modelo propuesto para todas las estaciones

RMSP = RMS del residual obtenido con el modelo estandar para todas las estaciones

TETP1 = echado de la segunda capa del modelo propuesto

TETP2 = echado de la tercera capa del modelo propuesto

Una manera de minimizar aun mas estos residuales, es incrementando los echados encontrados, hasta lograr un RMSI menor, sin considerar la profundidad que alcanza el Moho. Los echados encontrados para las regiones de Oaxaca, Petatlan, Huajuapán de León y Ometépec son respectivamente: 3.1, 6.2; 0.0, 4.7; 0.0, 2.6 y 3.6, 6.4 (ver modelos finales en las figs 22 a 25 y TABLA 12). Estos modelos representan el mejor ajuste a las observaciones (ver RMSI).

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

4.1 Localizaciones

En el capítulo anterior se analizo el uso de los residuales para la localizacion de temblores, resultando optimo para las cuatro regiones estudiadas; sin embargo, la distribucion y densidad de estaciones sismologicas bajo el paralelo 21 de Mexico, es el factor principal a tomar en cuenta para localizar un temblor con esta tecnica, ya que, si no se cuenta con registros de estaciones cercanas a la costa, la localizacion puede tener corrimientos preferenciales, hacia las estaciones continentales cercanas a estas cuatro regiones. Una manera de resolver este problema en la region de Oaxaca, fue excluyendo temporalmente la estacion cercana (VHO o PBU), mientras que para la region de Petatlan se fijo un epicentro de prueba cercano al area de replicas. Se

debe resaltar que no se tomo en cuenta la profundidad de los temblores en todo este analisis.

4.2 Modelos Corticales

En base a las inferencias tectonicas y a los modelos de velocidad de la corteza superior consignados para Mexico, se determinaron las velocidades que se asignan a los modelos continentales y a la costa. Los espesores de ellos se ajustaron de tal manera que minimizaran los residuales observados, para despues, unir estos, en dos modelos hibridos con echados, en las dos ultimas capas, de 0.0, 1.8 y 1.0, 2.7 para las regiones de Petatlan, Huajuapán de Leon y Oaxaca, Ometepec respectivamente.

Incrementando los echados se logro minimizar aun mas los residuales, sacrificando la profundidad del Moho. Los echados optimos (RMSI minimo) fueron: 0.0, 2.0; 0.0, 4.7; 3.1, 6.2 y 3.2, 6.4 para las regiones de Huajuapán de Leon, Petatlan, Oaxaca y Ometepec respectivamente.

Hay que resaltar que fueron los espesores y los echados los que se variaron. En estudios posteriores se pretende variar horizontalmente la velocidad, con lo que se lograria controlar mejor la profundidad del Moho.

Con respecto a la unicidad de estos modelos, se puede comentar lo siguiente: Hay una gran variedad de combinaciones entre las velocidades, espesores y echados que se ajustan a las observaciones de los residuales; sin embargo, estos se restringen a medida que se obtengan mayor informacion geologica y geofisica del area en estudio.

- Fig. 1. Balimetrica, tectonica del fondo Oceanico y distribucion de volcanes activos (representados con triangulos oscuros).
- Fig. 2. Esbozo esquematico de la segmentacion de la placa de Cocos en la subduccion bajo la placa Americana.
- Fig. 3. Actividad sismica entre 1981-1987, con datos obtenidos del Boletin Informacion Sismica Preliminar del Instituto de Ingenieria.
- Fig. 4. Distribucion de estaciones sismologicas que operan en Mexico y su relacion con los temblores estudiados. El azimut α es el de una linea perpendicular a la costa.
- Fig. 5. Modelos propuestos para la estructura de velocidades de propagacion de ondas P, en diferentes regiones del pais.
- Fig. 6. Relacion entre los residuales obtenidos y la distancia hipocentral en la region de Ometepe.
- Fig. 7. Relacion entre los residuales obtenidos y el azimut en la region de Ometepe.
- Fig. 8. Lo mismo que la fig 6 pero para la region de Huajuapam de Leon.
- Fig. 9. Lo mismo que la fig 7 pero para la region de Huajuapam de Leon.
- Fig. 10. Lo mismo que la fig 6 pero para la region de Petatlan.

- Fig. 11. Lo mismo que la fig 7 pero para la region de Petatlan.
- Fig. 12. Lo mismo que la fig 6 pero para la region de Oaxaca.
- Fig. 13. Lo mismo que la fig 7 pero para la region de Oaxaca.
- Fig. 14. Sismogramas tipicos de las replicas utilizadas; registradas en diferentes estaciones de la red de SISMEX. La claridad de los primeros arribos fue uno de los criterios de seleccion.
- Fig. 15. Comparacion de residuales obtenidos en distancias iguales. Las distancias hipocentrales asignadas se encuentran con la tolerancia de 10 km, (ver texto).
- Fig. 16. Relacion espacial entre los epicentros de los temblores analizados y las estaciones utilizadas para las relocalizaciones.
- Figs. 16a-16d. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Oaxaca.
- Fig. 17. Lo mismo que la fig 16.
- Figs. 17a-17c. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Petatlan.
- Fig. 18. Lo mismo que la fig 16.
- Figs. 18a-18c. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Ometepec.

Fig. 19. Lo mismo que la fig 16.

Figs. 19a-19c. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Huajuapán de León.

Fig. 20. Reduccion de los residuales en la region de Huajuapán de León, probando diferentes espesores para la segunda y tercera capa (sin cambiar la suma de estos), con las velocidades propuesta (ver texto). Las curvas de la 1 a la 6 representan cada una de las pruebas, sobresaliendo la 5 con espesores de 20 y 18 Km (modelo 5, TABLA 11).

Fig. 21. Reduccion de los residuales en la region de Ometepe, probando diferentes profundidades en el modelo 5 (ver TABLA 11), variando el espesor de la segunda capa y conservando los espesores de la primera y tercera (curvas 5, 7, 8 y 9; TABLA 11). La curva 8 representa aquel con espesor de 24 Km. Asi mismo, mediante las curvas 10 y 11, se representan los modelos que se ajustan mejor a las observaciones de la costa; sobresaliendo la 11, con espesores de 5, 20 y 11 Km en la primera, segunda y tercera capa, respectivamente (modelos 10 y 11, TABLA 11).

Fig. 22. Comparacion de los residuales, para diferentes modelos en la region de Patatlan. Los modelos de la costa y del continente, son aquellos representados con los numeros 5 y 11 en la TABLA 11; mientras que el modelo hibrido y el final, fueron obtenidos variando los echados de las dos ultimas capas del modelo de la costa (ver TETP1, TETP2; TABLA 12).

Fig. 23. Comparacion de los residuales, para diferentes modelos en la region de Oaxaca. Los modelos de la costa y del continente, son aquellos representados con los numeros 11 y 8 en la TABLA 11; mientras que el modelo hibrido y el final, fueron obtenidos variando los echados de las dos ultimas capas del modelo de la costa (ver TETP1, TETP2; TABLA 12).

Fig. 24. Lo mismo que la fig 23 pero para la region de Ometepe.

Fig. 25. Lo mismo que la fig 22 pero para la region de Huajuapán de León.

BIBLIOGRAFIA

- Boletín Sismológico
Publicado por el Instituto de Geofísica, a través del Servicio Sismológico Nacional (SSN).
V. 04, No 4, 1980.
V. 02, No 4, 1978.
- Boletín Sismológico Preliminar
Publicado por el Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y Sistemas (IIMAS), a través de la Red Sismológica Mexicana de Apertura Continental (RESMAC).
- Burbach, G.V., C. Frdlich, W.D. Pennington, y T. Matumoto (1984)
Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos Plate,
J. Geophys. Res., enviado.
- Castro, R. (1980)
Un modelo de la corteza terrestre para el Sur de Mexico mediante el uso de sismos profundos,
Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.
- Dean, B.W. y CH.H. Drake (1978)
Focal mechanism solutions and tectonics of The Middle America Arc,
J. Geol., V.35, pp. 111-120.
- Demant, A. (1979)
Geodinamica del vulcanismo del Eje Neovolcanico Transmexicano,
Resumen del Symposium sobre Evolucion Tectonica de Mexico, Mexicali B.C.N.
- Dobrin, M.B. (1976)
Introduction to Geophysical Prospecting,

McGraw-Hill, Inc., U.S.A.

-Eaton, J.P. (1969)

HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half-space; Open file report, U.S. Geological Survey, pp. 155.

-Fix, J.E. (1975)

The crust and upper mantle of central Mexico.
Geophys. J. R. Astr. Soc., V.43, pp. 453-499.

-Hales, A.L. (1971)

Crustal and upper mantle structure in the region of the Gulf of Mexico,
Bol. Soc. Mexicana, V.32, No 1.

-Hanus, V. y J. Vasek (1978)

Subduction of The Cocos Plate and deep active fracture zone of Mexico,
Geof. Intern., V.17, pp. 14-53.

-Havskov, J., S.K. Singh y D. Novelo (1982)

Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in Southern Mexico,
Geof. Intern., V.21, pp. 325-330.

-Havskov, J., S.K. Singh, E. Nava, T. Dominguez y M. Rodriguez (1983)

Playa Azul, Michoacan, Mexico, earthquake of 25 October, 1981 (Ms=7.3),
Bull. Seism. Soc. Am., V.73, No 2, pp. 449-457.

-Helsley, C.E., J.B. Nation y R.P. Meyer (1975)

Seismic refraction observations in southern Mexico,
EOS, V.56, No 6, pp. 452.

-Informacion Sismica Preliminar

Publicada por el Instituto de Ingenieria (I de I), a través del Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SIEMEX).

- Jacob, K.H. (1970)
Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth.
J. Geophys. Res., V.75, No 32, pp. 6675-6689.
- Jimenez, Z. (1981)
Informes Internos, Instituto de Ingenieria, U.N.A.M.
- Lee, W.H.K. y J.C. Lahr (1975)
HYPO71 (Revised): A program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes,
Open-file report 75-311, U.S. Geological Survey, pp. 114.
- Le Fevre, L.V. y K.C. McNally (1984)
Stress distribution and subduction of aseismic and ridges in the middle America subduction zone.
J. Geophys. Res., enviado.
- Meyer, R.P., J.S. Steinhart y G.P. Woollard (1957)
Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico,
Trans. Am. Geophys. Un., V.39, pp. 525.
- Minster, J.B. y T.H. Jordan (1978)
Present day plate motions,
J. Geophys. Res., V.83, pp. 5331-5354.
- Molnar, P. y L. Sykes (1969)
Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity,
Geol. Soc. Am. Bull., V.80, pp. 1639-1684.

- Mooney, W.M., R.P. Meyer, C.R. Helsley, C. Lomnitz y B.T.R. Lewis (1975)
Refracted Waves across a leading edge: Observations of Pacific shots in
Southern Mexico.
EOS, V.56, No.6, pp. 452.
- Mooser, F. (1972)
The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics,
Geof. Intern., V.13, pp. 55-68.
- Nava, E.A. (1984)
Estudio de los temblores de Ometepac del 7 de Junio de 1982 y sus
replicas,
Tesis Profesional, Facultad de Ingenieria, U.N.A.M.
- Novelo, D.A. (1980)
Sismicidad profunda en el sur de Mexico.
Tesis profesional, Facultad de Ingenieria, U.N.A.M.
- Nutli, D.W., B.A. Bolt (1969)
P wave residuals as a function of azimuth,
J. Geophys. Res., V.74, No.27, pp. 6594-6602.
- Ponce, L., K.C. McNally, J. Gonzalez, A. Del Castillo y E. Chael (1978)
The 29 November, 1978, Oaxaca Earthquake: Foreshock activity,
Geof. Intern., V. 17, pp. 267-280.
- Quintanar, L., L. Ponce y J. Yamamoto (1984)
Variaciones espacio temporales de la sismicidad en la region costera
de Oaxaca de 1950 a 1982 (mb > 4.3).
En preparacion.
- Reyes, A., J. Gonzales, L. Munguia, A. Nava, F. Vernon y J.N. Brune (1978)

- Locations of aftershocks of the Oaxaca earthquake using smoked paper recorders and digital event recorders.
Geof. Intern., V.17, pp. 341-349.
- Reyes, A., J.N. Brune y C. Lunnitz (1979)
Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973.
Bull. Seism. Soc. Am., V.69, No 6, pp. 1819-1840.
- Rodriguez, M., J. Lermo y E. Nava (1983)
Sismicidad en Mexico durante 1981 y 1982.
Memorias del VI Congreso Nacional de Ingenieria Sismica, pp. 39-48.
- Rodriguez, M. (1980)
Analisis preliminar de las replicas del terremoto de Oaxaca, ocurrido el 29 de Noviembre de 1978. Usando la coda,
Tesis de Maestria en Ciencias, CILESE, Ensenada Baja California, Mexico.
- Singh, S.K. (1974)
Informes internos, Instituto de Geofisica, U.N.A.M.
- Singh, S.K. y M. Rodriguez (1984)
A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981,
Bull. Seism. Soc. Am., V.74, pp. 267-279.
- Singh, S.K. y J. Lermo (1984)
Mislocation of mexican earthquakes as reported in international bulletins,
Geof. Intern., enviado.
- Shor, G.G. y R.L. Fisher (1961)
Middle America trench: Seismic-refraction studies,
Geol. Soc. Am. Bull., V.72, pp. 721-730.

- Thatcher, W. y J.N. Brune (1973)
Surface wave and crustal structure in the Gulf of California region,
Bull. Seism. Soc. Am., V.63, No 5.
- Toledo, V.R. y A. Nova (1983)
Ondas de placa y el sismo de Huajuapán de León de 1980,
Comunicaciones Técnicas IIMAS, U.N.A.M., Serie Naranja No 330, pp. 65.
- Valdes, C., R.F. Meyer, R. Zuniga, J. Havskov, y S.K. Singh (1982)
Analysis of the Petatlan aftershocks: numbers, energy release and
asperities,
J. Geophys. Res., V.87, No. 510, pp. 8519-8527.
- Zuniga, F.R. y C.M. Valdes (1980)
Análisis de las réplicas del temblor de Petatlan del 14 de Marzo de 1979,
Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

APENDICE A

Calculo del tiempo de viaje para un rayo refractado y directo en un modelo

cortical de capas inclinadas

El programa TVP.FTN desarrollada para este estudio, se inicio con los algoritmos propuestos por Eaton (1969), los cuales fueron modificados segun las necesidades del estudio. A continuacion, se muestran las ecuaciones para el tiempo de viaje de un rayo directo y refractado, con fuente en la tercera capa, para un modelo cortical de tres capas sobre un semiespacio, estando las dos ultimas inclinadas. (ver fig A1).

De la fig A1, se conocen los siguientes datos: DX , H , E_1 , E_2 , E_3 , V_1 , V_2 , V_3 , V_4 , θ_1 y θ_2 .

Las incognitas son: tiempo de viaje del rayo refractado (TVR) y tiempo de viaje del rayo directo (TVD)

Condiciones: $V_1 > V_2 > V_3 > V_4$

1. Desarrollando el TVR (línea continua en la fig A1)

a) Determinación de los ángulos de incidencia y refractados

Usando la Ley de Snell y el concepto de ángulo crítico, de la fig A1 se tiene:

$$\alpha_c = \sin^{-1}(V_3/V_4)$$

$$\alpha_s = \alpha_c - \theta_2$$

$$\alpha_{i_0} = \alpha_c + \theta_3 \quad \text{donde} \quad \theta_3 = \theta_1 + \theta_2$$

Ahora si $\text{Sen}(\alpha_{i_0})/V_3 = \text{Sen}(\alpha_{r_0})/V_2$ entonces:

$$\alpha_{r_0} = \sin^{-1}[V_2/V_3 \text{ Sen}(\alpha_{i_0})]$$

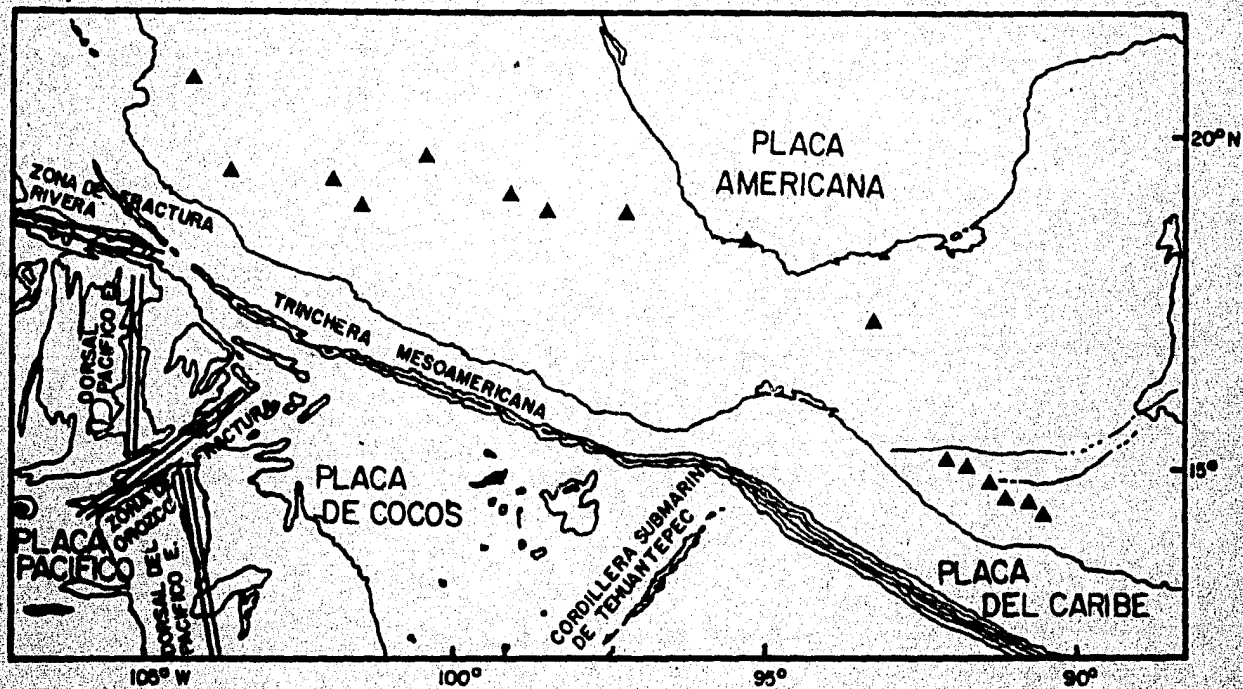
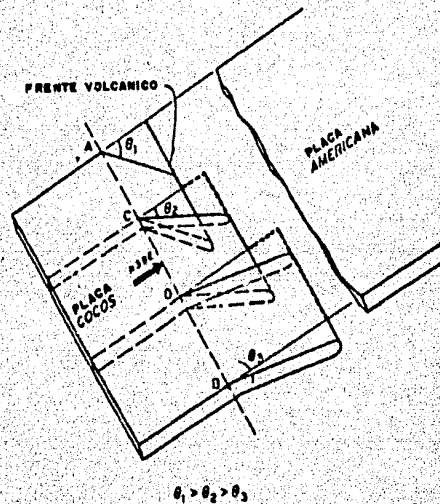


Fig 1



$$\theta_1 > \theta_2 > \theta_3$$

Fig 2

Fig 3

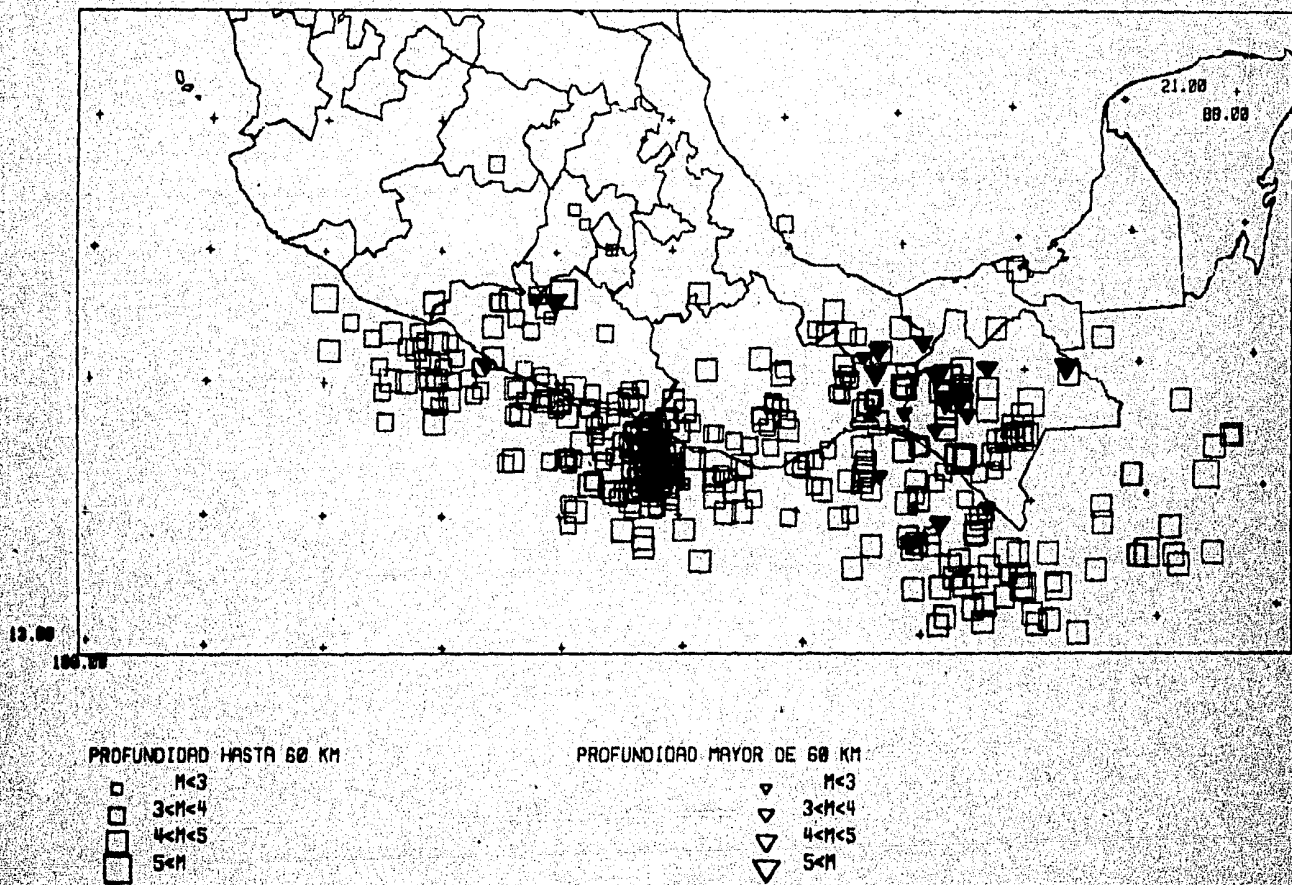
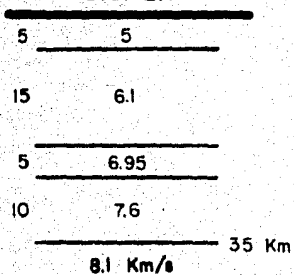
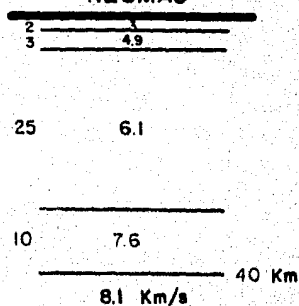


Fig 5

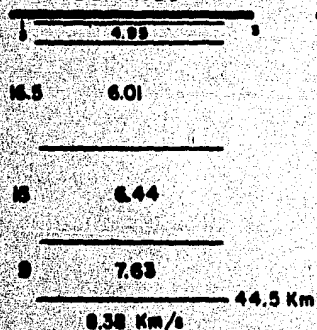
SISMEX



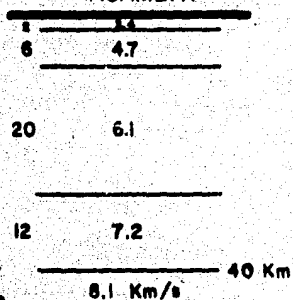
RESMAC



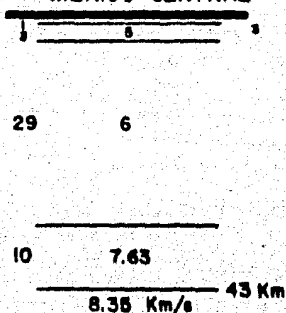
MEYER
DURANGO



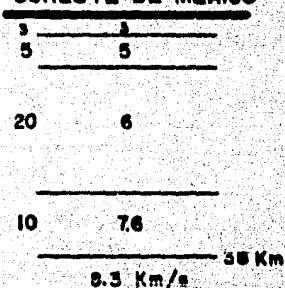
ASTIZ
ACAMBAY



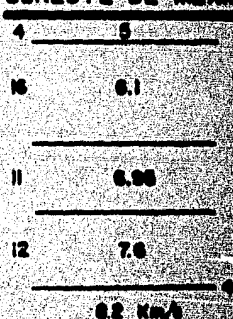
FIX
MEXICO CENTRAL



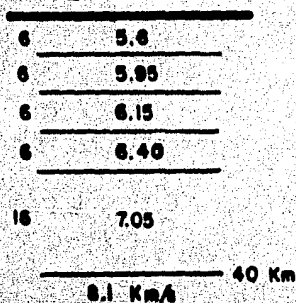
NOVELO
SURESTE DE MEXICO



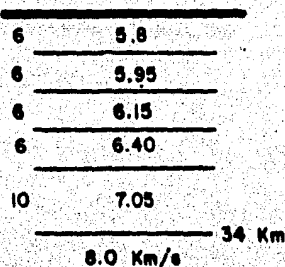
CASTRO
SURESTE DE MEXICO



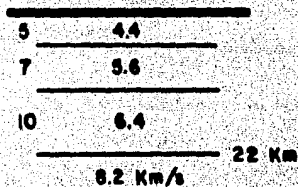
HAYSKOV
PLAYA AZUL

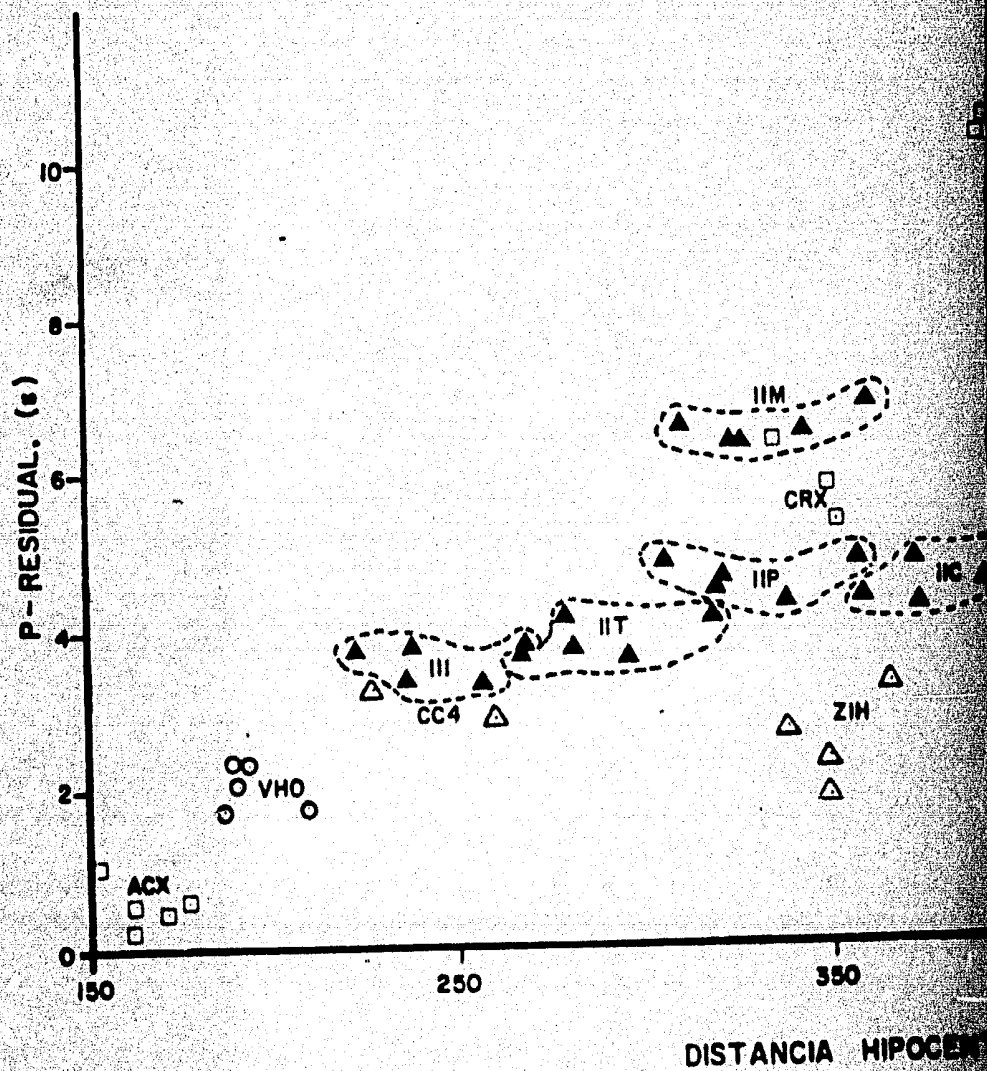


VALDES
PETATLAN



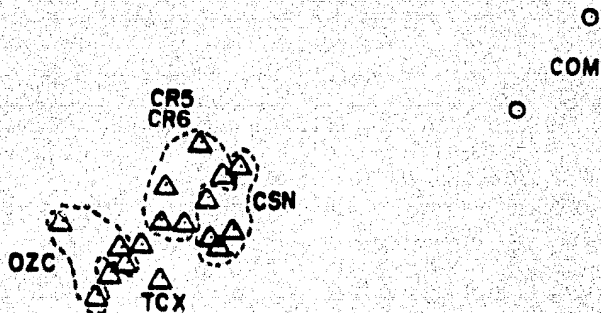
PONCE
OMETEPEC-OAXACA





PEC, 1982

- ▲ SISMEX
- △ I DE I.
- RESMAC
- SSN



450

550

650

(Km)

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

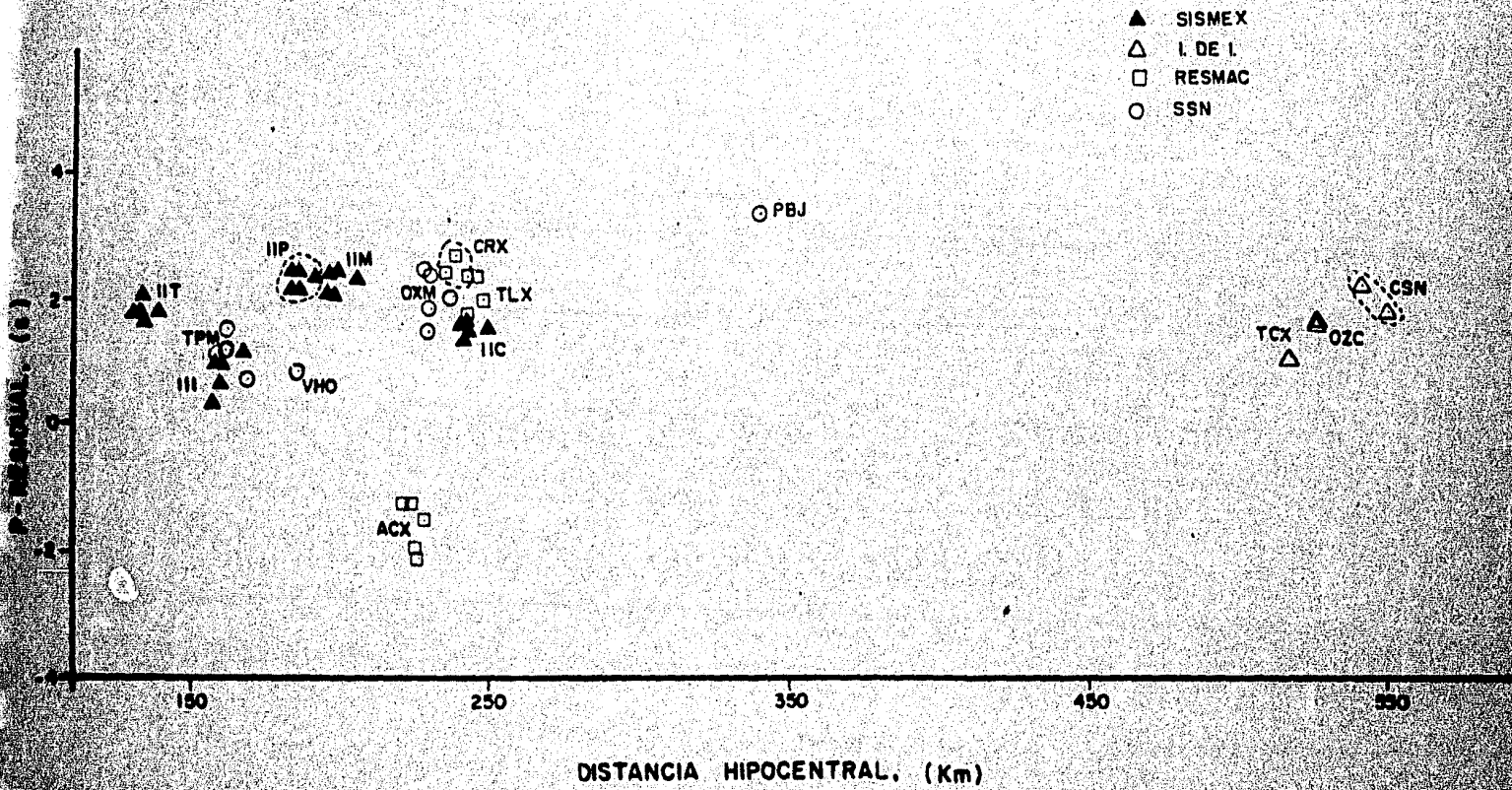


Fig 8

OMETEPEC, 1982

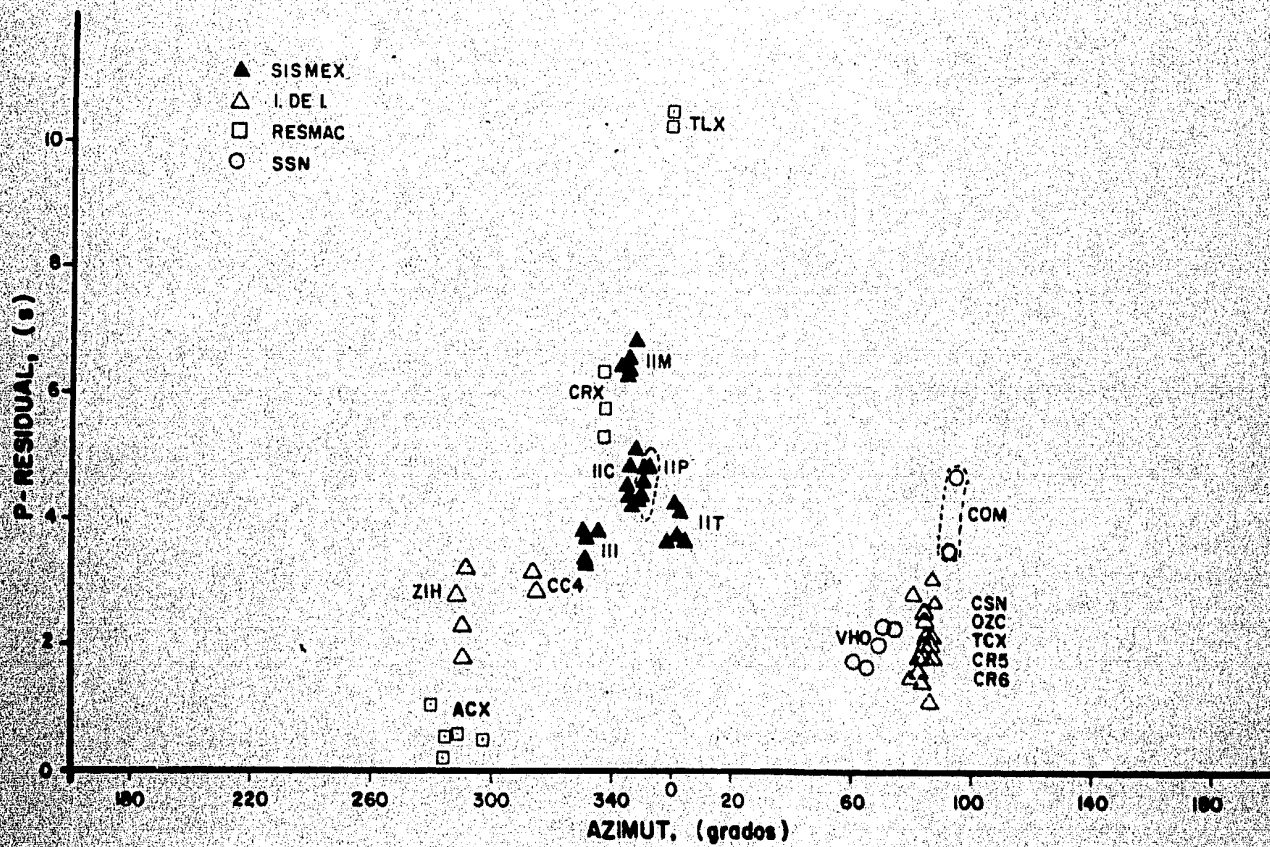


Fig 7

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

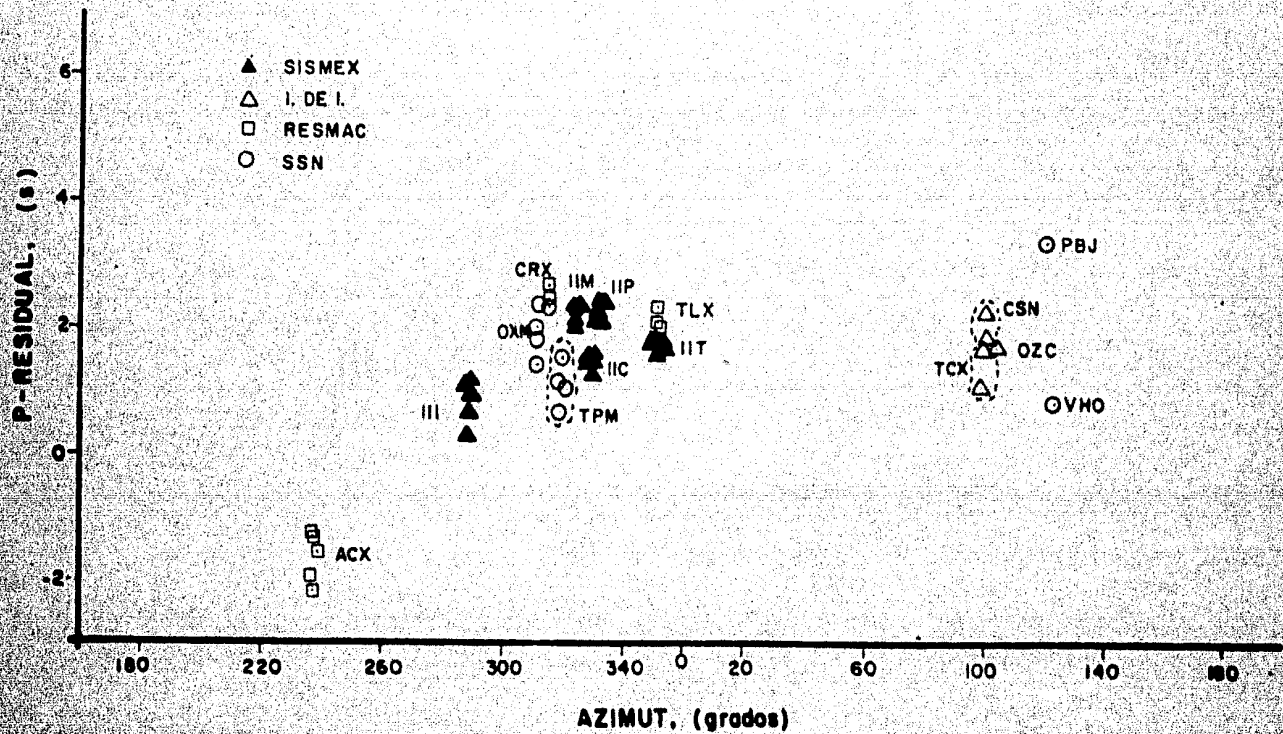


Fig 9

PETATLAN, 1979

- ▲ USMEH
- △ I DEL
- HEDMAC
- S9N

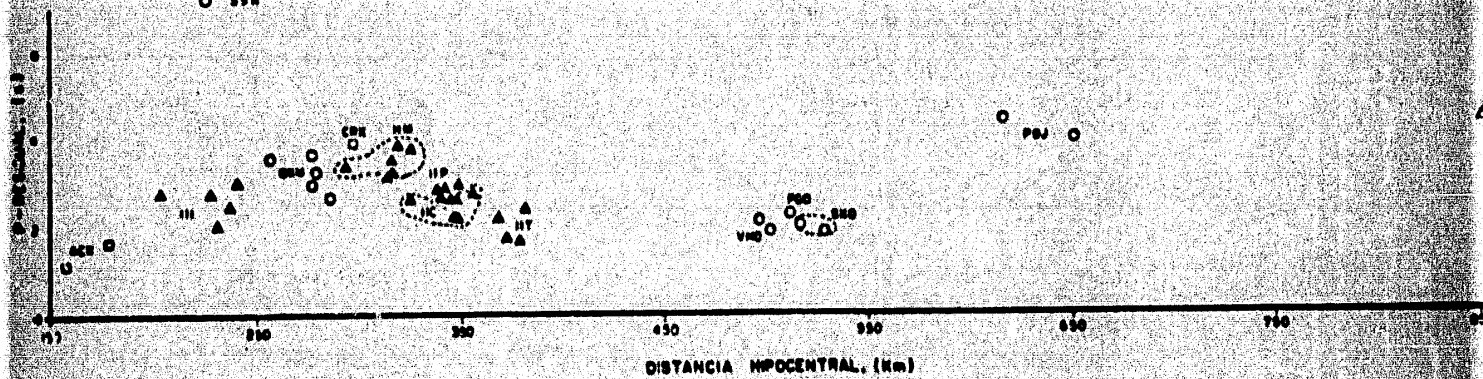


Fig 10

COO

△ 25M

○ 20M ○

800

850

750

810

PETATLAN, 1979

- ▲ SISMEX
- △ I DE I.
- RESMAC
- SSN

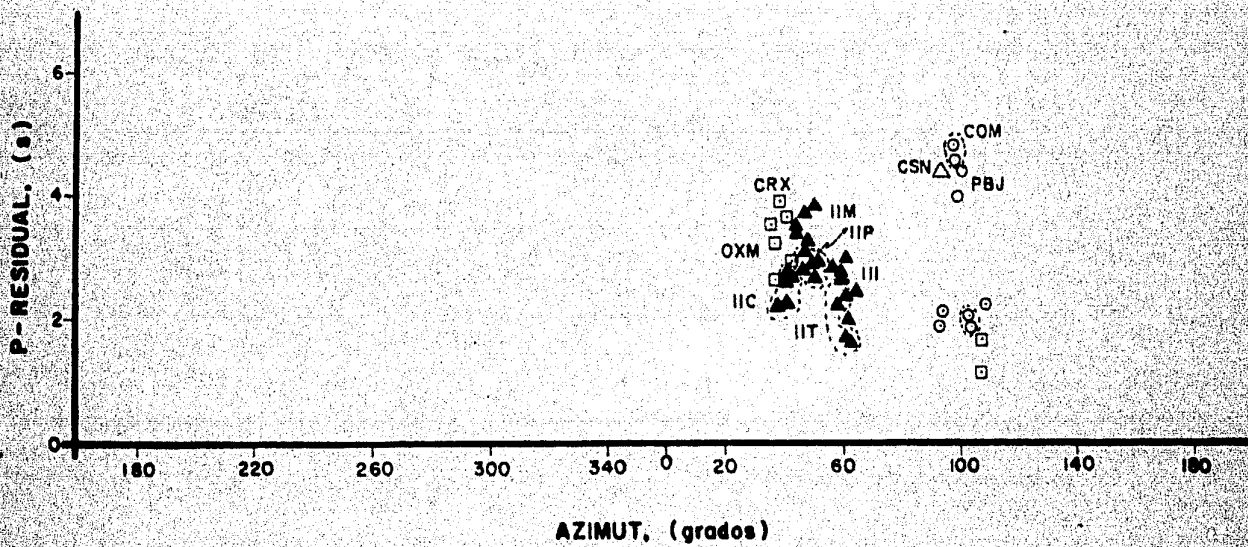


Fig II

OAXACA, 1978

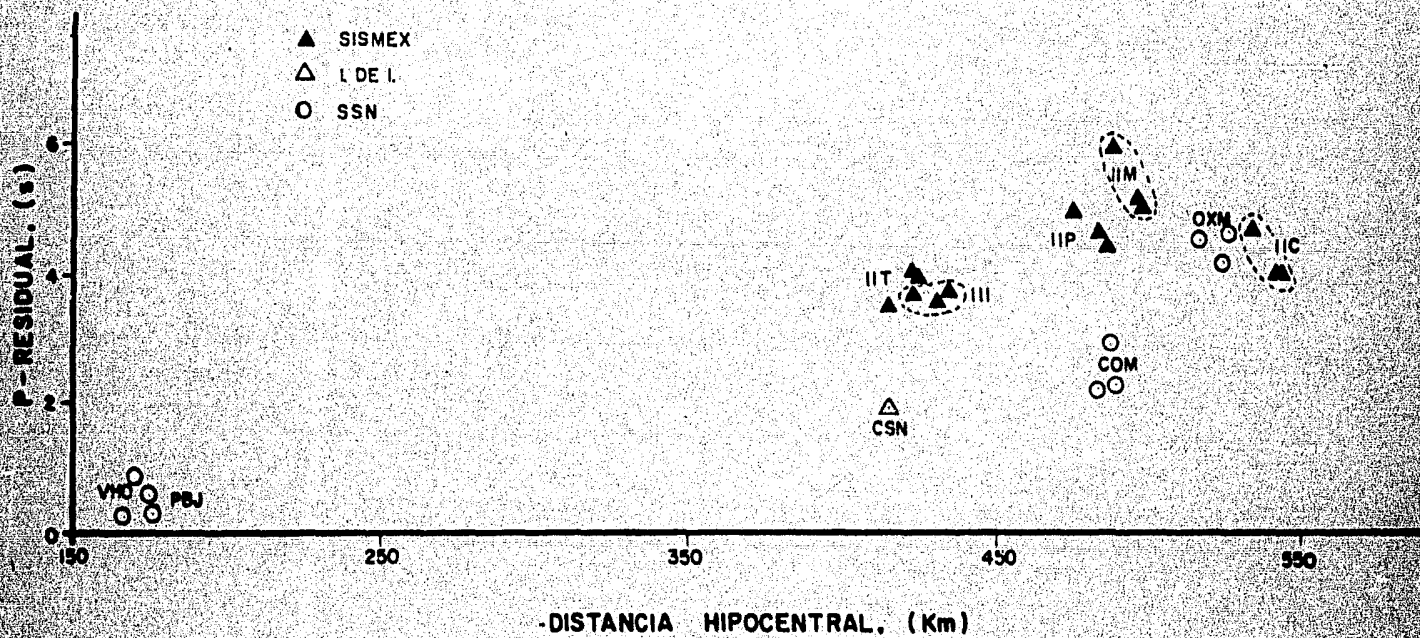


Fig 12

OAXACA, 1978

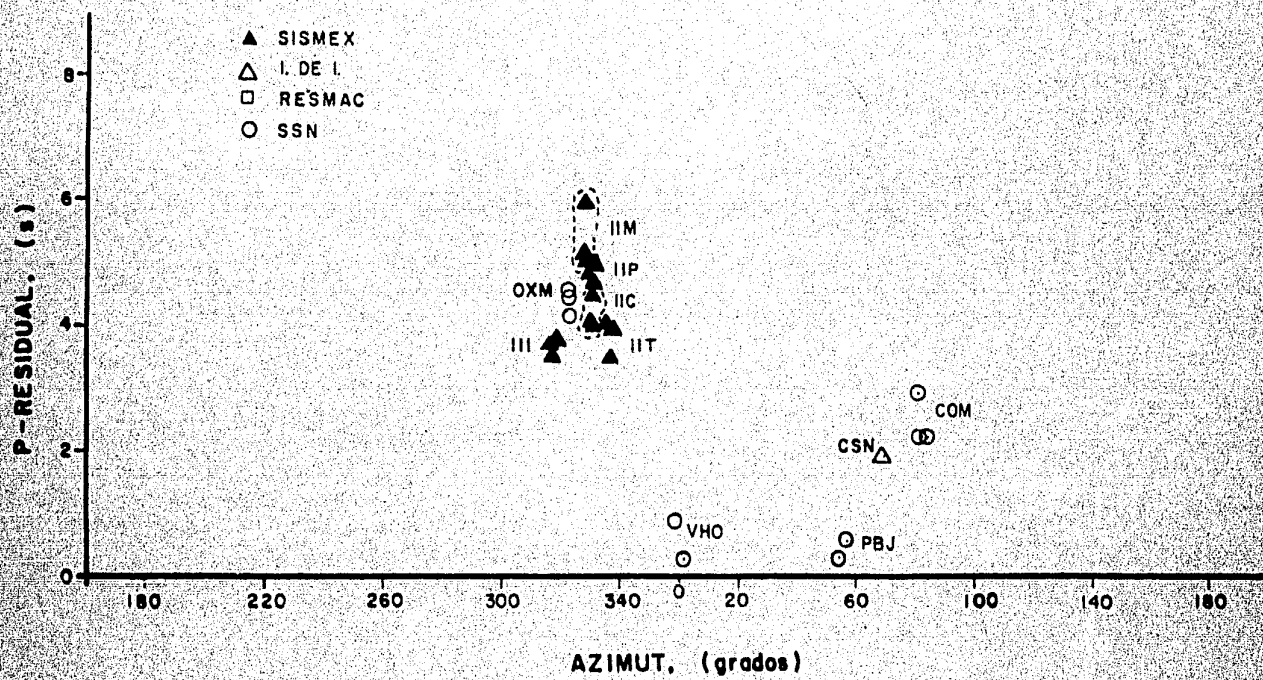


Fig 13

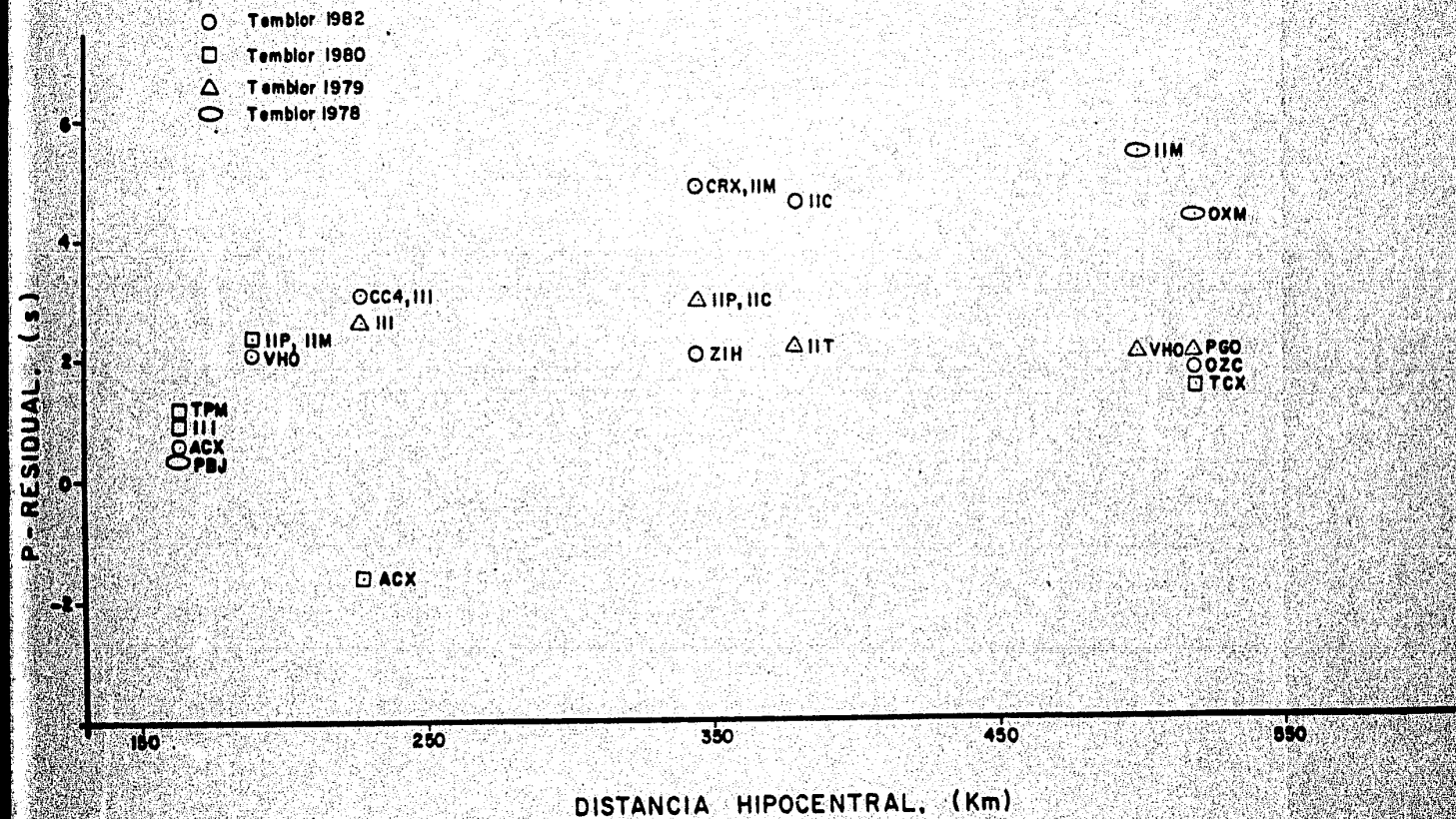


Fig 15

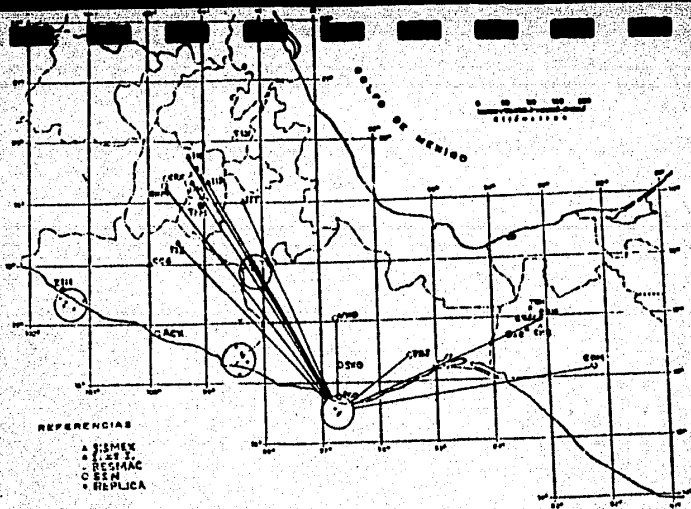
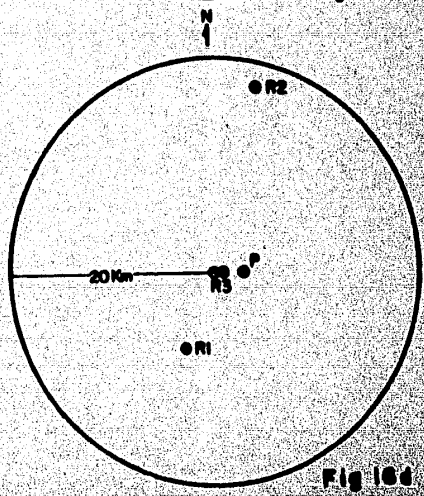
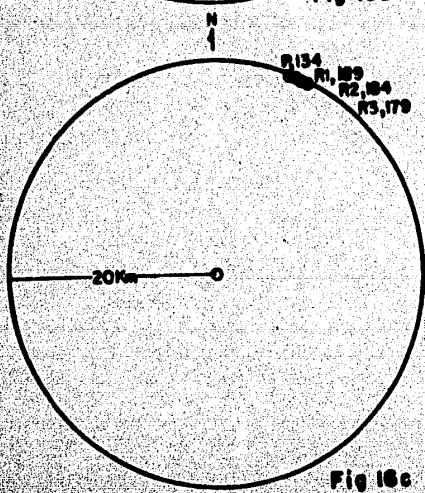
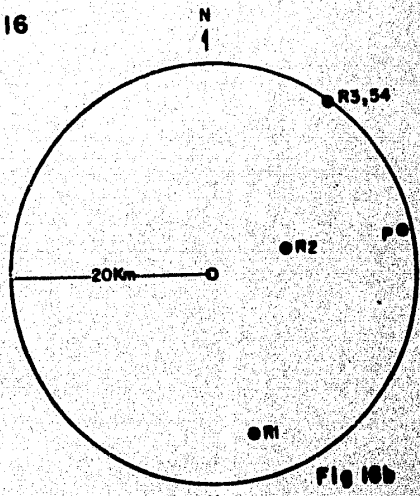
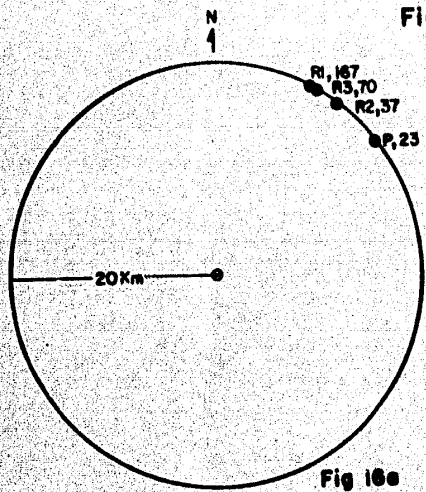


Fig 16



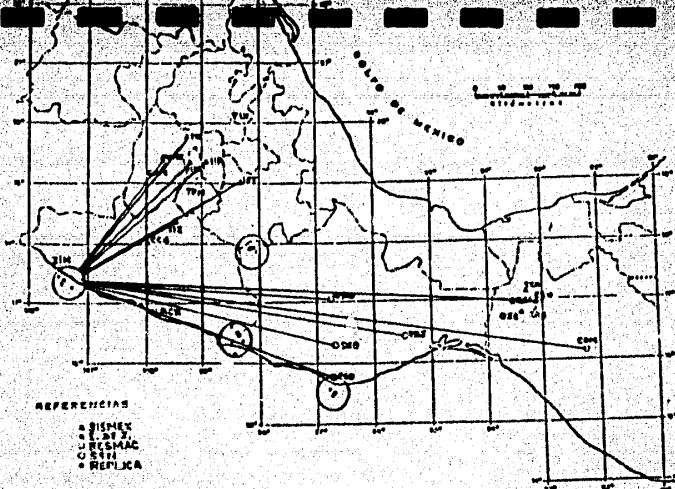


Fig 17

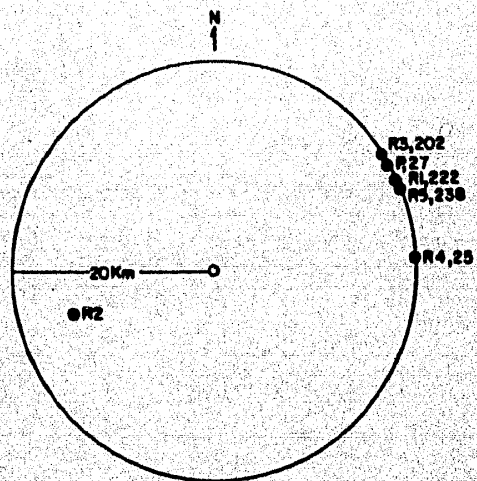


Fig 17a

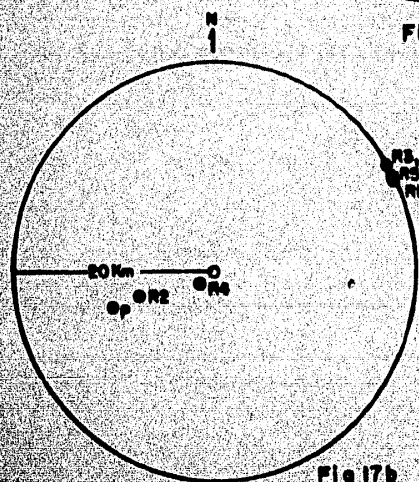


Fig 17b

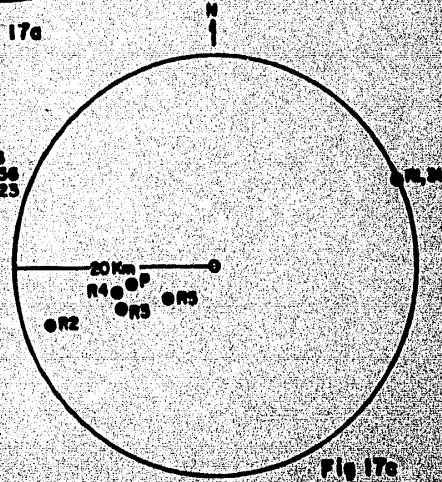
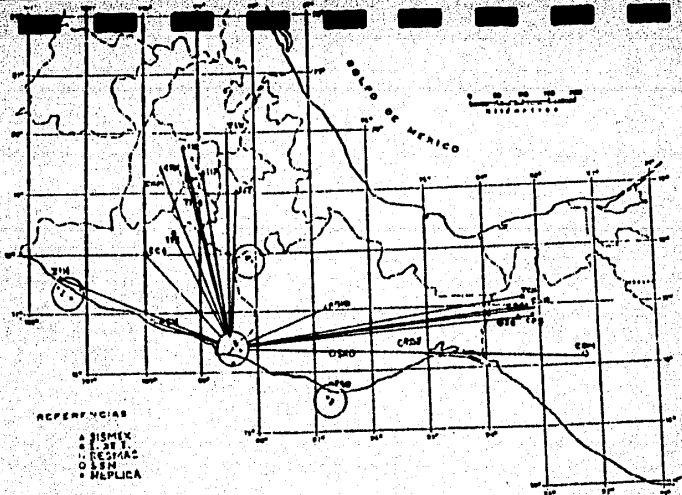


Fig 17c



- REFERENCIAS
- ▲ BISHKEK
 - L. DE T.
 - RESHMAZ
 - S.S.M.
 - ◆ M&PLICA

Fig 18

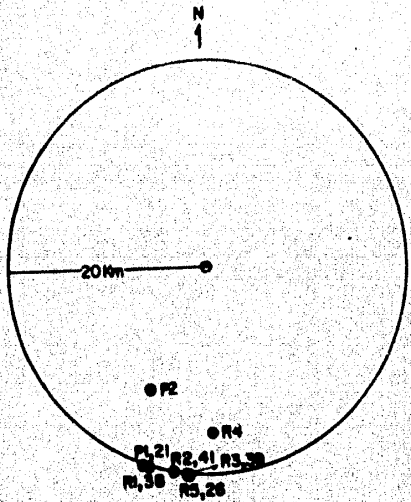


Fig 18a

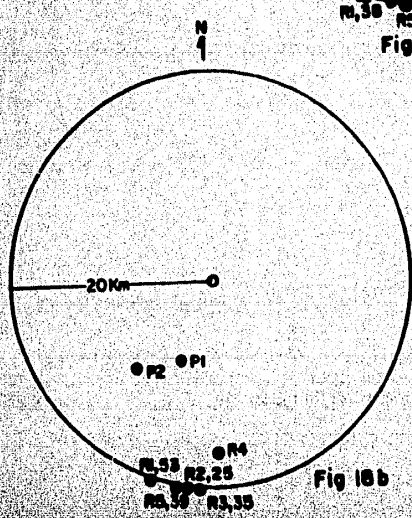


Fig 18b

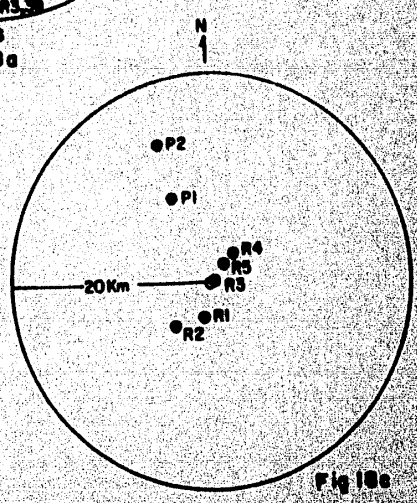


Fig 18c

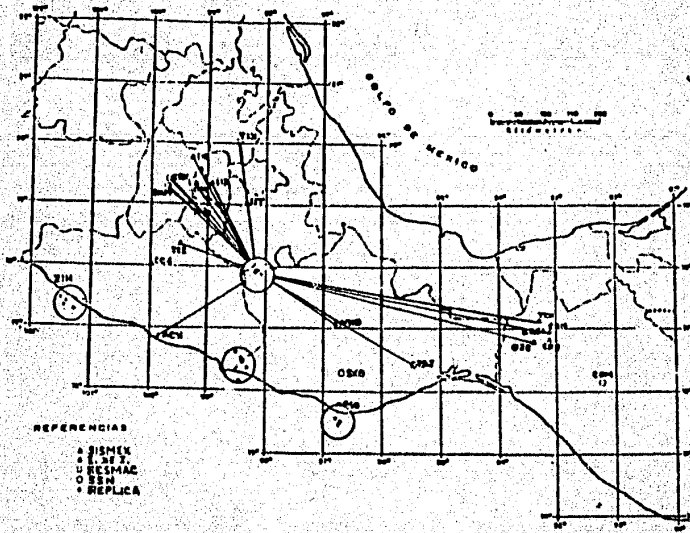


Fig 19

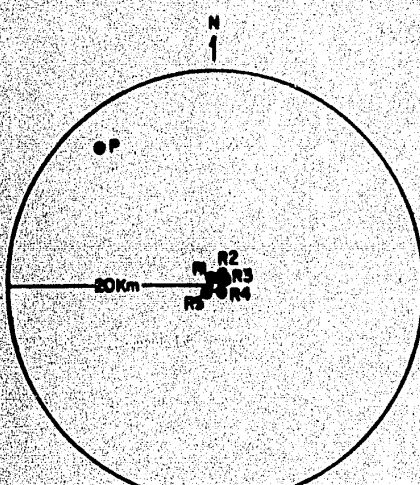


Fig 19b

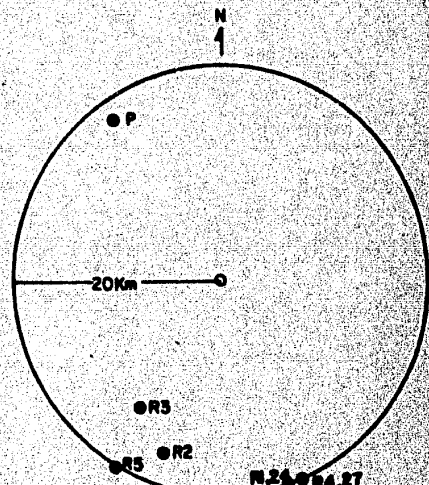
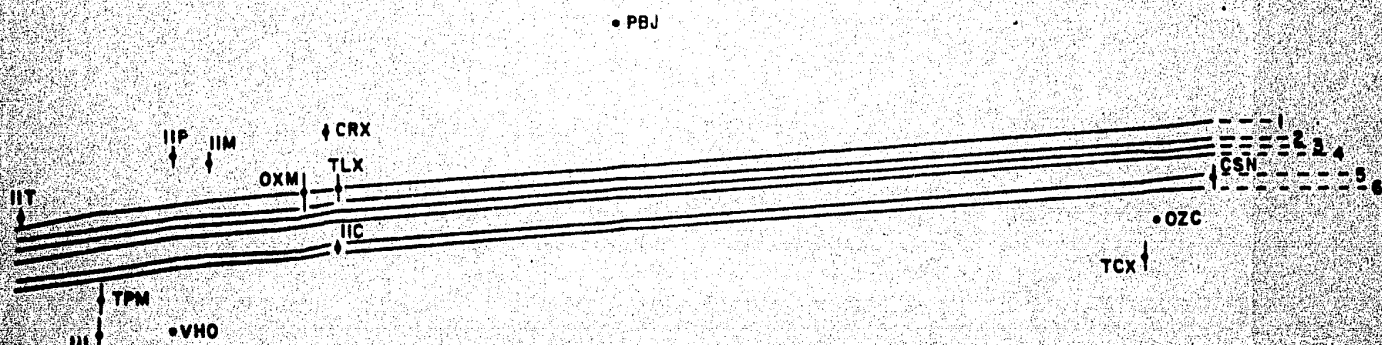


Fig 19a

HUAJUAPAN DE LEON, 1980



$$\bar{P}_{res} = 1/N \sum_{i=1}^N P\text{-RESIDUAL}$$

$$\bar{D}_{hip} = 1/N \sum_{i=1}^N \text{DISTANCIA HIPOCENTRAL}$$

N = numero de observaciones

Fig 20

170 220 270 320 370 420 470 520 570

Dhip. (Km)

OMETEPEC, 1982

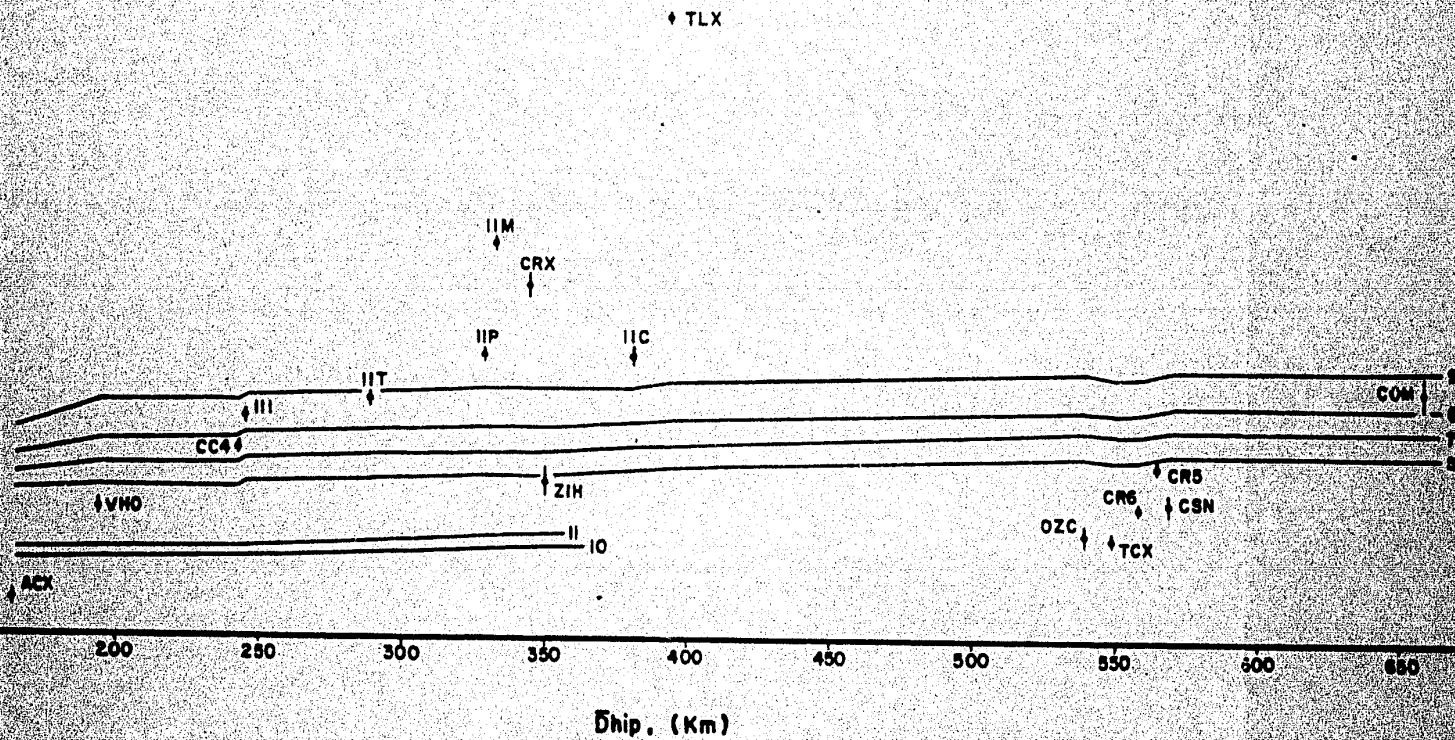
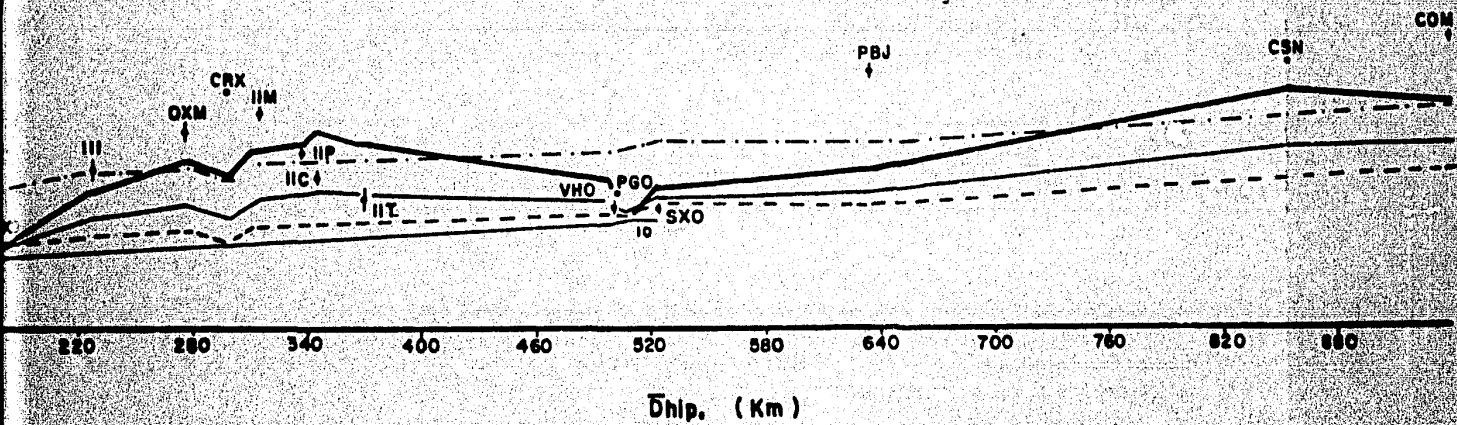


Fig 21

PETATLAN, 1979

M. COTINENTE -----
 M. COSTA - - - - -
 M. HIBRIDO =====
 M. FINAL =====



Distp. (Km)

Fig 22

OAXACA, 1978

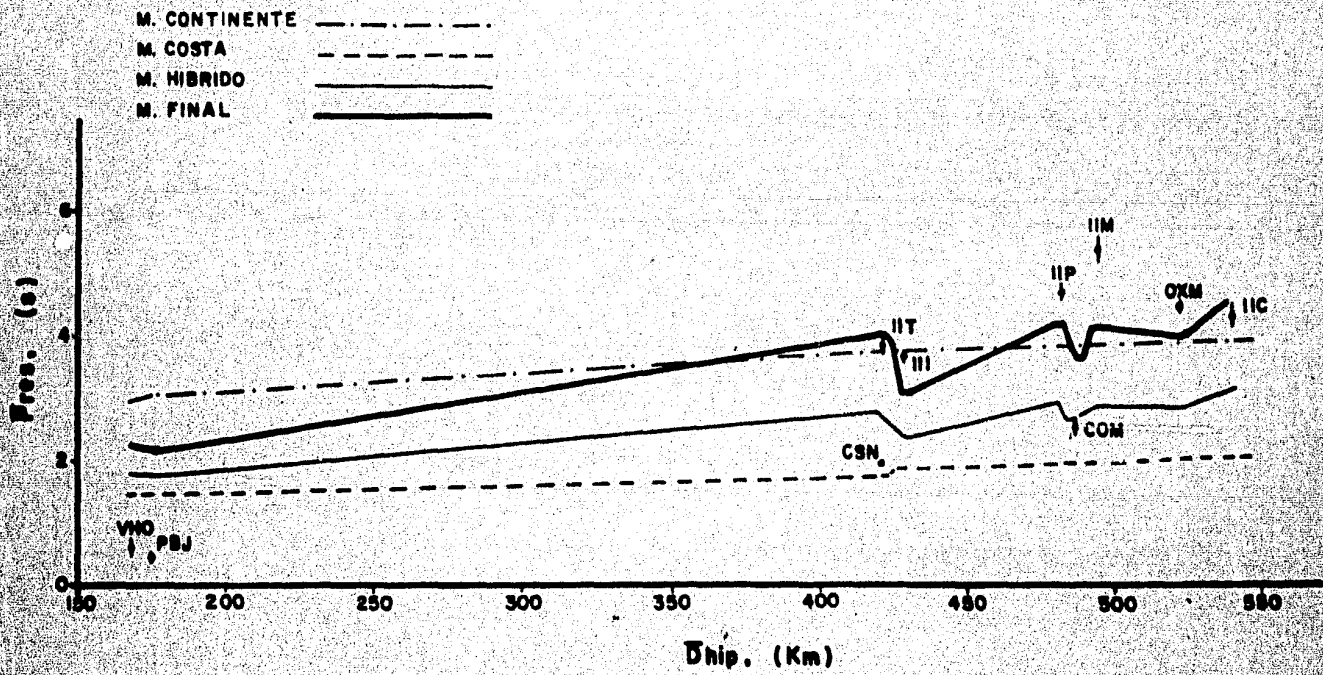


Fig 23

OMETEPEC, 1982

M. CONTINENTAL
 M. COSTA
 M. HIBRIDO
 M. FINAL

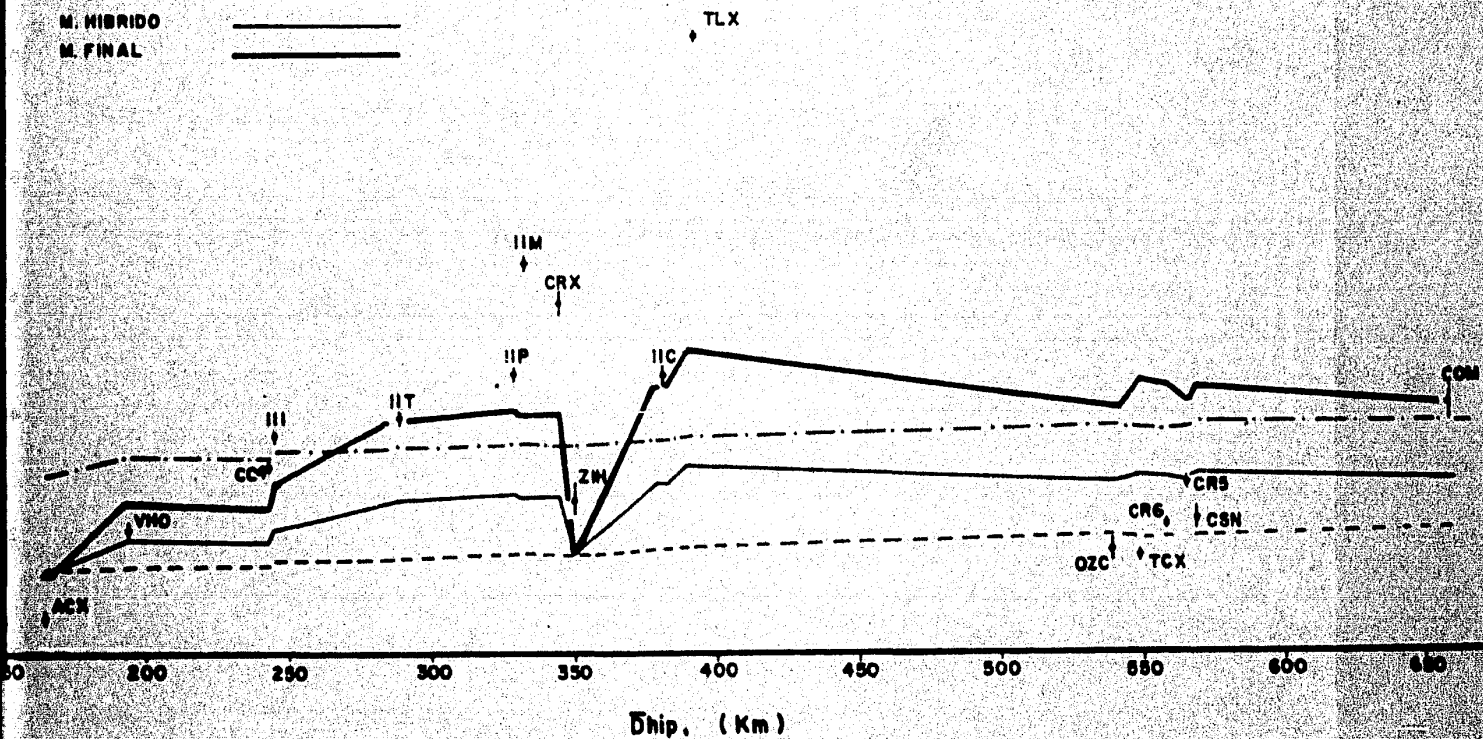


Fig 24

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

M. CONTINENTE - - - - -
 M. COSTA - - - - -
 M. HBRIDO - - - - -
 M. FINAL - - - - -

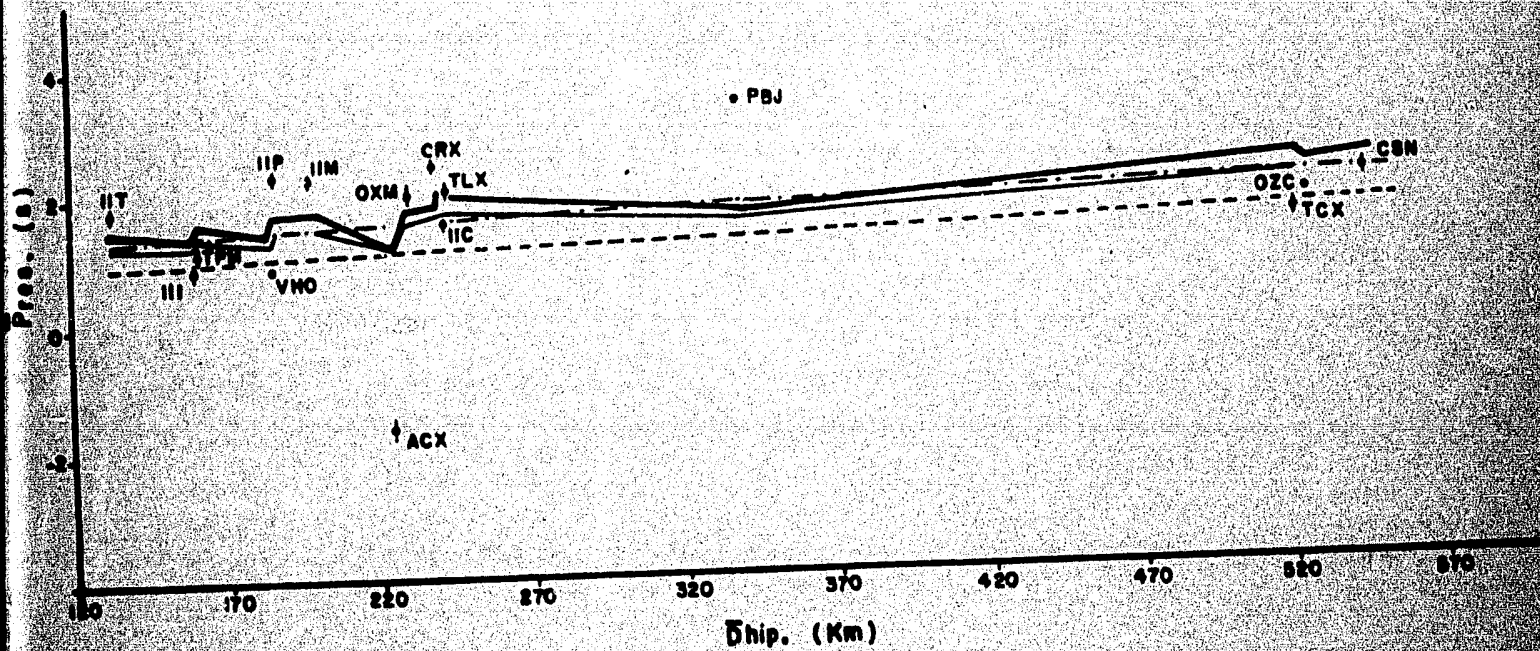


Fig 25

$$\alpha_i = \alpha_r + \theta_1$$

Igualmente si $\text{Sen}(\alpha_i)/V_2 = \text{Sen}(\alpha_r)/V_1$ entonces:

$$\alpha_r = \text{Sen}[(V_1/V_2) \text{Sen}(\alpha_i)]$$

b) Determinación de los espesores E4, E5, h1, h2, h3, h4 y h5

$$E4 = E2 + D \times \text{Tan}(\theta_1)$$

$$E5 = [E2 + E3 + D \times \text{Tan}(\theta_2)] - E4$$

$$h1 = [(E1 + E2 + E3) - h1 \text{Cos}(\theta_2)]$$

$$h2 = E5 \text{Cos}(\theta_2)$$

$$h3 = E4 \text{Cos}(\theta_1)$$

$$h4 = h3 - [E1 \text{Tan}(\alpha_r) \text{Sen}(\theta_1)]$$

$$h5 = h2 + C1 \text{Sen}(\theta_2)$$

donde $C1 = h4 \text{Tan}(\alpha_r) + E1 \text{Tan}(\alpha_r) \text{Cos}(\theta_1) + E4 \text{Sen}(\theta_1)$

c) Determinación de las distancias AB, BC, CD, DE y EF

$$AB = h1/\text{Cos}(\alpha_c)$$

$$CD = h5/\text{Cos}(\alpha_c)$$

$$DE = h4/\text{Cos}(\alpha_r)$$

$$EF = E1/\text{Cos}(\alpha_r)$$

$$BC = D/\text{Cos}(\theta_2) - C2$$

donde $C2 = h1 \text{Tan}(\alpha_c) - h1 \text{Tan}(\theta_2) + h5 \text{Tan}(\alpha_c) + C1 \text{Cos}(\theta_2) + E5 \text{Sen}(\theta_2)$

Finalmente el valor de TVR sera :

$$\begin{aligned} \text{TVR} &= t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} + t_{DE} + t_{EF} \quad \text{donde } t = \text{tiempo} \\ &= AB/V_3 + BC/V_4 + CD/V_3 + DE/V_2 + EF/V_1 \end{aligned}$$

2. Desarrollando el TVD (línea discontinua en la fig A1)

El método que se siguió para encontrar el valor del TVD es el de iteraciones. Se aumenta en cada iteración un ángulo pequeño ($\Delta\theta = 0.5$ grados) al de salida del rayo directo, hasta que la diferencia entre la distancia calculada DS y la distancia epicentral DX sea menor a 0.1

Para el cálculo de DS y TVD se procede de la siguiente manera:

a) Determinación de los ángulos de incidencia y refractados

$$\alpha_i = \Delta\theta + \theta_1$$

$$\alpha_{i_0} = \Delta\theta$$

$$\alpha_{r_0} = \text{Sen} [V_2/V_3 \text{ Sen}(\alpha_{i_0})]$$

$$\alpha_{i_1} = \alpha_{r_0} + \theta_1$$

$$\alpha_{r_1} = \text{Sen} [V_1/V_2 \text{ Sen}(\alpha_{i_1})]$$

b) Determinación de los parámetros h_6 , h_7 , h_8 , DS_0 , DS_1 , DS_2 , DS_3 y DS_4

$$h_6 = H - (E_1 + E_2)$$

$$h_7 = h_6 \text{ Cos}(\theta_1)$$

$$DS_0 = h_6 \text{ Sen}(\theta_1)$$

$$DS_1 = h_7 \text{ Tan}(\Delta\theta)$$

$$DS_2 = (DS_0 + DS_1) \text{ Cos}(\theta_1)$$

$$h_8 = (DS_0 + DS_1) \text{ Sen}(\theta_1)$$

$$DS3 = (h8 + E2) \tan(\theta_1 + \alpha_{r_0})$$

$$DS4 = E1 \tan(\alpha_{r_1})$$

Por lo tanto

$$DS = DS2 + DS3 + DS4$$

Ahora si $(DX - DS) > 0.1$

entonces se calcula nuevamente los ángulos y los parámetros, pero ahora con:

$$\Delta\theta = \Delta\theta + \Delta\theta/2$$

hasta que $(DX - DS) < 0.1$

Una vez cumplida esta condición, ya se puede calcular el valor de TVD

$$TVD = tAG + tOH + tHI \quad \text{donde } t = \text{tiempo}$$

$$= AG/V3 + OH/V2 + HI/V1 \quad \text{donde: } AG = DS2/\text{Sen}(\alpha_1)$$

$$OH = DS3/\text{Sen}(\theta_1 + \alpha_{r_0})$$

$$HI = DS4/\text{Sen}(\alpha_{r_1})$$

$$DS3 = (hS + E2) \tan(\theta_1 + \alpha_{r_0})$$

$$DS4 = E1 \tan(\alpha_{r_1})$$

Por lo tanto

$$DS = DS2 + DS3 + DS4$$

Ahora si $(DX - DS) > 0.1$

entonces se calcula nuevamente los angulos y los parametros, pero ahora con:

$$\Delta\theta = \Delta\theta + \Delta\theta/2$$

hasta que $(DX - DS) < 0.1$

Una vez cumplida esta condicion, ya se puede calcular el valor de TVD

$$TVD = tAG + tGH + tHI \quad \text{donde } t = \text{tiempo}$$

$$= AG/V3 + GH/V2 + HI/V1$$

$$\text{donde: } AG = DS2/\text{Sen}(\alpha_1)$$

$$GH = DS3/\text{Sen}(\theta_1 + \alpha_{r_0})$$

$$HI = DS4/\text{Sen}(\alpha_{r_1})$$

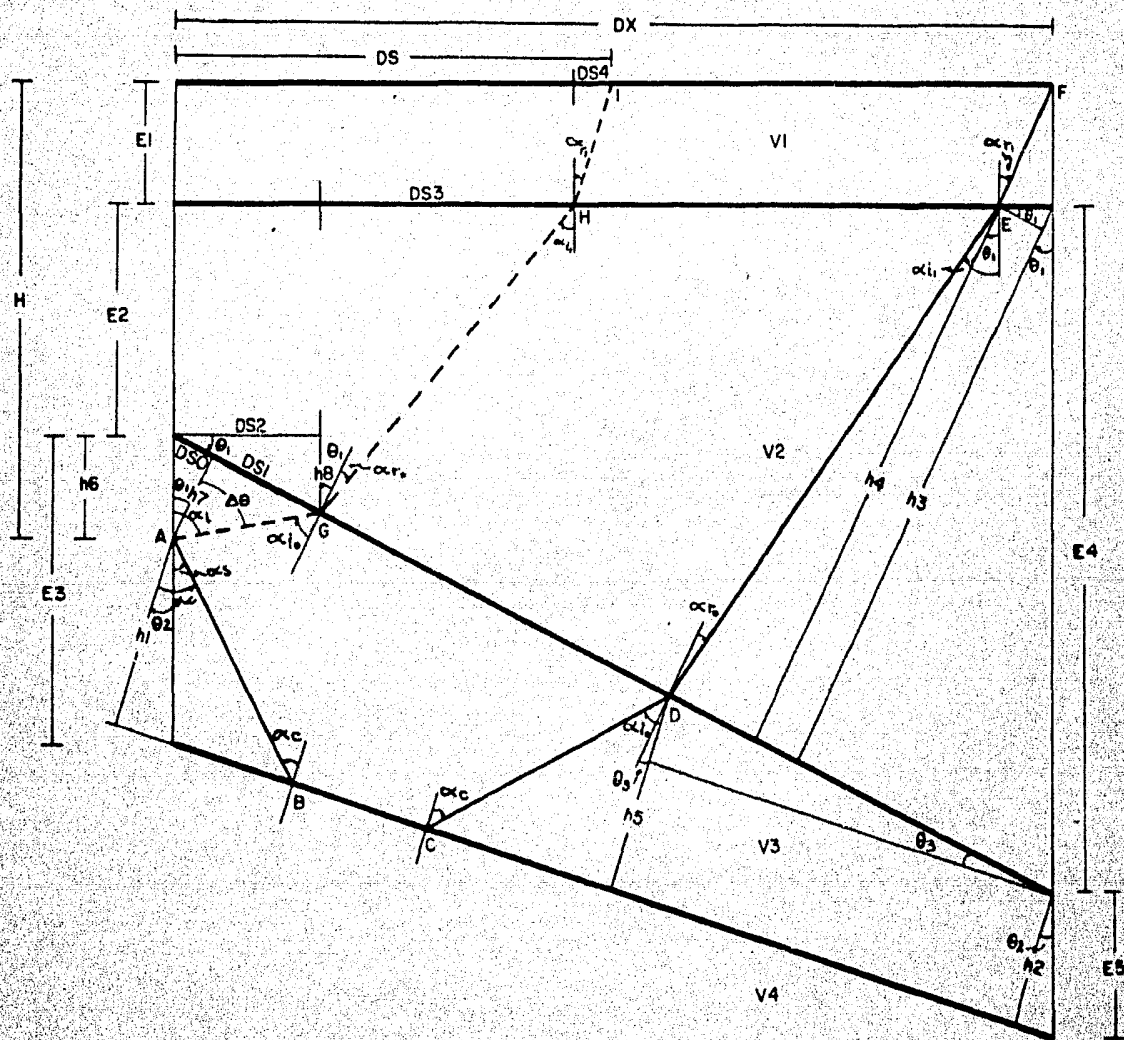


Fig A1

AFENDICE B

Descripcion del uso del programa TVP.FTN

Los datos de entrada al programa, se leen de dos formas: De un archivo en disco y por terminal remota. Los archivos contienen los siguientes datos: Datos de la fuente (coordenadas y profundidad), datos de la estacion (coordenadas, distancia epicentral a la fuente, azimut con respecto a la fuente), datos calculados con el modelo estandar (angulo de salida del rayo, tiempo de viaje calculado, residual del primer arribo), y tiempo de viaje observado del primer arribo. Todos estos datos se leen directamente de los archivos de salida, generados por el programa HYP071 para cada uno de los temblores estudiados.

Los datos que lee por terminal remota son: Datos del modelo propuesto (numero de capas, espesores, velocidades de la onda P, echados de las capas) y datos del perfil propuesto (coordenadas, azimut).

A continuacion se muestra un ejemplo del dialogo por terminal remota, un listado del archivo grabado en disco y un ejemplo de salida del programa.

OK, SEG #LTV

NUMERO DE CAPAS : N
4

ESPESOR DE LAS CAPAS Y VELOCIDADES: E,V

5.4.0
20.6.1
11.6.9
999.8.0

ECHADOS DE LAS CAPAS : TETP1,TETP2 (GRADOS)
0.0,2.6

COORDENADAS DEL PERFIL: RRLAT,RRLON (GRADOS)

17.8,102.0

73

AZIMUTH DEL PERFIL: AZP (GRADOS)
21.5

CAMBIAR MODELO: TODO=1, NADA=2, PARTE=3, ECHADS=4, TERMINAR=5
2

MANUAL=0 Y POR ARCHIVOS=1
1

ARCHIVO DE SALIDA : (MAXIMO 12 CARACTERES)
SAL/80/C1

ARCHIVO DE DATOS : (MAXIMO 12 CARACTERES)
LEC/80/REP

CAMBIAR MODELO: TODO=1, NADA=2, PARTE=3, ECHADS=4, TERMINAR=5
5

OK.

LISTADO DEL ARCHIVO DE DATOS (LEC/80/REP)

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	GAP	RMS	ERH	ERZ	Q		
801026	1554	15.40	17-55.80	96-9.00	51.00	4.49	118	2.01	5.9	53.0	D	
STA	DIST	AZM	AIN	P-SEC	TPOBS	TPCAL	P-RES	P-WT	S-SEC	TSOBS	S-RES	S-WT
IIT	121.9	352	103	35.70	20.30	18.51	1.79	1.00				
III	147.9	289	100	37.40	22.00	21.66	0.34	1.00				
TFM	150.2	321	99	38.50	23.10	22.02	1.08	1.00				
IIF	176.5	333	97	43.00	27.60	25.15	2.45	1.00	57.00	41.60	-3.17	0.00
IIM	189.1	325	97	44.50	29.10	26.89	2.41	1.00	58.00	42.60	-4.70	0.00
ACX	215.8	237	96	44.10	28.70	29.97	-1.27	1.00				
QYM	221.7	313	95	48.50	33.10	30.89	2.41	1.00				
CRX	229.7	315	95	49.50	34.10	31.88	2.42	1.00	65.70	50.30	-6.08	0.00
IIC	234.5	330	95	49.30	33.90	32.27	1.83	1.00				
TLX	235.3	353	95	49.50	34.10	32.36	1.74	1.00	57.40	52.00	-5.61	0.00
PBJ	335.4	120	93	63.50	48.10	44.70	3.40	1.00				

TCX 523.1 100 92 25.00 89.60 87.87 1.73 1.00
 OZC 523.3 104 92 25.00 89.80 87.87 1.73 1.00
 OSN 546.2 101 92 28.00 72.60 70.72 1.88 1.00 83.00127.60 1.72 0.00

LISTADO DEL ARCHIVO DE SALIDA (SAL790/CI)

REPLICA(Fecha y T. Origen): 801026 155415.40 Prof(Km): 51.00 JL=4

ESTA	DIST (km)	AZ (grados)	AI	T OBS (s)	TEAL (s)	PRES (s)	TF (s)	AF (grados)	PR (s)
IIT	121.9	352	103	20.30	18.51	1.79	19.99	95.32	0.31
				TET1= 0.00	TET2= 2.26				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	23.2	M= 6		
III	147.9	289	100	22.00	21.66	0.34	23.06	94.67	-1.06
				TET1= 0.00	TET2= 0.11				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	18.2	M= 7		
IFM	150.9	321	99	23.10	21.02	1.08	23.59	93.66	-0.49
				TET1= 0.00	TET2= 1.38				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	21.7	M= 6		
IIF	176.5	338	97	27.60	25.15	2.45	26.86	92.24	0.74
				TET1= 0.00	TET2= 1.72				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	23.7	M= 6		
IIM	189.1	325	97	29.10	26.69	2.41	28.42	92.09	0.68
				TET1= 0.00	TET2= 1.43				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	23.1	M= 6		
ACX	215.8	237	98	28.70	29.97	-1.27	31.14	94.64	-2.44
				TET1= 0.00	TET2= 2.12				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	10.5	M= 7		
OKM	221.7	313	95	33.10	30.69	2.41	32.47	91.81	0.63
				TET1= 0.00	TET2= 0.85				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	22.1	M= 6		

CRX	229.7	315	95	34.10	31.88	2.42	33.50	91.80	0.60
				TET1= 0.00	TET2= 1.04				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	22.6	M= 6		
IIC	234.5	330	95	33.90	32.27	1.63	34.21	91.01	-0.91
				TET1= 0.00	TET2= 1.62				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	25.0	M= 6		
TLX	235.3	353	95	34.10	32.36	1.74	34.44	90.41	-0.34
				TET1= 0.00	TET2= 2.28				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	27.7	M= 6		
PSJ	335.4	120	93	48.10	44.70	3.40	46.35	91.93	1.75
				TET1= 0.00	TET2= 0.38				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	18.3	M= 7		
TCX	523.1	160	92	69.60	67.87	1.73	70.25	90.43	-0.65
				TET1= 0.00	TET2= 0.52				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	23.3	M= 6		
GZC	523.2	104	92	69.60	67.87	1.73	70.15	90.61	-0.55
				TET1= 0.00	TET2= 0.34				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	21.5	M= 6		
CSN	546.2	101	92	72.60	70.72	1.88	73.12	90.43	-0.52
				TET1= 0.00	TET2= 0.47				
	D(2),D2=	20.0	20.0	D(3),D3=	18.4	22.9	M= 6		

PARAMETROS DEL MODELO PROPUESTO

ESPESOR (KM)	VELOC. ONDA-P (km/seg)
5	4.0
20	6.1
11	6.9
999	8.0

TETP1=0.0 TETP2=2.6

RMSI= 1.0386

PARAMETROS DEL MODELO ESTANDAR

ESPESOR (Km)	VELOC. ONDA-P (Km/seg)
5	5.0
15	6.1
5	6.95
10	7.6
999	8.1

TETP1=0.0 TETP2=0.0

RMSF= 1.8825

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al M. en C. M. Rodríguez y al Dr. S. K. Singh por su dirección y críticas en la realización de este trabajo, así como por sus consejos y enseñanzas.

Al Ing. J. Figueroa por sus valiosas enseñanzas.

De igual manera a mis compañeros de sismología y amigos: T. Domínguez, E. Nava, C. Gutiérrez, C. Javier, A. Martínez, R. Castro, F. Chávez, C. Urbina, A. Valdes y M. Macías, por su compañerismo y apoyo.

A mis padres: Francisco e Hilda, por su apoyo moral y económico por siempre.

Este trabajo constituyó el proyecto 3790 del Instituto de Ingeniería, UNAM, por lo que agradezco a las autoridades y personal del mismo su autorización y apoyo para presentarlo como tesis profesional.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

DONADO POR D. G. B. - B. C.

ANÁLISIS DE RESIDUALES
EN TIEMPOS DE VIAJE PARA TENBLORES MEXICANOS,
USANDO PRIMEROS ARRIBOS

T E S I S

que para obtener el título de :

INGENIERO GEOFÍSICO

P r e s e n t a :

JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

MEXICO, D.F.

1984

INDICE

Pagina

RESUMEN	1
INTRODUCCION	2
1 LA TECTONICA EN MEXICO	4
2 DATOS	5
2.1 Recopilacion de informacion necesaria	5
2.2 Procesado de datos	6
2.2.1 El Temblor de Ometepe 1930	7
2.2.2 El Temblor de Playa Azul 1931	8
2.2.3 El Temblor de Huajuapam de Leon 1930	10
2.2.4 El Temblor de Petatlan 1979	13
2.2.5 El Temblor de Ometepe 1973	15
3 ANALISIS E INTERPRETACION DE DATOS	19
3.1 Localizacion Utilizando Residuales	20
3.1.1 Localizacion en la Region de Sanaca	20
3.1.2 Localizacion en la Region de Petatlan	21
3.1.3 Localizacion en la Region de Ometepe	22
3.1.4 Localizacion en la Region de Huajuapam de Leon	23
3.2 Determinacion de Modelos Corrientes Utilizando Residuales	24
3.2.1 Procesado de Modelos	24
3.2.1.1 Modelo para el continente	25
3.2.1.2 Modelo para la costa	28
3.2.3 Modelo Final	28
4 DISCUSION Y CONCLUSIONES	30
4.1 Localizaciones	30
4.2 Modelos Corrientes	31
FIGURAS	32
BIBLIOGRAFIA	31
APENDICE A	37
APENDICE B	72
AGRADECIMIENTOS	76

RESUMEN

El proceso de localización de hipocentros mexicanos permitió observar en estaciones nacionales, residuales en tiempos de viaje de los primeros arribos sistematicos y del orden de Os. Rodriguez et al. 1953. Con el objeto de obtener, mediante residuales controlables, una estimación de un modelo de velocidades de la corteza continental en la zona de subducción mexicana, se procedió de la siguiente manera:

Se buscaron sismos para los que se tenían estimaciones precisas de sus hipocentros, esto es, el caso de aquellas réplicas localizadas mediante una red local. Para los temblores de Durango en 1912 (Ms = 7.5), Pátzcuaro 1922 (Ms = 7.0), Huajuapam de Leon 1926 (Ms = 7.0), Playa Azul 1931 (Ms = 7.5) y Omotepec 1932 (Ms = 6.9). Una selección que considera las réplicas mayor localizadas, de mayor magnitud y con registros claros en las estaciones de SIGME, forma el conjunto de datos básicos con el cual se obtuvo el conjunto de residuales. Estos residuales se calcularon con respecto a un modelo cortical utilizado rutinariamente en el Instituto de Ingeniería, el cual idealiza, mediante capas planas, la estructura de la corteza en México.

El uso de los residuales como correcciones para la localización de epicentros en las regiones de Huajuapam de Leon, Omotepec, Durango y Pátzcuaro, es optimo siempre que se cuente con registros de estaciones cercanas a la costa, ya que de lo contrario la localización con la distribución y densidad de estaciones visiológicas actuales, pueden tener corrimientos preferenciales hacia las estaciones continentales cercanas a estas regiones. La relación de estos residuales con la distancia y el ángulo muestra que el modelo utilizado rutinariamente es rápido (~ 8.5 s/km) con fuertes anomalías angulares (~ 2.0 s), sugiriendo estas variaciones horizontales de la velocidad y capas inclinadas.

Para minimizar los residuales obtenidos, tanto en las estaciones continentales como costeras, es necesario representar la estructura de la corteza mediante un modelo promedio de capas inclinadas, con espesores de 5, 20 y 11 km, y velocidades de 4.0, 6.1 y 8.0 km/s en la línea de costa, e inclinaciones en las dos últimas capas cercanas a 3 y 6 grados.

INTRODUCCION

La estructura de la corteza continental en México es poco conocida. Algunos estudios obtenidos desde geofisicos y sismologos de temblores se refieren a continuación. Meyer et al. (1958) usando mediciones sismicas, determino un modelo cortical para el sur de Durango, con un espesor de la corteza de 44.5 km y una velocidad promedio de 6.4 km/seg; Malar (1971) tambien usando mediciones sismicas obtuvo un modelo para la zona norte del estado de Mexico, con un espesor de 36 km y una velocidad promedio de 6.9 km/seg para la corteza. Thatcher & Baum (1973) usando datos de dispersion de ondas superficiales, estimaron la estructura de la corteza para el Golfo de California y cercano, obteniendo para Sonora un espesor de la corteza de 35 km con una velocidad promedio de 5.9 km/seg. Por (1975) estudio las ondas superficiales de los temblores en Sonora y Chihuahua, obteniendo un modelo para la parte central del pais, con un espesor de 40 km. Navata (1968) utilizando la velocidad aparente y la frecuencia de llegada de las ondas P y S de un sismo local, determino un modelo cortical para el suroeste del pais, entre (1968), para esta misma region determino otro modelo, utilizando el metodo de la frecuencia de tiempos de llegada de las ondas S y Sa y las razones de sus amplitudes, obteniendo una profundidad de 43 km para la corteza.

Con respecto a los estudios basados en replicas de temblores fuertes, se han estimado modelos de la estructura de velocidades de propagacion de ondas P. Para la region de Sonora (Lombardi, 1973) y para la localizacion de las replicas del temblor de 1960 en Mexico, se utilizo un modelo que fue propuesto por Ponce et al. (1976), quien considero los estudios de propagacion sismica de Lher y de Fisher (1971); Hallier et al. (1975), y Rooney et al. (1976) para la determinacion de este modelo. En las regiones de Playa Azul y Etollen, caso de replicas de los temblores de 1961 y 1972, se elaboraron modelos, partiendo del que fue utilizado en las localizaciones de las replicas del temblor de Colima de 1973 Reyes et al. (1977); para la dispersion de las replicas del temblor de 1960, se uso un modelo que utilizo como estandar para dos hipocentros, el Boletin Sismologico preliminar de RESMAY, (Colesta y Noya, 1968).

Como se observa, los resultados de estos estudios son en gran parte para regiones pequenas, y sobre todo muy dispersas. En realidad no se conoce en detalle la estructura de la corteza en muchas regiones de Mexico.

En este estudio, considerando que los tiempos de arribo consignados para algunas estaciones nacionales, tienen residuales hasta de 3s (Rodriguez et al., 1968); se determino

analizar un conjunto de residuos confiables, con el objeto de obtener una estimación del modelo de la estructura de velocidades, de propagación de ondas P, así como, mejorar las localizaciones de epicentros, estimadas localmente. Para obtener estos residuos confiables se prosigió de la siguiente manera:

Primamente se seleccionaron aquellas estaciones a las que se asignaron hipocentros mediante datos de una red local, y sus sismos, tienen registros claros en las estaciones de SIEMEX. Formando así un criterio de selección que solamente se cumple en algunas de las réplicas de las tembloras de Durango en 1984, Puebla en 1979, Huixtla en 1980, y Toluca en 1987. A continuación se fijaron estos hipocentros, y se obtuvieron los tiempos de viaje calculados de los primeros arrivals con un modelo estándar a las estaciones de SIEMEX, en todas aquellas para las que se encuentra consignado el tiempo de arribo de las ondas P registradas. Entonces, las diferencias de los tiempos observados y de estos tiempos calculados, con un conjunto de velocidades de esta red. El promedio de los residuos en cada estación o región, se utiliza como corrección de tiempo en las estaciones con el objeto de mejorar la localización de tembloras. También, mediante prueba y error se obtienen aquellos modelos que mejor se ajustan a las observaciones, y son entonces, una validación más del de la red de la zona en México central.

LA TECTONICA EN MEXICO

En México existen la distribución espacial de los volcanes activos, representados a la vez la mayoría con el desarrollo de otros lugares, el alineamiento de estos no es paralelo a la tectónica, sino que tiene un rumbo que difiere en forma de 10 grados. Massey (1970) y Bonatti (1971) señalan que puede tratarse de una antigua sutura, resultado de la unión del Huroon con la plataforma de la placa de Cocos, aunque (1974) afirma que la línea de la zona de subducción de la placa de Nazca, hacia (1974) afirma que la línea de subducción de la placa de Nazca, y de la sutura entre las diferentes placas de la zona de Cocos, al estar en el frente volcánico principal donde la tectónica anterior, el frente volcánico desplazado según el estado de cada momento, así como el eje del sistema de segmentos y los segmentos, se puede explicar la diferencia en rumbo entre la tectónica y el eje volcánico mexicano, en sus ejes.

La Faja de Cocos está limitada al norte y noroeste por la tectónica panamericana, al este por la tectónica de Nazca, al sur por la dorsal de Colima y al sur por la dorsal del Pacífico Ely. Tiene un área de 1 a 10 km x unos 20 km de ancho en su parte norte y de 10 km de ancho en su parte sur (Hanson y Garret, 1971). Dentro de esta hay tectónica de subducción hacia el sur, la zona de fractura de Rivera, la zona de fractura de Cocos y las cordilleras submarinas de los Antiles y de Cocos más al sur. El polo de rotación está situado a la Neotectónica está a los 20° N, 110° W, y tiene una longitud angular de 1733 grados en un millón de años (Munier y Jordan, 1973).

La sismología y el estudio volcánico en la región del centro y sur de México, tiene primordialmente la subducción de la placa de Cocos bajo el continente americano (Lin y Sykes, 1968; Lin y Sykes, 1970). La actividad sísmica también varía la ausencia de esta zona. En su expresión severa - la larga de los bordes de la costa del Pacífico, a profundidades voluminosas dentro del continente, y a profundidades mayores al oeste de México, entre las 100 y 200 km. La actividad sísmica hacia el noroeste de la región de Huasteca, ha sido analizada en varios estudios que utilizan boletines como el Monthly Bulletin of Preliminary Determination of Epicenters (PDE) y el International Seismological Centre (ISC) 1969. Massey y Sykes, 1968; Hanks y Mansi, 1969; Lohman y McNeill, 1969; bach et al., 1969, sin embargo, la localización de hipocentros es tan poco confiable que ninguno de los resultados son aceptables (Wagon y Larmann, 1961). Mientras que estudios con focos reportados por países vecinos, como la relación con los temblores de Oaxaca (1978) (Reyes et al., 1978) y Fabian en 1977 (Valdes et al., 1978), sugieren un estado de

20 y 15 grados para la inclinación de la zona de Benito, en su parte superior, respectivamente, y con un espesor de 45 km para el área de Estación, de igual forma para la región de Tehuacan, la geometría de la zona de Benito, más allá de los 60 km de profundidad, pero con un espesor de 45 km de espesor, rumbo N 45 E y echado de 45 grados. Havelok et al., 1982 y Rodríguez et al., 1983. Por lo tanto, solamente cuando hay redes locales se resuelve la inclinación de esta zona. Razón por la cual estos estudios se limitan en cuanto al proceso del modelado.

2 DATOS

2.1 Recopilación de información histórica

Durante la década pasada seis sismos fuertes ($M_s \geq 7.0$) ocurrieron en la zona de subducción Mexicana. Estos son los de Colima (1971, $M_s=7.5$), Oaxaca (1978, $M_s=7.3$), Estación (1979, $M_s=7.2$), Guerrero de León (1980, $M_s=7.2$), Playa Azul (1981, $M_s=7.3$) y Oaxtepec (1982, $M_s=7.2$). Para todos ellos se instalaron redes locales de sismógrafos, que registraron la actividad sísmica posterior a los eventos principales. El temblor de Colima es un caso del presente estudio, pues muy pocas estaciones sísmológicas operaban en México en ese tiempo. Por lo tanto, de 1970 cuando existió en operación la red sismotelmétrica del valle de México (SISMEX).

La localización, profundidad y magnitud de las réplicas asociadas a los temblores de 1980, 1981 y 1982, se obtuvieron de los estudios de Nova (1984), Havelok et al., 1983a y Zamora y Valdez (1983), respectivamente. Mientras que para el temblor de 1980, estos datos se obtuvieron de dos estudios y de un boletín: Jimenez (1981), Toledo y Novo (1983) y el Boletín Sismológico. De igual manera, para el temblor de 1979 se obtuvieron de dos estudios y de un boletín: Quintana et al., 1984, Rodríguez (1980) y el Boletín Sismológico.

Se localizaron los sismogramas de las cinco estaciones de SISMEX y de ACX de RESMAC, que contienen los registros de las réplicas de los temblores seleccionados. Sin

embargo, sismogramas de las estaciones CUS y LKO de la Red de Chicomusem así como de la CCA y ZIN. En todo se obtuvieron para el temblor de 1962, a diferencia de las estaciones autónomas CEN, GZC y TLV que se obtuvieron para la mayoría de los temblores. Otras estaciones como las de RESMAC, SMO, ILA y del Servicio Sismológico Nacional (VHU, OXM, COM, PED, SAC, POC, IPM) a las que también se les analizó de residual para algunos temblores, solamente se tomaron las lecturas directamente de los Boletines (Boletín Sismológico Preliminar y Boletín Sismológico). En la figura 4 se muestra la distribución de estas estaciones.

2.2 Procesado de datos

Para obtener los residuales de cada región, se buscaron en los sismogramas de SISMEX, las réplicas de mayor magnitud localizadas con la red local. Estas réplicas fueron leídas cuidadosamente, tomando especial interés en el primer arribo.

Para cada región se crearon archivos con las lecturas del primer arribo, la localización epicentral y la profundidad de las réplicas seleccionadas, así como el modelo de capas planas usado ordinariamente en el Instituto de Ingenieros para la localización de hipocentros, ver fig. 5. Esto se realizó con un programa que crea el archivo de lectura adaptada a los formatos y parámetros que necesita el programa HYPO71, (Luz y Labr, 1971). Dentro de estos archivos se rigieron los epicentros obtenidos por la red local para cada temblor. A continuación, se usó el programa de localización HYPO71, solamente para calcular los tiempos de viaje de cada hipocentro a las estaciones de SISMEX y las estaciones de base para el análisis de los residuales, por tener la mayoría de los registros y así, tener una estimación del residual mediante la diferencia de los tiempos observados y calculados. Además se estima la media aritmética (μ) y la desviación estándar típica (σ) para cada estación.

Esta rutina se realizó para cada conjunto de réplicas como se muestra a continuación:

3.2.1 El Temblor de Omitepec 1982

De un total de 67 réplicas fueron seleccionadas 27, sin embargo solamente 8 de ellas presentan un registro claro en las estaciones de SIEMFY y AOA, especialmente la estación IIM que tiene una ganancia baja. Estas fueron leídas nuevamente y procesadas según la rutina mencionada anteriormente, los resultados se resumen en la siguiente tabla:

TABLA I
OMITEPEC, 1982

N	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)						PROF (km)	MAG (Mo)	LAT N	LON W
		AOA	III	III	PRIMER IIM	ARRIBO IIM	III				
1	820609118044.23	-0.93	2.70	3.13	3.19	3.36	2.43	23.00	4.14	18.59	98.44
2	820609161131.54	-	1.03	0.33	2.01	5.74	2.35	14.63	3.90	18.36	98.50
3	820613081750.47	0.40	3.83	4.15	4.07	3.64	3.15	20.11	4.07	18.18	98.44
4	820613110750.79	0.02	3.37	4.30	4.41	3.33	4.33	25.27	5.13	18.51	98.40
5	820613140310.74	0.56	3.60	2.73	4.82	3.36	4.23	24.93	4.70	18.49	98.40
6	820613202324.17	-0.33	1.00	2.13	4.18	5.32	3.54	22.60	3.35	18.56	98.44
7	820613242206.75	1.60	3.35	3.66	4.35	3.42	4.55	28.65	5.13	18.36	98.30
8	820613172416.88	1.03	2.77	3.67	4.50	3.33	4.35	20.07	5.03	18.63	98.47

FUENTE: Localización, profundidad, magnitud y tiempo de arribo tomados de Nava (1984)

De estas se escogieron cinco réplicas (1, 5, 7, 8) que presentan residuales semejantes, mayores que los otros tres. El análisis de esta diferencia sugiere que puede deberse a dos causas, si el residual es menor: 1) Que la magnitud sea mayor en el sismograma de acuerdo a la magnitud del temblor; 2) a la sensibilidad del sismógrafo, presentando en el tiempo de arribo observado, lo que pueden confundirse fácilmente con el ruido sísmico, en tal caso, se puede estar observando una fase posterior y así mismo un tiempo de arribo observado mayor, y con ello un residual

mayor es la que lo distancia hipocentral al sea menor. Como se han escogido sismos que se registraron claramente y siendo las profundidades de ellas similares, como se muestra en la TABLA 1, la diferencia no tiene origen en estos dos casos, ya que sus magnitudes son menores; por lo tanto sus residuales serian mayores. Probablemente el error este en la localizacion reportada por la red local.

En la TABLA 2 se muestran los cinco sismos seleccionados, con los residuales de otras estaciones que se aumentaron despues del analisis de la TABLA 1, ademas la estimacion de la media aritmetica (μ) y la desviacion estandar (σ) para cada una de ellas. El primer valor representa el promedio de los residuales calculados, y el segundo valor nos da una idea de la calidad del residual. Como se puede observar, la dispersion de la gran mayoría de los residuales es menor de 0.35 segundos.

TABLA 2

#	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)																
	AOX	III	ITF	IIF	IIM	ITC	ORA	TLA	COA	ZIH	CRS	CRS	CON	OZO	TOK	VHO	COM
3	0.42	3.83	4.15	4.34	4.31	5.15	-	-	-	-	-	-	2.88	1.88	-	1.78	-
4	0.32	3.87	4.20	4.49	4.33	4.35	5.78	10.2	-	1.32	3.13	2.19	1.93	-	1.39	2.36	-
5	0.58	3.80	3.73	4.83	4.30	4.33	9.31	10.4	-	2.35	-	-	2.48	1.92	-	2.05	-
7	0.20	3.35	3.53	4.35	4.43	4.55	-	-	2.29	3.27	2.81	-	1.83	2.19	1.51	1.73	3.53
8	1.03	3.72	3.69	4.39	4.33	4.35	6.33	-	1.74	2.71	2.77	2.12	2.03	1.83	1.43	2.32	4.74
μ	0.53	3.61	3.89	4.64	4.30	4.33	5.31	10.3	3.07	2.54	2.64	2.13	2.25	1.73	1.61	2.05	4.13
σ	0.26	0.21	0.23	0.21	0.19	0.21	0.41	0.11	0.17	0.53	0.22	0.04	0.38	0.35	0.19	0.28	0.60

Corrigiendo estos residuales vs distancia hipocentral y actual para todas las estaciones de las cinco replicas, sobresalen dos tendencias definidas (Fig 6): 1) El residual aumenta con la distancia a medida que las estaciones se alejan de la línea de costa, llegando su máximo en la estación TLA. 2) El residual se mantiene en un rango de 1 a 3 segundos para las estaciones de la costa (ZIH) y del interior de México (AOX, OZO, CON, CRS, ORC); esto se confirma con la segunda gráfica (Fig 7), en la cual, si se toma como base a TLA, que se encuentra para este caso al norte, cuando se aparta de

los epicentros de las cinco réplicas, se puede observar que a medida que descendes o creas el ancho, el residual disminuye, cuando nos acercamos hacia las estaciones de la costa.

La primera tendencia sugiere que la localización que se ha hecho de la Tierra real, mediante el modelo estándar de SIMEX, origina los "PAPIDO", pues el modelo escora los primeros registros antes de lo que están llegando. Los residuales para un modelo más "LENTO" serían positivos en las estaciones que se encuentran dentro de esta tendencia. Sin embargo, para la segunda tendencia los residuales se van haciendo negativos, como se veir más adelante, por lo tanto variaciones laterales en la estructura de la corteza superior se evidencian desde estas graficas.

2.2.2 El Temblor de Playa Real 1981

De un total de 20 réplicas, se seleccionaron 4 que presentaban registros en la red de SIMEX, dos de ellos con registros claros.

Al procesar estas réplicas se encontró una diferencia bastante notable en los residuales para las estaciones nos. III y IIR, ver TABLA 2. Se leyeron nuevamente los sismogramas de la red local, para mejorar la localización; sin embargo, no se pudo mejorar por tener el mínimo de estaciones locales (3) para localizaciones. Entonces no se puede asegurar una buena localización, por lo que se decidió excluir este temblor del estudio.

TABLA 2

FLORA AZUL, 1981

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO					PROF (cm)	MAG (cm)	LAT N	LON W
		III	III	III	III	III				
1	80102201417.05	0.07	0.07	0.05	0.13	0.07	13.1	13.00	17.87	102.05
2	80102217509.00	1.32	1.27	1.23	0.52	0.93	11.0	11.25	17.77	102.12

3.3.3 El Tumbor de Huajuapán de León 1980

De las 7 replicas que estan consignadas en el Tumbor de Toluca (1980), cuyas localizaciones fueron hechas mediante la tecnica de eventos aleatorios. Se procesaron primeramente cuatro, ya que se contaba con otras localizaciones reportadas por Jimenez (1981) con el mismo nombre local para la estimación y aquella del Boletín Simológico del SEMARSA #1 que utiliza además de la red local, las estaciones regionales para dar una hipotesis. Los resultados del procesamiento se muestran en la TABLA 4.

TABLA 4

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

#	REPLICA	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO					PROF (cm)	MAG (cm)	LAT N	LON W	FUENTE	
		III	III	III	III	III						
1	8010220001745.40	0.05	0.02	0.42	0.01	0.01	20.7	21.00	17.92	98.10	BS	
2	8010220001746.10	0.50	1.72	1.11	2.02	2.00	1.00	20.00	17.88	98.07	T	
3	801022155415.10	1.54	1.07	0.01	0.42	0.42	1.07	50.70	4.49	17.97	98.17	J
4	801022155415.10	0.91	2.02	1.02	0.03	0.10	2.41	51.00	4.49	17.96	98.17	BS
5	801022155415.10	1.27	1.79	0.04	0.45	0.11	1.00	51.00	4.49	17.95	98.15	T
6	801022104023.00	0.03	1.01	0.71	2.02	2.07	1.00	51.00	4.07	17.94	98.08	J
7	801022104023.00	1.57	0.79	1.05	0.11	0.10	1.10	50.00	4.07	17.93	98.07	BS

3	301030104007.00	-1.71	1.71	1.36	1.88	1.88	0.88	30.00	4.07	17.90	98.10	1
4	301030110007.00	-1.31	1.71	1.36	2.11	1.64	1.55	48.00	3.85	17.00	98.12	80
17	301030110007.00	-1.71	1.36	1.36	1.10	1.05	1.81	48.00	3.85	17.94	98.11	1

85 Localización, profundidad, magnitud y local de origen. Estación Sismológica 1608b.
 T Localización, profundidad, magnitud y local de origen. Estación Toledo y Nava (1983).
 J Localización, profundidad, magnitud y local de origen. Estación Jameson Alton.

De la comparación de estos sismos, sobresalen los de Toledo y Nava (1983) en tres aspectos: al estar presentados sismos semejantes en cada uno de los sismogramas. Sin embargo, los de Jameson (1981) también concuerdan con estos para la mayor parte de la duración del sismo, en donde son iguales, salvo para la cuarta réplica.

En relación a la réplica que tiene residual menor, basados en la puede referirse a los dos sismos presentados para el temblor de 1983, ya que no tiene variaciones notables, ni en la localización, ni en la profundidad y magnitud; lo cual sugiere nuevamente que el error de medición en la localización registrada por Toledo y Nava (1983).

En la TABLA 5 se muestran otros dos sismos de 1.8, que tienen residuales semejantes a los de Toledo, con profundidades de 35 y 57 km y magnitudes (M₀) de 3.7 y 4.1 respectivamente. Estas sismos corresponden a los que se registraron anteriormente, dando un total de cinco réplicas, de las 17 que presentaban registro en SISMEX. Además se resume los sismos de otros sismogramas que también registraron estas réplicas. Cuando σ no tiene asignado un valor, se porque solamente se tiene una estimación del residual. Nota: que para los datos que valor es menor de 0.50 segundos.

TABLA 4

N	RESIDUALES ENL PRIMER ARRIBO (s)														
	ACA	EFF	III	IIF	IIM	IEL	IG	TLR	IFM	GMN	GRS	TRX	VND	RSJ	OXN
	-1.04	2.04	1.61	2.78	2.90	1.75	2.29	2.25	1.08	-	-	-	-	-	2.38
2	-1.52	1.78	1.19	2.25	2.03	1.7	2.15	2.00	0.72	2.20	-	1.15	-	-	2.02
5	-1.27	1.79	0.34	2.45	2.41	1.83	2.42	1.74	1.08	1.08	1.73	1.74	-	3.40	2.41
10	-1.78	1.60	1.00	2.18	2.05	1.81	-	-	1.19	-	-	-	-	-	1.44
	-2.15	1.60	0.70	2.14	1.97	1.80	-	-	-	-	-	-	0.87	-	1.82
<i>u</i>	1.83	1.30	0.38	2.01	2.25	1.55	2.10	2.03	1.10	2.09	1.73	1.44	0.37	3.40	2.01
<i>r</i>	0.37	0.14	0.38	0.14	0.15	0.10	0.15	0.25	0.25	0.21	-	0.29	-	-	0.38

Analicando las graficas de residuales vs distancia hipocentral y azimut, se observaron algunas características propias de este temblor, que se diferencian de los otros por tener su localización dentro del continente, ver fig 4. Por esta razón la primera grafica (fig 2) no muestra claramente las tendencias del temblor de 1982, pero si guarda cierta similitud con la que respecta al incremento del residual en las estaciones más cercanas a la costa (III, VND), disminuyendo este, hasta ser negativo para la estación más alejada de la costa (RSJ). Respecto a las estaciones más alejadas de la costa, vemos que el residual se mantiene en un rango de 1 a 3 segundos.

El decremento también se hace notorio en la segunda grafica (fig 3), donde se observa que partiendo desde los cero grados hacia la izquierda o derecha, se llega a tener un residual negativo (RSJ y VND).

Los residuales de las estaciones IGM, GRS y GMN del sureste de México, mantienen el mismo rango con este temblor que en el de 1982. Además las distancias epicentrales a estas estaciones son semejantes, pero con diferente dirección, NE para el de 1982 y SE para este. Esta característica es interesante, porque se puede inferir que para estas estaciones las trayectorias de viaje de los rayos que salen de las réplicas de estos dos temblores, viajan por estructuras similares pero con diferente profundidad, ya que el promedio de los hipocentros en estos dos temblores son diferentes, de 25.2 para el temblor de la costa de 1982 y de 53.4 para este temblor de 1980, ver fig 4).

Nuevamente en este temblor, se tiene el problema de ajustar un modelo de ondas planas con "LENFO" para mejorar los residuales de las estaciones alejadas de la costa, pero los residuales de la estación en la costa (AGU) sugieren, un modelo de ondas planas "RNF100". Esta discrepancia se tratara de resolver en el siguiente capítulo con modelos corticales de ondas inclinadas.

2.3.4 El Temblor de Petatlan 1979

Para este temblor se localizaron 186 sismos, de los cuales se seleccionaron 26, reduciendose a 10 por presentar los registros mas claros. Estos fueron procesados siguiendo la misma rutina de los temblores anteriores. Una comparacion de sus residuales se presentan en la TABLA 6.

TABLA 6
PETATLAN, 1979

#	REPLICAS	RESIDUALES DEL PRIMER ARBITRO (%)					PROF (km)	MAG (Ms)	LAT N	LON W	
		AGU	111	118	119	110					111
1	790314230503.94	-	2.01	3.78	2.88	2.23	1.73	15.91	3.71	17.40	101.40
2	790316080453.33	2.90	3.55	5.21	2.05	2.04	4.60	26.85	3.75	17.43	101.47
3	790316131050.94	1.38	2.59	6.93	3.16	2.23	2.20	25.23	3.64	17.34	101.38
4	790316135204.99	1.11	2.73	3.51	2.23	2.21	2.74	21.79	3.67	17.27	101.27
5	790316301200.83	-	2.77	3.39	3.12	3.25	2.63	24.83	4.57	17.42	101.10
6	790316903751.66	1.62	3.00	3.78	2.87	3.74	2.42	30.00	3.68	17.33	101.44
7	790321053036.45	3.23	2.42	4.77	2.54	1.62	2.99	22.51	3.45	17.30	101.34
8	79032122310.50	2.05	3.72	3.29	4.02	4.14	3.91	30.00	3.60	17.74	101.85
9	79032173246.80	-	3.17	3.20	2.71	2.65	1.83	12.94	4.11	17.46	101.49
10	790408044717.03	-	1.69	2.00	1.84	1.27	0.73	24.35	3.24	17.36	100.99

FUENTE: Localizacion, profundidad, magnitud y top. de origen. Zúñiga y Valdes (1980)

De esta tabla se escogieron cinco réplicas (1, 4, 5, 6, 9) que presentan residuos semejantes a diferencia de las otras cinco que varían en uno o dos segundos más alto o más bajo en algunas de las seis estaciones. Como estas variaciones no muestran nada sistemático en la localización, profundidad y magnitud de estas réplicas con respecto a los epicentros, se supone que el error se encuentra en la localización reportada por la red local.

La TABLA 7 resume los residuales de las cinco réplicas, junto con los resultados a otras estaciones que se pudieron anexar. También, al igual que los otros temblores, la desviación estándar típica de la gran mayoría de las estaciones es menor a 0.4 segundos.

TABLA 7

II	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)													
	ACK	III	IIM	IIP	IIC	IIP	CRS	OSN	VHO	PEJ	DM	COM	SZO	PGO
1	-	2.01	3.36	2.66	2.23	1.75	-	-	2.15	-	3.67	4.85	2.03	-
4	1.12	2.73	3.81	2.91	2.21	2.24	-	-	-	-	3.23	-	-	2.27
5	-	2.77	3.39	3.12	3.65	2.62	-	4.24	-	4.49	3.57	-	-	-
6	1.66	3.00	2.78	2.97	3.74	2.42	3.93	-	1.91	4.04	2.67	4.21	-	-
9	-	2.47	3.82	2.91	2.65	1.63	-	-	-	-	2.96	-	1.90	-
u	1.39	2.62	2.55	2.90	2.50	2.14	3.93	4.41	2.63	4.26	3.22	4.73	1.97	2.27
o	0.27	0.24	0.23	0.15	0.23	0.40	-	-	0.12	0.13	0.37	0.12	0.06	-

Al analizar las gráficas de residuales vs distancia hipocentral y azimut, se encontró que la primera tendencia observada en el temblor de 1982, no se cumple en las estaciones de IIC, IIP y IIM por disminuir sus residuales al aumentar la distancia dentro del continente. A diferencia de ACK, III, DM, CRS y IIM que sí siguen esta tendencia, ver Figs 10 y 11a, con respecto a las estaciones de la costa (PGO) y cercanas a esta (SAG, VHO), los residuales se mantienen en el rango de 1 a 3 segundos en distancias cercanas a 500 km, esto concuerda aproximadamente con los residuales observados para el temblor de 1981 en dirección casi paralela a la costa y a distancias similares.

Hay que resaltar que el residual promedio de las estaciones del centro del país es menor en un segundo que las de 1982, aun cuando estas (1979) se encuentran más alejadas. Siguiendo nuevamente variaciones laterales en la estructura de la corteza.

Para corregir en gran medida los residuales de este temblor, se requiere de un modelo "MUY LENTO" que aquel del temblor de 1982, pues los residuales de este no tiene el problema tan crítico con las estaciones alejadas de la costa como es el caso del temblor de 1982, ni con las estaciones de la costa (60%) como el temblor de 1980.

2.2.5 El Temblor de Oaxaca 1973

Las réplicas de este temblor se analizaron siguiendo el mismo procedimiento del temblor de 1980, pues también se tienen diferentes localizaciones para una misma réplica.

Se tomó como base las localizaciones de Quintana et al., (1984), quien utilizó la técnica de evento múltiple con la red mundial. De estas se seleccionaron ocho réplicas que presentaban registros claros, y que además se encontraban reportados en el Boletín Sismológico del SEN IV vol. #47 quienes utilizaron las estaciones de la red local y las regionales para dar sus hipocentros. Otras dos réplicas (6, 7 de la TABLA 8) de las ocho seleccionadas también se contienen en el estudio de Rodríguez (1986), quien utilizó solamente la red local para dar sus hipocentros. La comparación de estos resultados se pueden observar en la siguiente tabla.

TABLE 3
CANADA, 1978

#	REPLICA	RESIDUALES			PRIMER ARRIBO (s)			PROF (KM)	MAG (MB)	LAT N	LONG W	FUENTE
		III	III	IIP	IIM	III						
1	781130020119.80	8.15	8.15	10.1	10.9	10.2	38.00	4.70	15.52	96.71	BS	
2	781130020119.42	8.41	8.47	11.1	11.8	11.2	31.80	4.10	15.74	96.82	LQ	
3	781130074898.40	4.81	4.85	9.31	10.7	9.94	18.00	4.80	15.77	96.71	BS	
4	781130074895.58	1.50	1.55	5.91	7.10	6.15	35.20	4.40	14.78	96.96	LQ	
5	781130104235.80	6.42	7.01	11.8	12.9	11.8	18.00	4.20	15.78	97.22	BS	
6	781130104240.08	4.95	4.47	8.83	9.80	8.86	36.80	4.20	15.96	96.99	LQ	
7	781202032115.80	4.81	8.94	4.88	5.18	4.87	15.80	4.70	15.58	96.80	BS	
8	781202032118.28	8.41	8.80	4.05	4.80	8.15	38.40	4.70	15.59	96.71	LQ	
9	781202053801.70	8.78	8.74	4.40	5.07	4.08	9.00	4.80	15.47	96.73	BS	
10	781202053804.85	4.41	5.85	4.41	4.95	3.91	21.70	4.70	15.83	96.70	LQ	
11	781205234137.80	8.80	8.70	4.97	5.88	4.81	25.00	4.80	15.58	96.78	BS	
12	781205234138.19	8.87	1.88	3.14	4.78	3.92	16.80	4.80	15.84	96.87	LQ	
13	781205234132.98	8.87	8.88	4.78	5.44	4.85	11.71	4.70	15.83	96.88	MR	
14	781208100148.40	7.78	8.58	10.2	10.8	9.25	19.00	4.70	15.75	96.78	BS	
15	781208100148.17	8.29	8.88	7.38	7.94	6.47	36.90	4.70	15.78	96.87	LQ	
16	781208100148.18	8.27	8.51	8.58	9.10	7.85	11.51	4.70	15.70	96.80	MR	
17	781228085245.80	8.17	2.87	7.44	8.72	8.85	30.00	4.80	15.40	96.84	BS	
18	781228085249.88	4.10	7.89	8.17	10.8	9.88	32.80	4.80	15.81	96.88	LQ	

BS Localizacion, profundidad, magnitud y tec. de origen. Boletin Sismologico (1978)

LQ Localizacion, profundidad, magnitud y tec. de origen. Quintonar et al., 1984

MR Localizacion, profundidad, magnitud y tec. de origen. Rodriguez (1980)

Los residuales para este temblor presentan gran variacion para una misma

replicas. Esto puede ser provocado por la primera crasa descrita en el temblor de 1962, ya que las magnitudes para las replicas 1, 2, 3, 4 y 5 son menores que las restantes, esto puede ocasionar que sus residuales sean mayores. A esto se le puede incluir la inconfiabilidad del hipocentro en las localizaciones reportadas por Quintanar el 11, 1962 y el Boletín. Sin embargo, de acuerdo a la observación de las replicas 6 y 7 las localizaciones del Boletín están más acorde con las de Rodríguez (1962), tanto en el tiempo de origen como en la localización epicentral. Por esta razón y sobre todo por los residuales más consistentes de las replicas mayores (4, 5, 6), se decidió usar las reportadas en el Boletín Geológico del CIGI.

Estos residuales se comparan en la TABLA 9 junto con las otras estaciones que tuvieron registros. La desviación estándar típica, fue de 0.3 segundos para la mayoría de las estaciones.

TABLA 9

II	RESIDUALES DEL PRIMER ARRIBO (s)									
	III	III	III	III	III	III	III	III	III	III
7	4.03	3.94	4.03	3.14	4.04	-	0.35	0.30	4.23	3.26
9	3.76	3.76	4.46	3.07	4.00	-	-	-	4.70	2.93
11	3.56	3.70	4.44	3.44	4.31	1.92	0.17	0.50	4.58	2.82
<i>u</i> <i>o</i>	0.33	0.33	4.71	3.40	4.33	1.93	0.37	0.42	4.50	2.52
	0.24	0.28	0.12	0.41	0.21	-	0.30	0.12	0.20	0.31

Una vez más se puede apreciar en la fig 12 las tendencias mencionadas en el temblor de 1962, donde partiendo de las estaciones VMD y PBJ se puede apreciar el aumento del residual a medida que las estaciones de SIOMEA y OAM se alejan de la línea de costa, resalta también como siempre la estación IIM por un ligero aumento en sus residuales. Al comparar los residuales en las estaciones del suroeste del país para los diferentes temblores observados OAM y OAM para este temblor, se nota que estos solamente varían la cantidad del residual con la distancia.

La figura 10 muestra que se han detectado similitudes y variaciones acumuladas entre las 310 y 316 grados en los cambios significativos en los residuales asignados a la pareja III e III', esta misma se puede observar en la fig 7 para el temblor de 1982 en las mismas estaciones.

Al igual que el temblor de 1980, para mejorar estos residuales se necesita un modelo de ondas sísmicas más "LENTO".

Finalmente, se obtuvieron 16 réplicas para los cuatro temblores estudiados ver TABLA 10 y fig 11.

TABLA 10.

FECHA	T. ORIGEN	LAT. N.	LONG. W.	PROF. (km)	M _s	RMS (°)	ERR (°)	ERR (s)	ML	MB
820613	812	39.87	16-39.56	96-26.36	30.16	4.37	0.16	2.8	2.8 D	
820613	117	52.59	16-30.56	96-24.20	25.37	5.13	0.17	1.3	3.0 E	
820613	117	16.94	16-34.67	96-24.64	24.63	4.72	0.12	1.1	1.8 E	
820614	1042	26.75	16-31.37	96-18.17	25.65	5.32	0.18	3.3	1.1 D	
820615	1704	16.33	16-37.61	96-21.14	36.07	5.33	0.15	1.4	1.2 E	
821024	1635	43.30	17-55.00	96-7.30	35.00	3.65				3.5
821076	237	46.16	17-53.11	96-4.26	35.00	3.90				3.5
821076	1984	18.10	17-55.00	96-7.30	31.00	4.12				4.3
821030	117	2.35	17-56.10	96-6.20	16.00	3.18				3.5
821103	1312	13.30	17-56.10	96-7.30	37.00	4.06				3.5
790314	317	21.94	17-33.73	101-13.75	15.31	1.71	0.33	1.5	2.3 E	
790316	1352	1.70	17-16.41	101-15.36	11.77	3.67	0.11	1.3	1.2 D	
790318	2917	30.23	17-15.23	101-16.14	14.63	4.57	0.33	2.2	1.2 D	
790319	307	51.36	17-36.17	101-16.55	16.00	4.25	0.11	1.3	2.1 D	
790327	1707	36.33	17-37.51	101-16.30	12.64	3.11	0.17	1.1	3.4 D	
751201	314	13.30	15-31.30	96-43.00	16.00					4.7
751202	336	1.70	15-29.40	96-43.30	7.10					4.3
751205	2341	12.30	15-34.30	96-45.30	25.00					4.3

Estos 14 registros se compararon en conjunto, comprendiendo residuales obtenidos a distancias similares entre diferentes temblores, ver fig 15. Los residuales obtenidos en direcciones paralelas y perpendiculares a la línea de costa presentan valores menores que aquellos obtenidos para otras direcciones alejadas de la costa. Por ejemplo, a la distancia hipocentral de 14410 km tenemos PEJ y AGX comparado con IIF e IFM; para 14810 km tenemos a IIM comparado con IIF y IIC; y para 15210 km tenemos a VHO comparado con GJM. Una anomalía que se puede observar en la figura es a la distancia hipocentral de 14810 km, donde AGX se compara contra IIF y GJM existiendo entre ellas una diferencia en residual de casi 4 segundos. Otro caso que muestra la dependencia azimutal se puede observar a las distancias hipocentrales de 14810 km, 15010 km y 15210 km para las estaciones del temblor de 1979 comparadas con las de 1982 y 1978, donde IIF y IIC se comparan con GJM y IIM; IIF con IIC y VHO con IIM respectivamente. Como se observa sistemáticamente los residuales del temblor de 1979 son menores que los temblores de 1982 y 1978, recordando que estos se registraron a distancias similares. Esta situación indica que en la mayoría los residuales obtenidos en dirección SW desde SIAMEA hacia el temblor de 1979, vemos que estos son menores que aquellos en dirección SE hacia los temblores de 1982 y 1978, ver fig 4.

Por último, las dos anomalías anteriores así como la dependencia azimutal, pueden asociarse a dos causas fundamentales: 1. Causa inclinada y 2. Variaciones de velocidad horizontal. (Nuttin & Sait, 1969).

3 ANALISIS E INTERPRETACION DE DATOS

Con los residuales que se estimaron en el capítulo anterior, se cumple con el primer objetivo de este estudio. En la primera parte de este capítulo, vamos a utilizarlos para corregir los tiempos de viaje calculados, a cada una de las estaciones a las que se les estimó su residual, y así relocalizar el temblor principal y las réplicas seleccionadas para cada uno de los temblores estudiados.

3.1 Localización Utilizando feruiditas.

Utilizando el programa HYPO71 para la localización, se procesaron varias veces el temblor principal y las réplicas seleccionadas para cada uno de los temblores estudiados, con el propósito de hacer resaltar algunas características que se presentaron en el proceso de relocalización.

Para observar estas características, después de cada corrida, se graficó el animal y la distancia de cada localización, con respecto a uno de referencia. Siendo para los temblores principales, las localizaciones publicadas en el catálogo de Singh et al., 1984, Tolada y Nava (1983) y Nava (1984), mientras que para las réplicas se toma su localización seleccionada en el capítulo anterior, véase la fig. 15.

Todos los temblores y sus réplicas fueron procesados con una profundidad de prueba, que en este caso fue la profundidad del temblor o réplica de referencia. Esto se hizo con el objeto de disminuir una variable.

3.1.1 Localización en la Región de Jaxaca

Esta región se procesó cuatro veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estación más cercana, que en este caso son VHS o PBL según la localización del temblor o réplica, (ver fig 16a).

En esta se observa que tanto el temblor principal como las réplicas tuvieron un corrimiento de más de 40 km hacia el NE. Esto se debe primordialmente a las estaciones cercanas (VHS, PBL), que al no tener una cobertura azimutal de estaciones cercanas, desplaza la localización hacia estas dos únicas estaciones (ver fig 16).

b) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estación más cercana, pero

ahora sin VMG o PEG, ver fig 16b).

Mejora notablemente la localización cuando se quita la lectura de la estación VMG o PEG, sin embargo, aun se tiene algo de dispersión.

c) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana, pero con las lecturas de VMG o PEG, ver fig 16c).

Nuevamente se observa un comportamiento mucho mayor que el primero hacia el NNE, esto se explica de la misma forma que el primero, con la diferencia que ahora es mayor por el efecto del residual. Esto muestra la influencia de la distribución de las estaciones, y la falta de estas a lo largo de la costa.

d) Con residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana y sin las lecturas de VMG o PEG, ver fig 16d).

Al igual que en el segundo caso, las localizaciones mejoraron, pero con la diferencia que ahora se corrigio el tiempo de viaje calculado con los residuales, como se puede ver en el temblor principal y en las reactivos 3 y 4. La diferencia en promedio de la distancia epicentral es de 6 kilometros y no existe azimut preferencial.

3.1.2 Localización en la Region de Fátima

Esta region se prueba tres veces:

a) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana, que en este caso son III o AKA, ver fig 17a).

Marcadamente se observa la influencia de la estación cercana. Por ejemplo, las réplicas 4 y 5 se apartaron de las demás, porque tienen lectura de la estación AOX, mientras que las otras tres tienen lecturas de la estación III (ver fig 17).

b) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana (AOX, III), fig 17b.

Mejora la localización para la 1, 4 y para el temblor principal, por la corrección del residual al tiempo de viaje calculado, mientras que para las otras tres réplicas mantienen su corrimiento y distancia.

es con residuales y con epicentro de prueba cercano al área de réplicas, fig 17c.

Con esta tecnica se pudo controlar mejor la localización de las réplicas 1, 3 y 5, que no tienen la estación AOX de la costa, mientras que las otras se mantienen sin cambios apreciables. El epicentro de prueba se rige en las cuatro direcciones geograficas, y a distancias de 1.2 y un grado del centro del área de réplicas, sin observar variaciones importantes en los porcentajes.

3.1.3 Localización en la Region de Omitépec

Esta region se proceso tres veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana, en este caso es la estación AOX o VHS, (ver figs 18 y 18a).

En este caso, las dos estaciones mencionadas estan provocando el corrimiento hacia el SSW, pero como ahora se tiene una mejor cobertura de estaciones, este corrimiento se puede mejorar usando POSO AZIMUTAL, que es otra de las alternativas

para la localización de un temblor.

b) Sin residuales, con epicentro de prueba a la estación mas cercana y con peso axial. (ver fig 15b).

Mejoro un poco las localizaciones, sobre todo el primer temblor principal (PI).

c) Con residuales y epicentro de prueba a la estación mas cercana (ver fig 15c).

Nuevamente se observa la mejora de las localizaciones al utilizar residuales, siendo notable la diferencia con respecto a la anterior. Se proceso tambien con peso axial, sin embargo no cambiaron las localizaciones.

3.1.4 Localización en la Región de Huejutlan de Leon

Esta región se proceso dos veces:

a) Sin residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana (III), ver fig 16a.

Como se puede observar, este temblor presenta menor dispersión en sus localizaciones, y no se distinguen ninguna dirección preferencial como las anteriores, esto se debe a la buena distribución de estaciones alrededor del área de réplicas, ver fig 17.

b) Con residuales y con epicentro de prueba a la estación mas cercana (III), ver fig 16b.

Esta figura muestra que es importante la distribución de estaciones, ya que contando con una buena distribución, las residuales varían no tanto con el rango de confianza como normalmente se cree, aunque al observarse con detenimiento, el cambio principal no tiene cambio perceptible en los dos ejemplos. Véase Fig. 10a, 10b. Esto se debe al hecho de que el tipo de terreno de la zona de origen y una de las restricciones del modelo, ya que el tiempo de camino P es fundamental en el ajuste del tiempo de origen de un terminal, entonces, al elevarse simplemente cambia el tiempo de origen sin modificar sustancialmente las configuraciones del terreno.

3.2 Determinación de Modelos Geométricos Utilizando Residuales

3.2.1 Procedido de Modelos

Se ha visto que existen diferentes métodos y técnicas que pueden ayudar a inferir la estructura de la zona. Aquí se usara los residuales encontrados para poder ajustar un modelo a varios según le permitan las observaciones.

El proceso comienza con el modelo estándar de SIMC (Fig. 5), ya que fue utilizado en todo el análisis anterior de los datos. Éste se modificará tomando en cuenta por un lado, el análisis de las relaciones encontradas (lineales o distantes, hipocéntrica y aristas), y por otro, el examen de los diferentes modelos obtenidos en México. Estos se clasifican según los modelos por observados: Una para el continente y otro para la zona en atención a la información recibida de la comunidad del Mho. Para después, y por medio de un modelo de zona inclinada, unir estos dos, en uno híbrido que cubra toda la zona de estudio.

Este proceso se realiza utilizando el programa (VF.FIN) el cual encuentra el tiempo mínimo de viaje de un rayo directo o refractado (VF), el ángulo de salida (VF), el nuevo residual (VF) y el RMA (error cuadrático medio) de los residuos encontrados con el modelo estándar (RMD) y con el modelo propuesto (RMD). Además, da información sobre la zona donde se encuentra la fuente (de los ángulos aparentes de las dos últimas capas (RMD, RMD), así como, los espejos debajo de la fuente

El D.E. se refiere de la velocidad horizontal. Por último, se proporciona el cálculo del tiempo de viaje de subida (MTV) o de bajada (MTB). Esta información se encuentra en un archivo que acompaña al programa con un nombre dado por el usuario, ver Apéndice B.

En el Apéndice A se describen las ecuaciones del tiempo de viaje para un rayo directo e indirecto en un medio con un ángulo de curvatura.

Los procedimientos de los resultados calculados con un nuevo modelo de gradientes en las mediciones de velocidad vs distancia horizontal con la diferencia que ahora se tiene el promedio del perfil de una estación con su respectiva barra de error. Se trabaja con la finalidad de observar los errores y el mejor ajuste a la mayoría de los resultados del perfil estándar. Al final de estos datos se discute a continuación:

3.3.1. Modelo para el continente

Para el continente, se toma como base el perfil de Huxman de León de 1988. Este modelo con los siguientes parámetros: localización dentro del continente y fecha de inicio 1988, en comparación con los de la costa. Esta característica es muy importante, ya que los rayos del primer perfil llegan a las estaciones como directos. Estos rayos se siguen considerando los errores de los diferentes casos sobre la densidad del agua.

En la Figura 3 se puede observar que existe una tendencia en aumentar la velocidad interna de los modelos continentales, donde se asigna una velocidad de 0.1 km/seg. en promedio. Este perfil de agua se tiene una o dos veces delgadas que en cualquier caso, con una velocidad promedio de 4 km/seg. mientras que hacia abajo también tienen una o dos veces con velocidades entre 0.1 y 2.5 km/seg. siendo sus espesuras menores que la intermedia. En respecto a la velocidad del sonido, existe una variación entre 0.1 y 0.5 km/seg. tanto para los modelos de la costa como del continente.

En base a las características mencionadas, y recordando que se requiere de un modelo más lento, se construyó el modelo estándar de la siguiente manera: se quitó la capa de 7.5 km de V_p a reduce la velocidad de V_p a 4 km/seg y, la del correspondiente a 3.0 km/seg. También se aumenta la profundidad del Moho a 40 km. Los espesores de la segunda y tercera capa se variaron de tal manera que minimicen los residuals. Estos valores se pueden observar en la figura 20 y en la TABLA 11, donde se identifican los diferentes espesores experimentales. En todas estas curvas, la que mejor se ajusta a las observaciones es aquella que representa el modelo continental con los espesores de 20 y 10 km, curva 20.

TABLA 11

MODELOS CONTINENTALES CON CAPAS PLANAS

PRUEBAS CON EL TEMBLOR DE 1960						RMSF(80)=1.9025	RMSF(79)=3.0094				
MODELO 1	MODELO 2		MODELO 3		MODELO 4		MODELO 5		MODELO 6		
E	V_p	E	V_p	E	V_p	E	V_p	E	V_p	E	V_p
5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0
24	6.1	20	6.1	20	6.1	20	6.1	20	6.1	18	6.1
4	6.2	8	6.2	10	6.2	12	6.2	10	6.2	20	6.2
7	6.0	7	6.0	7	6.0	7	6.0	7	6.0	7	6.0
RMSI=1.2780	RMSI=1.2298		RMSI=1.2079		RMSI=1.1981		RMSI(80)=1.1852		RMSI=1.1873		
								RMSI(79)=0.7720			
PRUEBAS CON EL TEMBLOR DE 1960						RMSF(80)=4.0536	RMSF(78)=3.8288				
MODELO 5	MODELO 7		MODELO 8		MODELO 9						
E	V_p	E	V_p	E	V_p	E	V_p				
5	4.0	5	4.0	5	4.0	5	4.0				
27	6.1	22	6.1	24	6.1	27	6.1				
10	6.2	18	6.2	15	6.2	18	6.2				
7	6.0	7	6.0	7	6.0	7	6.0				
RMSI=2.1591	RMSI=2.0690		RMSI(80)=2.0198		RMSI=2.0924						
				RMSI(78)=1.5412							

PRUEBAS CON LOS TEMBLORES DE 1962 Y 1978

MODELO 10		MODELO 11	
E	V_p	E	V_p
5	4.0	5	4.0
20	6.1	20	6.1
10	6.9	11	6.9
5	8.0	5	8.0

Onda:

E = separación de las ondas en kilómetros

V_p = velocidad de la onda P en km/seg

RMS10 = RMS del residual obtenido con el modelo propuesto para todas las estaciones.

RMS11 = RMS del residual obtenido con el modelo estándar para todas las estaciones.

Para observaciones cuando se tiene un temblor en la costa, como el de 1962, este modelo resulta ser lento, como se observa en la figura 21. Por tal razón se tiene que modificar, bajando la profundidad del Moho; ya que variaciones de los espesores no dio resultado. Para encontrar la profundidad correcta del Moho, se ensanchó el espesor de la segunda capa cada dos kilómetros, hasta llegar a los 50 (ver Tabla 11 y fig 21), obteniéndose un resultado satisfactorio con el modelo representado por la curva 5 (ver el RMS10).

Utilizando el error de los obtenido (curva 5, fig 20), se analizaron los residuales correspondientes al temblor de 1978. La figura 22 muestra que mediante el modelo anterior también se puede minimizar estos residuales. Igualmente, utilizando el segundo modelo (curva 2, fig 21), las observaciones del temblor de 1978 se satisficren.

El hecho de que modelos diferentes, resulten del análisis de temblores con diferente localización, es una evidencia más de que hay variaciones laterales en la estructura de la velocidad.

3.2.1.2 Modelo para la costa

Para encontrar el modelo para esta parte del continente, se utilizaron los temblores de 1979 y 1980, por tener registros de algunas estaciones en la costa, como son: ACX, ZIH, PEO y SXO. (ver fig 4).

Siguiendo el procedimiento anterior, se calcularon los tiempos de viaje para el temblor de 1980, con un modelo que tiene las mismas velocidades que el del continente (modelo 5, TABLA 11), pero con una profundidad del Moho a 35 Km (modelo 10, TABLA 11), ya que los residuos de las estaciones en la línea de costa (ACX, ZIH), requieren de un modelo más rápido, sin embargo, es necesario bajar a 35 Km la profundidad del Moho, para encontrar un acuerdo entre los residuos de las dos estaciones. (ver fig 21, ver fig 10 y 11).

Este modelo (Moho 35 Km) también mejora los residuos de las estaciones ACX, PEO y SXO en el temblor de 1979 (ver fig 22, modelo costero).

3.2.2 Modelo Final

La diferencia de profundidades del Moho en la costa y en el continente, así como, las discrepancias entre los modelos encontrados para 1979 en comparación con aquellos de 1978 y 1980, sugieren la necesidad de unificar todos ellos mediante modelos híbridos de varias profundidades.

El programa TVP.FTN utiliza el modelo de la costa en una línea paralela a ella, los echados de las dos últimas capas y el ángulo γ (ver fig 4). A continuación calcula para cada epicentro o estación los espesores correspondientes. El ángulo utilizado es de 21.5 grados, ya que este corresponde a la dirección promedio perpendicular a la línea de costa.

Para cada estado que se prueba, se comparó si los espesores bajo la estación IIM, son los mismos que aquellos de los modelos encontrados para el continente. Los espesores encontrados para las dos últimas zonas, en las regiones de Petatlan y Huehuetlán de León, son 0.0 y 1.0; para las regiones de Oaxaca y Omatepec son 1.0 y 2.7, (ver TABLA 12). Los resultados obtenidos se muestran en los figs 22 a 25. El modelo híbrido resulta ser un promedio entre aquellos del continente y de la costa.

TABLA 12

MODELOS CONTINENTALES CON LAMAS INCLINADAS

MODELOS HIERTOS

OAXACA	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=1.0	
TETP2=2.7	

RMSI=1.5049
RMSP=3.8403

OMATEPEC	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=1.0	
TETP2=2.7	

RMSI=2.1587
RMSP=4.0036

HUAJUAPAN	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.0	
TETP2=1.0	

RMSI=1.0691
RMSP=1.8825

PETATLAN	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.0	
TETP2=1.0	

RMSI=1.0517
RMSP=3.0094

MODELOS FINALES

OAXACA	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.1	
TETP2=0.4	

RMSI=1.0562
RMSP=3.8283

OMATEPEC	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.0	
TETP2=0.4	

RMSI=1.7741
RMSP=4.0536

HUAJUAPAN	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.0	
TETP2=2.0	

RMSI=1.0386
RMSP=1.8825

PETATLAN	
E	Vp
5	4.0
20	0.1
11	0.9
7	0.0
TETP1=0.0	
TETP2=0.7	

RMSI=0.7739
RMSP=3.0094

Donde:

E = espesor de las capas en kilómetros

V_{ps} = velocidad de la onda P en la capa

RMS1 = RMS del residual obtenido con el modelo propuesto para todas las estaciones

RMS2 = RMS del residual obtenido con el modelo estándar para todas las estaciones

TETP1 = echado de la segunda capa del modelo propuesto

TETP2 = echado de la tercera capa del modelo propuesto

Una manera de disminuir aún más estos residuales, es incrementando los echados encontrados, hasta lograr un RMS1 menor, sin considerar la profundidad que alcanza el Moho. Los echados encontrados para las regiones de Oaxaca, Petatlan, Huejutlan de Leon y Ematepec son respectivamente: 0.1, 2.2, 0.6, 4.7, 0.6, 2.6 y 3.6, 6.4 (ver modelos finales en los Figs 23 a 25 y TABLA 12). Estos modelos representan el mejor ajuste a las observaciones (ver RMS1).

4 DISCUSION Y CONCLUSIONES

4.1 Localizaciones

En el capítulo anterior se analizó el uso de los residuales para la localización de temblores, resultando óptimo para las cuatro regiones estudiadas; sin embargo, la distribución y densidad de estaciones sísmológicas bajo el paralelo 21 de México, es el factor principal a tener en cuenta para localizar un temblor con esta técnica, ya que, si no se cuenta con registros de estaciones cercanas a la costa, la localización puede tener inconvenientes praxiográficos, hacia las estaciones continentales cercanas a estas cuatro regiones. Una manera de resolver este problema en la región de Oaxaca, fue excluyendo temporalmente la estación cercana (VMO o PBL), mientras que para la región de Petatlan se fijó un censo de prueba cercano al área de réplicas. Se

debe resaltar que no se tomo en cuenta la profundidad de los temblores en todo este analisis.

4.2 Modelos Continuos

En base a las inferencias tectonicas y a los modelos de velocidad de la corteza superior continentales para Mexico, se determinaron las velocidades que se asignan a los modelos continentales y a la corteza. Los ajustes de ellos se ajustaron de tal manera que minimizaran los residuales observados, para después, una serie, en dos modelos híbridos con echados, en las dos últimas etapas, de 0.0, 1.5 y 1.0, 1.7 para las regiones de Patatlan, Huejicapan de Leon y Orizaba, respectivamente.

Incrementando los echados se logra disminuir aun mas los residuales, sacrificando la profundidad del Modelo. Los echados optimos (RMSI minimo) fueron: 0.0, 2.0, 0.0, 1.7, 1.1, 1.8 y 1.0, 1.4 para las regiones de Huejicapan de Leon, Patatlan, Orizaba y Oaxaca respectivamente.

Hay que resaltar que fueron los echados y no las velocidades las que se variaron. En estudios posteriores se pretende variar horizontalmente la velocidad, con lo que se lograria controlar mejor la profundidad del Modelo.

Con respecto a la utilidad de estos modelos, se puede comentar lo siguiente: Hay una gran cantidad de combinaciones entre las velocidades, espesores y echados que se ajustan a las observaciones de los residuales, sin embargo, estos se restringen a medida que se obtengan mayor informacion geologica y geofisica del area en estudio.

FIGURAS

- Fig. 1. Selenografía. Funciones del campo gravítico y distribución de volcanes activos comprendidos con triángulos oscuros.
- Fig. 2. Esbozo esquemático de la segmentación de la placa de Cocos en la subducción bajo la placa Americana.
- Fig. 3. Actividad sísmica entre 1961-1969, con datos obtenidos del Boletín Informaciones Sísmicas y Climatológicas del Instituto de Ingeniería.
- Fig. 4. Distribución de estaciones climatológicas que operan en México y su relación con los límites estudiados. El ángulo χ es el de una línea perpendicular a la placa.
- Fig. 5. Medios propuestos para la estimación de velocidades de propagación de ondas P₁ en diferentes regiones del país.
- Fig. 6. Relación entre los residuales obtenidos y la distancia hipocentral en la región de Chiapas.
- Fig. 7. Relación entre los residuales obtenidos y el ángulo en la región de Chiapas.
- Fig. 8. Lo mismo que la fig 6 pero para la región de Huajuapán de León.
- Fig. 9. Lo mismo que la fig 7 pero para la región de Huajuapán de León.
- Fig. 10. Lo mismo que la fig 8 pero para la región de Petatlán.

- Fig. 11. Lo mismo que la fig 7 pero para la region de Petatlan.
- Fig. 12. Lo mismo que la fig 8 pero para la region de Quixauca.
- Fig. 13. Lo mismo que la fig 7 pero para la region de Oaxaca.
- Fig. 14. Sismogramas tipicos de las oscilaciones registradas en diferentes estaciones de la red de SIEMSA. La claridad de los primeros arritos fue una de las ventajas de seleccion.
- Fig. 15. Comparacion de residuales obtenidos en distancias iguales. Las distancias epicentrales asignadas se encuentran con la tolerancia de 10 km, ver texto.
- Fig. 16. Relacion espacial entre los epicentros de los temblores analizados y las estaciones utilizadas para las localizaciones.
- Fig. 16a-16d. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Oaxaca.
- Fig. 17. Lo mismo que la fig 16.
- Fig. 17a-17d. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Petatlan.
- Fig. 18. Lo mismo que la fig 16.
- Fig. 18a-18d. Diferencias de azimut y distancias epicentrales del temblor principal y las replicas para la region de Ometepe.

Fig. 17. Lo mismo que la fig 16.

Fig. 18(a). Inferencias de acimut y distancias epicentrales del tumbador principal y los residuali para la region de Huajuapán de León.

Fig. 20. Reduccion de los residuales en la region de Huajuapán de León, probando diferentes espesores para la segunda y tercera capa (sin cambiar la suma de estos), con las velocidades propuestas (ver texto). Las curvas de la 1 a la 6 representan cada una de las pruebas, sobresaliendo la 5 con espesores de 20 y 16 km (modelo 5, TABLA 10).

Fig. 21. Reduccion de los residuales en la region de Ometepe, probando diferentes profundidades en el modelo 5 (ver TABLA 10), variando el espesor de la segunda capa y considerando los espesores de la primera y tercera capas 5, 5 y 5. TABLA 10. La curva 6 representa aquel con espesor de 4 km. Así mismo, mediante las curvas 10 y 11, se representan los modelos que se ajustan mejor a las observaciones de la costa, sobresaliendo la 11, con espesores de 8, 20 y 11 km en la primera, segunda y tercera capas, respectivamente (modelos 10 y 11, TABLA 10).

Fig. 22. Comparacion de los residuales, para diferentes modelos en la region de Petatlan. Los modelos de la costa y del continente, son aquellos representados con los numeros 5 y 11 en la TABLA 10; mientras que el modelo hibrido y el canal, fueron obtenidos variando los echados de las dos ultimas capas del modelo de la costa (ver IEPF1, IEPF2, TABLA 10).

Fig. 23. Comparacion de los residuales, para diferentes modelos en la region de Sanja. Los modelos de la costa y del continente, son aquellos representados con los numeros 11 y 6 en la TABLA 10; mientras que el modelo hibrido y el canal, fueron obtenidos variando los echados de las dos ultimas capas del modelo de la costa (ver IEPF1, IEPF2, TABLA 10).

Fig. 24. Lo mismo que la fig 23 pero para la region de Ometepe.

Fig. 25. Lo mismo que la fig 24 pero para la región de Huajuapán de León.

BIBLIOGRAFIA

- Boletín Sismológico
Publicado por el Instituto de Geofísica, a través del Servicio Sismológico Nacional (ISN).
V. 34, No 4, 1980.
V. 33, No 4, 1979.
- Boletín Sismológico Preliminar
Publicado por el Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y Sistemas (IIMAS) a través de la Red Sismológica Mexicana de Apertura Continental (RESMAC).
- Eubach, G.V., G. Erdilich, W.B. Pennington, y T. Matamoto (1984)
Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos Plate.
J. Geophys. Res., enviado.
- Castro, R. (1980)
Un modelo de la corteza terrestre para el Sur de México mediante el uso de sistemas profundos.
Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.
- Dean, B.W. y C.H.H. Brash (1973)
Focal mechanism solutions and tectonics of The Middle America Arc.
J. Geol. Vol., pp. 111-120.
- Demant, A. (1979)
Sedimentación del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano.
Resumen del Symposium sobre Evolución Tectónica de México, Mexicali B.C.N.
- Eobrin, H.S. (1976)
Introduction to Geophysical Prospecting.

McGraw-Hill, Inc., U.S.A.

- Eaton, J.P. (1968):
HYPSLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space.
Open file report, U.S. Geological Survey, pp. 158.
- Fox, J.E. (1970):
The crust and upper mantle of central Mexico.
Geophys. J. R. Astr. Soc., V.18, pp. 489-499.
- Hales, A.L. (1971):
Crustal and upper mantle structure in the region of the Gulf of Mexico.
Bol. Soc. Mexicana, V.52, No. 1.
- Hans, W. & J. Vonck (1970):
Subduction of the Cocos Plate and deep active tecture zone of Mexico.
Geol. Intern., V.17, pp. 14-21.
- Havskov, J., Singh, E., Navajo (1962):
Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico.
Geol. Intern., V.11, pp. 325-330.
- Havskov, J., Singh, E., Navajo, I., Dominguez y M. Rodriguez (1963):
Flora April, Michoacan, Mexico, earthquake of 25 October, 1961 (Mar 7.5).
Bull. Seism. Soc. Jpn., V.70, No. 2, pp. 449-457.
- Heislley, C.E., J.S. Nation y R.F. Meyer (1975):
Seismic refraction observations in southern Mexico.
EOS, V.56, No. 47, pp. 157.
- Information Science Publishers

Publicada por el Instituto de Ingenieros Civiles a través del sistema de información de bibliotecas de México (BIBNET).

-Jacob, L.H. (1975).
 Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth.
 J. Geophys. Res., U.S. Geol. Surv., pp. 6675-6687.

-Jiménez, J.V. (1981)
 Tesis de Maestría. Instituto de Ingeniería, U.N.A.M.

-Jacob, L.H.H. y J.C. Lamb (1975).
 HYPO71 (Revised): A program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes.
 Open-file report 75-111, U.S. Geological Survey, pp. 114.

-de la Feyta, J.V. y L.C. McNally (1980).
 Stress distribution and subduction of aseismic and ridges in the middle American subduction zone.
 J. Geophys. Res., en prensa.

-Meyer, R.H., J.C. Steinhardt y G.F. Woodard (1987).
 Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico.
 Tecton. and Geophys., Univ. Wisc., pp. 505.

-Minster, J.B. y T.H. Jordan (1978).
 Principal ray wide motions.
 J. Geophys. Res., U.S.G.S., pp. 5331-5354.

-Molnar, P. y L. Sacks (1977).
 Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity.
 Geol. Soc. Am. Bull., U.S.G.S., pp. 1667-1684.

- Mooney, W.H., R.P. Meyer, C.R. Helsley, C. Lomnitz y E.T.R. Lewis (1975):
 Extracted Waves across a leading edge: Observations on Pacific shots in
 Southern Mexico.
 EOS, V.56, No. 4, pp. 452.
- Moser, E. (1972):
 The Mexican volcanic belt: structure and tectonics.
 Geof. Intern., V.13, pp. 55-60.
- Nava, E.M. (1964):
 Estudio de los temblores de Cualepec del 7 de Junio de 1962 y sus
 réplicas.
 Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.
- Navarro, E.M. (1966):
 Sismicidad profunda en el sur de México.
 Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.
- Nutt, S.W. Sr. Ed. (1968):
 P-wave velocity as a function of depth
 J. Geophys. Res., V.73, No. 27, pp. 6747-6801.
- Ponce, L., L.C. McNally, J. González, A. Del Castillo y E. Chao (1975):
 The 29 November, 1970, Salina Earthquake: Foreshock activity.
 Geof. Intern., V. 17, pp. 207-210.
- Quintana, L., L. Ponce y J. Yamamoto (1964):
 Variaciones espacio temporales de la sismicidad en la región costera
 de Oaxaca de 1950 a 1964 (amb. 4, 30).
 En preparación.
- Rivas, A., A. González, L. Munguía, A. Nava, F. Vernon y J.N. Brune (1975):

- Location of aftershocks of the Colima earthquake using smoked paper recorders and digital event recorders.
Geol. Inform., V.17, pp. 341-348.
- Reyes, A., J.N. Brune y G. Linnitz (1979)
Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1978.
Bull. Geom. Soc. Am., V.89, No 6, pp. 1819-1840.
- Rodríguez-M. J., Lerma y L. Nava (1983)
Sismicidad en México durante 1981 y 1982.
Memorias del VI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, pp. 39-48.
- Rodríguez, M. (1980)
Análisis preliminar de las réplicas del terremoto de Oaxaca, ocurrido el 29 de Noviembre de 1978. Usando la coda.
Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, Ensenada Baja California, México.
- Singh, S.K. (1971)
Informes internos, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.
- Singh, S.K. y M. Rodríguez (1984)
A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981.
Bull. Seism. Soc. Am., V.74, pp. 267-279.
- Singh, S.K. y J. Lerma (1984)
Mislocation of Mexican earthquakes as reported in international bulletins.
Geol. Inform., enviado.
- Shaw, G.G. y P.L. Fisher (1961)
Middle American trench: seismic-contraction studies.
Geol. Soc. Am. Bull., V.72, pp. 721-730.

- Thatcher, W. y J.N. Evans (1973).
Surface wave and crustal structure in the Gulf of California region.
Bull. Seism. Soc. Am., Vol. No 5.

- Teleda, V.R. y A. Nava (1983).
Ondas de placa y el sismo de Huajuapam de Leon de 1980.
Comunicaciones Internas IIMAS, U.N.A.M., Serie Naranja No 350. pp. 65.

- Valdes, C., R.F. Meyer, R. Zuniga, J. Havskov, y G.L. Singh (1982).
Analysis of the Petatlan aftershocks: numbers, energy release and
asperities.
J. Geophys. Res., V.87, No. 210. pp. 3313-3327.

- Zuniga F.R. y C.M. Valdes (1980).
Analisis de las replicas del temblor de Petatlan del 14 de Marzo de 1972.
Tesis Profesional, Facultad de Ingenieria, U.N.A.M.

APENDICE A

Calculo del tiempo de viaje para un rayo refractado y directo en un modelo
 horizontal de capas inclinadas

El Programa TVP.FIN desarrollada para este estudio, se inicio con los algoritmos propuestos por Eaton (1960), los cuales fueron modificados segun las necesidades del estudio. A continuacion, se muestran las ecuaciones para el tiempo de viaje de un rayo directo y refractado, con fuente en la tercera capa, para un modelo horizontal de tres capas sobre un semiespacio, estando las dos ultimas inclinadas, (ver fig A1).

De la fig A1, se conocen los siguientes datos: EA , H , $E1$, $E2$, $E3$, $V1$, $V2$, $V3$, $V4$, θ_1 y θ_2 .

Las incognitas son: tiempo de viaje del rayo refractado (TVR) y tiempo de viaje del rayo directo (IVD).

Condiciones: $V1 > V2$, $V3 > V4$

1. Desarrollando el TVR (línea continua en la fig A1)

a) Determinacion de los angulos de incidencia y refractados

Usando la Ley de Snell y el concepto de angulo critico, de la fig A1 se tiene:

$$\alpha_c = \text{sen}^{-1} (V2/V1)$$

$$\alpha_s = \alpha_c \quad t_2$$

$$\alpha'_{i_0} = \alpha_c = \theta_3 \quad \text{donde} \quad \theta_3 = \theta_1 + \theta_2$$

Ahora si $\text{sen} \alpha'_{i_0} V3 = \text{sen} \alpha'_{r_0} V2$ entonces:

$$\alpha'_{r_0} = \text{sen}^{-1} (V3/V2 \text{ sen} \alpha'_{i_0})$$

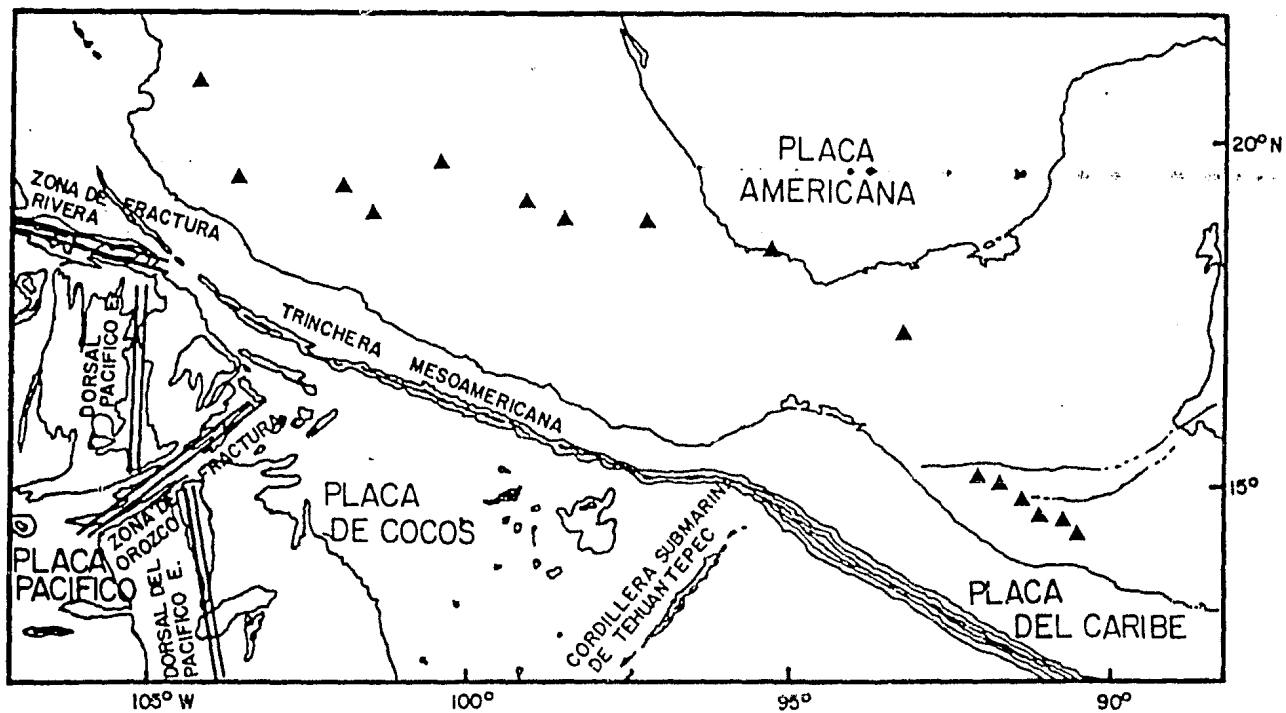


Fig 1

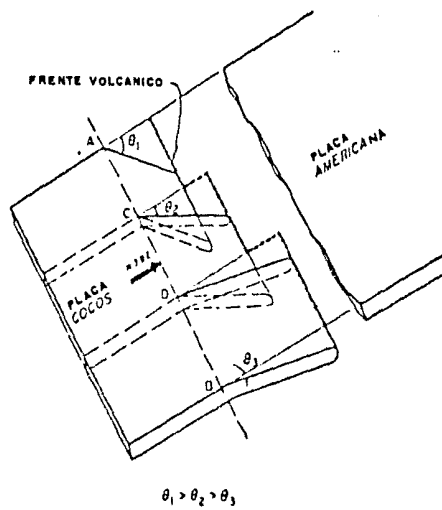
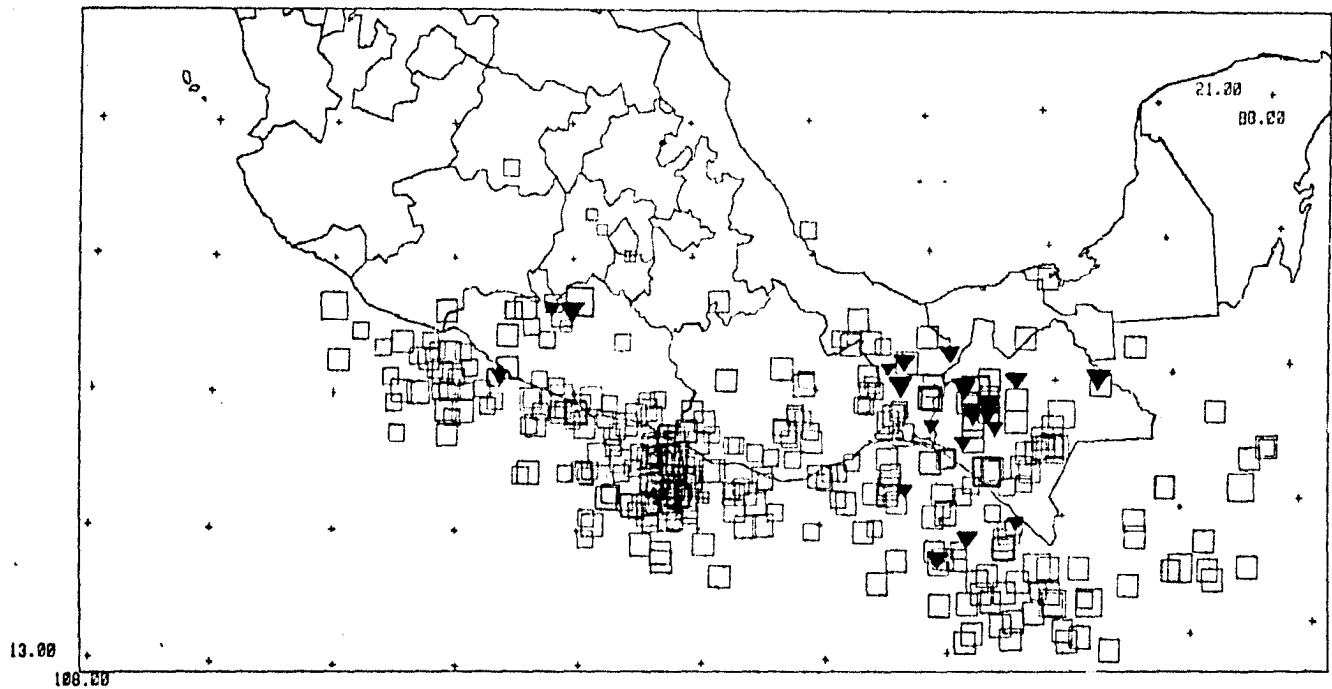
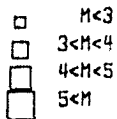


Fig 2

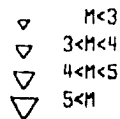
Fig 3



PROFUNDIDAD HASTA 60 KM



PROFUNDIDAD MAYOR DE 60 KM



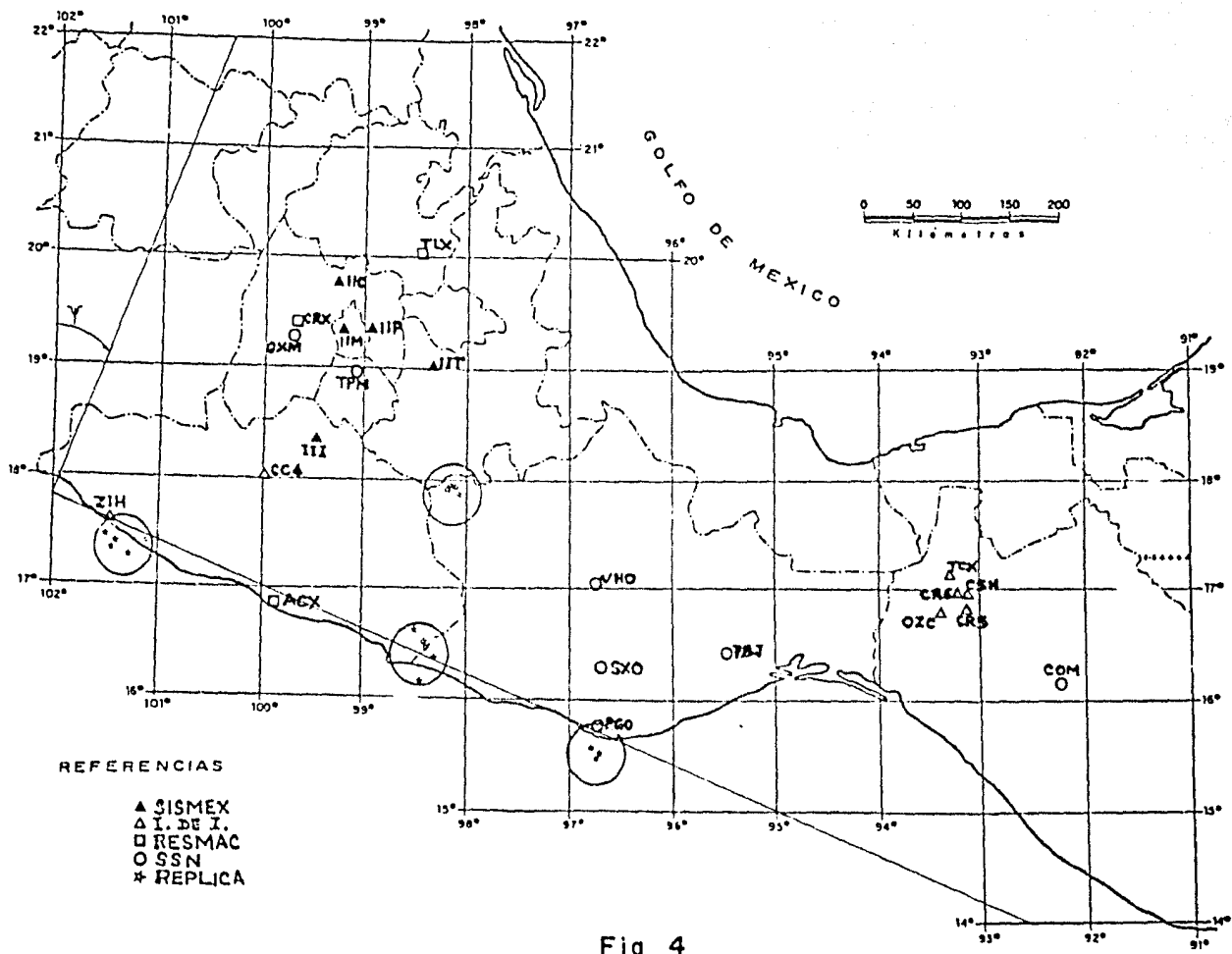
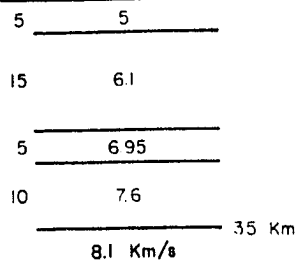


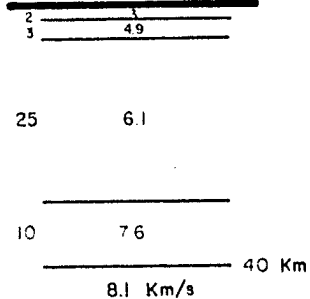
Fig 4

Fig 5

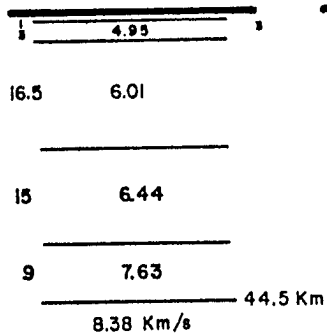
SISMEX



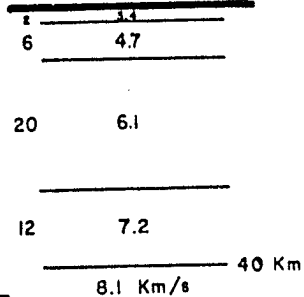
RESMAC



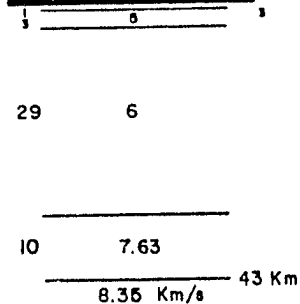
MEYER
DURANGO



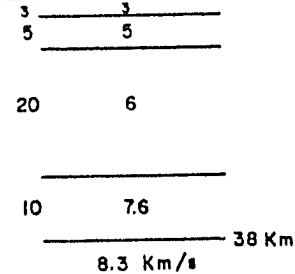
ASTIZ
ACAMBAY



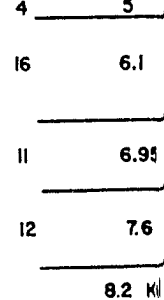
FIX
MEXICO CENTRAL



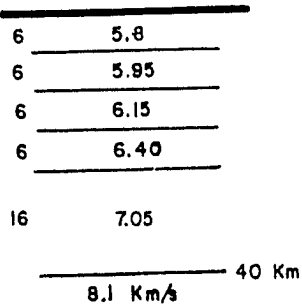
NOVELO
SURESTE DE MEXICO



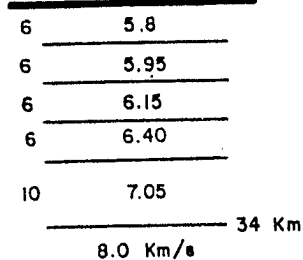
CASTRO
SURESTE DE



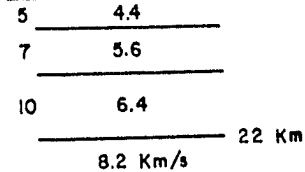
HAVSKOV
PLAYA AZUL



VALDES
PETATLAN



PONCE
OMETEPEC-OAXACA



OMETEPEC, 1982

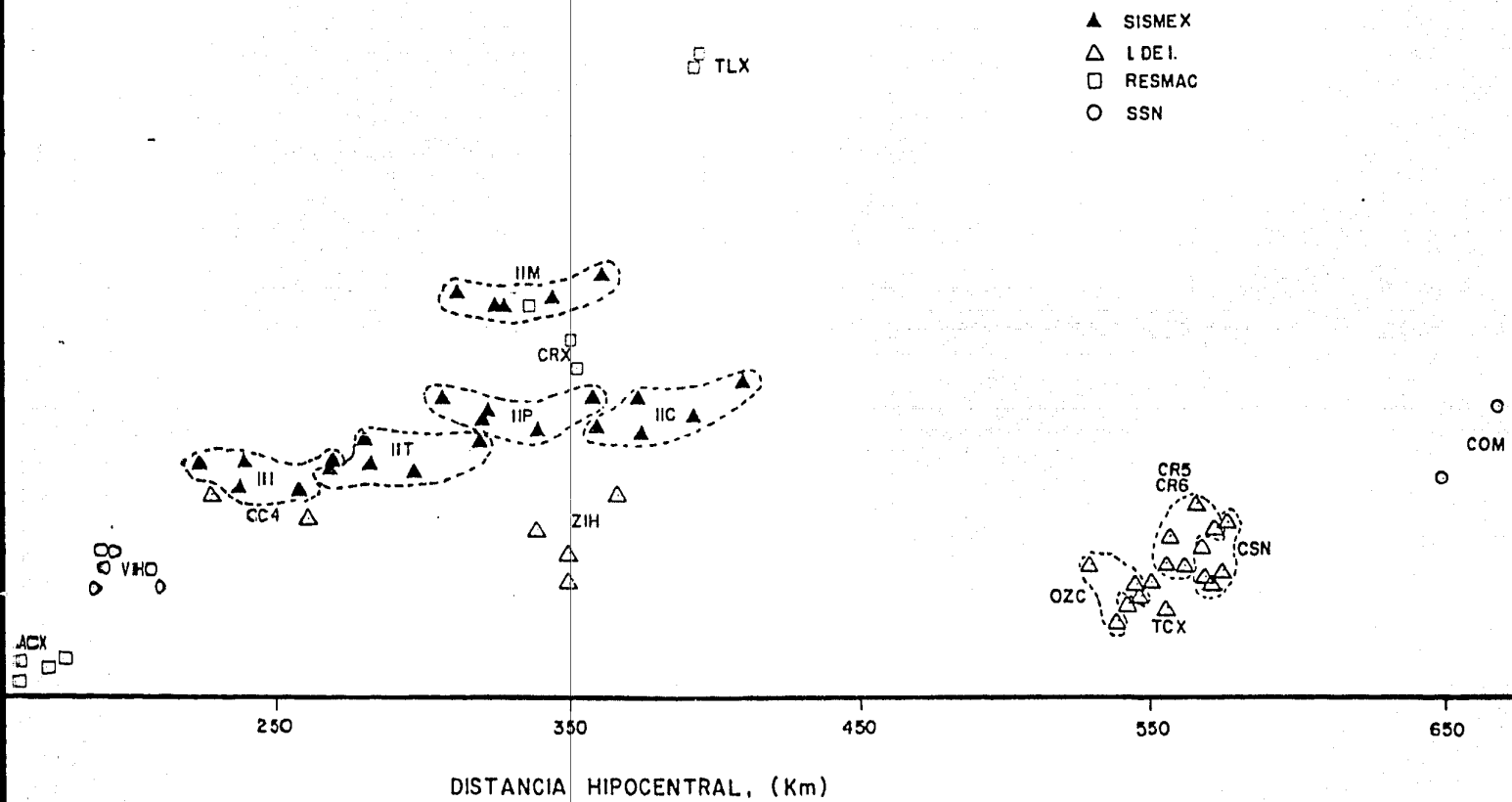
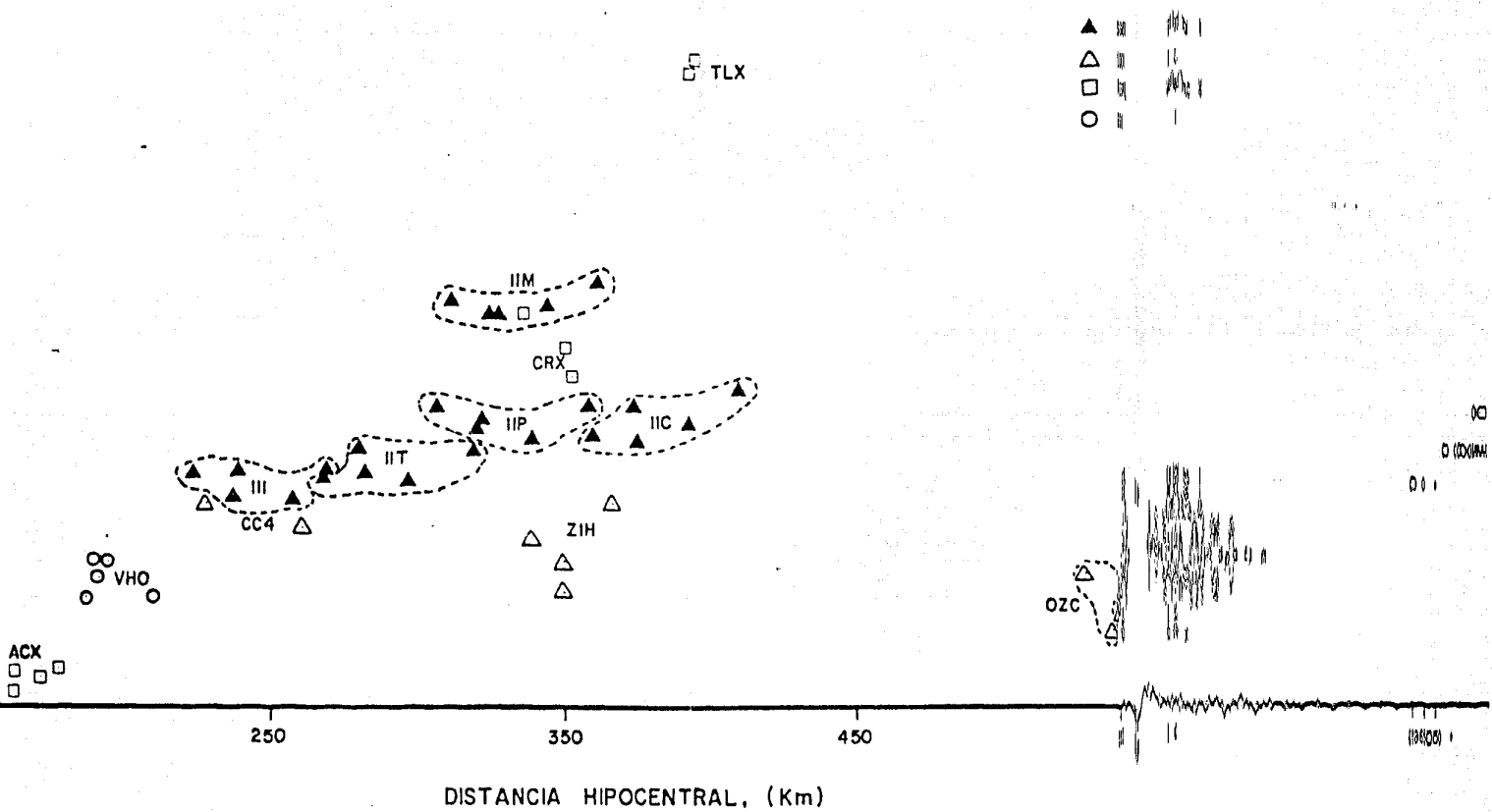


Fig 6

OMETEPEC, 1982



HUAJUAPAN DE LEON, 1980

- ▲ SISMEX
- △ I. DE I.
- RESMAC
- SSN

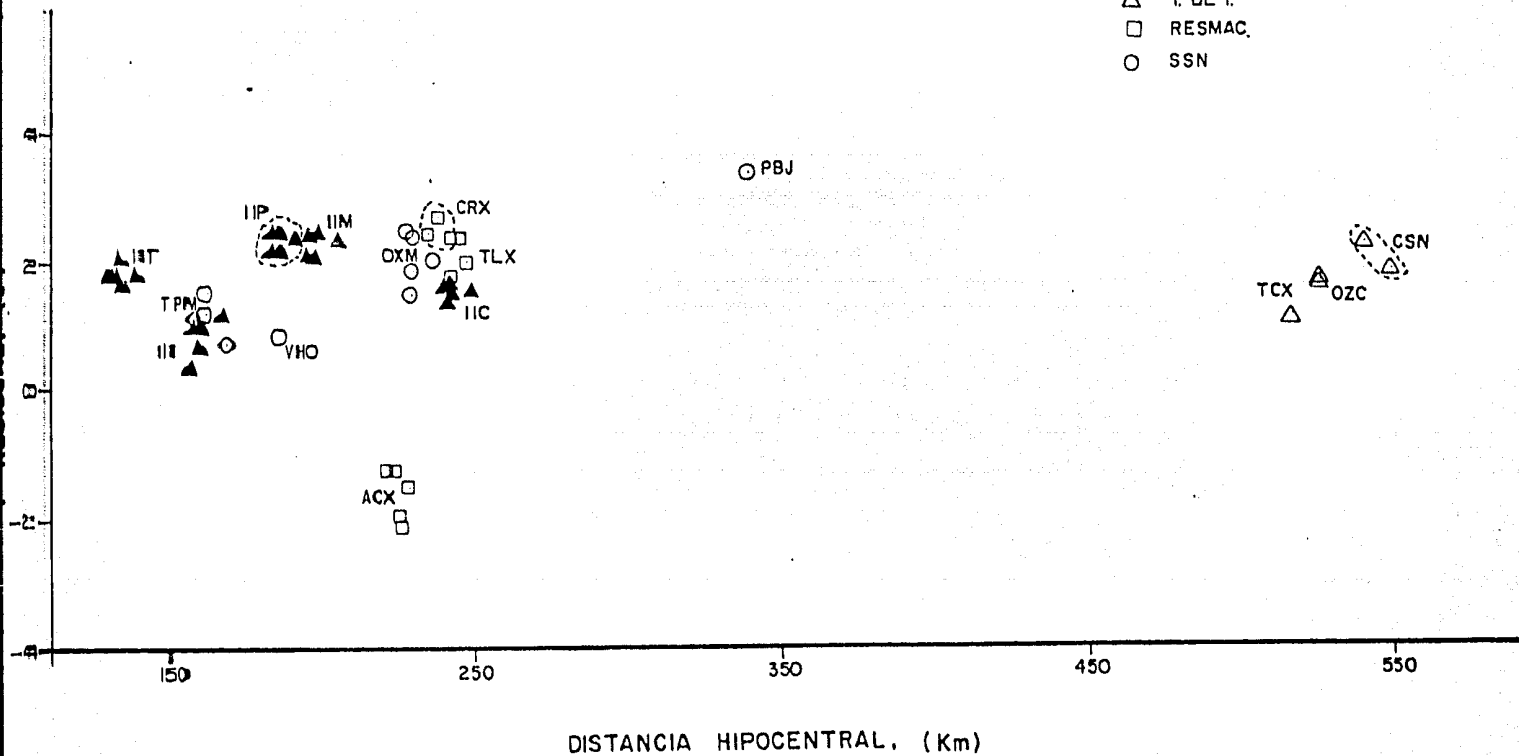


Fig 8

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

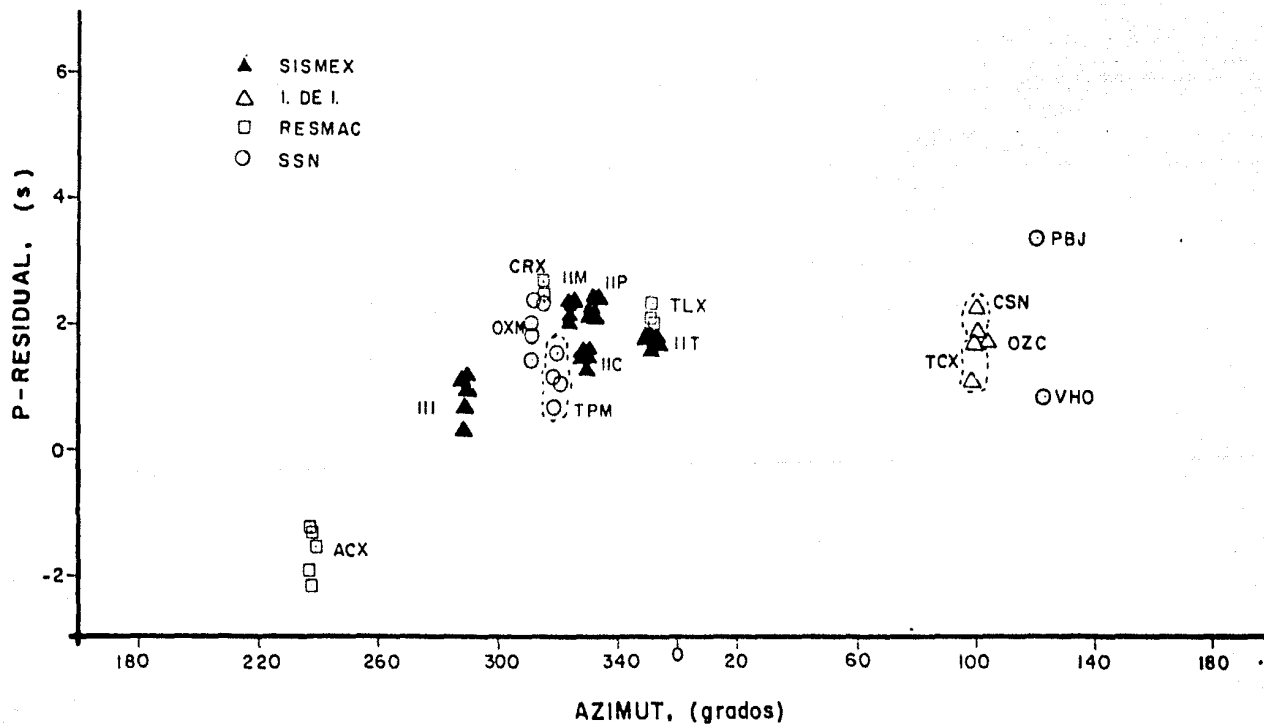


Fig 9

PETATLAN, 1979

- ▲ SISMEX
- △ I DE L
- RESMAC
- SSN

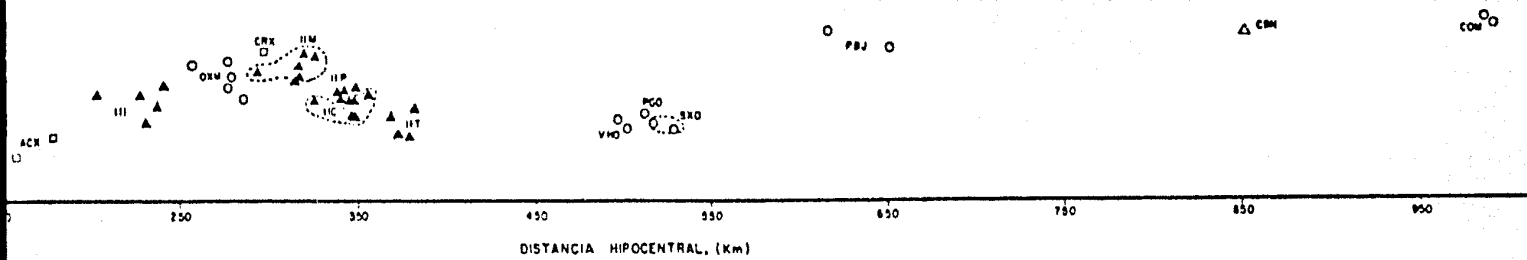


Fig 10

PETATLAN, 1979

- ▲ SISMEX
- △ I DE L
- RESMAC
- SSN

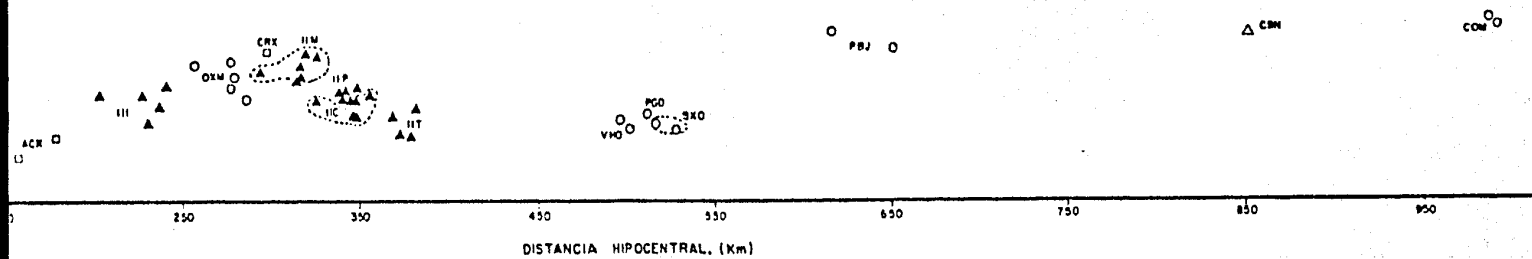


Fig 10

PETATLAN, 1979

- ▲ SISMEX
- △ I.D.E. I.
- RESMAC
- SSN

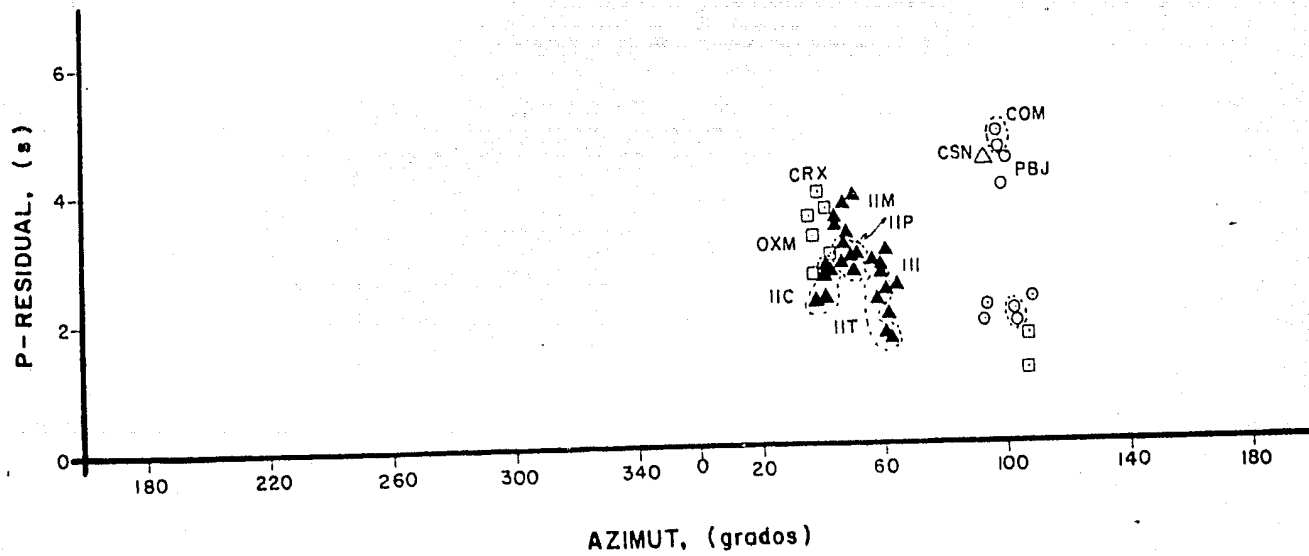
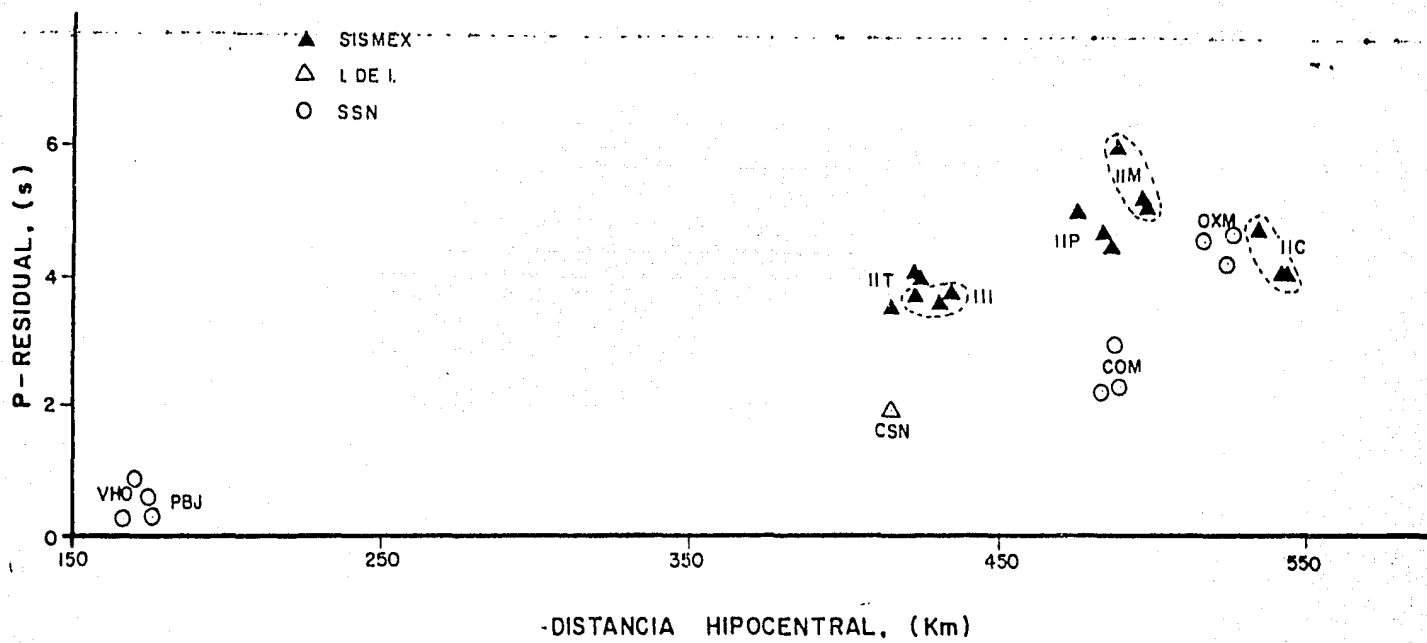


Fig II

OAXACA, 1978



OAXACA, 1978

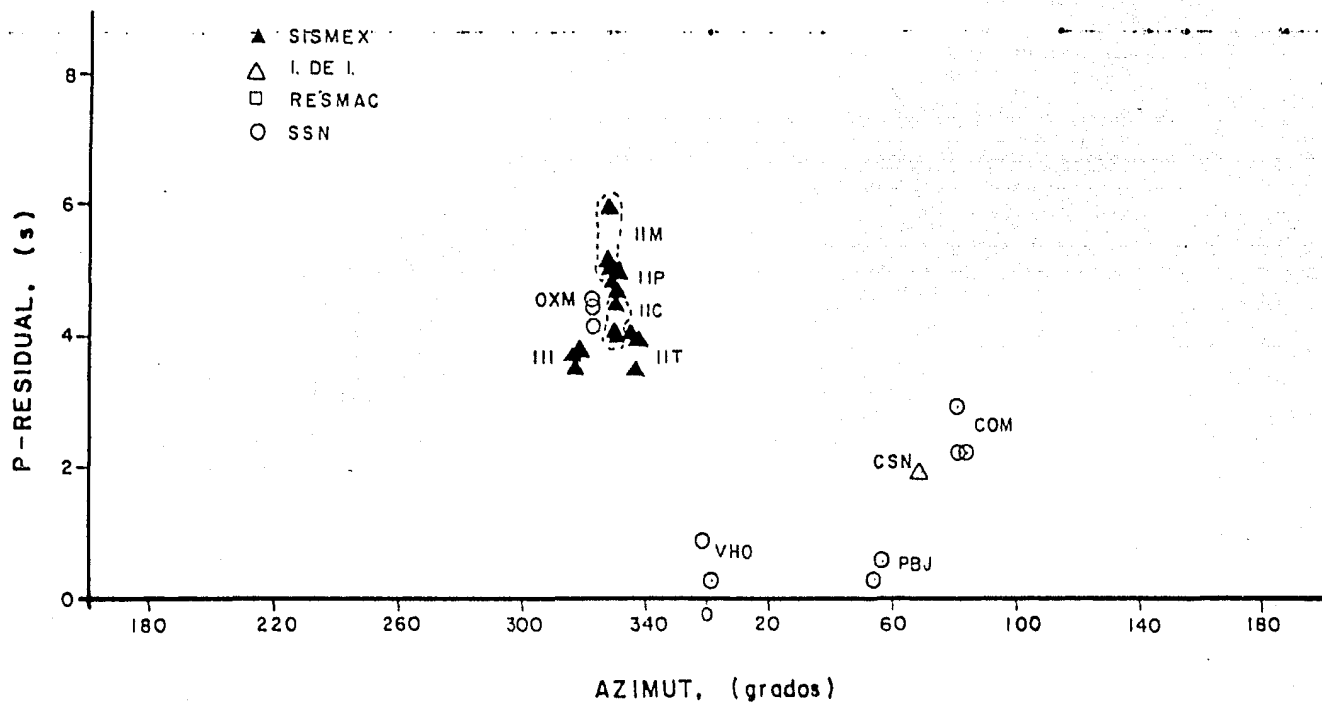


Fig 13

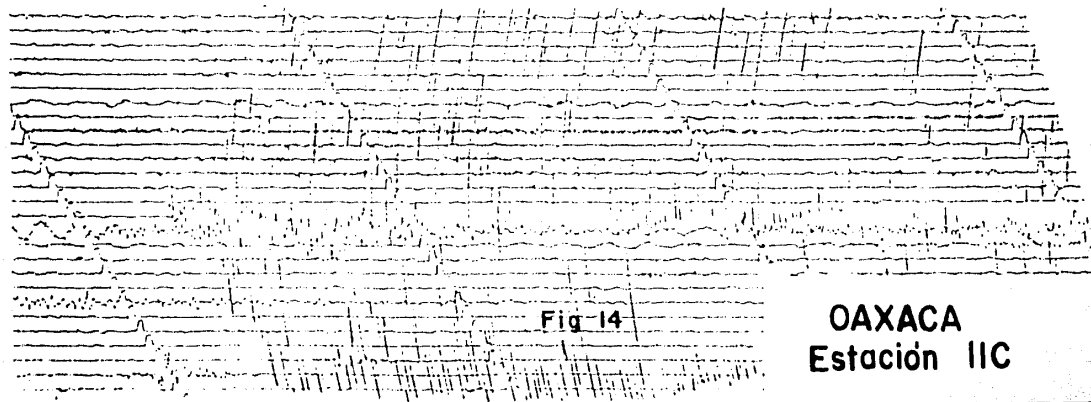
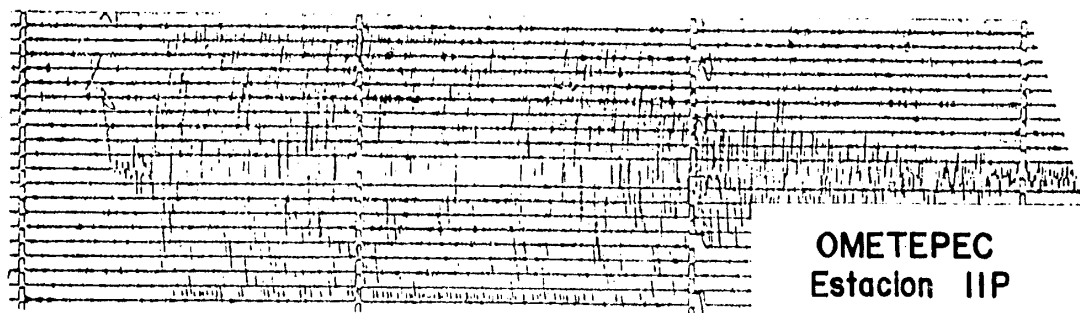
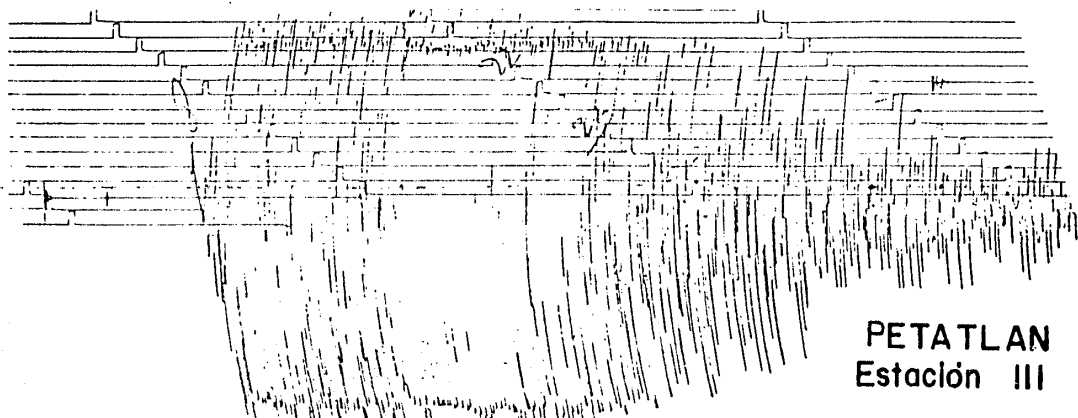
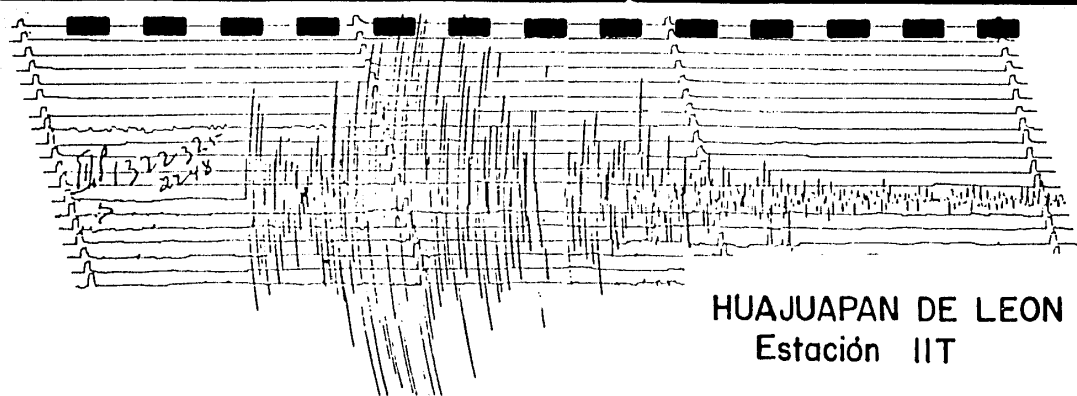


Fig 14

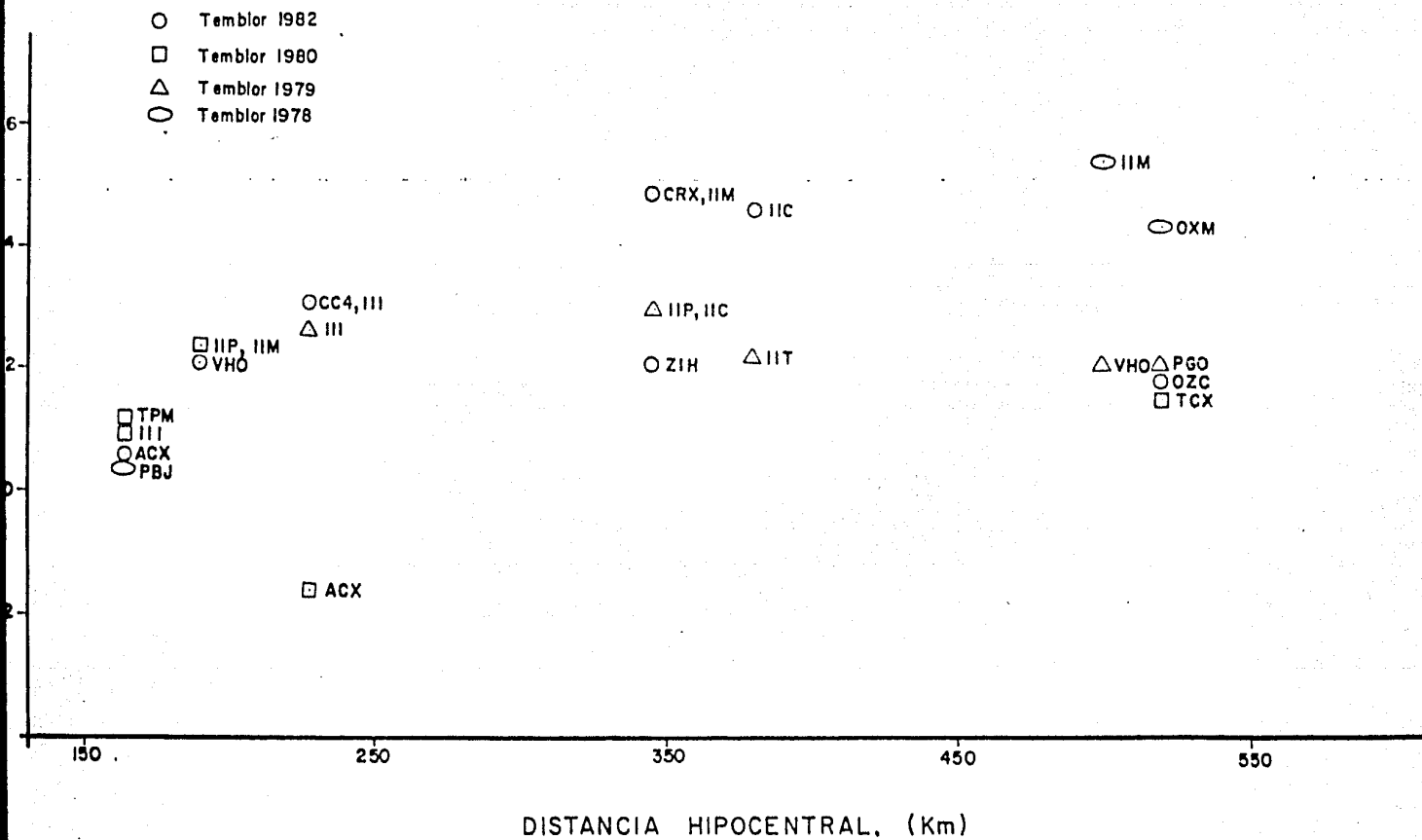
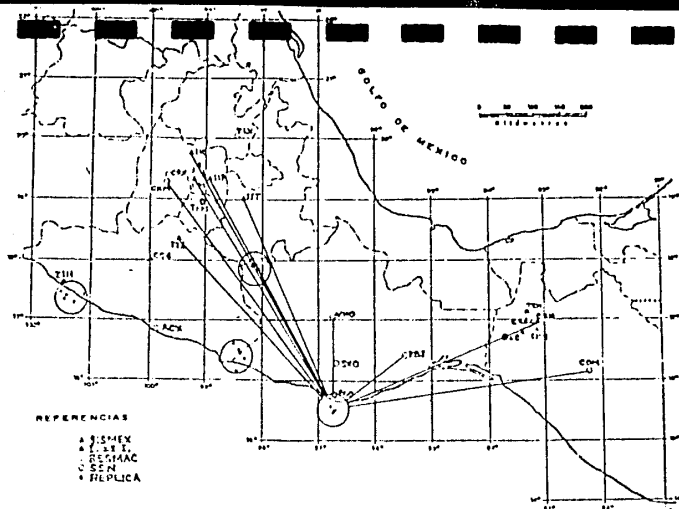


Fig 15



REFERENCIAS
 A. S. MEX
 B. S. S. E.
 C. S. E. M. A. C.
 D. S. E. N.
 E. S. E. P. L. I. C. A.

Fig 16

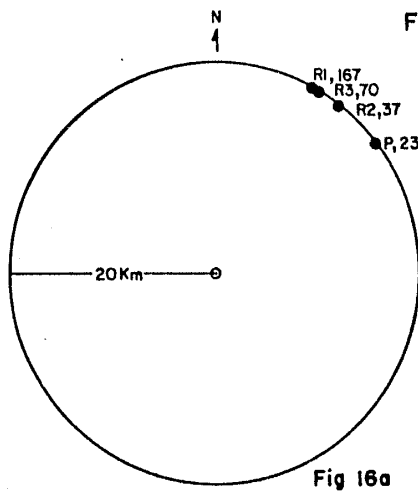


Fig 16a

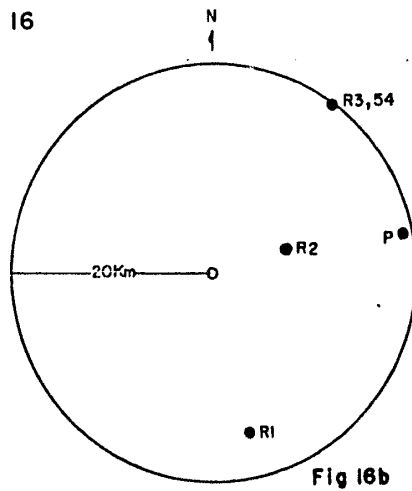


Fig 16b

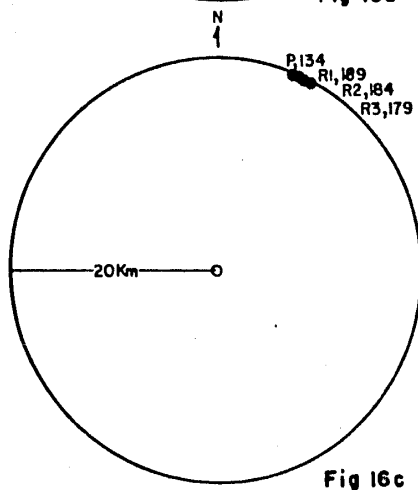


Fig 16c

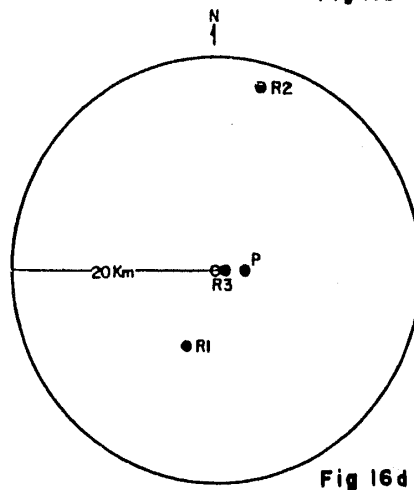


Fig 16d

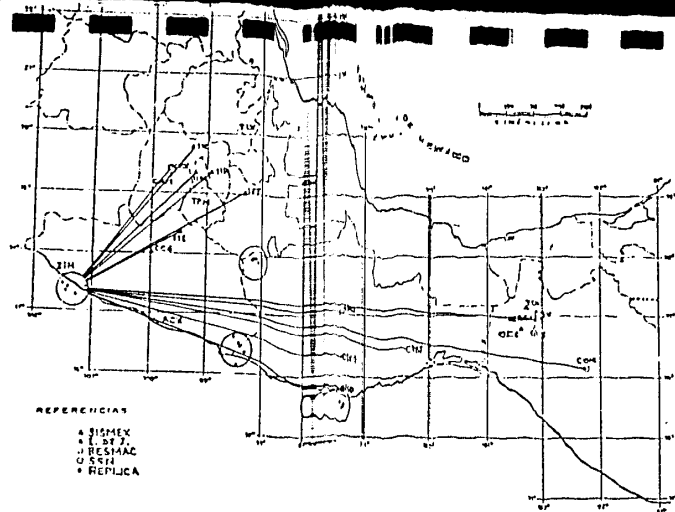


Fig 17

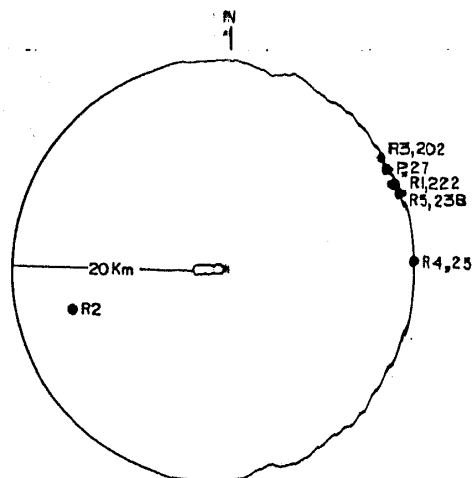


Fig 17a

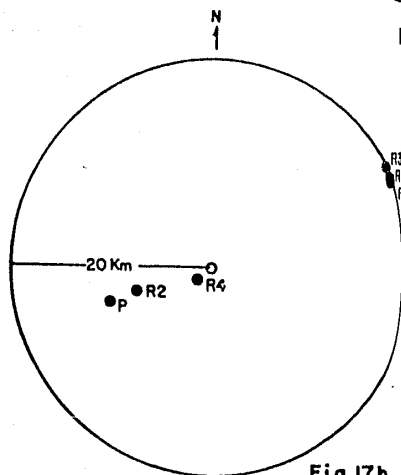


Fig 17b

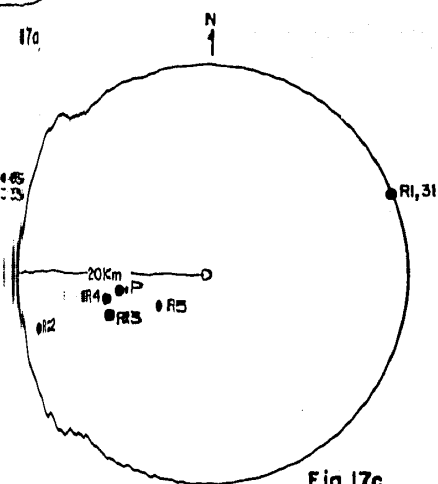


Fig 17c

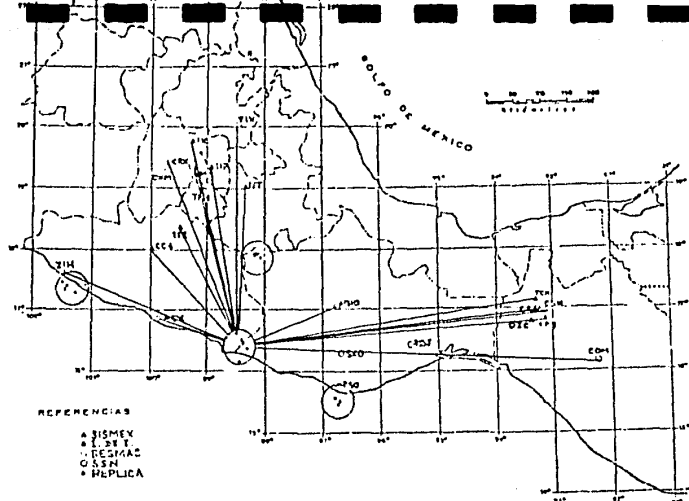
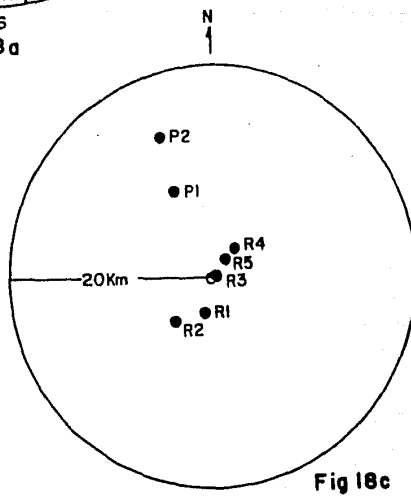
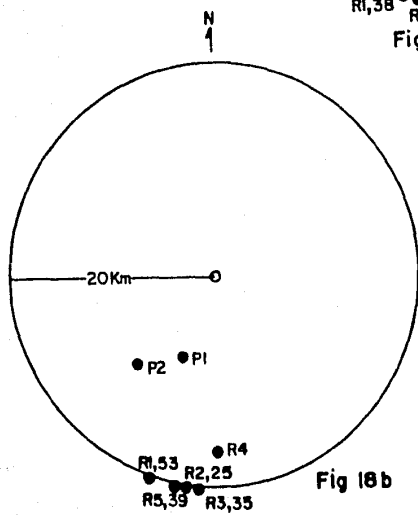
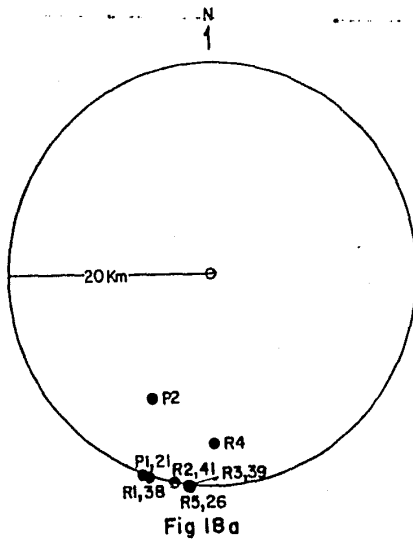


Fig 18



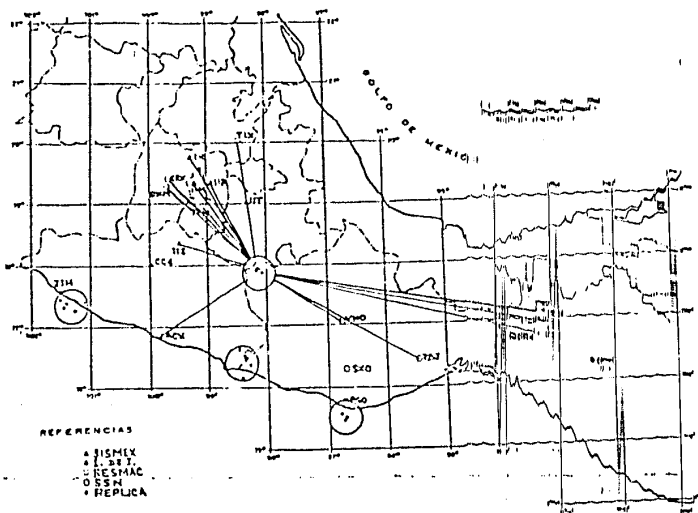


Fig 19

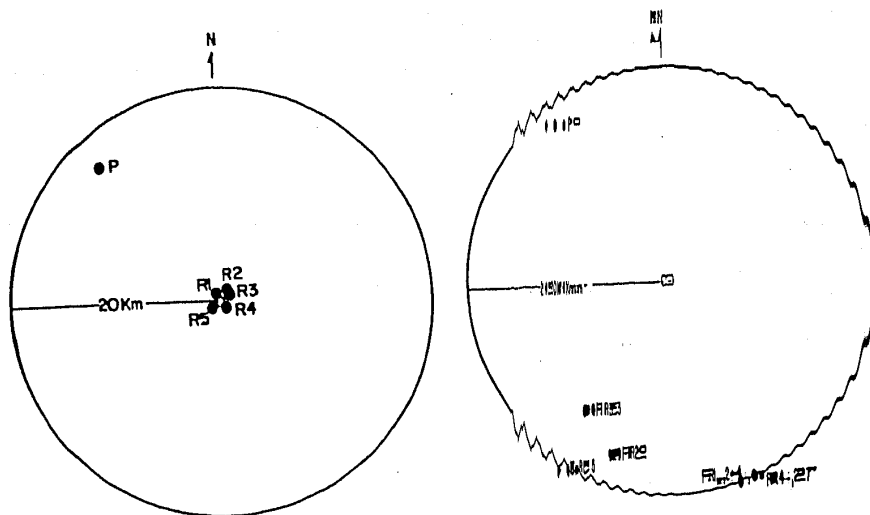
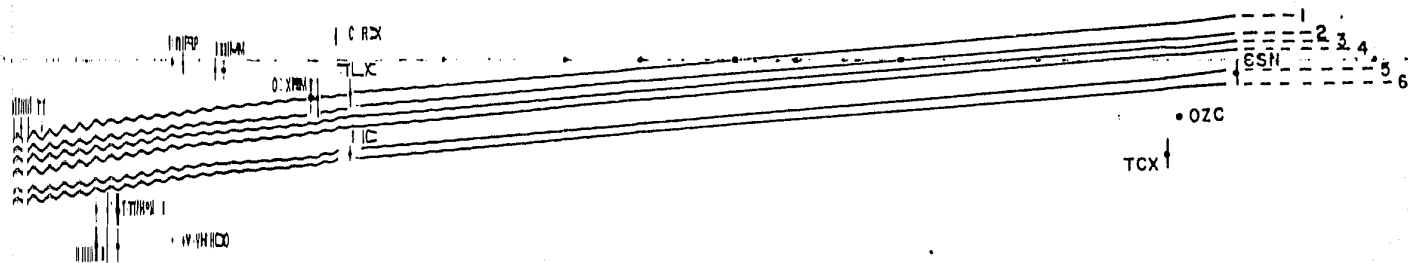


Fig 19b

1500

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

• PBJ



$$\bar{P}_{res} = 1/N \sum_{i=1}^N P\text{-RESIDUAL}$$

$$\bar{D}_{hip} = 1/N \sum_{i=1}^N \text{DISTANCIA HIPOCENTRAL}$$

N = numero de observaciones

Fig 20

\bar{D}_{hip} . (Km)

OMETEPEC, 1982

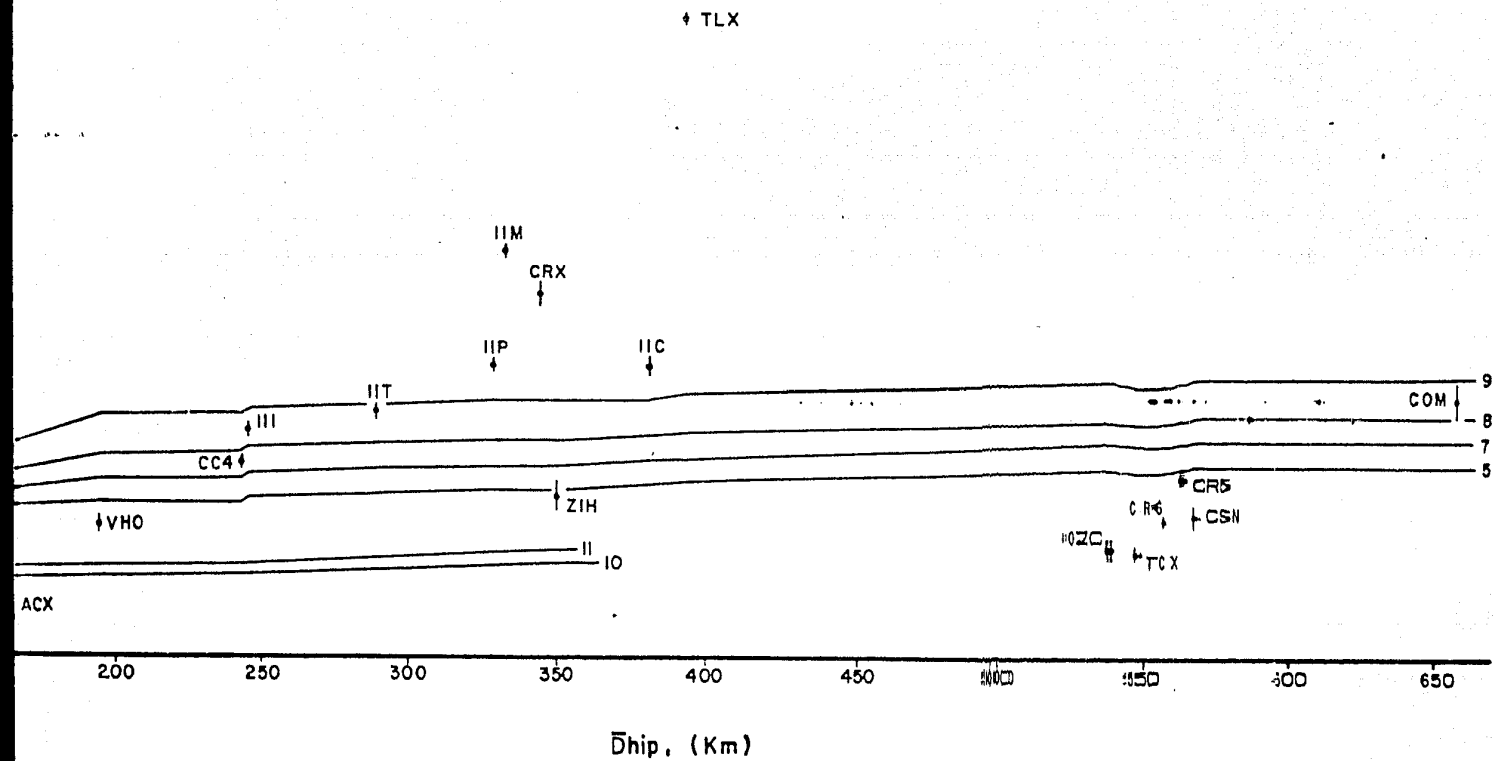


Fig 21

PETATLAN, 1979

M. COTINENTE
 M. COSTA
 M. HIBRIDO
 M. FINAL

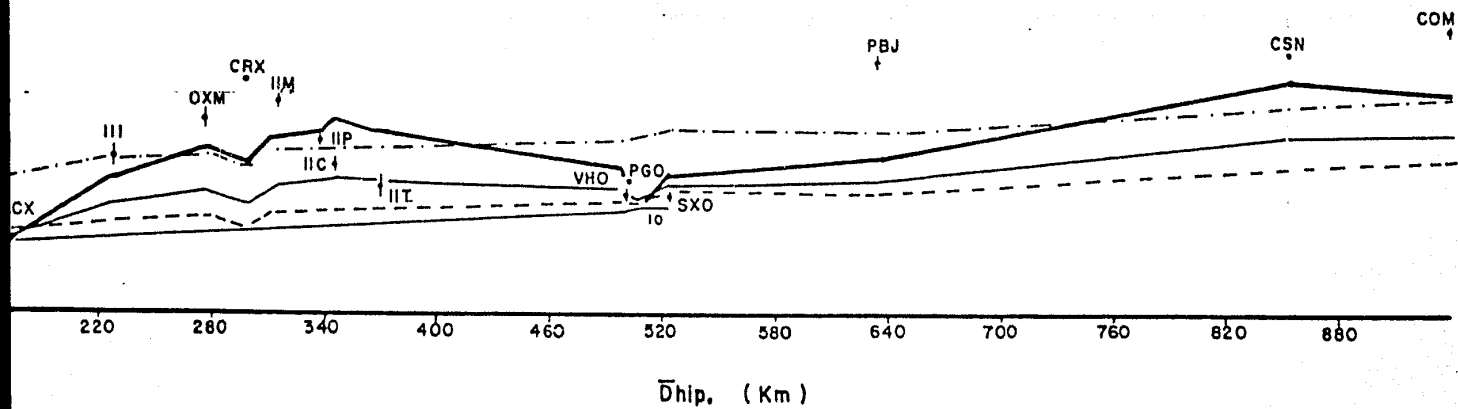


Fig 22

OAXACA, 1978

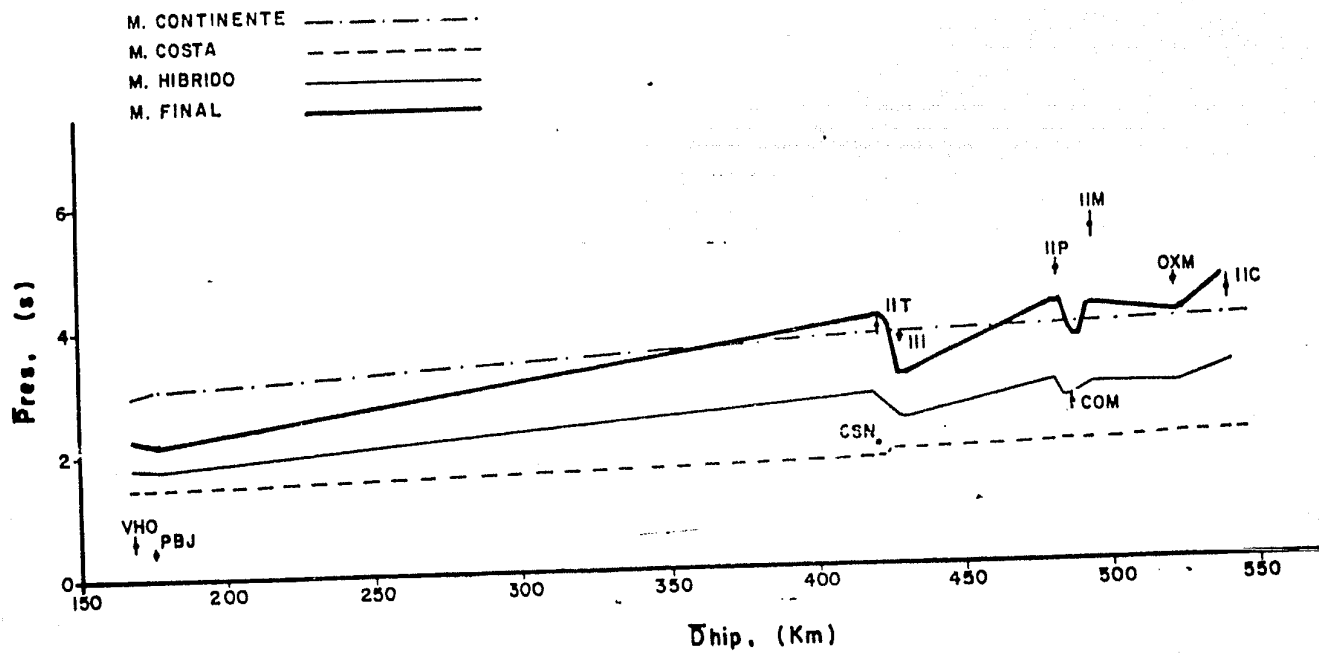






Fig 23

OMETEPEC, 1982

M. CONTINENTAL 
M. COSTA 
M. HIBRIDO 
M. FINAL 

TLX

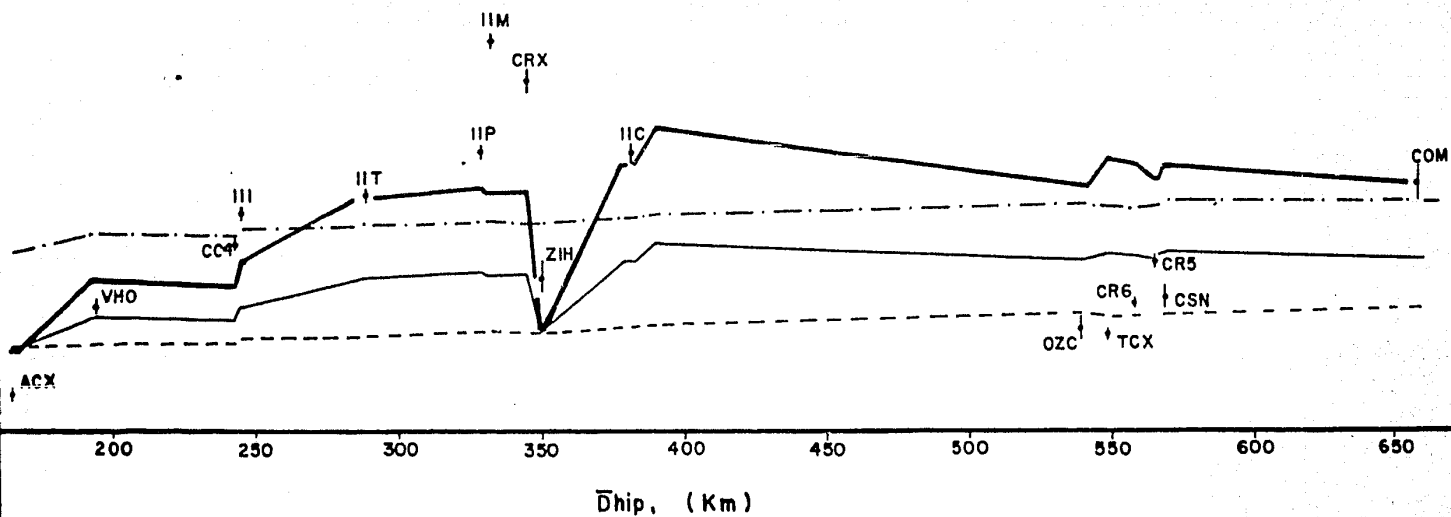


Fig 24

HUAJUAPAN DE LEON, 1980

M. CONTINENTE - - - - -
 M. COSTA - - - - -
 M. HIBRIDO - - - - -
 M. FINAL - - - - -

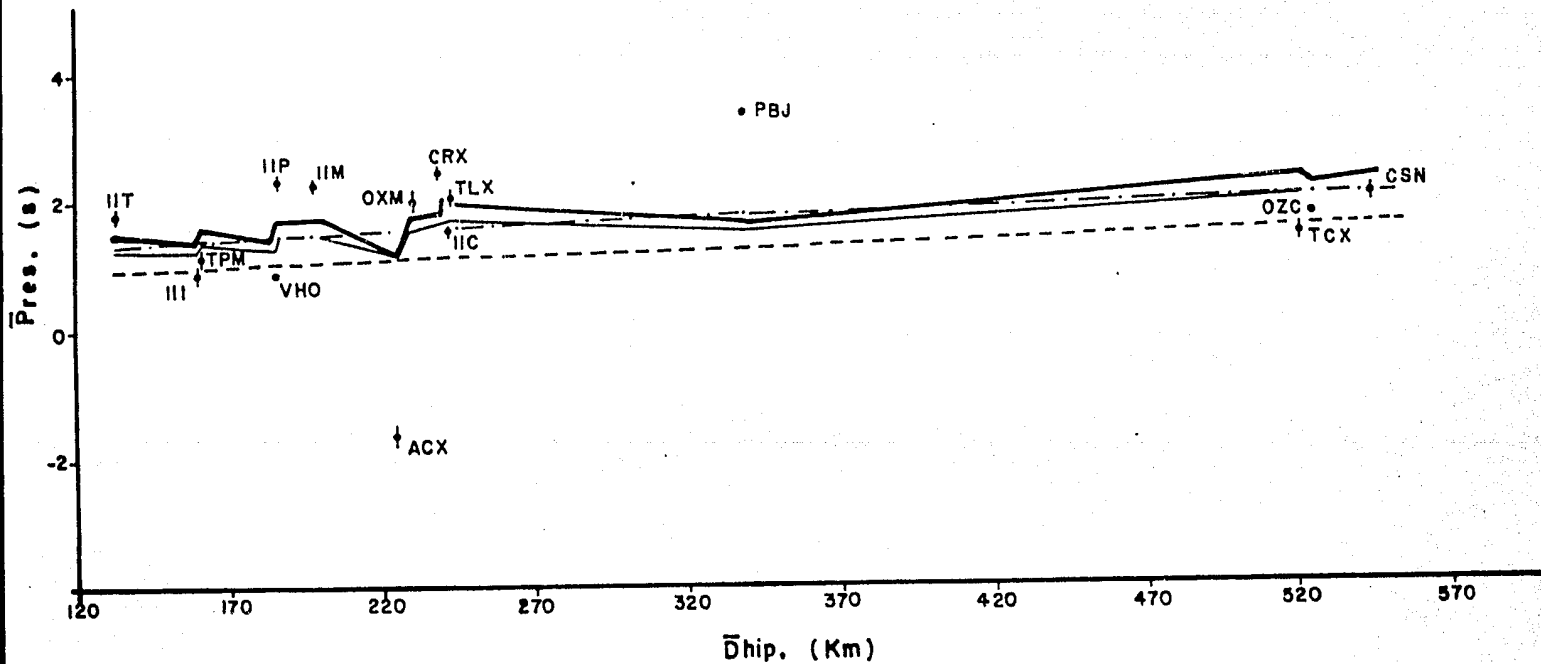


Fig 25

$$\alpha_{r_1} = \alpha_{r_0} + \theta_1$$

Igualmente si $\text{Sen } \alpha_{r_1} / V_1 = \text{Sen } \alpha_{r_0} / V_1$ entonces:

$$\alpha_{r_1} = \text{Sen}^{-1}(V_1/V_2 \text{ Sen} \alpha_{r_0})$$

b) Determinación de los espesores E4, E5, h1, h2, h3, h4 y h5

$$E4 = E2 + Bx \text{ Tan}(\theta_1)$$

$$E5 = (E2 + E3 + Bx \text{ Tan}(\theta_2)) - E4$$

$$h1 = (E1 + E2 + E3) - h3 \text{ Cos}(\theta_2)$$

$$h2 = E5 \text{ Cos}(\theta_2)$$

$$h3 = E4 \text{ Cos}(\theta_1)$$

$$h4 = h3 - (E1 \text{ Tan}(\alpha_{r_1}) \text{ Sen}(\theta_1))$$

$$h5 = h2 + C1 \text{ Sen}(\theta_2)$$

donde $C1 = h3 \text{ Tan}(\alpha_{r_0}) + E1 \text{ Tan}(\alpha_{r_1}) \text{ Cos}(\theta_1) + E4 \text{ Sen}(\theta_1)$

c) Determinación de las distancias AB, BC, CD, DE y EF

$$AB = h1 / \text{Cos}(\alpha_c)$$

$$CD = h5 / \text{Cos}(\alpha_c)$$

$$DE = h4 / \text{Cos}(\alpha_{r_1})$$

$$EF = E1 / \text{Cos}(\alpha_{r_1})$$

$$BC = Bx / \text{Cos}(\theta_2) + C2$$

donde $C2 = h1 \text{ Tan}(\alpha_c) - h1 \text{ Tan}(\theta_2) + h5 \text{ Tan}(\alpha_c) - C1 \text{ Cos}(\theta_2) + E5 \text{ Sen}(\theta_2)$

Finalmente el valor de IVE será:

$T_{VB} = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} + t_{DE} + t_{EF}$ donde $t = \text{tiempo}$

$= AB/V_3 + BC/V_4 + CD/V_5 + DE/V_2 + EF/V_1$

2. Desarrollando el TMB (línea discontinua en la fig A1)

El método que se sigue para encontrar el valor del TMB es el de iteraciones. Se aumenta en cada iteración un ángulo pequeño $\Delta\theta = 0.5$ grados al de salida del rayo directo, hasta que la diferencia entre la distancia calculada D_0 y la distancia aparental D_1 sea menor a 0.1

Para el cálculo de D_0 y TMB se procede de la siguiente manera:

a) Determinación de los ángulos de incidencia y refractados

$d_i = AP = \theta_i$

$\alpha_{i_0} = \Delta\theta$

$\alpha_{r_0} = \text{Sen} [V_2/V_3 \text{ Sen}(\alpha_{i_0})]$

$\alpha_{i_0} = \alpha_{r_0} + \theta_i$

$\alpha_{r_1} = \text{Sen} [V_1/V_2 \text{ Sen}(\alpha_{i_0})]$

b) Determinación de los parámetros $h_6, h_7, h_8, D_{S0}, D_{S1}, D_{S2}, D_{S3}$ y D_{S4}

$h_6 = H = (E1 + E2)$

$h_7 = h_6 \text{ Cos}(\theta_i)$

$D_{S0} = h_6 \text{ Sen}(\theta_i)$

$D_{S1} = h_7 \text{ Tan}(\Delta\theta)$

$D_{S2} = (D_{S0} + D_{S1}) \text{ Cos}(\theta_i)$

$h_8 = (D_{S0} + D_{S1}) \text{ Sen}(\theta_i)$

$$DS3 = d_3 = E_3 \tan(\theta_1 + \alpha_{r_1})$$

$$DS4 = E_4 \tan(\alpha_{r_1})$$

Por lo tanto

$$DS = DS2 + DS3 + DS4$$

Ahora si $(DS - DS) < 0.1$

entonces se calcula nuevamente los ángulos y los parámetros, pero ahora con:

$$\Delta\theta = \Delta\theta + \Delta\theta_1$$

hasta que $(DS - DS) < 0.1$

Una vez cumplida esta condición, se puede calcular el valor de TVB

$$TVB = tAG + tGH + tHI \quad \text{donde } t = \text{tiempo}$$

$$= AG/V_1 + GH/V_2 + HI/V_1$$

$$\text{donde: } AG = DS2/\sin(\alpha_1)$$

$$GH = DS3/\sin(\theta_1 + \alpha_{r_1})$$

$$HI = DS4/\sin(\alpha_{r_1})$$

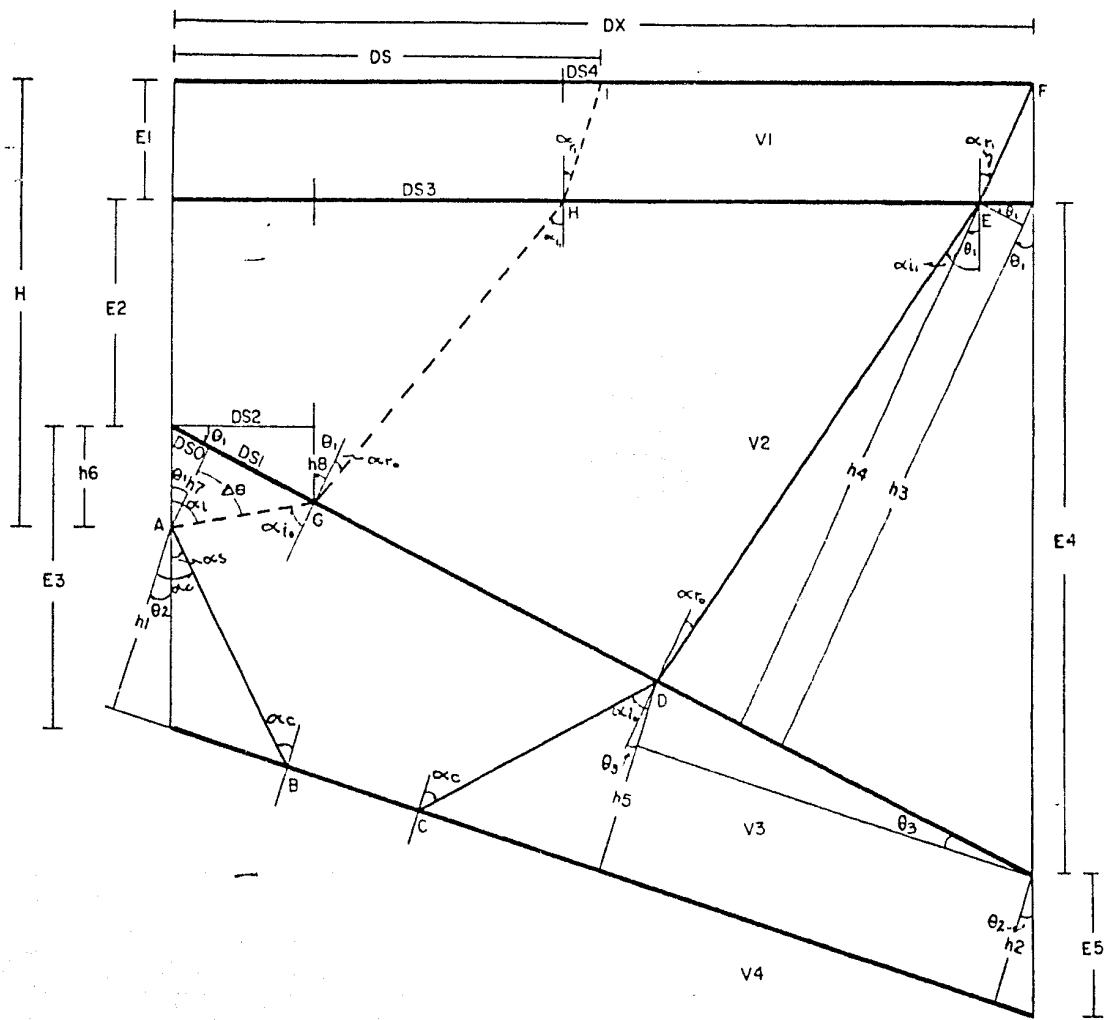


Fig A1

APENDICE A

Descripción del uso del programa IVF.FTN

Los datos de entrada al programa, se leen de dos formas: De un archivo en disco y por terminal remota. Los archivos contienen los siguientes datos: Datos de la fuente (coordenadas y profundidad), datos de la estación (coordenadas, distancia horizontal a la fuente, azimut con respecto a la fuente), datos calculados con el método estándar (ángulo de salida del rayo, tiempo de viaje calculado, residual del primer arrival), y tiempo de viaje observado del primer arrival. Todos estos datos se leen directamente de los archivos de salida, generados por el programa HIKU1 para cada uno de los trambares estudiados.

Los datos que lee por terminal remota son: Datos del modelo propuesto (número de capas, espesores, velocidades de la onda P, echados de las capas) y datos del perfil propuesto (coordenadas, azimut).

A continuación se muestra un ejemplo del diálogo por terminal remota, un listado del archivo grabado en disco y un ejemplo de salida del programa.

CL. SES #LTY

NUMERO DE CAPAS: 4 N

4

ESPESOR DE LAS CAPAS Y VELOCIDADES: E,V

5.4,0

2078.1

118.8

999,0.0

ECHADOS DE LAS CAPAS : TETPI,TETPS (GRADOS)

0.0,2.8

COORDENADAS DEL PERFIL: RRLAT,RRLON (GRADOS)

17. 10. 1979

AZIMUTH DEL PERFIL: ASP (GRADOS)
21.5CAMBIAR MODELO: TUDO=1, NADAR=2, PARTE=3, ECHADO=4, TERMINAR=5
2MANUAL=0 7 POR ARCHIVOS=1
1ARCHIVO DE SALIDA : (MAXIMO 12 CARACTERES)
SAL/SO/CIARCHIVO DE DATOS : (MAXIMO 12 CARACTERES)
LEC/SO/REFCAMBIAR MODELO: TUDO=1, NADAR=2, PARTE=3, ECHADO=4, TERMINAR=5
5

OIL

LISTADO DEL ARCHIVO DE DATOS (LEC/SO/REF)

DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	MAG	CAF	RMS	ERM	ERZ	Q		
801028	1554	15.40	17-55.30	75	2.00	51.00	4.19	118	2.01	5.9 53.0 5		
STA	DIST	AZM	AIN	F-SEC	TPOBS	TPCAL	F-RES	P-WT	S-SEC	TSOBS	S-RES	S-WT
11T	131.9	357	103	35.70	20.30	18.51	1.79	1.00				
11I	147.9	329	100	37.40	22.00	21.30	0.34	1.00				
11M	150.9	331	99	39.50	23.10	21.02	1.09	1.00				
11P	176.9	333	97	43.00	27.30	25.15	2.45	1.00	57.00	41.50	-3.17	0.00
11H	199.1	325	97	44.50	29.10	26.59	2.41	1.00	58.00	42.50	-4.90	0.00
AC	215.8	337	96	47.10	28.70	28.97	1.27	1.00				
GM	221.7	310	95	48.50	30.10	30.30	2.41	1.00				
CR	229.7	319	95	49.50	31.10	31.33	2.42	1.00	65.70	50.30	-6.08	0.00
11C	234.5	330	95	49.50	33.70	32.27	1.83	1.00				
TL	235.3	333	95	49.50	34.10	32.30	1.74	1.00	67.40	52.00	-5.61	0.00
PEJ	305.4	120	73	63.50	43.10	44.70	3.40	1.00				

ICA 513.1 100 91 25.00 27.25 27.75 1.77 1.00
 CFC 523.7 100 91 25.00 27.50 27.75 1.75 1.00
 CAN 546.2 100 87 25.00 27.50 27.75 1.83 1.00 23.00 127.80 1.77 0.00

LISTADO DEL ARCHIVO DE SALIDA (SALIDA/OI)

REPLICAS: Fecha y l. Origen: 201022 155415.40 Prof (km): 51.00 JUL=1

ESTA	DIST (km)	AZ (grados)	AL (grados)	TORS (%)	TORL (%)	PREC (%)	TE (%)	AF (grados)	PR (s)
IIT	131.7	353	100	20.30	18.51	1.75	19.99	95.32	0.51
				TEF1= 0.00	TEF2= 2.30				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	23.2	M= 6		
III	142.9	353	100	22.00	21.68	0.34	23.06	94.87	-1.08
				TEF1= 0.00	TEF2= 0.11				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	18.2	M= 7		
TFH	150.2	351	99	21.10	21.32	1.06	20.50	93.66	-0.49
				TEF1= 0.00	TEF2= 1.23				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	21.7	M= 6		
IIP	170.0	353	97	27.80	25.15	2.15	26.86	92.34	0.74
				TEF1= 0.00	TEF2= 1.71				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	23.7	M= 6		
IIM	189.1	355	97	29.10	26.69	2.41	28.42	92.09	0.62
				TEF1= 0.00	TEF2= 1.43				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	23.1	M= 6		
ICA	215.3	337	95	28.70	25.97	1.27	31.14	91.64	-2.44
				TEF1= 0.00	TEF2= 2.12				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	18.5	M= 7		
CAH	221.7	313	95	33.10	30.62	2.41	32.47	91.51	0.63
				TEF1= 0.00	TEF2= 0.95				
	B(2),B2=	20.0	20.0	B(3),B3=	18.4	22.1	M= 6		

ORA	209.2	315	15	31.1	31.0	1.41	80.50	91.80	0.80
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		
IBC	204.6	330	15	32.0	31.27	1.31	84.21	91.01	0.91
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		
ILX	235.3	393	15	32.1	32.00	1.75	84.44	90.41	-0.34
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		
IPD	335.4	130	15	31.10	31.20	1.40	88.35	91.93	1.75
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 7		
ISA	523.1	100	15	31.00	31.07	1.70	87.25	90.43	-0.65
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		
IZC	503.2	101	15	31.00	31.07	1.70	90.15	90.81	-0.55
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		
OSN	546.2	101	15	31.00	30.72	1.08	78.12	90.13	-0.52
				TE11= 0.00	TE12= 11.21				
D(27)D27	20.0	20.0	20.0	D(27)D27= 10.4	10.4	10.0	N= 6		

PARAMETROS DEL MODELO FOURPUESTO

PARAMETROS DEL MODELO ESTANDAR

ESPESSOR	VELOC. ONDA-P	ESPESSOR	VELOC. ONDA-P
(mm)	(km/seg)	(mm)	(km/seg)
5	4.0	5	5.0
20	6.1	15	6.1
11	6.8	5	6.95
any	6.0	10	7.8
		999	8.1
TETP1=0.0	TETP2=2.0	TETP1=0.0	TETP2=0.0

RMSI= 1.0386

RMSP= 1.0385

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al M. en C. M. Rodriguez y al Dr. G. I. Singh por su dirección y colaboración en la realización de este trabajo, así como por sus consejos y sugerencias.

Al Ing. G. Figueroa por sus valiosas sugerencias.

De igual manera a mis compañeros de estudios y amigos: T. Domínguez, E. Hinojosa, J. Salazar, G. Jorjón, R. Martínez, R. Castro, F. Chávez, C. Urbina, G. Valdés y M. Nicolás, por su compañerismo y apoyo.

A mi padre, Francisco Hinojosa, por su apoyo moral y económico por siempre.

Este trabajo constituye el proyecto 1701 del Instituto de Ingeniería, UNAM, por lo que agradezco a las Autoridades y personal del mismo su colaboración y ayuda para presentarlo como tesis profesional.