

03077
1
2eje.

POSGRADO EN GEOFISICA,
UNIDAD ACADEMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE
POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES,
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.

DETERMINACION DE LA ESTRUCTURA DE
VELOCIDADES EN LA COSTA DE GUERRERO
UTILIZANDO SISMICIDAD LOCAL

PRESENTA
Jaime Domínguez Rivas

Tesis para obtener la Maestría en Sismología y
Física del Interior de la Tierra

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Febrero de 1994.



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres:

Marcela y Melitón.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Gerardo Suárez por su apoyo constante durante mis estudios de maestría como tutor, por su dirección del trabajo de tesis y por el apoyo económico otorgado durante los estudios de maestría. A Diana Comte por su valiosa asesoría, ayuda y comentarios, sin los cuales este trabajo no hubiera sido posible. A Steve Roecker por sus programas y comentarios al trabajo. Al Dr. Carlos Valdés por sus comentarios y sugerencias a la versión preliminar del trabajo escrito. A los integrantes de jurado, Dres. Shri Krishna Singh, Luis Quintanar, Dante Morán y Carlos Valdés, por la revisión de la tesis. A los Dres. Lautaro Ponce, Tony Monfret, Cinna Lomnitz y David Novelo, por formar parte, por algún tiempo, de mi comité asesor.

Agradezco a Jesús Pérez, Jorge Estrada, José Luis Martínez y David Vázquez, su apoyo técnico en el mantenimiento de la Red de Guerrero y de las computadoras del Departamento de Sismología. A la DGAPA, a la DGEP y a la UACPyP, por su apoyo económico a través de la beca de maestría y los proyectos de PADEP.

Agradezco a los amigos del Departamento de Sismología, David Escobedo, Carlos Fuentes, Diana Comte, Mario Pardo, Alexei Gorbato y Gustavo Malavé, por su apoyo y los buenos momentos compartidos. Al personal de Posgrado, Ana Ma. Rodríguez, Norma Bravo y Ma. Eugenia Malagón, por su ayuda y apoyo en todos los trámites del Posgrado. A Enedina Martínez, por haberme facilitado el contacto con el Dr. Suárez y por toda la ayuda proporcionada en estos cuatro años.

A los amigos del Instituto, por los buenos ratos de convivencia: Carlos Ortiz, Eugenio Polanco, Birgit Steinich, Guadalupe Velázquez, Elizabeth, Frank García, Dolores Maravilla, Alejandro Lara, Rosa Ma. Prol, Marco Antonio Torres, Vladimir Kostoglodov, Javier Pacheco, Daniel Byrne, S.K. Singh, Juan Payero, Ma. del Sol Hernández, Ana Pereda, Araceli Carballeda, Victor Barcenás, Rafael Tapía, Gerardo Pérez, Renato Castro, María Ladrón.

Agradezco a mis amigos: Sergio Reyes, Héctor Cruz, Luis Flores, Susana Castro, Luis Castañeda, Minerva Munguía, Prudenciano Mendoza, Jorge Saavedra y Germán Perales, su invaluable apoyo.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es determinar la estructura tridimensional de velocidades en la zona de Guerrero utilizando los tiempos de llegada de ondas P y S registradas por la Red Telemétrica de la Costa Grande de Guerrero. La zona de subducción se parametrizó inicialmente con una malla tridimensional de cubos que cubre toda la región de estudio y que comprende un volumen de $90 \times 70 \times 50 \text{ km}^3$. Posteriormente, se integraron varios de estos cubos en franjas paralelas a la costa, al mostrar que no existen variaciones significativas de velocidad en la inversión tridimensional a lo largo de la zona de subducción. En esta forma se elimina una de las dimensiones en la que puede cambiar la velocidad, y se obtiene así una estructura bidimensional de velocidades. Tomando en cuenta la similitud de velocidad mostrada por estas bandas, se integraron varias de ellas para formar megabloques. La forma y tamaño de estos megabloques se modificó hasta obtener una estructura final donde simultáneamente se obtuvieron valores de máxima resolución y valores mínimos en los errores asociados a cada megabloque. Los resultados de la inversión indican un ángulo inicial de buzamiento de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica de $\sim 26^\circ$. El Moho en la litósfera continental se encuentra a una profundidad de $\sim 32 \text{ km}$. La corteza continental está constituida por 5 megabloques de capas planas que suman un espesor máximo de $\sim 32 \text{ km}$. La placa de Cocos en subducción está parametrizada por cuatro megabloques con velocidades de P entre 7.45 y 7.87 km/s. La corteza oceánica se subduce hasta una profundidad de $\sim 30 \text{ km}$; a mayor profundidad el gabro que la constituye se transforma aparentemente en eclogita formando una estructura de mayor velocidad. Bajo la corteza oceánica subducida se encuentra una zona de transición de corteza-manto con una velocidad de 7.87 km/s. El manto por debajo de la corteza oceánica tiene una velocidad de $V_p = 8.48 \text{ km/s}$. Al comparar las localizaciones de sismos que integraron nuestra base de datos con las relocalizaciones de estos mismos eventos utilizando la estructura bidimensional obtenida de la inversión, los sismos relocalizados disminuyeron un promedio de 3 km en profundidad, y definen con claridad el contacto sismogénico entre las placas de Cocos y Norteamérica. La distribución de los sismos localizados con una estructura bidimensional es más uniforme y menos dispersa a lo largo del contacto. Con el fin de verificar la robustez de la inversión se generaron datos sintéticos a partir de la estructura final de megabloques, para establecer la confiabilidad de los valores obtenidos de V_p y V_s ; los resultados con estos datos sintéticos muestran valores de V_p y V_s semejantes a los obtenidos con la inversión de sismicidad natural, mejorando los valores de la resolución y disminuyendo los errores en cada megabloque de la estructura.

INDICE

RESUMEN.	4
INTRODUCCION.	6
1. ANTECEDENTES.	
1.1 Gap de Guerrero.	7
1.2 Red telemétrica de Guerrero.	7
1.3 Tectónica regional.	9
2. TECNICAS DE INVERSION.	
2.1 Generalidades de la teoría de inversión.	12
2.2 Problemas con determinación mixta.	15
2.3 Interrelación de resolución y varianza.	18
2.4 Teoría de la inversión de estructura de velocidades.	20
3. INVERSION DE ESTRUCTURA DE VELOCIDADES.	
3.1 Base de datos.	23
3.2 Inversión unidimensional.	24
3.3 Inversión tridimensional de velocidades en bloques cúbicos.	26
3.4 Inversión bidimensional de velocidades.	30
3.5 Inversión de velocidades con estructura de megabloques.	33
3.6 Comprobación de los resultados del modelo final de megabloques, utilizando datos sintéticos.	41
4. DISCUSION.	
4.1 Otros modelos de velocidad en la costa de Guerrero.	45
4.2 Placa de Cocos.	49
4.3 Interpretación.	49
4.4 Relocalización de la sismicidad registrada por la red telemétrica de Guerrero.	51
CONCLUSIONES.	55
BIBLIOGRAFIA.	56

INTRODUCCION

La brecha sísmica de Guerrero es importante para la sismología observacional ya que se estima que ahí ocurrirá un sismo de gran magnitud en el futuro. Por esa razón, se instaló una Red Telemétrica a finales de 1987 con el fin de realizar estudios tectónicos y sísmicos de la brecha de Guerrero. Hasta diciembre de 1993, la red ha registrado cerca de 7000 sismos. Con estos datos se han realizado estudios acerca de la geometría de la subducción (Araujo, 1991; Domínguez, 1991; Suárez et al., 1990; Pardo y Suárez, 1994), de calibración de magnitud de momento (M_w) (Escobedo, 1993), y modelos unidimensionales de velocidades utilizando el método de Matumoto (1977) (Ligorria, 1989; Suárez et al., 1992). Las localizaciones de los sismos utilizados en estos trabajos se efectuaron con el programa HYPO71 a partir del modelo unidimensional de velocidades de Suárez et al. (1992). Sin embargo, la aproximación del modelo unidimensional de velocidades no toma en cuenta variaciones horizontales de velocidad, ni la tectónica del estado de Guerrero.

El interés que nos motivó a realizar este trabajo es obtener una estructura de velocidades sísmicas más realista que permita comprender mejor las características tectónicas de la subducción en Guerrero, la cual, como se reseña más adelante, tiene características muy particulares. La base de datos para realizar la inversión de estructura está compuesta por 5500 sismos registrados de septiembre de 1987 a agosto de 1993. El análisis se realizó utilizando el paquete de programas de computo de Roecker (1981; 1982 y 1992).

Las técnicas de inversión de estructura en tres dimensiones que se utilizarán en este trabajo, han sido aplicadas con éxito en California (Thurber, 1983), en Taiwan (Roecker et al., 1987) y Chile (Comte et al., 1993), como ejemplo de zonas con características tectónicas diferentes. Las características principales de esta metodología son: 1) Parametrización en bloques de la región de estudio; 2) Trazado de rayos desde el hipocentro a las estaciones sísmológicas; y 3) Ajuste de la solución de la estructura de velocidades a los datos, por medio del método de mínimos cuadrados amortiguados.

1. ANTECEDENTES

1.1 GAP DE GUERRERO

La costa del Pacífico del la República Mexicana forma parte del cinturón sismo-volcánico del océano Pacífico. Al sur del país, las placas de Cocos y Rivera se subducen por debajo de la placa de Norteamérica, sobre la que se asienta la mayor parte de nuestro país. El contacto entre estas placas se manifiesta en la trinchera Mesoamericana, al sur de la costa de México, que tiene una longitud de alrededor de 1300 km. Este proceso tectónico ha generado una gran cantidad de sismos importantes, algunos de los cuales han ocasionado grandes daños en algunas ciudades, principalmente en la ciudad de México.

A partir de la década de los ochenta, empezó a surgir gran interés entre los sismólogos por el estudio de la sismicidad y la tectónica en el estado de Guerrero, debido a que existe una alta probabilidad de que en el futuro mediato ocurra un gran sismo ($M_w > 7.7$), con epicentro probable entre Acapulco y Zihuatanejo (Kelleher et al., 1973; Nishenko y Singh, 1987). Aparentemente, el último gran sismo en la región ocurrió en el año de 1908 (Singh et al., 1984). Si la ruptura que provocase este sismo abarcara también la Costa Chica de Guerrero, su magnitud estaría cerca de 8.4 (M_w).

1.2 RED TELEMETRICA DE GUERRERO

Con el fin de tener una mejor caracterización de la tectónica regionales la zona, se instaló en Guerrero a fines de 1987 una red telemétrica permanente de 7 estaciones de componente vertical y una estación central en Tetitlán, Guerrero, que cuenta con un sismómetro de 3 componentes. Además, desde el primero de junio de 1993, existe un acelerómetro en la estación central (Fig. 1). Los sismómetros que componen esta red son del tipo Mark L4 de período corto (1 Hz); el acelerómetro es un Kinematics FBA-23 de tres componentes.

En junio de 1991, con la instalación de un nuevo sistema de adquisición de datos utilizando dos computadoras personales (PC), se mejoró la calidad de los datos sismológicos y el número de sismos registrados diariamente, anteriormente el registro de los datos sísmicos se efectuaba en cinta magnética. Además, se instaló una antena de satélite en Tetitlán que permite tener acceso directo a la información, evitando el problema de interrupción del registro sísmico por falta de supervisión continua del sistema de adquisición. Todo esto ha contribuido a tener un registro casi continuo de la actividad sísmica de la zona desde esa fecha.

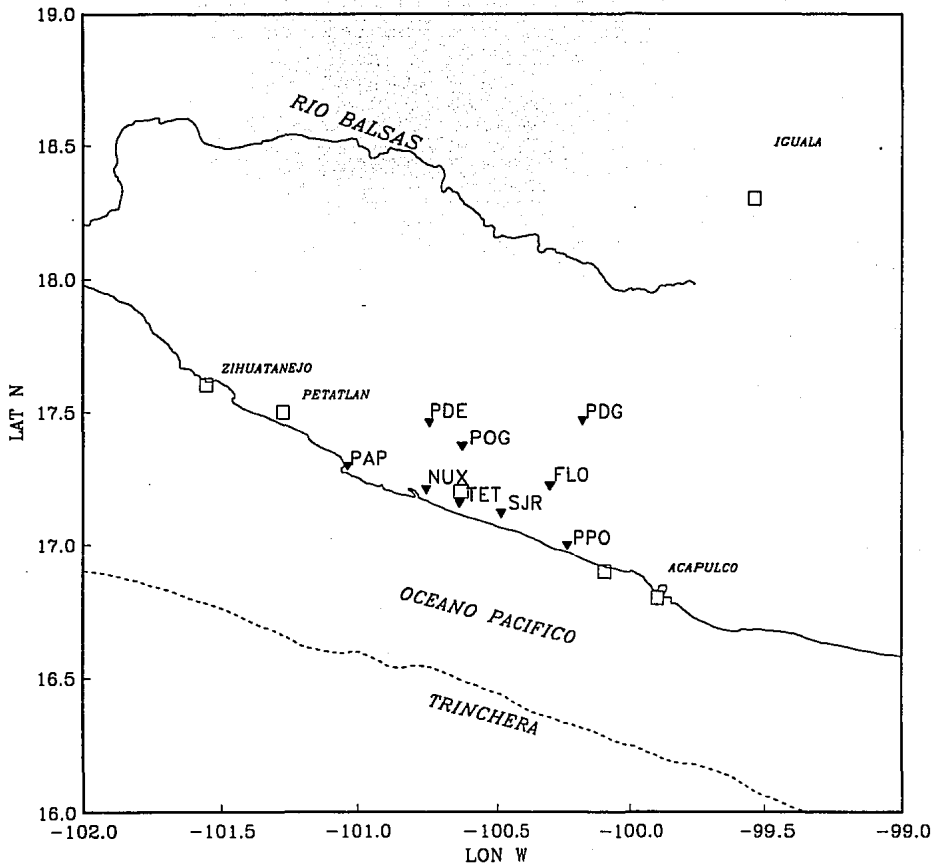


Fig. 1 Localización de las estaciones (triángulos) de la red telemétrica de Guerrero en la Costa Grande, los rectángulos representan las poblaciones más importantes del estado de Guerrero.

1.3 TECTONICA REGIONAL

La mayor parte de la actividad sísmica registrada por la Red Telemétrica de Guerrero se distribuye a lo largo de la costa, delineando dos bandas de actividad que son paralelas a la línea costera (Figuras. 1 y 2). La primera banda se encuentra sobre la línea de costa y refleja el movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norteamérica en la zona de contacto sísmogénico. Los mecanismos focales que presentan los sismos ubicados dentro de la primera banda de sismicidad son mecanismos compresionales de bajo ángulo, típicos en regiones de convergencia que reflejan el contacto sísmogénico de las placas de Cocos y de Norteamérica (Araujo, 1991; Suárez et al., 1990).

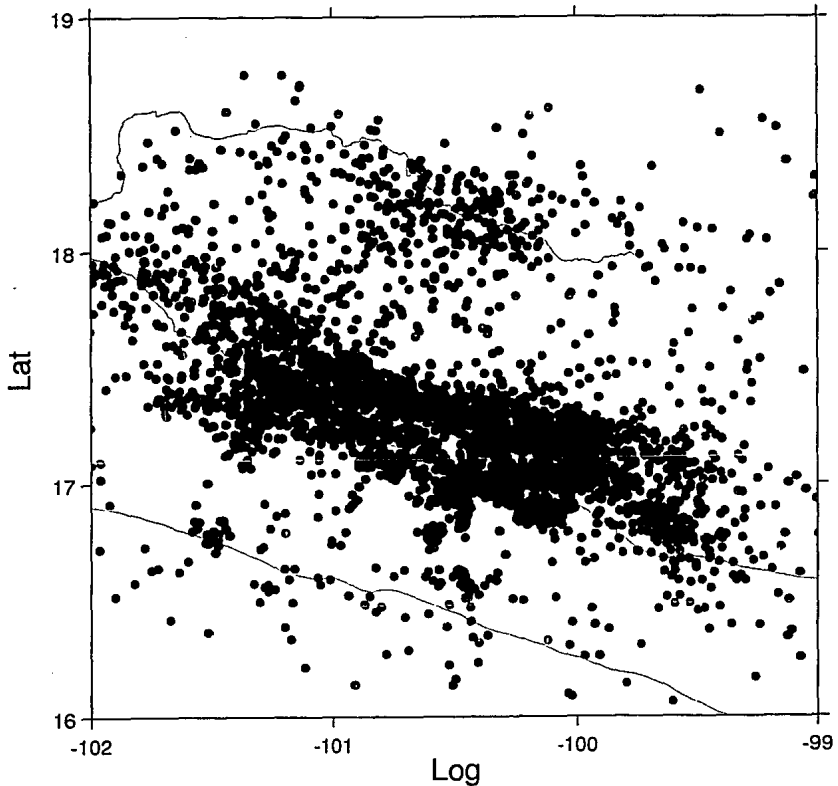


Fig. 2 Sismicidad registrada por la Red Telemétrica en la Costa Grande de Guerrero (4500 sismos), en el período de septiembre de 1987 a agosto de 1992.

La segunda banda de actividad sísmica se compone de sismos intraplaca dentro de la placa en subducción. En ella se localizan eventos a una profundidad de 35 km que muestran mecanismos de tipo compresional. Bajo estos sismos se encuentran eventos que muestran mecanismos tensionales, localizados a una profundidad de entre 38 y 43 km (Fig. 3, Araujo, 1991; Suárez et al., 1990). La distribución de los mecanismos focales dentro de esta banda sugiere que la placa de Cocos sufre una flexión hacia arriba, ocasionada principalmente por un proceso de flotación que ésta sufre probablemente al ser una placa muy joven, con edad aproximada de 9 millones de años.

Al norte de la segunda banda de sismicidad, la placa subducida asume una posición subhorizontal por una distancia de ~100 km y a una profundidad media de 50 km. Después la placa de Cocos sufre una flexión, por abajo del Río Balsas, que queda fundamentada por la distribución de los mecanismos focales; mecanismos tensionales a una profundidad de 55 km, y mecanismos compresionales a una profundidad de 63 km (Fig. 3).

El primer modelo de velocidades de la brecha de Guerrero con datos de la red telemétrica lo obtuvieron Suárez et al. (1992), utilizando el método de velocidades aparentes mínimas de Matumoto (1977). Con este modelo unidimensional se efectúan rutinariamente las localizaciones de la sismicidad detectada por la Red Telemétrica.

Otro modelo de velocidades se determinó a partir de datos de refracción sísmica con explosiones en mar y tierra y perfiles de registro paralelos y perpendiculares a la costa de Guerrero (Nuñez et al., 1992). Sin embargo, los resultados de este trabajo son aún preliminares y presentan hasta ahora únicamente la estructura de velocidades de P en un perfil paralelo a la Costa Grande de Guerrero. Este trabajo nos servirá como punto de referencia para comparar los resultados obtenidos en este estudio.

El único antecedente con respecto a la estructura de velocidades es el trabajo de Valdés (1993) en la zona de Petatlán y Zihuatanejo, en donde se presenta un modelo estructural de la litósfera a partir del trazado de rayos sísmicos de ondas P y S de los eventos ocurridos después del sismo de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$).

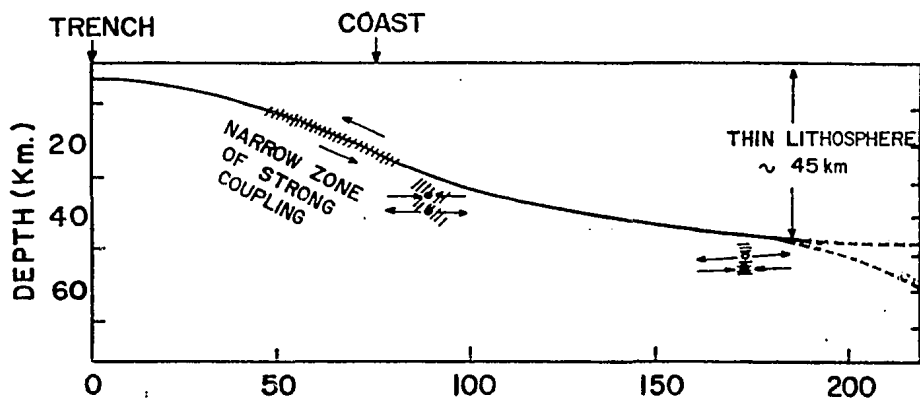


Fig. 3 Modelo geométrico del contacto entre las placas de Cocos y Norteamérica bajo el gap de Guerrero determinado con mecanismos focales (Araujo, 1991; Domínguez, 1991 y Suárez et al., 1990).

2. TECNICAS DE INVERSION

2.1 GENERALIDADES DE LA TEORIA DE INVERSION

Normalmente resolvemos todo tipo de problemas relacionados con la ciencias naturales aplicando una serie de procedimientos y algoritmos a un conjunto de datos, para obtener resultados que relacionan estos datos con información del problema a resolver. Matemáticamente, estamos obteniendo resultados a partir de una serie de datos a los que se aplica una función. Si la función es lineal, el problema se expresa como:

$$\underline{M}\mathbf{x}=\mathbf{d}$$

donde \mathbf{M} es la matriz que relaciona el vector de parámetros del modelo (\mathbf{x}), con el vector de datos (\mathbf{d}). Por ejemplo, en un problema concreto, se hacen N medidas que podemos considerar como elementos del vector \mathbf{d} de longitud N . De igual forma, los parámetros del modelo pueden ser representados como elementos del vector \mathbf{x} de longitud M :

$$\mathbf{d}=(d_1,d_2,d_3,\dots,d_N)$$

$$\mathbf{x}=(x_1,x_2,x_3,\dots,x_M)$$

El principio básico para un problema inverso es aquel en que sus parámetros y los datos están relacionados mediante una función matemática. Esta relación es llamada *modelo*. Comúnmente, el modelo tiene la forma de una o más fórmulas que establecen la relación entre los datos y los parámetros del modelo.

Por ejemplo, si intentamos determinar la densidad de un objeto midiendo su masa y su volumen (d_1, d_2), el parámetro del modelo sería la densidad (x_1).

El problema inverso más simple y el que mejor se entiende es aquel que puede representarse como una ecuación lineal explícita $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$, donde \underline{G} es el Kernel de los datos, en analogía con la teoría de ecuaciones integrales, $\mathbf{d}(\mathbf{x})$ son los datos, y $\mathbf{m}(\mathbf{x})$ los parámetros del modelo; son funciones continuas relacionadas por la ecuación:

$$d(x) = \int G(x, \xi) m(\xi) d(\xi)$$

donde la función $G(x, \xi)$ es el *Kernel*, o *Función de Green* de la ecuación integral (Menke, 1984).

En muchas soluciones no observamos la calidad de la estimación debido a la estructura particular del problema, los posibles errores pueden ser amplificadas, o pueden no aparecer.

En otros problemas pueden existir muchas soluciones, escoger arbitrariamente una de ellas como la solución esperada \mathbf{m}_{est} , daría la impresión falsa de que se ha obtenido una solución única.

Una forma de remediar el problema para definir la calidad de la estimación de parámetros es restringir la solución imponiendo condiciones absolutas o probabilísticas. Los valores de los parámetros del modelo se encuentren dentro de un intervalo de posibles soluciones; por ejemplo, $1.3 \leq m_1 \leq 1.5$. Las condiciones probabilísticas implican que la estimación de parámetros se encuentre dentro de un intervalo determinado por las condiciones iniciales, con cierto grado de certidumbre. Por ejemplo, $\mathbf{m}_{est} = 1.4 \pm 0.1$, puede significar que existe un 95 % de probabilidad de que \mathbf{m}_{est} se encuentre dentro del intervalo 1.3 a 1.5.

En muchos otros ejemplos es posible identificar combinaciones o promedios de parámetros que están en algún sentido mejor determinados que los parámetros individuales en sí. Por ejemplo, dado $\mathbf{m} = [m_1, m_2]^t$ puede ser que $\langle \mathbf{m} \rangle = 0.2m_1 + 0.8m_2$ este mejor determinado que m_1 o m_2 . No se puede confiar mucho en este promedio, bien determinado o no, porque puede no tener ningún significado físico. Este promedio puede ser de gran interés cuando los parámetros representan una versión discretizada de una función. Si los pesos de estos promedio son grandes para algunos parámetros vecinos, se dice entonces que el promedio es localizado. Estos pesos nos permiten resolver mejor los parámetros del modelo en la vecindad de los puntos con mayor peso.

El método más simple para resolver el problema de inversión lineal $\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d}$ está basado en medidas del tamaño, o longitud, del modelo de parámetros estimados \mathbf{m}_{est} y los datos pronosticados, $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}_{est}$.

Consideremos el ajuste de una línea recta a un conjunto de datos (método de mínimos cuadrados). En este método uno trata de elegir los parámetros (pendiente y ordenada al origen) tales que datos pronosticados por la curva de ajuste estén lo más cerca posible de los datos observados. Para cada observación se define un error pronosticado o desajuste, $e_i = d_{i_{obs}} - d_{i_{pro}}$. La mejor recta de ajuste es aquella con parámetros que llevan al error total (E) más pequeño, definido como:

$$E = \sum_{i=0}^N e_i^2$$

El error total E (suma de los cuadrados de los errores individuales) es exactamente la norma euclidiana del vector \mathbf{e} , $E = \mathbf{e}^t \mathbf{e}$.

La generalización del método de mínimos cuadrados estima la solución a un problema inverso minimizando los parámetros del modelo a partir de las observaciones. Este método utiliza medidas de longitud como guía principal en la solución del problema inverso. Esta

técnica puede extenderse al problema general de inversión lineal de una manera muy sencilla. Se calcula la derivada del error con respecto a uno de los parámetros del modelo, m_q , y se iguala a cero:

$$E = \mathbf{e}'\mathbf{e} = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})'(\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^N (d_i - \sum_{j=1}^M G_{ij}m_j)(d_i - \sum_{k=1}^M G_{ik}m_k)$$

Multiplicando los paréntesis y derivando con respecto a m_q , obtenemos:

$$\partial E / \partial m_q = 2 \sum_{k=1}^M m_k \sum_{i=1}^N G_{ij}G_{ik} - 2 \sum_{i=1}^N G_{iq}d_i = 0$$

En notación matricial tenemos:

$$\underline{\mathbf{G}}^t \underline{\mathbf{G}} \mathbf{m} - \underline{\mathbf{G}} \mathbf{d} = 0$$

$$\mathbf{m}_{\text{est}} = (\underline{\mathbf{G}}^t \underline{\mathbf{G}})^{-1} \underline{\mathbf{G}} \mathbf{d}$$

donde \mathbf{m}_{est} es la solución por mínimos cuadrados al problema inverso $\underline{\mathbf{G}}\mathbf{m}=\mathbf{d}$ (Menke, 1984).

Cuando la ecuación $\underline{\mathbf{G}}\mathbf{m}=\mathbf{d}$ no proporciona información suficiente para determinar la unicidad de todos los parámetros del modelo, se dice que el problema es indeterminado. Del álgebra lineal elemental sabemos que los problemas indeterminados se presentan cuando existen más incógnitas que datos; es decir, cuando $M > N$. Sin embargo, no existe razón espacial por la cual el error de la predicción deba ser cero para un problema indeterminado. Frecuentemente los datos sólo determinan algunos de los parámetros del modelo, y otros no. A los problemas indeterminados que tienen error de predicción igual a cero, los llamaremos *problemas con determinación mixta*; para distinguirlo de los problemas puramente determinados, que tienen predicción de error igual a cero. En los *problemas regularmente determinados* existe exactamente la información necesaria para determinar los parámetros del modelo; presentan sólo una solución con error de predicción igual a cero.

Cuando existe mucha información contenida en la ecuación $\underline{\mathbf{G}}\mathbf{m}=\mathbf{d}$, decimos que el problema está *sobredeterminado*. En este caso empleamos mínimos cuadrados para seleccionar "la mejor" solución aproximada. Los problemas típicos sobredeterminados tienen más datos que incógnitas, $N > M$; aunque es posible tener problemas que estén en algún grado sobredeterminados, y tener problemas que en algún grado están *indeterminados* cuando $N < M$.

Para tener éxito con el intervalo completo del problema inverso, necesitamos ser capaces de señalar si un problema inverso está subdeterminado o sobredeterminado, o alguna combinación de los dos.

Supongamos que un problema inverso $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$ ha sido identificado como *puramente indeterminado*, es decir, existen menos ecuaciones que incógnitas, $N < M$, y no existen inconsistencias en estas ecuaciones. Es posible encontrar más de una solución para la cual el error de predicción E es cero. Aunque los datos proporcionan información de los parámetros, no proporcionan la información necesaria para determinar la unicidad de la solución.

Para una solución \mathbf{m}_{est} del problema inverso, debemos tener algún modo de escoger uno de tantas soluciones con error de predicción $E=0$. Para hacer esto, debemos de agregar al problema alguna información no contenida en la ecuación $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$. Esta información extra es llamada *información a priori*, pudiendo tomar varias formas que determinan la calidad de la solución.

En el caso del ajuste de una recta que pasa por un solo punto, una información adicional es que la línea recta también pasa por el origen. Esta *información a priori* proporciona información suficiente para determinar la unicidad del problema inverso.

Otro ejemplo de *información a priori* es aquel en que los parámetros del modelo se encuentran dentro de un intervalo. Suponga que los parámetros del modelo representan la densidad en diferentes puntos de la Tierra. Sin hacer ninguna medida, uno puede afirmar con seguridad que la densidad es positiva en cualquier parte del interior de la Tierra. Además, el interior de la Tierra puede suponerse hecho de roca, cuyas densidades están entre 1 y 100 gr/cm^3 . Si uno puede usar esta *información a priori* cuando se resuelve el problema inverso, se reduce el intervalo de las posibles soluciones.

2.2 PROBLEMAS CON DETERMINACION MIXTA

La mayoría de los problemas inversos que se presentan en la práctica no son, ni completamente sobredeterminados, ni completamente indeterminados. Por ejemplo, en el problema de tomografía con rayos X, en donde varios rayos pasan a través de varias cajas, la opacidad de las cajas a los rayos X está claramente sobredeterminada. Quizá algunas de las cajas no vayan a ser atravesadas, estas cajas serán completamente indeterminadas. O quizá suceda que las cajas no pueden resolverse individualmente porque muchos rayos pasan a través de una caja también pasen por otras cajas, que también estén indeterminadas, por lo que sólo se pueda determinar su opacidad media. Por lo anterior, necesitamos formar un nuevo conjunto de parámetros que sean una combinación lineal de los parámetros anteriores. En el problema anterior, por ejemplo, la opacidad promedio $m_1' = (m_1 + m_2)/2$ está completamente sobredeterminada. Mientras la diferencia de opacidades está completamente indeterminada,

$m_2'=(m_1-m_2)/2$. Efectuando esta partición en una ecuación arbitraria de $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$ a $\underline{G}'\mathbf{m}'=\mathbf{d}'$, dividiéndose en una parte superior \mathbf{m}^s , sobredeterminada; y una parte inferior \mathbf{m}^i , indeterminada:

$$\begin{bmatrix} \underline{G}^s & 0 \\ 0 & \underline{G}^i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{m}^s \\ \mathbf{m}^i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{d}^s \\ \mathbf{d}^i \end{bmatrix}$$

Con esto podemos determinar los parámetros del modelo sobredeterminado resolviendo las ecuaciones de la parte superior por medio de mínimos cuadrados, después se determinarán los parámetros del modelo indeterminado, minimizando la norma cuadrada L^2 de la longitud de la solución.

Supongamos que determinamos una solución que minimiza alguna combinación Φ del error de predicción y la longitud de la solución para los parámetros del modelo sin particionar:

$$\Phi(\mathbf{m})=E+\varepsilon L=\mathbf{e}\cdot\mathbf{e}^t+\varepsilon\mathbf{m}\cdot\mathbf{m}^t$$

donde el factor de peso ε determina la importancia relativa dada al error de predicción y a la longitud de la solución. Si ε es bastante grande, minimizará bastante la parte indeterminada de la solución. Desafortunadamente, también tiende a minimizar la parte sobredeterminada de la solución. No existe un método simple para determinar cual es el valor correcto de ε ; sin resolver el problema de la partición, por lo que debe ser determinada por prueba y error. Minimizando $\Phi(\mathbf{m})$ con respecto a los parámetros del modelo en una manera exactamente similar a la derivación de los mínimos cuadrados, obtenemos:

$$\mathbf{m}_{est}=[\underline{G}\underline{G}^t+\varepsilon\mathbf{I}]\underline{G}\mathbf{d}$$

Este método es llamado *método de mínimos cuadrados amortiguados*.

Si utilizamos el *método de mínimos cuadrados amortiguados pesados*, la solución está dada por (Menke, 1984):

$$\mathbf{m}_{est}=\langle\mathbf{m}\rangle+[\underline{G}^t\mathbf{W}_e\underline{G}+\varepsilon^2\mathbf{W}_m]^{-1}\underline{G}^t\mathbf{W}_e[\mathbf{d}-\underline{G}\langle\mathbf{m}\rangle]$$

donde

$\langle\mathbf{m}\rangle$ Vector con los valores a priori de los parámetros del modelo.

\mathbf{W}_m Matriz, factor de peso para el calculo de la longitud del vector \mathbf{m} .

\mathbf{W}_e Matriz, define la contribución relativa de cada uno de los errores individuales en la predicción del error total.

Supongamos que hemos encontrado una inversa generalizada $\underline{G}^{\#}$ que en algún sentido resuelve el problema inverso $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$, dando una estimación de los parámetros $\mathbf{m}_{\text{est}}=\underline{G}^{\#}\mathbf{d}$, introduciendo nuestras estimaciones en la ecuación $\underline{G}\mathbf{m}=\mathbf{d}$, obtenemos:

$$\mathbf{d}_{\text{pre}}=\underline{G}\mathbf{m}_{\text{est}}=\underline{G}[\underline{G}^{\#}\mathbf{d}_{\text{obs}}]=[\underline{G}^{\#}\underline{G} \mathbf{d}_{\text{obs}}]=\underline{N}\mathbf{d}_{\text{obs}}$$

donde **obs** y **pre** significan observado y predicho, respectivamente. La matriz cuadrada ($N \times N$) $\underline{N}=\underline{G}\underline{G}^{\#}$ es llamada matriz de resolución de los datos. Esta matriz describe que tan bien ajustan los datos sintéticos (datos predichos a partir del modelo estimado) con los datos observados. Si $\underline{N}=\underline{I}$, entonces $\mathbf{d}_{\text{pre}}=\mathbf{d}_{\text{obs}}$, y los errores de predicción son cero. Si \underline{N} no es una matriz identidad, pero si está cercana a ella (en el sentido de que sus elementos más grandes están cerca de su diagonal principal), entonces podemos decir que los datos vecinos a la diagonal pueden predecirse; mientras los datos, o entradas de la matriz, fuera de esta región no pueden predecirse individualmente.

La matriz de resolución de datos señala si el dato puede predecirse independientemente de los demás. Para los parámetros del modelo sucede lo mismo. Supongamos que desconocemos los parámetros \mathbf{d}_{true} que resuelven la ecuación $\underline{G}\mathbf{m}_{\text{true}}=\mathbf{d}_{\text{obs}}$. Entonces nos preguntamos que tan cerca están los valores de una solución particular de datos, \mathbf{d}_{true} , de los parámetros \mathbf{m}_{true} . Introduciendo la expresión de los datos observados $\underline{G}\mathbf{m}_{\text{true}}=\mathbf{d}_{\text{obs}}$ en la expresión del modelo estimado $\mathbf{m}_{\text{est}}=\underline{G}^{\#}\mathbf{d}_{\text{obs}}$, tenemos:

$$\mathbf{m}_{\text{est}}=\underline{G}^{\#}\mathbf{d}_{\text{obs}}=\underline{G}^{\#}[\underline{G}\mathbf{m}_{\text{true}}]=[\underline{G}^{\#}\underline{G}]\mathbf{m}_{\text{true}}=\underline{R}\mathbf{m}_{\text{true}}$$

donde \underline{R} es la matriz de resolución del modelo de $M \times M$. Si $\underline{R}=\underline{I}$ cada parámetro está unívocamente determinado. Si \underline{R} no es la matriz identidad, las estimaciones de los parámetros son promedios pesados de \mathbf{d}_{true} .

Invariablymente los datos contienen ruido que causa errores en la estimación de los parámetros. Si suponemos que estos datos tienen una distribución caracterizada por alguna matriz de covarianza $[\text{cov } \mathbf{d}]$, y que la estimación de los parámetros tiene una distribución caracterizada por la matriz de covarianza $[\text{cov } \mathbf{m}]$.

La covarianza de los parámetros depende de la covarianza de los datos, de manera que los errores son mapeados de los datos a los parámetros. Este mapeo es una función del Kernel de los datos y de la inversa generalizada, y no de los datos *per se*. Es útil definir una *matriz de covarianza* que señale el grado de amplificación de error que ocurre en el mapeo. Si

suponemos que los datos no tienen ninguna correlación y todos tienen la misma varianza σ^2 , la *matriz unitaria de covarianza* asociada a ellos está dada por:

$$[\text{cov}_u \mathbf{m}] = \sigma^2 \underline{\mathbf{G}}^{-g} [\text{cov} \mathbf{d}] \underline{\mathbf{G}}^{-gt} = \underline{\mathbf{G}}^{-g} \underline{\mathbf{G}}^{-gt}$$

Incluso, si los datos están correlacionados, podemos encontrar alguna normalización de la *matriz unitaria de covarianza de los datos* $[\text{cov}_u \mathbf{d}]$, y relacionarla con la *matriz unitaria de covarianza del modelo*:

$$[\text{cov}_u \mathbf{m}] = \underline{\mathbf{G}}^{-g} [\text{cov}_u \mathbf{d}] \underline{\mathbf{G}}^{-gt}$$

Esta matriz de covarianza es independiente de los valores y de la varianza de los datos, siendo una herramienta útil en el diseño experimental.

2.3 INTERRELACION DE RESOLUCION Y VARIANZA

Supongamos que intentamos determinar un conjunto de parámetros que representan una versión discretizada de una función continua, por ejemplo, en el problema de los rayos X. Si la discretización es muy fina, los rayos X no muestrearán todas las cajas, por lo cual el problema se indeterminará. Si tratamos de determinar la opacidad en cada caja, entonces las estimaciones de la opacidad tenderán a presentar una varianza grande. Si pocas cajas son atravesadas por muchos rayos, el promedio de estas cajas producirá errores pequeños. Las cajas muy pequeñas, detectarán características muy débiles, pero tendrán resoluciones muy buena. Las varianzas grandes pueden ser reducidas incrementando el tamaño de las cajas (o promediando varias cajas juntas), Cada región está siendo atravesada por muchos rayos, ocasionando que el error sea muy pequeño. Pero como las regiones son grandes, los detalles no pueden ser detectados y la resolución de la opacidad de los rayos X será muy pobre.

El ejemplo anterior muestra una interrelación entre la dispersión de la resolución del modelo y el tamaño de la varianza. Un factor es decreciente a costa del incremento del otro. Podemos estudiar esta interrelación escogiendo una inversa generalizada que minimice una suma pesada de dispersión de resolución y tamaño de la covarianza (Menke, 1984):

$$\alpha[\text{spread} \underline{\mathbf{R}}] + (1-\alpha)\text{size}([\text{cov} \mathbf{m}])$$

Si α está cerca de 1, entonces la matriz de resolución del modelo de la inversa generalizada tendrá una dispersión pequeña. Si α tiende a cero, los parámetros del modelo tendrán una

varianza pequeña, pero la dispersión de la resolución será muy grande. Variando α dentro del intervalo $[0,1]$, podemos definir una curva de interrelación (Fig. 4).

Por lo tanto la resolución y varianza, y en realidad la solución por sí misma, son dependientes de la parametrización, siendo difícil hacer alguna afirmación definitiva en cuanto a las propiedades de la curva de interrelación. Sin embargo, si la discretización es suficientemente fina, la curva de interrelación discreta es cercana a la que uno obtiene con el uso de la teoría inversa continua. Entonces, la discretización siempre debe hacerse tan fina como los recursos de computo y los datos lo permitan.

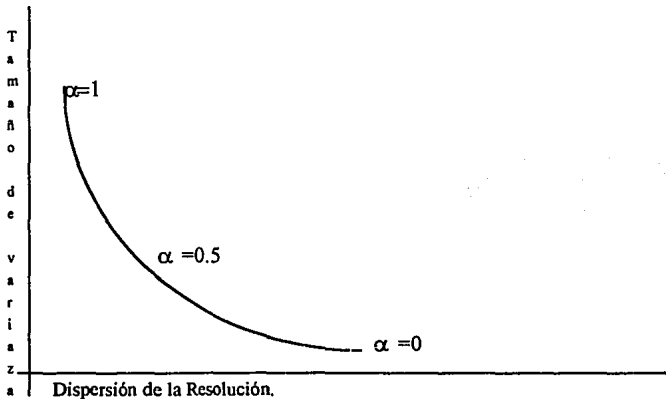


Fig. 4 Interrelación entre la resolución y el error (varianza) dentro de los problemas de inversión.

2.4 TEORIA DE LA INVERSION DE ESTRUCTURA DE VELOCIDADES

La técnica utilizada para el calcular los valores teóricos de los tiempos de llegadas de las fases P y S es la técnica del "trazado de rayos" desde la fuente (hipocentro) a cada una de las estaciones. Este método calcula la trayectoria de tiempo mínimo de los rayos sísmicos a través de cada uno de los bloques en que se divide el interior de la Tierra, utilizando el Principio de Fermat. Estos se definen por medio de una malla o partición, que puede ser de capas planas, cubos, o megabloques, definidos en un sistema cartesiano de coordenadas. Los programas de inversión de estructura utilizados en este trabajo (Roecker; 1981; 1982; 1992), calculan y minimizan el tiempo de viaje de los rayos sísmos a través de cada uno de los bloques en que se dividió a priori la litósfera terrestre.

Para la aplicación de la teoría de inversión expuesta anteriormente en el estudio de la estructura de velocidades de la litósfera del estado de Guerrero, se hicieron las siguientes consideraciones:

1. Como el área de estudio es pequeña, 90×70 km², suponemos que la Tierra es esférica, pero haremos correcciones para realizar los cálculos como si se tratase de una Tierra plana, homogénea y con velocidades V_p y V_s constantes.

2. Se usa un sistema de coordenadas cartesianas, con el eje **Z** positivo hacia abajo.

3. Consideraremos que la Tierra debajo de las estaciones sismológicas, está dividido en bloques rectangulares con lados paralelos a los ejes coordenados **X**, **Y** y **Z**.

4. Los datos a analizar consisten en tiempos observados de llegada de las ondas P y S, registrados en las 9 estaciones sismológicas que forman la Red Telemétrica de Guerrero. Estos tiempos de llegada son de ~4500 sismos ocurridos en la Costa Grande de Guerrero.

5. Es necesario contar con un valor inicial del tiempo origen y del hipocentro de cada uno de los sismos. Usamos como valores iniciales los determinados por el programa HYPO71.

La ecuación de los tiempos de llegadas de onda P, utilizando la expansión en series de Taylor y tomando sólo la aproximación de primer orden (Aki y Lee, 1976), la podemos definir como:

$$\mathbf{T}_0 - \mathbf{T}(\mathbf{x}_0) = \nabla \mathbf{T}(\mathbf{x}) \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \mathbf{e}$$

donde \mathbf{T}_0 (la matriz que contiene los tiempos observados de llegada de P y S) contiene los n tiempos de llegada observados, \mathbf{T} (la matriz que contiene los tiempos de llegada teóricos de P y S) y ajusta n parámetros discretos contenidos en el vector \mathbf{x} con el vector \mathbf{x}_0 (conjunto de valores prueba de los parámetros del modelo). En forma matricial tenemos:

$$\mathbf{d} = \mathbf{A}\mathbf{m} + \mathbf{e}$$

donde \mathbf{d} es el vector de diferencias de los tiempos de viaje observados y calculados; la matriz \mathbf{m} contiene los residuales de los parámetros del modelo, \mathbf{m} representa una corrección, $\mathbf{m} = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0)$ que se determina por la minimización de la matriz de error de los parámetros del modelo, $\mathbf{E} = \mathbf{e}\mathbf{e}^t$. La técnica que se utiliza para minimizar ésta matriz de error es el método de mínimos cuadrados (mencionado con anterioridad). \mathbf{A} es una matriz de $m \times n$ de derivadas parciales que relaciona los tiempos de llegada de P y S con los parámetros del modelo. El vector \mathbf{e} representa el error gaussiano en la determinación de los parámetros estimados del modelo. Para minimizar la matriz de errores utilizamos el método de mínimos cuadrados amortiguados, mencionado en este capítulo.

La solución inversa generalizada a esta ecuación es (Aki y Richards, 1980):

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{d}$$

donde $\hat{\mathbf{m}}$ es la aproximación por *mínimos cuadrados* a \mathbf{m} . Utilizando *mínimos cuadrados amortiguados*, caso especial de inversión estocástica amortiguada, tenemos:

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{m}$$

donde θ^2 es la razón de la varianza de los datos (σ^2) y la varianza del modelo (σ_m^2), similar a ϵ , mencionada en la primera parte de este capítulo. \mathbf{I} es la matriz identidad.

La estimación convencional de confiabilidad de los datos se hace usando la matriz de resolución \mathbf{R} , y la matriz de covarianza, \mathbf{C} . La matriz de resolución expresa la relación entre la solución por mínimos cuadrados y la solución por mínimos cuadrados amortiguados:

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{R} \mathbf{m} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{m}$$

Si $\mathbf{R} = \mathbf{I}$, entonces $\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{m}$ y la solución es única. Por otro lado, la diagonal de \mathbf{R} es cero, no existe solución del sistema de ecuaciones planteado. En la mayoría de los casos, las soluciones caen dentro de estos dos extremos.

La matriz de covarianza estima el error estándar de la solución:

$$\mathbf{C} = \langle \Delta \mathbf{m} \cdot \Delta \mathbf{m}^T \rangle + \sigma^2 (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{R}$$

Para esta expresión suponemos que todos los datos tienen la misma varianza (σ^2) y que la relación entre los parámetros del modelo y los datos es lineal. La desviación estándar de cualquier parámetro es la raíz cuadrada de la diagonal de \mathbf{C} .

Las inversiones aplicadas aquí se resuelven simultáneamente perturbando los parámetros iniciales del hipocentro, las velocidades de los bloques usados en la parametrización de la zona de estudio y las correcciones de las estaciones. Suponemos que las soluciones de las velocidades y los hipocentros no están acopladas, y por tanto se efectúan por separado. Primeramente, se determina la solución de los hipocentros, y después se efectúa una clasificación de estos hipocentros para después eliminar aquellos que rebasaron los siguientes criterios: 1) Raíz media cuadrada (rms) ≤ 0.25 , en el tiempo origen; 2) Desviación máxima del hipocentro menor a 10.00 km; 3) Desviación máxima de la profundidad menor a 5.00 km; y

4) Número máximo de iteraciones para que converja la solución del hipocentro, 30 iteraciones.

Posteriormente se minimizan las diferencias entre los valores de los datos observados y los datos calculados. Matemáticamente hablando, no es una inversión sino un ajuste de la matriz de los datos calculados a la matriz de los datos observados, utilizando la técnica de descomposición en valores singulares (Aki y Lee, 1976; Aki y Richards, 1980; Menke, 1984; Press et al., 1986).

Los programas que se utilizan para efectuar la inversión de estructura de velocidades (Roecker, 1981; 1982; 1992), son:

SPHREL4: Este programa hace una relocalización simultánea de todos los sismos usados en la inversión. Utiliza un modelo inicial de velocidades en 3 dimensiones, dada a priori, y efectúa las localizaciones ajustando los residuales de las llegadas de las ondas P y S al relocalizar cada uno de los sismo.

GRADLOC4: Clasifica las relocalizaciones de acuerdo a las siguientes características: El número de las siguiente condiciones violadas, convergencia de la localización de cada uno de los sismos utilizados como datos iniciales, magnitud de la desviación del hipocentro, residual del RMS, número total de ajustes del hipocentro. Los valores de corte de estas condiciones se mencionaron anteriormente. Estos criterios son establecidos por el usuarios de acuerdo a la calidad de los datos, la distribución de las estaciones, el sitio donde se encuentran las estaciones y la calidad de las lecturas de las fases P y S.

QUALIDATA4: Separa el archivo de los hipocentro relocalizados en dos: Hipocentro que cumplen con los "criterios de calidad" del programa gradloc4, y en hipocentros que no cumplen estos criterios.

SPHYPIT4: Realiza la inversión tridimensional de velocidades usando el método de mínimos cuadrados amortiguados minimizando los residuales de los valores de los datos observados menos los datos calculados. Es necesario parametrizar la corteza con bloques cúbicos de velocidad constante, cada uno con velocidades individuales de P y S. Las fronteras entre los bloques son horizontales o verticales, se aplica un transformación para trabajar con Tierra plana, y con ello simplificar el problema y el manejo de datos. En este proceso de inversión utiliza como variables las lentitudes ($1/v$) de la ondas sísmicas.

3. INVERSION DE ESTRUCTURA DE VELOCIDADES

3.1 BASE DE DATOS

Los datos que se utilizan para efectuar la inversión de estructura de velocidades, provienen de los registros sísmicos de la Red Telemétrica, de septiembre de 1987 a agosto de 1992, 4500 sismos con magnitud M_c promedio de 2.5, una profundidad promedio de 30 km y un error promedio en el hipocentro de 2.5 km (Figura 2). Estos datos proviene de los archivos de salida del programa HYPO71PC, el cual se utiliza rutinariamente para localizar los eventos que registra la red.

TABLA 1
FORMATO DEL ARCHIVO DE DATOS

<u>Tiempo origen</u>		<u>Hipocentro</u>		<u>No. estaciones</u>
87 9 8 427	21.00	16.939-100.135	23.98	5
<i>Estación</i>	<i>Peso P</i>	<i>Tiempo P</i>	<i>Peso S</i>	<i>Tiempo S</i>
PPO 0		25.78	2	28.98
FLO 0		29.09	2	35.00
TET 0		31.29	2	39.59
POG 0		33.00	2	41.90
NUX 1		33.09		

Como vemos en la Tabla 1, los datos necesarios para efectuar la inversión son: El tiempo de origen, coordenadas del hipocentro, el número de estaciones que registraron el sismo, el nombre abreviado de las estaciones, el peso dado a la onda P dependiendo de la calidad del registro, el tiempo de llegada de la onda P, el peso de la onda S y el tiempo de llegada de la onda S.

La mayoría de los sismos registrados por la red se localizan en la costa de Guerrero, debido a que la red se encuentra sobre la zona de contacto de las placas de Cocos y Norteamérica. Los primeras inversiones se efectuaron parametrizando una área que cubría la mayor parte del estado de Guerrero, desde la Costa Grande hasta el Río Balsas Sin embargo, como los resultados presentaron bajas resoluciones y errores muy altos en las regiones fuera del área de cobertura de la red, se decidió reducir ésta área. Por tanto, el volumen para el cual se invierte la estructura de velocidad corresponde aproximadamente al área que cubren las estaciones de la red.

3.2 INVERSION UNIDIMENSIONAL

Para iniciar el proceso de inversión de estructura de velocidades partimos del modelo de velocidades de capas planas horizontales. Como modelo inicial, se tomó el de Suárez et al. (1992). Para verificar la calidad de este modelo, se efectuó una inversión de velocidades utilizando una parametrización unidimensional de velocidades que varía únicamente con la profundidad, utilizando los 4500 sismos registrado por la red hasta agosto de 1992.

Los resultados de esta primera inversión (Tabla 2 y Figura 5) indican que el modelo de velocidades de capas planas obtenido es similar al modelo de Suárez et al. (1992) (Figura 5). La resolución de las capas superficiales, (0.00-40.0 km de profundidad) es buena, con valores que oscilan entre 0.87 y 0.36 para V_p , y 0.66 a 0.035 para V_s . Sin embargo, para las capas profundas la resolución es pobre porque la mayoría de los sismos se encuentran arriba de ellas y no existen rayos sísmicos que las atraviesen. Por lo tanto, las resoluciones obtenidas son muy bajas: 0.06 a 0.01 para V_p y 0.04 a 0.01 para V_s . Los errores asociados a cada una de las capas igualmente dependen de la profundidad a la que se encuentra la capa; para las capas superficiales tenemos errores 0.13 a 0.24 km/s para V_p , y de 0.07 a 0.11 km/s. En el caso de las capas profundas los errores determinados aumentan, pero no en la misma proporción que las resoluciones; 0.47 a 0.48 km/s para V_p , y de 0.15 km/s para V_s .

TABLA 2
RESULTADOS DE LA INVERSION UNIDIMENSIONAL

(h*, km; V_p (km/s) \pm error (km/s); resolución)		
10.1	5.72\pm0.20	0.36
18.4	6.66\pm0.19	0.69
23.4	6.95\pm0.13	0.87
34.0	7.30\pm0.14	0.87
40.0	7.88\pm0.24	0.74
46.0	8.03\pm0.47	0.06
50.0	8.02\pm0.48	0.01
-----	8.03\pm0.48	0.02

* h es el límite inferior de la capa.

A pesar de que las capas más profundas tienen poca resolución y relativamente bajos errores, podemos considerar que los resultados obtenidos son buenos (Tabla 2), ya que las diferencias con respecto a otro modelo obtenido con una técnica distinta (Suárez et al. (1992) son pequeñas (Figura 5). El valor del factor de amortiguamiento que mejores resultados proporcionó es $\theta=18000$.

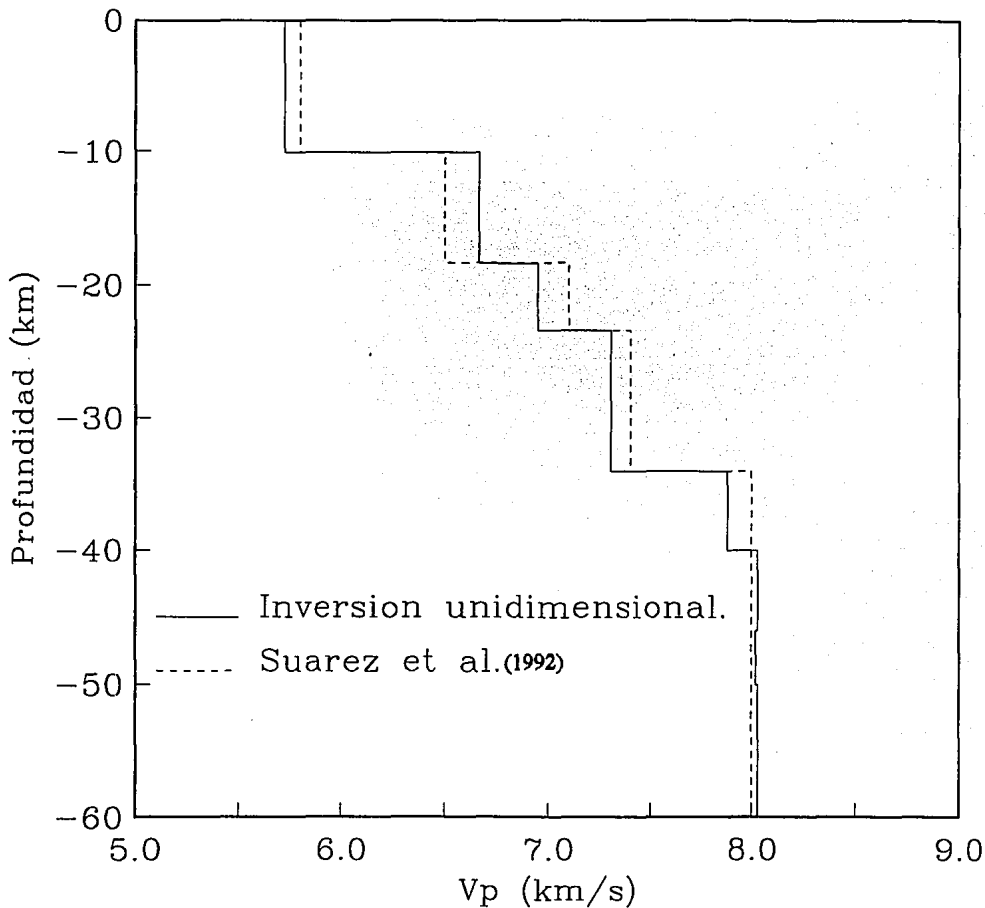


Fig. 5 Comparación de los modelos unidimensionales de V_p de Suárez et al., (1992) y el obtenido en este trabajo, para la Costa Grande de Guerrero.

3.3 INVERSION TRIDIMENSIONAL DE VELOCIDADES EN BLOQUES CUBICOS

Como segundo paso se definió una malla tridimensional que parametriza en paralelepípedos a la litósfera que va a ser estudiada; la localización, ancho, largo y altura de estos bloques se determinan de acuerdo al número y distribución de las estaciones sismológicas, a la tectónica y geología regionales, y a la distribución de los sismos.

Además de esta subdivisión, es necesario definir las velocidades de onda iniciales con las cuales inician las iteraciones. Entre los parámetros más importantes están:

- El modelo inicial de velocidades: Unidimensional, bidimensional o tridimensional, definido con base en la parametrización, y asignando una lentitud ($1/v$) a cada celda para cada una de las fases de P y S, pudiendo ser la misma para todos las cajas.

- Factor de amortiguamiento θ (Similar a ϵ ; ver capítulo 2) que determina la interrelación de la matrices de resolución y la de errores durante el proceso de inversión y, con esto, la calidad de la estructura de velocidades obtenida. Al cambiar los valores de θ podemos llegar a un equilibrio entre las matrices de covarianza y resolución, que nos proporcione la mejor solución.

- Datos de la red de estaciones que registraron los datos: Localización geográfica, elevación, y un peso que depende de la calidad de las lecturas de las fases P y S, en cada una de las estaciones.

- Número de capas que se manejarán en la malla.

En esta primera inversión se parametrizó la zona de subducción de la costa de Guerrero con una malla cúbica tridimensional de 72 cajas y 9 capas, formando así una rejilla de 648 paralelepípedos (Figuras 6 y 7). El área que cubre estos paralelepípedos es 100 km², 10 km por lado. El espesor es variable y está entre 5 y 8 km. Esta altura depende de la profundidad a la que se encuentra la capa y su espesor aumenta conforme aumenta la profundidad.

Los resultados de esta inversión (Figuras 6 y 7), confirman que la determinación y resolución de las velocidades en cada una de las cajas definidas a priori depende del número de rayos que la atraviesan. Este factor influye también en la resolución y el error asociados a cada caja. En este caso, la gran mayoría de los valores de resolución asociados a las cajas son bajos y están por abajo de 0.10. Además de la baja resolución, con esta parametrización quedan bloques sin información. Esto quiere decir que no es posible determinar su velocidad, debido a la distribución de estaciones y de los hipocentros. En muchos casos, aunque se instalaran más estaciones la distribución de la sismicidad sería la misma y esto no modificaría sustancialmente la distribución poco favorable de los rayos que atraviesan a estos cubos.

Al igual que las resoluciones, los errores asociados a los bloques no son buenos, y la mayoría son bastante grandes en esta primera inversión. Esto es el resultado de que el número de rayos que atraviesan muchos de los bloques es bajo, menor a 10 rayos.

El resultado más importante de este proceso de inversión tridimensional es el hecho que las velocidades determinadas a lo largo de la costa y sobre una misma capa no presentan una variación importante (Figuras 6 y 7). Esto muestra que no hay cambios significativos de velocidad (V_p y V_s) a lo largo de la costa y que existe una simetría bidimensional en la zona de subducción. En las capas con buena resolución, las velocidades no varían lateralmente por más del $\sim 2\%$ a lo largo de la costa (Figuras 6 y 7). En promedio, el cambio observado de las velocidades a lo largo de la costa es de 0.2 km/s, alcanzando una variación máxima de 0.6 km/s para V_p en la primera capa (Figura 6). Por esta razón, decidimos modificar la parametrización tridimensional (malla cúbica) de la brecha de Guerrero agrupando bloques ubicados en una misma capa, de NW a SE, para formar franjas o bandas a lo largo de la costa de Guerrero. En esta geometría donde la velocidad varía en dos dimensiones únicamente y es simétrica a lo largo de la zona de subducción.

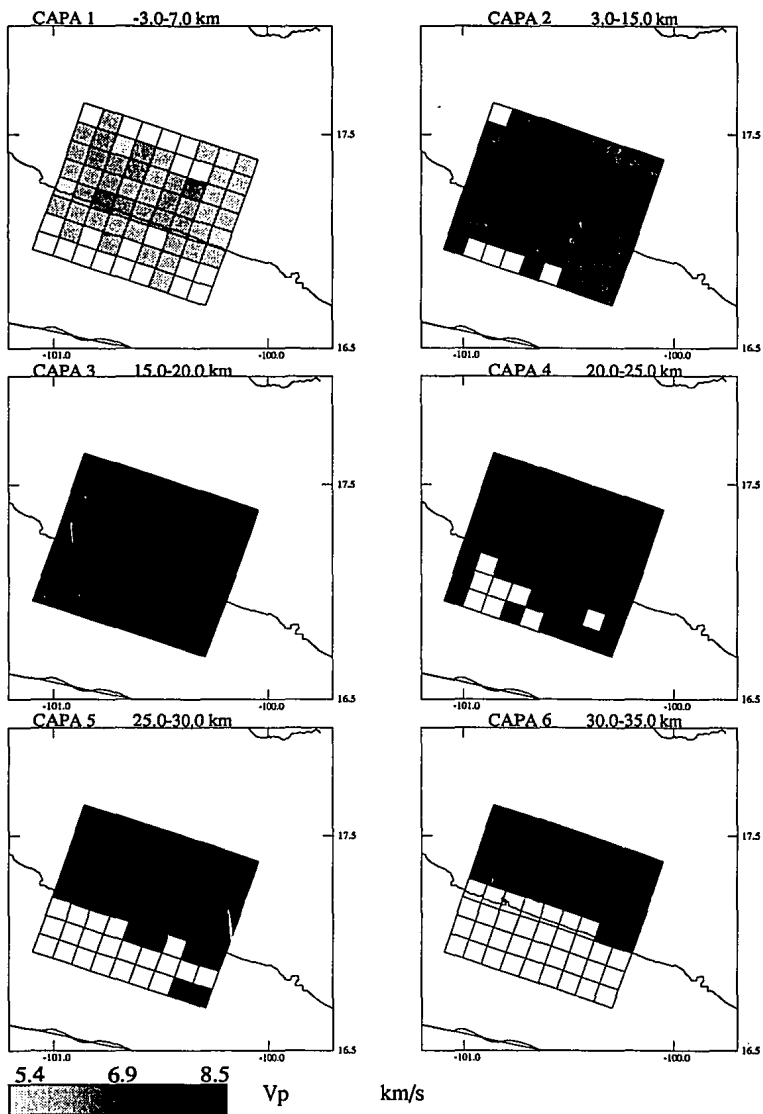


Fig. 6 Resultados de la inversión de bloques cúbicos para las capas 1 a 6 de la onda P.

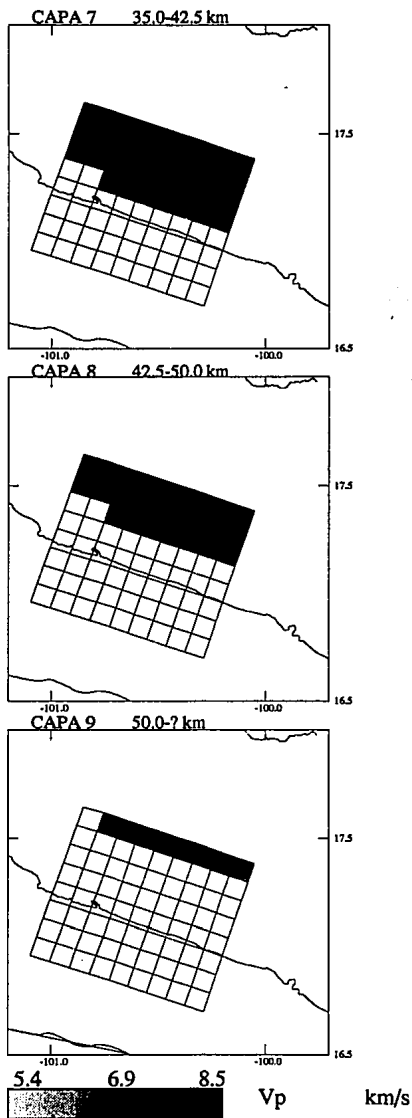


Fig. 7 Resultados de la inversión de bloques cúbicos para las capas 7 a 9 de la onda P.

3.4 INVERSION BIDIMENSIONAL DE VELOCIDADES

Como se indicó arriba, con base en la simetría observada se decidió agrupar los cubos contenidos en una misma capa para formar bandas paralelas a la costa, formando bloques más grandes y reduciendo con ello la variación de velocidades a dos dimensiones. Esto tiene como resultado el aumentar la cantidad de rayos que atraviesan cada bloque, contribuyendo así a mejorar la resolución y a disminuir los errores en las velocidades determinadas en cada banda.

Además, este tipo de simetría en la estructura de velocidades, es lo que se esperaría en una zona de subducción: una estructura bidimensional que varía fundamentalmente con la profundidad y en la dirección perpendicular a la trinchera. Como se puede ver en las figuras 6 y 7, sólo existe una variación importante de velocidad en la dirección perpendicular a la costa. Esto también se observa claramente en el perfil de refracción de Nuñez et al. (1992; revisar capítulo 4), donde podemos ver que no existen cambios importantes en las velocidades de P a lo largo de la Costa Grande de Guerrero.

La malla de bandas o franjas de velocidad se muestra para una profundidad de entre 20 y 25 km (Figura 8). Con esta estructura se efectuaron varias corridas, modificando en cada caso el valor de θ , el ancho de cada banda, el número de capas, y el largo de las bandas. Al final, el total de franjas que integra esta malla es de 169 (13 franjas en cada capa), esta estructura es la que presentó mejores resultados con un adecuado factor de amortiguamiento θ .

Los resultados de esta inversión (perfil en la figura 9), muestran algunas características en la distribución de los valores de las velocidades que nos permiten distinguir capas planas de igual velocidad, y una zona de alta velocidad en las capas profundas que posiblemente refleje la placa en subducción. Esta distribución de velocidades sísmicas sugiere que podrían definirse algunas estructuras más grandes compuestas por varios bloques que tienen velocidades similares. Por ejemplo, vemos que existen al menos tres megabloques formando capas planas entre las profundidades de -3 a 3, 3 a 7 y 7 a 15 km, donde la velocidad de onda entre cada bloque no varía sustancialmente (Figura 9).

Por debajo de estas capas, existe una serie de bloques de alta velocidad (~ 8 km/s), que posiblemente representan la litósfera oceánica en subducción. Los resultados de la inversión también indican, en algunos casos, valores bajos de resoluciones asociados a algunas franjas de velocidad. Esto se observa principalmente en la determinación de V_s , donde el valor de la resolución es menor a 0.4, y para V_p no va más allá de 0.6. Los errores asociados a estos bloques son consecuentemente altos para V_p , alrededor de 0.5 km/s; para V_s , su valor está alrededor de 0.16 km/s. De un total de 169 bloques, para 54 de ellos no fue posible definir valores de velocidad (Figura 9), debido a que no son atravesados por una cantidad suficiente de rayos que permita determinar su velocidad.

En los perfiles mostrados en la figura 9, se observa que algunos bloques vecinos presentan valores de velocidad muy similares, dentro del rango de errores observados. Con esta base, se decidió agrupar estos paralelepípedos que muestran valores de velocidad muy similares, en estructuras más grandes que denominaremos megabloques. Al hacer esto, logramos incrementar el número de rayos que atraviesan a cada uno de estos nuevos megabloques, aumentando así la resolución de los megabloques en el proceso de inversión.

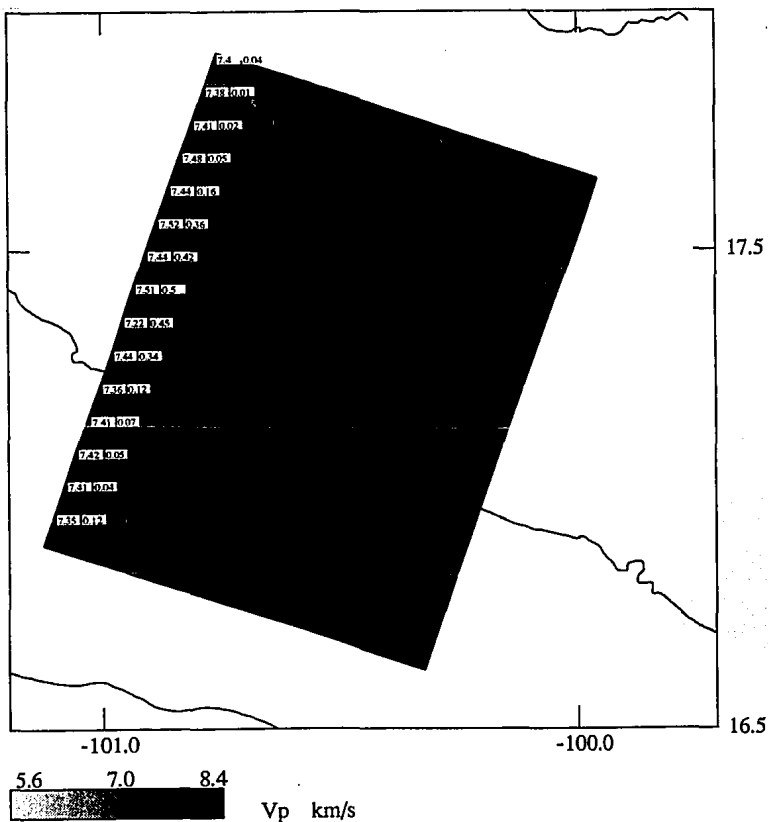


Fig. 8 Estructura de bandas paralelas a la costa de Guerrero. Esta figura corresponde a la capa 6, que está entre los 20 y 25 km de profundidad.

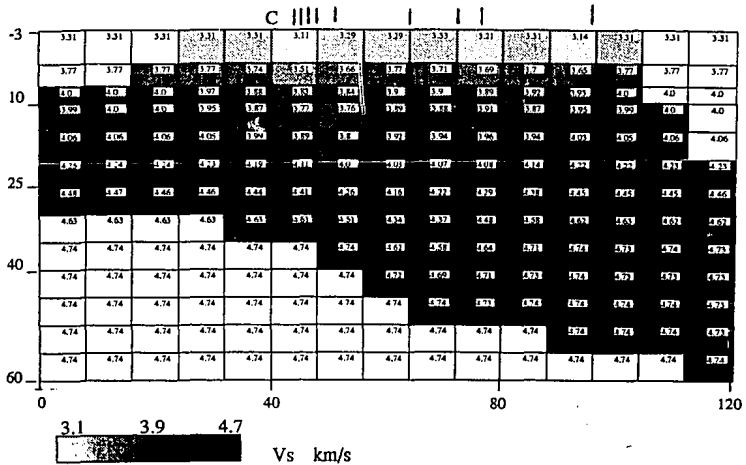
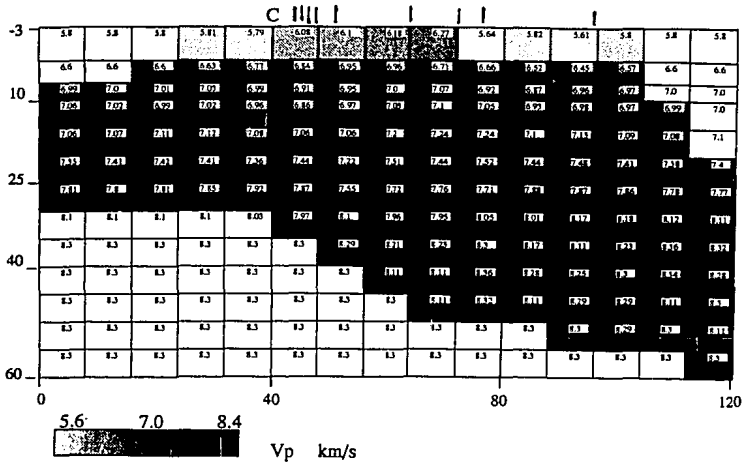


Fig. 9 Perfiles de velocidades de P y S, perpendicular a la trinchera, asociado a la estructura de bandas. Los números corresponde a los valores de Vp y Vs asociados a cada bloque.

3.5 INVERSIÓN DE VELOCIDADES CON ESTRUCTURA DE MEGABLOQUES

Con base en la discusión anterior, se trazaron contornos alrededor de bloques que presentan velocidades semejantes para establecer estructuras más grandes (megabloques) con velocidades similares que nos permitan mejorar las resoluciones y disminuir los errores en la determinación de V_p y V_s . Estas fronteras definen la primera estructura de los megabloques mostrada en la figura 10a, donde podemos ver claramente tres zonas: Litósfera oceánica en subducción, una corteza continental de capas planas y dos megabloques de alta velocidad, uno bajo el slab y el otro entre el slab y la estructura de capas planas (Figura 10a).

Dado que algunos de estos megabloques presentan resoluciones muy bajas, fue necesario modificar esta estructura: Se dejó fuera de la inversión a la primera capa de la estructura continental dado que la resolución que presenta es muy baja (0.16)(Figura 10a), debido a la ausencia de sismos superficiales. Además se integraron algunas capas delgadas de la corteza continental en una sola capa más gruesa de acuerdo a la similitud del valor de V_p mostrado (Figura 10b).

Los resultados de una nueva inversión utilizando la estructura de megabloques ejemplificada en la figura 10b, muestra una zona de alta velocidad bajo el slab, la velocidad V_p del slab aumentó 0.87 km/s, aunque las resoluciones de todos los megabloques disminuyeron con respecto a la primera inversión con los megabloques de la figura 10a. Esta segunda estructura (Figura 10b) presentó errores menores a los valores de error asociados a los megabloques de la inversión anterior (Figura 10a), conjuntamente con los valores de resolución de cada megabloques. Más adelante se verá que los valores de las resoluciones mejorará al efectuar algunos otros cambios a la estructura de la figura 10b.

Con el fin de determinar si existe una estructura más fina en la placa en subducción, se dividió el slab en dos partes principales, una de ellas forma la parte más profunda del slab y la otra la parte más superficial de aproximadamente 2.5 km de espesor. Esta última se dividió a su vez en tres partes para ver como se distribuían las velocidades de V_p en la parte superior del slab (Figura 10c). Los resultados obtenidos al invertir las velocidades de esta estructura presentan mejores resoluciones que en las inversiones anteriores. Se observa un aumento promedio 0.12 en el valor de la resolución. Sin embargo, en los tres bloques ubicados en la parte superior del slab existen diferencias notables en el valor de las resoluciones. Estos varían de 0.11 a 0.59 (Figura 10c). Dado que las resoluciones de estos tres bloques son bajas, se modificó otra vez la estructura de los megabloques.

El siguiente paso consistió en aumentar el espesor de los bloques superiores del slab, de 2.5 a 5 km, y en unir el bloque de más baja resolución (0.11) con el bloque de más alta resolución (0.59) para determinar si es posible mejorar su resolución y con ello tener valores

de V_p más confiables (Figura 10d). Los resultados de esta nueva inversión mejoraron los valores de la resoluciones de los dos bloques superiores del slab un promedio de 0.18. Sin embargo, las resoluciones de los bloques restantes disminuyeron ligeramente: 0.06 en promedio (Figura 10d).

Para determinar la geometría óptima de los tres bloques más superficiales del slab, se movieron conjuntamente las fronteras de estos tres bloques a lo largo de la vertical, 2.5 km hacia arriba y 2.5 km hacia abajo. Los resultados de estas modificaciones indican que la estructura que muestra a la vez mejores resoluciones y errores, es la propuesta en la figura 10d. La estructura que muestra los mejores valores de resolución y error se muestra en la figura 11.

La capa P0 (Figura 11) no se tomó en cuenta para la estructura final de velocidades, debido a que durante el proceso para determinar el espesor y la ubicación de megabloques, donde se efectuaron alrededor de 30 inversiones, esta capa mostró valores de resolución muy bajas que nunca rebasaron el valor de ~ 0.2 .

Además de modificar la estructura de megabloques, es necesario determinar el valor óptimo de θ que proporcione la mejor solución. Conjugando estos dos factores, se llega al resultado final presentado en las Tablas 2 y 3, y en las figuras 11 y 12. Después de ensayar valores que oscilan entre 1000 y 950000, el valor de theta (θ) para el cual se encontró la solución final es de 25000.

TABLA 3
VELOCIDADES DE ONDA P DEL MODELO FINAL DE MEGABLOQUES

MEGABLOQUE (Velocidad \pm error, en km/s; resolución)		
P1	6.62\pm0.12	0.83
P2	6.73\pm0.16	0.63
P3	7.28\pm0.18	0.67
P4	7.79\pm0.34	0.21
P5	7.45\pm0.18	0.71
P6	7.77\pm0.27	0.46
P7	7.87\pm0.21	0.65
P8	8.48\pm0.33	0.36

TABLA 4
VELOCIDADES DE ONDAS DEL MODELO FINAL DE MEGABLOQUES

MEGABLOQUE (Velocidad \pm error, en km/s; resolución)		
S1	3.57\pm0.05	0.56
S2	3.73\pm0.06	0.47
S3	4.05\pm0.08	0.37
S4	4.52\pm0.12	0.11
S5	4.04\pm0.08	0.36
S6	4.33\pm0.11	0.18
S7	4.27\pm0.09	0.28
S8	4.85\pm0.13	0.14

FALTA PAGINA

No. a la

36

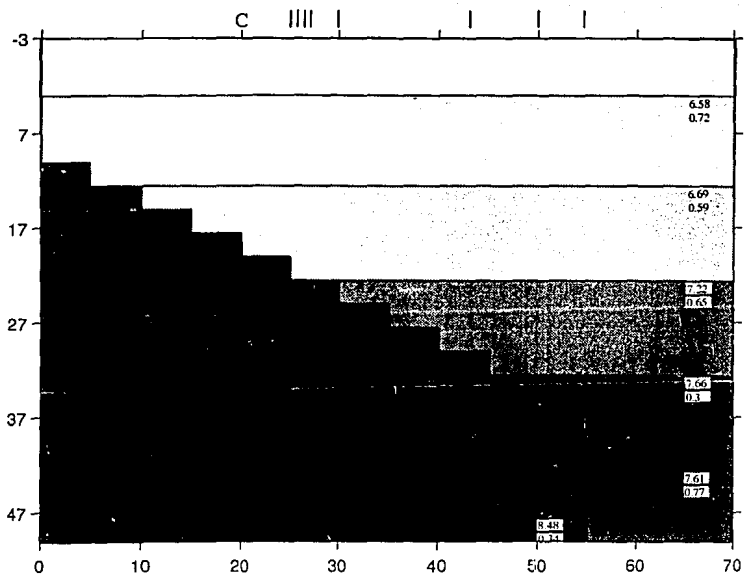
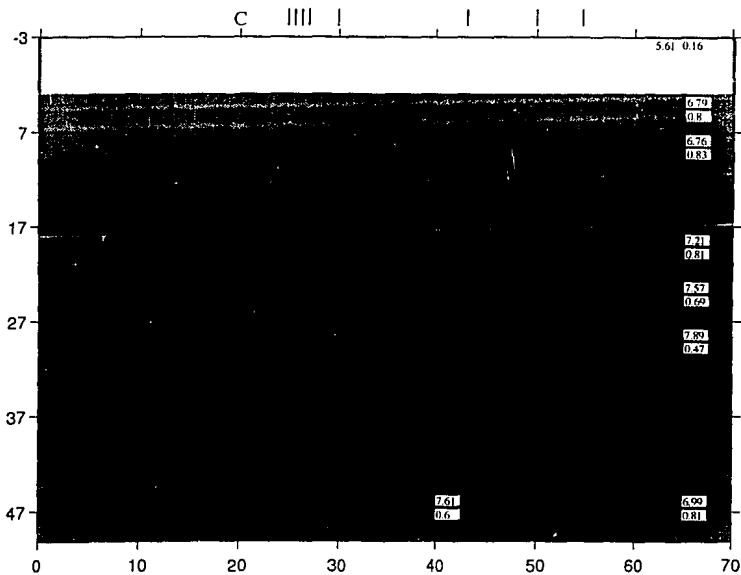


FIGURA 10a.



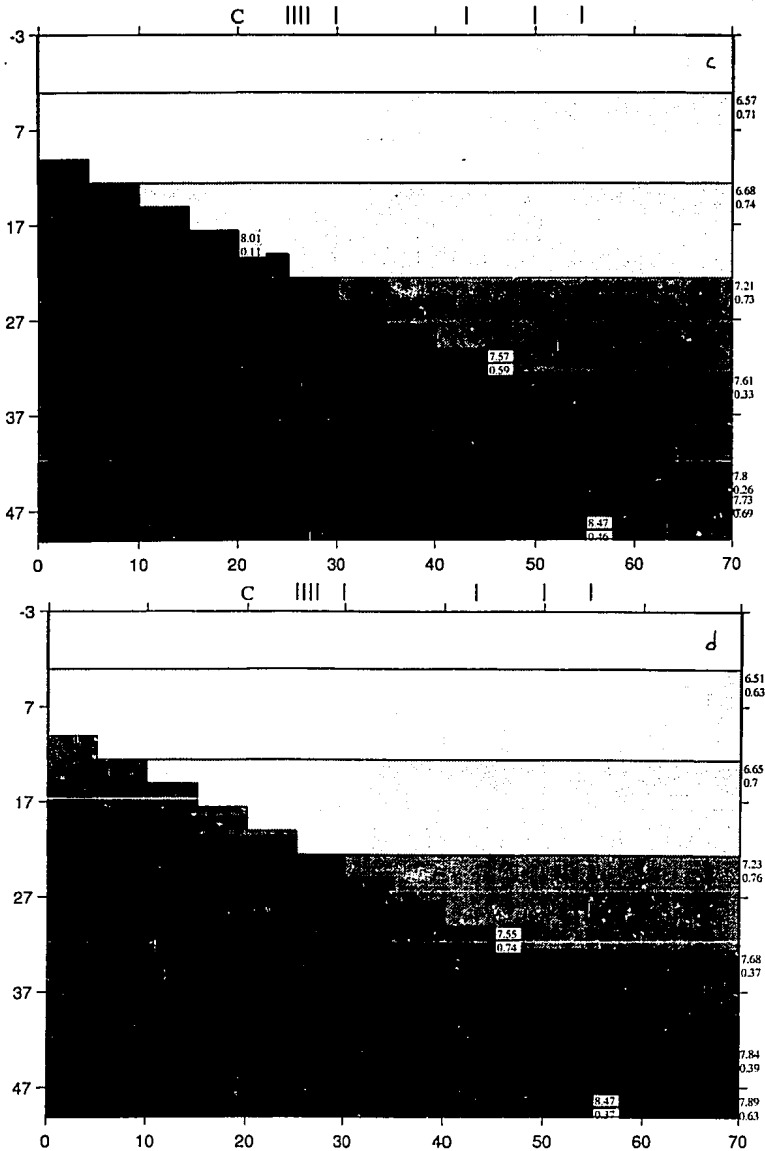


Fig. 10 Estructuras de megabloques que establecen el desarrollo por el cual se llega a una estructura final de velocidades para la Costa Grande de Guerrero. a) Primera estructura de megabloques. b) Estructura donde se establece la ubicación del slab en subducción. c) Estructura donde se divide el slab. d) Estructura final de velocidades. Los números indican, de arriba a abajo, los valores de Vp y la resolución de cada megabloque.

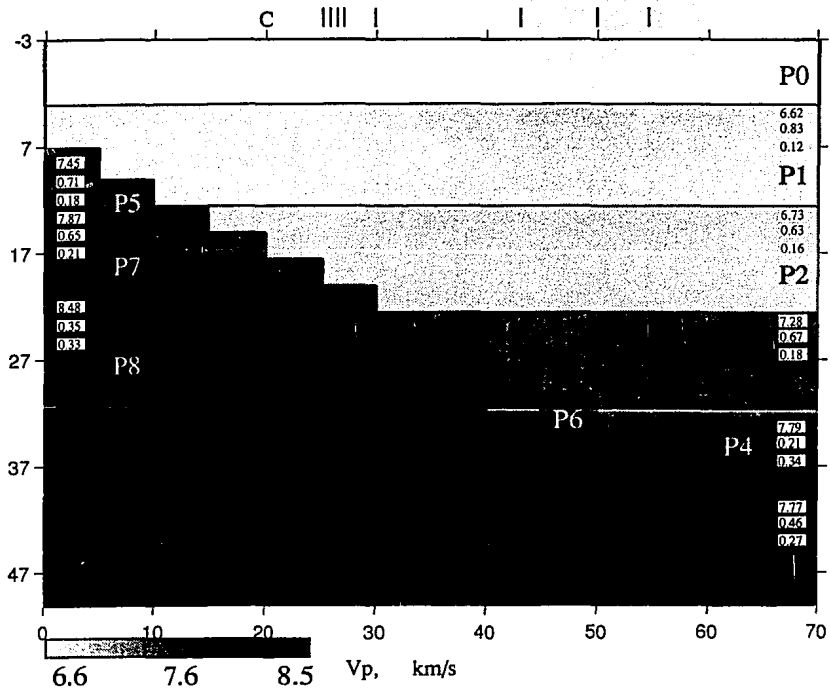


Fig. 11 Perfiles de la estructura de megabloques de la litósfera en el Estado de Guerrero: Velocidades de P, resoluciones asociadas y errores de velocidad asociados a cada megabloque.

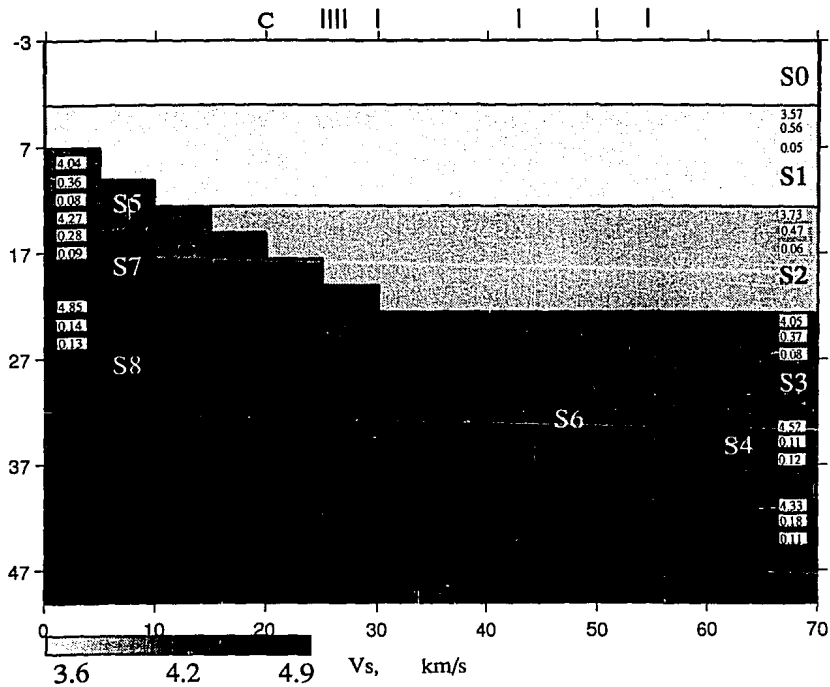


Fig. 12 Perfiles de la estructura de megabloques de la litósfera en el Estado de Guerrero: . Velocidades de S, resoluciones asociadas y errores de velocidad asociados a cada megabloque.

3.6 COMPROBACION DE LOS RESULTADOS DEL MODELO FINAL DE MEGABLOQUES, UTILIZANDO DATOS SINTETICOS

Con el fin de determinar la robustez de los valores de V_p y V_s de la estructura final de megabloques (Figuras 11 y 12) y de las resoluciones y los errores asociados a cada bloques, se generaron tiempos de llegadas sintéticos de P y S usando el modelo final y, al igual que los datos originales, las mismas ubicaciones de hipocentros y estaciones. Estos datos sintéticos se perturbaron al incluir pequeñas diferencias en los tiempos de llegada generadas al azar como un ruido aleatorio con una media de 0 y una desviación estandar de 0.2 s).

A estos datos sintéticos se aplicaron los mismos programas de inversión de velocidad de Roecker (1992) para obtener la estructura de velocidades. Los resultados obtenidos muestran una distribución de velocidades muy similar a la obtenida con datos reales (Figuras 13 y 14, tablas 5 y 6). Además, los datos sintéticos indican un aumento de las resoluciones de todos lo bloques con respecto a los resultados obtenidos con la sismicidad registrada por la red telemétrica (Figura 11), tanto para V_p como para V_s . También se observa una disminución en los errores de todos los bloques con respecto a la inversión de la figura 11.

Los resultados de estas pruebas con datos sintéticos indican que la estructura bidimensional de velocidades determinada con datos de la red telemétrica de Guerrero es robusta y puede ser definida adecuadamente con los datos existentes. Esto se establece claramente observando el incremento de los valores de la resolución en todos los bloques de la estructura, y por la reducción de los errores correspondientes. Es importante mencionar de nuevo que los cambios de los valores de V_p y V_s calculados con datos sintéticos fueron insignificantes. Por ejemplo, se observó un incremento promedio de 0.05 km/s para V_p . Para V_s el incremento no fue general para todos los bloques; en el caso del bloque SS6 disminuyó de 4.33 a 4.32 km/s. Para el resto de los bloques el aumento promedio de V_s fue de sólo 0.02 km/s, lo cual representa cambios menores al 0.5 %, que es el mismo valor que se observa en la variación de los valores de V_p y V_s de los modelos obtenidos con datos reales y datos sintéticos, lo que indica que los valores de V_p y V_s , en ambos modelos, no son resultados de las técnicas de inversión usadas

TABLA 5
VELOCIDADES DE ONDA P GENERADAS CON DATOS SINTETICOS

MEGABLOQUE (Velocidad \pm error, en km/s; resolución)		
PS1	6.67\pm0.08	0.91
PS2	6.77\pm0.11	0.85
PS3	7.32\pm0.13	0.86
PS4	7.84\pm0.28	0.50
PS5	7.51\pm0.12	0.89
PS6	7.81\pm0.21	0.72
PS7	7.89\pm0.15	0.86
PS8	8.57\pm0.24	0.74

TABLA 6
VELOCIDADES DE ONDA S GENERADAS CON DATOS SINTETICOS

MEGABLOQUE (Velocidad \pm error, en km/s; resolución)		
SS1	3.60\pm0.03	0.84
SS2	3.74\pm0.04	0.82
SS3	4.07\pm0.05	0.79
SS4	4.54\pm0.09	0.48
SS5	4.05\pm0.05	0.79
SS6	4.32\pm0.08	0.57
SS7	4.28\pm0.06	0.75
SS8	4.89\pm0.09	0.68

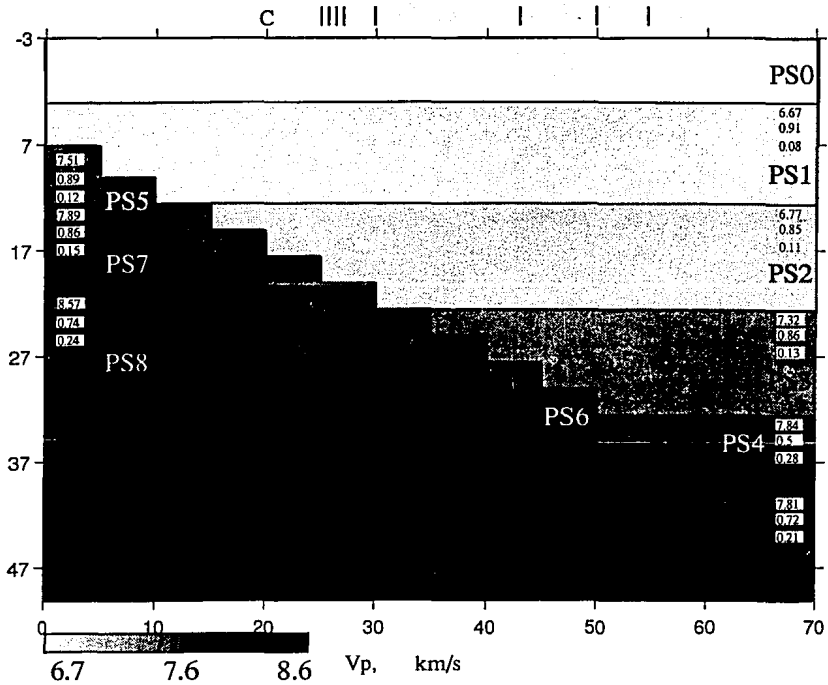


Fig. 13 Perfiles de la estructura de velocidades obtenidas a partir de datos sintéticos: Velocidades de P, resoluciones asociadas y errores de velocidad asociados a cada megabloque.

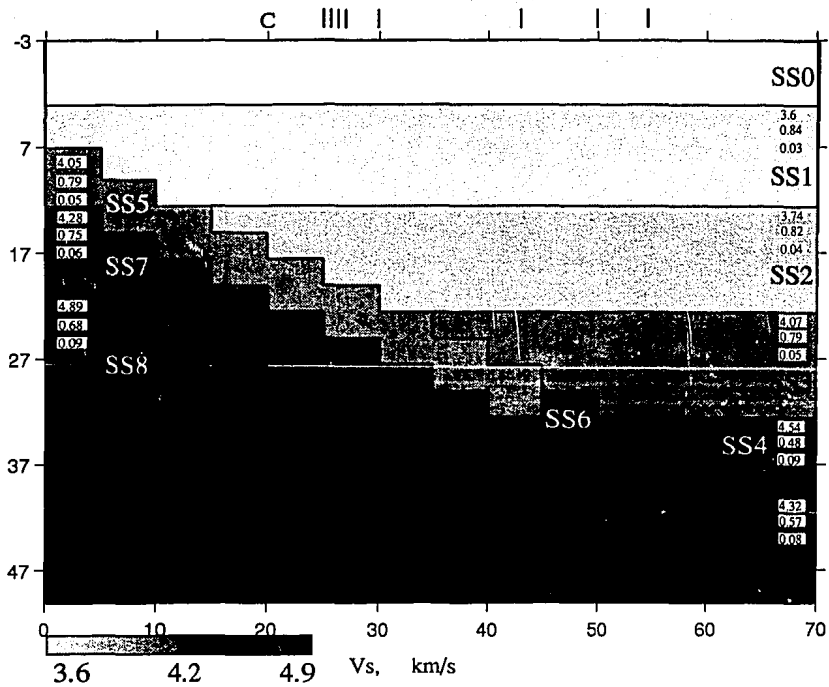


Fig. 14 Perfiles de la estructura de velocidades obtenidas a partir de datos sintéticos; Velocidades de S, resoluciones asociadas y errores de velocidad de cada uno de los megabloque.

4. DISCUSION

4.1 OTROS MODELOS DE VELOCIDAD EN LA COSTA DE GUERRERO

Para obtener una inversión confiable de la estructura de velocidades de una zona, es necesario contar con una buena cobertura de estaciones sísmicas distribuidas uniformemente sobre la zona de estudio y también una distribución de sismos lo más homogénea posible para lograr una adecuada distribución de rayos. Desafortunadamente, el relieve de la zona de la brecha de Guerrero no permite desplegar más estaciones sísmicas permanentes, principalmente por ser una región montañosa de difícil acceso. Además, la mayoría de los sismos se localiza en dos bandas en la costa de Guerrero y están ubicados a profundidades mayores a 5 km, lo que impide tener una buena distribución de los rayos sísmicos a través de todos los megabloques de nuestra estructura de velocidades.

La mayoría de los eventos registrados están localizados en la zona de contacto ismogénico, entre los 15 y 25 km de profundidad. Además, no hay sismos superficiales en la placa continental que generen rayos que atraviesen únicamente las capas superficiales, lo cual reduce la posibilidad de resolver adecuadamente estas capas. Debido a esta distribución de estaciones y de la sismicidad, es que tenemos valores relativamente bajos en la resolución de algunos megabloques. Vale la pena destacar, por ejemplo, a los bloques P4 (resolución 0.21 y 214 rayos) y P8 (resolución 0.35 y 734 rayos), donde el número de rayos que los atraviesan es muy bajo en comparación con el resto de los megabloques (Figura 11). En contraste, los bloques P1, P2, P3 y P5 son atravesados por 9918, 9248, 5307 y 5798 rayos respectivamente, lo que indica que el muestreo de estos bloques es uniforme.

Como se mencionó arriba, la primera capa superficial se excluyó de la inversión ya que durante el proceso para determinar la estructura de megabloques, los bloques superficiales siempre presentaron resoluciones bajas (Figuras 6 y 10a). Esto se debe a que el tiempo de recorrido de los rayos es casi igual para todos ellos en las capas superficiales. Por ejemplo, si se define una capa de velocidad infinita, ésta sería invisible para los rayos que la atraviesan. Otro factor por el cual la resolución de la primera capa es muy baja es porque las estaciones sismológicas, y por tanto los rayos que la atraviesan, se concentran en una zona de poca extensión cercana a la costa. Para remediar esta situación es posible incluir datos de gravimetría de la zona que proporcionen información de las capas superficiales de la región de estudio. A futuro, con el fin de mejorar los resultados en las capas superficiales de la estructura de megabloques, se propone un estudio posterior para incluir los datos de gravimetría del Estado de Guerrero.

Para presentar un modelo de velocidades completo, se incluyó el valor de V_p de la capa superior determinado por Núñez et al. (1992; figura 15). Este valor de $V_p=3.6$ km/s se obtuvo

a partir de un perfil de refracción sísmica de Núñez et al (1992) paralelo a la costa del estado de Guerrero, desde Ixtapa-Zihuatanejo hasta Punta Maldonado (Figura 15). Desafortunadamente no podemos comparar directamente los resultados del perfil de refracción Núñez et al (1992) con nuestros resultados, porque nuestro perfil es perpendicular al perfil de Núñez et al (1992). Sin embargo, comparando la estructura de velocidad de las capas de la corteza continental con los resultados del perfil de refracción observamos que para profundidades menores a 20 km, los valores de V_p en ambos modelos son semejantes, existiendo una diferencia máxima entre ellos de 0.72 km/s para una de las capas de la corteza continental (P_1 en nuestro modelo y la capa con $V_p=5.9$ km/s, en el modelo de Nuñez et al. (1992)).

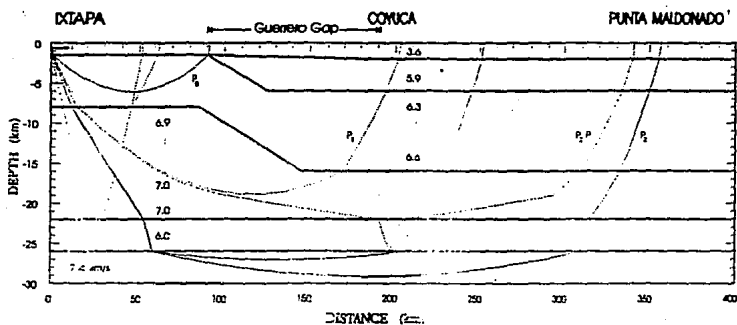


Fig. 15 Perfil de refracción sísmica de Núñez et al., a lo largo de la costa del Pacífico al sur de México.

Existe otro perfil de refracción sísmica al oeste del estado de Oaxaca, cerca de Pinotepa Nacional (Figura 16), que es perpendicular a la costa (Valdés et al., 1986). Este perfil tampoco puede ser comparado fácilmente con el perfil de velocidades obtenido en este trabajo, ya que la escala que Valdés et al. manejan, de 500 km de largo por 80 km de profundidad, es mucho mayor que la escala usada en este, 70 km \times 50 km. Sin embargo, es importante destacar que la estructura del modelo de Valdés et al. (1986) es semejante a la estructura determinada por la inversión de velocidades por la distribución de los bloques de velocidad (Figuras 11 y 16). Valdés et al. (1986) determinan una estructura de capas planas para la corteza continental, similar a la que se encontramos en la costa de Guerrero. También, Valdés et al. (1986) determinan dos capas delgadas encima del slab (IX y X), semejantes a las dos capas P5-P6 y P7 de nuestro modelo (Figura 11). Al igual que en nuestro modelo, la capa de baja velocidad (IX) se divide en dos bloques de diferente velocidad, semejantes a los bloques P5 y P6 de la figura 11. Al igual que Nuñez et al. (1992), Valdés et al. (1986) también proponen que la más superficial de su modelo (I) presenta velocidades de V_p bajas con respecto al resto de la estructura de velocidades. Esto viene a fundamentar el hecho de que se incluya el valor de 3.6 km/s para el bloque P0 de nuestro modelo (Figura 11). Sin embargo, los valores de V_p en el modelo de Valdés et al. (1986) difieren en más de 1 km/s, con respecto a los valores de V_p del modelo propuesto aquí.

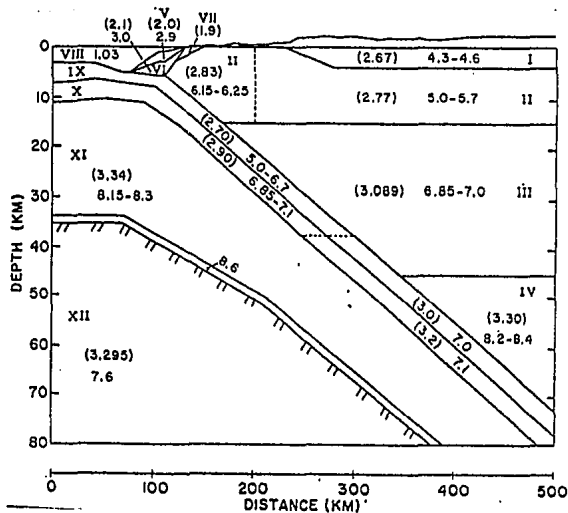


Fig. 16 Perfil de refracción sísmica de Valdés et al.; perpendicular a la costa de Oaxaca, cerca de Pinotepa Nacional.

Es importante señalar que la geometría de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica propuesta por Valdés et al. (1986), no coincide con la geometría de la subducción propuesta por Pardo (1993), en el estado de Oaxaca, más allá de la zona de contacto sismogénico. Por lo que no son confiables los valores de V_p obtenidos por Valdés et al (1986).

Existe otro trabajo de Valdés (1993), donde se presenta una estructura de velocidades para la costa de Guerrero en la zona de Petatlán. Se utiliza el trazado de rayos de sismos ocurridos antes y después del sismo de Petatlán de 1979 de magnitud $M_s=7.6$. Los resultados de este trabajo (Figura 17) coinciden en la forma y distribución de los megabloques de velocidad presentados en este trabajo. Sin embargo, los valores de V_p son menores para la corteza terrestre, en promedio 0.5 km/s; lo mismo sucede con los valores de V_p en los trabajos de Valdés et al. (1986) y Núñez (1992). Posiblemente esto se debe a que no existe control en la localización de la fuente (ubicación del sismo).

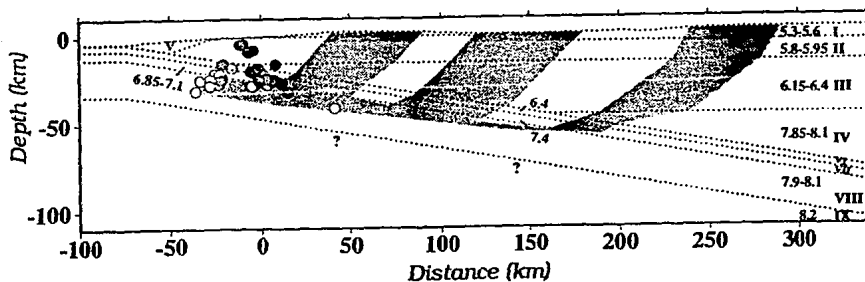


Fig. 17 Perfil de la estructura de velocidades (V_p , km/s) de la costa de Guerrero en la zona de Guerrero, obtenido con el trazado de rayos de sismos ocurridos antes y después del terremoto de Petatlán de 1979 ($M_s=7.6$).

4.2 PLACA DE COCOS.

Además de los trabajos anteriores, existe el trabajo de Lewis y Snysdman (1979) de refracción sísmica para determinar los valores de V_p en la corteza oceánica de la placa de Cocos, en la zona de Acapulco, justamente al sur de la brecha de Guerrero (104° - 99° W, 12° - 16° N, figura 18a). Este trabajo nos permitirá hacer una comparación de la estructura de velocidades de la placa de Cocos en el Océano Pacífico desde la dorsal del Pacífico Oriental hasta la trinchera Mesoamericana, con la estructura de velocidades aquí obtenida.

Lewis y Snysdman (1979) establecen que la corteza oceánica de la placa de Cocos se compone básicamente de dos capas horizontales. La primera presenta un intervalo de velocidades V_p de 4.2-6.2 km/s, y la segunda de 6.8-7.0 km/s. Para el manto superior determinan un intervalo de velocidades para V_p de 7.5-8.3 km/s (Figuras 18a y 18b). Estos autores también proponen la existencia de una capa de baja velocidad originada por la "transformación" del manto superior en corteza inferior por la serpentinización del material del manto en contacto con la base de la corteza y postulan una velocidad menor a 6.8 km/s para este bloque (Figura 18b).

En la figura 18b podemos ver que la primera capa del slab en subducción tiene un espesor de ~ 2 km, y forma lo que parece ser la *capa 2* de velocidades (layer 2), caracterizada por tener un alto gradiente de velocidades (Spudich y Orcutt, 1980). La segunda capa forma parte de la *capa 3* (layer 3) de la corteza oceánica, que se caracteriza por tener un gradiente bajo de velocidades; Spudich y Orcutt la llaman *capa cortical de basalto* y le asignan un intervalo de velocidades de 7.2-7.7 km/s. Por debajo de esta capa se encuentra la *capa de transición* corteza-manto, que puede tener un espesor de 0 a 2 km (Spudich y Orcutt, 1980). Los valores asignados a los a la capa de basalto coinciden con la velocidad de P del bloque P5 (Figura 11), $V_p=7.45$ km/s. Esto permite afirmar que este bloque es todavía corteza oceánica de la placa de Cocos. El bloque P7, posiblemente forme la capa de transición corteza-manto.

4.3 INTERPRETACION.

Tomando en cuenta los resultados de los cinco trabajos mencionados con anterioridad, es posible hacer la siguiente interpretación de los resultados de este estudio:

La corteza continental está formada por tres capas planas (Bloques P1, P2 y P3, figura 19b). El Moho se ubica a una profundidad de ~ 32 km y a una distancia de 35 km de la costa (Figura 19b), entre el bloque P3 (7.28 km/s) y P4 (7.79 km/s).

Los bloques P4, P5, P6 y P7 forman el slab en subducción, y tienen las siguientes características: La velocidad V_p del bloque P5 (7.45 km/s) se encuentra dentro del intervalo de velocidad de la capa cortical oceánica de basalto o corteza oceánica ($V_p=7.2$ - 7.7 km/s). Sin embargo, como se muestra en la figura 19b, la sismicidad de la zona sísmogénica de la

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Costa Grande de Guerrero, se ubica dentro de este bloque, por lo que lo se puede considerar como un bloque de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica. La profundidad a la que llega este bloque está estrechamente relacionada al acoplamiento sismogénico de placas de diferente edad, a la velocidad de convergencia entre las placas, al ángulo de subducción del slab, al espesor de la corteza continental, a la variación de esfuerzos en la interfase asociada a los sedimentos, a la historia sedimentaria de la trinchera y a la presencia de agua (Comte et al., 1993).

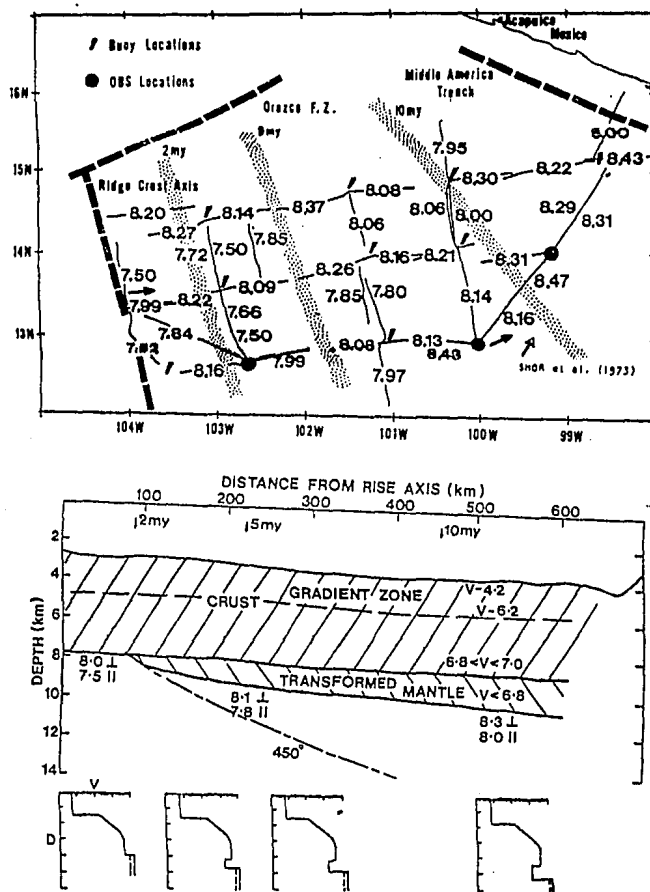


Fig. 18 a) Velocidades de P determinadas en el manto superior e isócronas de las anomalías magnéticas (Tomada de Lewis y Snysdman, 1979). b) Bosquejo de la evolución de la corteza de velocidades (Tomada de Lewis y Snysdman, 1979).

Los bloques P4 y P6 prácticamente tiene la misma velocidad de Vp (7.8 km/s). Esta velocidad es un poco mayor al observado en la corteza oceánica inferior del bloque P7. Por lo tanto no podemos considerarlas corteza continental. Hurokama e Imoto (1992) mencionan que más allá de la zona de acoplamiento, el material que constituye a este bloque (Corteza oceánica de basalto) se transforma en eclogita. Para el norte de Chile, Comte et al. (1993) proponen un megabloque similar a P5 con profundidad de ~60 km, con Vp promedio de 7.5 km/s, similar a la velocidad determinada para P5. Por lo anterior podemos decir que el bloque P6 podría estar formado por la eclogita transformada del gabro de P5, y que la zona sismogénica en Guerrero alcanza una profundidad de ~30 km. Podemos especular que la zona de contacto sismológico se desacopla cuando se lleva a cabo este cambio de fase en la corteza oceánica.

El bloque P7 es aparentemente un bloque de transición entre la corteza oceánica y el manto, principalmente porque la velocidad que presenta no corresponde ni a corteza oceánica ni a manto superior, sino a un valor entre estas dos estructuras tectónicas (Comte et al., 1993; Lewis y Snyderman, 1979; Spudich y Orcutt, 1980). El bloque P8 posiblemente sea parte del manto superior de la litósfera oceánica. La velocidad asociada a él coincide con valores de Vp para el manto superior propuestos por Lewis y Snyderman (1979), y Spudich y Orcutt (1980), $V_p > 8.0$ km/s.

4.4 RELOCALIZACION DE LA SISMICIDAD REGISTRADA POR LA RED TELEMETRICA DE GUERRERO

Con este nuevo modelo de velocidades más realista es posible comprobar si las localizaciones de la microsismicidad registrada por la Red Telemétrica en el gap de Guerrero, eran correctas o no, y con ello verificar algunos los modelos tectónicos propuestos por Araujo (1991), Domínguez (1991) y Suárez et al. (1990).

La figura 19a muestra que la sismicidad registrada por la red telemétrica de Guerrero, está configurando dos bandas de sismicidad dentro de la estructura que se estudia en este trabajo. La primera banda se encuentra sobre la interfase de los bloques P5 y P7, con una profundidad de 17 a 25 km, presenta nucleaciones distribuidas al azar, y se origina por el contacto de la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. Los sismos se encuentran a una profundidad promedio de 20 km. La sismicidad de la segunda banda se encuentra principalmente dentro del bloque P7 (transición del manto superior-corteza oceánica), abarcando también parte del bloque P8 a una profundidad promedio de 37.5 km.

La figura 19b muestra la misma sismicidad de la figura 19a pero ahora relocalizada utilizando la estructura de velocidades bidimensional. En promedio, los sismos relocalizados (Figura 19b) presentan la primera banda dentro del bloque P5, los sismos de esta banda se

encuentran distribuidos a lo largo de la costa, cubriendo un intervalo de profundidades de 10 a 25 km. Con respecto a la figura 19a, los sismos relocalizados de la primera banda se distribuyen uniformemente a lo largo de contacto sismogénico dentro del bloque P5 y no en la interfase de los bloques P5 y P7, como en la figura 19a. Los sismos relocalizados de la primera banda se encuentran 3 km más arriba que los sismos localizados con el HYPO71, y se concentran en lo que se interpreta como corteza oceánica del slab, esto se debe a que el método de inversión que se utiliza no permite detallar con precisión los límites entre los megabloques.

Los sismos relocalizados muestran que la segunda banda es más compacta en la dirección perpendicular a la interfase del slab y la corteza continental, y más extendida a lo largo de esta interfase. Al igual que los sismos de la primera banda, los sismos relocalizados que se ubican dentro de esta banda son aproximadamente 3 km más someros, en promedio, que los sismos localizados con el HYPO71 (Figura 19a).

La disminución de la profundidad de la mayoría de la sismicidad relocalizada determina con más claridad la ubicación de la zona de contacto en el gap de Guerrero. Si trazamos la interfase de las placas de Cocos y Norteamérica propuesta por Araujo (1991) y Suárez et al. (1990) (Figura 4), de acuerdo a la distribución de los megabloques, vemos en la figura 19b que la geometría de la interfase no cambia considerablemente respecto a la interfase de Araujo (1991) y Suárez et al (1990). De hecho esta interfase se ajusta perfectamente a la estructura de megabloques que se propone, esta interfase pasa por en centro del bloque P5 y muy cerca del Moho, confirmando con esto la interpretación tectónica hecha en el inciso 4.2.

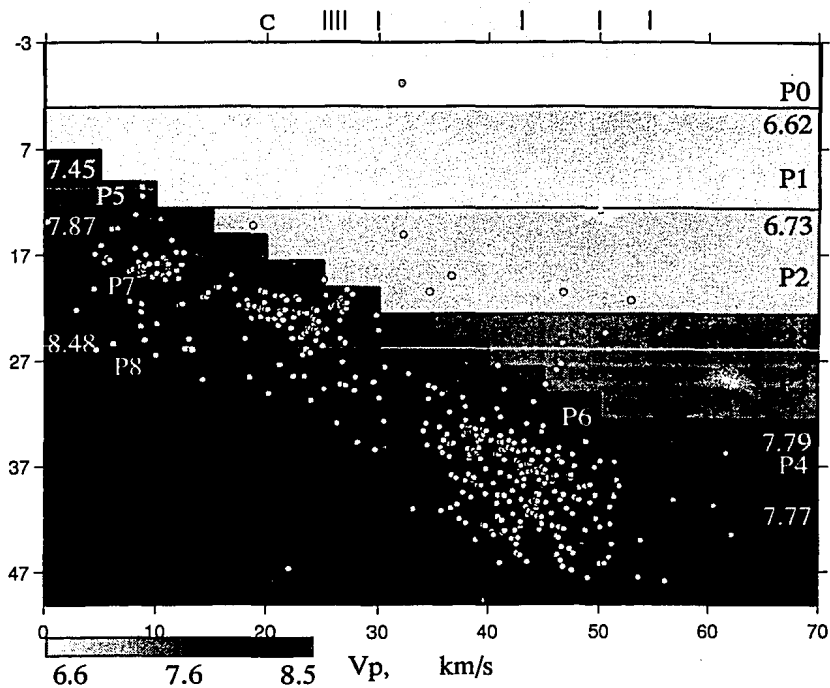


Fig. 19a Perfil de sismicidad localizada con HYPO71PC, sobrepuesta con la estructura de velocidades.

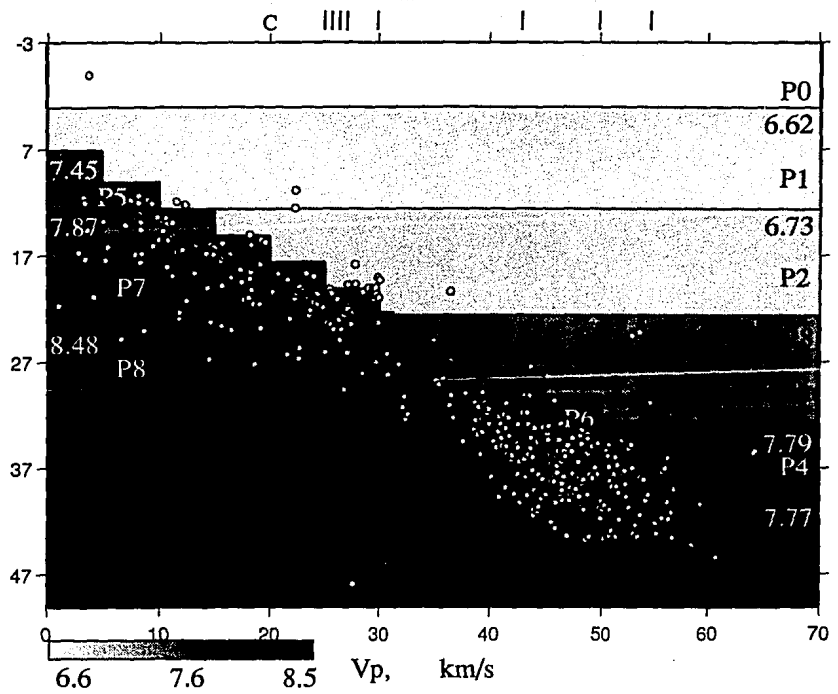


Fig. 19b Sismicidad relocada con la estructura bidimensional de velocidades. Se incluye la interfase de las placas de Cocos y Norteamérica (Araujo, 1991 y Suárez et al., 1990).

CONCLUSIONES

En este trabajo se determinó una estructura bidimensional de velocidades para ondas P y S de la región de la Costa Grande de Guerrero, compuesta por una corteza terrestre de cuatro capas planas ($3.0 \leq V_p \leq 7.28$). La litósfera oceánica en subducción muestra que por arriba del manto ($V_p=7.87$ km/s) hay una capa de ~5 km de espesor con una velocidad $V_p=7.45$ km/s. Esta capa que alcanza una profundidad máxima de ~30 km, refleja corteza oceánica en subducción. A continuación la corteza oceánica sufre aparentemente un cambio de fase de basalto a eclogita (Hurukama e Imoto, 1992), con una velocidad $V_p=7.77$ km/s. El ángulo de buzamiento de la corteza oceánica de la Cocos bajo la placa de Norteamérica, de ~26°. El manto presenta un valor para la onda P de 8.48 km/s. La robustez de esta estructura se confirmó a través del análisis de datos sintéticos, cuyos resultados convergen hacia los mismos valores de V_p y V_s , y el mejoramiento de las resoluciones y errores asociados a cada megabloque con respecto a los valores obtenidos con la inversión de datos de sismicidad natural. Para el Moho se determinó una profundidad de 32.5 km. El modelo final queda esquematizado en la figura 18b, adicionado el valor de 3.60 km/s (Núñez et al., 1992) para la primera capa, pues esta no se pudo determinar con precisión debido a la concentración de los rayos cerca de las estaciones. La interfase entre placa de Cocos y la placa de Norteamérica se define a partir de la sismicidad relocalizada con la estructura bidimensional de velocidades, y confirma los resultados obtenidos anteriormente por Araujo (1991) y Suárez et al (1990).

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. y Lee, W.H.K., DETERMINATION OF THREE-DIMENSIONAL VELOCITY ANOMALIES UNDER A SEISMIC ARRAY USING FIRST P ARRIVAL TIMES FROM LOCAL EARTHQUAKE, A HOMOGENEOUS INITIAL MODEL; **J. Geophys. Res.**, Vol. 81, No. 23, 1976.
- Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.S., DETERMINATION OF THE THREE-DIMENSIONAL SEISMIC STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE; **J. Geophys. Res.**, Vol. 82, No. 2, 1977.
- Aki, K. y Richards, P., QUANTITATIVE SEISMOLOGY: THEORY AND METHODS; cap. 12, **W.H. Freeman**, 1980.
- Araujo, A., SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES EN LA BRECHA DE GUERRERO: MORFOLOGIA DE UNA PLACA JOVEN, **Tesis de Licenciatura**, Fac. de Ingeniería, UNAM, 1991.
- Comte D., Roecker S.W. y Suárez G., VELOCITY STRUCTURE IN NORTHER CHILE: EVIDENCE OF SUBDUCTED OCEANIC CRUST IN THE NAZCA PLATE; **J. Geophys. Res.**, aceptado, 1993.
- Domínguez, J., GEOMETRIA DE LA PLACA DE COCOS EN LA REGION DEL RIO BALSAS, GUERRERO; **Tesis de Licenciatura**, Fac. de Ciencias, UNAM, 1991.
- Escobedo, D., MAGNITUD DE MOMENTO SISMICO (M_w) PARA EVENTOS PEQUEÑOS ($M_c \leq 3.5$), REGISTRADOS POR LA RED DE GUERRERO, **Tesis de Licenciatura**, Fac. de Ingeniería, UNAM, 1993.
- Hurukama, N e Imoto, M., SUBDUCTING OCEANIC CRUST OF THE PHILIPPINE SEA AND PACIFIC PLATE AND WEAK-ZONE NORMAL COMPRESSION IN THE KANTO DISTRICT, JAPAN; **Geophys. J. Int.**, vol. 109, 639-652, 1992.
- Kelleher J., Sykes L. y Oliver J., POSSIBLE CRITERIA FOR PREDICTING EARTHQUAKE LOCATIONS AND THEIR APPLICATION TO MAJOR BOUNDARIES OF THE PACIFIC AND THE CARIBBEAN; **J. Geophys. Res.**, Vol. 78, No. 14, 2584-2584, 1973.
- Lee, W.H.K y Lahr, J.C., HYPO71 (REVISED): A COMPUTER PROGRAM FOR DETERMINING HYPOCENTER, MAGNITUDE AND FIRST MOTION PATTERN OF LOCAL EARTHQUAKE; **USGS**, 1978.
- Lewis, T.R. Bryan y Snyderman, W.E., FINE STRUCTURE OF THE LOWER OCEANIC CRUST ON THE COCOS PLATE; **J. Francheteu (Editor), Processes and Mid-ocean ridges; Tectonophysics**, vol. 55, 87-105, 1979.

- Ligorria, J.P., ESTRUCTURA DE LA CORTEZA TERRESTRE POR MEDIO DE SISMICIDAD NATURAL; **Tesis de Licenciatura**, ESIA-IPN, 1989.
- Matumoto T., Ohtake M., Latham G. y Umana J., CRUSTAL STRUCTURE IN SOUTHERN CENTRAL AMERICA; **Bull. Seis. Soc. Am.**, vol. 67, No. 1, 121-134, 1977.
- Menke, William, GEOPHYSICAL DATA ANALYSIS: DISCRETE THEORY; Academic Press, Inc; 1984.
- Nishenko, J. y Singh, S.K., CONDITIONAL PROBABILITIES FOR THE RECURRENCE OF THE LARGE AND GREAT INTERPLATE EARTHQUAKE ALONG THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE; **Bull. Seis. Soc. Am.**, vol. 77-6, 2095-2114, 1987.
- Núñez-Cornú, F.J., Córdoba, D., Nava, P.A., González, L., González, A., Calderón, G., Blanco, M.J., Lermo, J., Yamamoto, J., Mendiola, F., Castellanos, G., Mota, R., Suriñach, E., Cruz, M. y Sánchez, C., ESTUDIOS DE LA ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA EN MEXICO 1992; UGM, Reunión Anual, 1992, **Boletín Informativo, Epoca II, Vol. 12, No. 5**, 1992.
- Núñez-Cornú, F.J., Córdoba, D., González, A., Nava, P.A., González, L., Blanco, M.J., Pous, M.J., Lermo, J., Calderón, G., Graniel, J., Yamamoto, J., Mota, R., Castellanos, G., Sánchez, C., and the RISICO DSS Group, CRUSTAL STRUCTURE ALONG THE COAST IN THE GUERRERO GAP, MEXICO; **Submitted to Geophysical Research Letters**, 1994.
- Pardo, Mario; CARACTERISTICAS SISMOTECTONICAS DE LA SUBDUCCION DE LAS PLACAS DE RIVERA Y COCOS EN EL SUR DE MEXICO, **Tesis doctoral, Doctorado en Geofísica**, UACPyP del CCH de la UNAM, 1993.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A y Vetterling, W.T., NUMERICAL RECIPES; **Cambridge University Press**, pp 52-64, 1986.
- Roecker, S.W., SEISMICITY AND TECTONICS OF THE PAMIR-HINDU KUSH REGION OF CENTRAL ASIA; **Tesis doctoral Ph.D.**, MIT, Cambridge, USA, 1981.
- Roecker, S.W., VELOCITY STRUCTURE OF THE PAMIR-HINDU KUSH REGION: POSSIBLE EVIDENCE OF SUBDUCTED CRUST, **J. Geophys. Res.**, Vol. 87, No. B2, 945-959, 1982.
- Roecker, S.W., Yeh, Y y Tsai, Y, THREE-DIMENSIONAL P AND S WAVE VELOCITY STRUCTURE BENEATH TAIWAN: DEEP STRUCTURE BENEATH AND ARC-CONTINENT COLLISION; **J. Geophys. Res.**, Vol. 92, 10547-10570, 1987.
- Roecker, S.W., SPHYFIT90 MANUAL, **Versión 2.10**, 1992.

- Singh, K.S., Rodríguez, M. y Espindola, J.M., A CATALOG OF SHALLOW EARTHQUAKES OF MEXICO FROM 1900 TO 1981; *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 74, 267-279, 1984.
- Spence, G.D., Whittall, K.P. y Clowes, R.M., PRACTICAL SYNTHETIC SEISMOGRAMS FOR Laterally Varying Media Calculated by Asymptotic Ray Theory, *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 74, 1209-1223, 1984.
- Spence, G.D., Clowes, R.M. y Ellis, R.M., SEISMIC STRUCTURE ACROSS THE ACTIVE SUBDUCTION ZONE OF WESTERN CANADA, *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, 6754-6772, 1985.
- Spudich, P. y Orcutt, J., A NEW LOOK AT THE SEISMIC VELOCITY STRUCTURE OF THE OCEANIC CRUST; *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 18, No. 3, 627-645, 1980.
- Suárez, G., Ligorria, J.P. y Ponce, L., PRELIMINARY CRUSTAL STRUCTURE OF COAST OF GUERRERO, MEXICO, USING THE MINIMUM APPARENT VELOCITY OF REFRACTED WAVES; *Geofis. Int.* vol. 31, Num. 3, 247-252, 1992.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G. y Christian, D., GEOMETRY OF SUBDUCTION AND DEPTH OF THE SEISMOGENIC ZONE IN THE GUERRERO GAP, MEXICO; *Nature*, vol. 345-6273, 336-338, 1990.
- Thurber, C, EARTHQUAKE LOCATIONS AND THREE-DIMENSIONAL CRUSTAL STRUCTURE IN THE COYOTE LAKE AREA, CENTRAL CALIFORNIA; *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, pp. 8226-8236, 1983.
- Valdés C., Mooney W.D., Singh S.K., Meyer R.P, Lomnitz C., Luetgert J.H., Helsley C.E., Lewis T.R. y Mena M., CRUSTAL STRUCTURE OF OAXACA, MEXICO, FROM SEISMIC REFRACTION MEASUREMENTS; *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 76, No. 2, 547-563, 1986.
- Valdés C., SEISMIC STRUCTURE, SCALING, SEISMIC ATTENUATION, AND GAPS, USING AFTERSHOCKS FROM THE MAJOR 1979 PETATLAN (SURFACE-WAVE MAGNITUDE EQUAL 7.6) EARTHQUAKE; *Tesis doctoral Ph.D.*, 213 pp., University of Wisconsin-Madison, USA, 1993.