

Anomalías gravimétricas y espesor de corteza en la región de Oaxaca, México

M. Mena¹, M. de la Fuente², D. Morán⁴, J. M. Espíndola¹, F. Nuñez-Cornú³ y F. Medina¹

¹ Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, México D.F.

² Geociencias Aplicadas, Cuajimalpa 21, México D.F.

³ Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada, Ensenada, B. C.

⁴ Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, México, D. F.

Recibido: 18 de noviembre, 1993; aceptado: 25 de octubre, 1994.

RESUMEN

Se presentan los mapas gravimétricos de anomalías de Bouguer simple, de aire libre y residual isostático para el Estado de Oaxaca y zonas adyacentes (México). También se presenta un modelo de estructura de corteza para la costa de Oaxaca basado en los datos gravimétricos y en los perfiles sísmicos de refracción realizados durante 1987 en la costa sur del Pacífico Mexicano. Se utilizaron las velocidades sísmicas obtenidas en estos mismos perfiles para el cálculo de las densidades empleadas en la elaboración de los modelos de corteza.

Los perfiles gravimétricos reportados son los siguientes: Puerto Angel-Teotitlán del Camino, Puerto Angel-Salina Cruz, y Puerto Angel-Punta Maldonado.

De Punta Maldonado a Salina Cruz se obtiene un espesor de corteza continental de 26.5 km en promedio, con densidades de 2.53 g/cm³ para los cuerpos superficiales y de 2.81 g/cm³ para los cuerpos profundos. En seguida se encuentra la corteza oceánica, con una densidad de 2.84 g/cm³ y 4 km de espesor, que se introduce por debajo de la corteza continental con un ángulo de subducción de 14.5° aproximadamente. Finalmente, en la base se encuentra el manto superior con una densidad de 3.21 g/cm³. En el modelo propuesto para el perfil Puerto Angel-Teotitlán del Camino encontramos un cuerpo con una densidad de 2.9 g/cm³ que podría corresponder a un cuerpo ígneo intrusivo de composición máfica. De Puerto Angel a Punta Maldonado se observa un *horst* delimitado por fallas en las partes laterales. En el perfil Puerto Angel-Salina Cruz se observa una depresión que sugiere la existencia de un graben.

PALABRAS CLAVE: Gravimetría, corteza, Oaxaca.

ABSTRACT

Bouguer, free-air and isostatic anomaly maps of Oaxaca State are presented, using data from three transects: Puerto Angel to Teotitlán del Camino, Puerto Angel to Salina Cruz, and Puerto Angel to Punta Maldonado. Our structural interpretation is supported by available seismic refraction experiments. Crustal thickness is around 26.5 km between Punta Maldonado and Salina Cruz. The oceanic slab is 4 km thick and is subducted at an angle of 14.5°. The upper mantle density is 3.21 g/cm³. Inland from Puerto Angel we find a possible intrusive body with a density of 2.9 g/cm³. Along the coast from Puerto Angel we observe a horst in the northern section, and a graben in the southern section. Crustal densities vary between 2.53 g/cm³ (shallow units) to 2.81 g/cm³ (deeper units).

KEY WORDS: Gravimetry, crust, Oaxaca.

INTRODUCCION

Las costas del Océano Pacífico en el sur de México son áreas tectónicamente activas debido al contacto entre las Placas de Cocos y Norteamérica. La expresión superficial de la interacción de estas placas es la Trincheras Mesoamericana, que va desde un punto triple ubicado frente a las costas de Nayarit hasta el noroeste de Panamá. La zona de interés de este trabajo se ubica dentro de esta región (Figura 1). Para el estudio de la misma se cuenta con datos geológicos y geofísicos que permiten obtener un modelo geológico-estructural acorde con la respuesta gravimétrica observada en la porción costera del Estado de Oaxaca (Valdés *et al.*, 1986; Ortega *et al.*, 1990; Nuñez-Cornú *et al.*, 1988, Arzate *et al.*, 1993). En particular, los modelos sísmicos utilizados como apoyo en la elaboración de los modelos gravimétricos son tomados de Nuñez-Cornú (1988).

El modelo obtenido con esta información permite la estimación de varias características tectónicas del área, entre ellas el ángulo de subducción de la Placa de Cocos y una visión de la estructura a partir de modelos gravimétricos obtenidos con el método de Talwani para dos dimensiones.

ANTECEDENTES

Desde mediados del siglo pasado, los estudios de gravimetría han ocupado un lugar relevante en las investigaciones geofísicas y geodésicas, así como en la búsqueda de recursos naturales no renovables. Sin embargo, la distribución de las estaciones gravimétricas ha obedecido tanto al interés económico como a las facilidades de la estructura carretera, dando como resultado una distribución inhomogénea de la información gravimétrica. Esto se refleja en las cartas gravimétricas de la región de Oaxaca, donde se en-

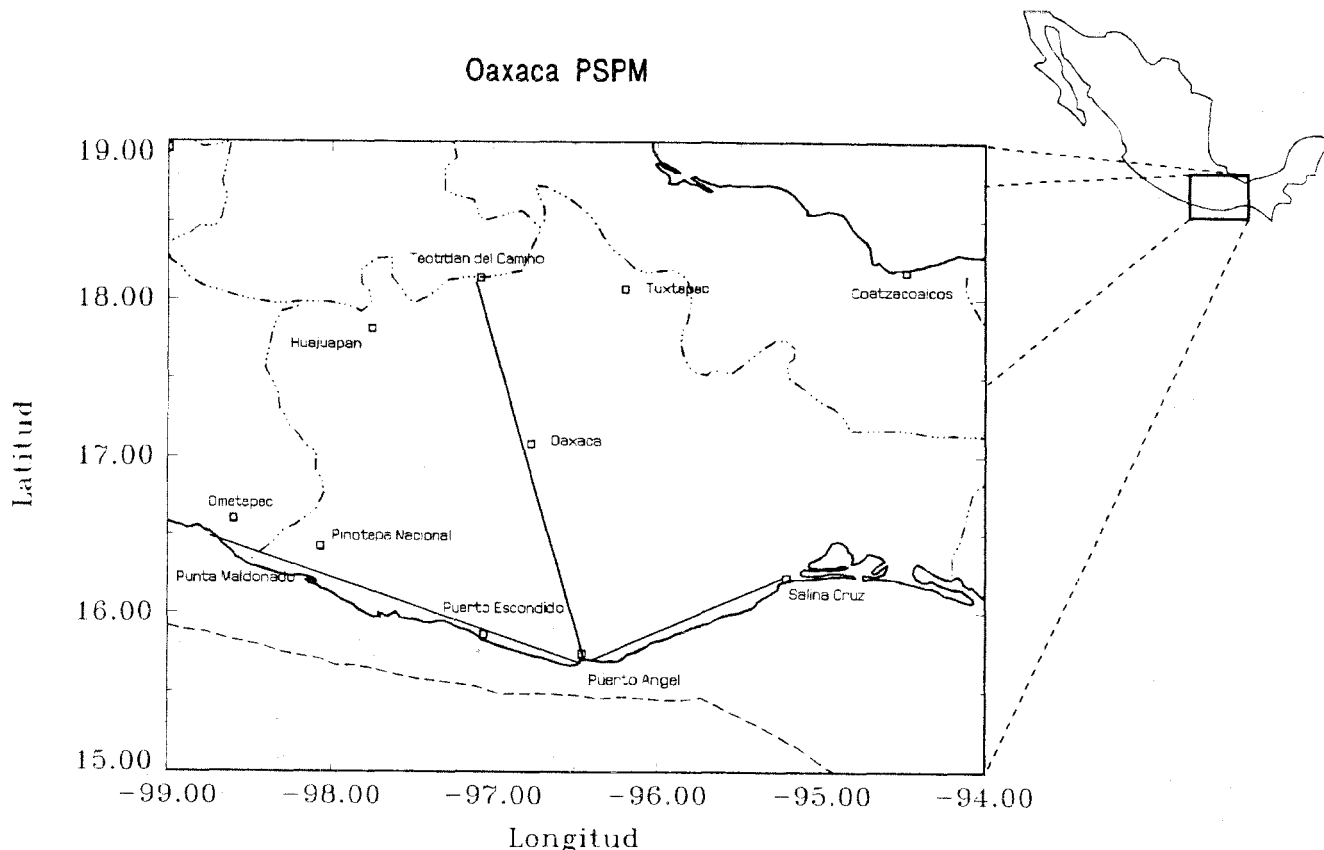


Fig. 1. Localización de los perfiles y ubicación del area en estudio.

cuentran isoanómalas provenientes de la interpolación de las estaciones observadas en la zona petrolera de Veracruz controladas por algunas de las estaciones base dentro del Estado (Woollard *et al.*, 1969), y estaciones gravimétricas realizadas a lo largo de las carreteras sobre bancos de nivel o con control barométrico de la altura.

Por otro lado, en la costa del Océano Pacífico y en el interior de la República Mexicana se han llevado a cabo varios estudios de refracción sísmica profunda para determinar la estructura cortical. En el Estado de Oaxaca, Valdés *et al.* (1986) analizaron los resultados de un experimento (Lomnitz, 1971) que consiste en una línea de refracción con orientación norte-sur entre el Lago Alchichica ubicado al norte del Estado de Puebla y Pinotepa Nacional, Oaxaca. Los datos más recientes que sirven de base a este artículo fueron publicados por Nava *et al.* (1988)

Con el fin de obtener un modelo de corteza oceánica, también se han llevado a cabo varios experimentos de refracción sísmica sobre la Placa de Cocos. Entre estos se encuentran los realizados por Shor y Fisher (1961); Ross y Shor (1965), y Couch y Woodcock (1981).

TECTONICA REGIONAL

En la costa del Pacifico Mexicano, desde Colima hasta Chiapas, la placa de Cocos subduce a la de Norteamérica

con una velocidad de 5 cm/año en los limites de Jalisco y Colima, hasta 8.3 cm/año cerca de la frontera de México con Guatemala (Singh *et al.* 1981). El buzamiento decrece a lo largo de la trinchera desde unos 30° en Colima (Reyes *et al.* 1979) hasta los 14° reportados en este artículo para Oaxaca; a partir del Istmo de Tehuantepec experimenta un cambio fuerte incrementándose hasta alcanzar 30° grados en Chiapas (Pacheco, 1994). A lo largo de toda la trinchera la actividad sísmica es somera (hasta los 30 km de profundidad).

En la parte sur de Oaxaca, casi perpendicular a la costa, se encuentra la Dorsal de Tehuantepec, que alcanza unos 200 m de altura sobre el fondo oceánico. En apariencia es asísmica, como parte de la placa de Cocos penetra junto con ella en la Trinchera Mesoamericana, a la altura de la Ciudad de Tehuantepec. La tectónica de esta región fue ampliamente analizada por Couch y Woodcock (1981), a partir de información gravimétrica, sísmica y magnética.

La estructura tectónica de la porción continental de la región estudiada está caracterizada por la confluencia de bloques corticales de diferente naturaleza limitados por fallas. Campa y Coney (1983) propusieron una división tectónica del país que contempla para el sur de México seis terrenos tectonoestratigráficos (Figura 2). Los terrenos tectonoestratigráficos que están involucrados en nuestros perfiles gravi-

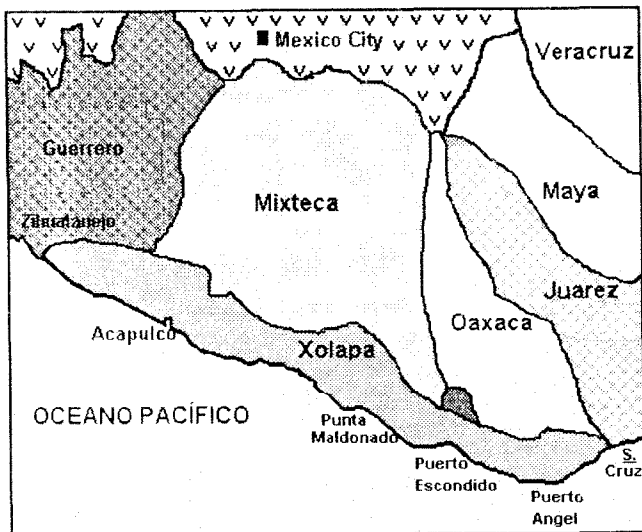


Fig. 2. Terrenos tectonoestratigráficos del sureste de México (modificado por Campa y Coney, 1983).

métricos son los terrenos Xolapa, Oaxaca y Juárez, los cuales han sido descritos parcialmente por diferentes autores (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983; Tolson *et al.*, 1993).

El terreno Xolapa está representado por un cinturón metamórfico-plutónico formado por rocas metasedimentarias y metaplutónicas, así como voluminosos granitoides no deformados. El terreno Oaxaca cuenta con un basamento granulítico que incluye paragneis, metagabros y anortositas. Este basamento está cubierto en discordancia por una secuencia discontinua de rocas sedimentarias y volcánicas que abarcan desde el Paleozoico hasta el Terciario. El límite entre los terrenos Xolapa y Oaxaca está representado por una franja de cizallamiento intenso de hasta 10 km de ancho que incluye protomilonitas, milonitas y ultramilonitas (Tolson *et al.*, 1993). El terreno Juárez está formado por secuencias sedimentarias y volcánicas mesozoicas fuertemente plegadas. En su franja occidental se ha reconocido un cinturón milonítico cuya foliación tiene un rumbo general norte-sur y una inclinación moderada hacia el occidente (Alaníz-Alvarez *et al.*, 1993).

GRAVIMETRIA

El trabajo gravimétrico de campo en el Estado de Oaxaca se inició con la construcción y recuperación de los bancos de nivel preestablecidos por las diferentes oficinas cartográficas. La Secretaría de la Defensa Nacional estableció en la costa de Guerrero-Oaxaca una línea de nivelación de primer orden con una equidistancia entre bancos de nivel de 2 km. Perpendicular a ésta, sobre la carretera que une Puerto Ángel con la ciudad de Oaxaca, se realizó un levantamiento similar al anterior. Varios años después, la misma Secretaría y el Servicio Geodésico de los E.U. decidieron unir ambas líneas con una tercera que parte de La Pera, en el Estado de Morelos hasta llegar a Salina Cruz, Oaxaca.

Sobre estas líneas de nivelación, se iniciaron los trabajos gravimétricos con observaciones en cada uno de los bancos de nivel, ligándolas a la red nacional a través de las estaciones base ubicadas en la Catedral de Cuernavaca y en el aeropuerto de la ciudad de Oaxaca. Las observaciones se realizaron utilizando el método de arrastre de bases, consistente en ir ligando un conjunto de estaciones a una base, de tal manera que al terminar una serie de lecturas, la última de estas actúe como estación base, esto es: A-B-C-D-E-A E-F-G-H-I-E I-.....Z, donde A y Z son estaciones base y el resto estaciones ordinarias.

En 1974 como complemento al experimento Oaxaca (Valdés *et al.* 1974), se estableció una línea gravimétrica entre Pinotepa Nacional y la Laguna de Alchichica, con equidistancia de 5 km entre estaciones; el control vertical de estas observaciones se hizo con dos alfileros marca Wallace and Tiernan, calibrados con el cero de la regla del mareógrafo de Acapulco, Gro.

Finalmente, en 1986 se completaron los perfiles utilizados en el presente trabajo y se llenaron los huecos entre ellos, para que al integrar la información proveniente del proyecto Tlaxiaco de PEMEX, se pudiera elaborar un mapa de anomalías de Bouguer del Estado de Oaxaca.

A los datos observados se les aplicaron las correcciones físicas e instrumentales correspondientes.

Los valores de anomalías gravimétricas fueron referidos a la Red Internacional de Estandarización de Gravedad, 1971 (I.G.S.N., 71) y al Sistema Geodésico de Referencia, 1967. Las anomalías de Bouguer fueron calculadas utilizando una densidad promedio de 2.67 g/cm³. El error estimado es de ± 1 a ± 8 miligales. En las áreas marinas, fuera de los valores obtenidos mediante cruceros oceanográficos, se utilizaron datos de satélite interpolados con base a una retícula con espaciamiento de 6 km. La carta muestra las anomalías de Bouguer en tierra y de aire libre en el mar. (Figura 3).

AIRE LIBRE

En la Figura 4 encontramos las anomalías de aire libre medidas en la parte oceánica y las inferidas en la parte continental. Estas últimas fueron calculadas utilizando los valores que aparecen en la carta de anomalías de Bouguer a los cuales se les restó una corrección de Bouguer espacialmente promediada como se indica a continuación:

Se utilizaron las elevaciones promedio de la base de datos para elevaciones mundiales cada 5 minutos [National Geographical Data Center (NGDC), NOAA] subdividiéndola en una rejilla regular de 3 km antes del cálculo y utilizando una densidad de 2.67 g/cm³. Los valores de la escala están dados en miligales.

Como se utilizaron elevaciones promediadas para el cálculo de la corrección de Bouguer, esta carta tiene una

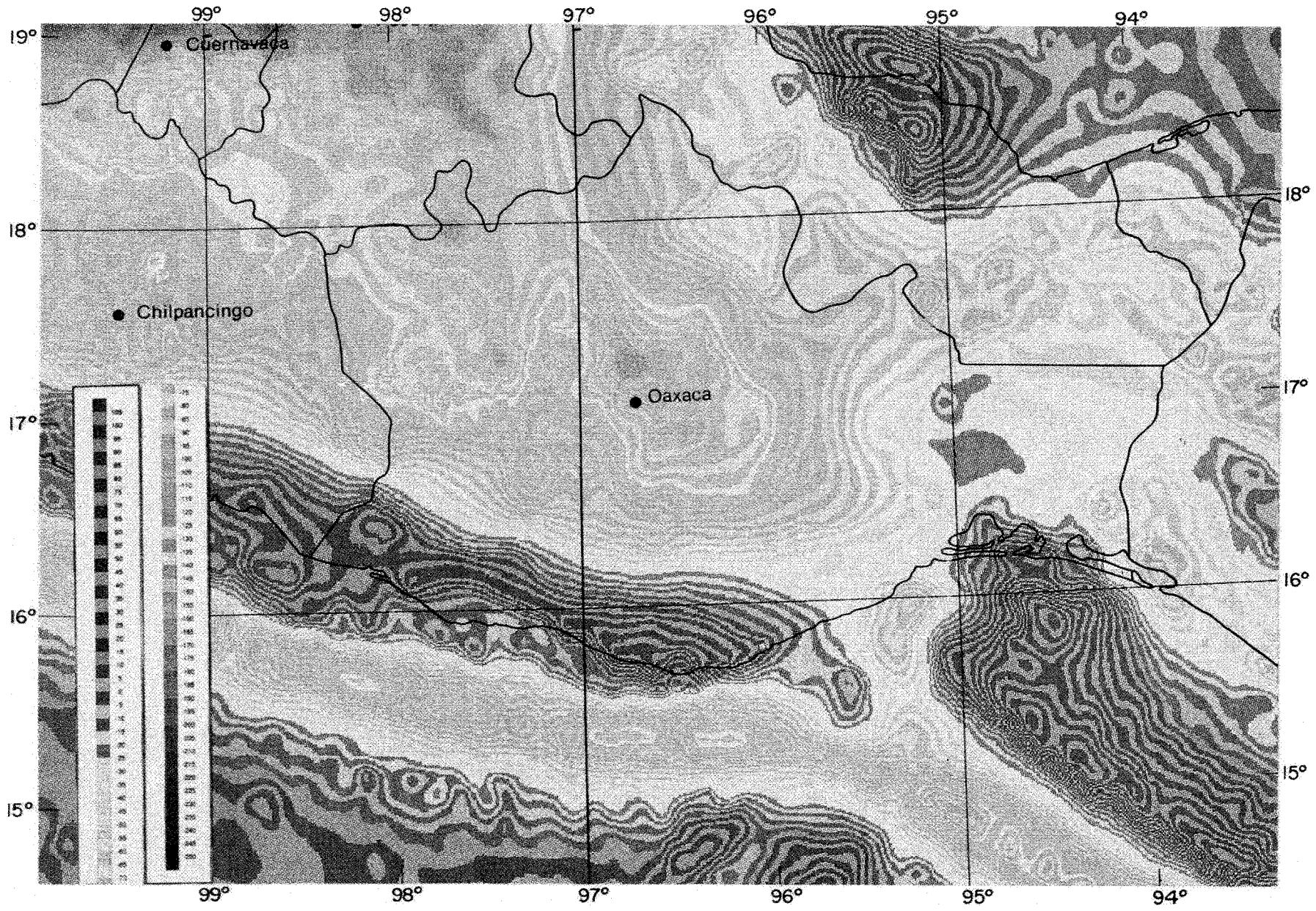


Fig. 3. Carta de Anomalías de Bouguer en tierra y aire libre en el mar.

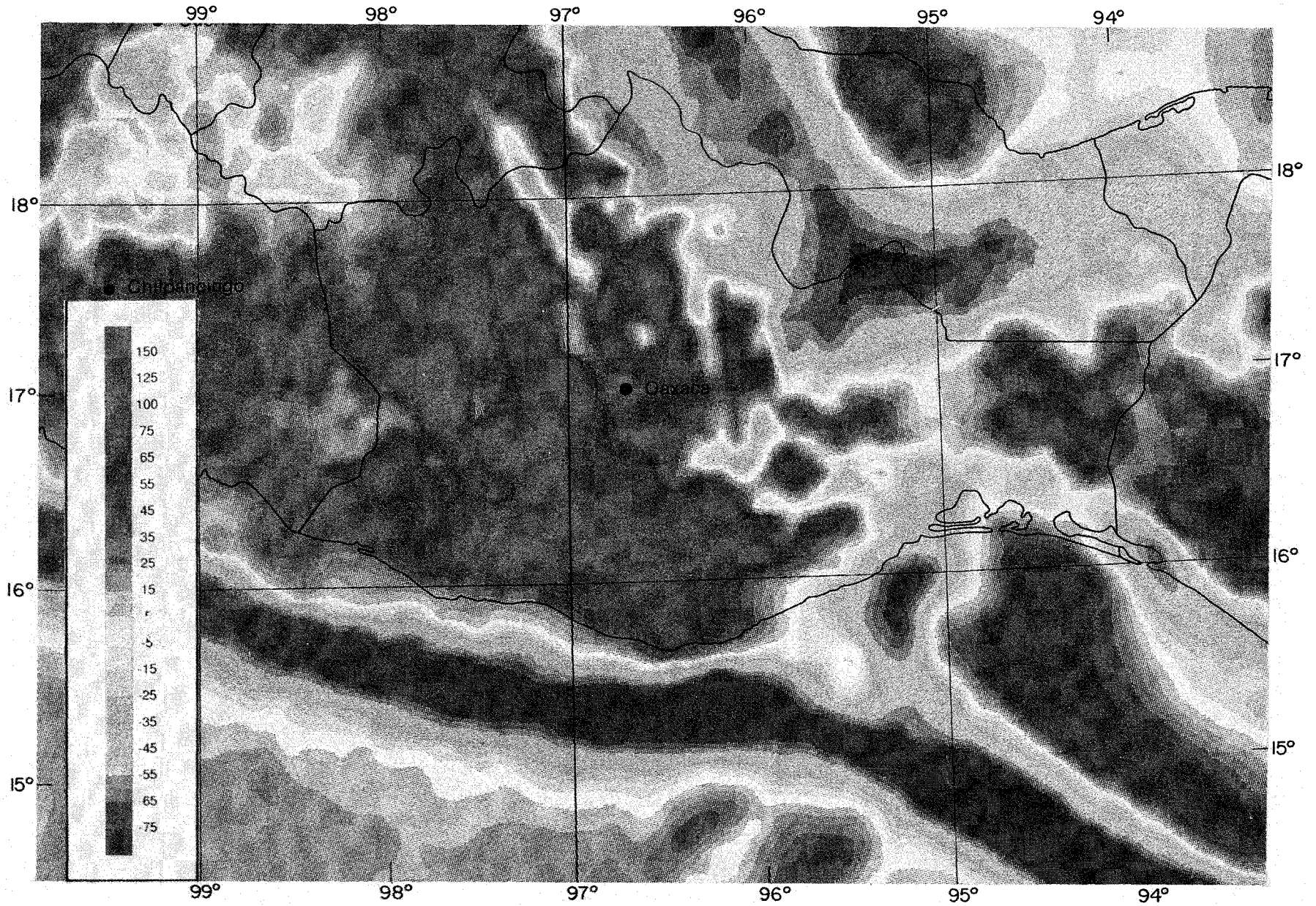


Fig. 4. Carta de Anomalías de aire libre.

Modelo gravimétrico, Oaxaca, México

aparición más suave que si se hubieran utilizado los datos de aire libre directos. Aún cuando pudiera pensarse que al hacer ésto se perderían detalles de importancia, existen dos ventajas principales al hacerlo. La primera es que los detalles que se han suavizado reflejan más bien las diferencias en las elevaciones de los sitios de lectura que una información geológica fundamental. La segunda es que una carta con valores de aire libre directos por lo general muestra un sesgo ocasionado por la localización de las estaciones, las cuales generalmente se encuentran en las partes topográficas más bajas (a lo largo de los valles) y no en las partes altas de difícil acceso (Garland, 1980). Al calcular primero la anomalía de Bouguer utilizando los valores topográficos mediados y después eliminar la corrección utilizando los valores promediados se logra de cierta forma minimizar esta desviación. Es importante considerar que una carta de anomalías de aire libre puede considerarse como una forma extrema de carta residual isostática en la cual las masas compensadoras se encuentran a nivel del mar.

RESIDUAL ISOSTÁTICO

La Figura 5 muestra el mapa de anomalía Residual Isostática. La corrección isostática utilizada para calcular esta carta está basada en un modelo de compensación local Airy-Heiskanen con los siguientes parámetros: una densidad de 2.67 g/cm^3 para la carta topográfica, una profundidad de 30 km para la base de la raíz bajo el mar y un contraste de densidad de 0.35 g/cm^3 por abajo de la raíz. Los detalles para el cálculo de esta corrección se pueden encontrar en Simpson *et al.* (1986) y en Jachens *et al.* (1989). Las anomalías residuales isostáticas no necesariamente muestran desbalances isostáticos o disequilibrios. Excepto en áreas con actividad tectónica actual, como pueden ser las vecindades de las zonas de subducción, resulta más conveniente suponer que las anomalías altas y bajas en este plano se deben a cuerpos con densidades altas o bajas localizados en la parte superior de la corteza. Con frecuencia el analizar los ángulos de los gradientes de estas anomalías puede servirnos para confirmar esta interpretación. En la mayoría de los casos no es posible determinar si un área ha alcanzado equilibrio isostático utilizando sólo la información gravimétrica, requiriéndose para ello de otras fuentes de información que proporcionen la distribución de las densidades en la corteza.

Los datos de gravedad de Bouguer a los cuales se les aplicó la corrección isostática provienen de la rejilla de 3 km utilizada para elaborar la carta de anomalía de Bouguer. Como dicha carta contiene valores de anomalía de aire libre en los océanos y de anomalía de Bouguer en los continentes fue necesario aplicar una corrección de Bouguer aproximada a los valores de anomalía de aire libre de las zonas oceánicas. Esta corrección de Bouguer aproximada se calculó utilizando las profundidades batimétricas promedio obtenidas de la base de datos para elevaciones mundiales cada 5 minutos (NGDC, NOAA). Aún cuando estos datos batimétricos son adecuados para definir la geometría de la raíz isostática, ya que ésta es profunda, no son los más adecuados para hacer las correcciones de Bouguer y dan origen a ciertos errores, los cuales pueden aparecer como pequeñas

anomalías de menos de 40 km de diámetro en áreas en las que la profundidad del fondo marino cambia rápidamente. Se pudieron introducir errores en las regiones oceánicas, si por ejemplo una elevación submarina no fue detectada en las observaciones gravimétricas debido a la separación de las líneas de navegación, encontrándose presente en los datos batimétricos.

DISCUSION

Para el cálculo de los modelos los valores de la densidad se estimaron a partir de las velocidades obtenidas en los perfiles sísmicos de Nuñez-Cornú *et al.* (1987), utilizando la tabla desarrollada por Nafe y Drake que establece la relación entre velocidad y densidad tomando en cuenta el efecto producido por la litificación que acompaña al envejecimiento y la compactación de las capas (Grant and West 1965., pag. 200).

Los cuerpos que forman el modelo Puerto Angel-Salina Cruz (Figura 6) y Puerto Angel-Punta Maldonado (Figura 7), son desde el punto de vista de la densidad, correlacionables con las capas del modelo Puerto Angel-Teotitlán del Camino a partir de Puerto Angel, como punto común. Sin embargo, esto no significa (en especial en las capas superficiales) que la composición litológica sea la misma.

Puede ocurrir que para dos cuerpos con la misma litología se encuentren densidades diferentes; esta ambigüedad resulta de considerar únicamente las inhomogeneidades longitudinales sin tomar en cuenta las laterales, por lo que no se puede saber si las dimensiones de los cuerpos varían en ambos lados del perfil. Sin embargo, el efecto gravitacional de las mismas se encuentra inmerso en las observaciones de campo y como consecuencia de ésto, los resultados obtenidos van a poseer un determinado error en la forma y densidad de los cuerpos.

Al hacer el empalme de los tres modelos, se observa en los perfiles Puerto Angel-Punta Maldonado y Puerto Angel-Salina Cruz que las capas son casi paralelas, con excepción de una fuerte ondulación del cuerpo 2 aproximadamente a la mitad del primer perfil. La estructura observada se asemeja a un horst que se prolonga tierra adentro, delimitado por fallas en las partes laterales (Sumin de Portilla *et al.* 1977; 1978). En Punta Maldonado el límite inferior de la corteza continental se localiza a una profundidad de 27.5 km, ascendiendo hasta la altura de Puerto Angel donde alcanza los 24 km. Las capas superiores (de la 2 a la 7), prosiguen a lo largo del perfil Puerto Angel-Salina Cruz, aunque buzando ligeramente hasta alcanzar un espesor de corteza continental de 28 km. En Salina Cruz por otro lado se observa que en los cuerpos 2 y 3 existe una especie de hundimiento que asemeja a un graben del cual no se tiene evidencia geológica.

En el perfil Puerto Angel - Teotitlán del Camino, las capas de la corteza continental se engrosan y alcanza un espesor de 56 km a unos 120 km de Puerto Angel. Por debajo se localiza la corteza oceánica con un grosor aproximado de 4 km la cual se introduce junto con la placa de Cocos por debajo de la placa Americana con un ángulo de subduc-

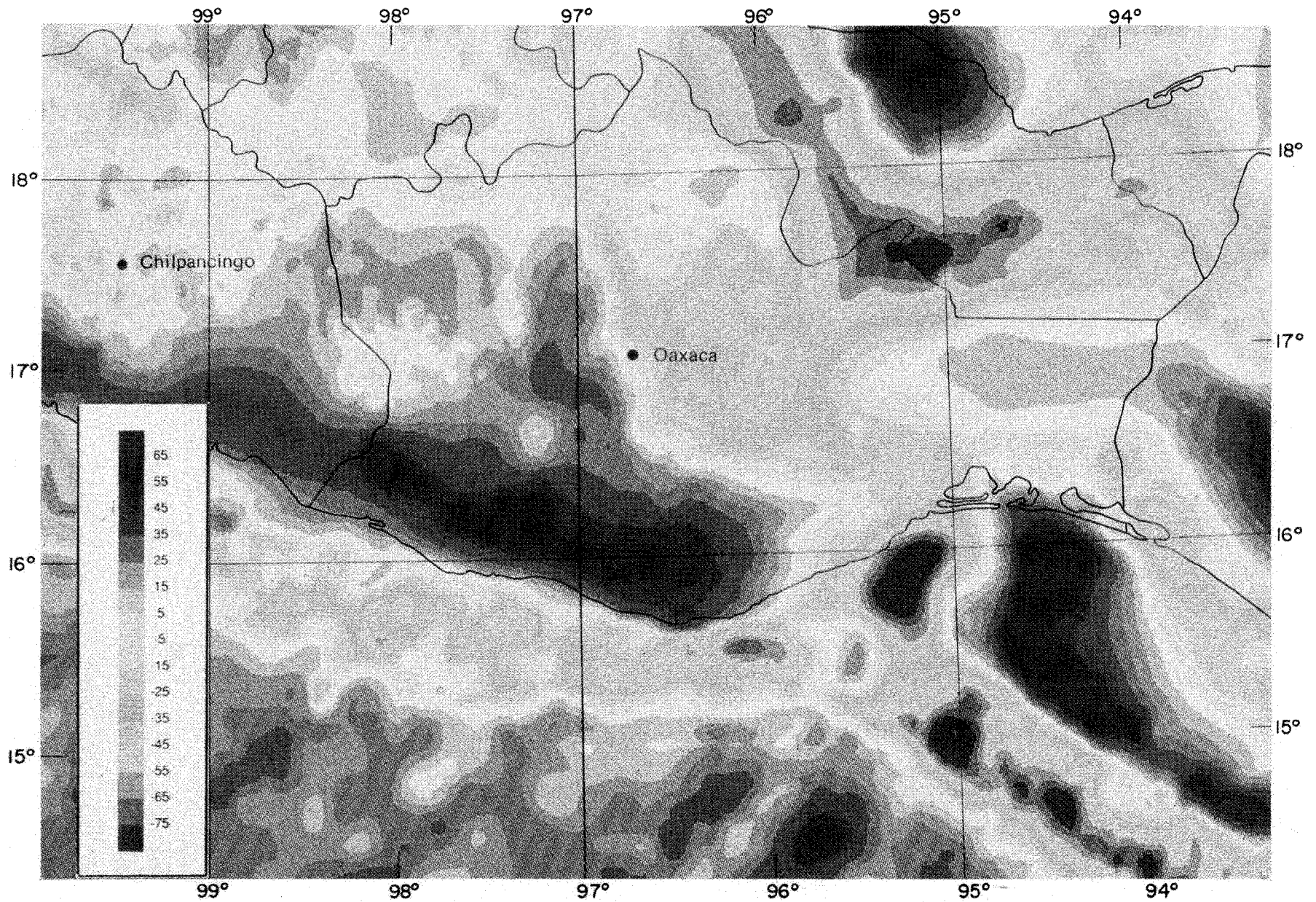


Fig. 5. Carta de Anomalía Residual Isostática.

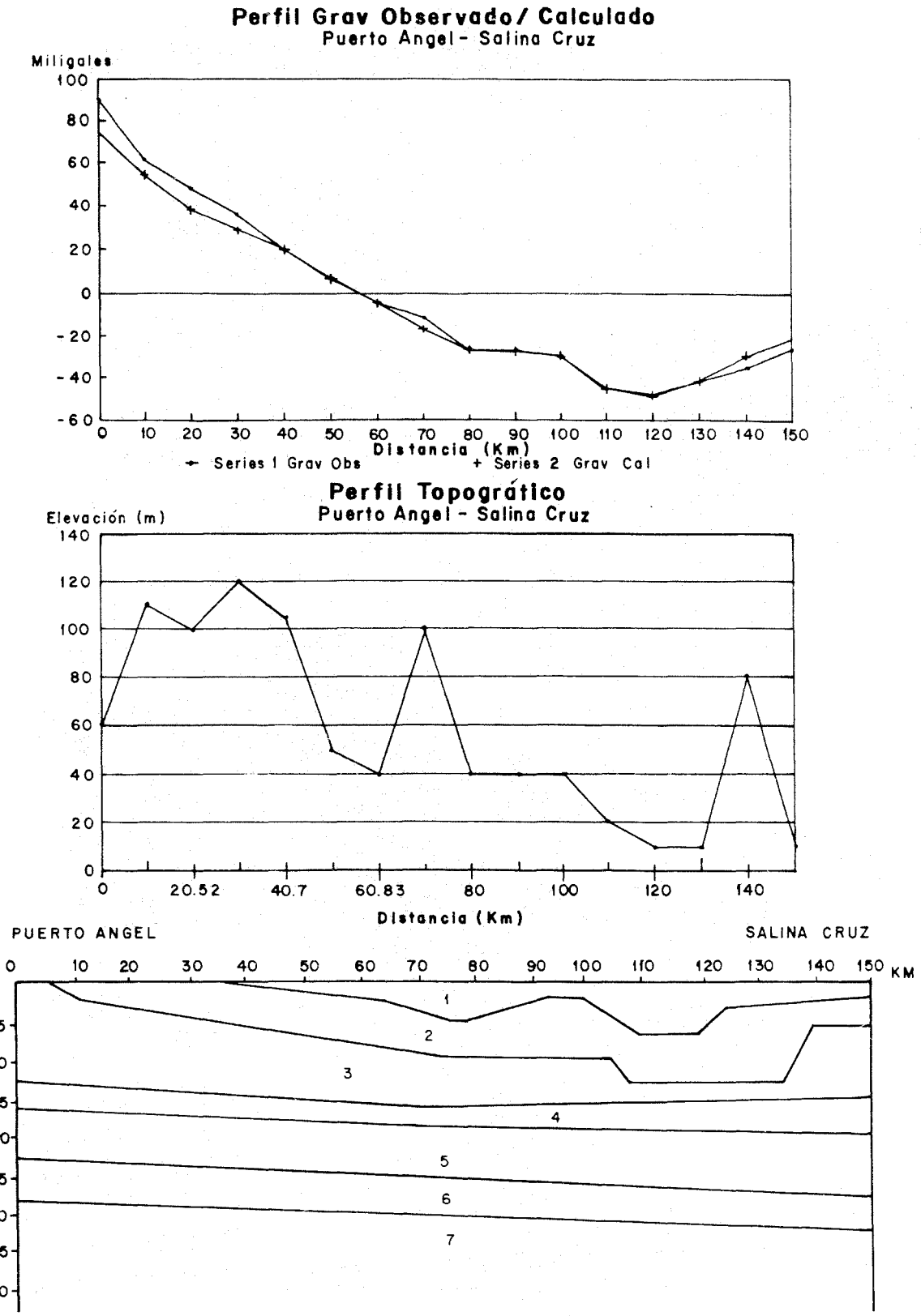
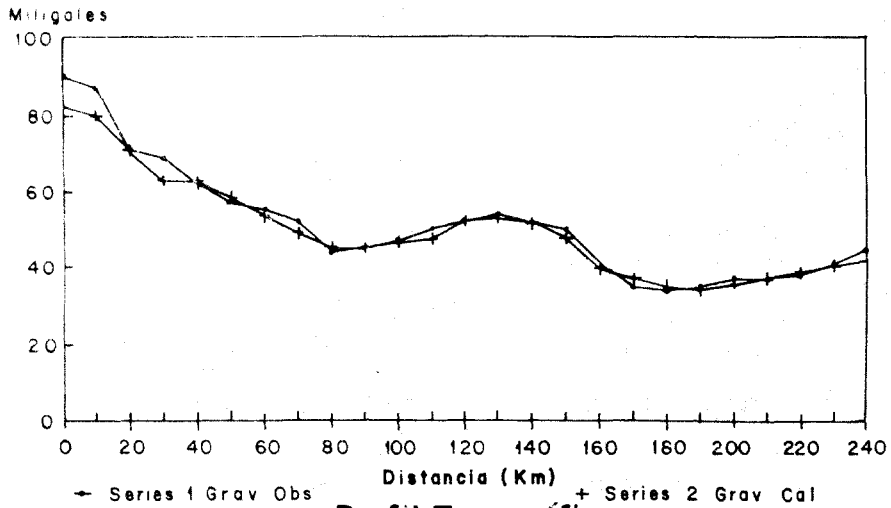


Fig. 6. Perfil Puerto Angel-Salina Cruz. Modelo de densidades: 1) 2.53 g/cm³, 2) 2.64 g/cm³, 3) 2.68 g/cm³, 4) 2.79 g/cm³, 5) 2.81 g/cm³, 6) 2.83 g/cm³, 7) 3.06 g/cm³.

Perfil Gravimétrico Observado/Calculado
Puerto Angel-Punta Maldonado



Perfil Topográfico
Puerto Angel - Punta Maldonado

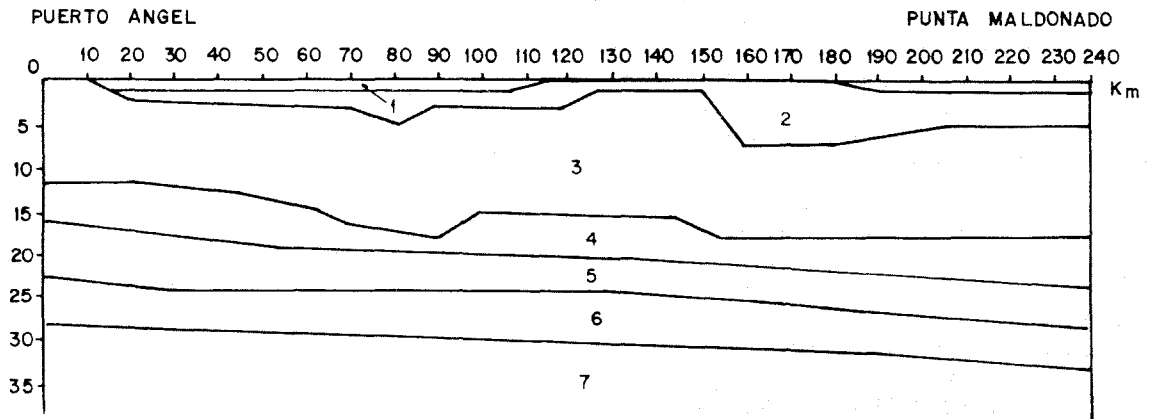
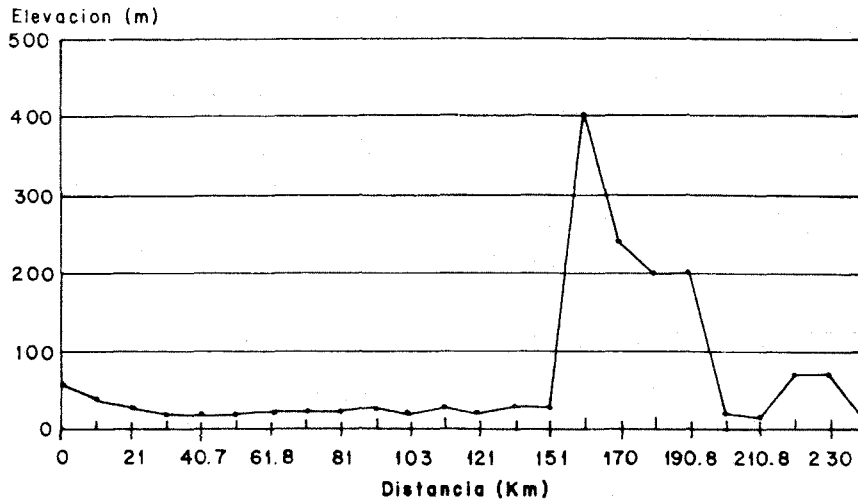


Fig. 7. Perfil Puerto Angel-Punta Maldonado. Modelo de densidades: 1) 2.56 g/cm³, 2) 2.63 g/cm³, 3) 2.67 g/cm³, 4) 2.78 g/cm³, 5) 2.81 g/cm³, 6) 2.83 g/cm³, 7) 3.21 g/cm³.

ción de 14.5°. Posteriormente, se encuentra el manto superior con una densidad de 3.21 g/cm³.

El intrusivo ígneo que se observa en el modelo del perfil Puerto Angel-Teotitlán del Camino no se observa en los modelos de los perfiles Puerto Angel-Salina Cruz y Puerto Angel-Punta Maldonado, debido a que la separación entre los perfiles es muy grande y rebasa las posibles prolongaciones laterales del cuerpo ígneo. Por otro lado, en el plano de anomalías no se encontraron evidencias para prolongar este modelo más allá de los límites propuestos.

Un estudio más detallado del área podría ayudar a dilucidar si en el espacio entre los tres modelos puede existir una serie de cuerpos con densidad diferente a la composición de las capas encontradas y a esclarecer la naturaleza de la interacción entre las placas de Cocos y Norteamérica.

CONCLUSIONES

El modelo del perfil Puerto Angel-Teotitlán del Camino consta de 8 capas, como se muestra en la Figura 8; en ella los cuerpos 1, 2, 3, 4, 5 y 6 forman parte de la corteza continental, el 7 pertenece a la corteza oceánica y el 8 probablemente al manto superior.

Los cuerpos 1, 2 y 3 pertenecen a lo que llamaremos la parte alta de la corteza (Nava, F. *et al.*, 1988); mientras que los cuerpos 4 y 6 forman la parte baja de la misma. El cuerpo 5 tiene las características de un cuerpo ígneo intrusivo, con una densidad anómalamente alta de 2.9 g/cm³ en relación a la densidad media de la corteza continental que es de 2.67 g/cm³, la cual aumenta con la profundidad hasta alcanzar el valor del cuerpo 6 (2.81 g/cm³). Por debajo de este, se encuentra material perteneciente a la corteza oceánica que subduce junto con la Placa de Cocos al continente.

Comparando la geología del área reportada por Ortega *et al.* (1987) con nuestro modelo, observamos que la Falla de Chacalapa ubicada en la zona de transición que separa el Terreno Xolapa del Terreno Oaxaca, se localiza aproximadamente a 20 km de Puerto Angel. La parte superficial del cuerpo 1 corresponde a lo que Ortega define como Terreno Oaxaca, compuesto de un basamento metamórfico ampliamente expuesto y una cubierta sedimentaria delgada formada principalmente por rocas calcáreas y secuencias continentales y volcánicas del Terciario.

La densidad asociada a esta capa es de 2.56 g/cm³, inferior a la densidad media esperada para el conjunto de las unidades metamórficas que integran el Complejo Oaxaqueño. Es posible que el valor de la densidad media de esta capa esté influido por la presencia de las potentes secuencias sedimentarias y volcánicas terciarias, así como por secuencias marinas mesozoicas ubicadas a lo largo del Valle de Oaxaca y en la región de Miahuatlán.

Los cuerpos 2 y 3 con densidades de 2.63 g/cm³ y 2.67 g/cm³ respectivamente, corresponden probablemente a se-

cuencias dominadas por meta-anortositas y paragneises de la corteza precámbrica e intrusivos granodioríticos.

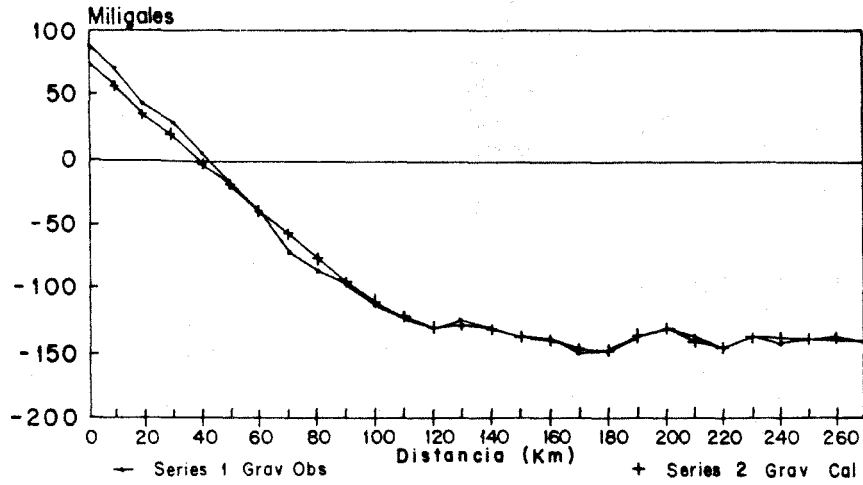
La parte superior de la corteza de la región de Puerto Angel hacia la que se extiende el cuerpo 3 sugiere la predominancia de secuencias anfíbolíticas y metasedimentarias intrusionadas por cuerpos voluminosos graníticos y granodioríticos.

Para el cuerpo 4, al que Nuñez-Cornú (1987) asigna una alta velocidad, se obtuvo una densidad de 2.78 g/cm³, que podría corresponder a la densidad media de secuencias de metanortositas y metagabro.

El cuerpo 5, tiene una densidad de 2.9 g/cm³ como ya se dijo anteriormente, y se supone que es un cuerpo ígneo intrusivo máfico. El cuerpo 7 con una densidad de 2.84 g/cm³, de acuerdo con Valdés *et al.* (1986) es la corteza oceánica que subduce junto con la Placa de Cocos al continente con un ángulo de 14.5° aproximadamente. El cuerpo 8, debido a su profundidad y a su alta densidad de 3.21 g/cm³, es probablemente parte del manto superior.

En conclusión, la respuesta gravimétrica refleja en lo general las diferentes entidades litológicas en el Estado de Oaxaca. En la costa hasta la altura de Huatulco, es posible observar especialmente en el mapa de Anomalía Residual Isostática un tren de anomalías positivas característico de una subducción somera. El valor de las anomalías de gravedad disminuye considerablemente hacia la parte central del Estado de Oaxaca incrementándose hacia el norte hasta alcanzar un máximo en los Tuxtlas, Veracruz. Es interesante hacer notar que el alineamiento entre estas dos grandes anomalías se continúa desde el Neovolcánico hasta la región sur del Estado de Chiapas, coincidiendo en la parte norte con los centros volcánicos del centro y continuando por los de Veracruz y Chiapas. Por otro lado, este lineamiento podría ser una expresión de la geometría de la subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica.

Perfil Gravimétrico Observado/Calculado
Puerto Angel - Teotitlan del Camino



Perfil Topográfico
Puerto Angel-Teotitlan del Camino

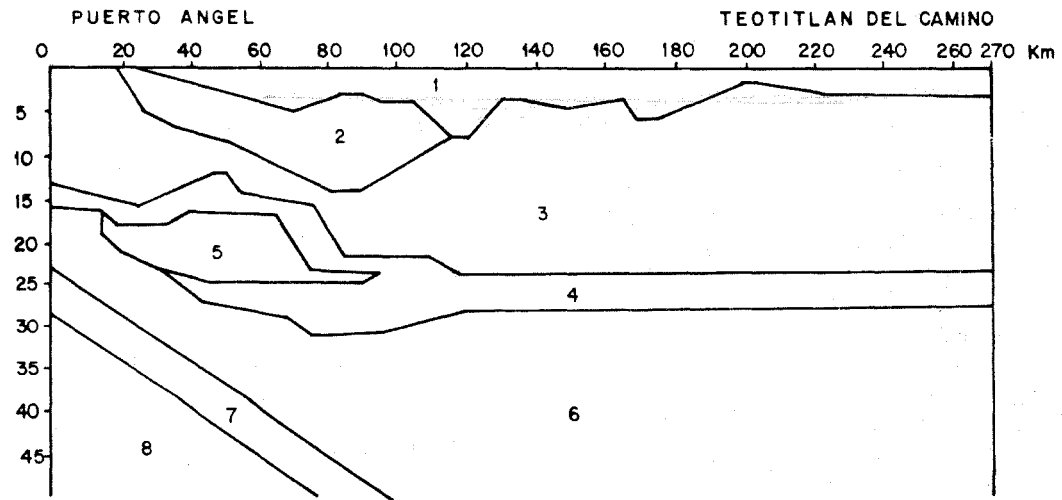
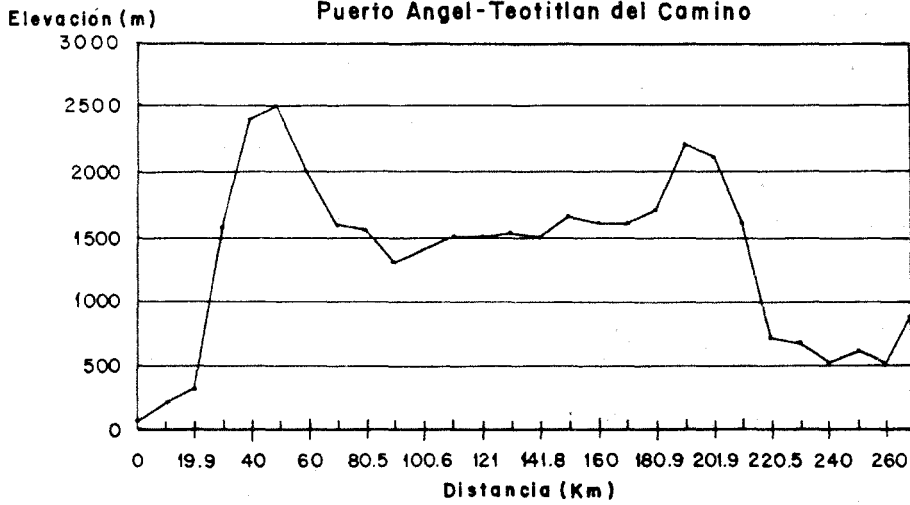


Fig. 8. Perfil Puerto Angel-Teotitlán del Camino. Modelo de densidades: 1) 2.56 g/cm³, 2) 2.63 g/cm³, 3) 2.67 g/cm³, 4) 2.78 g/cm³, 5) 2.90 g/cm³, 6) 2.81 g/cm³, 7) 2.84 g/cm³, 8) 3.21 g/cm³.

BIBLIOGRAFIA

- ALANIZ-ALVAREZ, S.A. y A.F. NIETO-SAMANIEGO, 1993. The Mylonite zone of the western Sierra de Juárez region, *In: Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómes-Caballero, A., Terrane geology of southern Mexico, Guidebook of the field trip B, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic, terrane conference, Guanajuato, México.* pp 75-81
- ARZATE, J. A., M. MARECHAL y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1993. A resource preliminary crustal model of the Oaxaca continental margin and subduction zone from magnetotelluric and gravity measurements. *Geofís. Int.* 32, 3, 441-452.
- CAMPA, M. F. y P. J. CONEY, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian J. Earth Sciences.* 26, 1040-1051.
- DE LA FUENTE, M., M. MENA y C. AIKEN, 1994. Cartas Gravimétricas de la Republica Mexicana. 1 carta de Anomalía de Bouger. UNAM.
- DE LA FUENTE, M., C. AIKEN y M. MENA, 1994. Cartas Gravimétricas de la Republica Mexicana. 2 carta de Anomalía de Aire Libre. UNAM.
- DE LA FUENTE, M., C. AIKEN, M., MENA y R. W. SIMPSON, 1994. Cartas Gravimétricas de la República Mexicana. 3 carta de Anomalía Residual Isostático. UNAM.
- DOBRIN, M.B., 1975. Introducción a la Prospección Geofísica. Ed. Omega. España.
- GARLAND, G. D., 1980. Comment, *J. Geophys. Res.*, 85, 4881
- GRANT y WEST, 1965. Interpretation theory in applied geophysics. International Series in the Earth Sciences. Mc Graw-Hill Book Company. pp. 210-305.
- HEISKANEN, A. W. y F. A. VENING MEINESZ, 1958. The Earth and its Gravity Field. Ed. Mc Graw-Hill. Geological Sciences. pp. 417-467.
- JACHENS, R. C. y R. W. SIMPSON, 1989. Isostatic residual gravity and crustal geology of the United States: *En: Pakiser, L.C. y Mooney, W.D., Geophysical Framework of the continental United States.* Geological Society of America Memoir 172, p. 405-424.
- MEMMERICKX, J. y K. D. KLITGORD, 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. Geophys. Res.* 87, B8, 6751-6759.
- MENA, M. y J. MONGES, 1984. Mapa Gravimétrico de Oaxaca, México. U.G.M. Mect.
- MEYER, R. P., S. J. STEINHART y G. P. WOLLARD, 1957. Central Plateau, México.
- NATIONAL GEOGRAPHICAL DATA CENTER (NGDC), NOAA, Colorado, USA.
- NAVA, A. F. 1987. Terremotos. La ciencia desde México, S.E.P.
- NAVA, A. F., F. NUÑEZ-CORNU, D. CORDOBA, M. MENA, J. ANSORGE, J. GONZALEZ, M. RODRIGUEZ, E. BANDA, S. MÜLLER, A. UDIAS, M. GARCIA-GARCIA y G. CALDERON, 1988. Structure of the Middle America in the Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics*, 154, 241-251.
- NUÑEZ-CORNU, F. 1988. Oaxaca, análisis de la estructura y la sismicidad. Comunicaciones Técnicas. Serie Investigación No. 4. Instituto de Geofísica, UNAM.
- NUÑEZ-CORNU y L. PONCE, 1988. Zonas sísmicas de Oaxaca. Comunicaciones Técnicas. Serie Investigación No. 97. Instituto de Geofísica, UNAM.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F. 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofís. Int.* 20,3, 177-202
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., L. M. MITRE -SALAZAR, J. ROLDAN-QUINTANA, G. SANCHEZ-RUBIO y M. DE LA FUENTE, 1990. Ocean-Continent transects, corridor H3 Acapulco trench to the Gulf of Mexico: Geological Society of America, Centennial Continent-Ocean Transect No. 14.
- PACHECO, JAVIER, 1993. Comunicación Personal.
- REYES, A., J. N. BRUNE y C. LOMNITZ, 1979. Source Mechanism and Aftershock Study of the Colima, Mexico Earthquake of January 30, 1973. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1819-1840.
- SANDOVAL, J. R., 1989. Estructura Cortical de las Costas de Oaxaca a partir de Datos Gravimétricos y Sismológicos de Refracción. Tesis ESIA-IPN.
- SHOR, G. G. y R. L. FISHER, 1961. Middle America Trench: Seismic-Refraction Studies. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 72, pp. 721-730.
- SIMPSON, R.W., R.C. JACHENS, R.J. BLAKELY y R. W. SALTUS, 1986. A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 91, 8348-8372.
- SINGH, S.K., L. ASTIZ y J.H. HAVSKOV, 1981. Seismic Gaps and Recurrence Periods of Large Earthquakes in the Mexican Subduction Zone: a Reexamination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 827-843.
- SINGH, S. K., G. SUAREZ y T. DOMINGUEZ, 1985: The Oaxaca-Mexico, earthquake of 1931. Lithospheric Normal. *Nature*, 317, 56-59.

- SUMIN DE PORTILLA, V., L. PONCE, K. McNALLY, N.T. KOCHNEVA y S. RODRIGUEZ-LOPEZ, 1977-1978. Morphostructural analysis of Oaxaca, Mexico, applied to seismic studies. *Geofís. Int.* 17, 3, 367-378.
- TALWANI, M., J. WORSEL LAMAR y M. LANDIS-MAN, 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with applications to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J. Res.*, 64, 49-59.
- TOLSON, G., G. SOLIS-PICHARDO, D. J. MORAN-ZENTENO, A. VICTORIA-MORALES y J. T. HERNANDEZ-TREVIÑO, 1993. Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas de la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca, *In: Delgado-Argote, L., Martín Barajas, A., Contribuciones a la tectónica del occidente de México. Monografías de la Unión Geofísica Mexicana*, 1, 327-349
- UDIAS, A. y J. MEZCUA, 1986. Fundamentos de Geofísica. Alhambra Universidad. pp. 27-47, 368-382.
- VALDES, C., D. MOONEY, S. K. SINGH, R. P. MEYER, C. LOMNITZ, J. LUETGERT, C.
- HELSEY, B. T. LEWIS y M. MENA, 1986. Crustal structure of Oaxaca, from seismic refraction measurements. *Seismological Society of America*. 76, 547-563.
- WOOLLARD, G. P., L. MACHESKY y J. MONGES, 1969. A regional gravity survey of northern Mexico and the relation of Bouguer anomalies to regional geology and elevation in Mexico, Hawaii Institute of Geophysics. FinCouch, R., Woodcock, S., 1981: Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala. *J. Geophys. Res.* 86, b3. 1829-1840.
-
- M. Mena¹, M. de la Fuente², D. Morán¹, J. M. Espíndola¹, F. Nuñez-Cornú³ y F. Medina¹
- ¹ Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, 04510, México D.F.
- ² Geociencias Aplicadas, Cuajimalpa 21, 01600 México D. F.
- ³ Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada, Km 107, Carretera a Tijuana, 22800 Ensenada, B. C.

