

01179₃
2g



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

LA CORRECCION ISOSTATICA Y SU APLICACION
EN LA PROSPECCION DE PETROLEO

TESIS

PRESENTADA POR

JOSE GUTIERREZ Y ACOSTA

COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA (EXPLORACION)

Director de Tesis: M. en C. Juan Marcos Brandi Purata



274567

Abril

1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PASINACION

DISCONTINUA.

Dr. Ricardo Aceves Gacía
Secretario Académico
División de Estudios de Posgrado
Facultad de Ingeniería

En atención a su oficio en donde se me informa que he sido designado Director de Tesis del Señor JOSE GUTIERREZ y ACOSTA, inscrito en la Maestría de Ingeniería en Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo ,manifiesto a usted la aceptación de ésta designación .

El nombre de la Tesis a desarrollar es :

"LA CORRECCIÓN ISOSTÁTICA Y SU APLICACIÓN EN LA
PROSPECCIÓN DE PETROLEO "

Quedo enterado de que formaré parte del jurado del examen de grado en la fecha y hora que me comunicarán posteriormente.

A T E N T A M E N T E

~~POR MLRAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU~~
~~Ciudad Universitaria a 1 de junio de 1998~~

Prof. Juan Marcos Brandi Purata



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MEXICO

RECIBI COPIA DE: () TRABAJO ESCRITO
(XXXX) TESIS

DESARROLLADO POR EL ALUMNO: JOSE GUTIERREZ Y ACOSTA

PARA PRESENTAR EXAMEN:

() DE ESPECIALIZACION
(XX) DE GRADO

EN INGENIERIA: EXPLORACION DE RECURSOS ENERGETICOS DEL SUBSUELO

FECHA

PRESIDENTE: DR. MARIO RUIZ CASTELLANOS
VOCAL: M EN C. JUAN MARCOS BRANDI PURATA
SECRETARIO: M EN C. JAIME DE JESUS MANDUJANO VELASQUEZ
SUPLENTE: M EN C. RODOLFO MARINES CAMPOS
SUPLENTE: M EN C. ANDRES TEJERO ANDRADE

FIRMA

[Handwritten signatures and dates]
12 Feb 99
10/oct/98
20/nov/98

APROBRACION DEL TRABAJO DE TESIS POR EL DEPARTAMENTO

SECCION DE EXPLORACION

PROMEDIO EN CREDITOS (11) ONCE CREDITOS

BJS*jac.

A mi esposa Olivia

A mis hijos Itzell

y

Daniel

A mis padres Tomás

y Ma. Luisa.

Agradezco a las autoridades de la Subdirección de Exploración y Producción del Instituto Mexicano del Petróleo y de manera especial a los M. en C. Héctor Palafox Rayón, y Rodolfo Marines Campos por el apoyo y las facilidades brindadas para la realización de éste trabajo.

INDICE

	Pag.
RESUMEN	
INTRODUCCION	1
I ISOSTASIA	3
I.1 ANTECEDENTES HISTORICOS	3
I.2 PRINCIPALES SISTEMAS ISOSTATICOS	5
I.3 ANALISIS GRAVIMETRICO REGIONAL	11
II CORRECCION ISOSTATICA	12
II.1 ANOMALIA DE AIRE LIBRE	12
II.2 ANOMALIA DE BOUGUER	14
II.3 METODO DE CALCULO PARA LA CORRECCION ISOSTATICA	16
II.4 CALCULO DEL RESIDUAL ISOSTATICO	18
III APLICACIÓN DE LA CORRECCIÓN ISOSTATICA A LA PROSPECCION DE PETROLEO	20
III.1 AREA DE ESTUDIO A-I	21
III.2 AREA DE ESTUDIO A-II	32
CONCLUSIONES	42
BIBLIOGRAFIA	

RESUMEN

En los trabajos de exploración petrolera se emplean diferentes métodos geológicos y geofísicos con el propósito de inferir las condiciones del subsuelo y localizar los lugares más apropiados para la generación, migración y acumulación de los hidrocarburos. La gravimetría es uno de los métodos geofísicos que se utilizan en la definición de los estilos estructurales del subsuelo, los cuales dan origen a cambios laterales de densidad, manifestándose en variaciones de la fuerza de atracción del campo de la tierra. Los mapas de gravedad que se utilizan en las interpretaciones son conocidos con el nombre de Anomalía de Bouguer, el cual se obtiene después de aplicar varias correcciones a la gravedad que se observó en el campo, estas correcciones son: gravedad teórica, aire libre, de Bouguer y topográfica, cada una de éstas representan una parte de un modelo que al conjuntarlas forman una tierra ideal, que cuando se compara con la gravedad de la tierra real, es decir la que se observó en el campo, da como resultado la Anomalía de Bouguer.

La gravimetría también se emplea en trabajos de prospección minera, geotermia arqueología, etc. en los que el objetivo se puede localizar desde unos cuantos metros de profundidad hasta algunos cientos, e incluso puede alcanzar varios miles de metros como en el caso del petróleo; generalmente la Anomalía de Bouguer se puede analizar directamente sin problema aparente, sin embargo he observado que cuando los datos se localizan sobre la margen continental, cerca de cadenas de montañas o accidentes topográficos marinos importantes, se encuentran presentes tendencias regionales muy intensas que en el caso de la exploración petrolera pueden crear desconcierto a los intérpretes de estos datos. Este fenómeno es conocido con el nombre de efecto isostático el cual considero se justifica con el modelo de Airy-Heiskanen; es un efecto gravimétrico bastante profundo que de acuerdo a los objetivos que se persiguen en la exploración para petróleo no es de interés.

La hipótesis de la tesis plantea el problema de la isostasia, se propone una metodología para su cálculo, determinando un criterio para la solución adecuada del problema isostático, inherente en los trabajos de exploración gravimétrica petrolera.

Se hace un breve repaso de los antecedentes históricos de la isostasia (*The Earth and Its Gravity Field*), además se analizan los diferentes sistemas isostáticos que fueron propuestos a la solución de este problema, de los cuales se seleccionó el modelo de Airy-Heiskanen, mencionado anteriormente, debido a que tiene gran similitud con los resultados de estudios sismológicos de refracción aplicados a estudios de la corteza.

De acuerdo a la experiencia que he tenido en el análisis de la información gravimétrica se propuso hace algunos años al Instituto Mexicano del Petróleo, considerar la corrección por isostasia en perfiles, quedando resuelto el problema en el análisis de los modelos bidimensionales que se interpretaban, sin embargo, posteriormente se observó que dicho problema se tenía que resolver de manera tridimensional con el propósito de realizar sobre el mapa corregido por isostasia el análisis cualitativo, el procesado y la interpretación cuantitativa en base a modelos bidimensionales, motivo por el cual se propone en este trabajo emplear el prisma de Nagy (1966) para simular tridimensionalmente la interfase corteza-subestrato del modelo de Airy-Heiskanen y calcular sobre una malla el efecto gravitacional de dicha interfase, para realizar la corrección por isostasia. Por otra parte, los parámetros T y $\Delta\rho$ del modelo bidimensional de corrección que se empleaban, se consideraban de manera estandar, es decir, no se hacía ningún análisis en su estimación. En la solución tridimensional para la corrección por isostasia que se está proponiendo, se estableció que cuando la Anomalía de Bouguer corregida por isostasia no tienen ninguna dependencia de la topografía, se estima el parámetro T más apropiado para el área de análisis, evitando en esta forma una sub o sobre corrección de los datos. Las profundidades de la raíz y la antirraíz del

modelo se establecieron en base a la variación del relieve topográfico o la batimetría del área que se analice; se consideró un contraste de densidad de 0.6 gr/cm^3 para la interfase del modelo, considerándose que la densidad promedio de la corteza es de 2.67 tal y como se consideró en las correcciones para la obtención de la Anomalía de Bouguer.

Con el propósito de analizar la relación entre la información geológica y gravimétrica, antes y después de la corrección por isostasia, se seleccionaron dos áreas de diferentes características geológicas, la primera se localiza entre la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico, teniendo básicamente la influencia de la margen continental del Pacífico, asumiendo una profundidad de $T=20 \text{ km}$ en la transición de la raíz a la antirraíz. La segunda área propuesta se localiza en la margen continental del Golfo de México, incluye parte de la Sierra de Chiapas hasta la Plataforma de Yucatán, estimándose una profundidad de $T=40 \text{ km}$.

Después de efectuar la corrección isostática en las dos áreas se observó que la información gravimétrica se correlacionó más adecuadamente con la información geológica y geofísica, dando como resultado modelos del subsuelo más confiables.

INTRODUCCION

En la expedición gravimétrica que realizó Bouguer a Perú en el año de 1749 observó que los valores de gravedad fueron mucho menores a los que esperaba, en ese momento no pudo explicarse a que se debía tal diferencia, sin embargo, este suceso dio origen a que varios investigadores geodestas como Boscovich, Everest, Pratt y Airy analizaran y plantearan diversas hipótesis al problema; de este análisis surgió la teoría de la Isostasia como la justificación a los valores observados por Bouguer, posteriormente se propusieron los dos sistemas más importantes en el análisis de éste fenómeno Pratt y Airy; Pratt se basa con cambios de densidad lateral y un nivel de compensación horizontal, mientras que el de Airy establece la teoría de la raíz para las montañas y la antirraíz para los océanos, considerando una densidad uniforme para la corteza. Estos sistemas son justificados analíticamente por Hayford y Heiskanen respectivamente, dando lugar a que se tengan dos alternativas de solución al problema de la Isostasia (los antecedentes históricos fueron tomados del libro *The Earth and Its Gravity Field*).

La exploración del petróleo cada día se hace mas compleja, razón por la cual es importante integrar la información geológica-geofísica, aplicando la tecnología de punta y obtener la mejor interpretación de los datos. Los métodos geofísicos empleados en la exploración son el sismológico, gravimétrico y el magnetométrico. El sismológico es el más resolutivo en la mayoría de los trabajos, sin embargo en ocasiones es difícil recuperar la energía que se inyecta al subsuelo (grandes espesores de relleno) o existen estructuras como cuerpos salinos, o arcillosos que impiden el paso de la energía a través de ellos, otra razón puede ser la topografía que sea tan accidentada (sismología de montaña) que haga difícil la operación de campo; estas son algunas de las razones por las que se puede obtener una sección sismológica de mala calidad que difícilmente sea representativa del subsuelo.

El método gravimétrico es de gran ayuda en la solución de problemas geológicos regionales y locales ya que mediante los mapas de Anomalía de Bouguer podemos definir los estilos estructurales (compresivo o distensivo) que caracterizan cada área.

En un estudio de detalle se pueden definir anticlinales, sinclinales, fallas y tendencias preferenciales de cuerpos intrasedimentarios (cuerpos de sal), dependiendo básicamente de los contrastes de densidad existentes en el subsuelo.

Con el propósito de obtener los mejores resultados en la interpretación gravimétrica es importante conocer el significado de cada una de las correcciones aplicadas (gravedad teórica, Bouguer, aire libre y por topografía) en el cálculo de la *Anomalía de Bouguer*.

En este trabajo se hace el análisis de la *Anomalía de Bouguer* de dos áreas, una se encuentra localizada entre los estados de Guerrero, México y Morelos; la otra en los estados de Chiapas, Tabasco, Campeche y el Golfo de México. El estudio que se hizo en las dos áreas fue desde un punto de vista cualitativo, tratando de correlacionar los gradientes y anomalías regionales existentes en la *Anomalía de Bouguer* con las estructuras geológicas determinadas por geología superficial y subsuelo. El resultado del estudio define una incongruencia entre los datos gravimétricos y geológicos presentándose principalmente en las márgenes continentales y algunas porciones marinas, esto se debe principalmente a los contrastes en las elevaciones topográficas o batimétricas respectivamente (fenómeno de isostasia). Como solución a este problema se recomienda efectuar la corrección por isostasia a la *Anomalía de Bouguer*, apoyándose en el modelo isostático de Airy-Heiskanen; esta corrección consiste en la eliminación de los gradientes regionales presentes en los datos de gravedad.

I ISOSTASIA.

En este capítulo se presentan los antecedentes de la isostasia, desde sus orígenes hasta la justificación mediante diferentes modelos propuestos que puedan representar anomalías o gradientes gravitacionales regionales.

I.1 Antecedentes Históricos.

De las observaciones de la gravedad aplicadas a estudios geodésicos, se encontraron que los valores leídos no correspondieron a los estimados, tal es el caso del trabajo realizado en 1749 por Bouguer, quien siendo miembro de la expedición Francesa a Perú para medir el arco meridional, escribió en "La figure de la Terre" que la atracción de la enorme masa de los Andes es mucho menor de la esperada para la materia de tales montañas.

Posteriormente Bosovich (1750) dió una explicación al fenómeno notado por Bouguer; el menciona que este se puede explicar principalmente como debido a una expansión termal del material profundo, levantando las capas de roca cercanas a la superficie, aclarando que dicho levantamiento no significa el incremento de material a profundidad; el espacio dentro de la montaña compensa el exceso de masa (esta cita es importante porque aquí la palabra "compensa" fue empleada por primera vez).

En la segunda parte del siguiente siglo se realizaron varios estudios geodésicos tratando de resolver la incógnita planteada por Bouguer, surgiendo los conceptos de isostasia y profundidad de equilibrio isostático.

Cuando el famoso geodesta Everest calculó la diferencia de latitud en la India entre las estaciones de Kalia y Kalianpur que se encuentra a 375 millas al sur, encontró que la diferencia de latitud calculada a lo largo de la cadena de triangulación fue de 5.24" mayor que la obtenida de las observaciones astronómicas, lo cual significa que la deflexión relativa de la vertical entre los puntos fue de 5.24".

El inglés J.H. Pratt estudió la diferencia y llegó a la conclusión de que podría no haber sido causada por las mediciones geodésicas. El estableció que la atracción

gravitacional de la topografía superficial fue la razón real de este fenómeno, además se dió cuenta de que la atracción de la masa del Himalaya en tal dirección marcaba la diferencia que podría explicarse por lo menos cualitativamente.

Cuando Pratt calculó la deflexión de la verticalidad causada por las masas topográficas, estableció que la deflexión en Kaliana fue de 27.85" y en Kalianpur solo de 11.97", la diferencia es de 15.88", en vez de los 5.24" calculada de las observaciones geodésicas y astronómicas. Este resultado fue algo nuevo, y mostró que 2/3 de la atracción horizontal del Himalaya en estas estaciones debieron ser compensados por deficiencia de masa localizada en o bajo la masa montañosa.

Pratt en 1854 escribió un trabajo (Trans. Roy. Soc. Vol. 145, 1855) que contiene el primer cálculo numérico de cómo el efecto de las montañas y la compensación debajo de éstas, actúa sobre la deflexión de la vertical. Pratt pensó que la montaña del Himalaya cuando se elevaba de su base tenía un comportamiento similar al de la masa que se fermenta, la densidad decrece más mientras, más se eleva. Así, la densidad debajo del Himalaya podría ser menor que debajo de las tierras bajas de la India.

El astrónomo británico G.B. Airy escribió un trabajo sobre el mismo problema de equilibrio que Pratt discutió. Airy también se dió cuenta de que la atracción de las masas de las montañas fue mucho mayor que las mostradas por las observaciones; además, llegó a la conclusión de que tales montañas como el Himalaya, de enormes masas, pueden romper la corteza terrestre, así que toda la montaña o al menos una parte, podría hundirse dentro de la lava. Puesto que tales montañas existen, ellas deben ser soportadas en su base. Airy, por lo tanto, propuso su "teoría de la raíz de montaña", la cual es claramente expuesta en su ilustración (Fig. 1.1.).

Aquí se puede apreciar el doble efecto de la meseta elevada y su proyección hacia abajo, de tal forma que el disturbio en la gravedad depende de dos acciones; la atracción producida por la meseta elevada y la disminución de la atracción o atracción negativa, ocasionada por la sustitución de un cierto volumen

de corteza ligera (en la proyección inferior) en lava densa que será sensiblemente igual al incremento de la atracción de la materia superior.

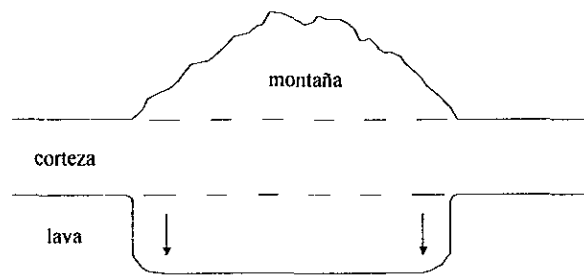


Fig. 1.1. Suposición isostática original de Airy

El significado esencial de la teoría isostática-flotante puede ser explicado más claramente cuando se analice el sistema de Airy-Heiskanen. Airy va a un mayor detalle en la discusión del mecanismo de la hipótesis flotante, enfatiza que la compensación no puede ser local, por que las montañas muy pequeñas no pueden tener formación de raíz suficiente para equilibrio.

Las teorías de Pratt y Airy son contradictorias aparentemente. De acuerdo a Pratt, los Himalayas tienen elevaciones tales que montañas altas, significan bajas densidades. De acuerdo a Airy los Himalayas están hundidos dentro de la capa inferior, como un tímpano que flota en el océano. Las teorías son similares, y de acuerdo a ambas el efecto gravitacional de las montañas será compensado, ya sea por la disminución en la densidad de la materia en la montaña y por debajo de ésta (Pratt) o por la ayuda de la pronunciación hacia abajo, o formación de raíz, la cual soporta la montaña (Airy).

1.2 Principales Sistemas Isostáticos.

Existen diferentes sistemas isostáticos, los cuales difieren en sus hipótesis acerca de la forma en que se considera la masa de compensación.

Tres sistemas son aplicados a estudios geofísicos y geodésicos: Pratt-Hayford, Airy-Heiskanen y Vening Meinesz.

La hipótesis de Pratt fue utilizada ampliamente en los Estados Unidos por J.F. Hayford, y desde entonces se le conoce como el esquema de compensación

isostática de Pratt-Hayford. Paralelamente en Europa, la hipótesis de Airy fue adoptada por W.A. Heiskanen y se le conoce como el esquema de compensación isostática de Airy-Heiskanen.

1.2.1 Sistema Isostático de Pratt-Hayford.

Una nueva fase en el estudio de la isostasia se inició en 1909-1910 cuando Hayford publicó en América sus importantes estudios sobre equilibrio isostático, usando las ideas de Pratt. El sistema de Pratt-Hayford (Fig. 1.2) puede ser resumido como sigue.

1. La compensación isostática es uniforme, por lo tanto la densidad debajo de las montañas es constante y menor que la que se tiene en las tierras bajas.
2. La capa de compensación esta localizada directamente debajo de las montañas y alcanza una profundidad de compensación , donde prevalece el equilibrio.
3. La densidad ρ_m de compensación corresponde a una elevación topográfica $H+h$ y la densidad ρ de la parte baja satisface la ecuación.

$$\rho_m = \frac{H}{H+h} \rho$$

4. La profundidad de compensación es igual en cualquier parte.

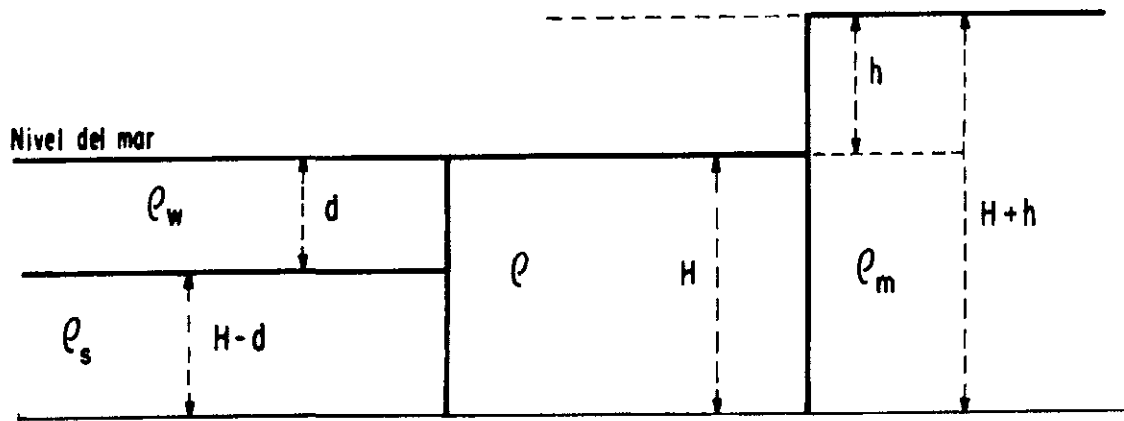


Fig. 1.2. Sistema Isostático de Pratt-Hayford

Por balance isostático

$$H\rho = (H - d)\rho_c + d\rho_w = (H + h)\rho_m$$

de donde:

$$\rho_c = \frac{H\rho - d\rho_w}{H - d}$$

$$\rho_m = \frac{H\rho}{H + h}$$

Isostasia significa por definición que a una profundidad de compensación $H+h$ prevalece el equilibrio hidrostático, así que cualquier área unitaria a una profundidad $H+h$ está bajo la misma presión sin importar que la unidad esté bajo las montañas, tierras bajas u océanos.

1.2.2 Sistema Isostático de Airy-Heiskanen.

La hipótesis de Airy puede ser ilustrada como una corteza de la tierra que flota en un magma más denso que la misma corteza (como un iceberg flota en el océano) similarmente a la parte sumergida del iceberg que es mucho mayor que la parte expuesta. La formación de la raíz de las montañas es mucho más gruesa que las montañas.

El sistema Airy-Heiskanen establece lo siguiente:

- 1) La raíz de una montaña inicia a una profundidad considerable, de aproximadamente 30 km.
- 2) Puesto que el substrato no fluye tan fácilmente, la determinación del nivel de compensación es variable y su cálculo o estimación depende de la topografía del área.
- 3) En este sistema se establece la formación de una raíz para las montañas, haciendo más gruesa la corteza de la tierra.

El material relativamente ligero de la raíz compensa el efecto del exceso de masa de la montaña. También se asume que la deficiencia de masa de las cuencas oceánicas es compensada isostáticamente, es decir que la antirraíz del material pesado que se forma bajo los océanos compensa tal deficiencia.

El modelo Airy-Heiskanen (Fig. 1.3) establece los siguientes parámetros:

- 1) La compensación isostática es completa.
- 2) La compensación es local.
- 3) El contraste de densidad entre la corteza terrestre y el substrato es del orden de 0.6 gr/cm^3 .

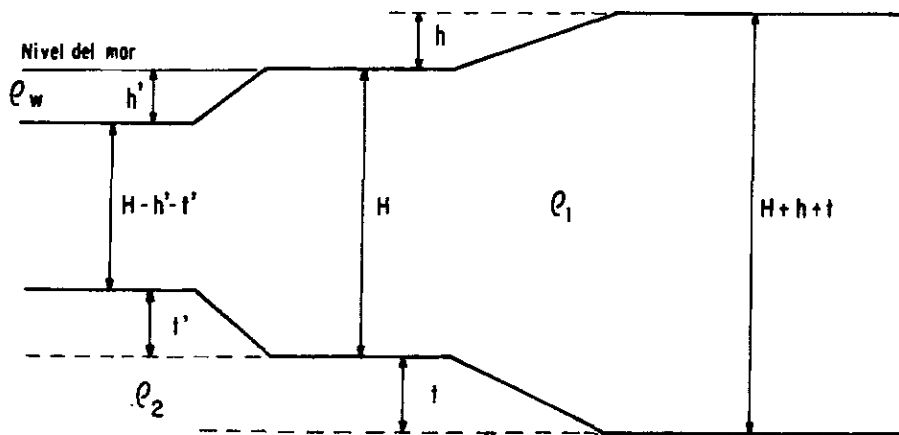


Fig. 1.3. Sistema Isostático de Airy-Heiskanen

El balance isostático que se establece es el siguiente:

$$H\rho_1 + t\rho_2 = (H - h' - t')\rho_1 + h'\rho_w + (t + t')\rho_2 = (H + h + t)\rho_1 \quad (1.1)$$

considerando la primera y tercer parte de la igualdad (1.1), tenemos:

$$H\rho_1 + t\rho_2 = (H + h + t)\rho_1$$

$$H\rho_1 + t\rho_2 = H\rho_1 + h\rho_1 + t\rho_1$$

cancelando $H\rho_1$

$$t\rho_2 - t\rho_1 = h\rho_1 \quad \therefore \quad (\rho_2 - \rho_1)t = h\rho_1$$

Por lo tanto tenemos que la raíz de las montañas en los continentes puede calcularse en la siguiente forma:

$$t = h \frac{\rho_1}{(\rho_2 - \rho_1)} \quad (1.2)$$

$$t = \lambda \cdot h \quad \text{donde} \quad \lambda = \frac{\rho_1}{\Delta\rho}$$

Si consideramos ahora la primera y segunda parte de la igualdad (1.1) tenemos

$$H\rho_1 + t\rho_2 = H\rho_1 - h'\rho_1 - t'\rho_1 + h'\rho_w + t\rho_2 + t'\rho_2$$

cancelando

$$H\rho_1 \quad \text{y} \quad t\rho_2$$

$$h'\rho_1 - h'\rho_w = t'\rho_2 - t'\rho_1$$

$$h'(\rho_1 - \rho_w) = t'(\rho_2 - \rho_1)$$

Por lo tanto tenemos que la antirraíz de los océanos puede calcularse en la siguiente forma

$$t' = h' \frac{(\rho_1 - \rho_w)}{(\rho_2 - \rho_1)} \quad (1.3)$$

$$t' = \mu h' \quad \text{donde} \quad \mu = \frac{(\rho_1 - \rho_w)}{\Delta\rho}$$

donde ρ_w es la densidad del agua y h' es la profundidad del océano.

El espesor total de la corteza como se observa del modelo isostático bajo las montañas es $T_c = H + h + t$ y bajo los océanos es $T_o = H - h' - t'$

1.2.3 Sistema Isostático Regional de Vening Meinesz.

En 1931 Vening Meinesz modificó la teoría de Airy y estableció su propio sistema de compensación regional isostático. En 1939 y 1941 publicó las bases teóricas y las tablas fundamentales para la reducción isostática de los datos gravimétricos. De acuerdo a su sistema regional, la corteza asume un comportamiento como una placa elástica, capaz de resistir los esfuerzos de corte causados por la carga de flotación sobre un substrato denso. La cantidad de curvatura hacia abajo en cada punto es usado para determinar el efecto de la compensación isostática presente en cada punto de cálculo. La distancia alcanzada por la parte principal de la curvatura hacia abajo originada por una concentración de carga es llamada el regional R de la compensación isostática, como se observa en la (Fig. 1.4).

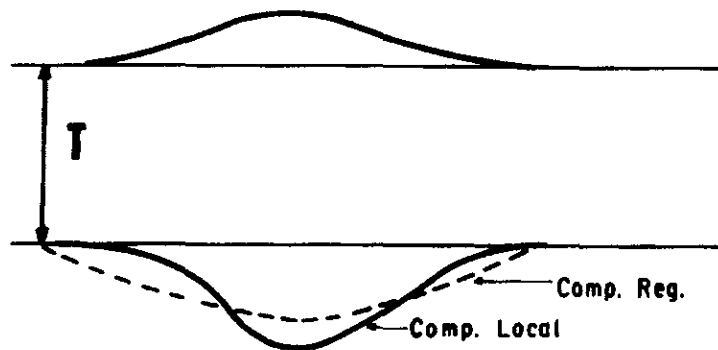


Fig. 1.4. Diferencia entre el modelo de Airy-Heiskanen (local) y el de Vening Meinesz (regional)

Después de hacer el planteamiento de cada modelo isostático estamos en libertad de decidir qué modelo utilizaremos en nuestro trabajo; ya sea el sistema de Pratt-Hayford hipótesis de la (masa), el de Airy-Heiskanen teoría de la (flotación local) o el de Vening-Meinesz (teoría de la flotación regional), o bien una combinación de los dos últimos, considerando que la base de la corteza pudiera ser de reacción mixta.

Una de las bases que nos permitiría decidir que método utilizar es la característica de los diferentes tipos de anomalías gravimétricas, sin embargo esto puede resultar muy difícil, por lo tanto es necesario tomar en cuenta otro tipo de evidencias.

Conocemos que en general la teoría de flotación ya sea local o regional es más adecuada al estado real de la tierra que el sistema Pratt-Hayford, esto se observa en las evidencias sismológicas regionales.

De acuerdo a Vening Meinesz y otros científicos, la compensación isostática ocurre en varias partes de la tierra y en diferentes formas, así que es difícil encontrar un sistema que se adapte a cualquier condición actual. Por ejemplo el sistema de Pratt-Hayford fue empleado en la costa de E.U. en estudios geodésicos, porque se ajusta a la formación de montañas por expansión vertical de la corteza terrestre causada por la disminución de la densidad debida a la acción química o al incremento de temperatura; el sistema de Airy-Heiskanen que se puede adaptar a cadena de montañas plegadas y márgenes continentales; por último, el sistema regional de Vening Meinesz parece estar más en armonía a sistemas de erosión, sedimentación, volcanismo o plegamientos de la capa superior de la corteza.

1.3 Análisis Gravimétrico Regional.

Después de hacer un análisis de los diferentes modelos isostáticos que surgieron de las observaciones de gravedad en las montañas, observamos que para un modelo gravimétrico de las estructuras del subsuelo no es tan simple y directo, ya que al observar la información de uno o varios trabajos de campo, se puede apreciar que en algunos casos aparecen gradientes regionales bien definidos y estos en ocasiones son muy intensos. Este problema debe ser considerado en la prospección petrolera, ya que las áreas de análisis pueden ser de varios cientos de kilómetros cuadrados y los objetivos a varios kilómetros de profundidad.

Si consideramos alguno de los modelos isostáticos para el análisis de la información gravimétrica, es probable que los resultados sean más adecuados geológicamente y no se cometa el error de forzar soluciones desde el punto de vista estructural o de contraste de densidades.

II. CORRECCIÓN ISOSTÁTICA

Antes de aplicar la corrección isostática debemos seleccionar el modelo que utilizaremos, los dos métodos más conocidos son el de Pratt-Hayford y el de Airy-Heiskanen.

En principio, ambos modelos fueron aceptados por la comunidad científica, empleándose el modelo de Pratt-Hayford en los Estados Unidos con una profundidad de compensación de 113.7 km., sin embargo el modelo de Airy-Heiskanen fue teniendo mayor aceptación con los avances en la investigación sismológica en diferentes partes del mundo, mostrando una mejor correspondencia del modelo isostático flotante con el comportamiento de la corteza de la Tierra. En este modelo se considera un espesor promedio de 30 km. para la corteza, el valor fue apoyado con evidencias de estudios sismológicos efectuados en los Alpes, California, Nueva Inglaterra y Nueva Zelanda.

Debido a las fuertes evidencias que tiene como apoyo el sistema de Airy-Heiskanen con una profundidad $T=30$ km. y un contraste de densidad $\Delta\rho = 0.6$ gr/cm³ entre la corteza de la tierra y el substrato, consideramos que es el más adecuado para la corrección isostática.

Antes de establecer el método de cálculo de la corrección isostática, se hará un breve análisis del concepto de las anomalías de Aire Libre y de Bouguer, desde su planteamiento analítico, su significado interpretativo y cómo son dependientes cada una de éstas, por las estructuras regionales profundas.

II.1 Anomalía de Aire Libre

La anomalía de Aire Libre es un parámetro que se ha venido empleando desde la época en que se aplicaron los estudios de gravedad a los trabajos de Geodesia, la corrección que lleva el mismo nombre considera que el punto de medición se compara con un valor esperado de la gravedad teórica que no toma en cuenta los efectos de atracción de la masa de la materia, entre el punto de observación y el nivel del geoide.

Las lecturas de gravedad hechas sobre los Continentes, raramente son al nivel del mar, por lo tanto se aplica una cierta corrección por la elevación de la estación, ya que la gravedad que se tiene al nivel del mar es diferente a la gravedad observada a una cierta elevación.

La proporción de la variación vertical en este caso, corresponde al gradiente vertical de la gravedad, el cual depende únicamente de la elevación de la estación.

El cálculo de la anomalía de Aire Libre es bastante simple y es igual a:

$$\text{Anomalía de Aire Libre} = G - (G_{\text{teo}} - C_{\text{A.L}})$$

en donde

G = gravedad observada

G_{teo} = gravedad teórica

$C_{\text{A.L}}$ = corrección de aire libre en función de la elevación

Como se puede observar, el cálculo de la anomalía de Aire Libre solo requiere conocer la ubicación planimétrica y altimétrica de la estación, por lo cual probablemente se haya empleado en estudios de la corteza, sobre todo en el mar.

Haciendo un análisis de esta anomalía en la parte continental, se deduce que los valores representados son debidos a la atracción gravitacional anómala de las estructuras que se encuentran del nivel del mar hacia abajo, pero no considera el valor anómalo de las estructuras que están sobre éste nivel; por lo tanto, se puede concluir que la anomalía de Aire Libre no es representativa del comportamiento de alguna estructura cortical en especial.

En términos generales, en estudios a nivel regional se ha observado que la anomalía de Aire Libre tiene un comportamiento característico, es negativa en la parte marina u oceánica y es positiva en la parte continental, localmente, su comportamiento es semejante al relieve topográfico tanto en el continente como en el mar (fondo marino).

A continuación se presenta un perfil de 100 km. de longitud que fue observado sobre una carretera con dirección S-N (Fig. 2.1.), graficamos los datos de gravedad observada, la cual varía en un rango de 0 a 3500 u.g., se presenta el relieve topográfico sobre el que fueron hechas las observaciones, presentando un rango de variación de 600 a 2300 metros s.n.m. En el mismo perfil se tiene la Anomalía de Aire Libre cuyo comportamiento es paralelo al perfil topográfico, esta anomalía varía en un rango de - 650 a 650 u.g., el motivo de que dicha anomalía varíe en un rango de valores positivos y negativos, se debe básicamente a que los datos están referidos a un nivel de 1800 m.s.n.m, y es el punto en el que aproximadamente se tiene el valor cero de la Anomalía de Aire Libre. Finalmente tenemos la Anomalía de Bouguer, la cual presenta una leve tendencia con disminución hacia el Norte.

En este ejemplo vemos como van cambiando los valores de gravedad observada al aplicarle las diferentes correcciones, pasando por la Anomalía de Aire Libre hasta llegar a la de Bouguer.

Podemos concluir que la anomalía de Aire Libre difícilmente puede ser empleada en la correlación de algún dato geológico, ya que es muy sensible a las variaciones del relieve topográfico sobre el que se haya hecho la observación.

II.2 Anomalía de Bouguer

En general, la finalidad de los trabajos gravimétricos es el de llegar a obtener un cierto valor que represente las variaciones del campo gravitacional sobre la superficie del terreno (en la que fueron hechas las observaciones), a este valor de gravedad se le conoce con el nombre de anomalía de Bouguer, el cual se emplea frecuentemente en trabajos de exploración o en estudios de investigación cortical.

Esta anomalía comúnmente se emplea en trabajos de exploración local (minería, arqueología, geotecnia, geotermia, etc.) o regional (petróleo). La clasificación se hace en base a la escala del área que cubre el prospecto y a la separación o densidad de estaciones observadas. El cálculo de la anomalía de Bouguer para cualquiera de estos trabajos se obtiene en la misma forma, es decir para cada estación se tiene un valor observado, el cual se compara con un valor teórico, que se define aplicando las correcciones de: Aire Libre, Bouguer, Topográfica.

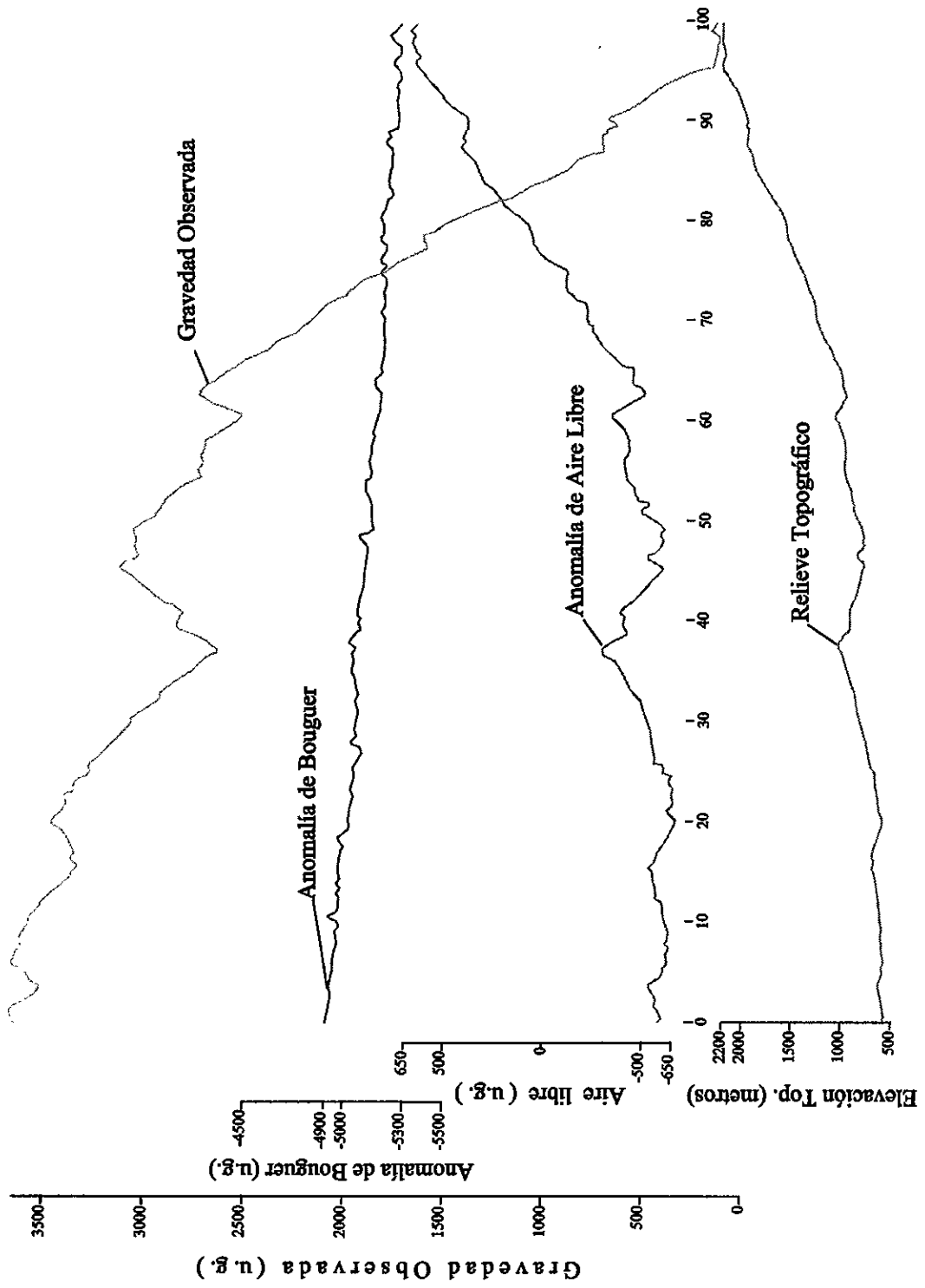


Fig. 2.1 Modificación de la gravedad observada al aplicar las correcciones hasta obtener la Anomalia de Bouguer (con un nivel referencia de 1800 m.s.n.m.)

Algebráicamente se define de la siguiente manera:

$$A.B. = G_{obs} - (G_{tco.} - C_{A.L.} + C_{bou.} - C_{top.})$$

en donde

$C_{A.L.}$ = Corrección de Aire Libre

$C_{bou.}$ = corrección de Bouguer

$C_{top.}$ = corrección Topográfica

Si analizamos detenidamente esta expresión, vemos que la anomalía de Bouguer representa todos los cambios laterales de densidad del subsuelo, los cuales se manifiestan por las variaciones de la gravedad en los mapas que llevan el mismo nombre, sin embargo, al obtener en esta forma la anomalía de Bouguer, vemos que todas las correcciones aplicadas son de carácter somero (del geode a la superficie del terreno).

Por otro lado, en el cálculo de esta anomalía en los trabajos terrestres se consideran los siguientes datos; una densidad promedio del subsuelo, las elevaciones topográficas de las estaciones y la rugosidad o accidentado del terreno alrededor de los puntos observados. En el caso de un trabajo marino, se considera el tirante de agua con su respectiva densidad y el relieve del fondo marino.

La interpretación de los datos obtenidos en esta forma no representa ningún problema en la solución a trabajos locales, debido a que los objetivos son someros, sin embargo, en la prospección petrolera se puede introducir graves errores, debido a que en este caso se analizan variaciones gravitacionales de algunas decenas de kilómetros de longitud. Normalmente a esta escala, implícitamente se tienen gradientes gravitacionales que no se corrigen al obtener la Anomalía de Bouguer, quedando estos gradientes fuera de los objetivos del trabajo.

Por otro lado, se corre el riesgo que las anomalías gravitacionales generadas por el contraste de densidad de estructuras demasiado profundas (corteza-subestrato), puedan enmascarar o modificar anomalías de interés, como la

generada por una cuenca sedimentaria o una estructura que pueda estar relacionada a la generación y acumulación de hidrocarburos.

La anomalía de Bouguer considera todas las características de la Tierra en forma idealizada, dando como resultado las irregularidades estructurales dentro de la corteza, incluyendo la variación en profundidad de su base, es decir la interfase corteza-manto o discontinuidad de Mohorovicic, manifestándose como un efecto regional sobre el mapa, que deberá ser eliminado, a fin de interpretar adecuadamente la información gravimétrica.

II.3 Método de Cálculo para la Corrección Isostática

Para obtener la corrección por isostasia es necesario calcular el efecto gravitacional tridimensional de la interfase corteza-subestrato, para este propósito se seleccionó el método del prisma rectangular recto desarrollado por Nagy (1966), que se adapta perfectamente a las mallas de datos.

La magnitud de la atracción gravitacional de una masa elemental sobre una masa unitaria a una distancia r esta representada por

$$\Delta F = G\rho \frac{\Delta v}{r^2} \quad (2.1)$$

en donde G es la constante gravitacional, ρ la densidad y Δv el elemento diferencial de volumen, además se tiene que γ es el ángulo entre r y el eje vertical, por lo tanto, la componente vertical de la atracción de un cuerpo puede ser obtenido mediante la integración de $\Delta F \cos \gamma$ sobre el volumen

$$g_z = G\rho \int_v \frac{dv}{r^2} \cos \gamma = G\rho \int_v \frac{zdv}{r^3} \quad (2.2)$$

el problema se reduce a realizar la integración sobre el prisma, en un sistema de coordenadas cartesianas, como se presenta en la (Fig. 2.2).

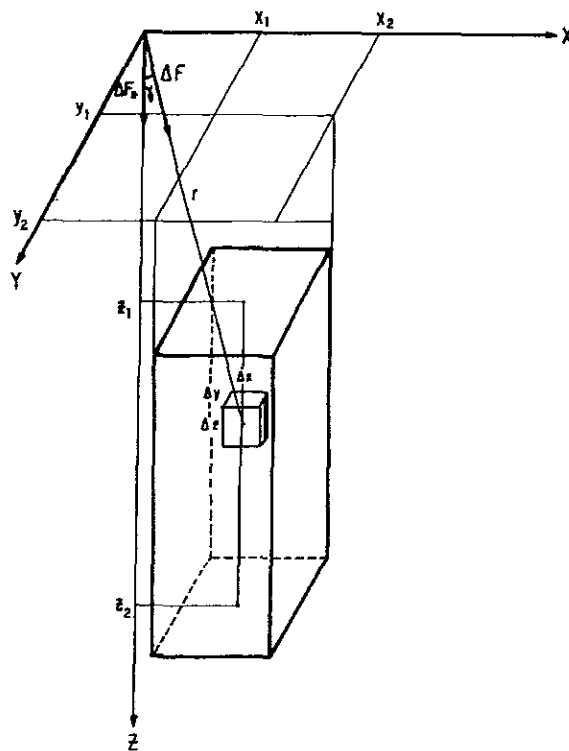


Fig. 2.2 Prisma rectangular recto con un elemento diferencial de volumen

$$g_z = G\rho \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} \quad (2.3)$$

aplicando la integración con respecto a Z, tenemos

$$I_1 = \int \frac{z dz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} = -\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (2.4)$$

integrando (2.4) con respecto a y, tenemos

$$I_2 = \int I_1 dy = \int \frac{dy}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) \quad (2.5)$$

finalmente integrando con respecto a X

$$I_3 = \int I_2 dx = \int \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) dx$$

$$= x \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - \int \frac{x^2 dx}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (2.6)$$

si $u = y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, $x^2 = (u - y)^2 - y^2 - z^2$

$$dx = \frac{(u - y) du}{\sqrt{(u - y)^2 - y^2 - z^2}}$$

$$I = \int \frac{x^2 dx}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \int \frac{\sqrt{u^2 - 2uy - z^2}}{u} du$$

$$I = \sqrt{u^2 - 2uy - z^2} - y \ln(u - y + \sqrt{u^2 - 2uy - z^2}) - z \arcsen \frac{-uy - z^2}{u\sqrt{y^2 + z^2}}$$

regresando a la variable original

$$I = x - y \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - z \arcsen \left(- \frac{z^2 + y^2 + y\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{y^2 + z^2}} \right)$$

finalmente se tiene que la atracción gravitacional vertical del prisma rectangular recto es

$$g_z = G\rho \left[x \ln(y + r) + y \ln(x + r) - z \arcsen \left(\frac{z^2 + y^2 + yr}{(y + r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right) \right] \Big|_{z_1}^{z_2} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_1}^{x_2} \quad (2.7)$$

(Nagy, 1966)

esta expresión será empleada en el cálculo de la atracción gravitacional tridimensional de la interface corteza-subestrato.

II.4 Cálculo del Residual Isostático

La aplicación de la corrección por isostasia a la información de gravedad, se realizó en la siguiente forma: dentro del área de interés se calculó una malla de valores de elevaciones topográficas con un intervalo de 1 km. tomando como base las elevaciones definidas en el trabajo de campo.

Como ya se mencionó anteriormente se seleccionó el modelo de Airy-Heiskanen para efectuar dicha corrección, el cual se muestra esquemáticamente en la (Fig.

2.3); en la estimación de la interfase corteza-subestrato se emplearon las ecuaciones (1.2 y 1.3), aplicándose apropiadamente en cada situación, es decir, en la parte continental se calculará la raíz de las montañas, mientras en el caso de una área marina, se calculará la antirraíz.

De este cálculo se obtuvo la malla de la interfase corteza-subestrato (raíz y antirraíz) con el mismo intervalo de la original.

Para calcular el efecto gravitacional tridimensional de la interfase por prismas verticales de 1 km^2 de sección transversal, se consideró la cima de cada prisma como el promedio de sus cuatro vértices tomados de la malla de valores mientras que la base de los prismas se tomó a un nivel constante.

Finalmente para obtener la anomalía corregida por isostasia, simplemente efectuamos la diferencia de la Anomalía de Bouguer (A.B.) y la anomalía gravitacional de la interfase (A.I.); al resultado también se le conoce como Residual Isostático (R. I.)

$$\text{Residual Isostático} = \text{Anomalía de Bouguer} - \text{Anomalía de Interfase}$$

En esta ecuación consideramos que las anomalías gravimétricas que se conservan son aquellas que corresponden a las estructuras del subsuelo dentro de la zona de interés.

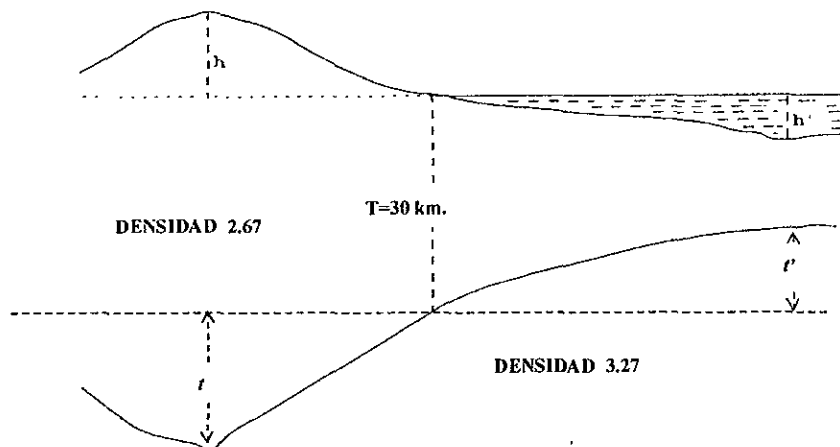


Fig. 2.3 Modelo Isostático de Airy-Heiskanen

III APLICACIÓN DE LA CORRECCION ISOSTATICA A LA PROSPECCION DE PETROLEO.

Generalmente en los trabajos de exploración geofísica se consideran diferentes tipos de información, que dependiendo de los objetivos del trabajo, algunas se analizan y otras se desechan así tenemos que en los trabajos de prospección magnética o gravimétrica se tienen señales de diferentes números de onda, los cuales representan eventos locales y regionales; en la exploración minera la información más importante es la residual desechándose de esta forma las anomalías regionales. En el caso especial de exploración petrolera se analiza toda la información contenida en los datos, ya que los eventos regionales pueden representar el comportamiento de la cuenca o alguna estructura importante del basamento; en cambio los eventos locales pueden manifestar el tipo de tectónica, la presencia de cuerpos ígneos, salinos, o estructuras de interés que puedan relacionarse con la acumulación de hidrocarburos.

En la información gravimétrica existe un fenómeno regional, llamado anomalía isostática, la cual distorsiona sustancialmente los datos regionales útiles en la exploración petrolera, creando problemas en la interpretación.

El problema de la isostasia se presenta comúnmente de una manera más acentuada en las márgenes continentales, esto no quiere decir que hacia la parte interior del continente o en el mar no exista, de hecho es un fenómeno que está presente en cualquier parte de la tierra que tenga irregularidades topográficas, y en función de éstas será la magnitud de dicho fenómeno. En algunos casos la variación de la gravedad por efecto de isostasia puede alcanzar hasta más de 20 u.g. /km. en otros se tienen cambios de 25 u.g./ km en ambos casos es necesario efectuar la corrección por mínima que parezca.

Con el propósito de analizar el comportamiento de la Isostasia se seleccionaron dos áreas de diferentes características geológicas y topográficas, (Fig. 3.1). El

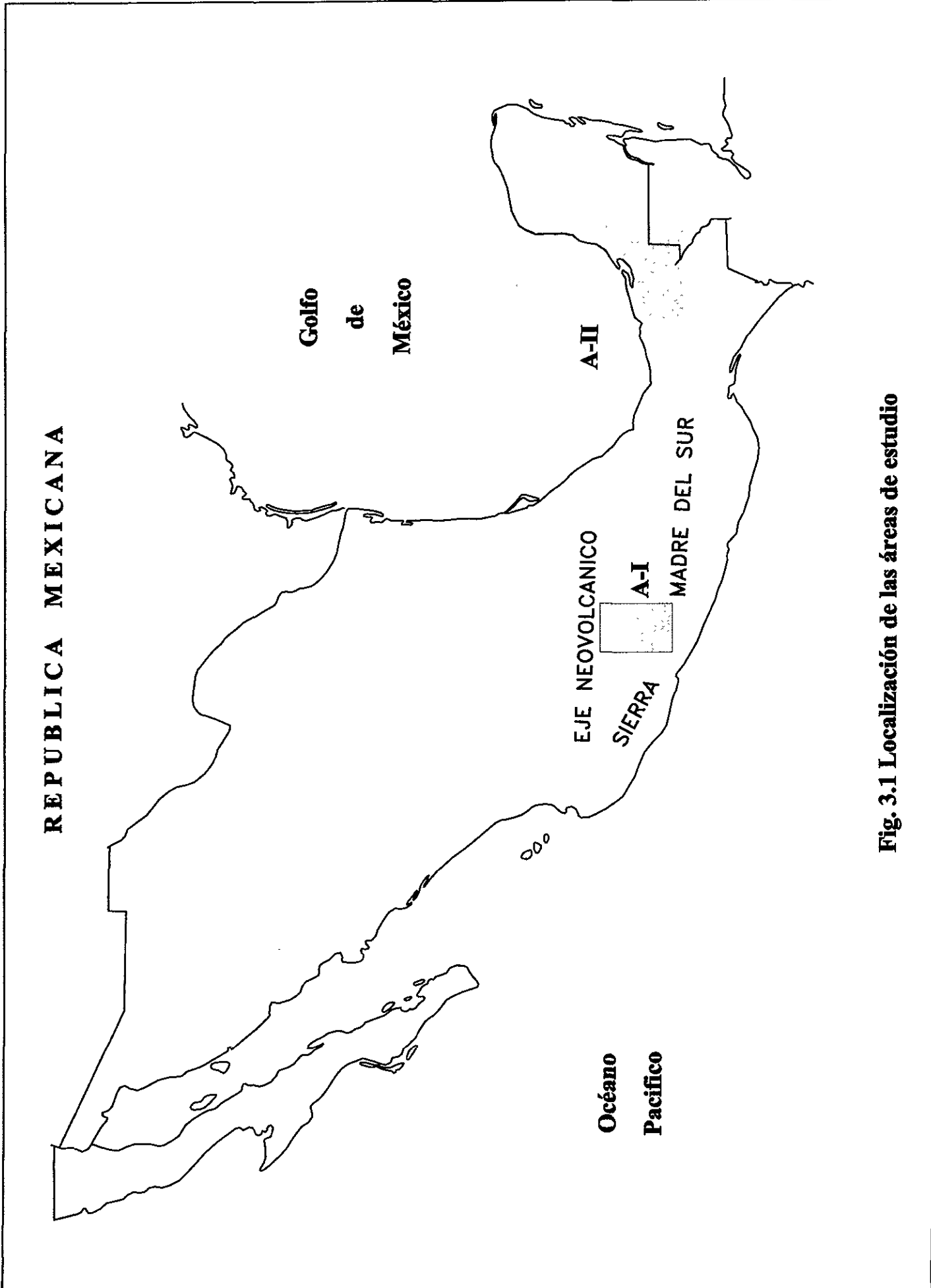


Fig. 3.1 Localización de las áreas de estudio

área A-I se encuentra hacia el Océano Pacífico y área A-II se localiza en la planicie costera y Golfo de México.

III.1. Area de Estudio A-I.

El área A-I se encuentra ubicada en la denominada cuenca del Balsas Mexcala, al sur del Eje Neovolcánico Transmexicano y al norte de la Sierra Madre del Sur, cubriendo una superficie aproximada de 40,000 Km², (Fig. 3.2).

La información gravimétrica disponible en el área corresponde a trabajos terrestres, en los cuales se calculó la Anomalía de Bouguer con una densidad de corrección de 2.67 gr/cm³.

Al configurar la Anomalía de Bouguer (Fig. 3.3) se observó que regionalmente existe una tendencia con dirección SW-NE aproximadamente de 18 u.g./km, incluido en este gradiente se tienen anomalías locales que pueden justificarse con las características geológicas existentes, sin embargo el gradiente regional es difícil correlacionarlo con algún tipo de estructura del subsuelo o cambio lateral de densidad.

Al observar el comportamiento de las curvas, vemos que en la parte central se tiene un gradiente con dirección S-N, en la parte derecha, el gradiente cambia drásticamente a una dirección W-E, incluso más intenso.

A pesar de que el área en estudio, no se encuentra en una margen continental y en función de todos estos cambios de dirección e intensidad en la Anomalía de Bouguer, podemos decir con seguridad que en esta área se tiene el fenómeno de la isostasia, ya que los valores van de -800 u.g. hasta -2400 u.g. ésta se localiza aproximadamente entre los 80 y 100 Km. de distancia de la costa.

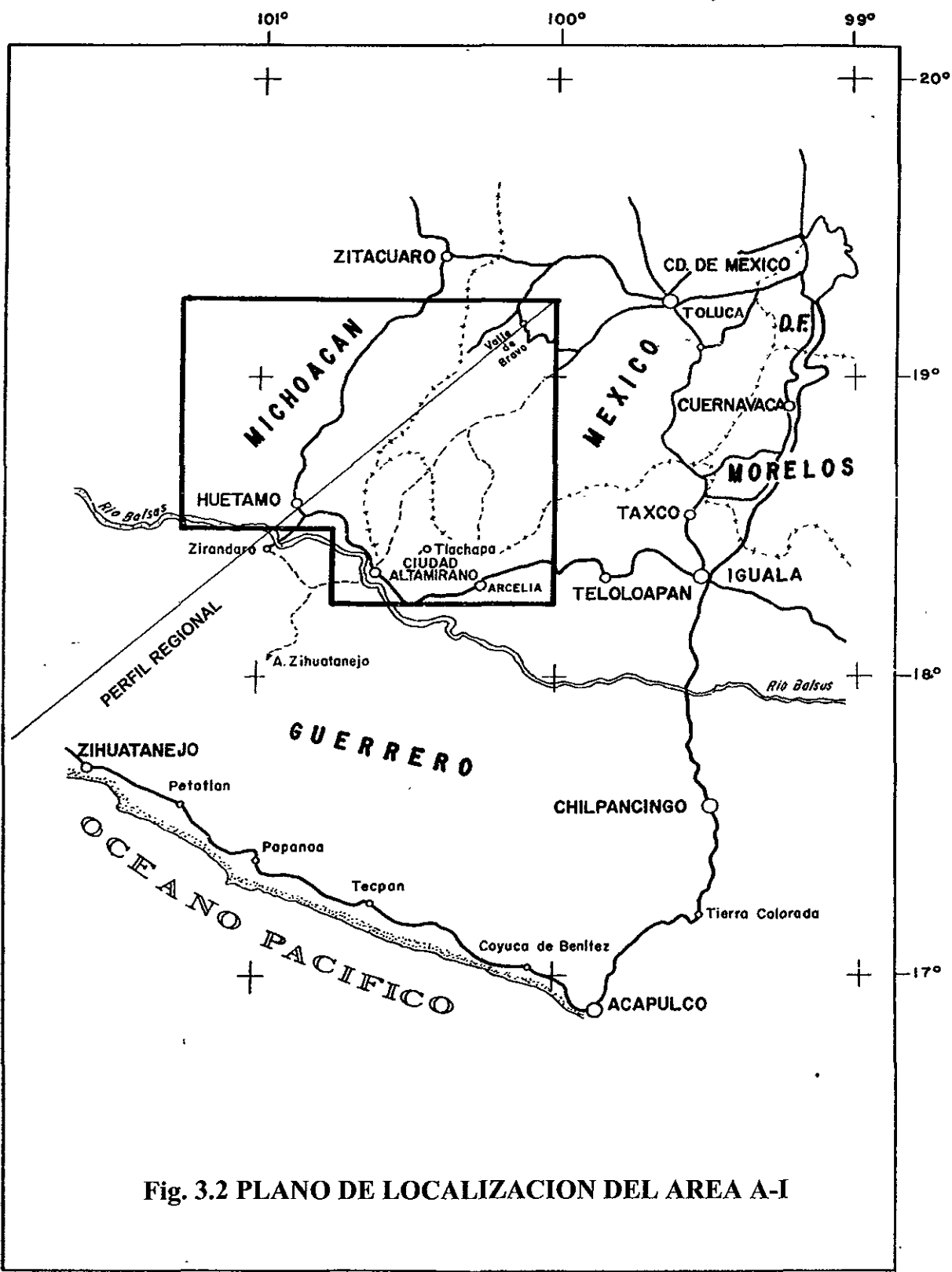


Fig. 3.2 PLANO DE LOCALIZACION DEL AREA A-I

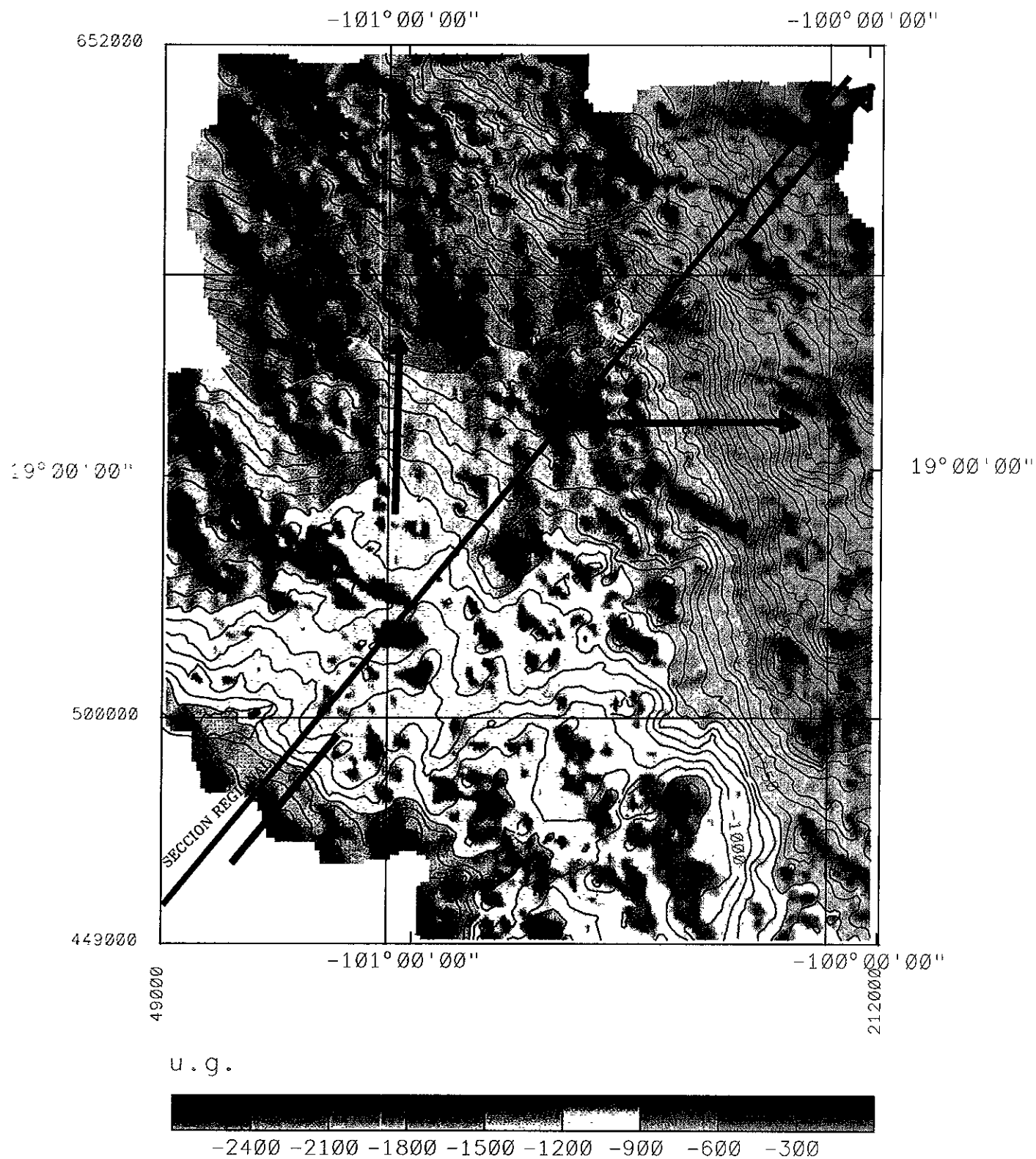


Fig.3.3 ANOMALIA DE BOUGUER (intervalo 50 u.g.)

Analizando regionalmente los rasgos topográficos, vemos que frente a la costa del Edo. de Guerrero se localiza la trinchera o fosa de Acapulco, la cual alcanza una profundidad de 5000 m.; al sur del área se tiene la Sierra Madre del Sur, con elevaciones topográficas de más de 2000 m. y al norte de la misma se encuentra el Eje Neovolcánico, con elevaciones promedio de 3000 m. Al conjuntar todos estos rasgos topográficos, nos damos cuenta que alrededor del área y a distancias relativamente cortas existen deficiencias y excesos de masa, las cuales pueden ser las responsables del gradiente regional de la Anomalía de Bouguer.

De acuerdo al modelo isostático de Airy-Heiskanen, las deficiencias y excesos de masa serán compensadas por una antirraíz y una raíz respectivamente, que desde el punto de vista teórico, son en cierta forma responsables del comportamiento característico general de la Anomalía de Bouguer; esto quiere decir que la anomalía en el continente es normalmente negativa, debido a la formación de la raíz que existe debajo de las sierras, es decir el material más denso se encuentra más alejado de los puntos observados. En el caso de la antirraíz que se forma debajo de los océanos, el material más denso se encuentra más cercano a la superficie, tendiendo la Anomalía de Bouguer a valores fuertemente positivos en los océanos. Considerando que las márgenes continentales son las zonas de transición, los valores de Bouguer serán cercanos a cero.

Al graficar la anomalía de Bouguer en función de la elevación de las estaciones (Fig. 3.4), observamos que los puntos tienen un comportamiento característico con mayor dispersión entre 300 a 2000 m. aproximadamente, la cual disminuye de 2000 m. en adelante; esto nos indica que para el primer intervalo, las rocas del subsuelo son más heterogéneas que las del segundo. Además vemos cómo la gama de puntos de la gráfica se alinean con una cierta tendencia; al dibujar en esta gráfica una línea recta que represente la variación de la gravedad en función del espesor de una placa igual al relieve topográfico con una densidad de 2.67 gr/cm^3 , observamos cómo las estaciones con elevación menor a 800 m. quedan

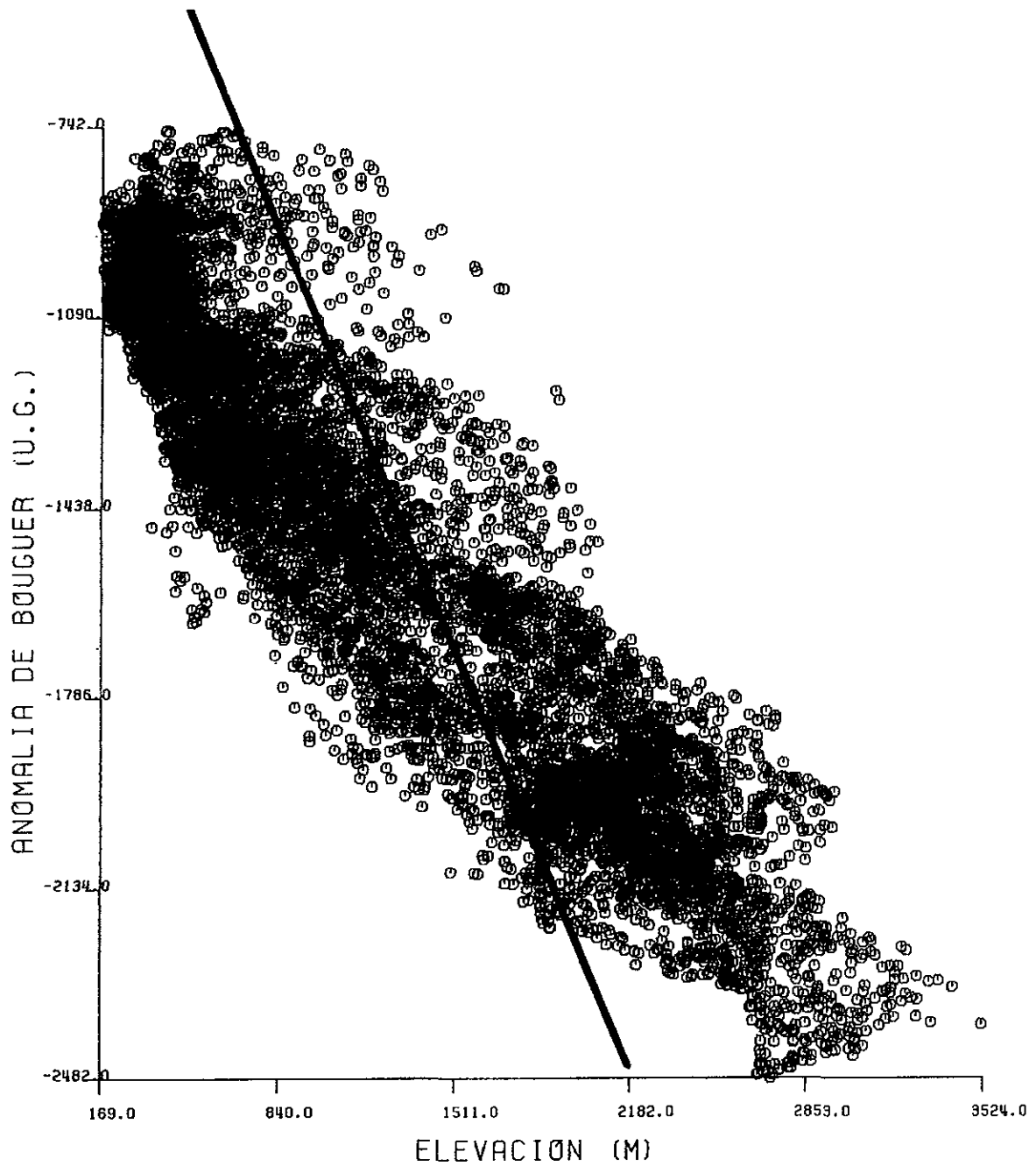


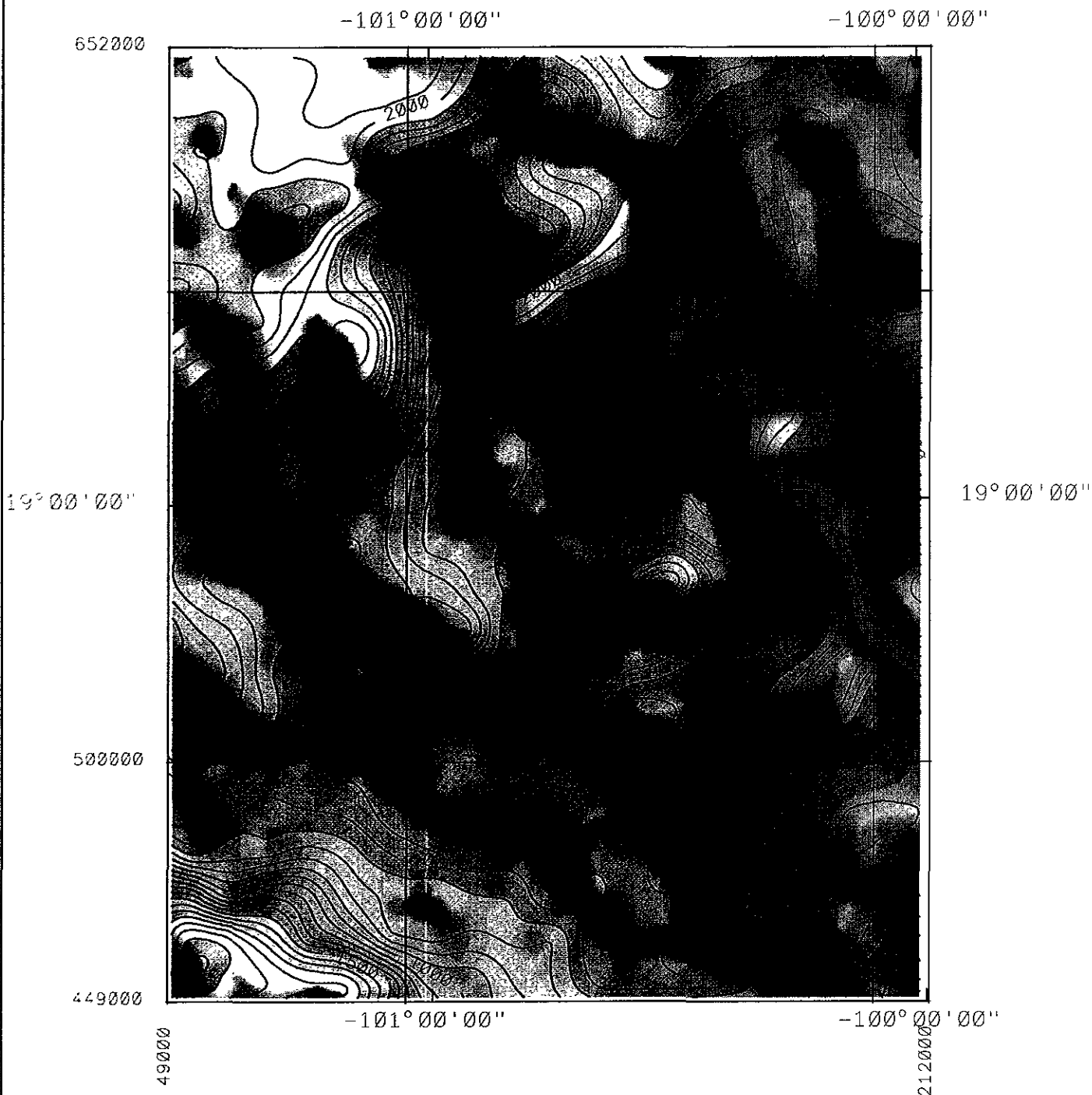
Fig. 3.4 ANOMALIA DE BOUGUER & TOPOGRAFIA
La línea recta representa el efecto de la placa de Bouguer
para una densidad de 2.67

por debajo de la línea y las estaciones con elevación mayor a 1900 m. se localizan por arriba de ésta.

La divergencia de los puntos respecto a la recta, da una idea de la desviación respecto a la descompensación ideal isostática, la cual consideramos está representada por esta recta; además vemos que la intersección de la recta con la abscisa de 1500 se puede considerar como pivote al bascular los puntos sobre la recta.

Nettleton (1976) considera que cuando se gráfica la anomalía de Bouguer en función de la elevación y los puntos se alinean sobre la recta, se debe entender que el área se encuentra compensada isostáticamente, sin embargo consideramos que esto no es así, ya que cuando la anomalía de Bouguer depende implícitamente de las elevaciones topográficas, el fenómeno de la isostasia se encuentra presente.

Por lo anteriormente mencionado vemos cómo la topografía juega un papel importante sobre la Anomalía de Bouguer, de tal forma que vale la pena hacer un pequeño análisis de las elevaciones y su distribución en el área de estudio. Al graficar el mapa topográfico (Fig. 3.5), observamos que se tienen rasgos topográficos que van desde 168 hasta 3523 m. de altura, las cuales se enmarcan dentro de un rango amplio e importante. Los valores menores o iguales a 500 m. se localizan del centro del área hacia el sur, hasta las estribaciones de la Sierra Madre del Sur; en este pequeño valle se tienen los puntos más bajos, los cuales cubren una superficie aproximada del 25% del total; el comportamiento general de la curva de 1000 m. es similar a la de 500 m. con una separación promedio de 25 Km. de distancia entre ambas curvas; si regresamos al mapa de Anomalía de Bouguer y observamos el valle que delimita la curva de 1000 m. vemos que es la parte en donde el gradiente es menos intenso y sin ningún rasgo definido.



mtr



300 600 900 1200 1500 1800 2100 2400 2700 3000

Fig. 3.5 MAPA TOPOGRAFICO (Intervalo 100 m.)

Continuando con el análisis de los rasgos topográficos, vemos en el mapa que la separación entre las cotas de 1000, 1500, 2000 y 2500 m. es estrecha en la mayoría de los casos, dando como resultado un rápido incremento en la topografía hasta alcanzar las elevaciones de 3500 m., estas curvas se localizan en la parte norte cambiando de dirección para seguir una dirección N-S en la porción oriental del área, este rasgo característico en el mapa de anomalía de Bouguer se manifiesta mediante un gradiente intenso, en el que la gravedad varía de -1500 a --2000 u. g.

En este análisis observamos cómo la anomalía de Bouguer depende de la topografía, sin dejar de manifestar las heterogeneidades, es decir los diferentes contrastes de densidad del subsuelo.

Calculemos ahora la anomalía de Aire Libre que operacionalmente es bastante simple, aunque su interpretación no lo sea. Al obtener dicha anomalía encontramos que el rango de valores dentro del área en estudio es de -1104 a 1486 u. g., esta variación teóricamente no es normal, ya que los valores esperados para esta anomalía en la parte continental deberían ser positivos y negativos en las áreas oceánicas, sin embargo, a pesar de que el área se localiza aproximadamente a 90 Km. de la margen continental tenemos valores negativos y positivos. Esta característica contribuye a la idea de que el área tiene problemas desde el punto de vista isostático. Al configurar la anomalía de Aire Libre (Fig. 3.6) encontramos gran similitud con el relieve topográfico, es decir, la influencia de la topografía aquí es más intensa que sobre la Anomalía de Bouguer; al comparar el perfil topográfico con la anomalía de Aire Libre (Fig. 3.7) observamos que ambas curvas tienen un comportamiento casi paralelo, con la diferencia que los rasgos de la anomalía son de mayor amplitud. Curiosamente, en el mapa de anomalía de Aire Libre, la curva cero tiene casi el mismo comportamiento que el de la curva 1500 del mapa topográfico, aparentemente esta curva marca una zona de transición que ya se había definido en el análisis de la anomalía de Bouguer.

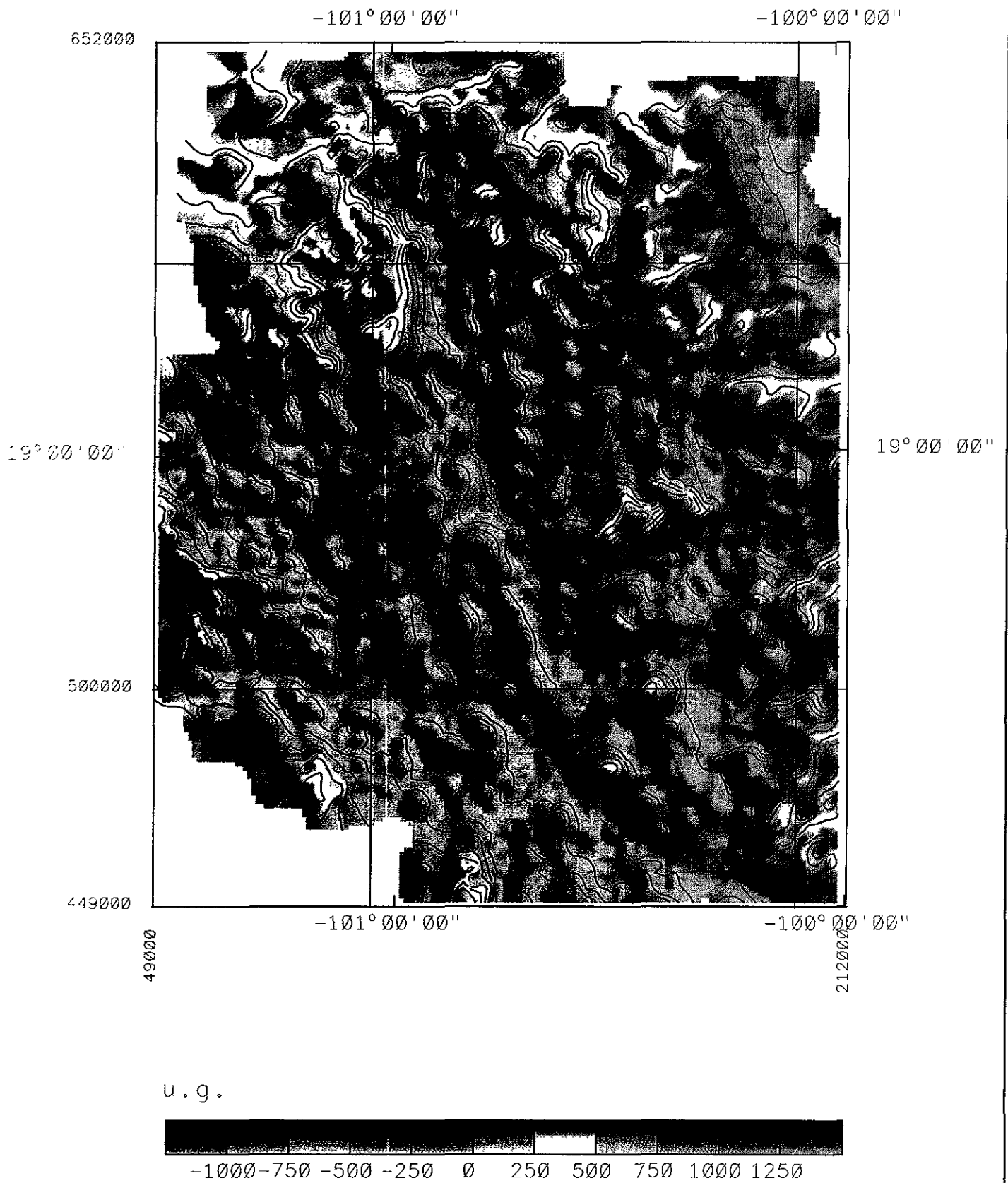


Fig. 3.6 ANOMALIA DE AIRE LIBRE (Intervalo 200 u.g.)

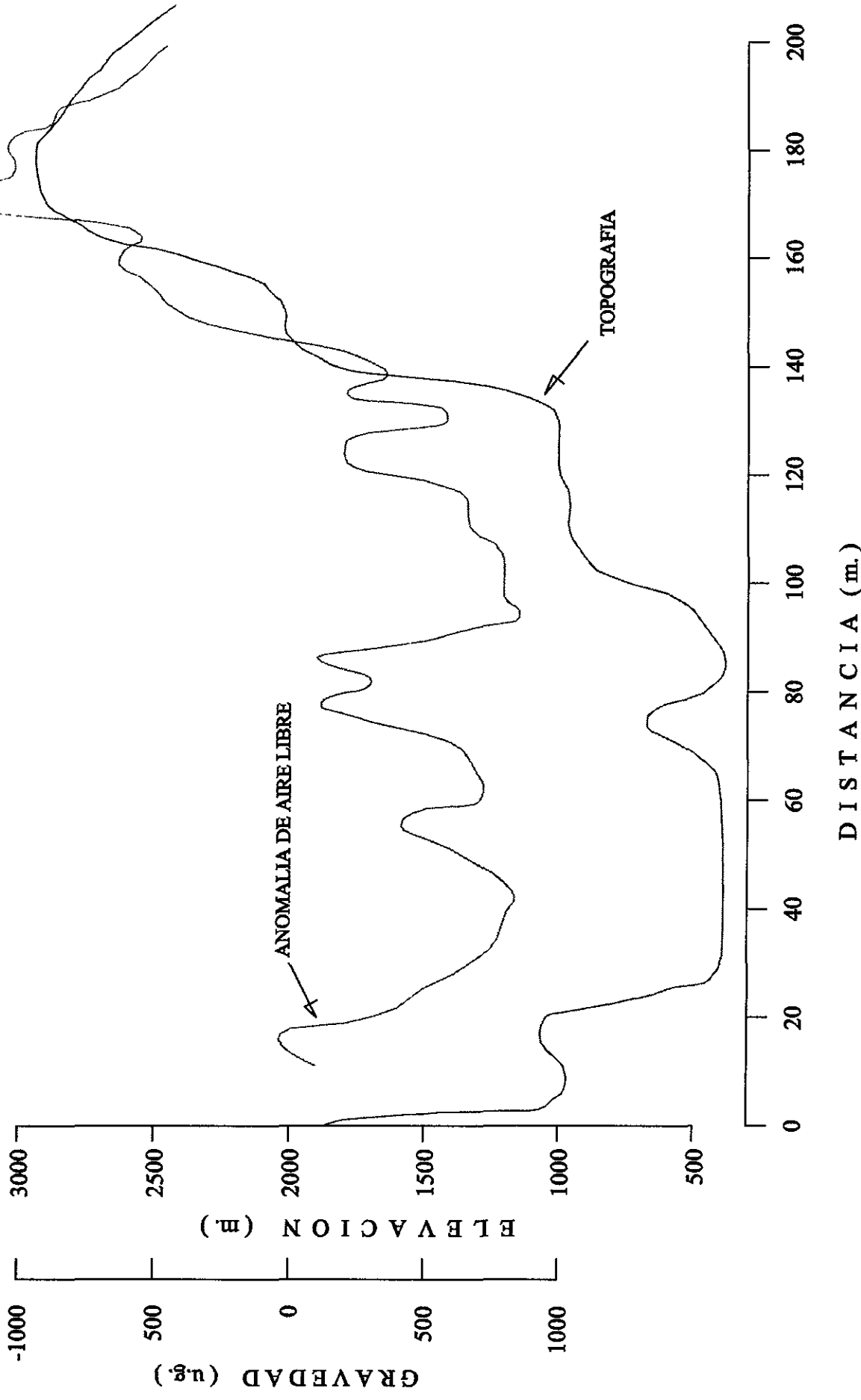


Fig. 3.7 Perfil de Anomalia de Aire Libre y Relieve Topográfico

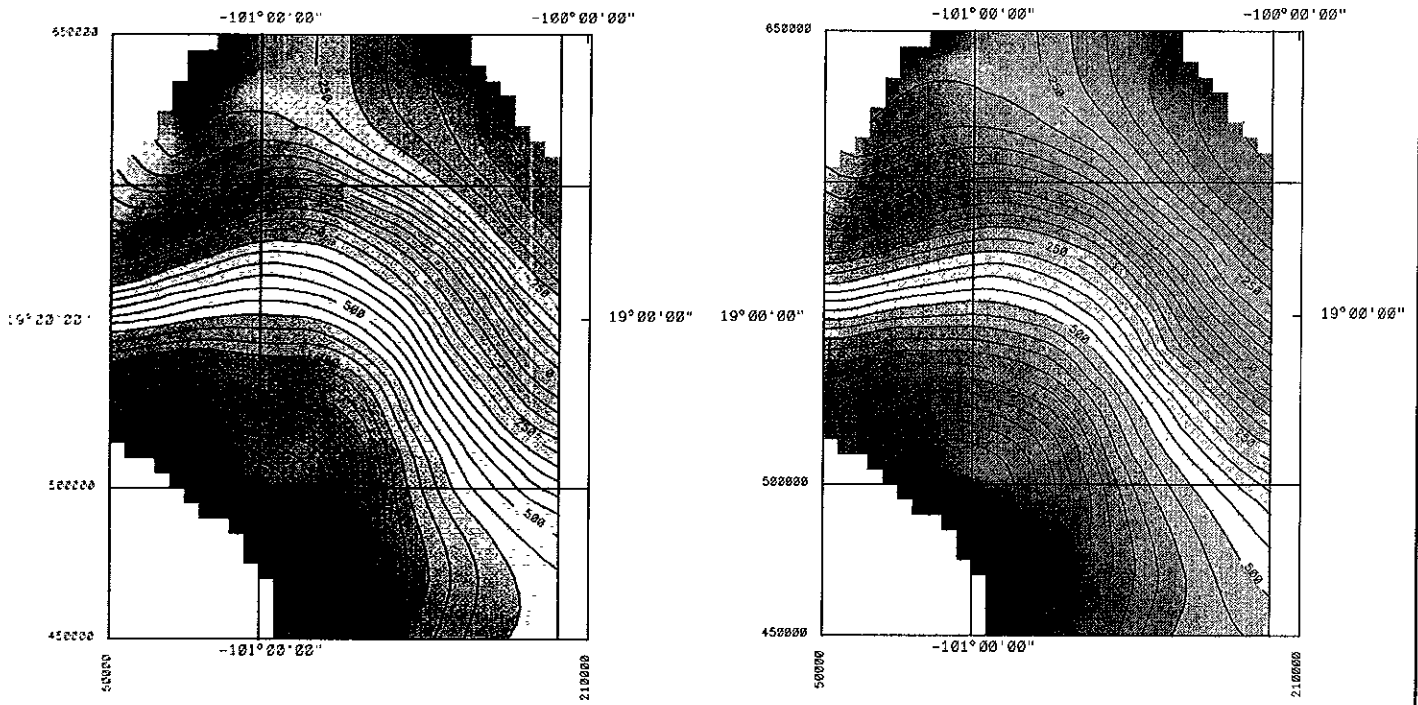
A continuación calcularemos la corrección isostática con el modelo de Airy-Heiskanen.

Tenemos que definir los parámetros más adecuados para el cálculo, es importante la definición de la profundidad de compensación (T), ya que a partir de este valor quedarán definidas la raíz y la antirraíz de las estructuras topográficas continentales y oceánicas.

Calculamos el efecto gravitacional de la interfase corteza-subestrato para los siguientes valores de $T=15, 20, 25, 30, 35$ y 40 Km. Los resultados obtenidos son interesantes, en los dos primeros cálculos se define con buena precisión el valle del sur del área; posteriormente, con el cálculo con $T=25$ el cierre que se tenía en los dos cálculos anteriores comienza a abrirse, es decir, tenemos un comportamiento más regional, de esta forma sucesivamente vamos teniendo los resultados hasta $T=40$, en donde definitivamente la respuesta fue la más regional.

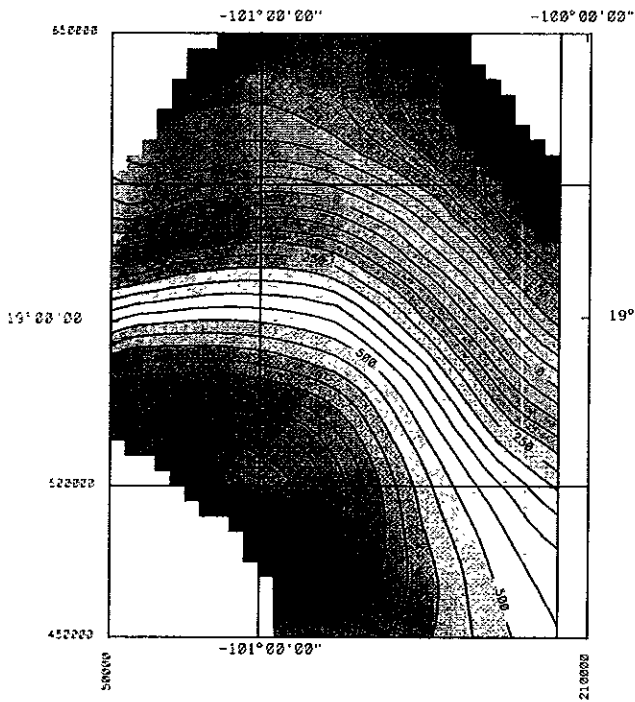
Estos resultados se muestran en la (Fig. 3.8) en la cual se comparan los valores que resultaron en cada uno de los mapas; de esta forma se observa una diferencia significativa entre los mapas calculados con $T=15$ y $T=40$, dicha diferencia es de por lo menos de 400 u. g., además del comportamiento general de las curvas. Con estos resultados podemos calcular igual número de mapas de Bouguer corregidos isostáticamente, sin embargo, el problema es definir cuál es el más adecuado, ya que si consideramos como buen resultado el obtenido con $T=15$ o el de $T=40$, se corre el riesgo de que los datos sean sobrecorregidos o subcorregidos según sea el caso, así que se procedió a elaborar de cada mapa de Bouguer corregido, su respectiva gráfica en función de la elevación.

El fenómeno de la isostasia está ligado con los rasgos topográficos, de tal forma que al calcular la corrección isostática adecuada, la influencia indirecta de la topografía debe eliminarse. En cada una de las seis gráficas representadas en las (Figs. 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13 y 3.14), se ajustó una recta por mínimos

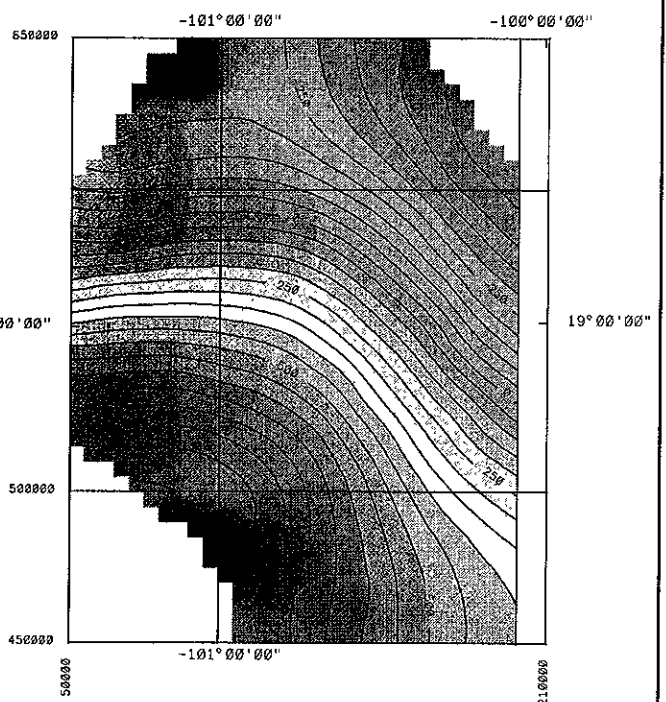


(a)

(b)



(c)



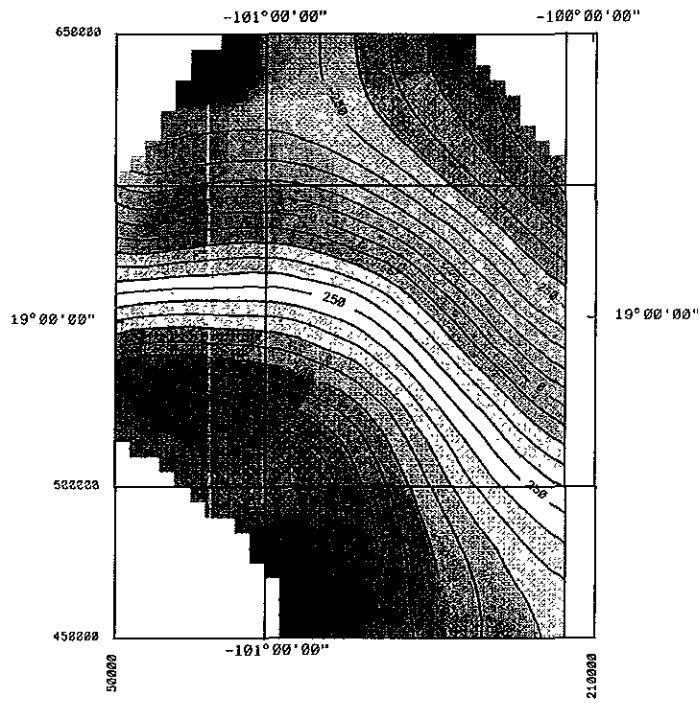
(d)

u.g.

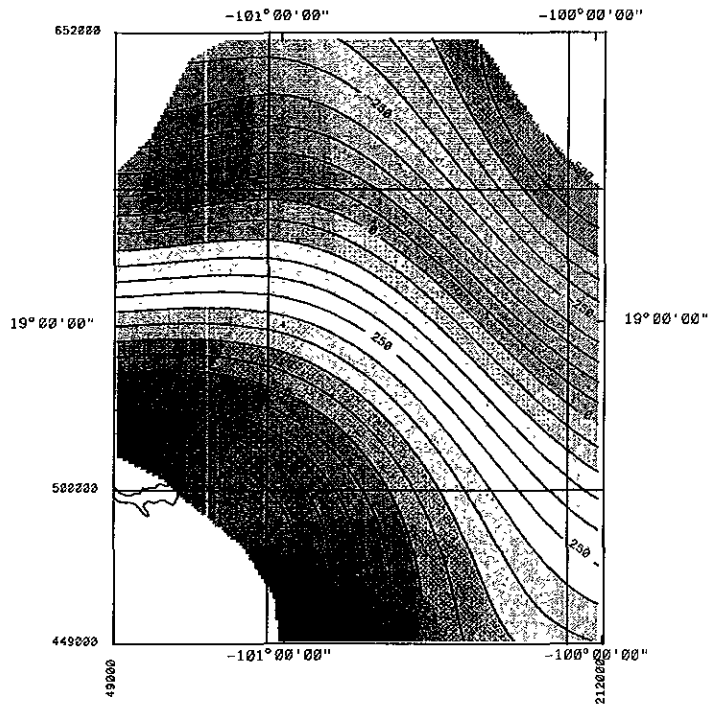


-450 -300 -150 0 150 300 450 600 750 900 1050

Fig.3.8 MAPAS DEL EFECTO GRAVITACIONAL DE LA INTERFASE CORTEZA-SUBESTRATO A DIFERENTES PROFUNDIDADES (a) T=15 Km. ,(b) T=20 Km. ,(c) T=25 Km. ,(d) T=30 Km. ,(e) t=35 Km. y (f) T=40 Km. (Intervalo 50 u.g.)



(e)



(f)

u.g.



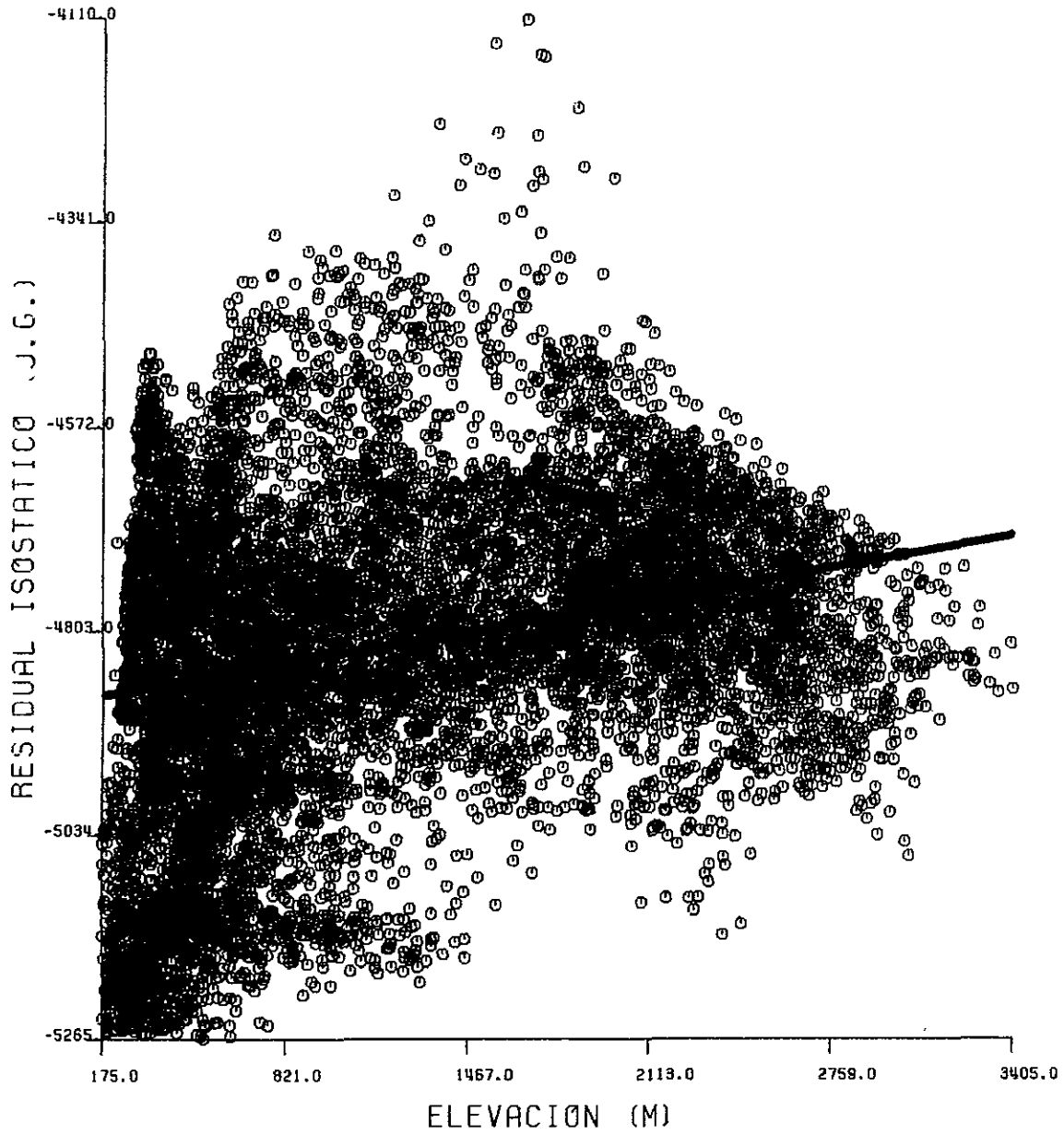


Fig. 3.9 RESIDUAL ISOSTATICO T = 15 Km & TOPOGRAFIA

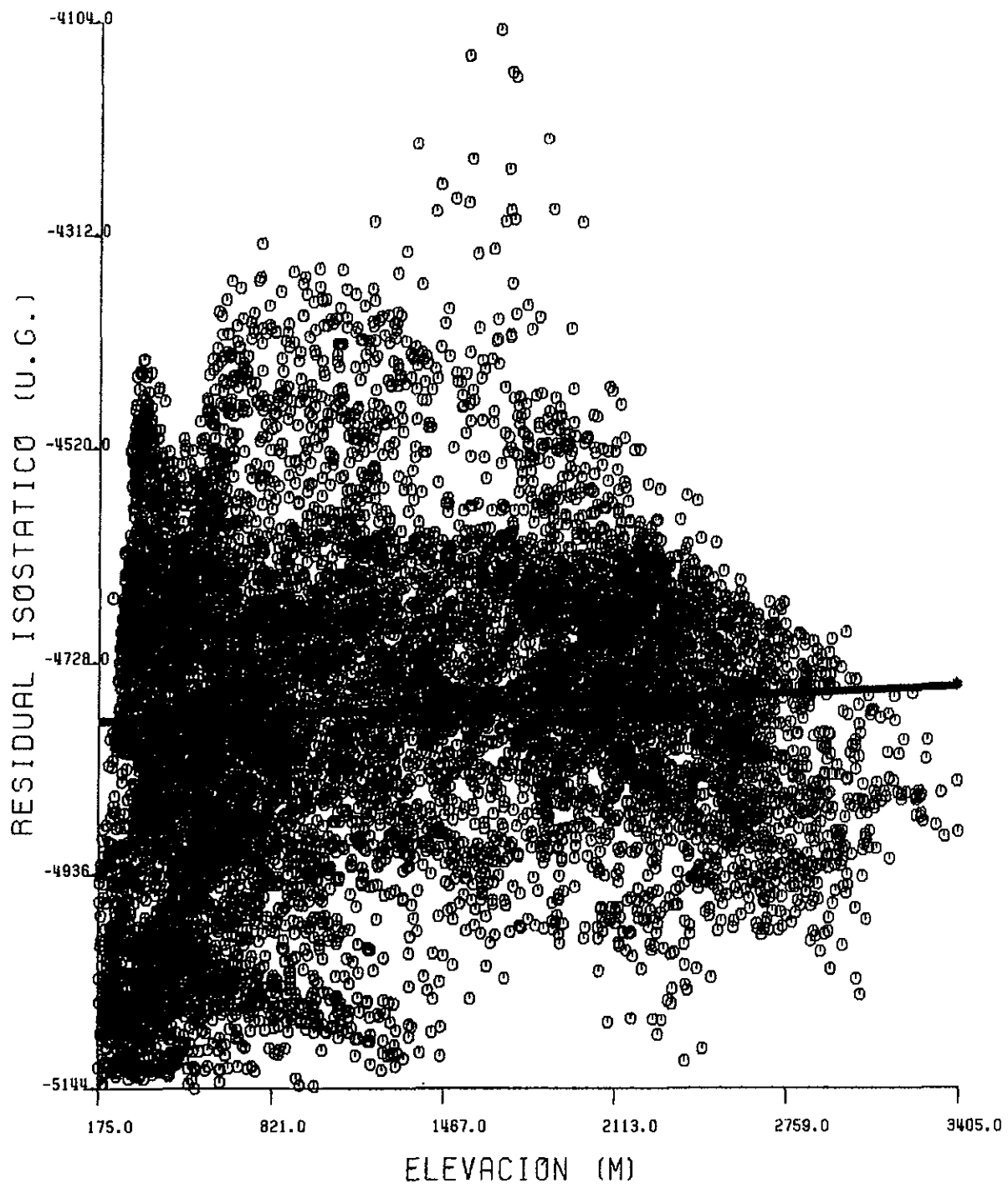


Fig. 3.10 RESIDUAL ISOSTATICO T = 20 Km & TOPOGRAFIA

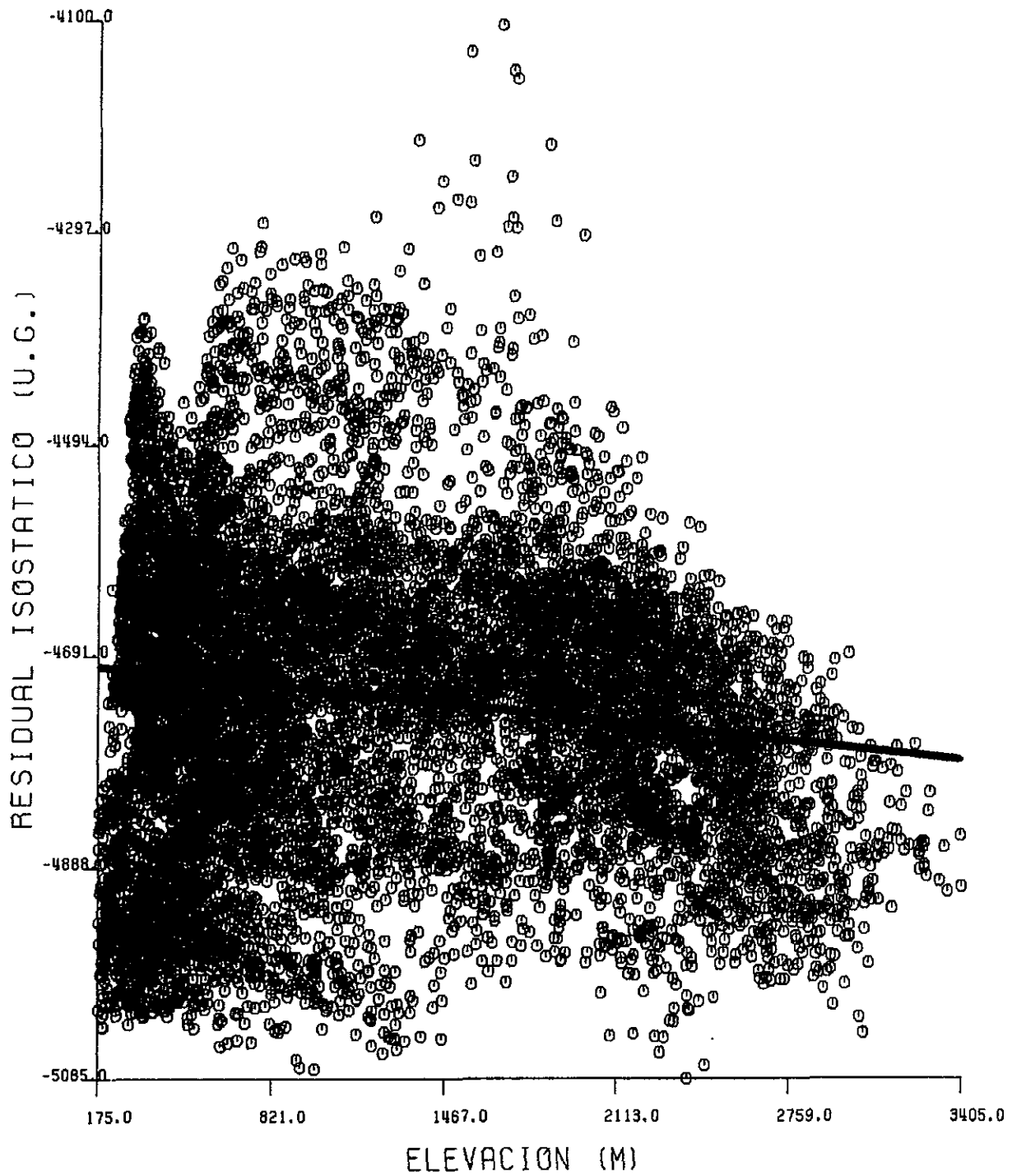


Fig. 3.11 RESIDUAL ISOSTATICO T = 25 Km & TOPOGRAFIA

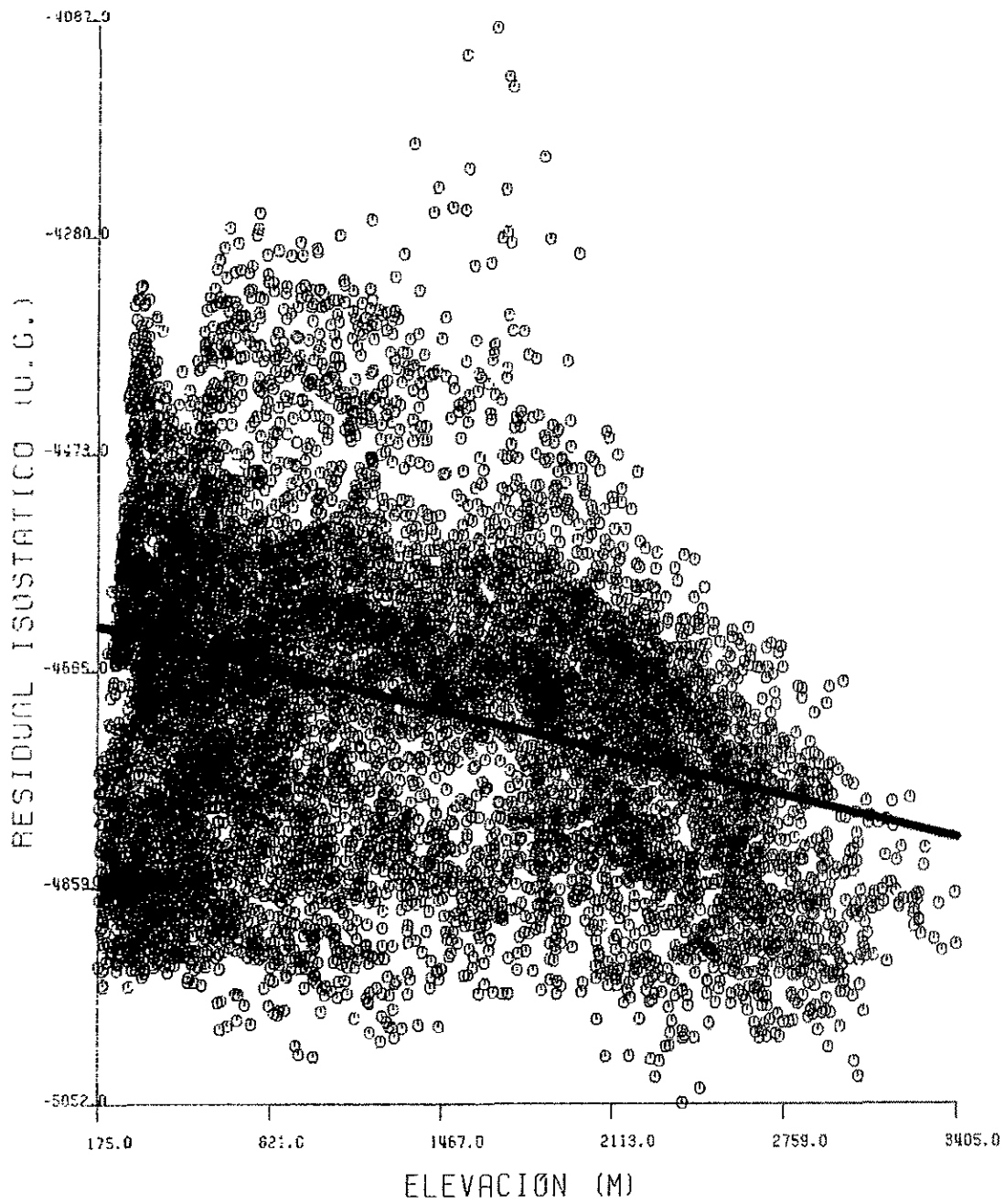


Fig. 3.12 RESIDUAL ISOSTATICO T = 30 Km & TOPOGRAFIA

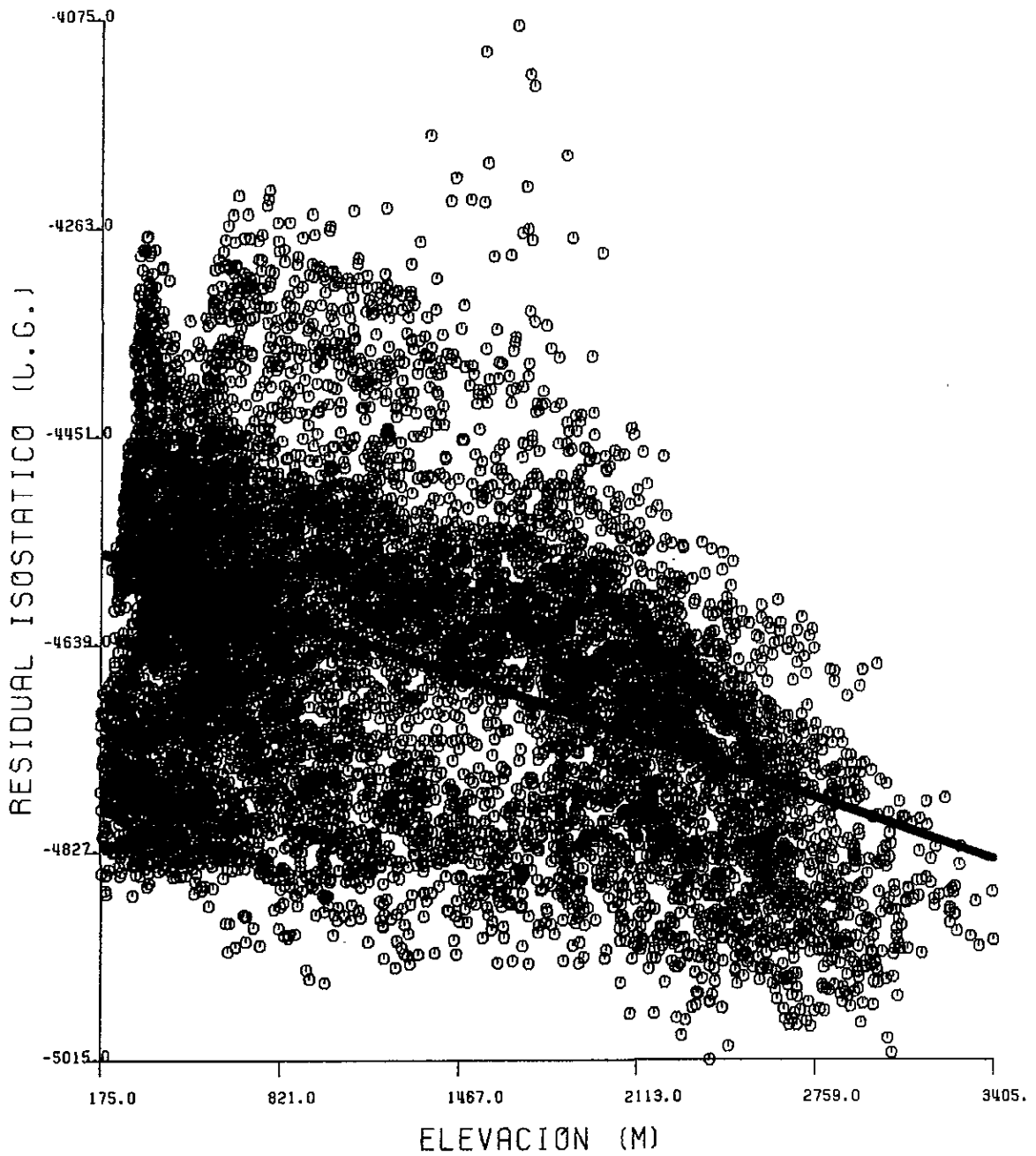


Fig. 3.13 RESIDUAL ISOSTATICO T = 35 Km & TOPOGRAFIA

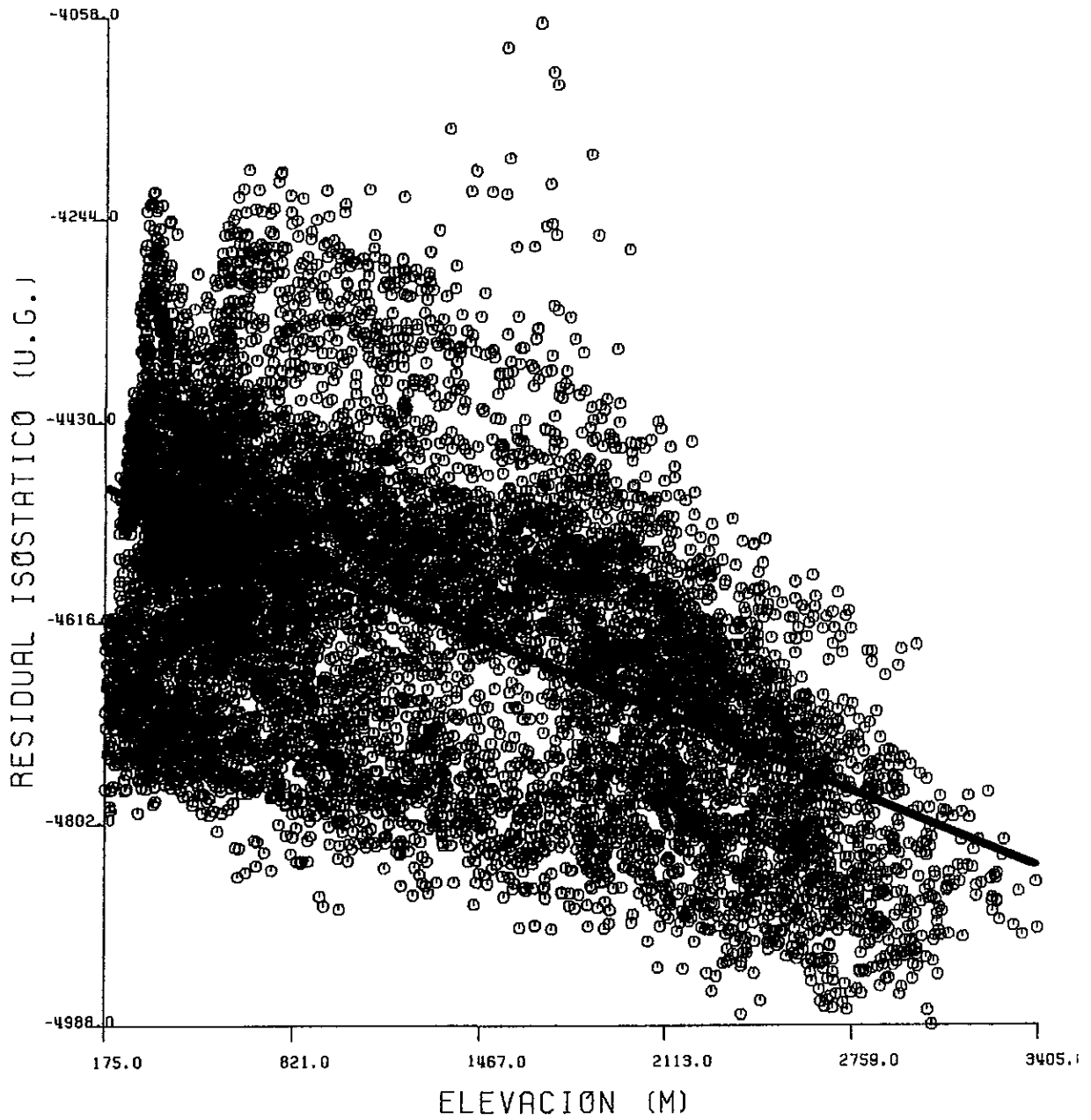


Fig. 3 .14 RESIDUAL ISOSTATICO T = 40 Km & TOPOGRAFIA

cuadrados, que representa en cierta manera la magnitud de corrección. Así tenemos que para la figura 3.14 representa la corrección con $T=40$ Km. Aquí observamos fácilmente que todavía existe influencia isostática sobre la Anomalía de Bouguer corregida, es decir la corrección no es la adecuada, la misma situación se tiene en las correcciones con $T=35$ y 30 , con la diferencia de que conforme es más somero el valor asignado a T , va eliminándose la influencia de la isostasia en los datos. En el cálculo con $T=25$ y 20 podemos apreciar que dicha influencia ha sido casi eliminada, de estos dos valores, $T=20$ es el que ofrece un mejor resultado en la aplicación de la corrección isostática, logrando eliminar la influencia regional de la interfase corteza-subestrato, quedando únicamente en el residual isostático las anomalías que son el producto de los diferentes contrastes de densidades que se tienen en el subsuelo.

Se calculó la corrección para $T=15$, con el propósito de analizar este resultado y compararlo con los anteriormente obtenidos; en este caso tenemos que la recta que se ajusta por mínimos cuadrados, su pendiente también es positiva y de mayor magnitud que la obtenida en el cálculo de $T=20$.

A partir de los resultados obtenidos, podemos decir lo siguiente: en los cálculos para $T=40, 35, 30$ y 25 , la pendiente de la recta es negativa, de tal forma que si consideramos cualquiera de estos cuatro parametros estaremos subcorrigiendo los datos, es decir, en el residual isostático seguirá conservándose la influencia isostática; en contraste tenemos el cálculo obtenido con $T=15$, donde la pendiente de la recta es positiva, si aplicamos este resultado estaríamos sobrecorrigiendo los datos, generando errores al momento de hacer la interpretación. El valor más adecuado para la corrección resultó ser $T=20$, con este valor asignado al parámetro T , se elimina casi por completo la influencia regional; en este caso la pendiente de la recta se aproximó prácticamente a cero.

Respecto al contraste de densidad, de 0.6 gr/cm^3 empleado en la compensación isostática, se considera el adecuado. Esta consideración se hizo con el propósito

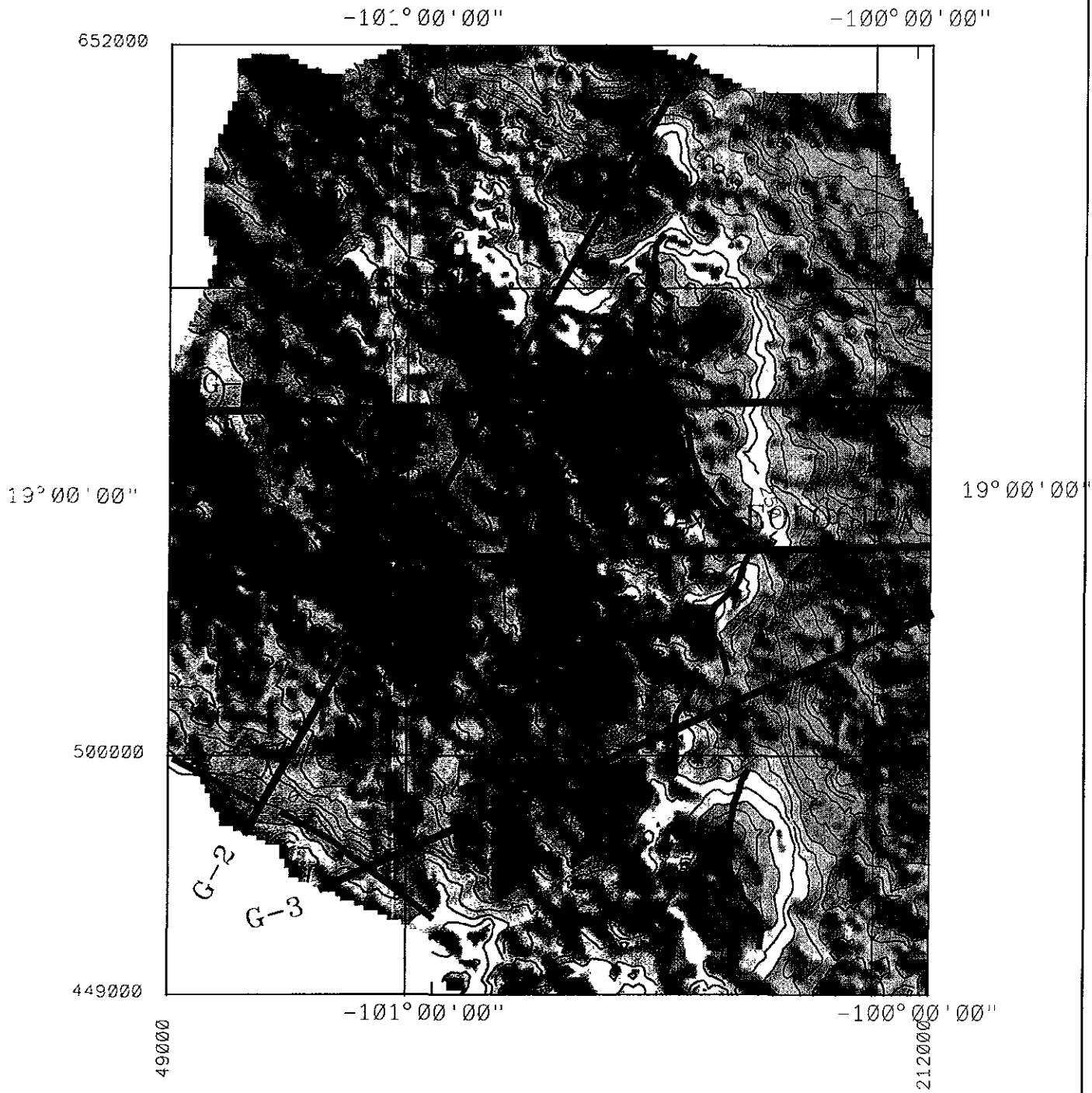
de emplear un modelo de dos cuerpos, a pesar que en estudios sismológicos de investigación de la corteza, han definido de una a dos discontinuidades más de la Mohorovicic.

Algunos sismólogos (Hess, Ewing y Worzel) sugieren que en algunos casos se debería emplear el contraste de densidad de 0.5 gr/cm^3 , debido a la existencia de otra discontinuidad, sin embargo, no es posible conocer con suficiente detalle el comportamiento del subsuelo, consideramos que desde el punto de vista gravimétrico, el parámetro aquí empleado es el adecuado.

El modelo de Airy-Heiskanen en general se considera que ha tenido buenos resultados, aún con sus limitaciones de manejar un solo contraste y estimar de manera indirecta el comportamiento de dicha interfase. Esto se ha comprobado por evidencias sismológicas en años recientes, por ejemplo el comportamiento de "T" es similar al de la discontinuidad de Mohorovicic, siendo T en algunas ocasiones ligeramente más somero, con diferencias en profundidad menores a 5 Km.

El residual isostático obtenido con $T=20$ (Fig. 3.15) nos presenta un comportamiento más claro de las estructuras del subsuelo, es decir del basamento y la secuencia sedimentaria. Haremos un análisis cualitativo de este resultado sin profundizar demasiado, ya que el objetivo principal en este trabajo es determinar la corrección isostática y no precisamente la interpretación del área.

En este resultado se definen dos unidades principales, que se marcan en el mapa, una con rumbo N-S la cual se encuentra a la derecha del centro del área con desarrollo hacia el norte y la otra con rumbo NW-SE ubicada en la parte inferior izquierda; la unidad N-S antes mencionada corresponde al Macizo de Zitácuaro donde se tienen aflorando rocas del Terciario como tobas, rocas ígneas intrusivas y extrusivas.



u.g.

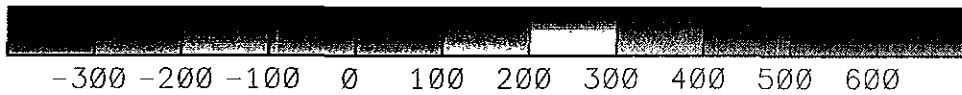











Fig.3.15 RESIDUAL ISOSTATICO (Intervalo 50 u.g.)

Estructuralmente en la unidad NW-SE se tienen fallas normales escalonadas y grabens, es decir, presentan un carácter distensivo. En los flancos de la unidad N-S se puede apreciar un comportamiento compresivo, representado por anticlinales y sinclinales recostados principalmente hacia el W, combinados con algunas fallas de tipo inverso; esto se puede apreciar en el mapa geológico del área (Fig. 3.16).

Se trazó una sección regional desde la fosa de Acapulco hasta el límite norte del área de estudio figura. 3.2 tiene una longitud aproximada de, 500 Km. (Fig. 3.17), aquí podemos apreciar como se adelgaza la corteza en la fosa de Acapulco hasta un espesor de 7.5 Km., formando la antirraíz de la parte oceánica; pasa por la zona de transición de la línea de costa, donde se estima un espesor de 20 Km., a partir del cual tenemos la formación de la raíz, que alcanza un espesor de 35 Km. en la Sierra Madre del Sur, adelgazándose nuevamente hasta 26 Km. en la depresión que se tiene en la porción sur del área. Finalmente, al norte de la zona de estudio tenemos un aumento de la corteza, la cual alcanza un espesor de 34 Km.

En la misma sección se puede apreciar la forma de la curva de atracción gravitacional que genera la interfase corteza-subestrato, la cual aumenta notablemente hacia el mar y disminuye en dirección al continente; en este perfil se tiene una variación de 1350 u. g. El cual se aproxima al rango de los datos observados, que son de 1600 u. g. A la misma escala vertical se graficó el perfil de la Anomalía de Bouguer, observando que la anomalía de la interfase se comporta como un regional con una característica particular al inicio del perfil, en esta parte se percibe un máximo que coincide con el valle que se forma después de la Sierra Madre del Sur. En el Residual Isostático se puede observar que con el basculamiento de la Anomalía de Bouguer se logra una mejor definición de las anomalías en general, enfatizándose tanto los máximos como los mínimos, por ejemplo, el mínimo al inicio del perfil después de la Sierra Madre del Sur se correlaciona con el conjunto de fallas normales con vergencia al NE, más

LEYENDA

	CUATERNARIO
	TERCIARIO NEOGENO
	TERCIARIO PALEOGENO
	CRETACICO SUP.
	CRETACICO INF.
	JURASICO SUP.
	TRIASICO ?
ROCAS IGNEAS	
	INTRUSIVA
	EXTRUSIVA

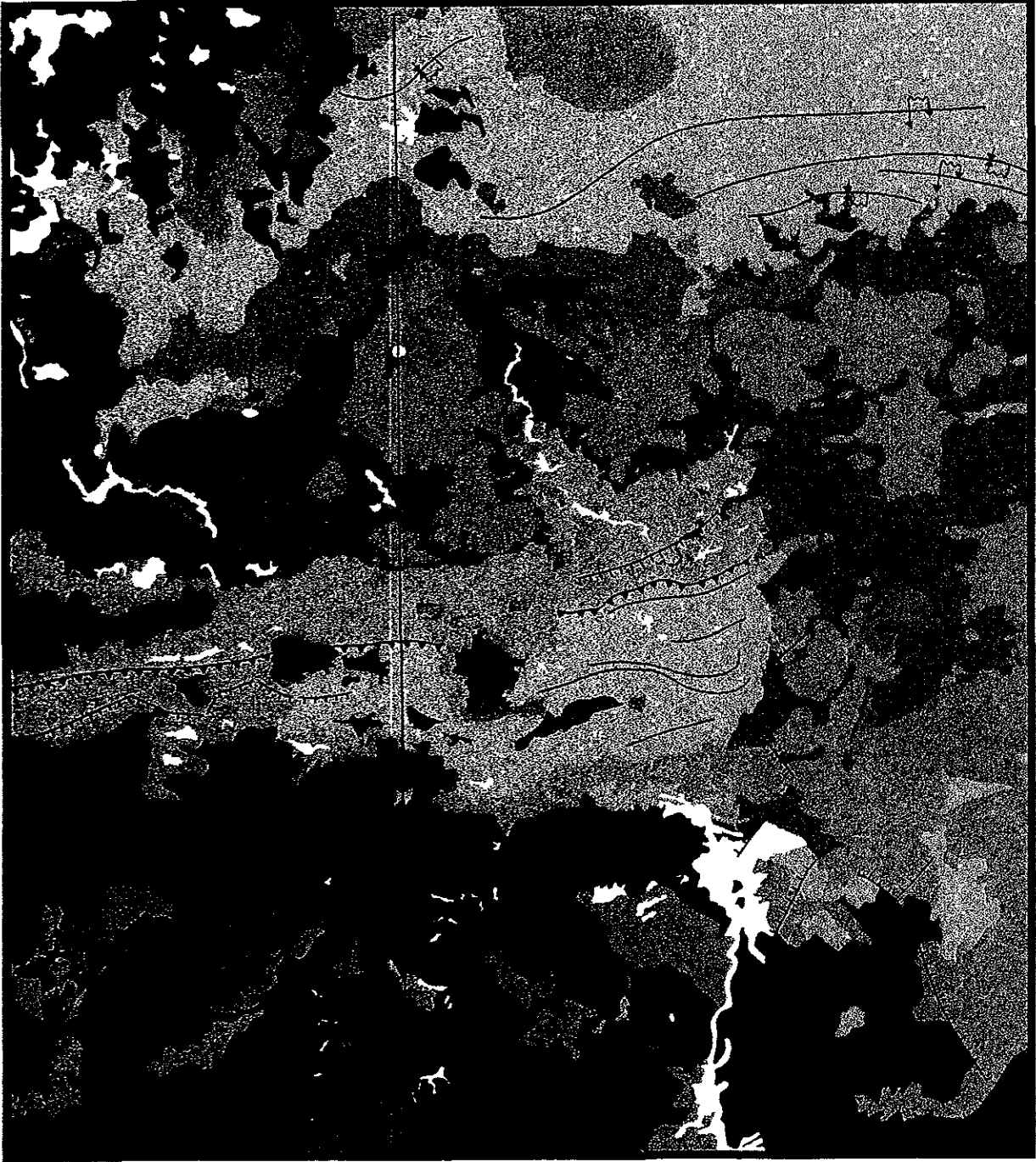


Figura 3.16 MAPA GEOLOGICO - ESTRUCTURAL

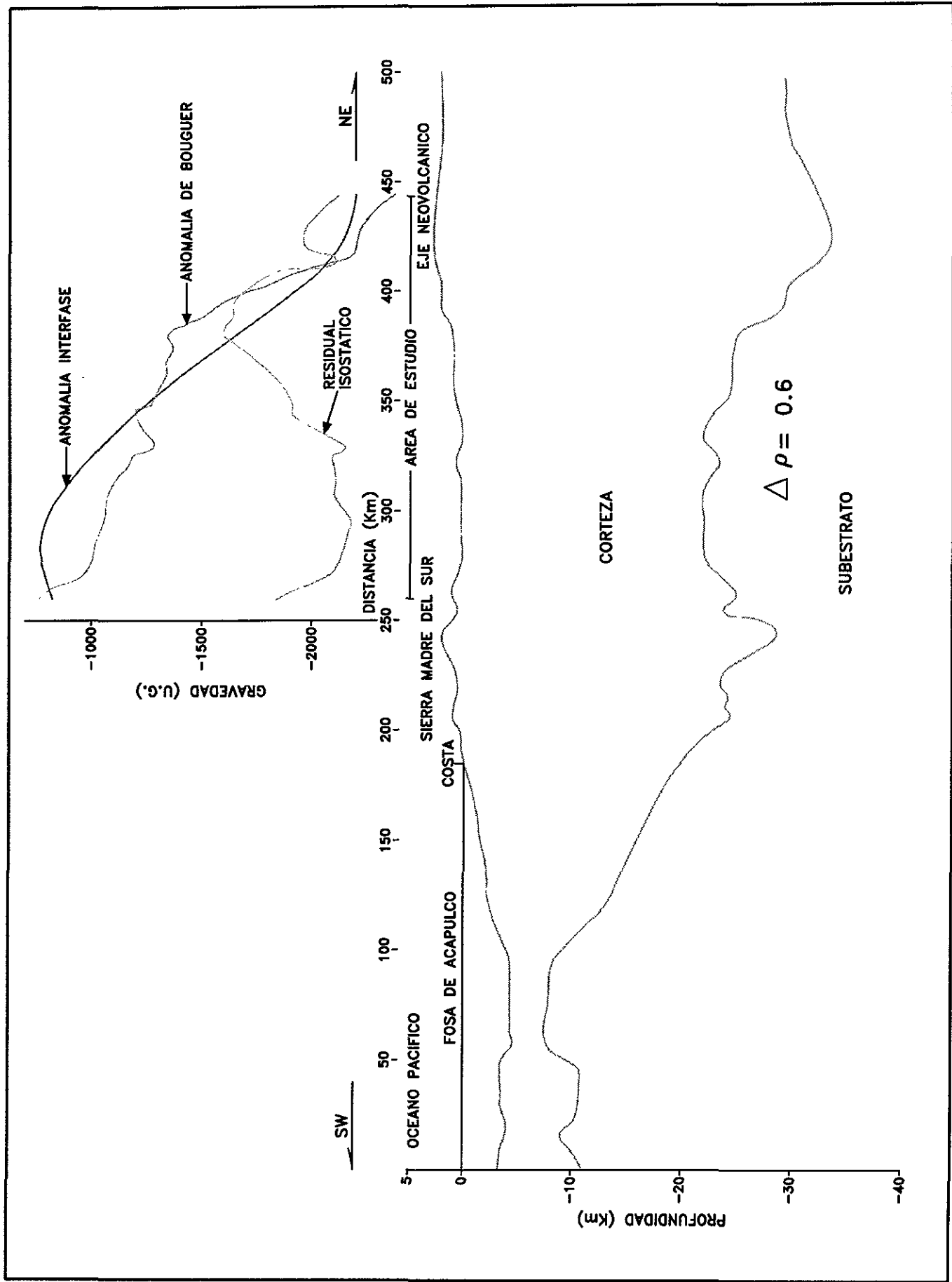


Fig. 3.17 Modelo Cortical Regional (del Oceano Pacifico al norte del área de estudio).

adelante, entre los 300 y 350 Km. se tienen aflorando rocas del Mesozoico con estructuras anticlinales y sinclinales plegadas combinadas con fallas inversas, y entre los 360 y 420 Km. se tiene bien definida la estructura del macizo de Zitácuaro.

Asimismo con el propósito de comparar cualitativamente los resultados anteriores se dibujo la Anomalía de Bouguer y el Residual Isostático en tres secciones denominadas G-1, G-2 y G-3 figura 3.15.

En el perfil G-1 con rumbo W-E (Fig. 3.18) se definen en la curva de Anomalía de Bouguer dos anomalías positivas, una entre los 24 y 58 Km. y la otra entre los 82 y 114 Km., estas presentan amplitudes aparentemente similares; después de los 120 Km. y hasta el final del perfil, cae bruscamente la curva, sugiriendo la posibilidad de una gran cuenca, sin embargo al corregir y obtener el Residual Isostático, se observa que el primer máximo se encuentra dentro de un mínimo más regional; este máximo corresponde a las estructuras mesozoicas plegadas. El segundo máximo que se define mejor, corresponde al macizo de Zitácuaro; finalmente, del Km. 130 en adelante se tiene un mínimo no tan acentuado, con un máximo en su interior de similares características geológicas del primero.

El perfil G-2 tiene una dirección SW-NE y una longitud de 180 Km. (Fig. 3.19); la Anomalía de Bouguer tiene una tendencia negativa casi constante del SW al NE, dentro de este comportamiento característico regional se manifiestan perfectamente al inicio del perfil las fallas de tipo normal que se tienen en esa parte del área, las cuales caen hacia el mínimo que se forma aproximadamente en el Km. 40; enseguida se tienen dos anomalías regionales positivas, la primera de ellas corresponde a las estructuras mesozoicas plegadas que se tienen en la porción centro occidental del área, la segunda anomalía corresponde al límite norte del Macizo de Zitácuaro. Al final del perfil se presenta una anomalía positiva que posiblemente corresponda a una estructura de rocas mesozoicas cubierta con sedimentos ígneos extrusivos.

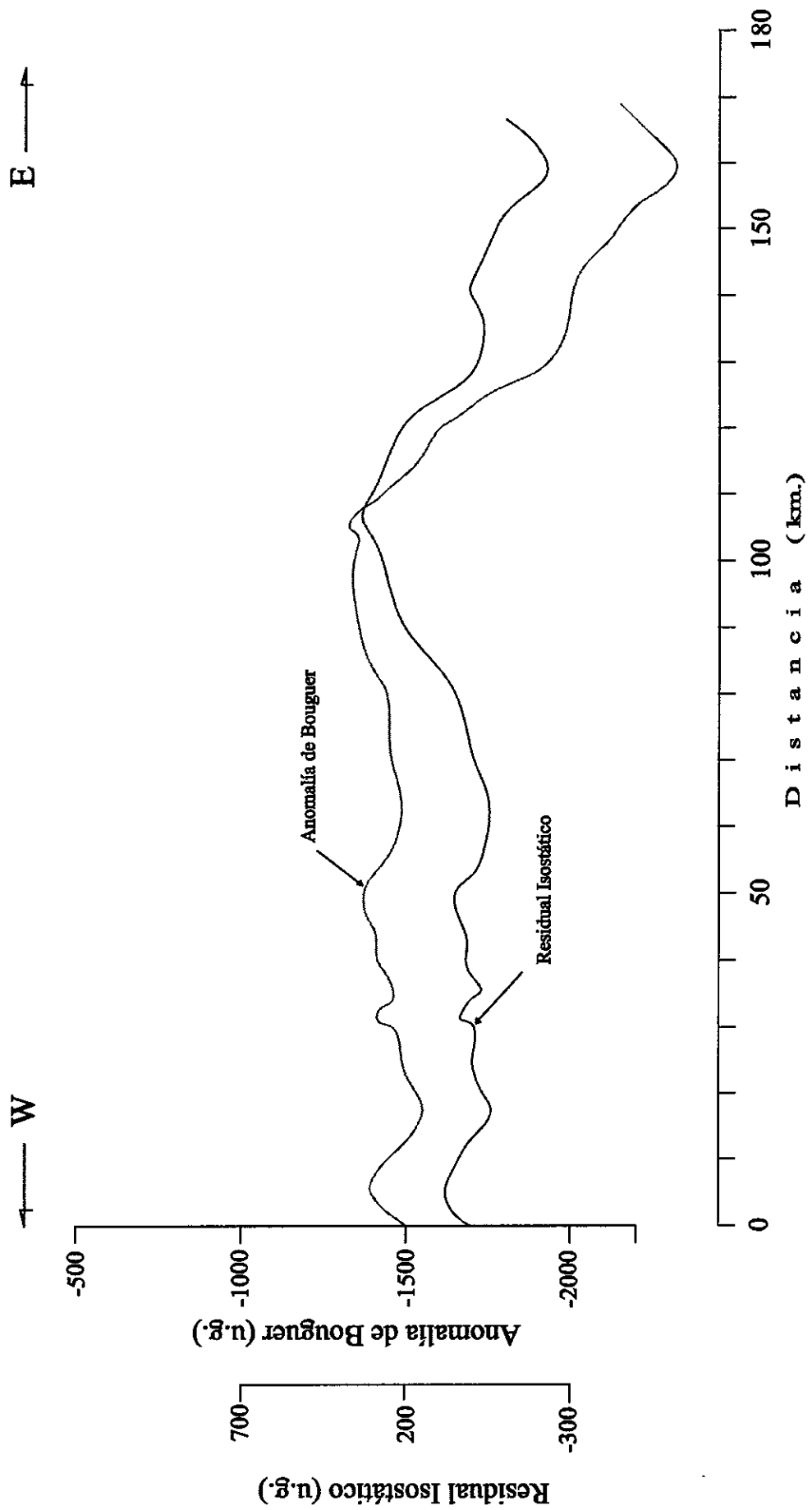


Fig. 3.18 Perfil G-1

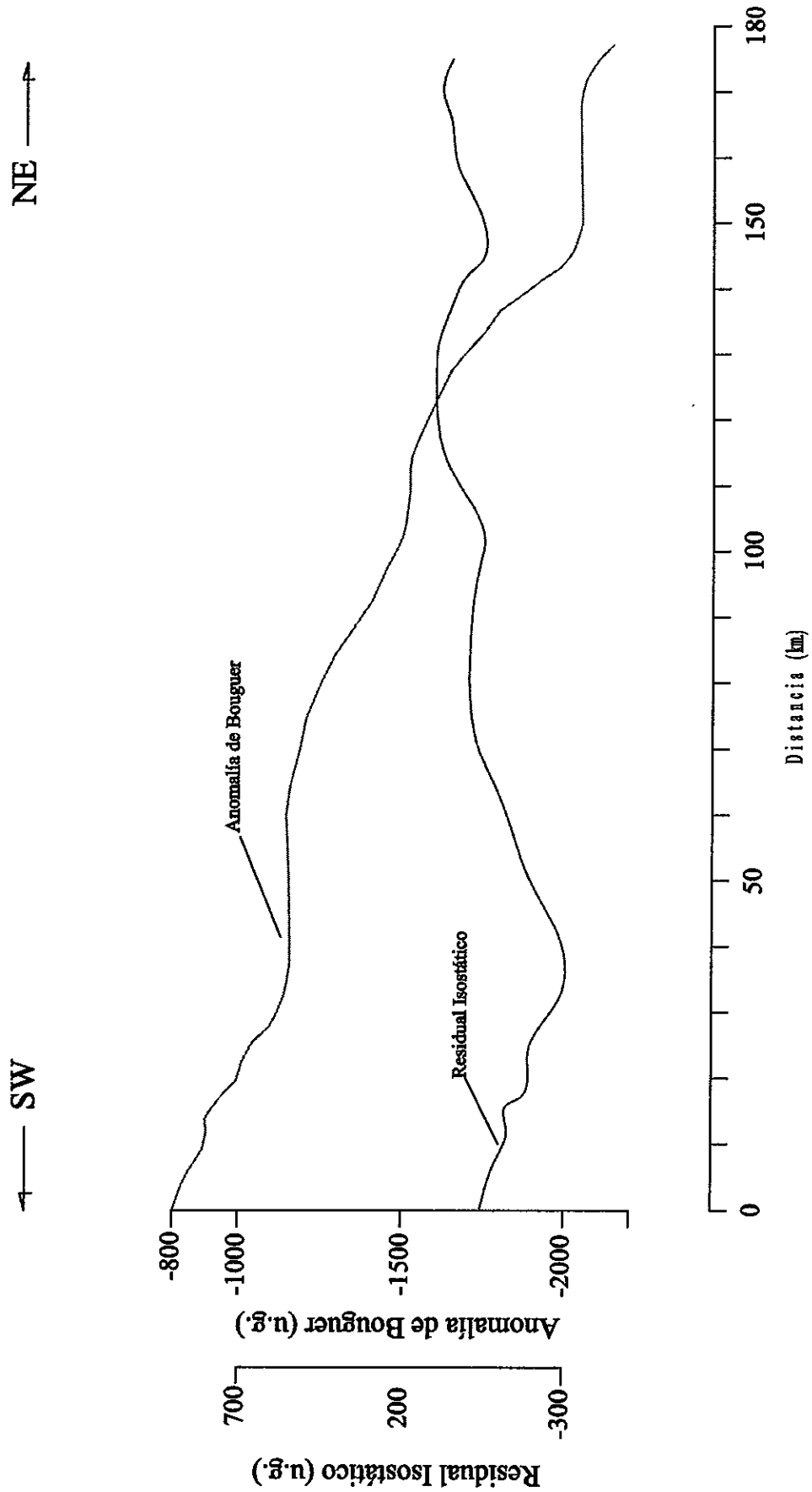


Fig. 3.19 Perfil G-2

Todas las características que se describieron, se pueden apreciar con mejor detalle en la curva del Residual Isostático, sobre la cual se puede hacer una interpretación coherente en todo el perfil y no en forma aislada, es decir anomalía por anomalía.

El perfil G-3 tiene un rumbo SW-NE con una longitud de 162 Km. (Fig. 3.20); aquí la Anomalía de Bouguer, a partir de la mitad del perfil, cae bruscamente de -1000 a -2000 u. g. Si observamos la curva del Residual Isostático, vemos que regionalmente al centro del perfil se tiene bien definida una anomalía positiva de aproximadamente 80 Km. de longitud, probablemente corresponde a la base del Macizo de Zitacuaro, es decir sea la continuación de esta estructura a más profundidad.

Después de analizar cualitativamente la Anomalía de Bouguer y el Residual Isostático en los tres perfiles, podemos evaluar la importancia de aplicar esta corrección a la Anomalía de Bouguer, vemos cómo los datos se basculan, eliminando ciertas tendencias acentuadas en la información, que son difíciles o prácticamente imposible de interpretar desde el punto de vista geofísico (contraste de densidad) o geológico (estructuralmente). Además, en el Residual Isostático las anomalías regionales negativas y positivas tienen una mejor definición, presentando su longitud y amplitud más real. En lo que respecta a las anomalías locales como se vio en los perfiles, éstas casi no sufren ningún cambio.

Hasta el momento se ha hecho un análisis cualitativo en los datos gravimétricos del Residual Isostático, en donde se resaltaron las tendencias de las estructuras geológicas principales; presentando buena correlación es decir, las anomalías del Residual Isostático tienen la misma distribución de los afloramientos de las rocas mesozoicas, así como la orientación de las principales estructuras, ya sean de carácter compresivo (anticlinales y sinclinales recumbentes con fallas inversas) o distensivo (fallas normales). Sin embargo, este resultado no se ha comparado

NE →

← SW

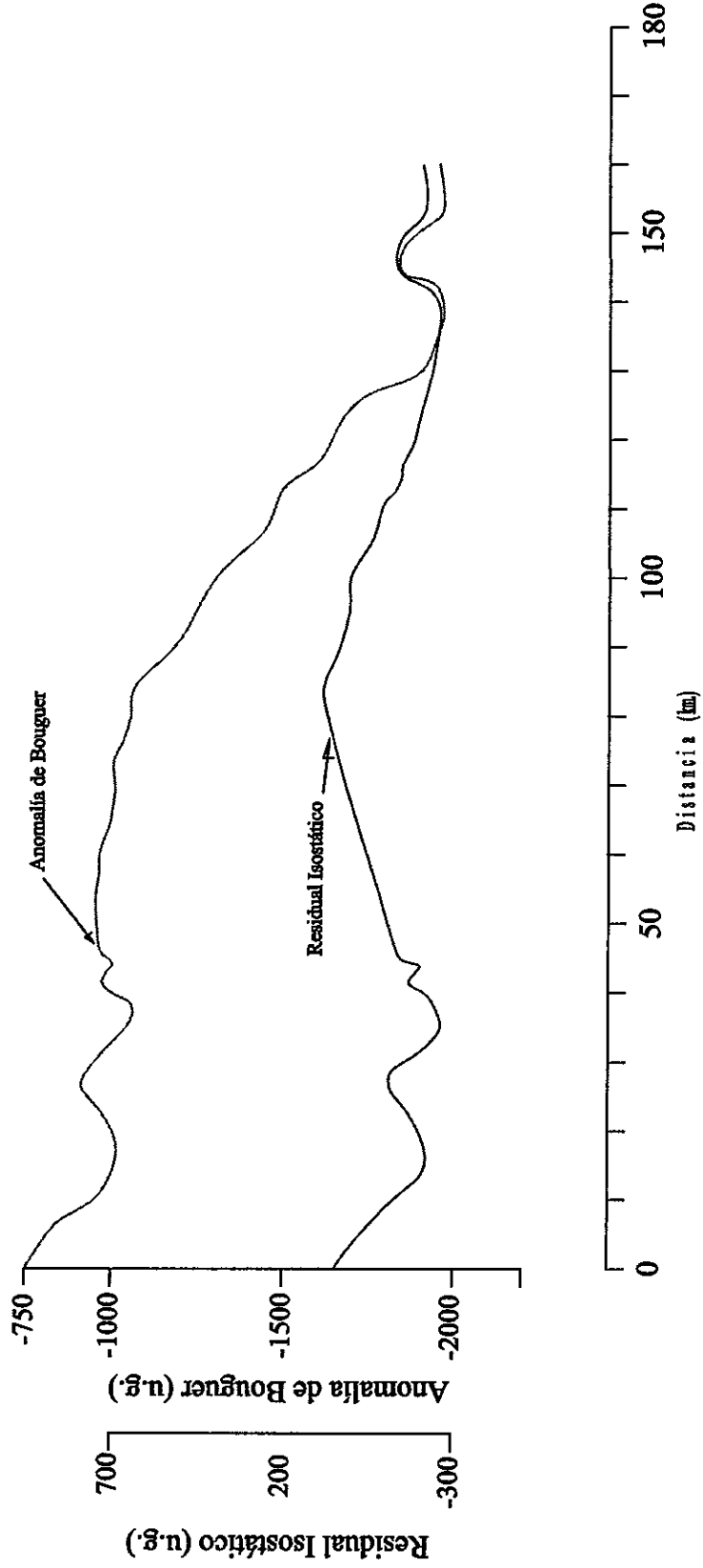


Fig. 3.20 Perfil G-3

con ninguna otra información geofísica, motivo por el cual se consiguieron los datos de intensidad magnética total, calculándose la reducción al polo (Fig. 3.21). En este mapa se definieron las mismas características que en el Residual Isostático.; se define la estructura N-S del Macizo de Zitácuaro, al oriente como al poniente de ésta, se conserva la misma orientación que coincide con las estructuras mesozoicas y al SW del área se tiene un gradiente SW-NE, el cual coincide con la zona de fallas normales.

Con la comparación que acabamos de hacer, vemos claramente que ambos datos se correlacionan perfectamente, es decir, las estructuras y unidades magnéticas también se definen en el Residual Isostático. Con este resultado se concluye que los parámetros empleados en el cálculo del Residual Isostático son los adecuados, ya que no es sencillo eliminar 1500 u. g. de los datos originales sin que se alteren o modifiquen las principales características de las estructuras geológicas.

Para concluir el análisis en el área A-I se presenta un modelo geológico que puede ser representativo de la misma, el cual desde el punto de vista gravitacional proporciona una respuesta similar a la obtenida en un perfil del mapa Residual Isostático. Dicho perfil tiene una orientación W-E con una longitud de 135 Km (Fig. 3.22), el modelo de este perfil está conformado por rocas de basamento, triásicas, jurásicas, cretácicas, ígneas y terciarias; se emplearon densidades dentro de un rango apropiado para los diferentes tipos de roca.

Sin profundizar demasiado en el análisis geológico vemos que este modelo proporciona una justificación desde el punto de vista gravitacional, tomando como referencia los datos del Residual Isostático. Una parte crítica del perfil es del kilómetro 100 al 135 en donde los datos originales tienen una variación de aproximadamente 800 u. g., en cambio en el Residual Isostático es de aproximadamente 200 u. g., de tal forma que si hubiéramos empleado los datos de la Anomalía de Bouguer en la interpretación, sobre todo en el tramo

-101°00'00"

-100°00'00"

652000

19°30'00"

19°00'00"

500000

449000

-101°00'00"

-100°00'00"

490000

2120000

gamas

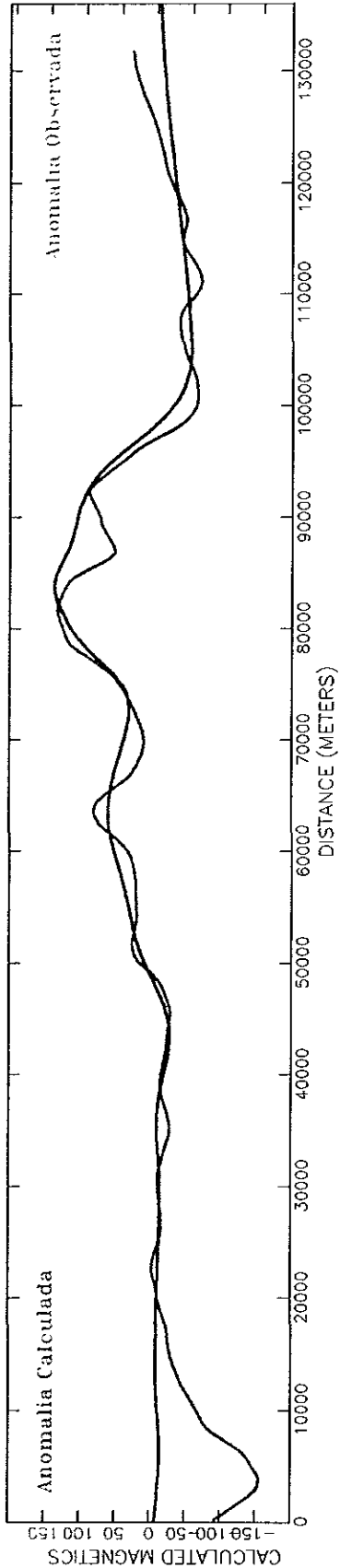


43650 43800 43950 44100 44250 44400 44550

Fig.3.21 REDUCCION AL POLO (Intervalo 50 gamas)

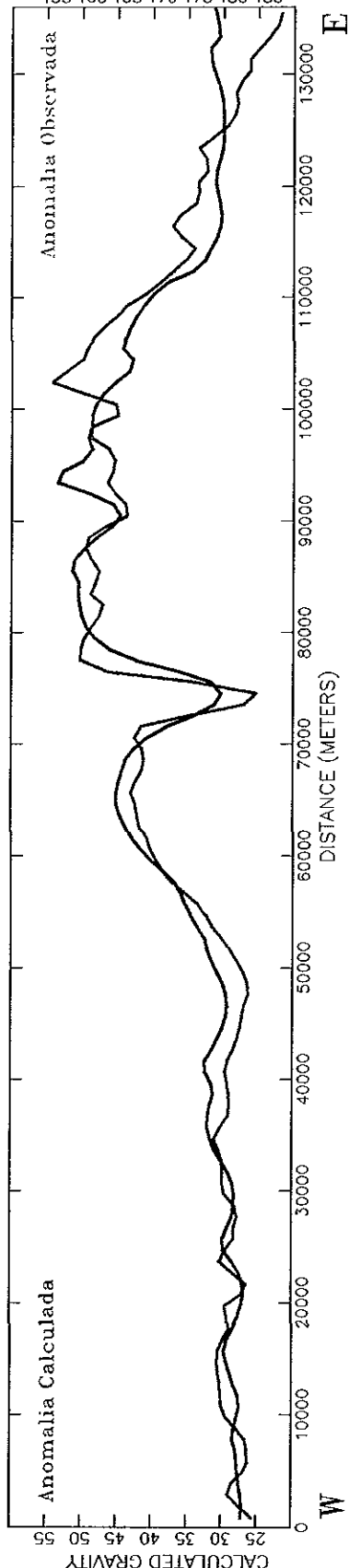
OBSERVED MAGNETICS (nT)

4.39 0.38 0.37 0.36 0.35



OBSERVED GRAVITY (MGAL)

-455 460 465 470 475 480 485



DEPTH (METERS)

-2000 -1000 0 1000 2000 3000

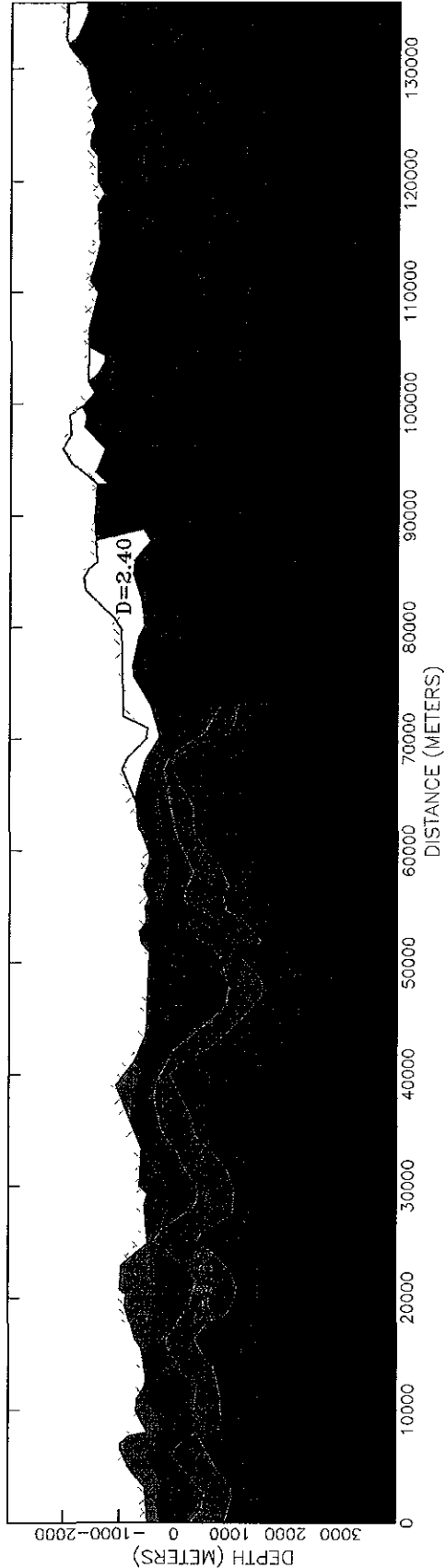


Fig. 3.22 SECCION GEOLOGICA

mencionado, jamás se hubiera logrado obtener un modelo que proporcione una respuesta similar a la Anomalía de Bouguer, al menos no con espesores y densidades congruentes desde el punto de vista geofísico y geológico.

III.2. Area de Estudio A-II.

El área A-II se encuentra localizada entre los paralelos 17°00' y 22°30' de latitud norte y entre los meridianos -90°30' y -94°00' de longitud oeste, cubre una superficie aproximada de 238,000 Km². Comprende parte de las provincias geológicas de la Sierra de Chiapas, Cuencas Terciarias del Sureste, Campeche y Plataforma de Yucatán-Progreso (Fig. 3.23).

A diferencia del área A-I, ésta se localiza en una margen continental, es decir en una zona de transición en la que se tiene una corteza continental y una corteza oceánica. Debido a estas características, el problema de la isostasia debe ser más evidente en la información gravimétrica; por esta razón fue interesante analizar una área de esta magnitud, en la que se tienen rasgos topográficos importantes, por ejemplo, se tiene una zona elevada que corresponde en parte a la Sierra de Chiapas, una zona baja en la que se encuentran las Cuencas Terciarias del Sureste y una zona semiplana en el mar que corresponde a la Plataforma de Yucatán-Progreso, la cual contrasta al NW con el escarpe de Campeche.

La información gravimétrica que se dispuso fueron trabajos terrestres y marinos, se calculó la Anomalía de Bouguer con una densidad de corrección de 2.67 gr/cm³ (Fig. 3.24). En este mapa independientemente de los rasgos tectónicos y estructurales que se observan, se tiene una variación en los valores de gravedad de -1000 a 800 u. g. en una distancia de 600 Km., aparentemente esto no es significativo, sin embargo dentro del área se tienen zonas críticas como las Cuencas Terciarias del Sureste en donde se tienen valores de 200 a -500 u.g. Otra zona interesante es la parte norte, donde se tiene un gradiente positivo hacia

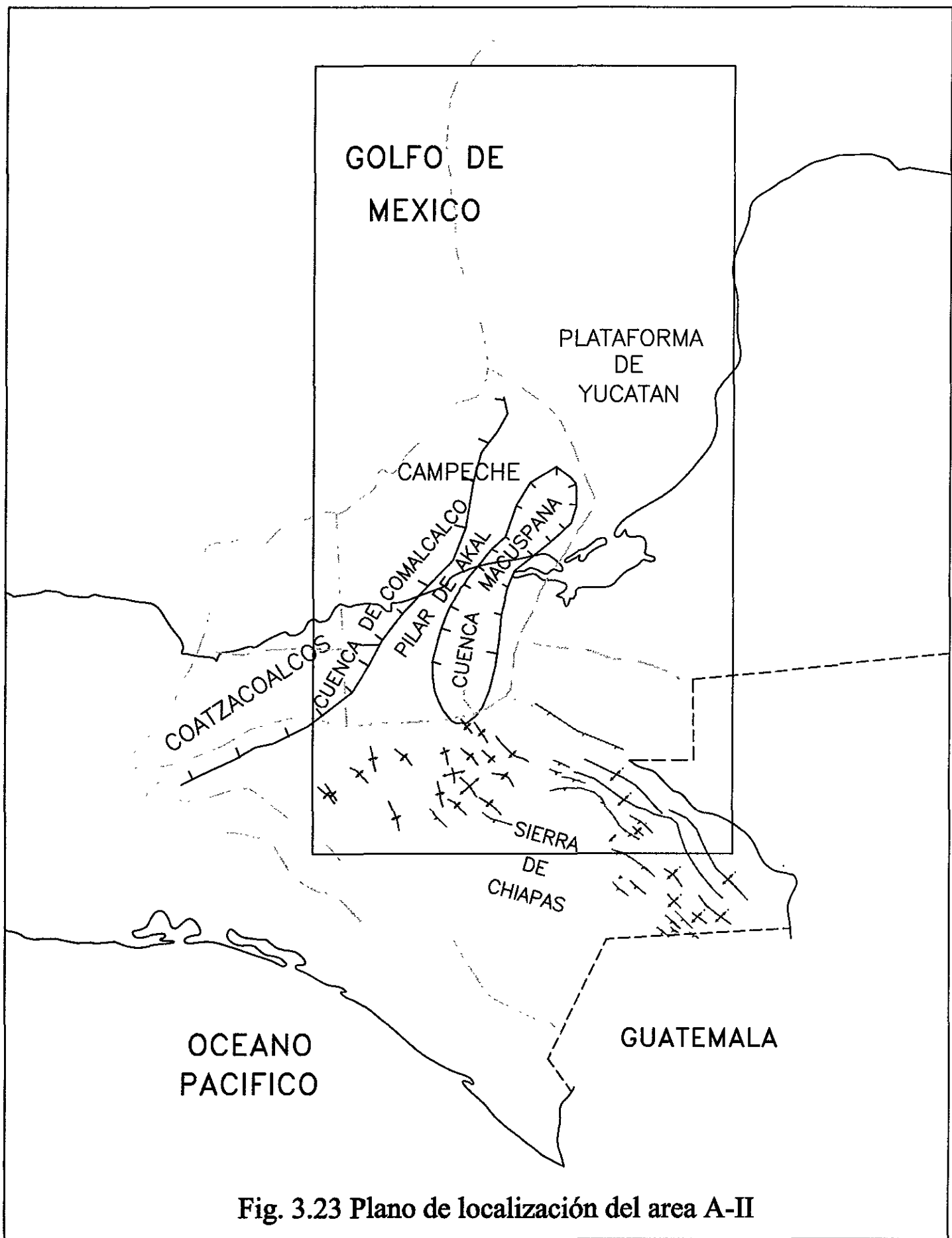


Fig. 3.23 Plano de localización del area A-II

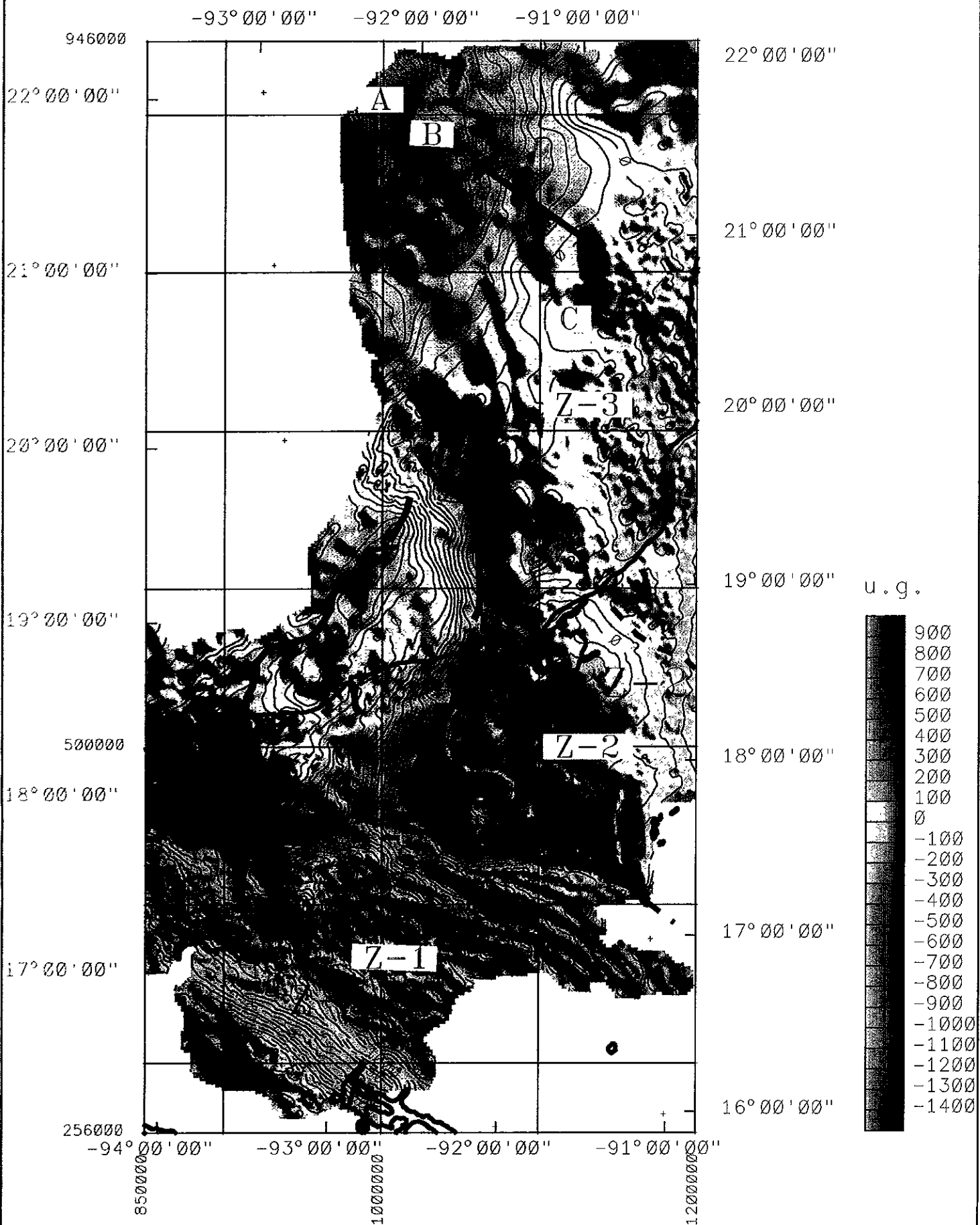


Fig.3.24 ANOMALIA DE BOUGUER (Intervalo 50 u.g.)

el NW con una variación en la gravedad de 200 a 800 u. g., el cual probablemente esté relacionado con la estructura del escarpe de Campeche, que se encuentra en esa dirección.

Analicemos ahora los rasgos topográficos y su posible relación con los cambios de gravedad en el mapa de la Anomalía de Bouguer. En la (Fig. 3.25), podemos apreciar que gran parte del área se localiza en una zona prácticamente plana, aproximadamente el 70% de los datos se localizan entre las cotas de -200 y 200 metros; la parte alta topográficamente corresponde a la Sierra de Chiapas, la cual tiene una elevación máxima dentro del área considerada de 2500 metros.

De acuerdo a estas características podemos inferir que las zonas donde se espera que haya influencia isostática es en la Sierra de Chiapas, pero más intensamente en las Cuencas Terciarias del Sureste y al NW del área de estudio.

Esto se confirmó cuando se analizó la figura. 3.24 en la que se observaron tendencias isostáticas con sus respectivos valores de gravedad.

De acuerdo al modelo isostático que estamos empleando, la Sierra de Chiapas es una estructura topográfica que tiene su raíz correspondiente, dando lugar a una deficiencia de masa, en donde los valores de gravedad disminuyen rápidamente de -400 a -1100 u. g. Para el resto del área casi no se percibe una variación importante desde el punto de vista topográfico, ya que se tiene un desnivel de 400 metros en 450 kilómetros, es decir, que dentro de esta área se tiene una zona de transición amplia. La antirraíz se forma del escarpe de Campeche hacia el centro del Golfo de México, que aunque queda fuera del área de estudio, se puede observar su influencia en el mapa de Anomalía de Bouguer, por ejemplo, en la parte norte podemos apreciar como hacia el NW tenemos una tendencia en la misma dirección que va de 100 a 800 u.g. hacia el escarpe.

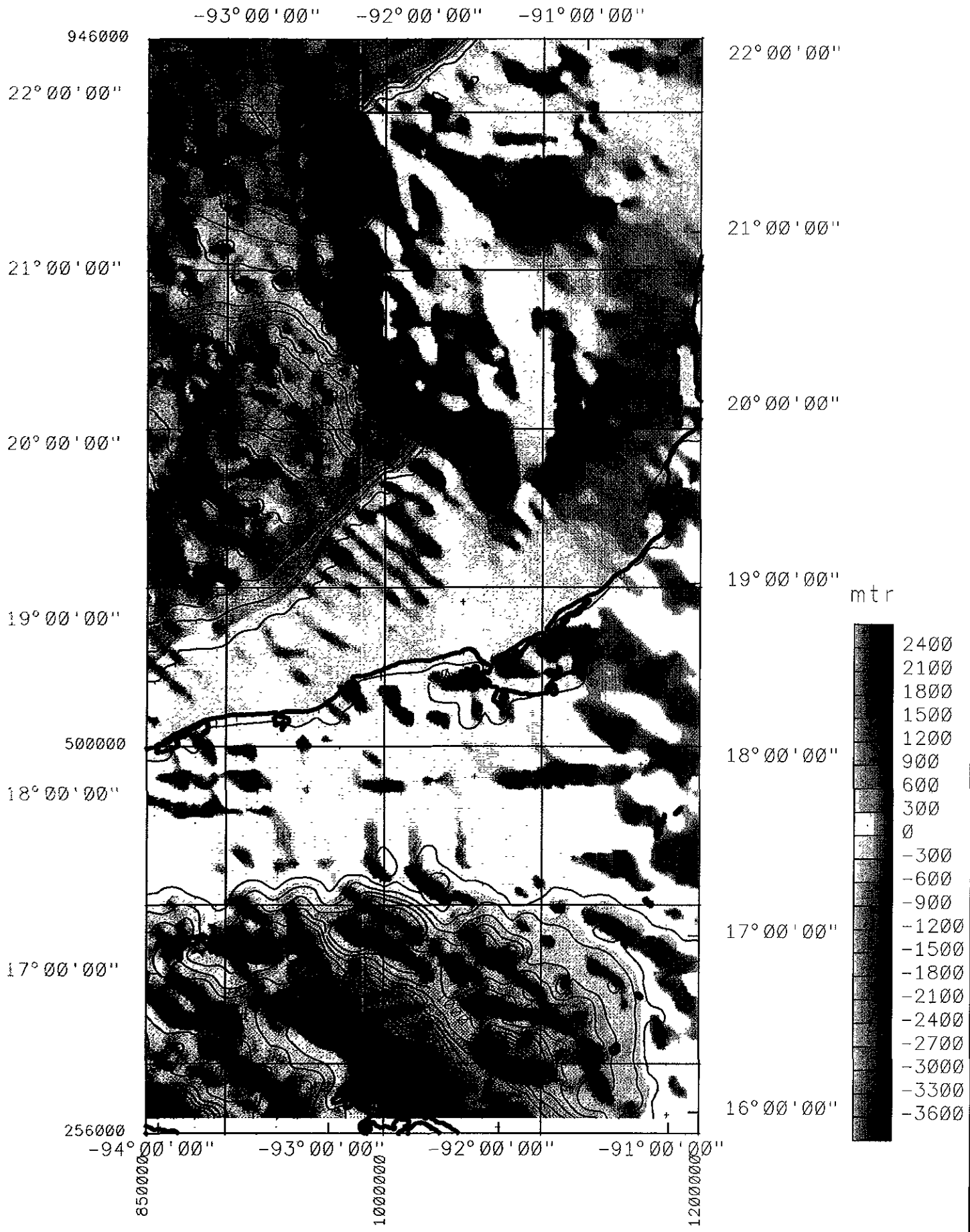


Fig.3.25 MAPA TOPOGRAFICO (Intervalo 200 m.)

Hasta el momento se han mencionado las principales características topográficas y su posible relación con la información gravimétrica, a continuación graficamos la Anomalía de Bouguer en función de la elevación de las estaciones (Fig. 3.26), para analizar su comportamiento tomamos de referencia una recta que representa el efecto de una placa del mismo espesor de la topografía del área, con una densidad de 2.67 gr/cm^3 . En esta gráfica podemos observar las anomalías locales y el comportamiento de la gravedad a nivel regional, de esta forma vemos claramente cómo las estaciones con elevación menor a 700 metros quedan ubicadas alrededor de la recta y aquellas que tienen una elevación mayor a esta cota se van separando conforme aumenta su elevación; esto nos indica claramente que las estaciones que se encuentran de 700 a 2500 metros de elevación están menos descompensadas isostáticamente que las primeras, este resultado coincide con las estaciones observadas en la Sierra de Chiapas que anteriormente se habían comentado.

Después de analizar los datos topográficos, de Anomalía de Bouguer y su relación con el exceso y deficiencia de masa, consideramos conveniente calcular la corrección isostática del área, dicha corrección se calculará para los valores de $T=25, 30, 35$ y 40 Km . los resultados se analizarán individualmente, con el propósito de definir la existencia de algún cierre, las tendencias y el rango de la fuerza de atracción gravitacional de la interfase corteza-subestrato. Cada uno de los cálculos se presenta en la (Fig. 3.27). Como se observa, podemos dividir en dos partes el área para su análisis, una sur y otra norte, la frontera entre las dos partes sería una línea imaginaria que pase por la coordenada $Y=600,000$. En la parte sur se define un gradiente con una dirección N-S, adicionalmente a éste se tiene en algunos casos el cierre de una anomalía precisamente donde se encuentra la parte culminante de la Sierra de Chiapas, sin embargo, en otros, dicha anomalía aparece abierta. La parte norte presenta únicamente un gradiente con dirección E-W.

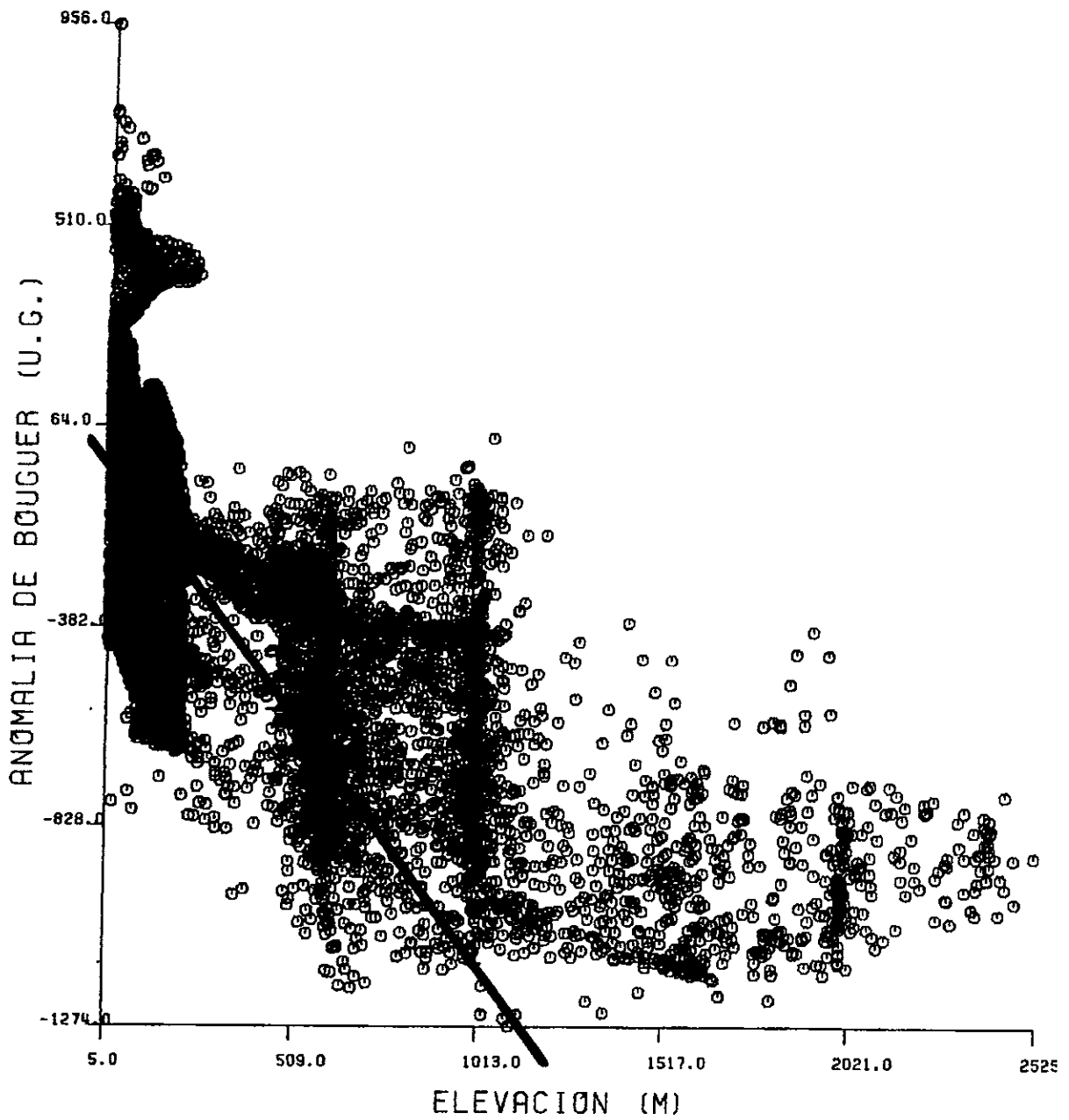
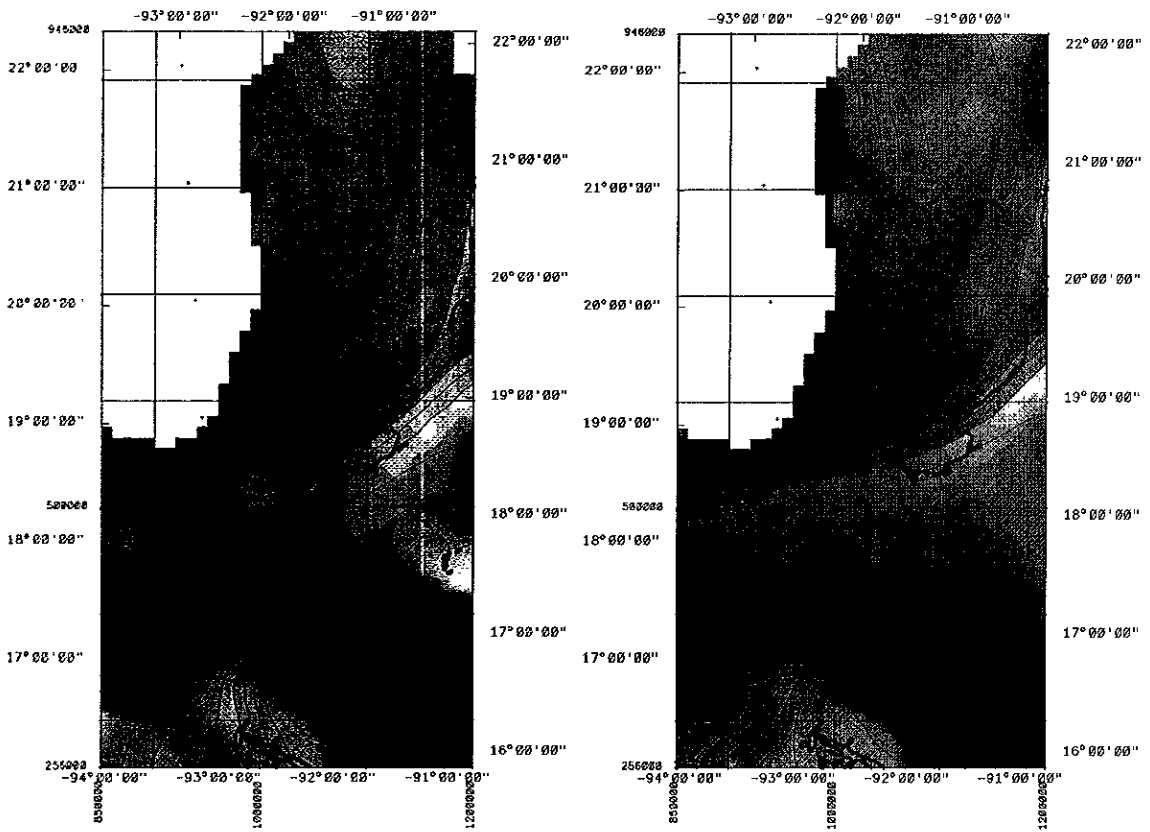
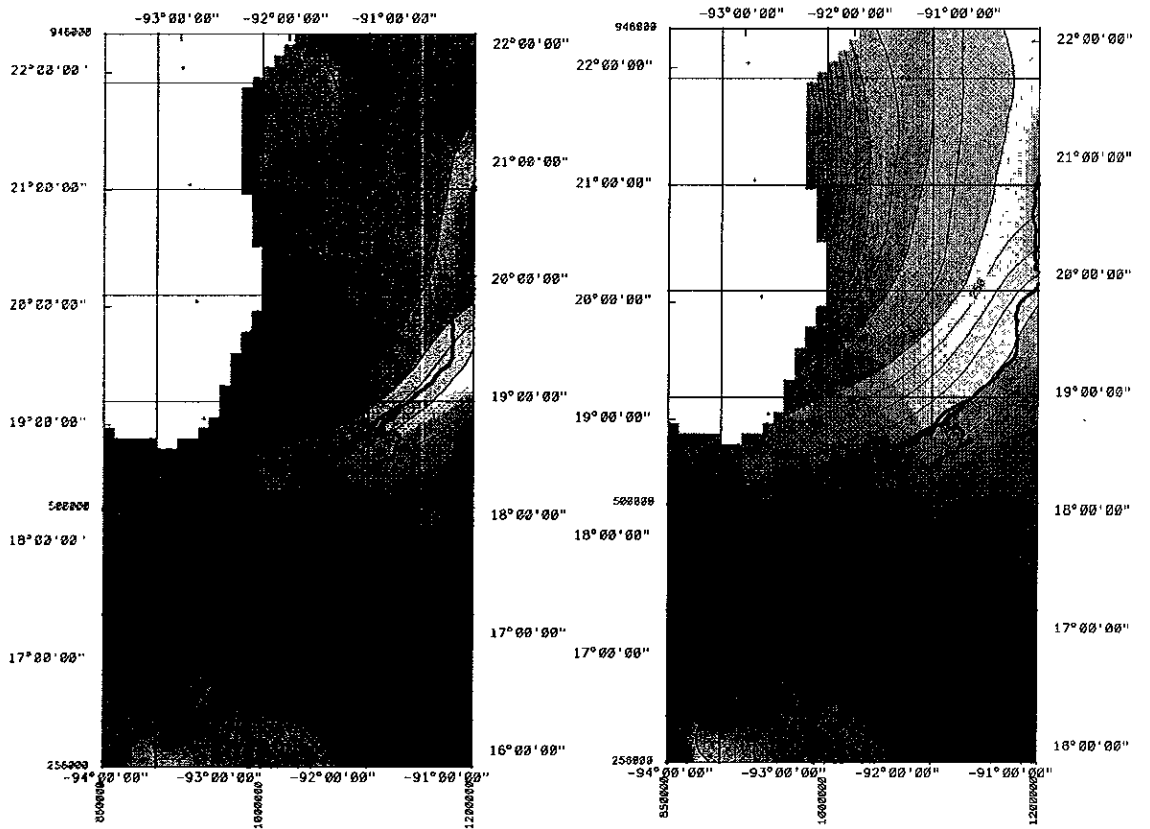


Fig. 3.26 ANOMALIA DE BOUGUER & TOPOGRAFIA
 La línea recta representa el efecto de Bouguer
 para una densidad de 2.67



(a)

(b)



(c)

(d)

Fig.3.27 EFECTO GRAVITACIONAL DE LA INTERFASE CORTEZA-SUBESTRATO
 (a) T=25Km.,(b) T=30Km.,(c) T=35Km. y (d) T=40Km.

De los cuatro cálculos de T que se hicieron, mencionaremos solamente el rango de valores que tienen los gradientes de $T=25$ y 40 que son los valores extremos, los rangos de los otros dos cálculos quedan intermedios a éstos. Para $T=25$ en la parte sur se tiene una variación de 1350 u. g. en 300 Km.; en la parte norte la variación es de 450 u. g. en 200 Km.

En el cálculo de $T=40$ se observan las mismas tendencias, sin embargo, el cierre que se tiene en el cálculo anterior, queda abierto hacia el sur; el gradiente que se tiene en la parte sur es de aproximadamente 1250 u. g. en 300 Km; mientras que el de la parte norte es igual al del cálculo anterior, es decir, de 450 u. g. en 200 Km.

Como pudimos apreciar, prácticamente los gradientes son los mismos, únicamente cambian ligeramente su forma ; a continuación debemos definir cuál de los cuatro cálculos de T es el más apropiado para la corrección, por lo tanto, graficaremos cada uno de los cuatro Residuales Isostáticos en función de la topografía, para ver su comportamiento regionalmente.

Vemos primeramente el Residual Isostático para $T=25$ de la (Fig. 3.28), aquí se puede apreciar que localmente las anomalías se conservan, sin embargo, regionalmente las estaciones que tienen cota menor de 700 metros se sobrecorrigieron isostáticamente. Al ajustar una recta por mínimos cuadrados, vemos que tiene una pendiente positiva, lo que nos indica que los datos han sido sobrecorregidos.

Ahora analicemos los resultados obtenidos para $T=30$ y 35 de las (Fig. 3.29 y 3.30) respectivamente; en estas gráficas se observó que el comportamiento es similar a la anterior, únicamente con la diferencia de que la pendiente de la recta es menor conforme el valor de T aumenta, es decir, que en esta área la profundidad de transición de la raíz a la antirraíz es más profunda del valor normal considerado de $T=30$.

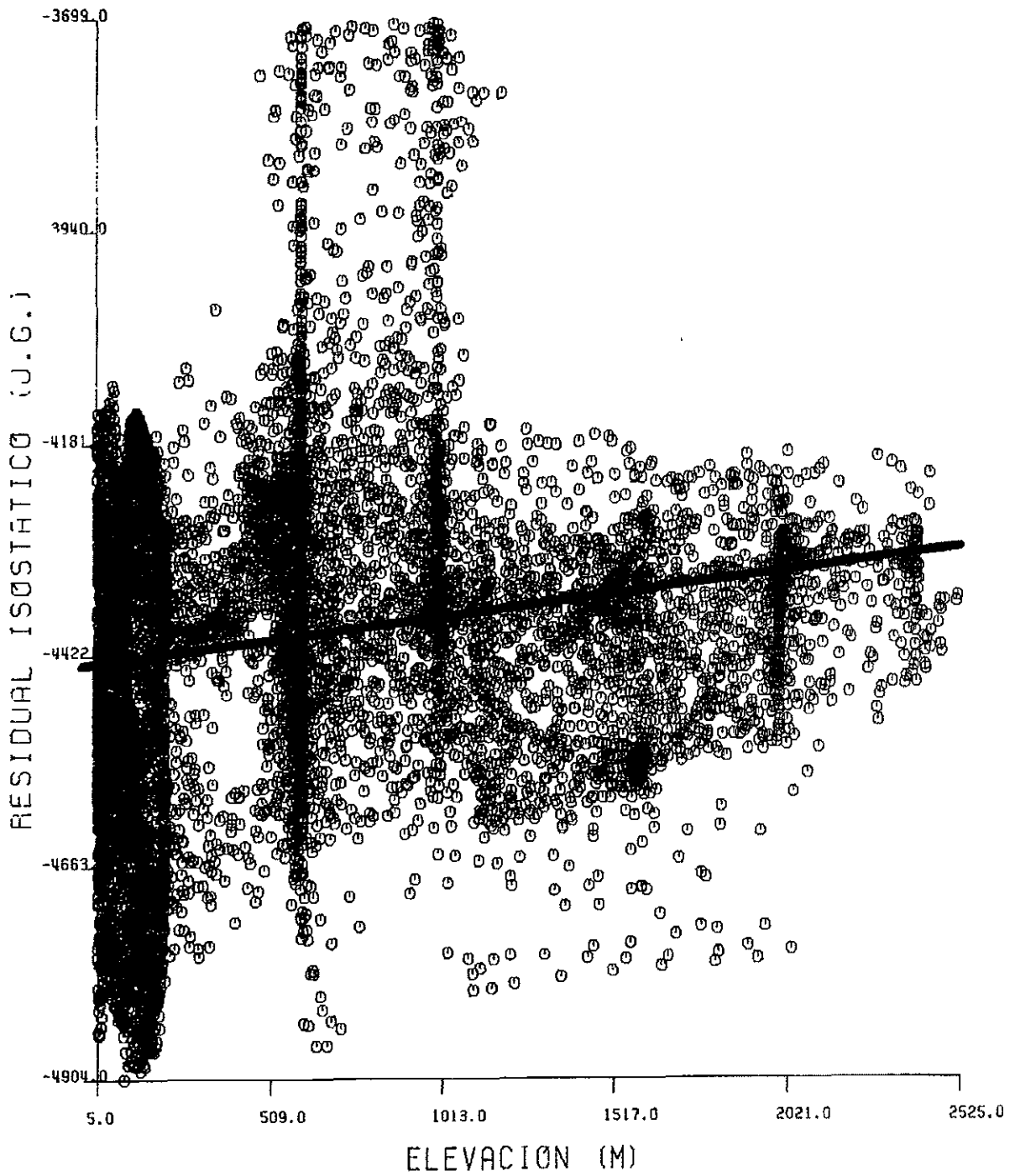


Fig. 3.28 RESIDUAL ISOSTATICO T = 25 Km & TOPOGRAFIA

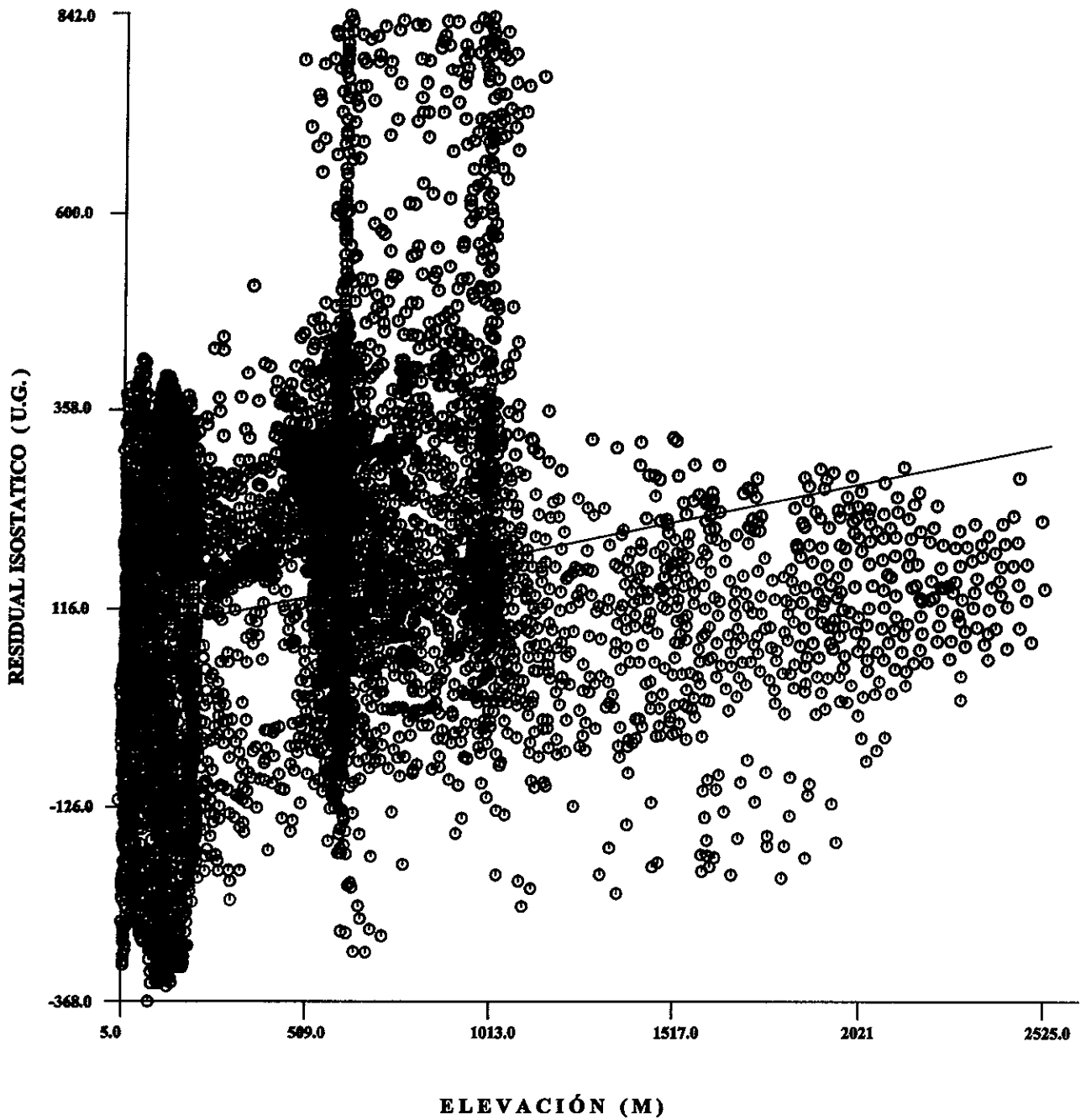


Fig. 3.29 RESIDUAL ISOSTATICO & TOPOGRAFIA T=30 KM.

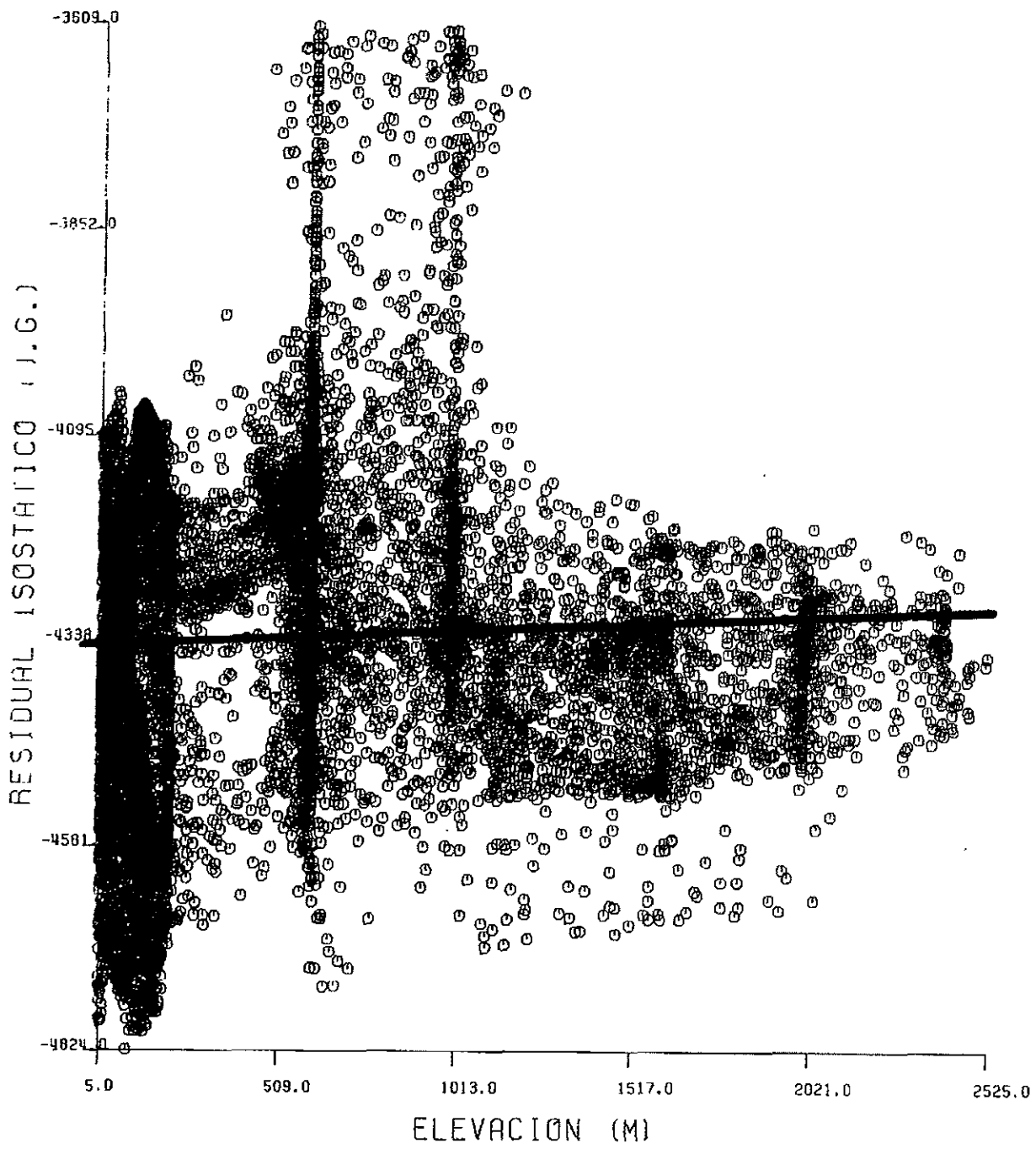


Fig. 3.30 RESIDUAL ISOSTATICO T = 35 Km & TOPOGRAFIA

Finalmente se calculó la corrección para $T=40$, dicho resultado se presenta en la (Fig. 3.31); como se esperaba, la pendiente de la recta es casi cero, por lo tanto consideramos el valor adecuado para la corrección isostática de $T=40$, con este parámetro prácticamente hemos eliminado la influencia regional de la interfase corteza-subestrato de la Anomalía de Bouguer, obteniendo un mapa Residual Isostático sobre el cual se puede hacer un análisis regional más confiable, es decir, se puede estimar si el basamento o los sedimentos son más someros o más profundos de acuerdo a las tendencias regionales.

Analizando cualitativamente el Residual Isostático de la (Fig. 3.32) y comparándolo con los datos originales, se resaltan algunas diferencias. Antes de entrar en detalles, mencionaremos las características más generales de los datos, relacionándolos con las estructuras conocidas. En el mapa de Anomalía de Bouguer de la figura. 3.24 se definen tres zonas denominadas Z-1, Z-2 y Z-3 cuyas características son claras, y se describen a continuación.

Al sur del área se tiene la zona Z-1 que corresponde a la Sierra de Chiapas, aquí tenemos una gran densidad de anomalías alternando de positivas a negativas, con un rumbo preferencial NW-SE, las cuales se correlacionan con las estructuras mesozoicas que afloran en esta parte del área. Para el Residual Isostático esta misma zona conserva casi las mismas características con excepción del gradiente regional que se ha eliminado, presentando una zona sin cambios significativos, esto se debe a que la dirección del gradiente regional coincide con la dirección preferencial de las estructuras.

La zona Z-2, corresponde a las Cuencas del Sureste y Campeche, teniendo en esta última las estructuras conocidas con el nombre de Alto de Villahermosa y Cuenca de Macuspana, las cuales corresponden a una anomalía positiva amplia y a un mínimo gravimétrico respectivamente; en el flanco sur del máximo gravimétrico se tiene una diferencia de 700 u.g. entre el valor más bajo al más alto, culminando en un cierre estrecho en la parte norte del positivo. El mínimo

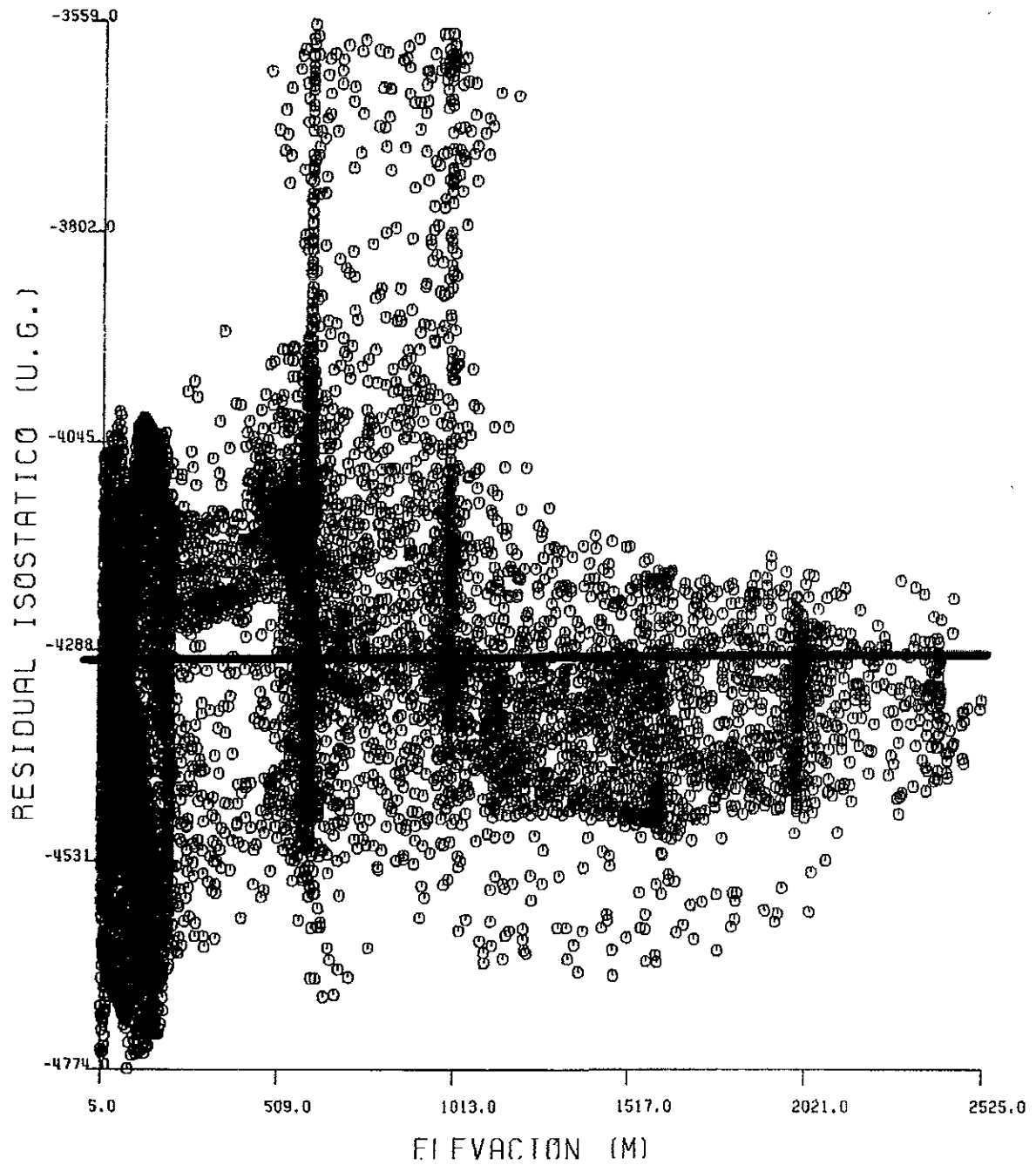


Fig. 3.31 RESIDUAL ISOSTATICO T = 40 Km & TOPOGRAFIA

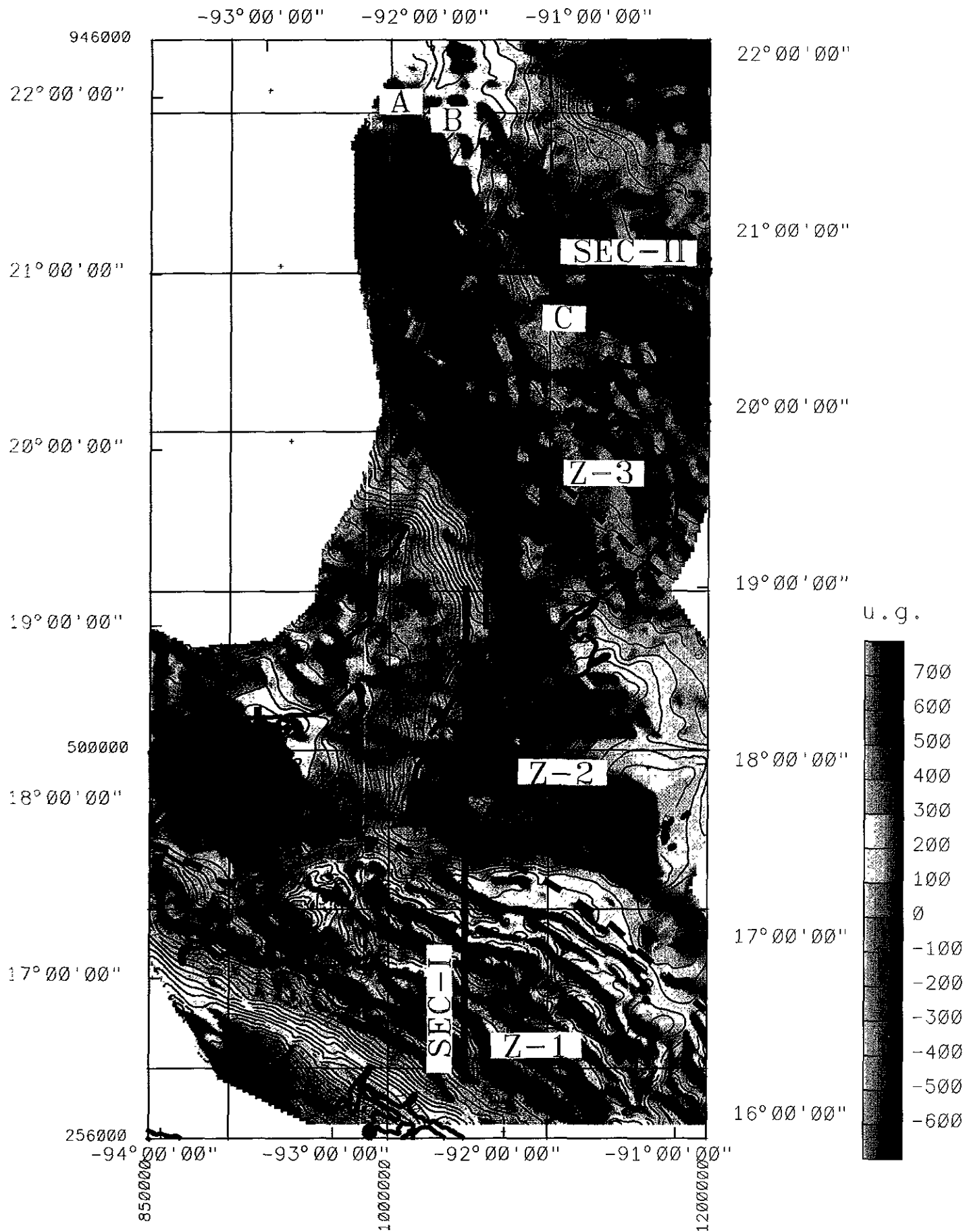


Fig.3.32 RESIDUAL ISOSTATICO (Intervalo 50 u.g.)

gravimétrico de la Cuenca de Macuspana se define claramente, observándose en el centro de éste algunos cierres negativos asimétricos. Estas dos estructuras en el mapa Residual Isostático se manifiestan con algunos cambios que en un momento dado pueden ser importantes. El máximo gravimétrico en el mismo flanco sur tiene una diferencia de 300 u. g., además la parte culminante del cierre se localiza desplazado al sur y de una forma más amplia; en lo que corresponde al mínimo gravimétrico, aquí se logra todavía una mejor definición de los límites y el comportamiento de dicha fosa, incluso de los cierres que se tienen en el centro, aparecen con una forma simétrica.

Finalmente la zona Z-3 corresponde a la Plataforma de Yucatán; dentro de ésta se puede hacer otra subdivisión, sin embargo consideramos que no es necesario ya que en gran parte se presentan pocos cambios con respecto al Residual Isostático, sin embargo, consideramos que la parte norte vale la pena comentarla.

En el mapa de Anomalía de Bouguer figura 3.24, aproximadamente de la coordenada Y=800,000 hacia el norte se presenta regionalmente un gradiente NW-SE, que se hace más acentuado en el límite NW punto (A), al sur de la coordenada Y= 800,000 se tienen anomalías de amplitud baja es decir las curvas se hacen más abiertas, en esta parte se tiene un mínimo gravimétrico (C) con rumbo NW-SE de amplitud negativa aproximadamente de 200 u.g. En el punto (B) se presenta una anomalía positiva con una amplitud de 250 u. g. con su parte culminante aparentemente estrecha con dirección NW-SE. En el mapa Residual Isostático se eliminó el gradiente regional que se observaba en esta zona, dando como resultado que el mínimo (C) se haga mas amplio hacia el sur, apareciendo al oriente del mínimo un gradiente E-W; además la anomalía que se tiene en (B) queda con una amplitud de 200 u. g. con su parte culminante más amplia y una dirección preferencial N-S que se bifurca al SE.

Finalmente, el gradiente que se tenía en el punto (A) fue eliminado con la corrección, quedando únicamente una extensión del máximo que resultó en (B).

Se propusieron dos secciones regionales figura. 3.32 ubicadas precisamente en donde se tienen los gradientes más intensos de la corrección isostática, la sección I tiene un rumbo S-N e inicia en la Sierra de Chiapas y termina 35 Km. adentro del Golfo de México, tiene un desarrollo de 300 Km. (Fig. 3.33). En esta sección se pueden apreciar las características de la Anomalía de Bouguer, la anomalía de la interfase y del Residual Isostático, además la correspondencia de la Sierra de Chiapas con su raíz; en esta sección vemos claramente cómo la anomalía de la interfase es prácticamente un regional de la Anomalía de Bouguer que al eliminarlo de los datos, estamos quitando un gradiente con una variación de 1200 u. g. en 300 Km. Si quisiéramos interpretar los datos de Anomalía de Bouguer sin corregir, el principal problema que se tendría es como justificar en un modelo en donde se tienen aflorando rocas del Mesozoico (Sierra de Chiapas) con anomalías gravimétricas con tendencia negativa, contrastando con una planicie en donde afloran rocas del Terciario y Cuaternario con anomalías gravimétricas menos negativas, aparentemente sería una contradicción, sin embargo al corregir los datos, hay un basculamiento de los mismos dando como resultado una información más congruente desde el punto de vista geológico, esto se observa claramente en la curva Residual Isostática.

En esta sección se observa la influencia de la raíz de la Sierra de Chiapas sobre la información gravimétrica, por ejemplo al inicio del modelo se tiene una elevación topográfica de 2000 m.s.n.m., con una raíz de 49 Km. de profundidad y a medida que avanzamos hacia la costa, las elevaciones tienden a cero y la raíz a estabilizarse a una profundidad de 40 Km., esto se tiene en los primeros 130 Km. del modelo, sin embargo en los 170 Km. Restantes, donde la elevación topográfica es prácticamente cero, se percibe aún la influencia de la raíz; este resultado nuevamente nos hace reflexionar de la influencia que existe de la isostasia aún en áreas prácticamente planas, pero que estén cercanas a estructuras topográficas elevadas.

SECCION I

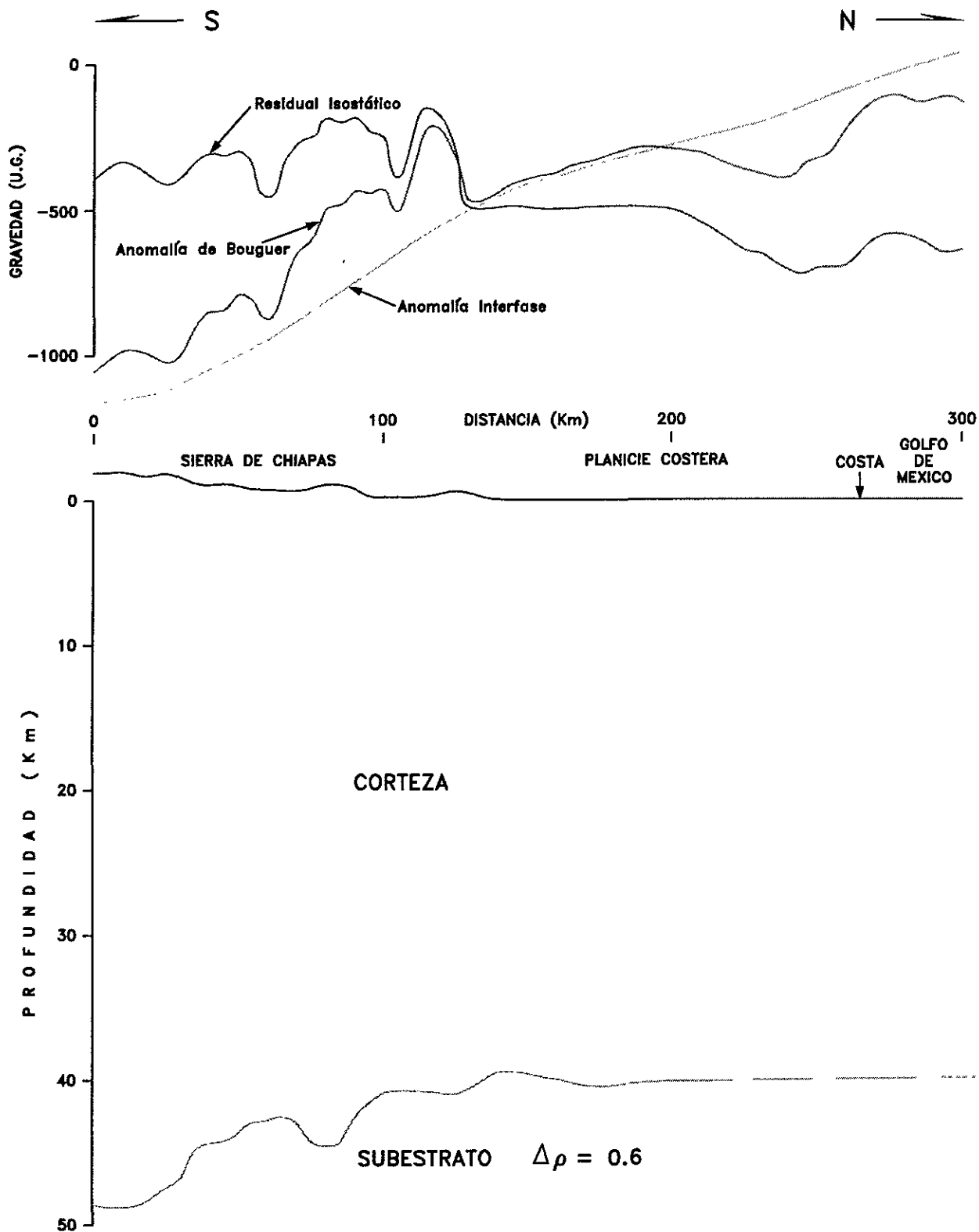


Fig. 3.33 Modelo Cortical Regional

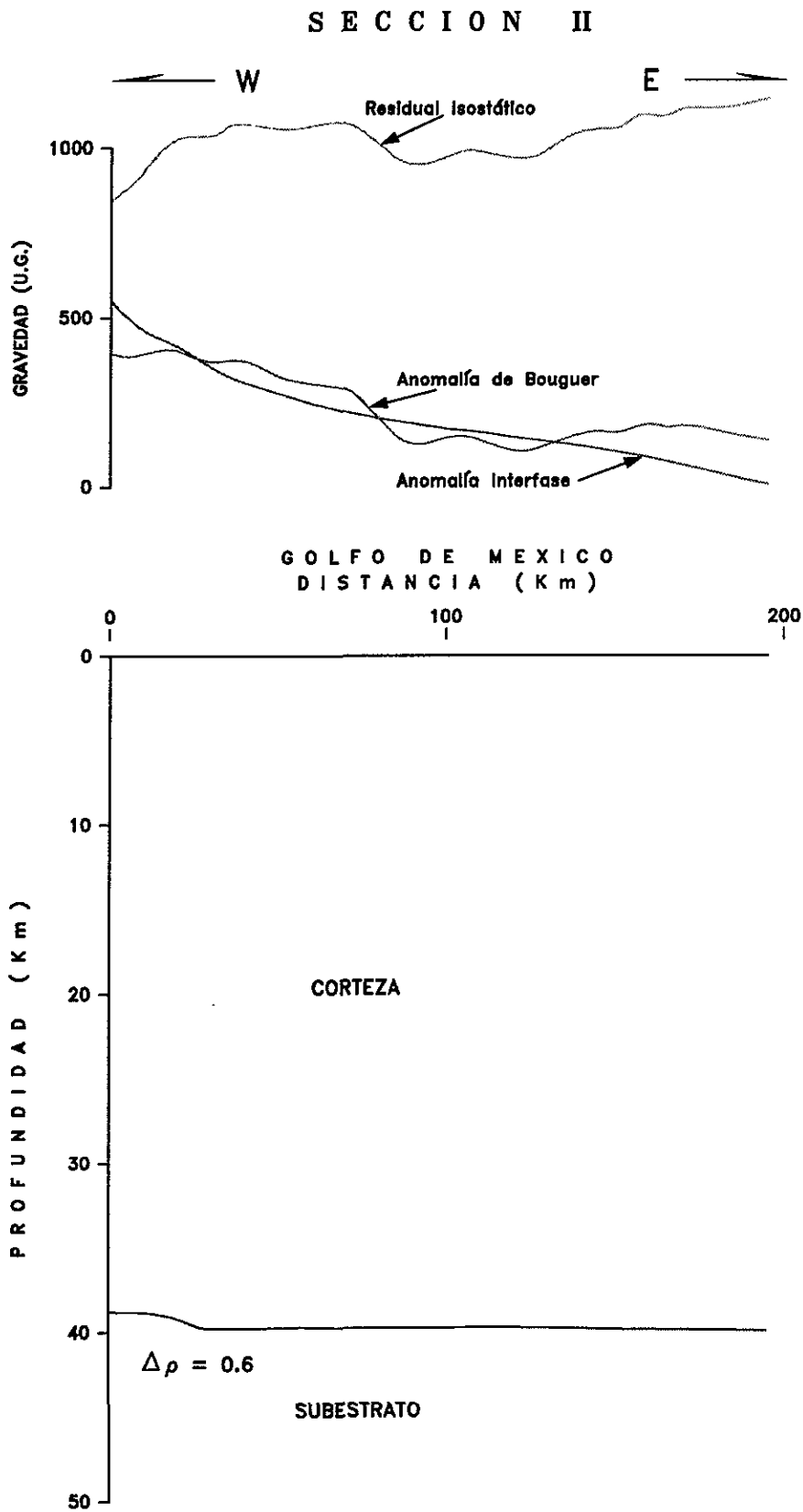
(Sierra de Chiapas-Planicie Costera-Golfo de México)

La sección regional II se propuso al norte del área con una dirección W-E y una longitud de 200 Km. (Fig. 3.34), esta sección presenta un comportamiento similar a la anterior, es decir vemos que la anomalía de la interfase es un regional adecuado a la Anomalía de Bouguer, sólo que en este caso tenemos una variación en la gravedad de 500 u. g. en 200 Km., que aparentemente no es una situación problemática si deseáramos hacer una interpretación directa de la Anomalía de Bouguer, además de que no se tiene ningún dato de referencia desde el punto de vista geológico sobre la sección. Sin embargo, de acuerdo al cálculo hecho para la corrección isostática, podemos apreciar que al bascularse el Residual Isostático queda con un gradiente positivo hacia el E, que desde el punto de vista cualitativo no está mal, ya que en esa dirección tenemos la Península de Yucatán en donde afloran rocas del Cretácico y en sentido contrario, estas mismas rocas se deben encontrar a una determinada profundidad.

Como se puede apreciar en el modelo de esta sección, prácticamente no existe raíz ni antirraíz, sin embargo la anomalía isostática presenta un gradiente positivo hacia el W, esto se debe principalmente a la antirraíz que se forma en el escarpe de Campeche, el cual se encuentra cerca del origen de la sección.

Después de analizar cualitativamente las dos secciones regionales propuestas, consideramos necesario comparar el resultado de la corrección isostática con los datos magnéticos del área, para esto se calculó la Reducción al Polo (Fig. 3.35), del mapa de Intensidad Magnética Total, de tal forma que pudiéramos correlacionar las fuentes magnéticas o datos estructurales del basamento con el mapa Residual Isostático. Al observar el mapa de la Reducción al Polo vemos que en términos generales es difícil hacer una correlación con el mapa Residual Isostático, sin embargo en algunos lugares se encontraron rasgos correlacionables.

En este análisis se consideraron las mismas zonas anteriormente mencionadas, por ejemplo en la zona Z-1, se define un basamento estable con algunas



**Fig. 3.34 Modelo Cortical Regional
(Golfo de México)**

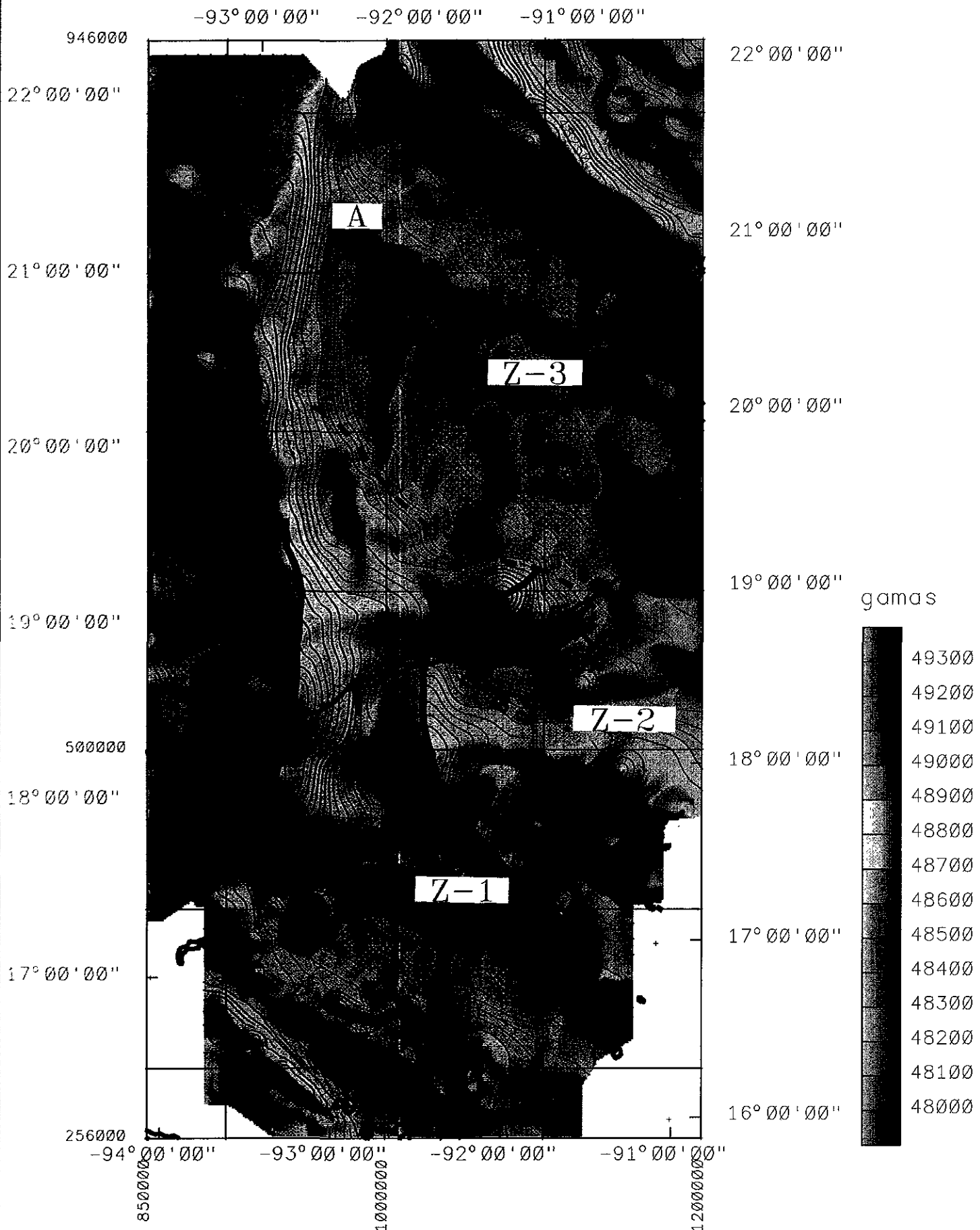


Fig.3.35 REDUCCION AL POLO (Intervalo 25 gamas)

estructuras suprabasamentales de poco relieve, esto coincide con el resultado obtenido en el mapa Residual Isostático, en el que se observan gran cantidad de anomalías locales, exclusivas del paquete plegado sedimentario, es decir que el gradiente gravitacional que se tenía en los datos originales de Anomalía de Bouguer no corresponde a los sedimentos ni al basamento.

En el área equivalente a la zona Z-2 se define en el mapa reducido al polo, dos anomalías positivas alineadas en la misma dirección de la fosa de Macuspana, que probablemente continúan hasta el intrusivo conocido con el nombre de Santa Fe, esta relación aparentemente nos define una zona de debilidad en donde cambian las características del basamento, es decir de la Plataforma de Yucatán al Pilar de Akal. Precisamente en la anomalía magnética del Pilar de Akal, coincide con la culminación del máximo gravimétrico que se obtuvo en el Residual Isostático.

Finalmente comparamos la zona Z-3. En el mapa magnético, esta zona se define como una continuación de la Z-1 con las mismas características, en esta parte se tienen anomalías de poca amplitud, es decir se presenta un basamento estable, con excepción de la parte norte en donde se eliminó un gradiente W-E de la Anomalía de Bouguer, en esta parte del mapa magnético se define bastante bien una anomalía con rumbo NW-SE, esta anomalía tiene ligeramente una mejor definición en el mapa Residual Isostático que en el mapa original de Anomalía de Bouguer. En el punto (A) se define un gradiente magnético que aparentemente se correlaciona con el gradiente negativo E-W que se obtuvo en el mapa Residual Isostático, desafortunadamente esta característica se tiene en la orilla de los datos y difícilmente puede ser correlacionable.

En general el mapa Residual Isostático obtenido en esta área, no presenta cambios drásticos en el comportamiento de las anomalías gravimétricas, básicamente conserva las mismas características de acuerdo a las zonas en que fue dividida el área para su análisis, sin embargo como se observó en el Residual

Isostático, después de corregir los datos se tuvo una mejor definición de algunas estructuras conocidas, como el pilar de Akal y la Fosa de Macuspana, en el caso de la primera se vio una mejor definición de dicha estructura positiva, incluso aquellas que aparecen en la parte norte del área.

CONCLUSIONES

- Después de analizar el problema de la Isostasia que se presenta en la información gravimétrica, se llegó a la determinación que para obtener una interpretación más adecuada y correlacionable con información Geofísica y Geológica, es necesario corregir por isostasia los datos, sobre todo en las áreas que se encuentran en o cerca de cadenas de montañas o aquellas que se encuentran sobre las márgenes continentales.
- En trabajos de exploración gravimétrica con objetivos petroleros, es recomendable realizar la corrección isostática independientemente de la magnitud del gradiente gravitacional que se tenga en el área de estudio, ya que con esta corrección se eliminan tendencias que no son de interés para los objetivos que se persiguen.
- El modelo isostático de Airy-Heiskanen que se empleó en este trabajo, consideramos fue el más adecuado, ya que dicho modelo tiene características similares a los resultados obtenidos en estudios corticales por medio de sismología de refracción.
- En el modelo Isostático se propone para la corteza y el subestrato, un contraste de densidad de 0.6 gr/cm^3 , el cual consideramos es representativo para la interfase y para la placa de Bouguer se utilizó la densidad de 2.67 gr/cm^3 .
- Con la aplicación de la corrección isostática a la Anomalía de Bouguer se obtiene una mejor definición de los patrones estructurales de la columna sedimentaria y del basamento; es decir se observan más claramente los lineamientos estructurales y, sobre todo, las dimensiones de las estructuras regionales que son las más afectadas por la isostasia.

- Al corregir por isostasia los datos gravimétricos, en ocasiones se modifican las características de las anomalías como las amplitudes, que en algunos casos pueden ser determinantes en la estimación de las profundidades.
- Para definir el parámetro T del modelo isostático, es recomendable efectuar varias pruebas a diferentes profundidades y presentar los resultados en gráficas de Residual Isostático & Topografía, seleccionando aquél que haya eliminado de los datos gravimétricos la influencia regional de la topografía; evitando así el problema de la subcorrección o sobrecorrección isostática.
- La corrección isostática aplicada en las dos áreas fue la más adecuada, considerando el modelo y sus parámetros empleados, esto se confirmó en los perfiles regionales donde graficamos la anomalía de la interfase que se ajusta perfectamente como un regional a la Anomalía de Bouguer, esta característica también la podemos apreciar en el mapa de la anomalía de la interfase, la cual se comporta en forma similar a un regional de la Anomalía de Bouguer; dicha interfase es el resultado de la aplicación del modelo isostático a una malla de elevaciones topográficas, que nos indica que indirectamente hay una relación, pues el relieve topográfico es el resultado de la dinámica de la corteza y éste a su vez es el resultado de la isostasia. Como ejemplo tenemos el resultado de $T=20$ para el área A-I que por sus características sabemos que se trata de una margen activa convergente y en el caso del área A-II se estimó una profundidad de $T=40$ Km. que en este caso se trata de una margen pasiva divergente.
- Después de calcular las anomalías isostáticas a diferentes profundidades, observamos que cada uno de estos resultados se comporta como un regional de la Anomalía de Bouguer, sin embargo se seleccionó uno de ellos para aplicar la corrección isostática, la selección estuvo apoyada en la relación del Residual Isostático con la topografía. Por lo tanto se considera que la corrección isostática no puede ser resuelta como un simple problema de

filtrado, en que se obtenga un regional de los datos, ya que se corre el riesgo de subcorregir o sobrecorregir los resultados. La corrección Isostática resulta del análisis y proceso efectuado sobre la información gravimétrica y su correlación con los rasgos topográficos del área que se estudia.

BIBLIOGRAFÍA

1. Bernabé, y , 1981. A new method of computation of isostatic anomaly and its application to the Rhine graben, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 27, pp. 151-157.
2. Burbach G.V., Cliff Frohlich, Wayne D. Pennington and Tosimatu Matumoto. Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B9, pp. 7719-7735, Sep. 1984.
3. Dorman L. M. and B.T.R. Lewis, 1970. Experimental Isostasy, Theory of the Determination of the Earth's Isostatic Response to a Concentrated Load, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 17, pp. 3357-3365.
4. Ewing, Maurice, and J. Lamar Worzel, Gravity anomalies and structure of the West Indies, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 65, pp. 165-173, 195-199, 1955
5. Groten E. and Reinhart E., Gravity Prediction in Mountainous Areas. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. X, No. 37, marzo 1968
6. Heiskanen W.A. and Vening Meinesz F.A. 1958. *The Earth and Its Gravity Field*, Mc Graw-Hill Book Company, Inc.
7. Hess, Harry; Changes in the earth's crust with time, *Bull. Géod.*, no. 31, 1954.
8. Jachens R.C. and Griscon A. 1985. An Isostatic Residual Gravity map of California-A Residual Map for Interpretation of Anomalies from Intracrustal Sources. *Society Exploration Geophysicists*. pP 347-360.
9. Nagy Deszo, The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism, *Geophysics*, Vol. XXXI, No. 2 (april 1966), pp.362-371.
10. Nettleton L.L., *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. McGraw-Hill Book Company.
11. Petrovna K. T. 1992 Estructura de la Corteza y Manto Superior en el Norte de México, Tesis Maestría UNAM. Instituto de Geofísica.
12. Simpson R.W., Jachens R.C. and Blakely R. J. 1986 A new Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States with a Discussion on the Significance of the Isostatic Residual Anomalies. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 91, No.B8, pp. 8348-8372
13. Worzel, J. Lamar, and G.L. Shurbet: Crustal density based on gravity and seismic data, *Symposium, New era of geodesy*, *Bull. Géod.*, No. 36, 1955.