

**Centro de Investigación Científica y de  
Educación Superior de Ensenada**



**ESTUDIO GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL  
AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA, SAN JOSE  
DEL CABO, BAJA CALIFORNIA SUR**

**TESIS  
MAESTRIA EN CIENCIAS**

**JAIME ALONSO REYES LOPEZ**

**ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, NOVIEMBRE DE 1991.**

**RESUMEN** de la Tesis de Jaime Alonso Reyes López, presentado como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** con opción en **GEOFISICA APLICADA**. Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 1991.

**ESTUDIO GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA, SAN JOSE DEL CABO, BAJA CALIFORNIA SUR.**

Se realizó un levantamiento geofísico de gravedad y magnetismo en el área del Cerro de La Laguna (municipio de San José del Cabo, B.C.S.) para tratar de esclarecer el origen y relación estructural de una anomalía geomorfológica en ésta zona. Esta anomalía es de carácter circular y ha sido interpretada como la expresión superficial de intrusiones que le han dado al área una forma estructural cómica con características similares a las localizadas en el interior de los segmentos de dispersión de la Cuenca de Guaymas.

A partir de esta evidencia geológica se construyó un modelo geofísico conceptual al cual se le calcularon las respuestas gravimétricas y magnéticas producto de las supuestas intrusiones y de la geología superficial. Con la finalidad de resaltar las anomalías geofísicas presentes en los datos y compararlas con las anomalías calculadas en el modelado, se realizó el proceso de separación de anomalías utilizando la técnica de ajuste de superficies polinomiales por mínimos cuadrados.

Los mapas de anomalías residuales gravimétricas y magnéticas, indican pequeñas cuencas rellenas de rocas sedimentarias y la presencia de rocas ígneas, caracterizadas por una anomalía gravimétrica positiva sin aparente expresión magnética.

La interpretación de los mapas de anomalías medidos, está fuertemente restringida por la magnitud del error obtenido en el cálculo de éstas (para el caso de gravimetría) y la cobertura de los puntos de medición (para el caso de magnetometría). Sin embargo, las anomalías explican la geología y dan evidencias de la existencia de una intrusión debajo del sitio que presenta mayor deformación estructural.

Por otra parte, la interpretación de un perfil gravimétrico y magnético de los mapas de anomalías regionales, indica que los gradientes observados en los mapas de anomalías medidos, son de carácter regional relacionados con adelgazamiento de corteza.

En base a los resultados obtenidos, se concluye que el área del Cerro de La Laguna es una porción levantada del borde continental que presenta intrusiones, cuyo origen está relacionado a los procesos de adelgazamiento y fallamiento en bloques de la corteza continental -eventos vinculados a procesos de extensión difusa-.



**CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION  
SUPERIOR DE ENSENADA**

**DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA  
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA APLICADA**

**ESTUDIO GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL AREA DEL CERRO DE LA  
LAGUNA, SAN JOSE DEL CABO, BAJA CALIFORNIA SUR**

**TESIS**

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios  
para obtener el grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** presenta:

**JAIME ALONSO REYES LOPEZ**

Ensenada, Baja California, Noviembre de 1991.

TESIS DEFENDIDA POR:       JAIME ALONSO REYES LOPEZ  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:

---

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, Director del comité

---

Dr. Carlos Flores Luna, Miembro del comité

---

M.C. José Manuel Romo Jones, Miembro del comité

---

M.C. Rogelio Vázquez González, Miembro del comité

---

M.C. Vicente Ferreira Bartrina, Miembro del comité

---

Dr. Enrique Gómez Treviño, Jefe del Departamento de  
Geofísica Apicada

---

M.C. José Manuel Romo Jones, Director de la División de  
Ciencias de la Tierra

---

Dr. Luis Eduardo Calderón Aguilera, Director Académico

Tesis presentada en Noviembre, 1991.

## DEDICATORIA

A mis padres, José y Clara, hermanos Estuardo, Ismael y Deyanira por su apoyo mostrado en todo momento.

A mis amigos, que en todo momento estuvieron conmigo.  
Especialmente a ustedes dos.

Especialmente para una persona amada.

Rosa Elvira, mi esposa  
David Orlando, mi hijo  
con amor

## AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, por su asesoría brindada durante este trabajo.

A los miembros del comité: Dr. Carlos Flores Luna, M.C. José Manuel Romo Jones, M.C. Rogelio Vázquez González y M.C. Vicente Ferreira Bartrina.

A todos los estudiantes y personal del CICESE, con quienes conviví durante este tiempo.

Al CICESE y al CONACYT

A la vida y a Dios.

## CONTENIDO

	<u>Página</u>
I. INTRODUCCION	1
II. ANTECEDENTES	4
III. MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO DE LA REGION PENINSULAR SUR	9
IV. GEOLOGIA Y TECTONICA DEL AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA	15
V. MODELO GEOLOGICO-GEOFISICO CONCEPTUAL DEL AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA.	20
V.1 Modelado Gravimétrico	22
V.2 Modelado Magnético	26
VI. LEVANTAMIENTO DE CAMPO.	30
V1.1 Altimetría	32
V1.2 Gravimetría	33
V1.3 Magnetometría	33
VII. REDUCCION DE DATOS	36
VII.1 Altimetría	36
VII.2 Magnetometría	38
VII.3 Gravimetría	39
VIII. ANALISIS DE ERRORES	45

## CONTENIDO (Continuación)

	<u>Página</u>
IX. ANALISIS DE DATOS	50
IX.1 Gravimetría	50
IX.2 Magnetometría	57
X. DISCUSION	67
XI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	75
LITERATURA CITADA	78
ANEXOS	82

## LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Localización del área de estudio. Principales rasgos estructurales sobre el continente.	3
2	Geología y estructura de la punta sur de Baja California. Falla de La Paz (FLP), Sierra de La Victoria (SV), Depresión de San José del Cabo (DSJ), Sierra de La Trinidad (ST) y Margen Continental (MC). Tomada de Curray et al (1982).	8
3	(a) Mapa de lineamientos magnéticos indicando las edades de la corteza oceánica en millones de años. (b) Modelo conceptual de la estructura a lo largo del perfil X-Y-Z. Los sitios 474, 475 y 476 indican perforaciones marinas (tomada de Curray et al, 1982).	14
4	Marco geológico y estructural de la estructura-domo del Cerro de La Laguna. Tomada de Gaitán (1986).	16
5	(a) Proyección en planta de los posibles intrusivos (formas circulares), causantes de la forma estructural dómica del Cerro de La Laguna y deformación de los sedimentos de la Formación Salada. (b) La sección geológica A-A'-A'', incluye el intrusivo mayor (CL). Tomado de Gaitan (1986).	21
6	Respuesta gravimétrica del conjunto de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna suponiendo la presencia de cuerpos intrusivos. Los números en los prismas indican profundidades a la cima ( $Z_1$ ) y a la base ( $Z_2$ ) en kilómetros y el contraste en densidad ( $\Delta\rho$ ) entre los prismas y el basamento granítico ( $\rho_g=2.70$ gr/cc).	24

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
7	Perfiles tomados de la figura 6, que muestran el modelo de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna.	25
8	Respuesta magnética del conjunto de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna suponiendo la presencia de cuerpos intrusivos. Los números en los prismas indican profundidades a la cima ( $Z_1$ ) y a la base ( $Z_2$ ) en kilómetros y el contraste de susceptibilidad ( $\Delta k$ ) entre los prismas y el basamento granítico ( $k_g=2.72 \times 10^{-3}$ cgs). Los prismas que simulan los rellenos sedimentarios no contribuyen a la anomalía magnética.	29
9	Localización de las estaciones del levantamiento geofísico. Mapa topográfico tomado de DETENAL, hoja F12B45.	31
10	Magnetogramas de variación diurna de la intensidad del campo geomagnético durante los días del levantamiento magnético.	35
11	Mapa topográfico integrado, del cual se obtiene la malla regular de datos para calcular la corrección topográfica.	41
12	Valores de corrección topográfica, calculados por el método de campanas gaussianas (Herrera, 1988). La densidad de Bouguer ( $\rho_B$ ) es 2.67 gr/cc para el efecto continental y 1.64 gr/cc para el efecto marino.	44

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
13	Lecturas del altímetro vs. lecturas del barógrafo. Idealmente los puntos deberían caer sobre una recta, se observan efectos de histéresis y no-linealidad. Lecturas a intervalos aproximados de una hora.	46
14	Variación de la presión diurna (en pies), lecturas tomadas con el altímetro en intervalos aproximados de una hora.	48
15	Mapa de anomalía de Bouguer corregida por topografía, con una densidad de reducción $\rho_B=2.67$ gr/cc. Contornos a cada 1 mGal.	51
16	Separación de anomalías gravimétricas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de primer orden, (b) residual de primer orden, (c) ajuste de segundo orden, (d) residual de segundo orden. Los puntos indican las estaciones de medición.	53
17	Separación de anomalías gravimétricas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de tercer orden, (b) residual de tercer orden, (c) ajuste de cuarto orden, (d) residual de cuarto orden. Los puntos indican las estaciones de medición.	54
18	Residual gravimétrico de primer orden, calculado como la diferencia entre los valores de anomalía de Bouguer y el ajuste calculado de primer orden.	56

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
19	Mapa de anomalías de intensidad magnética total, a cada estación se le ha quitado un valor constante de 43775 gammas. Contornos a cada 10 gammas.	58
20	Separación de anomalías magnéticas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de primer orden, (b) residual de primer orden, (c) ajuste de segundo orden, (d) residual de segundo orden. Los puntos indican las estaciones de medición.	60
21	Separación de anomalías magnéticas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de tercer orden, (b) residual de tercer orden, (c) ajuste de cuarto orden, (d) residual de cuarto orden. Los puntos indican las estaciones de medición.	61
22	Mapa de anomalía magnética regional. La diferencia entre los valores de este mapa y la continuación de la tendencia noreste-sureste relacionado al patrón geológico regional (línea gruesa punteada) indican la presencia de una anomalía positiva (línea delgada punteada). El perfil A-A' es utilizado en la interpretación.	65

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
23	Regional gravimétrico de primer orden, la tendencia noreste-suroeste y el gradiente de aproximadamente 3 mGal/km esta relacionado al panorama geológico regional. El perfil A-A' perpendicular a su tendencia es utilizado en la interpretación.	70
24	(a) Sección cortical. El bloque superior con una densidad de 2.75 gr/cc simula un adelgazamiento del bloque continental hacia el sureste, representado por la línea punteada, sobre una corteza oceánica de 2.90 gr/cc y de 3.05 gr/cc. (b) Respuesta gravimétrica tridimensional del modelo, los datos son tomados del perfil A-A' de la figura 23.	71
25	(a) Sección cortical. El bloque superior con una K de 0.0027 simula un adelgazamiento del bloque continental hacia el sureste, representado por la línea punteada, sobre una corteza oceánica de 0.00952 y 0.0143 (cgs). (b) Respuesta magnética tridimensional del modelo, los datos son tomados del perfil A-A' de la figura 21.	74

## LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I.	Densidades y susceptibilidades magnéticas de rocas ígneas. Valores tomados de Dobrin (1976) y Telford (1978).	27
II.	Prueba estadística para probar la significancia de los diferentes ajustes de la anomalía magnética de campo total. Las fórmulas utilizadas para estas estimaciones se presentan en el anexo III.	63
III.	Valores que corresponden a la reducción de datos de altimetría.	94
IV.	Valores que corresponden a la reducción de datos magnéticos.	96
V.	Valores que corresponden a la reducción de datos gravimétricos.	98

## ESTUDIO GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL AREA CERRO DE LA LAGUNA, SAN JOSE DEL CABO, BAJA CALIFORNIA SUR.

### I. INTRODUCCION

En Abril de 1988, el grupo de exploración geofísica del Departamento de Geofísica Aplicada de la División del Ciencias de la Tierra del C.I.C.E.S.E. en colaboración con la Universidad Autónoma de Baja California Sur, realizó un estudio geofísico en el área denominada Cerro de La Laguna, Municipio de San José del Cabo, Baja California Sur, en apoyo al proyecto "Evidencias de Neotectónica en la Región Sur Peninsular de Baja California Sur" que desarrolla el Departamento de Geología Marina de dicha Universidad. Este estudio tiene como objetivo reconocer zonas con evidencias de tectonismo reciente, con el propósito de determinar si estos procesos siguen actuando en el presente y evaluar el posible riesgo sísmico en las poblaciones del Sur de la península de Baja California.

El área del Cerro de La Laguna presenta una expresión geomorfológica anómala del terreno, esto es, un rasgo circular asociado a un patrón radial del drenaje, y además, una actitud estructural anómalo de rocas sedimentarias márinas del Plioceno-Pleistoceno correspondientes a la Formación Salada. Algunos autores sugieren que estos rasgos morfológicos anómalos son producidos por procesos de erosión e intemperismo (DEGETENAL, en Gaitán, 1986). Sin embargo, estudios geológicos recientes suponen que estos rasgos anómalos son el resultado

de eventos tectónicos ocurridos durante la evolución inicial del Golfo de California y se comparan con los rasgos de las estructuras de forma dómica que se localizan en el interior de los segmentos de dispersión de la Cuenca de Guaymas (Gaitán, 1986).

Como complemento a los estudios geológicos llevados a cabo hasta la fecha, se realizó un levantamiento simultáneo de gravedad, magnetismo y altimetría, con el objetivo de aportar información adicional para tratar de esclarecer el origen y relación estructural de la anomalía Cerro de La Laguna. Con tal propósito, se establecieron 52 estaciones con separaciones de 0.5 a 1.0 km cubriendo un área aproximada de 50 km<sup>2</sup> en un periodo de 10 días. Como documentos básicos, se obtuvieron mapas de anomalías relativas gravimétricas corregido por topografía y magnéticas de intensidad total, los cuales se analizan y discuten en los capítulos siguientes.

#### **LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.**

El área de estudio, se localiza aproximadamente a 15 km al NE del poblado San José del Cabo en las costas del Golfo de California y está delimitada por las coordenadas 23° 04' a 23° 08' de Latitud norte y 109° 34' a 109° 40' de Longitud oeste, y constituye el extremo sur de la Depresión de San José (figura 1).

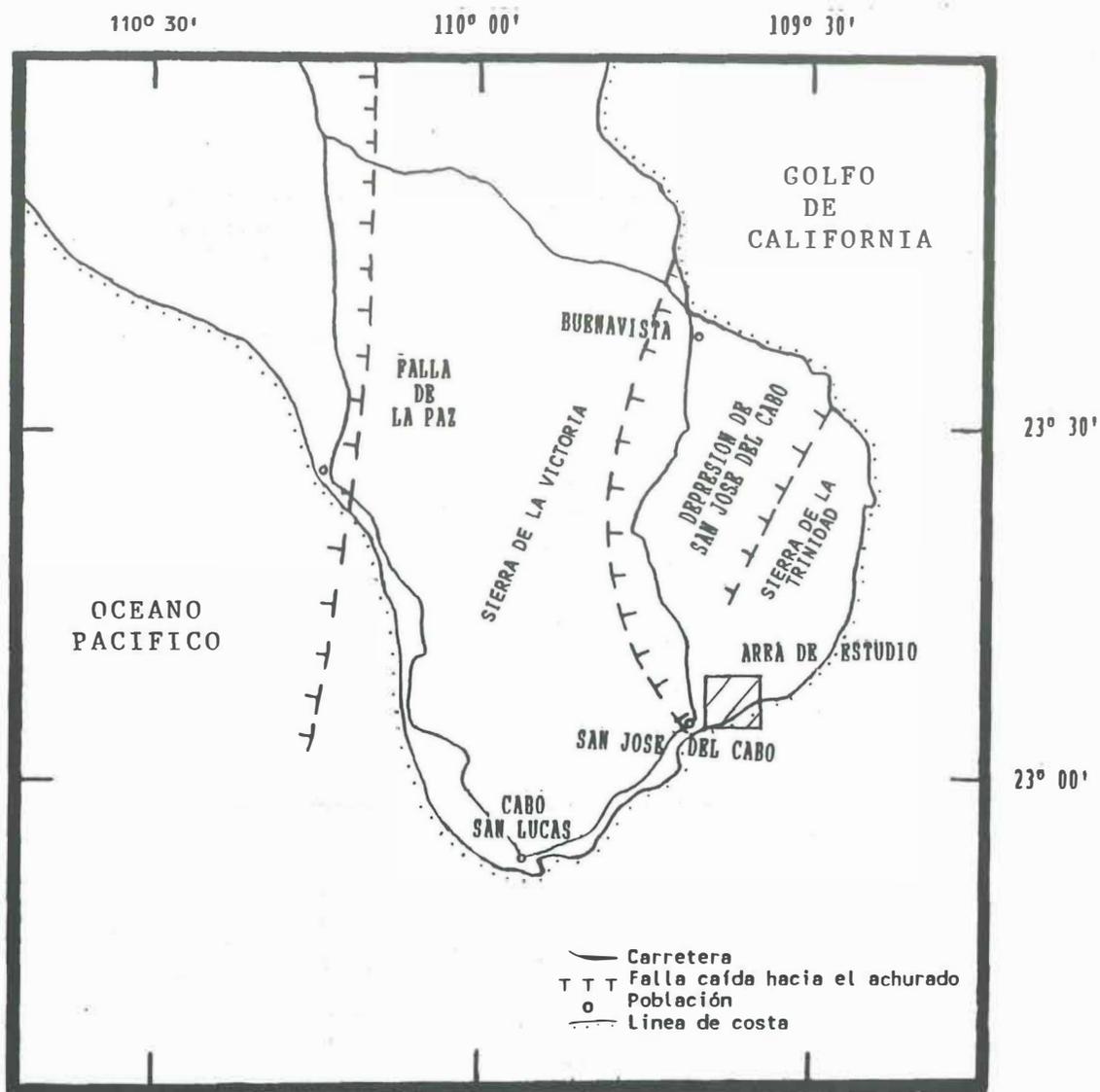


Figura 1. Localización del área de estudio. Principales rasgos estructurales sobre el continente.

## II. ANTECEDENTES

En un reporte geológico de DEGETENAL (en Gaitán, 1986), se describe la geología en el área del Cerro de La Laguna como una secuencia de rocas sedimentarias, caracterizada por arcosas bien cementadas con intercalaciones de calizas con alto grado de fracturamiento que subyacen discordantemente rocas granodioríticas. También, describen la morfología de las rocas sedimentarias y la comparan con aquellas de los picos volcánicos y establecen que procesos de intemperismo diferencial y kársticos actúan sobre las capas horizontales produciendo un relieve accidentado e irregular.

Sin embargo, Gaitán (1986) con base en la interpretación de fotografías aéreas y apoyado en observaciones de campo, correlaciona los afloramientos de rocas sedimentarias con la Formación Salada, e infiere que los rasgos morfológicos y geológicos tienen control estructural. Compara la geología del área con los procesos geológicos que operan hoy en día en las cuencas oceánicas del Golfo de California, y sugiere que las anomalías morfológicas y estructurales presentes en el área del Cerro de La Laguna, son similares a los altos "intra-rift" localizados en el piso de las depresiones submarinas de la Cuenca de Guaymas, y su origen lo relaciona con los procesos de "rifting" (agrietamiento) que ocurrieron durante la apertura del Golfo de California.

Considera que la posición paleogeográfica de la Dorsal del Pacífico y las fallas de transformación asociadas, estuvieron probablemente muy cerca de la línea de costa actual durante el Plioceno Temprano (hace 5.5 Ma). La expansión térmica de la litósfera causó el levantamiento y deformación de las rocas sedimentarias; asociada a esta, varios procesos geológicos similares a los que suceden en la actualidad en los centros de expansión dentro del Golfo de California, los considera como los responsables del desarrollo estructural del área.

Tal hipótesis, se apoya en diversos estudios geológicos y geofísicos realizados en la región. Pantoja y Carrillo (1966), reportan anomalías geomorfológicas similares a las del área del Cerro de La Laguna en un afloramiento de la Formación Salada localizado a 12 km al NE del área de estudio. El afloramiento muestra arqueamiento con echados de  $20^{\circ}$  hacia el NW, y lo interpretan como el resultado de empujes verticales, -posibles evidencias de levantamientos-, los cuales ocurrieron en tiempos posteriores a la Formación Salada (Plioceno-Pleistoceno).

McCloy (1984), en su descripción del depósito general que rellena la Depresión de San José del Cabo (figura 1), indica sedimentos marinos y continentales del Neógeno en una secuencia sedimentaria, la cual clasifica en tres unidades principales: Capas Rojas Coyote (Mioceno Superior), Formación

Trinidad (Mioceno Medio a Plioceno) y Formación Salada (Plioceno-pleistoceno). El conjunto documenta una historia sedimentaria de ambiente no-marino a marino que precede en parte al acercamiento al continente de la Dorsal del Pacífico y apertura del Golfo de California. De este modo, el depósito sedimentario es dominado primero por un periodo de subsidencia y posteriormente un periodo de levantamiento del cratón continental.

Dentro del margen continental y frente al Cerro de La Laguna Normark y Curray (1968), describen una secuencia de sedimentos plegados y fallados correlacionados con la Formación Salada, la cual descansa en discordancia con rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Comondú (Mioceno Tardío, Pantoja y Carrillo, 1966), y graníticas del plutón baja californiano (Cretácico Tardío, Gastil et al, 1976). La estructura de la terraza continental es dominada por fallas normales con tendencia NE-SW, aparentemente relacionadas a un tectonismo tipo extensional característico en las zonas de "rift" de los márgenes continentales pasivos (figura 2).

Curray y Moore (1982), a partir de la integración de información geofísica, geológicas y de perforaciones marinas realizadas hasta la fecha, han elaborado el marco tectónico regional, y lo describen como un cratón continental adelgazado, cortado en bloques por fallas normales y con evidencias de vulcanismo, producto de una historia tectónica compleja.

Primero involucran la terminación de un proceso de subducción en la margen oeste de Baja California, seguido de un periodo de movimiento a lo largo de un límite transformacional entre las placas de Norteamérica y Pacífico y finalmente el alineamiento del límite de estas dos placas a su posición actual, provocando en algunos sitios dispersión normal del piso oceánico, y en otros extensión difusa, consistente principalmente en fallamiento en bloques asociado con adelgazamiento de la corteza continental e inyección de diques, -mecanismos que se consideran como los responsables del desarrollo estructural del área del Cerro de La Laguna (Gaitán, 1986)-.

Hasta la fecha, este es el primer trabajo de geofísica dentro del área de estudio. Mediciones gravimétricas tomadas al sur del paralelo 28° en el Golfo de California, indican que la parte central del golfo se caracteriza por un alto gravimétrico que decrece rápidamente hacia las costas, y se interpreta como una loza angosta y alargada de corteza densa semejando una sección oceánica bordeada hacia los lados por corteza continental (Harrison y Mathur, 1964). Contornos gravimétricos que convergen hacia el área de estudio indican un valor de gravedad de 60 mgal.

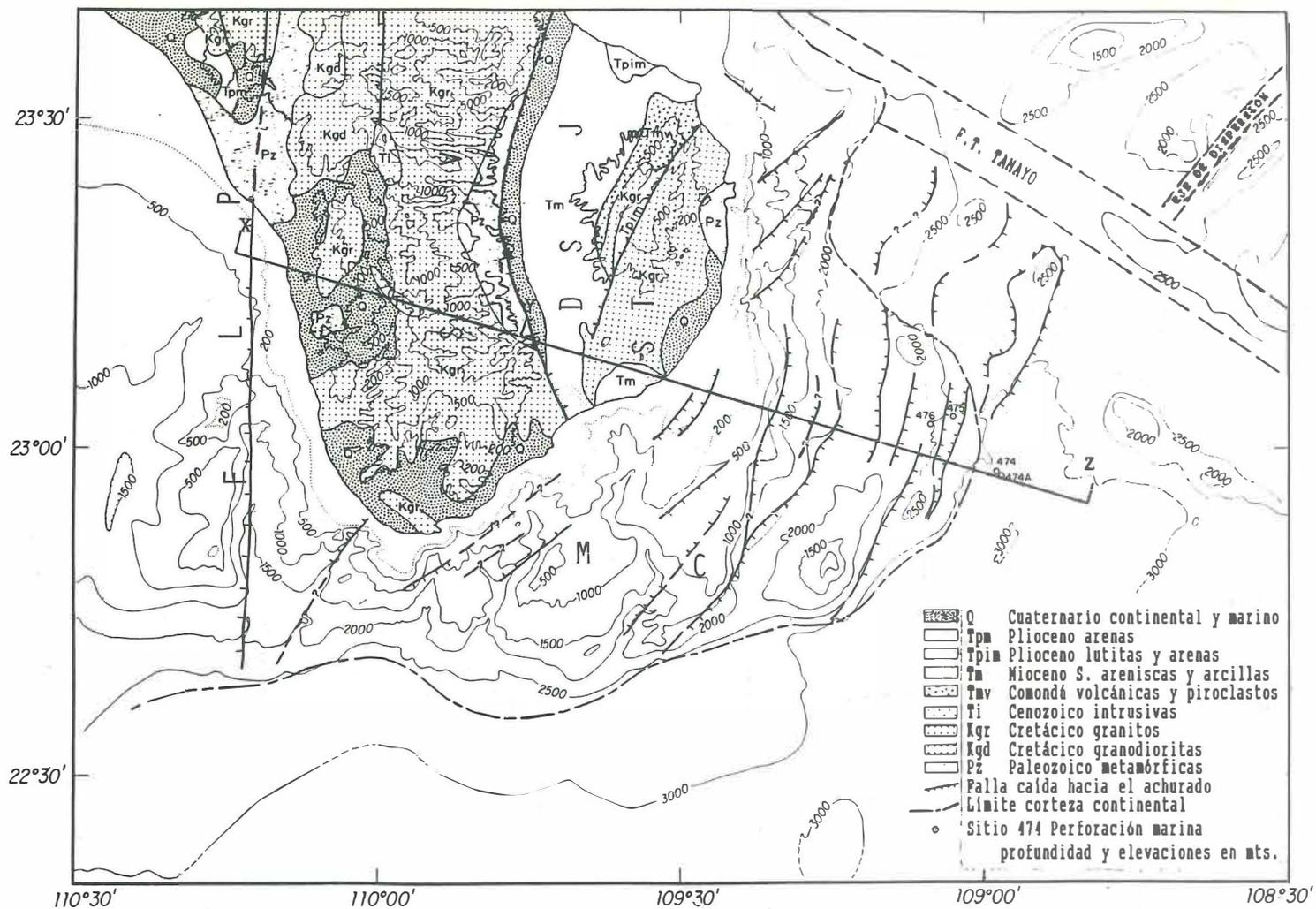


Figura 2. Geología y estructura de la punta sur de Baja California. Falla de La Paz (FLP), Sierra de La Victoria (SV), Depresión de San José del Cabo (DSJ), Sierra de La Trinidad (ST) y Margen Continental (MC). Tomada de Curray et al (1982).

### III MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO DE LA REGION PENINSULAR SUR

El extremo Sur de la Península de Baja California se separa en dos bloques por la tendencia N-S de la falla La Paz (FLP, figura 2). Actualmente, se desconoce su desplazamiento y edad, pero se cree que es una falla tensional del Mioceno con hundimiento al Oeste y una componente de rumbo, cuyo movimiento no se conoce con certeza (Normark y Curray, 1968). Otras fallas al Este (escarpe Este de la Sierra La Victoria (SV) y margen Oeste de la Sierra de La Trinidad (ST), figura 2), crean una tendencia norte-sur de cuencas y pilares, que probablemente son una manifestación de la provincia Cuencas y Cordilleras del Mioceno, extensión que ocurrió antes de la apertura del Golfo de California (Curray et al, 1982).

El bloque oriental denominado "La Región del Cabo" (López Ramos, 1979), está constituido básicamente por un macizo batolítico del Cretácico Superior que constituye los complejos montañosos de la Sierra de La Victoria (SV) al Oeste, la Sierra de la Trinidad (ST) al Este, y en la parte central una cuenca llamada "Depresión de San José del Cabo" (DSJ), figura 2. Dicho complejo ígneo tiene una edad entre 54 y 88 Ma (Gastil et al, 1976), y está cubierto discordantemente por una secuencia de rocas sedimentarias continentales y marinas de edades que varían del Mioceno al Reciente.

Estudios geológicos de la depresión de San José del Cabo por Pantoja y Carrillo (1966) y McCloy (1984), indican un paquete sedimentario continental y marino del Terciario Superior depositado discordantemente sobre un basamento ígneo-metamórfico. La secuencia sedimentaria involucra las siguientes unidades: Formación Capas Rojas Coyote, constituida por una serie de areniscas graníticas rojas y conglomerados derivados del basamento y de edad Mioceno Medio a Tardío, de aproximadamente 400 m de espesor. Sin embargo, Pantoja y Carrillo (1966), consideran a estas capas rojas como la base de la Formación Comondú (secuencia volcánica asociada a la extensión de Cuencas y Cordilleras que formó esta depresión, constituida por estratos que varían de basalto a riolitas y productos piroclásticos) con un espesor aproximado de 250 m. Dicha unidad está cubierta concordantemente por la Formación Trinidad que incluye : areniscas, arcillas, limolita (subunidad A) de edad Miocénica Media a Tardía, subyaciendo concordantemente a areniscas y limolitas (subunidad B) del Mioceno Superior que a su vez están concordantemente cubiertas por diatomitas, arcillas y calizas del Plioceno (subunidad C), las cuales son a su vez, concordantemente cubiertas por areniscas masivas y limolitas (subunidad D), los espesores presentados por Pantoja y Carrillo (1966) y McCloy (1984), difieren considerablemente de 200 m para el primero a 700-1000 m para el segundo. Esta secuencia es sobreyacida

discordantemente por la Formación Salada del Plioceno-Pleistoceno, constituida por capas medianas a gruesas de areniscas de cuarzo con feldespato y mica, capas lenticulares de arcilla y limo, conglomerados finos a gruesos con fragmentos de roca intrusiva y zonas con alto contenido de fósiles en su base, los espesores dados por los dos autores, varían de 80 a 250m. La Formación Salada es a su vez discordantemente sobreyacida por areniscas y conglomerados mal consolidados del Pleistoceno, señalados por Pantoja y Carrillo, con un espesor de 200 m.

Tal secuencia sedimentaria sugiere la siguiente historia depositacional: El fallamiento normal inicial de la cuenca precede a la depositación de las Capas Rojas Coyote, esto ocurrió posiblemente en el Mioceno Medio, y continuó a través de su depositación. Un ambiente marino poco profundo ocurrió en el Mioceno Medio a Superior. El inicio de la subsidencia de la cuenca y depositación de plataforma ocurrió en el Mioceno Tardío. La depositación de sedimentos de talud de origen biógeno continuó a través del Plioceno Superior. Al final del Plioceno, continuó el levantamiento y relleno de la cuenca causando bancos de arena (shoaling) y depositación de plataforma exterior e interior (inner and outer shelf) a depósitos de playa hasta el final del Pleistoceno que representan la depositación final (McCloy, 1984).

La estructura del Margen Continental (MC) es dominada por una tendencia N-NE de fallas normales (figura 2), formando algunas cuencas y pilares, otros bloques con inclinación preferencial al SE hacen suponer fallas lístricas (Normark y Curray, 1968). Los escarpes y tendencia de los cañones marinos sugieren una continuación de la tendencia del sistema de fallas normales. La estructura de esta zona submarina muestra tectonismo extensional como el que se origina en los "rifts" (Normark y Curray, 1968). Además, muestras de rocas volcánicas extraídas del fondo marino confirman la delineación de la corteza continental e indican que ocurrió considerable vulcanismo a través de esta corteza continental sumergida durante el proceso de "rifting" (Curray et al, 1982). Entonces, bloques afallados, subsidencia y depositación de sedimentos marinos sobre la corteza continental precedieron el comienzo de la extensión.

Estudios gravimétricos en el Golfo de California, realizados por Harrison y Mathur (1964) muestran un mapa de anomalía de Bouguer corregido por topografía que indica un máximo gravimétrico hacia la parte central del golfo con valores cercanos a los 200 mgal que se extiende hacia el norte pero con una magnitud menor. Hacia la margen continental oeste y frente al área de estudio se observa un valor de anomalía de Bouguer de aproximadamente 60 mgal, contrastando con valores de 0 mgal en bordes continentales hacia el norte. Estos autores

señalan que el basamento de la parte central del golfo está constituido por rocas más densas que las de la parte continental, y sugieren la existencia de corteza tipo oceánica en el centro del golfo.

La margen continental oeste tiene una estrecha relación con la evolución del Golfo de California. Curray et al (1982) a partir del análisis de las anomalías magnéticas a lo largo de un transecto NW-SE, sugieren una transición diacrónica de corteza continental a oceánica; esto es, edades de corteza oceánica que varían de 4.9 Ma en algunos lugares fuera del transecto, a valores de 3.2 Ma a lo largo del transecto (perfil Y-Z, figuras 2, 3a y 3b,). A partir de esto, suponen que el golfo ha sido formado por un periodo continuo de apertura, pero en dos fases transgresivas en el tiempo. Este periodo de apertura empieza aproximadamente hace 5.5 Ma con un salto del límite formado por las placas Pacífico y Norteamérica hacia el lineamiento del Golfo de California. Las dos fases de tectonismo involucradas son: (1) Extensión difusa producto del fallamiento en bloques acompañado por inyección de diques, fallamiento lístrico y estiramiento (stretching) dúctil de la parte inferior de la corteza continental, sin anomalías magnéticas alineadas. (2) Dispersión normal del piso oceánico con generación de anomalías magnéticas alineadas.

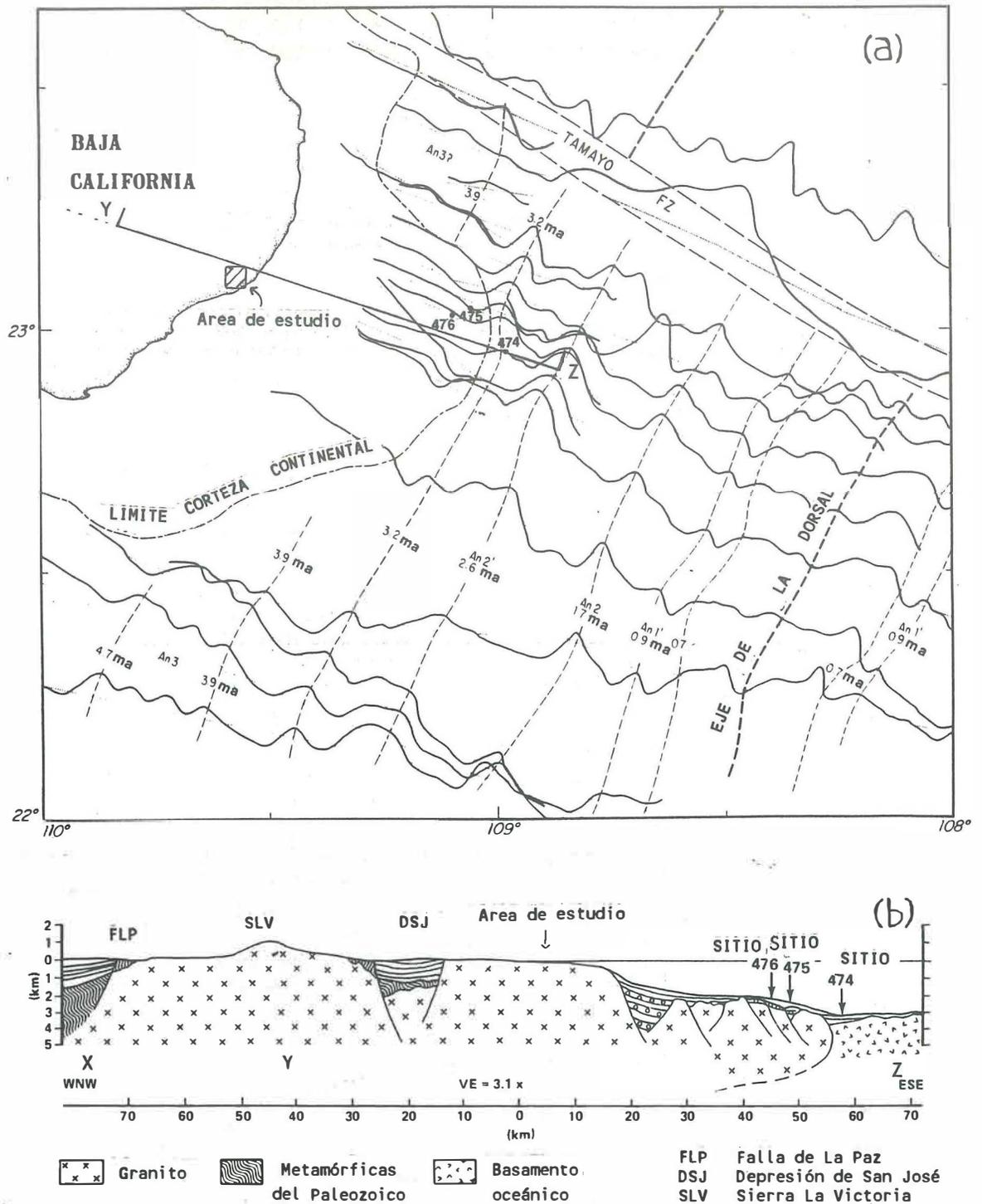


Figura 3. (a) Mapa de lineamientos magnéticos indicando las edades de la corteza oceánica en millones de años. (b) Modelo conceptual de la estructura a lo largo del perfil X-Y-Z. Los sitios 474, 475 y 476 indican perforaciones marinas (tomada de Curray et al, 1982).

#### IV GEOLOGIA Y TECTONICA DEL AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA.

Gaitán (1986), describe la geología y tectónica del área de estudio de la manera siguiente: El área del Cerro de La Laguna, se caracteriza por un relieve abrupto asociado a un patrón de drenaje anómalo, en donde afloramientos de rocas sedimentarias marinas de edad Plioceno-Pleistoceno que se correlacionan con la Formación Salada (Pantoja y Carrillo, 1966; McCloy, 1984), y que descansan en discordancia con granodioritas del Mesozoico (Kcc), presentan una actitud estructural anómala (figura 4).

La expresión morfológica sobresaliente, es un rasgo topográfico circular de 3.5 km de diámetro delimitado por la curva de nivel de 60 m y asociado con un patrón del drenaje radial bien desarrollado. También, se observan un conjunto de cerros los cuales muestran rasgos anómalos, el Cerro (rasgo topográfico más alto) llamado de La Laguna (CL), presenta en su flanco noroeste estratos de areniscas arcósicas resistentes suavemente inclinadas que subyacen a areniscas de grano fino, limolitas y calizas que forman cuevas (perfil A-A', figura 4). Otros cerros localizados al SW del Cerro de La Laguna y de dimensiones menores ( $An_1$ , figura 4), muestran estratos fuertemente plegados (sinclinales pequeños) en la cima ó estratos planos subyaciendo discordantes sobre rocas graníticas.

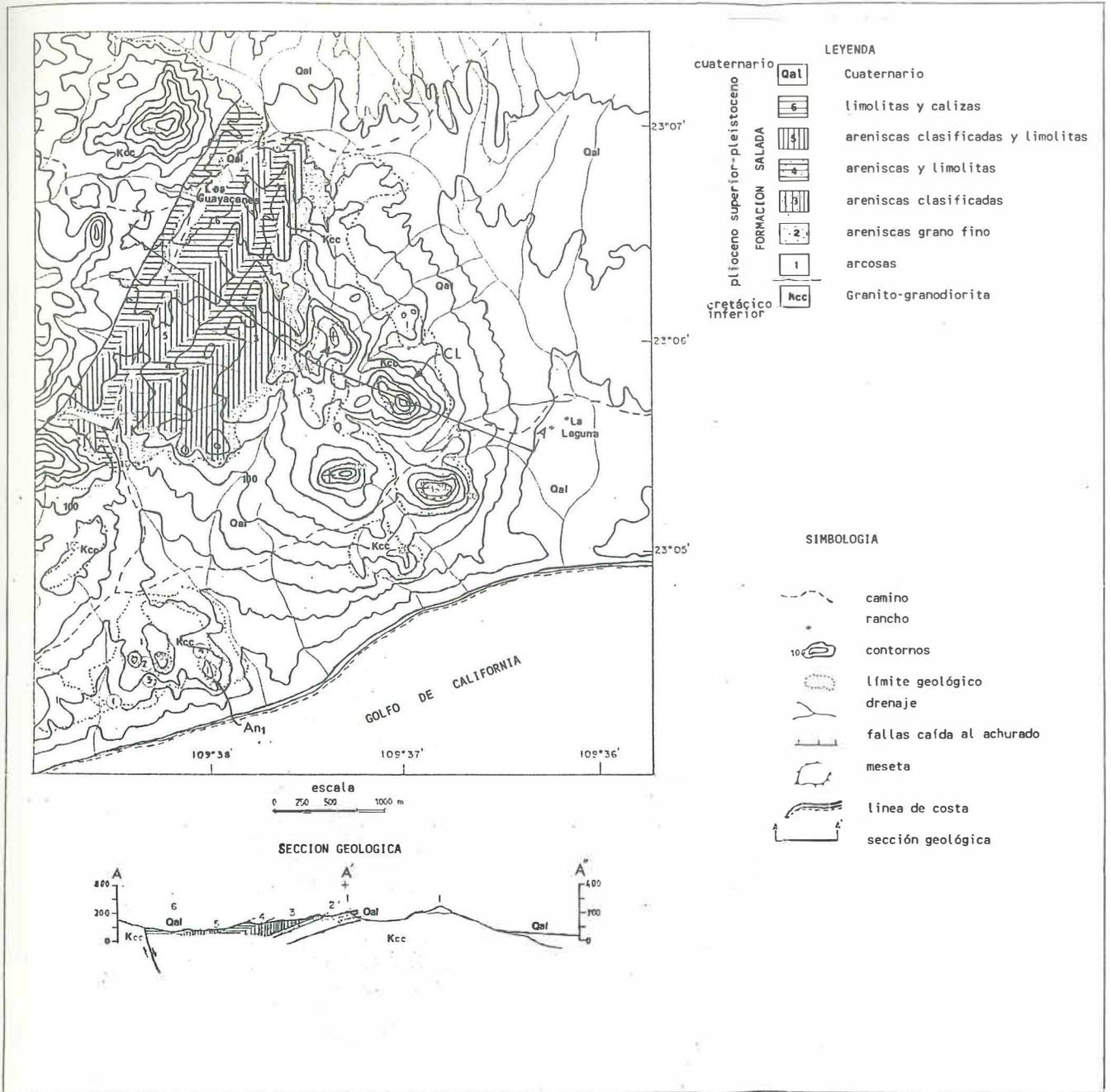


Figura 4. Marco geológico y estructural de la estructura-domo del Cerro de La Laguna. Tomada de Gaitán (1986).

Una sección geológica observada a lo largo del arroyo principal, 250 m al noreste del Rancho Los Guayacanes (figura 4), muestra una secuencia marina con variaciones en sus fases de depositación que sugiere cambios periódicos depositacionales de ambientes marinos poco profundo a marinos de costa, posiblemente relacionados a la actividad tectónica que caracterizó al área en la etapa inicial del "Rifting". La secuencia marina buza suavemente hacia el noroeste y constituye la cuesta noroeste del Cerro de La Laguna y presenta variaciones en su ángulo de inclinación, de 12 grados en la base, llegando a 22 grados cuesta arriba y gradualmente tienden a ser horizontales en la cima. Además, presenta fracturamiento reciente.

Cerca de la playa, al SW del Cerro de La Laguna (An<sub>1</sub>, figura 4), las rocas sedimentarias están inclinadas y orientadas aleatoriamente (variando de 30 a 84 grados) y buzando al W, NW y SE, y presentando fracturamiento intenso. Otras colinas muestran estratos intensamente plegados formando estructuras sinclinales y estratos horizontales en su cima.

Al NE del área y a lo largo de la costa, enjambres de diques basálticos y diques porfiríticos básicos se localizan paralelos a la costa, y su origen se relaciona a los procesos de "Rifting" durante la evolución del golfo.

Gaitán (1986), propone la siguiente interpretación tectónica del área del Cerro de La Laguna:

El Cerro de La Laguna (CL), se interpreta como una estructura dómica mayor y las colinas ( $An_1$ ) de bajo relieve localizadas al SW se consideran como estructuras menores. Estos cerros se comparan con aquellos rasgos topográficos submarinos encontrados en el piso de las depresiones profundas de la Cuenca de Guaymas y que han sido descritas por Lonsdale y Lawver (1980) como "altos intra-rift" e interpretados como estructuras diapíricas que causaron levantamiento dómico originando una expresión del relieve anómalo deformando la cubierta sedimentaria, con inclinaciones suaves en los flancos y en la cima los estratos yacen casi horizontales.

Estudios previos realizados en la boca del Golfo de California sugieren que durante el Plioceno Tardío la posición paleogeográfica de la Dorsal del Pacífico y de las fallas de transformación estuvo probablemente muy cerca de la línea de costa actual del extremo sur peninsular. Las características estructurales anómalas del área se interpretan como el resultado, en parte, de la expansión térmica de la litósfera la cual causó levantamiento y deformación a gran escala de las rocas sedimentarias durante la evolución actual del Golfo de California. Asociados a la expansión térmica, varios procesos geológicos similares a los que suceden en la actualidad en los centros de expansión dentro del Golfo de California son considerados también como los responsables del desarrollo estructural del área. La naturaleza y comportamiento de las

rocas sedimentarias permiten reconocer diferentes estadios de inestabilidad tectónica. Estratos pobremente clasificados que muestran una estructura sedimentaria caótica reflejan probablemente un periodo de inestabilidad tectónica de una antigua pendiente submarina que estuvo sujeta a deslizamientos resultantes de movimientos telúricos frecuentes. Los estratos plegados que forman un pequeño sinclinal en la cima de una colina reflejan un régimen de deformación asociada a la etapa del desarrollo de las estructuras dómicas.

## V MODELO GEOLOGICO-GEOFISICO CONCEPTUAL DEL AREA DEL CERRO DE LA LAGUNA.

Como se mencionó en el capítulo IV, la anomalía del Cerro de La Laguna es considerada por Gaitán como el resultado de empujes verticales producidos por aparentes "intrusiones" que han levantado y deformado las rocas suprayacentes. Los procesos que originaron estas anomalías se vinculan a los eventos ocurridos en la etapa inicial de apertura del Golfo de California y son comparados a los procesos geológicos que ocurren actualmente en los segmentos de ejes de dispersión en la cuenca de Guaymas (Gaitán, 1986).

Con base en dicha interpretación, se procedió a construir un modelo geológico-geofísico conceptual. La figura 5b muestra el perfil (A-A'-A"), al cual se le ha agregado la posible intrusión causante de la deformación y levantamiento del área, y en la figura 5a se muestra la localización en planta de las posibles intrusiones involucradas, estos cuerpos "intrusivos" se hacen coincidir con los dos rasgos anómalos superficiales principales; el Cerro de La Laguna (CL), interpretado como una estructura dómica mayor y al suroeste un cerro de bajo relieve (An<sub>1</sub>) interpretado como una estructura dómica menor.

Con la finalidad de calcular el efecto gravimétrico y magnético de la geología del área de La Laguna suponiendo la presencia de cuerpos intrusivos, se reprodujo dicha geología

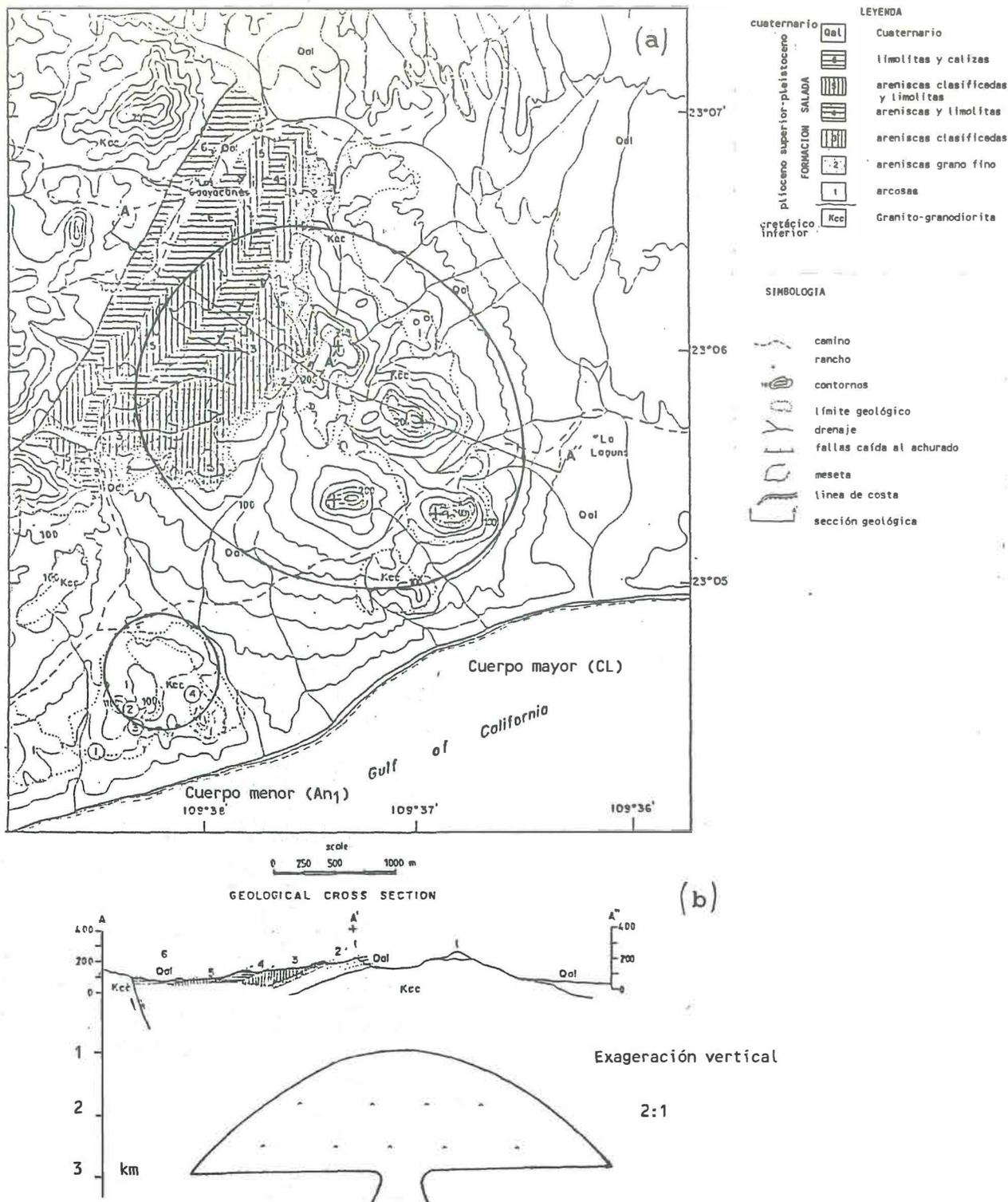


Figura 5. (a) Proyección en superficie de los posibles intrusivos (formas circulares), causantes de la forma estructural dómica del Cerro de La Laguna y deformación de los sedimentos de la Formación Salada. (b) La sección geológica A-A'-A'', incluye el intrusivo mayor (CL). Tomado de Gaitan (1986).

mediante un conjunto de prismas. Las dimensiones de los prismas y sus propiedades físicas se escogieron de la manera siguiente: Las dimensiones horizontales se constriñen con las dimensiones de los rasgos geomorfológicos superficiales, mientras que la orientación se escogió paralela a la tendencia de la estructura local y regional. En cuanto al tipo de roca de las intrusiones, Gaitán (1986) señala la presencia al noreste y a lo largo de la costa de enjambres de diques basálticos y porfiríticos básicos. Además, muestras de rocas del piso marino obtenidas de dragados y perforaciones frente al área de estudio, indican vulcanismo basáltico como consecuencia de los procesos de "rifting" (Curry et. al, 1982). Estos indicios, hacen suponer que el tipo de roca involucrada pudiera ser una roca ígnea de composición básica que pueda variar a intermedia (por ejemplo de gabro a diorita) con una densidad de 3.0 a 2.84 gr/cm<sup>3</sup> (Telford et.al, 1978; Dobrin, 1976). Por lo que concierne a la profundidad, podemos decir que de acuerdo a las dimensiones superficiales de los rasgos geomorfológicos supusimos la cima de la intrusión de 1 a 3 km y la base de 4 a 6 km (figuras 6 y 7).

### **V.1 Modelado gravimétrico**

Para obtener la respuesta gravimétrica del conjunto de prismas, se utilizó un programa de computadora que calcula la atracción gravitacional de cuerpos prismáticos en 3-D. El programa construido utiliza una subrutina tomada del trabajo

de Cuer y Bayer (1980), el cual se adaptó para obtener la respuesta gravimétrica tanto en perfiles como en una malla regular (anexo I).

Los contrastes en densidad ( $\Delta\rho$ ) asignados a las intrusiones, variaron de 0.14 a 0.30 gr/cm<sup>3</sup>, y son la diferencia entre la densidad de la roca de los prismas de composición diorítica ( $\rho_2=2.84$  gr/cm<sup>3</sup>) o gabroica ( $\rho_2=3.0$  gr/cm<sup>3</sup>) y la densidad de la roca granítica encajonante ( $\rho_1=2.70$  gr/cm<sup>3</sup>). La densidad asignada para las areniscas de la Formación Salada fué de 2.40 gr/cm<sup>3</sup> con un espesor de 400 metros, y para los sedimentos del cuaternario un valor de 2.1 gr/cm<sup>3</sup> con un grosor de 0 a 200 m.

En la figura 6 se muestra la respuesta gravimétrica del conjunto de prismas, en ella se observa una anomalía negativa alargada con amplitud máxima de -2 mg correspondiente al efecto del relleno sedimentario y hacia el este sobresale una anomalía positiva que varía de 0.5 a 1.0 mg indicando la contribución del intrusivo mayor. El desplazamiento hacia el Este y la distorsión del máximo gravimétrico es un efecto interesante y se produce por la influencia del relleno sedimentario, que además oculta la presencia del intrusivo menor. Lo anterior nos conduce a señalar la influencia de los rellenos sedimentarios en el resultado de la anomalía calculada.

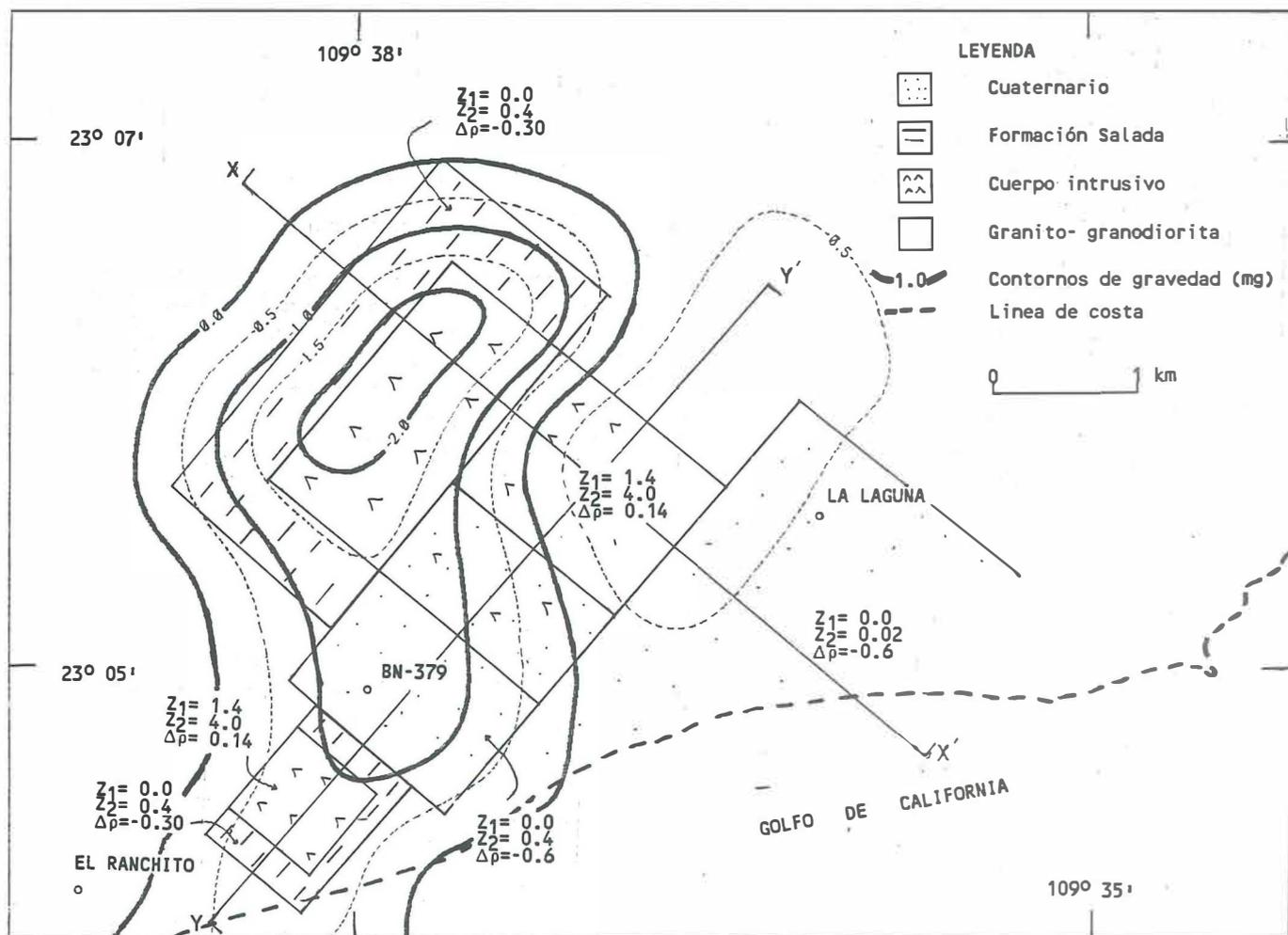


Figura 6 Respuesta gravimétrica del conjunto de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna suponiendo la presencia de cuerpos intrusivos. Los números en los prismas indican profundidades a la cima ( $Z_1$ ) y a la base ( $Z_2$ ) en kilómetros y el contraste en densidad ( $\Delta\rho$ ) entre los prismas y el basamento granítico ( $\rho_g=2.70$  gr/cc).

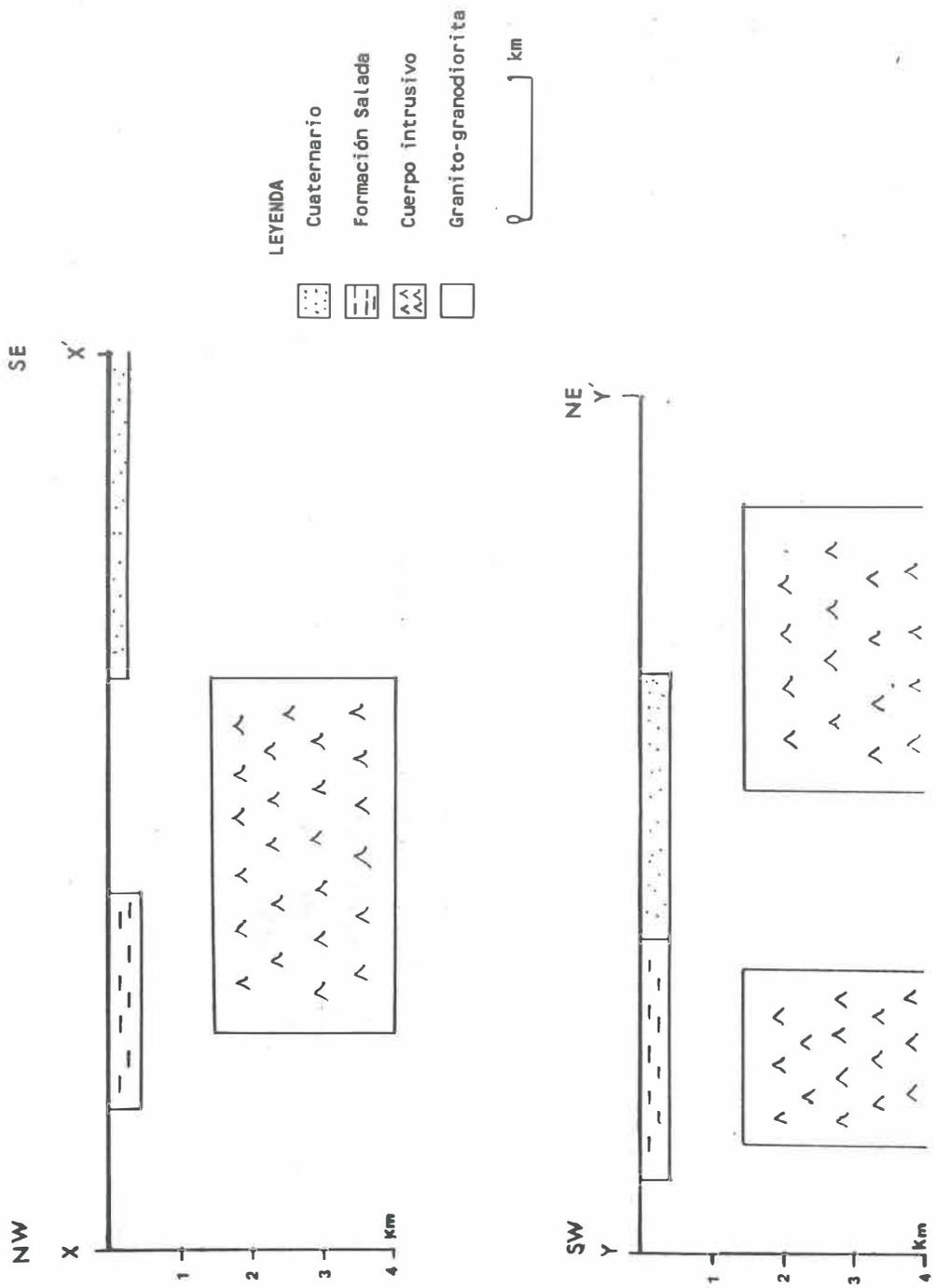


Figura 7 Perfiles tomados de la figura 6, que muestran el modelo de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna.

## V.2 Modelado Magnético

La respuesta magnética del conjunto de prismas también se obtuvo con cuerpos de formas prismáticas. La expresión analítica que se empleó es descrita por Bhattacharyya (1964), a partir de la cual se elaboró un programa de computadora, con opción para modelar también prismas con orientación arbitraria (Anexo II). Los parámetros del campo geomagnético para la zona de estudio son los siguientes: Intensidad de campo magnético  $T=44000$  nT, Inclinación  $I=55^\circ$ , Declinación  $D=10^\circ$  (tomados de Peddie, 1982). Para el cálculo de la anomalía magnética no se consideró magnetización remanente y los valores de susceptibilidad magnética que se asignaron a los prismas se tomaron de la Tabla I, en la cual se muestran los valores de susceptibilidad de las principales rocas ígneas (Telford et.al, 1978; Dobrin, 1976). A partir de estos valores, se consideró una variación en el contraste de susceptibilidad ( $\Delta k$ ) de 0.000682 a 0.00273 unidades cgs, producto de la diferencia entre la susceptibilidad de la roca de los intrusivos (diorita a gabro) " $K_2$ " y de la roca encajonante (granodiorita) " $K_1$ ", al relleno sedimentario se le consideró con susceptibilidad cero.

La figura 8, muestra la respuesta magnética del modelo geológico, en la cual sobresale un máximo en la parte central que se extiende hacia el suroeste del área y del cuerpo intrusivo

mayor con un valor de 40 a 50 nT, así como un mínimo al noreste con un valor de -10 nT. La contribución del intrusivo de dimensión menor tiende a aumentar la anchura y a distorsionar ligeramente el alto magnético.

TABLA I. Densidad y susceptibilidad magnética de rocas ígneas. Valores tomados de Dobrin (1976), Telford (1978).

ROCA	VARIACION DE DENSIDAD (gr/cc) DOBRIN	DENSIDAD MEDIA (gr/cc) DOBRIN	VARIACION EN SUSCEP. $\times 10^{-3}$ DOBRIN	PROMEDIO DE SUSCEPTIBILIDAD $\times 10^{-3}$ DOBRIN TELFORD	
Granito	2.516-2.809	2.667	0.6-5.7	2.7	0.2
Granodiorita	2.668-2.785	2.716			
Diorita	2.630-2.849	2.839	3.6-22.0	10.4	7.0
Gabro	2.850-3.120	2.976	3.0-12.0	7.2	6.0
Basalto	2.804-3.110	2.965	6.9-26.0	14.3	6.0
Peridotita	3.152-3.276	3.234	4.8-22.0	13.8	13.0

La finalidad de modelar la geología del área, fué para darnos una idea de la magnitud de las posibles anomalías que deberíamos esperar. El modelo se construyó en base a la geología superficial y a la interpretación realizada por Gaitán (1986), de supuestas intrusiones que han actuado para deformar el área de estudio. La respuesta gravimétrica y magnética del modelo, muestra la presencia de anomalías positivas para ambos casos, aunque, para el caso gravimétrico, la contribución de los rellenos sedimentarios atenúa el efecto de los intrusivos, cuya presencia se manifiesta por un máximo de 0.5 mgal desplazado hacia el oeste (figura 6), que por su localización se relaciona con el intrusivo mayor.

La presencia, amplitud y anchura de las anomalías positivas dependen de los contrastes, profundidades y dimensiones asignados a los intrusivos. De estos parámetros, la profundidad, es la más controversial, pero se escogió de tal manera que estuviera acorde con la hipótesis propuesta por Gaitán (1986), en la cual sugiere la existencia de intrusiones someras dentro del área del Cerro de La Laguna.

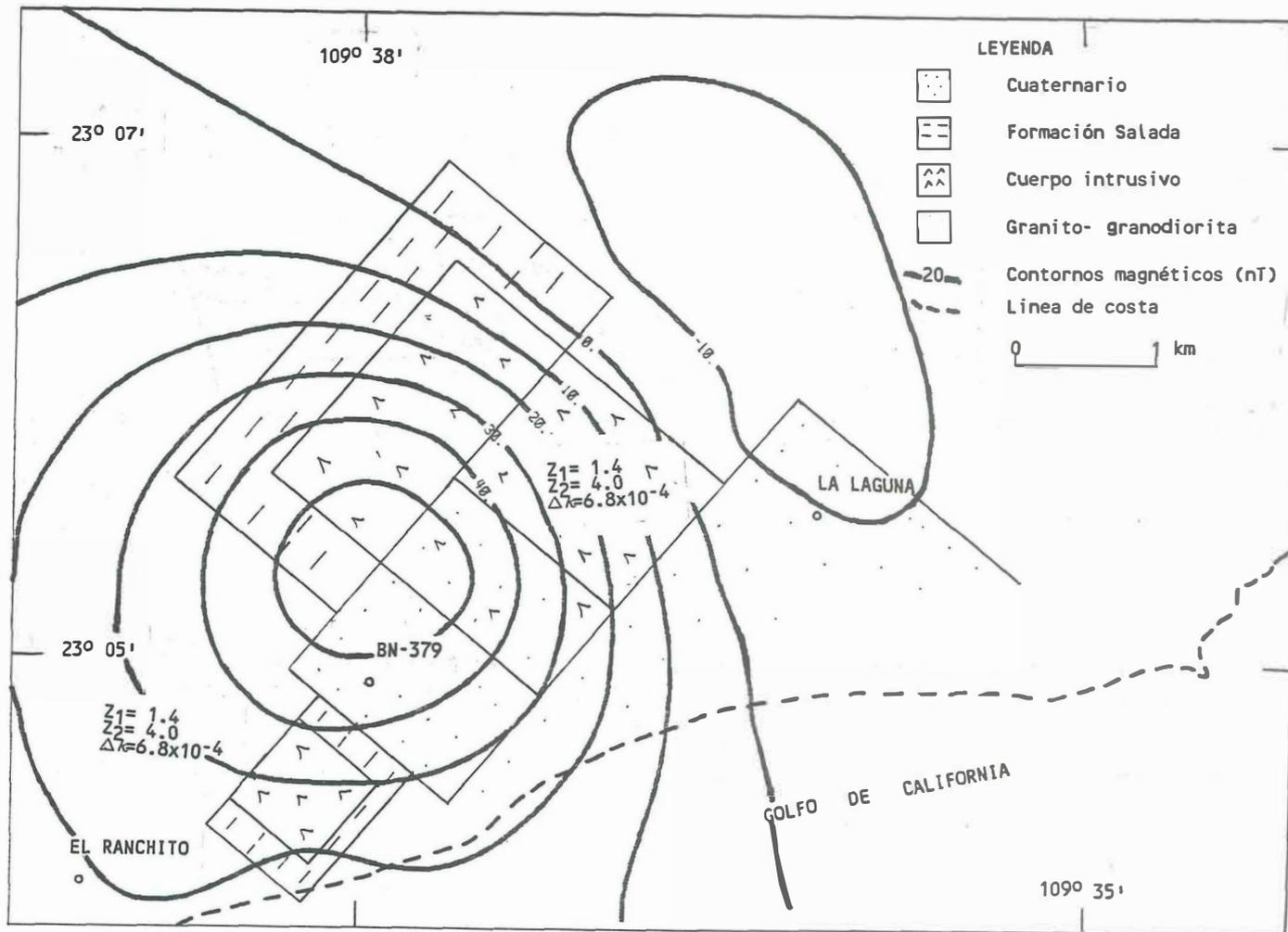


Figura 8 Respuesta magnética del conjunto de prismas utilizados para reproducir la geología del área del Cerro de La Laguna suponiendo la presencia de cuerpos intrusivos. Los números en los prismas indican profundidades a la cima ( $Z_1$ ) y a la base ( $Z_2$ ) en kilómetros y el contraste de susceptibilidad ( $\Delta k$ ) entre los prismas y el basamento granítico ( $k_g = 2.72 \times 10^{-3}$  cgs). Los prismas que simulan los rellenos sedimentarios no contribuyen a la anomalía magnética.

## VI LEVANTAMIENTO DE CAMPO.

El equipo geofísico que se empleó en la recolección de datos de campo consistió de: 1 gravímetro geodésico LaCoste-Romberg modelo G No. 599, 2 magnetómetros digitales Geometrics modelo G-856, que miden la intensidad magnética de campo total, 1 altímetro barométrico América Paulin modelo T-5 acompañado de un termómetro Taylor. El conjunto del equipo permite una precisión de 0.01 mgal, 1 nT, 1.52 m y 0.5 °C, respectivamente.

El trabajo de campo se inició con la localización de las estaciones y sembrado de estacas en el terreno utilizando fotografías aéreas escala 1:50,000 y un fotomapa topográfico escala 1:20,000 (Hoja F12B45, S.A.H.O.P.E.) sobre el cual se vaciaron los puntos localizados. El espaciamiento entre estaciones fué de 500 m a lo largo de los caminos de terracería y aproximadamente de 1 a 2 km fuera de éstos. Los sitios para la toma de datos se escogieron que fueran planos dentro de un radio mínimo de 50 m con la finalidad de minimizar los efectos topográficos cercanos. Como estación base del levantamiento se escogió el banco de nivel de primer orden "BN-379" establecido por D.E.G.E.T.E.N.A.L. y localizado dentro del cuadrángulo del área de estudio, el cual indica una altura de 52.138 m s.n.m.m. (figura 9).

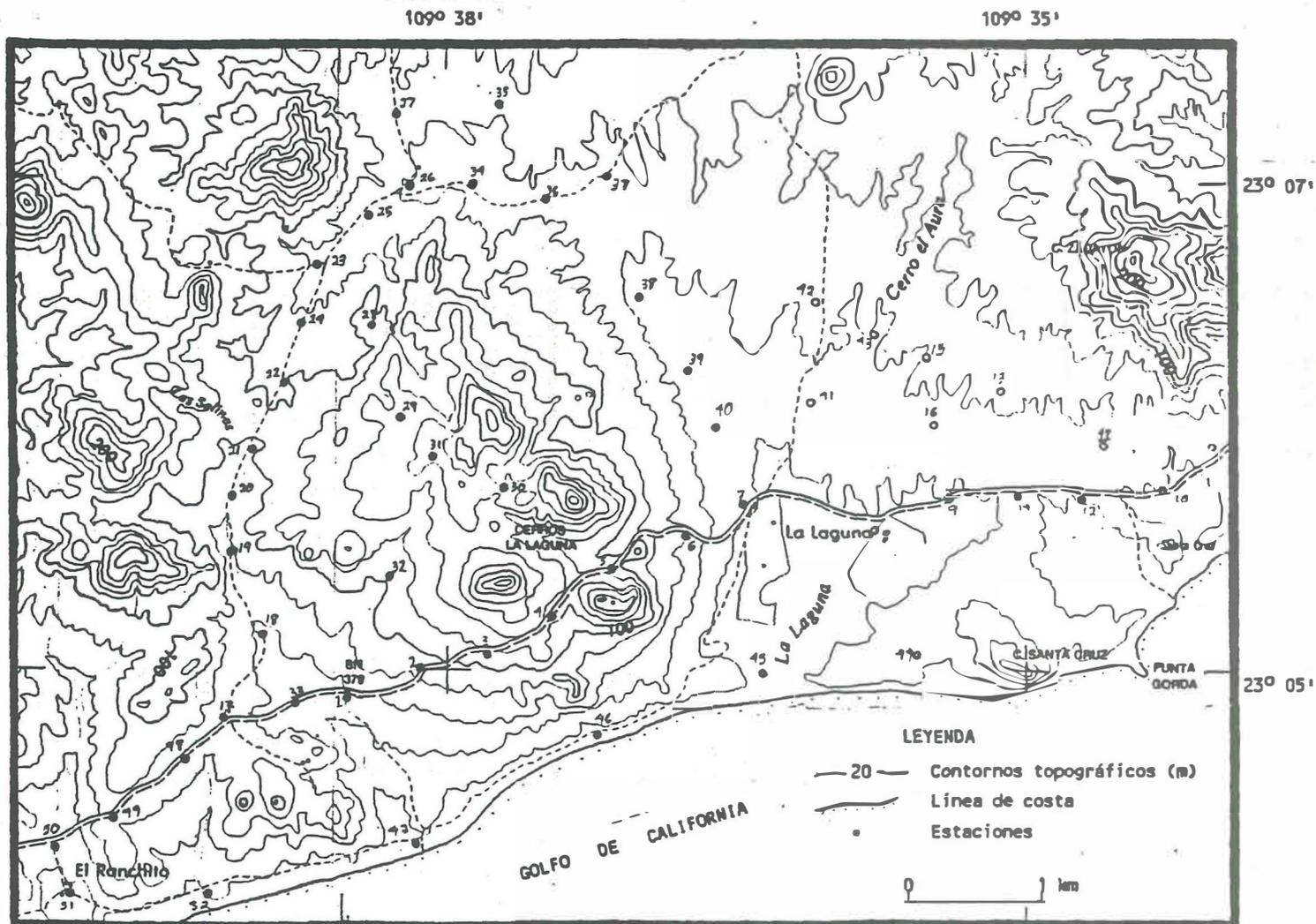


Figura 9 Localización de las estaciones del levantamiento geofísico. Mapa topográfico tomado de DETENAL, hoja F12B45.

El procedimiento de campo que se siguió en la toma de datos fué la técnica de enlaces (Nettleton, 1976), la cual se describe simbólicamente de la manera siguiente: BN379 E1,E2, BN379 E3,E4,E5 BN379 ..., ocupando la estación base BN379 de tres a cinco veces por día.

Debido a lo accidentado del terreno unicamente se establecieron 52 estaciones en un periodo de 7 días, en los cuales se hicieron medidas relativas de la atracción de la gravedad, intensidad de campo magnético total y alturas sobre el nivel medio del mar (figura 9).

### **VI.1 Altimetría**

Las alturas de las estaciones se establecieron con un altímetro barométrico siguiendo la técnica conocida como "Método con un solo altímetro" descrita por Hodgson (1970), que se resume a continuación: Se indica con la aguja del altímetro la altura de la estación base (52.138 m), se toma la hora y se mide la temperatura del medio ambiente con un termómetro suspendido y a la sombra. Se traslada a la estación que se desea obtener su altura, se lee la lectura del altímetro, hora y temperatura, procedimiento que se repite para las estaciones siguientes procurando retornar a la estación base en el menor tiempo posible con la finalidad de minimizar los efectos de las variaciones atmosféricas.

## **VI.2 Gravimetría**

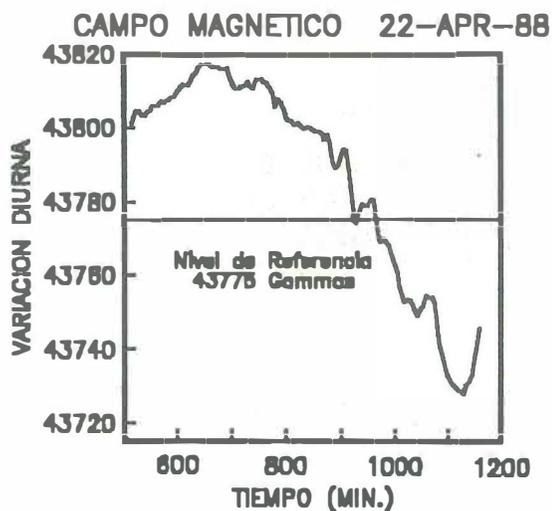
Las mediciones de gravedad se iniciaron estableciendo un valor de gravedad relativo a la estación base (BN379), tomando lecturas a cada 10 minutos en un periodo de 1 hora en el mismo sitio desnivelando el gravímetro por cada lectura realizada, obteniéndose un valor promedio de 2522.49 mgal. Una vez establecido el valor de gravedad relativa para la estación de referencia, se hicieron circuitos de enlace entre base-estación-base tomando de 2 a 3 lecturas por cada estación.

Debido a que el gravímetro deriva por variaciones externas de temperatura, presión y movimientos propios de su transporte, y además considerando el efecto de la marea terrestre, los retornos a la estación base se realizaron a intervalos de 2 a 3 horas. Lo anterior, permite considerar la variación de la deriva casi lineal. Cabe señalar que debido a lo accidentado de la topografía del terreno parte de los recorridos se realizaron a pie, por lo que algunos de los cierres fueron hasta de 4 horas.

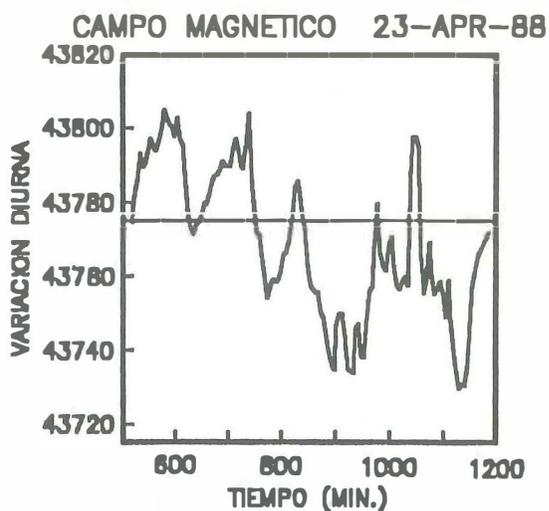
## **VI.3 Magnetometría**

Se siguió el mismo procedimiento que para gravimetría, pero debido a que se contó con dos magnetómetros, uno se instaló cerca de la estación base para monitorear la variación diurna del campo magnético en intervalos a cada 5 minutos durante el

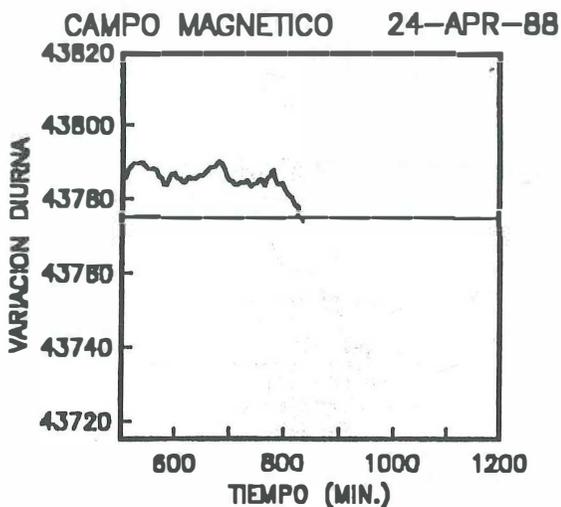
tiempo que duraron los recorridos para cada uno de los días de trabajo (figura 10). Para asignar un valor de intensidad magnética a la estación base se estimó un valor de referencia con ayuda de los magnetogramas obtenidos, seleccionándose un valor promedio de 43775 nT del gráfico que presentó la mayor variación diurna (90 nT aproximadamente), figura 10a. Con el método de 2 magnetómetros no son necesarios los cierres en la estación base. Para obtener los valores de las estaciones se hicieron lecturas en cruz con un radio aproximado de 20 m, el valor promedio se asignó a la estación, lo anterior es con la finalidad de atenuar la influencia de cuerpos magnéticos pequeños someros ó aflorantes.



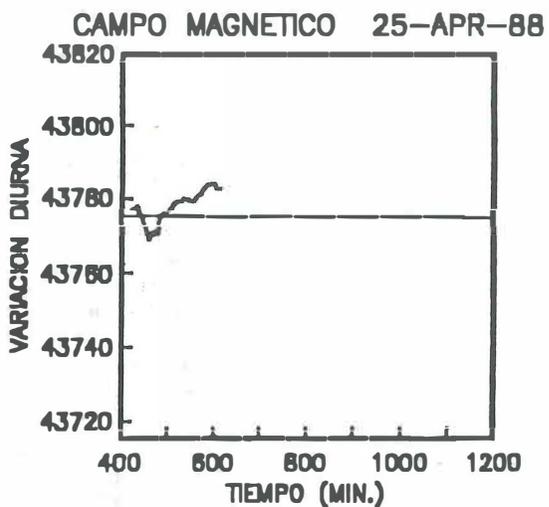
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 10 Magnetogramas de variación diurna de la intensidad del campo geomagnético durante los días del levantamiento magnético.

## VII REDUCCION DE DATOS.

El proceso numérico de reducción de datos se realizó con la ayuda de la computadora PRIME 750 del centro de cómputo del CICESE.

### VII.1 Altimetría

Las lecturas obtenidas con el altímetro se corrigieron por variación de temperatura (corrección por temperatura) y presión (corrección barométrica). La primera debido a que el altímetro (tipo aneroides) está calibrado para registrar alturas a una temperatura de 10 °C, y la segunda porque el instrumento es sensible a los cambios de presión atmosférica. La variación de la presión se considera igual a la diferencia entre las lecturas inicial y final en la estación base de referencia corregidas por temperatura. Dicha diferencia representa el cambio de presión ocurrido durante el tiempo empleado en el recorrido para regresar a la estación de partida.

La corrección de los datos por cambios de temperatura y presión se realizó siguiendo el procedimiento descrito por Hodgson (1970) el cual se implementó en un programa de computadora (Espinosa, 1983). Procedimiento y fórmulas de reducción se describen a continuación:

1. Conversión de las lecturas del altímetro a unidades cgs (HOB).

2. Lectura corregida por temperatura (HCT).

$$HCT(I) = HOB(I) + AJT(I)$$

donde AJT(I) es el factor de ajuste por temperatura para cada estación definido por la siguiente ecuación.

$$AJT(I) = \{[TEM(I)+TEM(I+1)-100][0.102]\}/100.$$

para I = 1 a n; n = número de estaciones

3. Corrección barométrica (CB).

$$CB(I) = [HR(I) - HR(1)] * FACT$$

para I = 1 a n; n = número de estaciones

siendo  $FACT = [HCT(1)-HCT(N)]/[HR(N)-HR(1)]$ ;

HCT(1) y HR(1) es la lectura corregida

por temperatura y hora inicial respectivamente en la estación de referencia.

HCT(N) y HR(N) lectura corregida por temperatura y hora final respectivamente en la estación de referencia (cierre del circuito).

4. Altura final (HF)

$$HF(I) = HCT(I) + CB(I) + \text{Altura de referencia.}$$

Las alturas obtenidas para cada estación se muestran en la Tabla III (anexo IV).

## VII.2 Magnetometría

Para levantamientos terrestres existen dos correcciones, la corrección de la variación normal del campo geomagnético y la corrección por variación diurna. La primera no es necesaria considerando las dimensiones reducidas del área de estudio. Los valores de anomalía magnética se obtuvieron a partir de la siguiente relación:

$$AT(I) = [TOB(I) \pm TV(I)] - TR$$

donde: AT Anomalía magnética en nanoteslas (nT)

TOB Intensidad magnética observada

TV Corrección por variación diurna.

TR Campo magnético de referencia relativo.

La corrección por variación diurna, es la diferencia algebraica entre las lecturas registradas con el magnetómetro fijo, en un instante de tiempo  $t$ , que corresponde al mismo instante  $t$  en que se registraron las lecturas en la estación de campo y el valor de campo magnético de referencia (43775 nT). Estos valores de variación diurna se obtuvieron por un programa que interpola mediante "splines cúbicos" para los instantes de tiempo  $t$  deseados, obteniéndose correcciones hasta de 45 nT. El valor del campo de referencia "TR" que se tomó

fué igual al valor asignado a la estación base BN-379 (43775 nT). Los valores de las anomalías magnéticas obtenidas para cada estación se muestra en la Tabla IV (anexo IV).

### VII.3 Gravimetría

Los valores de gravedad observada se convirtieron a valores de anomalía de Bouguer relativa siguiendo el procedimiento que se describe a continuación:

- (1). Conversión de las lecturas del contador del gravímetro a valores en mgal  $G(I)$ .
- (2). Se calcula la deriva del instrumento ( $\Delta G$ ) dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta G(I) = G(1) + \left( \frac{(G(N+1) - G(1))}{(HR(N+1) - HR(1))} \right) (HR(I) - HR(1))$$

donde  $G(1)$  y  $G(N+1)$  son la lectura inicial y final en la estación base, respectivamente.

- (3). El valor de gravedad observada (GOB) es igual al valor de gravedad en cada estación +  $\Delta G$  correspondiente.
- (4). Corrección por latitud (CLAT)

$$CLAT = 5172.3 \sin^2 \theta_B - \sin^2 \theta_i$$

(Parasnis, 1971)

donde:

$\theta_B$  latitud de la estación de referencia

$\theta_i$  latitud de las estaciones.

- (5). Corrección combinada (CCOM). Corrección de aire libre y corrección de Bouguer  
(  $0.3086 - 0.0419 \rho$  ) H.

donde:

H (m), es la diferencia entre la altura de la estación y la del nivel de referencia, en este caso la altura de la estación base BN-379 (52.138 m)

$\rho$  ( $\text{gr}/\text{cm}^3$ ), es la densidad de la roca entre la estación y el nivel de referencia, conocida como densidad de Bouguer ó de reducción.

- (6). Gravedad de Bouguer (GB).

$$GB(I) = [ GOB(I) \pm CCOM(I) \pm CLAT(I) ] + CT(I)$$

donde CT es la corrección por efecto topográfico.

- (7). Anomalía de Bouguer relativa (AB)

$$AB(I) = GB(I) - GR$$

donde GR, es el valor de gravedad corregido por topografía de la estación base e igual a 2522.83 mgal.

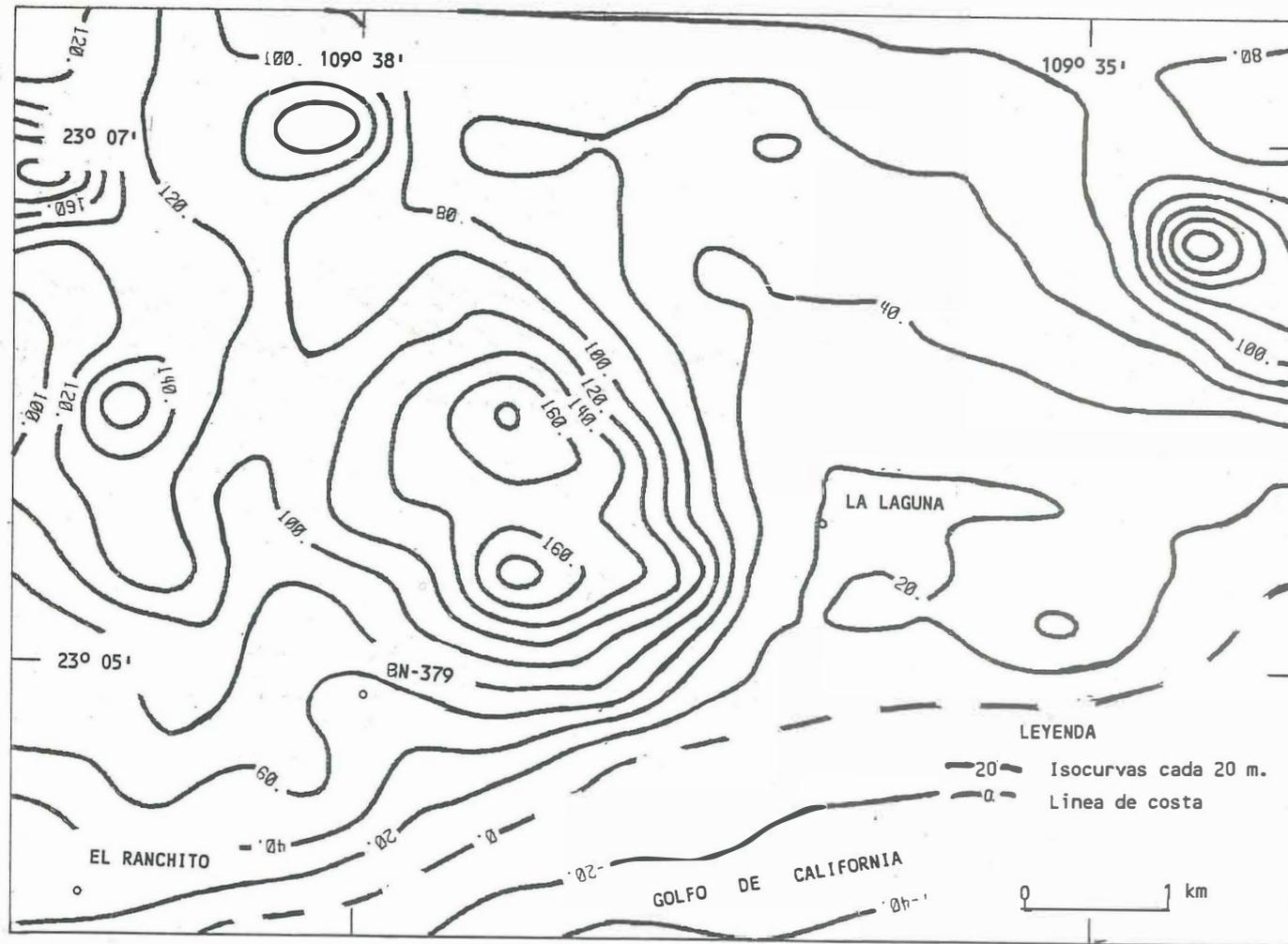


Figura 11 Mapa topográfico integrado, del cual se obtiene la malla regular de datos para calcular la corrección topográfica.

Como una estimación de las densidades de las rocas que afloran en el área de estudio y considerando que en su mayoría son de origen granítico, se asignó un valor de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  a la densidad de Bouguer.

Para corregir por efecto de la topografía se integró un mapa topográfico a partir de las siguientes fuentes: mapas topográficos de la Dirección General de Estudios del Territorio Nacional (DGETENAL) hojas F12B44 y F12B45 escala 1:50000, mapa batimétrico de la Secretaría de Marina (SM) carta F126A escala 1:500000, y el fotomapa topográfico utilizado como plano de localización de las estaciones. La figura 11, muestra la reproducción por computadora del mapa topográfico.

Los valores de corrección topográfica se obtuvieron con un programa de computadora elaborado por Herrera (1988) que modela la topografía del terreno con campanas gaussianas a partir de una malla regular de datos y usando un valor de densidad constante, la atracción gravimétrica del modelo topográfico se calcula de manera análoga al método de plantillas de Hammer (1939). La corrección para éste estudio consta de dos términos, el efecto del relieve sobre el nivel del mar con una densidad de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  más el relieve marino con un contraste de densidad asignado de  $1.64 \text{ gr/cm}^3$ . La corrección se llevo a cabo a partir de un radio cercano de 50 m hasta 5 km (zona J).

Los valores mas altos de corrección topográfica se obtuvieron en las estaciones 4,5 y 46 con un valor máximo de 1.5 mgal (figura 12). Estas estaciones presentan el mayor desnivel topográfico a distancias cortas zonas D y E, las cuales contribuyen fuertemente en el valor de la corrección final (Tabla V, anexo IV).

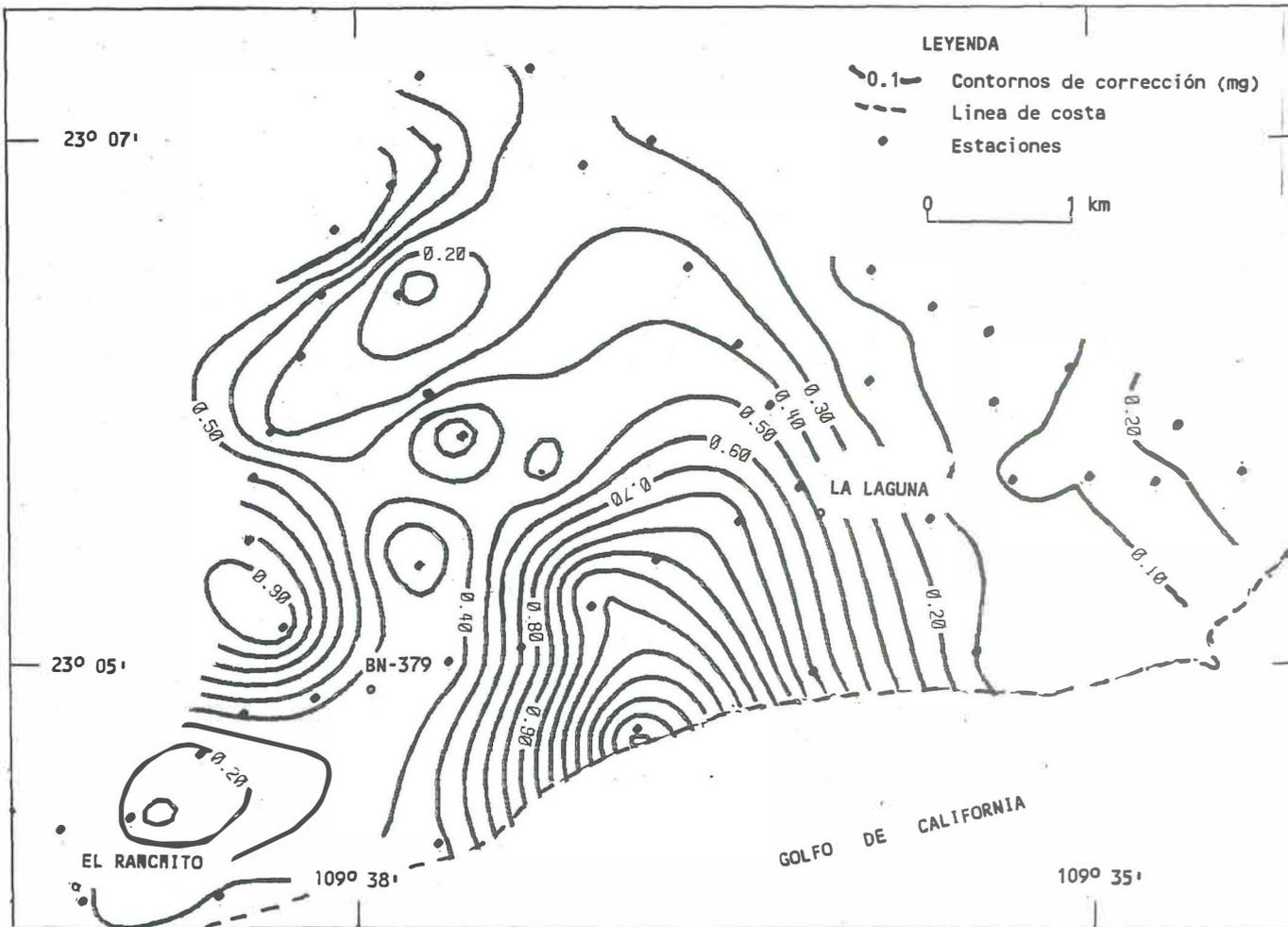


Figura 12 Valores de corrección topográfica, calculados por el método de campanas gaussianas (Herrera, 1988). La densidad de Bouguer ( $\rho_B$ ) es 2.67 gr/cc para el efecto continental y 1.64 gr/cc para el efecto marino.

## VIII ANALISIS DE ERRORES

Dos tipos de errores han de considerarse antes de procesar e interpretar los datos; a) instrumentales y b) en la reducción de datos. Debido a que las variaciones en densidad son relativamente pequeñas y uniformes comparadas con los cambios en susceptibilidad magnética, la magnitud de los errores es más significativo en la reducción de datos gravimétricos que en los datos magnéticos. La fuente principal de error proviene de la mala localización de las estaciones, principalmente en el control vertical, debido a que el horizontal es mínimo.

Con la finalidad de checar la precisión de la alturas obtenidas de las estaciones, se realizó una prueba de laboratorio para estimar el error instrumental del altímetro siguiendo un procedimiento similar al descrito por Verheijem y Ajakaiye (1980). El experimento consistió en tomar lecturas en un mismo sitio con un microbarógrafo base y el altímetro a intervalos de media hora en un período de observación de 15 horas. En la figura 13, se muestran las lecturas del altímetro vs. lecturas del microbarógrafo. Idealmente, los puntos deberían caer sobre una línea recta, sin embargo, se observan: (1) efectos de no-linealidad e (2) histéresis, que indican

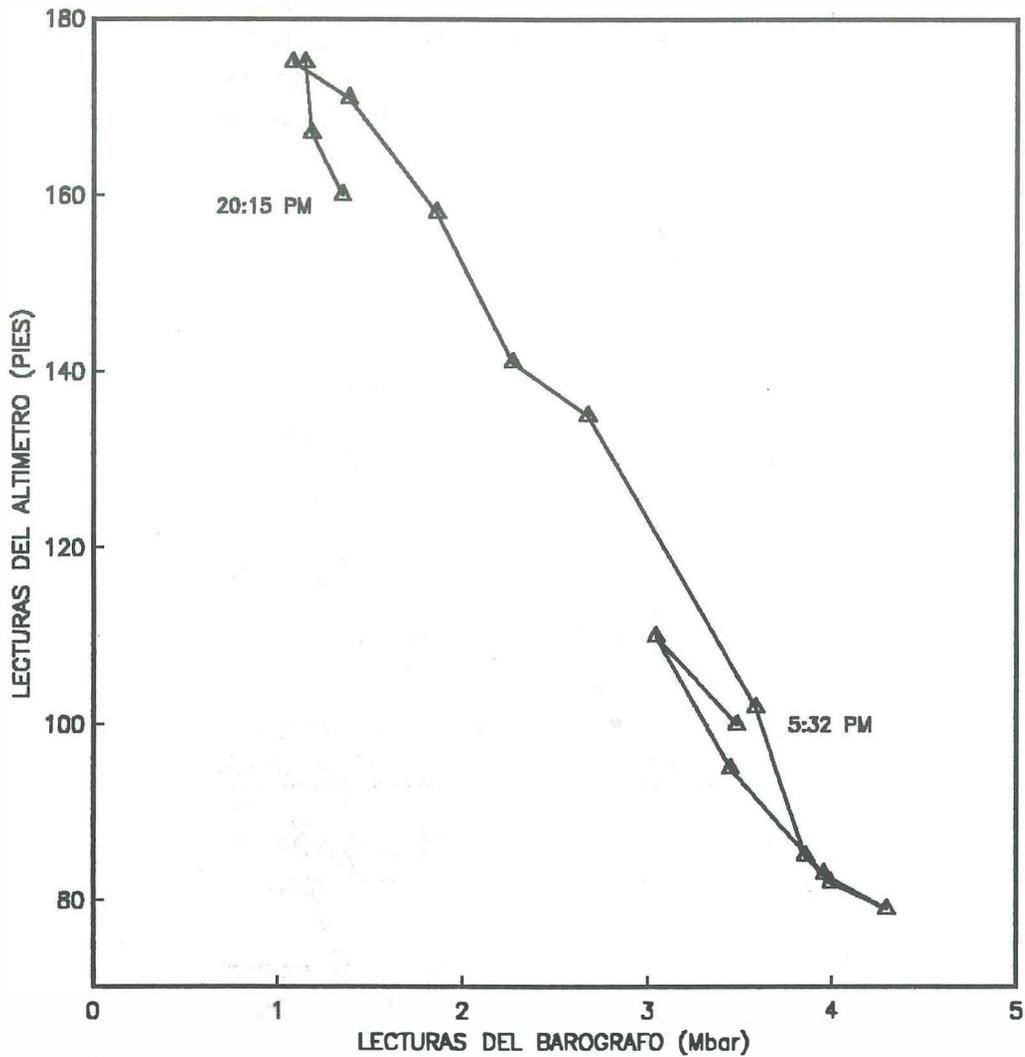


Figura 13 . Lecturas del altímetro vs. lecturas del barógrafo. Idealmente los puntos deberían de caer sobre una recta, se observan efectos de histeresis y no-linealidad. Lecturas a intervalos aproximados de una hora.

imprecisiones en las lecturas del altímetro, debido al desgaste de su sistema interno. Ambos efectos se presentan, introduciendo un error sistemático de aproximadamente  $\pm 3$  m

En el proceso de reducción de datos se consideró un cambio lineal de presión atmosférica, no obstante, que en algunos recorridos los cierres fueron hasta de 4 horas. Graficando la curva de variación de la presión obtenida en el experimento (figura 14), se observa que a intervalos de tiempos de 4 horas no es lineal el comportamiento, obteniéndose variaciones máximas de hasta de 10 pies (3.05 m).

Lo anterior nos permite considerar un error estimado máximo de  $\pm 6$  m en las alturas en el peor de los casos, lo cual repercute en un error de  $\pm 1.18$  mgal en la estimación de la anomalía de Bouguer.

La localización de las estaciones se llevó a cabo con ayuda de fotografías aéreas escala 1:50,000 y un fotomapa topográfico escala 1:20,000, se estima un error en la localización de  $\pm 100$  m, considerando que en el área de estudio la corrección por latitud en la dirección N-S tiene una variación de 0.5842 mgal/km, se estima que la incertidumbre en la ubicación horizontal produce un error de  $\pm 0.1$  mgal.

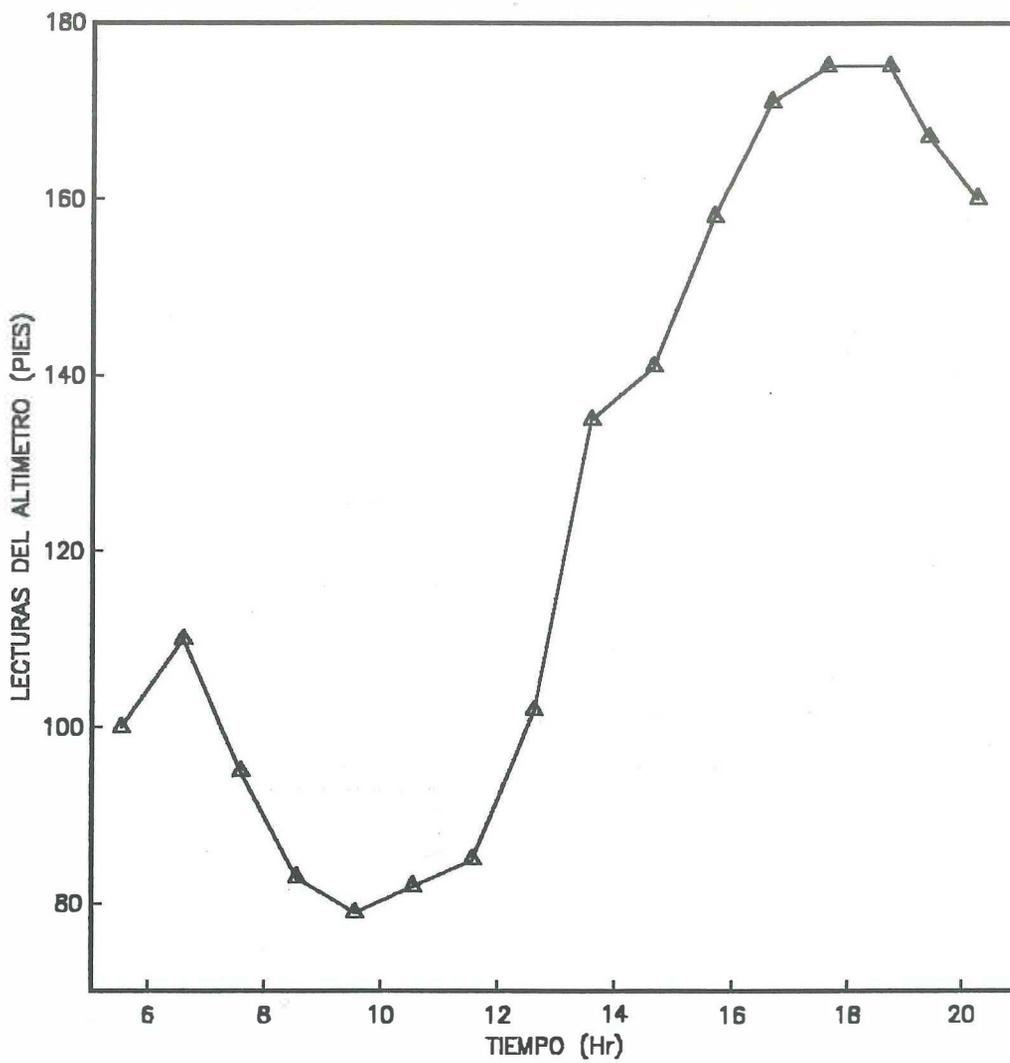


Figura 14 . Variación de la presión diaria ( en pies ), lecturas tomadas con el altímetro en intervalos aproximados de una hora.

Con respecto a la precisión de la gravedad observada se encontraron variaciones de hasta  $\pm 0.1$  mgal en estaciones donde se repitieron lecturas con uno a dos días de diferencia.

En resumen, se considera que la anomalía de Bouguer calculada quedó dentro de un error máximo estimado de  $\pm 1.4$  mgal aproximadamente.

Para datos magnéticos, las correcciones que se aplican son debidas a gradientes horizontal y vertical (similar a la corrección por latitud y altura en gravimetría). La primera tiene un intervalo de variación de 0 en el Ecuador Magnético a 10 nT/km en los polos, la segunda es  $0.047 T_g$  nT/m en áreas montañosas (  $T_g$  es igual al campo geomagnético del lugar), (Grant y West, 1965). Por lo tanto, en el área de estudio se estima una corrección por latitud de 5 nT/km y por altura de 0.02 nT/m , obteniéndose errores máximos debidos a incertidumbres de 0.05 nT en la localización horizontal y 0.12 nT en la localización vertical. Considerando que se realizó un control riguroso de la variación diurna hasta de 1 nT y que las lecturas del magnetómetro se repetían con variaciones menores de 3 nT, la anomalía magnética calculada quedo dentro de un error estimado de  $\pm 5$  nT.

## IX ANALISIS DE DATOS.

### IX.1 Gravimetría.

Con los valores de anomalía de Bouguer obtenidos para cada estación, se elaboró por computadora un mapa con intervalos entre isocontornos a cada 1 mgal (figura 15).

De la comparación visual del mapa geológico (figura 4) y el mapa de anomalías gravimétricas, se observan las siguientes características: (a) una tendencia de los contornos con dirección predominante N30°E con un gradiente estimado de 3 mgal/km hacia el sureste, reflejando el patrón estructural de la zona, (b) al oeste, sobresale un cierre delimitado por el isocontorno de -6 mgal que coincide con el afloramiento de rocas sedimentarias de la Formación Salada, localizado al sur del rancho Guayacanes, y además una nariz con dirección sureste que se extiende alrededor de la estación base de referencia (BN-379) y sobre rocas cuaternarias.

Con la finalidad de realzar y definir la forma y actitud de las anomalías descritas, se realizó el proceso de separación regional-residual utilizando la técnica de ajuste de superficies polinomiales por mínimos cuadrados (Davis, 1973; Espinosa 1983). Esta técnica es particularmente adecuada cuando los datos no se encuentran en una rejilla regular. Además, se han obtenido buenos resultados en comparación con técnicas como el filtrado en frecuencias, debido a que no permite ninguna

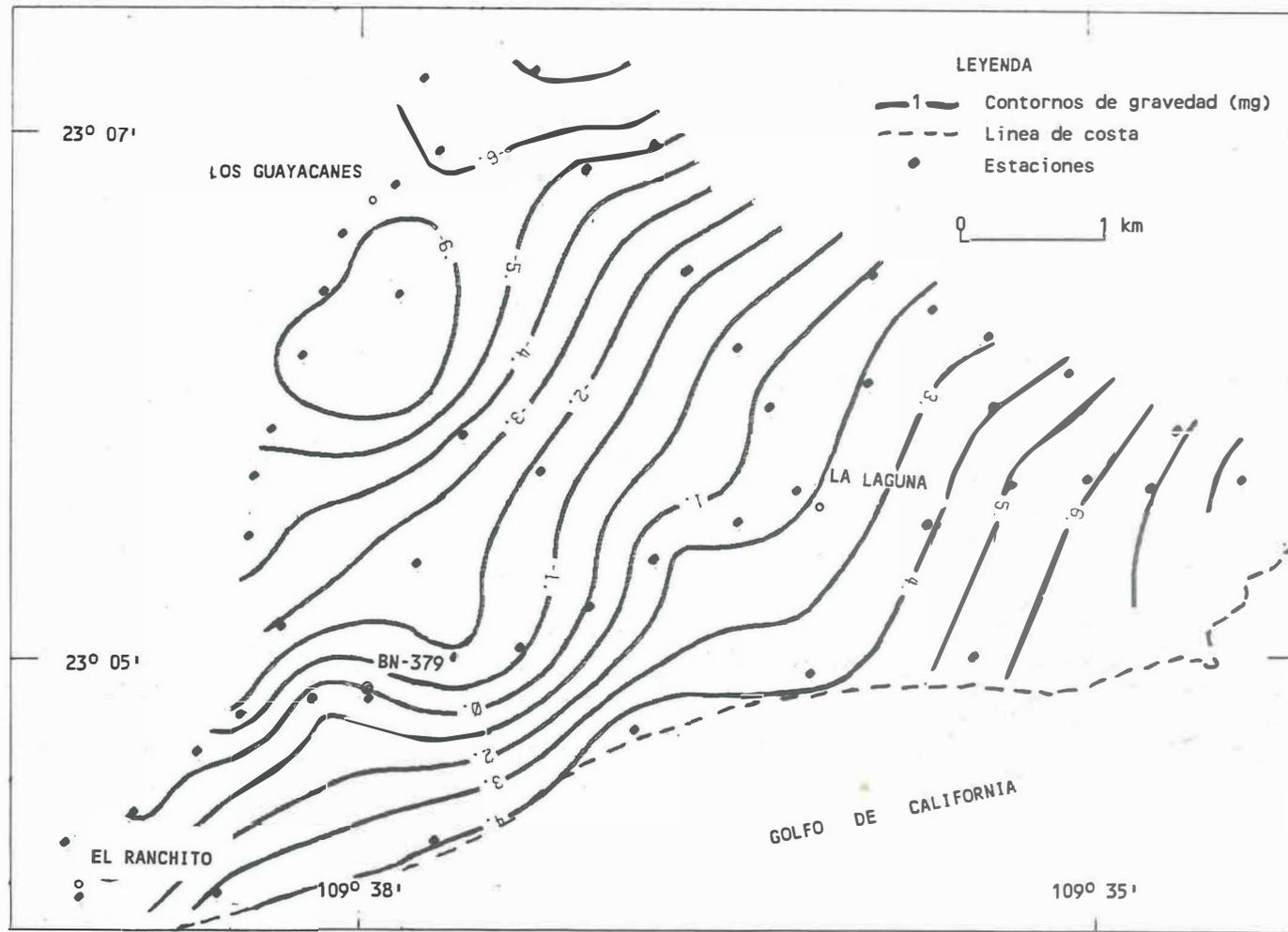


Figura 15 Mapa de anomalía de Bouguer corregida por topografía, con una densidad de reducción  $\rho_B=2.67$  gr/cc. Contornos a cada 1 mGal.

predisposición ó prejuicio del interpretador, siendo, los regionales obtenidos buenos estimadores de la tendencia principal (García et al, 1983 ).

A partir del análisis visual del mapa de anomalías gravimétricas (figura 15), y teniendo en cuenta lo reducido del área de estudio se infiere que la componente regional puede representarse con una superficie de orden bajo. Por lo tanto, se calcularon polinomios de 1º a 4º orden, las figuras 16 y 17 muestran estos ajustes y sus respectivos residuales, que fueron obtenidos a partir de las diferencias entre los valores de anomalía gravimétrica y los apolinomios calculados, para cada punto de medición.

Los ajustes obtenidos, figuras 16a,c y 17a,c, en forma general, muestran la tendencia predominante NE-SW identificada en el mapa de anomalías de Bouguer.

Los mapas residuales (figuras 16b,d y 17b,d), muestran una serie de mínimos en la parte central oeste que coinciden con los afloramientos de rocas sedimentarias y hacia los extremos, valores positivos, de los cuales resalta un cierre de 0.5 mgal localizado al este del Cerro de La Laguna y se asocia con un afloramiento de rocas graníticas cretácicas. Además, se observa que conforme el orden del ajuste se incrementa persisten las anomalías residuales descritas.

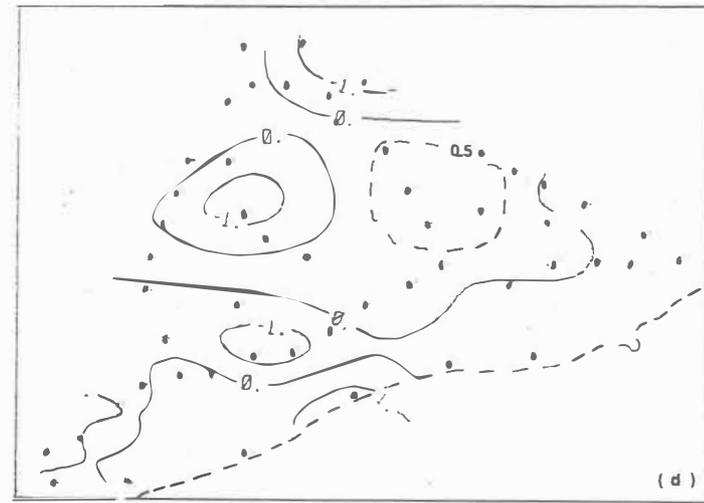
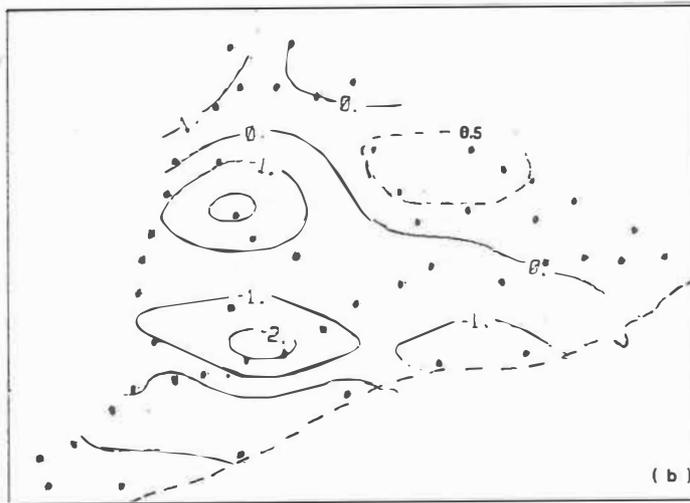
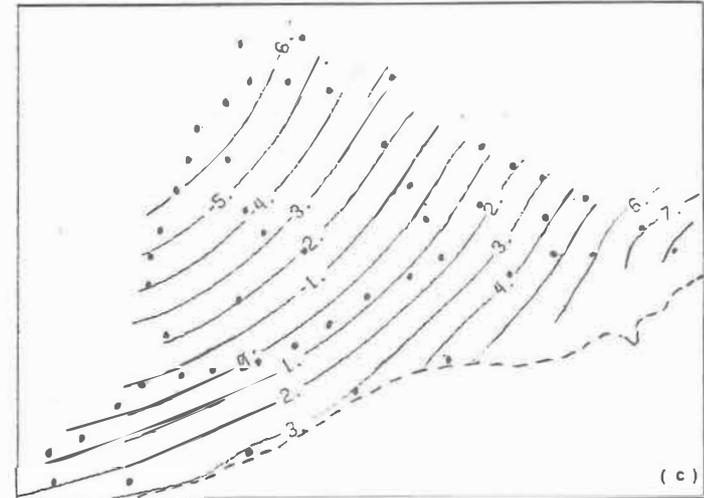
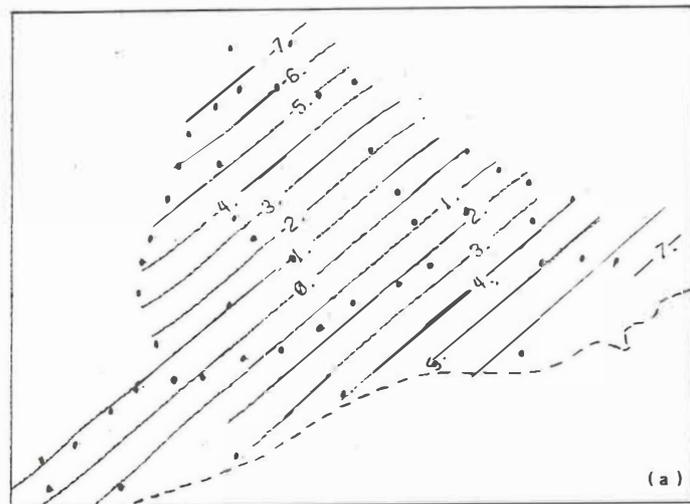
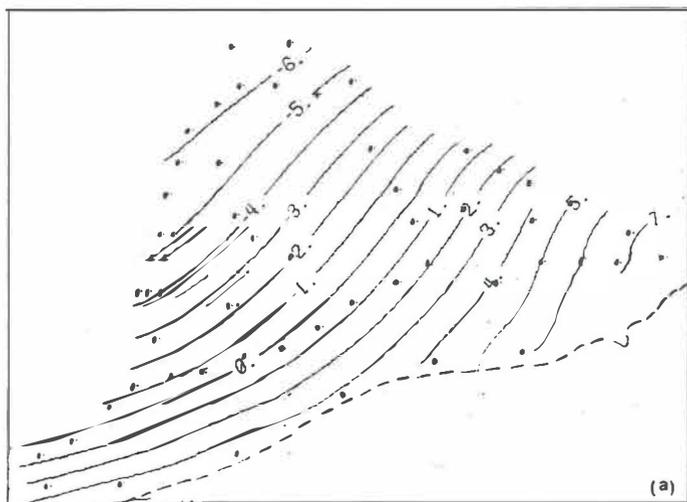
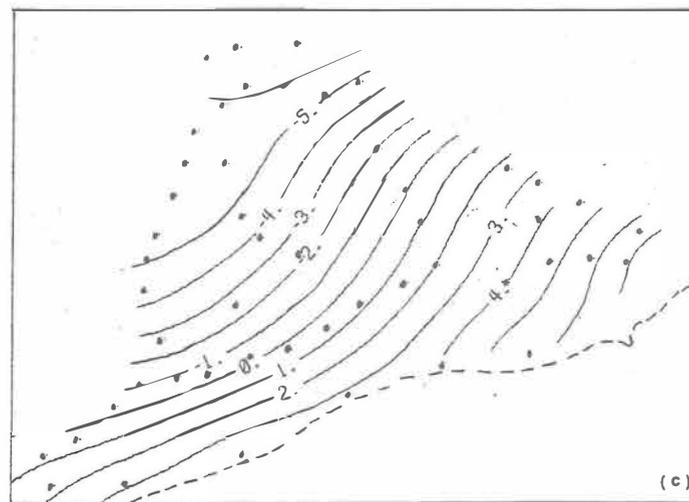


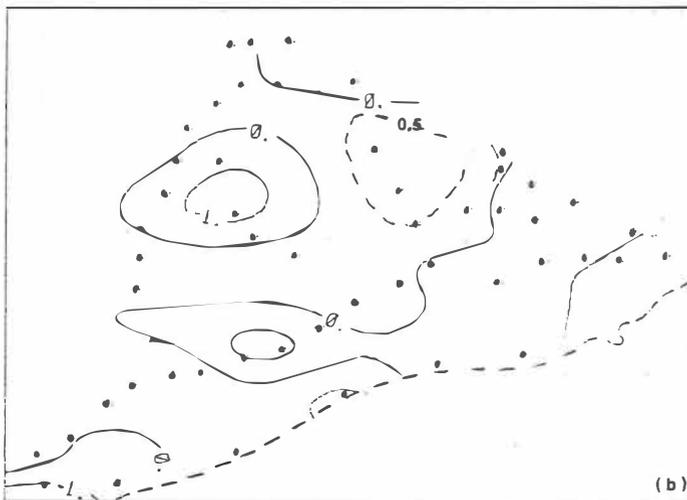
Figura 16 Separación de anomalías gravimétricas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de primer orden, (b) residual de primer orden, (c) ajuste de segundo orden, (d) residual de segundo orden. Los puntos indican las estaciones de medición.



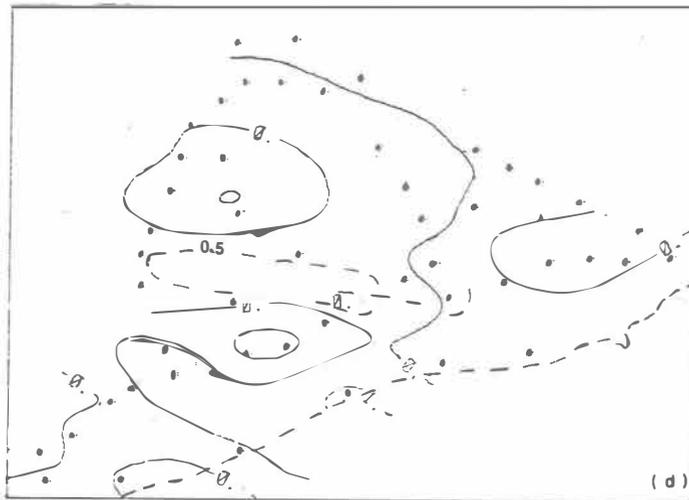
(a)



(c)



(b)



(d)

Figura 17 Separación de anomalías gravimétricas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de tercer orden, (b) residual de tercer orden, (c) ajuste de cuarto orden, (d) residual de cuarto orden. Los puntos indican las estaciones de medición.

A simple vista, se observa que los mapas de anomalías gravimétricas residuales obtenidos presentan relación con el marco geológico local, de tal forma que cualquiera de ellos resultaría una buena elección para propósitos de interpretación. Sin embargo, la superficie de primer orden refleja mejor el patrón estructural regional de la zona, tal superficie se interpreta como una estructura cortical que se adelgaza hacia el sureste con un gradiente estimado de 3 mgal/km. Además, su residual correspondiente (figura 16b) es el menos afectado por la tendencia principal.

Al comparar el mapa que muestra la respuesta gravimétrica del conjunto de prismas que simulan la geología del área del Cerro de La Laguna considerando la existencia de una intrusión que causó el levantamiento y deformación del área (figura 6, capítulo V), con el mapa de anomalías gravimétricas residuales de 1<sup>er</sup> orden (figura 18), se observa lo siguiente: La localización de los mínimos gravimétricos coinciden, pero difieren en magnitud y anchura. El isocontorno de cero coincide en la porción Norte, pero no en el Centro y Sur. Además, no se observa el mínimo de -1 mgal que se extiende hacia el SE en el residual. Tal discrepancia puede deberse a un espesor mayor del relleno cuaternario del que se consideró en el modelado. Finalmente, el máximo gravimétrico de 0.5 mgal

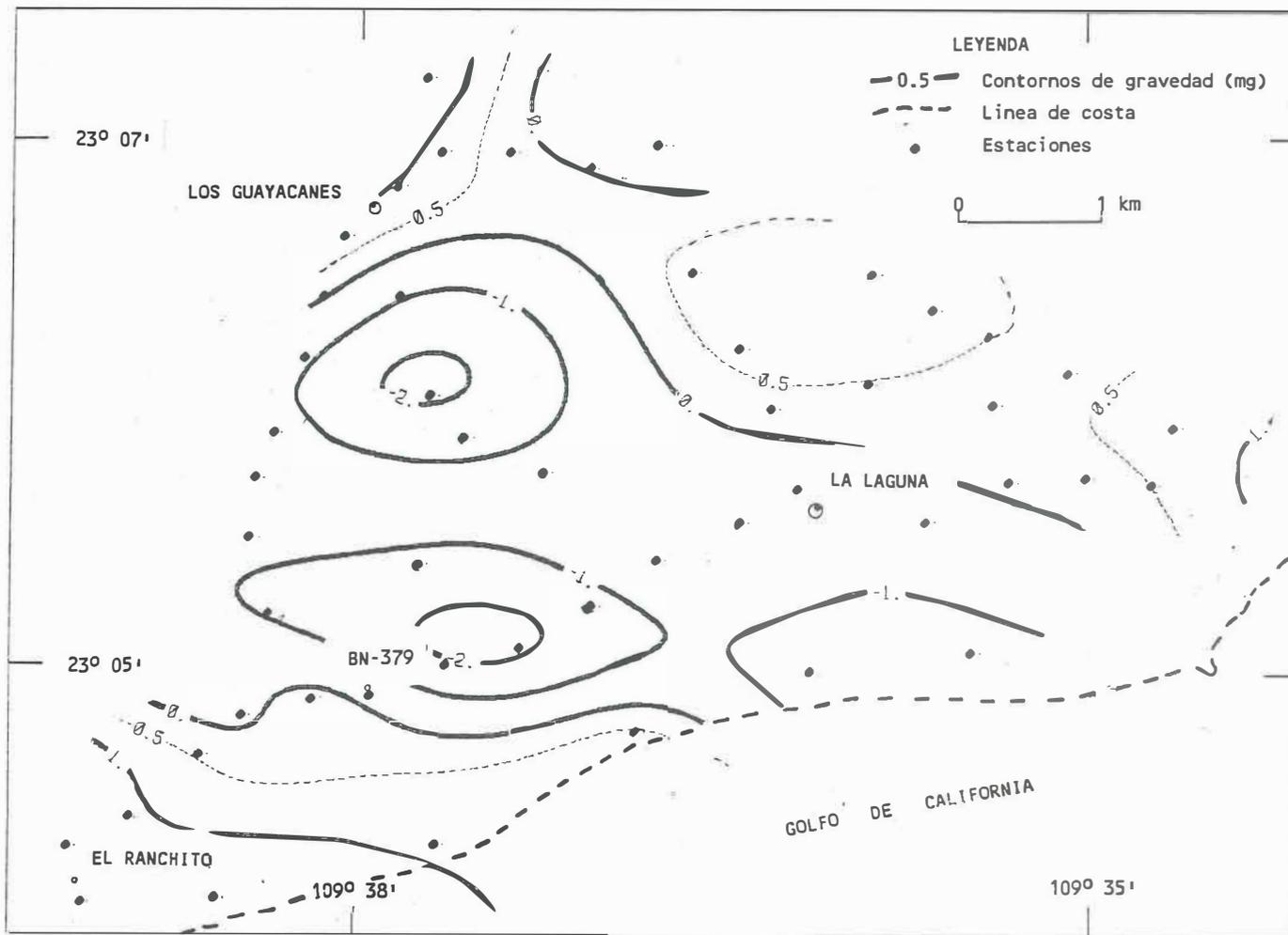


Figura 18 Residual gravimétrico de primer orden, calculado como la diferencia entre los valores de anomalía de Bouguer y el ajuste calculado de primer orden.

asociado con la presencia de la intrusión mayor, aparece en el residual aunque con una anchura menor debido posiblemente a la influencia del relleno cuaternario.

Con base en la comparación anterior, diremos que el área en estudio, presenta pequeñas cuencas rellenas de rocas sedimentarias de la Formación Salada y por rellenos sedimentarios Cuaternarios, sobre un basamento granítico. Esto es corroborado por los mínimos gravimétricos presentes en los mapas de anomalías calculadas y observadas, figuras 6 y 18, respectivamente. Además en este basamento granítico, aparentemente existen intrusiones ígneas, las cuales son caracterizadas por los máximos gravimétricos que muestran correlación para ambos mapas de anomalías. Estos máximos, aunque de poca amplitud, se presentan en el mapa de anomalías observadas, y son generados por un número adecuado de estaciones. Una discusión más amplia merece la validez geológica del modelo, y el error calculado para los datos, que caen dentro de la amplitud de las anomalías esperadas. Estos puntos se discutirán en el capítulo siguiente.

## **IX.2 Magnetometría.**

Con los valores de anomalía magnética obtenidos para cada estación, se elaboró por computadora un mapa de anomalías magnéticas relativas de intensidad magnética de campo total con contornos a cada 10 nT (1 nanoTesla = 1 gamma), figura 19.

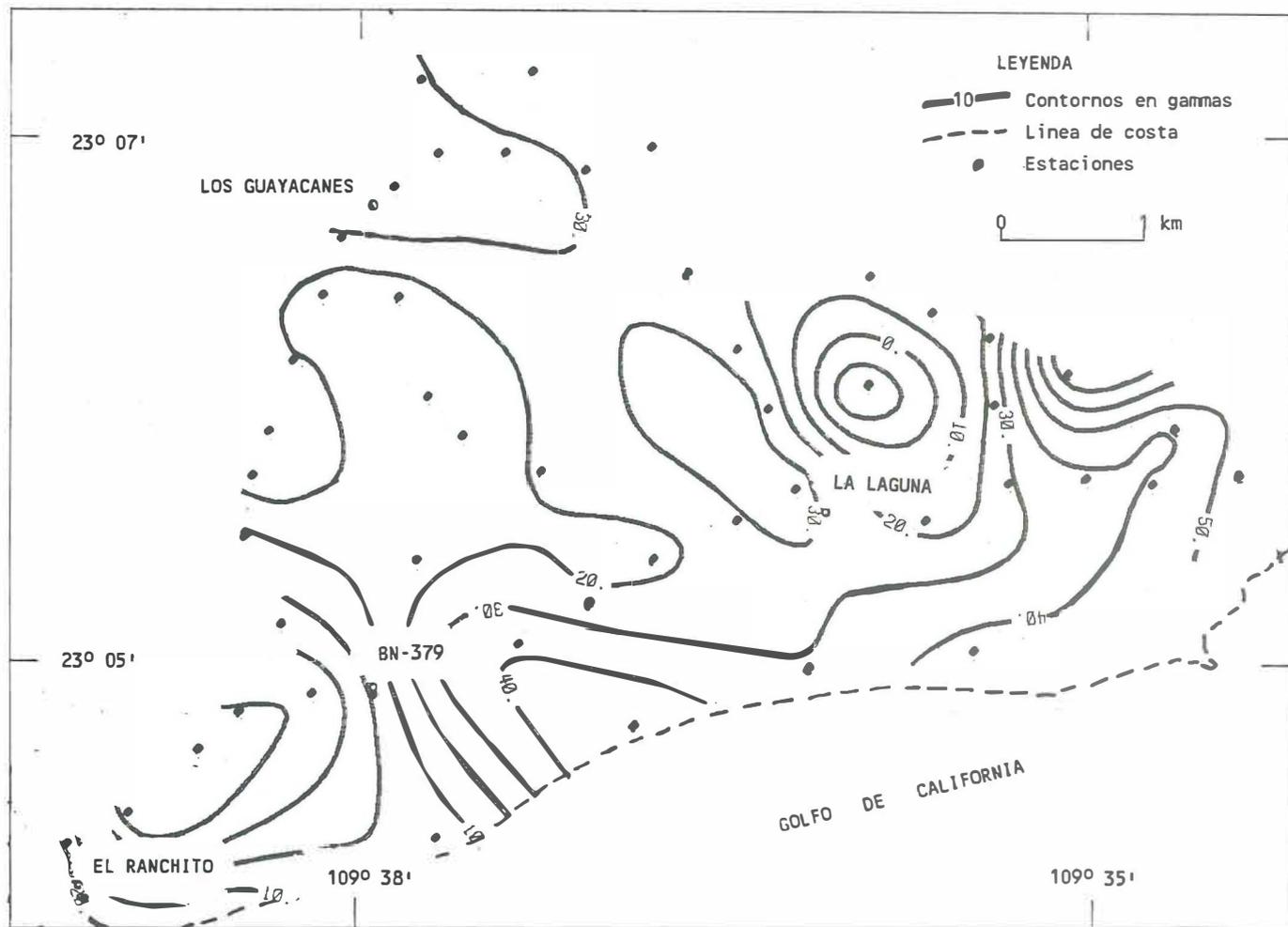


Figura 19 Mapa de anomalías de intensidad magnética total, a cada estación se le ha quitado un valor constante de 43775 gammas. Contornos a cada 10 gammas.

El mapa obtenido, presenta las siguientes características: (a) una ligera tendencia de los máximos y mínimos de alinearse con una dirección NE-SW; (b) un par de aparentes lineamientos definidos por altos y bajos magnéticos que cruzan el área; (c) en la parte central, sobresale una franja constituida por una serie de altos magnéticos con una tendencia aparente NW-SE.

Con el mismo objetivo que para el caso gravimétrico, se usó la técnica de ajuste de superficie polinomiales. Las figuras 20a,c y 21a,c, muestran los ajustes calculados para las superficies de primero a cuarto orden. El ajuste de primer orden (figura 20a), muestra una tendencia NW-SE de los contornos. Sin embargo, los ajustes de 2<sup>o</sup> y 3<sup>er</sup> orden (figuras 20c y 21a), presentan una tendencia predominante NE-SW paralela al patrón estructural de la zona y una "nariz" en la parte central del área apuntando hacia el noreste. El ajuste de 4<sup>o</sup> orden, presenta un alineamiento de los máximos y mínimos con una tendencia NE-SW, aunque hacia el Este la tendencia cambia a casi N-S.

En las figuras 20b,d y 21b,d se muestran los residuales correspondientes de 1<sup>o</sup> a 4<sup>o</sup> orden. El residual de primer orden (figura 20b), es similar al mapa original de anomalías magnéticas pero la anchura y amplitud de las anomalías disminuye. Los residuales de segundo a cuarto orden (figuras 20d y 21b,d), muestran en la parte central una serie de valores

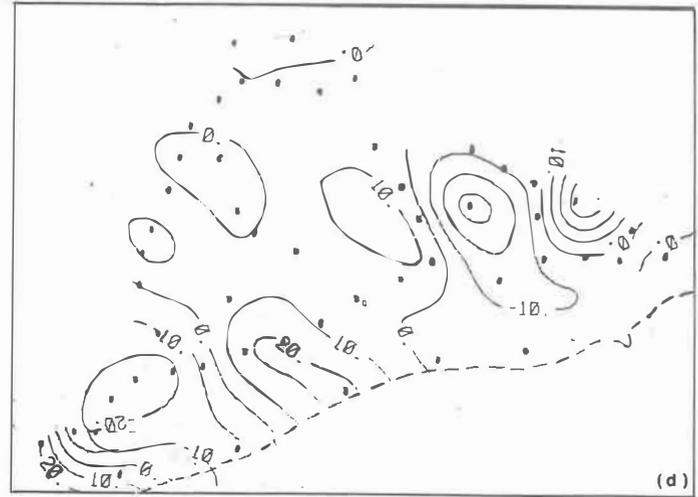
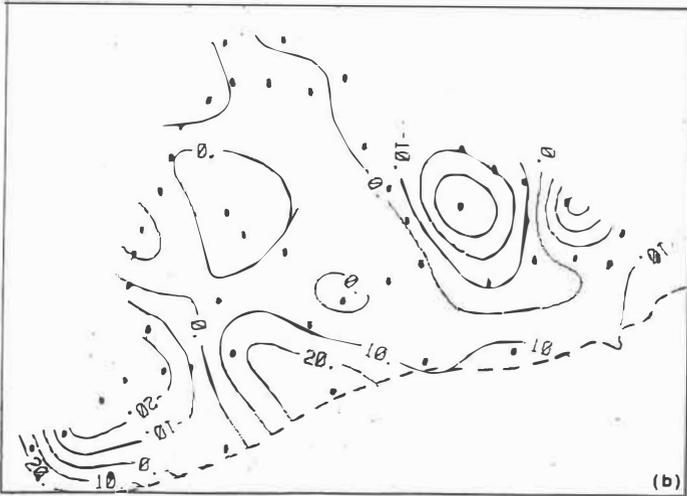
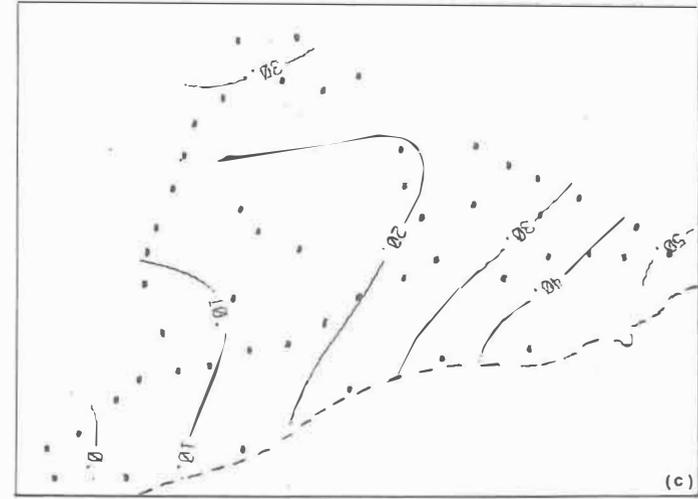
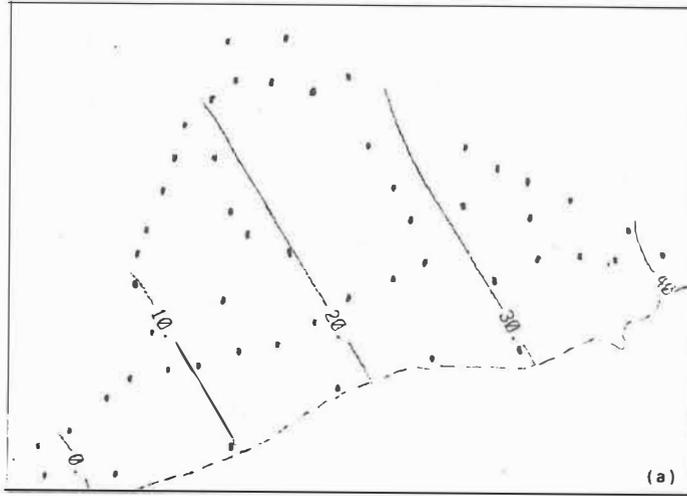


Figura 20 Separación de anomalías magnéticas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de primer orden, (b) residual de primer orden, (c) ajuste de segundo orden, (d) residual de segundo orden. Los puntos indican las estaciones de medición.

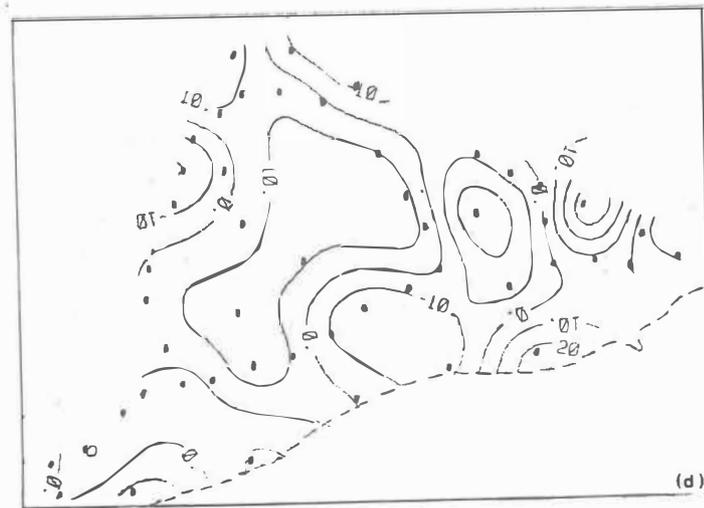
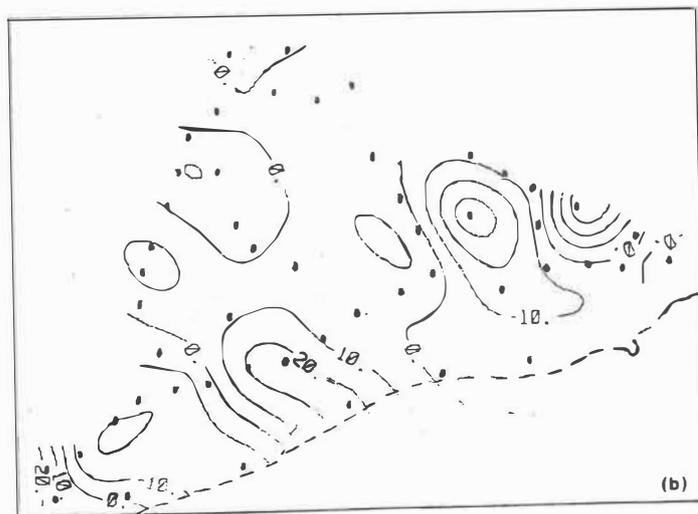
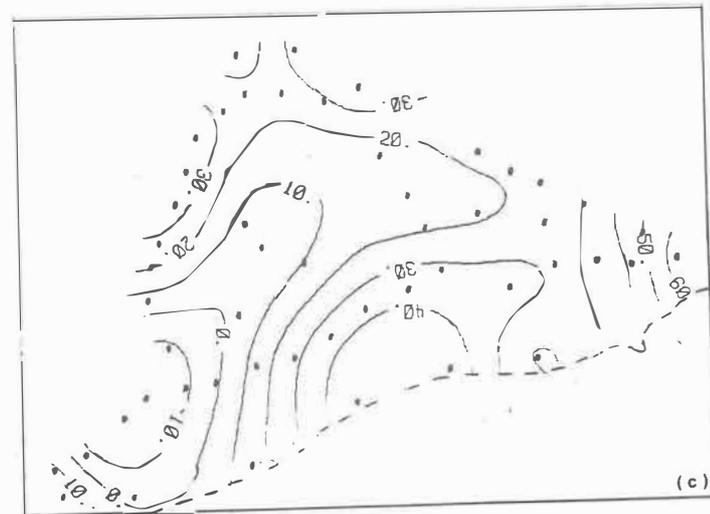
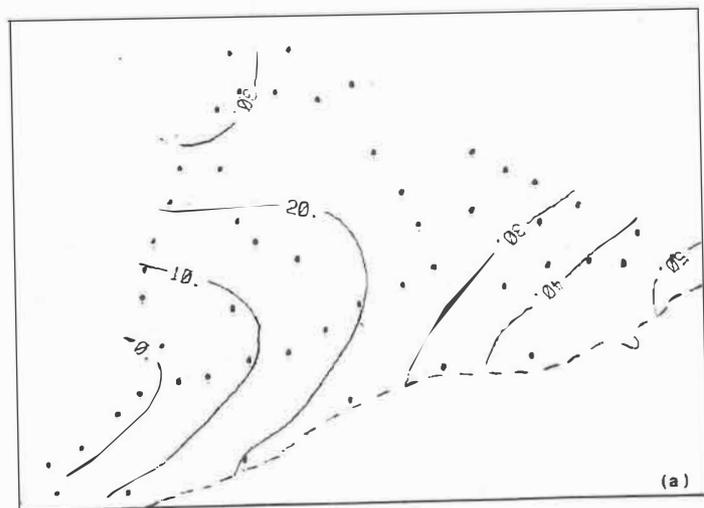


Figura 21 Separación de anomalías magnéticas utilizando ajuste de superficies polinomiales. (a) Ajuste de tercer orden, (b) residual de tercer orden, (c) ajuste de cuarto orden, (d) residual de cuarto orden. Los puntos indican las estaciones de medición.

positivos que coinciden con el área de geomorfología anómala.

El análisis visual de los ajustes y residuales mencionados no muestran relación con el panorama geológico conocido. Además, si comparamos con la respuesta magnética producto del modelo geofísico conceptual (figura 8), tampoco muestran parecido. Por otro lado, ninguno de los ajustes muestran la tendencia observada en el mapa de anomalías gravimétricas (figura 15).

En base a esto, se procedió a evaluar los ajustes (para determinar cual de ellos explica mejor el comportamiento de los datos) a partir de pruebas de significancia. Esto se llevo a cabo, mediante los siguientes criterios estadísticos: bondad del ajuste ( $R^2$ ) y el coeficiente de correlación ( $R$ ), que indican si las tendencias calculadas son buenos ajustes de acuerdo a valores cercanos al 100 % y a la unidad, respectivamente; análisis de varianza aplicando la Prueba de Fisher (Prueba F) -que compara la varianza de la regresión calculada con la varianza debido a las desviaciones- y es una medida de la significancia del ajuste si el valor calculado de Fisher ( $F$ ) es mayor que un valor teórico ( $F_s$ ). Además, se incluyeron los parámetros  $\Delta R^2$ ,  $\Delta R$  y  $\Delta F$  que miden el mejoramiento de los correspondientes elementos estadísticos para ajustes de un orden  $M$  en relación con otro de orden más bajo  $M-1$  (Davis, 1973; Till, 1977; Cermak y Haenel, 1988). Las expresiones

matemáticas para cada parámetro estadístico se dan en el anexo III, y los resultados del análisis de tendencias se presentan en la siguiente tabla (Tabla II).

Tabla II. Prueba estadística para probar la significancia de los diferentes ajuste de la anomalía magnética de campo total. Las fórmulas utilizadas para estas estimaciones se presentan en el anexo III.

ORDEN M	R <sup>2</sup> (%)	R	F	Fs	$\Delta R^2$	$\Delta R$	$\Delta F$
1	29.30	0.5412	10.14	3.19			
<u>2</u>	<u>38.74</u>	<u>0.6224</u>	<u>5.81</u>	<u>2.45</u>	<u>1.32</u>	<u>1.15</u>	<u>0.573</u>
3	41.63	0.6452	3.33	2.05	1.07	0.965	0.573
<u>4</u>	<u>80.54</u>	<u>0.8975</u>	<u>10.94</u>	<u>2.00</u>	<u>1.93</u>	<u>1.39</u>	<u>3.28</u>
5	66.17	0.8135	3.03	1.95	0.82	0.90	0.28

A partir de los valores de  $\Delta R^2$ ,  $\Delta R$  y  $\Delta F$  podemos decir que los ajustes de 2º y 4º orden son los mejores respecto a los ajustes de orden más bajo. Sin embargo, considerando que el ajuste de 4º orden presenta los valores más altos de R<sup>2</sup>, R y F preferimos la superficie de orden M=4 (figura 21c). Estadísticamente, diremos que esta superficie es la que mejor representa los datos magnéticos observados. Desde el punto de vista geofísico, es un mapa magnético suavizado, donde el criterio utilizado es la estadística. Este mapa es más fácil de interpretar, presentando como rasgo principal un mínimo

relativo en forma de nariz alargada que cruza el área de estudio en dirección noreste y un máximo incompleto de 40 nT localizado en la parte centro-sur.

Comparando el mapa que mejor representa la tendencia de los datos magnéticos observados con el mapa magnético que reproduce la geología del área del Cerro de La Laguna (figura 8), diremos que: No existe al parecer una relación entre la respuesta magnética del modelo geológico conceptual del Cerro de La Laguna y este mapa. Sin embargo, el comportamiento de las anomalías magnéticas es de naturaleza complicada, por lo que no se descarta que el máximo que sobresale en el mapa de anomalías magnéticas (figura 21c), pueda tener relación con aquel del modelo magnético (figura 8), aunque difieren bastante en amplitud, localización y anchura.

Tratando de eliminar la tendencia NE-SW presente en el mapa de anomalía magnética seleccionada (figura 21c), se realizó una separación gráfica de esta tendencia, la cual se escogió paralela al patrón geológico regional y al regional gravimétrico (figura 16a). El gradiente se escogió basado en el análisis visual del mapa de anomalía magnética escogido. Los resultados se muestran en la figura 22 (línea delgada punteada), en la cual se sigue observando un cierre de 10 nT hacia la parte centro-sur del área en estudio, y un punto interesante, es que aparece una anomalía hacia la parte noroeste que tiende a un

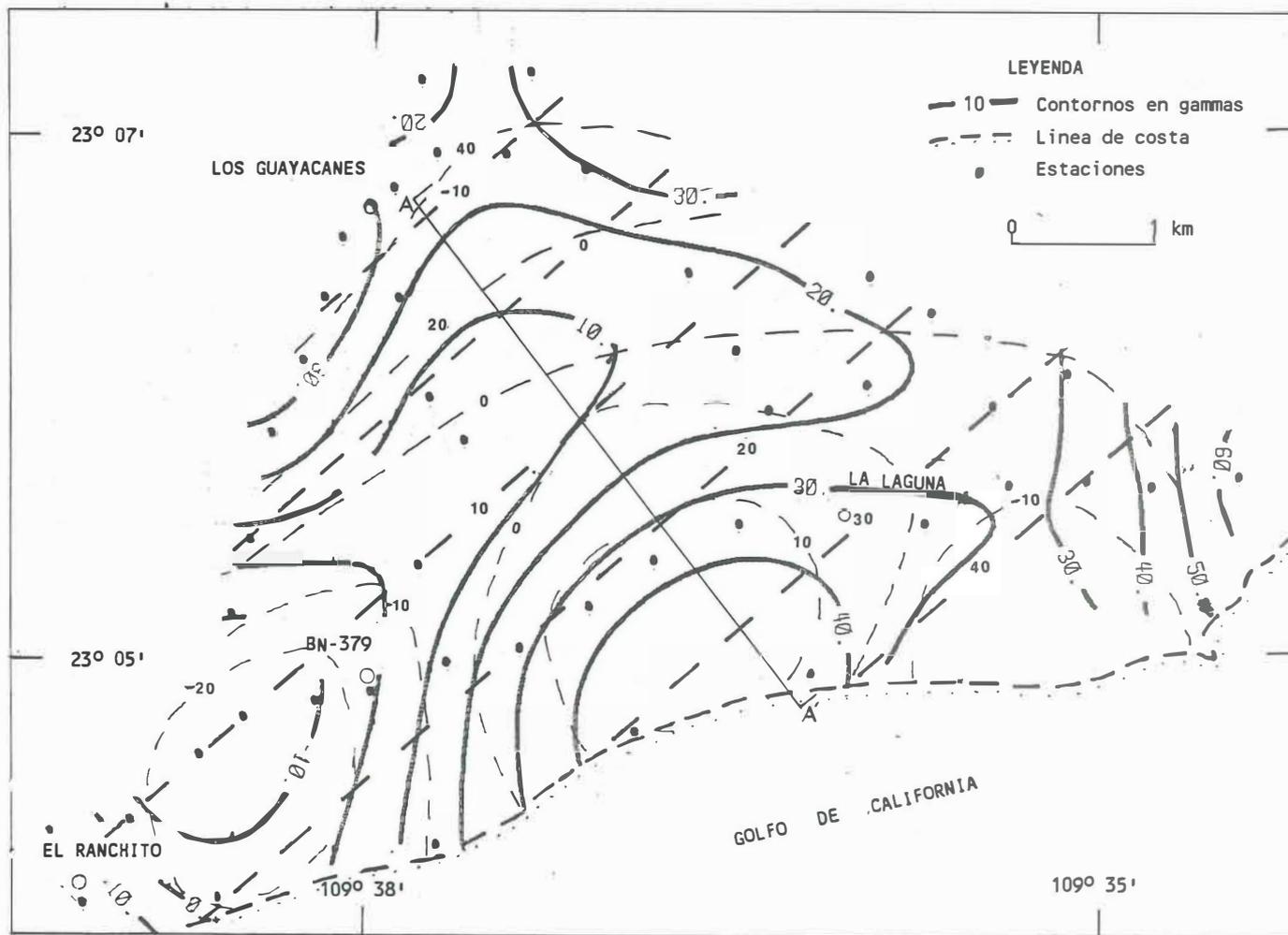


Figura 22 Mapa de anomalía magnética regional. La diferencia entre los valores de este mapa y la continuación de la tendencia noreste-sureste relacionado al patrón geológico regional (línea gruesa punteada) indican la presencia de una anomalía positiva (línea delgada punteada). El perfil A-A' es utilizado en la interpretación.

valor máximo. Este conjunto de anomalías tienden a formar un máximo hacia la parte central con mínimos hacia los extremos. Las anomalías positivas pueden relacionarse a un contraste de susceptibilidad magnética positiva. Sin embargo, la forma, amplitud, anchura y orientación de los valores máximos y mínimos difieren considerablemente de la respuesta magnética producto del conjunto de prismas que simulan la geología del Cerro de La Laguna (figura 8).

Tal discrepancia puede deberse a que las observaciones (figura 19), no alcanzan a cubrir la anomalía calculada producto del modelo geofísico (figura 8). Y al parecer existe el efecto de fuentes muy locales o superficiales las cuales enmascaran considerablemente la información buscada debido fundamentalmente al carácter magnético del basamento granítico aflorante.

En resumen, podemos decir que la presencia de valores magnéticos positivos hacia la parte centro-noroeste del área en estudio, no da indicios suficientes para suponer que la forma anómala del Cerro de La Laguna, sea producto de intrusiones ígneas (o por lo menos, de la dimensiones del modelo). Aunque, reconozcamos que la cobertura insuficiente y los efectos de fuentes superficiales puedan estar enmascarando esta información.

## X DISCUSION

Los resultados del estudio geofísico en el área del Cerro de La Laguna, indican anomalías positivas gravimétricas y magnéticas que aparentemente coinciden con los rasgos anómalos geomorfológicos y estructurales señalados por Gaitán (1986), y cuyo origen se atribuye al levantamiento del área producido por empujes verticales ocasionado por intrusiones. La forma y amplitud de dichas anomalías fueron resaltadas utilizando la separación regional-residual, que es una técnica generalmente ambigua.

En el caso gravimétrico, el ajuste escogido presenta la tendencia principal de los datos, la cual coincide con el panorama geológico regional. Al comparar el residual gravimétrico (figura 18), con la correspondiente anomalía calculada (figura 6), se observa que concuerdan en forma general, pero difieren en amplitud y anchura. Tal discrepancia podría significar que las dimensiones de los cuerpos intrusivos son menores que las del modelo. Cabe indicar también, que la amplitud de las anomalías residuales caen dentro del error estimado en el cálculo de las anomalías (1.4 mgal). Esta magnitud podría ser un factor crítico para asociar un origen geológico-estructural a las anomalías gravimétricas positivas residuales observadas. Sin embargo, las anomalías coinciden con los sitios que presentan deformación.

En el caso magnético, el mapa de anomalías de campo total (figura 19), presenta valores positivos relativos, hacia la parte centro-sur del área. A simple vista, la técnica de separación de anomalías no presentó una tendencia ó residual adecuado. El análisis de tendencias permitió elegir, en un sentido estadístico (capítulo IX), la mejor representación de los datos, siendo considerado como un mapa de anomalías magnéticas suavizado. Un punto crítico es la tendencia regional escogida para este mapa, la cual consideramos en la misma dirección del regional gravimétrico, y que coincide con el aspecto geológico regional. El gradiente se escogió de acuerdo al análisis visual del mapa considerado (figura 22). De acuerdo a la anomalía calculada, esperaríamos un máximo bien delineado hacia el suroeste, con un mínimo tenue hacia el noreste, lo cual no es observado. Sin embargo, consideramos que los valores máximos sobre el área de geomorfología anómala, parecen indicarnos la presencia de cuerpos intrusivos, aunque la discrepancia observada pueda deberse, principalmente a la falta de cubrimiento del área de estudio.

Aunque, para ambas técnicas existen elementos que parecen contradecir la presencia de intrusiones ígneas, debido a que existen discrepancias entre anomalías calculadas y observadas. Las dos técnicas utilizadas, presentan la presencia de anomalías positivas relativas que coinciden con el área

señalada con geomorfología anómala.

Considerando que la amplitud de las anomalías gravimétricas y magnéticas escogidas para representar la tendencia regional del área en estudio (figuras 22 y 23) están por arriba del error estimado, se realizó una interpretación de éstas. Los estudios en márgenes continentales pasivos señalan que los procesos geológicos que han actuado en su formación y desarrollo son variados, el principal se asocia al fallamiento en bloques y normal lístrico acompañado de adelgazamiento de la corteza continental (Curry et. al., 1982). Con base en dichos procesos se calculó la respuesta gravimétrica y magnética de un modelo tectónico regional elaborado con cuerpos prismáticos a lo largo de un perfil perpendicular a la tendencia del regional gravimétrico y magnético medidos (figura 23 y 22, respectivamente). Para la construcción del modelo (figura 24a), se utilizó información geológica y geofísica existente de la región en estudio, la cual se menciona y se discute a continuación:

(1) El mecanismo que da origen ha este tipo de margen continental produce adelgazamiento de la corteza continental con fallamiento en bloques -sugeridos por Curry et al (1982) como los eventos principales en el inicio del "rifting"- y, emplazamiento de material del manto superior denso a niveles someros. Estos eventos configuran la estructura regional del

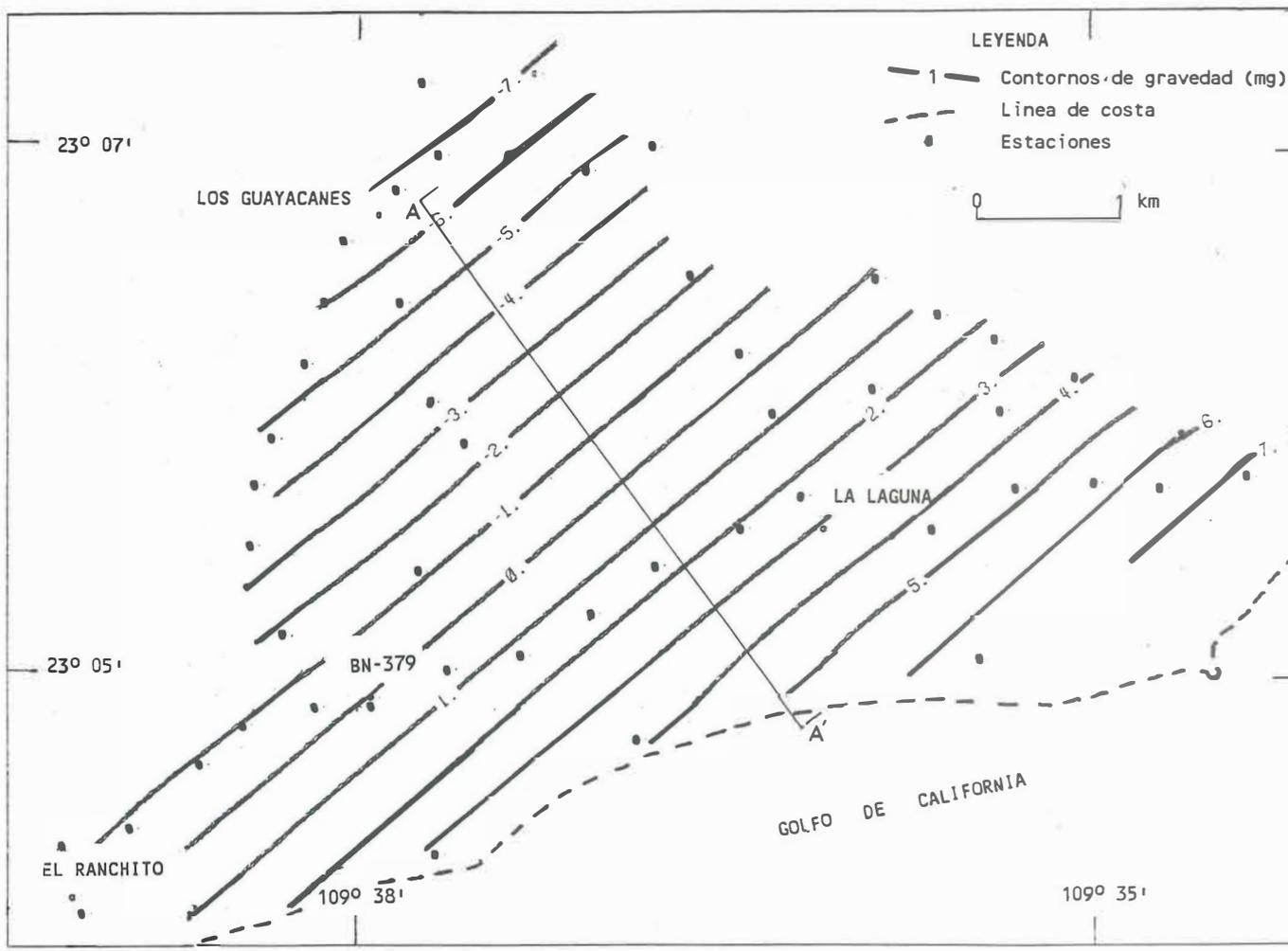


Figura 23 Regional gravimétrico de primer orden, la tendencia noreste-suroeste y el gradiente de aproximadamente 3 mGal/km esta relacionado al panorama geológico regional. El perfil A-A' perpendicular a su tendencia es utilizado en la interpretación.

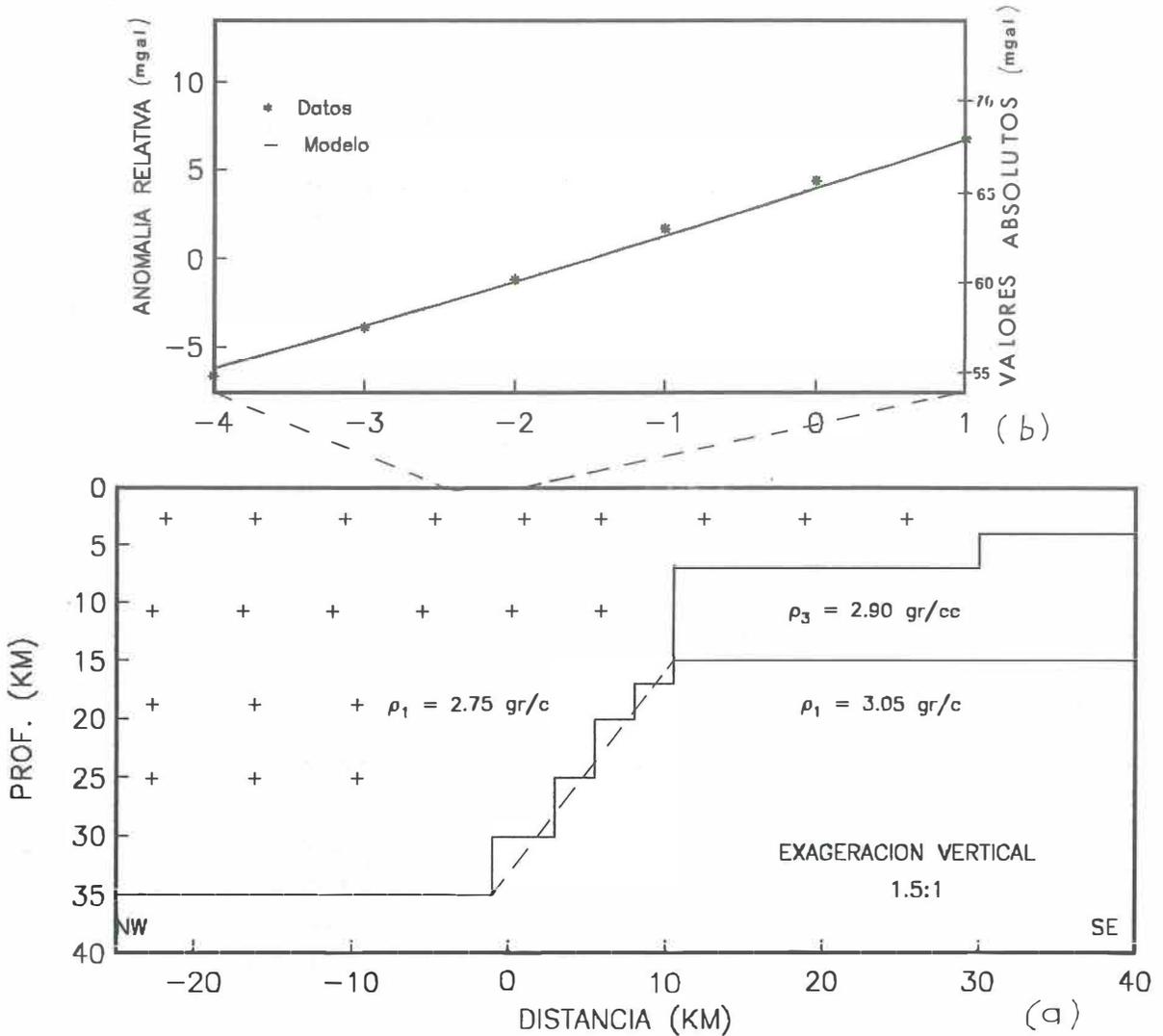


Figura 24. (a) Sección cortical. El bloque superior con una densidad de  $2.75 \text{ gr/cc}$ , simula un adelgazamiento del bloque continental hacia el sureste, representado por la línea punteada, sobre una corteza oceánica de  $2.90 \text{ gr/cc}$  y de  $3.05 \text{ gr/cc}$ . (b) Respuesta gravimétrica tridimensional del modelo, los datos son tomados del perfil A-A' de la figura 23.

área de estudio, figuras 3b y 24a, -indudablemente es una simplificación del modelo real-. (2) Para el espesor asignado a la corteza continental, se consideraron los espesores reportados por Soller et al (1982), entre 10 y 20 km. Además, Huehn (en Curray et al, 1982), ha calculado un valor de 21 km para la zona del Istmo al Oeste de La Paz, donde valores aproximados de 10 a 20 mgal se obtuvieron en contraste con los 60 mgal para la punta sur del Golfo (Harrison y Mathur, 1963), por lo que un valor menor de espesor de corteza debe esperarse, para el área de estudio. (3) Los contrastes en densidad utilizados son un  $\Delta\rho$  de 0.30 gr/cm<sup>3</sup> y 0.15 gr/cm<sup>3</sup>, estos valores corresponden a las diferencias de densidades entre corteza continental (2.75 gr/cm<sup>3</sup>) y oceánica caracterizada por rocas basálticas con una densidad de 2.90 gr/cm<sup>3</sup> y máficas de composición gabroica con densidad de 3.05 gr/cm<sup>3</sup>. Para el caso magnético se utilizó un contraste promedio de susceptibilidad magnética  $\Delta k$  de - 0.00682 y 0.00454 unidades cgs, el cual corresponde a la diferencia en susceptibilidad magnética de rocas típicas de corteza continental y oceánica cuyos promedios son de 0.0027 para la primera y 0.00952 unidades cgs, para la segunda (Telford et al, 1978; Dobrin, 1976; Nettleton, 1976).

La figura 24b muestra el mejor ajuste entre la anomalía calculada y el regional para el caso gravimétrico. Cabe indicar que nuestros valores de anomalía de Bouguer son relativos, por

lo que no es posible calcular espesores corticales. Pero, se ajustaron a un valor promedio de aproximadamente 60 mgal que corresponden a datos de anomalía de Bouguer referenciados a una estación con gravedad absoluta observados por Harrison y Mathur (1963) en el Golfo de California y localizada frente al área de estudio.

Para este modelo, también se obtuvo su respuesta magnética. De una serie de pruebas realizadas, se escogió la anomalía calculada que se muestra en la figura 25, la cual incluye el modelo con sus respectivos parámetros. La respuesta magnética del modelo se comparó con un perfil del mapa magnético que representa el regional (perfil A-A', figura 22). Comparando la respuesta del modelo con los datos, se observa que el ajuste es aceptable, conservando la profundidad utilizada para el caso gravimétrico. Es importante señalar que estas estimaciones son subjetivas y deben tomarse con reserva. Sin embargo, podemos decir que existe un gradiente magnético regional aparentemente originado por adelgazamiento de la corteza continental.

A partir de los resultados del modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas regionales medidos en el área del Cerro de La Laguna, se observa que existe gran influencia en los datos medidos de la estructura regional, caracterizada por el adelgazamiento del cratón continental hacia la boca del Golfo de California.

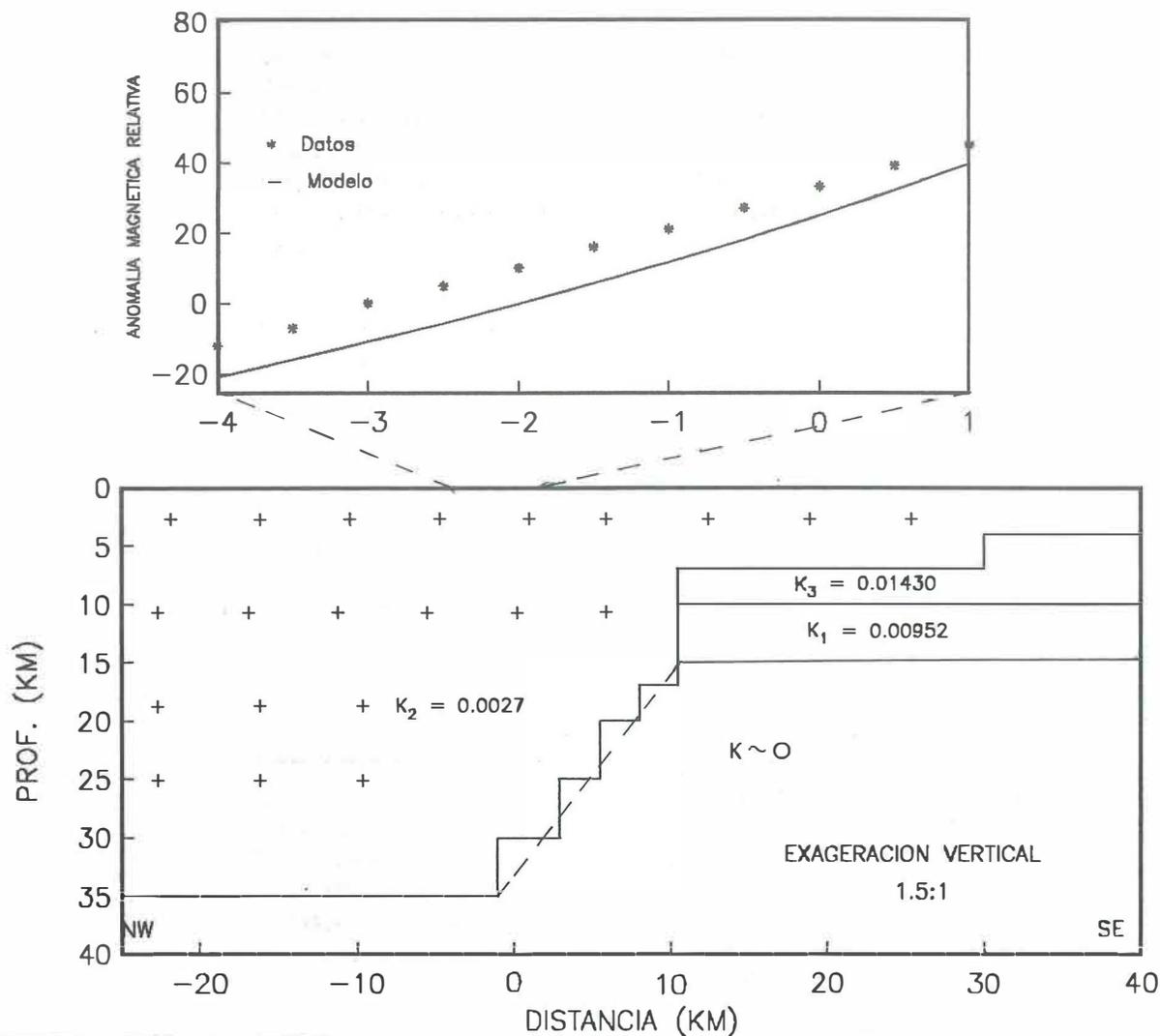


Figura 25. (a) Sección cortical. El bloque superior con una  $K$  de 0.0027 simula un adelgazamiento del bloque continental hacia el sureste, representado por la línea punteada, sobre una corteza oceánica de 0.00952 y 0.0143 (cgs)  
 (b) Respuesta magnética tridimensional del modelo, los datos son tomados del perfil A-A' de la figura 22.

## XI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los diferentes procesos tectónicos ocurridos a través del tiempo han marcado una historia compleja para el área del Cerro de La Laguna, donde se involucran eventos ocurridos a lo largo de más 10,000 km<sup>2</sup>, en los últimos 20 millones de años.

Los principales eventos son: finalización del proceso de subducción en la parte Oeste, extensión tipo Cuencas y Cordilleras (formación de la Depresión de San José), un salto repentino de un lado de la placa de norteamérica a su posición actual y el comienzo de los procesos de apertura del Golfo de California y deriva de la península en dos fases transgresivas en el tiempo; extensión difusa y extensión normal del piso oceánico. Los rasgos geomorfológicos del Cerro de La Laguna se vinculan a la extensión difusa originada en el inicio de la apertura, la cual ocasionó levantamiento y deformación a gran escala, e intrusiones ígneas que levantaron y deformaron el área.

La expresión geofísica de dichas intrusiones se determinó previamente a partir de modelar la respuesta gravimétrica y magnética de la geología del área. Comparando los mapas de anomalías calculadas y medidos (capítulo IX), se observa relación entre ellos, principalmente, para el caso gravimétrico. Los mapas de anomalías residuales gravimétricas y magnéticas indican pequeña cuencas rellenas de rocas

sedimentarias y la presencia de intrusiones ígneas caracterizados por un alto gravimétrico sin aparente expresión magnética.

La interpretación de los mapas de anomalías medidos, está fuertemente restringida por la magnitud del error obtenido en el cálculo de estas (caso gravimétrico), y la cobertura de los puntos de medición (caso magnético). Sin embargo, las anomalías explican la geología del área y dan evidencias (alto gravimétrico) de la existencia de una intrusión debajo del sitio que presenta mayor deformación (anomalía Cerro de La Laguna).

La interpretación de perfiles regionales gravimétricos y magnéticos (capítulo X), indican que los gradientes observados en los mapas de anomalías medidas, son de carácter regional relacionados con adelgazamiento de corteza

En base a lo dicho en los párrafos anteriores, se concluye que el área del Cerro de La Laguna es una porción levantada del borde continental, que presenta intrusiones, cuyo origen está relacionado a los procesos de adelgazamiento y fallamiento en bloques de la corteza continental -eventos vinculados a procesos de extensión difusa-.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se recomienda lo siguiente:

- 1) Para reducir el error e incertidumbre, en el cálculo e interpretación, respectivamente de las anomalías medidas, deberá mejorarse el control vertical y cubrir con más estaciones las áreas que muestran anomalías incompletas o dudosas.
  
- 2) Extender la cobertura del estudio hasta abarcar rasgos estructurales regionales (por ejemplo, la Depresión de San José y Sierra de La Trinidad), con dos propósitos: a) Definir la presencia de intrusiones ígneas que han levantado y deformado áreas como el Cerro de La Laguna, y entender su relación con el patrón tectónico regional. b) Entender la relación estructural existente entre el bloque oriental de la región sur peninsular con la margen continental Este,

Lo anterior, ayudará a definir y esclarecer la estructura de la región sur peninsular y contribuir a la evaluación del riesgo geológico que representa.

**LITERATURA CITADA.**

Bhattacharyya, B.K., 1964. Magnetic due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, vol. 29, p. 79-96.

Cuer, M., and R. Bayer, 1980. Fortran routines for linear inverse problems. *Geophysics*, vol. 45 (11), p. 1706-1719.

Curry, J.R., D.G. Moore, Einsele, 1982. Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California, p. . En: Initial reports of the deep sea drilling project, vol. 64, parts 2, Washington, D.C., U.S. Government printing office, 1313 p.

Davis, J.C., 1973. Statistics and data analysis in geology. Jhon Wiley, New York, 550 p.

Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical Prospecting. Mc GrawHill, New York, 3 ed, 630 p.

Espinosa Cardeña, J.M., 1983. Gravedad y magnetismo en la parte Norte del sistema de fallas San Miguel. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México.

Gaitán, J, 1986. On neotectonic evidences inthe souther peninsular region, Baja California Sur, México. Master Thesis ITC, The Netherlands, 110p.

- García, J., R. Fernández, y R. Vázquez, 1983. Estudio gravimétrico en la zona geotérmica de La Presita, Culiacán, México. *Geofísica Internacional*, vol. 22 (4), p. 345-388.
- Gastil, G., D. Krummenacher, J. Doupont, 1976. La zona batolítica del sur de California y el occidente de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 37: 84-90.
- Grand, F.S. y G.F. West, 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw Hill Book. Co., New York. 584 p.
- Hammer, S. 1939. Terrain Correction for Gravimeter Stations. *Geophysics*, vol. 4, p. 184-194.
- Harrison y Matur, 1964. Gravity Anomalies in Gulf of California en: *Marine geology of the Gulf of California: a symposium*, Tjeerd H. Van Andel and George G. Shor, Jr., 408 p.
- Herrera, B.J., 1988. Corrección gravimétrica del terreno usando campanas gaussianas. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México.
- Hodgson, R.A., 1970. *Precision Altimeter Survey Procedures Manual*. American Paulin System. Los Angeles. 50 p.
- Lonsdale, P., and L.A. Lawver, 1980. Inmature plate boundary zones studied with a submersible in the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 1883-1906.

- López Ramos, E., 1979. Geología de México, 2ª edición. Edición escolar, México D.F.
- McCloy, C., 1984. Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo Trough, Baja California Sur, Mexico. En Frizzel, Virgil A.Jr., ed., 1984, Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M., vol. 39, p. 267-273.
- Nettleton, L.L., 1976. Gravity and Magnetic in Oil Prospecting. McGrawHill International Series in the Earth and Planetary Sciences. New York. 466 p.
- Normark, W.R. y J.R. Curran, 1968. Geology and structure of tip of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 69: 1589-1600.
- Pantoja, A.J. y B.J. Carrillo, 1966. Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, Baja California. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, vol. 58: 1-14.
- Parasnis, D.S., 1971. Geofísica Minera. PARANINFO, Madrid. 376 p.
- Peddie, W., 1982. International geomagnetic reference field: The third generation, J. Geomag. Geoelectr., v. 34 (6), p. 309-326.

Soller, D. R., R.D. Ray and R.D. Brown, 1982. A new global crustal thickness map: tectonics, p 125-149

Telford, W.M., L.P. Geldart, R.E. Sheriff, D.A. Keys , 1978. Applied Geophysics, Cambridge University Press, 860 pp.

Till, R., 1977. Programs in basic for non-linear and multivariate least-squares methods. Geology Department, University of reading, 87 p.

Verheijen, P.J.T. y D.E., Ajakaiye., 1980. Analysis of errors in elevations in northern Nigeria. Geophysics, vol. 45, No. 7. p. 1144-1152.

## ANEXO I. Programa y parámetros utilizados en el modelado gravimétrico.

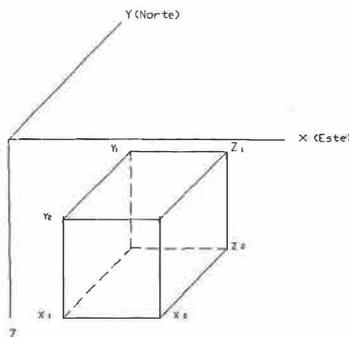
El programa empleado para calcular la atracción gravitacional de cuerpos prismáticos en 3-D utiliza una subrutina Fortran, tomada del paquete de programas de Cier Y Bayer (1980), este se implementó en la computadora PRIME 750, por el grupo de Inversión de Datos Geofísicos del Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE (Esparza, 1990).

Los parámetros que utiliza el programa son:

X, Y y Z coordenadas de los puntos de observaciones, donde X y Y tienen dirección este y norte respectivamente.

$X_1, X_2, Y_1, Y_2, Z_1$  y  $Z_2$  son las coordenadas de los vértices del prisma.

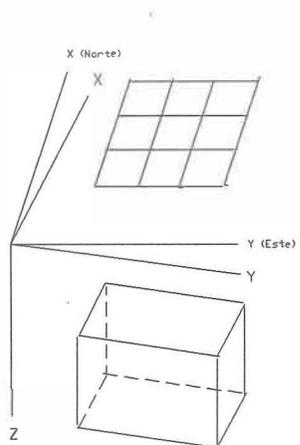
$\Delta\rho$  ( $\rho_2 - \rho_1$ ) es la densidad ó el contraste en densidad (figura I.1).



En el caso cuando los prismas son rotados un ángulo  $\theta$  con respecto al eje X se lleva a cabo una rotación de las coordenadas originales X y Y a los ejes X' y Y' paralelos a los lados de los prismas (figura I.2). El punto 0 es el origen para ambos ejes y las coordenadas para los nuevos puntos de observación se dan por las relaciones siguientes:

$$X' = X \cos \theta - Y \sin \theta$$

$$Y' = X \sin \theta + Y \cos \theta$$



```

PARAMETER (NCMAX=20,NSTMAX=100)
C PROGRAMA PARA CALCULAR LA ANOMALIA GRAVIMETRICA DE
C UN CONJUNTO DE PARALELEPIEDOS. SE USA LA FUNCION PRIGR3
C TOMADA DEL PAQUETE DE CUER Y BAYER.
C REFERENCIA: Cuér, M., and Bayer, R., 1980.
C
C FORTRAN routines for linear inverse problems
C Geophysics, v 45, p. 1706-1719.
C NC ES EL NUMERO DE PARALELEPIEDOS
C NST ES EL NUMERO DE ESTACIONES
C TODAS LAS DISTANCIAS ESTAN EN Km.
C X1,X2,Y1,Y2,Z1,Z2 SON LOS PLANOS QUE DELIMITAN CADA PARALELEPIEDO.
C XST(I),YST(I),ZST(I) SON LAS COORDENADAS DE LA I-ESIMA ESTACION.
C RHO(I) ES LA DENSIDAD (EN G/CM3) DEL I-ESIMO CUERPO.
C DIMENSION X1(NCMAX),X2(NCMAX),Y1(NCMAX),Y2(NCMAX)
C $ ,Z1(NCMAX),Z2(NCMAX),RHO(NCMAX)
C DIMENSION XST(NSTMAX),YST(NSTMAX),ZST(NSTMAX),ANOM(NSTMAX)
C
C ENTRADAS
C WRITE(1,*)'.....Dame el archivo de entrada'
C READ(1,5)ARCH
C 5 FORMAT(A20)
C OPEN(5,FILE=ARCH)
C READ(5,*)NC,NST
C READ(5,*) (X1(I),X2(I),Y1(I),Y2(I),Z1(I),Z2(I),RHO(I)
C $ ,I=1,NC )
C READ(5,*) (XST(I),YST(I),ZST(I),I=1,NST )
C DO 40 I=1,NST
C XM=XST(I)
C YM=YST(I)
C ZM=ZST(I)
C SUM=0.
C DO 80 J=1,NC
C XI=X1(J)
C YI=Y1(J)
C ZI=Z1(J)
C XJ=X2(J)
C YJ=Y2(J)
C ZJ=Z2(J)
C SUM=SUM + RHO(J)*PRIGR3(XM, YM, ZM, XI, YI, ZI, XJ, YJ, ZJ)
C 80 CONTINUE
C ANOM(I)=SUM
C 40 CONTINUE
C ESCRITURA DE RESULTADOS
C OPEN(6,FILE='RESUL')
C WRITE(6,*)' Coordenada de la estacion (km) Anomalia'
C WRITE(6,*)' X Y Z (mgals)'
C WRITE(6,*(3E12.3,7X,E14.4)) (XST(I),YST(I),ZST(I),ANOM(I),
C $ I=1,NST )
C AN=ANOM(6)
C WRITE(*,*)AN
C AN=0.0
C DO 12 L=1,NST
C ANOM(L)=ANOM(L)-AN
C 12 WRITE(6,66)XST(L),YST(L),ZST(L),ANOM(L)
C 66 FORMAT(3E12.3,7X,E14.4)
C CLOSE(6)
C END
C FUNCTION PRIGR3(XM, YM, ZM, XIP, YIP, ZIP, XMP, YMP, ZMP)
C DIMENSION A(2),B(2),C(2),R(2,2,2),AP(2),BP(2),CP(2),RP(2,2,2)
C COMMENT COMPUTATION OF THE GRAVITY ANOMALY OBSERVED AT THE POINT XM YM ZM
C AND CREATED BY THE PARALLELEPIPED
C XIP & E. X. LE. XMP YIP & E. Y. LE. YMP ZIP & E. Z. LE. ZMP
C THE POINT XM YM ZM MUST BE OUTSIDE THE PARALLELEPIPED
C ANOMALY IN MGALS LENGTH IN KMS DENSITY CONTRAST IN G/CM3
C
C X=(XIP+XMP)/2.-XM
C HXX=ABS(XMP-XIP)
C HX=HXX/2.
C A(1)=X-HX
C A(2)=X+HX
C X0=2.*X
C X00=ABS(X)*0.5E-5
C Y=(YIP+YMP)/2.-YM
C HY=ABS(YMP-YIP)/2.
C B(1)=Y-HY
C B(2)=Y+HY
C Y00=ABS(Y)*0.5E-5
C Z=(ZIP+ZMP)/2.-ZM
C HZ=ABS(ZMP-ZIP)/2.
C C(1)=ABS(Z-HZ)
C C(2)=ABS(Z+HZ)
C Z00=ABS(Z)*0.5E-5
C DO 1 I=1,2
C RP(I)=A(1)*A(1)
C BP(I)=B(1)*B(1)
C CP(I)=C(1)*C(1)
C DO 2 J=1,2
C DO 2 I=1,2
C R(I,J,K)=SQRT(AP(I)+BP(J)+CP(K))
C RP(I,J,K)=R(I,J,K)
C
C 2 S=0.
C IF(C(1).LE.Z00) GO TO 3
C SIN1=C(1)*HXX*(1.+X0/(R(2,1,1)+R(1,1,1)))
C COS1=CP(1)+(B(1)+RP(2,1,1))*B(1)+RP(1,1,1)
C SIN2=C(1)*HXX*(1.+X0/(R(2,2,1)+R(1,2,1)))
C COS2=CP(1)+(B(2)+RP(2,2,1))*B(2)+RP(1,2,1)
C S=2.*C(1)*ATAN2(SIN2*XCOS1-SIN1*XCOS2,COS2*XCOS1+SIN2*XSIN1)
C IF(C(2).LE.Z00) GO TO 4
C SIN1=C(2)*HXX*(1.+X0/(R(2,1,2)+R(1,1,2)))
C COS1=CP(2)+(B(1)+RP(2,1,2))*B(1)+RP(1,1,2)
C SIN2=C(2)*HXX*(1.+X0/(R(2,2,2)+R(1,2,2)))
C COS2=CP(2)+(B(2)+RP(2,2,2))*B(2)+RP(1,2,2)
C S=S-2.*C(2)*ATAN2(SIN2*XCOS1-SIN1*XCOS2,COS2*XCOS1+SIN2*XSIN1)
C 4 IF(ABS(A(1)).LE.Y00) GO TO 5
C T1=RP(2,1,1)/RP(1,1,1)*RP(1,1,2)/RP(2,1,2)
C T2=RP(2,2,1)/RP(1,2,1)*RP(1,2,2)/RP(2,2,2)
C S=S+X*ALOG(T2/T1)+HY*ALOG(T1*MT2)
C GO TO 7
C 5 T2=RP(2,2,1)/RP(1,2,1)*RP(1,2,2)/RP(2,2,2)
C S=S+B(2)*ALOG(T2)
C DO #0 7
C 6 T1=RP(2,1,1)/RP(1,1,1)*RP(1,1,2)/RP(2,1,2)
C S=S-B(1)*ALOG(T1)
C 7 IF(ABS(A(1)).LE.X00) GO TO 9
C T1=(B(2)+R(1,2,1))/(B(1)+R(1,1,1))*B(1)+R(1,1,2))/(B(2)+R(1,2,2))
C T2=(B(2)+R(2,2,1))/(B(1)+R(2,1,1))*B(1)+R(2,1,2))/(B(2)+R(2,2,2))
C S=S+X*ALOG(T2/T1)+HXX*ALOG(T1*MT2)
C 8 PRIGR3=S*6.674
C RETURN
C 9 T2=(B(2)+R(2,2,1))/(B(1)+R(2,1,1))*B(1)+R(2,1,2))/(B(2)+R(2,2,2))
C S=S+R(2)*ALOG(T2)
C GO TO 8
C 10 T1=(B(2)+R(1,2,1))/(B(1)+R(1,1,1))*B(1)+R(1,1,2))/(B(2)+R(1,2,2))
C S=S-A(1)*ALOG(T1)
C GO TO 8
C END

```

## ANEXO II. Programa y parámetros utilizados en el modelado magnético.

Se utilizó un programa de computadora implementado en la PRIME 750, para obtener el valor de intensidad de campo total de cuerpos prismáticos magnetizados en 3-D. La expresión analítica utilizada es descrita por Bhattacharyya (1964), la cual describimos a continuación:

$$F(X,Y,0) = IP \left[ \frac{\alpha_{23}}{2} \log \left( \frac{(r_0 - \alpha_1)}{(r_0 + \alpha_1)} \right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log \left( \frac{(r_0 - B_1)}{(r_0 + B_1)} \right) \right. \\ \left. - \alpha_{12} \log(r_0 + h) - l \tan^{-1} \left( \frac{(\alpha_1 B_1)}{(\alpha_1^2 + r_0 h + h^2)} \right) \right. \\ \left. - m M \tan^{-1} \left( \frac{(\alpha_1 B_1)}{(r_0^2 + r_0 h - \alpha_1)} \right) + N n \tan^{-1} \left( \frac{(\alpha_1 B_1)}{(r_0 h)} \right) \right] \begin{vmatrix} \alpha_u & B_u \\ \alpha_l & B_l \end{vmatrix}$$

donde:

$I_p$  es la polarización del cuerpo dada por el producto  $K.H$

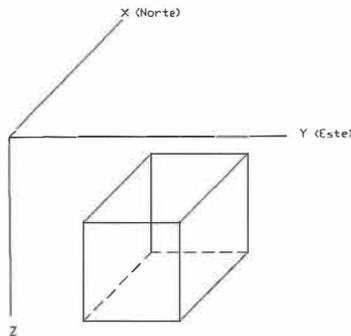
$K$  es la susceptibilidad magnética y  $H$  es la intensidad de campo total.

$X, Y$  y  $Z$  son las coordenadas de un punto en la superficie, el eje  $X$  apunta hacia el norte geográfico.

$\alpha_1 = \alpha - X$ ,  $B_1 = B - Y$ ,  $r_0^2 = \alpha_1^2 + B_1^2 + (h - z)^2$  ; donde :

$\alpha, B$  y  $h$  representan las coordenadas de los vértices del prisma (ver figura II.1), siendo  $\alpha_u, B_u$  y  $\alpha_l, B_l$  los límites superiores e inferiores de las coordenadas  $\alpha$  y  $B$  respectivamente.

$\alpha_{23} = Mn + Nm$ ,  $\alpha_{13} = ln + nl$  y  $\alpha_{12} = Lm + Ml$  ; donde,  $l, m, n$  y  $L, M, N$  son los cosenos directores del vector del campo geomagnético y del vector de magnetización del cuerpo, respectivamente. Estos contienen los valores de Inclinación ( $I$  y  $I_0$ ) y declinación ( $D$  y  $D_0$ ) del campo geomagnético y del remanente.



En el caso cuando los cuerpos prismáticos son rotados un ángulo  $\theta$  con respecto al eje X (dirección norte), se requiere realizar una rotación de coordenadas, en la cual las coordenadas originales X y Y son rotadas un ángulo  $\theta$  a los nuevos ejes X' y Y' quedando paralelos a los lados de los prismas (figura II.2). El punto 0 es el origen para ambos ejes y las relaciones entre ambos ejes coordenados son:

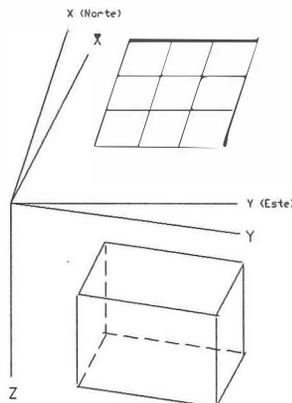
$$\begin{aligned} X' &= X \cos \theta + Y \sin \theta \\ Y' &= -X \sin \theta + Y \cos \theta \end{aligned}$$

los cosenos directores del vector del campo geomagnético quedan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} l &= \cos I \cos (D - \theta) \\ m &= \cos I \sin (D - \theta) \\ n &= \sin I_0 \end{aligned}$$

los cosenos directores del vector de magnetización se transforman a:

$$\begin{aligned} L &= \cos I_0 \cos (D_0 - \theta) \\ M &= \cos I_0 \sin (D_0 - \theta) \\ N &= \sin I_0 \end{aligned}$$





```

R01=DSQRT(A15+B15+H5)
R02=DSQRT(A25+B25+H5)
R03=DSQRT(A15+B25+H5)
R04=DSQRT(A25+B15+H5)
C
C1=DLOGC(R01-A1)/(R01+A1)
C2=DLOGC(R02-A2)/(R02+A2)
C3=DLOGC(R03-A1)/(R03+A1)
C4=DLOGC(R04-A2)/(R04+A2)
CT=C1+C2-C3-C4
D1=DLOGC(R01-B1)/(R01+B1)
D2=DLOGC(R02-B2)/(R02+B2)
D3=DLOGC(R03-B2)/(R03+B2)
D4=DLOGC(R04-B1)/(R04+B1)
DT=D1+D2-D3-D4
E1=DLOGC(R01+H)
E2=DLOGC(R02+H)
E3=DLOGC(R03+H)
E4=DLOGC(R04+H)
ET=E1+E2-E3-E4
C
F1=DATAN2(A1MB1,A15+HMR01+H5)
F2=DATAN2(A2MB2,A25+HMR02+H5)
F3=DATAN2(A1MB2,A15+HMR03+H5)
F4=DATAN2(A2MB1,A25+HMR04+H5)
FT=F1+F2-F3-F4
G1=DATAN2(A1MB1,A15+B15+H5+HMR01-A15)
G2=DATAN2(A2MB2,A25+B25+H5+HMR02-A25)
G3=DATAN2(A1MB2,A15+B25+H5+HMR03-A15)
G4=DATAN2(A2MB1,A25+B15+H5+HMR04-A25)
GT=G1+G2-G3-G4
H1=DATAN2(A1MB1,HMR01)
H2=DATAN2(A2MB2,HMR02)
H3=DATAN2(A1MB2,HMR03)
H4=DATAN2(A2MB1,HMR04)
HT=H1+H2-H3-H4
IF(LPI-1) 15,15,17
15 CTNU(K,I,J)=(PCXCT+PDWOT-PEKET-PFMFT-PGKGT+PHMHT)*XINT
GO TO 101
17 CTND(K,I,J)=(PCXCT+PDWOT-PEKET-PFMFT-PGKGT+PHMHT)*XINT
101 CONTINUE
1 CONTINUE
IF(LPI-1) 123,24,25
24 LPI=LPI+1
GO TO 36
25 DD 31 I=1,NX
DO 31 J=1,NY
31 CTNT(K,I,J)=CTNU(K,I,J)-CTND(K,I,J)
GO TO 51
123 IF(CNK.GT.1)GO TO 51
IF(ITETA.EQ.0)GO TO 51
DO 99 I=1,NX
DO 99 J=1,NY
99 WRITE(6,220)X(I),Y(J),CTNU(K,J,I)
220 FORMAT(3D15.6)
51 CONTINUE
11 CONTINUE
IF(CNK.EQ.1.AND.ITETA.EQ.1)GO TO 111
IF(ITETA.EQ.1)GO TO 77
DO 75 I=1,NX
RI=FLOAT(I)
75 X(I)=XIN+DELTX*RI)-DELTX
DO 76 J=1,NY
RJ=FLOAT(J)
76 Y(J)=YIN+(DELT*Y*RJ)-DELT*Y
77 CONTINUE
DO 41 I=1,NK
DO 41 J=1,NY
SUMA=0.000
DO 42 K=1,NK
IF(LPI.GT.0)CTNU(K,I,J)=CTNT(K,I,J)
42 SUMA=SUMA+CTNU(K,I,J)
WRITE(M,M)J,K
IF(J.EQ.4.AND.K.EQ.9)ANREF=SUMA
41 CONTINUE
WRITE(M,M)ANREF,'ESTOY BIEN'
DO 441 I=1,NX
DO 441 J=1,NY
SUMA=0.000
DO 421 K=1,NK
IF(LPI.GT.0)CTNU(K,I,J)=CTNT(K,I,J)
421 SUMA=SUMA+CTNU(K,I,J)
SUMA=SUMA-ANREF
WRITE(6,220)Y(J),X(I),SUMA
441 CONTINUE
111 CONTINUE
STOP
END

```

### ANEXO III. AJUSTE POR MINIMOS CUADRADOS Y ANALISIS DE TENDENCIAS.

Una relación funcional entre variables puede obtenerse para examinar el comportamiento de cierto conjunto de observaciones. Un método particular para obtener esta relación matemática es ajustar una función lineal por la técnica de mínimos cuadrados o de regresión lineal. Además, los elementos involucradas en las estimaciones de los coeficientes de regresión son analizados estadísticamente, conjuntándose bajo el análisis de regresión o de tendencias.

En nuestro caso, definiremos una tendencia o curva de regresión como una función lineal de las coordenadas geográficas del conjunto de observaciones, construido de tal forma que las desviaciones cuadradas sean minimizadas. Esta función lineal puede ser un polinomio ajustado a las observaciones mediante el criterio de mínimos cuadrados.

Dado el modelo de primer orden:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + E$$

donde:

Y Variable dependiente (función lineal de dos variables)

$X_1$  y  $X_2$  Variables independientes (coordenadas geográficas)

$\beta_i$  parámetros del modelo

E Error o desviaciones de la curva de regresión

podemos calcular utilizando las observaciones las estimaciones  $b_i$  de  $\beta_i$ ; de este modo tenemos:

$$\hat{Y} = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2$$

donde:

$\hat{Y}$  es el valor estimado de Y para valores de X.

El proceso utilizado es el de mínimos cuadrados expresado por la siguiente relación:

$$S = \sum E_i^2 = \sum (Y_i - \beta_0 - \beta_1 X_{1i} - \beta_2 X_{2i})^2$$

diferenciando con respecto a los coeficientes e igualando los resultados a cero, tenemos que las estimaciones  $b_i$  son dadas por:

$$\sum (Y_i - b_0 - b_1 X_{1i} - b_2 X_{2i}) = 0$$

$$\sum X_{1i} (Y_i - b_0 - b_1 X_{1i} - b_2 X_{2i}) = 0$$

$$\sum X_{2i} (Y_i - b_0 - b_1 X_{1i} - b_2 X_{2i}) = 0$$

en donde sustituimos  $b_i$  por  $\beta_i$ , podemos ordenar nuestras ecuaciones a la forma:

$$\Sigma Y = b_0 + b_1 \Sigma X_1 + b_2 \Sigma X_2$$

$$\Sigma X_1 Y = b_0 \Sigma X_1 + b_1 \Sigma X_1^2 + b_2 \Sigma X_1 X_2$$

$$\Sigma X_2 Y = b_0 \Sigma X_2 + b_1 \Sigma X_1 X_2 + b_2 \Sigma X_2^2$$

llamadas ecuaciones normales, en forma matricial tenemos:

$$\begin{pmatrix} n & \Sigma X_1 & \Sigma X_2 \\ \Sigma X_1 & \Sigma X_1^2 & \Sigma X_1 X_2 \\ \Sigma X_2 & \Sigma X_1 X_2 & \Sigma X_2^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Sigma Y \\ \Sigma X_1 Y \\ \Sigma X_2 Y \end{pmatrix}$$

Resolviendo el sistema anterior podemos encontrar los coeficientes para la superficie de primer orden. De este mismo modo, podemos encontrar los coeficientes para las tendencias de orden mayor.

Con los coeficientes de la ecuación de regresión, el valor estimado de Y ( $\hat{Y}$ ) puede calcularse y de este podemos calcular el residual ( $Y - \hat{Y}$ ) para los diferentes valores de X. Ahora, podemos obtener una medida de la precisión de la ecuación de regresión; utilizando los siguientes tres términos que expresan variación de la variable dependiente:

1) Suma de los cuadrados alrededor de la media ( $SS_T$ ) de Y:

$$SS_T = \Sigma Y_i^2 - \frac{(\Sigma Y_i)^2}{n} = \Sigma (Y_i - \bar{Y})^2$$

2) La suma de los cuadrados debido a la regresión ( $SS_R$ ):

$$SS_R = \Sigma \hat{Y}_i^2 - \frac{(\Sigma \hat{Y}_i)^2}{n} = \Sigma (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2$$

$\hat{Y}_i$  tiene la misma media que los valores de  $Y_i$ , entonces  $SS_R$  da una medida de la variación de la regresión alrededor de la media.

3) La suma de los cuadrados alrededor de la regresión o debido a las desviaciones ( $SS_D$ ), es la diferencia entre las dos medidas anteriores:

$$SS_D = SS_T - SS_R$$

y es una medida de la falta de ajuste de la tendencia con los datos; se evalúa también por:

$$SS_D = \Sigma (\hat{Y}_i - Y_i)^2$$

Definamos también:

La bondad de ajuste de la tendencia con las observaciones (Ajuste o  $R^2$ ):

$$AJUSTE = R^2 = \frac{SS_R}{SS_T}$$

si el ajuste es un buen estimador, la razón será cercana a la unidad.

El coeficiente de correlación ( R ), es la raíz cuadrada de la bondad del ajuste:

$$R = \sqrt{R^2} = \sqrt{\frac{SS_R}{SS_T}}$$

A partir de estos elementos estadísticos, podemos analizar si la tendencia calculada es un buen ajuste a los datos. Un ajuste pobre puede surgir por varias causas:

1) varianza alta en la variable dependiente. Datos excesivamente dispersos.

2) modelo inapropiado.

Mencionamos ciertas condiciones que deben cumplirse para que nuestros elementos estadísticos sean buenos estimadores.

Supongamos que nuestros datos siguen el modelo poblacional teórico:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_i + E_i$$

donde E es una variable aleatoria con distribución normal, media cero y varianza desconocida

$\beta_i$  son los parametros del modelo y se suponen iguales a los coeficientes  $b_i$  de la tendencia.

Entonces, si la tendencia ajustada es un modelo apropiado la varianza de E será igual a la varianza alrededor de la tendencia y si el modelo es incorrecto la varianza alrededor de la tendencia será mayor que la varianza de E. La prueba de igualdad de varianzas involucra la distribución de Fisher. Si consideramos que los coeficientes  $b_i$  establecidos por mínimos cuadrados son verdaderos estimadores de los coeficientes de la regresión poblacional,  $\beta_i$ , supondremos, que la población de la variable dependiente se distribuye normalmente alrededor de la regresión y que su varianza no cambia con cambios en las variables independientes; esto es, las muestras son insesgadas de la población.

A partir de todas estas consideraciones podemos probar la significancia de la tendencia. Los términos involucrados para un análisis de varianza son las medias de los cuadrados, que son las varianzas estimadas obtenidas al dividir la suma de los cuadrados sobre su respectivo grado de libertad.

$$MS_R = \frac{SS_R}{v_R} \quad v_R \text{ m grados de libertad, m es el número de coeficientes de la tendencia, sin contar } b_0$$

$$MS_D = \frac{SS_D}{v_D} \quad v_D \text{ (n-m-1) grados de libertad debido a las desviaciones, n es el número de observaciones}$$

$$F = \frac{MS_R}{MS_D} \quad F \text{ es la prueba de Fisher.}$$

La prueba de F compara la varianza alrededor de la regresión y la varianza de la regresión alrededor de la media. Si la regresión es significativa la desviación alrededor de la regresión o tendencia será pequeña comparada con la varianza de la regresión misma.

De una manera formal, la prueba F para la significancia del ajuste es una prueba de hipótesis y alternativa.

$$H_0 : \beta_1 = \beta_2 = \dots = \beta_m = 0$$

$$H_1 : \beta_1 \neq \beta_2 \neq \dots \neq \beta_m \neq 0$$

La hipótesis ha ser probada es si los coeficientes de la regresión son igual a cero, o en otras palabras, no hay regresión. Si el valor calculado excede a un valor teórico de F, se rechaza la hipótesis  $H_0$  y se acepta la alternativa,  $H_2$ .

La siguiente tabla muestra los principales elementos estadísticos involucrados en el análisis de varianza. La prueba F se usa para probar la significancia de la tendencia. El resultado es un valor calculado de F mayor a un valor teórico indicará que el ajuste es significativo.

FUENTE	SUMA DE CUADRADOS	GRADOS DE LIBERTAD	PRUEBA F
REGRESION ALREDEDOR DE LA REGRESION	$SS_R$	m	$MS_R/MS_D$
ALREDEDOR DE LA MEDIA	$SS_D$	n-m-1	
	$SS_T$	n-1	

TABLA III.1 Elementos utilizados en el análisis de varianza, m es el número de coeficientes de la curva de regresión sin contar  $b_0$ , n es el número de observaciones.

Para probar el mejoramiento de un orden  $m$  al orden próximo más alto  $m+1$ , puede utilizarse las siguientes relaciones:

$$\Delta(R_2) = \Delta(AJUSTE) = \frac{AJUSTE \text{ ORDEN } (m+1)}{AJUSTE \text{ ORDEN } (m)}$$

$$\Delta(R) = \frac{R \text{ ORDEN } (m+1)}{R \text{ ORDEN } (m)}$$

$$\Delta(F) = \frac{F \text{ ORDEN } (m+1)}{F \text{ ORDEN } (m)}$$

## ANEXO IV.

TABLA III. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS DE ALTIMETRIA.

ALTURA DE REFERENCIA = 52.138 Metros.

ESTACION	HOB (pies)	AJT	HCT (pies)	CB	HF (mts)
1 (B-0 )	170	0.34	170.34	-0.34	51.82
2 (B-1 )	240	-0.29	239.71	-0.09	73.04
3 (B-2 )	340	-1.06	338.94	-0.10	103.28
4 (B-3 )	380	-1.41	378.59	-0.14	115.35
5 (B-4 )	305	-0.62	304.38	-0.16	92.73
6 (B-5 )	155	0.67	155.67	-0.20	47.39
7 (B-6 )	45	1.32	46.32	-0.23	14.05
8 (B-7+1 )	40	1.36	41.36	-0.25	12.53
9 (B-8+1 )	55	1.20	56.20	-0.29	17.04
10 (B-11 )	60	0.13	60.13	-1.49	17.88
11 (B-11-1 )	85	0.09	85.09	-2.82	25.07
12 (B-10 )	70	0.03	70.03	-3.71	20.21
13 (B-11-3 )	150	0.41	150.41	-5.24	44.25
14 (B-9 )	80	-0.12	79.88	-6.28	22.43
15 (B-11-4 )	145	0.42	145.42	-7.65	41.99
16 (B-10-3 )	120	0.21	120.21	-8.51	34.05
17 (B+2 )	165	-0.03	164.97	3.74	51.42
18 (B-0-1 )	130	0.08	130.08	4.18	40.92
19 (B-1-2 )	190	-0.09	189.91	4.55	59.27
20 (B-2-4 )	240	-0.15	239.85	6.59	75.11
21 (B-3-5 )	285	-0.42	284.58	7.22	88.94
22 (B-4-5 )	270	-0.30	269.70	7.71	84.56
23 (B-6-6 )	195	0.20	195.20	8.45	62.07
24 (B-5-6 )	235	0.01	235.01	9.05	74.39
25 (B-7-9 )	205	0.06	205.06	0.35	62.61
26 (B-8-9 )	190	0.02	190.02	0.00	57.92
27 (B-10-10)	200	0.02	200.02	0.91	61.24
28 (B-7-11 )	335	0.16	335.16	1.36	102.57
29 (B-4-4 )	445	0.99	445.99	1.57	136.42
30 (B-4-2 )	515	1.65	516.65	1.88	158.05
31 (B-4-3 )	540	1.91	541.91	2.07	165.80
32 (B-2-3 )	350	-0.42	349.58	2.32	107.26
33 (B+1 )	150	-0.09	149.91	-0.17	45.64
34 (B-9-9 )	150	-0.09	149.91	-1.00	45.39
35 (B-11-11)	195	-0.73	194.27	-1.60	58.73
36 (B-10-9 )	130	-0.04	129.96	-2.27	38.92
37 (B-11-10)	150	-0.25	149.74	-2.65	44.83
38 (B-9-7 )	100	0.17	100.17	-3.22	29.55
39 (B-8-4 )	80	0.27	80.27	-3.60	23.37
40 (B-7-3 )	65	0.38	65.38	-3.93	18.73

**TABLA III. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS DE ALTIMETRIA (continuación).**

41 (B-8-3 )	80	-0.07	79.93	-1.34	23.95
42 (B-11-6 )	155	-0.09	154.91	-1.97	46.62
43 (B-11-5 )	120	-0.02	119.98	-2.91	35.68
44 (B+3 )	90	-0.02	89.98	-4.18	26.15
45 (B-5+4 )	5	-0.50	4.50	-4.73	-0.07
46 (B-4+5 )	30	-0.29	29.71	-5.20	7.47
47 (B-2+1 )	30	-0.29	29.71	-5.71	7.32
48 (YEFF )	205	0.13	205.13	6.02	64.36
49 (B+4 )	160	0.10	160.10	24.80	56.36
50 (B+5 )	30	0.74	30.74	26.25	17.37
51 (999 )	0	0.88	0.88	29.62	9.30
52 (888 )	0	0.88	0.88	33.71	10.54

Fórmulas de reducción.

$$HF(I) = HCT(I) + CB(I) \quad (1)$$

$$HCT(I) = HOB(I) + AJT(I) \quad (2)$$

donde:

HOB    Altura observada.  
 AJT    Ajuste por temperatura.  
 HCT    Corrección por temperatura.  
 CB     Corrección barométrica.  
 HF     Altura final.

**TABLA IV. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS MAGNETICOS.**

INT. CAMPO TOTAL DE REFERENCIA = 43775 gammas.

ESTACION	TOB	TV	AT
(1 )B-0	43804.2	-28.4	0.76
(2 )B-1	43841.0	-29.7	36.34
(3 )B-2	43850.0	-36.4	38.60
(4 )B-3	43839.0	-42.2	21.80
(5 )B-4	43833.0	-41.4	16.60
(6 )B-5	43840.0	-36.1	28.95
(7 )B-6	43847.8	-35.9	36.86
(8 )B-7+1	43827.0	-37.9	14.07
(9 )B-8+1	43842.0	-37.1	29.90
(10)B-11	43830.0	1.0	55.96
(11)B-11-1	43817.0	-5.3	36.73
(12)B-10	43809.0	6.3	40.34
(13)B-11-3	43837.0	23.0	84.98
(14)B-9	43790.0	22.9	37.90
(15)B-11-4	43751.0	40.2	16.20
(16)B-10-3	43752.0	44.6	21.63
(17)B+2	43776.0	-21.6	-20.63
(18)B-0-1	43795.0	-25.1	-5.10
(19)B-1-2	43787.0	-4.1	7.93
(20)B-2-4	43826.0	-24.0	27.04
(21)B-3-5	43802.0	-0.8	26.17
(22)B-4-5	43775.0	20.8	20.76
(23)B-6-6	43797.0	8.2	30.18
(24)B-5-6	43798.0	-10.8	12.16
(25)B-7-9	43777.0	38.0	40.00
(26)B-8-9	43785.0	18.1	28.09
(27)B-10-10	43800.0	6.0	30.98
(28)B-7-11	43813.0	-22.9	15.09
(29)B-4-4	43770.0	16.8	11.84
(30)B-4-2	43780.0	16.9	21.94
(31)B-4-3	43766.0	21.0	12.02
(32)B-2-3	43745.0	44.9	14.85
(33)B+1	43765.0	-10.5	-20.46
(34)B-9-9	43823.0	-13.0	34.99
(35)B-11-11	43806.0	-10.3	20.69
(36)B-10-9	43817.0	-12.8	29.18
(37)B-11-10	43816.0	-13.6	27.40
(38)B-9-7	43810.0	-9.5	25.54
(39)B-8-4	43812.0	-10.2	26.80
(40)B-7-3	43816.0	-10.9	30.12
(41)B-8-3	43750.0	0.0	-25.00
(42)B-11-6	43790.0	0.0	15.00
(43)B-11-5	43795.0	0.0	20.00
(44)B+3	43745.0	4.7	-25.33
(45)B-5+4	43822.0	-2.1	44.91

**TABLA IV. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS MAGNETICOS (continuación).**

(46)B-4+5	43809.0	-3.9	30.13
(47)B-2+1	43831.0	-4.4	51.64
(48)YEFF	43783.0	-5.0	3.01
(49)B+4	43749.0	-4.5	-30.53
(50)B+5	43803.0	-6.0	22.02
(51)999	43800.0	-7.3	17.71
(52)888	43795.0	-9.0	11.00

Fórmula de reducción:

$$AT(I) = [ TOB(I) + TV(I) ] - TR$$

donde:

AT Anomalía magnética.  
 TOB Intensidad magnética observada.  
 TV Corrección por variación diurna.  
 TR Intensidad de campo magnético de referencia.

**TABLA V. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS GRAVIMETRICOS.**

GRAVEDAD DE REFERENCIA CORREGIDA POR TOPOGRAFIA = 2522.83 MILIGALES.

DENSIDAD DE BOUGUER = 2.67 gr/cc.

EST	GOB	CLAT	CALT	CBO	CT	GB	ANOMALIA
(1 )	2522.49	0.00	0.00	0.00	0.332	2522.83	0.00
(2 )	2516.27	0.13	6.45	2.34	0.346	2520.60	2.23
(3 )	2510.79	0.20	15.78	5.73	0.700	2521.36	1.47
(4 )	2509.51	0.33	19.51	7.08	1.200	2522.81	0.02
(5 )	2516.29	0.52	12.53	4.54	1.000	2524.75	1.92
(6 )	2525.10	0.72	1.47	0.53	0.823	2524.27	1.44
(7 )	2532.34	0.85	11.75	4.26	0.513	2524.52	1.69
(8 )	2535.00	0.72	12.22	4.43	0.130	2526.62	3.79
(9 )	2535.64	0.85	10.83	3.93	0.110	2528.00	5.17
(10)	2538.75	0.91	10.57	3.84	0.293	2531.39	8.56
(11)	2535.73	1.11	8.35	3.03	0.292	2529.59	6.76
(12)	2536.76	0.85	9.85	3.57	0.154	2529.78	6.95
(13)	2529.82	1.30	2.43	0.88	0.095	2527.06	4.23
(14)	2535.26	0.91	9.17	3.33	0.108	2528.61	5.78
(15)	2528.96	1.50	3.15	1.14	0.066	2525.52	2.69
(16)	2531.44	1.17	5.58	2.03	0.068	2526.78	3.95
(17)	2520.35	0.13	0.22	0.08	0.413	2520.75	-2.08
(18)	2521.35	0.26	3.46	1.26	0.964	2519.84	-2.99
(19)	2516.83	0.65	2.20	0.80	0.826	2518.41	-4.42
(20)	2514.18	0.85	7.09	2.57	0.601	2518.46	-4.37
(21)	2510.78	1.04	11.36	4.12	0.308	2517.28	-5.55
(22)	2511.21	1.37	10.01	3.63	0.289	2516.50	-6.33
(23)	2516.04	1.89	3.07	1.11	0.842	2516.95	-5.88
(24)	2513.93	1.63	6.86	2.49	0.380	2517.05	-5.78
(25)	2516.40	2.09	3.23	1.17	0.610	2516.98	-5.85
(26)	2517.27	2.22	1.78	0.65	0.508	2516.70	-6.13
(27)	2517.0	2.48	2.81	1.02	0.339	2516.66	-6.17
(28)	2507.72	1.63	15.56	5.65	0.100	2516.11	-6.72
(29)	2500.67	1.17	26.01	9.44	0.346	2516.41	-6.42
(30)	2500.77	0.91	32.68	11.86	0.378	2521.06	-1.76
(31)	2497.24	1.04	35.08	12.72	0.650	2519.20	-3.63
(32)	2509.98	0.52	17.01	6.17	0.221	2520.52	-2.31
(33)	2524.53	0.00	2.01	0.73	0.439	2523.69	0.86
(34)	2520.05	2.22	2.08	0.76	0.293	2516.80	-6.03
(35)	2516.6	2.54	2.03	0.74	0.287	2515.66	-7.17
(36)	2522.69	2.15	4.08	1.48	0.269	2518.21	-4.62
(37)	2521.0	2.28	2.26	0.82	0.190	2517.49	-5.34
(38)	2527.34	1.69	6.97	2.53	0.339	2521.54	-1.29
(39)	2529.93	1.43	8.88	3.22	0.385	2523.23	0.40

**TABLA V. VALORES QUE CORRESPONDEN A LA REDUCCION DE DATOS GRAVIMETRICOS (continuación).**

(40)	2531.39	1.17	10.31	3.74	0.455	2524.10	1.27
(41)	2531.60	1.30	8.70	3.16	0.138	2524.90	2.07
(42)	2526.61	1.69	1.70	0.62	0.064	2523.89	1.06
(43)	2529.99	1.56	5.08	1.84	0.098	2525.29	2.46
(44)	2533.66	0.20	8.02	2.91	0.092	2528.45	5.62
(45)	2535.73	0.07	16.09	5.84	0.696	2526.11	3.28
(46)	2534.84	0.13	13.78	5.00	1.697	2527.89	5.06
(47)	2534.43	0.65	13.83	5.02	0.478	2526.75	3.92
(48)	2519.73	0.26	3.77	1.37	0.171	2522.56	-0.27
(49)	2521.02	0.52	1.30	0.47	0.140	2522.51	-0.32
(50)	2529.97	0.65	10.73	3.89	0.585	2524.37	1.54
(51)	2530.97	0.91	13.22	4.80	0.435	2523.89	1.06
(52)	2533.04	0.85	12.84	4.66	0.426	2526.13	3.30

Fórmulas de reducción:

$$AB = GB - GR \quad (1)$$

$$GB = GOB \pm CLAT \pm CALT \pm CBO + CT \quad (2)$$

donde:

AB	Anomalía de Bouguer relativa.
GB	Gravedad de Bouguer.
GR	Gravedad de referencia.
GOB	Gravedad observada.
CLAT	Corrección por Latitud
CALT	Corrección por altura.
CBO	Corrección de Bouguer.
CT	corrección por topografía.